

JENS A. HÖLEMANN

AKKUMULATION VON AUTOCHTHONEM UND ALLOCHTHONEM ORGANISCHEM MATERIAL IN DEN KÄNOZOISCHEN SEDIMENTEN DER NORWEGISCHEN SEE (ODP LEG 104)

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel

Kiel 1994

GEOMAR REPORT 33

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
Christian Albrechts University
in Kiel



JENS A. HÖLTMANN

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel
Zum Druck genehmigt am 27.1.1993

Redaktion der Serie: Gerhard Haass
Umschlag: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

Managing Editor: Gerhard Haass
Cover: Kerstin Kreis, Harald Gross,
GEOMAR Technologie GmbH

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR REPORT
ISSN 0936 - 5788

GEOMAR
Forschungszentrum
für marine Geowissenschaften
D-24148 Kiel
Wischhofstr. 1-3
Telefon (0431) 7202-0
Telefax (0431) 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

GEOMAR
Research Center
for Marine Geosciences
D-24148 Kiel / Germany
Wischhofstr. 1-3
Telephone (49) 431 / 7202-0
Telefax (49) 431 / 72 53 91, 7 20 22 93, 72 56 50

Inhaltsverzeichnis

	Kurzfassung	
	Abstract	
1.	Einleitung und Zielsetzung	1
2.	Das Untersuchungsgebiet: ODP Leg 104 Norwegische See/Vøring Plateau	3
2.1	Ozeanographie der Norwegisch-Grönländischen See.....	3
2.2	Lithostratigraphie der ODP-Bohrungen auf dem Vøring Plateau.....	5
2.3	Chronostratigraphie	8
3.	Eintrag und Erhaltung von organischem Material in marinen Sedimenten	9
4.	Methoden	12
4.1	Gesamt-organischer Kohlenstoff.....	15
4.2	Rock-Eval-Pyrolyse	15
4.3	Organische Petrologie.....	19
4.3.1	Präparation und Auszählung der Präparate	23
4.4	Verhältnis von organischem Kohlenstoff zum gesamten Stickstoff.....	26
4.5	Lineare Sedimentations- und Akkumulationsraten	27
5.	Ergebnisse	29
5.1	Das organische Material in den miozänen bis mittel-pliozänen Sedimenten.....	31
5.2	Das organische Material in den ober-pliozänen und quartären Sedimenten	45
6.	Diskussion	56
6.1	Phasen hoher TOC-Akkumulation während sehr hoher Opal-Akkumulation im Unter- und frühen Mittel-Miozän	56
6.1.1	Unter- und mittel-miozäne Variationen in der Akkumulation von allochthonem OM.....	59
6.2	Mittel-miozäne bis ober-miozäne Akkumulation von autochthon dominiertem OM.....	61
6.3	Wechsel in der Zusammensetzung des OM im Unter-Pliozän.....	63
6.4	Phasenweise, hohe Akkumulation von allochthonem, thermisch reifem OM seit dem Ober-Pliozän.....	63
6.4.1	Sedimentation glazialer und spätglazialer, TOC-reicher Diamikte	66
7.	Schlußfolgerung	69
7.1	Akkumulation des autochthonen OM	70
7.2	Akkumulation des allochthonen OM.....	70
8.	Literaturverzeichnis	72

Anmerkung: Die Datenanhänge sind dieser Arbeit nicht beigelegt. Sie können bei GEOMAR, Forschungszentrum für marine Geowissenschaften der Christian-Albrechts Universität zu Kiel, Wischhofstraße 1-3, 24148 Kiel eingesehen werden.

Kurzfassung

Die känozoischen Sedimente, die im Rahmen des ODP-Bohrprogrammes auf dem Vøring Plateau erbohrt wurden, zeigen eine deutliche Variabilität im Gehalt an gesamtorganischem Kohlenstoff (TOC) und dessen Akkumulationsrate. Durch die geochemische und organisch-petrographische Charakterisierung des sedimentären organischen Materials (OM) war es möglich, eine Quantifizierung des autochthonen und allochthonen Anteils an diesem OM durchzuführen.

Dabei wurde deutlich, daß erhöhte TOC-Gehalte und -Akkumulationsraten in den känozoischen Sedimenten stets durch hohe Gehalte bzw. Einträge von allochthonem OM verursacht werden. Fusinitisierte, teilweise gut gerundete organische Partikel bilden den Großteil des OM in den TOC-reichen Sedimenten im Miozän. Die Quelle für dieses fusinitisierte OM bildet wahrscheinlich die Aufarbeitung von Sedimenten auf dem skandinavischen Schelf. Variationen im Eintrag dieser Partikel sind zum Teil mit Meeresspiegelschwankungen korrelierbar.

Eine noch stärker hervortretende Dominanz von allochthonem OM über autochthones organisches Material zeigen die Sedimente mit Beginn des Pliozäns. Ab 2,45 Ma spiegelt dann das phasenhafte Auftreten größerer Mengen eistransportierten, thermisch reifen OM die starke glaziale Aufarbeitung der mesozoischen, kohle- und schwarzschieferführenden Schichtenfolgen auf dem skandinavischen Kontinentalrand wider. Der einsetzende Eisbergtransport dieser Klasten markiert somit den Zeitpunkt, an dem die skandinavischen Gletscherfronten dieses Gebiet erreichten.

Die generell geringe Akkumulation von autochthonem OM in den Sedimenten am Vøring Plateau zeigt keine ausgeprägten Variationen im Zeitraum vom Miozän bis rezent. Selbst bei einer hohen Akkumulationsrate von biogenem Opal, bleibt die Akkumulationsrate von TOC autochthonen Ursprungs gering. Dabei beherrschen relativ inerte autochthone organische Partikel, wie Dinoflagellatenzysten, das autochthone OM. Dies deutet auf einen generell intensiven Abbau des marinen organischen Materials unter gut belüfteten Bodenwasserverhältnissen während des gesamten dokumentierten Zeitabschnittes.

Abstract

The Cenozoic sediments recovered in ODP Leg 104 on the Vøring Plateau show a distinct variability of the total organic carbon content (TOC) and the accumulation rates of TOC. Based on the geochemical and organic-petrographic characterization of the sedimentary organic matter (OM), a quantification of the allochthonous and autochthonous portion of this OM could be carried out.

The results clearly demonstrate, that high TOC contents and TOC accumulation rates during the Cenozoic were almost exclusively caused by a high input of allochthonous organic matter. Fusinized and partly well rounded organic particles build up the main portion of OM within the TOC-rich, Miocene sediments. The most probable source of this fusinized OM are reworked sediments from the continental shelf of Scandinavia. Changes in the input of these organic particles are in some degree correlatable with sea level changes.

A prominent dominance of allochthonous OM over autochthonous is documented with the beginning of the Pliocene. At 2.45 Ma the episodic occurrence of ice-rafted, thermal mature OM reflects the onset of the glacial erosion of mesozoic, coal and black shale containing sediments on the scandinavian shelf. The first occurrence of the OM particles is therefore a marker for the beginning of the strong Scandinavian glaciation and the advance of the glacial front towards the shelf.

The accumulation of autochthonous OM is low and reveals no clear variations since the Miocene. In spite of a high accumulation rate of biogenic opal during the Early Miocene the accumulation rate of autochthonous TOC is low. The autochthonous particle assemblage is dominated by relatively inert OM, like dinoflagellate cysts. This points to a intensive degradation of the marine OM under well oxidized bottom water conditions during the last 23 my.

1. Einleitung und Zielsetzung

Die auf dem Vøring Plateau im Rahmen des ODP-Leg 104 (Abb.1) erbohrten känozoischen Sedimente zeigen deutliche Variationen in Gehalt und Akkumulationsraten des organischen Kohlenstoffs (TOC) (Henrich et al. 1989; Bohrmann et al. 1990). Um aus diesem TOC-Signal Hinweise auf die paläo-ozeanographische, klimatische und tektonische Entwicklung der Norwegischen See abzuleiten, ist es jedoch unbedingt notwendig, das organische Material (OM) in den Sedimenten in seinen autochthonen (marinen) und allochthonen (terrestrischen und marin umgelagerten) Anteilen quantitativ zu erfassen und zu beschreiben (Demaison & Moore 1980). Dazu wurden die bis zu 23 my alten Sedimente aus den Bohrungen 643A, 642B und 644A mit Hilfe der Rock-Eval-Analyse und mikroskopischen, organisch-petrographischen Methoden detailliert untersucht.

Die von McDonald et al. (1989) durchgeführte Analyse der extrahierbaren Kohlenwasserstofffraktion des OM deutet in den plio-pleistozänen Sedimenten auf einen hohen Gehalt an terrestrischem, eistransportiertem OM. So treten in Diamikt-horizonten, die verstärkt in glazialen und frühen deglazialen Phasen abgelagert wurden, hohe TOC-Gehalte bis zu 1,6 Gew.% auf (Henrich 1989), die vermutlich ebenfalls durch hohe Gehalte an allochthonem, eistransportiertem OM verursacht werden (Hölemann et al. 1990). Unter der Annahme, daß dieses OM aus dem Bereich Skandinaviens stammt, stellt sich die Frage, ob das erste Auftreten von größeren Mengen allochthonem OM als Tracer für die Vereisungsgeschichte Skandinaviens genutzt werden kann. Dies zu prüfen ist eines der Hauptziele der vorliegenden Arbeit.

Durch die genaue Klärung der Zusammensetzung des OM in den Diamikten kann ebenfalls die Überprüfung von ozeanographischen Modellen erfolgen, die demgegenüber bestimmte TOC-reiche Diamikte als Indikatoren für Auftriebsphänomene entlang des norwegischen Kontinentalrandes deuten (Kassens 1990; Vogelsang 1990). Dies sollte sich in Menge und Zusammensetzung des autochthonen OM in den Sedimenten deutlich widerspiegeln (Powell et al. 1992).

Da der Eintrag und die Erhaltung von organischem Material in marinen Sedimenten von einer großen Zahl von zum Teil unbekanntem Faktoren gesteuert werden (Emerson & Hedges 1988), ist generell zu prüfen, ob zum Beispiel das phasenhafte Auftreten von kühl adaptierten Organismengruppen (Locker & Martini 1989) seit dem Ober-Miozän mit Änderungen in der Menge und Zusammensetzung speziell des autochthonen OM in den Sedimenten am Vøring Plateau einhergeht.



Abb. 1: Lage der Bohrpunkte des ODP-Leg 104

Diese Frage stellt sich auch bei der Interpretation der phasenweise hohen TOC-Akkumulationsraten im Unter- und frühen Mittel-Miozän (Bohrmann et al. 1990) bei gleichzeitig sehr hohen Akkumulationsraten von biogenem Opal (Bohrmann 1988). Ob die hohen TOC-Gehalte und -Akkumulationsraten in diesen Sedimenten in Folge besserer Erhaltung durch eine Abreicherung des Sauerstoffs im Bodenwasser verursacht werden, wie von Thiede & Ehrmann 1986 vorgeschlagen, kann erst durch die in dieser Studie durchgeführten Untersuchungen überprüft werden.

2. Das Untersuchungsgebiet: ODP-Leg 104 Norwegische See/Vøring Plateau

Die Bohrpunkte 643, 642 und 644 liegen entlang eines Profils über das Vøring Plateau und wurden so gewählt, daß pelagische und hemipelagische Sedimente beprobt werden konnten, die charakteristische Elemente der darüberliegenden Wassermassen widerspiegeln.

Die genaue Position der bearbeiteten Bohrpunkte des Leg 104 ist in der Tabelle 1 dokumentiert.

Bohrloch	642B	643A	644B
Geogr. Breite	67° 13,5' N	67° 42,9' N	66° 40,7' N
Geogr. Länge	2° 55,7' E	1° 02,0' E	4° 34,6' E
Wassertiefe	1292,7 m	2779,8 m	1225,9 m
Kernlänge	1229,4 m	565,2 m	252,8 m
(Kerngewinn %)	98%	79%	81%
Basisalter	Eozän	Eozän	Pliozän

Tabelle 1: Lage und Teufen der untersuchten Bohrungen des ODP-Leg 104

2.1. Ozeanographie der Norwegisch-Grönländischen See

Als Konsequenz der plattentektonischen Bewegungen im Känozoikum bildeten sich im Atlantik ozeanographische Bedingungen aus, die grundlegend verschieden sind von denen im Pazifik und Indischen Ozean. Eines der wichtigsten Ereignisse war dabei die Öffnung der Norwegisch-Grönländischen See, durch die ein Austausch von Oberflächen- und Tiefenwässern über alle Klimazonen hinweg ermöglicht wurde (Eldholm et al. 1989). Dies hatte einen wesentlichen Einfluß auf das Klima der nördlichen Hemisphäre.

Die heutige Ozeanographie des nördlichen Nordatlantiks ist gekennzeichnet durch eine starke meridionale Asymmetrie (Abb. 2). Sie wird verursacht durch den Einstrom von warmem, salzhaltigem, atlantischem Oberflächenwasser (NAW) mit dem Norwegen

Strom (NC) an der Oststeite und dem gleichzeitigen Ausstrom von kaltem, in seiner Salinität reduziertem arktischem Oberflächen- und Tiefenwasser mit dem Ost-Grönlandstrom (EGC) entlang der Westseite des Europäischen Nordmeeres. Das relativ salzarme Wasser des Norwegischen Küstenstroms (NCC) vereinigt in sich das Fjordwasser und den brackischen Ausstrom der Ostsee und transportiert diese Wassermassen nahe der skandinavischen Westküste nach Norden.

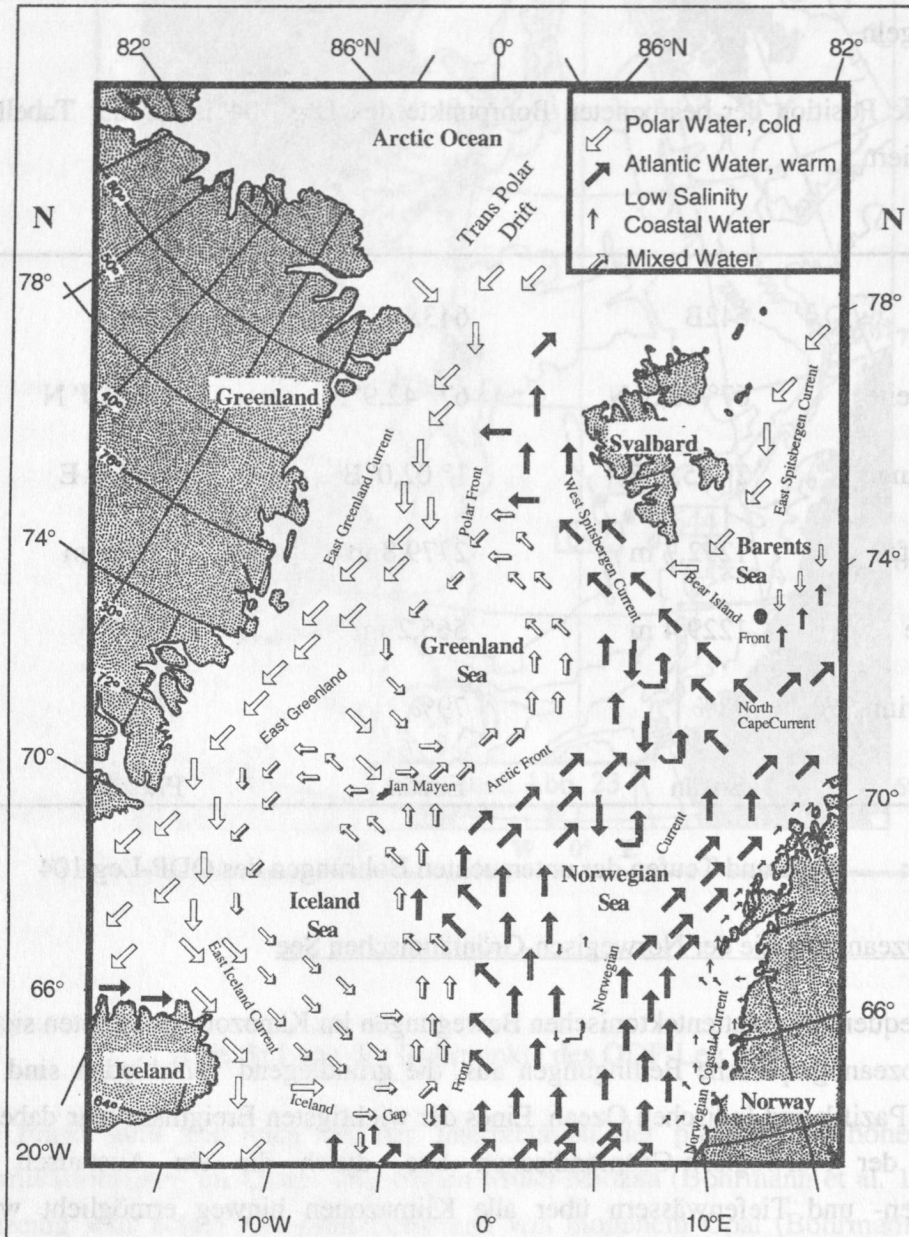


Abb. 2: Oberflächen-Stromsysteme im Europäischen Nordmeer, aus Blaume 1992.

Durch den Massenaustausch zwischen der arktischen und der atlantischen Strömung kommt es zur konvektiven Erneuerung der Zwischen- und Tiefenwassermassen im Bereich der Grönland- und Islandsee (Nansen 1906; Koltermann 1987). So führt die

Konvektion in der Islandsee zum sporadischen Ausstrom von Zwischenwassermassen über die Dänemarkstraße in den Nordatlantik, wo es zusammen mit dem Ausstrom der Labradorsee und der Gibbs-Fracture-Zone das Nordatlantische Tiefenwasser (NADW) bildet (Swift 1984). Das NADW versorgt den Boden des gesamten Weltozeans mit Sauerstoff und dringt bis in den Nordpazifik vor (Dickson et al. 1990). Inwieweit der Abstrom von Bodenwassermassen aus dem Bereich des Barents-Schelfes ebenfalls noch das NADW modifiziert, wird noch diskutiert (Blindheim 1989).

Im östlichen Europäischen Nordmeer findet rezent keine Tiefenkonvektion statt, da eine ausgeprägte Stabilität zwischen dem Oberflächenwasser (NAW) und dem Tiefenwasserkörper besteht.

2.2 Lithostratigraphie der ODP-Bohrungen auf dem Vøring Plateau

Für ein besseres Verständnis der Ablagerungsbedingungen wird im folgenden Abschnitt die Lithostratigraphie der einzelnen Bohrungen auf dem Vøring Plateau skizziert. Eine vereinfachte Darstellung der geologischen Sektionen ist in Abbildung 3 dargestellt. In den Bohrungen des Leg 104 können durch Variationen innerhalb der Grobfractionszusammensetzung mehrere Lithofaziessektionen voneinander getrennt werden (Henrich et al. 1989). Die im Folgenden dargestellten Sektionen sind mit nur geringen Abweichungen zwischen den einzelnen Bohrungen zu korrelieren.

Sektion A: Bohrung 642B: Kern 1H bis 8H (rezent - 2,56 Ma)

Bohrung 643A: Kern 1H bis 6H (rezent - 2,56 Ma)

Bohrung 644A: Kern 1H bis 30H (rezent - 2,56 Ma)

Die Zusammensetzung der Grobfraktion der Sektion A wird charakterisiert durch Variationen zwischen biogen-kalkig (Typ 1) und terrestrisch (Typ 3) dominierten Partikelspektren. In den Bohrungen 643A und 642B treten vor 1 Ma bis 1,2 Ma, bedingt durch eine niedrigere Produktivität kalkschaliger Organismen verbunden mit einer hohen Karbonatlösung, nur sehr selten biogen-kalkige Partikelzusammensetzungen vom Typ 1 auf (Henrich 1989). Auch in der Bohrung 644A ist im gleichen Zeitraum eine Abnahme der kalkigen Planktonschalen - vorwiegend Foraminiferen- zu beobachten. Die Sedimente im unteren Abschnitt der Sektion A sind somit fast ausschließlich durch eine terrigen dominierte Zusammensetzung (Typ 3) gekennzeichnet. Innerhalb dieses Abschnittes lassen sich jedoch Intervalle mit niedrigen oder hohen Konzentrationen an grobkörnigen und eistransportierten Quarzen, Feldspäten, Glimmer und Gesteinsfragmenten voneinander trennen.

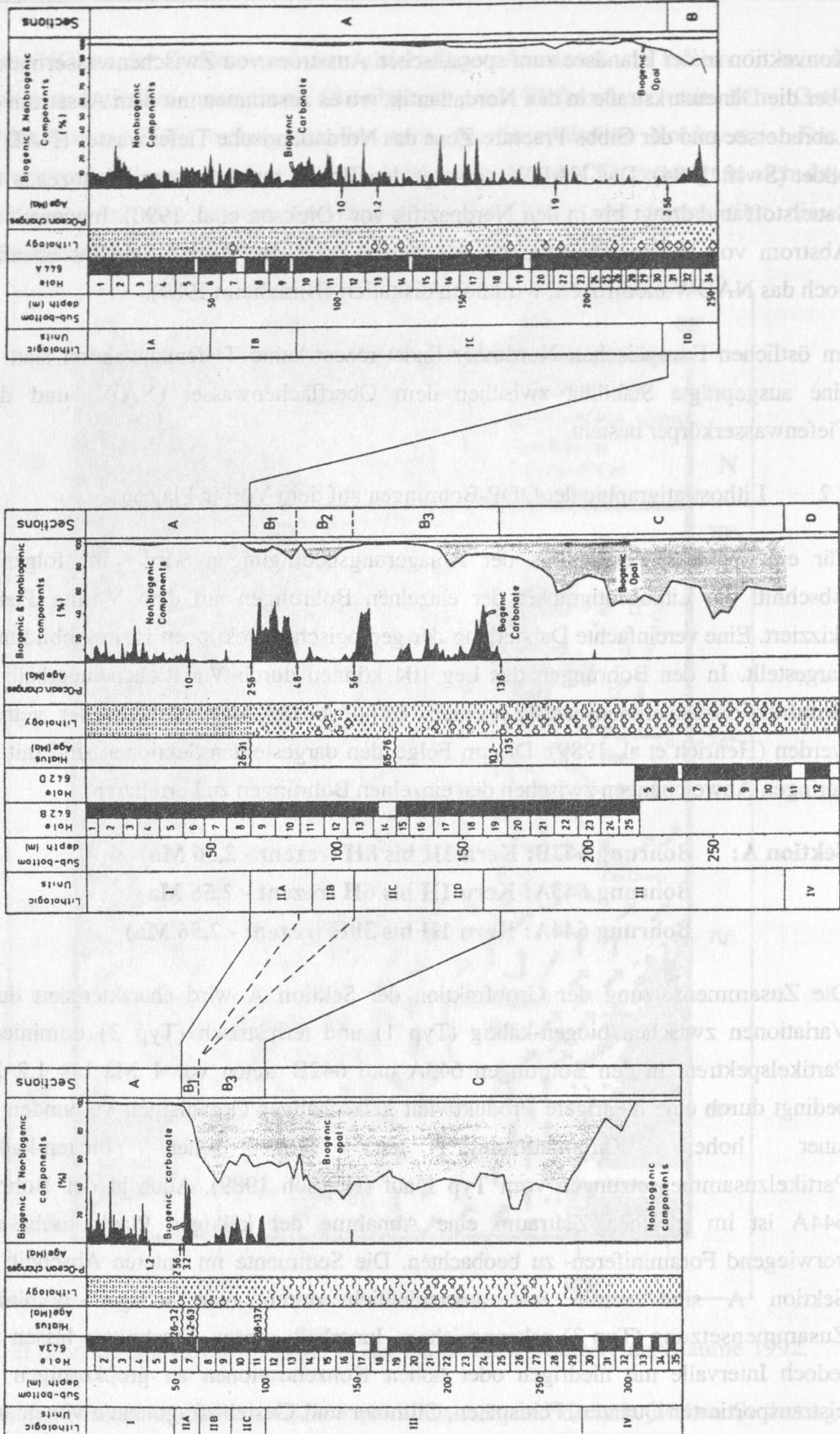


Abb. 3: Lithologische Sektionen der Bohrungen 643A, 642B und 644A aus Henrich et al. 1989.

Im Gegensatz zu den Bohrungen 642B und 643A tritt der Wechsel zwischen Typ 1- und Typ 3-Grobfraktionszusammensetzungen in der gesamten Sektion auf, wobei die Amplituden der Schwankungen in der Partikelzusammensetzung vor 1 Ma deutlich abnehmen. Parallel dazu verschiebt sich das Spektrum innerhalb des Typs 1 von einer durch planktische Foraminiferen dominierten zu einer durch benthische Foraminiferen charakterisierten Zusammensetzung. Gleichzeitig treten in diesem Abschnitt auch geringe Gehalte an biogenem Opal -hauptsächlich Schwammnadeln- auf.

Sektion B: Bohrung 642B: Kern 9H bis 19H

Bohrung 643A: Kern 7H bis 11H

Bohrung 644A: Kern 31 bis 34

Während die Grobfraktionszusammensetzung vom Typ 3 in dieser Sektion stark zurückgeht und verschwindet, treten kalkig-biogene (Typ 1) und silikatisch-biogene (Typ 2) Zusammensetzung in unterschiedlichen Konzentrationen in den Vordergrund. Durch die Wechsel zwischen biogen-kalkigen und biogen-silikatischen Vergesellschaftungen können mehrere Unter-Sektionen unterschieden werden.

Unter-Sektion B1: Bohrung 642B: Kern 9H bis 10H (3,1 Ma bis 4,2 Ma)

Bohrung 643A: Kern 7H

Die Grobfraktionszusammensetzung in der Unter-Sektion B1 wird durch den Typ 1 gekennzeichnet. Beimengungen von biogenem Opal treten nur in geringen Mengen auf. Karbonatgehalte des Sediments von 25-60% in der Bohrung 642B sind ebenfalls kennzeichnend für diese Sektion. Dieses karbonatreiche Intervall ist in der Bohrung 643A jedoch wesentlich kürzer.

Unter-Sektion B2: Bohrung 642B: Kern 11H bis 13H (4,8 Ma bis 5,6 Ma)

Wechsel zwischen von Radiolarien- und Schwammnadelopal (mit Beimengungen von Diatomeen) dominierten Zusammensetzungen in der Grobfraktion charakterisieren die Unter-Sektion B2 in der Bohrung 642B. Durch das Auftreten eines Hiatus fehlt dieses Intervall in der Bohrung 643A.

Unter-Sektion B3: Bohrung 642B: Kern 13H bis 19H (5,6 Ma bis 13,6 Ma)

Bohrung 643A: Kern 8H bis 11H

Mischungen der Grobfraktionszusammensetzungen des Typs 1 und Typs 2 kennzeichnen dieses Intervall. Dabei treten in der Bohrung 642B ebenfalls geringe Anteile von sandschaligen, benthischen Foraminiferen auf, die im gleichen Abschnitt der Bohrung 643A jedoch nicht gefunden werden. Als Ursache hierfür kommt eine

verringerte benthische Aktivität in der in größerer Wassertiefe liegenden Bohrung 643A in Betracht (Henrich et al. 1989). Das Alter der Unter-Sektion umfaßt in Bohrung 642B den Hiatus zwischen 11,8 und 13,4 Ma. In der Bohrung 643A treten zwei Hiaten auf; jeweils am Top der Sektion zwischen 4,2 Ma und 6,3 Ma und an der Basis zwischen 8,8 Ma und 13,7 Ma.

**Sektion C: Bohrung 642B: Kern 20H bis 25H -Basis der Bohrung-
Bohrung 643A: Kern 12X bis 30X**

Die Grobfraktion dieser Sektion wird ausschließlich durch silikatische Skelette, ohne Beimengungen karbonatischer Partikel gebildet. In der Bohrung 643A treten unterhalb des Kernes 30X starke diagenetische Veränderungen mit einer Umwandlung von Opal-A in Opal-CT auf.

2.3 Chronostratigraphie

Die Stratigraphie der einzelnen Bohrungen basiert vornehmlich auf den biostratigraphischen (Goll 1989) und magnetostratigraphischen (Bleil 1989) Studien, die während der letzten fünf Jahre an Proben des ODP Leg 104 durchgeführt wurden. Neuere Arbeiten von Müller & Spiegler (1993) über die Miozän-Bolboformen-Stratigraphie des Leg 104 wurden berücksichtigt. Danach liegt der mittel-miozäne Hiatus in der Bohrung 642B zwischen 11,8 und 13,4 Ma (bisher 10,2 - 13,4 Ma) und in Bohrung 643A zwischen 11,5 und 13,7 Ma (bisher 8,8 -13,7 Ma).

Für die glazial-interglazialen Zyklen wurde die von Henrich (1989) aus einem kombinierten Datensatz mit Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopen erstellte Chronostratigraphie verwendet. Eine ergänzte Version (Henrich 1992) enthält auch die Stratigraphie der Bohrung 644A.

Abgesehen von den oben genannten Änderungen wurden die stratigraphischen Fixpunkte von Goll (1989) und Bleil (1989) sowie die Alters/Teufendiagramme von (Bohrmann 1988) übernommen.

Eines der Hauptprobleme bei der Erstellung der exakten Stratigraphie war die genaue zeitliche Datierung der großen Hiaten. Das häufige Auftreten von Schichtlücken ist dabei jedoch ein für den Nordatlantik typisches Phänomen (Thiede & Ehrmann 1986). DSDP-Daten zeigen, daß im späten Miozän im Bereich der Norwegisch-Grönländischen See die erosiven Prozesse ein Maximum erreichten (Thiede et al. 1989). Auch das späte Oligozän und das gesamte Miozän wurden durch diese Prozesse stark beeinflusst.

3. Eintrag und Erhaltung von organischem Material in marinen Sedimenten

Für die paläo-ozeanographische Interpretation des organischen Kohlenstoffsignals ist eine Kenntnis der Faktoren, die den Eintrag und die Erhaltung von OM in marinen Sedimenten bestimmen, entscheidend. Das Wechselspiel dieser Faktoren führt im Endeffekt dazu, daß TOC-Gehalte über 0,5 Gew.% meist nur in den Schelfbereichen gefunden werden (im Durchschnitt 1,02 Gew.%), während die pelagischen Sedimente der offenen Ozeane Durchschnittswerte um 0,3 Gew.% zeigen (Romankevich 1984; Emerson & Hedges 1988).

Organisches Material in Meeresablagerungen kann marinen und terrestrischen Ursprungs sein. Dabei ist die absolute Menge des terrestrischen OM abhängig von den klimatischen Bedingungen auf dem umgebenden Festland und der Nähe zu Mündungen von Abflußsystemen, über die große Mengen an terrestrischem OM eingetragen werden. Dieses Material sedimentiert bevorzugt in feinkörnigen Sedimenten, da die meisten organischen Partikel aufgrund ihrer geringen Dichte hydrodynamisch der Silt- und Tonfraktion entsprechen (Trask 1939). Studien über den Ligningehalt und die Verteilung der stabilen Kohlenstoffisotope des OM deuten darauf hin, daß der Einfluß von terrestrischem organischem Material generell jedoch auf die küstennahen Sedimentationsräume beschränkt bleibt (Hedges & Parker 1976). Demgegenüber werden jedoch große Mengen von fluviatil eingetragenen Sedimenten im Bereich der großen Ströme Südost-Asiens in die Ozeane transportiert. Die Tiefseefächer dieser Flüsse dehnen sich daher mehrere tausend Kilometer in den offshore Bereich aus. Weitere Quellen für allochthones OM in pelagischen Sedimenten sind Umlagerungs- und Erosionsprozesse von Sedimenten des Kontinentalschelfs und -hangs. So findet ein hoher Eintrag von Sedimenten vom Schelf in den tieferen Bereich der Ozeane verstärkt während des Beginns von schnellen Meeresspiegelsenkungen statt (Miller et al. 1987).

Von besonderer Bedeutung für den Transport von allochthonem OM in den offenen Ozean ist im Europäischen Nordmeer der mit den kontinentalen Vereisungen einsetzende Eintrag von glazial erodiertem OM (Hölemann et al. 1990; Wagner et al. 1992). So stellt allochthones OM in den quartären Sedimenten der Norwegischen See und im Skagerrak eine der wichtigsten organischen Komponente (Combaz et al. 1974; Wiesner et al. 1990). Auf hohe Gehalte von allochthonem OM deuten auch die Untersuchungen der extrahierbaren Kohlenwasserstoffe (KW) in den quartären Sedimenten am Vøring Plateau (McDonald et al. 1989).

Atmosphärischer Transport von terrestrischen organischen Substanzen kann in abgelegenen ozeanischen Gebieten ebenfalls einen bedeutenden Eintragsmechanismus darstellen (Gagosian & Peltzer 1985).

In das marine Milieu eingetragene, terrestrische OM besitzt einen hohen Anteil von Struktur-Polysacchariden und Polymeren (Zellulose, Lignin etc.), die für die Organismen der marinen Lebensgemeinschaft nur schwer oder gar nicht abbaubar sind (Benner et al. 1988). Der Anteil dieser residualen OM-Fraktion beträgt heute etwa 65% des OM-Gesamteintrages über Flußsysteme (Ittekkot 1988). In Meeresbereichen, in denen die labilen, autochthonen Komponenten des OM schnell abgebaut werden, kann das residuale OM dem biologischen Abbau widerstehen, so daß die TOC-Akkumulationsrate im Wesentlichen nur Schwankungen im Eintrag der inerten organischen Komponenten widerspiegelt.

Dies verdeutlicht, daß in den pelagischen Sedimenten am Vøring Plateau nicht davon ausgegangen werden kann, daß das sedimentäre OM hauptsächlich autochthonen Ursprungs ist. Genaue Aussagen über die Anteil der allochthonen und autochthonen organischen Komponenten am gesamten OM können nur auf der Basis detaillierterer Untersuchungen, wie der organisch-petrographischen Analyse (Jones 1987) oder der Bestimmung des Hydrogen-Index (Demaison 1991), getroffen werden.

Die Eintragsmenge von autochthonem OM in marine Sedimente -auf deren Basis oft die Paläo-Produktivität des Oberflächenwassers ermittelt wird- ist ebenfalls durch eine Reihe von Faktoren bestimmt, die in verschiedenen Meeresgebieten erheblich voneinander abweichen. So wurden in jüngster Zeit Vorstellungen über die bestimmenden Faktoren der Akkumulationsrate von autochthonem OM entwickelt, die zur Zeit kontrovers diskutiert werden. Auf der einen Seite stehen Arbeiten, die unterstreichen, daß die Primärproduktion in den oberen Wasserschichten letztendlich den kontrollierenden Faktor für die TOC-Akkumulation darstellt (Pedersen & Calvert 1990). Dies basiert auf Studien, die verdeutlichen, daß anaerobe Bedingungen keine bessere Erhaltung des autochthonen OM zur Folge haben, da der mikrobielle Abbau unter oxischen und anoxischen Bedingungen gleich hoch ist (Jørgensen 1982; Henrichs & Farrington 1987; Henrichs & Reeburgh 1987). Auf der anderen Seite stehen Arbeiten, die verdeutlichen, daß generell kein direkter Zusammenhang zwischen Oberflächenproduktivität und dem TOC-Eintrag in das Sediment besteht (Demaison & Moore 1980; Tyson 1987; Jumars et al. 1989; Demaison 1991). Nach diesen Autoren wird das Signal der Primärproduktivität und der daraus resultierenden Exportproduktion nur dann in den Sedimenten erhalten, wenn andere, die Erhaltung des OM begünstigende, Faktoren dazukommen.

Daß nicht von einer konstanten Beziehung von Gesamtproduktivität in den oberen Wasserschichten zum Partikelfluß in tiefere Bereiche ausgegangen werden kann, verdeutlichen ebenfalls neuere Untersuchungen in der Norwegischen See (v. Bodungen 1989). Die in der Norwegischen See im Jahre 1986 erfaßte Primärproduktion betrug im frühen Frühling im Mittel $50 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$, im Juni um $200 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ und im Spätsommer lag sie bei $100 \text{ mg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ (von Bodungen 1989). Der Partikelfluß wird dabei vor allem durch die Kopplung und Entkopplung von Produktion und Konsumption (z.B. durch Copepoden) modifiziert (v. Bodungen 1989). Es ist daher auch nicht zu erwarten, daß der vertikale organische Partikelfluß, der die Quelle für das autochthone OM der Sedimente darstellt, eine direkte Funktion der errechneten jährlichen Primärproduktion ist. Der organische Partikelfluß, der hauptsächlich in Form von Aggregaten wie Kotballen (Honjo & Roman 1978) und Flocken ("marine snow" Fowler & Knauer 1986) erfolgt, wird durch die starke Respiration an der Grenzschicht Wasser/Sediment weiter modifiziert (Müller & Suess 1979). Eine erhebliche Rolle spielen daher ebenfalls die Unterschiede in den Recyclingraten von pelagischen und neritischen Benthosgemeinschaften (Graf 1989). Somit wird deutlich, daß die Interpretation des autochthonen OM-Anteils besonders in älteren Sedimenten Unsicherheiten birgt, die aufgrund des heutigen Wissenstandes nicht genau zu greifen sind. Umso kritischer ist es dann, auf der Basis der Akkumulationsrate von autochthonem TOC Aussagen über die Paläo-Produktivität zu treffen.

4. Methoden

Die Erfassung des Gewichtanteils von organischem Kohlenstoff am Gesamtsediment (TOC-Gew.%) gehört meist zur Routine der sedimentologischen Bearbeitung. Da der Mengenanteil einer Sedimentkomponente jedoch abhängig ist von der Konzentration aller anderen Komponenten, ist der TOC-Gewichtsanteil für sich alleine genommen ein leicht mißzudeutender sedimentologischer Parameter (Doyle & Garrels 1985). Zur Interpretation von TOC-Datensätzen sollten daher die Akkumulationsraten des organischen Kohlenstoffs (AR_{TOC}) errechnet werden, was jedoch eine chronostratigraphische Bearbeitung der Sedimente voraussetzt. In der hier durchgeführten Studie konnten aufgrund der bio-, magneto- und isotopestratigraphischen Datierungen die Akkumulationsraten herangezogen werden. Weder der TOC-Wert noch die AR_{TOC} sagen jedoch etwas über die Art des organischen Materials im Sediment aus. Für die paläo-ozeanographische Interpretation des organischen Kohlenstoff-Signals ist daher eine Abschätzung der autochthonen (marinen) und allochthonen (terrestrischen und marin umgelagerten) Anteile am organischen Material sowie dessen Erhaltungsgrad von besonderer Wichtigkeit.

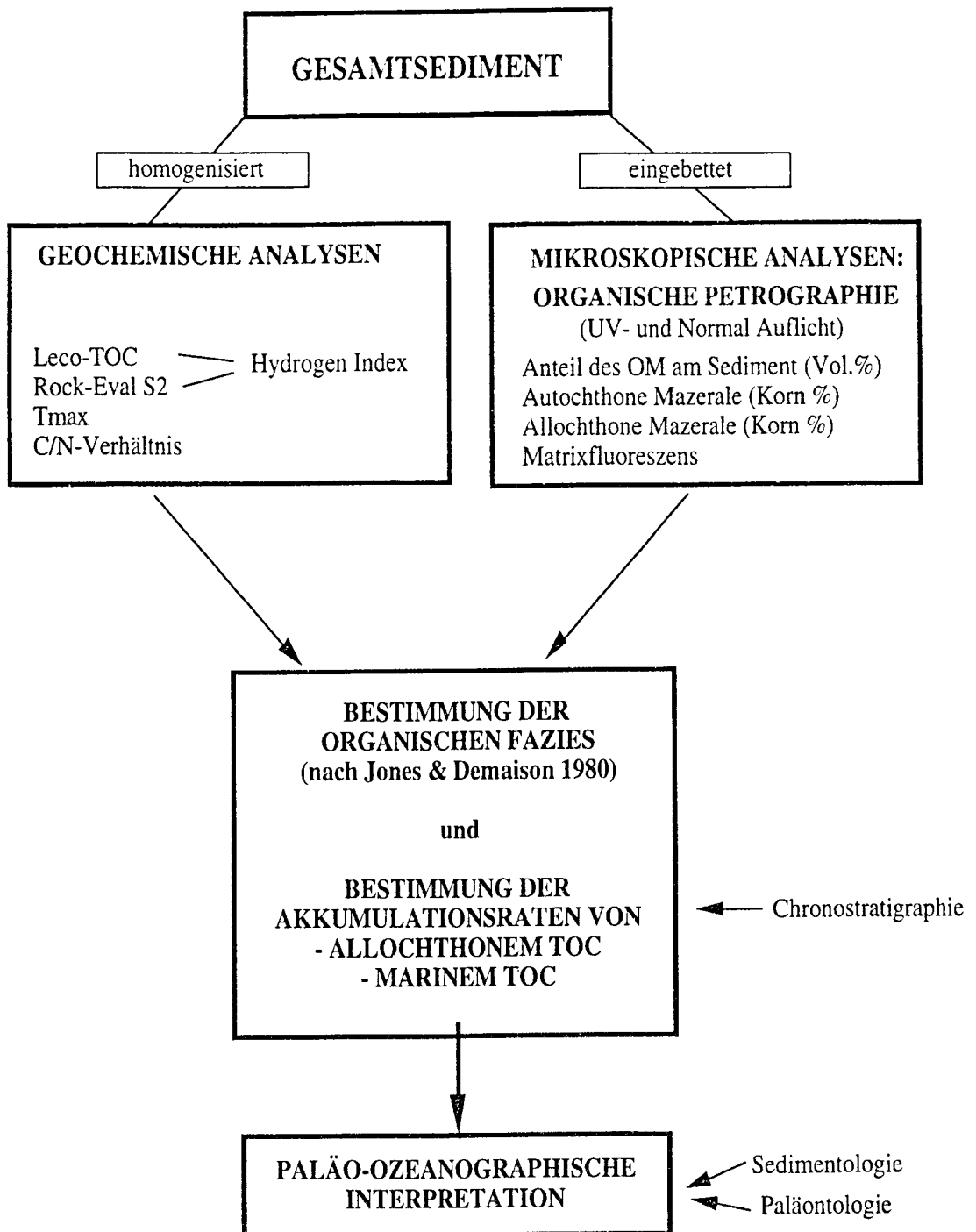


Abb. 4: Bearbeitungsschema der Gesamtsedimentproben. Der Arbeitsansatz besteht in der Kombination eines geochemischen Kernscreenings und einer darauf aufbauenden mikroskopischen Klassifizierung des organischen Materials in den Sedimenten.

Um Variationen in der Art und Menge des organischen Materials in der Norwegischen See seit Beginn des Neogens zu erfassen, mußte ein Arbeitsansatz gefunden werden, der ein Kernscreening zur ersten Charakterisierung der organischen Fraktion mit

detaillierteren OM-Untersuchungen in ausgewählten Bereichen verbindet. In dieser Arbeit wurde die Kombination eines Rock-Eval-Pyrolyse Kernscreenings, das über die Menge der während der Pyrolyse freiwerdenden Kohlenwasserstoffe (KW) erste Aufschlüsse über die Art des organischen Materials gibt, mit detaillierten mikroskopischen, organisch-petrographischen Untersuchungen im Normal- und UV-Auflicht gewählt (Abbildung 4). Diese Kombination von geochemischen Parametern (TOC, HI) mit der mikroskopischen Klassifizierung der organischen Partikel wird in den letzten Jahren vor allem im Bereich der Erdölexploration eingesetzt, wo die räumliche und zeitliche Abgrenzung von organischen Faziestypen immer mehr an Bedeutung gewinnt (Jones 1987). Der in dieser Studie angewandte methodische Ansatz für die Bearbeitung von TOC-armen, marinen Sedimenten wurde erst in wenigen Studien durchgeführt (Wiesner et al. 1990; Stein 1991). Der geringe Volumenanteil von organischen Partikeln (meist unter 2 Volumenprozent), sowie die nicht direkte Vergleichbarkeit von Mazeralen in "normalen" marinen Sedimenten mit der bestehenden Klassifizierung von Mazeralen in Kohlen und anderen TOC-reichen Sedimenten stellen bei der mikroskopischen Analyse die größten methodischen Schwierigkeiten.

Ergänzt werden die Ergebnisse der Rock-Eval-Analyse und der organischen Petrographie durch Messungen des Verhältnisses von organischem Kohlenstoff zu Stickstoff (C/N). Darüberhinaus wurden mikroskopische Analysen der Grobfraktion in ausgewählten Proben durchgeführt. Eine wichtige Ergänzung der eigenen Untersuchungen bilden die Ergebnisse der gaschromatographische Analyse der extrahierbaren Kohlenwasserstofffraktion durch McDonald et al. 1989.

Eine Schwierigkeit bei der Untersuchung des organischen Materials in den Sedimenten vom Leg 104 lag in der Verfügbarkeit von dafür adäquat aufbewahrtm Probenmaterial. Die verfügbaren Gesamtsedimentproben, sowie die im ODP-Kernlager am Lamont-Doherty Geological Observatory (USA) gelagerten Kernabschnitte zeigten häufig Spuren von Schimmelbildung und waren daher für die Rock-Eval Analyse nicht zu verwenden. Um ein möglichst genaues Bild des OM zu erhalten, sollte das Gesamtsediment untersucht werden. Bereits geschlammte oder gesiebte Sedimentfraktionen waren daher und in Hinblick auf die hohe Kontaminationsgefahr, nicht zu verwenden. Für die hier durchgeführten Analysen wurden die Reste der an Bord für die Karbonat Bestimmung getrockneten Sedimente verwendet.

4.1 Gesamt-organischer Kohlenstoff

Die prozentualen Gewichtsanteile von organischem Kohlenstoff am Gesamtsediment (Trockengewicht) wurden den bereits veröffentlichten Bearbeitungen entnommen. Diese Werte wurden an dem gleichen Probenmaterial bestimmt, an dem auch die eigenen Analysen durchgeführt wurden. Um die Genauigkeit der Werte zu überprüfen, wurden an 300 Stichproben Doppelbestimmungen durchgeführt, wobei in allen Fällen Abweichungen zwischen den bereits gemessenen und den neuen Werten innerhalb der Meßgenauigkeit des Verfahrens lagen.

Für die TOC-Analysen wurde ein Kohlenstoff-Schwefel-Analysator (CS 125) der Firma Leco® verwendet. Etwa 50 mg der homogenisierten und entkarbonatisierten Probe werden in einem Induktionsofen bei etwa 1200°C verbrannt. Dabei entstehen bei der Oxidation des organischen Materials Kohlenmonoxid und Kohlendioxid (CO₂). Nachdem in einem Katalyseofen das Kohlenmonoxid ebenfalls zu Kohlendioxid oxidiert wird, kann die Menge des entstandenen CO₂ in einer Infrarot-Meßzelle erfaßt werden. Die Meßergebnisse werden mit Hilfe eines Standards kalibriert.

Hauptfehlerquellen liegen meist in der nicht ausreichenden Homogenisierung der Probe oder in geringen TOC-Verlusten durch die Zugabe von Salzsäure zur Entkarbonatisierung der Probe. Die von Wolf (1990) vorgenommene Bestimmung der prozentualen Standardabweichung bei der Analyse von ODP Leg 104 Sedimenten ergab Abweichungen unter 8%.

4.2 Rock-Eval-Pyrolyse

Die Entwicklung von Geräten zur Temperatur gesteuerten Pyrolyse - wie dem IFP-FINA Rock-Eval - führte zu einer weit verbreiteten Anwendung dieser Technik zur Charakterisierung von OM und dessen thermischer Reife. Bei der von Espitalié et al. 1977 entwickelten Pyrolyse von Gesamtsedimentproben werden 100 mg der homogenisierten Probe in einer Heliumatmosphäre graduell erhitzt (300 °C bis 550 °C mit einer Heizrate von 25 °C/min). Dabei können verschiedene Parameter bestimmt werden; so mißt ein Flammen-Ionisations-Detektor (IFD) alle bei der Pyrolyse freigesetzten Kohlenwasserstoffe (KW). Die Ausbeute dieser thermisch extrahierten KW wird gegen die Temperatur auf einem Schreiber aufgezeichnet und bildet eine wichtige Hilfe zur Überprüfung der ermittelten Parameter. Der erste Peak (S1) repräsentiert die durch die thermische Destillation gewonnene KW-Fraktion, die Mengenausbeute wird in Milligramm KW pro Gramm Gestein angegeben. Durch den pyrolytischen Zerfall des Kerogens - bzw. des unlöslichen OM - entstehen KW, die als S2 (mg KW / g Probe) erfaßt werden. Die Temperatur (Tmax), bei der im S2 die

höchste Ausbeute an KW registriert wird, gilt als Maß für die thermische Reife des OM. Normalisiert man die Menge der erzeugten KW im S2-Peak auf den TOC-Gehalt der Probe, erhält man den Hydrogen-Index ($HI = \text{mg KW} / \text{g TOC}$). Die Analysendauer für eine Probe beträgt etwa 20 Minuten und eignet sich somit für ein umfangreiches Beprobungsprogramm.

Während der letzten Jahre wurden mehrere Studien veröffentlicht, die sich mit möglichen Fehlerquellen bei der Rock-Eval-Pyrolyse auseinandersetzen (Katz 1983; Espitalié et al. 1984; Peters 1986). Diese Untersuchungen belegen, daß die Adsorption von Pyrolyseprodukten an die Mineralmatrix der Probe starke Veränderungen im HI und Tmax hervorrufen kann. Neuere Arbeiten von Langford & Blanc-Valeron (1990) zeigen jedoch, daß der Mineral-Matrix-Effekt über eine graphische Darstellung des S2 gegen den TOC von Proben aus der gleichen sedimentären Einheit abgeschätzt und gegebenenfalls korrigiert werden kann. Über die Steigung der Regressionsgerade ist darüberhinaus auch eine genauere Bestimmung der Art des OM in der jeweiligen sedimentären Einheit möglich. Durch die in dieser Studie durchgeführten organisch-petrographischen Untersuchungen konnte sichergestellt werden, daß sich die Zusammensetzung des organischen Materials innerhalb der untersuchten sedimentären Einheit nicht wesentlich verändert. Dies wurde von Langford & Blanc-Valleron (1990) in den von ihnen durchgeführten Studien nur aus der Lithologie der Probensätze abgeleitet, kann aber hier über die in dieser Studie durchgeführte Mazeralanalyse direkt belegt werden.

Die Regressionsgerade (Abb. 5) sollte durch den Nullpunkt verlaufen, da auch kleine Mengen von organischem Material Kohlenwasserstoffe generieren. Jedoch schneidet die Gerade meist den positiven Abschnitt der x-Achse, was bedeutet, daß erst eine gewisse Menge von OM vorliegen muß, um erste Pyrolyseprodukte am FID zu registrieren. Dies weist darauf hin, daß ein Teil der KW von der Mineralmatrix adsorbiert wird. Der Schnittpunkt auf dem negativen Abschnitt der y-Achse ist ein Maß für die adsorptive Kapazität der Mineralmatrix gegenüber den Pyrolyseprodukten (siehe Erläuterungen Abb. 5).

Die entsprechend dieser Methodik durchgeführten Untersuchungen an glazialen Sedimenten der Bohrungen 643A und 642B verdeutlichen, daß im S2/TOC-Diagramm die Regressionsgerade die X-Achse nahe dem Nullpunkt schneidet (Abb. 5). Daraus kann geschlossen werden, daß die Mineral-Matrix-Adsorption bei diesen Proben keinen die Interpretation beeinträchtigenden Faktor darstellt. Zum gleichen Ergebnis kommt man bei der Abschätzung des Mineral-Matrix-Effektes in allen sedimentären Einheiten des Leg 104 der letzten 23 my. Änderungen des Hydrogen-Index sind daher durch Verschiebungen in der Zusammensetzung und dem Erhaltungsgrad des

sedimentären OM verursacht und werden nur unwesentlich durch Wechsel im mineralischen Anteil beeinflusst.

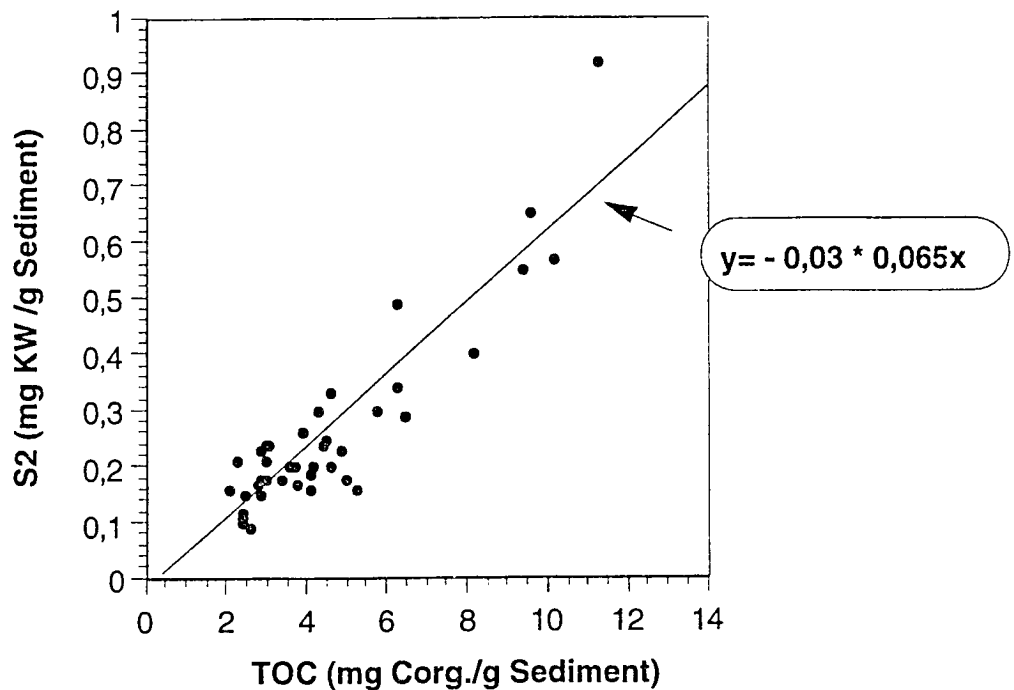


Abb. 5 Abschätzung des Mineralmatrix-Effektes in den glazialen Sedimenten der Bohrungen 642B und 643A der letzten 700 ky.

Ein Gramm Sediment besitzt die Kapazität 0,03 mg Pyrolysat zu adsorbieren. Der Mineralmatrix-Effekt spielt in diesen Sedimenten nur eine geringe Rolle. Ein ähnlich geringer Effekt wurde auch in allen anderen Lithofazies Einheiten der letzten 23 my gefunden. Die Steigung der Gerade von 0,065 entspricht nach Langford & Blanc-Valleron (1990) einem HI von 65 mg KW/ g Corg., die Proben sind somit alle dem Kerogen-Typ III zugeordnet.

Die Steigung der Regressionsgerade im S2/TOC-Diagramm ist ein Maß für den prozentualen Anteil von pyrolysierbarem OM am gesamten organischen Material. Eine Steigung von 1 würde bedeuten, daß etwa 100% des OM bei der Pyrolyse gecrackt werden. Da bei OM mit einer thermischen Reife entsprechend einer Vitrinitreflexion $< 0,6$ %Rm allein der HI zur Charakterisierung des OM-Typs ausschlaggebend ist (Tissot & Welte 1984), (Langford & Blanc-Valleron 1990), kann über die Steigung der Regressionsgraden in den einzelnen sedimentären Einheiten eine genauere Aussage über die Art des organischen Materials getroffen werden. So zeigen Typ II-Kerogene, welche vorwiegend aus autochthonem OM aufgebaut werden (Tissot & Welte 1984), KW-Ausbeuten von bis zu 50-60 % (HI 500-600). Organisches Material, das hauptsächlich aus Resten von Landpflanzen besteht, besitzt dagegen nur bis zu 15-30 % pyrolysierbares Material. Noch niedrigere H-Indizes sind typisch für

kohlenwasserstoff-armes organisches Material wie fusinitisierte Pflanzenreste (Tissot & Welte 1984).

Ursprünglich wurde die Rock-Eval-Pyrolyse für die Anwendung im Bereich der Erdölexploration entwickelt. Die Initialtemperatur und die Heizrate sind dementsprechend nach Espitalié et al. (1977) so ausgelegt, daß im S1 die freien Kohlenwasserstoffe (Öl) und im S2 die bei der thermischen Zersetzung des Kerogens freigesetzten KW registriert werden. Untersuchungen an Protokerogenen (Peters et al. 1981) und rezenten Sedimenten (Liebezeit & Wiesner 1989) ergaben jedoch, daß in jungen Sedimenten mit einem hohen Anteil von Zuckern und Aminosäuren ein geänderter Pyrolysezyklus ein genaueres Bild der gesamten organischen Fraktion ergibt. Ein typisches Pyrogramm aus einem TOC-reichen Diamikt ist in Abbildung 6 dargestellt.

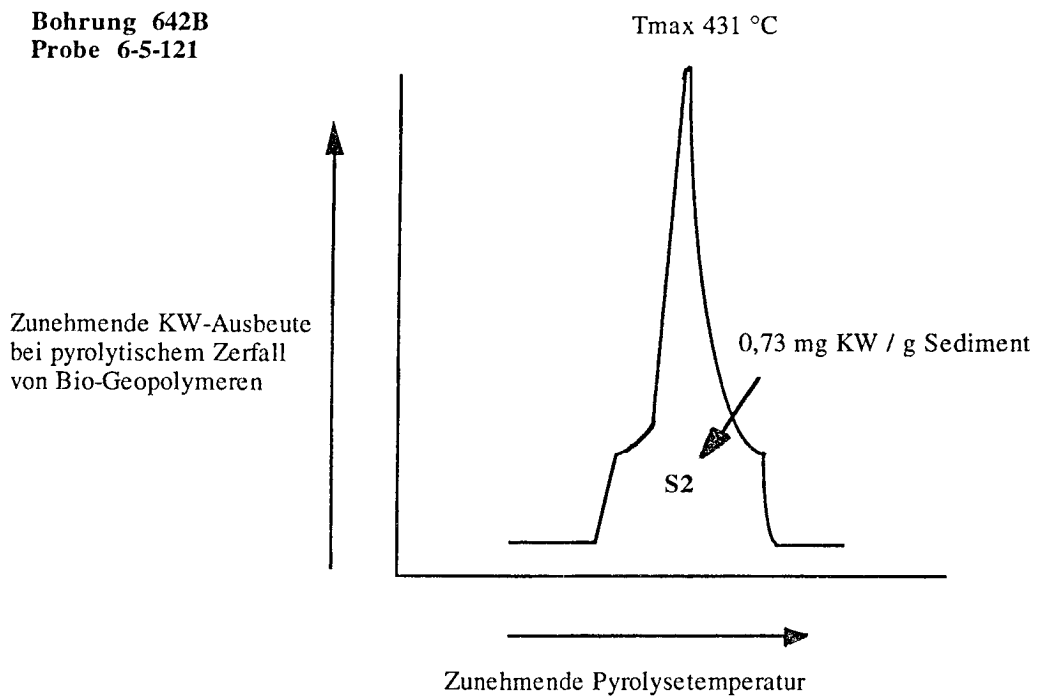


Abb. 6: Original-Pyrogramm einer Probe aus einem glazialen, TOC-reichen Sediment (642B 6-5-121). Der deutlich ausgeprägte, hohe Tmax-Wert dokumentiert die thermische Reife des OM in diesem Sediment, die nicht der tatsächlichen Versenkungstiefe von wenigen Metern entspricht. Die mikroskopischen Analysen dieses Sediments bestätigten, daß z.B. umgelagerte Kohlebruchstücke in dieser Probe auftreten.

Der Zyklus wurde diesen Arbeiten entsprechend wie folgt programmiert:

- 90 °C iso für 2 Minuten (S0, Gasphase)
- 90-180 °C iso für 2 Minuten (S1, Freie KW)
- 180 - 550 °C mit einer Heizrate von 50 °C/min (S2, KW aus dem Zerfall der Bio/Geopolymere)

Alle Analysen wurden an einem Oil-Show-Analyzer (OSA® von Delsi- Instruments) am Institut für Biogeochemie und Meereschemie der Universität in Hamburg durchgeführt. Zur Kalibrierung wurde ein IFP 55000 Standard verwendet.

An jeder siebten Probe wurde eine Doppelbestimmung durchgeführt. Traten dabei Abweichungen von mehr als 10% auf, wurde die gesamte Meßreihe wiederholt. Zur weiteren Kontrolle wurden in jedem Lauf (40 Analysen) zwei Proben mit bekannter Zusammensetzung pyrolysiert. Dies dient auch der Erfassung von Geräteschwankungen während der dreimonatigen Meßkampagne. Mit dem am OSA® bestimmten S2 und den am LECO gemessenen TOC-Gehalten wurde der HI ermittelt. Eine Interpretation der Datensätze erfolgte in der Zusammenschau mit den Ergebnissen der organisch-petrographischen Untersuchungen.

4.3 Organische Petrologie

Die organische Petrologie basiert auf dem in der Kohlepetrographie entwickelten Mazeralkonzept (Stach et al. 1982). In der ursprünglichen Bedeutung sind Mazerale, in Anlehnung an das Wort Minerale, die optisch unterscheidbaren Komponenten einer Kohle. Durch die Weiterentwicklung der Auflichtmikroskopie, speziell der Fluoreszenz-Anregung mit Quecksilber-Hochdrucklampen, fand die optische Charakterisierung und Quantifizierung der organischen Partikel (Mazerale) in Sedimenten und Gesteinen eine breite Anwendung in der Erdölexploration. Die organisch-petrographische Bearbeitung von "normalen", marinen Sedimenten mit TOC-Gehalten zwischen 0,2 und 2 Gew.% ist dagegen ein relativ junges Arbeitsgebiet. Noch weniger Studien wurden in rezenten TOC-armen Sedimenten durchgeführt (Wiesner et al. 1990; Wagner et al. 1992). Aus diesem Grund ist die Anwendung der für die Kohlepetrographie und Erdölexploration entwickelten Mazerale-Nomenklatur (Stach et al. 1982) in TOC-armen, marinen Sedimenten schwierig.

Die vorliegende Arbeit bezieht sich im wesentlichen auf die von Stach et al. (1982) veröffentlichte Nomenklatur. Vereinfachend kann man drei Mazeralgruppen unterscheiden: Huminite/Vitrinite, Inertinite und Liptinite. Die Gruppen unterscheiden sich in Struktur, Reflexionsvermögen und ihrer chemischen Zusammensetzung, die Einfluß auf die Fluoreszenz unter UV-Anregung hat. Die Liptinitgruppe, zu der terrestrische Sporen und Blatt-Kutikulen genauso gehören wie marine Algen, besitzen aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung hohe Gehalte an wasserstoffreichen organischen Verbindungen (Tissot & Welte 1984). Demgegenüber zeichnen sich Inertinite durch ihren extrem geringen Wasserstoffgehalt aus. Es ist daher möglich, vom Hydrogen-Index ausgehend, erste vorsichtige Rückschlüsse auf die Mazeralzusammensetzung einer Probe zu ziehen (Abb. 7) und somit als Leitparameter für eine detaillierte mikroskopische Untersuchung zu nutzen.

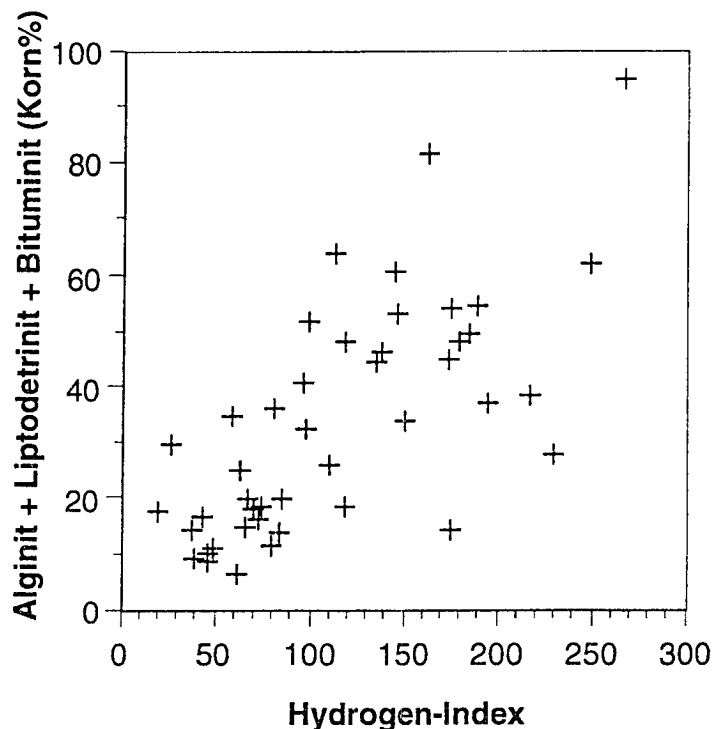


Abb.7: Gehalt an marinen Mazeralen (Alginite, Liptodetrinite und Bituminite) im Verhältnis zum Hydrogen-Index in den Sedimenten der letzten 23 my (Bohrung 643A). Es zeigt sich eine deutliche Korrelation beider Parameter. Jedoch treten besonders in den Sedimenten mit einem HI über 100 mg KW / g Corg. große Schwankungen im Gehalt an marinen Mazeralen auf. Der Hydrogen-Index für sich allein kann daher nicht zur genauen Quantifizierung der autochthonen und allochthonen Anteile am OM herangezogen werden.

Um der speziellen Zielsetzung, der Unterscheidung von terrestrischen und marinen Mazerale, gerecht zu werden, muß eine weitere Unterteilung der Mazeralegruppen vorgenommen werden:

- Vitrinite und Huminite. Die Klassifikation dieser Mazerale wurde entsprechend der bei Stach et al. (1982) veröffentlichten Nomenklatur vorgenommen. Beide Mazeralegruppen, deren biologische Vorläufer das organische Material höherer Pflanzen ist, unterscheiden sich im wesentlichen nur durch ihre thermische Reife. So wurden auch Pflanzenreste mit noch erkennbarer Zellstruktur, geringer thermischer Reife (Vitrinitreflexion $< 0,3 \%R_m$) und mit noch teilweise auftretender Fluoreszenz in dieser Mazeralegruppe erfaßt. Es wurden nur Partikel $\geq 10 \mu m$ gezählt.
- Inertinite (nach Stach et al. 1982). Hochreflektierende Mazerale der Korngröße $\geq 10 \mu m$ wurden als Inertinite gezählt. Da die Inertinite selten im gleichen Blickfeld liegen wie die schwächer reflektierenden Vitrinite, ist eine Abgrenzung dieser beiden Mazerale gegeneinander schwierig und hängt von der persönlichen Erfahrung des Bearbeiters ab (Tissot & Welte 1984). Bei den Inertiniten handelte es sich fast ausschließlich um Fusinite. Macrinit, Micrinit und Sklerotinite traten in den Proben nur akzessorisch auf. Aufgrund der schlecht erhaltenen Zellstrukturen sind die meisten Fusinite als Degradofusinite zu klassifizieren, dieser Mazeraltyp entsteht zum Beispiel beim Verrotten von Holz (Stach et al. 1982). Fusinite mit guter Erhaltung der Zellstruktur, die typisch ist für durch Feuern beim Verbrennen entstehenden Pyrofusinite, die dann über den äolischen Transport ins marine Milieu eingetragen werden können, traten nur vereinzelt in mittel-miozänen Proben auf.

Inertinite, Vitrinite und Huminite wurden in der graphischen Darstellung der Mazeralezusammensetzung zusammengefaßt. Da beide jedoch zum allochthonen OM zählen, beeinflußt dies die Interpretation der Ergebnisse in Hinblick auf den allochthonen und autochthonen OM-Anteil nicht.

- Detritit. Nicht fluoreszierende Mazerale mit Partikelgrößen von $2 \mu m$ bis $10 \mu m$ wurden als Detritit gezählt. Eine Unterscheidung von Humo-, Vitro- und Inertodetritit wurde nicht vorgenommen. Besonders in den glazialen Sedimenten dominierte Detritit das Mazeralspektrum.
- Sporen/Kutikulen (nach Stach et al. 1982). Fluoreszierende Sporen, Pollen und Blattreste (Kutikulen) wurden zusammen als allochthone Mazerale gezählt.

- Alginit. In dieser Mazeralklasse wurden neben Algenkörpern auch die Zysten von Dinoflagellaten erfaßt. Dies entspricht nicht ganz der von Stach veröffentlichten Nomenklatur, nach der diese Mazerale als "faunal relics" zu zählen sind. Da Dinoflagellaten aufgrund der Widerstandsfähigkeit ihrer Zellwände (Sporopollenin) meist das autochthone Partikelspektrum $>10\ \mu\text{m}$ dominieren, ist es jedoch zweckmäßig sie als Alginit zu klassifizieren. Die in einigen miozänen Proben auftretenden organischen Reste von benthischen Foraminiferen-Gehäusen ("linings") (Powell et al. 1992) wurden als "faunal relics" (Stach et al. 1982) ebenfalls als autochthone OM-Komponente gezählt. Sie spielen jedoch aufgrund ihres seltenen Vorkommens nur eine untergeordnete Rolle.

- Liptodetrinit und Bitumin. Figurierte, fluoreszierende, sowie nicht weiter zu klassifizierende fluoreszierende Partikel (meist kleiner als $5\ \mu\text{m}$) wurden als Liptodetrinit gezählt. Gelb bis bräunlich-gelb fluoreszierende, amorphe Partikel wurden gemäß Stach et al. (1982) als Bitumin erfaßt. Diese Partikel werden in anderen Veröffentlichungen auch als amorphes organisches Material "AOM" (Tyson 1987) oder "Amorphogen" (Powell et al. 1992) beschrieben. Mazerale dieser Klasse können terrestrischen und marinen Ursprungs sein. Jedoch tritt in den prä-glazialen Sedimenten des Leg 104 zusammen mit einem hohen Anteil dieser Mazerale auch meist ein hoher Anteil von Alginit auf. Dies weist darauf hin, daß in diesen Sedimenten der Großteil des Bituminits ebenfalls marinen Ursprungs ist. Darüberhinaus legte auch der Vergleich der Struktur und die bläulich-weiße Fluoreszenzfarbe von Liptodetriniten und Alginiten den Schluß nahe, daß die autochthonen Alginite, speziell die Dinoflagellatenzysten "Vorläufer" der kleinen Partikel darstellen.

Im Gegensatz dazu stammt in den ober-pleozänen und pleistozänen Sedimenten ein bedeutender Anteil des Liptodetrinitits höchst wahrscheinlich aus dem Zerfall von Liptinit-reichen, umgelagerten Sedimentklasten und anderen allochthonen Mazeralen. So stimmen die fluoreszierenden Partikel in den TOC-reichen umgelagerten Klasten und die isolierten Liptodetrinite/Bituminite aus der gleichen Probe morphologisch und in ihrer dunkel-gelben Fluoreszenzfarbe überein. Die Annahme, daß ein Großteil der Liptodetrinite/Bituminite nicht autochthonen Ursprungs ist, wird ebenfalls bestätigt durch die geochemischen Untersuchungen der extrahierbaren Kohlenwasserstoffe (McDonald 1989). Diese Studien verdeutlichen, daß besonders in der kontinentnahen Bohrung 644A allochthone organische Verbindungen wie Pflanzenwachse die extrahierbare organische Fraktion prägen und es somit wahrscheinlich ist, daß

auch ein Teil der als autochthon klassifizierten Liptodetrinite und Bituminite in diesen Sedimenten allochthoner Herkunft ist.

Da eine detaillierte Trennung von allochthonem und autochthonem Liptodetrinit/Bituminite für alle Zeitintervalle mit den in dieser Studie verwendeten Methoden nicht durchgeführt werden kann, wurden vereinheitlichend Liptodetrinit und Bituminite zusammen mit dem Alginite und den "faunal relics" in allen Sedimenten stets als autochthoner Mazeralanteil aufgefaßt. Die Abschätzung des autochthonen OM-Anteils gibt somit den maximalen marinen OM-Anteil wieder. Besonders in den Sedimenten der letzten 2,5 Ma und speziell in den glazialen Phasen mit sehr hohen Akkumulationsraten und hohen Gehalten an aufgearbeitetem OM, kommt es aus den oben geschilderten Gründen zu einer Überschätzung der $AR_{Mar} TOC$.

Über die Klassifizierung der organischen Partikel in einzelne Mazeralgruppen hinausgehend, wurden folgende für die organisch-petrographische Beschreibung der Sedimente wichtige Parameter erfaßt:

Matrixfluoreszenz. Eine deutliche Fluoreszenz der mineralischen Matrix als Indikator für das in unbehandelten Gesamtsedimenten nicht quantitativ zu erfassende Matrix-Bituminite tritt nur schwach und punktuell in wenigen miozänen Proben auf. Es spielt daher für die Interpretation der Ergebnisse keine Rolle.

Kohle- Schwarzschieferklasten. In den ober-pliozänen und pleistozänen Sedimenten treten Kohle- und Schwarzschieferklasten auf. Diese wurden nur als solche gezählt, wenn sie eindeutig eine nicht monomazeralische Zusammensetzung zeigten. An diesen Klasten und an größeren Vitriten wurde gemäß Stach et al. (1982) die Vitritreflexion ($R_m\%$) gemessen, um einen Hinweis auf mögliche potentielle Liefergebiete dieser Klasten zu erhalten.

4.3.1 Präparation und Auszählung der Präparate

Alle mikroskopischen Arbeiten sind mit einem Zeiss Axiophot - Polarisationsmikroskop mit integriertem Photometer durchgeführt worden. Für die Auszählung wurden bei einem 10x-Okular das 50x-Objektiv (Öl, Epiplan-Neofluar/Pol) und das 100x Objektiv (Öl, Epiplan-Neofluar/Pol) verwendet.

Um ein vollständiges Bild der Mazeralzusammensetzung über alle mikroskopisch erkennbaren Partikelgrößen zu erhalten, wurden alle Analysen an Gesamtsedimenten durchgeführt. In den glazialen Sedimenten konnten darüberhinaus auch Kohleklasten der Grobfraktion ($> 1000 \mu m$) untersucht werden. Für die Auflichtmikroskopie

wurden die Sedimente eingebettet und die Präparatoberfläche poliert. Um ein möglichst gutes Eindringen des Kunstharzes (Epo-Tek® und Skandiplex®) zu gewährleisten, wurden die getrockneten Proben vorsichtig zerstoßen und die Körner (< 1mm) eingebettet. Die Präparate wurden dann angeschliffen und schrittweise poliert. Die Auszählung der einzelnen Mazerale erfolgte als Kornzahl über das gesamte Blickfeld (unter UV- und Normallicht).

Um eine Abschätzung der sichtbaren organischen Partikel am gesamten organischen Material durchführen zu können, wurde an ausgewählten Proben eine Volumenzählung der Mazerale vorgenommen. Dazu wurde ungestörtes Gesamtsediment unter Vakuum in Wachs (Hoechst-Wachs S) eingebettet und quer zur Schichtung angeschliffen. Mit einem Point-Counter (Swift Model F) konnten dann die Volumenanteile der Mazerale (UV- und Normallicht) und der Mineralphasen bestimmt werden. Dazu wurden 2000 Punkte ausgezählt.

Die Dichte der in den Leg 104 Sedimenten am häufigsten auftretenden Mazerale beträgt nach Tissot & Welte (1984) für:

- Sporinit, Kutinit und Dinoflagellatenzysten (Spotropollenin) als dominierendem marinen Mazerale 1,2 - 1,3 g/cm³
- Vitrit 1,3 - 1,5 g/cm³
- Fusinit 1,3 - 1,4 g/cm³
- Anthrazit ca. 1,8 g/cm³

Quarz als eine Hauptkomponente der mineralischen Phase hat eine etwa doppelt so hohe Dichte von 2,65 g/cm³. Sollte daher das gesamte organische Material, das einen Kohlenstoffanteil zwischen 70% und 90% am Gesamt-OM aufweist (Stach et al. 1982) in Form von sichtbaren Partikeln vorliegen, ist ein Verhältnis von TOC (Gew.%) zu Mazeralen (Vol.%) von etwa 1:2 zu erwarten. Die in dieser Studie bestimmten Verhältnisse des Volumenanteils der Mazerale zum Gewichtsanteil des TOC lagen in allen ausgewählten Proben um 1:2 (Abb. 8). Dies belegt, daß der mikroskopisch nicht zu erfassende Anteil am TOC eine nur untergeordnete Rolle spielt (Smyth 1983; Scheidt & Littke 1989; Rullkötter et al. 1992). Kleinere Abweichungen sind durch Dichteunterschiede der Mineralmatrix und Variationen des Kohlenstoffanteils sowie durch unterschiedlichen Dichte der Mazerale zu erklären (Rullkötter et al. 1992).

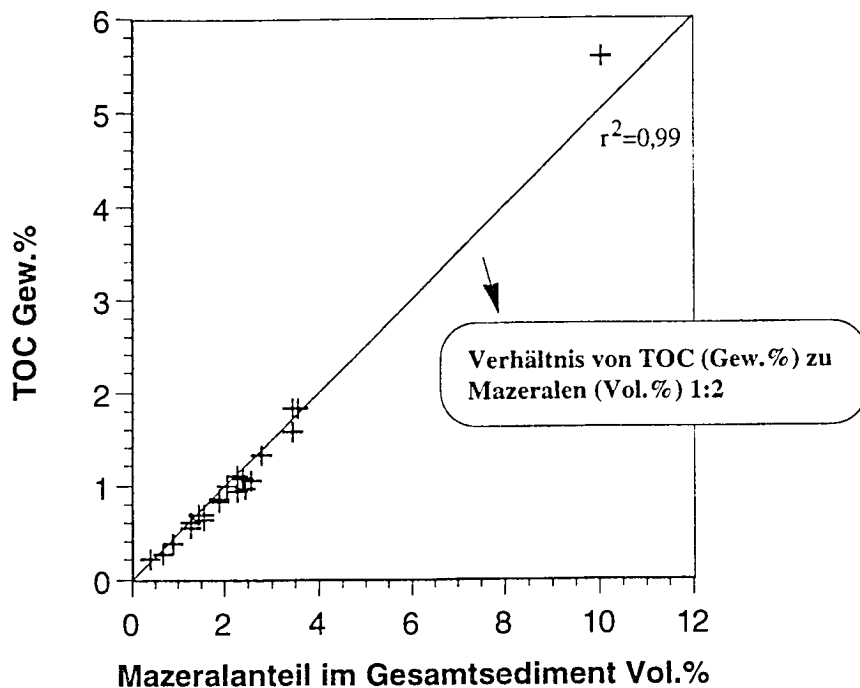


Abb.8: Verhältnis des Gewichtanteils von TOC zum Volumenanteil der mikroskopisch erkennbaren organischen Partikel (Mazerale) in den Sedimenten des ODP Leg 104 (siehe Datenanhang). Das Verhältnis um 1:2 zeigt deutlich, daß der mikroskopisch nicht erkennbare Anteil am TOC in allen Sedimenten zu vernachlässigen ist (Rullkötter et al., 1992).

Bei dem Vergleich der Korn-Prozent-Gehalte der Mazeralanalyse an identischen Gesamtsediment-Proben zeigte sich eine gute Übereinstimmung mit den gemessenen Volumen-Prozent-Mengen der fluoreszierenden und nicht fluoreszierenden organischen Partikel. Da in allen Proben Mazerale mit relativ einheitlichen Korngrößen zwischen $3\ \mu\text{m}$ und $10\ \mu\text{m}$ das Partikelspektrum mit über 70 Korn% dominieren, war das auch zu erwarten. Auf der Grundlage der ausgezählten Korn%-Anteile, die daher in etwa den Volumen%-Anteilen entsprechen, wurde dann der autochthone (marine) und der allochthone (terrestrisch, marin umgelagerte) TOC-Gewichtsanteil bestimmt.

4.4 Verhältnis von organischem Kohlenstoff zum gesamten Stickstoff

Das Verhältnis von organischem Kohlenstoff zu organischem Stickstoff (C/N) kann die Herkunft des OM widerspiegeln (Müller 1977; Emerson & Hedges 1988). Die Interpretation basiert auf dem unterschiedlichen Proteingehalt von höheren Landpflanzen (5-15 Gew.%) gegenüber Algen (51-55 Gew.%), die aufgrund ihres hohen Gehalts an stickstoffreichem Protein niedrigere C/N-Verhältnisse aufweisen (Romankevich 1990). Jedoch werden die Algen-Proteine relativ zu anderen organischen Komponenten schneller remineralisiert und es kommt so zu einer starken Verschiebung zu höheren C/N Verhältnissen (Abb. 9) im Detritus des Phytoplanktons (Emery & Uchupy 1984).

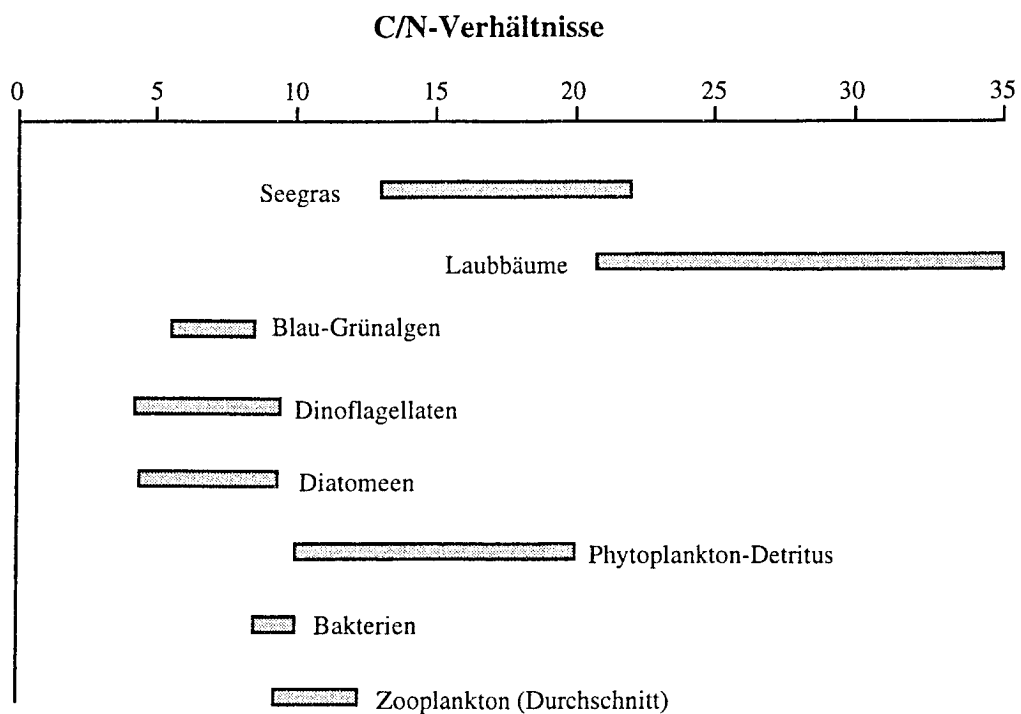


Abb.9: C/N-Verhältnisse in organischem Material nach Stein (1991), modifiziert nach Grasshoff et al. (1983)

In TOC-armen Sedimenten spielt die Fixierung von anorganischen Ammonium-Ionen an Tonminerale für das C/N-Verhältnis eine wichtige Rolle. So kommt es bei der Analyse des Stickstoffes in Gesamtsedimenten zu einer erhöhten Ausbeute von nicht-organischem Stickstoff und damit speziell in tonreichen Sedimenten zu reduzierten C/N-Verhältnissen (Stevenson & Cheng 1972; Müller 1977). In der vorliegenden Studie wurden C/N-Messungen nur in beschränktem Umfang an ausgewählten Proben durchgeführt. Die Interpretation des C/N-Verhältnisses wurde nur in der Zusammenschau mit anderen Analysedaten durchgeführt.

Nach der am Leco® durchgeführten Bestimmung des TOC -Anteils wurde am Institut für Biogeochemie und Meereschemie (IfBM) der Universität Hamburg mit Hilfe eines Carlo-Erba NA 1500 der Stickstoffgehalt der Proben erfaßt. Dazu wurden 5-30 mg der homogenisierten Probe in Zinnkartuschen eingewogen und bei 1020 °C im Gerät oxidiert. Nach der Reduktion der bei der Verbrennung entstandenen stickstoffhaltigen Gase (NO_x) über Kupfer (bei 650 °C) wird der elementare, gasförmige Stickstoff über eine Chromatographie-Säule geleitet, so von anderen Gasen (CO₂) getrennt und mit einem Thermal-Conductivity-Detector (TCD) quantitativ erfaßt. Die Kalibrierung erfolgt dabei mit einem Acetanilid-Standard. Es wurden an allen Proben Doppelbestimmungen durchgeführt. Differierten die Werte weniger als 5% voneinander, wurde der Mittelwert der Messung verwendet. Das C/N-Verhältnis wurde dann mit dem TOC der Leco®-Analyse errechnet.

4.5 Lineare Sedimentations- und Akkumulationsraten

Die linearen Sedimentationsraten und Akkumulationsraten (AR) für die einzelnen Sedimentkomponenten wurden den bisher veröffentlichten Bearbeitungen entnommen (Bohrmann et al. 1988; Henrich 1989; Wolf 1990). Für das Mittel- und Ober-Miozän wurden die Akkumulationsraten auf der Basis der veränderten Biostratigraphie (Müller & Spiegler 1993) neu berechnet. Im quartären Abschnitt konnten die revidierten Akkumulationsraten von Henrich (1992) übernommen werden.

Die lineare Sedimentationsrate (LSR) als Verhältnis von Sedimentmächtigkeit zu Zeiteinheit ermöglicht eine erste Abschätzung des Sedimenteintrags. Da die Sedimente abhängig vom Korngrößenspektrum verschiedene Porositäten aufweisen und diese sich auch noch mit zunehmender Versenkungstiefe stark verändern, ist die Bestimmung des Sedimenteintrags über die LSR mit Fehlern behaftet. Mit der Berechnung der Akkumulationsrate (van Andel et al. 1975; Thiede & Ehrmann, 1986) wird dieser Fehler korrigiert, da in diesem Verfahren die Quantifizierung des Sedimenteintrags über die Bestimmung des Trockenvolumens unter Berücksichtigung der Trockendichte und der Porosität der Sedimente erfolgt. Zusätzlich geht eine Dichtekorrektur von Seewasser gegenüber Süßwasser in die Berechnung ein. Die Berechnung der Akkumulationsrate des Gesamtsedimentes erfolgte nach van Andel et al. (1975).

Bei der Interpretation der so errechneten Akkumulationsraten muß man sich jedoch bewußt sein, daß die Grundannahme - i.e. die Linearität des Sedimenteintrags zwischen zwei Altersfixpunkten - aus geologischer Sicht nur eine Näherung an die Wirklichkeit darstellt. Pulsartige Sedimenteinträge, wie sie speziell für die glazialen Ablagerungsbedingungen typisch sein mögen, können nicht korrekt erfaßt werden.

Eine weitergehende Diskussion dieser Problematik in Hinblick auf die Sedimente der Norwegisch/Grönländischen See ist bei Henrich (1992) genauer dargestellt.

Durch die organisch-petrographische Trennung des allochthonen und autochthonen Anteils am gesamten organischen Kohlenstoff wurde die Akkumulationsrate des autochthonen TOC ($AR_{\text{Mar TOC}}$) errechnet. Für eine darauf aufbauende Abschätzung der Paläo-Primärproduktivität des Oberflächenwassers wurde die von Stein & Littke (1990) im ODP-Leg 105 verwendete Berechnung übernommen. Dies geschah vor allem, um einen Vergleich mit den im Bereich der Labrador See ermittelten Paläoproduktivitätsdaten zu ermöglichen. Die Signifikanz der so gewonnenen Daten für die paläo-ozeanographische Rekonstruktion wurde bereits in Kapitel 3 diskutiert.

5. Ergebnisse

Die unter-miozänen bis rezenten Sedimente der Bohrungen 643A und 642B sowie die pliozänen bis rezenten Sedimente der Bohrung 644A zeigen deutliche Variationen im Gehalt an organischem Kohlenstoff (TOC), Hydrogen-Index (HI) und in der Zusammensetzung der mikroskopisch identifizierbaren, organischen Partikel (Mazerale). Bevor im folgenden Kapitel eine genaue Beschreibung und Verknüpfung der einzelnen Datensätze und Beobachtungen erfolgen, soll an dieser Stelle ein kurzer Überblick über die Variationen im TOC-Gehalt, HI und der Mazeralzusammensetzung der letzten 23 my gegeben werden.

Variationen im Gehalt an organischem Kohlenstoff (Abb. 12, 16 und 18).

Die gemessene Schwankungsbreite im Gehalt an organischem Kohlenstoff in den drei untersuchten Bohrkernen (Unter-Miozän bis rezent) liegt zwischen 0,2 Gew.% und 5,6 Gew.% TOC. Dabei sind in der Variation des TOC seit dem Unter-Miozän deutliche Trends ausgebildet, die zeitlich gut zwischen den einzelnen Kernen und mit der in Kapitel 2.4 dargestellten Lithostratigraphie korrelieren. In der Bohrung am Hang des Vøring Plateaus (643A, heutige Wassertiefe 2780 m) liegen die TOC-Gehalte um 17 Ma bei 0,8 Gew.% und fallen schrittweise auf mittlere Werte um 0,3 Gew.% bei 15 Ma. Leider treten im Unter- und frühen Mittel-Miozän in der Bohrung 642B am Rand des Vøring Plateaus (heutige Wassertiefe 1290 m) zwei Hiaten auf, so daß dieser Zeitabschnitt nur unzureichend dokumentiert ist. Die gemessenen TOC-Werte liegen jedoch um 1 Gew.%. In beiden Bohrungen steigen die Gehalte an organischem Kohlenstoff im Zeitabschnitt von 15 Ma bis 14 Ma an und zeigen Spitzenwerte über 5 Gew.% (642B) bzw. 1,5 Gew. % (643A). Innerhalb der lithologischen Sektion C treten somit starke Schwankungen der TOC-Werte auf.

Gemittelte TOC-Gehalte um 0,5 Gew.% in der Bohrung 642B und 0,3 Gew.% in der Bohrung 643A sind charakteristisch für den Abschnitt von etwa 14 Ma bis 2,5 Ma. Lithologisch wird dieser Zeitabschnitt durch die Sektion B3 bis B1 gekennzeichnet. Eine Phase mit Gehalten über 1 Gew.% tritt bei 642B zwischen 8,5 Ma und 10,5 Ma auf. In Sedimenten der Bohrung 643A wurden TOC-Gehalte > 0,5 Gew.% nur in wenigen Proben erfaßt.

Niedrige Gehalte an organischem Kohlenstoff von 0,2 bis 0,5 Gew.% sind ebenfalls typisch für die "normalen" Sedimente der lithologischen Sektion A (2,56 Ma bis rezent) in den Bohrungen 642B und 643A. In der kontinentnahen Bohrung 644A (heutige Wassertiefe 1230 m) im Beckenbereich des Plateaus schwanken die TOC-Werte etwa zwischen 0,5 Gew.% und 1 Gew.%. Es treten jedoch in allen Bohrungen

ab 2,45 Ma dunkle Sedimenthorizonte (Diamikte) auf, deren TOC-Gehalt Spitzenwerte über 1,5 Gew.% liegen. Besonders für die glazialen Isotopenstadien der letzten 1 my ist das Auftreten dieser Diamikte in allen drei Bohrungen typisch. Die an diese Diamikte gekoppelten hohen TOC-Werte treten somit besonders in den glazialen Isotopenstadien und in frühen Abschmelzphasen auf.

Variationen im Hydrogen-Index (Abb. 12 und 16)

Hydrogen-Indizes um 100 mg KW / g TOC treten in der Bohrung 642B in der lithologischen Sektion C vor 19 Ma auf. Im anschließenden Zeitraum von 19 Ma bis etwa 15 Ma wird ein deutlicher Anstieg der HI auf Werte über 300 sichtbar. Das Zeitintervall von 15 Ma bis 14 Ma innerhalb der Sektion C, in dem hohe TOC-Gehalte gemessen wurden (s.o.), ist durch niedrige HI (um 100) bei TOC-Werten über 1 Gew.% charakterisiert. Auch in der lithologischen Sektion C der Bohrung 642B treten vor 15 Ma HI-Werte bis 250 auf, die im Zeitabschnitt zwischen 15 Ma und 14 Ma bei hohen TOC-Werten um 2 Gew.% auf unter 100 absinken. Der gemessene H-Index des organischen Materials in der Probe mit 5,6 Gew.% TOC liegt bei 70.

Hydrogen-Indizes um 100 kennzeichnen in der Bohrung 642B die gesamte lithologische Sektion B, dabei treten ab etwa 6 Ma jedoch stärkere Schwankungen um diesen Mittelwert auf (mit Minimalwerten um 50 und Maximalwerten über 150). Charakteristisch für die Sektion B in der Bohrung 643A sind starke Schwankungen der HI, die bei TOC-Gehalten um 0,5 Gew.% zwischen 100 und 200 liegen und in den Abschnitten mit niedrigen Gehalten an organischem Kohlenstoff (~ 0,3 Gew.%) auf über 300 ansteigen.

Ein deutliches Absinken der Hydrogen-Indizes auf Werte um 50 ist typisch für die lithologische Sektion A (ab 2,56 Ma) in den Bohrungen 643A und 642B. In dieser, durch den episodischen Eintrag von eistransportiertem, grobkörnigem Material charakterisierten Sektion, treten hohe TOC-Gehalte um 1 Gew.% -die meist innerhalb von Diamiktlagen gemessen werden- stets zusammen mit einem niedrigen HI (etwa 50 bis 70) auf. Hydrogen-Indizes um 100, die in TOC-reichen Sedimenten (Diamikten) auf Werte zwischen 50 und 70 absinken, sind ebenfalls kennzeichnend für die Sektion A in der Bohrung 644A.

Variationen in der Mazeralzusammensetzung (Abb. 13, 14 und 17)

Der Anteil der autochthonen, marinen Mazerale (Alginit und Liptodetrinit/Bituminit) korreliert in in der Sektion C der Bohrung 642B deutlich mit den Hydrogen-Indizes. Ein autochthoner Anteil zwischen 20 Korn% und 40 Korn% vor 19 Ma, der bis 15 Ma auf über 80 Korn% ansteigt, geht einher mit einer deutlichen Zunahme der Hydrogen-

Indizes im selben Zeitraum (s.o.). Zwischen 15 Ma und 14 Ma fällt der autochthone Anteil wieder auf Werte um 20 Korn% bei gleichzeitigem Rückgang der HI. Als charakteristische allochthone Mazerale treten in diesem Zeitabschnitt teilweise gut gerundete Inertinite ($> 10 \mu\text{m}$) auf. Das gleiche Bild zeigt die Mazeralzusammensetzung der Sedimente der Sektion C in Bohrung 642B. Auch hier wurden vor 15 Ma ein hoher Anteil an autochthonen Mazeralen (um 80 Korn%) erfaßt, der im Zeitraum zwischen 15 Ma und 14 Ma, bei gleichzeitig niedrigen HI und hohen TOC-Gehalten auf Werte um 20 Korn% zurückgeht. Auch hier ist ein Inertinit-Anteil zwischen 10 und 20 Korn% typisch für das allochthone Mazeralspektrum.

Ein Anteil von autochthonen, marinen Mazeralen von etwa 80 Korn% tritt in den älteren Sedimenten der Sektion B in beiden Bohrungen auf. Bei etwa 6 Ma sinkt der autochthone Anteil auf Werte um 20 Korn% mit dem Beginn der Sektion A. Verursacht wird dies vornehmlich durch einen Wechsel innerhalb der feinkörnigen Mazeralfraktion von einem autochthon dominierten Spektrum (Liptodetrinit und Bituminit) zu einer allochthonen Dominanz (nicht fluoreszierende Detrinite).

Niedrige autochthone Anteile zwischen 5 und 30 Korn% sind somit charakteristisch für die Sektion A in der Bohrung 643A und 642B. In der kontinentnahen Bohrung 644A variiert der autochthone Anteil zwischen 10 und 50 Korn%, wobei wie in den anderen Bohrungen die geringsten Anteile in den TOC-reichen Sedimentlagen ermittelt wurden. Von besonderer Bedeutung sind im allochthonen Mazeralspektrum Bruchstücke von Kohlen und Schwarzschiefern sowie einzelne Vitrinite und Inertinite, die in allen drei Bohrungen bei 2,45 Ma (642B) bzw. 2,4 Ma (643A und 644A) auftreten. Die Zusammensetzung der organischen Fraktion der TOC-reichen Diamikte, die in der Sektion A in allen Bohrungen auftreten, wird durch diese allochthonen organischen Komponenten, deren thermische Reife ($\sim 0,4 \text{ Rm}\%$; $420^\circ\text{C T}_{\text{max}}$) nicht der tatsächlichen Versenkungstiefe von wenigen Zehner Metern entspricht, dominiert.

5.1 Das organische Material in den miozänen bis mittel-pliozänen Sedimenten

Die bisherigen sedimentologischen Untersuchungen zeigen, daß mehrere Phasen mit unterschiedlichen Sedimentationsmustern voneinander zu trennen sind (Bohrmann et al. 1990). Charakteristisch für das Unter- und frühe Mittel-Miozän (lithologische Sektion C) sind dabei sehr hohe Akkumulationsraten von biogenem Opal mit Werten von 1000 bis über $2000 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ (Abb. 10, 11). Eine zweite Phase vom späten Mittel-Miozän bis ins Unter-Pliozän wird gekennzeichnet durch periodisch wechselnde Karbonat- und Opal-Sedimentation mit geringeren Akkumulationsraten. Der gegen Ende des frühen Mittel-Miozän auftretende Abfall der Akkumulationsrate

von biogenem Skelettmaterial korreliert mit sinkenden Gehalten und Akkumulationsraten des organischen Kohlenstoffs im gleichen Zeitabschnitt.

Während des Unter- und frühen Mittel-Miozän treten in der Bohrung 642B auf dem äußeren Vøring Plateau TOC-Gehalte von 1 bis 2 Gew.% auf. Zwischen 14 und 15 Ma wurde dabei ein Spitzenwert über 5 Gew.% erfaßt. Die Akkumulationsrate des organischen Kohlenstoffs liegt im gleichen Abschnitt im Mittel zwischen 30 und $50 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$.

Die am Hang des Vøring Plateaus liegende Bohrung 643A zeigt im Unter-Miozän niedrigere TOC-Gehalte mit Werten über 1 Gew.%, die dann auf Werte um 0,5 Gew.% im frühen Mittel-Miozän vor etwa 15 Ma absinken (Abb. 12). Daß dies nicht durch eine Verdünnung mit anderen Sedimentkomponenten verursacht wird, verdeutlicht die ebenfalls zum Mittel-Miozän hin sinkende AR_{TOC} .

642B

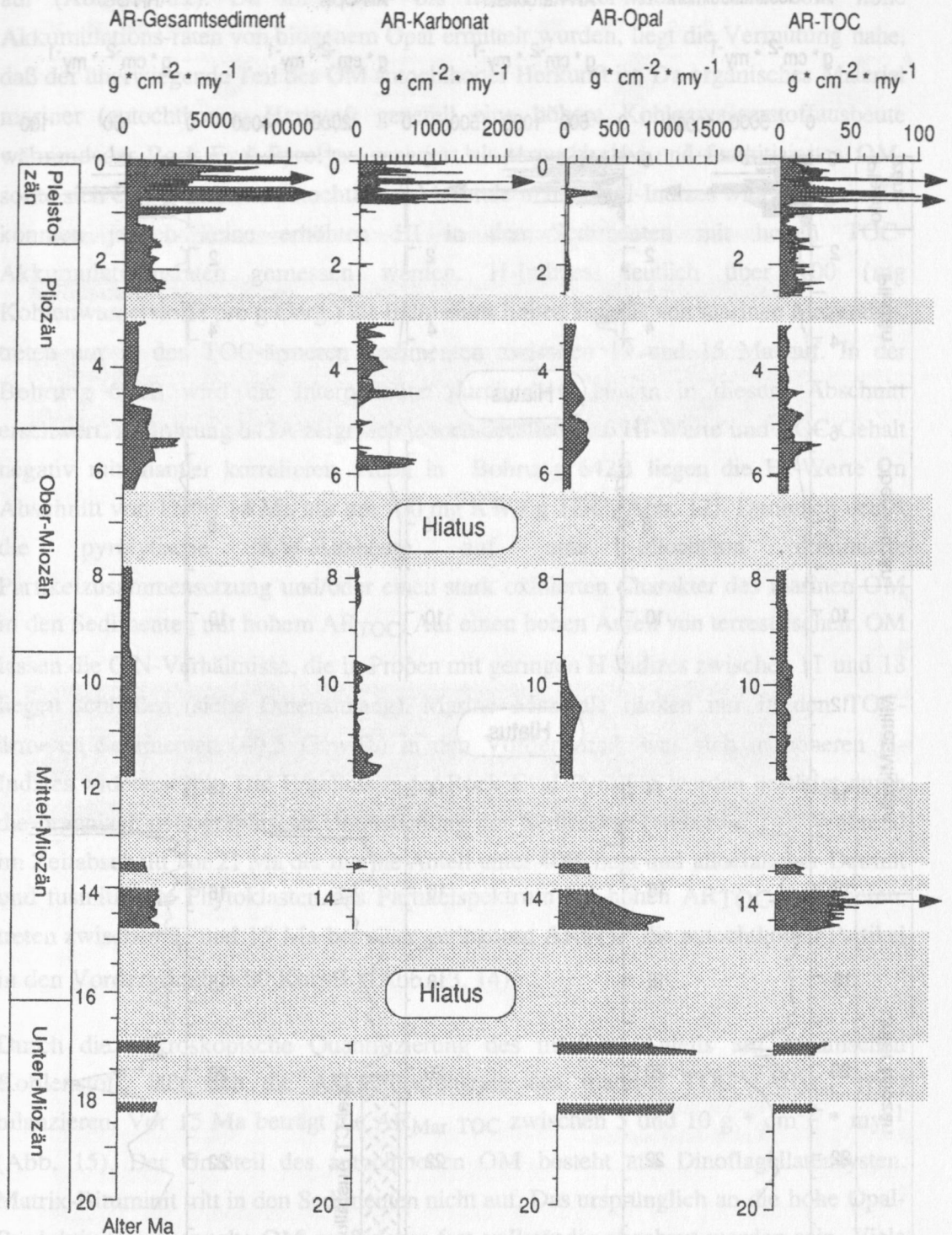


Abb. 10: Akkumulationsraten (AR) vom Gesamtsediment, Karbonat, biogenen Opal (Daten von Henrich et al. 1989) und gesamt-organischen Kohlenstoff in der Bohrung 642.

643A

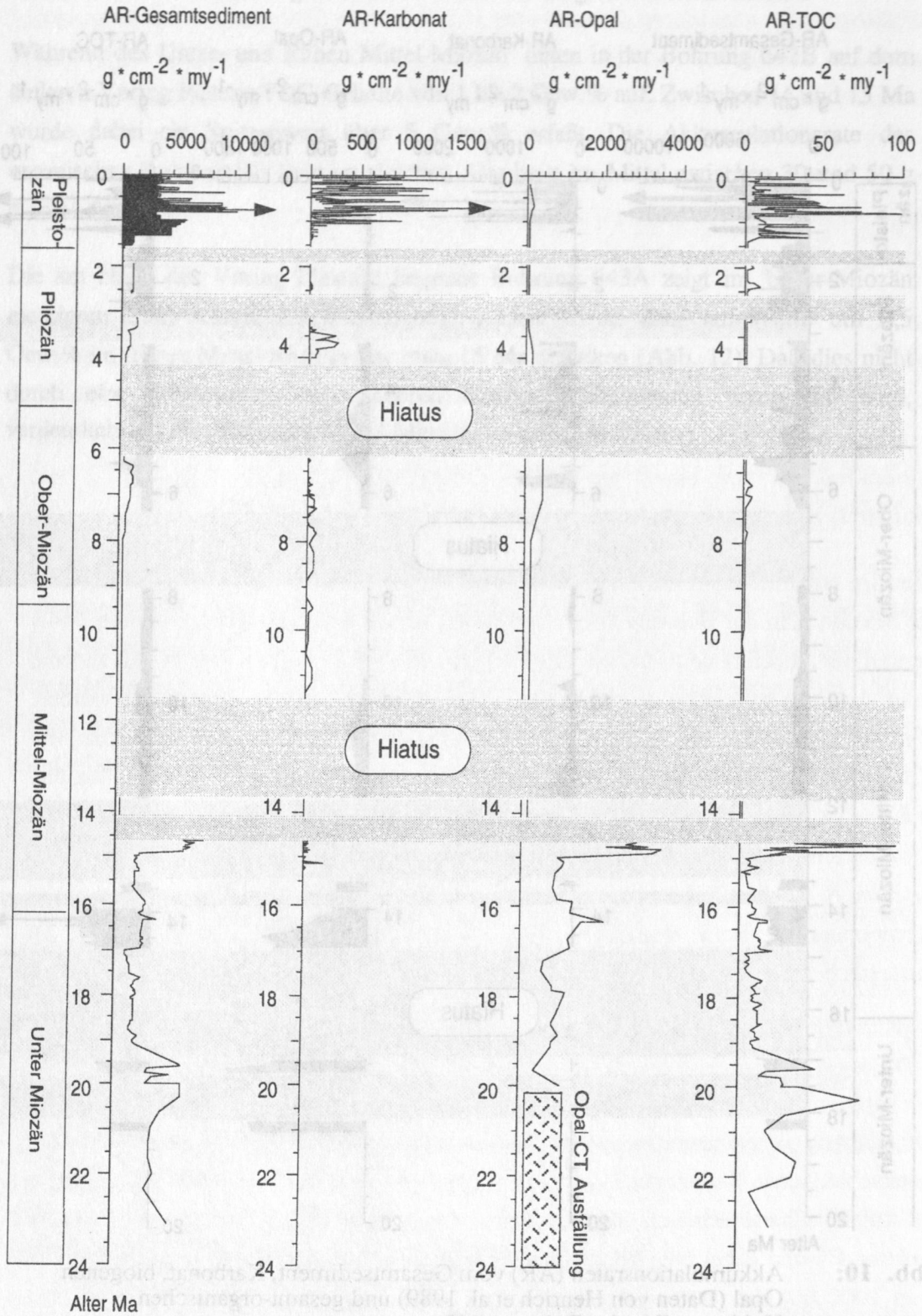


Abb. 11: Akkumulationsraten (AR) vom Gesamtsediment, Karbonat, biogenen Opal (Daten von Henrich et al. 1989) und gesamt-organischen Kohlenstoff in der Bohrung 643A.

Wie in der benachbarten Bohrung 642B treten anschließend zwischen 15 und 14 Ma wiederum hohe TOC-Gehalte ($\approx 1,5$ Gew.%) und AR_{TOC} ($\approx 100 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) auf (Abb. 10, 12). Da im Unter- bis frühen Mittel-Miozän auch sehr hohe Akkumulations-raten von biogenem Opal ermittelt wurden, liegt die Vermutung nahe, daß der überwiegende Teil des OM autochthoner Herkunft ist. Da organisches Material mariner (autochthoner) Herkunft generell eine höhere Kohlenwasserstoffausbeute während der Rock-Eval-Pyrolyse generiert als terrestrisches und fusinitisiertes OM, sollte sich eine Dominanz autochthoner Mazerale in hohen H-Indizes widerspiegeln. Es konnten jedoch keine erhöhten HI in den Sedimenten mit hohen TOC-Akkumulationsraten gemessen werden. H-Indizes deutlich über 100 (mg Kohlenwasserstoffe pro g Corg.) als Indiz eines hohen Anteils von marinen Mazeralen, treten nur in den TOC-ärmeren Sedimenten zwischen 19 und 15 Ma auf. In der Bohrung 642B wird die Interpretation durch zwei Hiaten in diesem Abschnitt erschwert; in Bohrung 643A zeigt sich jedoch deutlich, daß HI-Werte und TOC-Gehalt negativ miteinander korrelieren. Auch in Bohrung 642B liegen die HI-Werte im Abschnitt von 15 bis 14 Ma nur um $100 \text{ mg KW} / \text{g TOC}$ (Abb. 12). Demnach deutet die pyrolytische KW-Ausbeute auf eine allochthon dominierte Partikelzusammensetzung und/oder einen stark oxidierten Charakter des marinen OM in den Sedimenten mit hohem AR_{TOC} . Auf einen hohen Anteil von terrestrischem OM lassen die C/N-Verhältnisse, die in Proben mit geringen H-Indizes zwischen 11 und 18 liegen schließen (siehe Datenanhang). Marine Mazerale rücken nur in den TOC-ärmeren Sedimenten ($\sim 0,5$ Gew.%) in den Vordergrund, was sich in höheren H-Indizes widerspiegelt. Die Ergebnisse der Rock-Eval-Pyrolyse werden bestätigt durch die organisch-petrographische Untersuchung der Sedimente (Abb. 13, 14). Während im Zeitabschnitt vor 21 Ma der marine Anteil unter 40% liegt und allochthoner Detritit und fusinitisierte Phytoklasten das Partikelspektrum bei hohem AR_{TOC} dominieren, treten zwischen 21 und 15 Ma bei einer geringeren AR_{TOC} die autochthonen Partikel in den Vordergrund (> 80 Korn%) (Abb. 13, 14).

Durch die mikroskopische Quantifizierung des marinen Anteils am organischen Kohlenstoff, läßt sich die Akkumulationsrate des marinen TOC ($AR_{Mar TOC}$) bilanzieren. Vor 15 Ma beträgt die $AR_{Mar TOC}$ zwischen 5 und $10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ (Abb. 15). Der Großteil des autochthonen OM besteht aus Dinoflagellatenzysten. Matrix-Bituminit tritt in den Sedimenten nicht auf. Das ursprünglich an die hohe Opal-Produktivität gekoppelte OM muß daher fast vollständig abgebaut worden sein. Viele Diatomeen-Skelette sind mit framboidalem Pyrit gefüllt.

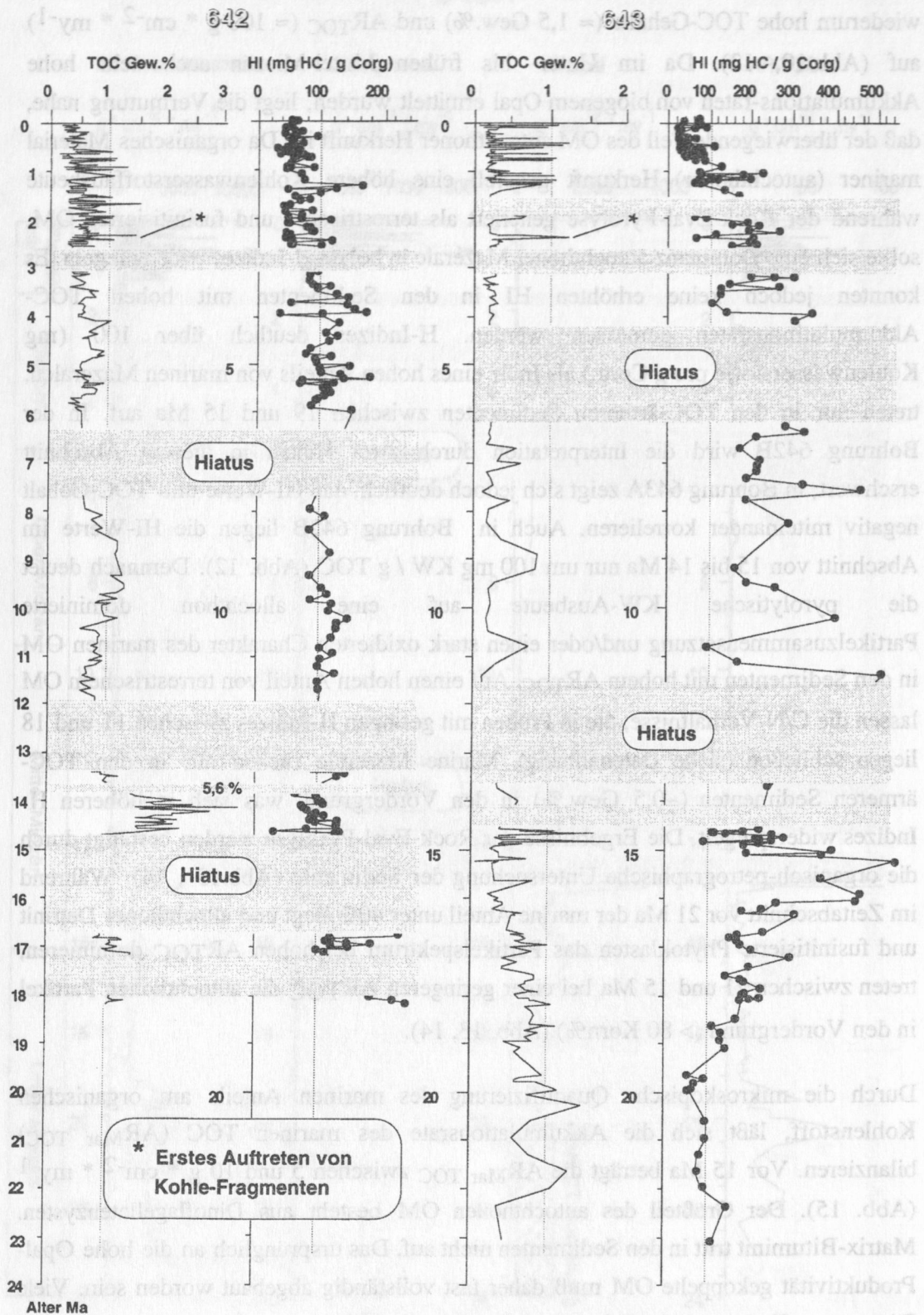


Abb 12.: Gesamt-organischer Kohlenstoff (TOC Gew.%) und Hydrogen-Indizes (HI) in den Sedimenten der Bohrungen 642B und 643A. In beiden Bohrungen ist das erste Auftreten von glazial erodierten Kohlefragmenten und Schwarzschiefern zwischen 2,45 Ma und 2,4 Ma durch eine Erhöhung im TOC-Gehalt mit geringen H-Indizes gekennzeichnet.

Charakteristisch für den Zeitraum von 15 Ma bis 14 Ma sind in beiden Bohrungen erhöhte TOC-Gehalte und -Akkumulationsraten, die wie die organisch-petrographischen Untersuchungen belegen, durch einen hohen Eintrag von allochthonem organischem Material verursacht werden; dieses Material beherrscht mit 50 Korn% bis maximal 80 Korn% die organische Fraktion (Abb.13, 14). Eine genaue Korrelation der Abschnitte mit hohen TOC-Gehalten zwischen den Bohrungen 643A und 642B wird jedoch durch das Auftreten von Hiaten in beiden Bohrungen erschwert.

Als besonders typische organische Partikel treten in beiden Bohrungen große, teilweise gut gerundete fusinitisierte Phytoklasten (Inertinite) und Huminite mit geringer thermischer Reife ($< 0,3 \%R_m$) auf. Zusammen stellen diese allochthonen Mazerale bis zu 20 Korn% des Partikelspektrums. Auch die Detritit-Fraktion ($< 10 \mu m$) besteht zum Großteil aus gerundeten, fusinitisierten allochthonen Partikeln. Fluoreszierende, "frische" Pflanzenreste sind in den Proben sehr selten. Die tw. gute Rundung der allochthonen Partikel und die Dominanz von fusinitisiertem Material gegenüber fluoreszierendem allochthonem Material (Sporen, Kutikulen, fluoreszierende "frische" Holzreste) deutet auf einen längeren Transportweg unter oxischen Bedingungen im marinen Milieu hin. Bei einem direkten fluviatilen OM-Eintrag, wie man ihn besonders in den distalen Ablagerungen großer Flußmündungssysteme findet, müßte von einem höheren Anteil von "frischem", tw. fluoreszierendem organischem Material (Sporen, Kutikulen und Bituminit) ausgegangen werden (Jones 1987).

Obwohl zwischen 15 und 14 Ma besonders die TOC-reichen Sedimente einen gegenüber dem allochthonen OM geringen Anteil von autochthonem OM aufweisen, steigt auch die ermittelte Akkumulationsrate des autochthonen OM in diesem Abschnitt gegenüber dem vorhergehenden um das 2- bis 3-fache ($30-50 g * cm^{-2} * my^{-1}$ in Bohrung 643A; $15-20 g * cm^{-2} * my^{-1}$ in Bohrung 642B). Wie die $AR_{Mar TOC}$ ist auch die Opal-Akkumulationsrate in der Bohrung 643A am Fuß des Vøring-Plateaus höher als an der nur wenig entfernten Bohrung 642B auf dem Plateau (Bohrmann 1988).

Die Sedimente zeigen geringe Mengen an Matrix-Bituminit, der jedoch nur vereinzelt auftritt. Berechnet man die Spitzenwerte der Paläo-Produktivität beider Bohrungen auf der Grundlage des mikroskopisch klassifizierten autochthonen OM, das hier vorwiegend aus Dinoflagellatenzysten besteht, so ergeben sich für Bohrung 643A Werte um $120 g Corg. * m^{-2} * y^{-1}$ und für Bohrung 642B Paläo-Produktivitäten um $90 g Corg. * m^{-2} * y^{-1}$. Beide Werte liegen nur wenig über der heutigen durchschnittlichen, jährlichen Primärproduktion des Atlantiks von 60 bis $90 g Corg. * m^{-2} * y^{-1}$.

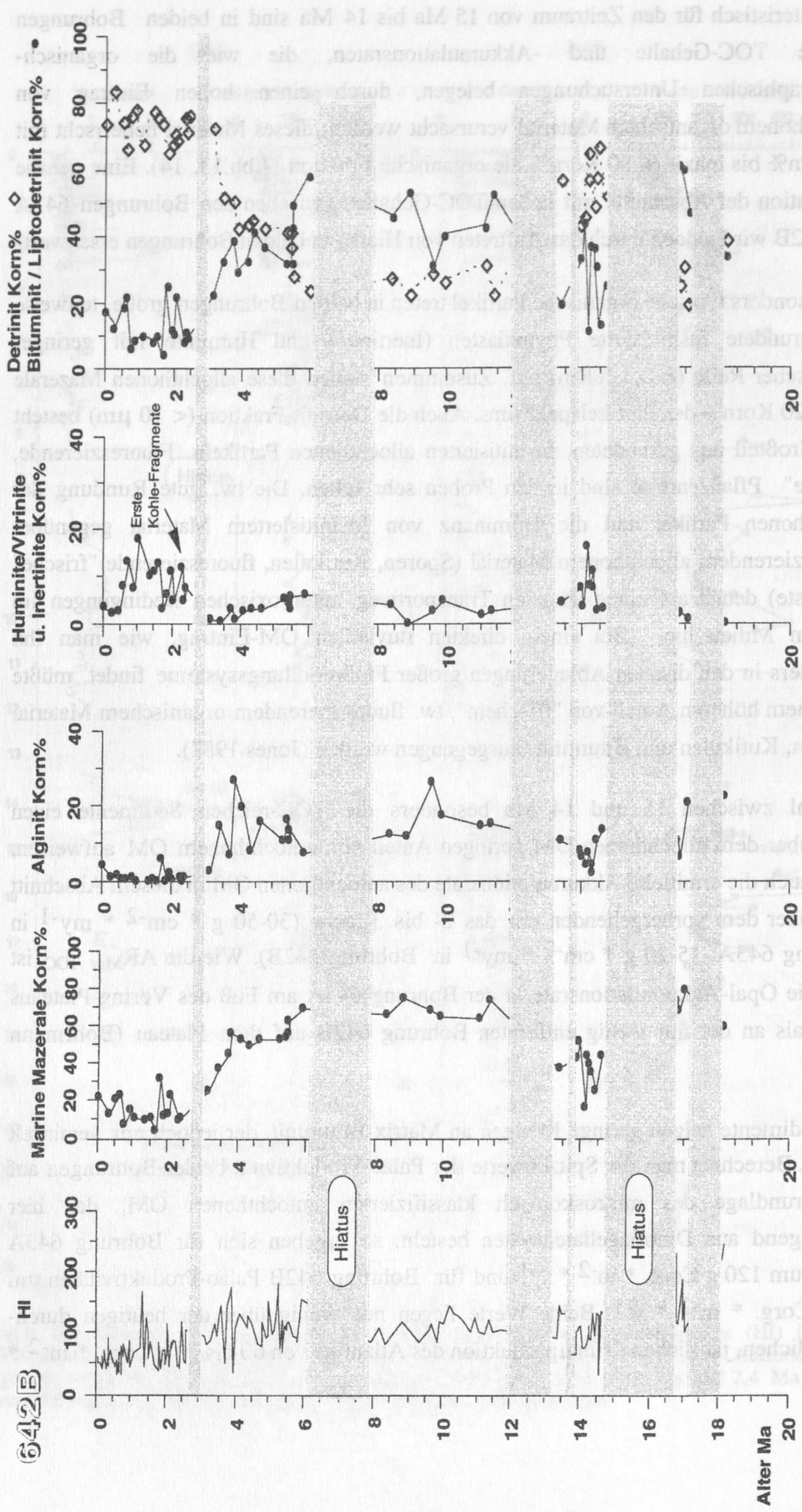


Abb. 13: Mazeralsammensetzung in der Bohrung 642B. Der marine Anteil umfasst den Alginit- und Liptodetrinit-/Bituminat-Anteil.

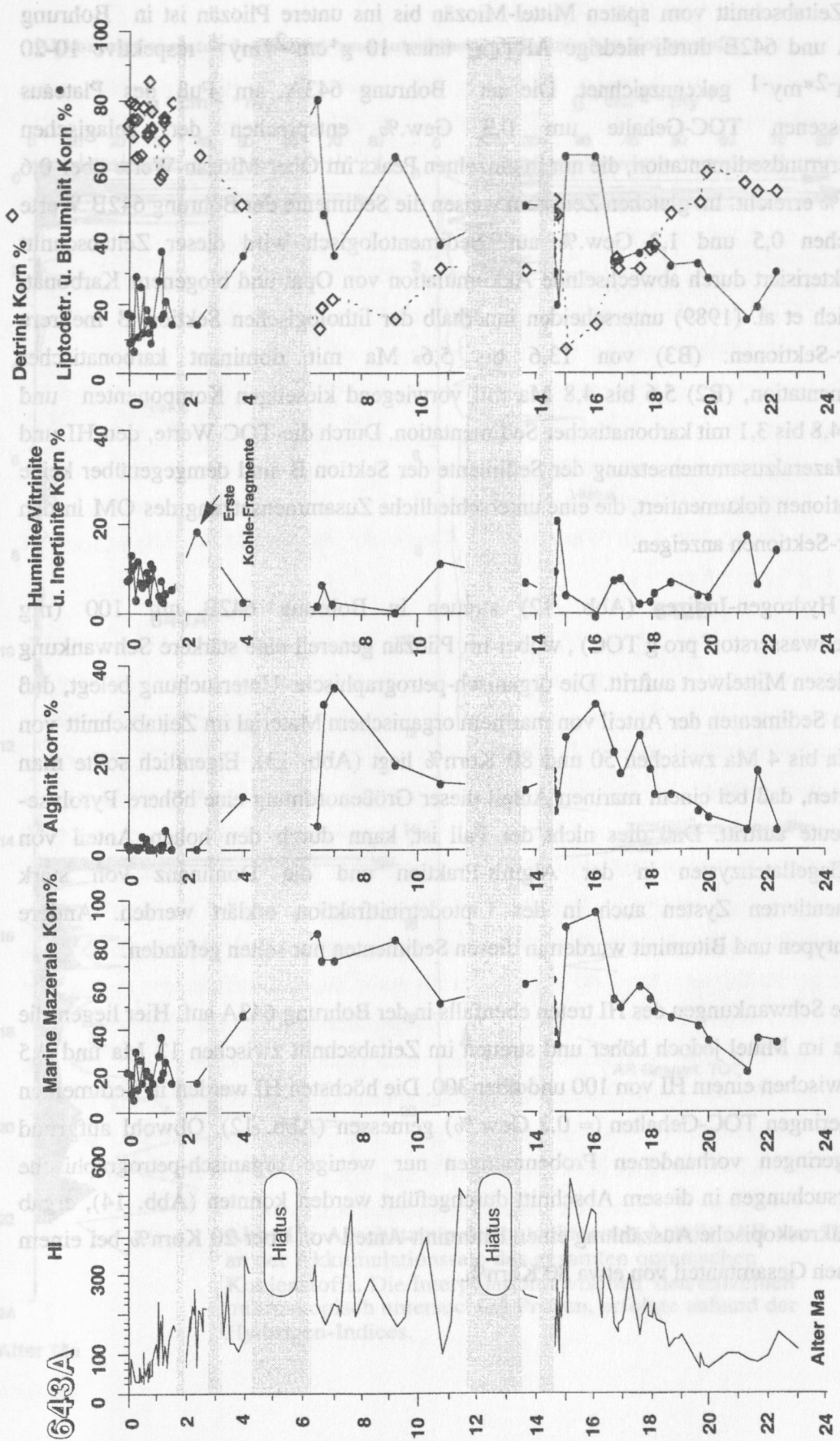
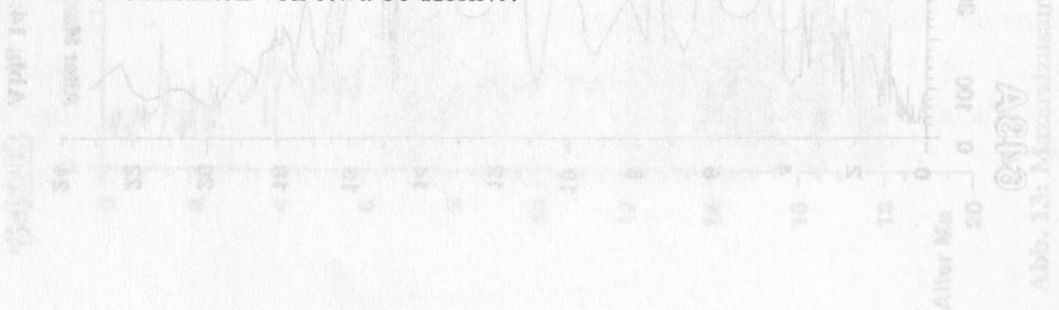


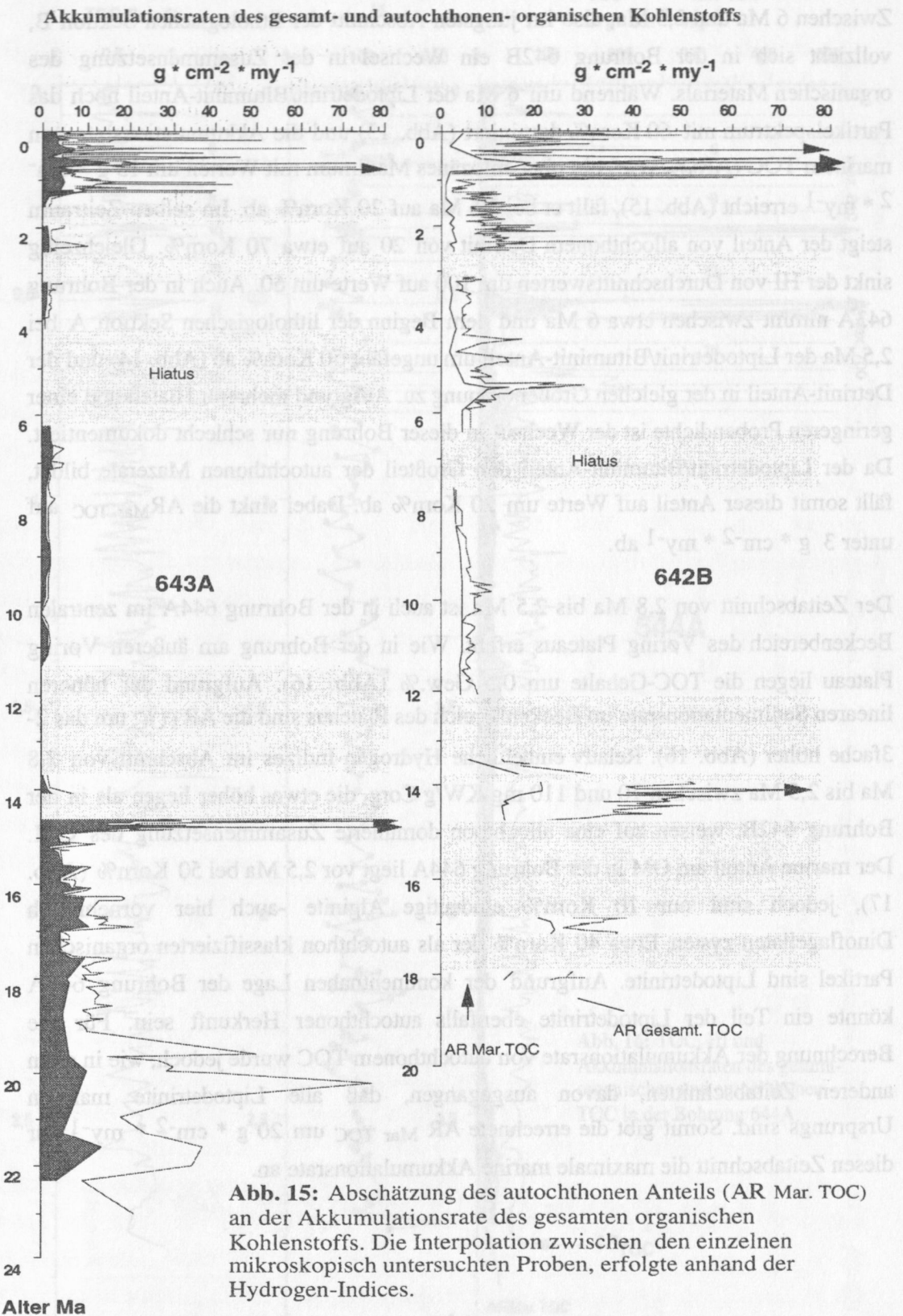
Abb. 14: Mazeralzusammensetzung in der Bohrung 643A. Der marine Anteil umfasst den Alginit- und Liptodetrinit/Bituminit-Anteil.

Der Zeitabschnitt vom späten Mittel-Miozän bis ins untere Pliozän ist in Bohrung 643A und 642B durch niedrige ARTOC unter $10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ respektive $10\text{-}20 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ gekennzeichnet. Die an Bohrung 643A am Fuß des Plateaus gemessenen TOC-Gehalte um 0,3 Gew.% entsprechen der pelagischen Hintergrundsedimentation, die nur in einzelnen Peaks im Ober-Miozän Werte über 0,6 Gew.% erreicht. Im gleichen Zeitraum weisen die Sedimente der Bohrung 642B Werte zwischen 0,5 und 1,2 Gew.% auf. Sedimentologisch wird dieser Zeitabschnitt charakterisiert durch abwechselnde Akkumulation von Opal und biogenem Karbonat. Henrich et al. (1989) unterscheiden innerhalb der lithologischen Sektion B mehrere Unter-Sektionen: (B3) von 13,6 bis 5,6 Ma mit dominant karbonatischer Sedimentation, (B2) 5,6 bis 4,8 Ma mit vorwiegend kieseligen Komponenten und (B1) 4,8 bis 3,1 mit karbonatischer Sedimentation. Durch die TOC-Werte, den HI und die Mazeralzusammensetzung der Sedimente der Sektion B sind demgegenüber keine Variationen dokumentiert, die eine unterschiedliche Zusammensetzung des OM in den Unter-Sektionen anzeigen.

Die Hydrogen-Indizes (Abb. 12) streuen in Bohrung 642B um 100 (mg Kohlenwasserstoff pro g TOC), wobei im Pliozän generell eine stärkere Schwankung um diesen Mittelwert auftritt. Die organisch-petrographische Untersuchung belegt, daß in den Sedimenten der Anteil von marinem organischem Material im Zeitabschnitt von 12 Ma bis 4 Ma zwischen 50 und 80 Korn% liegt (Abb. 13). Eigentlich sollte man erwarten, daß bei einem marinen Anteil dieser Größenordnung eine höhere Pyrolyse-Ausbeute auftritt. Daß dies nicht der Fall ist, kann durch den hohen Anteil von Dinoflagellatenzysten in der Alginit-Fraktion und die Dominanz von stark fragmentierten Zysten auch in der Liptodetrinitfraktion erklärt werden. Andere Algtypen und Bituminit wurden in diesen Sedimenten nur selten gefunden.

Starke Schwankungen des HI treten ebenfalls in der Bohrung 643A auf. Hier liegen die Werte im Mittel jedoch höher und streuen im Zeitabschnitt zwischen 12 Ma und 2,5 Ma zwischen einem HI von 100 und über 300. Die höchsten HI werden in Sedimenten mit geringen TOC-Gehalten ($\approx 0,3 \text{ Gew.}\%$) gemessen (Abb. 12). Obwohl aufgrund der geringen vorhandenen Probenmengen nur wenige organisch-petrographische Untersuchungen in diesem Abschnitt durchgeführt werden konnten (Abb. 14), ergab die mikroskopische Auszählung einen Bituminit-Anteil von über 20 Korn% bei einem marinen Gesamtanteil von etwa 80 Korn%.





Zwischen 6 Ma und 2,5 Ma, also im jüngsten Abschnitt der lithologischen Sektion B, vollzieht sich in der Bohrung 642B ein Wechsel in der Zusammensetzung des organischen Materials. Während um 6 Ma der Liptodetrinit/Bituminit-Anteil noch das Partikelspektrum mit 60 Korn% dominiert (Abb. 13) und die Akkumulationsrate von marinem TOC ($AR_{\text{Mar TOC}}$) ein ober-miozänes Maximum mit Werten um $15 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ erreicht (Abb. 15), fällt er bei 2,5 Ma auf 20 Korn% ab. Im selben Zeitraum steigt der Anteil von allochthonem Detritit von 20 auf etwa 70 Korn%. Gleichzeitig sinkt der HI von Durchschnittswerten um 100 auf Werte um 60. Auch in der Bohrung 643A nimmt zwischen etwa 6 Ma und dem Beginn der lithologischen Sektion A bei 2,5 Ma der Liptodetrinit/Bituminit-Anteil um ungefähr 50 Korn% ab (Abb. 14) und der Detritit-Anteil in der gleichen Größenordnung zu. Aufgrund mehrerer Hiaten und einer geringeren Probandichte ist der Wechsel in dieser Bohrung nur schlecht dokumentiert. Da der Liptodetrinit/Bituminit-Anteil den Großteil der autochthonen Mazerale bildet, fällt somit dieser Anteil auf Werte um 20 Korn% ab. Dabei sinkt die $AR_{\text{Mar TOC}}$ auf unter $3 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ ab.

Der Zeitabschnitt von 2,8 Ma bis 2,5 Ma ist auch in der Bohrung 644A im zentralen Beckenbereich des Vøring Plateaus erfaßt. Wie in der Bohrung am äußeren Vøring Plateau liegen die TOC-Gehalte um 0,5 Gew.% (Abb. 16). Aufgrund der höheren linearen Sedimentationsrate im Beckenbereich des Plateaus sind die AR_{TOC} um das 2-3fache höher (Abb. 16). Relativ einheitliche Hydrogen-Indizes im Abschnitt von 2,8 Ma bis 2,5 Ma zwischen 70 und 110 mg KW/g Corg, die etwas höher liegen als in der Bohrung 642B, weisen auf eine allochthon dominierte Zusammensetzung des OM. Der marine Anteil am OM in der Bohrung 644A liegt vor 2,5 Ma bei 50 Korn% (Abb. 17), jedoch sind nur 10 Korn% eindeutige Alginite -auch hier vornehmlich Dinoflagellaten-zysten. Etwa 40 Korn% der als autochthon klassifizierten organischen Partikel sind Liptodetrinite. Aufgrund der kontinentnahen Lage der Bohrung 644A könnte ein Teil der Liptodetrinite ebenfalls autochthoner Herkunft sein. Für die Berechnung der Akkumulationsrate von autochthonem TOC wurde jedoch, wie in allen anderen Zeitabschnitten, davon ausgegangen, daß alle Liptodetrinite marinen Ursprungs sind. Somit gibt die errechnete $AR_{\text{Mar TOC}}$ um $20 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ für diesen Zeitabschnitt die maximale marine Akkumulationsrate an.

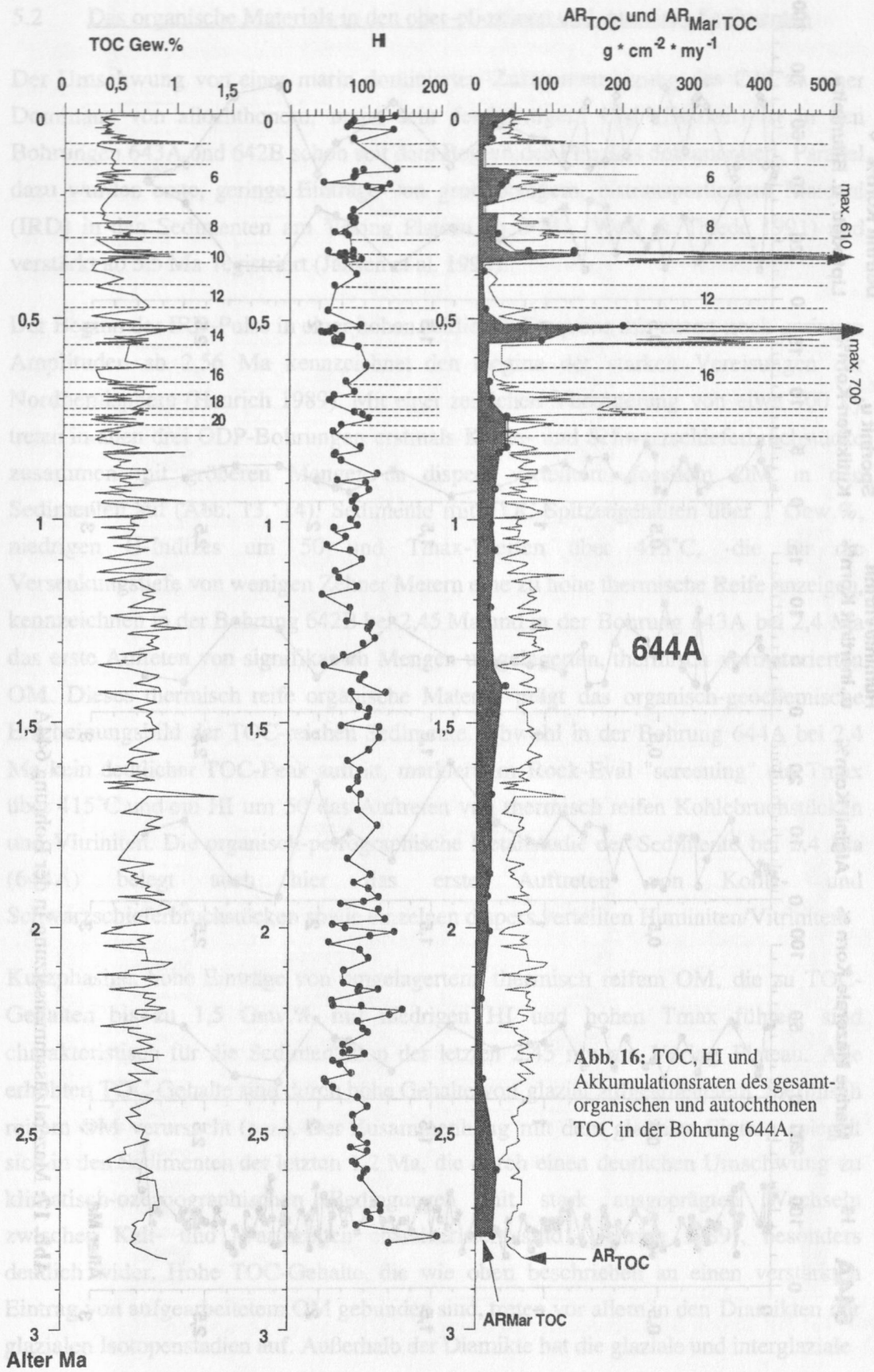


Abb. 16: TOC, HI und Akkumulationsraten des gesamtorganischen und autochthonen TOC in der Bohrung 644A.

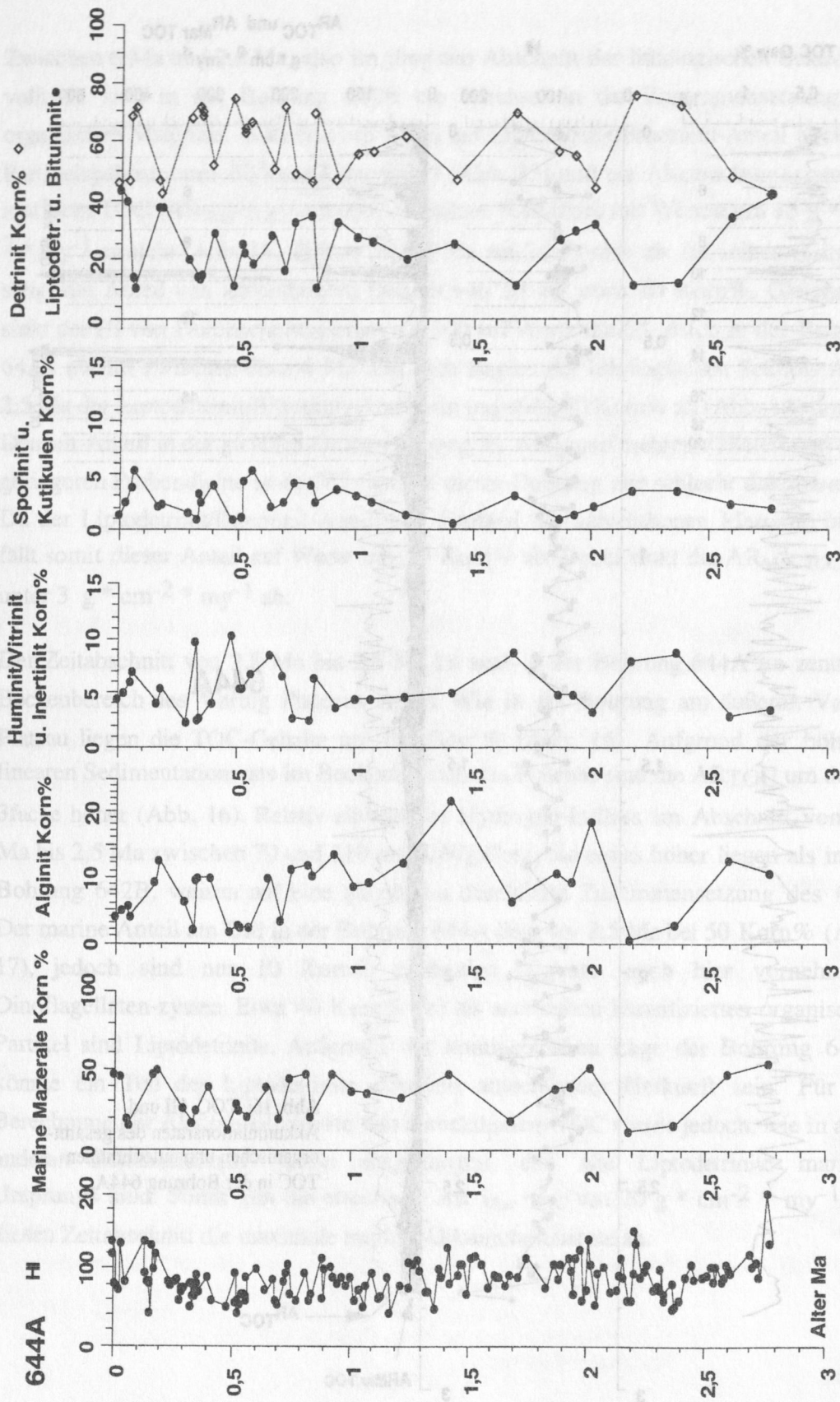


Abb. 17: Mazeralzusammensetzung in der Bohrung 644A

5.2 Das organische Material in den ober-pliozänen und quartären Sedimenten

Der Umschwung von einer marin dominierten Zusammensetzung des OM zu einer Dominanz von allochthonem, meist sehr feinkörnigem OM (Detritit) ist in den Bohrungen 643A und 642B schon seit dem Beginn des Pliozäns dokumentiert. Parallel dazu wurden erste, geringe Einträge von grobkörnigem, eistransportiertem Material (IRD) in den Sedimenten am Vøring Plateau ab 8 Ma (Wolf & Thiede 1991) und verstärkt ab 5,5 Ma registriert (Jansen et al. 1990).

Der Beginn der IRD-Pulse in einer hohen zeitlichen Frequenz mit zuerst noch geringen Amplituden ab 2,56 Ma kennzeichnet den Beginn der starken Vereisungen der Nordhemisphäre (Henrich 1989). Mit einer zeitlichen Verzögerung von etwa 100 ky treten in allen drei ODP-Bohrungen erstmals Kohle- und Schwarzschieferbruchstücke zusammen mit größeren Mengen an dispers verteiltem, fossilem OM in den Sedimenten auf (Abb. 13, 14). Sedimente mit TOC-Spitzengehalten über 1 Gew.%, niedrigen H-Indizes um 50 und Tmax-Werten über 415°C, -die für die Versenkungstiefe von wenigen Zehner Metern eine zu hohe thermische Reife anzeigen, kennzeichnen in der Bohrung 642B bei 2,45 Ma und in der Bohrung 643A bei 2,4 Ma das erste Auftreten von signifikanten Mengen umgelagerten, thermisch vormalurierten OM. Dieses thermisch reife organische Material prägt das organisch-geochemische Erscheinungsbild der TOC-reichen Sedimente. Obwohl in der Bohrung 644A bei 2,4 Ma kein deutlicher TOC-Peak auftritt, markiert im Rock-Eval "screening" ein Tmax über 415°C und ein HI um 50 das Auftreten von thermisch reifen Kohlebruchstücken und Vitriniten. Die organisch-petrographische Detailstudie der Sedimente bei 2,4 Ma (644A) belegt auch hier das erste Auftreten von Kohle- und Schwarzschieferbruchstücken sowie einzelnen dispers verteilten Huminiten/Vitriniten.

Kurzphasige, hohe Einträge von umgelagertem, thermisch reifem OM, die zu TOC-Gehalten bis zu 1,5 Gew.% mit niedrigen HI und hohen Tmax führen, sind charakteristisch für die Sedimentation der letzten 2,45 my am Vøring Plateau. Alle erhöhten TOC-Gehalte sind durch hohe Gehalte von glazial aufgearbeitetem, thermisch reifem OM verursacht (s.u.). Der Zusammenhang mit dem glazialen Eintrag spiegelt sich in den Sedimenten der letzten 1,2 Ma, die durch einen deutlichen Umschwung zu klimatisch-ozeanographischen Bedingungen mit stark ausgeprägten Wechseln zwischen Kalt- und Warmzeiten charakterisiert sind (Henrich 1989), besonders deutlich wider. Hohe TOC-Gehalte, die wie oben beschrieben an einen verstärkten Eintrag von aufgearbeitetem OM gebunden sind, treten vor allem in den Diamikten der glazialen Isotopenstadien auf. Außerhalb der Diamikte hat die glaziale und interglaziale

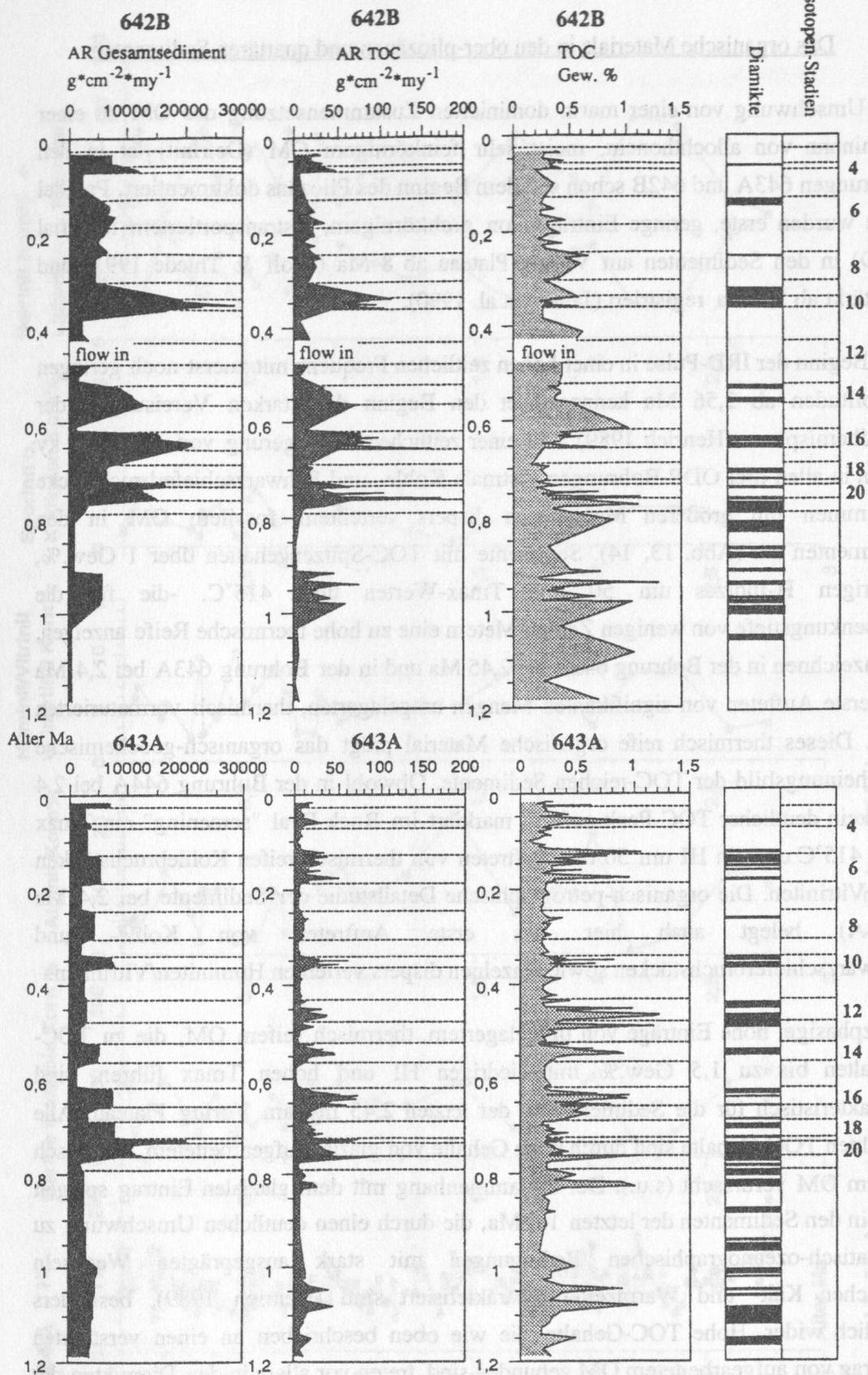


Abb. 18: AR in den Sedimenten der Bohrungen 642B und 643A während der letzten 1,2 my

"Hintergrundsedimentation" niedrige TOC-Gehalte von 0,2 bis 0,4 Gew.% (Abb. 18). Betrachtet man die Akkumulationsrate des TOC, ergibt sich das gleiche Bild. Auch hier wird deutlich, daß hohe AR_{TOC} stets an das Auftreten von dunklen Diamiktlagen gekoppelt sind (Abb. 18). Auch die Gehalte von IRD sind in den Diamikten deutlich erhöht (Abb. 19). Ebenfalls gering ist die Akkumulation von CaCO₃; zurückzuführen ist das auf die starke Lösung und eine vermutlich geringere Kalkproduktion im Oberflächenwasser (Henrich 1989).

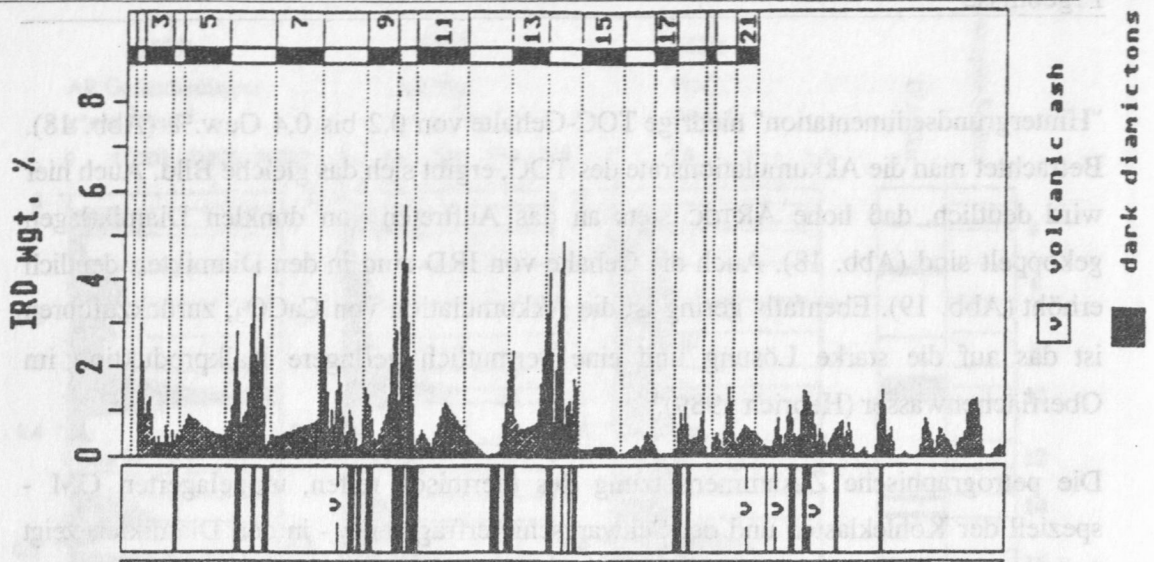
Die petrographische Zusammensetzung des thermisch reifen, umgelagerten OM - speziell der Kohleklasten und der Schwarzschieferfragmente - in den Diamikten zeigt während der letzten 2,45 my keine wesentliche Variation, die auf einen Wechsel im Liefergebiet hinweist. Neben humischen Kohlen und Sporinit-Kutinit-reichen Schwarzschiefer- und Kohleklasten, die während der organisch-petrographischen Untersuchungen in allen Diamiktlagen gefunden wurden, treten in der Grobfraction (> 1000 µm) der Diamikte vor allem graue Silt-Tonsteine und Schreibkreidefragmente auf (Henrich 1992). Wie die mikroskopische Analyse zeigt, ist der graue Silt/Tonstein durch hohe Anteile von eingesprenkelten, nicht fluoreszierenden Phytoklasten ebenfalls eine potentielle Quelle für das thermisch reife OM.

Die an den Vitriniten der TOC-reichen Klasten gemessene Vitrinitreflexion besitzt ein deutliches Maximum zwischen 0,3 und 0,5 %R_m (Abb. 20 a, b). Diese thermische Reife der umgelagerten organischen Partikel, die dem Braunkohlestadium entspricht, stimmt mit dem gemessenen T_{max} um 420°C in den TOC-reichen Sedimenten der letzten 2,45 my überein.

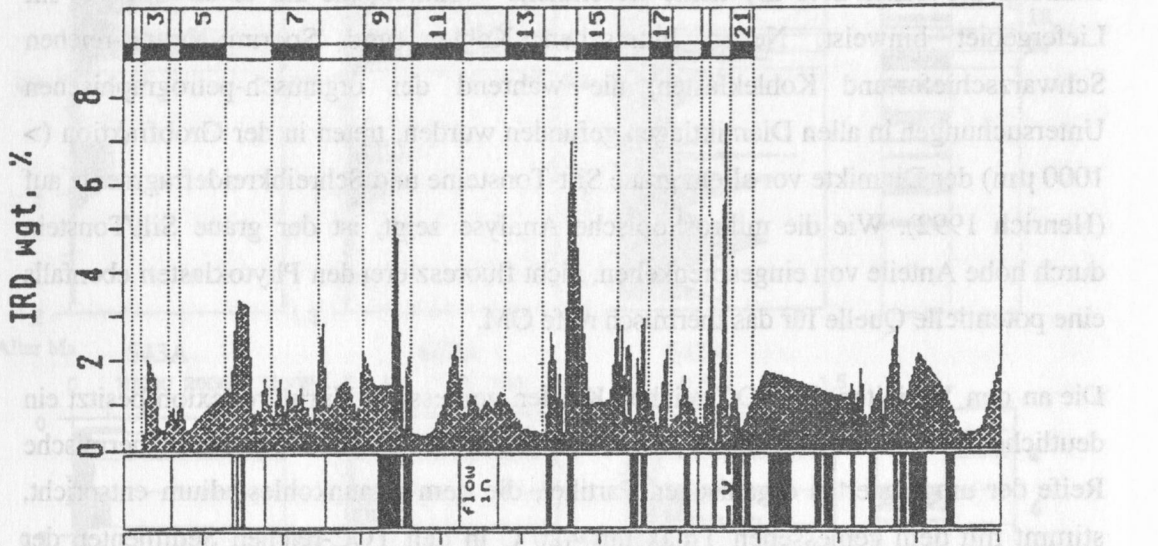
Die thermische Reife der Vitrinite innerhalb der Kohlen, Schwarzschiefer und Ton-Siltsteine in den Sedimenten des Vøring Plateaus entspricht der in mesozoischen Ausbissen auf dem Mittel-Norwegischen Schelf und Festland gemessenen Vitrinitreflexion (Bjørøy & Vigran 1979; Bugge et al. 1984). Die beschriebenen TOC-reichen Sedimente, Kohlen und Schwarzschiefer der ober-triassischen bis unterkretazischen Schichtenfolge zeigen ebenfalls eine ähnliche petrographische Zusammensetzung wie die thermisch reifen, organischen Klasten in den Sedimenten des Vøring Plateaus.

Abb. 19: Variabilität der IRD-Gehalte in den ODP Leg. 104 Bohrungen im Zeitschnitt 1,5 Ma bis heute (aus Henrich 1992)

Leg 104, Site 644A



Leg 104, Site 642B



Leg 104, Site 643A

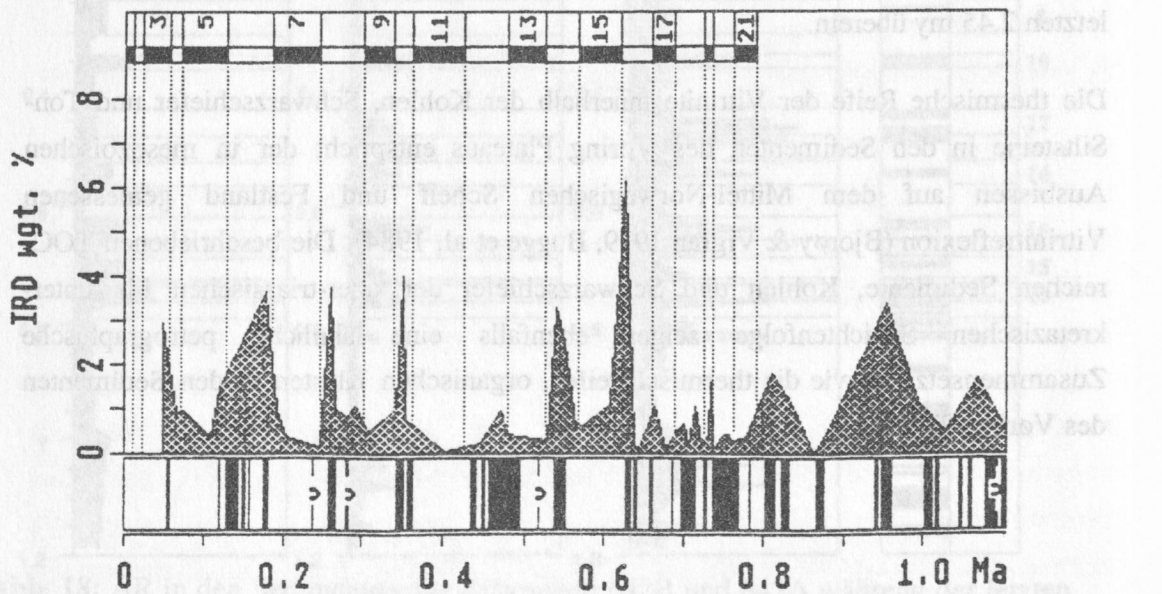


Abb. 19: Variabilität der IRD-Gehalte in den ODP Leg 104 Bohrungen im Zeitabschnitt 1,2 Ma bis rezent (aus Henrich 1992)

Hohe TOC-Gehalte mit der oben genannten Zusammensetzung des organischen Materials sind in den Sedimenten der letzten 2,45 my stets in dunklen bis mehrere dm-mächtigen Diamiktlagen festzustellen. Diese Horizonte sind in die Sedimente der glazialen Stadien und der frühen Abschmelzphasen eingeschaltet. Eine einheitliche Diamiktsedimentation in allen Bohrungen auf dem Vøring Plateau erfolgte während der glazialen Sauerstoff-Isotopenstadien 14, 12, 10 und 6 (Abb. 21). In der Bohrung 644A sind darüber hinaus im Stadium 8 zahlreiche Diamikte eingeschaltet, deren Anzahl in Bohrung 642B und 643A stark abnimmt. In den Stadien 16 und 20 treten nur in den Sedimenten am Fuß des Vøring Plateaus Diamikte auf.

Einige dieser Diamikte zeigen scharfe Basisgrenzen; ein Hinweis auf eine sehr schnelle Schüttung (Henrich 1989). Die Internstruktur der Diamikte wird geprägt durch ein unorientiertes Gefüge von Dropstones in Sand-Kiesgröße und mehreren cm-großen Schlammklasten in einer sandig siltigen Schlammatrix. Die Zusammensetzung schließt einen Schlammstrommechanismus als Ablagerungsprozeß aus und deutet eher auf einen Eintrag in Form eines starken Abregnens aus Eisbergen (Henrich 1992).

Daß das organische Material der Diamikte von thermisch reifem, umgelagertem OM dominiert wird, belegt auch das Auftreten hoher Tmax-Werte in den glazialen Sedimenten der Bohrung 644A (Abb. 22). Diese hohen Werte treten nur in den glazialen Stadien 4-14, 18 und 20, sowie mehrfach in den glazial geprägten Sedimenten (Henrich 1992) der letzten 2,4 my auf. Die organisch-petrographische Analyse dieser Sedimente verdeutlicht, daß stets das Vorkommen von umgelagerten Huminiten/Vitriniten sowie Kohle- und Schwarzschieferklasten, die in ihrer thermischen Reife dem Braunkohlestadium entsprechen, den Tmax um 420°C des Gesamtsediments bestimmen.

So wie die Zusammensetzung des organischen Materials in den Diamikten nicht wesentlich variiert, zeigt auch das organische Material in den interglazialen und glazialen "Hintergrundsedimenten" keine systematischen Veränderungen (Abb. 16, 17, 26). Eine detaillierte Analyse der organischen Zusammensetzung dieser Sedimente im Europäischen Nordmeer, in einer hohen zeitlichen Auflösung, ist Gegenstand neuester Untersuchungen (Wagner et al. 1992).

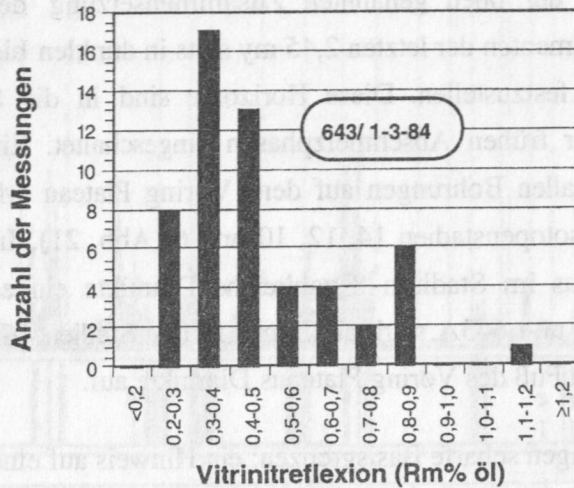


Abb. 20a: Vitrinitreflexion der phytoklast-reichen Siltsteine und Kohlen/Schwarzschiefer in einem Diamikt des glazialen Stadium 6 (TOC 1,1 Gew.%, Tmax 430°C, HI 74). Die thermische Reife der umgelagerten Vitrinite entspricht der an jurassischen und unterkretazischen Sedimenten im Bereich des skandinavischen Schelfes vor dem Vøring-Plateau gemessenen Vitrinitreflexionen (Bjørøy & Vigran, 1979).

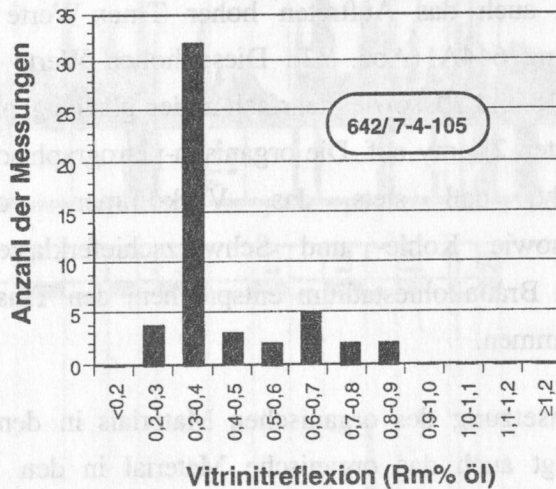


Abb. 20b: Vitrinitreflexion der organisch-reichen Klasten eines ca. 1,7 Ma alten Diamikts. In den älteren Diamikten ist generell eine stärkere Häufung der Werte zwischen 0,3 und 0,4 Rm% festzustellen. Der gemessene Tmax von 427°C entspricht der optisch bestimmten thermischen Reife des Sediments.

Die in dieser Studie erfaßten, charakteristischen geochemischen Merkmale (TOC, HI, Tmax) und Mazeralzusammensetzungen sind für ausgewählte Diamikte in Tabelle 2a und für die glaziale und interglaziale "Hintergrundsedimentation" in Tabelle 2b exemplarisch dargestellt.

Probe	643/ 1-3-82	642/ 6-1-104	644 / 5-4-22
Alter (Ma)	0,126	0,758	0,346
Fazies	Diamikt (Stadium 6)	Diamikt (Stadium 20)	Diamikt (Stadium 10)
TOC Gew. %	1,06	1,13	0,92
H-Index	47	81	73
Tmax (°C)	430	428	424
Liptodetrinit + Bituminit	9,8	6,4	14,1
Algininit	0,7	0,2	9,5
Detrinit	74,1	76,8	70,3
Vit./Huminit + Inertinit	13,4	12,8	2,4
Sporen und Kutikulen	0,7	3,8	3,3
Kohleklasten	0,7	0,2	0,4

Tabelle 2a: Menge und Zusammensetzung des organischen Materials in drei TOC-reichen Diamikten (Mazeralanteile als Korn%).

Probe	642/ 4-3-113	642/ 1-2-40	644/ 3-3-102
Alter (Ma)	0,303	0,049	0,183
Fazies	Interglazial- Glazial (Stadium 9/8)	Interstadial (Stadium 3)	Glazial (Stadium 6)
TOC Gew. %	0,28	0,26	0,3
H-Index	61	62	120
Tmax (°C)	366	315	315
Liptodetrinit + Bituminit	12,8	18	37,2
Alginit	0,8	14	12,5
Detrinit	84,4	74,4	42,5
Vit/Huminit + Inertinit	2,0	3,2	1,0
Sporen und Kutikulen	0	0,4	2,3
Kohleklasten	0	0	0

Tabelle 2b: Menge und Zusammensetzung des organischen Materials in glazialen, interstadialen und interglazialen Hintergrundsedimenten (Mazeralanteile als Korn%).

Die organische Fraktion in den TOC-armen und -reichen Sedimenten der Bohrungen 643A und 642B ist durch hohe Anteile von allochthonem organischem Material gekennzeichnet (Abb. 13, 14). Daher sind geringe Hydrogen-Indizes typisch für alle Sedimente der lithologischen Sektion A. Die TOC-reichen Diamikte besitzen jedoch gegenüber den übrigen Sedimenten der Sektion A hohe Gehalte an bis zu mehreren Millimetern großen Bruchstücken von thermisch reifem OM. Dieses Material

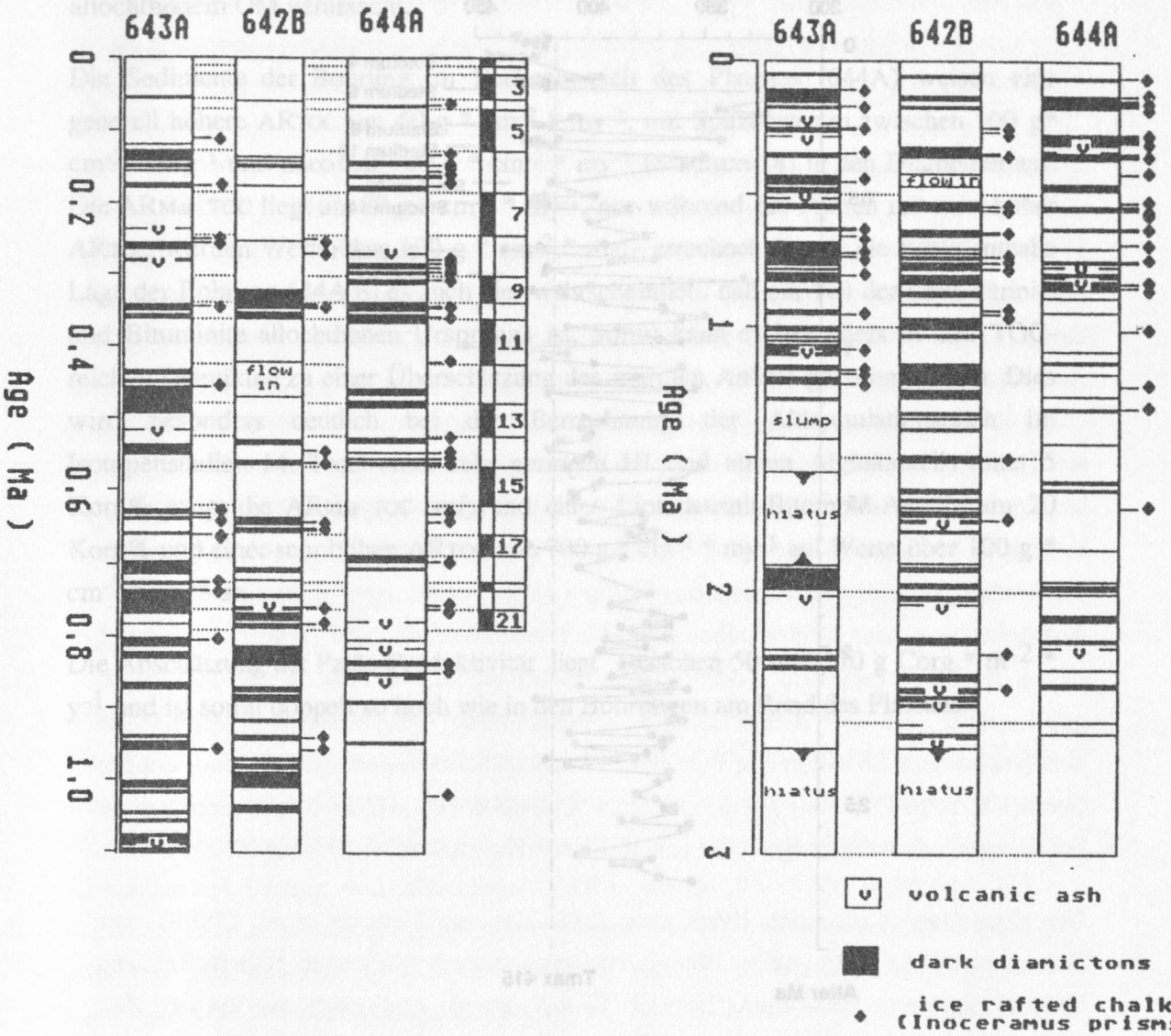


Abb. 21: Diamikthäufigkeit und Auftreten von Schreibkreide-Dropstones in Sedimenten der ODP Leg 104 Bohrungen während des Zeitabschnittes 1,2 Ma bis rezent (links) und 2,6 Ma bis rezent (rechts)(aus Henrich 1992).

dominiert das Mazeralspektrum, so daß die geringsten relativen Anteile von autochthonem OM (um 10 Korn%) in den Diamikten mit TOC-Gehalten über 1 Gew.% ermittelt wurden. Die ebenfalls von allochthonem OM geprägten glazialen und interglazialen "Hintergrundsedimente" zeigen demgegenüber autochthone Maximalanteile bis zu 30 Korn%.

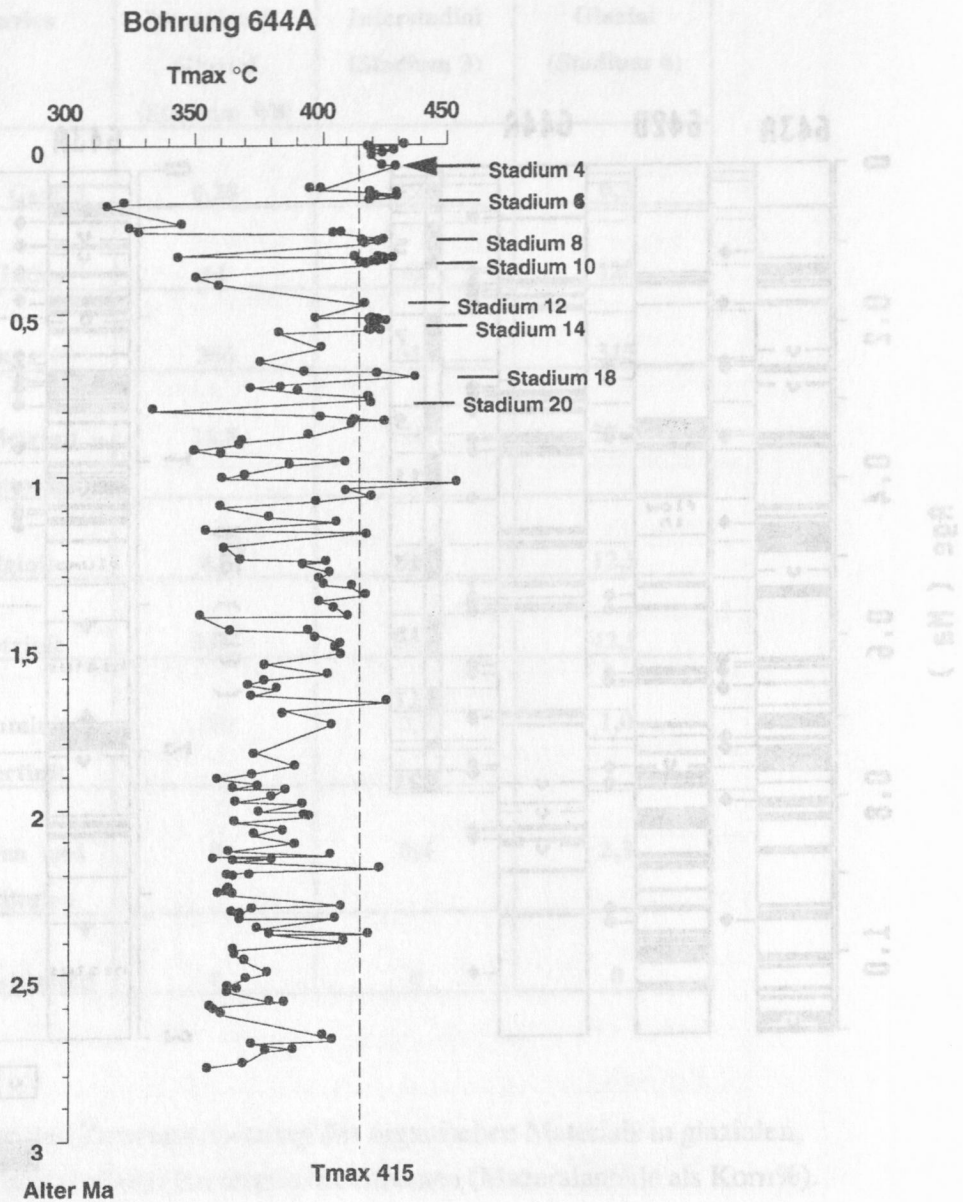


Abb. 22: Als Tmax erfaßte thermische Reife vom OM in den Sedimenten der letzten 3 my in der Bohrung 644A. Außer im Stadium 16 zeigt sich deutlich die Dominanz von aufgearbeitetem, thermisch reifem OM in den glazialen Sedimenten einen Tmax-Wert über 415°C. Niedrigere Werte, die vor allem in den jüngeren interglazialen Sedimenten auftreten, entsprechen der zu erwarteten thermischen Reife von "frischem" OM (allochthon und autochthon) in einer Versenkungstiefe von wenigen Metern (Peters et al. 1981).

Die errechnete Akkumulationsrate des TOC marinen Ursprungs zeigt gegenüber den obermiozänen und unterpliozänen Raten in den Bohrungen 643A und 642B keine wesentlichen Änderungen. Die Werte liegen in beiden Bohrungen unter $5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$. Nur für die Diamikte konnten Werte um $15 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ errechnet werden, die jedoch durch die Überschätzung des marinen Anteils (s.o.) verursacht sein können. In jedem Fall übersteigt die daraus errechnete Paläo-Primärproduktion nicht den Wert der heutigen durchschnittlichen Gesamt-Produktivität des Oberflächenwassers des Atlantiks. Hohe AR_{TOC} werden stets durch eine hohe Zufuhr von fossilem, allochthonem OM verursacht.

Die Sedimente der Bohrung im Beckenbereich des Plateaus (644A) weisen eine generell höhere AR_{TOC} um $50 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$, mit Spitzenwerten zwischen $100 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ und maximal $700 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ (Stadium 14) in den Diamikten auf. Die AR_{Mar TOC} liegt um $20 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$, nur während der Phasen mit sehr hoher AR_{TOC} wurden Werte über $100 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ errechnet. Durch die kontinentnahe Lage der Bohrung 644A ist es auch hier wahrscheinlich, daß ein Teil der Liptodetrinite und Bituminite allochthonen Ursprungs ist. Somit kann es besonders in den TOC-reichen Diamikten zu einer Überschätzung des marinen Anteils gekommen sein. Dies wird besonders deutlich bei der Berechnung der Akkumulationsraten im Isotopenstadium 14. Trotz eines sehr geringen HI und einem Alginitanteils unter 5 Korn% steigt die AR_{Mar TOC} aufgrund eines Liptodetrinit-Bituminite-Anteils um 20 Korn% und einer sehr hohen AR_{TOC} von $700 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ auf Werte über $100 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ an.

Die Abschätzung der Paläo-Produktivität liegt zwischen 50 und $170 \text{ g Corg.} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$ und ist somit doppelt so hoch wie in den Bohrungen am Rand des Plateaus.

6. Diskussion

Die Variationen im Eintrag von allochthonem und autochthonem OM ermöglichen, die känozoischen Sedimente am Vøring Plateau in vier Zeitabschnitte zu trennen, die sich in ihrer organischen Zusammensetzung in charakteristischer Weise voneinander unterscheiden. Die folgende Diskussion in den Kapiteln 6.1 bis 6.4 bezieht sich somit auf diese vier Abschnitte, die zum Großteil den Lithofaziessektionen, die in Kapitel 2.2 dargestellt sind, zeitlich entsprechen.

6.1 Phasen hoher TOC-Akkumulation während sehr hoher Opal-Akkumulation im Unter- und frühen Mittel-Miozän.

Hohe Opalakkumulationsraten kennzeichnen den Zeitabschnitt vom Unter-Miozän bis ins frühe Mittel-Miozän. Bereits im Unter-Miozän lag die Wassertiefe an der Bohrung 643A um 2400 m (Kaminski 1988), während die Sedimente auf dem äußeren Vøring-Plateau (Bohrung 642B) in einer Tiefe um 1000 m (heute 1280 m) zur Ablagerung kamen (Thiede et al. 1989). Tropische bis gemäßigte Klimabedingungen sorgten für eine dichte Vegetation und starke Verwitterungsprozesse auf den umgebenden Landgebieten (Frakes 1979). Der starke Eintrag von biogenem Opal, der hauptsächlich aus Diatomeen Skeletten gebildet wird (Bohrmann 1988), dokumentiert eine relativ hohe marine Produktivität in diesem Zeitabschnitt. Wegen der großen Ausdehnung der kieseligen Sedimente (Talwani & Udintsev 1976), die durch ihre geophysikalischen Eigenschaften gut zu verfolgen sind (Hempel 1989), ist es nicht wahrscheinlich, daß Auftriebsphänomene für den hohen Opal-Fluß verantwortlich sind (Thiede & Hempel 1986). Ein wichtiges Indiz gegen eine auftriebsinduzierte Genese dieser Sedimente geben auch die in dieser Studie durchgeführten organisch-petrographischen Untersuchungen. So tritt in den TOC-reichen, miozänen Ablagerungen nur ein geringer Gehalt an Bituminit auf, der jedoch nach Powell et al. (1992) in prä-pleistozänen Sedimenten von Auftriebsgebieten generell einen Hauptanteil am OM stellt.

Die Ergebnisse lassen sich daher eher durch das von Henrich et al. (1989) und Bohrmann (1988) vorgestellte Modell erklären, wonach ein hoher Nährstoffeintrag über Flußsysteme aus dem Bereich Skandinaviens und dem zu dieser Zeit subaerischen Barentsschelf (Ziegler 1988) die Ursache für die hohe Opal-Produktion und gute Erhaltung der Diatomeen-Skelette bildete. Die kieseligen Ablagerungen des Unter- und frühen Mittel-Miozäns zeigen gegenüber den späteren mittel- und obermiozänen bis pliozänen Sedimenten auch eine erhöhte Akkumulationsrate von organischem Kohlenstoff, wobei in den Sedimenten TOC-Gehalte zwischen 0,5 und 1 Gew.% mit Spitzenwerten über 5 Gew.% erfaßt wurden. Ausgehend von der

Annahme, daß es sich dabei vorwiegend um organischen Kohlenstoff marinen Ursprungs handelt, schlossen Thiede & Ehrmann (1986) auf eine mögliche Sauerstoffabreicherung im Bodenwasser. Die in der vorliegenden Arbeit durchgeführten Untersuchungen am OM ergaben jedoch keine Indizien für einen hohen Eintrag von marinen organischen Substanzen, der aufgrund einer hohen biogenen Opalakkumulation bei gleichzeitig guten Erhaltungsbedingungen des OM vielleicht zu erwarten wäre. Im Gegenteil, hohe Gehalte an organischem Kohlenstoff über 0,5 Gew.% werden im Unter- und frühen Mittel-Miozän durch erhöhte Gehalte von allochthonen organischen Komponenten verursacht. Dies wird besonders deutlich durch die negative Korrelation von TOC-Gehalten zu den Hydrogen-Indizes in den Sedimenten der Bohrung 643A im Zeitabschnitt zwischen 23 und 15 Ma. Bei TOC-Gehalten (< 0,5 Gew.%) und niedrigen TOC-Akkumulationsraten spiegeln die Hydrogen Indizes über 300 die Dominanz autochthoner Mazerale wider. Demgegenüber stehen die Sedimente mit TOC Gehalten um 1 Gew.%, deren HI nur im Bereich um 100 liegen und somit auf höhere Gehalte an allochthonem OM deuten. Diese Interpretation der Rock-Eval Daten wird bestätigt durch die organisch-petrographische Analyse des OM. Danach besteht das Mazeralspektrum aus 40 bis 60 Korn% allochthonem Detritin; größere Inertinite - vorwiegend Oxyfusinite - sind ebenfalls typisch für diese Sedimente. Es treten jedoch auch größere, nichtfusinitisierte Holzreste auf. Der geringe marine Anteil besteht vor allem aus figurierten Liptodetriniten und Bituminiten, größere Alginite waren fast ausschließlich Dinoflagellatenzysten, deren Zellwandmaterial, das Sporopollenin, auch intensiver Oxidation widersteht und somit ein generell besseres Erhaltungspotential hat (Romankevich 1984).

Die organische Fazies, die durch den TOC-Gehalt, den HI und die Mazeralzusammensetzung charakterisiert wird, zeigt im Abschnitt von 21 bis 15 Ma eine deutliche Entwicklung von einer allochthon dominierten Zusammensetzung zu einer von autochthonem OM dominierten Fazies. Verursacht wird das durch die Abnahme im Eintrag von allochthonem OM, der in sukzessiv sinkenden TOC-Gehalten, einer abnehmenden ARTOC und steigendem HI zum Ausdruck kommt. Bei geringen TOC-Gehalten (~ 0,5 Gew.%) und Akkumulationsraten dominiert dann autochthones OM das Mazeralspektrum was in den höheren HI zum Ausdruck kommt. Der hier beschriebene Wechsel in der organischen Fazies, der vornehmlich verursacht wird durch Schwankungen in der Eintragsmenge allochthoner organischer Komponenten, ist nach Jones (1987) typisch für Ablagerungsbedingungen unter oxischen Wasserbedingungen im Bereich des Schelfs und des Schelfhanges.

Zwischen 15 und 14 Ma treten dann wieder hohe Akkumulationsraten von organischem Kohlenstoff mit TOC-Gehalten über 5 Gew.% auf (Bohrung 642B). Leider wird die Korrelation zwischen der Bohrung auf dem äußeren Vøring Plateau und der Bohrung am Hang des Plateaus durch das Auftreten von mehreren Hiaten in der Bohrung 642B erschwert, so daß sich die Interpretation im Unter- und frühen Mittel-Miozän vornehmlich auf die in der Bohrung 643A ermittelten Daten stützt. Es wird jedoch deutlich, daß die Entwicklung der organischen Fazies nicht in direktem Zusammenhang mit der im gesamten Unter- bis frühen Mittel-Miozän hohen Opal-Akkumulation steht, sondern durch den variierenden Eintrag von allochthonem OM bestimmt wird. Dies wird auch deutlich, wenn man die errechnete Akkumulationsrate von marinem organischem Kohlenstoff ($AR_{\text{Mar TOC}}$) betrachtet. Trotz der hohen Opal Gehalte, die um 50-60 Gew.% (643A) und 20-40 Gew.% (642B) betragen, sowie der damit einhergehenden AR_{OPAL} von über $2000 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ liegt der TOC-Gehalt im frühen Mittel-Miozän nur bei 0,5 Gew.% (Bohrung 643A) und 1 Gew.% (Bohrung 642B). Die auf der Grundlage der organischen Petrographie errechnete $AR_{\text{Mar TOC}}$ ist im gesamten Unter- bis frühen Mittel-Miozän, relativ einheitlich bei $10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ in der Bohrung 643A und $20 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ in der Bohrung 642B auf dem 1000 m höher gelegenen äußeren Vøring Plateau.

Warum wird in diesem Abschnitt die extrem hohe Opal-Akkumulation, die die für Auftriebsgebiete typischen hohen Werte erreicht, nicht von einer hohen Akkumulationsrate von TOC marinen Ursprungs begleitet? Wie die organisch-petrographischen Untersuchungen deutlich belegen, ist dies auf einen starken Abbau des autochthonen organischen Materials zurückzuführen; eine Ausnahme bilden dabei die Dinoflagellatenzysten. So weisen auch die Diatomeenskelette generell keine mikroskopisch erkennbaren Spuren von organischem Material auf. Dies ist unter "normalen" oxischen Ablagerungsbedingungen auch nicht zu erwarten, da die organischen Komponenten von Diatomeen vorwiegend aus Lipiden bestehen, die relativ rasch mikrobiell abgebaut werden können. Für einen starken biologischen Abbau spricht auch die hohe Skelett-Fragmentierungsrate, die ein Indiz für die starke biologische Zerkleinerung und den daran gekoppelten Abbau der organischen Substanzen ist (Bohrmann 1988). Als Zeugnis des starken mikrobiellen organischen Abbaus einhergehend mit einer hohen Sauerstoffzehrung sind viele Diatomeenschalen mit framboidalem Pyrit gefüllt, außerhalb der Schalen ist Pyrit wesentlich seltener (nicht quantifiziertes Ergebnis der mikroskopischen Untersuchungen im Auflicht). Das gegenüber der Matrix verstärkte Auftreten von framboidalem Pyrit in Organismenschalen deutet generell auf oxische Bedingungen im Boden- und Porenwassermilieu hin, in dem reduzierende Verhältnisse mit Pyritbildung nur in abgeschlossenen "Mikroenvironments" wie den Diatomeenschalen auftreten

(Schallreuter 1984). Das überlieferte marine organische Material besteht auch in den kieselligen Sedimenten am Vøring Plateau aus Dinoflagellatenzysten. Bituminit, der in Auftriebssedimenten eine Hauptkomponente des organischen Materials bildet, spielt in diesen Sedimenten nur eine untergeordnete Rolle. Unterschiede im Erhaltungszustand zwischen den Opalsedimenten unter und über der Opal-CT-Diageneseffront konnten nicht beobachtet werden.

Zusammenfassend kann daher gesagt werden, daß eine verstärkte Akkumulation von marinem OM verursacht durch Sauerstoffabreicherungen im Bodenwasser der Norwegisch-Grönländischen See nicht wahrscheinlich ist. Oxische Bedingungen im Bodenwasser werden ebenfalls durch Untersuchungen der Ostrakoden-Fauna von Malz (1989) und der benthischen Foraminiferen durch Osterman & Qvale (1989) sowie das Auftreten von Bauten in den Sedimenten (Henrich et al. 1989) gestützt. All dies deutet somit eher auf ein gut belüftetes Bodenwassermilieu. Die Bildung von framboidalen Pyriten in den Diatomeen-Skeletten spiegelt jedoch teilweise anoxische Bedingungen in "Mikroenvironments" im Sediment oder an der Grenze Sediment/Wassersäule wider. Errechnet man, trotz des starken Abbaus der autochthonen organischen Substanzen die Paläoproduktivität, ergeben sich für das gesamte Miozän Werte zwischen 60 und $100 \text{ g Corg.} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$ (Abb. 19). Dies würde der heutigen durchschnittlichen Gesamtproduktivität des Atlantiks entsprechen. Der, wie gezeigt wurde, relativ geringen, gleichförmigen Akkumulation des autochthonen OM steht eine stark schwankende Akkumulationsrate des allochthonen OM gegenüber.

6.1.1 Unter- und mittel-miozäne Variationen in der Akkumulation von allochthonem organischem Material.

Hohe Akkumulationsraten von allochthonem OM kennzeichnen die vor 21 Ma abgelagerten Sedimente in der Bohrung 643A. Im Zeitraum von 21 bis 15 Ma (in Bohrung 643A) ist ein schrittweiser Rückgang in der Akkumulation von allochthonem OM bei anhaltend hoher Opal-Produktivität zu beobachten. Anhand der Pollen- und Sporen-Vergesellschaftungen ist jedoch keine Änderung der Ursprungs-Vegetation im Miozän, die einen Rückgang im Eintrag terrestrischer organischer Komponenten erklären könnte, zu erkennen (Manum et al. 1989). Hohe Akkumulationsraten von TOC allochthonen Ursprungs sind ebenfalls charakteristisch für die miozänen Sedimente vor 14,5 Ma in der Baffin Bay (Stein & Littke 1990). Gegenüber den Sedimenten am Vøring Plateau zeigen diese Ablagerungen jedoch eine Zunahme des Eintrags von allochthonem OM zwischen 21 und 15 Ma. Damit stellt sich die Frage, ob es sich bei dem Rückgang in der Akkumulation von allochthonem OM (21 Ma bis 15 Ma) in den Sedimenten des Vøring Plateaus um ein lokales Phänomen handelt,

das durch einen geringeren Flußeintrag von Skandinavien aus verursacht wurde. Es ist jedoch zu berücksichtigen, daß rezent ein Großteil des organischen Materials, welches über Flüsse in den marinen Bereich eingebracht wird, im Bereich der Schelfe sedimentiert wird (siehe auch Kap. 3). Der laterale Transport von fluviatil eingetragenen, terrestrischem OM in tiefere, landferne Ozeanbereiche -wie das Vøring Plateau- wird vornehmlich durch die Breite und Morphologie des Kontinentalschelfes und die herrschenden Strömungssysteme gesteuert. Eine wahrscheinlichere Ursache für den Rückgang im Eintrag allochthonen OM in den Bereich des äußeren Vøring Plateaus kann somit auch im miozänen Meeresspiegelanstieg, der seinen Höchststand im frühen Mittel-Miozän erreichte (Haq et al. 1987), begründet sein. Ob es sich dabei jedoch um ein regional begrenztes Phänomen handelt, oder ob es auch in anderen Gebieten der Norwegisch-Grönländischen See auftritt, muß durch die Untersuchung weiterer miozäner Sedimente aus dieser Region geklärt werden.

Dem Rückgang im allochthonen OM-Eintrag bei steigendem Meeresspiegel sollte ein starker Eintrag bei fallendem Meeresspiegel gegenüberstehen. So treten nach Haq et al. (1987) zwischen 17 Ma und 15 Ma starke Schwankungen mit deutlichen Meeresspiegelabsenkungen auf. Am Vøring Plateau ist die Akkumulationsrate von allochthonem OM um 17 Ma jedoch gering. Erst der mittel-miozäne Abschnitt von 14,8 bis 13,9 Ma wird charakterisiert durch Phasen mit hohen Akkumulationsraten von organischem Kohlenstoff und TOC-Gehalten, die in der Bohrung 642B Spitzenwerte über 5 Gew.% erreichen. Auch in diesem Abschnitt ist eine erhöhte Zufuhr von allochthonem organischem Material Ursache für die hohen TOC-Gehalte und Akkumulationsraten. Der hohe Anteil stark oxidiertes (fusinitisiertes) allochthones Mazerale spiegelt sich im HI unter 100 mg KW/g TOC wider. Exemplarisch deutlich wird dies in den Sedimenten mit sehr hohen TOC-Gehalten, die bei 5,6 Gew.% TOC (siehe Datenanhang) nur einen HI von 73, bei einem C/N-Verhältnis von 16 und einer klaren Dominanz allochthoner Mazerale (>80 Korn%) aufweisen. Auch aus Erdölbohrungen in der Norwegisch-Grönländischen See im Bereich der Trænabank sind miozäne Sedimente mit TOC-Gehalten um 5 Gew.% und einem Kerogentyp II bis III bekannt (Larsen & Skarpnes 1984).

Die starke Fusinitisierung des OM und das Vorkommen gerundeter Inertinite, sowie das demgegenüber nur relativ geringe Vorkommen von fluoreszierenden Holzresten, Kutikulen und Sporen, lassen vermuten, daß das organische Material nicht direkt fluviatilen Ursprunges ist, sondern längere Zeit im Bereiche des Schelfes transportiert, abgelagert und wieder aufgearbeitet wurde. Dies würde die teilweise gute Rundung und den hohen Grad der Fusinitisierung erklären. Der hohe Eintrag von diesem OM vom Schelf in den tiefergelegenen Bereich des äußeren Vøring Plateaus würde demzufolge

eine verstärkte Aufarbeitung von Schelfsedimenten und den damit einhergehenden lateralen Transport in pelagische Sedimente im Zeitraum zwischen 15 und 14 Ma widerspiegeln. Aufgrund der hydrodynamischen Eigenschaften des organischen Materials werden auch größere Partikel ($>10 \mu\text{m}$) in der Tonfraktion transportiert und können so lateral über wesentlich weitere Strecken verfrachtet werden als die mineralische Fraktion der gleichen Korngröße. Es kommt so in den distalen Ablagerungsbereichen -wie dem äußeren Vøring Plateau- zu einer Anreicherung von aufgearbeitetem OM. Im gleichen Zeitraum wurden neben den organischen Partikeln auch vermehrt mineralische Partikel eingetragen. Das wird belegt durch die "Verdünnung" der Opal-Fraktion, die zu einem Rückgang des Opal-Gehaltes von etwa 60 auf 40 Gew.% in Bohrung 643A und Werten von 40 auf 10 Gew.% in Bohrung 642B führte. Dies unterstützt die Annahme, daß eine intensive Aufarbeitung von Schelfsedimenten und/oder Sedimenten des Kontinentalhanges zum hohen Eintrag von stark oxidiertem OM in den Bereich des Vøring-Plateaus führte. Jedoch tritt sie in den miozänen Sedimenten des Vøring Plateaus erst ab etwa 15 Ma auf. Dies korreliert zeitlich ebenfalls mit dem Mi3-Event (bei etwa 14 Ma), das nach Miller et al. (1987) durch den Aufbau des antarktischen Eisschildes verursacht wird. Nach diesen Autoren geht mit dem Aufbau der antarktischen Eisschilde ein schnelles, starkes Absinken des Meeresspiegels mit einer starken Erosion auf den Kontinentalschelfen einher.

Eine alternative Erklärungsmöglichkeit für den hohen Eintrag von allochthonem Material liegt in tektonischen Aufstiegsbewegungen im Bereich Skandinaviens (Eldholm freundl. mündl. Mitt.) und dem damit einhergehenden verstärkten Eintrag allochthoner Komponenten. Dies ist anhand der zur Zeit zur Verfügung stehenden Datensätze nicht zu belegen.

6.2 Mittel-Miozäne bis ober-miozäne Akkumulation von autochthon dominiertem OM

Im Mittel-Miozän tritt in den Bohrungen am äußeren Vøring-Plateau und am Hang des Plateaus ein Hiatus auf, der von Bohrmann et al. (1990) mit dem Einsetzen oder der Verstärkung des Island-Schottland-"Overflows" in Verbindung gebracht wird. Die auf den Hiatus folgende Sedimentation ist vom oberen Mittel-Miozän bis ins untere Pliozän durch niedrige bis sehr niedrige ($< 10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$) ARTOC geprägt. Der gegenüber der Bohrung 643A um den Faktor zwei höhere TOC-Gehalt in der Bohrung 642B ist durch die um 1500 m geringere Wassertiefe auf dem äußeren Vøring-Plateau zu erklären. In beiden Bohrungen weist das Mazeralspektrum einen Gehalt von autochthonem OM zwischen 40 und 70 Korn%, bei einem Alginit-Anteil von etwa 20% auf. Besonders die liptinitischen Mazerale sind meist stark zersetzt, in den meisten Sedimenten treten framboidale Pyrite auf. Figurierte, marine Mazerale sind

meist Reste von Dinoflagellatenzysten. Die in Bohrung 643A auftretenden hohen HI in TOC-armen Sedimenten sind durch einen erhöhten relativen Anteil von Bituminit bedingt. Das mikroskopische Erscheinungsbild und die in Bohrung 642B um 100 mgKW/gCorg schwankenden Hydrogen-Indizes, weisen nach Jones (1987) auf eine organische Fazies, die unter einer oxischen Wassersäule mit anoxischen Bedingungen im Porenwasser abgelagert wurde.

Bedingt durch den starken Abbau des autochthonen OM liegt die Akkumulationsrate für marines TOC in beiden Bohrungen unter $5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$. Ähnlich niedrige Werte wurden im gleichen Zeitraum in der Baffin Bay angetroffen (Stein & Littke 1990). Die Abnahme der Akkumulationsraten von allochthonem und autochthonem TOC vom Unter-Miozän ins Ober-Miozän korreliert mit der globalen Klimaabkühlung im Mittel-Miozän, die zu den ersten glazialen Ablagerungen auf Island und im Süden Alaskas führte (Plafker & Addicot 1976; Mudie & Helgason 1983; Einarsson & Albertsson 1988). Es ist jedoch spekulativ zu vermuten, daß das schrittweise Absinken der Paläotemperaturen im Bereich der Norwegischen See (Locker & Martini 1989) die Ursache für eine niedrigere Akkumulation des autochthonen OM darstellt, da die geringe AR von autochthonem TOC vornehmlich durch den intensiven Abbau der marinen organischen Substanzen bedingt wurde.

Die ebenfalls niedrige AR von terrestrischem TOC könnte durch die sich im Zuge der Klimaentwicklung herausbildenden Vegetationswechsel zu arktisch dominierten Floren erklärt werden (Wolfe 1985). Da ein Großteil der eingetragenen organischen und mineralischen Partikel im Bereich des Schelfes abgelagert wird, hat somit auch die Effektivität des Schelfes als "Sedimentfalle" einen wesentlichen Einfluß auf die ARTOC im Bereich des tiefer gelegenen Vøring-Plateaus. So ist die geringe AR von allochthonem TOC kein generelles Indiz für einen durch Klimaänderungen verursachten Wechsel in der Vegetation. Dies wird auch dadurch deutlich, daß sich die organische Fazies vom Unter-Miozän bis ins Ober-Miozän wenig ändert. Schwankungen werden vorwiegend durch den verschieden starken Eintrag von allochthonem OM verursacht. In Folge des intensiven Abbaus von labilem, autochthonem organischem Material zeigt die Akkumulationsrate von marinem TOC keine starken Schwankungen. So ist auch zu erklären, daß die im oberen Mittel- und Ober-Miozän alternierenden Phasen mit Karbonat-Akkumulation bzw. Opalakkumulation, die bedingt sind durch Änderungen in der Oberflächen- und Tiefenwasserzirkulation (Bohrmann et al. 1990), keine Änderungen in der organischen Fazies und der AR von autochthonem TOC zur Folge haben.

6.3 Wechsel in der Zusammensetzung des OM im Unter-Pliozän

Mit dem Beginn des Pliozäns ist ein starker Rückgang im Anteil mariner Mazerale am Partikelspektrum festzustellen. Gleichzeitig zeigen die Hydrogen-Indizes einen fallenden Trend, während die ARTOC einen leichten Anstieg aufweist. Hohe Gehalte an allochthonen Mazeralen $< 10 \mu\text{m}$ prägen die Mazeralzusammensetzung. Um 6 Ma belegt die Diamiktsedimentation der Yakataga-Formation das Vorhandensein größerer Eisschilde im Bereich Alaskas (Plafker & Addicot 1976). Erste kalt adaptierte Dinoflagellatenzysten treten bereits bei 8 Ma auf (Engel 1989). Auch der Gehalt an grobkörnigem eistransportiertem Material (IRD) zeigt einen bescheidenen aber aussagekräftigen Eintrag bei 5,5-5,4 Ma, 4,5 Ma und verstärkt im Zeitraum zwischen 4 Ma und 2,8 Ma (Jansen et al. 1990). Als Ursache hierfür kann angenommen werden, daß irgendwo im Bereich der nördlichen Hemisphäre die Gebirgsvergletscherung so stark wurde, daß die Gletscher den Bereich der Schelfe erreichten und Eisberge ins Meer kalbten. Dies setzt jedoch keine weitausgedehnte Vergletscherung oder Meereisbedeckung voraus (Henrich 1992).

Auch der sich mit dem Beginn des Pliozäns deutlich dokumentierende, verstärkte Eintrag von Detrititen, der einhergeht mit einer Abnahme des autochthonen Anteils und zu geringen HI führt, kann als Indikator für den Eisbergtransport genommen werden. Die Entwicklung der organischen Fazies zu einer von umgelagerten Mazeralen dominierten "garbage can facies" (Zitat: Jones 1987), die unter anderem typisch ist für glaziale Tillite (Jones 1987), findet ihren Höhepunkt im massiven Eintrag von glazial aufgearbeiteten TOC-reichen Sedimenten zwischen 2,5 Ma und 2,4 Ma der in den Bohrungen 642B, 643A und der Bohrung 644A im Beckenbereich des Vøring Plateaus dokumentiert ist.

6.4 Phasenweise, hohe Akkumulation von allochthonem, thermisch reifem OM seit dem Ober-Pliozän.

Der Beginn der IRD-Schüttungen in einer hohen zeitlichen Frequenz mit geringen Amplituden im Eintrag ab 2,56 Ma, markiert in den Leg 104 Bohrungen den Beginn der starken Vereisung im Bereich des nördlichen Nordatlantiks (Henrich 1989). Gleichzeitig charakterisieren niedrige Salinitäten und eine geringe Karbonatproduktion im Oberflächenwasser, einhergehend mit starker Karbonatlösung im Bodenwasser, den Zeitabschnitt von 2,56 Ma bis 1,2 Ma (Henrich 1989). Gemäßigt-glaziale Verhältnisse ohne ausgeprägte Warmzeiten sowie relativ kleine Eisschilde in der Umrahmung des Europäischen Nordmeeres kennzeichnen diesen Zeitabschnitt (Henrich 1989). Ab 1,2 Ma setzt ein deutlicher Umschwung zu klimatisch-ozeanographischen Bedingungen mit stark ausgeprägten Wechseln zwischen Kalt- und

Warmzeiten und einer hohen Variabilität der Oberflächen- und Tiefenwasserzirkulationsmuster ein (Henrich 1989).

Das erste Auftreten von glazial erodierten, organisch-reichen Dropstones und größeren Mengen dispers verteiltem, thermisch reifem OM, das sich einem markanten Anstieg im TOC-Gehalt der Sedimente widerspiegelt, liegt in Leg 104 Bohrungen zwischen 2,45 Ma (642B) und 2,4 Ma (643A und 644A). Graue Siltsteine mit eingesprenkelten Phytoklasten, Schwarzschiefer/Kohlen mit hohen Gehalten an Sporinit und Kutinit und sporadisch auftretenden hohen Algenanteilen sind neben humischen Kohlen die typischen TOC-reichen Klasten in allen Diamikthorizonten. Die anhand der Vitrintreflexion gemessene thermische Reife mit einem Maximum zwischen 0,3 und 0,5 %Rm entspricht der des Braunkohlestadiums. Aufgrund der organisch-petrographischen Übereinstimmungen mit den kohle- und schwarzschieferführenden Sedimenten der Ober-Trias, des Jura und der Unter-Kreide auf dem mittelnorwegischen Schelf stellen diese mesozoischen Sedimentabfolgen die Ausgangsgesteine für das aufgearbeitete, thermisch reife OM in den Sedimenten der Norwegischen See dar. Großflächige Ausbisse dieser Schichten findet man nach Bugge et al. (1984) im Bereich des mittelnorwegischen Schelfes in Wassertiefen von 200 bis 300 m (Abb. 23) - also im Erosionsbereich der Gletscherfronten (Vogt 1988). Kohlepetrographische Untersuchungen dieser submarinen Ausbisse ergaben für die meisten Schwarzschiefer und Kohlen eine Vitrintreflexion zwischen 0,32 und 0,42 %Rm (Bjørøy & Vigran 1979). Auch in Nordnorwegen, auf Andøya, sind jurassische Kohlen und Schwarzschiefer mit Vitrintreflexionen um 0,45 %Rm aufgeschlossen (Bjørøy et al. 1980). Submarine Aufschlüsse dieser Schichten haben ähnliche thermische Reifen, wie in Mittelnorwegen (Bjørøy & Vigran 1979). Weitere Ausbisse der mesozoischen Schichtenfolge findet man im Norden im Bereich des Barents Schelfes (Kelly 1988, Ziegler 1988) und im Süden im Skagerrak (Salge & Wong 1988). Weiterhin lassen Funde von Kohlegerollen in Norwegen (Horn 1931) und Funde einer Flora des Mittel-Jura im Gebirge Mittelnorwegens (Vigran 1970) vermuten, daß die mesozoischen Gesteine vor dem Einsetzen der großen Vereisungen größere Gebiete Skandinaviens bedeckten. Mit dem Wachsen und Vorrücken der Eisschilde wurden diese Sedimente tiefgreifend erodiert. Das erste Auftreten dieser glazial erodierten, organisch-reichen Gesteinsfragmente in den Sedimenten der Norwegischen See zwischen 2,4 Ma und 2,45 Ma markiert somit den Zeitpunkt, an dem die Gletscherfronten der skandinavischen Eisschilde den offenen marinen Bereich erreichten und mit dem Kalben von Eisbergen ihre Sedimentfracht in den marinen Bereich eintrugen. Die Eisberge wurden dann entsprechend der vorherrschenden Wind- und Wasserströmung verfrachtet, wobei die eingeschlossenen Sedimente absedimentierten.

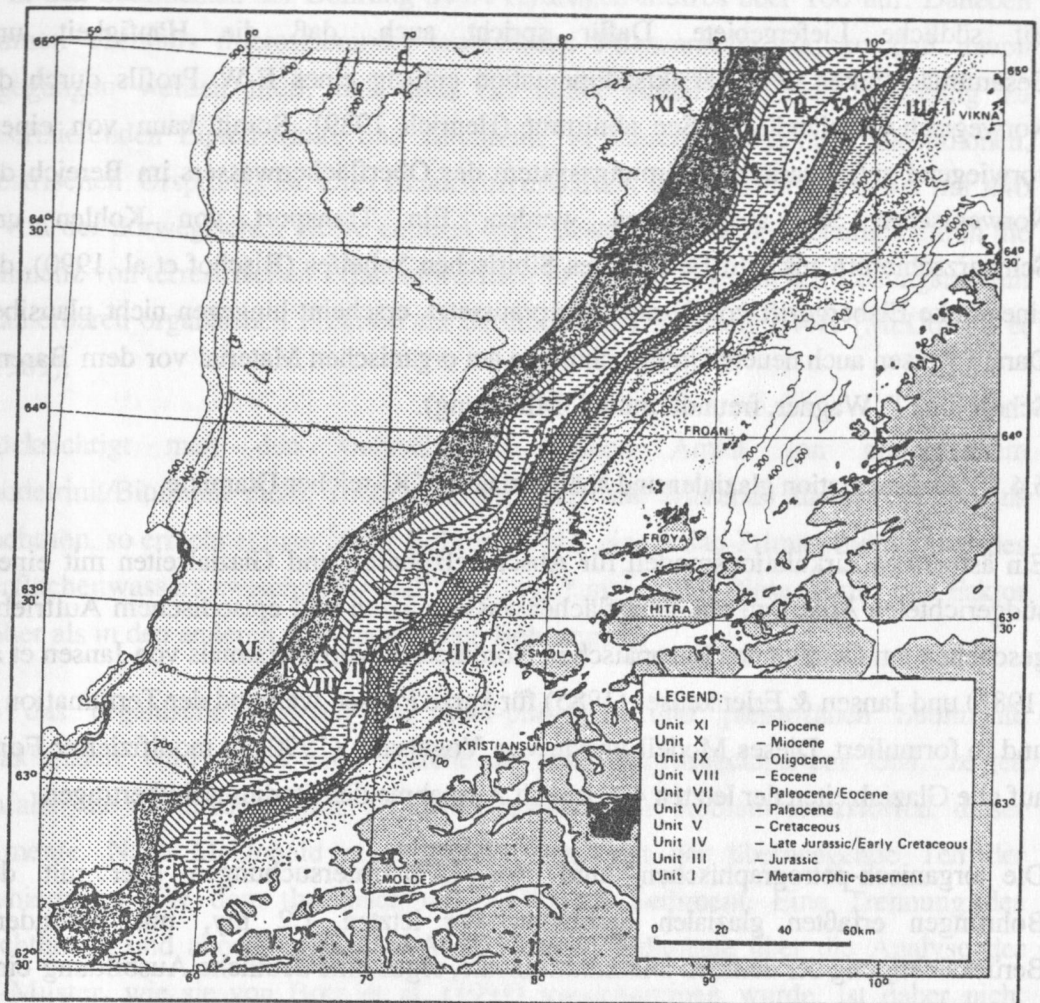


Abb.23: Ausbisse mesozoischer Schichtenfolgen unter quartärer Bedeckung auf dem skandinavischen Schelf (aus Bugge et al. 1984). Die genaue Lage des Kartenausschnittes ist in Abb.1 dargestellt. Nach Bugge et al. (1984) wird besonders die Lithologie der jurassischen- bis unterkretazischen Schichtenfolge durch das Auftreten von Kohleflözen und anderen organisch-reichen Sedimenten gekennzeichnet.

Der hohe TOC-Gehalt aller in Leg 104 erbohrten dunklen Diamiktlagen, die genetisch auf eine starke Zufuhr von eisbergtransportierten Sedimenten zurückzuführen sind (Henrich 1989; 1992), ist durch den hohen Gehalt an glazial aufgearbeitetem OM verursacht. Dies spiegelt sich auch in der Korrelation von IRD- und TOC-Gehalt in den Sedimenten wider (Henrich 1992). Hohe Anteile von grauem Silt-Tonstein in der Fraktion $>500 \mu\text{m}$ (Henrich 1992) deuten auf lokale und von Schreibeisfragmente auf südliche Liefergebiete. Dafür spricht auch, daß die Häufigkeit und Gesamtmächtigkeit der Diamiktsedimentation entlang eines E-W Profils durch die Norwegisch-Grönländische See abnimmt (Henrich 1989). Somit kann von einem vorwiegend antiästuarinen Strömungssystem des Oberflächenwassers im Bereich der Norwegischen See ausgegangen werden. Ein Transport von Kohlen und Schwarzschiefern aus dem Bereich des Sibirischen Schelfes (Bischof et al. 1990), der eine starke Eisbergdrift von N nach S voraussetzt, erscheint hingegen nicht plausibel. Darauf weisen auch neuere Untersuchungen am organischen Material vor dem Barents Schelf hin (T. Wagner, freundl. mündl. Mitteilung).

6.4.1 Sedimentation glazialer und spätglazialer, TOC-reicher Diamikte

Ein ästuarines Zirkulationsmodell für Abschmelzphasen und Glazialzeiten mit einem südgerichteten Ausstrom von Oberflächenwassermassen und episodischem Auftriebsgeschehen am Ostrand des Europäischen Nordmeeres wurde erstmals von Jansen et al. (1983) und Jansen & Erlenkeuser (1985) für kurze Phasen während der Termination Ia und Ib formuliert. Dieses Modell wurde von Vogelsang (1990) in modifizierter Form auf alle Glazialzeiten der letzten 400 ky mit Ausnahme des Stadiums 4 übertragen.

Die organisch-petrographischen- und Rock-Eval-Untersuchungen aller mit den Bohrungen erfaßten glazialen Sedimente der letzten 1,2 my, mit besonderer Berücksichtigung der dunklen Diamikthorizonte, ergab eine deutliche Ausbildung einer von allochthonem OM geprägten organischen Fazies auf dem gesamten Vøring-Plateau. Glazial erodiertes, thermisch reifes OM bildet mit über 80 Korn% den Hauptanteil des OM; Hydrogen-Indizes um 50 mg KW/g TOC spiegeln den aufgearbeiteten, fusinitisierten Charakter des organischen Materials wider. Die Akkumulationsrate von autochthonem TOC liegt in den Bohrungen 643A und 642B für das Ober-Pliozän und Pleistozän unter $5 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$, nur während glazialer, extrem hoher Gesamtsedimentakkumulation (Stadien 10, 14) wurden Werte über $10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ errechnet. In der kontinentnäheren Bohrung 644A ist in allen glazialen Sedimenten ebenfalls die von allochthonem, thermisch reifem OM dominierte organische Fazies ausgebildet. Das fossile organische Material unterscheidet sich nicht von dem in den Bohrungen 642B und 643A gefundenen. Bei einer gegenüber den

Bohrungen am äußeren Vøring-Plateau (643A und 642B) generell höheren Akkumulationsrate aller Sedimentkomponenten, liegt die Akkumulationsrate für marines TOC unter $50 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$. Nur in den glazialen Isotopen-Stadien 10 und 14 wurden noch höhere Werte ermittelt. Trotzdem ist in allen Sedimenten deutlich die organische Fazies D ausgeprägt. Im Gegensatz zu den Sedimenten der Bohrung 643A und 642B treten in den interglazialen Sedimenten und verstärkt im Zeitabschnitt vor 1,2 Ma in den Sedimenten der Bohrung 644A Hydrogen-Indizes über 100 auf. Daneben kommen ebenfalls fluoreszierende, terrestrische Pflanzenreste vor, so daß davon ausgegangen werden muß, daß auch ein hoher Anteil der nicht eindeutig zu klassifizierenden Liptodetrinite und Bituminite in diesen Sedimenten allochthonen, terrestrischen Ursprungs ist. Dies ist auch zu erwarten, da die Bohrung 644A nur 440 km von der norwegischen Küste entfernt liegt. Bestätigt wird dies ebenfalls durch die Dominanz von terrestrischen Pflanzenwachsen in der mit organischen Lösungsmitteln extrahierbaren organischen Fraktion der Sedimente der Bohrung 644A (McDonald et al. 1989).

Berücksichtigt man den wahrscheinlich hohen Anteil von allochthonem Liptodetrinit/Bituminit nicht, sondern klassifiziert alle Mazerale dieser Gruppe als autochthon, so errechnet man in der Bohrung 644A eine Paläo-Primärproduktivität des Oberflächenwassers zwischen 50 und $160 \text{ Corg.} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$. Diese ist um den Faktor 2 höher als in den anderen, kontinentfernen Bohrungen.

Daß das organische Material der ober-pliozänen und pleistozänen Sedimente charakterisiert wird durch hohe Anteile an fossilem, umgelagertem OM, zeigen ebenfalls die Untersuchungen an den extrahierbaren Kohlenwasserstoffen dieser Sedimente. Nach McDonald et al. (1989) entspringt der überwiegende Teil der extrahierbaren KW dem thermisch reifen OM im Sediment. Eine Trennung des autochthonen und allochthonen OM-Anteils dieser Sedimente über die Analyse der KW-Muster, wie sie von Botz et al. (1991) vorgenommen wurde, ist daher nicht eindeutig zu interpretieren. Die starke Dominanz von umgelagertem organischem Material in den quartären Sedimenten der Norwegischen See bestätigen auch die palynologischen Studien von Combaz et al. (1974) und Mudie (1989).

Die organische Fraktion der Sedimente der letzten 2,5 my, speziell die der TOC-reichen, glazialen Diamikte, zeigt somit keinerlei Anzeichen für eine durch Auftriebsphänomene entlang der E-Küste der Norwegischen See induzierte höhere Akkumulation von marinem OM. Die für Auftriebsgebiete typischen hohen Gehalte an Bituminit (Powell et al. 1982) traten nirgends auf. Auch die von Kassens (1990) gemessenen TOC/Pyrit-Schwefel-Verhältnisse deuten nur auf eine "normale" marine Sedimentation unter einer oxischen Wassersäule, die Werte sagen über die Art des OM

jedoch nichts aus (Berner 1989). Gegen eine durch Auftriebsphänomene verursachte Entstehung der TOC-reichen Diamikte spricht darüberhinaus deren beckenweites Auftreten, wobei im Stadium 6 die Diamiktsedimentation bis in den Bereich von Jan Mayen festgestellt wurde (Henrich 1992). Es kann jedoch nicht gänzlich ausgeschlossen werden, daß ein TOC-Auftriebssignal restlos aufoxidiert wurde (Krissek & Scheidegger 1983).

Das zeitliche und räumliche Auftreten der von allochthonem OM charakterisierten organischen Fazies, die durch die hohe Zufuhr von glazial aufgearbeitetem, thermisch reifem OM aus dem Bereich des skandinavischen Schelfes verursacht wird, deutet somit eher auf ein "normales" antiästuarines Zirkulationssystem im Bereich der Norwegischen See. Da mesozoische TOC-reiche Sedimente jedoch auch in der südlichen Barents-See submarin aufgeschlossen sind, kann nicht gänzlich ausgeschlossen werden, daß während Abschmelzphasen mit einem sehr hohen Eintrag an Eisbergen (Surge-Ereignisse) nicht kurzfristig eine Zufuhr von fossilem OM aus diesem Gebiet stattgefunden hat. Dabei könnte es zu einem Abstrom aus dem Bereich des Barents Schelfs mit einer zuerst nordwärts gerichteten Eisbergdrift kommen, die in einem Wirbel nach Süden abgelenkt wird, um dann entlang der Norwegischen Küste wieder nach Norden zu driften und somit eistransportiertes Material vom Barents Schelf in den Bereich des Vøring Plateaus eingetragen wird (Henrich 1992).

Die Lithofazies der Diamikte ist gekennzeichnet durch eine geringe Karbonatproduktivität zusammen mit einer starken Lösung der Karbonate und das Fehlen von Bioturbation. Dies wird von Henrich (1989) durch eine verminderte Ventilation des Bodenwassers und durch die verstärkte Oxidation des umgelagerten OM und der damit einhergehenden Erhöhung des PCO_2 erklärt. Untersuchungen im Amazonas Delta zeigen jedoch, daß selbst sehr hohe Anteile von Braunkohle in rezenten Sedimenten nicht zu einer stärkeren Abreicherung von Sauerstoff führen (Romankevich 1984). Daher ist auch eine starke Sauerstoffzehrung und Karbonatkorrosivität durch den Eintrag von Kohlen und Schwarzschiefern in den Sedimenten der Norwegischen See nicht zu erwarten. Eine alternative Erklärungsmöglichkeit bieten pulsartige hohe Einträge von autochthonem Material, wie sie zusammen mit hohen Flußraten mineralischer Partikel auftreten (Ittekkot & Haake 1990). Hohe Flußraten von mineralischen Partikeln sind nach Henrich (1992) typisch für die Phasen der Diamiktsedimentation. Der schnelle Abbau der labilen organischen Komponenten, die durch die mineralische Phase aus der photischen Zone in tiefere Bereiche transportiert wird, könnte dabei wesentlich zur Karbonatlösung und Sauerstoffabreicherung im Grenzbereich Wasser/Sediment und/oder im Porenwasser beigetragen haben.

7. Schlußfolgerung

Eine schematische Darstellung der Variationen in der Akkumulation von allochthonem und autochthonem organischem Material ist in Abb 24. gegeben.

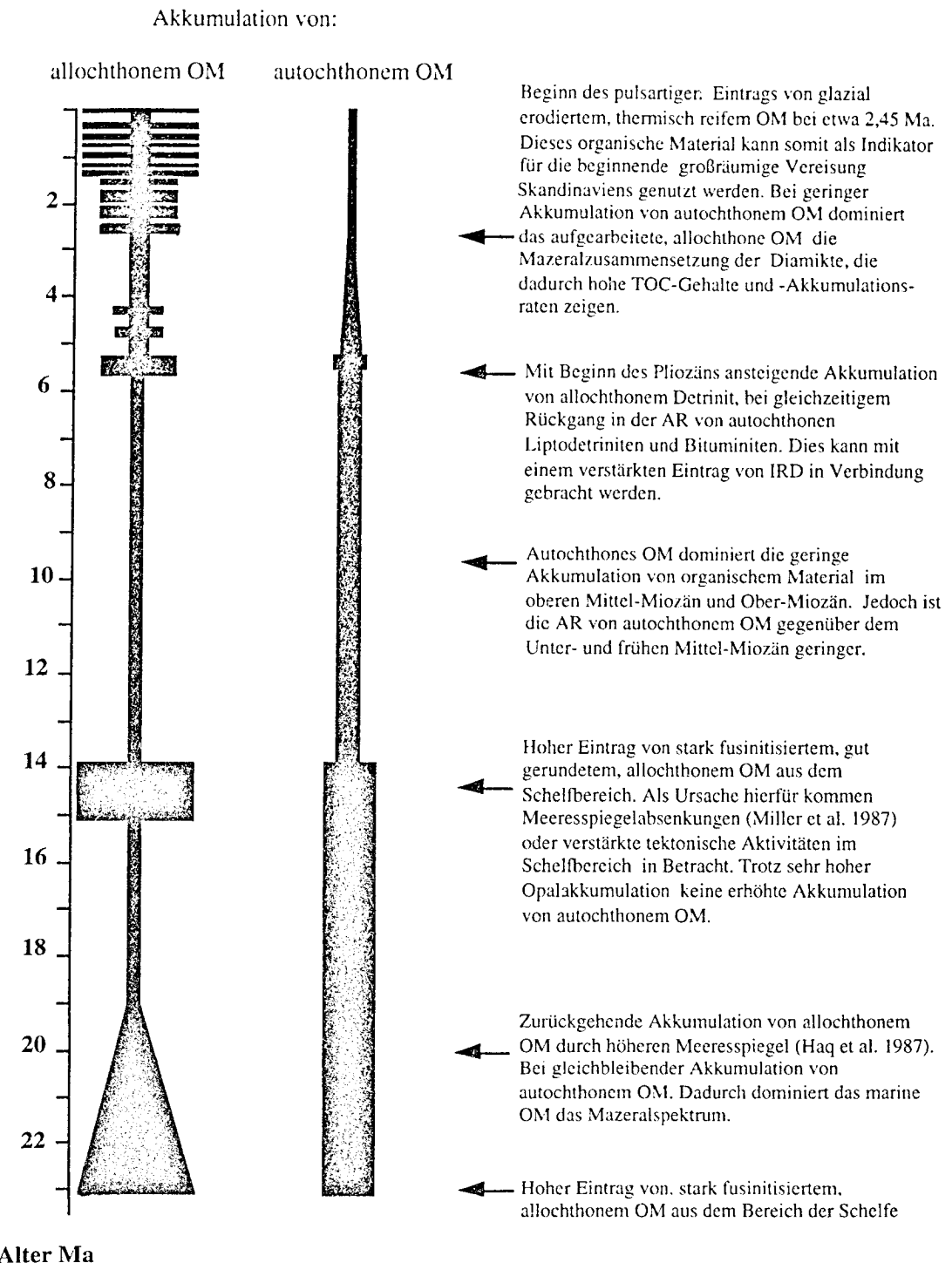


Abb.24: Schematische Darstellung der Variationen in den Akkumulationsraten von allochthonem und autochthonem organischem Material.

7.1 Akkumulation des autochthonen OM

Die känozoischen Sedimente auf dem Vøring Plateau zeigen keine deutlich ausgeprägten Variationen in der Akkumulation von autochthonem OM. So liegt die Akkumulationsrate des organischen Kohlenstoffs autochthonen Ursprungs (AR Mar TOC) für die Bohrungen 643A und 642B generell unter $10 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$, nur im Unter- und frühen Mittel-Miozän tritt gegenüber den jüngeren Zeitabschnitten eine etwas höhere AR auf. Die in der Bohrung 644A und in einigen glazialen Isotopenstadien ermittelte AR Mar.TOC $> 20 \text{ g} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{my}^{-1}$ überschätzt wahrscheinlich den autochthonen Anteil, da mehrere Indizien dafür sprechen, daß ein größerer Teil des Liptodetrinitis und Bituminits, der entsprechend der in Kap. 4 dargestellten Methodik als autochthoner Anteil gezählt wurde, allochthonen Ursprungs ist. Anhand der organisch-geochemischen und organisch-petrographischen Befunde wurden in keinem der auf Leg 104 erbohrten TOC-reichen Diamikthorizonte Anzeichen für eine durch Auftriebsphänomene verursachte erhöhte Akkumulation von OM festgestellt. In allen känozoischen Sedimenten wird deutlich, daß vornehmlich stabile organische Komponenten, wie das Sporopollenin der Dinoflagellatenzysten, das autochthone Mazeralspektrum beherrschen. Dieser Algentyp dominiert das autochthone OM auch in den miozänen Sedimenten mit hohen Akkumulationsraten von biogenem Opal. Somit wird deutlich, daß der überwiegende Teil des labilen, autochthonen OM in Folge von biologischen und diagenetischen Abbauprozessen nicht in den Sedimenten am Vøring Plateau überliefert wird. Eine sinnvolle geologische Interpretation, der somit nur auf der Basis des relativ inerten, autochthonen OM errechneten Paläo-Primärproduktivität, ist daher schwierig. Jedoch weist der residuale Charakter des autochthonen OM, der durch Dinoflagellatenzysten und figurierte Liptodetrinite, die wahrscheinlich Reste von diesen Zysten sind, dominiert wird, auf generell gut belüftete Bodenwasserverhältnisse während der letzten 23 my in der Norwegischen See hin.

7.2 Akkumulation des allochthonen OM

Die in den känozoischen Sedimenten auftretenden starken Variationen im Gehalt an organischem Kohlenstoff und dessen Akkumulationsrate werden durch unterschiedlich starke Gehalte und Einträge von allochthonen organischen Komponenten verursacht. Detrinite bilden dabei stets den Hauptanteil. Die im Unter- und frühen Mittel-Miozän auftretenden hohen Akkumulationsraten von allochthonem TOC werden neben dem Eintrag von Detritit durch den hohen Gehalt von teilweise gut gerundeten, fusinitisierten allochthonen Mazeralen ($> 10 \mu\text{m}$) verursacht. Das Liefergebiet dieses fusinitisierten OM bilden wahrscheinlich die Schelfsedimente. So sind hohe OM-

Einträge vom Schelf in den Bereich des Vøring Plateaus zum Teil mit Meeresspiegelabsenkungen und Meeresspiegeltiefständen korrelierbar.

Ein deutlicher Anstieg im allochthonen Detritit-Anteil zu Lasten des Liptodetrinit-Bituminit-Anteils charakterisiert das Mazeralspektrum mit Beginn des Pliozän (ab ca. 6 Ma). Gleichzeitig belegen signifikante Einträge von IRD einen Sedimenteintrag über den Eisbergtransport. Der Umschwung in der Mazeral-zusammensetzung der Sedimente am Vøring Plateau ab 6 Ma zeichnet so die klimatisch-ozeanographische Entwicklung des Europäischen Nordmeeres nach.

Jedoch treten in allen untersuchten ODP Leg 104 Bohrungen größerer Mengen von allochthonem, thermisch reifem OM erst ab 2,45 Ma bis 2,4 Ma in den glazialen Diamikten auf. Dieses OM entstammt der glazialen Aufarbeitung von TOC-reichen, mesozoischen Gesteinen am mittel-norwegischen Kontinentalrand. Der einsetzende Eisbergeintrag dieser Klaster markiert somit den Zeitpunkt, an dem die skandinavischen Gletscherfronten diesen Bereich erreichten. Das Auftreten von thermisch reifem, glazial aufgearbeitetem OM ist somit ein deutlicher Tracer für die beginnende großräumige Vereisung Skandinaviens.

8. Literaturverzeichnis

Benner, R., J. Lay, E. K'nees & R. E. Hodson, 1988: Carbon conversion efficiency for bacterial growth on lignocellulose: Implications for detritus-based food webs.- *Limnol. Oceanogr.*, **6** : 1514-1526.

Berner, R., 1989: Biochemical cycles of carbon and sulfur and their effect on atmospheric oxygen over Phanerozoic time.- *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Paleaocol.*, **75** : 97-122.

Bischof, J., J. Koch, M. Kubisch, R. F. Spielhagen & J. Thiede, 1990: Nordic Sea surface ice drift reconstructions: Evidence from ice rafted coal fragments during oxygen isotope stage 6.- In: Scourse, J. D. (Ed.): *Glacimarine Environments: Processes and sediments*. Geol. Soc. Spec. Publ., London: 235-251.

Bjørøy, M., K. Hall & J. O. Vigran, 1980: An organic geochemical study of Mesozoic shales from Andøya, North Norway.- *Adv. Org. Geochem.*, **9**: 77-91.

Bjørøy, M. & J. O. Vigran, 1979: Source rock studies on outcrop samples from the Norwegian Continental Shelf.- *IKU-Report* : 63.

Blaume, F., 1992: Hochakkumulationsgebiete am norwegischen Kontinentalrand: Sedimentologische Abbilder Topographie-geführter Strömungsmuster.- *Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel*, **36**: 1-150.

Bleil, U., 1989: Magnetostratigraphy of Neogene and Quarternary sediment series from the Norwegian Sea: Ocean Drilling Program, Leg 104.- In: Eldholm, O., J. Thiede, E. Taylor et al.: *Proc. ODP, Sci. Res.*, 104: College Station TX (Ocean Drilling Program): 829-902.

Blindheim, J., 1989: Cascading of Barents Sea bottom water into the Norwegian Sea.- *Rapp. P.-v. Réun. Cons. int. Explor. Mer*, **188**: 49-58.

Bodungen, B. v., 1889: Pelagische Primärproduktion und vertikaler Partikelfluß im Ozean.- Habilitationsschrift, Math.-Naturw. Fak. Univ. Kiel

Bohrmann, G., 1988: Zur Sedimentationsgeschichte von biogenem Opal im nördlichen Nordatlantik und dem Europäischen Nordmeer (DSDP/ODP-Bohrungen 408, 642, 643, 644, 646 und 647).- *Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel*, **9**: 1-221.

Bohrmann, G., R. Henrich & J. Thiede, 1990: Miocene to Quarternary paleoceanography in the northern North Atlantic: Variability in carbonate and biogenic opal accumulation.- In: Bleil, U. & J. Thiede (eds.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. Kluwer Acad. Publ., 1-37.

Botz, R., H. Erlenkeuser, J. Koch & H. Wehner, 1991: Analysis of sedimentary organic matter of a glacial/interglacial change (oxygen isotope stage 6/5) in the Norwegian-Greenland Sea.- *Mar. Geol.*, **98** : 113-119.

Bugge, T., R. Knarud & A. Mørk, 1984: Bedrock geology on the mid-Norwegian continental shelf.- In: Norwegian Petroleum Society: *Petroleum Geology of the North European Margin*. Graham & Trotman, 271-283.

- Combaz, A., J. Bellet, D. Poulain, C. Caratini & C. Tissot, 1974:** Étude microscopique de la matière organique de sédiments quaternaires de Mer de Norvège.- In: CEPM-CNEXO: *Orgon I Mer de Norvège*. CNRS, Paris: 81-139.
- Demaison, G., 1991:** Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?: discussion.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **75** (3): 499.
- Demaison, G. & G. T. Moore , 1980:** Anoxic environments and oil source bed genesis.- *Org. Geochem.*, **2** : 9-31.
- Dickson, R. R., E. M. Gmitrowicz & A. J. Watson, 1990:** Deep water renewal in the northern North Atlantic.- *Nature*, **344** : 848-850.
- Doyle, L. J. & Garrels R. M., 1985:** What does percent organic matter in sediments measure? - *Geo-Marine Lett.*, **5** : 51-53.
- Einarsson, T. & K. J. Albertsson, 1988:** The glacial history of Iceland during the past three million years.- *Phil. Trans. R. Soc. London*, **B318** : 637-644.
- Eldholm, O., J. Thiede & E. Taylor, 1989:** The Norwegian continental margin: tectonic, volcanic, and paleoenvironmental framework.- In: Eldholm, O., J. Thiede, E. Taylor et al.: *Proc. ODP, Sci. Results*, 104: College Station TX (Ocean Drilling Program): 5-28.
- Emerson, S. & J. I. Hedges, 1988:** Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments.- *Paleoceanography*, **3** (5): 621-624.
- Emery, K. O. & E. Uchupi, 1984:** The Geology of the Atlantic Ocean. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg.
- Engel, E. R., 1989:** Palynologische Evidenz klimarelevanter Ereignisse in miozänen Sedimenten des Nordatlantiks.- *Diss. Univ. Marburg* : 113.
- Espitalié, J., J. L. Laporte, M. Madec, F. Marquis, P. Leplat, J. Paulet & A. Boutefeu, 1977:** Méthode rapide de caractérisation des roches-mère, de leur potential pétrolier et de leur degré d'évolution.- *Rev. Inst. Fr. Petrol.*, **32** : 23-42.
- Espitalié, J., K. S. Makadi & J. Trichet, 1984:** Role of the mineral matrix during kerogen pyrolysis.- *Org. Geochem.*, **6** : 365-382.
- Fowler, S. W. & G. A. Knauer, 1986:** Role of large particles in the transport of elements and organic compounds through the oceanic water column.- *Prog. Oceanog.*, **16** : 147-194.
- Frakes, L. A., 1979:** Climates throughout Geological Time. Elsevier, Amsterdam. 1385.
- Gagosian, R. B. & E. T. Peltzer, 1985:** The importance of atmospheric input of terrestrial organic material to deep sea sediments.- *Org. Geochem.*, **10** : 661-669.

Goll, R. M., 1989: A synthesis of Norwegian Sea biostratigraphies: ODP Leg 104 on the Vøring Plateau.- In: Eldholm, O., J. Thiede, E. Taylor et al.: *Proc. ODP, Sci. Results*, 104.: College Station TX (Ocean Drilling Program): 777-826.

Graf, G., 1989: Benthic-pelagic coupling in a deep-sea benthic community.- *Nature*, **341** : 437-439.

Grasshoff, K., M. Ehrhardt & K. Kremling, 1983: Methods of seawater analysis. Verlag Chemie, Weinheim: 419

Haq, B. U., J. Hardenbol & P. R. Vail, 1987: Chronology of fluctuating sea-levels since the Triassic.- *Science*, **235** : 1156-1167.

Hedges, J. I. & P. L. Parker, 1976: Land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40** : 1019-1029.

Hempel, P., 1989: Der Einfluß von biogenem Opal auf die Bildung seismischer Reflektoren und die Verbreitung opalreicher Sedimente auf dem Vøring-Plateau.- *Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel*, **14** : 131.

Henrich, R., 1989: Glacial/interglacial cycles in the Norwegian Sea: sedimentology, paleoceanography, and evolution of Late Pliocene to Quaternary northern hemisphere climate.- In: Eldholm, O., J. Thiede, E. Taylor et al.: *Proc. ODP, Sci. Results*, 104. College Station, TX: 189-232.

Henrich, R., 1992: Beckenanalyse des Europäischen Nordmeeres: Pelagische und glaziomarine Sedimentflüsse im Zeitraum 2,6 Ma bis rezent.-Habilitationsschrift, Math.-Naturw. Fak. Univ. Kiel

Henrich, R., T. Wolf, G. Bohrmann & J. Thiede, 1989: Cenozoic paleoclimatic and paleoceanographic changes in the northern hemisphere revealed by variability of coarse fraction composition in sediments from the Vøring Plateau- ODP Leg 104 drill sites.- In: Eldholm, O., J. Thiede, E. Taylor et al.: *Proc. ODP, Sci. Results*, 104.: College Station TX (Ocean Drilling Program): 75-188.

Henrichs, S. M. & J. W. Farrington, 1987: Early diagenesis of amino acids and organic matter in two coastal marine sediments.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51** : 1-15.

Henrichs, S. M. & W. S. Reeburgh, 1987: Anaerobic mineralisation of marine organic matter: rates and role of anaerobic processes in the oceanic carbon economy.- *Geomicrobiol. J.*, **5** : 191-237.

Hölemann, J., R. Henrich & M. Wiesner, 1990: Organische Substanzen in den känozoischen Sedimenten der Norwegischen See (Vøring Plateau, ODP Leg 104).- *Nachr. Dt. Geol. Ges.*, **43** : 130-131.

Honjo, S. & M. R. Roman, 1978: Marine copepod fecal pellets: Production, transportation, and sedimentation.- *J. Mar. Res.*, **36** : 45-57.

Horn, G., 1931: Über Kohlen-Gerölle in Norwegen.- *Norsk Geol. Tidsskr.*, **12** : 341-361.

- Ittekkot, V., 1988:** Global trends in the nature of organic matter in river suspensions.- *Nature*, **332** : 436-438.
- Ittekkot, V. & B. Haake, 1990:** The terrestrial link in the removal of organic carbon in the sea.- In: Ittekkot, V. et al. (Eds.): *Facets of Modern Biogeochemistry*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg: 318-325.
- Jansen, E. & H. Erlenkeuser, 1985:** Ocean circulation in the Norwegian Sea during the last deglaciation: isotopic evidence.- *Palaeogeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, **49** : 189-206.
- Jansen, E., H. P. Sejrup, T. M. H. Fjaeran, H. Holtedahl & O. Skarbo, 1983:** Late Weichselian paleoceanography of the southeastern Norwegian Sea.- *Norsk Geol. Tidsskr.*, **63** : 117-146.
- Jansen, E., J. Sjøholm, U. Bleil & J. A. Erichsen, 1990:** Neogene and Pleistocene glaciations in the Northern Hemisphere and Late Miocene-Pliocene global ice volume fluctuations: evidence from the Norwegian Sea.- In: Bleil, U. & J. Thiede (Eds.): *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. Kluwer Acad. Publ.: 677-706.
- Jones, R. W., 1987:** Organic facies.- *Adv. Petrol. Geochem.*, **2** : 1-80.
- Jorgensen, B. B., 1982:** Mineralisation of organic matter in the sea bed- the role of sulfate reduction.- *Nature*, **296** : 643-645.
- Jumars, P. A. et al., 1989:** Group Report: Transformation of Seafloor-arriving Fluxes into the Sedimentary Record.- In: Berger, W. H. et al. (Eds.): *Productivity of the Ocean: Present and Past*. John Wiley & Sons, Chichester: 291-311.
- Kaminski, M. A., 1988:** Cenozoic deep-water agglutinated foraminifera in the North-Atlantic.- Ph. D. Thesis, Woods Hole / Mass. Inst. Technol. Mass.
- Kassens, H., 1990:** Verfestigte Sedimentlagen und seismische Reflektoren: Frühdiagenese und Paläo-Ozeanographie in der Norwegischen See.- *Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel*, **24** : 1-117.
- Katz, B. J., 1983:** Limitations of "Rock Eval" pyrolysis for typing organic matter.- *Org. Geochem.*, **4** (3/4): 195-199.
- Kelly, R. A., 1988:** Jurassic through Cretaceous stratigraphy of the Barents Shelf.- In: Harland, W. B. & E. K. Dowdeswell (Eds.): *Geological evolution of the Barents Shelf Region*. Graham & Trotman, 109-130.
- Koltermann, K. P., 1987:** Die Tiefenwasserzirkulation der Grönland-See als Folge des thermohalinen Systems des Europäischen Nordmeeres.-Doktorarbeit, Universität Hamburg
- Krissek, K. A. & K. F. Scheidegger, 1983:** Environmental controls on sediment texture and composition in low oxygen zones off Peru and Oregon.- In: Thiede, J. & E. Suess (Eds.): *Coastal upwelling: its sediment record. B. Sedimentary Records of Ancient Coastal Upwelling*. NATO Conf. Ser. iv, 10b Plenum Press, New York: 163-180.

- Langford, F. F. & M. M. Blanc-Valleron, 1990:** Interpreting Rock-Eval Pyrolysis data using graphs of pyrolyzable hydrocarbons vs. total organic carbon.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* , 74 (6): 799-804.
- Larsen, R. M. & O. Skarpnes, 1984:** Regional interpretation and hydrocarbon potential of the Trænabanken area.- In: Norwegian Petroleum Society: *Petroleum Geology of the North European Margin*. Graham & Trotman, 217-236.
- Liebezeit, G. & M. G. Wiesner, 1989:** Pyrolysis of recent marine sediments - 1. Biopolymers.- *Org. Geochem.*, 16 (4-6): 1179-1185.
- Locker, S. & E. Martini, 1989:** Cenozoic Silicoflagellates, Ebridians and Actiniscidians from the Vøring Plateau (ODP Leg 104).- In: Eldholm, O., J. Thiede, E. Taylor et al.: *Proc. ODP, Sci. Results*, 104: College Station TX (Ocean Drilling Program): 543-585.
- Malz, H., 1989:** Cenozoic Ostracodes of the Vøring-Plateau (ODP Leg 104, Sites 642, 643 and 644).- In: Eldholm, O., J. Thiede, E. Taylor et al.: *Proc. ODP, Sci. Results*, 104: College Station TX (Ocean Drilling Program): 769-776.
- Manum, S. B., M. C. Boulter, H. Gunnarsdottir, K. Rangnes & A. Scholze, 1989:** Eocene to Miocene palynology of the Norwegian Sea (ODP Leg 104).- In: Eldholm, O., J. Thiede, E. Taylor et al.: *Proc. ODP, Sci. Results*, 104: College Station TX (Ocean Drilling Program): 611-662.
- McDonald, T. J., M. C. Kennicut, J. M. Brooks & K. A. Kvenvolden, 1989:** Organic matter at Sites 642, 643 and 644, ODP Leg 104.- In: Eldholm, O., J. Thiede, E. Taylor et al.: *Proc. ODP, Sci. Results*, 104: College Station TX (Ocean Drilling Program) 309-316.
- Miller, K. G., R. G. Fairbanks & G. S. Mountain, 1987:** Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion.- *Paleoceanography*, 2 (1): 1-19.
- Mudie, P. J., 1989:** Palynology and dinocyst biostratigraphy of the Late Miocene to Pleistocene, Norwegian Sea: ODP Leg 104, Sites 642 to 644.- In: Eldholm, O., J. Thiede, E. Taylor et al.: *Proc. ODP, Sci. Results*, 104: College Station TX (Ocean Drilling Program): 611-662.
- Mudie, P. J. & J. Helgason, 1983:** Palynological evidence for Miocene cooling in eastern Iceland about 9.8 Myr ago.- *Nature*, 303 : 689-692.
- Müller, C. & D. Spiegler, 1993:** Revision of the late/middle Miocene boundary on the Vøring Plateau (ODP Leg 104).- *Stratigr. Newsl.*, 28: 171-178
- Müller, P. J., 1977:** C/N ratios in Pacific deep-sea sediments: Effect on inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41 : 765-776.
- Müller, P. J. & E. Suess, 1979:** Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans - I. Organic carbon preservation.- *Deep-Sea Res.*, 26 (A): 1347-1362.

- Nansen, F., 1906:** Northern waters: Captain Roald Amundsen's oceanographic observations in the Arctic seas in 1901.- *Vidensabs-Selskabets Skrifter*, **1** (Mathematisk-Naturv. Klasse 3) : 145.
- Osterman, L. E. & G. Qvale, 1989:** Benthic foraminifers from the Vøring Plateau (ODP Leg 104). - In: Eldholm, O., J. Thiede, E. Taylor et al.: *Proc. ODP, Sci. Results*, 104: College Station TX (Ocean Drilling Program): 745-769.
- Pedersen, T. F. & S. E. Calvert, 1990:** Anoxia vs. productivity: What controls the formation of organic-carbon-rich sediments and sedimentary rocks?- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **74** (4): 454-466.
- Peters, K. E., 1986:** Guidelines for evaluating petroleum source rock using programmed pyrolysis.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **70** (3): 318-329.
- Peters, K. E., B. G. Rohrback & I. R. Kaplan, 1981:** Geochemistry of artificially heated humic substances and sapropelic sediments- I protokerogen.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **65** : 688-705.
- Plafker, G. & W. O. Addicott, 1976:** Glaciomarine deposits of Miocene through Holocene age in the Yakataga Formation the Gulf of Alaska margin, Alaska.- In: Miller, T. P. (Ed.): *Recent and Ancient Sedimentary Environments in Alaska.*, Alaska Geol. Soc., Anchorage: 1-12.
- Powell, A. J., J. Lewis & J. D. Dodge, 1992:** The palynological expressions of post-Paleogene upwelling: a review.- In: Summerhayes, C. P., et al. (Eds.): *Upwelling Systems: Evolution since the Early Miocene.* Geol. Soc. Spec. Publ., 215-226.
- Romankevich, E. A., 1984:** Geochemistry of Organic Matter in the Ocean. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo. 334
- Rullkötter, J., R. Littke, M. Radke, U. Disko, B. Horsfield & J. Thurow, 1992:** Petrography and geochemistry of organic matter in Triassic and Cretaceous deep-sea sediments from Wombat and Exmouth Plateaus and nearby abyssal plains off northwest Australia.- In: Von Rad, U. et al. (Eds.): *Proc. ODP, Sci. Results*, 122: College Station (TX): 317-329.
- Salge, U. & H. K. Wong, 1988:** The Skagerrak: a depo-environment for recent sediments in the North Sea.- In: Kempe, S., et al. (Eds.): *Biogeochemistry and Distribution of Suspended Matter in the North Sea and Implications to Fisheries Biology.* Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **65**: 367-380.
- Schallreuter, R., 1984:** Framboidal pyrite in deep-sea sediments.- In: Hay, W. W., et al. (Eds.): *Init. Repts. DSDP*, 75: Washington (U.S. Govt. Printing Office): 875-881.
- Scheidt, G. & R. Littke, 1989:** Comparative organic petrology of interlayered sandstones, siltstones, mudstones and coals in the Upper Carboniferous Ruhr Basin, Northwest Germany, and their thermal history and methane generation.- *Geol. Rundsch.*, **78** (1): 375-390.
- Smyth, M., 1983:** Nature of source material for hydrocarbons in Cooper Basin.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **67** : 1422-1428.

Stach, E., M.-T. Mackowsky, M. Teichmüller, G. H. Taylor, D. Chandra & R. Teichmüller, 1982: Stach's Textbook of Coal Petrology. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart.

Stein, R., 1991: Accumulation of organic matter in marine sediments. Springer Verlag, Berlin.

Stein, R. & R. Littke, 1990: Organic-carbon-rich sediments and paleoenvironment: results from Baffin Bay (ODP-Leg 105) and the upwelling area off Northwest Africa (ODP-Leg 108).- In: Huc, A. Y. (Eds.): *Deposition of Organic Facies. Am. Assoc. Petrol. Geol.*: 41-56.

Stevenson, F. J. & C. N. Cheng, 1972: Organic geochemistry of the Argentine Basin sediments: carbon-nitrogen relationships and Quaternary correlations.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **36** : 653-671.

Swift, J. H., 1984: The circulation of the Denmark Strait and Iceland-Scotland overflow waters in the North Atlantic.- *Deep-Sea Res.*, **31** : 1339-1355.

Talwani, M., G. Udintsev , 1976: Init. Repts. DSDP,38 Washington (U.S. Government Printing Service)

Thiede, J. & W. U. Ehrmann, 1986: Late Mesozoic and Cenozoic sediment flux to the central North Atlantic Ocean.- In: C.P.Summerhayes & N.J.Shackleton (Eds.): *North Atlantic Palaeoceanography*. Geol. Soc. Spec. Publ., 3-15.

Thiede, J., O. Eldholm & E. Taylor, 1989: Variability of Cenozoic Norwegian-Greenland Sea paleoceanography and northern hemisphere paleoclimate.- In : Eldholm, O., J. Thiede, E. Taylor et al.: *Proc. ODP, Sci. Results*, 104: College Station TX (Ocean Drilling Program): 1067-1118.

Tissot, B. P. & D. H. Welte, 1984: Petroleum formation and occurrence. Springer Verlag, Berlin Heidelberg.

Trask, P. D., 1939: Organic content of marine sediments.- In: Trask, P. D. (Ed.): *Recent Marine Sediments*. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.: 428-453.

Tyson, J. V., 1987: The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks.- In: A.Fleet & J. Brooks (Eds.): *Marine Petroleum Source Rocks*. Geol. Soc. Spec. Publ., 47-67.

van Andel, T. H., G. R. Heath & T. C. Moore, 1975: Cenozoic tectonics, sedimentation and paleoceanography of the central equatorial Pacific.- *Geol. Soc. Am. Mem.*, **143**: 187-194.

Vigran, J. O., 1970: Fragments of a Middle Jurassic flora from northern Trøndelag, Norway- *Norsk Geol. Tidsskr.*, **50**: 193-214.

Vogelsang, E., 1990: Paläo-Ozeanographie dea Europäischen Nordmeeres an Hand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope.- *Ber. Sonderforschungsbereich 313, Univ. Kiel*, **23** : 1-136.

Vogt, P. R., 1988: Seafloor topography, sediments, and paleoenvironments.- In: Hurdle, B. G. (Ed.): *The Nordic Seas*. Springer-Verlag, Berlin: 237-386.

Wagner, T., H. Erlenkeuser, R. Henrich & M. Wiesner, 1992: Organic matter in pelagic sediments of the Norwegian-Greenland Sea: glacial/interglacial variations and implications of the preservation of marine organic matter.- *GEOMAR Rep.*, **15** : 291-292.

Wiesner, M. G., B. Haake & H. Wirth, 1990: Organic facies of surface sediments in the North Sea.- *Org. Geochem.*, **15** (4): 419-432.

Wolf, T. C. W., 1990: Paläo-ozeanographisch-klimatische Entwicklung des nördlichen Nordatlantiks seit dem späten Neogen.- Ph. D. thesis, Univ. Kiel

Wolf, T. C. W. & J. Thiede, 1991: History of terrigenous sedimentation during the past 10 my in the North Atlantic (ODP Legs 104, 105 and DSDP Leg 81).- *Mar. Geol.*, **101** : 83-102.

Wolfe, J. A., 1985: Distribution of major vegetational types during the Tertiary.- In: Sundquist, E. T. & W. S. Broecker (Eds.): *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂*: Amer. Geophys. Union Monogr., **32**: 357-375.

Ziegler, P. A., 1988: Evolution of the Arctic-North Atlantic and the western Tethys.- *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. Mem.*, **43** : 1-197.

Danksagung

Bei Herrn Prof. Dr. J. Thiede und Dr. R. Henrich möchte ich mich an dieser Stelle für die Anregung und Betreuung dieser Arbeit herzlich bedanken.

Die Diskussionen mit Dipl. Geol. T. Wagner trugen in sehr entscheidendem Maße zum Gelingen dieser Arbeit bei. An dieser Stelle seien ebenfalls die hohe Kooperations- und Hilfsbereitschaft von Dr. M.G. Wiesner (IfBM, Hamburg), der die Meßzeit am Rock-Eval zur Verfügung stellte und die C/N-Messungen ermöglichte, hervorgehoben. Ohne Ihn wäre die Arbeit in der vorliegenden Form nicht denkbar gewesen.

Für die Hilfe bei der Einarbeitung in die Methoden der organischen Petrographie gilt mein Dank Dr. R. Littke und seinen Kollegen-innen an der KFA in Jülich.

Mein besonderer Dank gilt zum Einen meinen Eltern, die mir durch ihre Unterstützung das Studium der Geologie wesentlich erleichtert haben, und zum Anderen Sylvia, für die hundert Kilometer keinerlei Hindernis darstellten.

Dank auch an alle Mitarbeiter-innen des GEOMAR in Kiel.

Diese Arbeit wurde durch Mittel der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert.