

Geologisch-Paläontologisches Institut
_____ und Museum _____

Christian-Albrechts-Universität
Kiel, Deutschland

Berichte —



— **Reports**

Nr. 46

Tiedemann, Ralf:

**Acht Millionen Jahre Klimageschichte von Nordwest Afrika
und Paläo-Ozeanographie des angrenzenden Atlantiks:
Hochauflösende Zeitreihen von ODP-Sites 658 - 661**

Climatic history of northwest Africa during the last 8 million years
and paleoceanography of the adjacent Atlantic:
High resolution time series from ODP-Sites 658 - 661

Berichte — Reports, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel, Nr. 46,
190 S., 43 Abb., 21 Tab., Kiel, (Oktober) 1991

ISSN 0175-9302

Acht Millionen Jahre Klimageschichte von Nordwest Afrika und
Paläo-Ozeanographie des angrenzenden Atlantiks:
Hochauflösende Zeitreihen von ODP-Sites 658 - 661

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Christian-Albrechts-Universität
zu Kiel



Vorgelegt von

Ralf Tiedemann

Kiel 1991

Referent:.....

Korreferent:.....

Tag der mündlichen Prüfung:.....

Zum Druck genehmigt: Kiel, den.....

.....

Dekan

INHALTSVERZEICHNIS

ZUSAMMENFASSUNG

A. EINLEITUNG UND ÜBERSICHT.....	1
1. Modellvorstellungen und Hinweise aus Sedimentdaten zur Klimaentwicklung NW-Afrikas: Stand der Kenntnis.....	1
2. Fragestellung und Ziele dieser Arbeit	6
B. ALLGEMEINE GRUNDLAGEN.....	8
1. Bohrlokationen und Sedimentationsraum.....	8
2. Staubtransport und atmosphärische Zirkulation über NW-Afrika.....	11
3. Hydrographie des Untersuchungsgebietes.....	13
C. METHODIK UND MEßVERFAHREN.....	16
1. Korrektur der Original- und zusammengesetzten Mächtigkeitswerte (Composite Depth).....	16
2. Vorteile der Gefriertrocknung für die Probenaufbereitung.....	22
3. Auswahl der Foraminiferenarten für die Isotopenanalyse und Isotopenmeßverfahren.....	23
3.1. $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Vergleichsmessungen an <i>C. wuellerstorfi</i> , <i>U. peregrina</i> und <i>U. auberiana</i>	24
4. Bestimmung der biogenen Sedimentparameter: Karbonat, organischer Kohlenstoff und Opal.....	26
5. Analyse der Korngrößen und Tonminerale in der siliziklastischen Sedimentfraktion.....	27
6. Bestimmung der Akkumulationsraten.....	28
7. Zeitserienanalysen.....	28
D. STRATIGRAPHISCHE GRUNDLAGEN UND SEDIMENTATIONS RATEN.....	30
1. Site 658.....	34
2. Site 659.....	41
3. Site 660.....	44
4. Site 661.....	45
E. ABLEITUNG DER KLIMAPROXYDATEN.....	47
F. KLIMAAENZEIGER VON DEN SITES 658 - 661: BEFUNDE UND DISKUSSION.....	53
1. Sauerstoffisotopen.....	53
1.1. Kenntnisstand und Fragen.....	53
1.2. Ergebnisse - Hinweise auf die Klimageschichte im Pliozän.....	54
1.3. Geschichte der Meeresspiegel- und Temperaturschwankungen.....	59
1.4. Bioturbation.....	61
2. Kohlenstoffisotopen.....	63
2.1. Kenntnisstand und Fragen.....	63
2.2. Ergebnisse.....	64
2.3. Diskussion: Schwankungen in der Tiefenwasserventilation und -zirkulation des N-Atlantik.....	66

3. Klimahinweise aus der siliziklastischen Sedimentfraktion.....	72
3.1. Kenntnisstand und Fragen.....	72
3.2. Ergebnisse.....	76
3.2.1. Korngrößen und Fluxraten der siliziklastischen Fraktion.....	76
3.2.2. Tonminerale.....	83
3.3. Die Paläobreite der ITCZ.....	88
3.4. Herkunftsgebiete von Staub- und Flußfracht.....	90
3.5. Die langfristige Klimaentwicklung NW-Afrikas.....	91
3.6. Mögliche Steuerungsmechanismen der lang- und kurzfristigen Klimaentwicklung NW-Afrikas.....	93
4. Karbonat, Biogenopal und organischer Kohlenstoff.....	96
4.1. Kenntnisstand und Fragen.....	96
4.2. Ergebnisse.....	97
4.3. Schwankungen der Auftriebsproduktivität vor Kap Blanc.....	104
4.4. Tiefenschwankungen der CCD im äquatorialen Ostatlantik.....	106
G. SCHLUSSFOLGERUNGEN.....	107
H. DANKSAGUNG.....	111
I. LITERATURVERZEICHNIS.....	112
DATENANHANG	

ZUSAMMENFASSUNG

Anhand von zeitlich hochauflösenden sedimentologischen und isotopischen Zeitreihen aus Tiefseesedimenten der ODP-Sites 658 - 661 wurde versucht, die Klimageschichte NW-Afrikas und die Paläoozeanographie des NE-Atlantiks für das späte Neogen zu rekonstruieren und die Steuerungsmechanismen für diese Entwicklung näher einzuzugrenzen.

Die globale $\delta^{18}\text{O}$ -Klimastratigraphie des Pliozäns wurde von 2.75 - 3.78 Mio. J. erweitert und umfaßt die Isotopenstadien 117 - 157. Von 3.78 - 4.5 Mio. J. war wegen der Einförmigkeit des frühpliozänen Klimas keine Stadiengliederung mehr möglich.

Ab 3.1 Mio. J. weisen die O-Isotopenkurven der Sites 658 und 659 (Plankton und Benthos) übereinstimmend auf das Einsetzen der Nordhemisphärenvereisung hin mit ersten Höhepunkten im polaren Eisaufbau in den Stadien 110 - 96 vor 2.6 - 2.3 Mio. J. Die mittlere Absenkung des Meeresspiegels von 3.1 - 2.6 Mio. J.v.h. beträgt nach der planktischen $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von Site 659 etwa 50 m, die Abkühlung des Bodenwassers nach der Differenz zwischen planktischen und benthischen $\delta^{18}\text{O}$ -Daten würde sich hingegen nicht verändern.

Die langfristige Klimaentwicklung NW-Afrikas während der letzten 8 Mio. J. und die Paläoozeanographie des NE-Atlantiks sind eng verknüpft mit dem Auf- und Abbau der polaren Eismassen und der Isolierung des Mittelmeeres im Messin. Eine Klimasteuerung NW-Afrikas durch die Hebung Tibets und die Schließung des Panamaseeweges im späten Neogen ist hingegen nicht erkennbar.

Die Akkumulationsraten der biogenen und terrigenen Sedimentfraktion sowie die Korngrößen der terrigenen Sedimente geben deutliche Hinweise auf eine unterschiedliche Klimaentwicklung in der Zentral- und der Südsahara/Sahelzone. Bereits vor ca. 4.6 Mio. J. erfolgte eine dramatische Zunahme der Trockenphasen in der Südsahara und Sahelzone etwa parallel zum Umschwung der Zirkulation im Mittelmeer von ästuarin auf antiästuarin. Erst mit dem Beginn der Nordhemisphärenvereisung vor etwa 3.1 Mio. J. zeigte sich eine zunehmende Aridifizierung auch in der Nord- und Zentralsahara, verbunden mit einer Intensivierung der zonalen und meridionalen atmosphärischen Zirkulation über NW-Afrika. Vor etwa 1 Mio. J. zeigt sich mit dem Einsetzen der großen quartären Eiszeiten eine weitere Klimaverschlechterung in NW-Afrika.

Die räumlichen Verteilungsmuster der Quarzakkumulationsraten (Sites 657 und 659-661) zeigen zumindest während der letzten 4 Mio. J. keine Nord-Süd Verlagerung des zonal gerichteten Staubtransportes durch den AEJ und weisen somit auf eine eher stabile Paläo-Breitenlage der ITCZ.

Nach den benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten kam es bereits im frühen Pliozän vor 4.2 - 4.1 Mio. Jahren zu erheblichen Störungen in der Tiefenwasserventilation des NE-Atlantiks, die das Ausmaß der kaltzeitlichen Durchlüftungsminima im Altquartär erreichten. Im gesamten Pliozän scheinen die kurzfristigen Fluktuationen, die seit etwa 3.3 Mio. J. an die Endphasen der Kaltstadien gekoppelt sind, von einem 400 ka-Zyklus überlagert zu sein.

Vor ca. 4.5 Mio. J. lag die CCD im Bereich der Kane-Lücke nur knapp unterhalb von 4300 m Wassertiefe. Vor 3.8 - 3.1 Mio. J. erreicht sie einen langfristigen Tiefstand deutlich unterhalb von 4300 m. Mit dem Beginn der Nordhemisphärenvereisung vor 3.1 Mio. J. steigt die CCD im langfristigen Mittel bis heute an. Dabei lag sie jedoch nur einmal vor ca. 0.8 Mio. J. oberhalb 4000 m Wassertiefe.

Die Exportproduktion der Auftriebszelle vor Cape Blanc (Site 658) schwankt im wesentlichen zwischen 75 und 150 $\text{g/m}^2\cdot\text{y}$ während der letzten 3.6 Mio. J. und wird einerseits durch nährstoffreiche Auftriebswässer und andererseits durch fluviatile Nährstoffzufuhr bestimmt. Vor ca. 3.1 Mio. J. führte ein verstärkter Auftrieb von nährstoffreichem Tiefenwasser infolge eines intensivierten NE-Passates zu einem drastischen Anwachsen der Opalfluxraten. Während der Brunhes Chron kennzeichnen hingegen extreme Opalmaxima nur kurzfristige Phasen mit Flußzufuhr jeweils zu Beginn der Haupt-Warmstadien.

Eine künftige Frequenzanalyse der umfangreichen Proxydaten-Zeitreihen verspricht über Phasenbeziehungen genauere Einsichten in die Steuerungsmechanismen für die Entwicklung von Ozean und Klima.

A. EINLEITUNG UND ÜBERSICHT

Ziel dieser Arbeit ist es, anhand von Tiefseesedimenten von den ODP-Sites 658 - 661 (Abb. 1) die Klimageschichte NW-Afrikas und die Paläoozeanographie des angrenzenden äquatorialen Ostatlantiks für das späte Neogen im Detail zu rekonstruieren. Im einzelnen werden die Zusammenhänge zwischen Änderungen in der atmosphärischen Zirkulation über NW-Afrika und dem Klima des nordafrikanischen Trockengürtels mit den Schwankungen des polaren Eishaushalts, der ozeanischen Tiefenwasserzirkulation im Atlantik und der Paläoproduktivität der Auftriebszelle vor Kap Blanc verglichen. Die Interpretation stützt sich hierbei auf hochauflösende Zeitreihenanalysen an folgenden Klima-proxydaten:

- Zusammensetzung, Korngrößen und Akkumulationsraten der lithogenen Sedimentfraktion als Signalträger für den Staubeintrag, die Aridifizierung der Sahara und Sahelzone, die atmosphärische Zirkulation, die Auftriebsintensität und den Flußeintrag (Site 658).
- C_{org} - und Biogenopal- Akkumulationsraten als Anzeiger für das Nährstoffangebot und die Paläoproduktivität im küstennahen Auftriebsgebiet.
- $CaCO_3$ - Akkumulationsraten und stabile Isotopen als Anzeiger für die Paläoozeanographie und den polaren Eishaushalt.

Die Zeitreihen dieser Signalträger zeichnen sich durch langfristige und kurzfristige Schwankungen mit zyklischen Umschwüngen oder nicht zyklischen Ereignissen aus. Diese Variationen sind eine Folge vielfältiger Klima-Steuerungsmechanismen, die sich gegenseitig beeinflussen oder eng miteinander verknüpft sind.

Die Schaffung einer hochauflösenden $\delta^{18}O$ -Klimastratigraphie für das Pliozän und ihre Anpassung an einen der wohl wichtigsten Steuermechanismen, die periodischen Schwankungen der Orbitalparameter, ermöglichte einerseits die Anbindung von Zeitreihen an die astronomische Zeitskala und andererseits die Deutungsmöglichkeit insulationsbedingter Klimaänderungen in NW-Afrika. Weitere mögliche Klima-Anfachungsmechanismen im späten Neogen sind: Schwankungen im ozeanischen CO_2 -Gehalt, glaziale Randbedingungen (z.B. Landvereisung, geänderte Wasseroberflächentemperaturen, Salinitätsschwankungen) sowie tektonische Faktoren (Schließung des Panamaseeweges und der Mittelmeerverbindung, Hebung Tibets und Ostafrikas, Norddrift der Afrikanischen Platte).

Die vorliegende Arbeit stand im Rahmen des internationalen Forschungsprojektes "Ocean Drilling Program". Erste Ergebnisse mußten daher unter großem Zeitdruck

vorveröffentlicht werden (vgl. Tiedemann et al., 1989; Sarnthein und Tiedemann, 1989; Dupont et al., 1989; Ruddiman et al., 1989; Sarnthein und Tiedemann, 1990). Die Ergebnisse und Daten der vorliegenden Arbeit gehen jedoch weit über diese Veröffentlichungen hinaus, da erst nunmehr die benötigte Zeitauflösung erreicht wurde.

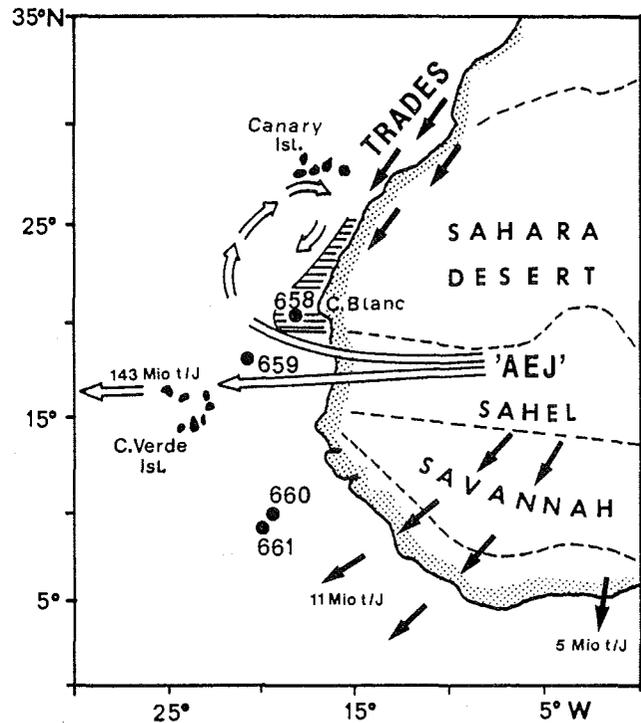


Abb. 1. Positionen der ODP-Sites 658-661. Pfeile markieren nach Stein (1984) Richtungen und Flugbahnen der Hauptstaubzufuhr (schwarze Pfeile = Passate; weiße Pfeile = African Easterly Jet). Der breitenabhängige Staubeintrag aus NW-Afrika für die Jahre 1981-1982 ist in Mio. t/J. angegeben (D'Almeida, 1986). Der ganzjährige Küstenauftrieb vor NW-Afrika ist gestrichelt.

A.1. MODELLVORSTELLUNGEN UND HINWEISE AUS SEDIMENTDATEN ZUR KLIMAENTWICKLUNG NW-AFRIKAS: STAND DER KENNTNIS

Wertvolle Informationen über mögliche Klimaursachen und ihre Wirkung geben numerische "Allgemeine Zirkulationsmodelle" (GCM's). Abb. 2 faßt einige Modellergebnisse unter isolierter Berücksichtigung verschiedener Klimaanfachungsmechanismen zusammen, die für die Klimaentwicklung N-Afrikas von Bedeutung sind. Diese Ergebnisse werden in Abb. 2 mit einigen Hinweisen aus Paläo-Klimadaten verglichen. Abb. 2a zeigt zum Vergleich die heutige Verteilung der Vegetations- und Klimazonen in N-Afrika.

Änderungen der Aridität N-Afrikas, die durch periodische Variationen in der solaren Einstrahlung, hauptsächlich Schwankungen in der Präzession (19 - 23 ka Zyklus) bedingt wurden, sind von Kutzbach (1981), Kutzbach und Guetter (1986), Prell und Kutzbach (1987), Kutzbach und Gallimore (1988) numerisch modelliert. Insolationsmaxima während der Sommermonate heizen den Kontinent auf und führen dort zu einem großräumigen Aufsteigen der Luftmassen. Gleichzeitig wird dadurch das Eindringen des SW-Monsuns mit seinen feuchten Luftmassen aus der Golfregion bis in die Sahelzone gefördert und führt dort zu erhöhten Regenfällen (Abb. 2b). Umgekehrt verursachen Insolationsminima in den Sommermonaten kältere Temperaturen nördlich der Sahelzone und eine Ausbreitung arider Gebiete.

Im Vergleich zu den Modellergebnissen zeigen die rekonstruierten Paläoklimakarten von Littmann (1989) und Nicholson und Flohn (1980) für die Zeitscheibe 8 - 12 ka (maximale Sommer-Insolation durch Präzessions-Maximum) eine Ausdehnung der Niederschlagszone bis in die nördliche Sahara hinein (Abb. 2c). Nur der nördlichste Teil Afrikas zeichnet sich durch ein Niederschlagsdefizit aus. Speziell Kutzbach und Street-Perrott (1985) führen die hohen Seespiegelstände in den nördlichen Tropen Afrikas zwischen 15 und 6 ka auf Maxima in der Sommerinsolation zurück, die einen intensiveren SW-Monsun mit sich brachten.

Für längere Zeitreihen konnten Pokras und Mix (1985) anhand von Süßwasserdiatomeen zeigen, daß der winterliche Staubeintrag in den äquatorialen Atlantik während der letzten 150 ka tatsächlich, wie von den Modellergebnissen gefordert, von einem 23 ka Präzessionssignal gesteuert wird, also durch die Insolation in niederen Breiten. Auch Rossignol-Strick (1983) beobachtete für die letzten 463 ka einen direkten Zusammenhang zwischen maximaler präzessions-gesteuerter Sommerinsolation und erhöhten Niederschlägen im äthiopischen Hochland, die zu starken sommerlichen Überschwemmungen des Nils führen und vermutlich zur Bildung von Sapropelen im Bereich des Nigerdeltas beitragen.

Die Nordhemisphärenvereisung führte während der eigentlichen Eiszeiten, im Verbund mit kälteren Wasseroberflächentemperaturen im N-Atlantik, nach Modellen von Manabe und Broccoli (1985), Broccoli und Manabe (1987) und Rind (1987) übereinstimmend zu kälteren Sommer- und Winter- Oberflächentemperaturen in NW-Afrika (Abb. 2d). Der synglaziale Nord-Süd Temperaturgradient über N-Afrika nimmt in Richtung Äquator leicht ab. Nach Modellen von Manabe und Hahn (1977), Kutzbach und Güter (1986) und Rind (1987) unterschied sich wahrscheinlich die glaziale atmosphärische Zirkulation über NW-Afrika kaum von der heutigen. Kutzbach und Guetter (1986) und Rind (1987) beobachteten eine geringfügige Abnahme in den tropi-

schen Niederschlägen W-Afrikas und etwas höhere Werte für E-Afrika. Die Modellergebnisse über die jahreszeitliche Lage der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) sind widersprüchlich, zunächst. Im Vergleich zur heutigen Position beschreiben Nicholson und Flohn (1980) eine deutliche ganzjährige Südverlagerung der ITCZ, Gates (1976) eine Südverlagerung nur während der Sommermonate. Manabe und Hahn (1977), Kutzbach und Güter (1986) und Rind (1987) hingegen fanden keine nennenswerte Verlagerung. Die neueren Experimente auf der Basis von CLIMAP (1981)-Randdaten weisen also zunehmend auf eine konstante Breitenposition der ITCZ hin. Für die Zeiten mit unipolarer Vereisung der Antarktis, also vor mehr als ca. 3 Mio. J. postulierte Flohn (1981) eine Nordverlagerung der ITCZ um etwa 4°N.

Neueste palynologische Befunde von Bonnefille et al. (1990) zeigen auch für die Tropen Afrikas während des letzten Hochglazials eine Temperaturabnahme von $4 \pm 2^\circ\text{C}$. Mögliche Gründe für die davon abweichenden Modellergebnisse werden von Rind (1990) diskutiert. Entgegen den Modellergebnissen zeigen Paläoklimakarten von Littmann (1989) für das letzte Hochglazial eine viel deutlichere Abnahme im Wasserhaushalt Afrikas (Abb. 2e). Das Klima fast im gesamten N-Afrika war bedeutend trockener als heute und führte zu einer Ausdehnung der voll-ariden Gebiete (Wickens, 1975; Sarnthein, 1978; Talbot, 1984). Ein geringerer Temperaturgradient zwischen dem bodennahen Hitzetief über der Sahara und dem Golf von Guinea führt nach Tetzlaff und Peters (1986) zu einem abgeschwächten SW-Monsun, über dem ein vielleicht schwächerer African Easterly Jet (AEJ) aufgrund der geringeren bodennahen Lufttemperaturen möglicherweise zu weniger intensiven regenbringenden "Squall Lines" (Wirbellinien) führte. Dafür sprechen z.B. die Korngrößen in den Staubsedimenten vor der Küste NW-Afrikas (Sarnthein et al., 1981). Einen während des Glazials intensiveren NE-Passat führen die Autoren auf ein stärkeres Subtropenhoch über dem Atlantik zurück. Abb. 2e zeigt jedoch für den nordwestlichsten Teil W-Afrikas, das Atlasgebirge, humidere Bedingungen, eine Folge der von niederen Temperaturen hier herabgesetzten Verdunstung. Nach Landklimadaten deutete Rognon (1976) diese Feuchtigkeit als Folge von winterlichen Tiefdruckgebieten, die auf der wesentlich kühleren Nordhalbkugel vermutlich auf südlicheren Bahnen nach Osten gezogen wären, wobei ihre Ausläufer während zeitweiliger Instabilitäten des Azorenhochs bis etwa 20°N Regen gebracht hätten. Nach quantitativen sedimentologischen und palynologischen Daten aus Tiefseesedimenten schließen Sarnthein et al. (1981), Stein (1984) und Hooghiemstra (1988) eine signifikante Breitenverlagerung der ITCZ gegenüber heute aus, im Gegensatz zu den älteren Annahmen von Rognon und Williams (1977). In einer neueren Arbeit schließt sich Rognon (1987) schließlich der Auffassung einer voll-ariden Sahara während des letzten Hochglazials an,

basierend auf zahlreichen neuen C-14-Altern aus S-Algerien.

Hinweise über langfristige Klimaveränderungen in NW-Afrika stützen sich hauptsächlich auf Untersuchungen an Tiefseesedimenten aus dem subtropischen und äquatorialen Ostatlantik. Dabei wurden die quartären Fluktuationen der atmosphärischen Zirkulation NW-Afrikas und das Klima insgesamt überwiegend auf Glazial- Interglazial- Zyklen zurückgeführt (Parkin und Shackleton, 1973; Parmenter und Folger, 1974; Parkin und Padgham, 1975; Bowles, 1975; Diester-Haass, 1976; Kolla et al., 1979; Stein, 1984). Neueste Untersuchungen von Bloemendal und de Menocal (1989), die die magnetische Suszeptibilität von Tiefseesedimenten als Anzeiger für Windstaub benutzten, scheinen diese Ergebnisse zu bestätigen. Sie untersuchten auf diese Weise erstmals spektralanalytisch eine Zeitreihe von 3.5 Mio. Jahren Staubeintrag aus dem Sahel zum Site 661 (Abb. 1). Zwischen 2.8 und 2.4 Mio. J.v.h. ergab sich dabei ein deutlicher Wechsel in der Periodizität von 23 ka zu 41 ka. Das heißt, mit dem verstärkten Einsetzen der Nordhemisphärenvereisung nähme der Einfluß der Klimakomponenten aus höheren Breiten auf das Klima NW-Afrikas zu. Stein (1984, 1986) beobachtete bereits mit dem Beginn der Nordhemisphärenvereisung vor etwa 3.2 Mio. J. eine deutliche Zunahme in der Aridität NW-Afrikas.

Für das letzte Hochglazial simulierten Broccoli und Manabe (1987) mit einem Sensitivitätstest die Klimawirksamkeit des CO₂. Das dazu verwendete atmosphärische Zirkulationsmodell war mit einem vereinfachten Ozeanmodell gekoppelt. Verglichen mit dem heutigen Klima führte ein verringerter synglazialer CO₂-Gehalt in der Atmosphäre nur zu einer Abnahme der Oberflächentemperatur von weniger als 1°C in NW-Afrika und im angrenzenden Ostatlantik (Abb. 2f). Dieses Veränderungsmuster und seine Größenordnung stimmt mit anderen Modellergebnissen überein, bei denen eine CO₂-Verdoppelung in der Atmosphäre simuliert wurde (Schlesinger und Mitchell, 1987). Demnach wäre der Einfluß des CO₂ auf das Landklima von N-Afrika eher vernachlässigbar gering.

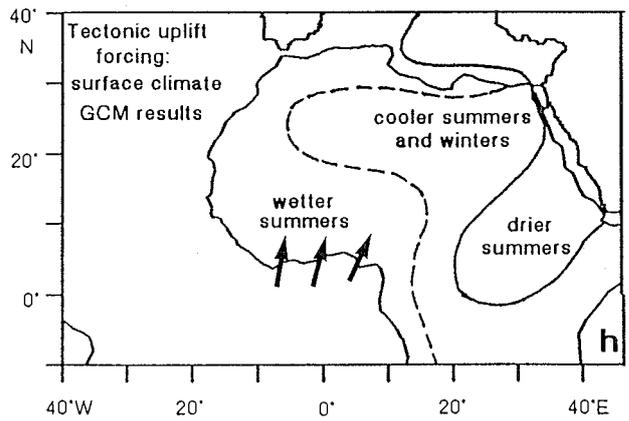
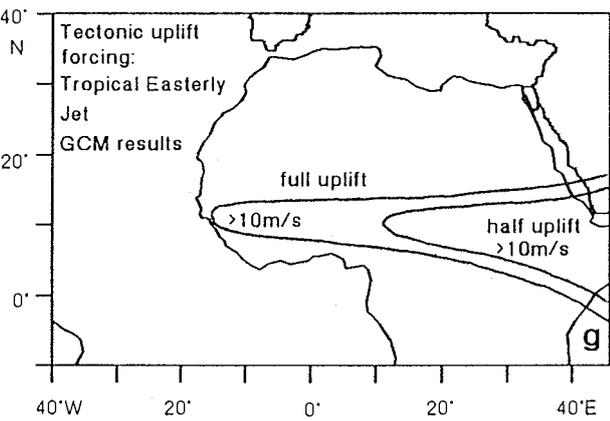
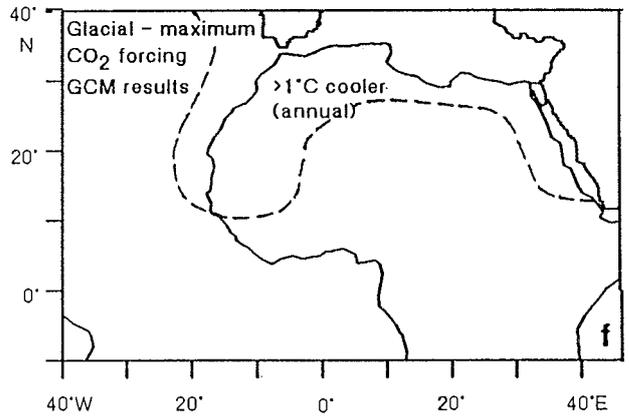
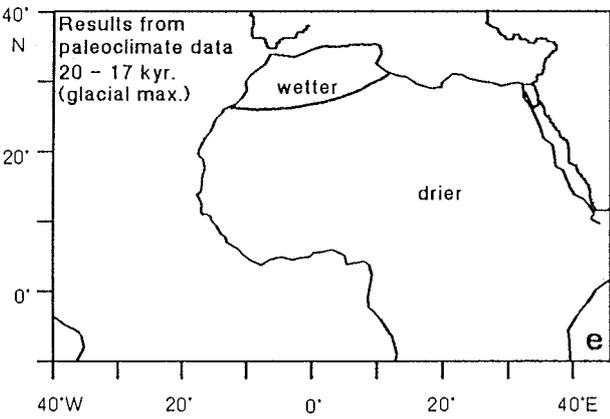
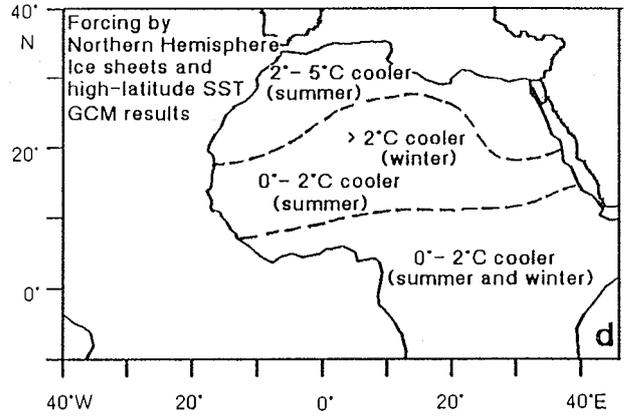
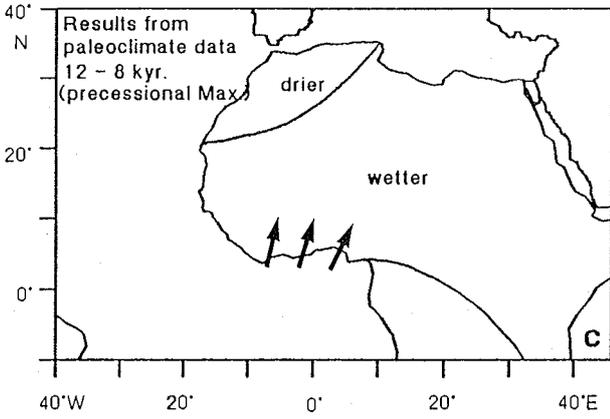
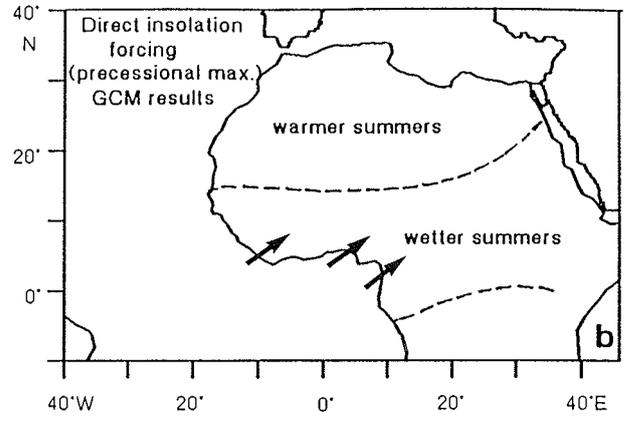
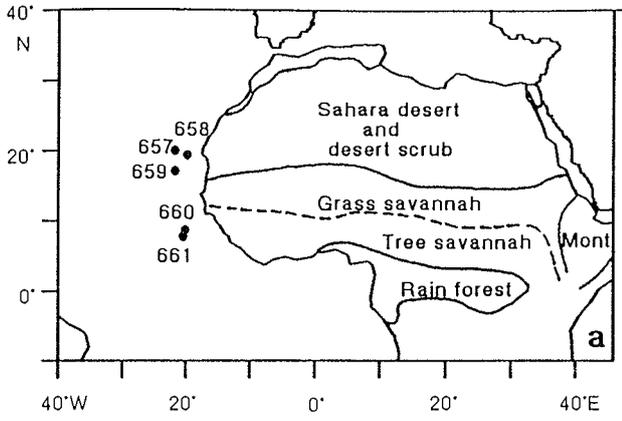
Nach einem numerischen Modell von Kutzbach et al. (1989) und verschiedenen Überlegungen von Flohn und Nicholson (1980) beeinflusste vermutlich die tektonische Hebung Tibets die langzeitige Klimaentwicklung N-Afrikas während des Neogens (Ruddiman und Kutzbach, 1989; Ruddiman und Kutzbach, im Druck), bedingt durch eine Intensivierung des Tropical Easterly Jet in etwa 12 km Höhe (TEJ, Abb. 2g). Großräumiges Absinken von Luftmassen nördlich der TEJ-Achse sowie aufsteigende Luftmassen auf der Südseite sollten bei einem verstärkten TEJ zu trockeneren Sommern im östlichen Mittelmeerraum und in NE-Afrika führen sowie zu erhöhten sommerlichen Niederschlägen im

Bereich des SW-Monsuns zwischen dem Golf von Guinea und der S-Sahara (Abb. 2h). Für Ostafrika und die Sahara simuliert das Modell kältere Sommer und Winter im Gefolge der Tibet-Hebung. Gerade dieses Modell soll mit den Datensätzen dieser Arbeit besonders intensiv überprüft werden.

Ruddiman und Janecek (1989) beobachteten an den äquatorialen ODP-Sites 662, 663, und 664 für das Zeitintervall 3.6 - 0.8 Mio. J.v.h. eine kontinuierliche Zunahme im winterlichen Staubeintrag aus NW-Afrika und führen diesen Trend auf die Hebung Tibets zurück.

Ein weiteres mögliches Modell der Anfachung von Klimaänderungen wurde von Meier-Reimer et al. (1990) gerechnet. Sie simulierten mit einem ozeanischen GCM die Paläozirkulation im Atlantik für einen geöffneten und einen geschlossenen zentralamerikanischen Seeweg zwischen Pazifik und Atlantik. Durch die Schließung des Panama-Seeweges im späten Miozän oder Pliozän (Mann und Corrigan, 1990) wird einerseits der Einstrom von salzarmem pazifischem Oberflächenwasser in die Karibik gestoppt und andererseits der Wasserdampf, den die Atmosphäre durch die Verdunstung im Nordatlantik aufnimmt, vermehrt durch die Passate an den Pazifik abgeführt. Beide Prozesse führen, verbunden mit einem Einstrom von salzreichem Oberflächenwasser aus dem Indischen Ozean (Agulhas Strom) in den Atlantik zu höher salinarem nordatlantischem Oberflächenwasser nach der Schließung (Abb. 2i), wodurch die thermohaline Zirkulation im Nordatlantik, d.h. die Tiefenwasserbildung, angeregt wird. Damit verbunden wäre ein intensiverer Wärmetransport aus dem äquatorialen Atlantik in höhere Breiten (Golfstrom). Nach Manabe und Stouffer (1988) zeigt die Simulation mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modell, daß eine gesteigerte thermohaline Zirkulation gerade einen erhöhten Wärmetransport aus niederen in hohe Breiten und eine nördliche Ausdehnung des tropischen Regengebietes in NW-Afrika bewirkte (Abb. 2j), also zu keiner allmählichen Austrocknung der Sahara führte. Street-Perrott und Perrott (1990) führen folgerichtig die jüngste Aridifizierung der Sahara zwischen 1968 - 1988 gerade auf ein solches "Salinitätsminimum" im Nordatlantik (Dickson et al., 1988) zwischen 1968 - 1982 zurück.

Die Isolierung und Austrocknung des Mittelmeeres während des Messins könnte ebenfalls die atmosphärische Zirkulation und den Wasserhaushalt NW-Afrikas beeinflusst haben. Die genaueren Auswirkungen dieses Ereignisses wurden bisher mit keinem GCM simuliert und sind daher ungewiß. Die Schließung der Mittelmeerstraße vor 5.5 Mio. J. resultiert übereinstimmend nach Hsü et al. (1973), Adams et al. (1977) und Hodell et al. (1986, 1989) aus einer Kombination von tektonischer Kompression und globaler Meeresspiegelabsenkung von 50 - 70 m (Haq et al., 1987). Die endgültige Wiederöffnung des Mittelmeerseeweges, verbunden mit einem



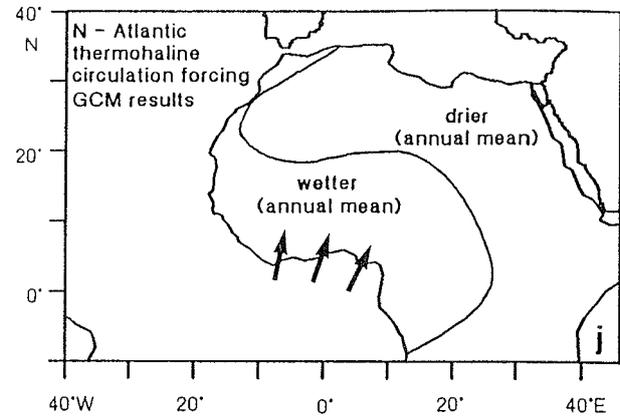
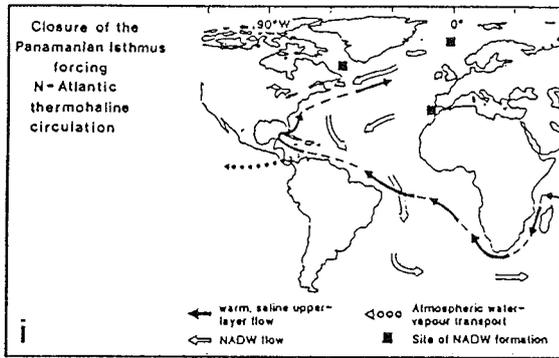


Abb. 2 a-j. Ergebnisse von "Allgemeinen Zirkulationsmodellen" und Paläoklimadaten, welche die Auswirkung verschiedener isoliert betrachteter Klimaursachen auf Temperatur- und Niederschlagsveränderungen gegenüber dem gegenwärtigen Klima in N-Afrika zeigen (Abb. a, b, d, f-h aus Ruddiman, Sarnthein et al., 1989; Abb. c, e aus Nicholson und Flohn, 1980 und Littmann, 1989; Abb. i aus Street-Perrott und Perrott, 1990; Abb. j aus Manabe und Stouffer, 1988). Erklärungen siehe Text.

Meeresspiegelanstieg wurde von McKenzie et al. (1988), Hilgen und Langereis (1988), Hodell et al. (1989a) mit 4.9 - 4.8 Mio. J.v.h. angegeben. Neue Ergebnisse von Leg 107 zeigen nach McKenzie (1990), daß die Öffnung durch einen katastrophalen Einstrom von Nordatlantischem Tiefenwasser (NADW) vor etwa 4.74 - 4.72 Mio. J. markiert wird und sich erst danach wieder normale (antiästuarine) paläoozeanographische Verhältnisse im Mittelmeer einstellten. Mächtige Evaporitablagerungen zwischen 5.5 und 4.8 Mio. J.v.h. zeugen eventuell von gelegentlichen Wassereintrüben aus dem Nordatlantik, unter anderem aber auch von der wiederholten Austrocknung von Süßwassermeeren ("Lago-mare"). Während dieser Zeit könnten wesentlich wärmere Bodenlufttemperaturen (SST's) und die Verdunstung des Mittelmeerwassers selbst (Hsü et al., 1977) zu bedeutenden Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation NW-Afrikas geführt haben, dadurch daß eine starke Zyklone über diesem Raum entstand und die Luftmassen von weither mit hereinriß. Das Versiegen des salzreichen Mittelmeerausstromwassers (MOW) könnte die thermohaline Zirkulation im N-Atlantik beeinflussen (Reid, 1979) und nach Manabe und Stouffer (1988) das Klima der Sahelregion verändern. Die Auswirkungen des MOW auf die NADW-Produktion sind jedoch strittig (Blanc und Duplessy, 1982; Zahn et al., 1987; Keigwin et al., 1987).

Im Vergleich zu diesen Modellüberlegungen weisen Tonmineraldaten aus dem Ostatlantik nach Stein (1984) in dem Zeitintervall 5.7 - 4.5 Mio. J.v.h. eher auf aride Klimazyklen in NW-Afrika hin, verbunden mit einem überdurchschnittlich starken NE-Passat. Das küstennahe Site 397 (ca. 27°N) gibt jedoch auch Hinweise auf Phasen mit fluviatiler Sedimentzufuhr. Tonmineraldaten aus dem Tyrrhenischen Meer deuten nach de Visser und Chamley (1990) erst ab 4.6 Mio. J.v.h. auf ein zunehmend trockeneres mediterranes Klima, also ab dem

Zeitpunkt, wo nach McKenzie (1990) die Mittelmeerzirkulation wieder antiästuarin wurde. In diesem Zusammenhang paßt auch, daß Hodell et al. (1989b) an Kernen aus dem S-Atlantik, Z-Pazifik und S-Pazifik zwischen 5.5 und 4.5 Mio. J. eine drastische Zunahme im $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Isotopenverhältnis in den Schalen planktischer Foraminiferen fanden. Sie führen dies auf einen erhöhten chemischen Eintrag von den Kontinenten in den Ozean zurück, wobei heutzutage vor allem die Flüsse der niederen Breiten den gelösten chemischen Flux in den Ozean dominieren. Dies würde also global eher auf ein feuchteres Klima hindeuten.

Globale Temperaturanomalien an der Meeresoberfläche, insbesondere im äquatorialen NE-Atlantik und SE-Atlantik, beeinflussen nach GCM-Ergebnissen von Palmer (1986), Folland et al. (1986) und Druryan (1987) die Niederschlagstätigkeit in der S-Sahara und Sahelzone. Warme Wasseroberflächentemperatur (SST) - Anomalien im NE- und SE-Atlantik während des Nordsommers führen demnach zu einem abgeschwächten SW-Monsun mit geringeren Niederschlägen. Statistische Untersuchungen zwischen gemessenen Niederschlagsdefiziten im Sahel und SST-Anomalien stützen für die letzten 100 J. diesen Befund (Lamb, 1978; Hastenrath, 1984; Lough, 1986; Lamb et al., 1986; Nicholson und Entekhabi, 1987). Nach Lamb (1983) resultieren die jüngsten Dürrephasen im Sahel nicht aus einer zeitweilig südlicheren Position der ITCZ während der Sommermonate oder aus ungewöhnlich trockenen Luftmassen des SW-Monsuns, sondern eher aus einer geringeren Schichtdicke des SW-Monsuns, wodurch die Niederschlagsbildung gehemmt wird.

Ungeklärt bleibt bei diesen Untersuchungen jedoch, ob die SST-Anomalien ein Ergebnis der ozeanischen Zirkulation sind oder ob sie durch die atmosphärische Zirkulation hervorgerufen werden (Druryan, 1987).

Alter (Mio. J.)	Antarktis		Indikator	Untersuchungsgebiet	Zeitauflösung hoch (+) = <20 ka gering (-) = >40 ka	zeitliche Einstufg.-Qualität hoch (+), gering (-)	Referenz
	Eisaufbau	Abschmelze					
3.59	X		Tillite: Vergletscherung in Patagonien	Argentinien	-	+	Mercer et al. (1975)
3.18 - 3.86 3.86 - 4.12	X	X	Subantarktische Radiolarienvergesellschaftungen	Argeninisches Becken (Site 514)	+	+	Ciesielski und Grinstead (1986)
3.5 - 4.4 4.4 - 4.8	X	X	Subantarktische Vergesellschaftungen von Radiolarien, Diatomeen, Silicoflagellaten	N-S-Profil, Maud Rücken - Alughas Becken (12 Sedimentkerne)	?	+	Abelmann et al. (1990)
3.7 - 4.6 4.6 - 5.18	X	X	Subantarktische Radiolarienvergesellschaftungen	SE-Indischer Rücken (Site 266 und 6 Sedimentkerne)	±	+	Keany (1978)
4.6	X		Eisdriftschutt	Maud Rücken (Site 690)	?	-	Kennett und Barker (1990)
4.8, 5.2	X		δ ¹⁸ O Benthos	N-Atlantik (Site 552)	+	+	Keigwin (1987)
4.1 - 5.0, 5.2 5.1, 5.35 - 5.5	X	X	δ ¹⁸ O Benthos (Plankton nur an Site 588)	N-Pazifik (Site 310), SW-Pazifik (Site 588, 590, 284, 281), äquat. E-Pazifik (Site 158), N-Atlantik (Site 552), äquat. E-Atlantik (Site 397), S-Atlantik (Site 516, 519, Kern CH 115)	+	+	Hodell und Kennett (1986)
4.7 - 5.6	X		δ ¹⁸ O Benthos, subantarktische Foraminiferenvergesellschaftungen	SW-Pazifik (Site 590)	-	-	Elmstrom und Kennett (1986)
4.6 - 4.9 5.2 - 5.6	X X		δ ¹⁸ O Benthos	Äquat. E-Atlantik (Site 397)	±	+	Shackleton und Cita (1979) Stein (1984)
5.49, 5.61 5.73 5.4 - 5.85 6.15 6.4 - 8.1	Maxima X X	X X	δ ¹⁸ O Plankton + Benthos δ ¹⁸ O Plankton + Benthos δ ¹⁸ O Benthos δ ¹⁸ O Plankton δ ¹⁸ O Plankton + Benthos	Meteor Rücken (Site 704)	+	+	Mueller et al. (1990)
4.7 - 7.2 (7.2 - 6.2)	X verstärkt		Null - Sedimentation oder Erosion infolge starker Bodenströmungen unterhalb der Achse des Antarkt. Zirkumpolarstromes	Maurice Ewing Bank (18 Sedimentkerne)	-	-	Ciesielski et al. (1982)
4.6 - 7.0	X		Tillite weisen auf eine ausgedehnte Vergletscherung der Anden in Südamerika südlich 45° S hin.	Argentinien, Chile	-	-	Mercer und Suttler (1982)

Tabelle 1. Hinweise für Eisaufbau- und Abschmelzphasen in der Antarktis vom späten Miozän bis zum frühen Pliozän.

Wenn Aphelion im Südwinter erscheint, -- eine Konfiguration, die den polaren Eisaufbau nach Ruddiman und McIntyre (1981) begünstigt -- bewirkt die Abkühlung der Südhemisphäre nach McIntyre et al. (1989) kältere Wasseroberflächentemperaturen im äquatorialen Ostatlantik und führt zu einem abgeschwächten SW-Monsun. Paläotemperaturschwankungen im Golf von Guinea sind ein Hinweis auf das Paläoverdunstungspotential und die monsunale Feuchtigkeitsbilanz in der Sahelzone (Tetzlaff et al., 1989). Die saisonalen Unterschiede in den SST während der letzten 750 ka von > 8°C (Pflaumann, 1986) sind allein durch in-situ-Änderungen in der solaren Einstrahlung nicht zu erklären (Kutzbach und Gallimore, 1988). Nach McIntyre et al. (1989) zeigt ein Vergleich von SST's aus dem äquatorialen Atlantik und dem subpolaren S-Atlantik für die letzten 200 ka eine hohe Kohärenz im 23 ka Präzessions-signal ohne Phasenverschiebung. Diesen Befund führen die Autoren auf folgenden Zusammenhang zurück: Die Nordverlagerung der Subtropischen Konvergenzzone bedingt durch eine kältere Südhemisphäre könnte den Einstrom von warmem Wasser mit dem Alughas-Strom in den Südatlantik reduzieren (Prell et al., 1980). Dadurch könnte bevorzugt kälteres Wasser aus dem Zirkumpolarstrom mit einem verstärkten Benguelastrom bis in den äquatorialen Atlantik transportiert werden.

Hinweise über Vereisungszyklen der Antarktis vom

späten Miozän bis zum Einsetzen der Nordhemisphärenvereisung (ca. 3.1 Mio. J.v.h.) sind ungenau umgrenzt und zum Teil widersprüchlich (siehe Tab. 1).

Die nördliche Breitenverlagerung der Afrikanischen Platte beträgt nach plattentektonischen Modellberechnungen von Sclater et al. (1979) während der letzten 8 Mio. J. etwa 2° (0.25°/Mio. J.) und hat in diesem Zeitraum keinen Einfluß auf die Klimaentwicklung der Sahara und Sahelzone (Stein, 1984).

A.2. FRAGESTELLUNG UND ZIELE DIESER ARBEIT

Im Zentrum der vorliegenden Arbeit stehen vor allem die Fragen nach den eigentlichen Ursachen, die die lang- und kurzfristige Entwicklung von Landklima und Paläoozeanographie im angrenzenden NE-Atlantik während der letzten 8 Millionen Jahre bestimmten.

Anhand der hochauflösenden Staubfuxkurven aus dem äquatorialen NE-Atlantik (Sites 659 - 661) soll die Hypothese von Ruddiman und Janecek (1989) geprüft werden, wonach die modellierte Hebung von Tibet (Ruddiman und Kutzbach, 1989) die Klimaentwicklung der S-Sahara und Sahel vom Pliozän bis heute dominierte, also dort zu einer allmählich fortschreitenden Aridifizierung seit ca. 5 Mio. J.v.h. führte (Kap. A.1.).

Umgekehrt führe die modellierte Schließung des Panamaseeweges (Maier-Reimer et al., 1990) im Pliozän unmittelbar zu einer verstärkten thermohalinen Zirkulation im Atlantik, die letztendlich erhöhte Niederschläge im Sahel bewirken würde (Kap. A.1.). Da mit einer verstärkten thermohalinen Zirkulation eine verbesserte Tiefwasserdurchlüftung verbunden wäre, läßt sich diese Hypothese anhand der vorliegenden epibenthischen Kohlenstoffisotopenkurven aus dem Pliozän (Sites 658 und 659) prüfen, die die Tiefenwasserventilation im Nordatlantik widerspiegeln.

Im weiteren wird zu klären sein, ob die Isolierung und Austrocknung des Mittelmeeres im Messin und die anschließende Wiederöffnung mit dem Einsetzen antiästuariner Strömungsverhältnisse im Mittelmeer, die Klimaentwicklung in Nordafrika entscheidend beeinflusste.

Auf der Grundlage hochauflösender benthischer und planktischer $\delta^{18}\text{O}$ -Klimakurven soll untersucht werden, welchen Einfluß die lang- und kurzfristigen Veränderungen im polaren Eishaushalt der Arktis und Antarktis auf die Entwicklung des Landklimas und die atmosphärische Zirkulation NW-Afrikas, die Paläoproduktivität der Auftriebszelle vor Kap Blanc und die Tiefenwasserdurchlüftung im N-Atlantik nehmen. Von besonderem Interesse sind hier die großen Klimawenden vor 3.2 - 2.4 Mio. J. und vor etwa 1.0 Mio. J., die mit einem verstärkten Einsetzen der Nordhemisphärenvereisung einhergingen. Anhand der $\delta^{18}\text{O}$ -Klimakurven soll versucht werden den Umschlag zum verstärkten Aufbau nordpolarer Eismassen im späten Pliozän zeitlich näher einzugrenzen und die damit verbundenen Meeresspiegelschwankungen im Pliozän zu rekonstruieren.

Anhand von Zeitserienanalysen an den Staubakkumulationsraten soll geprüft werden, ob die Wenden im afrikanischen Landklima periodisch wiederkehren und welchen Anteil am Klimasignal die periodischen Schwankungen der Orbitalparameter haben. Dabei interessiert vor allem, ob die kurzfristigeren Dürrephasen in der Sahelzone durch Klimaelemente hoher Breiten, z.B. die Vereisungszyklen, gesteuert werden oder ob sie vielmehr durch Änderungen in der solaren Einstrahlung niedriger Breiten verursacht werden, die nach einem Modell von Tetzlaff et al. (1989) das Verdunstungspotential im Golf von Guinea und den Feuchte-transport in die Sahelzone bestimmen.

Ein weiteres Ziel ist es, die Paläobreitenlage der ITCZ im Pliozän und Pleistozän anhand der Staubfluxkurven von Sites 657 - 661 zu rekonstruieren. Die postulierte Nordverlagerung der ITCZ vor mehr als ca. 3.1 Mio. J., also die Zeit vor der nordpolaren Hauptvereisungsphase, die zu humideren Bedingungen in der Sahelzone geführt haben könnte (Flohn, 1981), kann damit geprüft werden.

Wichtige Fragen betreffen auch die Verbreitung der Aridität und Humidität in den Staubherkunftsgebieten: Vollzog sich die Aridifizierung von Nordsahara und Sahelzone immer parallel oder auch in unterschiedlichen Zeitabschnitten? Wann gab es Zeiten mit verstärkter fluvialer Sedimentzufuhr und können Aussagen über die Liefergebiete gemacht werden?

Schließlich soll untersucht werden, ob Phasen mit erhöhter Paläoproduktivität primär auf verstärkten nährstoffreichen Küstenauftrieb infolge intensiver Passatwinde zurückgehen oder vielmehr durch fluviale Nährstoffzufuhr dominiert werden.

B. ALLGEMEINE GRUNDLAGEN

B.1. BOHRLOKATIONEN UND SEDIMENTATIONSRAUM

Die Sites 658 - 661 liegen an ausgewählten Schlüsselpositionen für eine Reihe von Paläoklimafragen (s. unten) auf einem Nord-Süd-Profil zwischen 21°N und 9°30'N vor der Küste NW-Afrikas in Wassertiefen von 2263 bis 4328 m (Abb. 1, Tab. 2).

SITE	Breite	Länge	Wassertiefe (m)
657	21°19.89'N	20°56.93'W	4222
658	20°44.95'N	18°34.85'W	2263
659	18°04.63'N	21°01.57'W	3070
660	10°00.81'N	19°14.74'W	4328
661	9°26.81'N	19°23.17'W	4006
397	26°50.70'N	15°10.80'W	2900
141	19°25.16'N	23°59.91'W	4148
366	5°40.70'N	19°51.10'W	2853

Tabelle 2. Positionen und Wassertiefen von den ODP-Bohrungen 658 - 661 und DSDP-Sites 397, 141, 366 (Stein, 1986).

Site 658

Site 658 liegt am Kontinentalhang NW-Afrikas als Meßstation unterhalb einer der wichtigsten ganzjährigen Auftriebszellen des Ozeans (Abb. 1), auf einem Rücken, begrenzt durch zwei Canyonsysteme (Abb. 3a, b). Lateraler Hangabtransport von Schelfsedimenten erfolgt wohl im wesentlichen über diese Canyonsysteme. Die hemipelagische Sedimentabfolge an Site 658 dürfte daher nur geringe Beimengungen von Schelfsedimenten enthalten, zumal auch weiter hangaufwärts eine terrassenförmige Plattform diesen Transport abhält. Der Staubeintrag an der Position von Site 658 wird nach Koopmann (1981) heute durch den sommerlichen NE-Passat dominiert.

Ruddiman, Sarnthein, Baldauf et al. (1988) unterteilen die 300 m mächtige grau bis oliv-graue Sedimentabfolge von Site 658 in drei lithologische Einheiten (Abb. 3c, 4). Einheit III zeigt eine etwa 66.5 m mächtige, früh- bis spätpliozäne Abfolge nannofossil führender Tonschlämme. Darüber folgen bis ins frühe Pleistozän karbonatreichere Sedimente, vorwiegend Nannofos-

silschlämme, teilweise mit hohem siliziklastischen Silt- oder Tonanteil und Lagen von Diatomeenschlamm (Einheit II). Die oberste Einheit I besteht überwiegend aus Nannofossilschlamm und wenigen Lagen mit Diatomeenschlamm.

Das seismische Profil (Abb. 3c) zeigt eine kontinuierliche Sedimentabfolge, die in etwa 99 m Tiefe durch einen 0.83 Mio. Jahre umfassenden Hiatus (vgl. Kapitel D.1.) unterbrochen ist und insgesamt das mittlere bis späte Pliozän (1.56 - 3.6 Mio. J.v.h.) sowie das Pleistozän der Brunhes Epoche umfaßt.

Site 659

Die Sedimente des Site 659 stammen vom höchsten Punkt des Cap Verde Plateaus (Abb. 3a). Störende Einflüsse durch Turbidite oder Rutschmassen auf die pelagische Sedimentabfolge sind hier weitgehend auszuschließen (Faugères et al., 1989). Die Sedimentationsgeschichte wird durch aeolo-marine Zufuhr bestimmt. Site 659 besetzt somit eine Schlüsselposition im Zentrum des heutigen AEJ - Staubtransportes (Abb. 1), der nach d'Almeida (1986) hier etwa 90 % des gesamten Staubexports aus der Sahara ausmacht.

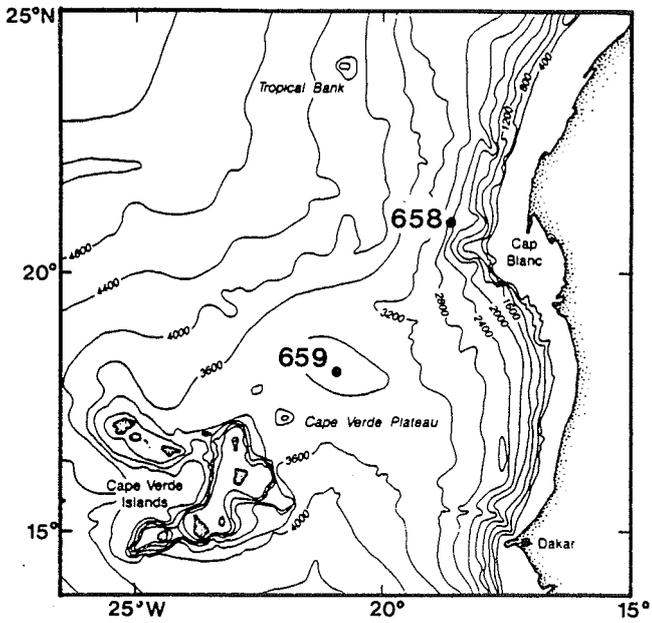
Das seismische Profil (Abb. 3d) zeigt parallel verlaufende, fein laminierte Sedimentreflektoren, die, wie erwartet auf eine kontinuierliche, pelagische Sedimentation hinweisen. Die hellgrauen bis weißen Sedimente bestehen hauptsächlich aus Foraminiferen- und Nannofossilschlamm mit geringen Silt- und Tonanteilen (Abb. 4). Die 274 m mächtige Sedimentabfolge am Site 659 reicht bis in das späte Oligozän zurück. Die vorliegende Arbeit untersucht die obersten 183 m, die einer Zeitspanne von etwa 8 Mio. Jahren entsprechen.

Site 660

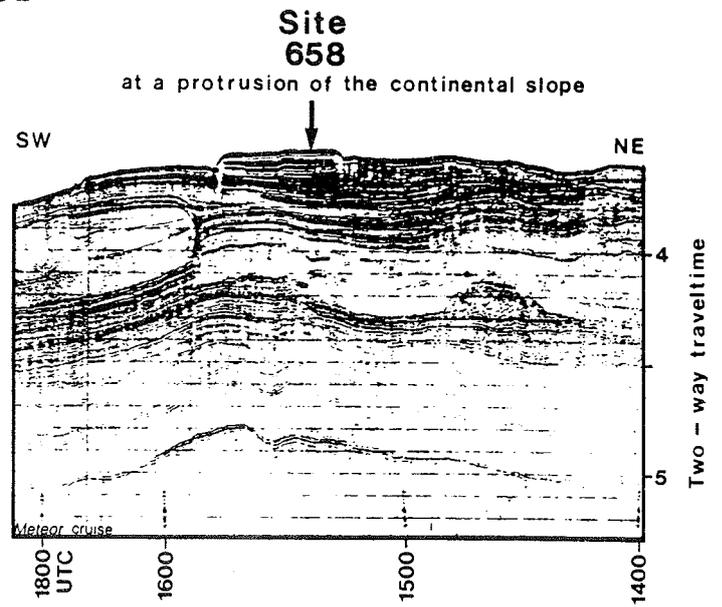
Site 660 befindet sich unterhalb der Nordäquatorialen Divergenzzone am nördlichen Ende der Kane-Lücke, einer Tiefenpassage quer durch die Sierra-Leone-Schwelle, die als Hauptschnittstelle für den Tiefenwasser- und Sedimenttransport zwischen südlichem und nördlichem Ostatlantik dient (Abb. 3e). Die Anlieferung der terrigenen siliziklastischen Sedimente erfolgt an Site 660 einerseits durch Staubfracht des AEJ, andererseits durch die Staubfracht des winterlichen NE-Passat.

Die ältesten erbohrten Sedimente reichen bis in mittlere Eozän. Die vorliegende Arbeit untersucht nur die 63 m mächtigen Sedimentablagerungen der letzten 7 Mio. Jahre. Das seismische Profil (Abb. 3f) zeigt eine kontinuierliche Abfolge von Reflektoren inmitten eines "Sedimentwellen" - Feldes. Die neogenen Sedimente bestehen, ähnlich wie bei Site 659, aus einer zyklischen Abfolge von dunkelgrauen, siltigen Tonen und olivfarbenen bis hellgrauen Nannofossilschlamm (Abb. 4).

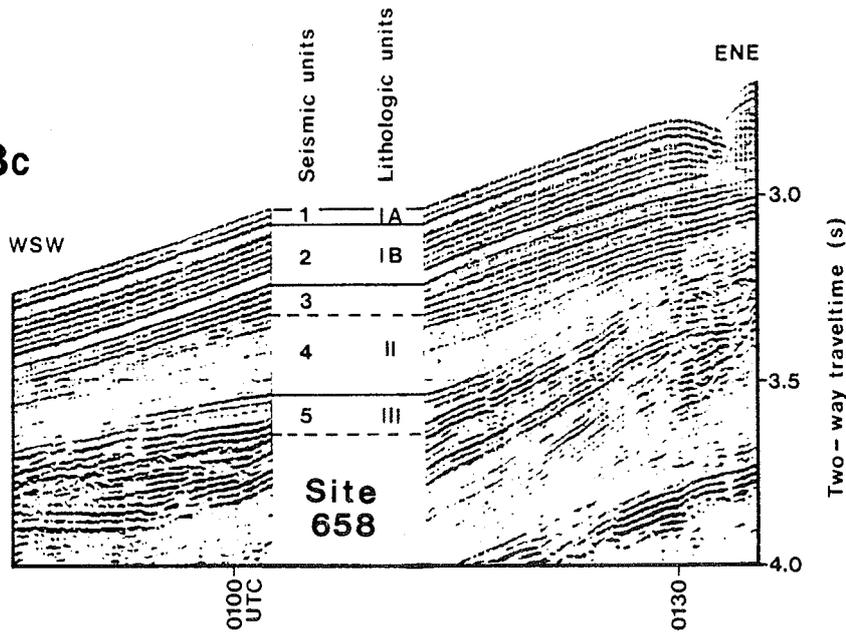
3a



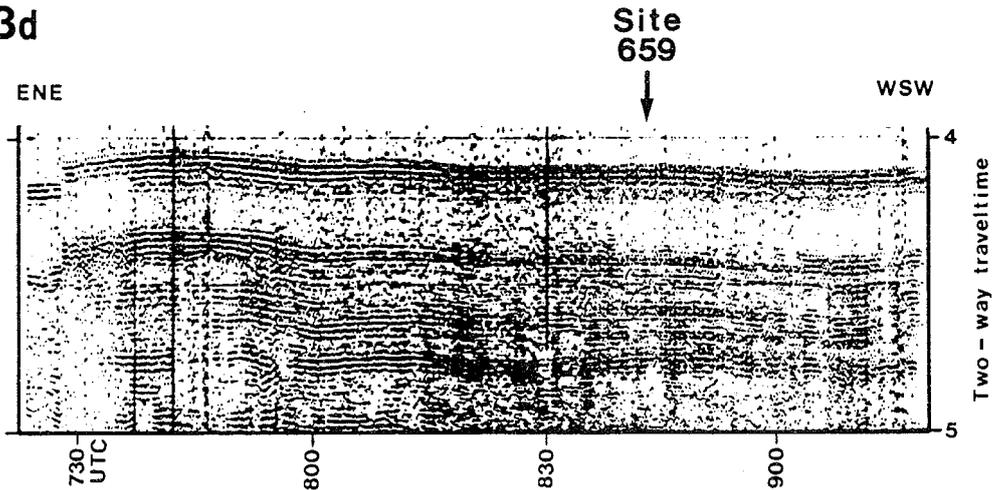
3b



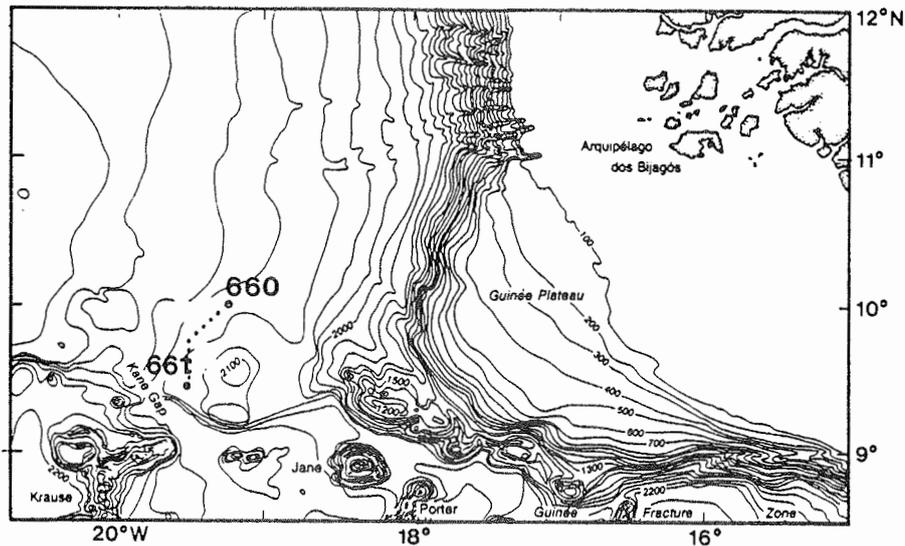
3c



3d



3e



3f

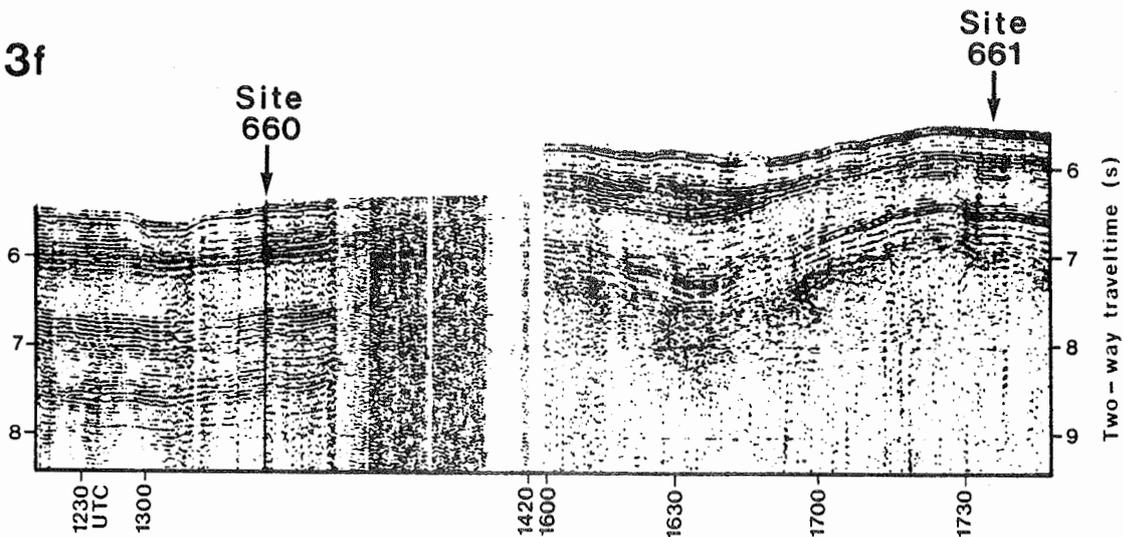


Abb. 3. (a) Bathymetrische Karte (Tiefen in m) mit den Bohrlokalen 658 und 659. (b) Reflexionsseismisches SW-NE Profil entlang des NW-afrikanischen Kontinentalhanges (Meteor Fahrt 25, 1971) zeigt die Bohrlokation auf einem Rücken quer zum Hangstreichen. (c) Seismisches Profil über die Position von Site 658 und Korrelation der seismischen Reflektoren mit den lithologischen Einheiten. (d) Reflexionsseismisches ENE Profil im Bereich der Bohrung 659. (e) Bathymetrische Karte (Tiefen in Faden) im Bereich der Bohrungen 660 und 661 (nach Jones und Mgbatogu, 1982). Die gepunktete Linie zeigt den Verlauf des seismischen Profils von (f). Abb. 3a-f modifiziert aus Ruddiman, Sarnthein, Baldauf et al.(1988).

Site 661

Site 661 liegt auf einem Plateau östlich der Kane-Lücke (Abb. 3e) und ergab eine 296 m mächtige Sedimentabfolge, die bis in die Mittlere Kreide zurückreicht. Für die vorliegende Untersuchung werden die Ablagerungen der obersten 78 m bzw. der letzten 7 Mio.

Jahre betrachtet, die aus zyklischen Abfolgen von hellgrauen foraminiferen- bzw. nannofossilreichen Schlämmen und grauen nannofossilarmen Tonen bestehen (Abb. 4) und durch den seismischen Reflektor 2 begrenzt werden (Abb. 3f). Der Sedimentationsraum am Gipfelplateau des Sierra Leone Rückens ist in etwa mit dem von Site 660 etwa 70 km weiter nordöstlich zu

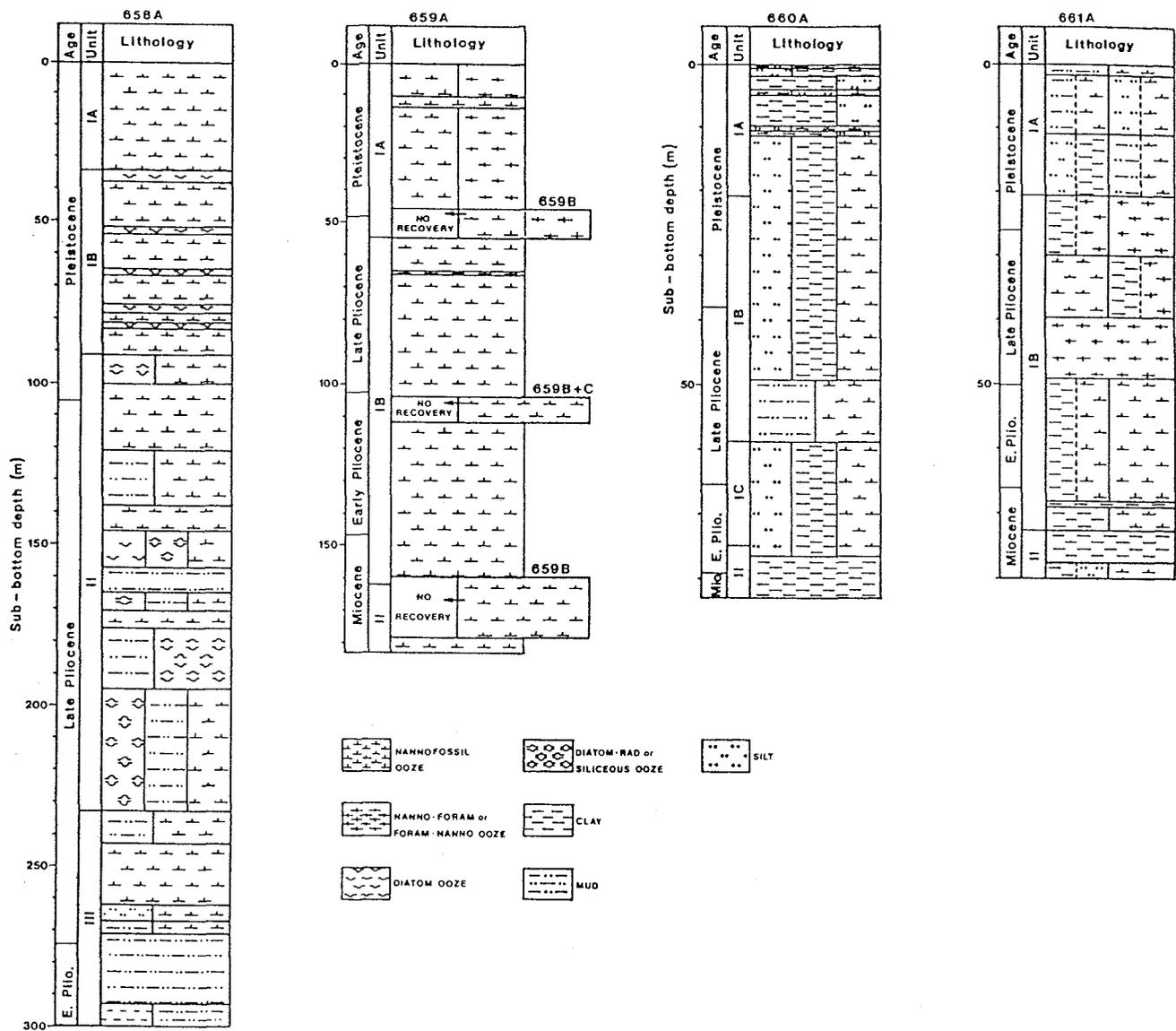


Abb. 4. Schema der Sedimentzusammensetzung bei ODP-Sites 658 - 661 (beschränkt auf Abschnitte, die in dieser Arbeit näher studiert werden). Fehlende Kernabschnitte in Bohrung 659A wurden durch zeitgleiche Sedimentschnitte der Bohrungen 659B + C ergänzt. Zusammengestellt nach den Kernbeschreibungen aus Ruddiman, Sarnthein, Baldauf, et al. (1988).

vergleichen. Die Karbonatlösung an Site 661 ist wohl etwas geringer, dafür die laufende Auswaschung von Feinstsediment etwas höher, so daß die Sedimentationsraten viel niedriger liegen.

B.2. STAUBTRANSPORT UND ATMOSPHERISCHE ZIRKULATION ÜBER NW-AFRIKA

Drei unterschiedliche Windsysteme transportieren heute Staub aus NW-Afrika in den äquatorialen Ostatlantik (Abb. 1): der bodennahe NE-Passat im Sommer parallel zur W-Saharaküste, im Winter aus dem Sahel in

den äquatorialen Atlantik wehend; sowie der sommerliche African Easterly Jet in der mittleren Troposphäre.

Die geographische Breite der innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) bestimmt einerseits die Verbreitungsmuster von Passat und indirekt von African Easterly Jet - Stäuben im äquatorialen Ostatlantik. Andererseits beeinflusst sie auch direkt und entscheidend das Klimageschehen in der Sahara und Sahelzone und somit die Verfügbarkeit der Staubkomponenten. Ihre Breitenlage resultiert aus dem troposphärischen Temperaturgefälle Äquator - Pol. Da im Bereich des Äquators von jahreszeitlich nahezu konstanten Temperaturen auszugehen ist, sind es vor allem die großen jahreszeitlichen

Schwankungen der hohen Breiten, die zu einer saisonalen Nord-Süd Verlagerung der ITCZ führen. Im Jahresmittel liegt die ITCZ vor W-Afrika bei etwa 6°N (Flohn, 1989).

Bedingt durch die Land-See-Verteilung im afrikanischen Raum führen der SW-Monsun und der NE-Passat zwei unterschiedliche Luftmassen in Nordwestafrika gegeneinander. Über dem Golf von Guinea und dem Indischen Ozean entstehen feuchte, kühlere Luftmassen, die als SW-Monsun Regen bringen und sich im Sommer keilförmig unter die kontinentale, trockene, heiße Passatluf schieben. Die bodennahe Grenzfläche wird dabei als Monsunfront (Abb. 5a) bezeichnet und bildet den unteren Teil der ITCZ (Krishnamurti, 1979).

Die meteorologischen Strukturen des Nordsommers nehmen eine Schlüsselrolle bei der Betrachtung von Klimaentwicklung und Staubtransport ein. Während des Nordsommers ist das Subtrophenhoch der Südhemisphäre verstärkt, wodurch der SE-Passat und somit auch der SW-Monsun nördlich des Äquators intensiviert werden (Kraus, 1977). Gleichzeitig wird die subtropische Hochdruckzelle über der Nord-Sahara in den untersten Luftschichten durch ein Hitzetief ersetzt, bedingt durch eine Umkehr des Temperaturgradienten zwischen dem Golf von Guinea und der Sahara (Leroux, 1983). Dieser thermische Kontrast fördert zusätzlich die Advektion feuchter Luftmassen aus der Golfregion von Guinea bis in die Sahara (Adams, 1987) und schwächt den NE-Passat. Der sommerliche NE-Passat, der ein Luftpaket von nur 500 - 1500 m Höhe umfaßt, transportiert Staub aus der nordwestlichen Sahara und Atlasregion küstenparallel bis zu den Kap Verde Inseln (Jaenicke und Schütz, 1978) bei mittleren Windgeschwindigkeiten von 5 - 8 ms⁻¹. Zusätzlich erhält der Passat Staub aus den überlagernden mitteltroposphärischen Ostwinden, einerseits durch gravitativen Ausfall und andererseits durch turbulente Erosion an der Grenzfläche.

Das Temperaturgefälle zwischen Sahara und Golf führt oberhalb der Monsunschicht (850 hPa), das ist nördlich der ITCZ, zur Bildung des African Easterly Jet (AEJ), dem Hauptstaubträger NW-Afrikas. Innerhalb dieser Ostströmung des Saharan Air Layers (SAL) erreichen die Windgeschwindigkeiten maximal Höchstwerte von etwa 13 - 20 ms⁻¹ in einer Höhe von 3 - 5 km zwischen 13 - 16°N, im Bereich des maximalen meridionalen Lufttemperaturgradienten (Tetzlaff et al., 1985; Peters, 1988). In der mittleren Troposphäre erreicht die ITCZ ihre nördlichste Position im August/September bei etwa 11°N (N-Winter ca. 3°N) und ihre flachste Neigung, so daß die Monsunfront (Abb. 5a) im Bereich Westafrikas dann bei 0°E bis etwa 23°N vordringt, im N-Winter vergleichshalber nur bis ca. 8°N (Tetzlaff et al., 1985; Adams, 1987; Speth und Panitz, 1983). Nur während dieser Jahreszeit kommt es zu Niederschlägen in der Sahelzone bis in die S-Sahara sowie zu enormen Staubausbrüchen, die jedoch eng mit

dem Vorhandensein von sogenannten Easterly Waves und Squall Lines verknüpft sind. Beide Phänomene verdanken ihre Entstehung dem AEJ und werden im folgenden kurz erläutert.

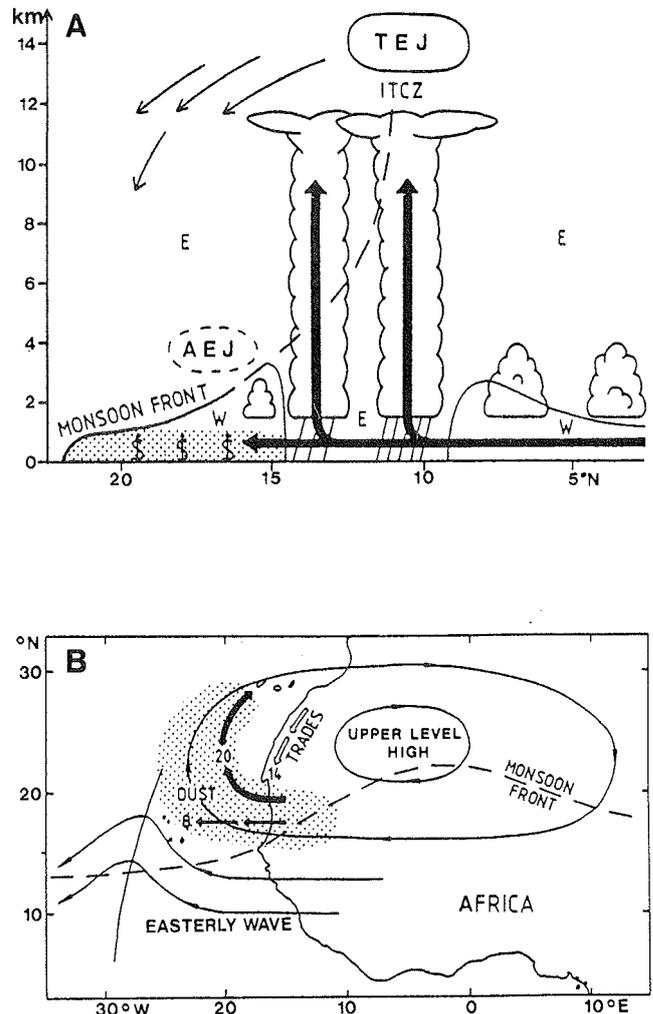


Abb. 5. (a) Meridionalchnitt durch die westafrikanische sommerliche Troposphäre bei 0°E während der Passage einer Squall Line. ITCZ: Innertropische Konvergenzzone, E: östliche Winde, W: westliche Winde, \$: Staubaufwirbelung, AEJ: African Easterly Jet, TEJ: Tropical Easterly Jet, angezeigt durch 10 ms⁻¹ Isotache (nach Tetzlaff und Peters, 1986; Peters, 1988). (b) Unteres mitteltroposphärisches Windregime und bodennahe NE-Passat im Zusammenhang mit einer Easterly Wave und einem "Saharan Air Staubausschub", Windgeschwindigkeiten in ms⁻¹ (nach Sarnthein et al., 1981).

Im Bereich des AEJ führen vertikale und horizontale Windscherungen zu Instabilitäten. Als Folge entstehen dem AEJ aufgeprägte Easterly Waves (Burpee, 1972) (Abb. 5b). Diese von Osten nach Westen wandernden Wellen besitzen vor ihrer Trogachse ein Konvergenz- und dahinter ein Divergenzfeld (Payne und McGerry, 1977) und schaffen damit die für das Niederschlagsregime nötigen Vertikalströmungen. Entlang der Konvergenzlinien kommt es zur Bildung niederschlagsbringender Wolkenfelder, den Squall Lines (Tetzlaff et al., 1985). Etwa 80 % der gesamten Niederschläge im Sahel sind nach Reed et al. (1977) und Dhonneur und Tourre (1981) an diese Squall Lines geknüpft. Nach Tetzlaff und Peters (1986) sorgen Windgeschwindigkeiten von über 5 ms^{-1} (Schwellenwert für die Staubaufnahme nach Helgren und Prospero, 1987) nördlich der Squall Lines, speziell am frühen Nachmittag, für eine großräumige Staubaufwirbelung. Starke Aufwinde unmittelbar vor der Squall Front ermöglichen den Staubtransport in das AEJ-Niveau (Abb. 5a). Das Staubaufnahmegebiet konzentriert sich nach Tetzlaff und Peters (1986) auf die S-Sahara und Sahelzone.

Der Staub überquert die Küste zwischen $15 - 20^\circ\text{N}$ (Abb. 5b) in Höhen von 1.5 - 5 km (Tetzlaff und Wolter, 1980) und teilt sich in zwei Staubtrajektorien im Vorfeld und im Gefolge der Tief-Fronten (Sarnthein et al., 1981; Tetzlaff und Peters, 1986). Der nördliche Ast im Vorfeld bildet eine sichelförmige Staubfahne zwischen den Kap Verde- und den Kanarischen Inseln (Abb. 5b). Diese Flugbahn wird durch die südliche Windkomponente hinter dem Easterly Wave Trog induziert und durch die Zirkulation der Hochdruckzelle über dem Sahara-Hitzetief vorgezeichnet (Tetzlaff und Peters, 1986). Der zonale Staubtransport der südlichen Komponente folgt im "Strudel" der Tieffront hintennach und konnte von Prospero et al. (1970), Carlson und Prospero (1972) und Ernst (1974) bis in die Karibik verfolgt werden. Solche sommerlichen Staubaussbrüche treten nach Carlson und Prospero (1977) und nach Tetzlaff und Wolter (1980) etwa alle 3-6 Tage auf und lassen sich auf Satellitenaufnahmen deutlich verfolgen (Szekielda, 1978; Carlson, 1979).

Während des Nordsommers existiert über der Sahelregion ein weiterer Ostwindstrom, der Tropical Easterly Jet (TEJ) in etwa 14 km Höhe, der wahrscheinlich ebenfalls die Feuchtebilanz NW-Afrikas beeinflusst. Er entsteht aus dem thermischen Gefälle der mittleren und oberen Troposphäre zwischen dem aufgeheizten Hochland Tibets und dem kühleren indischen Subkontinent. Seine Windgeschwindigkeit verringert sich von der afrikanischen Ostküste bis zur Westküste von 32 ms^{-1} auf 14 ms^{-1} (Flohn, 1964). Auf der Nordseite des TEJ führt großräumiges Absinken von Luftmassen zu einer Verstärkung des Subtrophenhochs über der Sahara und somit zu einer Schwächung der Niederschlagstätigkeit

(Adams, 1987). Andererseits bewirkt der TEJ ein Aufsteigen von Luftmassen auf seiner Südseite, die nach Flohn und Nicholson (1980) zu erhöhten Niederschlägen in der Sahelzone führen. Wahrscheinlich verstärkt ein intensivierter TEJ den Klimakontrast zwischen Sahararaum und Tropen.

Im N-Winter wird das Hitzetief durch eine subtropische Hochdruckzelle über der Sahara ersetzt, die in Bodennähe den kontinentalen NE-Passat erzeugt (Leroux, 1983). Tetzlaff (1982) errechnete mittlere Windgeschwindigkeiten von $12 - 14 \text{ ms}^{-1}$ für 22°N . Der winterliche NE-Passat transportiert Staub bis in Höhen von 3.5 km aus der S-Sahara und Sahelzone und überquert die Küste auf einer mehr südwestlicheren Bahn (Bertrand et al., 1974; Samways, 1975; Dubief, 1979; Kalu, 1979; McTainsh, 1985). Zeitweilig erstreckt sich der winterliche Staubtransport bis nach Französisch Guayana (Prospero et al., 1981).

Nach einer mengenmäßigen Abschätzung des Staubeils über NW-Afrika für den Zeitraum 1981 - 1982 ergeben sich folgende Nettomengen, die aus NW-Afrika in den Atlantik treiben (D'Almeida, 1986): Der Staub in Richtung Westen bei $18 - 20^\circ\text{N}$ erreicht etwa $143 \cdot 10^6 \text{ t J}^{-1}$. Diese Summe ist um den Faktor 13 bzw. 29 höher als der südwestlich gerichtete Transport bei ca 10°N von etwa $11 \cdot 10^6 \text{ t J}^{-1}$ und der Nettoexport von $5 \cdot 10^6 \text{ t J}^{-1}$ in Richtung Süden in den Golf von Guinea (Abb. 1). Dieser Befund verdeutlicht, daß die Sedimente im Untersuchungsgebiet bei Site 659, aber auch bei Sites 660-661 heute durch den sommerlichen Staubtransport des AEJ geprägt werden.

B.3. HYDROGRAPHY DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES

Die oberflächennahe Strömungsstruktur ist eng an die Meridionalverschiebung des Luftdruck- und Windfeldes gebunden, die durch die jahreszeitliche Verlagerung der ITCZ bedingt ist (Ekman, 1923; Dietrich et al., 1975; Hastenrath und Lamb, 1977; Isemer und Hasse, 1985, 1987).

Während der Sommermonate liegt die ITCZ über dem äquatorialen Ostatlantik bei etwa 10°N (Speth und Panitz, 1983). Nördlich ist der Kanarenstrom (CC), die östliche Komponente des nordatlantischen Wirbels, ausgebildet (Abb. 6). Südlich der ITCZ dominiert der Nordäquatoriale Gegenstrom (NECC) zwischen $5 - 10^\circ\text{N}$, der mit Annäherung an die westafrikanische Küste durch den sommerlichen SW-Monsun intensiviert wird. Zwischen beiden Strömen entsteht die Nordäquatoriale Divergenz.

Im Nordwinter, wenn die ITCZ ihre südlichste Lage bei etwa 3°N erreicht, fehlt der NECC im Ostatlantik.

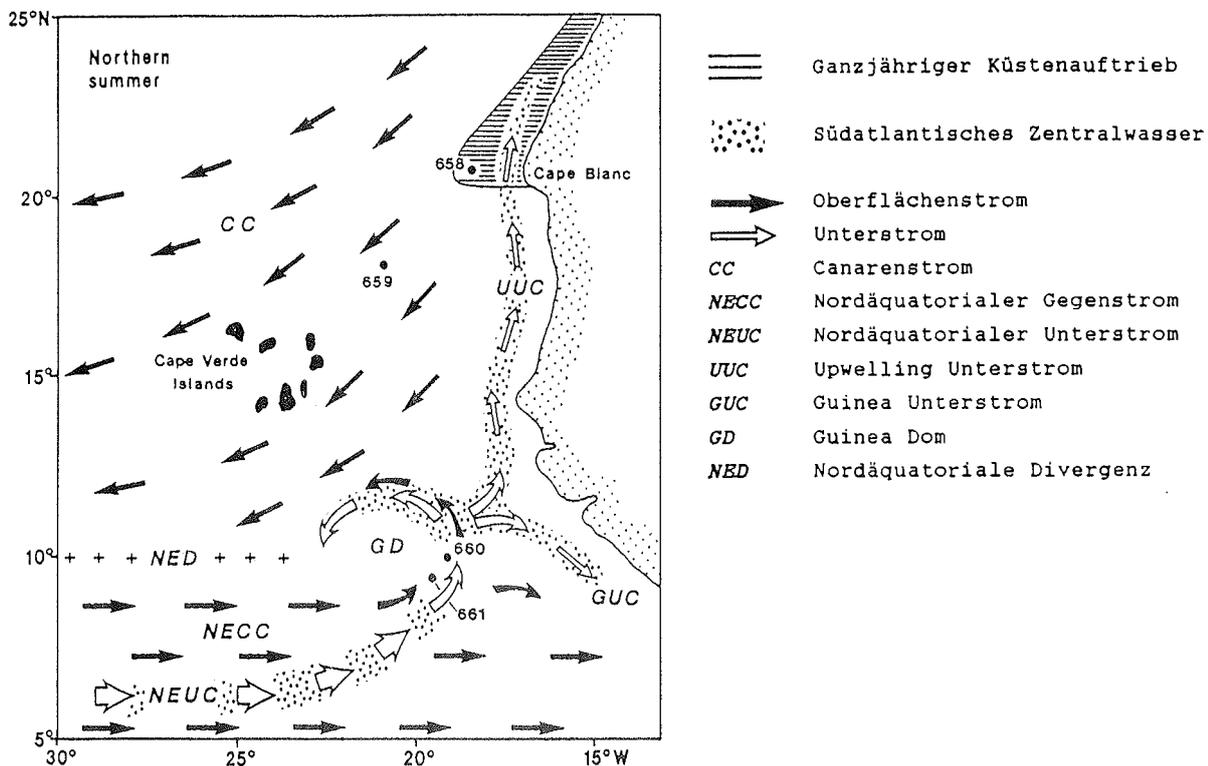


Abb. 6. Schematische Darstellung des Strömungssystems im nordäquatorialen Ostatlantik und Transport von Südatlantischem Zentralwasser im Nordsommer (nach Dietrich et al., 1975; Tomczak und Hughes, 1980; Voituriez und Herbland, 1982; Hagen und Schemainda, 1984).

Das Untersuchungsgebiet wird dann von der Oberflächenströmung des CC beherrscht (Molinari et al., 1983).

Ganzjährig stabile Erscheinungen im Untersuchungsgebiet sind der küstennahe Auftrieb vor NW-Afrika zwischen ca. 25 - 20°N (Schemainda et al., 1975), der Nordäquatoriale Unterstrom zwischen 4 - 6°N, der sauerstoff- und salzarme Südatlantische Zentralwasser (SACW) ostwärts transportiert und der an seine Strömungsdynamik gekoppelte Guinea Dome bei etwa 10°N (Voituriez und Herbland, 1982)(Abb. 6).

Site 658 liegt nahe dem Südwestrand der ganzjährigen Auftriebszelle vor Kap Blanc. Die Quelle der Auftriebswässer aus Tiefen von 100 - 300m bilden sowohl das nährstoffärmere NACW wie das nährstoffreiche SACW. Nach Willbrink (1982) tritt vor der westafrikanischen Küste zwischen 15 - 23°N ein Mischwassertyp auf, dessen anteilige Zusammensetzung von NACW und SACW örtlich und zeitlich stark variiert. Die Arbeiten von Fraga (1974), Codispoti und Friederich (1978), Tomczak und Hughes (1980) zeigen, daß durch den Upwelling Unterstrom (UUC) vor NW-Afrika das SACW bis nördlich von Kap Blanc vordringt. Für die vorliegende Studie ist wichtig, daß anteilige Variationen im SACW sich entscheidend auf

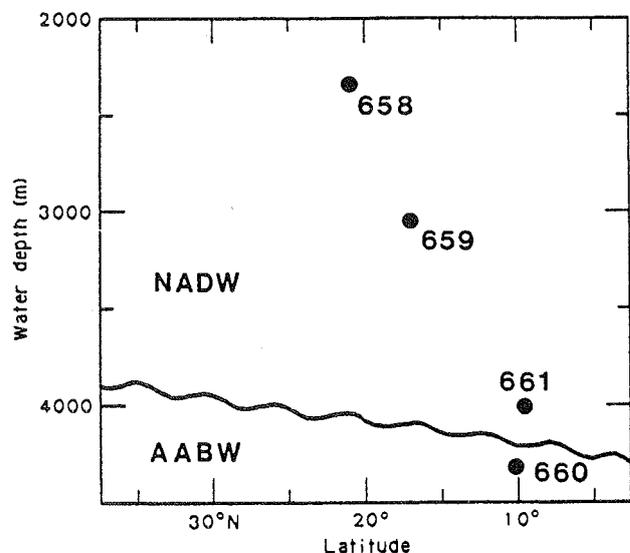


Abb. 7. Kernpositionen auf einem Meridionalschnitt durch den Tiefenwasserkörper nach Ruddiman, Sarnthein, Baldauf et al. (1988). NADW = Nordatlantisches Tiefenwasser, AABW = Antarktisches Bodenwasser mit Beimischungen von NADW. (Grenzfläche nach Hobart et al., 1975; Lonsdale, 1978).

die Größe der Primärproduktion auswirken, da diese durch das Nährstoffangebot geregelt wird.

Der Guinea Dom (GD) ist das Resultat einer zyklonischen Zirkulation, die den Wassermassen des NEUC und NECC (nur im Nordsommer) an ihren Nordflanken, offenbar durch den Einfluß der Bodentopographie, eine Rotation in Richtung Norden aufzwingt (Voituriez und Herbland, 1982). Diese Rotation entgegen dem Uhrzeigersinn geht mit einer aufwärts gerichteten Strömung einher. Nur während der Sommermonate verlagert sich die Sprungschicht und somit das SACW bis in die euphotische Zone hinauf und führt zu erhöhter Primärproduktion. Site 660 und 661 liegen am Südostrand des GD. Der Upwelling Unterstrom wird mit SACW aus dem Guinea Dom versorgt (Hagen und Schemainda, 1984). Das bedeutet, daß die Strömungsdynamik des Guinea Domes in Abhängigkeit vom äquatorialen Stromsystem ganzjährig den Zustrom von SACW in das Küstenauftriebsgebiet vor NW-Afrika mitsteuert (Abb. 6).

Die Verbreitung und Eigenschaften der tieferen Wassermassen im Untersuchungsgebiet werden ausführlich von Sarnthein et al. (1982) beschrieben. Demnach liegen die Sites 658, 659, 661 heute im Bereich des Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) und Site 660 unterhalb der bodennahen Thermokline im Bereich eines Mischwasserkörpers aus Antarktischem Bodenwasser (AABW) und NADW (Abb. 7).

C. METHODIK UND MEßVERFAHREN

C.1. KORREKTUR DER ORIGINAL- UND ZUSAMMENGESetzten MÄCHTIGKEITSWERTE (COMPOSITE DEPTH)

Während der Bergung der einzelnen Kernabschnitte (genormte Länge = 9.5 m) entstanden infolge des Bohrprozesses (alle Sites) oder durch Gasausdehnung (nur Site 658) künstliche Sedimentlücken im Zentimeterbereich, die nach einer sorgfältigen Bestandsaufnahme an Bord von ODP-Leg 108 herausgerechnet wurden. Die dafür nötigen Meßunterlagen wurden freundlicherweise von B. Curry (Woods Hole) zu Verfügung gestellt. Trotz erfolgter Korrektur lag der errechnete Kerngewinn für die Kernabschnitte 658A-12, 658A-14 und 658A-15 noch immer über 100 % der Linielänge, d.h. über 9.5 m (Kernabschnitt). Diese Kernabschnitte wurden linear auf 100 % zurückgerechnet, um eine scheinbare Tiefenüberlappung von benachbarten Kernabschnitten zu vermeiden.

Nach Ruddiman, Sarnthein, et al.(1988) sind bei Kernabschnitt 659B-10 die Original Tiefenangaben um 4.40 m zu verringern. Dadurch wird einerseits ein langes Überlappen mit dem Kernabschnitt 659B-11 beseitigt und andererseits ein Sedimentverlust im Unterteil von Kern 659B-9 ausgeglichen, da die oberste Kernsektion von 659B-10 nachgerutschtes Sedimentmaterial von Kern 659B-9 enthält.

Um möglichst vollständige Sedimentabfolgen von den Bohrlokalationen (Sites) 658, 659, 660 und 661 zu erhalten, waren jeweils zwei oder drei (659) in der Tiefe der Einzelkerne versetzte Parallelbohrungen (Holes) notwendig. Damit konnten Sedimentverluste in den unteren Kernsektionen, mögliche Verluste an den Kernunterbrechungen oder deformierte Sedimentabschnitte infolge des Bohrprozesses durch unbeschädigte Profile der Nachbarbohrungen ersetzt werden. Kontinuierlich gemessene Tiefenprofile der magnetischen Suszeptibilität (Bloemendal et al., 1988) ermöglichten bereits an Bord eine weitgehend genaue Korrelation zeitgleicher Sedimentablagerungen zwischen den Parallelbohrungen einer Bohrlokation. Diese Korrelationspunkte waren dann Grundlage, um vollständig gekernte Sedimentintervalle von einer Bohrlokation zu einem Profil aufzuaddieren. Daraus resultierte schließlich die sogenannte zusammengesetzte tatsächliche Profil-Mächtigkeit oder "Composite Depth" (Ruddiman, Sarnthein et al., 1988).

Die zusammengesetzten Mächtigkeiten für die Bohrlokalationen 658 und 659 waren jedoch in einigen Tiefenbereichen nach genauer Überprüfung der magneti-

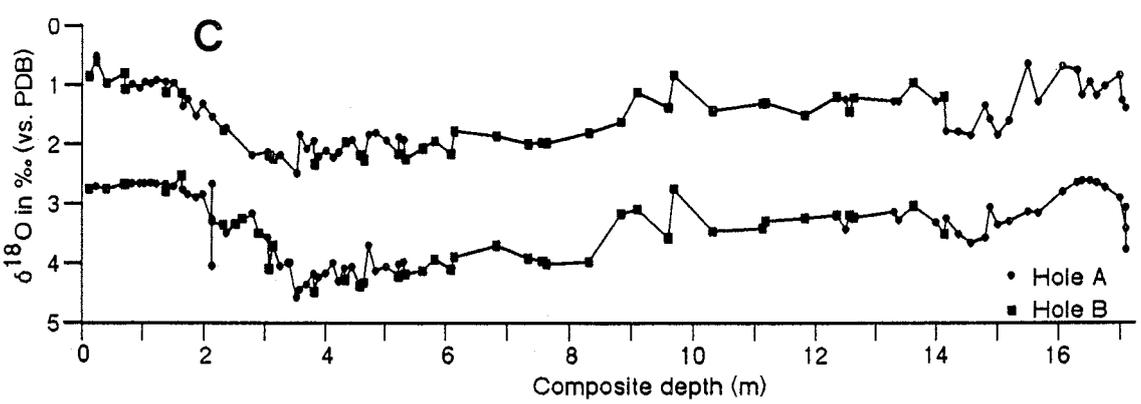
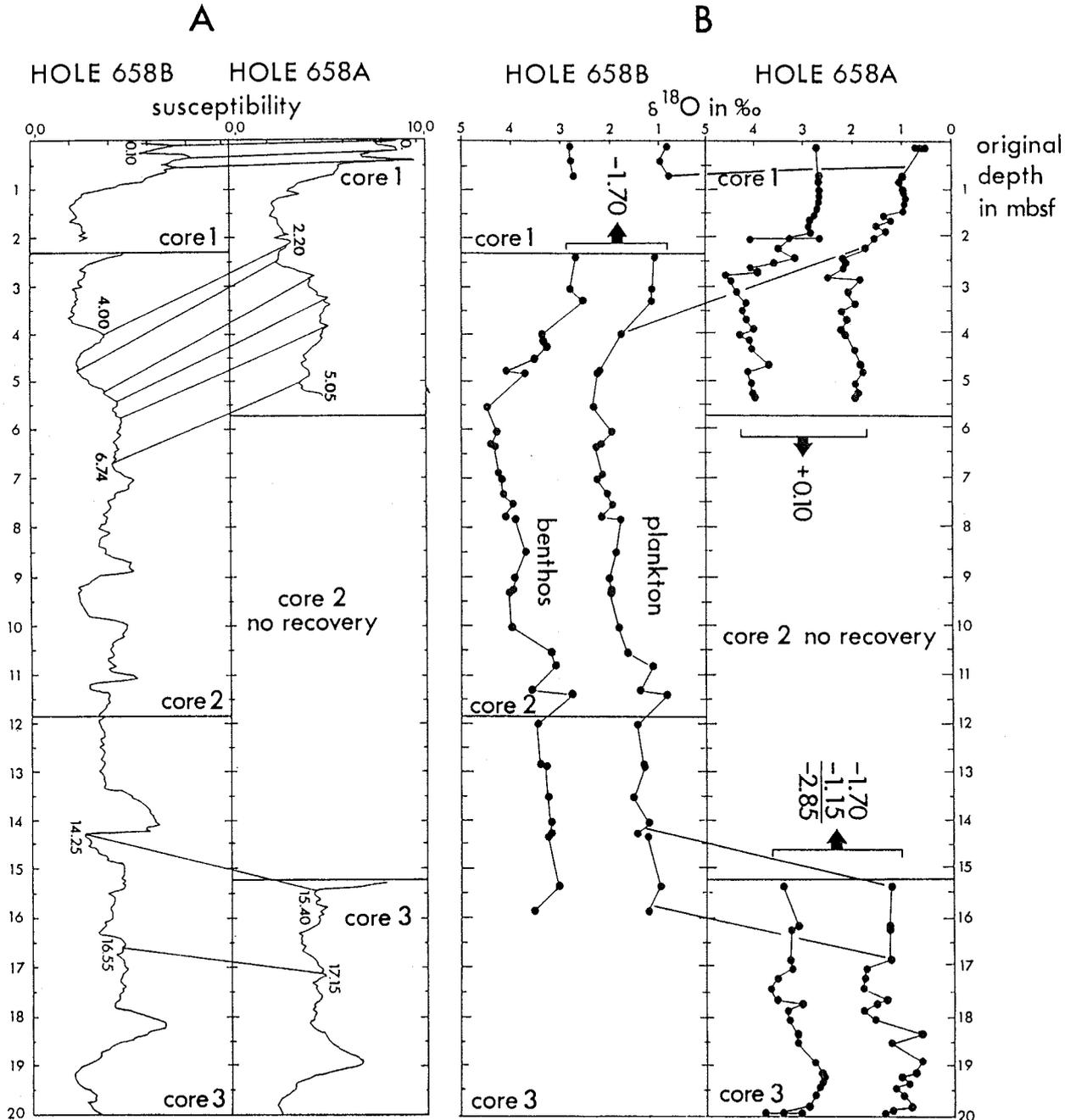
schen Suszeptibilitätskurven nochmals zu korrigieren oder zu ergänzen. Diese Änderungen dokumentieren sich wie folgt (Details in Abb. 8, 11 und Tabellen 3 und 4):

Ursprünglich (bei Ruddiman, Sarnthein et al., 1988) entsprach die zusammengesetzte Mächtigkeit an Site 658 der Originaltiefe von Bohrung A aufgrund der dort vollständigeren Sedimentabfolge. Ein Vergleich der Sauerstoffisotopenkurven von Bohrloch 658A und 658B für die obersten 20 m ergab jedoch eine neue Korrelation für die jeweils drei oberen Kernabschnitte in Übereinstimmung mit einer verbesserten Korrelation der magnetischen Suszeptibilitätskurven (Abb. 8, Tab. 3). Die Änderung der Korrelation offenbarte (1) für Bohrloch A einen Verlust der Sedimentoberfläche, (2) eine geringere Sedimentlücke zwischen Kern 1 und 3 als aus dem Verlust von Kern 2 zu erwarten war und (3) für Bohrung B wahrscheinlich eine doppelte Sedimentbeprobung der Sedimentoberfläche durch Kern 1 und 2 (Abb. 8). Die obersten 10 cm der zusammengesetzten Mächtigkeit bestehen demnach aus Sedimenten der Bohrung 658B; von 0.1 - 2.3 m enthält nur Bohrung 658A eine vollständige Sedimentabfolge. Die zusammengesetzte Bohrtiefe von 2.3 - 12.55 m wird aus Sedimenten der Bohrung 658B aufgebaut und ersetzt damit den Verlust von Kern 2 aus der Bohrung A. Unterhalb von 12.55 m bis zur Basis der Bohrung wird die zusammengesetzte Mächtigkeit wieder aus Sedimenten der Bohrung A von

658A Original		658B Original		Composite Depth (m)
Kern Nr	Tiefe (m)	Kern Nr	Tiefe (m)	
(1)	0.00	(1)	0.10	0.10
	2.20	(2)	4.00	2.30
	2.55		4.80	3.10
	2.80		5.23	3.53
	3.25		5.44	3.74
	3.85		5.76	4.06
(1)	5.05	(2)	6.74	5.04
(3)	15.40	(3)	14.25	12.55
(3)	17.15	(3)	16.55	14.30
(19)	157.90	(18)	154.85	164.55
	158.96		155.91	165.61

Tabelle 3. Tiefenkorrelation zwischen den Bohrungen 658A und B anhand von Kurven der magnetischen Suszeptibilität und O-Isotopen. Durch Aneinanderreihen vollständiger Kernabschnitte (Pfeile) ergibt sich die "Composite Depth". Zahlen in Klammern: fortlaufende Kernnummer.

Abb. 8. Tiefenkorrelation zwischen den Bohrungen 658A und B für die obersten 20 m und Berechnung der "Composite Depth". (A) Kurven der magnetischen Suszeptibilität (Bloemendal et al., 1988). (B) Planktische und benthische O-Isotopenkurven. (C) Zusammengefaßte $\delta^{18}O$ Kurven von Bohrung A und B aufgetragen gegen die "Composite Depth".



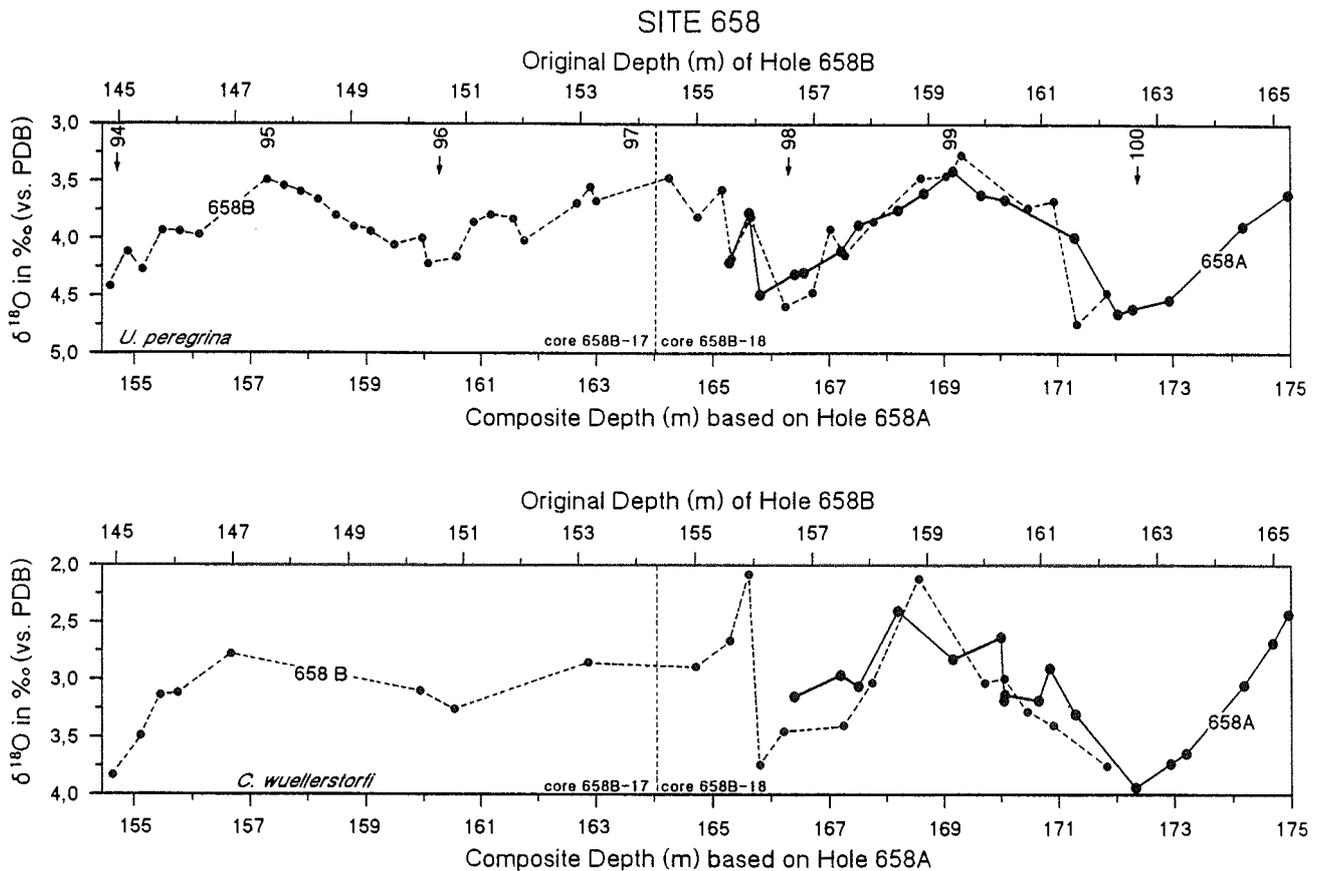


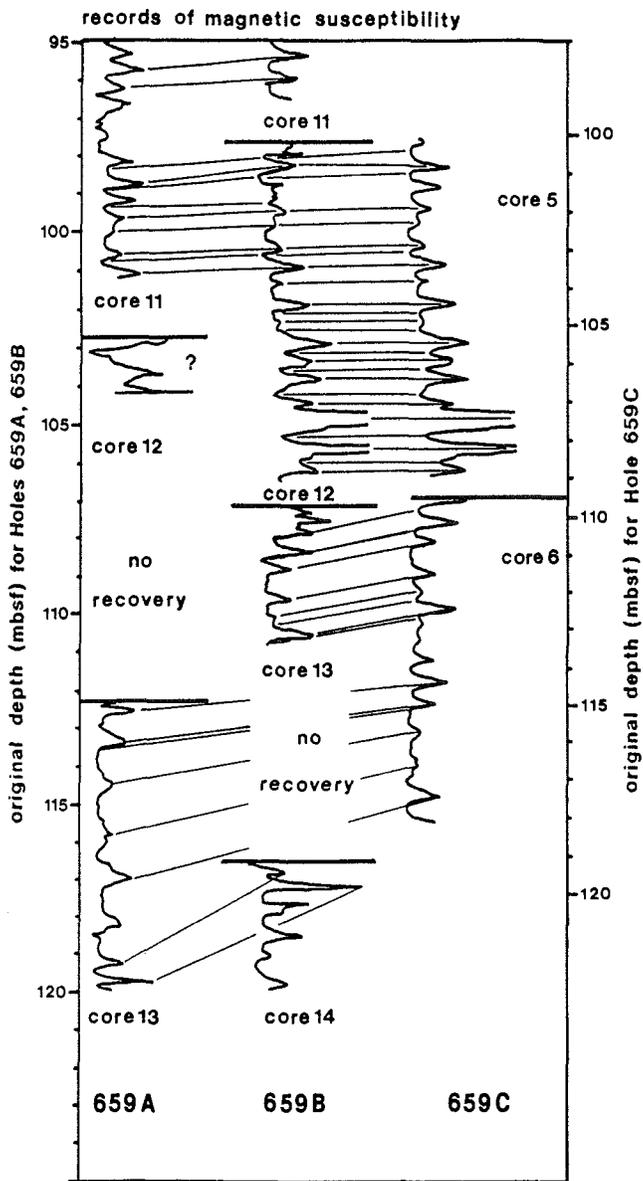
Abb. 9. Tiefenkorrelation zwischen Kern 658A-19 und 658B-17/18 anhand der benthischen $\delta^{18}\text{O}$ Kurven von *U. peregrina* (oben) und *C. wuellerstorfi* (unten) zwischen 154 und 175 m "Composite Depth". Demnach Überlappen sich die O-Isotopenkurven von 658A und B in den Stadien 100, 99 und 98. Isotopenstadien 94 - 100 sind numeriert.

15.40 m (Originaltiefe) bis zur Profilbasis errechnet. Demnach sind die von Ruddiman, Sarnthein, et al. (1988) angegebenen zusammengesetzten Mächtigkeitswerte ab 12.55 m jeweils um 2.85 m zu verringern (Abb. 8).

Ein Vergleich der zeitlich hochauflösenden Sauerstoffisotopenkurven von Site 658 mit anderen $\delta^{18}\text{O}$ Kurven von Imbrie et al. (1984, SPECMAP -stack), Shackleton und Hall (1984, Site 552A), Shackleton und Hall (1990, Site 677A) und Raymo et al. (1989, Site 607) deutet bei Site 658 im allgemeinen auf eine vollständige Sedimentabfolge für das älteste Quartär und späte Pliozän (siehe Kapitel D.1.). Eine genaue Korrelation der pliozänen Sauerstoffisotopenstadien von Site 658 mit jenen von Site 607 (Raymo et al., 1989) weist jedoch auf mögliche Sedimentverluste zwischen den Kerngrenzen 658A-19/20 (etwa 6.75 m), 658A-20/21 (etwa 6.40 m), 658A-21/22 (etwa 5.65 m), 658A-22/23 (etwa 2.40 m) und speziell auf den Verlust des Kernes 658A-18 hin. Leider standen keine kontinuierlichen Meßreihen, z.B. der magnetischen Suszeptibilität für Hole 658A und 658B zur Verfügung, die diese Verluste

genau begrenzen. Freundlicherweise von M. Sarnthein zur Verfügung gestellte Bordunterlagen gaben erste Hinweise darauf, daß das verloren gegangene Sedimentprofil von Kern 658A-18 möglicherweise durch Kern 18 der Bohrung 658B zu ersetzen ist. Die gemessenen Sauerstoffisotopen für Kern 658B-17,18 zeigen jedoch, daß die Sedimentlücke nur in Verbindung mit Kern 658B-16 zu schließen ist. Das Einhängen des B-Kernes in die Referenzbohrung A ist in Abb. 9 und Tab. 3 dokumentiert.

Die vollständige Profilabfolge bei Site 659 konnte für die letzten 8 Mio. Jahre durch Aneinanderreihen von kompletten Sedimentabschnitten aus den Bohrungen A, B und C rekonstruiert werden (Abb. 10, 11; Tab. 4). Dafür war eine engmaschige Tiefenkorrelation zeitgleicher Sedimentlagen zwischen den Bohrungen A, B und C erforderlich. Exakte Kurven der magnetischen Suszeptibilität von Bloemendal et al. (1988) (ein Meßpunkt alle 3 cm) dienten als Grundlage einer fortlaufenden genauen graphischen Zuordnung eindeutiger Kurvenstrukturen, wie Gipfeln und Tälern im cm - Bereich zwischen den Bohrungen 659A, B und C (Abb.



659A		659B		659C		Composite Depth (m)
Kern Nr	Original Tiefe (m)	Kern Nr	Original Tiefe (m)	Kern Nr	Original Tiefe (m)	
(1)	0.00	(1)	0.21	(1)	0.04	0.21
	0.06		0.39		0.25	0.39
	0.25		0.58		0.46	0.58
	0.73		1.03		0.91	1.03
	0.96		1.21		1.12	1.21
	1.15		1.48		1.45	1.48
	1.45		1.69		1.66	1.69
	1.66		1.90		1.84	1.90
	1.77		2.05		2.02	2.05
	1.93		2.15		2.11	2.15
	1.99		2.25		2.22	2.25
	2.29		2.47		2.44	2.47
	2.53		2.71		2.71	2.71
	2.68		2.83		2.80	2.83
	2.86		2.98		2.98	2.98
	3.40		3.43		3.43	3.43
	3.58		3.64		3.61	3.64
	3.64		3.73		3.73	3.73
	3.73		3.82		3.85	3.85
	3.94		3.97		4.00	4.00
	4.09		4.15		4.21	4.21
	4.54		4.57		4.63	4.63
	4.75		4.75		4.78	4.78
	4.93		4.93		4.99	4.99
	5.08		0.00		5.11	5.11
	5.35		5.29		5.38	5.38
	5.50		5.44		5.50	5.50
	5.83		5.74		5.83	5.83
	6.19		6.07		6.19	6.19
	6.50	(1)	6.50		6.50	6.50
(1)	7.76				7.76	7.76
(2)	7.95			(1/2)	9.50	9.50
	9.17				10.22	10.72
	10.31				11.45	11.86
	11.07				12.12	12.62
	12.35				13.45	13.95
	13.07				14.34	14.84
	13.75				15.10	15.60
	13.95				15.35	15.85
(2)	14.30				15.80	16.30
(3)	17.30				18.80	19.30
	17.50			(2)	19.00	19.50
	18.80			(3)	19.10	20.80
	19.60				19.90	21.60
	21.08				21.41	23.08
	22.80				23.25	24.80
	25.50				26.06	27.50
	25.83				26.43	27.83
	26.02				26.56	28.02
(3)	26.25				26.86	28.25
(4)	26.84				27.56	28.84
	27.05				27.66	29.05
	27.10				27.95	29.10
	27.21				28.10	29.21
	27.44			(3)	28.31	29.44
	28.03	(4)	26.08	(4)	29.02	30.03
	28.66		26.58			30.66
	30.00		27.95			32.00
	30.63		28.53			32.63
	31.03		28.97			33.03
	31.28		29.20			33.28
	31.63		29.53			33.63
	31.84		29.74			33.84
(4)	32.03		29.99			34.09
(5)	36.39		33.37			37.47
	36.49		33.51			37.61
	36.63		33.63			37.73
	36.79		33.83			37.93
	36.88		34.03			38.13
	37.06	(4)	34.21			38.31
	39.63		35.84			40.88
	39.80	(5)	36.00			41.05
	41.77		38.73			43.02
	42.21		39.19			43.46
	44.11		40.60			45.36
(5)	44.40		40.70			45.46
(7)	55.30					58.06
	55.68	(6)	53.68			58.44
	56.34	(7)	54.21			59.10
	57.30		54.73			60.06
	58.47		55.77			61.23
	58.64		55.93			61.40
	60.40		57.68			63.16
	61.91		59.16			64.67
	62.13		59.37			64.89
	63.42		60.62			66.18

Abb. 10. Profilausschnitt von Kurven der magnetischen Suszeptibilität zwischen 95 und 120 m Bohrtiefe (Bloemendal et al., 1988). Die Kurven ermöglichen eine genaue Tiefenkorrelation zwischen den einzelnen Bohrprofilen von Bohrung 659A, B und C, bis auf eine Lücke an der Kerngrenze 659B-12/13. Darstellung der Tiefenkorrelation unvollständig im Vergleich zu Tab 4.

Tabelle 4. Tiefenkorrelation zwischen den Bohrungen 659A, B und C anhand von Kurven der magnetischen Suszeptibilität. Durch Aneinanderreihen vollständiger Kernabschnitte (Pfeile) ergibt sich die "Composite Depth". Zahlen in Klammern: fortlaufende Kernnummer.

659A		659B		659C		Composite
Kern	Original	Kern	Original	Kern	Original	Depth
Nr	Tiefe (m)	Nr	Tiefe (m)	Nr	Tiefe (m)	(m)
	64.16		61.30			66.92
	64.38		61.45			67.07
	64.65		61.69			67.31
	64.40		61.51			67.13
(7)	64.67		61.67			67.29
(8)	64.95	(7)	63.25			68.87
	66.83	(8)	64.20			70.75
	67.45		64.88			71.37
	67.98		65.41			71.90
	68.42		65.90			72.34
	68.90		66.40			72.82
	69.08		66.63			73.00
	69.58		67.10			73.50
	69.72		67.28			73.64
	70.15		67.69			74.07
	70.75		68.32			74.67
	71.25		68.80			75.17
	72.20		69.77			76.12
(8)	73.02		70.61			76.94
(9)	74.36		71.57			77.90
	74.93	(8)	72.55			78.88
	75.32	(9)	73.22			79.27
	75.90		73.83			79.85
	76.50		74.45			80.45
	77.05		74.98			81.00
	77.79		75.70			81.74
	78.68	(9)	76.57			82.63
	81.03	(10)	78.59			84.98
	81.12		78.68			85.07
	81.88		79.48			85.83
(9)	82.31		79.99			86.26
(10)	84.68		82.80			88.63
	85.36		83.50			89.31
	85.52		83.70			89.47
	86.00		84.11			89.95
	86.20		84.41			90.15
	86.42		84.74			90.37
	86.77		85.12			90.72
	87.09		85.50			91.04
	87.74		86.20			91.69
(10)	88.89	(10)	87.50			92.84
	89.30	(11)	88.70			93.25
(11)	93.70		93.10			97.65
	94.88		94.30			98.83
	96.26	(11)	95.93			100.21
	98.30	(12)	97.97	(5)	100.33	102.25
	98.69		98.17		100.80	102.64
	98.91		98.50		101.05	102.86
	99.18				101.38	103.13
	99.33		99.19		101.57	103.28
	99.62		99.40		101.90	103.57
	99.97		99.71		102.20	103.92
	100.10		99.87		102.38	104.05
	100.14		100.01		102.39	104.09
	100.18		100.03		102.43	104.13
	100.43		100.22		102.71	104.38
	100.55		100.40		102.85	104.50
(11)	101.09		100.87		103.37	105.04
			101.33		103.82	105.50
			101.88		104.41	106.05
			102.10		104.69	106.27
			102.34		104.90	106.51
			102.50		105.08	106.67
			102.87		105.45	107.04
			103.11		105.70	107.28
			103.30		105.90	107.47
			103.58		106.13	107.75
			103.82		106.42	107.99
			104.19		106.84	108.36
			104.45		107.08	108.62
			104.82		107.48	108.99
			105.09		107.70	109.26
			105.29		107.90	109.46
			105.57		108.21	109.74
			105.74		108.43	109.91
			105.95		108.59	110.12
	(12)		106.17	(5)	108.80	110.34
	(13)		107.95	(6)	109.81	112.12
			108.30		110.18	112.47
			108.52		110.42	112.69
			108.74		110.68	112.91
			109.55		111.49	113.72
			110.05		112.00	114.22
			110.30		112.21	114.47
			110.50		112.46	114.67
(13)	110.72		112.68			114.89

659A		659B		659C		Composite
Kern	Original	Kern	Original	Kern	Original	Depth
Nr	Tiefe (m)	Nr	Tiefe (m)	Nr	Tiefe (m)	(m)
(13)	112.55				114.39	116.60
	113.38				114.93	117.43
	113.57				115.13	117.62
	114.03				115.30	118.08
	114.30				115.62	118.35
	114.88				116.01	118.93
	115.33				116.25	119.38
	115.83				116.67	119.88
	116.40				117.08	120.45
	116.93				117.41	120.98
	117.00				117.48	121.05
	118.15			(6)	118.15	122.20
	119.30	(14)	116.82			123.35
	119.74		117.23			123.79
	120.00		117.80			124.05
	120.40		118.54			124.45
	120.70		118.81			124.75
	121.11		119.85			125.16
(13)	121.19		119.92			125.23
(14)	122.40		120.94			126.25
	122.67		121.25			126.52
	124.00		122.65			127.85
	125.73	(14)	124.58			129.58
	128.52	(15)	127.89			132.37
	128.70		128.09			132.55
	128.89		128.37			132.74
	129.06		128.58			132.95
	129.21		128.70			133.07
	129.37		128.90			133.27
(14)	129.74		129.28			133.65
(15)	132.03		131.00			135.37
	132.36		131.60			135.97
	132.71		131.77			136.14
	132.86		131.93			136.30
	133.08		132.20			136.57
	133.54		132.98			137.35
	133.89		133.30			137.67
	134.12		133.68			138.05
	134.40		134.00			138.37
	134.72		134.45			138.82
	135.29	(15)	135.18			139.55
	135.61	(16)	135.78			139.87
	136.56		136.78			140.87
	137.43		137.43			141.52
	137.58		137.95			142.04
(15)	138.18		138.53			142.62
(16)	141.48		140.00			144.09
	141.73		140.30			144.39
	142.29		140.98			144.95
	143.12		141.57			145.78
	143.92		142.10			146.58
	145.00		142.92			147.66
	146.08	(16)	144.12			148.74
	147.43	(17)	146.11			150.09
	147.60		146.20			150.26
	147.91		146.51			150.57
(16)	148.39		147.03			151.09
(17)	150.68		148.60			152.66
	151.00		149.02			153.08
	151.38		149.58			153.64
	151.50		149.75			153.81
	152.28		150.64			154.70
	153.27		151.79			155.85
	153.71		152.27			156.33
	154.14		152.87			156.93
	154.50		153.25			157.31
	154.63		153.35			157.41
	155.09		153.94			158.00
	155.28	(17)	154.28			158.34
	156.96	(18)	154.99			160.02
	157.50		155.57			160.56
(17)	158.09	(18)	156.16			161.15
		(20)	175.40	(7)	178.70	180.39
			175.57		178.95	180.56
			176.89		180.42	181.88
			177.08		180.55	182.07
(20)	179.34		177.44			182.43
	179.36		177.46			182.45
	179.86		178.01			182.95
	180.18				181.59	183.27
	180.30		178.37		181.82	183.39
	180.63		178.96		181.94	183.72

SITE 659

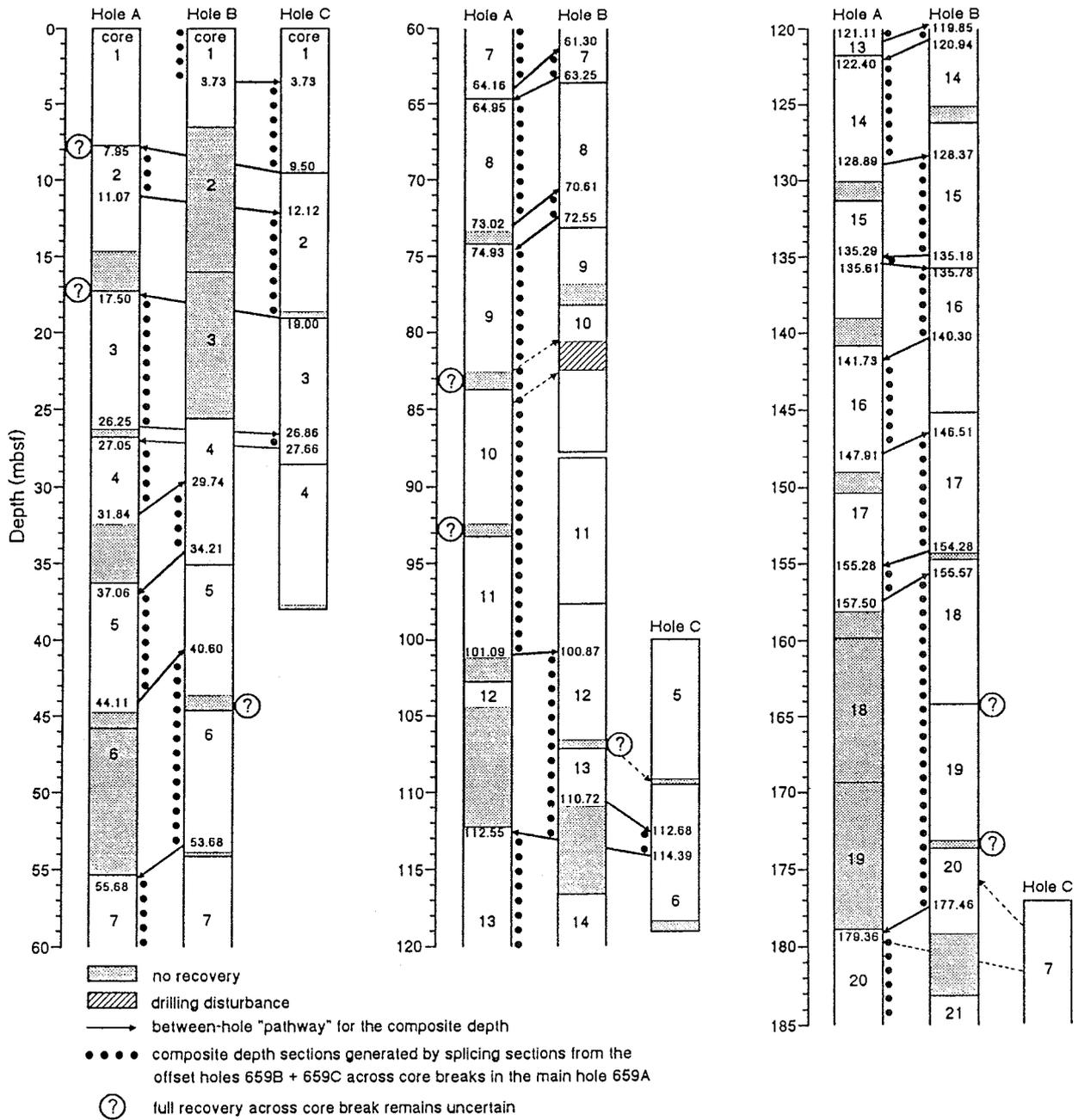


Abb. 11. Abfolge A und stratigraphische Korrelation vollständiger Kernsektionen aus den Bohrungen 659A, B und C auf der Grundlage von Kurven der magnetischen Suszeptibilität (Bloemendal et al., 1988). "Pathway" = Pfad zum verbinden vollständiger Profilabschnitte.

10). Diese Genauigkeit war insbesondere in Bereichen notwendig, in denen Proben aus den Parallelbohrungen in die zusammengesetzten Referenzprofile eingehängt/hineinkorreliert werden mussten, teils bei engen Probenabständen von weniger als 3 cm (ca. 1000 Jahre). Allgemein wurden mit den Suszeptibilitätskurven problematische Bohrbereiche, z. B. Kerngrenzbereiche mit

kontinuierlichen Sedimentsektionen aus den Parallelbohrungen im Detail verglichen, um mögliche Profilverluste zu ersetzen. In 14 von 20 Fällen konnten auf diese Weise Profilverluste entweder ergänzt oder aber ausgeschlossen werden. Die Profil-Kontinuität an den Kerngrenzen 659A-1/2, -2/3, -9/10, -10/11 und 659B-5/6, -12/13, -18/19, -19/20 ist allerdings nicht mit dem Vergleich von

Parallelbohrungen belegt (Abb. 11). Der vertraute Verlauf der O-Isotopenkurven quer über die Kerngrenzen 659A-1/2, -2/3 schließt jedoch Sedimentverluste in den $\delta^{18}\text{O}$ -Stadien 9 und 15 eher aus, da die $\delta^{18}\text{O}$ -Stadien hier in Ausdehnung und Detailstruktur der allgemein gültigen $\delta^{18}\text{O}$ -SPECMAP-Kurve (Imbrie et al., 1984) entsprechen (siehe Kapitel D.1., Abb. 19, 24a).

Aus der vollständigen, aus allen 3 Bohrlöchern zusammengesetzten Profilabfolge bis 183.72 m Teufe ergeben sich für Bohrung A und B Profilverluste von insgesamt 3.09 m und 4.76 m (Tab. 4).

Die in dieser Arbeit untersuchten Probensätze von den Bohrlokationen 658 und 659 stammen größtenteils aus solchen zusammengesetzten Profilabschnitten. Problematisch war die Korrelation nur von Proben aus unterschiedlichen Parallelbohrungen dort, wo durch den Bohrprozeß bedingte Stauchungs- oder Dehnungserscheinungen an den Sedimenten zu unterschiedlichen Mächtigkeiten zwischen Referenzsektionen und entsprechenden Sedimentabschnitten aus Parallelbohrungen führten. Proben aus solchen Parallelbohrungen wurden daher unter Annahme eines linearen "Teleskop"-Effektes in die Referenzprofile eingefügt.

Generell gilt, daß Profilverluste, die innerhalb eines datierten Tiefenabschnittes nicht durch Parallelbohrungen belegt sind und somit nicht zu quantifizieren sind, fälschlich zu zu geringen Sedimentationsraten führten. Die Verwendung der "Composite Depth" ist daher von entscheidender Bedeutung für die Qualität einer jeden Zeitreihe und die Aussagekraft aller Klima-anzeiger, die auf Ablagerungsraten beruhen, wie z.B. der Staubflux.

C.2 VORTEILE DER GEFRIERTROCKNUNG FÜR DIE PROBENAUFBEREITUNG

Einen Überblick zum gesamten Arbeitsgang der Probenaufbereitung gibt Abb. 12.

Die Gefriertrocknung der Proben erwies sich als nützliches Verfahren bei der Aufbereitung, um stärker konsolidierte Sedimentproben schneller und leichter bei $63\mu\text{m}$ naßzusieben. Zum Auffangen der Feinfraktion wurde damit weniger Glasvolumen (Gurkengläser) benötigt. Kürzere Siebzeiten bei verringerter Intensität des Wasserstrahles wirken sich außerdem schonend auf die Erhaltung der Foraminiferengehäuse aus, weil weniger Individuen durch Bruch verlorengehen. Gleichzeitig liefert die Gefriertrocknung bei bekanntem Probenvolumen noch Werte für das Trockenraumgewicht.

Um sicherzustellen, daß keine negativen Veränderungen durch Gefriertrocknen selbst am Probenmaterial entstehen (z.B. an den Foraminiferen oder ihrer

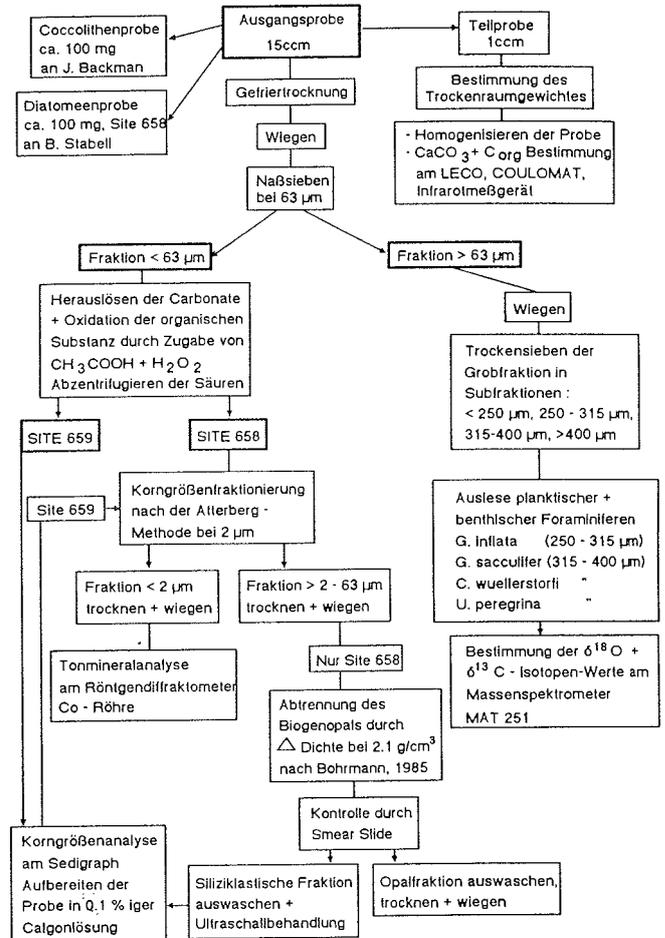


Abb. 12. Arbeitsgang zur Probenaufbereitung.

Häufigkeit) wurden in einem Vorversuch Proben geteilt. Die eine Hälfte der Proben wurde vor dem Naßsieden gefriertrocknet und die andere sofort naßgesiebt. Anschließend wurde an beiden Hälften eine vereinfachte Grobfraktionsanalyse durchgeführt. An den Fraktionen $>400\mu\text{m}$, $400-315\mu\text{m}$ und $315-250\mu\text{m}$ wurden Kotpillen (bzw. Tonmineralaggregate), Gipskristalle, Foraminiferen (nur vollständig erhaltene Schalen) und Schwammnadeln quantitativ ausgezählt. Die Prozentergebnisse dieses Versuchs sind in Abb. 13 dargestellt und ergeben folgendes Bild:

In der Fraktion $>400\mu\text{m}$ finden sich nach erfolgter Gefriertrocknung weniger Kotpillen, meist mehr Gipse und geringfügig mehr Foraminiferen. Es ist zu vermuten, daß in unbehandelten Proben Gipskristalle teilweise als "Kotpillen" ausgezählt wurden, weil sie hier oftmals durch Tonminerale fast völlig umkrustet sind. Nach der Gefriertrocknung scheinen sich diese Krusten beim Naßsieden leichter zu lösen. Das Auflösen von Tonaggregaten wirkt sich in den Fraktionen $400-315\mu\text{m}$ und

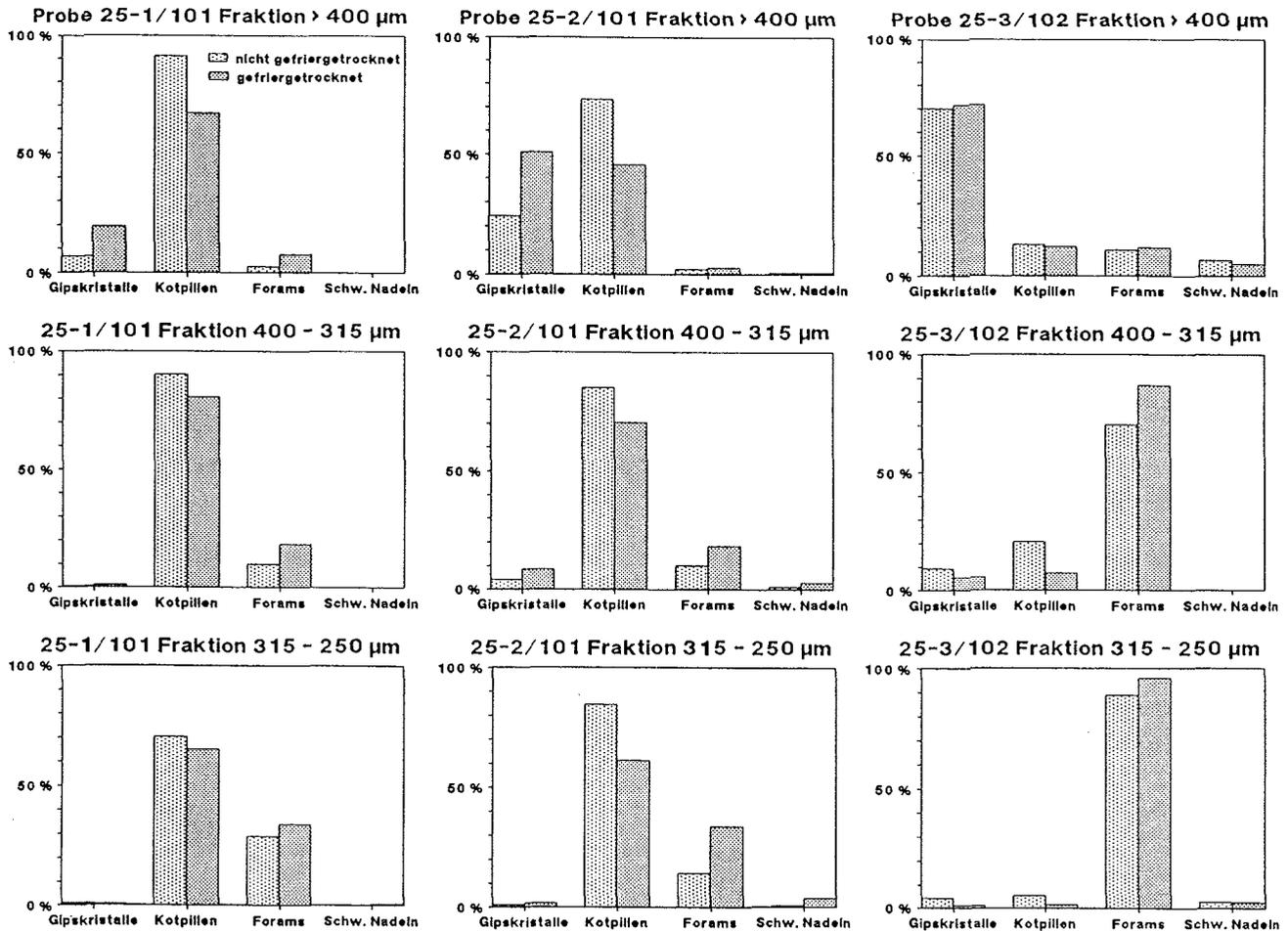


Abb. 13. Ergebnisse einer vereinfachten Grobfractionsanalyse an gefriergetrockneten und nicht gefriergetrockneten Hälften einer Probe. Die Proben 25-1/101, 25-2/101 und 25-3/102 stammen aus der Bohrung 658A.

315-250 µm auch günstig auf den Foraminiferenanteil aus. Durch das Auflösen von Kotpillen in den gröberen Fraktionen werden durch die Gefrier Trocknung sicherlich auch feinkörnige Foraminiferen freigesetzt, die sich dann in den feineren Fraktionen wiederfinden. Höhere Foraminiferenzahlen wären dort jedoch auch aufgrund einer schonenderen Aufbereitung zu erwarten.

C.3. AUSWAHL DER FORAMINIFERENARTEN FÜR DIE ISOTOPENANALYSE UND ISOTOPENMEßVERFAHREN

Für die Messung stabiler Isotope wurden die Benthosarten *Cibicidoides wuellerstorfi*, *Uvigerina peregrina*, *Uvigerina auberiana* und *Bulimina aculeata*, sowie die Planktonarten *Globorotalia inflata* und *Globigerinoides sacculifer* ausgewählt. Damit wurden einerseits eine vollständige und detaillierte benthische $\delta^{18}\text{O}$ -Klimastra-

tigraphie erstellt und andererseits die Temperatur-, Salzgehalts- und CO_2 -Fluktuationen zwischen Tiefen- und Oberflächenwasser rekonstruiert. Die rezenten Lebensweisen sowie die metabolischen und Habitat-Effekte der aufgezählten Arten sind relativ gut bekannt (vgl. unten). Außerdem standen diese Arten meist über weite Zeiträume in ausreichender Anzahl für die Analyse zur Verfügung.

Nach Lutze und Thiel (1989) besiedelt die epibenthische Foraminifere *C. wuellerstorfi* bevorzugt isolierte Hartsubstrate wie z.B. Muschelschalen und Schwammnadeln. Ihr Microhabitat liegt somit oberhalb der Sedimentoberfläche im Bodenwasserkörper. *U. peregrina*, *U. auberiana* und *B. aculeata* leben hingegen in den obersten Zentimetern des Sedimentbodens (Kitazato, 1984; Altenbach, pers. Mitt.). *G. inflata* lebt als Planktonart in größeren Wassertiefen bis zu 200 m, jedoch vorwiegend oberhalb der Thermokline (Deuser et al. 1981, Fairbanks et al. 1980), und *G. sacculifer* fast ausschließlich in den

oberen 80 m (Hemleben und Spindler, 1983).

Um Einflüsse von Isotopenfraktionierungen während der Gametogenese zu vermeiden, wurden die kleineren Jugendformen von *G. inflata* aus einem eng begrenzten Korngrößenbereich von 250 - 315 μm entnommen (Berger, 1978) und von *G. sacculifer* nur Exemplare zwischen 315-400 μm ohne die sackförmige Endkammer ausgelesen (Duplessy et al., 1981). Die Benthosarten wurden ebenfalls der Korngrößenfraktion 315-400 μm entnommen. Pro Probe wurden etwa 20 Exemplare der Planktonarten und 1-15, nach Möglichkeit jedoch mehr als 10 Exemplare, der Benthosarten ausgelesen.

Die Aufbereitung der Proben und Säuberung der Foraminiferengehäuse erfolgte nach Ganssen (1983) und Zahn-Knoll (1986). Die Messung der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope wurde an einem "Finnigan MAT 251 Massenspektrometer" in Verbindung mit einer vollautomatisierten Karbonataufbereitungsanlage im ^{14}C -Labor des Institutes für Reine und Angewandte Kernphysik der Universität Kiel durchgeführt. Die Gesamtproduzierbarkeit der Meßdaten liegt für $\delta^{18}\text{O}$ bei ± 0.07 ‰, für $\delta^{13}\text{C}$ bei ± 0.04 ‰. Für verlässliche Messungen ist eine Mindestmenge von 12 μg CaCO_3 erforderlich (Zahn-Knoll, 1986). Damit wurden Einzelmessungen an benthischen Foraminiferen der Korngrößenfraktion 315-400 μm ermöglicht. Die statistische Verlässlichkeit steigt allerdings mit wachsender Individuenanzahl, da einzelne Foraminiferenschalen durch Bioturbation über stratigraphische Grenzen hinweg verschleppt sein könnten. Diese Gefahr ist jedoch zumindest bei Site 658 aufgrund sehr hoher Sedimentationsraten (10-20 cm/1000 Jahre) stark eingeschränkt.

C.3.1. $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Vergleichsmessungen an *C. wuellerstorfi*, *U. peregrina* und *U. auberiana*

$\delta^{18}\text{O}$ -Vergleichsmessungen an *U. peregrina* und *U. auberiana* an Site 658 in dem Zeitintervall von 2.1 - 3.6 Mio. J.v.h. führten nicht zu unterschiedlichen Meßwerten (Abb. 14A). Diese Meßwerte wurden daher zu einer stratigraphischen Kurve zusammengefaßt. *C. wuellerstorfi* zeigt im Vergleich zu *U. peregrina* und *U. auberiana* um 0.78 ‰ (Stdabw. = 0.20) leichtere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (Abb. 14B, C). Dieser Wert stimmt recht genau mit dem Differenzbetrag von 0.73 ‰ überein, den Ganssen (1983) für "lebende" *C. wuellerstorfi* und *Uvigerina* Gehäuse vom nordwestafrikanischen Kontinentalhang beobachtete, ist aber deutlich höher als die 0.65 ‰, die Shackleton und Hall (1984) am Profil von Site 552A beschreiben, und zwar unter der Annahme einer langfristigen Konstanz der Abweichung. Vergleichsmessungen von Zahn-Knoll (1986) an holozänen und spätpleistozänen Foraminiferen von unterschiedlichen Sedimentkernen aus dem NE-Atlantik ergaben

$\delta^{18}\text{O}$ -Differenzen zwischen *C. wuellerstorfi* und *U. peregrina*, die zwischen 0.57 und 0.82 ‰ schwanken. Nach Zahn-Knoll (1986) könnten diese leicht erhöhten Differenzbeträge zwischen epi- und endobenthischen Foraminiferen eine örtliche Verschiebung des $\delta^{18}\text{O}$ -Vitaleffektes im Bereich mit hohem Nährstoffeintrag vor NW-Afrika andeuten. An Site 658, unterhalb der Hochproduktionszelle vor Kap Blanc, sollten demnach die zeitlich ausgeprägten Variationen im Kohlenstoff-Fluss diesen Effekt noch deutlicher demonstrieren. In Abb. 15 werden die $\delta^{18}\text{O}$ -Abweichungen zwischen *Uvigerina* und *C. wuellerstorfi* mit den C_{org} -Akkumulationsraten von Site 658 für das Zeitintervall 2.3 - 3.6 Mio. J.v.h. miteinander verglichen. Dabei fällt auf, daß hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Abweichungen nur selten deutlich mit erhöhten C_{org} -Akkumulationsraten zusammenfallen.

Diese hohen Abweichungen dürften daher eher eine Folge der Bioturbation sein. Da *C. wuellerstorfi* während der Interglaziale allgemein häufiger auftritt als *Uvigerina* (P. Weinholz, freundl. mündl. Mitt.), dürften Exemplare von *C. wuellerstorfi* mit relativ leichten $\delta^{18}\text{O}$ -Werten an den Kalt- und Warmzeiterminationen durch Bioturbation verstärkt in die Sedimente der Kaltzeiten gelangen und zu höheren $\delta^{18}\text{O}$ -Abweichungen zwischen den beiden Arten in den Glazialzeiten führen (s. Kap. F.1.4.). Tatsächlich fallen hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Differenzbeträge zwischen *Uvigerina* und *C. wuellerstorfi* meist in die Kalt- oder Warmzeiterminationen (Abb. 15). Aus diesen Gründen wurden die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *C. wuellerstorfi* nicht mit Hilfe von linear errechneten Äquivalentwerten von *U. peregrina* mit jenen von *Uvigerina* zu einer gemeinsamen stratigraphischen Kurve zusammengefaßt.

An Site 658 korrelierten die pliozänen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der endobenthischen Foraminiferen *U. peregrina* und *U. auberiana* kaum miteinander (Abb. 14D) und wurden deshalb nicht in einer Kurve zusammengefaßt. Als Erklärung hierfür könnten unterschiedliche Siedlungstiefen im Porenwasser angenommen werden. Beide Foraminiferenarten besiedeln heute jedoch den gleichen Lebensraum, nämlich die obersten Millimeter der Sedimentschicht (A. Altenbach, mündl. Mitt.), so daß diese Möglichkeit eher ausscheidet. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalte von *U. peregrina* und *U. auberiana* korrelieren ebenfalls kaum mit den Meßwerten der epibenthischen Foraminifere *C. wuellerstorfi* (Abb. 14E,F), so daß auch die $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven von *C. wuellerstorfi* nicht mit Äquivalentwerten der *Uvigerina* Gruppe ergänzt werden konnten. Nach Shackleton und Hall (1984) unterscheidet sich *U. peregrina* konstant mit um 0.9 ‰ leichteren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von *C. wuellerstorfi* auch über längere Zeiträume hinweg. Diese Eichung erfolgte jedoch an einem Sedimentkern aus dem auftriebsfreien Nordatlantik. Bei Site 658, unterhalb der Hochproduktionszelle, sind die $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalte von *U. peregrina* um 1 - 1.89 ‰ leichter als die *C. wuellerstorfi* Werte (Abb. 14E). Im ganzjährigen

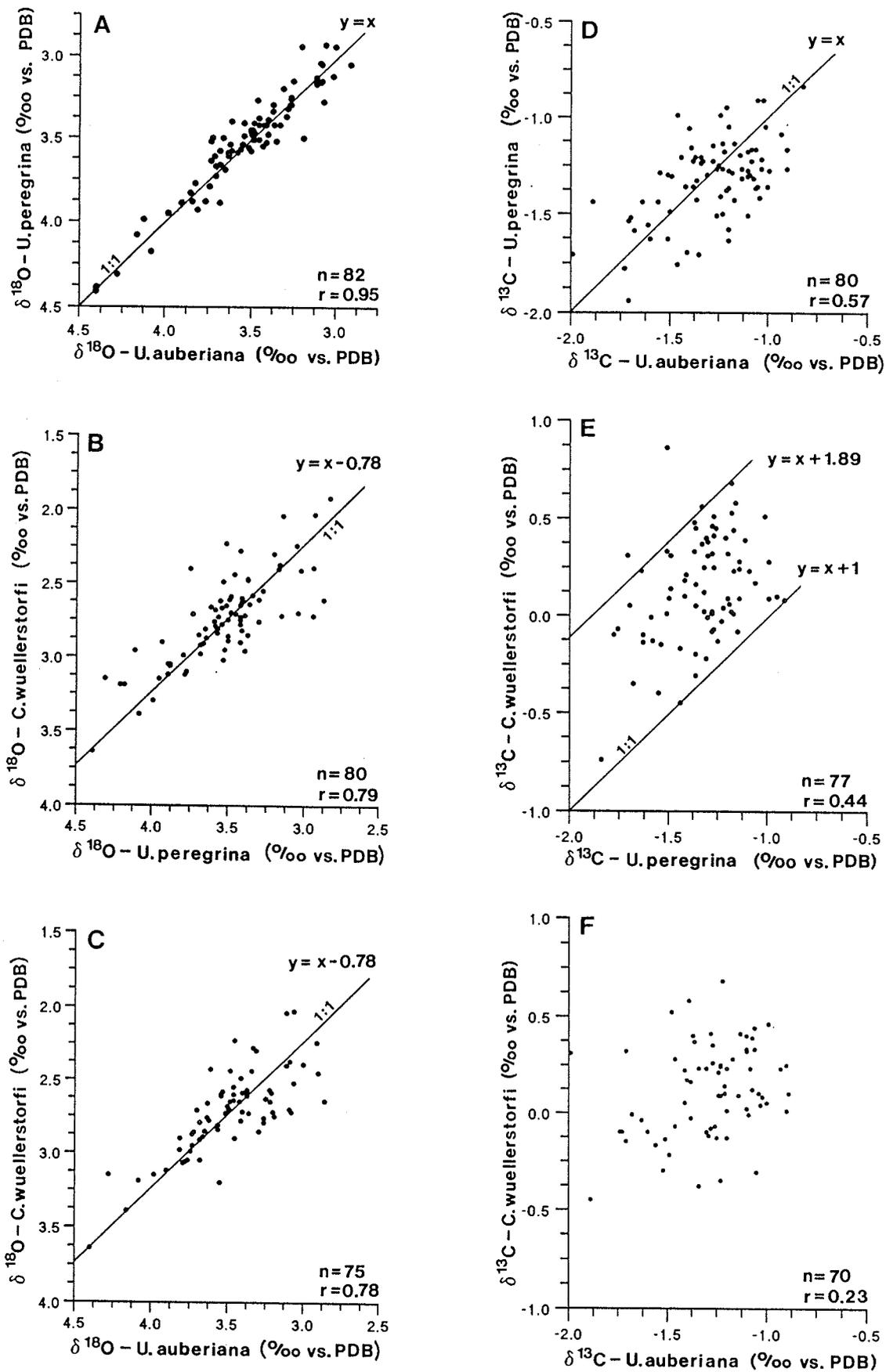


Abb. 14 A-F. Korrelation der pliozänen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (A-C) und der pliozänen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (D-F) zwischen *U. peregriana*, *U. auberiana* und *C. wuellerstorfi* bei Site 658. n = Anzahl der Meßwerte, r = Korrelationskoeffizient, Steigung 1:1 (durchgezogene Linie) setzt konstante zeitliche Abweichung zwischen x und y voraus.

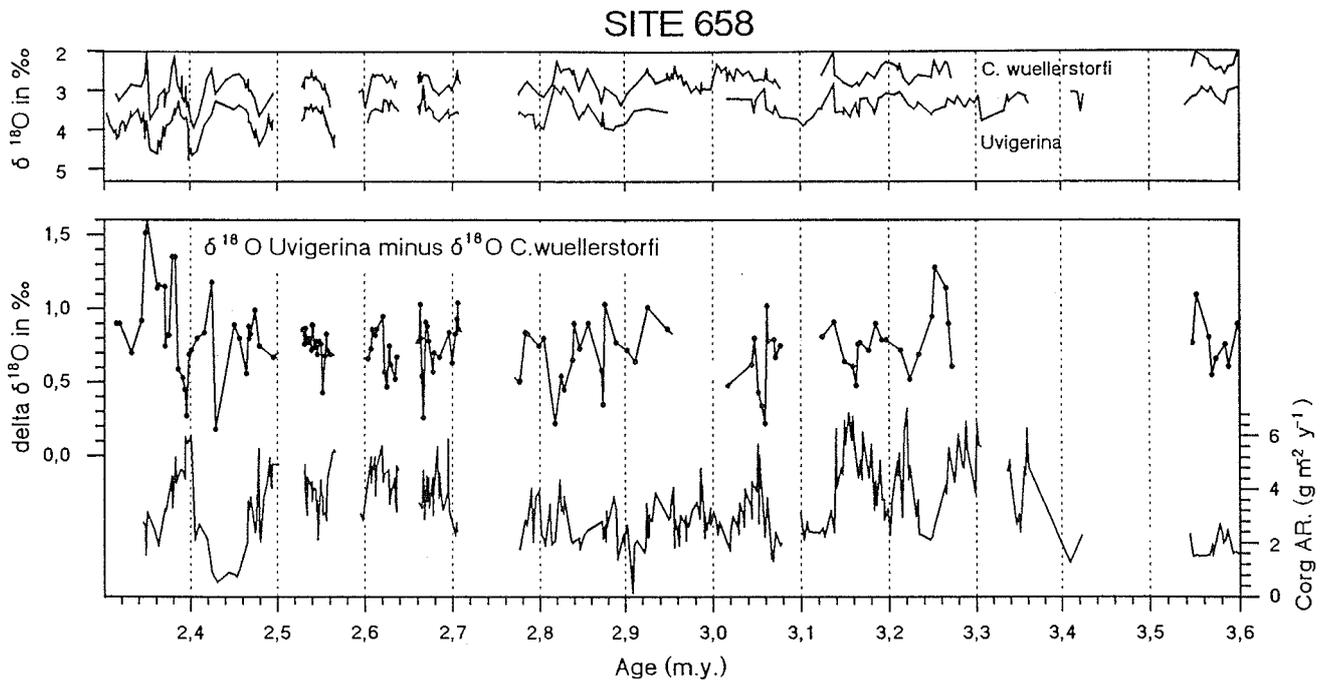


Abb. 15. Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Abweichungen zwischen *Uvigerina* und *C. wuellerstorfi* mit den C_{org} -Akkumulationsraten und den $\delta^{18}\text{O}$ -Benthoskurven von Site 658 vor 2.3 - 3.6 Mio. J.

Hochproduktionsgebiet vor NW-Afrika werden nach Zahn et al. (1986) und Sarnthein et al. (1987) die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der endobenthischen *Uvigerina peregrina* Gruppe hauptsächlich durch die lokale Zufuhr und Oxidation von ^{12}C reichem organischem Material geprägt und spiegeln daher leichtere $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse wieder. Dennoch besteht bei Site 658 keine Korrelation zwischen den C_{org} -Akkumulationsraten und den $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von *Uvigerina*. Die epibenthische *C. wuellerstorfi* bleibt nach Sarnthein et al. (1987) von der lokalen C_{org} -Oxidation weitgehend unbeeinflusst.

C.4. BESTIMMUNG DER BIOGENEN SEDI-MENTPARAMETER: KARBONAT, ORGANISCHER KOHLENSTOFF UND OPAL

Bestimmung der Karbonatgehalte

Die Karbonatgehalte wurden an einem Beckmann Infrarotanalysator bestimmt. Nach Zugabe von Phosphorsäure wird das aus den Karbonaten freigesetzte CO_2 quantitativ durch Infrarotabsorption gemessen und anhand einer zuvor aufgestellten Eichkurve in % CaCO_3 umgerechnet. Bereits an Bord von Leg 108 bestimmte Karbonatgehalte (Ruddiman, Sarnthein, et al., 1988) wurden in den Datensatz integriert. Die Messungen wurden entweder mit einer "Karbonatbombe" (Müller

und Gastner, 1971) oder nach dem coulometrischen Verfahren (Herrmann und Knake, 1973) an einem "Coulometrics Carbon Dioxide Coulometer" durchgeführt. Insgesamt 220 Karbonatwerte der Bohrlokalationen 658 und 659 wurden von Dr. Stein (Gießen) an einem CHN-Analyser (CO_2 -Infrarotabsorption) bestimmt und freundlicherweise zur Verfügung gestellt. Die Gerätefehler liegen unter 3 %.

Bestimmung der organischen Kohlenstoffgehalte

Die organischen Kohlenstoffgehalte (C_{org}) wurden an einem am LECO-Analyser bestimmt. Nach Zugabe einer 0.2n HCl werden hier die Proben bei 40°C getrocknet. Anschließend wird der karbonatfreie Rückstand im Sauerstoffstrom bei 800°C verbrannt und der oxidierte organische Kohlenstoff durch Infrarotabsorption gemessen. Die Abweichung von Doppelbestimmungen lag unter $\pm 3\%$. Die Daten aus Bordmessungen beruhen auf der Differenzbestimmung zwischen Gesamtkohlenstoff (Perkin Elmer 240 Elemental Analyser) und anorganischem Kohlenstoff (Ruddiman, Sarnthein, et al., 1988). Bei der indirekten C_{org} -Bestimmung addiert sich ein Fehlerbereich aus zwei Meßvorgängen. Vergleiche zwischen unterschiedlichen Meßmethoden zeigen in der Regel geringe Abweichungen ($< \pm 3\%$, relativ) für C_{org} -Gehalte über 1 % und höhere Abweichungen (bis zu $\pm 10\%$, relativ) bei Gehalten unter 0.5 % (Tiedemann, 1986).

Bestimmung der Biogenopalgehalte

Der Biogenopalgehalt wurde an der karbonat- und C_{org} -freien Sedimentfraktion 2 - 63 μm bestimmt. Die Trennung des Opals erfolgte nach einer Methode von Bohrmann (1986) durch Mineralfraktionierung in einer Schwereflüssigkeit (Natriumpolywolframat) bei einer eingestellten Dichte von 2.15 - 2.20 g/cm^3 . Nach 15 - 20 minütigem Zentrifugieren bei 5000 upm bildet die schwere Fraktion einen kompakten Rückstand am Boden des Zentrifugenglases, so daß die leichte Opalfraktion zusammen mit der Schwereflüssigkeit dekantiert werden kann. Beide Fraktionen wurden mit H_2O ausgespült und getrocknet; anschließend wurde ihr Gewichtsanteil bestimmt. Anhand von Smear-Slides aus beiden Fraktionen wurde jeweils die Güte dieser Schweretrennung überprüft. Der größte Fehler im Analysengang entsteht bei der vorangehenden quantitativen Abtrennung der Tonfraktion ($< 2 \mu\text{m}$), da unvollständig erfaßte leichte Tonminerale wie Montmorillonit, Smektit und Phillipsit die Opalfraktion verunreinigen können. Einen maximalen Fehler von 5 % ermittelte Bohrmann (1988) bei Proben mit geringen Opalgehalten von etwa 2.5 %. Bei Proben mit hohen Opalgehalten von bis zu 70 % lag der Fehler unter 1 %.

Die Opalgehalte der Tonfraktion konnten nicht bestimmt werden.

C.5. ANALYSEN DER KORNGRÖßEN UND TONMINERALE IN DER SILIZIKLASTISCHEN SEDIMENTFRAKTION

Der karbonatfreie Rückstand der Proben kann an den Sites 659, 660 und 661 als siliziklastischer Sedimenteintrag des Windes betrachtet werden, da hier der Anteil von organischem Kohlenstoff, biogenem Opal, authigenen Mineralen und vulkanischem Glas während der letzten 8 Mill. Jahre vernachlässigbar gering ist. Site 658 zeichnet sich hingegen durch hohe Gehalte an Opal und organischem Kohlenstoff aus. In diesem Fall wurde der siliziklastische Sedimentanteil durch Subtraktion der C_{org} - und Opalanteile vom karbonatfreien Sedimentrückstand ermittelt. In Einzelfällen fehlende Opalmeßwerte wurden linear aus benachbarten Meßwerten interpoliert. Aufgrund der im allgemeinen guten zeitlichen Auflösung der Opalkurve (Tab. 10) dürfte diese Interpolation nur zu geringen Fehlern führen. Eine mögliche, aber vermutlich geringe aeolische oder fluviale Zufuhr von lithogenen (fossilen) Karbonaten (Johnson, 1979; Schütz und Sebert, 1987; Jung, 1990) wurde bei den diversen Korngrößen nicht berücksichtigt.

Korngrößenbestimmung

Die Probenaufbereitung und die Korngrößenbestim-

mung der Karbonat-, C_{org} - und Opal-freien Siltfraktion 2 - 63 μm am SediGraph Modell 5000D erfolgte nach Stein (1985). Die Korngrößenverteilung wird als Summenkurve dargestellt. Aus dieser Verteilung wurde der Anteil der Tonfraktion $< 2 \mu\text{m}$, der Siltfraktion $> 6 \mu\text{m}$ und der Modalwert der Siltkorngrößen festgehalten.

Vor der Messung am SediGraph wurde an den Proben von Site 658 die Tonfraktion $< 2 \mu\text{m}$ nach der Atterberg-Methode abgetrennt und gewogen. An den Proben vom küstenfernen Site 659 wurde die Tonfraktion erst nach der Messung am SediGraph abgetrennt, da sonst die Probenmenge für eine SediGraph-Messung zu gering war. Am SediGraph ermittelte restliche Tongehalte an Proben von Site 658 zeigen, das die Atterberg-trennung unvollständig arbeitete. Die Fehler betragen bis zu +10 %. Der Tonanteil der Proben wurde daher entsprechend korrigiert.

Der Silt-Modalwert ist jeweils der Gipfelwert der Korngrößenverteilungskurve der siliziklastischen Siltfraktion $> 6 \mu\text{m}$, also die dominante Korngröße. Er wurde graphisch aus einem Histogramm ermittelt, das die Korngrößenklassen in 0.1 zeta $^\circ$ (= 0.32 phi $^\circ$) Intervalle unterteilt (Abb. 16). Der mögliche Meßfehler liegt bei 0.05 zeta $^\circ$. Problematisch war die Bestimmung der Modalwerte an den Proben von Site 659, wenn die Siltgehalte $> 6 \mu\text{m}$ unter 15 % und die Tongehalte $< 2 \mu\text{m}$ über 75 % lagen. Die Summenkurve der Korngrößenverteilung erscheint bei diesen Proben dann fast als eine Gerade. Die minimalen Steigungsunterschiede in der Siltfraktion liegen teilweise nur knapp oberhalb der

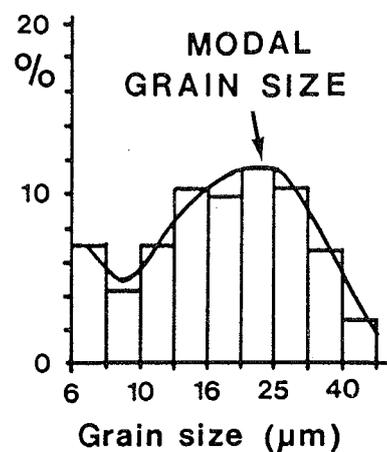


Abb. 16. Beispiel einer Korngrößenverteilung der siliziklastischen Siltfraktion $> 6 \mu\text{m}$. Das Histogramm unterteilt die Korngrößen in 0.1 zeta $^\circ$ (= 0.32 phi $^\circ$) Einheiten. Die Modalkorngröße liegt innerhalb der am häufigsten gemessenen Korngrößeneinheit und beschreibt den höchsten Punkt der integrierten Fläche unterhalb der Ausgleichskurve.

Meßgenauigkeit des SediGraphen (3 %). Eine brauchbare Bestimmung der Modalkorngrößen ist an diesen tonreichen Proben auf der Basis von SediGraph-Meßwerten somit nicht möglich.

Tonmineralanalyse

Die Anteile an Chlorit, Illit, Montmorillonit und Kaolinit wurden an der karbonatfreien Tonfraktion < 2 µm mit Hilfe eines Phillips PW 1050 Röntgendiffraktometers bestimmt. Die Auswertung der Reflexionsdiagramme erfolgte nach Bicaeye (1965) und Lange (1982). Die Anteile von Palygorskit und Dolomit lagen an den Sites 658 und 659 unterhalb der Nachweisgrenze von 3 %. Die Proben wurden dafür bei 60°C getrocknet, pulverisiert und auf einen Objektträger aufgepreßt (Texturprüfgerät).

C.6. BESTIMMUNG DER AKKUMULATIONS-RATEN

Um den Sedimenteintrag unterschiedlich stark verfestigter Sedimente pro Flächeneinheit und Zeiteinheit miteinander vergleichen zu können, führten van Andel et al. (1975) das Maß der Akkumulationsraten (AR) ein, das die Sedimentdicke (D_d) berücksichtigt. Der Effekt der Kompaktion, der bei zeitgleichen Teufenabständen zu einer fälschlichen Verringerung der Sedimentationsraten (S) führt, wird hierbei ausgeglichen:

$$AR_{BULK} = S * D_d * 10$$

Die Gesamt-Akkumulationsrate (AR_{BULK}) ist ein Maß für die angelieferte Sedimentmenge in einer Gewichtseinheit pro Flächeneinheit und Zeiteinheit und wird im Folgenden in $g * m^{-2} * y^{-1}$ angegeben.

Die Akkumulationsraten einzelner Sedimentkomponenten (Komp.) werden wie folgt abgeleitet.

$$AR_{KOMP} = AR_{BULK} * (\text{Gewichtsprozent}_{KOMP} / 100)$$

Die Werte von S [$cm * 1000y^{-1}$] sind für die Sites 658-661 in den Tabellen 6-9 zusammengefaßt. Die Sedimentationsgeschwindigkeit zwischen jeweils zwei Altersmarken (vgl. Kapitel D.) wurde als konstant angenommen.

Die Werte für Trockdichte (D_d , in $g * cm^{-3}$) von Site 658 wurden sofort nach Ankunft der Proben in Kiel durch Gefriertrocknen und Wiegen eines definierten, feuchten Probenvolumens bestimmt. An Bord gewonnene Daten von einem Penta Pycnometer und einem GRAPE Meßgerät (Gamma Ray Attenuation Porosity Evaluator) wurden in die eigenen Datensätze integriert. Prinzipielle systematische Abweichungen zwischen Bord- und Landdaten konnten an Site 658 sowie von Ruddiman and Janacek (1988) an Site 662-664 nicht

festgestellt werden. Um geringe Abweichungen zu erfassen, hätten allerdings Vergleichsmessungen an identischen Proben durchgeführt werden müssen. Diese Möglichkeit existierte nicht. Die in Plastiktüten eingeschweißten Proben von Site 659, 660, und 661 wurden größtenteils noch für etwa 1 Jahr bei 8°C gelagert, bevor ihre Trockenraumdichten bestimmt wurden. Die anschließend gemessenen Wassergehalte waren daher gegenüber Schiffsdaten um etwa 10 - 30 % reduziert. Die späte Messung der Trockenraumdichten führte also zu größeren Ungenauigkeiten. Um den Fehler möglichst gering zu halten, war es schließlich sinnvoller, die bereits an Bord bestimmten Trockenraumdichten für die untersuchten Probenbereiche linear zu interpolieren, als wechselnde Meßwertqualitäten zu interkalibrieren (Borddaten aus Ruddiman, Sarnthein et al., 1988).

C.7. ZEITSERIENANALYSEN

Für Zeitserienanalysen wurden die SPECMAP-Computerprogramme SPECTDF und CROSPEC benutzt (Jenkins und Watts, 1968), die von Dr. U. Pflaumann (Kiel) für einen Atari-ST-Computer angepaßt wurden. Alle Zeitserienanalysen wurden in Zusammenarbeit mit Dr. U. Pflaumann durchgeführt.

Für die Zeitreihenanalyse wurden die folgenden Methoden der spektralen Varianzanalyse angewandt: Bei der Autokorrelations-Spektral-Analyse ASA (= power spectrum analysis PSA) handelt es sich im Prinzip um die Fouriertransformation der Autokorrelationsfunktion, die eine spektrale Aufschlüsselung der Zeitreihenvarianz, das sogenannte Varianzspektrum (power spectrum) liefert.

Um Phasenbeziehungen zwischen Zeitreihen unterschiedlicher Klima-Proxy-Daten aufzudecken, wurden sie einer Kreuzspektralanalyse unterworfen. Dabei werden zwei unterschiedliche Zeitreihen im Frequenzbereich durch eine Korrelationsanalyse miteinander verglichen und liefern das sogenannte Kospektrum. Im Gegensatz zum Varianzspektrum gibt das Kospektrum die gleichphasige oder gegenphasige gemeinsame spektrale Varianz der beiden analysierten Zeitreihen an. Die Kohärenz bezeichnet den spektralen Zusammenhang beider Zeitreihen in den Grenzen 0 bis 1 und kann als spektraler quadratischer Korrelationskoeffizient interpretiert werden (z.B. Fleer, 1986).

Für das Analyseverfahren müssen folgende Bedingungen erfüllt sein:

- Die Zeitreihendaten müssen in äquidistanten Zeitschritten aufeinanderfolgen (z.B. $\delta t = 5$ ka). Da dies in der Regel nicht von vorne herein der Fall ist, wurden die zu analysierenden Werte in konstanten Zeitschritten aus den unregelmäßig abfolgenden Originaldaten durch lineare Interpolation abgeleitet.

- Die Begrenzung eines Frequenzspektrums ist durch die höchste auflösbare Frequenz f_{MAX} bzw. die kleinste Periode P_{MIN} einer Zeitreihe im Sinne der "Nyquist-Frequenz" festgelegt (z. B. Davis, 1973):

$$f_{MAX} = 1 / 2\delta t \text{ oder } P_{MIN} = 2\delta t$$

Die kleinste auflösbare Periode erfordert demnach mindestens 3 Meßpunkte bzw. Meßwerte, die in konstanten Zeitschritten aufeinander folgen ($2\delta t$), idealerweise drei Extremwerte, d.h. zwei Maxima und ein Minimum oder umgekehrt. Die Erfassung von Zyklen aus Klimaproxydaten, die z. B. von Variationen des Erdbahnparameters Präzession mit einer Periode von 19 ka bzw. 21 ka gesteuert werden, erfordert demnach eine Zeitauflösung von mindestens 6.3 bzw. 7 ka. Alle in dieser Arbeit vorgelegten Datensätze, an denen eine Spekralanalyse durchgeführt wurde, verfügen über eine Zeitauflösung, die besser als 5 ka ist.

Klima-Fluktuationen die sich innerhalb von nur wenigen hundert bis einigen tausend Jahren vollziehen, könnten nach Pias und Mix (1988) dennoch zu einer möglichen Verfälschung ("aliasing", Abb. 17) des hier untersuchten Milancovitch Frequenzspektrums $< 1/19$ ka führen und wären auf Frequenzen zurückzuführen, die die Bedingung der Nyquist-Frequenz nicht erfüllen (hier $1/[2 * 5]$, d. h. auf Perioden < 15 ka). Durch "Vorglätten" (prewhitening) der Zeitreihe lassen sich diese Effekte verhindern. Aus diesem Grund wurden die Zeitreihen zuerst einer "Gaußschen Tiefpaßfilterung" unterworfen, um relativ kleine Perioden zu unterdrücken und gleichzeitig größere hervorzuheben. Noch kleinere Perioden, die nur wenige 100 Jahre umfassen, dürften im allgemeinen bei Sedimentationsraten von etwa 3 cm/1000 J. bereits durch Bioturbation vorgeglättet sein.

Um weitere Fehlinterpretationen zu vermeiden, werden alle Varianzspektren einem Signifikanz-Prüfverfah-

ren unterworfen, das vom "weißen" oder "roten" Spektrum als Hintergrundvarianz ausgeht. Unter "weißem Rauschen" werden rein zufallsgesteuerte Schwankungen verstanden, in dem alle Varianzbeiträge gleich groß sind. "Rotes Rauschen" bezeichnet stochastische Schwankungen mit überlagerter Persistenz (Erhaltungsneigung). Dies äußert sich z.B. in Form eines langzeitlichen Trends, wobei langperiodische Schwankungen eine höhere Varianz als kurzperiodische aufweisen (z.B. Bendat und Piersol, 1971). Frequenzen, die sich deutlich von diesen Rauschgrenzen abheben, werden in Signifikanzniveaus (confidence levels) unterteilt. Für die paläoklimatische Interpretation wurden nur Frequenzen oberhalb der 80% Vertrauensgrenze als signifikant angesehen. Künftige Zeitserienanalysen, die weit über die bisherigen Ergebnisse von Kapitel F.3. (Abb. 48) hinausgehen, werden sich auf diese Grundlagen stützen.

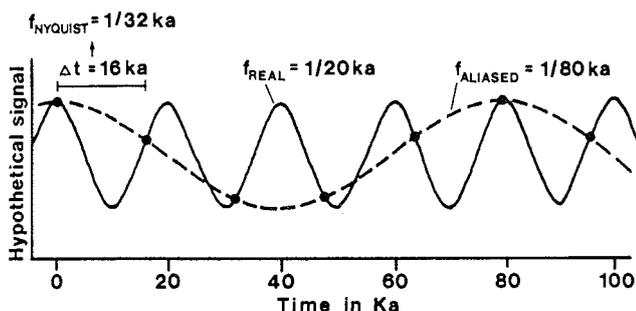


Abb. 17. Möglichkeit einer Frequenzmißdeutung, die durchgezogene Linie zeigt die tatsächliche Zeitfunktion mit einer Periode von 20 ka. Die zu weitständigen Meßwerte ($\delta t = 16$ ka) täuschen eine größere Periode von 80 ka vor (gestrichelte Linie).

D. STRATIGRAPHISCHE GRUNDLAGEN UND SEDIMENTATIONS-RATEN

Grundsätzlich sind für die Rekonstruktion einer Klimaentwicklung möglichst exakt datierte Zeitreihen erforderlich, um die Oszillationen unterschiedlicher Klimavariablen regional und global miteinander vergleichen zu können. Für eine erste zeitliche Grobeinstufung der Sedimente an den Bohrlokalationen 658 - 661 dienten einerseits die von Weaver et al. (1989) angegebenen magneto- und biostratigraphischen Alter sowie überarbeitete biostratigraphische Alter von Chepstow-Lusty et al. (1989) und ergänzende magnetostratigraphische Alter von Tauxe et al. (1989). Mit Hilfe hochauflösender benthischer Sauerstoffisotopenkurven konnten Sarnthein und Tiedemann (1989) die Pleistozän- und Oberpliozän-Stratigraphie der Bohrungen 658 und 659 wesentlich verbessern. Die bisher bekannte benthische O-Isotopenstratigraphie konnte nunmehr durch zusätzliche Sauerstoffisotopenfluktuationen an Site 658 im Detail verfeinert und an Site 659 bis ins Untere Pliozän erweitert und ergänzt werden.

Imbrie et al. (1984) konnten nachweisen, daß etwa 60 % der Klimavarianz in den Frequenzbändern der (planktischen) Sauerstoffisotopenkurven durch die periodischen Schwankungen der Erdumlaufbahnparameter Schiefe (41 ka) und Präzession (23/19 ka) zu erklären sind und somit eine zeitliche Zuordnung der Klimakurve zu einer astronomischen Zeitskala ermöglichen. Andere Autoren (z.B. Herterich und Sarnthein, 1984) sehen immerhin mehr als 1/3 der Klimavarianz durch die Erdumlaufbahnparameter gesteuert. Zeitserienanalysen an gestapelten O-Isotopenkurven und die astronomische Eichung ihrer Oszillationen über ein "Tuning"-Verfahren dienten bei Imbrie et al. (1984) der Entwicklung einer exakten Chronostratigraphie für die (weitere) Brunhes-Chron, genauer, die $\delta^{18}\text{O}$ -Stadien 1-22 (Imbrie et al., 1984; $\delta^{18}\text{O}$ -Stadien 1-8, Martinson et al., 1987). Ruddiman et al. (1986, 1989, $\delta^{18}\text{O}$ -Stadien 19-64) und Raymo et al. (1989, $\delta^{18}\text{O}$ -Stadien 62-117) verbesserten und erweiterten die O-Isotopenstratigraphie zurück bis 2.75 Mio. Jahre vor heute.

An den Sites 658 und 659 wurden planktische und benthische $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven ermittelt (Abb. 18, 19). Für die Stratigraphie wurden allerdings primär die benthischen Kurven verwendet, weil hier die Umlagerung am Kontinentalhang und, örtlich, auftriebsbedingte Temperaturschwankungen eine geringere Rolle spielen. An den benthischen $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven wurden die Stadien 1-20 nach den Standardkurven von Pisias et al. (1984), Prell et al. (1986) und Martinson et al. (1987) identifiziert. Die Stadien 21 - 117 wurden im wesentlichen in Anlehnung an die Stadieneinteilung von Ruddiman et al. (1989) und

Raymo et al. (1989) rein graphisch korreliert, unter Berücksichtigung zahlreicher Feinstrukturen der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven.

Die Alterseinstufung der letzten 30 ka wurde nach radiometrischen Altern analogieweise vorgenommen. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Ereignisse bei 26 ka, 20 ka, 14.8 ka, 10.4 ka und 9.1 ka entsprechen mit ihren Altern markanten Ereignissen in diversen AMS- ^{14}C -datierten benthischen Sauerstoffisotopenkurven von Kernen aus dem Nordatlantik (Duplessy et al., 1986; Bard et al., 1987; Broecker et al. 1988a; unpublizierte Daten von Duplessy und Labeyrie, Gif-sur-Yvette). Nach einer neuen Eichung der ^{14}C -Altersskala mit U-Th-Datierungen (Bard et al., 1990) sind diese Alter von 26 ka auf 29.5 ka, von 20 ka auf 23.5 ka, von 14.8 auf 18.3 ka, von 10.4 auf 12.4 ka und von 9.1 auf 9.8 ka zu korrigieren.

Die hochauflösende benthische O-Isotopenkurve von Site 659 (Abb. 19) erlaubte eine Weiterführung der Isotopentaxonomie zurück bis 3.8 Mio. J.v.h. (Stadium 157). Ihre Alterszuordnung basiert dort zur Zeit noch auf der Biostratigraphie (Abb. 19, 22). Für die genaue Korrelation der $\delta^{18}\text{O}$ -Stadien im Zeitintervall 1.6 - 3.6 Mio. J.v.h. wurden auch die benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven von den Sites 658, 659 und 607 ergänzend herangezogen (Abb. 20b). Für den Zeitraum zwischen 3.8 und 4.5 Mio. J.v.h. ließen sich wegen der Einförmigkeit der benthischen $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven und der teilweisen Gegenläufigkeit der Plankton- und Benthoskurven keine weiteren Stadien mehr definieren, ein wichtiger Hinweis für die Gleichförmigkeit des Klimas im Unteren Pliozän.

Nach Berger (1984) zeichnet sich die "astronomische Uhr" durch eine hohe Präzision aus, die z. B. vor 1.6 Mio. J. noch eine Genauigkeit von ± 5000 Jahren erreicht. In einer neuen Berechnung der astronomischen Faktoren (Berger und Loutre, 1989) wird allerdings diese frühere Korrelation der astronomischen Alter von mehr als 1.5 Mio. Jahren noch deutlich korrigiert. Signifikante Änderungen im Zeitmaß, die eine Periode der Erdschiefe (40 ka) überschreiten, wurden vor allem für den Zeitraum von mehr als 2.5 Mio. J.v.h. errechnet. Bei der Anbindung der O-Isotopenkurven an die astronomische Zeitskala entsteht ein zusätzlicher Fehler von einigen tausend Jahren aus logisch notwendigen Zeitverzögerungen des Klimaresponse im Vergleich zu den Schwingungen der Orbitalparameter (Shackleton, 1990). Radiometrisch datierte Magnetalter für das Pliozän enthalten, zum Vergleich, einen Fehler von $\pm 2\%$ (Mankinen und Dalrymple, 1979). Das entspricht, z.B., einer Fehlerbreite von ± 33000 Jahren für die Matuyama/Olduvai Grenze vor 1.66 Mio. J. Biostratigraphische Alter können mit noch weitaus größeren Fehlern behaftet sein (Pisias et al., 1984). An den Sites 658 - 661 wurden aus diesen Gründen die allgemein in der Literatur verwendeten bio- und magnetostratigraphischen Alter der letzten 2.75 Mio. J. durch die vorläufigen astronomisch

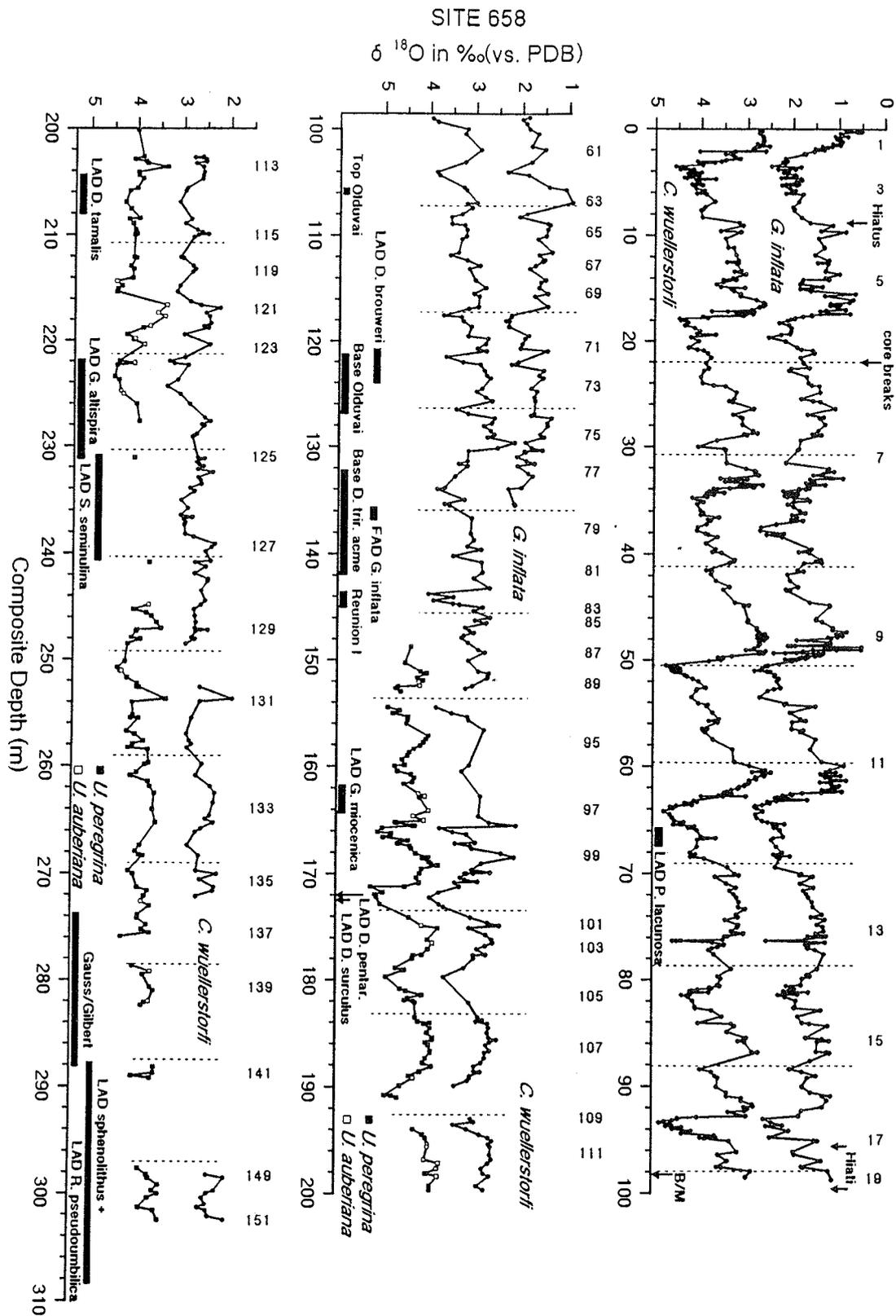


Abb. 18. Zusammenfassung der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven bei Site 658 von 0 - 300 m Tiefe (*G. inflata* von 0 - 136m; *C. wuellerstorfi* von 0 - 300 m; *U. perigrina* Kurve von 148 - 300 m mit Werten von *U. auberiana* ergänzt). $\delta^{18}\text{O}$ -Stadien 1 - 116 nach Imbrie et al. (1984), Pisias et al. (1984), Prell et al. (1986), Martinson et al. (1987), Ruddiman et al. (1989), Raymo et al. (1989) definiert, Stadien 117 - 151 neu definiert, paläomagnetische Grenzen (B/M = Brunhes/Matuyama, Tauxe et al., 1989), biostratigraphische Grenzen (Weaver et al., 1989; Chepstow-Lusty et al., 1989). Hiati und Kernunterbrechungen (gestrichelte Linien), an denen ein kontinuierlicher Sedimentübergang nicht gesichert ist, sind markiert.

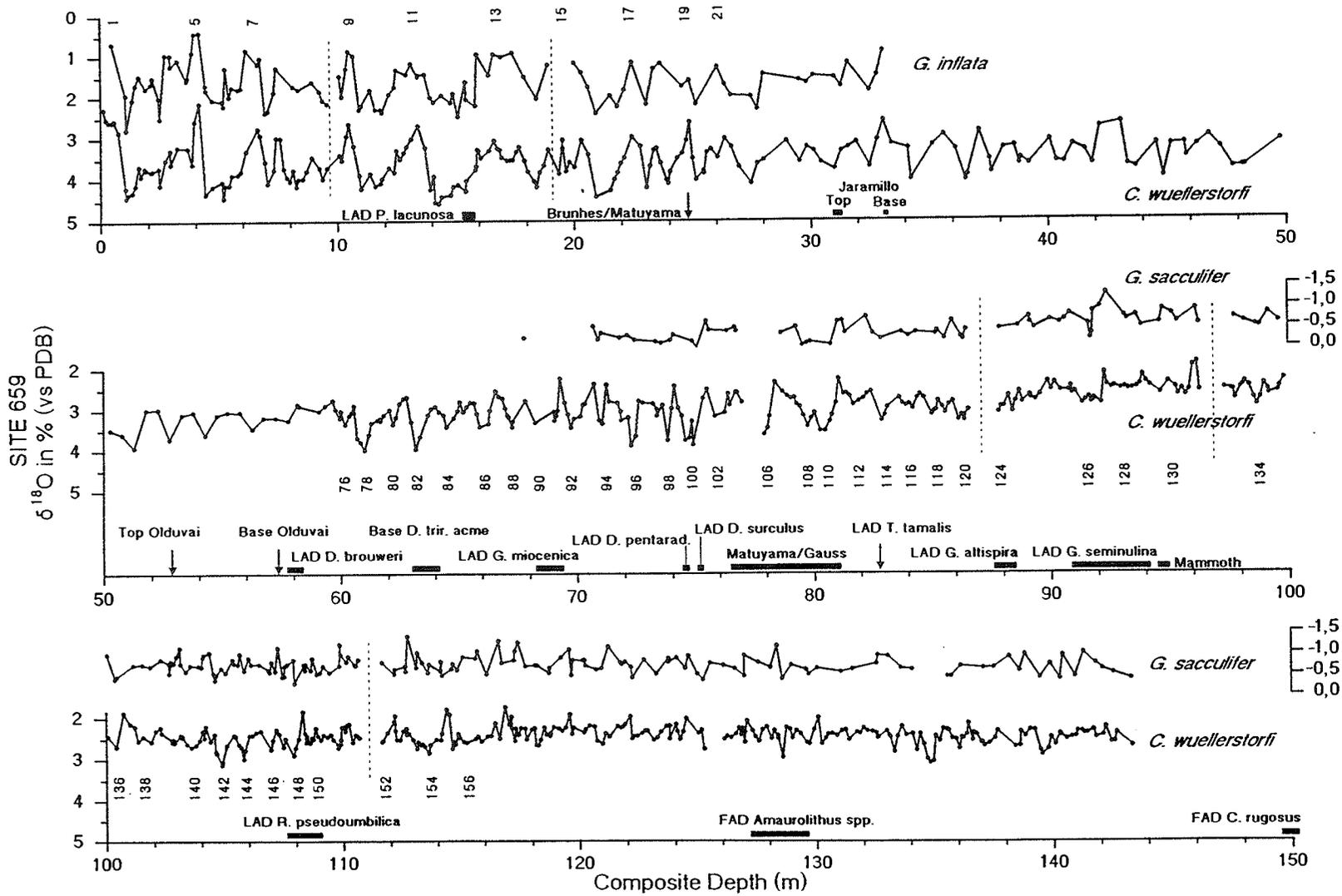


Abb. 19. Zusammenfassung der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven bei Site 659 von 0 - 144 m Tiefe (*G. inflata* von 0 - 34 m, *G. sacculifer* von 71 - 144 m, *C. wuellerstorfi* von 0 - 144 m). Zum großen Teil stammen Meßwerte von *G. sacculifer* von Schultz (1989). $\delta^{18}\text{O}$ -Stadien 1 - 116 nach Imbrie et al. (1984), Pisias et al. (1984), Prell et al. (1986), Martinson et al. (1987), Ruddiman et al. (1989), Raymo et al. (1989) definiert, Stadien 117 - 151 neu definiert, paläomagnetische Grenzen (Tauxe et al., 1989), biostratigraphische Grenzen (Weaver et al., 1989; Chappelow-Lusty et al., 1989). Kernunterbrechungen (gestrichelte Linien), an denen ein kontinuierlicher Sedimentübergang nicht gesichert ist, sind markiert.

Ereignis	Teufenbereich in m (c.d.)	Literaturalter (Ma) (* "getunte Alter") und Referenz	$\delta^{18}\text{O}$ Stadium	errechnetes Alter diese Arbeit	Abweichung zum bisherigen Literaturalter	mittleres ¹ Alter (Ma)
LAD <i>P. lacunosa</i>	65.85 - 67.35 15.37 - 15.90	<u>0.458</u> 0.470 0.460 • 0.463	Thierstein et al., 1977 Backmann & Shackleton, 1983 Weaver et al., 1989 (Site 658) Manivit, 1989 (Site 659) Ruddiman et al., 1989 (Site 607)	12.3 13.1 - 12.4 12.3	0.451 - 0.463 0.469 - 0.492	0.2 % 4.9 %
Top Olduvai	106.35 - 106.95 52.56	<u>1.66</u> 1.66 • 1.653 • 1.630 - 1.638 • 1.643 - 1.652	Berggren et al., 1985 Tauxe et al., 1989 (Site 658) (Site 659) Raymo et al., 1989 (Site 607) Raymo et al., 1989 (Site 609) Raymo et al., 1989 (Site 552A)	63/62 64/63 63 64/63	1.631 - 1.636	1.6 % 1.642
Base Olduvai	121.25 - 126.85 57.16	<u>1.88</u> 1.88 • 1.821 - 1.826 • 1.806 - 1.812 • 1.731 - 1.858	Berggren et al., 1985 Tauxe et al., 1989 (Site 658) (Site 659) Raymo et al., 1989 (Site 607) Raymo et al., 1989 (Site 609) Raymo et al., 1989 (Site 552A)	73/72 72 72/71 73 - 67	1.815 - 1.865 < 1.875	1.8 % 1.817
LAD <i>D. brouweri</i>	121.85 - 124.05 57.37 - 58.66	<u>1.89</u> 1.89 • 1.804 - 1.829 • 1.815 - 1.848 • 1.830 - 1.835 • 1.81	Backmann & Pestiaux, 1986 Chepstow-Lusty et al., 1989 (Site 658) (Site 659) Raymo et al., 1989 (Site 607) Raymo et al., 1989 (Site 609) Raymo et al., 1989 (Site 552A) Shackleton & Hall, 1989 (Site 677)	73/72 72 72 72 72/71	1.821 - 1.839 < 1.875	3.2 % 1.828
Top Reunion I	143.54	<u>2.01</u> 2.01 • 1.982 - 2.003 • 1.881 - 1.889	Mankinen & Dalrymple, 1979 Tauxe, mündl. Mit. (Site 658) Raymo et al., 1989 (Site 609) Raymo et al., 1989 (Site 552A)	82/81 80/79 75	2.024	0.7 % 1.967
Base Reunion I	145.01	<u>2.04</u> 2.04 • 2.018 - 2.021 • 1.893 - 1.900	Mankinen & Dalrymple, 1979 Tauxe, mündl. Mit. (Site 658) Raymo et al., 1989 (Site 609) Raymo et al., 1989 (Site 552A)	83/82 82 76	2.040	0.0 % 1.985
Base <i>D. irradialus</i> <i>acme</i>	132.15 - 142.15 62.56 - 64.06	<u>2.07</u> 2.07 • 2.025 - 2.030 • 2.020 - 2.046 • 2.08	Backmann & Shackleton, 1983 Chepstow-Lusty et al., 1989 (Site 658) (Site 659) Raymo et al., 1989 (Site 609) Raymo et al., 1989 (Site 609) Shackleton & Hall, 1989 (Site 677)	81 - 77 83 - 80 82 82 85/84	(1.916 - 2.014) 2.001 - 2.050	2.2 % 2.029
FAD <i>G. inflata</i>	135.85 - 145.35 135.54 - 136.75	<u>2.10</u> 2.04 - 2.19 • 1.953 - 1.959 • 1.951 - 1.959 • 1.961 - 1.983	Weaver & Clement, 1986 Weaver et al., 1989 (Site 658) diese Arbeit (Site 658) Raymo et al., 1989 (Site 607) Raymo et al., 1989 (Site 609) Raymo et al., 1989 (Site 552A)	79/78 78 78 79	1.950 - 1.963	6.8 % 1.960
LAD <i>G. miocenica</i>	152.45 - 154.85 68.02 - 69.62	<u>2.2</u> 2.30 - 2.36 • 2.05	Bolli & Saunders, 1985 Weaver et al., 1989 (Site 658) (Site 659) Shackleton & Hall, 1989 (Site 677)	(97 - 88) 92 - 89 82/82	(2.145 - 2.341) 2.183 - 2.233	0.4 %
LAD <i>D. pentaradiatus</i>	162.65 74.52 - 74.72	<u>2.35</u> 2.33 - 2.43 • 2.373 - 2.399 • 2.421 - 2.440 • 2.393 - 2.416	Backmann & Pestiaux, 1986 Chepstow-Lusty et al., 1989 (Site 658) (Site 659) Raymo et al., 1989 (Site 607) Raymo et al., 1989 (Site 609) Raymo et al., 1989 (Site 552A)	100 100 100 - 99/98 102 - 101 100	2.403 2.397 - 2.405	2.3 % 2.2 % 2.405
LAD <i>D. surculus</i>	163.15 74.82 - 75.02	<u>2.42 - 2.46</u> 2.39 • 2.337 - 2.409 • 2.423 - 2.499	Backmann & Pestiaux, 1986 Chepstow-Lusty et al., 1989 (Site 658) (Site 659) Raymo et al., 1989 (Site 607) Raymo et al., 1989 (Site 552A)	100 100 100 - 97 105 - 101/100	2.406 2.407 - 2.412	1.4 % 1.3 % 2.412
LAD <i>D. lamalis</i>	194.85 - 198.45 83.35	<u>2.65</u> 2.65 • 2.616 - 2.625 • 2.676 - 2.678 • 2.668 - 2.717	Backmann & Pestiaux, 1986 Chepstow-Lusty et al., 1989 (Site 658) (Site 659) Raymo et al., 1989 (Site 607) Raymo et al., 1989 (Site 609) Raymo et al., 1989 (Site 552A)	114 - 113 115/114 111 114/113 115 - 113	2.671 - 2.692 2.699	1.2 % 1.9 % 2.674

¹ Die gemittelten Alter (Ma) ergeben sich aus den Altersangaben der Sites 606, 609, 552, 658 und 659, da nur diesen Altern eine astronomische Zeitskala zu Grunde liegt. Das Pazifik - Site 677 wurde nicht berücksichtigt.

Tabelle 5. Vergleich von publizierten magneto- und biostratigraphischen Altern mit astronomisch getunten Altern der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie von Sites 658, 659, 606, 609, 552 und 677 für die letzten 2.7 Mio. J.

„getunten“ Alter nach Ruddiman et al. (1989) und Raymo et al. (1989) ersetzt, die sich aus den hochauflösenden, „getunten“ Zeitreihen der Bohrungen 607, 609, 552A, 658 und 659 ergeben. Diese „getunten“ Bio- und Magnetalter sind in Tab. 5 zusammengefaßt.

Dabei ist dem Autor bewußt, daß die erst

kürzlich von Shackleton et al. (in press) durchgeführte Anpassung einer hochauflösenden O-Isotopenkurve von Site 677 an die neueste astronomische Zeitskala von Berger und Loutre (1990) zu einer erneuten Verschiebung der bisherigen Alter um +50 bis +120 ka zwischen 0.62

und 2.48 Mio. J. führte. Diese Ergebnisse konnten jedoch in der vorliegenden Arbeit nicht mehr berücksichtigt werden.

Alle chrono-stratigraphischen Fixpunkte für die Sites 658 - 661 sind in den Kernalter/Kerntiefen-Diagrammen von Abb. 21 - 24 und in den Tabellen 6 - 9 zusammengefaßt. Auf ihrer Grundlage wurden Tiefenskalen in Altersskalen umgerechnet und die Sedimentationsraten linear interpoliert (vgl. Abschnitt C.6.).

Die Alter von einzelnen biostratigraphischen Fixpunkten des Pliozäns sind wegen Karbonatlösung und zeittransgressivem Einsetzen oder Aussterben einer Art in Abhängigkeit von Klima und Nährstoffangebot mit einer gewissen Unsicherheit zu betrachten. Für Ketten von biostratigraphischen Fixdaten innerhalb eines Profilsbereiches mit nahezu konstanten Sedimentationsraten wurde daher auf graphischem Wege eine durchschnittliche Sedimentationsrate ermittelt. Ein Verfahren, welches jedes biostratigraphische Datum als gesichertes Fixdatum annimmt, würde den oben genannten Unsicherheiten nicht gerecht und hätte teilweise große Schwankungen in den Sedimentationsraten zur Folge, die der Realität kaum entsprechen dürften (Abb. 21 - 24).

D.1. SITE 658

An Site 658 basiert die Alterszuordnung der letzten 3.6 Mio. J. ($\delta^{18}\text{O}$ -Stadium 151) ausschließlich auf benthischer O-Isotopenstratigraphie (Abb. 18, 20a und b). Meßlücken in der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von *C. wuellerstorfi* konnten größtenteils durch $\delta^{18}\text{O}$ -Kurstücke von der *Uvigerina* Gruppe geschlossen werden, z.B. zwischen den Stadien 94-98, 129-131 und 135-139. Die Kurve der planktischen Foraminifere *G. inflata* wurde bei der Zuordnung der Isotopenstadien 1 - 19 und 60 - 78 ergänzend berücksichtigt, da sie nach Zahn-Knoll (1986) weitgehend parallel zu denen der Benthosforaminiferen verläuft und sich daher ebenfalls als stratigraphischer Standard gut eignet (Abb. 19). Unterhalb von Stadium 78 (1.95 Mio. J.v.h.) war *G. inflata* jedoch noch nicht entwickelt.

Die hochauflösenden $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von Site 658 für die letzten 730 ka (Abb. 20a) zeigen im Vergleich zur stratigraphischen Standardkurve von "SPECMAP" (Imbrie et al., 1984) insbesondere zu Beginn der Warmzeiten eine Reihe zusätzlicher Feinstrukturen, so bei den $\delta^{18}\text{O}$ -Substadien 7.3, 7.5, 9.3, 11.3, 13.1, 13.2 und 15.5 und Stadium 10 (Abb. 20a). Diese $\delta^{18}\text{O}$ -Ereignisse lassen sich nach Sarnthein und Tiedemann (1989, 1990) in weitere Substadien unterteilen (z.B. 13.1 in 13.11, 13.13 und 13.15; die Ereignisse 10.2, 10.3 und 10.4 sind im Stadium 10 neu zu unterscheiden, siehe Abb. 20a). Dabei sind die neu identifizierten Ereignisse 7.51-7.53, 9.31-9.33, 11.31-11.33, 15.51-15.53 und eine bereits von

anderen Autoren (Martinson et al. 1987, Pisias et al. 1984) vorgeschlagene Unterteilung von Stadium 5.5 in 5.51-5.53 den Eiszeit-Terminationen II-VI zuzuordnen, wobei die Klimarückschläge 5.52, 7.52, 9.32, 11.32 und 15.52 als Ereignisse analog zur Jüngeren Dryas anzusehen sind (Abb. 20a). Die mit der Stadienerweiterung verbundenen Schwierigkeiten in der Alterszuweisung im Vergleich zur SPECMAP-Zeitskala werden von Sarnthein und Tiedemann (1990) diskutiert.

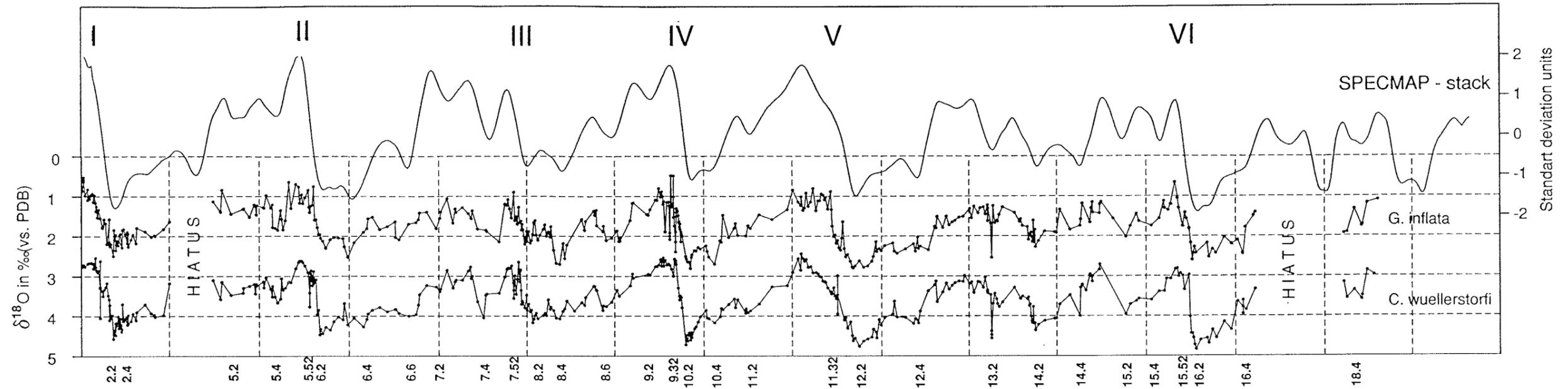
Generell gilt wohl, daß die SPECMAP-Standardkala durch Verwendung von vorwiegend Kernen mit Sedimentationsraten von nur ca. 2cm/1000 J. (Imbrie et al., 1984) diese stratigraphischen Feinheiten an den Terminationen nicht auflösen konnte. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Chronologie von Martinson et al. (1987) für die letzten 300 ka läßt allerdings an Termination II bereits einen Jüngere Dryas-artigen Klimarückschlag vermuten, in einem Bereich, wo die Sedimentationsraten der gestapelten Sauerstoffisotopenkurven teilweise über 6cm/1000 J. liegen. Bioturbationseffekte und das stratigraphische Stapelverfahren selbst führten sonst wahrscheinlich eher zu einer Verwischung der Isotopensignale an den Terminationen. Die von Martinson et al. (1987) und Imbrie et al. (1984) für die stratigraphischen Ereignisse 7.5, 9.3, 11.3 und 15.5 angegebenen Alter wurden bei Site 658 mit den Ereignissen 7.51, 9.31, 11.31 und 15.51 korreliert, da diese übereinstimmend das Ende der Terminationen kennzeichnen (Abb. 20a).

Die mittlere Sedimentationsrate der letzten 730 ka liegt bei ca. 15 cm/1000 J. (Abb. 21, Tab. 6). Minimale Werte von 4.4 cm/1000 J. finden sich im Anschluß an einen Hiatus, der auf Stadium 17.1 folgt, bis zum Stadium 16.2. Die maximale Sedimentationsrate von 25.4 cm/1000 J. zwischen den $\delta^{18}\text{O}$ -Ereignissen 14.4 und 15.1 ist vermutlich als Artefakt auf die verminderte Beprobungsdichte in diesem Abschnitt und die damit verbundenen Ungenauigkeiten in der Stadienzuweisung zurückzuführen (Abb. 20a, Tab. 6).

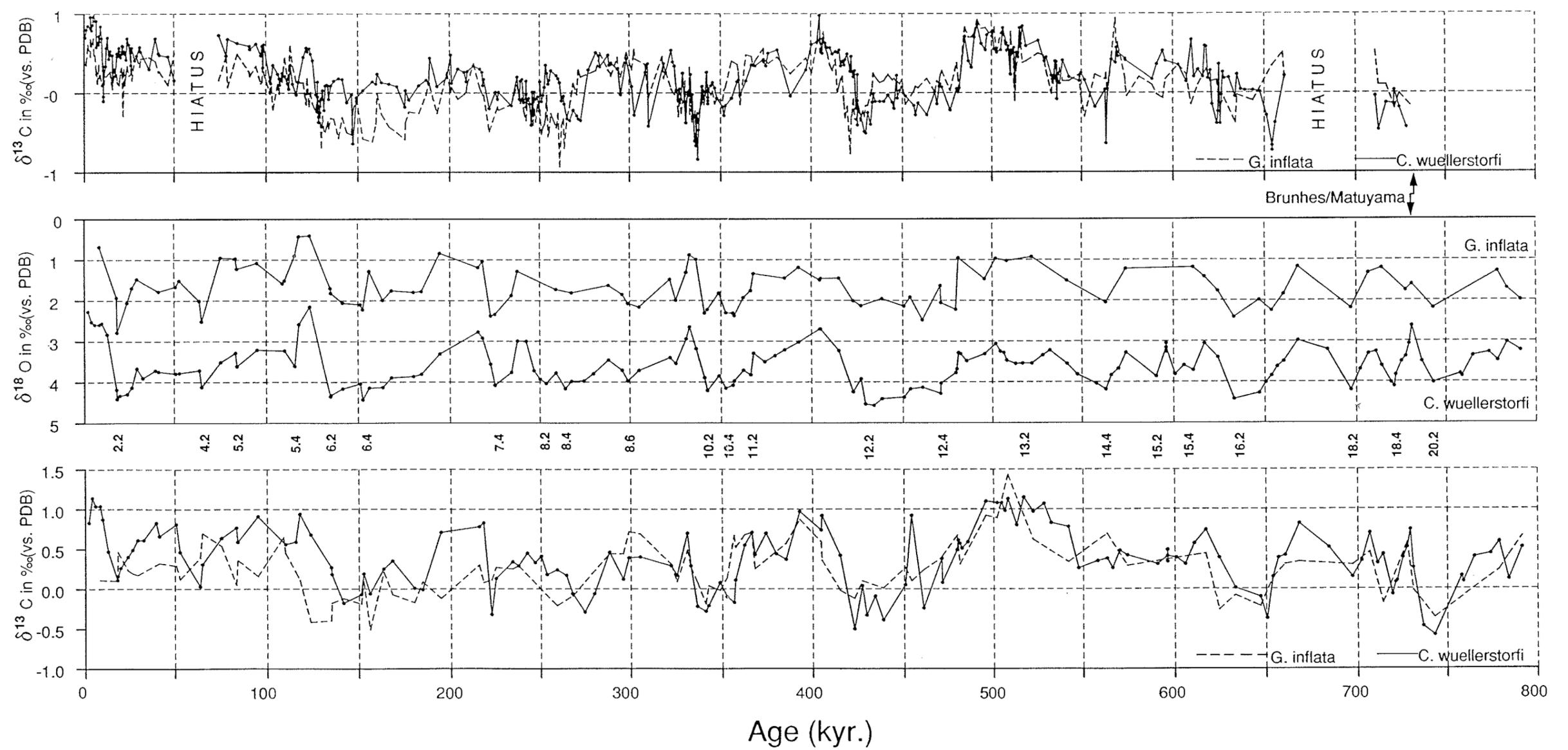
Die Identifizierung und Alterszuordnung der O-Isotopenstadien 60 - 115 basiert - wie einleitend begründet - auf der astronomisch geeichten O-Isotopenstratigraphie von Ruddiman et al. (1989) und Raymo et al. (1989). Aus dem graphischen Vergleich mit den O-Isotopenkurven von Site 607 (Raymo et al., 1989) und Site 659 ergeben sich mehrere mögliche Profillücken an den Bohrkerngrenzen zwischen 2.05 und 2.8 Mio. J.v.h. (Abb. 18, 20b; vgl. Kapitel C.1.). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Stadien 84, 91-93, 106, 109, 112 und 116 - 118 sind demnach im Profil von Bohrpunkt 658 A nicht oder nicht vollständig dokumentiert. Insgesamt ergeben sich aus der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie für diesen Zeitabschnitt Sedimentationsraten von bis zu 20.5 cm/1000 J. (Tab. 6, Stadien 107, 108), die viel höher sind als bisher angenommen wurde (Sarnthein und Tiedemann, 1989; Tiedemann et al., 1989).

A

SITE 658



SITE 659

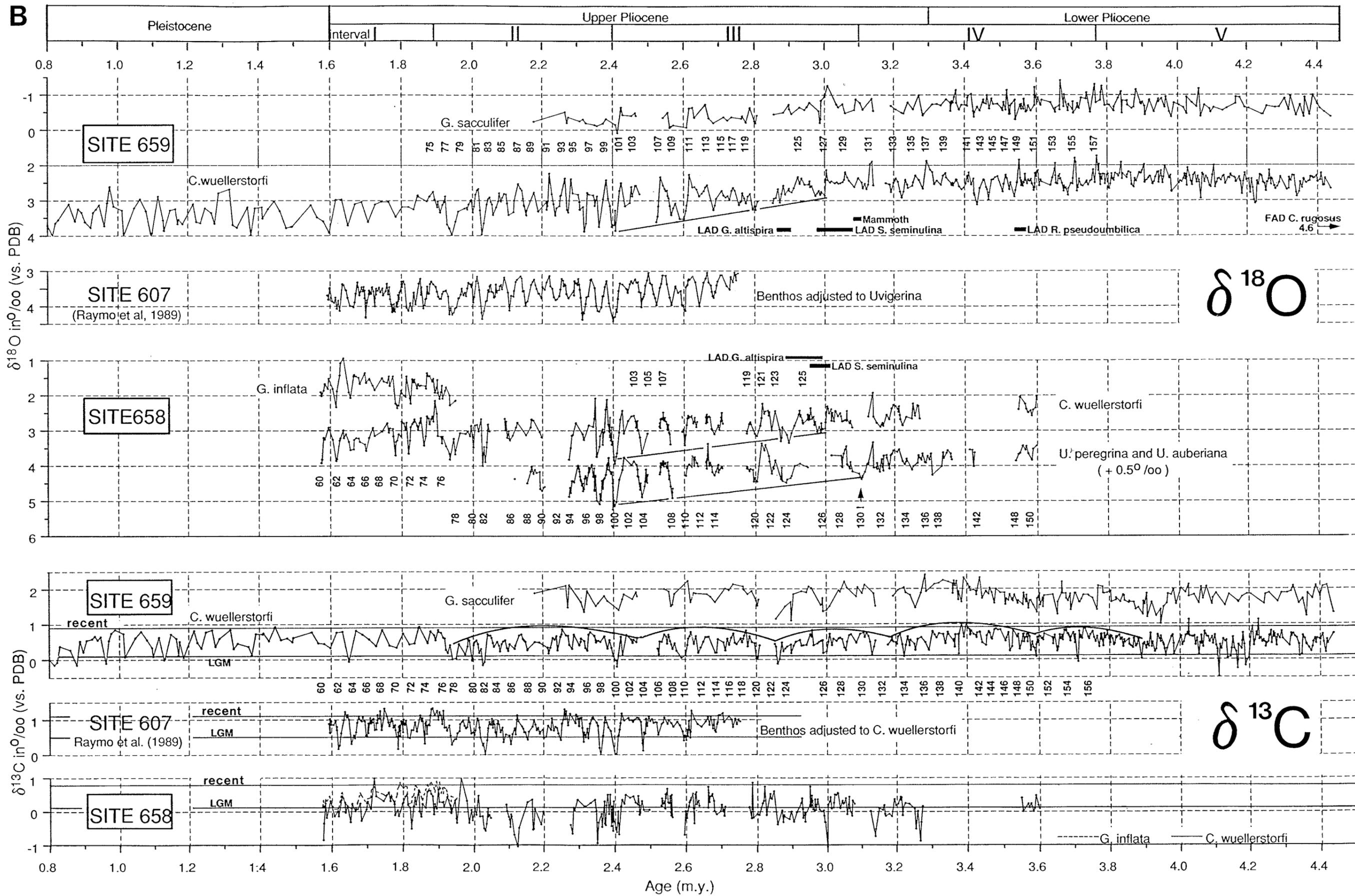


Standard deviation units

Age (kyr.)

Abb. 20a. Planktische und benthische $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ - Kurven von Site 658 von 0 - 730 ka und Site 659 von 0 - 800 ka. Isotopenstadien 1 - 21 sind numeriert. Probenabstände an den Eiszeiterminationen I - VI liegen bei Site 658 teilweise unter 500 Jahren. Vergleichsweise wurde der $\delta^{18}\text{O}$ -SPECMAP - stack (Imbrie et al., 1984) als stratigraphischer Standard abgebildet.

Abb. 20b. Zusammenstellung der planktischen und benthischen $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven von den Sites 658, 659 und 607 (Raymo et al., 1989) zwischen 4.5 und 0.8 Mio. J. Das Pliozän wurde nach den O-Isotopenkurven in die Klimaintervalle I - V unterteilt. Isotopenstadien 60 - 157 sind numeriert. Stadien 117 - 157 neu definiert. Biostratigraphische Grenzen nach Weaver et al. (1989). Fortschreitende Vertiefung der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven vor 3.1 - 2.4 Mio. J. kennzeichnet Anwachsen nordpolarer Eismassen. Heutige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Kroopnick, 1985) im Bodenwasser bei Sites 658, 659 und 607 sowie die des letzten Hochglazials (Tab. 13) sind als Linien angezeigt. Ein Großteil der Meßwerte von *G. sacculifer* bei Site 659 stammt von Schultz (1989).



Schwierigkeiten bereitete bei Site 658 die Einstufung der Stadien 85 - 90, da aufgrund der geringen Zeitaufklärung eine Umordnung in die Stadien 84 - 88 ebenfalls denkbar wäre. Das Stadium 84 ist in der Referenzkurve von Raymo et al. (1989) sehr schwach ausgebildet (Abb. 20b). Da das (jetzige) Stadium 86 bei Site 658 trotz der geringen zeitlichen Auflösung bereits einen um etwa 0.2 ‰ größeren Isotopenhub zeigt, erschien eine Rückstufung ins Stadium 84 eher unwahrscheinlich. Die stratigraphische Einstufung von Stadium 90 erscheint als einigermaßen gut gesichert. Der zeitlich gut aufgelöste Isotopenhub zwischen Stadium 90 und 89 (*Uvigerina*-Gruppe) stimmt mit dem in Site 607 überein. Eine Rückstufung des Stadium 90 ins Stadium 88 würde einen wesentlich größeren Hub voraussetzen. Infolge von Sedimentverlusten an der Kerngrenze 658A-16/17 (Abb. 18, 20b) wäre demnach das Stadium 84 nicht dokumentiert.

Ebenfalls problematisch war die Einstufung der Stadien 94 - 96 aus dem Sedimentprofil von Kern 17 der Bohrung 658B. Im Vergleich zu den O-Isotopenkurven von Site 607 und Site 659 (Abb. 20b) wären die benthischen Isotopenhübe (*C. wuellerstorfi*, *Uvigerina*-Gruppe) im Stadium 96 zu schwach und im Stadium 94 zu stark. Außerdem ist das ausgeprägte $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum für Stadium 94 eher untypisch. Die hohen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Stadium 94, die auf Site 658 in der Kurve von *C. wuellerstorfi* das Niveau von Stadium 100 erreichen, passen jedoch im Vergleich zu den O-Isotopenkurven von Site 607 und 659 auch nicht zu den nächstjüngeren kaltzeitlichen Isotopenstadien 92 und 90. Eine Rückstufung der Stadien 94 und 96 in diese Stadien erschien daher nicht sinnvoll. Die Isotopenwerte von *C. wuellerstorfi* und der *Uvigerina*-Gruppe sind am Übergang von Kern 18 zu Kern 17 (658B) (Abb. 9) fast identisch und schließen hier größere Sedimentverluste eher aus. Einen sehr markanten und leicht zu identifizierenden stratigraphischen Fixpunkt bildet das Stadium 100. Es zeigt in allen bisher bekannten benthischen Isotopenkurven den größten Isotopenhub und die schwersten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Pliozän, verbunden mit extrem leichten $\delta^{13}\text{C}$ -Werten. Diese Tatsache ermöglichte die genaue Anpassung der benthischen O-Isotopenkurven von Kern 18 aus Bohrung 658B an die Isotopenkurven der Bohrung A, da beide Kurven ein Überlappen in Stadium 100 zeigen (Abb. 9, vgl. Kapitel C.1.). Aus diesem Grunde können die Isotopen-Oszillationen aus Bohrung B-17 und -18 unmöglich einen älteren Bereich in der Isotopenstratigraphie dokumentieren, als den hier mit 94 - 100 definierten.

Die Bio- und Magnetostratigraphie für das Zeitintervall von 2.7 - 3.6 Mio. J.v.h. erlaubt bei Site 658 eine nur grobe Zeiteinstufung (Abb. 19, 21). Einerseits konnten durch verstärkte Karbonatlösung die LAD's (Last Appearance Datum = Aussterbe-Alter) der Leitfossilien nicht enger eingegrenzt werden. Andererseits

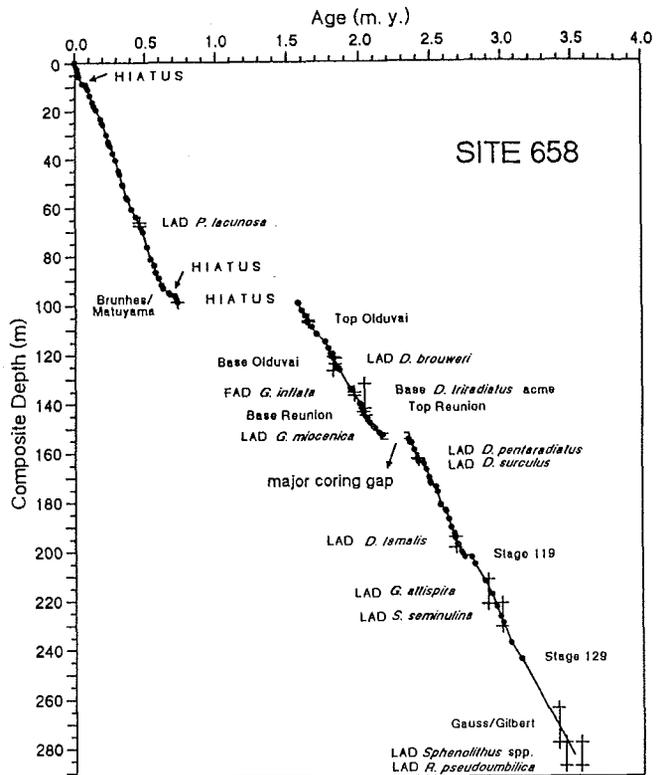


Abb. 21. Alters/Tiefen - Diagramm für Site 658, konstruiert nach den in Tab. 6. aufgelisteten Altern stratigraphischer Fixpunkte.

verhinderten größere Sedimentverluste von 3 - 8 m in den untersten Kernen 30 - 33 (Ruddiman, Sarnthein, et al., 1988) eine engere Abgrenzung der Bio- und Magnetalter und führten gleichzeitig zu größeren Lücken in den O-Isotopenkurven. Für das LAD von *Sphenolithus* spp. und *R. pseudoumbilica*, die sich etwa über den gleichen Tiefenbereich erstrecken, wurde daher vorerst ein Mischalter errechnet (Tab. 6). Da Site 659 über eine vollständigere Sedimentabfolge verfügt, stützt sich unsere Alterszuordnung der O-Isotopenstadien 119 - 151 (2.75 - 3.6 Mio. J.v.h.) an Site 658 auf dessen biostratigraphisch geeichte Isotopenstratigraphie. Übereinstimmend fällt das LAD von *S. seminulina* an den Sites 658 und 659 ins $\delta^{18}\text{O}$ -Stadium 125 (Abb. 20b), das LAD von *G. altispira* ins Stadium 124. Unter Einbeziehung des Mischalters aus dem LAD von *Sphenolithus* spp. und *R. pseudoumbilica* ergibt sich schließlich noch die stratigraphische Einstufung der Stadien 148 - 151 bei Site 658. Der Isotopenhub und die absoluten $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Stadium 150 stimmen bei Sites 658 und 659 im übrigen gut überein. Durch lineare Interpolation zwischen den Altern der Stadien 139 und 149 ergab sich für die isolierten Meßwerte bei etwa 3.4 Mio. Jahren eine Lage, die dem Stadium 142 an Site 659 am ehesten entspräche.

SITE 658

Ereignis	Teufe (m)	Alter (Ma)	Sed.-Rate (cm/1000 J.)	Ereignis	Teufe (m)	Alter (Ma)	Sed.-Rate (cm/1000 J.)
	0.0	0.0		90	152.75	2.19780	3.7
1.1	1.98	0.00980	28.2	Basis Kern 658A-17	153.03	2.20530	3.7
"Younger Dryas"	2.37	0.01240	15.0				
Base Term. I	3.53	0.01830	19.7				
2.3	4.71	0.02350	22.7	94 (Top Kern 658B-17)	154.54	2.27510	
3.1	5.81	0.02950	18.3	95	157.25	2.30800	10.9
3.31	8.83	0.05021	14.6	96	160.04	2.31450	19.2
				97	164.21	2.33960	16.6
				Basis 97	165.62	2.34990	13.7
Basis Hiatus	9.10	0.07447		98	166.21	2.36150	9.1
5.1	9.69	0.07925	12.3	99	168.56	2.38230	11.3
5.2	11.13	0.09095	12.3	(LAD D. pentaradiatus	172.15	2.405)	
5.3	13.62	0.10380	19.4	100	172.32	2.40400	17.3
5.51	16.38	0.12256	14.7	(LAD D. surculus	172.65	2.40618)	
6.2	18.02	0.13534	12.8	101	174.68	2.41960	15.1
6.42	19.61	0.14934	11.4	103	176.87	2.46290	5.1
6.6	23.40	0.18330	11.2	104	179.80	2.47960	17.5
7.1	24.90	0.19318	15.2	Ende 105	181.49	2.49100	14.8
7.2	25.71	0.20057	11.0	Basis Kern 658A-20	182.20	2.49548	14.8
7.4	29.99	0.22520	17.4				
7.51	32.71	0.24119	17.0				
8.02	33.93	0.24700	21.0	Top Kern 658A-21 (Ende 107)	183.61	2.52970	
8.2	34.81	0.25343	13.7	107	185.72	2.54000	28.5
8.42	37.65	0.26750	20.2	108	190.89	2.56520	20.5
8.5	40.51	0.28020	13.8	Basis Kern 658A-21	191.11	2.56627	20.5
9.1	44.77	0.31000	19.5				
9.2	46.35	0.32000	15.8				
10.22	50.49	0.34000	20.7	Top Kern 658A-22 (109)	193.10	2.59410	
10.24	50.96	0.34250	18.8	110	193.65	2.60130	7.6
11.1	55.73	0.36800	18.7	111	196.93	2.62085	16.8
11.2	56.64	0.37500	13.0	Basis Kern 658A-22 (Beginn 11)	200.16	2.63900	17.8
11.31	60.58	0.40500	13.1				
12.2	63.75	0.43400	10.9				
(LAD P. lacunosa	65.85-67.35	0.451-0.463)					
12.4	68.43	0.47100	12.6				
13.11	70.18	0.48100	17.5	Top Kern 658A-23	202.61	2.66175	
13.2	76.32	0.51300	19.2	113	203.58	2.66700	18.5
14.2	81.43	0.53800	20.4	(LAD D. tamalis	204.35-207.95	2.671-2.692)	
14.4	84.07	0.56300	10.6	114	206.91	2.68500	18.5
15.1	86.86	0.57400	25.4	115	209.94	2.70600	14.4
15.3	89.20	0.59600	10.6	Anstieg 115	210.33	2.71000	
15.51	91.76	0.61700	12.2	119.2	212.09	2.77609	11.8
16.22	93.37	0.62800	14.6	120	214.84	2.79931	11.8
16.4	94.86	0.65600	5.3	(LAD G. altispira	212.46-231.55	2.9)	
17.1 Top Hiatus	95.13	0.66800	2.3	124.2	221.96	2.87237	9.7
				125.1	227.31	2.92359	10.4
18.3 Basis Hiatus	96.16	0.71100		(LAD S. seminulina	231.05-240.55	3.0)	
18.4	97.55	0.72100	13.9	125.3	232.43	2.95705	15.3
(Brunhes/Matuyama	98.75	0.73)		126	236.47	2.98675	13.6
19.1	98.79	0.73100	12.4	127	239.13	3.00519	14.4
Top Hiatus	98.83	0.73070		129	247.03	3.05947	14.6
				131	253.72	3.13766	8.6
Basis Hiatus	98.93	1.57290		132.3	259.81	3.17727	15.4
60	99.23	1.57500		133	263.89	3.20629	14.1
61	102.04	1.59500	14.0	134	267.38	3.22336	20.4
62	104.13	1.61600	10.0	135	270.83	3.26194	8.9
(Top Olduvai	106.35-106.95	1.631-1.636)		137	274.82	3.29335	12.7
63	107.00	1.63600	14.4	138	277.29	3.32430	8.0
64	109.02	1.66500	7.0	139	280.63	3.34627	15.2
66	111.96	1.70000	8.4	(Gauss/Gilbert	273.95-288.05	3.4)	
69	115.01	1.75900	5.2	141	288.19	3.41182	11.5
70	117.58	1.78200	11.2	(Mischalter aus Sphenolithus	292.80	3.50500)	
71	119.83	1.80000	12.5	(und R. pseudoubillica			
(Basis Olduvai	121.25-126.85	1.815-1.865)		149	298.58	3.55215	7.4
72	121.60	1.81900	9.3	151	302.51	3.59836	8.5
(LAD D. brouweri	121.85-124.05	1.821-1.839)					
73	125.81	1.85300	12.4				
74	126.53	1.86200	8.0				
78.2	134.06	1.93400	10.5				
(Base D. trinradiatus							
acme	132.15-142.15	1.916-2.014)					
(FAD G. inflata	135.54-136.75	1.950-1.963)					
80	140.29	2.00100	9.3				
81	142.08	2.01300	14.9				
(Top Réunion I	143.54	2.02468)					
82	143.83	2.02700	12.5				
(Basis Réunion I	145.01	2.04180)					
83 (Basis Kern 658A-16)	145.40	2.04670	8.0				
Top Kern 658A-17	145.49	2.08660					
85	146.07	2.09110	12.9				
86	147.97	2.10580	12.9				
87	149.36	2.12740	6.4				
(LAD G. miocenica	152.45-154.85	2.145-2.341)					
88	150.12	2.15220	3.1				
89	151.99	2.17700	7.5				

Tabelle 6. Absolute Alter und Teufen (m c.d.) von stratigraphischen Fixpunkten für Site 658 und resultierenden Sedimentationsraten. Zahlenangaben in Spalte "Ereignis" sind $\delta^{18}\text{O}$ -Stadien (Imbrie et al., 1984; Pisias et al., 1984; Prell et al., 1986; Martinson et al., 1987; Ruddiman et al., 1989; Raymo et al., 1989). Bio- und magnetostratigraphische Daten nach Weaver et al. (1989), Chepstow-Lusty et al. (1989), Tauxe et al. (1989). Stratigraphische Bio- und Magnetfixpunkte in Klammern sind Alter nach der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie.

Bereits an Bord identifizierten Ruddiman, Sarnthein et al. (1988) einen Hiatus zwischen 96.25 - 96.55 m, der von der Brunhes/Matuyama-Grenze bis zum LAD von *C. macintyre* reicht. Verschiedene stratigraphische Ansätze ließen jedoch zunächst mehrere Deutungsmöglichkeiten zu. Einerseits weisen die LAD's von *C. macintyre* (1.45 Mio. J.v.h.) und *H. sellii* (1.37 Mio. J.v.h.) verbunden mit einer Abnahme des Wassergehaltes im Sediment um etwa 12 % übereinstimmend auf einen stratigraphischen Bruch bei etwa 96.4 m hin; andererseits zeigt die Paläomagnetik das Einsetzen der Brunhes Chron bereits bei etwa 98.75 m, d. h. etwa 2.3 m tiefer. Nach Sarnthein und Tiedemann (1989) resultieren aus dem graphischen Vergleich zwischen den O-Isotopenkurven von Site 658 und der Sauerstoffisotopen-Taxonomie von Prell et al. (1986), Shackleton und Opdyke (1973, 1976) und Ruddiman et al. (1989) für diesen Tiefenbereich folgende zwei Hiati (Abb. 18).

Der mächtigere Hiatus endet in Übereinstimmung mit der Paläomagnetik knapp unterhalb der Brunhes/Matuyama-Grenze bei 98.83 - 98.93 m Teufe an der Basis von Stadium 19 und beginnt bei Stadium 60, reicht also von 0.731 - 1.573 Mio. J.v.h. und umfaßt etwa 840 ka (Abb. 18, 21, 20a,b). Nach Ruddiman, Sarnthein et al. (1988) ist dieser Hiatus das Ergebnis einer großräumigen Rutschung. Daher könnten ältere Nannofossilien aus der kurzzeitig freigelegten Rutschungsbasis der folgenden Sedimentation in der Brunhes Chron noch beigemischt sein.

Der zweite, kleinere Hiatus zwischen 96.16 und 97.55 m (Abb. 18), zwischen den O-Isotopen Ereignissen 17.1 und 18.4 (Abb. 20a) entspricht den oben erwähnten Hinweisen aus sedimentphysikalischen Kennwerten Porosität und Wassergehalt. Die auch nachfolgend noch außergewöhnlich niedrige Sedimentationsrate von etwa 4.4 cm/1000 J. (Tab. 6) weist auch auf ein fast vollständiges Fehlen von Stadium 17 hin, das durch die $\delta^{18}\text{O}$ -Oszillation von Stadium 17.1 jedoch in der stratigraphischen Kurve zumindest schwach angedeutet ist. Eine neuere Interpretation stufte den Hiatus auf den Bereich zwischen 95.13 und 96.16 m ein. Demnach würde das von Sarnthein und Tiedemann (1989) zugeordnete O-Isotopenereignis 17.1 größtenteils als Stadium 18.3 gedeutet. Entscheidend war der hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Wert der planktischen Foraminifere *G. inflata*, der im Vergleich zur "SPECMAP"-Standardkurve für das Ereignis 17.1 untypisch ist und eher auf eine Einstufung ins Stadium 18.3 hinweist (Abb. 20a). Der Hiatus umfaßt damit etwa 42 ka.

Ein weiterer Hiatus wurde von Sarnthein und Tiedemann (1989) zwischen 8.83 und 9.10 m Teufe identifiziert (Abb. 18) und beinhaltet das O-Isotopenstadium 4 sowie den Beginn von Stadium 3 (Abb. 20a). Die Ereignisse der Stadien 1, 2 und die meisten Teile von 3 konnten der O-Isotopentaxonomie von Pisias et al.

(1984) und Prell et al. (1986) wieder eindeutig zugeordnet werden. Eine mögliche Zugehörigkeit des als 3.2 eingestuften Ereignisses zum Stadium 4 ist unwahrscheinlich, da nach Shackleton (1977), Sarnthein et al. (1984) und Zahn et al. (1986) die für das Stadium 4 typischen, geringen $\delta^{13}\text{C}$ Werte in diesem Profilabschnitt fehlen. Das vorangehende $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum bei 8.83 m ist nach Paterne et al. (1986) als 3.31 zu bezeichnen oder als 3.3 nach Martinson et al. (1987). Bisher konnte ein solch ausgeprägtes $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum bei Stadium 3.31 nur an Sedimentkernen mit vergleichbar hohen Sedimentationsraten beobachtet werden (z.B.: V19-30, Shackleton et al., 1983; KET8003 und KET8004, Paterne et al., 1986). Der nächstleichtere $\delta^{18}\text{O}$ -Wert bei 9.10 m (Abb. 18) ist mit dem letzten Erscheinen von *Globorotalia hexagonus* verknüpft, das die O-Isotopengrenze 5/4 markiert (Dr. U. Pflaumann, Geol.- Paläont. Inst., freundl. mündl. Mitt.). Der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert ist somit dem Stadium 5 zuzuordnen und bildet die Basis eines Hiatus bis Stadium 3.31. Diese Einstufung wird durch den Keton-Sättigungs-UK³⁷-Temperaturindex (Brassel et al., 1986) gestützt, wobei den Hiatus nach S. Bradshaw (School of Chemistry, Bristol, freundl. schriftl. Mitt.) ein ungewöhnlich abrupt und extremer Wechsel von warmen zu kalten Oberflächenwassertemperaturen charakterisiert.

Die herkömmlichen Literaturalter für die von Weaver et al. (1989), Tauxe et al. (1989) und Chepstow-Lusty et al. (1989) definierten magneto- und biostratigraphischen Grenzen der letzten 2.75 Mio. J. stimmen gut mit den astronomisch geeichten Altern der O-Isotopenstratigraphie von Site 658 überein (Tab. 5). Die zeitlichen Abweichungen gegenüber den konventionellen Magnetaltern liegen bei weniger als 1.8 % gegenüber biostratigraphischen Altern unter 3.2 %, mit Ausnahme des ersten Auftretens (FAD = "First Appearance Datum") von *G. inflata* (6.8 %). Durch Auslesen der planktischen Foraminifere *G. inflata* für O-Isotopenmessungen konnte ihr erstes Auftreten auf den Teufenbereich von 135.54 - 136.76 m genau eingengt werden (135.85 - 145.35 m nach Weaver et al., 1989). Nach der O-Isotopenstratigraphie ergibt sich daher für das FAD von *G. inflata* ein Alter von etwa 1.957 Mio. J., das mit den von Raymo et al. (1989) angegebenen FAD-Altern für die Sites 607, 609 und 552A gut übereinstimmt (Tab. 5). Das allgemein in der Literatur verwendete Alter nach Weaver und Clement (1986) liegt bei 2.1 Mio. J.v.h.

D.2. SITE 659

Die in dieser Arbeit studierte Stratigraphie an Site 659 umfaßt die letzten 8 Mio. J. (Abb. 22). Eine fortlaufende benthische O-Isotopenkurve wurde allerdings nur für die letzten 4.5 Mio. J. (0 - 144 m Teufe)

erstellt (Abb. 19, 20a,b). Die Alterszuordnung der letzten 0.8 Mio. J. (Stadien 1-22) basiert auf einer Korrelation mit der "SPECMAP"- $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie (Abb. 20a). Demnach fällt die Brunhes/Matuyama-Grenze bei 24.80 m (Tauxe et al., 1989) in Übereinstimmung mit anderen $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven (z.B. Imbrie et al., 1984) ins Isotopenstadium 19. Nach der Isotopenstratigraphie errechnet sich für das LAD von *P. lacunosa* zwischen 15.37 - 15.90 m (Manivit, 1989) ein Alter von 469 - 492 ka, das mit dem von Backman und Shackleton (1983) publiziertem Alter von 470 ka am ehesten übereinstimmt (Tab. 5). Die Sedimentationsraten der letzten 800 ka schwanken bei Site 659 zwischen 2.0 und 8.9 cm/1000 J. (Tab. 7).

Die Grenzen der Jaramillo- und Olduvai-Epochen (Tauxe et al., 1989) stufen das Zeitintervall 0.8 - 1.88 Mio. Jahre ein (Abb. 19, 22), da die benthische $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von Site 659 in diesem Zeitabschnitt noch nicht über die nötige stratigraphische Auflösung verfügt (Abb. 19, 20b). Die Sedimentationsrate variiert von 2.6 - 3.8 cm/1000 J. Die Grenzen der Jaramillo- und Olduvai-Ereignisse aus der Bohrung B konnten mit Hilfe der "Composite Depth" für Bohrung A genau integriert werden. Ober- und Untergrenze des Jaramillo-Ereignisses wurden außerdem in Bohrung A identifiziert. Aus dieser Doppelbestimmung ließ sich die Jaramillo-Obergrenze auf 30.43 - 30.60 m und die Untergrenze auf 33.00 - 33.39 m Teufe einengen.

Von 1.89 - 2.75 Mio. J.v.h. basiert die Alterszuordnung auf der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie. Die Sedimentationsraten schwanken hier von 2.6 - 2.8 cm/1000 Jahre (Tab. 7). Die von Tauxe et al. (1989) bei 80.7 m Teufe eingestufte Gauss/Matuyama-Grenze (2.48 Mio. J.v.h.) (Abb. 22) ist, nach Rücksprache mit J.P. Valet (Institut de Physique du Globe de Paris), aufgrund einer Meßlücke unsicher. Sie sei zwischen 76.3 und 81.0 m zu finden und käme dann zwischen die Isotopenstadien 103 und 110 zu liegen (Abb. 19). Nach Shackleton und Hall (1989) und Raymo et al. (1989) erscheint die Gauss/Matuyama-Grenze im $\delta^{18}\text{O}$ -Stadium 104, welches bei Site 659 aufgrund einer Beprobungslücke leider nicht dokumentiert ist. Das Zusammenfallen der LAD's von *D. pentaradiatus* und *D. surculus* mit dem Stadium 100, sowie das LAD von *D. tamalis* mit dem Stadium 114 stimmt wiederum mit den Befunden von den Sites 658, 607, 609 und 552A voll überein (Tab. 5).

Die Alter der neu definierten $\delta^{18}\text{O}$ -Stadien 117 - 150 basieren auf der Annahme einer konstanten Sedimentationsrate (2.9 cm/1000 J.) zwischen $\delta^{18}\text{O}$ -Stadium 116 vor 2.73 Mio. J. und dem LAD von *R. pseudoumbilica* vor 3.65 Mio. J. (Abb. 22). Diese Annahme wird durch zwei Befunde gestützt, einerseits durch das LAD von *S. seminulina* bei 3.0 Mio. J.v.h. (Weaver et al., 1989), das wie bei Site 658 mit dem $\delta^{18}\text{O}$ -Stadium 125 grob zusammenfällt und andererseits durch ein kurzes magne-

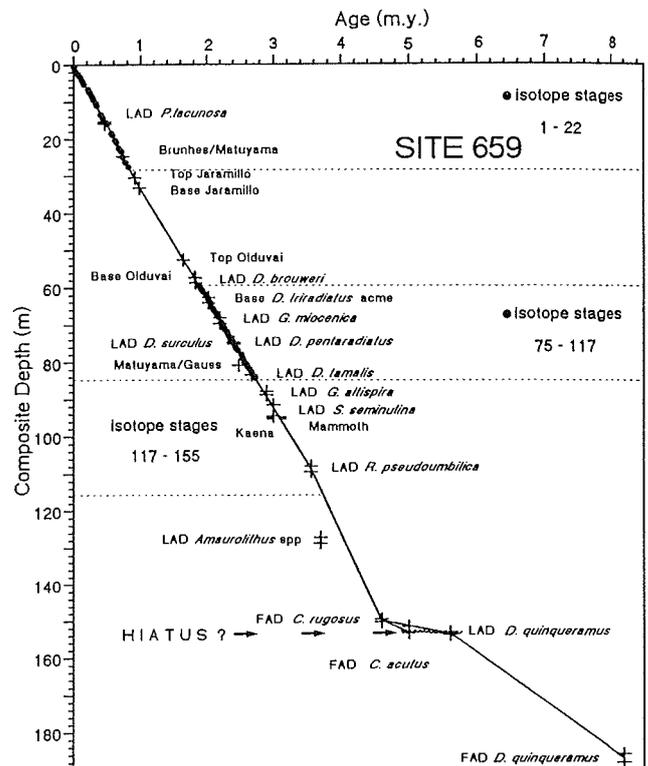


Abb. 22. Alters/Tiefen - Diagramm für Site 659, konstruiert nach den in Tab. 7. aufgelisteten Altern stratigraphischer Fixpunkte.

tisches Intervall mit reverser Polarität zwischen 94.55 m und 95.05 m, bei Stadium 130, (90.15 - 90.65 m Originaltiefe, Bohrung 659B, Tauxe et al., 1989, S. 436, Abb. 7), das wohl eher dem Mammoth-Ereignis (3.08 - 3.18 Mio. J.v.h.) als dem Kaena-Ereignis (2.92 - 2.99 Mio. J.v.h.) zugeordnet werden muß (Abb. 22). Die im Alters/Tiefen-Diagramm (Abb. 22) konstruierte Gerade zwischen Stadium 116 und dem LAD von *R. pseudoumbilica* überschneidet sich nämlich genau mit dem LAD von *S. seminulina* und dem Mammoth-Ereignis. Nur das LAD von *G. altispira* mit 2.9 Mio. J. (Berggren, 1977) wäre im Vergleich zu den übrigen Altersmarken geringfügig zu alt (Abb. 22). Auch Weaver et al. (1989) berechneten an den Sites 659 - 661 für das LAD von *G. altispira* generell jüngere Alter von 2.7 - 2.95 Mio. Jahren. Das von Weaver et al. (1989) bestimmte LAD von *R. pseudoumbilica* (3.56 Mio. J.v.h.) an der Basis von Kern 659A-12 bezieht sich auf einen übermäßig langen Profilabschnitt von 8.3 m aufgrund von Bohrkernverlusten. Mit Hilfe der exakten "Composite Depth" konnte dieses Datum nunmehr durch ein enger belegtes LAD (1.5 m Kernlänge/Probenabstand) aus Kern 659B-12-5 (Ruddiman, Sarnthein et al., 1988) ersetzt werden, das mit Stadium 148/149 zusammenfällt (Abb. 19).

SITE 659

Ereignis	Teufe (m)	Alter (Ma)	Sed.- Rate (cm/1000 J.)	Ereignis	Teufe (m)	Alter (Ma)	Sed.- Rate (cm/1000 J.)
	0	0					
1.1	0.55	0.0098	5.61	107	78.77	2.5444	4.11
2.2	1.05	0.0183	5.88	108	79.75	2.565	4.76
3.1	1.59	0.0295	4.82	109	80.03	2.576	2.55
4.2	2.46	0.0650	2.45	110	80.48	2.601	1.80
5.1	2.82	0.07925	2.53	111	81.06	2.616	3.87
5.3	3.43	0.1038	2.48	112	81.69	2.645	2.17
5.5	4.14	0.12382	3.55	113	82.43	2.667	3.36
6.2	4.41	0.1351	2.39	114	82.89	2.685	2.56
6.4	5.18	0.15258	4.41	(LAD <i>D. tanalis</i>)	83.35	2.699)	
7.3	6.62	0.21554	2.29	115	83.63	2.708	3.19
7.4	7.04	0.22489	4.49	116	84.21	2.730	2.66
7.5	7.41	0.24019	2.94	117	84.51	2.740	
8.2	7.98	0.25343	3.7	118	84.99	2.757	
8.42	8.34	0.2675	2.56	119.1	85.27	2.766	
8.5	8.91	0.2882	2.75	119.3	85.89	2.787	
8.6	9.36	0.299	4.17	120	86.21	2.799	
9.3	10.36	0.331	3.13	124.2	88.38	2.872	
10.24	10.99	0.3425	5.48	124.3	88.66	2.882	
11.1	12.49	0.368	5.88	124.4	89.36	2.906	
11.3	13.40	0.405	2.46	(LAD <i>G. altispira</i>)	87.75 - 88.75	2.90)	
12.2	14.27	0.434	3.00	125.1	90.03	2.924	
(LAD <i>P. lacunosa</i>)	15.37 - 15.90	0.469 - 0.492)		125.3	90.86	2.957	
12.4	15.43	0.471	3.14	126	91.73	2.987	
13.11	15.91	0.481	4.80	(LAD <i>S. seminulina</i>)	91.45 - 94.45	3.00)	
13.13	16.61	0.502	3.33	127	92.27	3.005	
13.2	17.18	0.513	3.33	128	93.26	3.039	
14.4	18.43	0.563	2.58	129	93.86	3.060	
15.1	18.91	0.574	4.36	(Kaena oder Mammoth)	94.55 - 95.05	2.92 - 2.99)	
15.3	19.51	0.596	2.73			3.08 - 3.18)	
15.4	19.85	0.607	3.09	130.2	94.63	3.086	
15.5	20.33	0.617	4.80	130.4	95.52	3.110	
16.4	20.94	0.633	3.81	131	96.15	3.138	
17.1	22.44	0.668	4.29	133	98.16	3.206	
18.2	23.03	0.697	2.03	134	98.66	3.223	
18.3	23.46	0.711	3.07	135.1	98.96	3.233	
18.4	23.94	0.721	4.80	135.3	99.79	3.262	
(Brunhes/Matuyama)	24.80	0.730)		136	100.14	3.283	
19.1	24.83	0.731	8.90	137	100.71	3.293	
20.22	25.11	0.743	2.33	138	101.62	3.324	
21.1	25.75	0.774	2.06	139	102.26	3.346	
21.3	26.33	0.784	3.80	140.2	102.87	3.367	
22.4	27.47	0.814	2.85	140.4	103.58	3.391	
Top Jaramillo	30.43 - 30.60	0.910	3.18	141	104.18	3.411	
(659A + 659B)				142	104.87	3.435	
Base Jaramillo	33.00 - 33.39	0.980	3.83	143	105.38	3.453	
(659A + 659B)				144	105.80	3.467	
Top Olduvai (659B)	52.56	1.642	2.92	145	106.52	3.492	
Base Olduvai (659B)	57.16	1.817	2.63	146	106.94	3.506	
(LAD <i>D. brouweri</i>)	57.37 - 58.66	1.828)		147	107.18	3.514	
75	59.53	1.883	3.59	148	107.90	3.539	
76	60.20	1.908	2.68	149	108.29	3.552	
77	60.57	1.922	2.64	150.2	108.52	3.560	
78	61.02	1.941	2.37	(LAD <i>R. pseudoubillica</i>)	107.77 - 109.27	3.560	2.93
79	61.70	1.985	1.55	(659B)			
80	62.22	2.001	3.25	150.4	109.79	3.592	
81	62.68	2.013	3.83	151	110.09	3.600	
82	63.19	2.027	3.64	152	111.16	3.627	
(BASE <i>D. triradiatus</i>)	62.56 - 64.06	2.001 - 2.050)		153	112.19	3.653	
acme				154	113.64	3.690	
83	64.02	2.049	3.77	155	114.39	3.708	
84	64.51	2.059	4.85	156	115.87	3.745	
85	65.52	2.091	3.17	157	116.86	3.770	
86	66.10	2.110	3.05	LAD <i>Amaurolithus</i> spp.	127.15 - 128.65	3.70	
87	66.71	2.138	2.18	FAD <i>C. rugosus</i>	149.37 - 150.09	4.60	3.96
88	67.19	2.152	3.43	(659A + 659B)			
89	67.83	2.177	2.56	FAD <i>C. acutus</i>	151.37 - 153.23	5.00	(0.58)
(LAD <i>G. miocenica</i>)	68.02 - 69.62	2.183 - 2.233)					(bei Annahme eines Hiatus)
91	69.31	2.221	3.36	H I A T U S ?			
92	69.75	2.238	2.59				
93	70.56	2.260	3.68	LAD <i>D. quinqueramus</i>	153.01 - 153.66	5.60	0.35
94	71.10	2.275	3.60	(659B)			
95	71.71	2.3031	2.17	FAD <i>D. quinqueramus</i>	185.69 - 187.89	8.20	1.29
96	72.17	2.317	3.31				
97	72.99	2.340	3.57				
98	73.80	2.362	3.68				
99	74.10	2.382	1.50				
100	74.70	2.404	2.73				
(LAD <i>D. pentaradiatus</i>)	74.52 - 74.72	2.397 - 2.405)					
(LAD <i>D. surculus</i>)	74.82 - 75.02	2.407 - 2.412)					
101	75.47	2.424	3.85				
102	76.01	2.442	3.00				
103	76.70	2.463	3.29				
(Matuyama/Gauss)	76.30 - 81.00	2.480)					
106	77.89	2.523	1.98				

“Ereignis” sind $\delta^{18}\text{O}$ -Stadien (Imbrie et al., 1984; Pisias et al., 1984; Prell et al., 1986; Martinson et al., 1987, Ruddiman et al., 1989; Raymo et al., 1989). Bio- und magnetostratigraphische Daten nach Weaver et al. (1989), Chepstow-Lusty et al. (1989), Tauxe et al. (1989), Manivit (1989), P. Cepek (freundl. mündl. Mit., FAD *C. rugosus*). Stratigraphische Bio- und Magnetfixpunkte in Klammern sind Alter nach der $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie.

Tabelle 7. Absolute Alter und Teufen (m c.d.) von stratigraphischen Fixpunkten für Site 659 und resultierenden Sedimentationsraten. Zahlenangaben in Spalte

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Stadien 121-123, 132 und 152 sind in den Bohrungen von Site 659 infolge von Bohrkerngrenzen (Abb. 19) nur unvollständig erhalten, lassen sich jedoch mit Hilfe der Kurve von Site 658 ergänzen (Abb. 20b).

Die Alter der Isotopen-Stadien 150 - 157 zwischen dem LAD von *R. pseudoumbilica* und dem FAD von *C. rugosus* (4.6 Mio. J.v.h.) sind linear interpoliert (Abb. 19, 22). Weaver et al. (1989) geben für das FAD von *C. rugosus* bei 4.6 Mio. J.v.h. einen Tiefenbereich von 140.7 - 145.76 m an. Manivit (1989) beobachtete jedoch *C. rugosus* bereits ab 148.75 m. P. Cepek (Bundesanst. f. Geow. u. Rohst., Hannover, freundl. mündl. Mitt.) engte an einem engmaschigem Probenatz das FAD von *C. rugosus* auf 149.37 - 150.09 m (c.d.) weiter ein. Die durchschnittliche Sedimentationsrate von 3.96 cm/1000 J. zwischen 3.56 und 4.6 Mio. J.v.h. ist im Vergleich zu den späteren und vorangehenden Zeitintervallen deutlich höher. Das Alter des LAD von *Amaurolithus* spp. (3.7 Mio. J.v.h., Weaver et al., 1989) bei 127.15 - 128.65 m wurde nicht berücksichtigt, da es zu einem sprunghafter Anstieg der Sedimentationsrate auf etwa 15 cm/1000 J. führte (Abb. 22), was an der voll pelagischen Position von Site 659 eher auszuschließen ist.

Das FAD von *C. rugosus* markiert einen deutlichen Wechsel in der Sedimentationsrate vor 4.6 Mio. Jahren (Abb. 22, Tab. 7). Von 4.6 Mio. J.v.h. bis zum LAD von *D. quinqueramus* bei 5.6 Mio. J.v.h. sinkt nämlich die Sedimentationsrate auf einen Wert von 0.4 cm/1000 Jahre. Das LAD von *D. quinqueramus* bei 5.6 Mio. J.v.h. wurde mit Hilfe der "Composite Depth" aus der Bohrung 659B-17-3, 0-65 cm (= 153.01-153.66 m c.d.), übernommen (Ruddiman, Sarnthein et al., 1988), da in Kern 658A-16 Sedimentverluste den Profildbereich für das FAD (Weaver et al., 1989) über die Maßen ausweiten. Kernphotos, sediment-physikalische Meßgrößen und lithostratigraphische Untersuchungen geben keinen sehr deutlichen Hinweis auf einen möglichen Hiatus oder auf Nullsedimentation zwischen 5.0 und 5.6 Mio. J.v.h. Zieht man das FAD von *C. acutus* (5.0 Mio. J.v.h.) zwischen 151.37 und 153.23 m (Weaver et al., 1989) für die Sedimentberechnungen heran, so würde sich eine solche Schichtlücke auf das jüngere Messinium (5.6 - 5.0 Mio. J.v.h.) weiter einengen, ein Zeitbereich, in dem auch im Nachbar-Site 657 eine Schichtlücke beobachtet wurde (Ruddiman, Sarnthein et al., 1988). Zwischen dem LAD von *D. quinqueramus* (5.6 Mio. J.v.h.) und dem FAD von *D. quinqueramus* vor 8.2 Mio. Jahren bleibt dann die Sedimentationsrate mit 1.29 cm/1000 J. wieder mittelmäßig.

D.3. SITE 660

Die Zeiteinstufung an Site 660 basiert von der Brunhes-Chron bis zum Mammoth-Ereignis der Gauss-

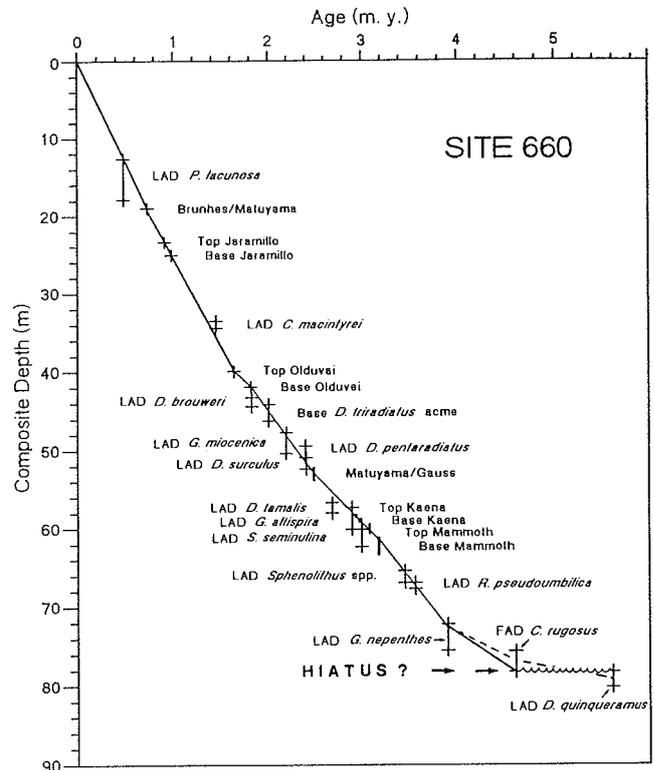


Abb. 23. Alters/Tiefen - Diagramm für Site 660, konstruiert nach den in Tab. 8. aufgelisteten Altern stratigraphischer Fixpunkte.

Tabelle 8. Absolute Alter und Teufen von stratigraphischen Fixpunkten für Site 660 und resultierende Sedimentationsraten. Bio- und magnetostratigraphische Daten nach Weaver et al. (1989), Chepstow-Lusty et al. (1989), Tauxe et al. (1989).

SITE 660			
Ereignis	Teufe (m)	Alter (Ma)	Sed.-Rate (cm/1000 J.)
LAD <i>P. lacunosa</i>	12.65 - 17.87	0.46	
Brunhes/Matuyama	19.00	0.73	2.7
Top Jaramillo	23.40	0.91	2.4
Base Jaramillo	25.10	0.90	2.4
LAD <i>C. macintyreii</i>	33.50 - 34.40	1.45	
Top Olduvai	39.90	1.642	2.2
Base Olduvai	41.90	1.817	1.1
LAD <i>D. brouweri</i>	43.30 - 44.40	1.828	
BASE <i>D. triradiatus acme</i>	44.10 - 46.20	2.029	
LAD <i>G. miocenica</i>	47.70 - 50.40	2.20	
LAD <i>D. pentaradiatus</i>	49.40 - 50.90	2.405	
LAD <i>D. surculus</i>	50.90 - 52.40	2.412	
Matuyama/Gauss	52.20 - 53.90	2.48	1.7
LAD <i>D. tamalis</i>	56.70 - 58.00	2.674	
LAD <i>G. altispira</i>	57.30 - 60.10	2.90	
Top Kaena	58.20 - 58.50	2.92	
Base Kaena	58.50 - 59.00	2.99	
LAD <i>S. seminulina</i>	60.10 - 62.30	3.00	
Top Mammoth	59.30 - 60.50	3.08	
Base Mammoth	61.20 - 63.30	3.18	1.2
LAD <i>Sphenolithus</i> spp.	65.40 - 66.90	3.45	
LAD <i>R. pseudoumbilica</i>	66.90 - 67.70	3.56	
LAD <i>G. nepenthes</i>	72.10 - 74.80	3.90	1.6
FAD <i>C. rugosus</i>	75.60 - 78.20	4.60	0.6 (0.8)
H I A T U S ?			(bei Annahme eines Hiatus)
LAD <i>D. quinqueramus</i>	78.20 - 80.20	5.60	0.2(ex)
Einsetzen von Coccolithen	80.56		

Epoche vor 3.18 Mio. J. auf der Magnetostratigraphie (Tauxe et al., 1989)(Abb. 23, Tab. 8). Die Grenzen von Matuyama/Gauss, Kaena und Mammoth konnten jedoch von Ruddiman, Sarnthein et al. (1988) nicht scharf eingengt werden. Trotzdem wurden sie hier verwendet, um für das Zeitintervall 2.48 - 3.18 Mio. J.v.h. über alle drei unscharfen Ereignisse hinweg eine grob-konstante Sedimentationsrate zu ermitteln. Die biostratigraphischen Fixpunkte der letzten 3.18 Mio. J. weichen zum Teil von dieser vorgenommenen Alterseinstufung ab. Die LAD's von *C. macintyreii* und *D. pentaradiatus* wären z.B. zu alt. Zu junge Alter indizieren hingegen die LAD's von *D. brouweri*, *D. tamalis* und *S. seminulina*. Die Sedimentationsraten der letzten 3.18 Mio. J. variieren nach den magnetostratigraphischen Fixpunkten zwischen 1.1 und 2.7 cm/1000 Jahre (Tab. 7). Zwischen der Untergrenze Mammoth (3.18 Mio. J.v.h.) und dem LAD von *G. nepenthes* (3.9 Mio. J.v.h.) wurden die Alter linear interpoliert (Abb. 23), entsprechend 1.6 cm/1000 J.

Von 3.9 - 5.6 Mio. J.v.h. (73.45 - 79.20 m c.d.) erfolgte die Alterseinstufung nach dem FAD von *C. rugosus* (4.6 Mio. J.v.h.) und dem LAD von *C. quinqueramus* vor 5.6 Mio. Jahren (Weaver et al., 1989). Daraus folgen sehr geringe Sedimentationsraten von 0.6 - 0.23 cm/1000 J. (je nach Einschätzung des Probenabstandes/Unschärfbereichs; Tab. 8). Viel wahrscheinlicher ist allerdings ein Hiatus von 4.6 - 5.6 Mio. J. analog zu den Sites 657, 659 und 661. Dieser Hiatus ist aber noch nicht genau zu belegen. Biostratigraphische Alter zwischen 5.6 - 8 Mio. J.v.h. fehlen aufgrund weitgehender Karbonatlösung. Es wurden daher die geringen Sedimentationsraten von 0.23 und 0.6 cm/1000 J. alternativ vom Hangenden her bis 8 Mio. J.v.h. extrapoliert. Dieser Schwankungsbereich deckt sich etwa mit den niedrigen Sedimentationsraten des Nachbar-Sites 661 zwischen 5.6 und 8 Mio. Jahren.

D.4. SITE 661

Die Zeiteinstufung der letzten 3.4 Mio. J. erfolgte anhand der magnetostratigraphischen Daten von Tauxe et al. (1989)(Abb. 24, Tab. 9). Die bisher verwendete Magnetostratigraphie für Site 661 (Tiedemann et al., 1989) konnte durch "Einhängen" der Olduvai-Obergrenze (Kern 661B-4-1, 70 cm) und Gauss/Gilbert-Grenze (Kern 661B-6-6, 130) aus der Bohrung 661B in die "Composite Depth" präzisiert und ergänzt werden. Wie bei Site 659 erfolgte auch hier die genaue Tiefenkorrelation zwischen den Bohrungen 661A und B anhand der Kurven der magnetischen Suszeptibilität (Bloemendal et al., 1989). Zwischen den Grenzen der Magnetostratigraphie wurden die Alter linear interpoliert. Von wenigen Ausnahmen abgesehen, bestätigen sich Paläomagnetik und Biostratigraphie. Die Sedimentationsraten der letzten 3.4 Mio. J. variieren zwischen 1.3 und

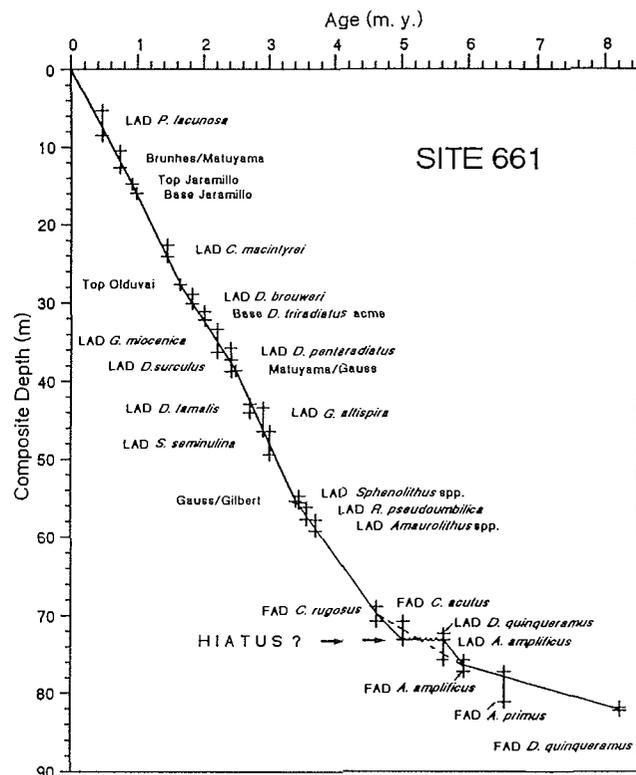


Abb. 24. Alters/Tiefen - Diagramm für Site 661, konstruiert nach den in Tab. 9. aufgelisteten Altern stratigraphischer Fixpunkte.

Tabelle 9. Absolute Alter und Tiefen von stratigraphischen Fixpunkten für Site 661 und resultierende Sedimentationsraten. Bio- und Magnetostratigraphische Daten nach Weaver et al. (1989), Chepstow-Lusty et al. (1989), Tauxe et al. (1989).

SITE 661			
Ereignis	Tiefe (m)	Alter (Ma)	Sed.- Rate (cm/1000 J.)
LAD <i>P. lacunosa</i>	5.38 - 8.50	0.46	
Brunhes/Matuyama	10.50 - 12.70	0.73	
Top Jaramillo	14.80	0.91	1.6
Base Jaramillo	16.00	0.90	1.7
LAD <i>C. macintyreii</i>	22.60 - 24.10	1.45	
Top Olduvai (661B)	27.70	1.642	1.8
LAD <i>D. brouweri</i>	28.90 - 30.10	1.828	
BASE <i>D. triradiatus</i>	31.20 - 32.10	2.029	
	acme		
LAD <i>G. miocenica</i>	33.35 - 36.35	2.20	
LAD <i>D. pentaradiatus</i>	35.75 - 37.25	2.405	
LAD <i>D. surculus</i>	37.25 - 38.75	2.412	
Matuyama/Gauss	38.65	2.48	1.3
LAD <i>D. tamalis</i>	42.90 - 44.00	2.674	
LAD <i>G. altispira</i>	43.40 - 46.40	2.90	
LAD <i>S. seminulina</i>	46.40 - 49.40	3.00	
Gauss/Gilbert (661B)	55.40	3.40	1.8
LAD <i>Sphenolithus</i> spp.	54.70 - 55.60	3.45	
LAD <i>R. pseudoumbilica</i>	56.20 - 57.70	3.56	
LAD <i>Amaurolithus</i> spp.	57.80 - 59.20	3.70	
FAD <i>C. rugosus</i>	58.90 - 70.80	4.60	1.2
FAD <i>C. acutus</i>	70.80 - 73.15	5.00	(0.8)
H I A T U S ?			(bei Annahme eines Hiatus)
LAD <i>D. quinqueramus</i>	72.35 - 73.15	5.60	
LAD <i>A. amplificus</i>	73.15 - 75.75	5.60	
FAD <i>A. amplificus</i>	75.75 - 77.25	5.90	0.5 (1.25)
FAD <i>A. primus</i>	77.25 - 81.15	6.50	
FAD <i>D. quinqueramus</i>	81.85 - 82.25	8.20	0.2

1.8 cm/1000 Jahre (Tab. 9).

Wie im Alters/Tiefen-Diagramm (Abb. 24) gezeigt, wurden für die Zeitintervalle 3.4 - 4.6, 4.6 - 5.6 und 5.6 - 8.2 Mio. J.v.h. jeweils konstante Sedimentationsraten interpoliert nach nannofossil-Altern von Weaver et al. (1989) (Tab. 9). Ein markanter Umschlag in der Sedimentationsrate erscheint wie bei Sites 659 und 660 vor etwa 4.6 Mio. J. Analog zu Sites 657, 659 und 660 wäre auch bei Site 661 ein Hiatus von 5.0 - 5.6 Mio. J.v.h. denkbar (Abb. 24) und zwar zwischen dem FAD von *C. acutus* (5.0 Mio. J.) und den LAD's von *D. quinqueramus* und *A. amplificus* (5.6 Mio. J.). Das jüngste Miozän zeichnet sich, wie bei den Sites 659 und 660, wieder durch äußerst geringe Sedimentationsraten von < 0.5 cm /1000 J. aus.

E. ABLEITUNG DER KLIMAPROXYDATEN

Klimabedingte Veränderungen im System Ozean - Atmosphäre sind eine Folge vielfältiger Steuerungsmechanismen. Diese Mechanismen lassen sich für vergangene/fossile Klimazustände aus einer Reihe von quantitativen Klimavariablen wie Paläo-Eisschildgröße, Paläo-Tiefenwasserventilation, Paläo-Windrichtungen etc. über Modelle bis zu gewissen Maßen rekonstruieren. Allerdings lassen sich aus sedimentologisch/isotopischen Meßwerten nur mehr oder weniger sichere Näherungswerte über die eine oder andere Klimavariablen ableiten, die daher als "Proxydaten" bezeichnet und in die numerischen Modelle als Randbedingungen eingespeist werden. Im Folgenden werden einige der Grundlagen für Proxydaten definiert, die im Rahmen dieser Arbeit ermittelt wurden.

1. Hinweise auf Ausdehnung und Schrumpfen der polaren Eisschilde, die Abfolge von Kalt- und Warmzeiten, Wassertemperaturen und Salinität gibt das Sauerstoffisotopenverhältnis in den Kalkschalen von Foraminiferen (Emiliani, 1955; Duplessy, 1978). Eine relative Anreicherung des Isotops ^{18}O gegenüber ^{16}O ist positiv korreliert mit einer Volumenvergrößerung der polaren Eiskappen und erhöhter Meerwasser-Salinität zugleich mit einer Temperaturabnahme. Volumenänderungen in den polaren Eismassen sind (nicht linear) mit Meeresspiegelschwankungen gleichzusetzen. Nach Fairbanks und Matthews (1978) entspräche eine Zunahme im $\delta^{18}\text{O}$ -Eissignal um 0.11 ‰ einer Meeresspiegelabsenkung von etwa 10 m, nach Mix und Ruddiman (1984) sind allerdings extrem große Eisschilde erheblich stärker mit ^{16}O angereichert als kleine und niedrige, die Beziehung $\delta^{18}\text{O}$ /Meeresspiegel ist somit nicht linear.

Die Glazial-Interglazial-Fluktuationen in den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten benthischer Foraminiferen rühren, nach Mix und Ruddiman (1984), seit dem Beginn der Nordhemisphärenvereisung vor etwa 3 Mio. Jahren hauptsächlich von Änderungen im polaren Eishaushalt her, da die Temperaturschwankungen im Bodenwasser als gering anzusehen seien. Nach Labeyrie et al. (1987) dürfte der Anteil von Temperaturschwankungen des Tiefenwassers am $\delta^{18}\text{O}$ -Signal allerdings doch etwas bedeutender sein. Auch nach Labeyrie et al. (1987) entsprechen einer $\delta^{18}\text{O}$ -Differenz von knapp 0.1 ‰ etwa 10 m Meeresspiegel-Unterschied. Durch einen Vergleich zweier Isotopenkurven aus dem Pazifik und dem Atlantik konnte Shackleton (1982) ebenfalls einen deutlichen Einfluß der Tiefwassertemperatur auf die $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisse nachweisen. Er zeigte, daß das NADW vor mehr als 3 Mio. Jahren v.h., also vor dem Einsetzen der Nordhemisphärenvereisung, generell um $2 - 3^\circ\text{C}$ wärmer war als heute. Global ausgeprägte $\delta^{18}\text{O}$ -Fluktuationen benthischer Foraminiferen während

des späten Miozäns und frühen Pliozäns sind nach Hodell und Kennett (1986) eher auf Volumenänderungen im antarktischen Eisschild zurückzuführen (Tab. 1), der bereits zu jener Zeit das heutige Ausmaß und mehr erreicht habe (Ciesielski et al, 1982).

Nach Prentice und Matthews (1988) geben eher die O-Isotopenkurven der tropischen planktischen Foraminiferen die Schwankungen im Eisvolumen wieder, da die tropischen Wasseroberflächentemperaturen außerhalb von Auftriebsgebieten nach Newell et al. (1978), CLIMAP (1981) und Prell (1984) während des Känozoikums als stabil anzusehen sind. Sie konnten nämlich aufgrund physikalisch-ozeanographischer Gesetze niemals Werte von $29 - 30^\circ\text{C}$ überschreiten, weil sonst die zunehmende Verdunstungskälte automatisch zu einer Wiederabkühlung führte. Demnach sollten Änderungen im $\delta^{18}\text{O}$ -Signal der subtropischen planktischen Foraminifere *G. sacculifer* oder *G. inflata* an Site 659, außerhalb des küstennahen Auftriebs, in erster Linie Ausdehnung und Schrumpfen der Eisschilde widerspiegeln. Davon abweichende Gradienten im Verlauf der Benthoswerte dokumentierten demnach eher Tiefwassertemperaturschwankungen.

2. Hinweise auf die Paläodurchlüftung und Zirkulation des Boden- und Tiefenwassers im Ozean geben die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse der benthischen Foraminiferengehäuse und die Karbonatgehalte in den Sedimenten.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalte der epibenthischen Art *C. wuellerstorfi* spiegeln die Isotopenzusammensetzung des ΣCO_2 der umgebenen Wassermasse wider (Duplessy et al., 1984; Zahn et al., 1986). Neben der Zirkulation und Vermischung von Wassermassen (Kroopnick, 1985) sind es vor allem die globalen, klimabedingten Schwankungen in der terrestrischen Biomasse sowie in der Exportproduktion von mariner Biomasse und ihrem Transfer in die Tiefsee (Shackleton, 1977; Broecker, 1982a,b; Sarnthein et al., 1988; Prentice und Fung, 1990; Adams et al., 1990), die die Variationen im $\delta^{13}\text{C}$ des Ozeans in Zeiträumen von nur wenigen 100 bis zu 100 000 Jahren bestimmen. Der erhöhte ^{12}C -reiche Kohlenstoff-Fluss in den tiefen Ozean während der Kaltstadien führt durch Remineralisation von partikulärem organischem Kohlenstoff zu einem Anstieg im CO_2 -Gehalt und zu niedrigeren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten im Bodenwasser (z.B. Shackleton et al., 1983; Jahnke und Jackson, 1987) als in den Interglazialen. Da die globalen Schwankungen gleichermaßen (als Minimalausschlag) in allen benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven von *C. wuellerstorfi* registriert werden, geben regionale Unterschiede im $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des Bodenwassers darüber hinaus Hinweise auf unterschiedliche Wassermassen und ihre horizontale und vertikale Ausbreitung:

- Einer Wassermasse wird mit zunehmender Entfernung von ihrem Bildungsort ständig leichtes ^{12}C durch Oxidation von organischem Material zugeführt

(“Alterungsprozess”). Die Differenz der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im NADW zwischen der Norwegisch-Grönländischen See (etwa 1.4 - 1.5 ‰) und Site 659 (etwa 0.9 ‰) beträgt z.B. heute nach Kroopnick (1985) und Zahn et al. (1987) etwa 0.5 - 0.6 ‰ und spiegelt damit nach Kroopnick (1985) eine Sauerstoffzehrung von 80 - 110 $\mu\text{mol}/\text{kg}$ wieder. Nach Kroopnick (1985) entspricht nämlich eine Änderung im $\delta^{13}\text{C}$ von 1 ‰ einer O_2 -Zehrung von 135 $\mu\text{mol O}_2/\text{kg}$, nach Lyle et al. (1988) etwa 208 $\mu\text{mol}/\text{kg}$. Größere Unterschiede, z.B. während des Glazials, deuten demnach auf eine reduzierte Tiefenzirkulation (Curry und Lohmann, 1983; Broecker et al., 1988b).

- Dem Bodenwasser an Site 658 wird zusätzlich, infolge der ganzjährig hohen örtlichen Produktivität im Oberflächenwasser, ständig ^{12}C -reiche, organische Biomasse in größerem Umfang zugeführt, so daß Variationen im Kohlenstoff-Flux die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Bodenwasser mit beeinflussen können, nach Sarnthein et al. (1988) bis zu einem Ausmaß von 0.3 - 0.45 % unter Hochproduktionszonen.

Ein Anstieg des CO_2 -Gehaltes im Bodenwasser, verursacht durch Oxidation von ^{12}C -reicher organischer Substanz, führt zu erhöhter Alkalinität und somit zur Karbonatlösung (Berger, 1967; Berger und Keir, 1984; Broecker und Peng, 1982). Zum anderen können Variationen in den Karbonatakkumulationsraten auch auf Wechsel in der primären Kalkschalenproduktivität zurückgeführt werden (Berger, 1967). Die Karbonatlösung dominiert jedoch im Schwankungsbereich und unterhalb der Lysokline die Veränderlichkeit der CaCO_3 -Konzentration (Berger, 1978; Morse und Berner, 1972; Broecker und Takahashi, 1978). Die heutige Lysokline liegt im äquatorialen E-Atlantik bei etwa 4200 m und fällt nach Berger (1978) mit der Grenze zwischen NADW und AABW-NADW-Mischwasser zusammen. Schwankungen in den Kalkakkumulationsraten bei Sites 659, 660 und 661 in Wassertiefen von 3070 - 4328 m (Tab. 2) geben daher Hinweise auf die Tiefenlage der Lysokline und somit auf die Tiefenwasserdurchlüftung im NE-Atlantik und andere wassermassenspezifische Veränderungen. Obwohl Site 658 deutlich oberhalb des Schwankungsbereiches der generellen Lysokline liegt, kann der hohe Kohlenstoff-Flux an Site 658 auch zu örtlich erhöhter Karbonatlösung führen. Nach Berger und Keir (1984) bestimmt hier das örtliche Verhältnis zwischen C_{org} - und CaCO_3 -Flux die Karbonatlösung. Ein Mol C_{org} pro Mol CaCO_3 hätte nach Broecker und Peng (1982) das Potential einer vollständigen Karbonatlösung (sonstige biochemische Prozesse unberücksichtigt).

3. Während sich der vertikale Stoff-Fluss im heutigen Ozean mit Sinkstofffallen direkt messen läßt, stehen für die Bestimmung der Paläoproduktivität als Anzeiger für den Nährstoffreichtum im Oberflächenwasser nur indirekte Methoden zur Verfügung. Als wesentliche Infor-

mationsträger haben sich die organischen Kohlenstoff- und Biogenopalgehalte in den Sedimenten (z.B. Leinen, 1979; Lyle et al., 1988; Bohrmann, 1988) sowie die $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalte in den Karbonatschalen von planktischen Foraminiferen bewährt (Ganssen und Sarnthein, 1983; Sarnthein und Winn, 1990).

Nach Müller und Suess (1979), Stein (1986b) und Sarnthein et al. (1987, 1988) kann die Paläoproduktivität aus C_{org} -Akkumulationsraten berechnet werden. Für das Untersuchungsgebiet berechnete Tiedemann (1986) aus rezenten C_{org} -Akkumulationsraten die räumliche Veränderung der Produktivität nach der Formel von Sarnthein et al. (1987). Die Verteilungsmuster der aus Sedimenten errechneten Planktonproduktion stimmten mit der gemessenen Primärproduktion des Phytoplanktons gut überein. Daher wird in Kapitel F.4. die Export-Paläoproduktivität nach einem inzwischen verfeinerten Ansatz von Sarnthein und Winn (1990) berechnet.

Nach Broecker und Peng (1982) ist die Biogenopalkonzentration in den Sedimenten proportional zur Opalfluxrate allerdings wohl nicht linear (Schrader, 1972). Sedimentfallenexperimente (Cobler und Dymond, 1980; Honjo et al., 1982; Gersonde und Wefer, 1987) zeigen, daß ein Anteil der Opalpartikel in der Wassersäule, ein viel größerer jedoch an der Sedimentoberfläche und in den obersten Zentimetern der Sedimente aufgelöst wird. Nach einem Modell von Broecker und Peng (1982) nimmt die Erhaltung im Sediment bei steigender Opal-Flussrate zu, da die Auflösung von Opal im untersättigten Porenwasser zu einer höheren SiO_2 -Porenwasserkonzentration führt, wodurch die Erhaltungschance der verbleibenden Partikel wesentlich verbessert wird. Der Kontrast zwischen hohem und niedrigem Opalflux verstärkt sich somit in den Opalgehalten der Sedimente noch deutlich. Vor allem die Extremwerte der Opal-Akkumulationsraten sind daher ein Abbild der Primärproduktion.

Die Verteilung der $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse im Oberflächenwasser wird wie im Meer generell, hauptsächlich durch den Nährstoffgehalt und die Photosynthese, aber auch durch den CO_2 -Austausch mit der Atmosphäre, kontrolliert (Zahn, 1990 in Druck). Durch Fraktionierung bei der Photosynthese entzieht das Phytoplankton dem Oberflächenwasser bevorzugt ^{12}C . Gegenüber dem mittleren $\delta^{13}\text{C}$ Wert des Oberflächenwassers im Ozean von etwa 1 ‰ ist das Phytoplankton um etwa -20 ‰ leichter. Werden alle Nährstoffe durch Primärproduktion verbraucht, hat das ΣCO_2 im Oberflächenwasser etwa 10 % seines gelösten anorganischen Kohlenstoffs an den Tiefenexport von Biomasse verloren. Die damit verbundene Anreicherung von ^{13}C im Oberflächenwasser entspräche heute einem $\delta^{13}\text{C}$ von etwa +2 ‰ (Curry et al., 1988). Da der Großteil der organischen Substanz (ca. 90 %) jedoch in der ozeanischen Deckschicht wieder

remineralisiert wird, kommt es in nährstoffreichen Gebieten durch Umwälzung des Oberflächenwassers sogar zu einer besonderen ^{12}C -Anreicherung. Hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalte in den Schalen der planktischen Foraminiferen, die oberhalb der Thermokline leben, so wie *G. ruber* und *G. sacculifer* wären somit ein guter Hinweis für Nährstoffarmut, und umgekehrt ($0.1 \text{ ‰ } \delta^{13}\text{C}$ entsprechen etwa $0.1 \mu\text{mol PO}_4$; Broecker und Peng, 1982).

Die Zufuhr von terrigenem organischem Kohlenstoff und Biogenopal geben im übrigen auch Hinweise auf das Landklima (Stein und Littke, im Druck; Pokras und Mix, 1985).

4. Die Haupt-Signalträger für die kontinentale Klimaentwicklung in NW-Afrika sind die aeolische und die fluviatile siliziklastische Sedimentfraktion im äquatorialen Ostatlantik.

Die Unterscheidung der fluviatilen und äolischen Transportmedien bei Site 658 und 659 nach einem Korngrößen-Sortierungsindex von Koopmann (1981). Koopmann eichte an Sediment-Oberflächenproben aus dem äquatorialen Ostatlantik eine empirische Beziehung zwischen staubtransportiertem siliziklastischem Siltanteil $> 6 \mu\text{m}$ und dessen Modalkorngröße (Abb. 25a-c, "Koopmann-Index"). Die Beziehung stützt sich auf die Tatsache, daß die Korngrößenverteilung eines Aerosols

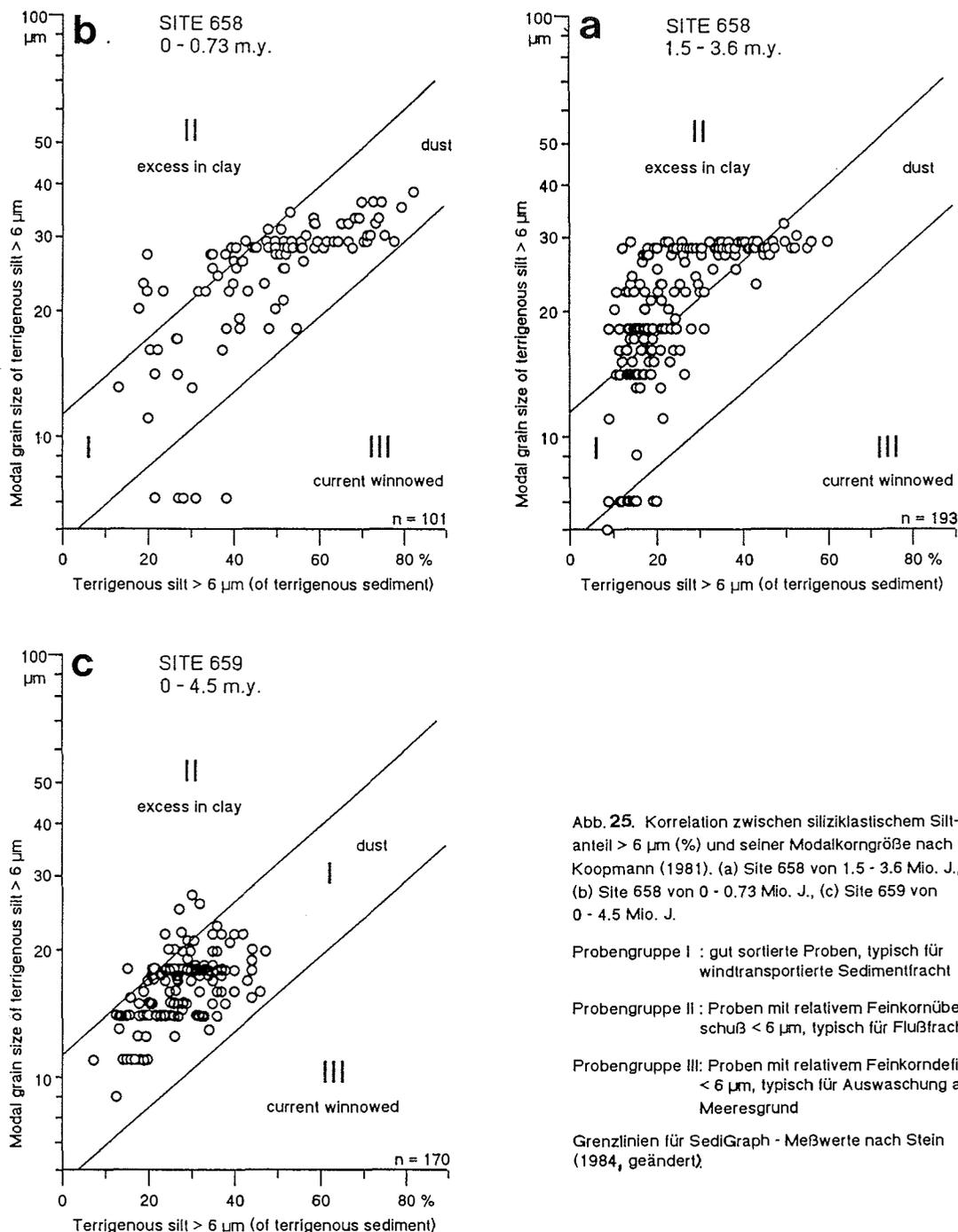


Abb. 25. Korrelation zwischen siliziklastischem Siltanteil $> 6 \mu\text{m}$ (%) und seiner Modalkorngröße nach Koopmann (1981). (a) Site 658 von 1.5 - 3.6 Mio. J., (b) Site 658 von 0 - 0.73 Mio. J., (c) Site 659 von 0 - 4.5 Mio. J.

Probengruppe I : gut sortierte Proben, typisch für windtransportierte Sedimentfracht

Probengruppe II : Proben mit relativem Feinkornüberschuß $< 6 \mu\text{m}$, typisch für Flußfracht

Probengruppe III: Proben mit relativem Feinkorndefizit $< 6 \mu\text{m}$, typisch für Auswaschung am Meeresgrund

Grenzlينien für SediGraph - Meßwerte nach Stein (1984, geändert)

mit zunehmender Transportweite und/oder abnehmender Windstärke auf der Flugbahn beim gravitativen Ausfall einheitlich feiner wird (Jaenicke und Schütz, 1978) und somit die Größe der Siltfraktion $> 6 \mu\text{m}$ und ihre Modalkorngröße einer gemeinsamen unimodalen Sortierung unterliegen (Wolter, 1981). Reine Staubsedimente fallen daher in das Feld I gut sortierter Sedimente (Abb. 25a-c). Proben im Sedimentationsbereich von Flüssen sind hingegen durch einen relativen Feinkornüberschuß charakterisiert (Probengruppe II). Ein relativ erhöhter Siltanteil (Probengruppe III) könnte hingegen auf ein örtliches Auswaschen von Feinmaterial durch Bodenströme hinweisen.

Die Abgrenzung der Probengruppe I basiert auf Korngrößenanalysen, die Koopmann (1981) mit einem Coulter-Counter durchführte. Für Sedigraph-Meßwerte wurden die Grenzl意思en durch Stein (1984) korrigiert (Abb. 25a-c). Die Grenze zwischen Gruppe I und II ist nicht als eine umfassende Trennlinie zwischen Sedimenten fluviatilen und äolischen Ursprungs zu sehen, da natürlich auch Sedimente der Gruppe II noch zu einem guten Teil aus äolischem Material bestehen können. Proben der Gruppe I hingegen werden als reine Staubsedimente betrachtet, da bereits geringe fluviatile Beimengungen einen Feinkornüberschuß erzeugen und daher solche Sedimentproben in die Probengruppe II verlagern. Der "Koopmann-Index" hat sich in zahlreichen Arbeiten als ein empfindlicher Anzeiger für Flußfracht in ozeanischen Sedimenten bewährt (Koopmann, 1981; Stein, 1984; Sirocko, 1985, 1989; Knaack, 1990).

Die Abb. 25a und b zeigen, daß vor allem die pliozänen Sedimente des küstennahen Site 658 zu einem großen Teil durch Flußfracht geprägt sind (Gruppe II), während in der Brunhes Chron nur wenige Proben auf Flußeintrag hinweisen. Vereinzelt finden sich bei Site 658 auch Hinweise auf Auswaschung von Feinmaterial (Gruppe III). Ein Rückschluß auf die ursprüngliche Art des terrigenen Sedimenteintrags ist dann nicht mehr möglich. Bei Site 659, dessen terrigene Sedimentzufuhr durch seine Position auf dem höchsten Punkt des Kap Verde-Plateaus a priori im wesentlichen auf Windstaub aus NW-Afrika beschränkt ist, fallen die Proben tatsächlich fast ausschließlich in das "Koopmannsche Windstaubfeld I" (Abb. 25c). Nur 8 von 170 Proben zeigen einen deutlichen relativen Feinkornüberschuß bzw. ein Siltdefizit. Diese unerwarteten 8 Proben könnten einerseits auf methodische Probleme bei der Feststellung des Modalwerts zurückgehen, zum anderen könnte man sich auch weitreichenden Suspensionstransport von Flußfracht in extrem humiden Klimaperioden vorstellen. Korngrößenanalysen an der siliziklastischen Fraktion von Sites 660 und 661 stehen noch aus. Aufgrund ihrer Küstenferne werden die siliziklastischen Sedimentanteile hier ebenfalls generell auf Staubzufuhr zurückgeführt.

Flußeintrag wird als ein Hinweis auf zumindest etwas erhöhte Regenfälle im Einzugsgebiet gewertet und somit als primitiver Anzeiger für humides Klima. Variationen in den Staubakkumulationsraten dokumentieren hingegen den Grad der kontinentalen Aridität (Prospero, 1985; Rea et al., 1985; Prospero und Nees, 1986; Pye, 1987; Hovan et al., 1989). Die Staubzufuhr wird bei steigender Niederschlagshäufigkeit durch frühzeitiges Auswaschen von Staubpartikeln aus der Atmosphäre reduziert (Brazel, 1986). Bei einer stärker ausgebildeten Vegetationsdecke während feuchter Klimaphasen werden weniger Stäube in den Quellgebieten der Stäube aufgewirbelt (Hooghiemstra et al., 1986; Kukla et al., 1988). Während ausgeprägter Dürrephasen im Sahel zwischen 1950 und 1986 beobachteten Middleton (1985, 1989) und Prospero und Nees (1984) hingegen eine deutliche Zunahme in der Häufigkeit von Staubausbrüchen. Wichtig sind dabei vor allem die Niederschlagswerte der jeweils drei vorangehenden Jahre (Bertrand et al., 1979; Middleton, 1989). So beobachtete Middleton (1989) unterhalb des Zentrums des AEJ bei Nouakchott (Mauretanien, ca. 18°N) eine Zunahme in der Häufigkeit von Staubausbrüchen pro Jahr um das vierfache bei einer mittleren Abnahme in den Niederschlägen von 100 auf 40 mm/Jahr in den jeweils drei vorhergehenden Jahren. Dies entspricht Niederschlagsvariationen, wie sie heute auch typisch für die Sahelzone sind. Hohe Staubakkumulationsraten im äquatorialen Ostatlantik sind daher charakteristisch für ein ausgeprägt arides oder wechselfeuchtes Klima in der Sahara und Sahelzone. Die Verfügbarkeit von Staubmaterial bedarf nämlich immer wiederkehrender chemischer Verwitterung, also zugeschalteter Humid-Phasen in den Quellgebieten der Stäube. Eine beginnende Aridifizierung im Staubaufnahmegebiet kann jedoch auch durch einen markanten Wechsel in der Tonmineralzusammensetzung angezeigt sein, wie z.B. durch Umwandlung von Kaolinit in Montmorillonit als Folge einer abgeschwächten hydrolytischen Verwitterung (Jacobs und Hays, 1972; Chamley et al., 1977; Laurain und Meyer, 1979). Nach Singer (1984) und Chamley (1989) wäre die Bildung von Montmorillonit typisch für semiarides Klima mit strengen saisonalen Gegensätzen zwischen humid und sehr trocken (Jahresniederschläge von 50 - 130 cm/Jahr), also heute charakteristisch für die Ränder der Sahara.

5. Hinweise auf die Quellgebiete der Stäube, die Staub-Flugbahnen und das transportierende Windsystem oder auf die Flußeinzugsgebiete geben die Mineralogie der Staub- und Flußfracht, insbesondere die Tonmineralzusammensetzung in den Sedimenten des äquatorialen Ostatlantiks (Abb. 26). Der terrigene Windstaub aus der Nordsahara und dem Atlasgebirge zeichnet sich im Vergleich zu den weiter südlichen Aufnahmegebieten durch höhere Gehalte an Karbonat, Dolomit, Illit, Chlorit, Palygorskit und Feldspäten aus und kennzeichnet die NE-Passatfracht. In den Quellgebieten der African Easterly Jet- und der winterlichen NE-

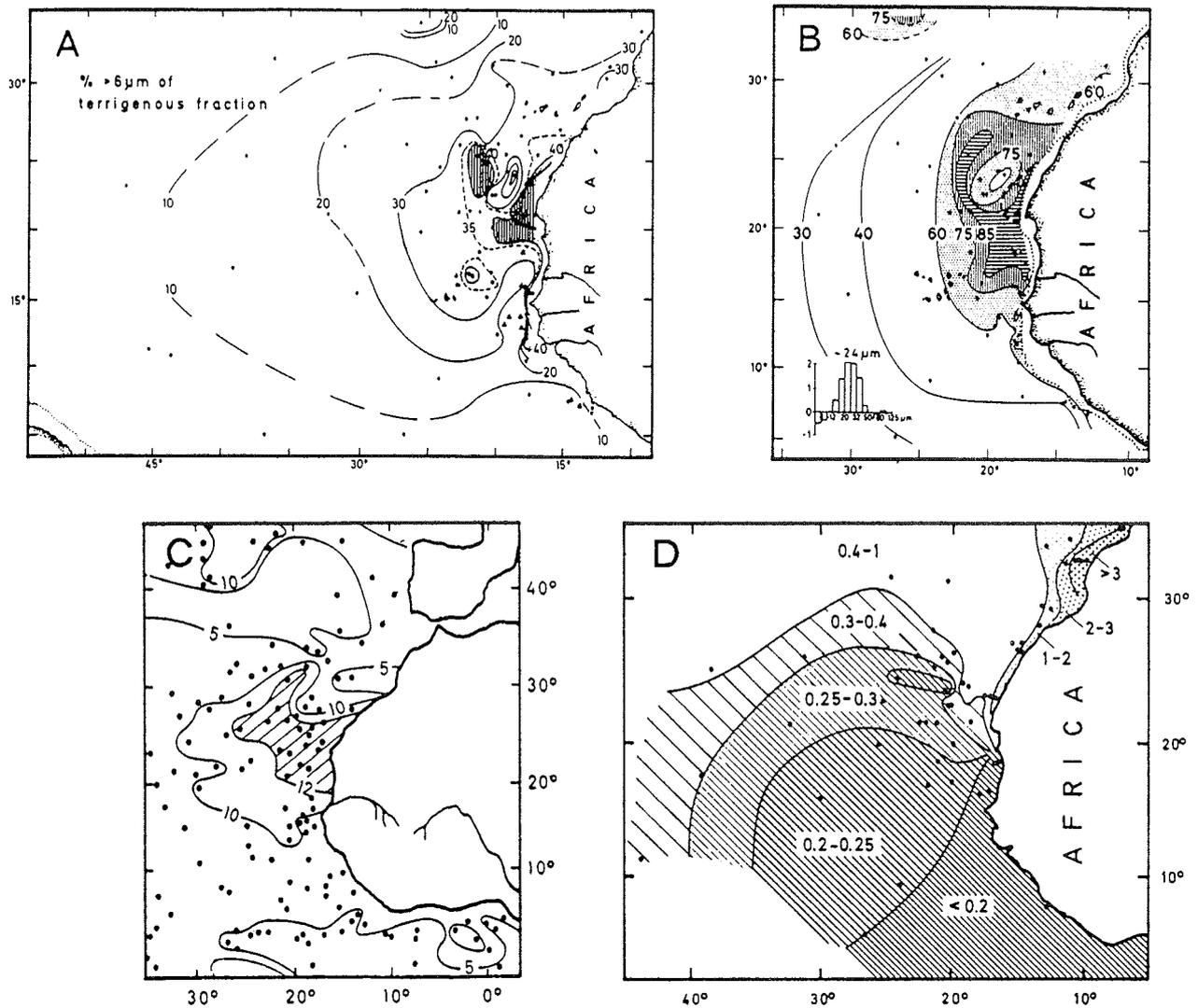


Abb. 26. Verteilungsmuster von terrigenen Sedimentkomponenten in den Oberflächensedimenten des äquatorialen NE-Atlantiks (aus Sarnthein et al. 1982).

- A. Verbreitung der terrigenen Siltanteile $> 6 \mu\text{m}$ (Nach Koopmann, 1981) geben Hinweis auf die Windgeschwindigkeiten des AEJ (sichelförmiger Verlauf) und des NE-Passats (Perlenschnur).
- B. Korngrößenpopulation mit einem Modalwert von $24 \mu\text{m}$ (vgl. Histogramm, Abb. 16) in der terrigenen Siltfraktion $> 6 \mu\text{m}$ zeichnet die Staubtrajektorie des AEJ nach (Sarnthein et al., 1981.).
- C. Quarzgehalte der terrigenen Sedimentfraktion bilden ebenfalls den Staubtransport durch den AEJ ab (Kolla et al., 1979).
- D. Chlorit/Kaolinit Verhältnis (nach Lange, 1981) in Oberflächensedimenten zeigt die relative Abnahme des Chlorits vom Äquator in Richtung Norden und spiegelt die großräumige Verteilung dieser Tonminerale auf dem afrikanischen Kontinent wider.

Passatstäube, der Südsahara und Sahelzone, dominieren hohe Anteile an Farbquarzen und Kaolinit (Biscaye, 1965; Windom, 1975; Johnson, 1979; Kolla et al., 1979; Koopmann, 1981; Lange, 1982; Sarnthein et al., 1982; Schütz und Sebert, 1987). Untersuchungen an Staubbefängen von Paquet et al. (1984) über Süd-Hoggar und Tanezrouft und von Behairy et al. (1975) aus küstenna-

hen Oberflächenwässern des äquatorialen Ostatlantiks weisen übereinstimmend auf einen hohen Montmorilloniteintrag aus der Zentralsahara zwischen 22 und 28°N hin.

Vor allem die Verhältnisse von Illit zu Kaolinit (I/K) und von Chlorit zu Kaolinit (C/K) haben sich für die

Gewinnung von Proxydaten über die Herkunft und das Transportmedium des Staubes als aussagekräftig erwiesen (Abb. 26), (Diester-Haass und Chamley, 1978; Chamley und d'Argoud, 1979; Lange, 1982; Sarnthein et al., 1982; Stein, 1984; Stein und Sarnthein, 1984).

6. Die Intensität und genauer die Geschwindigkeit der atmosphärischen Zirkulation läßt sich aus der Korngrößenverteilung der siliziklastischen Silt- und Tonfraktion in den Sedimenten des äquatorialen Ostatlantiks ableiten (Abb. 26) (Parkin und Shackleton, 1973; Sarnthein et al., 1981; Rea und Janacek, 1982; Rea et al., 1985; Stein, 1986a). Methodische Voraussetzung dafür sind vor allem die klare Kenntnis der Staubflugbahnen, ihre Länge über dem Meer und die Abschätzung der Mächtigkeit des staubtransportierenden Luftpakets.

7. Die sommerliche Paläobreitenlage der Innertropischen Konvergenzzone, mit der die Staubtrajektorie des African Easterly Jets eng verknüpft ist (Abb. 5) (Sarnthein und Koopmann, 1980; Tetzlaff und Peters, 1986; Sarnthein et al., 1981), kann aus der Nord-Süd-Variation der Staubfluxraten auf dem E-Atlantik zwischen ca. 5°N und 25°N abgeleitet werden. Die Sites 657 und 659 - 661 bilden dafür ein geeignetes Nord-Süd-Profil vor der Küste NW-Afrikas mit klar definierten Staubsedimenten im späten Neogen (Abb. 1). Da Site 659 heute unter dem Zentrum des AEJ-Staubeintrages liegt, würde eine Breitenverlagerung des AEJ-Staubeintrages und somit der ITCZ entweder weiter nördlich oder südlich von Site 659 zu höheren Staubfluxraten führen müssen, eine Vorgabe, die mit dem Probenmaterial der vorliegenden Arbeit zu testen ist (vgl. Kap. F.3.3, Abb. 46).

F. KLIMAANZEIGER VON DEN SITES 658 - 661: BEFUNDE

Die zeitliche Auflösung und die Probenabstände auf die sich die folgenden Befunde der Klima-Proxy-Daten von den Sites 658 - 661 stützen, sind in Tabelle 10 zusammengefaßt.

Site	Komponenten	Zeitintervall (in Mio. J.)	Mittlere Zeitauflösung (in Jahren)	Mittlerer Probenabstand (in m)
658	$\delta^{18}O$ G. inflata	0.0 - 0.73	1650	0.25
		1.5 - 1.9	5100	0.5
	$\delta^{18}O$ C. wuellerstorfi	0.0 - 0.73	1600	0.24
		1.57 - 2.03	5500	0.54
	$\delta^{18}O$ C. wuellerstorfi + Uvigerina-Gruppe	2.03 - 2.20	6000	0.30
		2.28 - 3.36	3200	0.43
	Organischer Kohlenstoff	0.0 - 0.73	3350	0.46
		1.5 - 3.1	3200	0.41
	CaCO ₃ /Siliziklastische Fraktion	0.0 - 0.73	3000	0.44
		1.5 - 3.1	3200	0.40
	Opal	0.0 - 0.73	6300	0.94
		1.5 - 3.6	7800	0.99
	Ton <2µm, Sill >6µm, Modalkorngröße	0.0 - 0.73	6300	0.94
		1.5 - 3.6	7800	0.99
Tonminerale	0.0 - 0.73	9600	1.44	
	1.5 - 3.6	21800	2.78	
659	$\delta^{18}O$ C. wuellerstorfi	0.0 - 0.78	5300	0.18
		0.78 - 1.88	14700	0.41
		1.88 - 3.5	5700	0.17
		3.5 - 4.44	3800	0.15
	$\delta^{18}O$ G. inflata	0.0 - 1.0	9200	0.31
		2.177 - 3.4	13800	0.44
	$\delta^{18}O$ G. sacculifer	3.4 - 3.8	5600	0.25
		3.8 - 4.44	9700	0.38
	Organischer Kohlenstoff	0.0 - 1.0	10000	0.34
		1.0 - 4.6	20000	0.63
	CaCO ₃ /Siliziklastische Fraktion	0.0 - 1.0	3700	0.12
		1.0 - 4.6	4700	0.15
	Ton <2µm, Sill >6µm, Modalkorngröße	0.0 - 1.0	8600	0.29
		1.0 - 4.6	25100	0.96
Tonminerale	0.0 - 1.0	20100	0.70	
	1.0 - 4.6	46000	1.76	
660	CaCO ₃ /Siliziklastische Fraktion	0.0 - 3.9	40200	0.76
		3.9 - 8.0	gering	gering
661	CaCO ₃ /Siliziklastische Fraktion	0.0 - 4.6	56000	0.85
		4.6 - 8.0	gering	gering

Tabelle 10. Zeitliche Auflösung und mittlere Probenabstände der untersuchten Klima-Proxy-Daten von ODP-Sites 658 - 661.

F.1. SAUERSTOFFISOTOPEN

F.1.1. Kenntnisstand und Fragen

Seit den bahnbrechenden Arbeiten von Emiliani (1955), Shackleton und Opdyke (1973) und Shackleton (1977) zur Rekonstruktion von Warm- und Kaltzeitabfolgen anhand von benthischen und planktischen Sauerstoffisotopenkurven wurde der Kenntnisstand der globalen Klimastratigraphie durch zahlreiche O-Isotopenkurven im Detail bis etwa 2.7 Mio. J.v.h. erweitert (u.a. Imbrie et al., 1984; Ruddiman et al., 1989; Raymo et al., 1989;

Shackleton et al., 1990). Damit sind heute Verlauf und Ursachen der Klimaschwankungen für diesen Zeitraum bereits in vielen Einzelheiten bekannt. Nach Untersuchungen von Ruddiman et al. (1989), Raymo et al. (1989) und Shackleton et al. (1990) dominieren die zyklischen Veränderungen der Erdschiefe (41 ka) die dramatischen Klimawechsel im späten Pliozän und frühen Pleistozän. Während der Brunhes Chron vollzieht sich dann ein Wechsel zum dominanten 100 ka Zyklus (Imbrie et al., 1984). Für das mittlere und ältere Pliozän ist hingegen im Detail nur wenig bekannt über die globalen Veränderungen der $\delta^{18}O$ -Bilanz von Eisvolumen und Klima. Von besonderem Interesse für die vorliegende Studie sind daher die klimatischen Veränderungen im Pliozän, die Variationen im polaren Eishaushalt, im speziellen das Einsetzen der Nordhemisphärenvereisung im mittleren Pliozän, die damit verbundenen eustatischen Meeresspiegelschwankungen und mögliche Veränderungen in der Tiefenwassertemperatur bei ca. 3000 m im äquatorialen Ostatlantik (Site 659).

Erste klare Hinweise auf das Einsetzen der Nordhemisphärenvereisung zwischen 3.2 und 2.4 Mio. J.v.h. geben hier die O-Isotopenkurven von Site 665 zurück bis 3.0 Mio. J. (Curry und Miller, 1989), von Site 552 zurück bis 3.5 Mio. J. (Shackleton und Hall, 1984), Site 606 bis 4.0 Mio. J. (Keigwin, 1986), Site 572 bis 4.5 Mio. J. (Prell, 1985), Sites 517/518 bis 4.5 Mio. J. (Hodell et al., 1985; Probenabstand ca. 45 ka) und Site 625 zurück bis 5.3 Mio. J. (Joyce et al., 1990). Nur wenige dieser $\delta^{18}O$ -Kurven stützen sich auf eine fundierte "Composite Depth" und können die üblichen Profilverluste an den Kerngrenzen ausschließen. So ist z.B. bei Site 552 aufgrund von solchen Sedimentverlusten die zeitliche Einstufung der $\delta^{18}O$ -Fluktuationen zwischen 2.5 und 3 Mio. J.v.h. ungewiß. Nur die Kurven von Site 552 und 625 erreichen zwischen 2.7 und 4.5 Mio. J.v.h. auch über längere Zeiträume hinweg die nötige zeitliche Auflösung von weniger als 5000 Jahren, um sicher zu gehen, daß die einzelnen Oszillationen einigermaßen richtig erfaßt sind. Die hochauflösende planktische $\delta^{18}O$ -Kurve von ODP-Site 625 aus dem Golf von Mexiko (Joyce et al., 1990) ist allerdings von lokalen Temperatur/Salininitätsschwankungen stark überprägt und überliefert daher nur eingeschränkt Hinweise auf die globalen Klimaveränderungen. So können z.B. die von Raymo et al.(1989) definierten $\delta^{18}O$ -Stadien 116 - 105 in der Isotopenkurve von Site 625 nicht mehr identifiziert werden.

Die $\delta^{18}O$ -Kurven von Site 658 und 659 registrieren nunmehr die globalen pliozänen Klimaschwankungen insgesamt mit neuartig großem zeitlichem Detail (Tab. 10) zurück bis etwa 4.5 Mio. J.v.h. und dokumentieren das erste Einsetzen der Nordhemisphärenvereisung vor etwa 3.1 Mio. J., also etwas früher als bisher angenommen. Darüber hinaus ermöglichen die hohen Sedimentationsraten von bis zu 22 cm/1000 J. auf Site

658 eine wesentlich detailliertere Auflösung kurzfristiger Klimaschwankungen. Selbst in der bereits relativ gut untersuchten Brunhes Chron zeigen die $\delta^{18}\text{O}$ -Oszillationen von Site 658 im Vergleich zu den bisher vorhandenen Isotopenkurven wichtige zusätzliche Strukturen. Die Ergebnisse dieser Sauerstoffisotopen-Stratigraphie für die letzten 4.5 Mio. J. von Sites 658 und 659 sind in den Tabellen 6, 7, A-1, B-1 und in Abb. 20a, b zusammengefaßt.

F.1.2. Ergebnisse - Hinweise auf die Klimageschichte im Pliozän

Die Klimageschichte des Pliozäns liefert anhand der benthischen und planktischen O-Isotopenkurven von Sites 658 und 659 ein nahezu lückenloses Isotopenprofil von 4.5 - 1.56 Mio. J.v.h., das sich in 5 größere Zeitintervalle untergliedert (Abb. 20b):

Das Intervall V von 4.5 - 3.78 Mio. Jahre (nur bei Site 659) zeichnet sich im Vergleich zu den jüngeren Intervallen durch relativ leichte benthische $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit besonders geringer Variationsbreite aus (Abb. 20b). Mit wenigen Ausnahmen vor 4.34, 4.23, 4.07 und 3.98 Mio. J. liegen die Amplituden unter 0.5‰ . Eine zyklische Abfolge von Isotopenstadien ist nicht erkennbar. Im Mittel werden die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von 4.5 bis 3.78 Mio. J.v.h. (Stadium 157) um etwa 0.4‰ geringer. Diesen Trend spiegelt auch die planktische O-Isotopenkurve von *G. sacculifer* wieder, wo die Amplituden etwa 0.75‰ erreichen. Interessanterweise zeigt auch die zeitlich schwächer auflösende Isotopenkurve von *G. sacculifer* bei Site 572 aus dem äquatorialen Ostpazifik (Prell, 1985) eine mittlere Abnahme im $\delta^{18}\text{O}$ -Niveau um etwa 0.3‰ zwischen 4.5 und 3.67 Mio. J.v.h.

Das Intervall IV von 3.78 bis etwa 3.1 Mio. Jahre gliedert sich an den Sites 658 und 659 in eine Serie von kurzfristigen, zyklischen $\delta^{18}\text{O}$ -Fluktuationen mit mittleren Abständen von 50 ka (Abb. 20b). An Site 659 steigen die benthischen Amplituden bis auf 1‰ (Stadium 155/156), während das Planktonsignal keine kurzfristige Zunahme im Isotopenhub der Einzeloszillationen zeigt. Die planktischen $\delta^{18}\text{O}$ -Fluktuationen zwischen 3.78 und 3.55 Mio. J.v.h. verlaufen teils parallel, teils entgegengesetzt zur Benthoskurve. Abweichend von dem ansonst im Mittel recht einheitlichem Isotopenniveau bei Plankton und Benthos zeichnet sich in der Benthoskurve von Site 659 zwischen 3.55 und 3.43 Mio. J.v.h., d.h. von Stadium 148 - 142, kurzfristig eine deutliche Vertiefung der Kaltstadien ab. Dieser Bereich ist bei Site 658 zu lückenhaft für irgendwelche Aussagen dokumentiert. Die benthischen Amplituden erreichen hier im Intervall IV höchstens 0.65‰ . Die Dominanz des ca. 50 ka Zyklus setzt sich bis zum Ende

des Pliozäns in den benthischen O-Isotopenkurven fort.

Das Isotopenintervall III von ca. 3.1 - 2.4 Mio. J.v.h. enthält den großen Umschwung von gleichmäßig leichten (d.h. auch warmen) Werten im unteren und mittleren Pliozän zu durchschnittlich höheren, d.h. kälteren O-Isotopenwerten und zugleich größeren kurzfristig starken Fluktuationen im oberen Pliozän (Abb. 20b). Dieser Klimaumschwung setzt bei Site 658 vor etwa 3.1 Mio. J. mit dem dort genau aufgelösten Stadium 130 ein, erscheint aber in der Plankton- und Benthoskurve von Site 659 erst 100 ka später, vor 3.0 Mio. Jahren. Dies ist vermutlich auf geringere Zeitauflösung im Stadium 130 zurückzuführen. Bis 2.4 Mio. J.v.h. (Stadium 100) zeigen die $\delta^{18}\text{O}$ -Benthoskurven von Site 658 und 659 übereinstimmend eine fast kontinuierlich fortschreitende Vertiefung der Kaltstadien um 1‰ . Zugleich vertiefen sich die Kaltstadien in der Planktonkurve von Site 659 allerdings nur um 0.5‰ . Die Amplituden der Einzelzyklen steigen in diesem Zeitraum in den Benthoskurven auf über 1.5‰ an, in der Planktonkurve von Site 659 nur bis 0.8‰ . Dieses Phänomen beobachtete schon Keigwin (1986) an einer planktischen und benthischen Isotopenkurve von Site 606 aus dem Nordatlantik. Zwischen 3.1 und 2.4 Mio. J.v.h. erreichen die planktischen Einzelzyklen dort ebenfalls nur etwa den halben Isotopenhub des Benthossignals. Das mittlere $\delta^{18}\text{O}$ -Niveau der Warmgipfel bei Plankton wie Benthos senkt sich bei den Sites 658 und 659 im Vergleich zum vorangehenden Intervall nur um etwa $0.3 - 0.5 \text{‰}$ ab, also deutlich weniger als das Niveau der Kaltstadien.

Die benthischen O-Isotopenkurven zeigen im Intervall II (2.4 - 1.9 Mio. J.v.h.) die tiefsten Kältstadien und die größten Isotopenhübe des Pliozäns (Abb. 20b). Bei Site 659 bilden die Isotopenstadien 100, 98, 96, 82 und 78 die markantesten Kältetäler. Dieser Befund stimmt mit den Ergebnissen von Site 607 (Raymo et al., 1989; Abb. 20b) und Site 552 (Shackleton und Hall, 1984) überein. Abweichend zeigt die Benthoskurve der *Uvigerina* Gruppe an Site 658 ein schwächeres Stadium 96 und dafür ein stärker ausgebildetes Stadium 94 analog zu den Ergebnissen von Curry und Miller (1989) von Site 665 aus dem äquatorialen Nordatlantik. An Site 659 erreichen die extremen Kaltstadien 100 und 96 Amplituden bis zu 1.49‰ , an Site 658 die Stadien 100 und 98 Amplituden sogar bis zu 1.83‰ . Vergleichsweise zeigen die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von den Sites 607 (Raymo et al., 1989), 572 (Prell et al., 1985), 552, 665 (Curry und Miller, 1989) und 606 (Keigwin, 1986) in den Kaltstadien 100 - 96 nur viel geringere Amplituden zwischen 1.0 und 1.3‰ . Mit nahezu konstanten Absolut-Werten von etwa 3.9‰ stimmten damals die extremen Kältetäler in den Isotopenkurven von *C. wuellerstorfi* bei Site 658 und 659 etwa überein. Dieser Betrag liegt nur mehr um rund 0.5‰ unter den Werten der extremen Kaltzeiten der quartären Eiszeiten (ca. 4.4‰). Die Kältetäler zwischen 2.28 und 2.05 Mio. J.v.h. (Stadium

94 - 80) zeigen bei Site 659 wie bei den übrigen Sites einheitlich schwache Amplituden, etwa um 0.6 ‰ leichter als die extremen Maxima unmittelbar vorangehend. Leider ist dieses Zeitintervall bei Site 658 noch unvollständig dokumentiert.

Mit dem Beginn des Zeitintervalls I (etwa 1.9 - 1.56 Mio. J.v.h.) ist in den Benthoskurven von Site 658 und 659, nach einem auffälligem Warmmaximum bei Stadium 75, eine deutliche Absenkung der Warmgipfel um etwa 0.5 ‰ (Site 658) und 0.2 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ (Site 659) bis zum Ende des Pliozäns zu beobachten (Abb. 20b). Die benthischen $\delta^{18}\text{O}$ -Amplituden schwankten damals um 1 ‰. Die O-Isotopenzyklen der Planktonkurve (*G. inflata*) bei Site 658 erreichten im Intervall I deutlich höhere Amplituden von 1.45 ‰ und zeigten von 1.9 - 1.6 Mio. J.v.h., im Gegensatz zur Benthoskurve, kaum einen Trend zu höheren Isotopenwerten.

Das späte Pleistozän von 1560 bis vor etwa 730 ka ist bei Site 658 wegen eines Hiatus (vgl. Kapitel D.1.) nicht dokumentiert. Die benthische O-Isotopenkurve von 1560 - 800 ka (Altquartär) deutet bei Site 659 auf keine weitere Zunahme der mittleren $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (Abb. 20b). Vielleicht auch wegen der noch groben Zeitauflösung (etwa 15 000 Jahre Probenabstand) betragen die Amplituden der $\delta^{18}\text{O}$ -Oszillationen nur 0.5 bis 1 ‰. Nur das Isotopenstadium 31 vor 980 ka erreicht einen singulären Hub von 1.4 ‰. Im Vergleich zum pliozänen Isotopenintervall II (2.4 - 1.9 Mio. J.v.h.) und zum folgenden Abschnitt sind die Amplituden hier somit eher gering.

Die O-Isotopenkurven (Plankton und Benthos) der Brunhes Chron zeigen bei den Sites 658 und 659 den allgemein bekannten (u.a., Imbrie et al., 1984) Kurvenverlauf mit einem dominanten 100 ka Zyklus und sägezahnartigen Fluktuationen während der Eisaufbauphasen (Abb. 20a).

Bei Site 659 beginnen die letzten 730 ka in der benthischen $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve mit einer allmählichen Vertiefung der isotopisch schweren Kälte-Maxima von Stadium 20 bis Stadium 12 (vor 420 ka) um etwa 0.5 ‰. Von Stadium 19 bis Stadium 5.5 verstärken sich umgekehrt auch die benthischen $\delta^{18}\text{O}$ -Minima allmählich um bis zu 0.7 ‰. Dies ist auch in der Planktonkurve von Site 659 zu beobachten, während dort die Kälte-Maxima, mit Ausnahme von Stadium 2, ein recht einheitliches Niveau zeigen. Zusammenfassend resultiert daraus bei Site 659 ein Anstieg in den Amplituden der Einzelzyklen von etwa 1.2 ‰ bei Stadium 20/19 auf 2.1 ‰ bei Stadium 6/5. Unklar ist allerdings, welcher Anteil dieser Entwicklung vielleicht rein auf unzureichende Probendichte noch zurückgeht, weil die Sedimentationsraten 5 cm/1000 J. kaum überschreiten.

Der Umschwung vom vorherrschenden 40 ka Zyklus des Altquartärs zum dominierenden 100 ka Zyklus im mittleren Quartärs vollzieht sich bei Site 659 zwischen

0.8 und 0.6 Mio. J.v.h. Dieser Umschwung stimmt zeitmäßig recht gut mit den Ergebnissen von Imbrie (1985) und Ruddiman et al. (1989) überein. Imbrie beobachtete an O-Isotopenkurven der Brunhes Chron eine Verdoppelung in der Amplitude des 100 ka Zyklus von der frühen bis in die späte Brunhes Chron. Ruddiman et al. (1989) wiederum beobachteten an einer benthischen O-Isotopenkurve aus dem Nordatlantik (Site 607) den Wechsel vom 41 ka Zyklus zum dominanten 100 ka Zyklus zwischen 0.7 und 0.6 Mio. Jahren v.h.

Gegenüber bisherigen $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven der Brunhes Epoche zeigen die hochauflösenden Kurven vom Site 658 (Abb. 20a) bei mittleren Sedimentationsraten von 15 cm/1000 J. und Probenabständen von 1600 - 500 J. (Tab. 10) nach Sarnthein und Tiedemann (1989, 1990) abweichende und interessante zusätzliche Strukturen, die im Folgenden nochmals kurz zusammengefaßt werden.

Die O-Isotopenkurven der Brunhes Chron zeigen, im Gegensatz zu Site 659, keine langfristige Veränderung im Klimasignal (Abb. 20a). Die benthische O-Isotopenkurve zeichnet sich im Vergleich zur Planktonkurve durch einen allgemein ruhigeren Kurvenverlauf aus. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *C. wuellerstorfi* und *G. inflata* zeigen die gleiche Schwankungsbreite von maximal 2.4 ‰ zwischen Kalt- und Warmzeit während der letzten 730 ka. Die benthischen Isotopenminima erreichen während der Warmstadien ein bemerkenswert einheitliches Niveau (mit Ausnahme des etwas "kühleren" Stadium 13), einheitlicher als in den anderen bekannten O-Isotopenkurven (Prell et al. 1986; Sarnthein et al., 1984; Ruddiman et al., 1989; Shackleton und Hall, 1989). Selbst Stadium 7 und 15 erreichen bei Site 658 kurzfristig ein holozänes Niveau. In der Planktonkurve weisen hingegen nur die Interglazial-Stadien 1, 5, 9 und 11 extrem niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf. Extreme Maxima in der Benthoskurve bilden die Glazialstadien 10, 12 und 16, in der Planktonkurve 8, 10 und 12. Stadium 2 ist im Vergleich zum SPECMAP-Stack (Abb. 20a) weniger extrem ausgebildet.

Die maximalen Glazial/Interglazial-Amplituden in der Planktonkurve schwanken bei Site 658 von 1.1 (Stadium 14/13) - 2.4 ‰ (Stadium 10/9). Das Benthos-signal erreicht Isotopenhübe von 1.4 (Stadium 14/13) - 2.35 ‰ (Stadium 12/11), Beträge, welche die allgemein angenommenen 1.0 - 1.9 ‰ um rund 0.4 ‰ überschreiten (Tab. 11). Dieser Befund weist darauf hin, daß ein guter Teil des tatsächlichen Isotopensignals von Kernen mit geringeren Sedimentationsraten (< 5cm/1000 J.) nicht erfaßt oder durch Bioturbation weggedämpft wird.

Signifikante Abweichungen zwischen dem Verlauf der benthischen und der planktischen O-Isotopenkurven bei Site 658 erscheinen an den Eiszeit-Terminationen I, II, V und VI, sowie am Stadien-Übergang von Stadium

Kern	Seegebiet	Maximale Glazial/Interglazial $\delta^{18}\text{O}$ -Amplituden in ‰ zwischen den Stadien							Mittlere Sedimentationsrate (cm/1000 J.)	Referenz
		2/1	6/5	8/7	10/9	12/11	14/13	16/15		
Site 607	N-Atlantik	--	--	--	1.85	2.2	1.1	1.8	4.4	Ruddiman et al. (1989)
Site 552	N-Atlantik	1.35	1.9	unvollständig	1.45	1.9	0.9	1.65	2.0	Shackleton und Hall (1984)
M13519	Äquat. NE-Atlantik	2.0	1.4	1.3	1.5	1.95	0.9	1.7	1.4	Sarnthein et al. (1984)
Site 658	Äquat. NE-Atlantik	2.05	1.9	1.55	2.2	2.35	1.4	2.1	15.0	(diese Arbeit)
Site 659	Äquat. NE-Atlantik	2.1	2.25	1.4	1.55	1.85	1.1	1.35	3.4	(diese Arbeit)
Site 502	Karibik	2.0	1.7	1.5	1.2	1.85	1.1	1.5	4.7	Prell (1982)
V22-174	Äquat. S-Atlantik	1.7	1.4	1.05	1.3	1.1	0.9	1.4	4.8	Thierstein et al. (1977)
R13-229	SE-Atlantik	1.85	1.5	1.45	1.5	2.35	--	--	2.2	Morley und Hays (1981)
Site 677	Äquat. E-Pazifik	unvollständig	1.85	1.5	2.05	1.6	0.9	1.65	3.7	Shackleton und Hall (1990)
V19-28	Äquat. E-Pazifik	1.7	1.7	1.4	1.7	1.9	--	--	3.8	Ninkovich und Shackleton (1975)
V28-238	Äquat. W-Pazifik	1.1	1.4	1.1	1.35	1.45	0.8	1.3	5.0	Shackleton und Obdyke (1976)

Die Werte der Glazial/Interglazial - Amplituden von den Kernen Site 502, V22-17 und V28-238 wurden an planktischen O - Isotopenkurven gemessen. Alle anderen Werte stammen aus benthischen O - Isotopenkurven. Die planktischen O - Isotopenkurven stammen aus tropischen Seegebieten, in denen langfristige Temperaturänderungen eher vernachlässigbar gering sind. Fettgedruckte Werte zeigen Maxima.

Tabelle 11. Maximale $\delta^{18}\text{O}$ -Amplituden von Glazial/Interglazial-Zyklen der letzten 630 ka, gemessen an Sedimentkernen aus dem Atlantik und Pazifik - ein Vergleich.

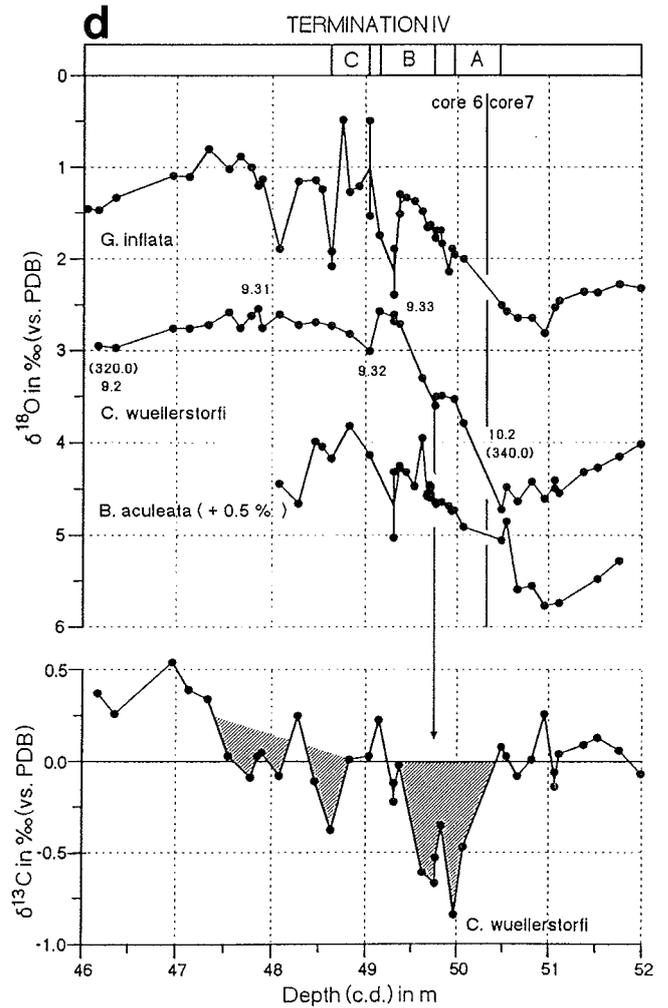
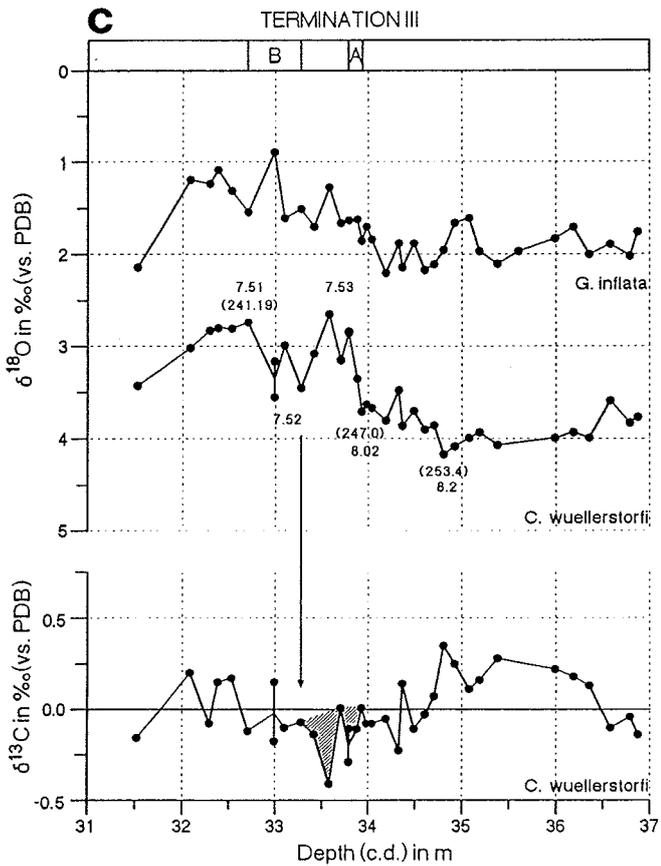
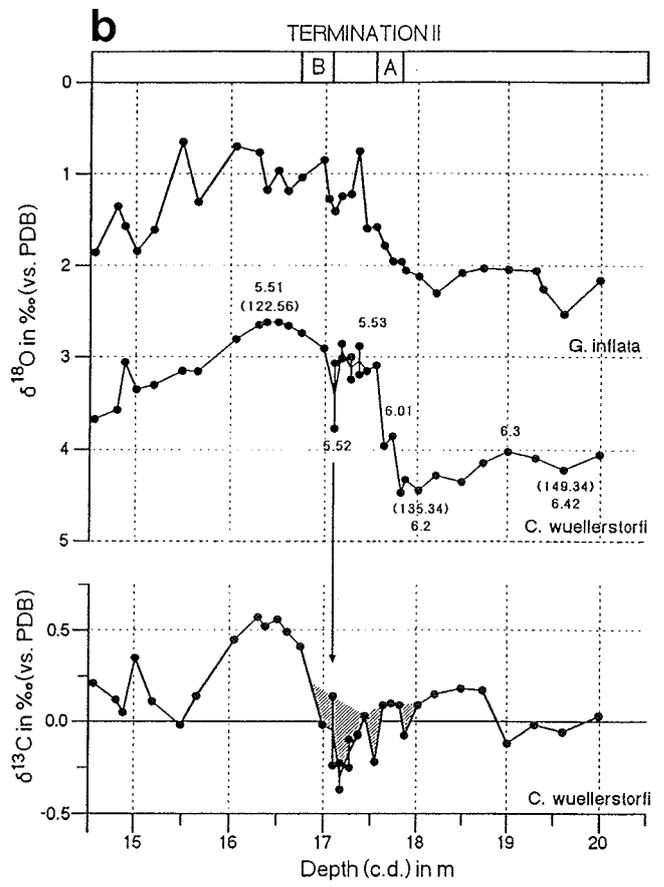
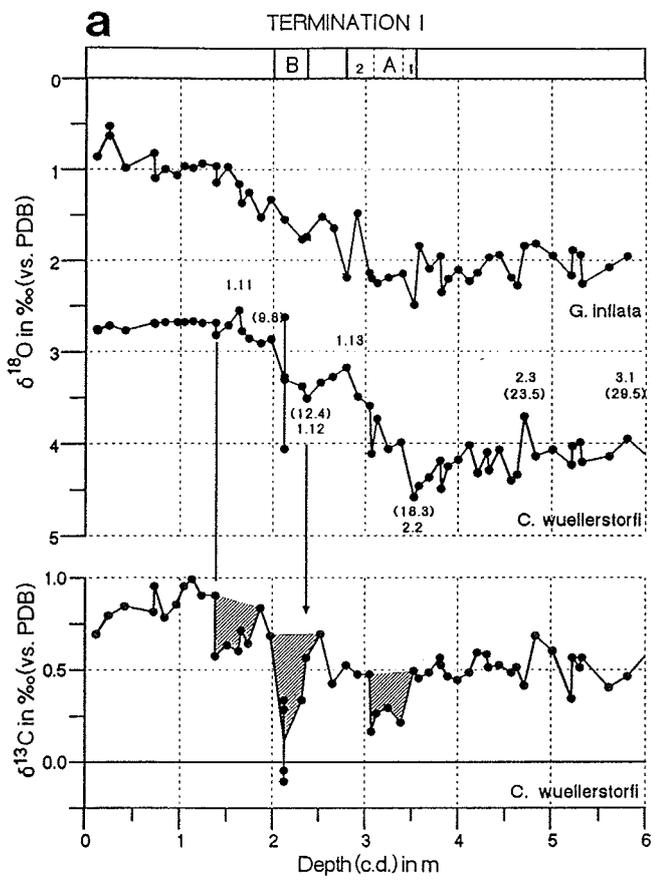
13/12 und im glazialen Substadium 8.4 (Abb. 20a). In der Planktonkurve startet und endet z.B. die Termination I etwa 2500 Jahre später als in der Benthoskurve. An der Termination II ereignet sich der größte Amplitudensprung in der Planktonkurve ebenfalls etwa 1400 Jahre später. An der Termination V wird hingegen der volle Glazial/Interglazial Hub in der Planktonkurve bereits 16 500 Jahre eher erreicht. Der Übergang von Stadium 13 zu Stadium 12 erscheint in der Planktonkurve rund 5500 Jahre eher. Das glaziale Maximum 8.4 ist in der Planktonkurve wesentlich extremer ausgebildet als beim Benthos. Diese Abweichungen werden mangels anderer Erklärungen auf lokale Temperatur- und Salinitätsschwankungen im Oberflächenwasser zurückgeführt, auch auf die Tatsache, daß das Site aus dem Bereich einer extrem starken Auftriebszelle stammt (siehe Kapitel F.4.).

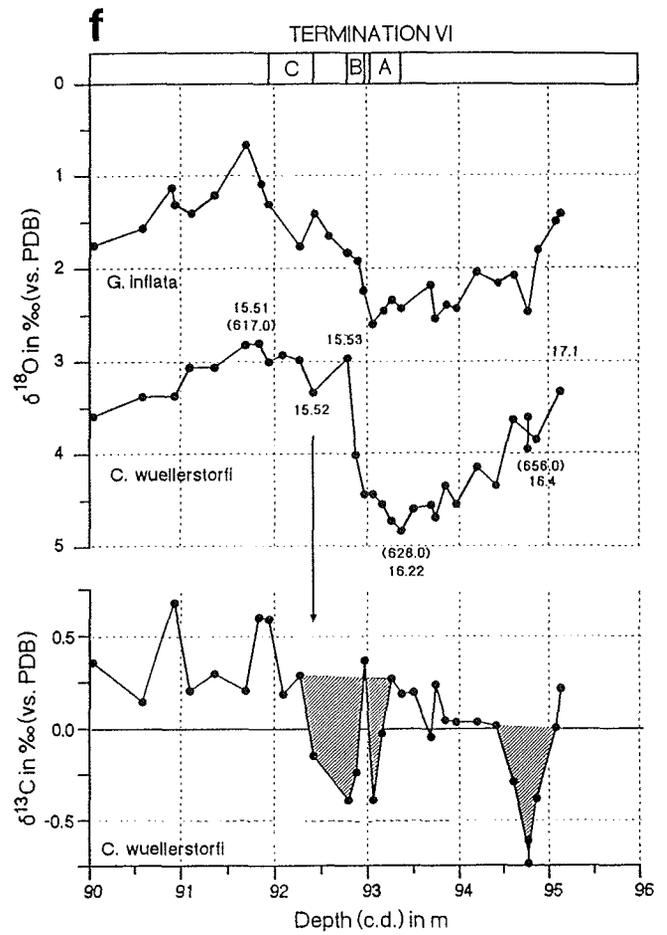
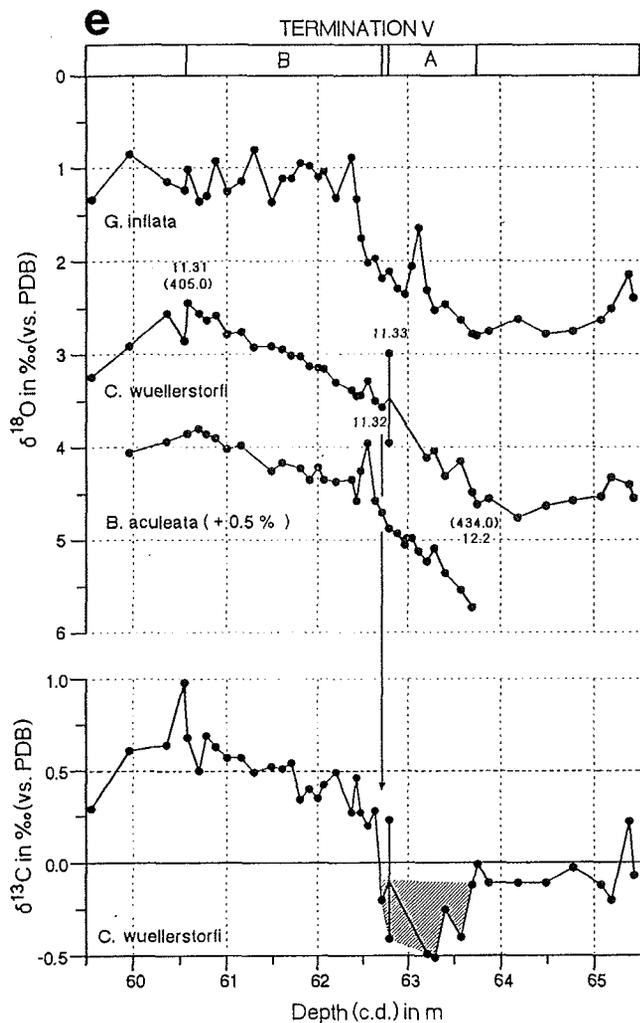
Eine signifikante Zunahme in der Amplitude des 100 ka Zyklus während der frühen Brunhes Chron von 0.75 bis etwa 0.4 Mio. J.v.h. (Imbrie, 1985; Ruddiman et al., 1986) ist bei Site 658 nicht zu beobachten. Bereits an den frühen Eiszeit-Terminationen VI und V werden vielmehr Amplituden von 2.1 ‰ erreicht (Tab. 11, Abb. 20a), die ungefähr jener bei Termination I entsprechen.

Über die bekannten Milankovitch-Zyklen hinaus zeigen die O-Isotopenkurven jedoch auch zahlreiche, signifikante, wesentlich kürzere Schwankungen, die sich innerhalb von nur wenigen 1000 Jahren vollziehen, wie z.B. die Alleröd/Jüngere Dryas Oszillation und die

Dansgaard-Oeschger Zyklen in Stadium 3 (Broecker et al., 1990). Die hochauflösenden O-Isotopenkurven von Site 658 offenbaren erstmals auch an den älteren Eiszeit-Terminationen II-VI Jüngere Dryas-artige Klimarückschläge (Abb. 27a-f). Nach Sarnthein und Tiedemann (1990) kann in der benthischen O-Isotopenkurve von Site 658 die Termination IA (Duplessy et al., 1981) aufgrund einer weiteren Unterbrechung der Abschmelzphase in Termination I_{A1} und I_{A2} unterteilt werden (Abb. 27a). Analog wurden die älteren Terminationen II-VI anhand der Benthoskurven in zwei oder drei Enteisungsphasen untergliedert, jeweils getrennt durch Jüngere Dryas-artige Klimarückschläge (Abb. 27b-f). Um ein

Abb. 27a-f. $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von *G. inflata*, *C. wuellerstorfi* und *B. aculeata* und $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven von *C. wuellerstorfi* über die Eiszeitterminationen I (a), II (b), III (c), IV (d), V (e) und VI (f) bei Site 658, aufgetragen gegen die "Composite Depth" in Metern (aus Sarnthein und Tiedemann, 1990). Oberer Balken: Hauptabschmelzphasen unterteilt in A, B und C (C, nur Termination IV und VI). Zahlen markieren O-Isotopenstadien. Alter in Klammern (in 1000 Jahren) basieren auf stratigraphischer Korrelation von benthischen $\delta^{18}\text{O}$ -Stadien nach Imbrie et al. (1984) und Martinson et al. (1987). "Jüngere Dryas-artige" Klimarückschläge sind durch Pfeile markiert. Schraffierte $\delta^{13}\text{C}$ -Minima kennzeichnen Minima in der Tiefwasserdurchlüftung bei Site 658.





nahezu lückenloses benthisches Isotopenprofil an den Terminationen IV und V zu erhalten, wurden dort ergänzend zu *C. wuellerstorfi*, deren Gehäuse streckenweise fehlen, die Schalen der endobenthischen Art *B. aculeata* für $\delta^{18}\text{O}$ -Werte herangezogen (Abb. 27d und e). Auch hier zeigen sich jüngere Dryas-artige Klimarückschläge. In der Planktonkurve sind die Rückschläge an den Terminationen II-V besonders deutlich (Abb. 27b-e). An den Terminationen I und VI ist hingegen die zeitliche Auflösung der Planktonkurve für einen solchen Nachweis zu grob. In Tabelle 12 sind die wichtigsten Merkmale der Terminationen wie Zeitdauer und Isotopenhub zusammengefaßt. Demnach schwanken die Amplituden der jüngeren Dryas-artigen Klimarückschläge in den Terminationen I - VI zwischen 0.3 und 0.8 ‰ $\delta^{18}\text{O}$. Die Dauer der Terminationen variiert von 5800 - 29000 Jahre. Die Terminationen II, III und VI zählen zu den schnellen Eiszeit-Terminationen, die Terminationen I, IV und V zu den langsameren.

Besondere neue Beobachtungen gelten für das kalte Substadium 13.2. Es ist bei Site 658 im Vergleich zu anderen hochauflösenden O-Isotopenkurven (z.B. Ruddiman et al., 1989; Shackleton und Hall, 1989) wesentlich stärker ausgeprägt (Abb. 27b) und erreicht mit seiner Amplitude von 1.4 ‰ ein deutlich vollglaziales Niveau sowohl bei der Plankton wie der Benthoskurve. Dieser Befund im frühen Stadium 13 könnte auf einen weiteren Eiszeit-Terminationsmechanismus hinweisen, ähnlich wie am Ende von Stadium 16 und 12 (Tiedemann und Sarnthein, 1990). Die extrem schweren Isotopenwerte dieser Einzelprobe bei 520 000 J.v.h. wurden im übrigen in der Benthoskurve durch eine Doppelbestimmung bestätigt (Tab. A-1), so daß die große Amplitude von Stadium 13.2 verstärkt glaubwürdig ist.

Tabelle 12. Merkmale der Eiszeiterminationen I - VI (aus Sarnthein und Tiedemann, 1990).

Termination (<i>C. wuellerstorfi</i>)	Total $\delta^{18}\text{O}$ Amplitude ‰	Number of Steps	Amplitude of Steps, ‰ $\delta^{18}\text{O}$			Amplitude of Setbacks, ‰ $\delta^{18}\text{O}$	Total Duration, years	Duration of Termination, years		
			A	B	C			Step A (major shift)	Step B	Step C
I	1.85	3	0.93 ^a 0.65 ^b	0.65	--	0.33 ^a 0.12 ^b	8500 ^c	710+1370 ^c (<1000) ^d	2600 ^c	--
II	1.73	2	1.38 ^b	1.20	--	0.48-0.91 ^b	8340	2100 (700) ^e	850	--
III event 8.02-7.53	1.06	2	1.06 ^b	0.82	--	0.81 ^b	5810	1670 (670) ^e	1330	--
event 8.2-7.53	(1.52)						12240	8100 (670) ^e	1330	--
IV	2.15	3 (4?)	1.20 ^b	0.90 ^a	0.27	0.11 ^b 0.43 ^a	(10700)	2500	1900	2000
V	2.20	2	1.33 ^a	1.00	--	0.16-0.62 ^a	29000	10900 (3000) ^e	16900	--
VI	1.90	3	0.40 ^b	1.47 ^b	0.35	0.37 ^b 0.00 ^b	7520	2120	1230 ^e	1030

^a Younger Dryas-style climatic setback with subsequent $\delta^{13}\text{C}$ minimum.

^b Younger Dryas-style climatic setback with antecedent $\delta^{13}\text{C}$ minimum.

^c ^{14}C ages corrected according to Bard et al. [1990].

^d Based on a planktonic $\delta^{18}\text{O}$ record of Bard et al. [1989].

^e A shift comprising 55-80% of the total $\delta^{18}\text{O}$ amplitude

F.1.3. Geschichte der Meeresspiegel- und -Temperaturschwankungen im Pliozän

Die planktische $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von Site 659 eignet sich nach den Überlegungen von Prentice und Matthews (1988; vgl. Kap. E) besser für eine Rekonstruktion von eustatischen Meeresspiegelschwankungen im Pliozän als die benthische O-Isotopenkurve. Das kommt daher, weil die Temperaturschwankungen im Oberflächenwasser der Subtropen außerhalb von Auftriebsgebieten im Vergleich zu jenen im Tiefenwasser als gering anzusehen seien und somit Veränderungen im Plankton-Signal primär den Auf- und Abbau polarer Eismassen dokumentierten. Tatsächlich zeigt die Planktonkurve der oberflächennahe lebenden *G. sacculifer* (Ganssen, 1983) bei Site 659 zwischen 3.0 und 2.2 Mio. J.v.h., also während der vermutlichen Ausdehnung der nordpolaren Eisschilde, einen schwächeren langfristigen Gradienten von leichteren zu schwereren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten und geringere Amplituden in den kaltzeitlichen Stadien als die Benthoskurve (Abb. 20b). Der um ca. 0.5 ‰ steilere Gradient und die um ca. 1.2 ‰ größeren Amplituden in der Benthoskurve werden daher auf Temperatur- und Salinitätsschwankungen im Tiefenwasser zurückgeführt, die bis etwa 5°C erreichen.

Nach Weaver und Raymo (1989) wies die Zusammensetzung der planktischen Foraminiferenfauna, d.h. das Neuaufreten von *N. pachyderma* (rechts) allerdings auch bei Site 659 auf eine Abkühlung des Oberflächenwassers seit etwa 2.4 Mio. J.v.h. hin. Denkbar wäre, daß ab etwa 3.0 Mio. J.v.h. mit einem verstärkten NE-Passat, vor allem während der einzelnen Kaltstadien (vgl. Kap.

F.3.), ein intensivierter Küstenauftrieb und Kanarenstrom eine zeitweilige Zufuhr von kälteren (und nährstoffreichen) Auftriebswässern bis Site 659 begünstigte. Damit wären größere planktische $\delta^{18}\text{O}$ -Amplituden zwischen Warm- und Kaltstadien zu erwarten. Andererseits erreichen gerade zwischen 3.1 und 2.2 Mio. J.v.h. die planktischen Amplituden nur den halben Hub des Benthosignals. Relativ konstante C_{org} -Gehalte um 0.1 - 0.3 % bei Site 659 (Stein et al., 1989) sprächen eher gegen eine laterale Zufuhr nährstoffreicher und kälterer Auftriebswässer. Man könnte trotzdem annehmen, daß die *N. pachyderma* Gehäuse unter Umständen mit dem Kanarenstrom eingedrifft sind und nicht notwendig von einer örtlichen Population stammen.

Nimmt man also an, daß 1. die pliozänen Variationen in der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von *G. sacculifer* größtenteils den "Eiseffekt" widerspiegeln, 2. das mittlere $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis in den akkumulierten polaren Eismassen über längere Zeiträume konstant blieb und 3., das holozäne Niveau des Meeresspiegels nach *G. sacculifer* an der Position von Site 659 einem $\delta^{18}\text{O}$ -Wert von -1.05 ‰ entspricht (Kern V30-49; Mix und Ruddiman, 1985), so lassen sich folgende Aussagen über die relativen Meeresspiegeländerungen vor 4.5 - 2.2 Mio. J. machen (bei 0.11 ‰ $\delta^{18}\text{O}$ = 10 m, s. Kap. E: Ableitung von Proxydaten):

Im Frühpliozän, von 4.5 - 3.78 Mio. J.v.h. stieg demnach der Meeresspiegel im langfristigen Mittel um etwa 25 m an (Abb. 28a). Erst mit dem Aufbau größerer Eismassen in der Nordhemisphäre vor 3.0 - 2.6 Mio. J. sank der Meeresspiegel im Mittel dann deutlich ab, um knapp 50 m. Bei gleichzeitiger Abkühlung des Oberflächenwassers, wäre eine noch geringere Absenkung des

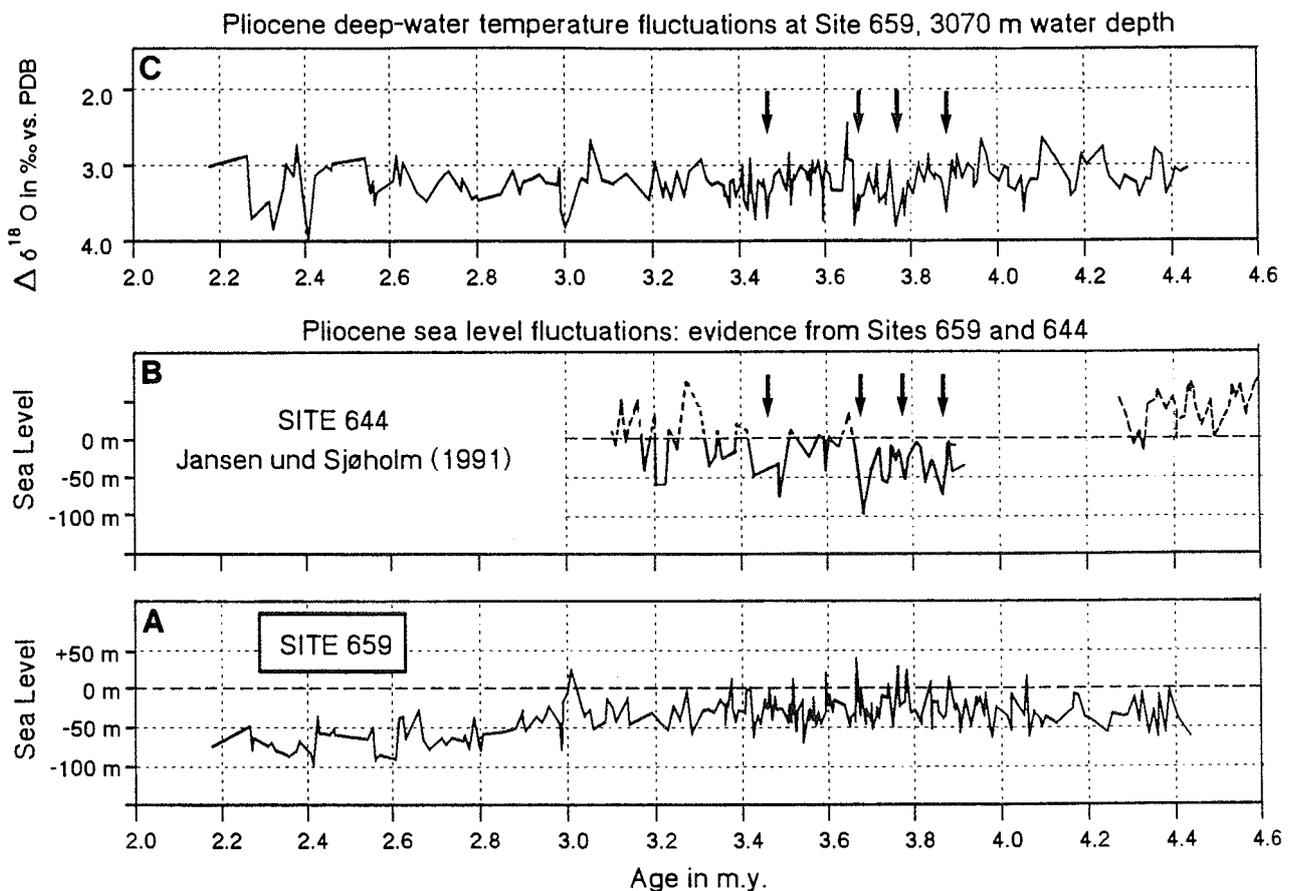


Abb. 28a-c. (a) Meeresspiegelschwankungen im Pliozän vor 2.2 - 4.5 Mio. J., berechnet anhand der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von *G. sacculifer* bei Site 659. (b) Meeresspiegelkurve nach Jansen und Sjøholm (1991) beruht auf $\delta^{18}\text{O}$ -Messwerten von *C. wuellerstorfi* bei Site 644. Zugrunde liegt die Annahme, daß nur $\delta^{18}\text{O}$ -Werte über 4.4 ‰ (heutiger Wert für -1°C kaltes Bodenwasser) Absenkungen im Meeresspiegel reflektieren. Nur Schwankungen unterhalb des heutigen Meeresspiegels (0 m) sind daher verläßlich (durchgezogene Linie). (c) Pliozäne Tiefwassertemperaturschwankungen bei Site 659 vor 2.2 - 4.5 Mio. J., berechnet aus der $\delta^{18}\text{O}$ -Differenz zwischen *C. wuellerstorfi* und *G. sacculifer* Werten..

Meeresspiegels anzunehmen.

Die kurzfristigen Warm- und Kaltzeiten von 4.5 - 2.2 Mio. J.v.h. sind vielleicht mit Meeresspiegelschwankungen von bis zu 50 - 70 m verbunden (Abb. 28a). Nur zwischen 4.3 und 3.0 Mio. J.v.h. überschreiten die kurzfristigen Fluktuationen vereinzelt das Niveau des heutigen Meeresspiegels um etwa 20 - 30 m. Zugleich wurde zwischen 4.5 - 3 Mio. J.v.h. der Meeresspiegel kurzfristig vermutlich um bis zu 60 m unter das heutige Niveau abgesenkt. Erst zwischen 2.6 und 2.3 Mio. J.v.h. traten extreme Meeresspiegel-Tiefstände, die etwa 90 - 100 m unterhalb des heutigen Meeresspiegels lägen in den Stadien 110, 108 und 100 auf (Abb. 28a). Diese Absenkung im Meeresspiegel entspräche etwa 2/3 des Eisvolumens von Stadium 2 vor etwa 20 000 Jahren.

Zahlreiche andere Arbeiten verweisen auf eine ähnliche Größenordnung im Meeresspiegelanstieg im frühen Pliozän (Lietz und Schmincke, 1975; Vail et al., 1977;

Haq et al., 1987; Matthews, 1988), wobei das Niveau des heutigen Meeresspiegels jeweils um etwa 10 - 50 m überschritten wurde. Starke Fluktuationen im Meeresspiegel kennzeichneten nach Jansen et al. (1990) und Jansen und Sjøholm (1991) bereits das Zeitintervall vor 4 - 3.1 Mio. J., wobei der Meeresspiegel das heutige Niveau oftmals um mindestens 60 - 80 m unterschritten haben soll, also etwas mehr als die vorliegenden hochauflösenden Daten anzeigen (Abb. 28a und b). Die Berechnungen von Jansen und Sjøholm (1991) basieren auf einer benthischen $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von Site 644 aus der Norwegischen See. Zugrunde liegt die explizite Annahme, daß nur $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von über 4.4 ‰, das ist der heutige $\delta^{18}\text{O}$ -Wert für -1°C kalte Bodenwasser in der Norwegischen See, ein Anwachsen der polaren Eismassen reflektierten. Die resultierenden Fluktuationen im Meeresspiegel führen Jansen et al. (1991) im wesentlichen auf Schwankungen im südpolaren Eisvolumen zurück (vgl. Tab. 1.).

Die deutliche oberpliozäne Absenkung des Meeresspiegels parallel zum verstärkten Aufbau polarer Eismassen in der Nordhemisphäre wurde bisher in verschiedene Zeitabschnitte zwischen 3.2 und 2.4 Mio. J.v.h. eingestuft (Shackleton und Opdyke, 1973; Shackleton et al., 1984; Prell, 1984; Hodell et al., 1985; Keigwin, 1986; Curry und Miller; 1989; Raymo et al., 1989; Sarnthein und Tiedemann, 1989). Die neueren Untersuchungen von Jansen und Sjöholm (1991) an eistransportiertem Schutt bei Site 664 aus der Norwegischen See weisen darauf hin, daß die grönländischen Eismassen bereits ab etwa 3 Mio. J.v.h. den Meeresspiegel in der Norwegisch-Grönländischen See erreichten. Diese Annahme deckt sich in etwa mit dem Beginn einer Meeresspiegelabsenkung vor etwa 3 Mio. J., so wie er sich aus der planktischen $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve bei Site 659 ergibt (Abb. 20b, 28a). Ein gleiches Alter für diese große Wende bezeugen auch die tropischen Plankton- $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von Site 572 (2.93 Mio. J.; Prell, 1985), Site 625 (3.1 Mio. J.; Joyce et al., 1990) und Site 709 (2.9 Mio. J.; Shackleton und Hall, 1990). Zusammenfassend wird also das Alter dieses Ereignisses vor ca. 3 Mio. J. mehr und mehr bestätigt.

Hinweise über pliozäne Temperaturschwankungen im Bodenwasser bei Site 659 (3000 m Wassertiefe) geben die $\delta^{18}\text{O}$ -Differenzbeträge zwischen *C. wuellerstorfi* und *G. sacculifer* (Abb. 28c). Dabei wurde zunächst angenommen, daß die Salinität des Bodenwassers auch über längere Zeiträume hinweg nahezu konstant bliebe. Schwankungen in der Salinität wären allerdings gerade in den Kaltstadien aufgrund von Veränderungen in der Tiefenzirkulation des Ozeans sowie im Verhältnis zwischen Evaporation und Niederschlag möglich oder wahrscheinlich.

Bei Site 659 schwankten demnach die Tiefwassertemperaturen vor 4.5 - 2.2 Mio. J. um bis zu 5°C (Abb. 28c). Vergleichsweise wurden von Chappell und Shackleton (1986) und Duplessy et al. (1987) für die Glazial/Interglazial-Zyklen des späten Pleistozäns Tiefwassertemperaturschwankungen von nur 2 - 3 °C errechnet. Nach einem physikalisch-ozeanographischen Modell von Mix und Piasias (1988) erforderte allerdings eine solche Temperaturabnahme während der Kaltstadien eine verstärkte thermohaline Zirkulation, die aber gerade in den Kaltstadien wohl schwächer war.

In Abb. 28c ist von 4.5 - 2.2 Mio. J.v.h. kein langfristiger Trend von wärmeren zu kälteren Tiefwassertemperaturen zu erkennen. Nach Prentice und Matthews (1988) wären hingegen die Tiefwassertemperaturen des Ozeans von 4 - 2 Mio. J.v.h. um etwa 2 - 3°C abgesunken, unter der stillschweigenden Annahme einer konstanten Salinität im Tiefenwasser. Bei Site 659 käme es im frühen Pliozän nur kurzfristig, von ca. 3.9 - 3.65 Mio. J.v.h. und von ca. 3.43 - 3.4 Mio. J.v.h., zu einer größeren Abnahme in der Tiefenwasser-Temperatur um

durchschnittlich etwa 3°C. Diese Abkühlungsphasen stünden nach der Meeresspiegelkurve von Jansen und Sjöholm (1991) in einem direkten Zusammenhang mit einer Ausdehnung der polaren Eismassen in der Südhemisphäre (Abb. 28b). Extreme Temperaturabnahmen von bis zu 5°C (eventuell auch zusätzlich eine Zunahme in der Salinität) zeigen sich dann auch in den pliozänen Kaltstadien bei Site 659 vor ca. 3.0, 2.4 und 2.3 Mio. Jahren, die von markanten $\delta^{13}\text{C}$ -Minima begleitet werden. Ein regionaler Vergleich von $\delta^{13}\text{C}$ -Werten im Atlantik für das Kaltstadium 100 vor 2.4 Mio. J. (s. Kapitel F.2.) deutet gerade auf eine reduzierte thermohaline Zirkulation im Atlantik hin, also eher auf weniger salzreiches Tiefenwasser im Kalt- als im Warmstadium. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Differenzbeträge zwischen *C. wuellerstorfi* und *G. sacculifer* gingen somit vor 3 - 2.2 Mio. J. eher auf Tiefwasser-Temperaturschwankungen als auf Wechsel im Salzgehalt zurück.

F.1.4. Bioturbation

Die hohe zeitliche Auflösung der Isotopenstratigraphie bei Site 658 erlaubt unter anderem auch einige neue Rückschlüsse auf die Reichweite der Bioturbation.

Die bioturbate Durchmischungstiefe am nordwestafrikanischen Kontinentalhang wird von Wetzel (1981) mit 5 - 20 cm angegeben. Die perlenschnurartig streuungsarmen Meßwertabfolgen in der Benthoskurve von *C. wuellerstorfi* im Isotopenstadium I, 5.5 und an Termination V zeigen deutlich, daß der Einfluß der Bioturbation über enge stratigraphische Grenzen hinweg bei Sedimentationsraten von 15 cm/1000 Jahre und mehr kaum zu erkennen ist. Derart hohe Sedimentationsraten ermöglichten nach Wetzel (1981) eine echte stratigraphische Auflösung von etwa 300 - 500 Jahren. Mehrfachbestimmungen an Einzelproben aus ansonst ungestörten Profilbereichen (Ruddiman, Sarnthein et al., 1988) zeigen allerdings in einigen Fällen, daß innerhalb der Terminierungen die Meßwerte bis zu 1.4 ‰ voneinander abweichen können. Führt man die benthischen $\delta^{18}\text{O}$ -Maxima (4.05, 3.77 und 4.53 ‰) aus den Mehrfachbestimmungen bei 2.13 m, 17.10 m und 49.31 m Teufe auf Bioturbation zurück, so müßten theoretisch Exemplare mit vergleichbar hohen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten bei Termination I (Abb. 27a) über eine Distanz von 1 m, an Termination II (Abb. 27b) über eine Distanz von 0.7 m und an Termination IV (Abb. 27d) über eine solche von 1.2 m heraufgewühlt worden sein. Diese weiten Strecken schließen Bioturbation als Ursache für die Streuungsmaxima dieser Maxima eher aus. Die Kernphotos (Ruddiman, Sarnthein et al., 1988) geben hier auch keinen Hinweis auf irgendwelche tiefgreifenden Sedimentumlagerungen. Viel wahrscheinlicher erscheint hingegen, daß in diesen Streubereichen die $\delta^{18}\text{O}$ -Minima aus den Mehrfachbestimmungen ein Produkt der

Bioturbation seien, da die Transportwege hier zu Horizonten im unmittelbar Hangendem, in den Warmstadien, mit vergleichbar geringen Meßwerten wesentlich kürzer sind. Hinzu kommt, daß die Häufigkeit von *C. wuellerstorfi* in Proben aus Warmstadien generell höher ist (P. Weinholz, mündl. Mitt.) und somit als Quelle für einen abwärts gerichteten Wühl-Transport von Exemplaren mit geringeren $\delta^{18}\text{O}$ -Werten zur Verfügung stünde.

Weitere Hinweise auf diese Transportrichtung ergeben sich aus $\delta^{13}\text{C}$ -Werten, die zugleich mit den Mehrfachbestimmungen entstanden. Demnach kann das $\delta^{18}\text{O}$ -Minimum an Termination V in der *C. wuellerstorfi* Kurve bei 62.80 m klar auf abwärts gerichtete Bioturbation zurückgeführt werden, da auch der zugehörig schwere $\delta^{13}\text{C}$ -Wert eindeutig mit dem $\delta^{13}\text{C}$ -Maximum im hangendem Warmstadium 9 korreliert ist (Abb. 27e). Der leichte $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -0.23 ‰ an Termination II bei 17.10 m (Abb. 27b) würde sich hingegen wesentlich klarer in die $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve weiter im Liegenden einfügen und das zugehörige $\delta^{18}\text{O}$ -Maximum als von unten nach oben verwühlt deuten.

Prozesse der Sedimentumlagerung am Kontinentalhang sind zumindest für die vorliegenden abweichenden Werte von *C. wuellerstorfi* keine überzeugende Erklärung, da nach Lutze (1980) der Lebensbereich von *C. wuellerstorfi* am nordwest-afrikanischen Kontinentalhang erst unterhalb von 1600 m Wassertiefe einsetzt und somit bei Site 658 in 2263 m Wassertiefe kaum Schalenmaterial von weiter hangaufwärts zu erwarten ist.

F.2. KOHLENSTOFFISOTOPEN

F.2.1. Kenntnisstand und Fragen

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalte im Ozean sind ein Abbild seiner Durchlüftung und damit der Wirkungsweise und des Ausmaßes des CO_2 -Transfers zwischen Ozean und Atmosphäre (Kap. E.). Grundsätzlich läßt sich von folgenden Voraussetzungen ausgehen:

- Als Folge der globalen, klimabedingten $\delta^{13}\text{C}$ -Schwankungen in der Exportproduktion von Biomasse an der Grenze zwischen Stadium 2 und 1 und 6 und 5 berechneten Duplessy und Shackleton (1985) und Duplessy et al. (1988) eine mittlere Zunahme im $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des Ozeans um 0.32 ‰ vom Glazial zu Interglazial. Curry et al. (1988) und Sarnthein et al. (1988) ermittelten für den Übergang vom letzten Glazial zum Holozän eine globale $\delta^{13}\text{C}$ -Zunahme um 0.45 ‰ . Dies entspräche einer Kohlenstoffabgabe des Ozeans im Umfange von etwa 650 Gt (Duplessy et al., 1981).
- Raymo et al. (1989) beobachteten an $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven aus dem N-Atlantik (Site 607, 552) und Pazifik (677), daß die kaltzeitlichen $\delta^{13}\text{C}$ -Minima im obersten Pliozän das tiefglaziale Niveau von Stadium 2 teilweise sehr deutlich um bis zu 0.5 ‰ unterschreiten, während die warmzeitlichen $\delta^{13}\text{C}$ -Maxima in etwa dem holozänen Niveau entsprechen. Sie folgerten daraus für das Pliozän einen global höheren kaltzeitlichen Transfer von C-isotopisch leichter Biomasse in den tiefen Ozean, als er von Duplessy et al. (1988) für den letzten Glazial/Interglazial Zyklus angenommen wird.
- Zahlreiche Arbeiten haben ferner gezeigt, daß Meereisbildung und die reduzierte Salzzufuhr in den N-Atlantik während des letzten Hochglazials zu einer eiszeitlichen Reduktion in der Bildung von Nordatlantischem Tiefenwasser führten und somit zu einer geringeren Durchlüftung im Atlantik (Streeter und Shackleton, 1979; Boyle und Keigwin, 1982; Shackleton et al., 1983b; Curry und Lohmann, 1983; Duplessy und Shackleton, 1985; Oppo und Fairbanks, 1987; Caralp, 1987; Curry et al., 1988; Duplessy et al., 1988).
- Über die Ursachen der pliozänen Schwankungen im $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis des atlantischen und pazifischen Ozeans ist insgesamt noch relativ wenig bekannt. Erste Deutungen stützen sich hier auf benthische $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven von ODP-Sites, die in Tabelle 13 zusammengefaßt sind. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte dieser Sites stammen zum Teil auch über längere Zeiträume hinweg nur von der epibenthischen Foraminifere *C. wuellerstorfi*. Diese Daten spiegeln daher das $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis der ΣCO_2 im örtlichen Bodenwasser wieder (Duplessy et al., 1984; Zahn et al., 1986) und

können somit direkt mit den Ergebnissen von Sites 658 und 659 verglichen werden. Für einen großräumigen Datenvergleich über die unterschiedliche Ventilation von Atlantik und Ostpazifik stehen insbesondere Daten aus dem Zeitintervall von 1.6 - 2.7 Mio. J.v.h. zur Verfügung (Tab. 13).

- Shackleton et al. (1984) zogen bereits einen ersten Vergleich zwischen benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven aus dem N-Atlantik (Site 552) und dem Pazifik (V28-179) aus dem Zeitraum vor 1.7 - 3.5 Mio. J. Sie konnten zeigen, daß die atlantischen Werte im Mittel um etwa 1 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ schwerer waren. Daraus folgerten Shackleton et al., daß zumindest während der letzten 3.5 Mio. J. im N-Atlantik ein dem heutigen Nordatlantischem Tiefenwasser (NADW) in etwa vergleichbar gut durchlüfteter Wasserkörper immer wieder, zumeist über lange Zeitabschnitte existierte. Dies ist nunmehr mit dem neuen größeren Datensatz zu testen.
- Die Steuerung der ozeanischen Tiefwasserdurchlüftung durch Klimaelemente hoher Breiten (d.h. Meereisbildung) zeigt sich z.B. in den Perioden der benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Oszillationen, die einem dominanten 100 ka- oder 41 ka- Zyklus folgen. Ruddiman et al. (1989b) konnten diese Perioden bis ins früheste Pleistozän zurückverfolgen. Die pliozänen benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Oszillationen vor 2.1 - 2.75 Mio. J. werden dagegen nach Raymo et al. (1989; Site 607) durch einen starken 23-ka-Zyklus dominiert. Dieser Befund sollte darauf hinweisen, daß die $\delta^{13}\text{C}$ -Schwankungen des Pliozäns von Klimaelementen der niederen Breiten, z.B. deren Paläoproduktivität, gesteuert werden. Wenn Klimaelemente hoher Breiten vorwiegend steuern, werden die $\delta^{13}\text{C}$ -Schwankungen im Tiefenwasser des Atlantiks also eher auf Änderungen in der Bildung von NADW zurückgehen (Shackleton und Hall, 1984) oder auf eine zeitweise intensivere Bildung antarktischer und subantarktischer, d.h. ^{12}C -reicher Tiefenwassermassen (Curry und Miller, 1989) als auf Änderungen in der Exportproduktion von Biomasse in den niederen und mittleren Breiten und ihrem Transfer in die Tiefsee.

Im Zentrum dieser Arbeit stehen folgende Probleme:

- Die Sites 658 und 659 geben erstmals für die niederen Breiten im N-Atlantik Hinweise auf die pliozäne Ventilation in mittleren Wassertiefen zwischen 2000 und 3000 m. Damit kann geprüft werden, ob sich in diesem Tiefenwasserstockwerk die extremen Zusammenbrüche in der Tiefenwasserdurchlüftung des Nordatlantiks (Site 552 und 607) zwischen 1.6 und 2.7 Mio. J.v.h. (Raymo et al., 1989) bis in die niederen Breiten verfolgen lassen.
- Darüber hinaus können die benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Fluktuationen bei Site 659 die Proxydaten für die

- Tiefenwasserventilation im Ostatlantik zurück bis 4.5 Mio. J. erweitern. Von besonderem Interesse ist dabei das Zeitintervall von 4.5 - 3.8 Mio. J.v.h., das sich nach den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten durch ein ausgesprochen einförmiges Klima auszeichnete (vgl. Kap. F.1.2.).
- Im weiteren ist wahrscheinlich die pliozäne Schließung des Panamaseeweges von grundlegender Bedeutung (auch für die Klimaentwicklung NW-Afrikas; vgl. Kap. A.1.). Sie führte nach Berechnungen mit einem ozeanischen Zirkulationsmodell (Maier-Reimer et al., 1990) letztendlich zu einer intensiveren Produktion von NADW und somit zu einer verbesserten Tiefwasserdurchlüftung (vgl. Kapitel A.1.), d.h. zu höheren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten.
- Das Ausmaß der $\delta^{13}\text{C}$ -Fluktuationen im Bodenwasser bei Site 658 gibt einen wichtigen Hinweis über den Einfluß von Hochproduktionsgebieten auf den globalen Tiefenexport von Biomasse in den tiefen Ozean.
- Von besonderem Interesse sind schließlich 3 nur wenige 100 Jahre anhaltende Unterbrechungen in der Tiefenwasserdurchlüftung im Nordatlantik, die unter anderem nach Fairbanks (1989) im Zusammenhang mit den Hauptabschmelzphasen zum Schluß der letzten Eiszeit stehen. Anhand der zeitlich hochauflösenden benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven von Site 658 kann gezeigt werden, daß solche kurzfristigen Zusammenbrüche in der Tiefenwasserventilation des N-Atlantiks ebenfalls die früheren Eiszeiterminationen des mittleren Quartärs begleiteten.

F.2.2. Ergebnisse

Die benthischen und planktischen Kohlenstoffisotopenwerte von Site 658 und 659 für die letzten 4.5 Mio. J. sind in Tabelle A-1, B-1 und in Abb. 20a und b zusammengefaßt. Bei einem Vergleich der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven mit den O-Isotopenkurven fällt auf, daß benthische und planktische $\delta^{13}\text{C}$ -Minima ab 3.1 Mio. J.v.h., also etwa ab dem ersten Einsetzen von Eiskappen in der Nordhemisphäre für Kaltstadien typisch sind. Eine Ausnahme bilden einige äußerst kurzfristige Schwankungen und zeitliche Nacheffekte der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve während der Brunhes Chron bei Site 658. Im frühen Pliozän hingegen, vor 4.5 - 3.1 Mio. J., schwanken die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte teils parallel, teils entgegengesetzt zu den Ausschlägen der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven. Sites 658 und 659 zeigen dabei eine zum Teil sehr unterschiedliche Entwicklung im Ausmaß der planktischen und benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Fluktuationen, was zum Teil auf die unterschiedlichen Sedimentationsraten und die zeitliche Auflösung der Signale zurückgehen mag.

Vom frühen Pliozän bis zum Beginn der Brunhes Chron, vor 4.5 - 0.73 Mio. J., schwankten die $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalte im Bodenwasser an Site 659 nach *C. wuellerstorfi* mit wenigen Ausnahmen zwischen 0.1 und 0.8 ‰ (Abb. 20b), also etwas enger als während des letzten Glazial/Interglazial-Zyklus (-0.2 bis +1.2 ‰, Abb. 20a, b). Während des frühen Pliozäns, zwischen 4.2 und 4.1 Mio. Jahren wichen allerdings die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des Bodenwassers von diesem Durchschnitt deutlich ab. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Fluktuationen markierten damals mehrere extreme Durchlüftungsminima, die im Extremfall -0.5 ‰ $\delta^{13}\text{C}$ ($\approx 75 \mu\text{mol O}_2/\text{kg}$, nach Shackleton, 1987) erreichten und somit das endglaziale $\delta^{13}\text{C}$ -Niveau von 0.1 ‰ vor 15 ka deutlich unterschritten. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Fluktuationen schwankten damals mit einer Periode von etwa 25 ka (4 Gipfel pro 100 000 Jahre). In diesen kurzen Fluktuationen wurden mit 1.2 ‰ zugleich die größten $\delta^{13}\text{C}$ -Amplituden im Pliozän erreicht. Vergleichbar niedrige $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von -0.5 ‰ sind ansonst bei Site 659 nur noch im mittleren Pleistozän, in den Kaltstadien 12 und 20 zu beobachten. Ob jene frühpliozänen Minima auf einen global höheren Transfer von Biomasse in die Tiefsee zurückzuführen sind, oder auf lokale, wassermassenspezifische Veränderungen an der Position von Site 659, kann nicht geklärt werden. Für ihre überregionale Einordnung existiert nämlich zur Zeit keine weitere benthische $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve mit einer ähnlich hohen Zeitauflösung im frühen Pliozän. Legt man eine nur geringe stratigraphische Unschärfe für das Zeitintervall zwischen 4.2 und 4.1 Mio. J.v.h. zugrunde, so wäre der ausgeprägte 25 ka Zyklus in den $\delta^{13}\text{C}$ -Fluktuationen bei Site 659 am ehesten auf Präzessions-gesteuerte Klimatelemente niederer Breiten zurückzuführen, also z.B. auf oszillierende Fluxraten von C_{org} in Äquatornähe.

Von 3.96 - 2.85 Mio. Jahren wurden die geringfügigen Kurzzeit-Fluktuationen im $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis des Bodenwassers bei Site 659 von drei langfristigen seichten Schwingungen überlagert, die nur durch ein isoliertes markantes Minimum bei 3.7 Mio. J.v.h. im Stadium 155 unterbrochen sind. Der Beginn dieser Schwankungen zeichnet sich jeweils durch relativ leichte $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und meist geringe Kurzzeit-Fluktuationen von nur $< 0.2 - 0.4 \text{ ‰}$ aus. Gegen Ende der Schwingungen vor etwa 2.85 Mio. J. wachsen die kurzfristigen Isotopenhübe auf über 0.6 ‰. Langfristig entwickeln sich die $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisse bei Site 659 von 3.1 - 2.85 Mio J. von höheren zu niederen Werten, was einer mittleren Abnahme im O_2 -Gehalt des Tiefenwassers von $80 \mu\text{mol}/\text{kg}$ (nach Shackleton, 1987) entspräche. Dies gilt sowohl für die Zeit des ersten Einsetzens der Nordhemisphärenvereisung, wie im frühen Pleistozän, zwischen 1.0 und 0.8 Mio. J.v.h. Bei Site 607 war diese Entwicklung etwa zeitgleich mit einem weiteren Anstieg der glazialen $\delta^{18}\text{O}$ -Amplituden und ersten Hinweisen auf einen 100 ka Zyklus (Ruddiman et al., 1989b; nicht dargestellt in Abb. 20).

Im oberen Pliozän und frühen Pleistozän erscheinen bei Site 659 ausgeprägte kurzfristige $\delta^{13}\text{C}$ -Minima, die das Niveau des letzten Hochglazials vor 21.5 ka deutlich unterschritten, zuerst am Stadienübergang 124/123, später dann in den Stadien 120, 110, 100, 82, 80 und 78 sowie in den meisten Kaltstadien zwischen 1.2 und 0.8 Mio. J.v.h. Diese kurzen starken $\delta^{13}\text{C}$ -Fluktuationen im Bodenwasser vor ca. 2.85 - 1.9 Mio. J. stimmen mit denen bei Site 607 (Raymo et al., 1989) in vielen Einzelheiten überein, in einigen auch nicht. Im Mittel sind die Werte bei Site 659 aber um 0.33 ‰ leichter (Abb. 20b), was auf eine hier bereits erhöhte Anreicherung von CO_2 hinweist.

Bei Site 658 schwankten die benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von 3.6 - 1.56 Mio. J.v.h. im Bodenwasser nach *C. wuellerstorfi* sehr breit, insgesamt zwischen -1.1 und +1 ‰ (Abb. 20b). Dabei wird das $\delta^{13}\text{C}$ -Niveau des letzten Hochglazials teilweise sehr deutlich um bis zu 0.7 ‰ unterschritten. Die mittleren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bei Site 658 sind um 0.37 ‰ geringer als bei Site 659 und um 0.7 ‰ geringer als bei Site 607 (Raymo et al., 1989) (Abb. 20b), ein Ausdruck der ganzjährigen Hochproduktionszelle nahe Site 658. Hier sind besonders die kurzfristigen $\delta^{13}\text{C}$ -Minima im Vergleich zu den küstenfernen Sites 659 und 607 wesentlich extremer ausgebildet, z.B. im Stadium 136, 126, 110, 86, 72.

Die pliozänen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der oberflächennahe lebenden planktischen Foraminifere *G. sacculifer* sind erheblich schwerer als die des Benthos und schwanken an Site 659 zwischen 1.0 und 2.5 ‰ (Abb. 20b). Die kurzfristigen $\delta^{13}\text{C}$ -Fluktuationen des Plankton zeigen ähnlich wie das Benthos während des frühen Pliozäns allgemein geringere Amplituden (mit wenigen Ausnahmen deutlich < 0.5 ‰) als im späten Pliozän (im Mittel > 0.5 ‰, trotz einer gröberen Zeitauflösung; Abb. 20b). Die Planktonkurve hat aber, im Gegensatz zur Benthoskurve, kein übergeordnetes $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum zwischen 4.2 und 4.1 Mio. Jahren v.h. (Abb. 20b). Das Benthos-Minimum müßte somit also auf reduzierte Lateraladvektion von Tiefenwasser zurückgehen. Bei *G. sacculifer* ergibt sich dann vor etwa 3.96 Mio. Jahren eine sprunghafte $\delta^{13}\text{C}$ -Abnahme um etwa 1 ‰. Anschließend, zwischen 3.8 und 3.14 Mio. J.v.h. werden die $\delta^{13}\text{C}$ -Fluktuationen wie in der Benthoskurve von zwei langfristigen Schwingungen mit einer Periode von etwa 400 ka wieder überlagert. Deren Amplituden sind in der Planktonkurve deutlich größer als beim Benthos. Von 3.16 - 2.2 Mio. J.v.h. ist die planktische $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve zum Teil schlecht dokumentiert. Auffallend sind zwei ausgeprägte $\delta^{13}\text{C}$ -Minima. Sie kennzeichnen die Stadien 124 und 122 vor ca. 2.9 und 2.85 Mio. J. Ob die Schwankungen im $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des Oberflächenwassers bei Site 659 auf generelle Veränderungen der Nährstoffgehalte im Ostatlantik zurückzuführen sind oder auf verstärkte örtliche Zumischung nährstoffreicher Auftriebswässer von Kap Blanc her, ist mangels einer

planktischen $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve von Site 658 nicht klärbar.

Die spätpliozänen $\delta^{13}\text{C}$ -Fluktuationen der unter oder nahe der Sprungschicht lebenden planktischen Foraminifere *G. inflata* (Deuser et al., 1981) bei Site 659 verlaufen sehr ähnlich wie die der benthischen Foraminifere *C. wuellerstorfi* (Abb. 20b). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *G. inflata* sind dabei im Mittel um etwa 0.33 ‰ geringer. Zwischen Stadium 72 und 69 eilt eventuell das Benthosignal der Planktonkurve um wenige 1000 Jahre voraus.

Während der Brunhes Chron erreichen die benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Fluktuationen an Site 659 eine Schwankungsbreite von -0.6 bis 1.2 ‰ (i.V. zum Pliozän -0.2 bis 0.95 ‰). Bei Site 658 ist im Quartär hingegen keine Zunahme im Gesamthub der $\delta^{13}\text{C}$ -Oszillationen zu beobachten (Abb. 20a). Sowohl bei Site 658 wie bei Site 659 wird das $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum des letzten Hochglazials während der früheren Glazialstadien der Brunhes Chron oftmals deutlich unterschritten. An beiden Sites erreichen die benthischen und planktischen $\delta^{13}\text{C}$ -Fluktuationen während der letzten 730 ka etwa gleich hohe Amplituden von bis zu 1.5 ‰. An Site 658 sind die planktischen und die benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte um durchschnittlich 0.2 ‰ leichter als bei Site 659.

Die C-Isotopenkurven der relativ tief lebenden (100 - 200 m Wassertiefe) planktischen Foraminiferenart *G. inflata* (Deuser et al., 1981) verlaufen ähnlich wie die von *C. wuellerstorfi* (Abb. 20a). Bei Site 659 eilt das Planktonsignal während der letzten 0.8 Mio. Jahre überwiegend dem Benthosignal hinterher (Abb. 20a). Dieses Nacheilen ist an den Eiszeiterminationen am deutlichsten und betrifft auch Site 658 (Abb. 20a) während der Terminationen I, II, III und V. Überraschend zeigen die Kurven von *G. inflata* sowohl bei Site 658 wie Site 659 übereinstimmend ab etwa 270 ka fast durchgehend geringere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte als die der Benthoskurven. Das bedeutete, daß nahe der Sprungschicht mehr Nährstoffe remineralisiert waren als im Bodenwasser. Die Nährstoffe in der oberen euphotischen Zone würden hingegen durch die Phytoplanktonblüten immer wieder verbraucht werden und könnten somit hier sogar theoretisch zu einer Anreicherung von ^{13}C führen.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des Plankton und Benthos schwanken beim "offen-ozeanischen" Site 659 meist gegenseitig zu den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten, das heißt, die geringeren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte treten dort in den Kaltzeiten auf (Abb. 20a). Extreme $\delta^{13}\text{C}$ -Maxima sind in der Planktonkurve z.B. im Isotopenstadium 13 und in der Benthoskurve im Stadium 1, 11 und 13 zu beobachten. An Site 658 (Abb. 20a) ist hingegen diese negative Korrelation zwischen $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werten, insbesondere während der letzten 320 ka, weniger deutlich ausgeprägt. Dies ist wohl nur eine Folge der um eine Größenordnung besseren Zeitauflösung bei diesem Site. Die eigentlich

Kern	Position		Wassertiefe in m	Zeitintervall in Mio. J.	Schwankungsbereich im $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des Bodenwassers in ‰/‰			$\delta^{13}\text{C}$ -Wert (‰) in			Referenz
	Breite	Länge			von - bis	absolut	Stad. 100	Stad. 2	Stad. 2 - 100		
Site 552	56°03'N	23°13'W	2011	1.6 - 2.7	0 - 1.5	1.50	0.26	0.94 ²	-0.68	Shackleton und Hall (1984)	
Site 607	41°00'N	32°58'W	3427	1.6 - 2.7	-0.15 - 1.33	1.48	-0.15	0.48	-0.63	Raymo et al. (1989)	
Site 606	37°20'N	35°30'W	3007	1.9 - 2.7	0.14 - 1.33	1.19	0.19	0.35 ³	-0.16	Keigwin (1986)	
Site 658	20°45'N	18°35'W	2263	1.6 - 2.7	-1.1 - 1.0	2.10	-0.70	0.15	-0.85	diese Arbeit	
Site 659	18°04'N	21°02'W	3070	1.6 - 2.7	-0.2 - 0.95	1.25	-0.20	0.16	-0.36	diese Arbeit	
Site 665	2°57'N	19°40'W	4746	2.0 - 2.7	-1.02 - 0.82	1.82	-1.02	-0.18 ⁴	-0.84	Curry und Miller (1889)	
Site 518	29°58'S	38°08'W	3944	2.2 - 2.7	? (0.22 - 0.98)	0.76	0.22 ¹	-0.43 ⁵	+0.65	Hodell et al. (1985)	
Site 517	30°57'S	38°02'W	2963	1.7 - 2.7	? (0.42 - 1.08)	0.66	0.45 ¹	0.27 ⁶	+0.18	Hodell et al. (1985)	
Site 704	46°53'S	7°25'E	2532	2.2 - 2.7	-1.10 - 1.00	2.10	-0.5 bis -1.0	-0.10 ³	-0.4 bis -0.9	Hodell und Ciesielski (1990)	
Site 677	1°12'N	83°44'W	3461	1.6 - 2.5	-1.46 - 0.16	1.62	-1.46	-0.40 ⁷	-1.06	Shackleton und Hall (1989)	
V28-179	4°N	139°W	4509	1.6 - 2.7	-1.13 - 0.20	1.33	-1.13	-0.40 ?	-0.73	Shackleton und Hall (1984)	

¹ wenig verlässlich, da Probenabstand etwa 45 ka

² Site 552 (Duplessy et al., 1988)

³ nach $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilungsmuster, letztes glaziales Maximum (Duplessy et al., 1988)

⁴ Kern ENO66-26, 3°N, 20°W, 4745 m Wassertiefe (Curry et al., 1988)

⁵ Kern CHN115-92, 30°S, 39°W, 3934 m Wassertiefe (Curry • Lohmann, 1982)

⁶ Kern CHN115-88, 31°S, 36°W, 2941 m (Curry • Lohmann, 1982)

⁷ Kern RC13-120, 4°N, 107°W, 3750 m Wassertiefe (Duplessy et al., 1988)

Tabelle 13. Schwankungsbreiten von $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der benthischen Foraminifere *C. wuellerstorfi* in dem Zeitintervall 1.6 - 2.7 Mio. J. an unterschiedlichen Bohrlokalationen und in verschiedenen Wassermassen des Pazifiks und Atlantiks mit $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von den glazialen Höhepunkten im Isotopenstadium 100 (2.4 Ma) und Stadium 2 (21.5 ka).

markanten $\delta^{13}\text{C}$ -Minima begleiten daher an Site 658 (bei Site 659 kaum erfaßt) vor allem die Eiszeiterminationen I-VI (Abb. 27a-f), Sarnthein und Tiedemann, 1990) und sind wohl generell eine Folge von Schmelzwasser-Ereignissen im N-Atlantik, besonders deutlich am Ende von Stadium 16, 14, 12, 10 und 6.

F.2.3. Diskussion: Schwankungen in der Tiefenwasserventilation und -Zirkulation des N-Atlantiks

Nach den benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten bei Site 658 und 659 kam es im äquatorialen NE-Atlantik kurzfristig bereits im Pliozän, vor allem vor weniger als etwa 2.85 Mio. J. zu erheblichen Störungen in der Tiefenwasserventilation zwischen 2000 und 3000 m Wassertiefe, die das Ausmaß der Durchlüftungsminima während der Vereisungszyklen im mittleren Quartär teilweise deutlich überschreiten. Ein erster solcher Zusammenbruch in der Tiefenwasserdurchlüftung zeigt sich bei Site 659 bereits zwischen 4.2 und 4.1 Mio. Jahren vor heute, zu einer Zeit, die nach den O-Isotopenkurven von Site 659 durch ein global sehr einförmiges Klima gekennzeichnet ist. Nach Abelmann et al. (1990) sollte allerdings gerade damals die Antarktische Tiefenwasserbildung verstärkt eingesetzt haben.

Als Folge der allmählichen Schließung der Meeresstraße von Panama im Pliozän (Keller et al., 1989) wäre

generell eine verbesserte Tiefenwasserdurchlüftung im Nordatlantik zu erwarten (Maier-Reimer et al., 1990; vgl. Kap. A.1.). Nach einer ersten Kollision des Panama Inselbogens mit Südamerika vor etwa 7 - 10 Mio. J. (Sykes et al., 1982; Mann und Corrigan, 1990) soll sich der Seeweg nach Keigwin (1982) schließlich vor etwa 3 Mio. J., nach Keller et al. (1989) hingegen eher schrittweise vor ca. 6.2, 4.2, 2.4 und 1.8 Mio. geschlossen haben. Die benthische $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve von Site 659 zeigt jedoch während der letzten 4.5 Mio. J. keinerlei derartig großen Sprung oder langfristigen Trend hin zu höheren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten, die auf eine generell verbesserte Tiefwasserventilation hinwiesen, eher im Gegenteil, eine reduzierte Durchlüftung ab 3 Mio. J.v.h. Vermutlich vollzog sich also die für den Salztransport in den Nordatlantik und die dortige Tiefenwasserbildung bedeutsame Schließung der Wasserstraße bereits im Wesentlichen während des späten Miozäns.

Im Folgenden werden nun die epibenthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Fluktuationen bei Sites 658 und 659 mit anderen epibenthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven aus dem Atlantik und Pazifik (Tab. 13) für die frühen Pliozänen Eiszeiten und Zwischeneiszeiten vor 1.6 - 2.7 Mio. J. verglichen. Hieraus sollen sich neue Einblicke in die Ursachen der Paläo-Tiefenwasserzirkulation und des unterschiedlichen Transfers von Biomasse in den tiefen Ozean ergeben.

Hohe Schwankungsbreiten im $\delta^{13}\text{C}$ des Bodenwassers vor 2.7 - 1.6 Mio. J. kennzeichnen Site 658 unterhalb

der Hochproduktionszelle vor Kap Blanc und Sites 665 und 677 unterhalb der äquatorialen Auftriebsgebiete (Tab. 13). Starke Variationen in der Tiefwaserdurchlüftung zeigen auch Sites 552 (56°N) und 607 (41°N) aus dem Nordatlantik und Site 704 (47°S) aus dem SW-Atlantik, mit der geringsten Entfernung zu den Bildungsgebieten von NADW und AABW.

Im Nordatlantik und äquatorialen Pazifik entsprachen die warmzeitlichen $\delta^{13}\text{C}$ -Maxima des Bodenwassers bei Site 659, 552, 607, 665, 677 und Kern V28-179 zwischen 1.6 und 2.7 Mio. J.v.h. in etwa dem rezenten $\delta^{13}\text{C}$ -Niveau an diesen Positionen (Kroopnick, 1985). Sie weisen somit allesamt auf einen Tiefenwasserkörper, dessen Durchlüftungsgrad und Nährstoffgehalt mit dem heutigen zu vergleichen ist. Bei Site 658, das unterhalb der ganzjährigen Hochproduktionszelle vor Kap Blanc liegt, lag das mittlere Niveau der pliozänen $\delta^{13}\text{C}$ -Maxima sogar um etwa 0.3 ‰ deutlich unter dem rezenten $\delta^{13}\text{C}$ -Wert (vgl. Abb. 20a und b). Im westlichen Südatlantik überschritten hingegen die $\delta^{13}\text{C}$ -Maxima der Sites 517 (1.7 - 2.7 Mio. J.v.h.) und 518 (2.2 - 2.7 Mio. J.v.h.) das heutige $\delta^{13}\text{C}$ -Niveau (Kroopnick, 1985) um bis zu 0.5 ‰ und deuten auf einen Tiefenwasserkörper, der besser als heute durchlüftet war (Abb. 29). Auch im SE-Atlantik bei Site 704 lagen die $\delta^{13}\text{C}$ -Maxima vor 3.4 - 2.47 Mio. J. um ca. 0.3 ‰ über dem rezenten $\delta^{13}\text{C}$ -Wert (Hodell und Ciesielski, 1990; Abb. 30). Vor 2.47 Mio. J. sanken sie jedoch auf das heutige $\delta^{13}\text{C}$ -Niveau ab. Heute liegen die Sites 552, 607, 606, 658, 659 und 517 aus dem Atlantik im gut durchlüfteten Nordatlantischen Tiefenwasser (NADW; Abb. 31). Der Bodenwasserkörper bei Site 665 besteht aus weniger gut ventiliertem Mischwasser zwischen NADW und Antarktischem Bodenwasser (AABW). Bei Site 518 sind heute dem antarktischen Bodenwasserkörper zum Teil Zirkumpolares Tiefenwasser (CPDW) und NADW beigemischt (Reid et al., 1977). Ein Mischwasser zwischen CPDW und NADW kennzeichnet den heutigen Bodenwasserkörper bei Site 704 (Hodell und Ciesielski, 1990). Im Pazifik liegt Kern V28-179 heute im AABW und Site 677 im Pazifischen Zentralwasser. Jene Unterschiede im pliozänen Verteilungsmuster bedeuten also, daß im Südatlantik bei Sites 517, 518 und 704 vor 2.7 - 2.47 Mio. J. und im SW-Atlantik möglicherweise noch bis 2.2 Mio. J. eher gut durchlüftete Wassermassen während der pliozänen Warmstadien dominierten.

Die benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Minima bei den Sites 658 und 607 (Abb. 20b), 552, 677, V28-179 (Raymo et al., 1989) und 665 (Curry und Miller, 1989) lagen während der späten pliozänen Kaltstadien, vor 1.6 - 2.7 Mio. J. deutlich unter dem Niveau der letzten Eiszeit, weniger deutlich bei Sites 659 (Abb. 20b) und 606 (legt man den Wert von Stadium 2 aus Tab. 13 zugrunde). Bei Site 704 aus dem SE-Atlantik waren hingegen die $\delta^{13}\text{C}$ -Minima vor 2.7 - 2.47 Mio. J. meist um etwa 0.1 ‰ geringer als die der letzten Eiszeit (Hodell et al., 1985; Abb. 30).

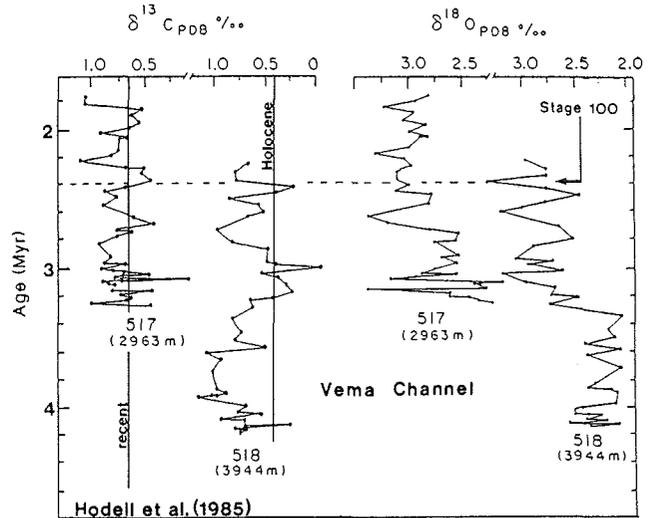


Abb. 29. $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve (*C. wuellerstorfi*) von Site 717 und 518 aus dem SW-Atlantik für das Pliozän vor ca. 4.2 - 1.8 Mio. J. (aus Hodell et al., 1985). Rezente $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Bodenwasser bei Sites 717 und 718 sind als Linien angezeigt, $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des letzten Hochglazials bei Site 717 = 0.27 ‰, bei Site 718 = -0.43 ‰ (Tab. 13). Probenabstand nur etwa 40 ka!

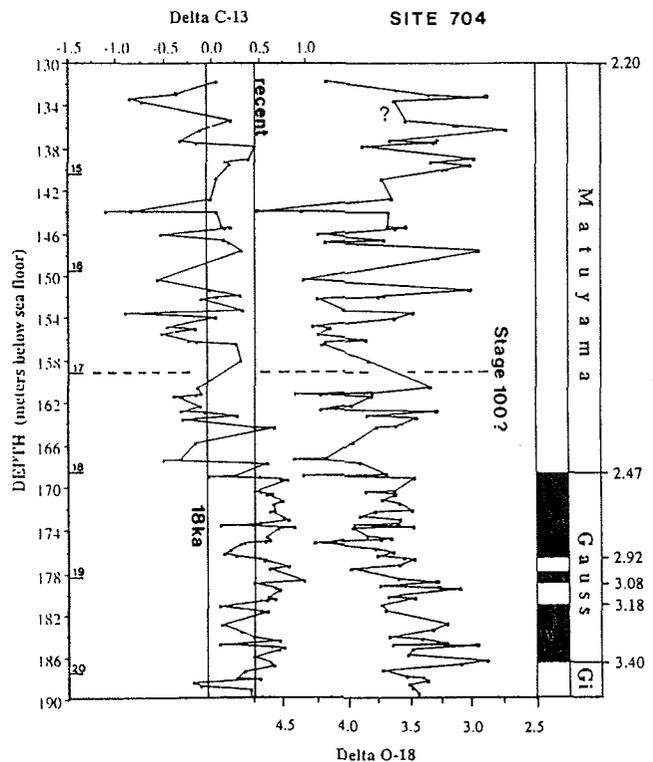


Abb. 30. $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve (*C. wuellerstorfi*) von Site 704 aus dem SE-Atlantik für das Pliozän vor 3.5 - 2.2 Mio. J. (aus Hodell und Ciesielski, 1990). Stadium 100 vermutlich nicht beprobt. Heutiger $\delta^{13}\text{C}$ -Wert (Kroopnick, 1985) im Bodenwasser bei Site 704 sowie der des letzten Hochglazials (Tab. 13) sind als Linien angezeigt.

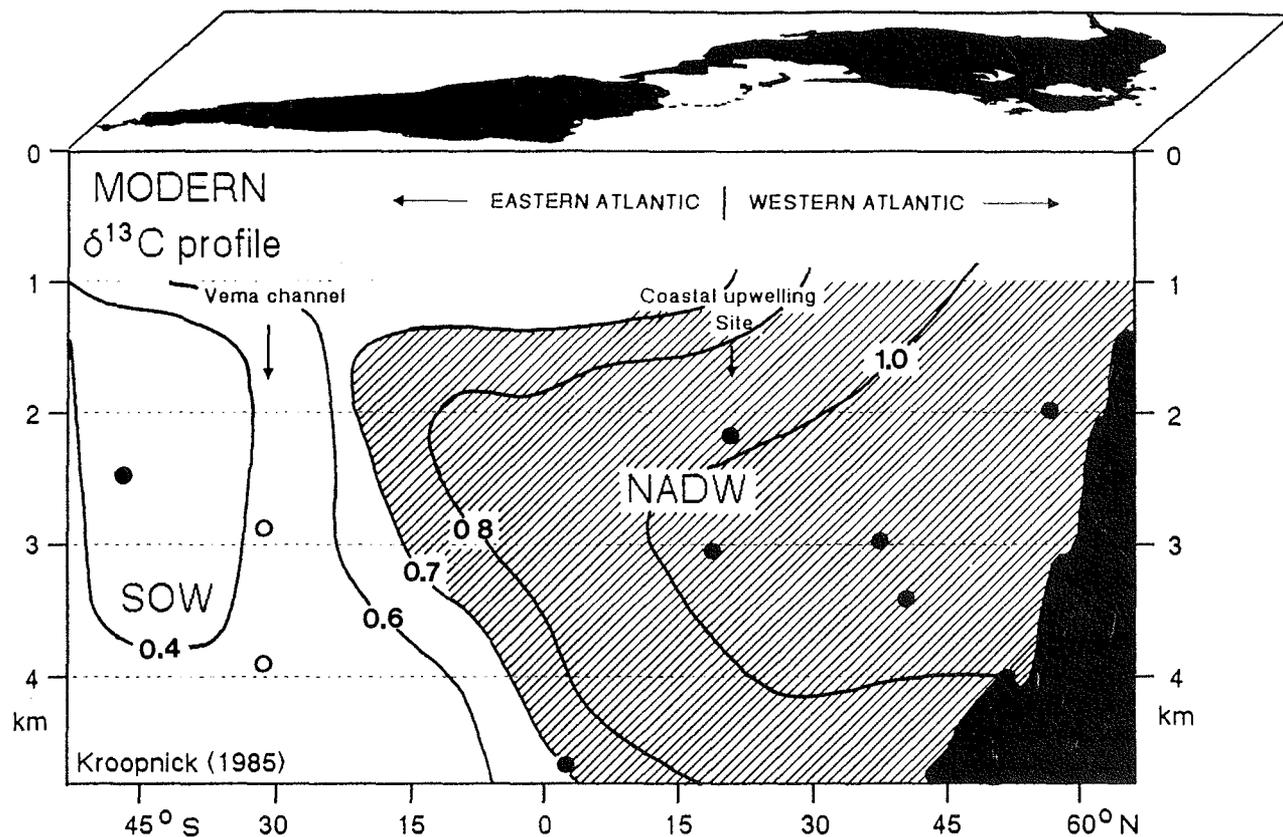


Abb. 31. Heutiges $\delta^{13}\text{C}$ -Tiefenwasserprofil durch den W-Atlantik von 70°N - 20°N und den Ostatlantik von 20°N - 50°S nach Kroopnick (1985). Punkte kennzeichnen ODP-Kernpositionen.

Ab 2.47 - 2.2 Mio. J.v.h. lagen die kaltzeitlichen $\delta^{13}\text{C}$ -Minima dann auch deutlich, im Mittel um ca. -0.65‰ unter dem Niveau des letzten Hochglazials. Im Gegensatz dazu waren bei Sites 517 und 518 aus dem SW-Atlantik die spätpliozänen $\delta^{13}\text{C}$ -Minima vor 1.6 - 2.7 Mio. J. deutlich geringer als vor ca. 20 000 Jahren (Abb. 29). Im Vergleich zum Site 704 waren die kaltzeitlichen $\delta^{13}\text{C}$ -Minima bei Site 517 vor 2.7 - 2.47 Mio. J. im Mittel um etwa $+0.42\text{‰}$ schwerer und vor 2.47 - 2.2 Mio. J. sogar um ca. $+1.2\text{‰}$. Derart hohe Unterschiede im Durchlüftungsgrad und Nährstoffgehalt zwischen südwest- und südostatlantischen Wassermassen in Tiefen von 2500 - 3000 m sind wenig wahrscheinlich. Da die spätpliozänen $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven von Sites 517 und 518 einerseits auf einer unsicheren Magnetostatigraphie basieren und andererseits nur eine zeitliche Auflösung von ca. 40 ka erreichen (Hodell et al., 1985), werden sie als wenig verlässlich betrachtet (Abb. 29).

Diese Unterschiede in den pliozänen Kaltzeiten zeigen, daß wiederum im SE-Atlantik, wie in den Warmzeiten, vor 2.7 - 2.47 Mio. J. O_2 -reichere Tiefenwassermassen einströmten als vor ca. 20 000 Jahren. Vor 2.47 - 2.2 Mio. J. waren die südatlantischen Wassermassen bei Site 704 dann deutlich O_2 -ärmer, nach Shackleton (1987) um durchschnittlich etwa

$120\ \mu\text{mol}/\text{kg}$, und ähnlich gering durchlüftet wie das pazifische Bodenwasser bei Site 677 und Kern V28-179. Hodell et al. (1990) schlossen daraus, daß ab etwa 2.47 Mio. J.v.h. das Zirkumpolare Tiefenwasser (CPDW) während der Kaltstadien zu größeren Teilen von schlecht durchlüftetem, rezirkuliertem Pazifischem Tiefenwasser (PDW) gebildet wurde und zu einem geringeren Teil durch relativ gut durchlüftetes NADW. Diese Änderung im Mischungsverhältnis könnte den spätpliozänen Umschwung zur Bildung von O_2 -ärmeren südatlantischen Wassermassen erklären.

Das kaltzeitliche O-Isotopenstadium 100 vor etwa 2.4 Mio. J., das stratigraphisch leicht zu identifizieren ist, soll im Folgenden noch als Einzelbeispiel herausgegriffen werden. Es wird zu seinem Beginn und Ende durch ausgeprägt hohe $\delta^{18}\text{O}$ -Amplituden und extrem leichte $\delta^{13}\text{C}$ -Werte gekennzeichnet (Abb. 20b). In den benthischen O-Isotopenkurven von Site 658 erreicht Stadium 100 sogar fast spätquartäre Ausmaße (4.0‰ im Vergl. zu 4.5‰). Daher werden im Folgenden die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des Höhepunkts der letzten Eiszeit vor ca. 20 ka mit denen von Stadium 100 nochmals quantitativ für die unterschiedlichen Sites und ihre Ozeangebiete verglichen (Tab. 13, Abb. 32a-d, 33a-b).

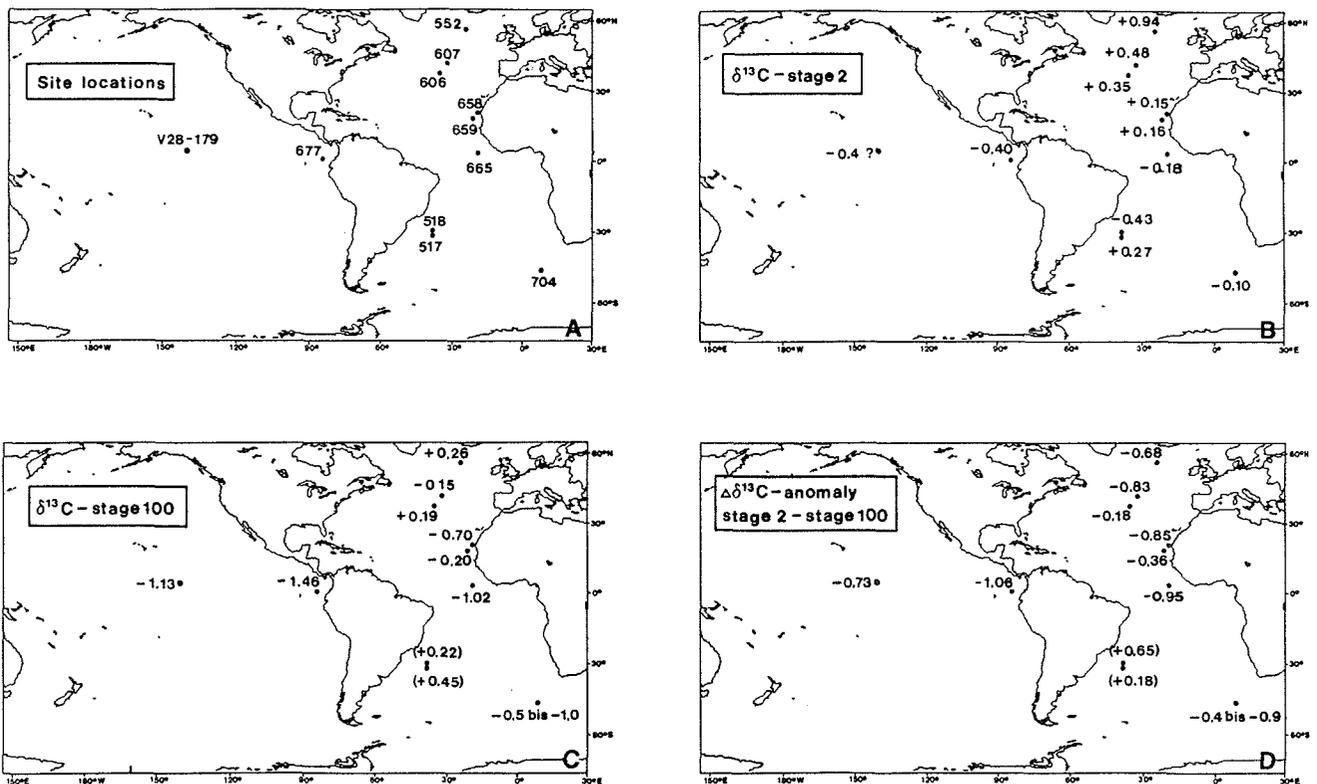


Abb. 32a-d. Globaler Vergleich von $\delta^{13}\text{C}$ -Werten im Tiefenwasser zwischen Stadium 100 (2.4 Ma) und Stadium 2 (21.5 ka). (a) Bohrlokationen, (b) $\delta^{13}\text{C}$ -Werte Stadium 2, (c) $\delta^{13}\text{C}$ -Werte Stadium 100, (d) $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalie Stadium 100 - Stadium 2.

Dabei fällt zunächst auf, daß Stadium 100, vor etwa 2.4 Mio. J., in den niederen Breiten extrem leichte $\delta^{13}\text{C}$ -Werte für das Bodenwasser unterhalb der Auftriebsgebiete besitzt (Abb 32c). Dies gilt für den äquatorialen Atlantik (Site 665) und Pazifik (Site 677, V28-179), sowie für den ostatlantischen Kontinentalrand vor Kap Blanc (Site 658). Nach Sarnthein und Fenner (1988) unterschiede sich das Zeitintervall vor 2.43 - 2.33 Mio. J., in welches Stadium 100 hineinfällt, von dem Zeitintervall vor 3.18 - 3.4 Mio. J. vor dem Beginn der Nordhemisphärenvereisung durch eine erhöhte Exportproduktivität in niederen und mittleren Breiten des Ozeans. Diese erhöhte Produktion könnte die extremen $\delta^{13}\text{C}$ -Minima sehr wohl erklären (Sarnthein et al., 1988). Sie wäre auch eine naheliegende Ursache für den dominanten 23 ka-Zyklus in den pliozänen $\delta^{13}\text{C}$ -Oszillationen (Raymo et al., 1989; Abb. 20b), der ja eine Anfachung aus niederen Breiten verlangt.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien zwischen Stadium 2 und Stadium 100 (Abb. 32d) sind im äquatorialen und nördlichen Atlantik und Pazifik generell negativ vor 2.4 Mio. J. und betragen etwa -0.7 ‰ (Abb. 32d). Dabei wurden die $\delta^{13}\text{C}$ -Daten der Sites 517 und 518 aus dem Südatlantik, die eine Zunahme um 0.2 - 0.65 ‰ gegenüber Stadium 2 anzeigen, aus den oben genannten

Gründen nicht berücksichtigt. Die insgesamt deutlich negative $\delta^{13}\text{C}$ -Bilanz, die sich aus Abb. 32d ergibt, läßt vermuten, daß der globale Transfer von Biomasse in die Tiefsee im Stadium 100 viel höher war als im Stadium 2, wo er bereits um durchschnittlich 0.45 ‰ den Wert des Holozäns global überschritt (Curry et al., 1988; Sarnthein et al., 1988). Eine genaue Abschätzung des Kohlenstoff-Transfers im Stadium 100 ist aufgrund der wenigen Meßdaten nicht möglich. Auf der jetzigen Meßbasis müßte der damalige pCO_2 der Atmosphäre kurz auf etwa 100 ppm oder weniger gesunken sein. Außer der vertikalen C_{org} -Flüsse bestimmt die horizontale Durchlüftung und der Transport von Alkalinität und Nährstoff die Wegspeicherung von CO_2 in der Tiefsee. Die dafür nötigen Aussagen über die Paläo-Tiefenzirkulation des Atlantiks während Stadium 100 sind allerdings genauso unsicher. Hier kommt erschwerend hinzu, daß selbst im Rezenten noch keine exakten Kenntnisse über den möglichen Einfluß von Mittelmeerauströmungswasser auf die NADW-Bildung existieren (Oppo und Fairbanks, 1987; Zahn et al., 1987).

Nach den Paläo-Tiefenwasser-Profilen von Duplessy et al. (1988) und Curry und Lohmann (1982) hätten während des letzten glazialen Höhepunktes vor ca. 20 ka nur Site 552 und Site 658 in einem relativ sauerstofffrei-

chen, nährstoffarmen nordatlantischen Zwischenwasser gelegen, Sites 659, 606 und 607 hingegen im Grenzbe- reich zwischen diesem Zwischenwasser und den damals vorherrschenden isotopisch leichten südatlantischen Tief- wassermassen (Abb. 33a). Über die Paleotiefenzirkulation des Pazifiks ist vergleichsweise weniger bekannt, außer daß sich auch hier ein besser durchlüftetes Zwischenwasser in der letzten Eiszeit formte (Duplessy et al., 1988; Shackleton et al., 1989/90).

Das $\delta^{13}\text{C}$ -Profil durch den Ostatlantik im Stadium 100 zeigt von Süden nach Norden einen deutlichen Gradienten von geringeren zu höheren $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (Abb. 32c, 33b). Dieser Gradient weist eindeutig auch im extremsten pliozänen Kaltstadium auf die Bildung einer relativ O_2 -reichen und nährstoffarmen Nordatlantischen Tiefenwassermasse (Abb. 33b). Die Ausbreitung nordatlantischer Wassermassen läßt sich anhand der wenigen Meßdaten im Stadium 100 nicht genau verfolgen. Die relativ zu den weiter südlichen Sites hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte bei Site 552 und 606 zwischen 55°N und 37°N weisen auf eine Existenz von nordatlantischem Tiefenwasser zwischen etwa 2000 m und 3000 m Wassertiefe (Abb. 33b). Unterhalb von 3000 m Wassertiefe deutet der negative $\delta^{13}\text{C}$ -Wert bei Site 607 (-0.15‰) bereits bei 41°N auf eine mögliche untere Wassermassengrenze zwischen nordatlantischem und südatlantischem Wasser (Abb. 33b), so wie im Stadium 2 (Abb. 33a). Die südatlantischen Wassermassen waren auch vor 2.4 Mio. J. bereits am Bildungsort nahe Site 704 deutlich geringer durchlüftet als die nordatlantischen Wassermassen (Abb. 33b). Obwohl die Identifizierung von Stadium 100 vor 2.4 Mio. J. bei Sites 704 wegen möglichen Sedimentverlusten an der Kerngrenze 704-17/18 noch unsicher bleibt, weisen die benachbarten $\delta^{13}\text{C}$ -Minima auf einen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -0.5 bis -1.0‰ (Abb. 30). Unterhalb 4500 m Wassertiefe läßt sich die Ausbreitung sauerstoffverarmter südatlantischer Wassermassen deutlich bis nördlich des Äquators (Site 665) verfolgen (Abb. 33b).

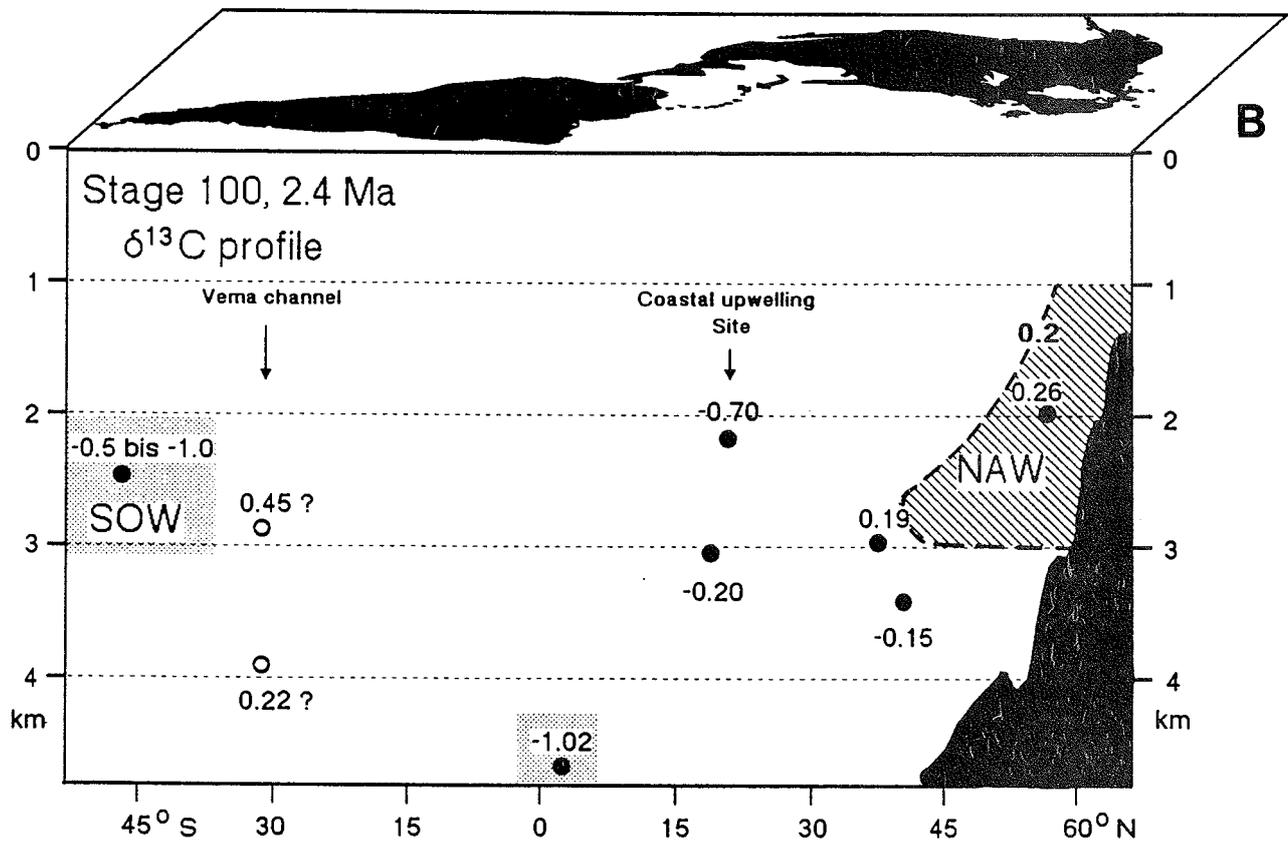
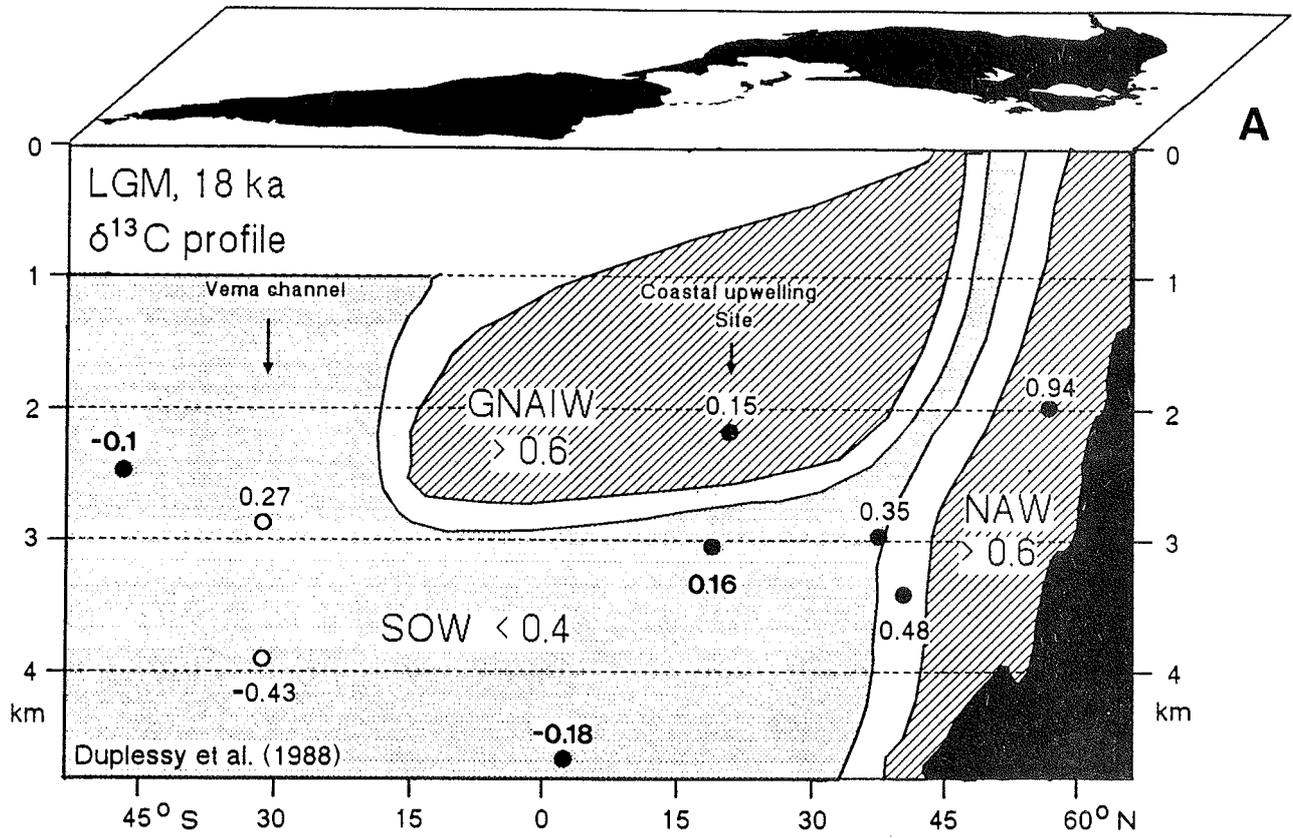
Zusammenfassend weisen im Vergleich zu Kaltstadium 2 die benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von Kaltstadium 100 vor etwa 2.4 Mio. J. (1.) auf einen höheren Transfer von Biomasse in den tiefen Ozean hin, vermutlich im Zusammenhang mit einer höheren Exportproduktion von Biomasse in niederen und mittleren Breiten, (2.) auf die Existenz einer schlechter ventilierten Nordatlantischen Wassermasse zwischen 2000 und 3000 m nördlich 37°N und (3.) auf ein weites Vordringen von südatlantischen Wassermassen bis nördlich 3°N unterhalb 4500 m Wassertiefe.

Während der Brunhes Chron konnte anhand der benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven gezeigt werden, daß die Hauptabschmelzphasen "über Schmelzwasserdeckel" (Berger et al., 1977) zum Schluß der Eiszeiten zu kurzen Unterbrechungen in der Tiefenwasserdurchlüftung des

Nordatlantiks nicht nur während der letzten Eiszeitermination I geführt haben. Solche kurzfristigen Zusammenbrüche in der Tiefenwasserventilation waren vielmehr auch für die früheren Terminationen II - VI typisch (Abb. 27a-f, Tab. 12). Termination IV (Abb. 27d) zeigte dabei das extremste $\delta^{13}\text{C}$ -Minimum. Es weist auf eine extrem schlechte Durchlüftung im Nordatlantik hin, was sich auch in laminierten Schwarzschieferablagerungen im Maury Channel in einer Wassertiefe von 3330 m dokumentiert (Sarnthein et al., 1989).

Als tiefere Ursache dieser kurzfristigen Zusammenbrüche in der Tiefenwasserventilation wurde somit von Sarnthein und Tiedemann (1990) auch für die älteren Terminationen II - VI ein schnelles Aufbrechen der europäischen und nordamerikanischen Eisdecken angenommen.

Abb. 33a-b. $\delta^{13}\text{C}$ -Tiefenwasserprofile durch den E-Atlantik, (a) Stadium 2 vor 18 ka nach Duplessy et al. (1988), (b) Stadium 100 vor 2.4 Ma (Kernpositionen und Werte siehe Tab. 13).



F.3. KLIMAHINWEISE AUS DER SILIZIKLASTISCHEN SEDIMENTFRAKTION

F.3.1. Kenntnisstand und Fragen

Herkunft und Verteilung der siliziklastischen Fraktion, desgleichen ihre Veränderlichkeit und deren Mechanismen sind in den rezenten bis spätpleistozänen Sedimenten des äquatorialen Ostatlantiks bereits in vielen Details bekannt (vgl. Kap. A.1. und Kap. E.).

Von besonderem Interesse für die vorliegende Studie ist es daher, die langfristigen Veränderungen im Land-

klima NW-Afrikas während der letzten 8 Mio. J. mit großem zeitlichem Detail zu rekonstruieren und ihre Mechanismen näher einzugrenzen.

Die bisherigen Kenntnisse über die langfristigen Veränderungen im siliziklastischen Staub- und Flußeintrag aus der Sahara und Sahelzone in den äquatorialen NE-Atlantik während der letzten 8 Mio. Jahre beruhen im wesentlichen auf den Ergebnissen von nur vier DSDP-Sites 544, 397, 141 und 366 (Stein, 1984, 1986)(Abb. 34). Für die spätere Interpretation wurden davon vor allem die Proxydaten von Site 397 vor der N-Sahara berücksichtigt. Diese Befunde stützen sich auf

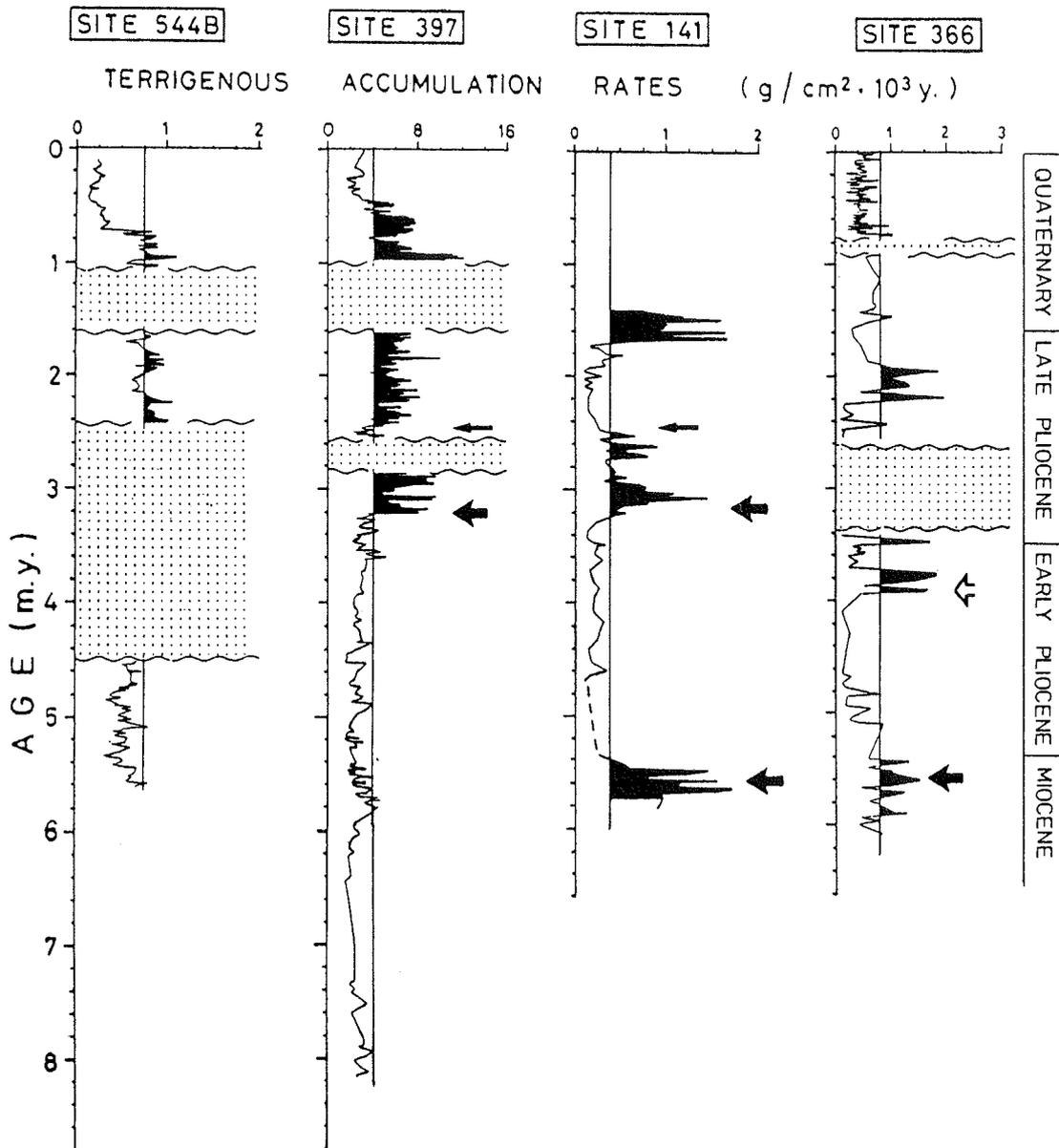


Abb. 34. Akkumulationsraten der terrigenen Fraktion von Sites 397, 141 und 366 (aus Stein 1984, 1986). Punktierete Intervalle kennzeichnen Schichtlücken. Die Akkumulationsraten der letzten 730 ka bei Site 366 stammen von Meteor Kern 13519 (Sierra Leone Schwelle). Pfeile markieren Änderungen in der Staubzufuhr.

eine bereits relativ verlässliche und kontinuierliche Magneto-, Bio- und $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie und wurden von Stein (1984) mit relativ großem zeitlichem Detail belegt (ca. 1 Probe pro 20 ka). Bei Sites 662/663 und 664 untersuchten schließlich Ruddiman und Janecek (1989) den terrigenen Sedimenteintrag aus der Südsahara und Sahelzone in den äquatorialen Ostatlantik während der letzten 3.7 Mio. J.

Nach Stein (1986) wachsen die Akkumulationsraten und der Siltanteil der terrigenen Fraktion ab etwa 3.2 Mio. J.v.h. bei Site 141 und 397 (Abb. 34), also etwa parallel zur wachsenden Ausdehnung der Eismassen in hohen nördlichen Breiten, wie sie in den $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von Sites 658 und 659 zum Ausdruck kommt (23b). Ruddiman und Janecek (1989) beobachteten hingegen den ersten massiven Anstieg in den gemittelten Staubfluxraten bei Sites 662/663 und 664 erst vor 2.6 - 2.4 Mio. Jahren, einen weiteren, weniger deutlichen Anstieg immerhin vor etwa 3.0/2.9 Mio. J. (Abb. 35).

Die Befunde von den Sites 659 - 661 führen nunmehr zu folgendem neuen Ergebnis: Die Staubfluxraten der zeitlich höchst aufgelösten Fluxkurve von Site 659 weisen, in Übereinstimmung mit den weiter südlichen Sites 660 und 661, bereits ab ca. 4.6 Mio. J.v.h. auf kontinuierliche Zyklen mit hoher und niedriger Staubzufuhr hin, die vom AEJ und dem winterlichen NE-Passat stammt (Abb. 36). Hier stellt sich also die Frage, ob sich möglicherweise die Aridifizierung von N-Sahara und Sahelzone und/oder die atmosphärische Zirkulation über NW-Afrika in unterschiedlichen Zeitabschnitten verstärkt habe.

Von besonderer Bedeutung ist in diesem Zusammenhang die Paläo-Breitenlage der ITCZ. Eine Süd-Nord oder Nord-Süd Verschiebung der ITCZ wäre nämlich eine der möglichen Ursachen für zeittransgressive Schwankungen im Staubflux zwischen 4.6 und 2.9 Mio. J.v.h. Erste Anhaltspunkte dafür, daß die Breitenlage der ITCZ im späten Neogen eher stabil blieb, ergaben sich bereits bei Stein (1984) und Stein und Sarnthein (1984).

Im Zentrum steht natürlich die Frage nach den eigentlichen Ursachen in der Klimaentwicklung von NW-Afrika und seiner atmosphärischen Zirkulation. Die Schließung des Panamaseeweges schied bereits als Ursache für eine langfristige Klimaänderung in NW-Afrika aufgrund der benthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von Site 659 für die letzten 4.5 Mio. J. eher aus (Kap. A.1. und F.2.3.). Als wichtigste Steuerungsmechanismen kämen somit vor allem noch folgende Faktoren in Frage: Die zyklischen Insolationsänderungen in niederen Breiten (19/23 ka- Zyklus) für kurzfristige Oszillationen, die Schwankungen im polaren Eishaushalt, die Isolation des Mittelmeeres während des Messins und die Hebung Tibets für langfristige Veränderungen.

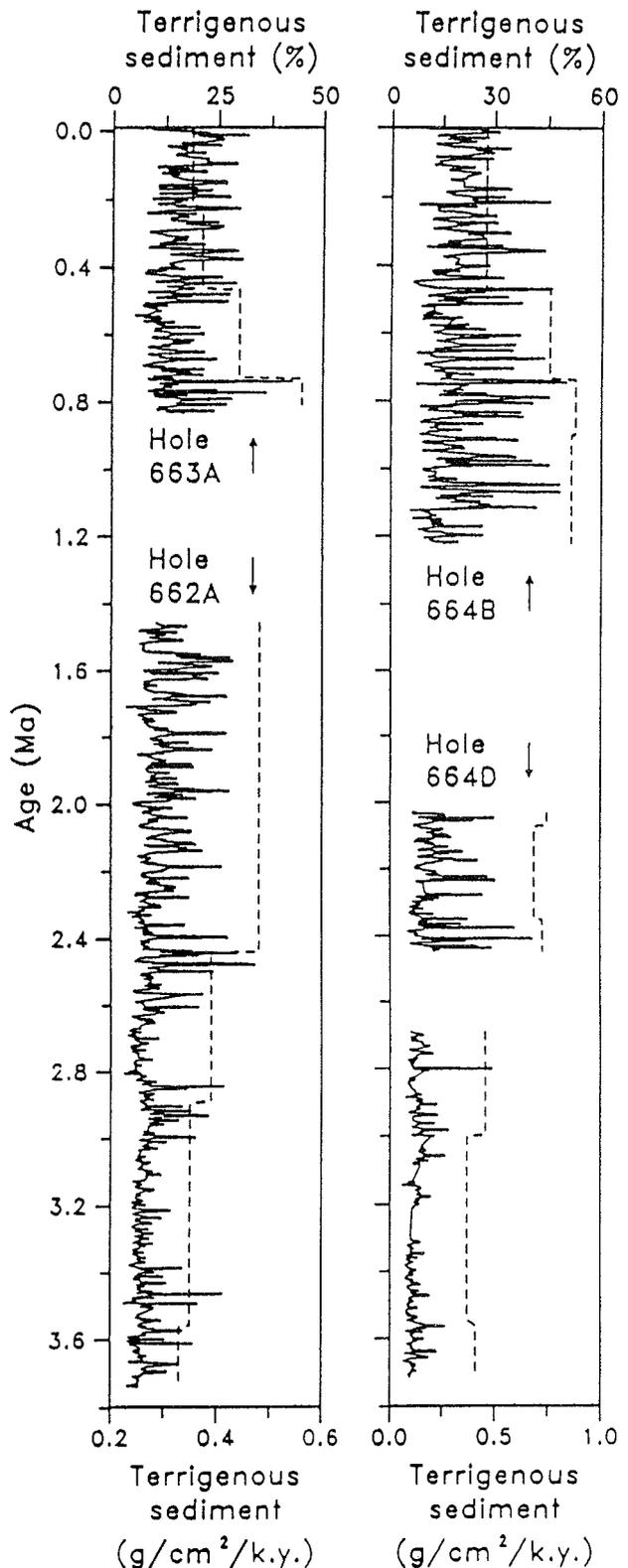


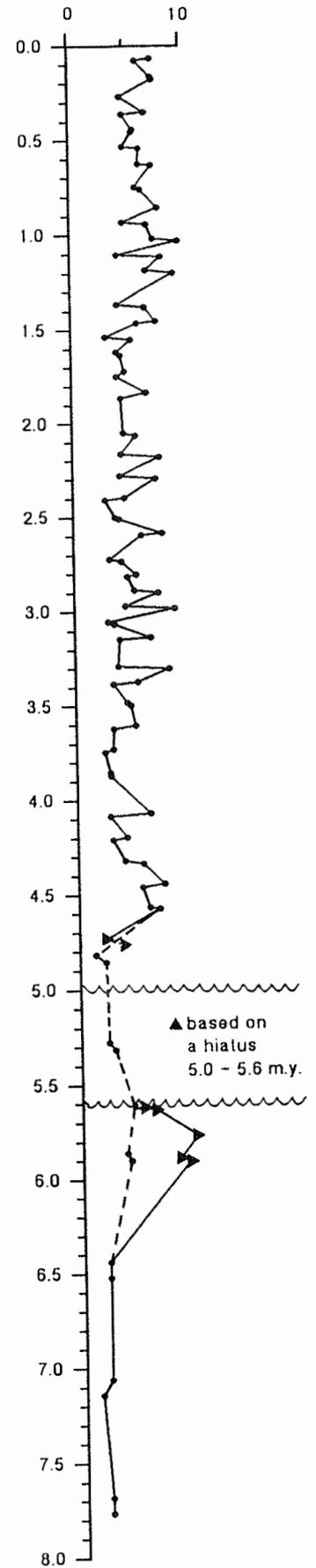
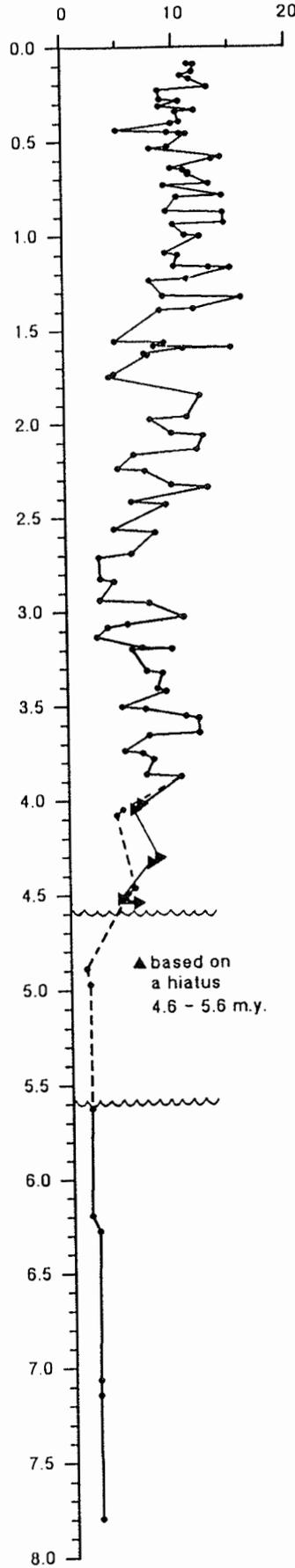
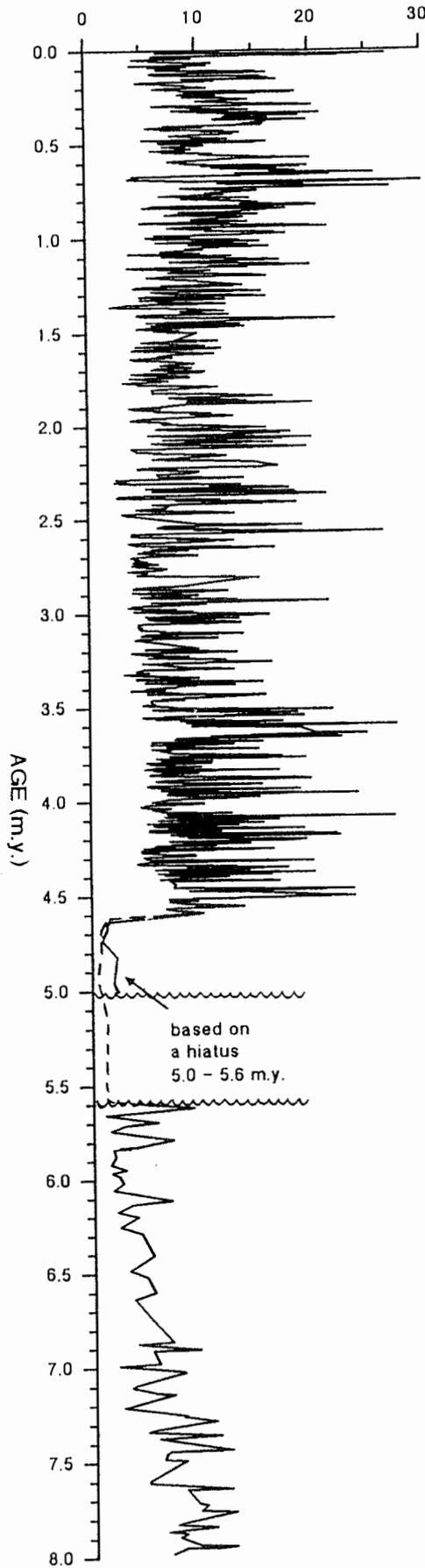
Abb. 35. Anteil der siliziklastischen terrigenen Sedimentfraktion und Staubflux (gestrichelte Linie, Raten gemittelt zwischen chronostratigraphischen Fixpunkten) bei Sites 662/663 und 664 während der letzten 3.7 Mio. J. (nach Ruddiman und Janecek, 1989).

SITE 659

SITE 660

SITE 661

Siliciclastic accumulation rate ($\text{g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{y}^{-1}$)



← Abb. 36. Staubflux an Sites 659 - 661 für die letzten 8 Mio. Jahre als Anzeiger für die Ariditätsgeschichte der S-Sahara und Sahelzone. Veränderte Staubfluxraten bei Annahme von Hiatussen bei Sites 659, 661 (5.0 - 5.6 Mio. J.) und 660 (4.6 - 5.6 Mio. J.) sind durch Dreiecke bzw. durchgezogene Linien gekennzeichnet (vgl. Kapitel D.2., D.3., D.4.; Tab. 7-9).

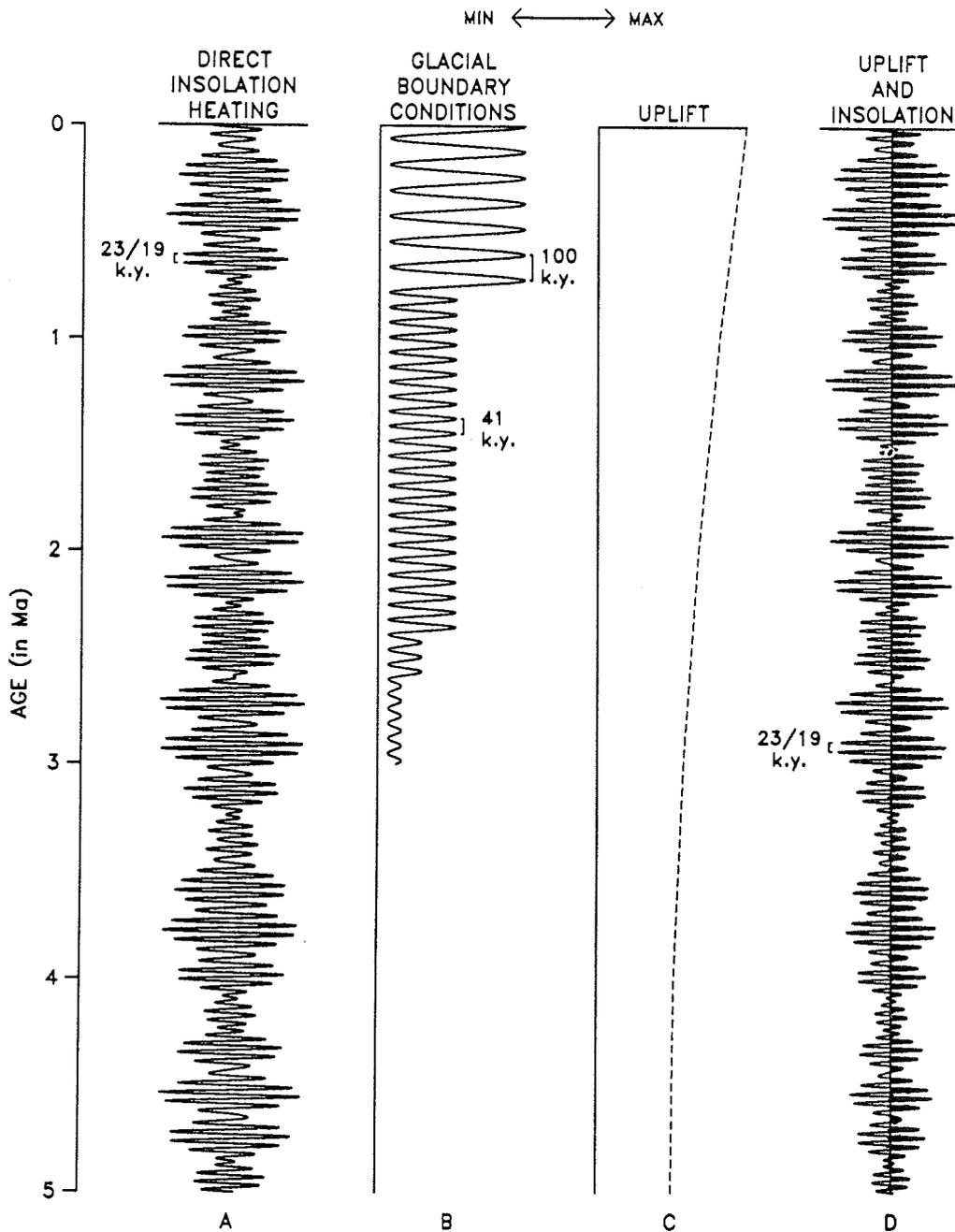


Abb. 37. Klimaanfachsungsmechanismen und ihre möglichen Auswirkungen auf einen Landklima-Informationsträger NW-Afrikas, z.B. den Staubflux, während der letzten 5 Mio. J. (nach Ruddiman et al., 1989). A = zyklische Insolationsänderungen in niederen Breiten. B = Schwankungen im polaren Eishaushalt der Nordhemisphere. C = Graduelle Hebung Tibets. D = Kombiniertes Effekt aus Hebung Tibets und präzessionsgesteuerter Insolationsänderung: (1) der Klima-"Response" erfolgt mit einseitiger Zunahme in der Amplitude (schwarzer Bereich in Kurve D), oder (2) mit beidseitiger Zunahme in der Amplitude (gesamte Kurve). Dominante Perioden durch Klammern angezeigt.

Abb. 37 zeigt modellhaft die langfristigen Auswirkungen dieser Steuerungsmechanismen auf das Klima in NW-Afrika (Ruddiman et al., 1989), wie ausführlich bereits in Kapitel A.1. diskutiert. Parallelen zwischen den modellierten Oszillationen und ihren Amplituden in der Abb. 37 und der Staubflux-Kurve von Site 659 (sowie von Sites 660 und 661) wären ein Hinweis auf die Hebung von Tibet als dominierendem Anfachungsmechanismus (sensu Ruddiman und Kutzbach, 1989; Ruddiman und Janecek, 1989).

3.2. Ergebnisse

Die Ergebnisse der Akkumulationsraten, Korngrößen- und Tonmineralverteilung in der Terrigenfraktion von Sites 658 - 661 sind in Tabelle A-2, A-3, B-2, B-3, C-1, D-1 und in Abb. 36, 38 - 45 zusammengefaßt.

3.2.1. Fluxraten und Korngrößen der siliziklastischen Fraktion

Die terrigen-siliziklastische Sedimentfraktion stammt bei Site 658 noch zu einem guten Teil aus Flußfracht (vgl. Kapitel E. und Abb. 25 und 38). Dies ist ein wichtiger Befund für die folgende Diskussion der Klimaentwicklung in NW-Afrika sowie zur Beurteilung der Ursachen von Paläoproduktivitätsschwankungen vor der Saharaküste. Nach dem Korngrößen-Sortierungsindex von Koopmann (1981, Abb. 25) wurden Proben mit Hinweis auf Flußzufuhr in Abb. 38 als schwarze Balken zusammengefaßt. Flußzufuhr überprägte die äolische Sedimentationsgeschichte bei Site 658 fast permanent von 3.6 bis vor ca. 3.21/3.07 Mio. Jahren, also etwa bis zum Beginn der Nordhemisphärenvereisung, ähnlich wie bei Site 397 auf 27°N (Stein, 1984). Längere Phasen mit Flußschüttung markieren das Profil allerdings auch noch bis etwa 2.1 Mio. J.v.h. Von etwa 2.05 - 1.5 Mio. J.v.h. nahm dann die Häufigkeit und zeitliche Dauer der Phasen mit Flußzufuhr nochmals deutlich ab. Der siliziklastische Sedimenteintrag wurde nunmehr im wesentlichen durch Staubzufuhr bestimmt. In den letzten 730 000 Jahren beschränkte sich die Flußschüttung aus der Zentralsahara schließlich auf wenige kurze Ereig-

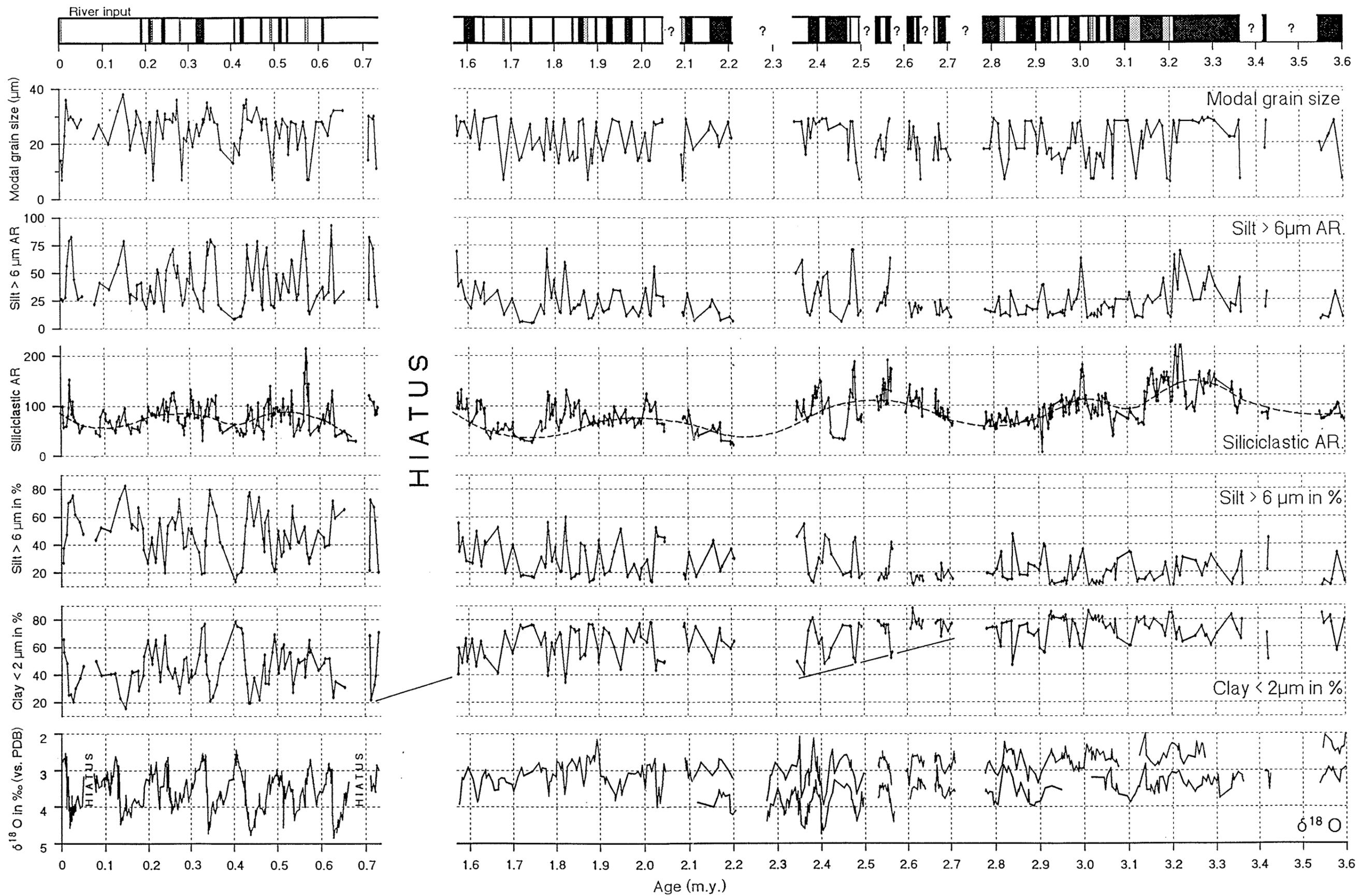
nisse (Tab. A-2) von jeweils nur einigen 1000 Jahren Dauer. Die Schwankungen in der siliziklastischen Akkumulationsrate der Brunhes Chron sind außerhalb dieser Ereignisse wohl überwiegend auf Änderungen in der Staubzufuhr zurückzuführen.

Bei Site 658 finden sich vereinzelte Hinweise auf Auswaschungsverlust von Tonfraktion infolge von Bodenströmungen, so vor 3.19, 3.13, 3.08, 3.03, 2.83, 2.1, 1.88 und 1.68 Mio. Jahren sowie in den quartären Warmstadien 15.3, 13.1, 8.5, 7.3 und 1.1. In diesen Abschnitten erlauben die Korngrößen keine Rückschlüsse auf äolischen oder fluviatilen Eintrag der siliziklastischen Fraktion (Abb. 25 und 38).

Hohe Akkumulationsraten von Terrigenesediment von $80 - 225 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$ kennzeichnen das Pliozän zwischen 3.6 und 3.14 Mio. J.v.h., zwei besonders ausgeprägte Maxima die Zeiten vor 3.34 - 3.26 Mio. J. und 3.23 - 3.14 Mio. Jahren, als die Flußschüttung noch permanent war (Abb. 38). Vor 3.14 Mio. J., mit Kaltstadium 130, fällt die Akkumulationsrate auf $100 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$ und weniger. Dieses Minimum hält über etwa 80 ka an und begleitet den Beginn der generellen Vertiefung der kaltzeitlichen O-Isotopenstadien (vgl. Kapitel F.1.). Von 3.10 - 2.35 Mio. J.v.h. sind die Fluktuationen der siliziklastischen Akkumulationsraten allgemein um rund ein Drittel niedriger als zuvor mit $0 - 200 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$. Die kurzfristigen Fluktuationen sind zudem von zwei langfristigen Zyklen von ca. 400 ka Dauer überlagert. Dazwischen liegt ein etwa 200 ka anhaltendes Minimum, zentriert bei etwa 2.8 Mio. J. Die Auffüllung einiger Profil-Lücken an den Kerngrenzen (Abb. 38) dürfte das generelle Bild kaum ändern. Nach dem "Koopmann Index" hing das Ende des ersten extremen Akkumulationsraten-Maximum vor etwa 3.2 Mio. J. (Stadium 133) mit einem wichtigen Umschlag von Fluß- auf Staubzufuhr zusammen. Die Flux-Maxima vor 3.0 (Stadiengrenze 127/128) und 2.48 Mio. J. (Stadium 104) liegen offenbar gerade an Umschlägen in die umgekehrte Richtung, desgleichen vermutlich auch die Maxima vor ca. 2.56 (Stadium 107) und 2.4 Mio. Jahren (Stadien 100/99). Das extreme Flux-Minimum vor 2.91, zu Beginn von Stadium 124, geht mit Staubfracht einher, das bei 2.45 Mio. J.v.h. (Stadien 103-101) hingegen mit Flußfracht. Von 2.2 - 1.56 Mio. J.v.h. sinkt die Schwankungsbreite der Akkumulationsraten deutlich auf

Abb. 38. Küstennahe Hinweise auf Klimaänderungen in der Sahara während der letzten 0.73 Mio. J. und 1.56 - 3.6 Mio. J. anhand der siliziklastischen Sedimentfraktion von Site 658: Oberer Balken kennzeichnet Zeitintervalle mit Flußschüttung (schwarz) und Staubeintrag ohne Flußschüttung (weiß) mit Hinweisen auf Auswaschung von Feinmaterial durch Bodenströme (gepunktet) nach einem Korngrößenindex (Abb. 24, Kap. E.) von Koopmann (1981), fluviatil überprägte Sedimentproben von 0 - 0.73 Mio. J sind in Tab. 12 ersichtlich; Modalkorngröße der siliziklastischen Siltfraktion $> 6 \mu\text{m}$, Akkumulationsraten der gesamten siliziklastischen Fraktion und des Siltanteils $> 6 \mu\text{m}$, Ton und Siltanteile $> 6 \mu\text{m}$ (als Prozentwerte der C_{org} - und karbonatfreien Sedimentfraktion), $\delta^{18}\text{O}$ -Klimakurve.

SITE 658



etwa 25 - 135 g*m⁻²*J⁻¹. Dies ist ein Zeitabschnitt, in der die Häufigkeit der Phasen mit Flußschüttung nochmals deutlich zurückgeht. Ein besonderes Flux-Minimum begleitet die Staubsedimente im Zeitintervall vor 1.78 - 1.64 Mio. J. (Stadium 70 - 63).

Auch während der Brunhes Chron schwanken die siliziklastischen Akkumulationsraten auf niedrigem Niveau, zwischen 25 und 155 g*m⁻²*J⁻¹, mit Ausnahme eines einzigen extremen Maximums (220 g*m⁻²*J⁻¹) im Stadium 15.1 (Abb. 38). Ihre Fluktuationen zeigen, wie im Pliozän, keinen deutlichen Bezug zu den Klimaschwankungen der O-Isotopenkurve (Abb. 38). Höhere Akkumulationsraten begleiten vor allem die Warmstadien 15.5, 15.1 und 13 vor 730 bis 450 ka. Während der letzten 450 ka sind die Flux-Maxima schwächer und treten häufiger in den Kaltstadien auf, so z.B. in Stadium 10.2 - 10.4, 8.6, 8.4 - 8.2, 6.2 und 2. Auch die Warmstadien 7 und 5.3 zeigen erhöhte siliziklastische Akkumulationsraten. Ein ausgeprägtes Minimum fällt in das Warmstadium 11. Phasen mit Flußeintrag hängen also nicht mehr mit extremen Maxima der Sedimentschüttung zusammen.

Weitere Informationen über den Mechanismus und die Intensität des siliziklastischen Sedimenttransportes geben die Korngrößenanteile der Tonfraktion < 2 µm, der Siltfraktion > 6 µm und deren Modalkorngröße selbst. In Zeitintervallen, wo Flußzufuhr bei Site 658 eher auszuschließen ist, korrelieren die Silt- und Tonanteile gut mit der δ¹⁸O-Klimakurve (Abb. 38, 39). Und zwar kennzeichnen jeweils hohe Siltanteile und geringe Tonanteile die δ¹⁸O-Kaltstadien. Da die Silt- und Tonanteile bei Site 658 so unmittelbar korreliert sind, werden im Folgenden nur mehr die Befunde der Siltfraktion allein diskutiert. Geringe Siltanteile von 8 - 38 % sind typisch für das mittlere Pliozän zwischen 3.6 und 3.0 - 2.9 Mio. J., also für Zeiten mit einem relativen Feinkornüberschuss, bedingt durch anhaltende fluviale Sedimentzufuhr. Ab 3.0 - 2.9 Mio. J.v.h. steigen dann bis zum Ende des Pliozäns die Amplituden der Siltmaxima allmählich an und erreichen schließlich Werte von bis zu 60 % vor 1.82 Mio. J. Mit dem Beginn der Brunhes Chron zeigt sich eine weitere Zunahme der kaltzeitlichen Siltmaxima bis auf über 80 %. Das heißt, die Maximalwerte des Siltanteils haben sich vom mittleren Pliozän bis zur Brunhes Chron mehr als verdoppelt. Die Siltminima stiegen hingegen nur leicht an. Somit können wir zusammenfassen, daß mit zunehmender Intensität des quartären Eiszeitgeschehens vor allem die Schwankungsbreite des (Ton- und) Siltanteils zugenommen hat, hin zu größeren Maximalkorngrößen.

Die pliozänen und frühpleistozänen (3.6 - 1.56 Mio. J.v.h.) Akkumulationsraten des siliziklastischen Siltanteils > 6 µm lagen bei Site 658 im Mittel bei etwa 25 g*m⁻²*J⁻¹ (Abb. 38) und schwankten überwiegend nur zwischen 10 und 40 g*m⁻²*J⁻¹. Darüber hinaus gab

es vereinzelte Maxima von über 60 g*m⁻²*J⁻¹ zwischen 3.21 und 3.0 Mio. J.v.h. und ab 2.6 - 1.56 Mio. J.v.h. Nach dem "Koopmann Index" sollten diese Maxima direkt auf erhöhte Staubzufuhr während der Kaltzeiten zurückgehen. Mit dem Beginn der Brunhes Chron steigen die Amplituden der Silt-Akkumulationsraten nochmals deutlich an (Abb. 38). Sie schwankten seither zwischen 10 und 90 g*m⁻²*J⁻¹.

Die Modalkorngrößen der siliziklastischen Siltfraktion von Site 658 (Abb. 38) variieren etwa gleichbleibend zwischen 7 und 30 µm im Pliozän und frühesten Pleistozän, zwischen 3.6 und 1.56 Mio. J., und nur wenig stärker, zwischen 7 und 39 µm, während der letzten 730 ka. In den Zeitintervallen vor 3.23 - 2.48 und 2.2 - 1.65 Mio. J. beschränkten sich die größeren Modalkorngrößen vorwiegend auf δ¹⁸O-Kaltstadien. Mit Beginn der Brunhes Chron nehmen die kaltzeitlichen Korngrößenmaxima nochmals zu.

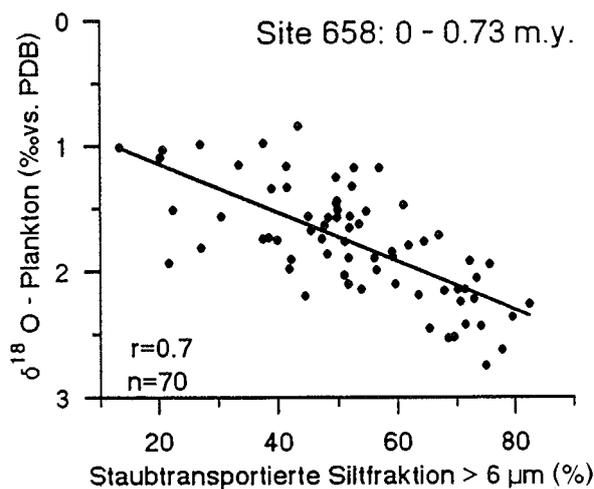


Abb. 39. Korrelation zwischen dem staubtransportiertem Siltanteil > 6 µm und den planktischen O-Isotopenwerten von *G. inflata*. Hohe Siltanteile kennzeichnen Kaltstadien.

Die siliziklastischen Akkumulationsraten bei Site 659, im Zentrum des zonal gerichteten Staubtransportes des AEJ, unterliegen während der letzten 8 Mio. J. starken Fluktuationen von 1 bis 30 g*m⁻²*J⁻¹ (Abb. 36, 40). Wegen größerer Landentfernung und fehlendem Flußeintrag bleiben die Akkumulationsraten im Vergleich zum küstennahen Site 658 (Abb. 36, 40) allerdings um den Faktor 7 - 10 geringer. An Site 659 (Abb. 36) zeigt sich vor etwa 8 - 5.85 Mio. J. eine graduelle Abnahme in den siliziklastischen Akkumulationsraten (im langfristigen Mittel) um den Faktor 4, gefolgt von drei kleinen Maxima zwischen ca. 5.8 und

5.6 Mio. J.v.h. Während des Messins und untersten Pliozäns, von etwa 5.6 - 4.65 Mio. J.v.h., bilden die siliziklastischen Akkumulationsraten ein ausgeprägtes Minimum von nur etwa $1 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$ bzw. $3 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$, bei Annahme einer Schichtlücke zwischen 5.6 und 5.0 Mio. J.v.h. (Abb. 36, vgl. Kap. D.2.). Die Staubfluxkurve von Site 397 nimmt zwischen etwa 8 und 4.6 Mio. J.v.h. einen etwas ähnlichen Verlauf (Abb. 34), vor allem was die Staubgipfel bei 5.8 - 5.6 Mio. J.v.h. betrifft, die man auch bei Site 141 wiederentdeckt (Stein, 1986).

Ab 4.6 Mio. J.v.h. steigt der Staubflux bei Site 659 drastisch an. Die Akkumulationsraten erreichen Höhepunkte von bis zu $27 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$ vor ca. 4.5, 4.15 und ca. 3.6 Mio. J. (Abb. 36, 40). Akzeptiert man einen Hiatus von 5.6 - 5.0 Mio. J.v.h. (s. Kapitel D.2., Abb. 21), der etwas höhere Akkumulationsraten zwischen 5.0 und 4.6 Mio. J.v.h. zur Folge hätte, so bliebe der markante Wechsel in den Akkumulationsraten vor 4.6 Mio. J. dennoch abrupt (Abb. 36). Dieser massive Umschwung vor 4.6 Mio. J. ist auch in den Staubfluxkurven der Sites 660 und 661 deutlich erkennbar, wenn auch schlechter belegt.

Zwischen 3.5 und 2.7 Mio. J.v.h. zeigen die Fluktuationen in den siliziklastischen Akkumulationsraten eine geringere Schwankungsbreite von nur 4 - $16 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$ mit einem etwas länger anhaltendem Minimum vor 2.8 - 2.7 Mio. J. (Abb. 40). Der Beginn der Nordhemisphärenvereisung vor etwa 3.1 Mio. J. führt bei Site 659 zu **keinem** drastischen Anstieg der maximalen Staubfluxraten, wie von Stein (1986) an Site 397 vor der Nordsahara beobachtet, allerdings bei den Korngrößen und Tonmineralenkomponenten der Staubfracht (s. unten).

Einzelmaxima von über $20 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$ erscheinen vor 2.92, 2.55, 2.35 und 1.85 Mio. J., gefolgt wieder von einem auffallenden langfristigen Minimum zwischen 1.8 und etwa 1.45 Mio. J.v.h. (Abb. 40). Anschließend folgen allmählich höhere Akkumulationsraten bis hin zu einem absolutem Maximum ($30 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$) vor ca. 0.7 Mio. J., im $\delta^{18}\text{O}$ -Stadium 18. Weitere extreme Maxima fallen in der Brunhes Chron in die O-Isotopenstadien 16 und 2. Zwischen 0.6 und 0.4 Mio. J.v.h., von Stadium 14 - 12, sind die Raten generell deutlich geringer. Die Staubfluxkurve von Site 397 (Stein, 1986) zeigt vergleichsweise während der gesamten letzten 0.5 Mio. J. ein anhaltendes ausgeprägtes Minimum, das möglicherweise aus oberflächennahen Kernverlusten, der geringen zeitlichen Auflösung oder der relativ groben Stratigraphie resultiert.

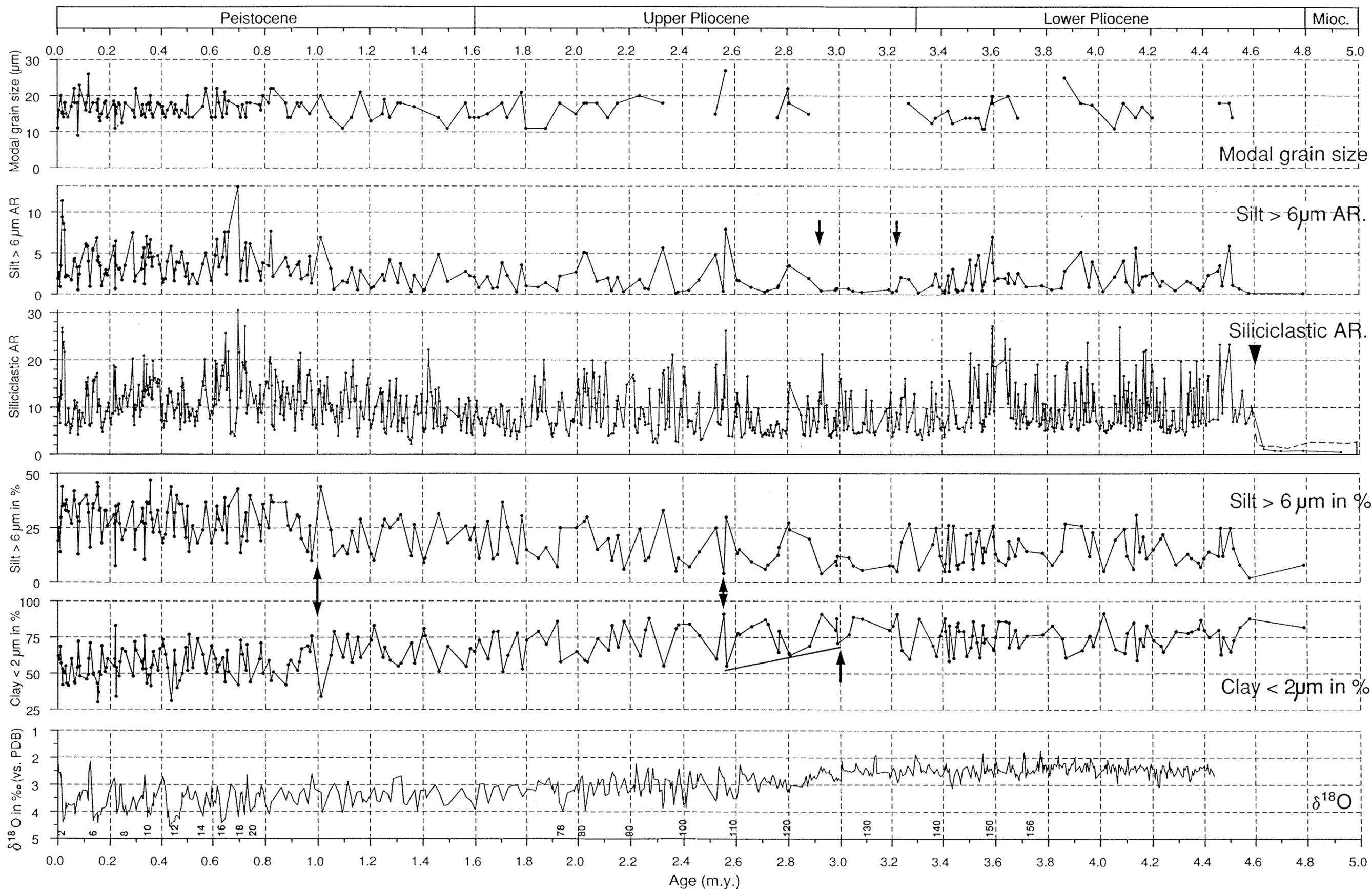
Generell gehen während der letzten 2.8 Mio. J. (Stadium 120) die Einzelmaxima in den siliziklastischen Akkumulationsraten mit den Kaltstadien einher (Abb. 40). Im Zeitabschnitt davor, vor 2.8 - 4.5 Mio. J., wo nur wenige Kaltstadien klar zu definieren sind, gibt es meist keinen klaren Zusammenhang (Staub-reiche Kaltstadien waren z.B., Stadium 136, 142, 144, 150, 154).

Die siliziklastischen Tonanteile $< 2 \mu\text{m}$ schwanken während der letzten 4.8 Mio. J. zwischen 25 und 90 %, die Siltanteile $> 6 \mu\text{m}$ variieren hingegen nur zwischen 3 und 40 % (Abb. 40). Die über weite Zeitabschnitte erst grob erfaßten - Fluktuationen von Ton $< 2 \mu\text{m}$ und Silt $> 6 \mu\text{m}$ sind in der siliziklastischen Fraktion größtenteils invers korreliert (Abb. 40). Die Tonfraktion gibt mit ihren Fluktuationen die Hauptmuster der Klimaentwicklung am deutlichsten wider: Von ca. 4.6 - 3.2 Mio. J.v.h. schwankt sie etwa gleichmäßig zwischen ca. 65 und 90 %, erreicht zwischen 3.2 und 2.9 Mio. J.v.h. dann ein auffallendes Maximum bei $> 80 \%$ und fällt anschließend in zwei großen Schritten auf das viel tiefere Niveau der quartärzeitlichen Fluktuationen. Der erste Umschwung erfolgte von 2.9 - ca. 2.55 Mio. J.v.h., der zweite im wesentlichen vor 1.1 - 1.0 Mio. J. Die Siltanteile spiegeln gegenläufig vor allem auch den zweiten Schritt, nicht hingegen den ersten, wo die Oszillationen noch relativ gleichförmig von 4.6 bis gegen 2.2 Mio. J.v.h. fortlaufen. Anschließend verringern sich auch die Siltminima allmählich bis 1.0 Mio. J.v.h. Wie bei Sites 658 (Abb. 38) und 397 (Stein, 1986) wird dadurch auch unter der Staubtransportbahn des AEJ die erste große präquartäre/jungpliozäne Klimaverschlechterung vor ca. 3.0 bis 2.6 Mio. J. wieder deutlich durch eine Korngrößenvergrößerung dokumentiert. Während der letzten Million Jahre schwanken die Siltanteile schließlich zwischen 8 und 40 %. Hohe Siltanteile sind sowohl in Kalt- wie in Warmzeiten zu beobachten, so daß ein einfacher Bezug zur $\delta^{18}\text{O}$ -Klimakurve fehlt.

Die Silt-Akkumulationsraten bestätigen das obige Bild (Abb. 40). Sie schwankten relativ gleichförmig von $0.5 - 5 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$ zwischen 4.8 und 1 Mio. J.v.h., abgesehen von einem signifikanten Minimum vor 3.4 - 2.9 Mio. J. Vor rund 1 Mio. Jahren stiegen die Akkumulationsraten dann binnen 100 ka generell nochmals an und erreichten eine größere Schwankungsbreite von $1 - 8 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$. Zwei extreme Maxima im Stadium 18.2 und 2 erreichen Werte von über $10 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$.

Abb. 40. Detailuntersuchungen zum AEJ-Staubflux an Site 659: Modalkorngröße der siliziklastischen Siltfraktion $> 6 \mu\text{m}$, Akkumulationsraten der gesamt-siliziklastischen Fraktion und des Siltanteils $> 6 \mu\text{m}$, Ton und Siltanteile $> 6 \mu\text{m}$ (als Prozentwerte der C_{org} - und karbonatfreien Sedimentfraktion), $\delta^{18}\text{O}$ -Klimakurve. Gestrichelte Linien kennzeichnen veränderte Staubfluxraten unter Annahme eines Hiatus zwischen 5.0 und 5.6 Mio. J. (vgl. Kapitel D.2.).

SITE 659



Die Modalkorngrößen der Siltfraktion geben wegen der geringen Probenmengen zum Teil wenig Auskunft (Kapitel C.5.). Sie schwanken an Site 659 (Abb. 40) zwischen 9 und 28 μm und sind im Vergleich zum küstennahen Site 658 (Abb. 38) etwa um den Faktor 1.4 feiner. Die größten Modalkorngrößen finden sich während der letzten Mio. J., stehen allerdings in keiner einfachen Beziehung zu den quartären Kalt- und Warmzeiten.

Die siliziklastischen Akkumulationsraten bei Site 660 variieren (Abb. 36) während der letzten 8 Mio. J. zwischen 2 und 15 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{J}^{-1}$ und sind somit im Vergleich zum nördlicheren Site 659 um die Hälfte geringer. Trotz der geringen Zeitauflösung (Tab. 10) und der schwächeren Stratigraphie an Site 660 stimmen die Schwankungen in den siliziklastischen Akkumulationsraten zeitmäßig recht gut mit denen von Site 659 überein (Abb. 36). Die wenigen Meßwerte im späten Miozän zeigen niedrige Akkumulationsraten von etwa 2.5 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{J}^{-1}$. Ab etwa 4.6 Mio. J.v.h. (schlecht durch die Probendichte erfaßt) steigen die Akkumulationsraten wie bei Site 659 deutlich an und erreichen vor 4.5, 3.9, 3.6 und 3.0 Mio. Jahren erste Höhepunkte im Pliozän. Nach einem ausgeprägten Minimum zwischen etwa 2.95 und 2.7 Mio. J.v.h., etwas früher als bei Site 659, folgen generell höhere Werte der Oszillationen bis ca. 1.4 Mio. J.v.h. Nochmals höhere siliziklastische Akkumulationsraten von bis zu 16 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{J}^{-1}$ charakterisieren schließlich das Pleistozän der letzten 1.4 Mio. J.

Site 661 weist im Vergleich zu den weiter nördlichen Sites 658, 659 und 660 während der letzten 8 Mio. Jahre die geringsten siliziklastischen Akkumulationsraten von 1 bis knapp 10 $\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{J}^{-1}$ auf (Abb. 36). Das Miozän wird von 8 - 4.8 Mio. J.v.h. wie an den Sites 659 und 660 durch geringe Akkumulationsraten charakterisiert. Nimmt man von 5 - 5.6 Mio. J.v.h. einen Hiatus an (vgl. Kapitel D.4., Abb. 23), so ergäbe sich allerdings ein markantes Maximum im Staubflux zwischen etwa 6.0 und 5.7 Mio. J.v.h., also zeitgleich mit jenem bei Sites 141, 366, 397 (Stein, 1985) und 659 (vgl. Abb. 34 und 36). Zeitgleich mit den Sites 659 und 660 erfolgte ein drastischer Anstieg in den Akkumulationsraten dann im frühesten Pliozän, vor etwa 4.6 Mio. Jahren. Ein weiterer Anstieg im Staubflux ist schließlich genauso wie bei Site 660 wieder vor etwa 1.4 Mio. J. zu beobachten.

Während also bei der hochauflösenden Zeitreihe von Site 659 die durchschnittlichen Staubfluxraten erst um ca. 1 Mio. J.v.h. ihr Maximum erreichen, tun sie dies bei den beiden weiter südlichen Bohrpunkten 660 und 661 bereits um 0.4 Mio. J.v.h. früher, und zwar signifikant auch bei einer geringeren Datendichte.

F.3.2.2. Tonminerale

Abb. 41 gibt einen Überblick über die langfristigen Mittel in der Tonmineralzusammensetzung von Sites 658 und 659 für folgende 3 Zeitabschnitte: die Brunhes Chron von 0 - 0.73 Mio. J.v.h., das Obere Pliozän von 1.6 - 3.4 Mio. J.v.h. und das Untere Pliozän (nur Site 659) von 3.4 - 4.8 Mio. J.v.h. Zunächst fällt auf, daß während dieser Zeitintervalle hohe Kaolinitanteile von 36 - 65 % (Abb. 41) die Tonfraktion bei Site 658 und 659 fortlaufend dominieren, typisch für äolische wie fluviatile Sedimentfracht aus der S-Sahara und Sahelzone. Der Chloritanteil beider Sites liegt im Mittel unter 3 %, steigt in den letzten 700 000 Jahren aber merklich an. Die Tonmineralzusammensetzung bei Sites 658 und 659 unterscheidet sich im wesentlichen durch etwas höhere Montmorillonit- und niedrigere Illitanteile bei Site 659 (Abb. 41).

Im unteren und mittleren Pliozän, zwischen 4.8 und 3.2 Mio. J.v.h., charakterisieren deutlich höhere Kaolinitgehalte von 46 - 65 % und etwas erhöhte Illitgehalte von bis zu 38 % die Tonfraktion bei Site 659 (Abb. 41, 42). Die kaolinitreiche Tonfraktion deutet auf eine dominante Staubzufuhr durch den AEJ (Lange, 1982), den Hauptstaubträger im Untersuchungsgebiet. Zugleich weisen starke Fluktuationen im I/K-Verhältnis mit Maxima vor etwa 4.5, 4.2, 4.1 und 3.7 Mio. J. auf vorübergehende Spitzen in der meridionalen Staubzufuhr aus der N-Sahara (Abb. 42). Das C/K-Verhältnis weicht zum Teil von dem Kurvenverlauf des I/K-Verhältnisses ab, zeigt jedoch auch vor 4.2 Mio. J. ein extremes Maximum (Abb. 42).

Etwa parallel mit dem Beginn der globalen Klimaverschlechterung im mittleren Pliozän vor etwa 3.1 Mio. J. vollzieht sich bei Site 659 ein deutlicher Wechsel in der Tonmineralzusammensetzung. Der Montmorillonitgehalt steigt drastisch von etwa 25 % auf 50 % zwischen 3.2 und 2.8 Mio. J.v.h. und bleibt dann im Mittel das zweithäufigste Tonmineral bei Site 659 (Abb. 41), abgesehen von einem ausgeprägten Illitmaximum vor 2.6 und 2.7 Mio. J. (Abb. 42). Die Zunahme im Montmorillonitgehalt führt zwangsweise zu einer Abnahme (Verdünnung) im Kaolinitgehalt von ca. 50 % auf 35 % und im Illitanteil von ca. 25 auf 15 %. Die Fluktuationen im I/K-Verhältnis zeigen einige Maxima vor etwa 3.4, 3.2, 2.7, 2.5 und 2.1 Mio. J., aber keine langfristige Veränderung (Abb. 42). Da im wesentlichen der AEJ den kaolinitreichen Staub zu Site 659 trägt, muß man im Staubaufnahmegebiet des AEJ, also vor allem in der S-Sahara und Sahelzone vor 3.2 - 2.7 Mio. J. auf eine großräumige Erosion von Montmorillonit auf Kosten von Kaolinit schließen, eventuell durch Neubildung (s. Kap. E.).

Etwa zeitgleich steigt auch das C/K-Verhältnis vor etwa 3.1 Mio. J. auf ein leicht erhöhtes Niveau bis zum Ende des Pliozäns und würde auf eine intensiviertere

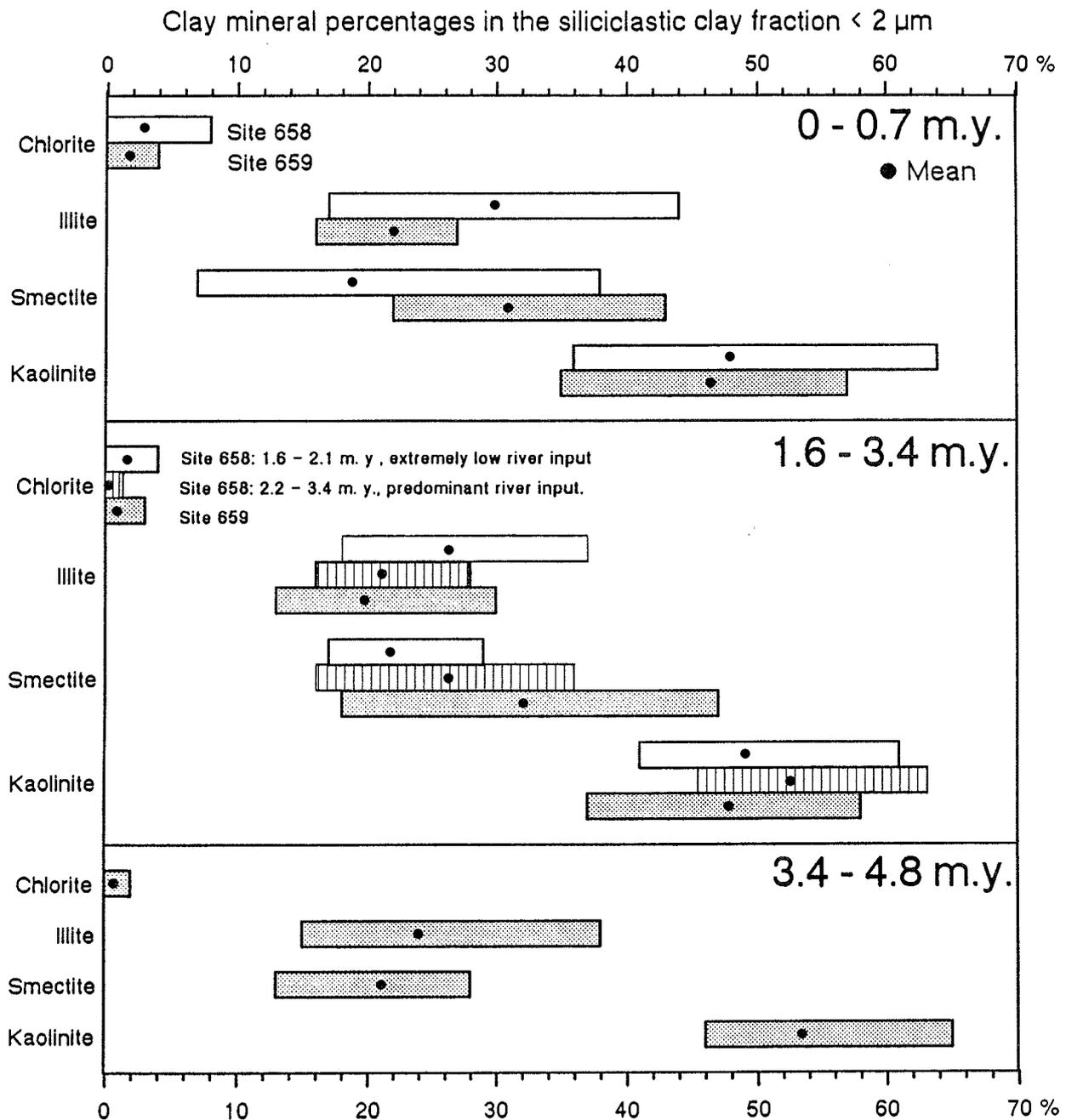


Abb. 41. Überblick über langfristige Veränderungen in der Tonmineralzusammensetzung bei Site 658 und 659 für die Zeitintervalle 0 - 0.73 Ma, 1.6 - 3.4 Ma und 3.4 - 4.8 Ma (nur Site 659). Balken markieren Schwankungsbreiten, Kreise zeigen Mittelwerte.

Staubzufuhr des NE-Passates hinweisen. Allerdings ist diese Entwicklung aufgrund der geringen zeitlichen Auflösung noch unsicher (Abb. 42).

Bei Site 658 erreichte der Kaolinit im Mittel seine Höchstwerte, solange tonreicher Flußeintrag vor 3.6 - 2.1 Mio. J. die Sedimentation dominierte (Abb. 41). Der Montmorillonitanteil überwog im Mittel den Illitanteil (Abb. 41). Chlorit war damals noch kaum vorhanden. Parallel gingen extrem geringe I/K-Verhältnisse, die mit

rund 0.4 sogar noch tiefer als bei Site 659 (0.45) lagen (Abb. 43). Das Einzugsgebiet der pliozänen Flußfracht wäre aufgrund der Dominanz von Kaolinit und Montmorillonit eher in der Zentral- oder Südsahara als in einer Randregion des Atlasgebirges zu vermuten.

Ab etwa 2.1 Mio. J.v.h. nahm die Häufigkeit und zeitliche Dauer der Phasen mit Flußzufuhr zum Site 658 drastisch ab (Abb. 41, 43). Etwa zeitgleich kam es zu einer markanten Veränderung in der Tonmineralzusam-

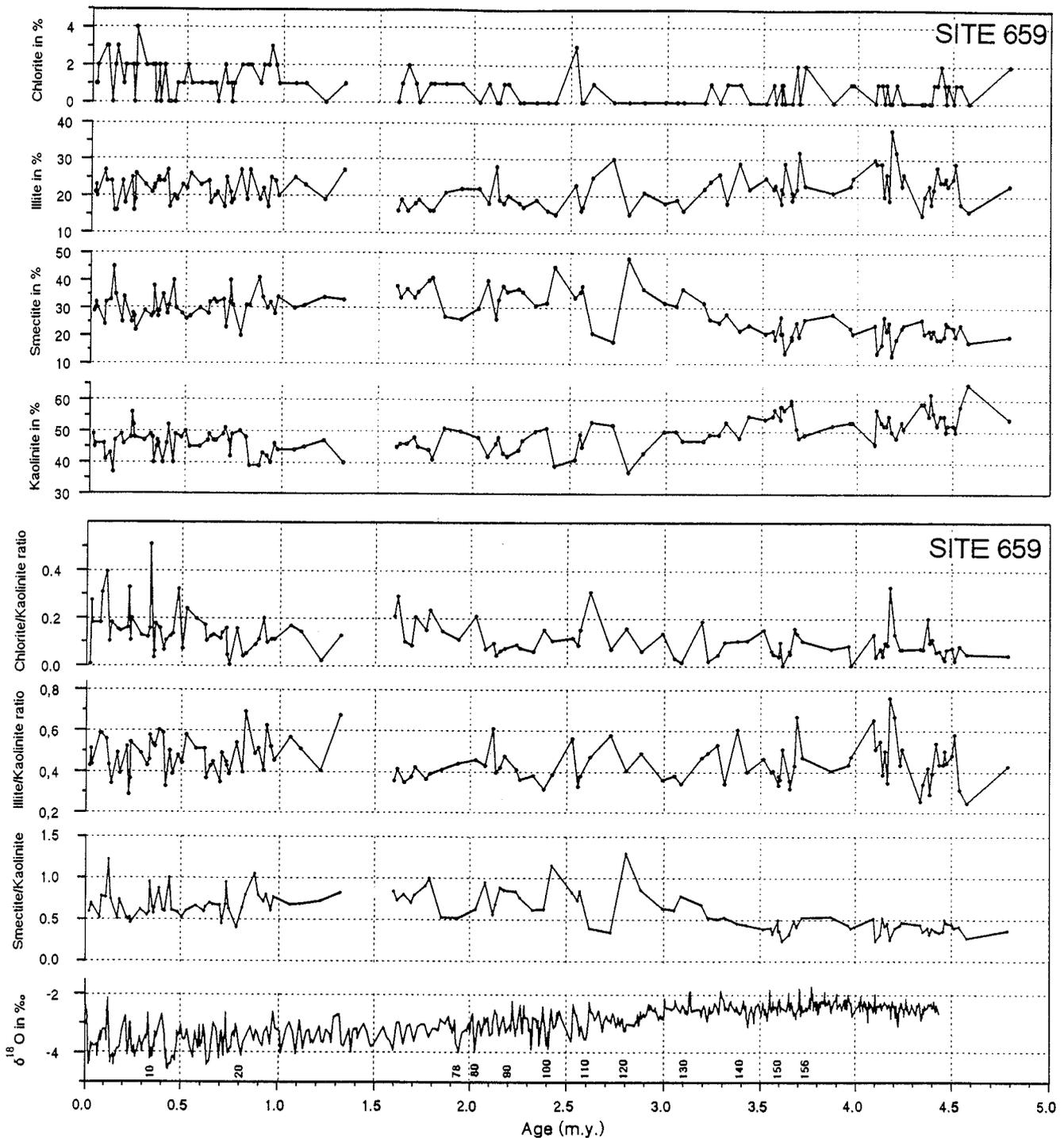


Abb. 42. Anteil von Kaolinit, Montmorillonit, Illit und Chlorit an der Tonfraktion $< 2 \mu\text{m}$ bei Site 659 und $\delta^{18}\text{O}$ -Klimakurve für die letzten 4.8 Mio. J. Chlorit/Kaolinit- und Illit/Kaolinit- Verhältnisse weisen auf dominanten Staubeintrag aus der S-Sahara und Sahelzone. Montmorillonit/Kaolinit-Verhältnis weist auf beginnende Klimaverschlechterung in den Randgebieten der Sahelzone seit etwa 3.2 Mio. J.v.h.

mensetzung. Von 2.1 - 1.5 Mio J. und während der Brunhes Chron lag der Illitanteil (25 - 30 %) bei Site 658 im Mittel nun deutlich über dem Montmorillonitanteil (ca. 20 %) (Abb. 43). Der Chloritanteil erreichte bis zu 8 %, der Kaolinitgehalt sank im Mittel auf ca. 45 %

ab (Abb. 43). Mit diesem Tonmineralspektrum wären die Sedimente bei Site 658 ab 2.1 Mio. J.v.h. zum größeren Teil durch klastische Zufuhr aus der N-Sahara geprägt. Ab etwa 2.1 Mio. J.v.h. nimmt auch das I/K- Verhältnis zunächst bis etwa 1.85 Mio. J.v.h. zu, sank dann aber

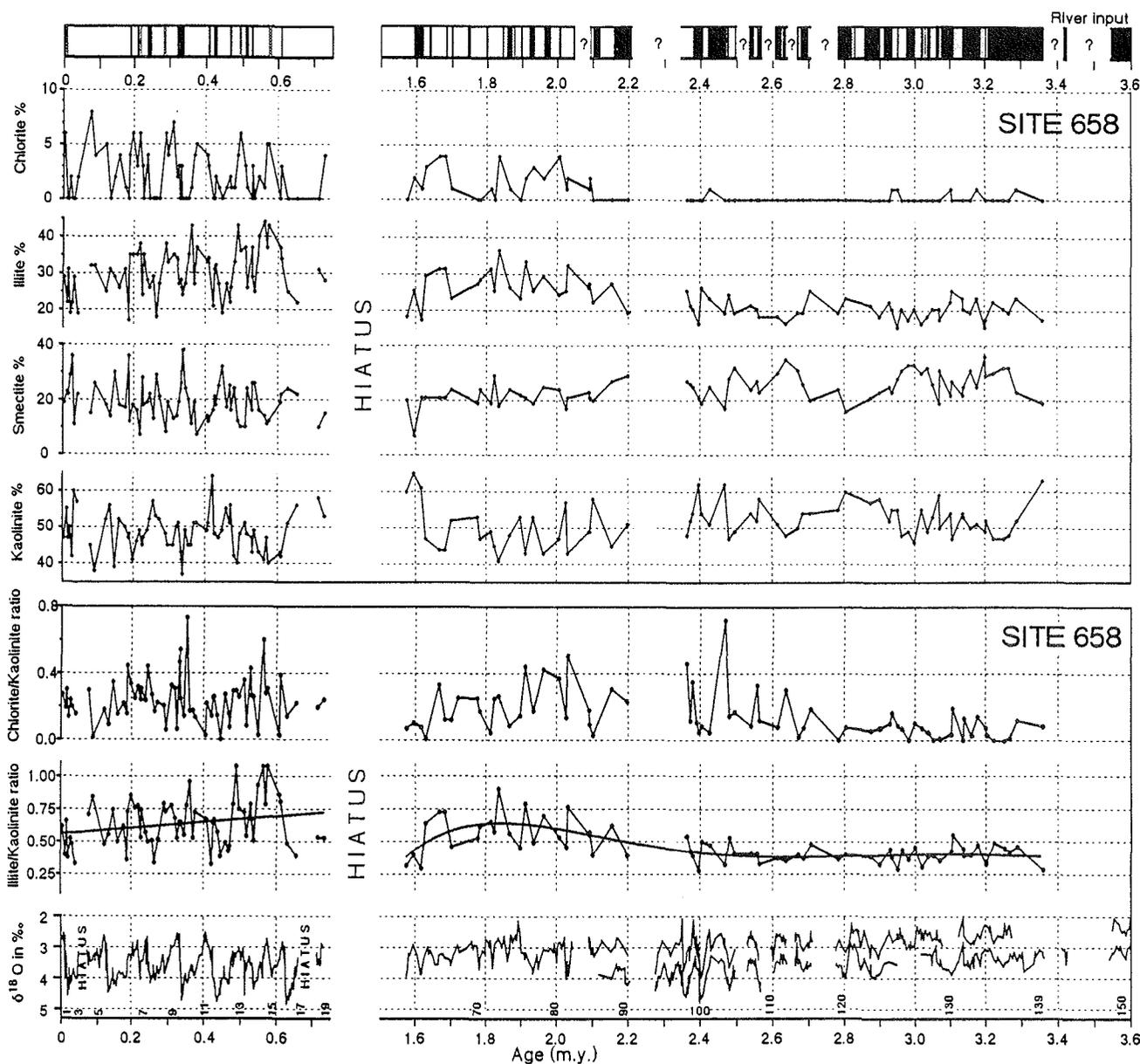


Abb. 43. Anteil von Kaolinit, Montmorillonit, Illit und Chlorit an der Tonfraktion $< 2 \mu\text{m}$ bei Site 658 vor 0 - 0.73 und 1.5 - 3.6 Mio. J. Oberer Balken kennzeichnet Zeitintervalle mit Flußschüttung (schwarz) und Staubeintrag ohne Flußschüttung (weiß) mit Hinweisen auf Auswaschung von Feinmaterial durch Bodenströme (gepunktet). Hohe Chlorit/Kaolinit- und Illit/Kaolinit- Verhältnisse geben Hinweise auf Liefergebiete der terrigenen Fraktion in der N-Sahara; $\delta^{18}\text{O}$ -Klimakurve.

nach den ersten wenigen Daten, zum Ende des Pliozäns nochmals deutlich ab. Das C/K- Verhältnis zeigte bereits ab etwa 2.65 Mio. J.v.h. einen ersten deutlichen Anstieg in der Schwankungsbreite. Die folgenden Maxima bis zum Ende des Pliozäns stimmen zeitlich mit denen der I/K- Verhältnisse zwischen 2.15 und 1.6 Mio. J.v.h. überein und beschränken sich auf Windstaubsedimente, während die Flußsedimente weiterhin eher kaolinitreich blieben (s. Flußbalken, Abb. 43). Diese Chlorit- und Illit-Maxima lassen darauf schließen, daß sich die meridionale (Passat-) Staubherkunft bei Site 658 ab 2.65

Mio. J.v.h. merklich verstärkte. Ältere Phasen mit erhöhten Illit- und Chloritgehalten, die nach Stein (1984) bei Site 397 (Abb. 1) auf eine verstärkte NE-Passatfracht bereits ab etwa 3.2 Mio. J.v.h. hinweisen, sind bei Site 658 wohl durch Flußfracht überprägt. Das lassen zumindest die extrem geringen Chloritanteile bei Site 658 zwischen 3.4 und 2.1 Mio. J.v.h. vermuten (Abb. 43).

Während der Brunhes Chron zeigt bei Site 658 das I/K- Verhältnis nach Höchstständen in den O-Isoto-

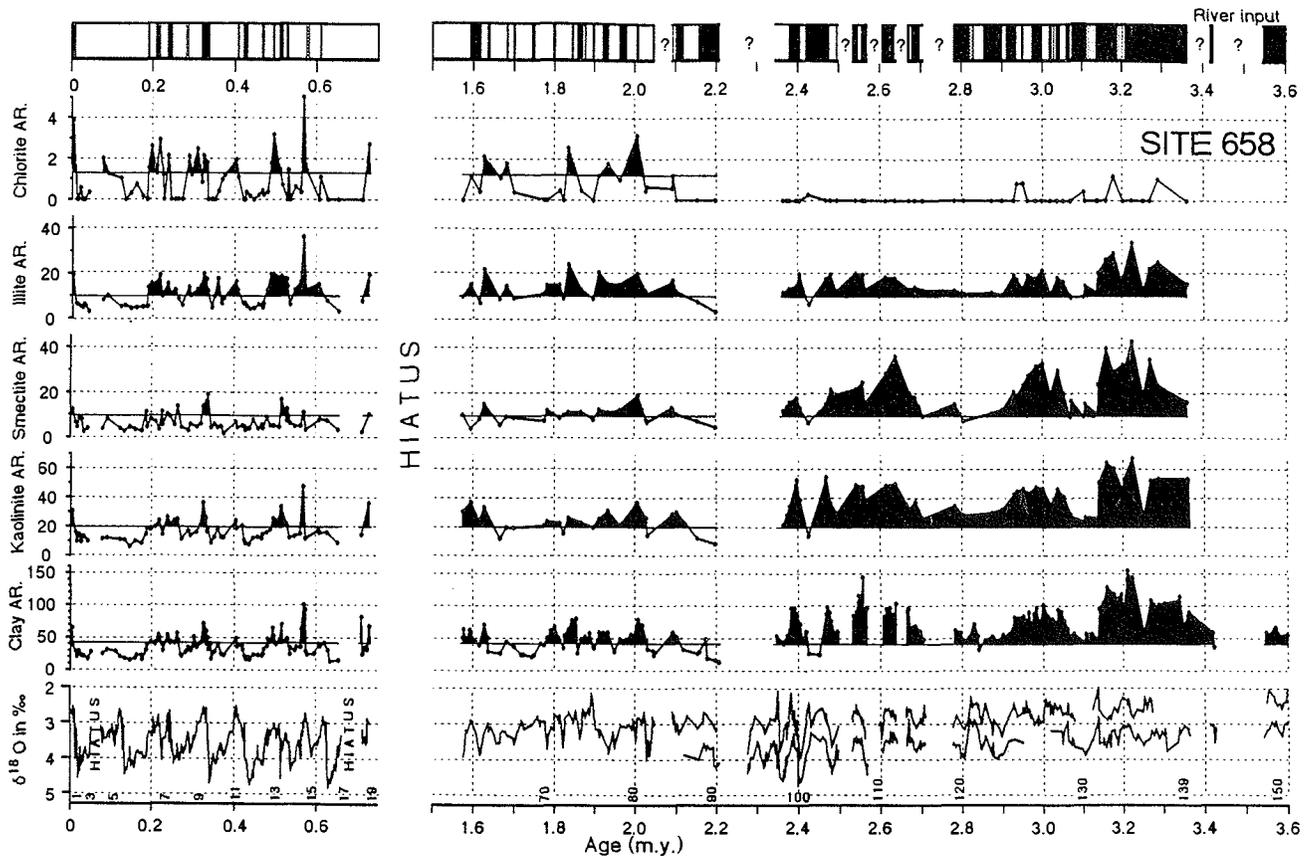


Abb. 44. Akkumulationsraten von Kaolinit, Montmorillonit, Illit und Chlorit an der Tonfraktion $< 2 \mu\text{m}$ bei Site 658 vor 0 - 0.73 und 1.5 - 3.6 Mio. J.; oberer Balken kennzeichnet Zeitintervalle mit Flußschüttung (schwarz) und Staubeintrag ohne Flußschüttung (weiß) mit Hinweisen auf Auswaschung von Feinmaterial durch Bodenströme (gepunktet); $\delta^{18}\text{O}$ -Klimakurve.

penstadien 15.1, 14.4 und 13.1 eine Abnahme in der Schwankungsbreite von 0.5 Mio. J. bis heute. Dies wird vor allem durch geringer ausfallende Maxima in den Stadien 10, 8, 7.1-7.3 und 5.2 verursacht (Abb. 43). Alle diese Maxima gehen mit reinen Windstaubsedimenten einher. Das I/K- Verhältnis bei Site 659 zeigt, trotz einer schwächeren zeitlichen Auflösung, während der Brunhes Chron erstmals eine ähnliche Verteilung der Maxima und Minima. Der langfristige Trend der letzten 500 ka bei Site 658 ist bei Site 659 jedoch nicht zu erkennen (vgl. Abb. 42, 43).

Die Schwankungen im C/K- Verhältnis bei Site 658 und 659 weichen noch deutlicher voneinander ab. Bei Site 658 läßt sich, ähnlich wie bei den siliziklastischen Akkumulationsraten (Abb. 38) vielleicht eine 200 - 300 ka Schwingung für das späte Pleistozän erkennen (Abb. 43). Bei Site 659 ist hingegen von etwa 1.3 Mio. J. bis heute langfristig eine mittlere Zunahme im C/K- Verhältnis zu beobachten, zum zweiten Mal nach der ersten Zunahme vor 3.0 - 1.6 Mio. J., von der bei Site 658 nichts zusehen ist. Betrachtet man die kurzfristigen Fluktuationen im C/K- Verhältnis bei Site 658, so fällt auf, daß während der letzten 700 ka Maxima überwie-

gend mit Zeiten eines dominanten Flußeintrages einhergehen, so z.B. im Stadium 15.5, 13.3, 13.15, 11.33, 11.31, 9.33, 7.5 und an der Stadiengrenze 7/6 (Abb. 43). Zwei extreme Einzelmaxima im Stadium 10.4/10.3 und 14.4 begleiten hingegen reine Windstaubsedimente, Maxima, die jedoch mangels zeitlicher Auflösung bei Site 659 nicht entwickelt sind. Eine generelle Korrelation der I/K- und C/K- Verhältnisse mit den O-Isotopenkurven ist weder an Site 658 noch an Site 659 zu erkennen. Nur in der Brunhes Chron treten bei Site 658 hohe Anteile von Chlorit und Illit vorwiegend in Warmstadien auf, während Montmorillonit und Kaolinit ihre Maxima überwiegend in den Kaltstadien zeigen (Abb. 43).

Die Akkumulationsraten von Illit, Montmorillonit und Kaolinit zeichnen bei Site 658 und 659 im Gegensatz zu denen von Chlorit im wesentlichen den Kurvenverlauf Akkumulationsraten der Tonfraktion nach (Abb. 44, 45).

Hohe Tonakkumulationsraten von durchschnittlich $80 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$ kennzeichnen bei Site 658 das Pliozän mit dominantem Flußeintrag von 3.6 - 2.35 Mio. J.v.h. (Abb. 44). Maxima vor 3.15 - 3.25, 2.95 - 3.05 und 2.45 - 2.65 Mio. J. werden durch hohe Akkumulationsraten von Kaolinit und Montmorillonit geprägt, weniger durch Illit.

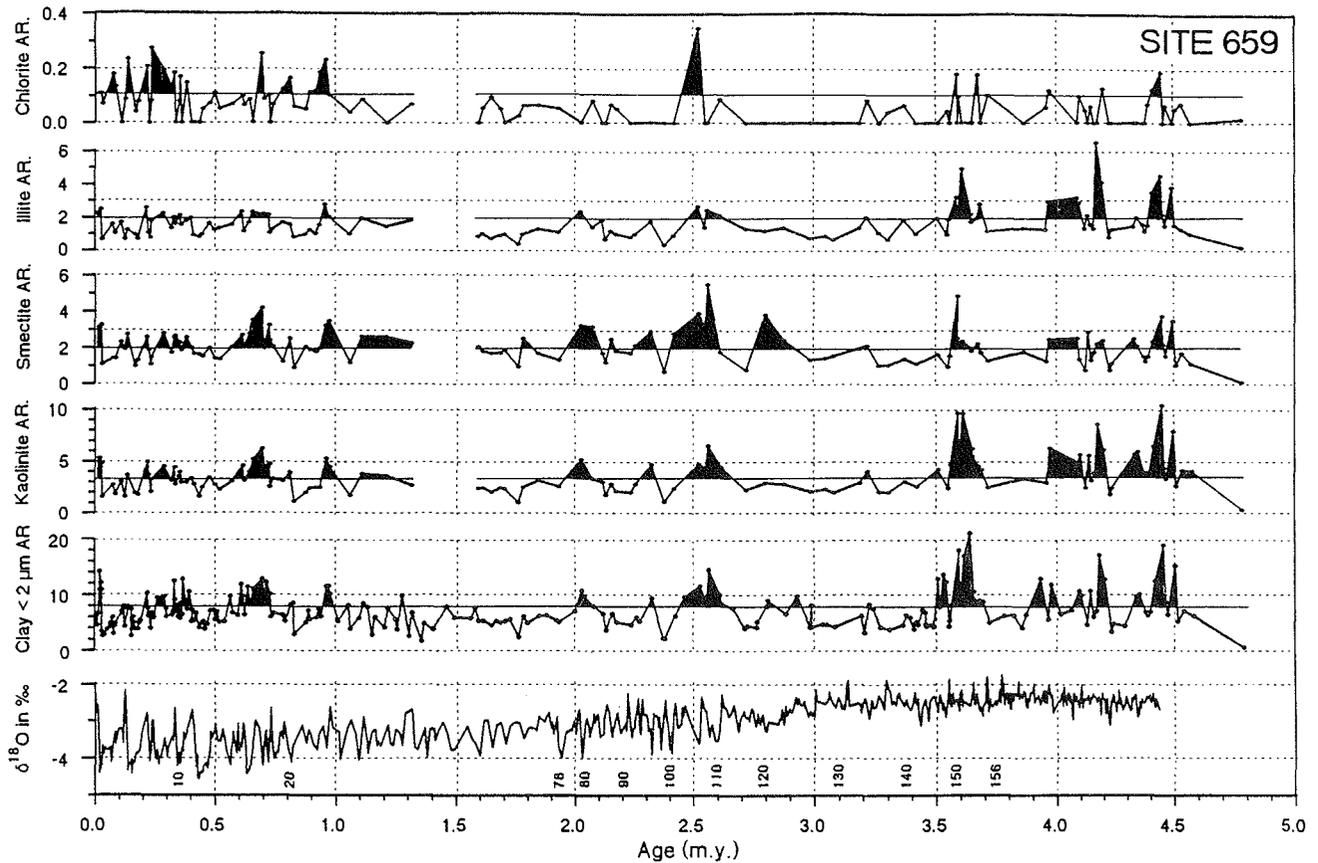


Abb. 45. Akkumulationsraten von Kaolinit, Montmorillonit, Illit und Chlorit an der Tonfraktion < 2 μm bei Site 659 während der letzten 4.8 Mio. J.; δ¹⁸O-Klimakurve.

Während der jüngeren Zeitabschnitte von 2.2 - 1.56 Mio. J.v.h. und der Brunhes Chron sinken die Tonakkumulationsraten im Mittel auf etwa $40 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$ (Abb. 44). Die Akkumulationsraten von Illit und Chlorit treten dabei erstmals deutlich stärker in den Vordergrund im Vergleich zu denen von Kaolinit und Montmorillonit. Frühe Maxima in den Chlorit- und Illit- Akkumulationsraten liegen bei Site 658 vor etwa 2.0, 1.83 und vor 1.63 Mio. J. In der Brunhes Chron fallen hohe Akkumulationsraten der einzelnen Tonminerale generell in den Interglazialstadien (Abb. 44).

Die Gesamt-Tonakkumulationsrate bei Site 659 liegt im Mittel bei etwa $8 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$ (Abb. 45). Starke Fluktuationen von $3 - 20 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$ kennzeichnen die Tonakkumulationsraten bei Site 659 im älteren Pliozän vor 4.5 - 3.5 Mio. J. Hier bilden die Akkumulationsraten der einzelnen Tonminerale extreme Maxima vor ca. 4.5, 4.4, 4.2 und 3.6 Mio. J. Ab 3.5 Mio. J.v.h. überschreitet die Akkumulationsrate von Ton insgesamt nur noch selten Werte von $8 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$. Der drastische Anstieg im Montmorillonitanteil vor 3.6 - 2.8 Mio. J. ist in den Akkumulationsraten weniger deutlich ausgeprägt, also nicht mit einem Anstieg sondern nur mit einer Umschichtung der Tonfraktion verbunden. Die Akkumulationsraten von Kaolinit, Illit und Chlorit zeigen zwischen

3.5 und 2.7 Mio. J.v.h. ein langfristiges Minimum wie die Staubfluxraten insgesamt, mit auffallend geringen Schwankungsbreiten. Während der letzten 2.7 Mio. J. haben die Kaolinit- und Illit- Akkumulationsraten wieder etwas größere Schwankungsbreiten. Sie erreichten jedoch nicht mehr das Ausmaß der frühpliozänen Fluktuationen. Die Amplituden der Chlorit-Akkumulationsraten steigen erst während der letzten Mio. J. deutlich an. Seither werden die Fluktuationen der Akkumulationsraten der Tonfraktion von einem Zyklus mit einer Periode von 200 - 300 ka überlagert. Dieser Zyklus ist vor allem in den Kaolinit- Akkumulationsraten deutlich dokumentiert. Eine engere zeitliche Auflösung ist aber auch zur Beurteilung dieses Zyklus noch erforderlich.

DISKUSSION

F.3.3. Die Paläobreite der ITCZ

Die Paläobreite der ITCZ, mit der die Staubtrajektorie des African Easterly Jets (AEJ) im Sommer eng verknüpft ist (vgl. Kap. B.2. und Kap. E.), wurde anhand der Quarzakkumulationsraten von Sites 657 und 659 - 661, die ein Nord-Süd Profil vor der Küste NW-Afrikas bilden, für die letzten 4.5 Mio. Jahre näher eingegrenzt

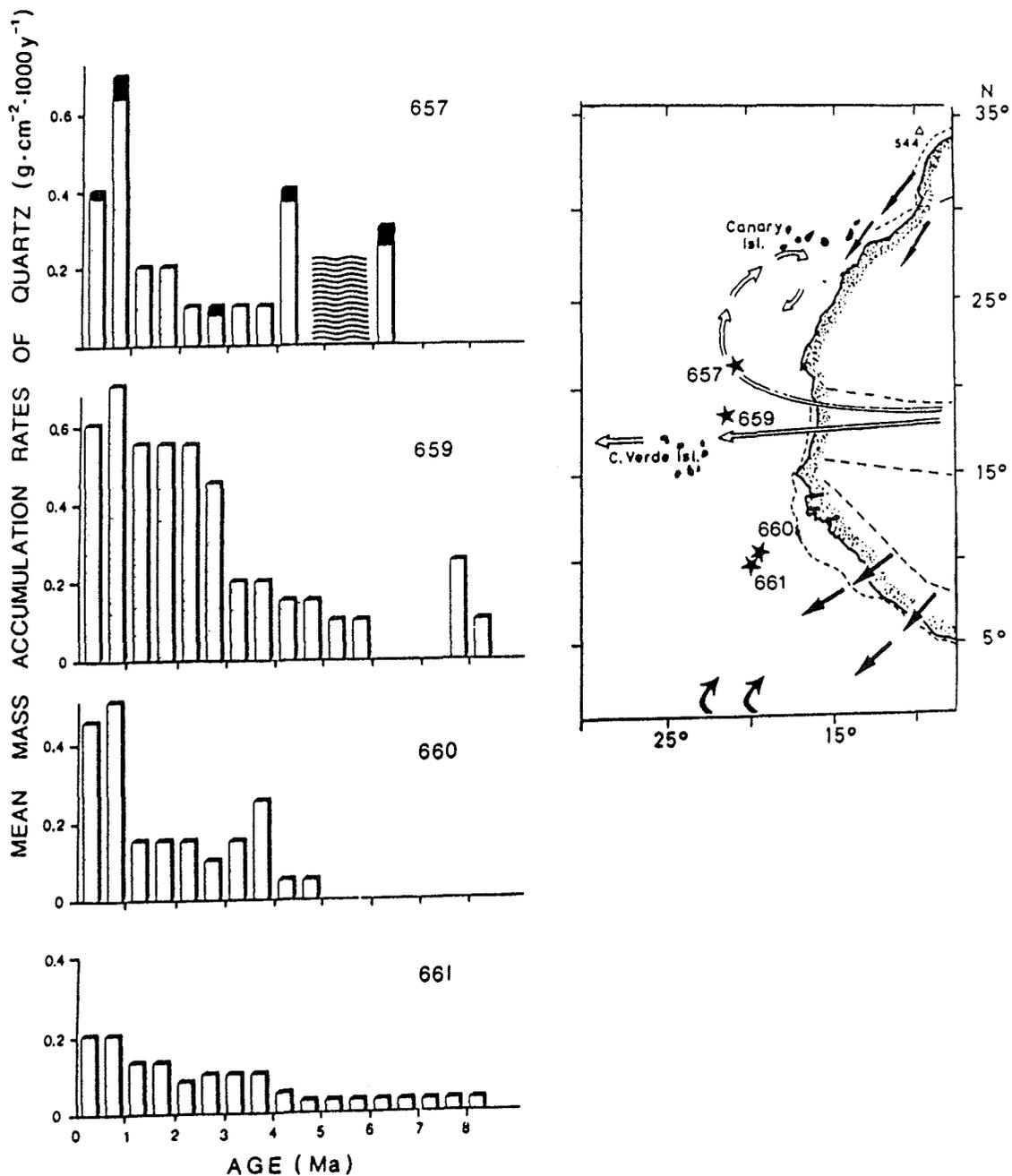


Abb. 46. Nord-Süd-Profil der Site 657 und 659 - 661 vor der Küste NW-Afrikas. Quarzakkumulationsraten spiegeln breitenabhängige Intensität des zonal gerichteten Staubtransportes für die letzten 8 Mio. J. wieder: Das Zentrum des aeolischen Transportes bildet sich deutlich in anhaltendem Quarzflux-Maximum bei Site 659 ab (nach Tiedemann et al., 1989). (Turbiditanteile bei Site 657 durch schwarze Balken markiert).

(Abb. 46, Tiedemann et al., 1989). Eine Nord- oder Südverlagerung des Staubfluxmaximums über dem E-Atlantik zwischen ca 5°N und 25°N wäre auf eine analoge Nord/Süd-Breitenverlagerung der ITCZ zurückzuführen. Site 659, das heute unterhalb des Zentrums von zonal gerichteten Staubtransport im AEJ, dem Hauptstaubträger NW-Afrikas liegt, lag auch während der letzten 4 Mio. J. deutlich unter dem Zentrum des

Staubetrages. Dies bildet sich in einem anhaltendem Quarzfluxmaximum bei Site 659 ab (Abb. 46). Dieser Befund weist zumindest für die letzten 4 Mio. J. auf eine stabile sommerliche Paläo-Breitenlage der ITCZ hin, deren Lage somit langfristig nicht an globale Klimaschwankungen gekoppelt ist. Während arider Klimaphasen mit langfristig hoher Staabanlieferung, z. B. vor 4 oder 1 Mio. J., scheint sich der Staubeintrag nach

Norden und Süden auszuweiten, angezeigt durch erhöhte Quarzakkumulationsraten bei Site 657 und 660 (Abb. 46).

Flohn (1981) postulierte für die Zeiten mit unipolarer Vereisung der Antarktis eine Nordverlagerung der ITCZ, also vor mehr als 3.1 Mio. J., die im Vergleich zu heute im Jahresmittel etwa 4° nördlicher, d.h. bei etwa 10°N lag. Hinweise in diese Richtung gäbe eventuell auch das Maximum in den Quarzakkumulationsraten bei Site 657 vor mehr als 4 Mio. J., das sich deutlich von den Akkumulationsraten der Sites 659 - 661 abhebt und damit eine Nordverlagerung der ITCZ andeutete (Abb. 46).

Nach Stein (1984) sprächen hingegen die kaolinitreichen Sedimente der letzten 15 Mio. J. bei Site 366 auf dem Sierra Leone Rücken bei etwa 6°N gegen eine drastische Nordverlagerung der ITCZ seit dem Oberen Miozän. Eine winterliche Position der ITCZ nördlich 6°N hätte wahrscheinlich die Zufuhr kaolinitreicher Stäube aus der Südsahara und Sahel durch den winterlichen NE-Passat bis Site 366 verhindert und die Staubzufuhr durch den SE-Passat begünstigt. Dies sollte sich dann in einer Dominanz von illitreichem SE-Passatstaub widerspiegeln, wie in dem Zeitabschnitt vor 38 - 16 Mio. J., als Site 366 aufgrund der Plattendrift langfristig südlich des Äquators lag und die Terrigenfracht zu jener Zeit ausschließlich vom SE-Passat stammte.

Aufgrund einer stabilen Breitenlage des Ausbruchszentrums von AEJ-Staub und der ITCZ, war somit im Mittel auch die Lage des Sahara Trockengürtels mit seinem Kern etwa konstant. Im wesentlichen muß daher trotz der relativ konstanten Breite der ITCZ für die letzten 4.5 Mio. J. von einer ähnlichen Zonierung der Tonmineralbestände wie heute in Nordafrika und im angrenzenden äquatorialen Ostatlantik ausgegangen werden. Davon zeugen die mächtigen quartären Lateritböden der Sahelzone (Conrad, 1969; Michel, 1973). Dementsprechend konnte bereits Stein (1984) bei den Sites 366, 141, 397 und 544 (Abb. 1) nachweisen, daß während der letzten 6 Mio. J. der Kaolinit so wie heute in den Tiefseesedimenten vom Äquator in Richtung Norden deutlich abnimmt.

F.3.4. Herkunftsgebiete von Staub- und Flußfracht

Der generell hohe Anteil von Kaolinit in den Staubsedimenten von Site 658 und 659, der sich in geringen C/K- und I/K-Verhältnissen ausdrückt, weist klar auf eine dominierende Staubaufnahme in der Südsahara und Sahelzone und damit auf einen Eintrag durch den AEJ. Dies zeigt, daß die Passatfracht aus der Nordsahara während der letzten 4 - 5 Mio. J. einen nur geringen Teil ausmachte.

Die C/K-Verhältnisse bei Site 659 (18°N) liegen um einen Faktor 10 - 30 niedriger als bei den nördlicheren Sites 397 (27°N) und 544 (34°N), die nach Stein (1984) durch Staubfracht des küstennahen NE-Passates dominiert werden. Demnach dürfte die Passatfracht aus der Nordsahara besonders bei Site 659 nur noch einen geringen Teil des Gesamteintrages ausmachen. Im wesentlichen prägt hier vielmehr die Staubfracht des AEJ aus der S-Sahara und Sahelzone die plio-pleistozänen Sedimente, so wie es Lange (1982) für die rezenten Sedimente feststellte.

Bei Site 658 war im Vergleich zum Site 659 der Passatstaubanteil aus der Nordsahara bereits etwas höher. Die C/K-Verhältnisse sind hier nämlich im Mittel um einen Faktor 2, die I/K-Verhältnisse allerdings nur um einen Faktor von 1.4 höher (vgl. Abb. 42, 43).

Aufgrund der anähernd stabilen Paläobreitenlage der ITCZ während der letzten 4 Mio. J., wird davon ausgegangen, daß die plio-pleistozänen Sedimente der südlicheren Sites 660 und 661 im Bereich der Sierra Leone Schwelle durchwegs so wie heute durch die Staubfracht des AEJ und des winterlichen NE-Passates aus der Südsahara und Sahelzone bestimmt wurden. Stein (1986) nahm noch eine zeitweise dominante Staubzufuhr durch den SE-Passat bzw. SW-Monsun an, die bis Site 366 auf dem Sierra Leone Rücken reichte. Dies ist jedoch nach neueren Untersuchungen von Janecek (1985) eher auszuschließen. Janecek zeigte nämlich an Sedimentkernen aus dem äquatorialen SE-Atlantik, daß für die letzten 250 000 Jahre der Staubflux von ca. 0°N auf 10°S so drastisch abnimmt, daß bereits hier der Staub nur aus dem Norden stammen und die Staubzufuhr aus der Kalahari und Namib einen nur unbedeutenden Teil ausmachen könne. Die müßte aufgrund der stabilen Paläobreitenlage der ITCZ auch für das Pliozän gelten. Analog führen Ruddiman und Janecek (1989) den terrigenen Sedimenteintrag zu den Sites 662/663 und 664 im südäquatorialen E-Atlantik (Abb. 1) während der letzten 3.7 Mio. J. im wesentlichen auf die Staubfracht des winterlichen NE-Passates zurück.

Die Staubfluxraten der Sites 659 - 661 produzieren somit ein direktes Abbild von den Klimaschwankungen in der Südsahara und Sahelzone. Bei Site 658 dürfte zumindest zeitweise ein stärkeres Klimasignal aus der N-Sahara (sommerliche NE-Passatfracht) mitspielen. Phasen mit dominantem Flußeintrag unterscheiden sich bei Site 658 in ihrer Tonmineralverteilungen nicht vom Staubeintrag und liefern keinen Hinweis auf das Flußeinzugsgebiet. Die Fußregion des Atlas und Antiatlas wäre allerdings während des Pliozäns von 3.6 - 2.6 Mio. J.v.h. aufgrund der extrem niedrigen C/K- und I/K-Verhältnisse als Ursprungsgebiet auszuschließen.

F.3.5. Die langfristige Klimaentwicklung NW-Afrikas

Die Staubfluxkurven von Site 659 und (bei wesentlich schlechterer Auflösung) 660 und 661 deuten während des späten Miozäns von 8 - 4.7 Mio. J.v.h. auf ein zunehmend humides Klima in der Südsahara und Sahelzone. Während des Messins, zwischen 5.5 und 4.7 Mio. J.v.h., erreichte die Humidität dann einen Höhepunkt (Abb. 36), der zeitlich mit der Isolierung und Austrocknung des Mittelmeeres zusammenfällt (Müller und Hsu, 1987). Der humide Klimabereich erstreckte sich während des Messins vermutlich bis in die Nordsahara, da damals auch bei Site 397 der Staubeintrag durch den NE-Passat stark reduziert war (Abb. 34; Stein, 1984).

Ab etwa 4.6 Mio. J.v.h. folgte dann die dramatische Zunahme der Trockenphasen in der Südsahara und Sahelzone, wie bereits beschrieben am drastischen Anstieg in den Staubfluxraten bei Sites 659 - 661 (Abb. 36). Seither waren die Trockenphasen langfristig nahezu konstant intensiv und häufig. Auch Pokras und Ruddiman (1989) schlossen aus dem Vorkommen der Süßwasserdiatomee *Meleosira* in den Staubsedimenten der äquatorialen Sites 662/663 und 664, daß aridere Klimaintervalle die Sahelregion seit mindestens 3.8 Mio. J.v.h. prägten. Die ausgeprägten Ariditätszyklen setzten in der S-Sahara und Sahelzone somit über 1.5 Mio. J. früher ein als bisher angenommen (ca. 3 Mio. J.v.h.; Sarnthein et al., 1982; Suc, 1984; Stein, 1984). Interessanterweise weisen die Tonminerale von Site 653 aus dem Thyrrenischen Meer auch auf eine Aridifizierung des Mittelmeerraums vor 4.6 - 3.4 Mio. J. hin (de Visser und Chamley, 1990).

Obwohl Site 141 in etwa auf der gleichen geographischen Breite wie Site 659 liegt, also im Zentrum des AEJ-Staubtransportes, ist dort die Zunahme im Staubflux vor 4.6 Mio. J. nicht ersichtlich, sondern erst vor 3.1 Mio. J. (Abb. 34). Mögliche Gründe für diese andersartige Staubfluxkurve sind vor allem die schwache zeitliche Auflösung (Abb. 34), die noch weitmaschige und diskontinuierliche Probenentnahme, das Fehlen von Parallelbohrlöchern an Site 141, um Profilverluste an den Kernunterbrechungen zu überbrücken und wohl besonders die großen stratigraphischen Unschärfen vom späten Miozän bis ins frühe Pliozän. So ist bei Site 141 aufgrund einer Kernlücke zwischen 5.4 und 4.6 Mio. J.v.h. das FAD von *C. rugosus* (4.6 Mio. J.v.h.) nur unscharf festzustellen und somit auch die Zeiteinstufung bis zum nächstjüngeren Fixpunkt vor 3.56 Mio. J. (LAD *R. pseudoumbilica*) wahrscheinlich unzuverlässig.

Das äquatornahe Site 366 (5°30'N), dessen Akkumulationsraten sich nur auf Biostratigraphie (Stein, 1984; Backmann und Shackleton, 1983) und auf einen Probenabstand von etwa 100 ka stützen (Abb. 34), zeigt hingegen bereits die ersten Maxima in den Staubakkumu-

lationsraten vor 4.0 Mio. J. Dieser Zeitpunkt liegt schon viel näher dem der frühen Maxima bei Site 659 (Abb. 38) und unterstreicht die frühe Aridifizierung der S-Sahara und Sahelzone im Pliozän.

Erst mit dem frühen Einsetzen einer verstärkten Vereisung der Nordhemisphäre vor 3.1/3.0 Mio. J., wie sie aus den O-Isotopendaten hervorgeht, zeigte sich auch im küstennahen Randbereich der Zentralsahara eine zunehmende Klimaverschlechterung. Vor 3.21/3.07 Mio. J. versiegte erstmals bei Site 658 die Flußfracht, die seit mindestens 3.6 Mio. J.v.h. kontinuierlich zur Sedimentation beitrug (Abb. 38). Etwa zeitgleich, vor ca. 3.2 Mio. J., erfolgte nach Stein (1985, 1986) auch in der Nordsahara eine drastische Zunahme der Ariditätszyklen. Von Festlandprofilen beschreiben Bonnefille (1983, 1985) und Vrba (1985) jedoch erst ab etwa 2.5 Mio. J.v.h. eine Klimaverschlechterung. Sie stützen sich auf Pollen in See- und Flußsedimenten des äthiopischen Hochlands, die mit Hilfe von Aschenlagen datiert sind, sowie auf die Ausbreitung der Antilopen. Es ist eine offene Frage, ob das verspätete Klimasignal am Festland eventuell auf unvollständige Profilbestände zurückgeht. Die Datierung erscheint durch Magneto- und Chronostratigraphie gut gesichert.

Die Staubakkumulationsraten bei Site 659 weisen im Gegensatz zu Site 658 auf weniger extrem-aride Klimazyklen zwischen 3.5 und 2.6 Mio. J.v.h. als zwischen 4.6 und 3.5 Mio. J.v.h. Eine ausgesprochen humide Klimaphase markierte sogar die Südsahara und Sahelzone zwischen 2.8 und 2.7 Mio. J.v.h. (Abb. 36). Ähnlich niedriger Staubeintrag ist bei Sites 660 und 662/663 zu erkennen (Ruddiman und Janecek, 1989). Obwohl die Flußfracht bei Site 658 zum ersten Mal bereits vor etwa 3.1 Mio. J. über eine längere Phase versiegte, dominierten dort bis etwa 2.1 Mio. J.v.h. noch weiterhin langfristige Phasen mit Flußschüttung. Daraus folgt, daß in der nordwestlichen Region der Sahara noch wiederholt humide Klimabedingungen auftraten, die möglicherweise mit den Phasen mit verringerter Staubzufuhr zu den Site 659 - 661 parallel gingen.

Zugleich weisen bei Site 659 allmählich zunehmende Anteile von Montmorillonit auf Kosten von Kaolinit zwischen 3.2 und 2.8 Mio. J.v.h. (Abb. 42) auf veränderte Staubaufnahmegebiete des AEJ, in der Südsahara und Sahelzone. Nach Chamley (1989) geht der Montmorillonit auf abgeschwächte hydrolytische Verwitterung infolge geringerer Niederschläge zurück, wie sie in Caliche-Gebieten typisch ist. Dies sind nach Singer (1984) und Chamley (1989) semiaride Zonen mit strengen saisonalen Gegensätzen zwischen humidem und sehr trockenem Klima und einem Jahresniederschlag von rund 50 - 130 cm/Jahr. Heute ist dieses Klima charakteristisch für den Nordrand der Sahara. Verbreitete Kalklagen zeigen nun, daß im Pliozän solche Verhältnisse weite Teile der Nordsahara bis ca. 25°N beherrschten (Conrad, 1969).

Weitere Einblicke in den Klimawandel im Oberen Pliozän biete eine Vergrößerung der Staubfracht bei Site 397 ab etwa 3.2 Mio. J. (Stein, 1986). Diese Vergrößerung erfolgte auch unter der Staubtrajektorie des AEJ bei Site 658 vor etwa 3.0 Mio. J. (Abb. 38) und bei Site 659 in zwei Stufen und zwar vor ca. 2.9 - 2.6 und vor 1.0 Mio. J. (Abb. 40). Diese Befunde weisen auf zunehmende Transportkraft der Winde über NW-Afrika zwischen 3.2 und 2.6 Mio. J.v.h. hin. Weil Sites 397 und 658 besonders große Anteile der Staubfracht durch den Passat erhalten, läßt sich annehmen, daß vor allem die meridionalen Winde verstärkt wurden, was allgemein zu einer Reduktion der monsonalen Niederschläge, also zu der an den Tonmineralen (Chloritzunahme) auch zu beobachteten Klimaverschlechterung geführt haben mag. Diese Übergangsphase zu ariderem Klima vor 2.9 - 2.6 Mio. J. stimmt zeitlich mit dem Signal der O-Isotopenkurven von Site 658 und 659 in etwa überein, wo nach dem Einsetzen der Nordhemisphärenvereisung vor etwa 3 Mio. J. der erste kaltzeitliche Höhepunkt vor 2.6 Mio. J. im Stadium 110 erreicht wurde. Ein stärker ausgeprägter Temperaturanstieg vom Pol zum Äquator würde vor allem zu einer intensivierten Hadleyzirkulation über NW-Afrika, also zu verstärkten Passatwinden führen. Diese Annahme steht im Einklang mit den von Stein (1984) errechneten höheren Windgeschwindigkeiten des NE-Passates ab 3.2 Mio. J.v.h.

Der stufenförmige Anstieg in den Staubakkumulationsraten bei Sites 662/663 und 664 (Abb. 35) aus dem äquatorialen SE-Atlantik vor 3.0/2.9 und 2.5 Mio. J. ist hingegen nicht in den Staubfluxkurven der Sites 659 - 661 zu beobachten (Abb. 36) und wäre am einfachsten durch eine Verstärkung des winterlichen NE-Passates zu erklären.

Die Intensivierung in der meridionalen Windzirkulation vor 3.2/3.1 Mio. J. spiegelt sich ebenfalls in einem verstärktem Auftriebsgeschehen vor NW-Afrika wieder (vgl. Kap. F.4. und Stein, 1984). Leinen und Heath (1981) und Rea und Janecek (1983) schließen aus der deutlichen Zunahme der Akkumulationsraten von Terrigenmaterial im zentralen Pazifik ebenfalls auf eine drastische Intensivierung der atmosphärischen Zirkulation zu dieser Zeit.

Nach einer Phase mit ausgeprägt ariden Klimazyklen in der S-Sahara und Sahelzone von 2.6 - 1.8 Mio. J.v.h. zeigen die Staubfluxkurven von Sites 659 - 661 erneut ein humides Klimaintervall an der Plio-/Pleistozän-Grenze zwischen 1.8 und 1.5 Mio. J.v.h. Phasen mit Flußeintrag bei Site 658 sind hingegen in diesem Zeitintervall sehr selten. Hohe Seespiegelterrassen am Chad-See, die sich nach Conrad (1969) etwa über einen Zeitraum von 2 Mio. J. bis zur Plio-/Pleistozän-Grenze erstrecken, könnten jedoch auf humidere Klimabedingungen in der Sahelzone hinweisen und die geringen

Staubfluxraten erklären. Die Altersdatierung dieser Terrassen steht allerdings wohl auf schwachen Beinen.

Große Teile der frühpleistozänen Klimageschichte (1.6 - 0.7 Mio. J.) sind wegen Hiaten bei Sites 658, 397, 662/663 und 664 nicht dokumentiert. Die Sites 659 - 661 liefern daher erstmals ein vollständiges und kontinuierliches Profil über die früh-pleistozäne Klimaentwicklung in der Sahelregion. Etwas nach dem Beginn des Pleistozäns vor 1.6 Mio. J. zeichnet sich in den siliziklastischen Akkumulationsraten generell eine zunehmende Klimaverschlechterung in der S-Sahara und Sahelregion ab. Seit der globalen Klimaverschlechterung vor etwa 1 Mio. J., die sich durch verstärkte kaltzeitliche Amplituden der benthischen O-Isotopenkurven dokumentiert (z.B. Site 659 sowie bei Ruddiman et al. 1989; Shackleton und Hall, 1990), dominierten während der letzten 1 Mio. J. im langfristigen Mittel stark aride Klimaverhältnisse sowohl in der S-Sahara und Sahelregion (Abb. 36) als auch in der N-Sahara (Stein, 1984). Zum gleichen Ergebnis kommen Dupont et al. (1989), deren die Pollenprofile von Site 658 von 0.73 Mio. J. bis heute eine langfristig mittlere Südwärtsverlagerung der Sahara/Sahel-Grenze anzeigen. Das gleiche besagen die Befunde vom NW-afrikanischen Kontinent selbst, die eine allmähliche Ausdehnung der Wüsten dieser Region andeuten (Conrad, 1969; Weisrock, 1980). Trotzdem werden die Trockenphasen auch weiterhin durch zahlreiche kurzfristige humidere Klimaabschnitte unterbrochen. Darauf verweisen zum einen die wenige 1000 Jahre langen Phasen mit Flußschüttung bei Site 658 (Abb. 38), zum anderen auch der zum Teil aeolische Eintrag von Süßwasserdiatomeen zum Site 658 (Stabell, 1989).

Die Korngrößendaten von Sites 658 und 659 unter der Flugbahn des AEJ sprechen zugleich für eine deutlich intensivere atmosphärische Zirkulation über NW-Afrika während der letzten 1 Mio. J. (Abb. 38, 40). Dabei nimmt vor allem der meridionale Staubeintrag durch den NE-Passat zu, gekennzeichnet durch einen Anstieg im C/K-Verhältnis bei Site 659 (Abb. 42). Nach Stein (1984) könnte dies auf einen intensivierten sommerlichen NE-Passat zurückgeführt werden, weil der Chlorit mit dem Atlas und Antiatlas ein eindeutig festgelegtes Einzugsgebiet im Norden der Sahara markiert.

Im Vergleich zu Site 659 zeigt sich bei Sites 660 und 661 unterhalb des winterlichen NE-Passates bereits etwas früher, vor etwa 1.4 Mio. J. der Anstieg zu einem höheren bis heute anhaltenden Niveau im Staubflux (Abb. 36). Dieser frühe Anstieg ist möglicherweise auf eine verstärkte meridionale Staubzufuhr zurückzuführen. Umfassende Korngrößenanalysen, die auf eine höhere Windgeschwindigkeit des NE-Passates schließen ließen, stehen noch aus. Außerdem ist dieser Anstieg im Staubflux wegen der nur groben Stratigraphie und der nur schwachen zeitlichen Auflösung bei Sites 660 und

661 noch mit vielen Unsicherheiten behaftet. Da die Akkumulationsraten aus mittleren Sedimentationsraten berechnet wurden, die über größere Zeitabschnitte als konstant angenommen wurden, könnten nämlich die vereinzelt hohen Akkumulationsraten von Terrigenmaterial bei Sites 660 und 661 zwischen 1.2/1.4 und 1 Mio. J.v.h. auch auf extreme Karbonatminima zurückgehen, die nicht auf Staubmaxima sondern auf Maxima der Karbonatlösung beruhen. Erst eine $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie kann hier Klarheit schaffen.

Im Widerspruch zu der allgemeinen Aridifizierung NW-Afrikas während der Brunhes Chron, auf welche der höhere Staubflux bei Sites 659 - 661 und die reduzierte Flußfracht bei Site 658 hinweist, stehen die etwas reduzierten Staubakkumulationsraten der letzten 500 - 800 ka bei Sites 662/663 und 664 aus dem südäquatorialen Ostatlantik (Abb. 35). Sie würden auf ein eher humides Klima in der Sahelregion hinweisen. Eine mögliche Erklärung dafür, böte vielleicht eine veränderte Struktur und Dynamik der winterlichen ITCZ.

F.3.6. Mögliche Steuerungsmechanismen der lang- und kurzfristigen Klimaentwicklung NW-Afrikas

Die langfristige Klimaentwicklung in NW-Afrika zeigt während der letzten 8 Mio. J. keine einfach - kontinuierlich fortschreitende Aridifizierung. Sie ist vielmehr durch abrupte Klimawechsel in beide Richtungen, von humid zu arid und umgekehrt, von arid zu humid, gekennzeichnet (Abb. 36). Außerdem zeichnet sich noch eine differenzierte Klimaentwicklung in der Nordsahara und der Südsahara und Sahelzone ab. Eine simple Steuerung dieser Klimageschichte von NW-Afrika beispielsweise durch die Hebung Tibets im späten Neogen (Abb. 37), die nach Ruddiman et al. (1989c) und Ruddiman und Janecek (1989) eine zunehmende Klimaverschlechterung in NW-Afrika bewirkte (s. Kap. A.1.), ist daher für die letzten 8 Mio. J. auszuschließen.

Die Modellergebnisse von Kutzbach et al. (1989) und Ruddiman und Kutzbach (1989) und deren Interpretation für die Klimaentwicklung von NW-Afrika während der letzten 5 Mio. J. (Ruddiman et al., 1989a, b; Ruddiman und Janecek, 1989) beruhen auf Hebungsdaten für Tibet von mindestens 2 km in den letzten 5-10 Mio. J. Diese Raten stützen sich im wesentlichen auf die Höhenzonierung fossiler Pollenvorkommen (Mercier et al., 1987) und auf Säugetierskelette (Liu und Ding, 1984) aus dem Hochland von Tibet. Diese Berechnungen, die auf einem allgemeinen Temperaturgradienten von $6.5^\circ\text{C}/\text{Höhen-Kilometer}$ beruhen, berücksichtigen jedoch nicht die globale Klimaverschlechterung vom frühen Pliozän bis heute, so daß die Hebungsdaten möglicherweise deutlich überschätzt wurden (Molnar und England,

1990). An Tiefengesteinen aus Südtibet berechneten z.B. Copeland et al. (1987), über die Bildungstemperatur der Feldspäte (^{39}Ar -Freisetzung als Geobarometer), ihr Alter ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Methode) und ihre heutige Höhenlage Hebungsdaten, die nur etwa 300 m für die letzten 9.9 Mio. J. und etwa 600 m von 9.9 - 17 Mio. J.v.h. betragen und zugleich extrem hohe Raten von etwa 1300 m bereits im frühen Miozän für die Zeit von 17 - 20 Mio. J.v.h. Absolute Alter von detritischen K-Feldspäten und Muskoviten von Sites 717 und 718 aus dem Bengal Fan und die Mächtigkeiten des Schutteintrages aus dem Himalaya deuten nach Copeland und Harrison (1990) ebenfalls auf maximale Hebungsdaten Tibets im frühen und mittleren Miozän und auf geringere Raten im Pliozän. Bleibt die Klimawirksamkeit der Hebung Tibets selbst auf NW-Afrika eher unbestritten (Abb. 2g-h, 37), so wäre nach den vorliegenden Staubflux-Daten bei Site 659 auch von den geringen Hebungsdaten für Tibet im späten Neogen auszugehen, so wie sie Molnar und England (1990) und Copeland und Harrison (1990) berechnen. Damit scheidet dieser Faktor für unseren Zeitraum der Klimageschichte praktisch aus.

Die Isolierung und Austrocknung des Mittelmeeres während des Messins zwischen zwischen 5.5 und 4.8 Mio. J.v.h. und der anschließende Wechsel von ästuariner zu antiästuariner Zirkulation vor ca 4.7 Mio. J. (Hsü et al., 1973; Adams et al., 1977; Hodell et al., 1986, 1989; McKenzie, 1990) sind weitere mögliche Einflußfaktoren für die atmosphärische Zirkulation und den Wasserhaushalt Nordafrikas oder aber ihr Ausdruck. Die Austrocknung des Mittelmeeres und ihre Rückwirkung auf die atmosphärische Zirkulation über Nordafrika wurde bisher mit keinem numerischen Zirkulationsmodell simuliert. Es liegen daher keine Anhaltspunkte darüber vor, ob die humiden Bedingungen in Nordafrika zu jener Zeit (Abb. 36) eine Folge von weiter südlich ostwärts ziehenden Tiefdruckgebieten sein könnten oder eher aus einem weiteren Vordringen des SW-Monsuns nach Norden resultierten. Nach McKenzie (1990) erfolgte der Umschlag von ästuariner zu antiästuariner Zirkulation im Mittelmeer vor etwa 4.7 Mio. J. Die große Klimawende in der S-Sahara und Sahelzone, die im Pliozän erstmals vor etwa 4.6 Mio. J. zu extremen Trockenphasen überleitete, begleitete also direkt den Zirkulationsumschlag im Mittelmeer. Ursache und Wirkung sind dabei derzeit noch nicht klar zu unterscheiden.

Mit dem Wiedereinsetzen des salzreichen Mittelmeerauströmes nach der messinischen "Salinitätskrise" vor 4.7 Mio. J. kam es vermutlich auch zu einer verstärkten thermohalinen Zirkulation im Atlantik (Johnson, 1983). Als Folge davon entstanden eventuell unterhalb von 2000 m Wassertiefe die Hiaten am Rio Grande Rücken und auf dem Algalhas Plateau (Tucholke und Carpenter, 1977). Vermutlich gehen auch die gleichzeitigen Schichtlücken bei Sites 657, 659, 660 und 661 im obersten Miozän darauf zurück, die genau vor ca.

5.0/4.6 Mio. J. endeten. Man könnte sie als Folge des anfänglichen Erosionsstoßes durch das neugebildete NADW vor 4.7 - 4.6 Mio. J. auffassen. Mit einer verstärkten thermohalinen Zirkulation im Atlantik wäre nach den Modellberechnungen von Manabe und Stouffer (1988) im übrigen eine nördliche Ausdehnung des tropischen Regengebietes in NW-Afrika zu erwarten (s. Kap. A.1., Abb. 2j). Die Staubfluxraten bei Sites 659 - 661 weisen jedoch gerade entgegengesetzt auf eine zunehmende Aridifizierung der Sahelzone.

Die drastische Klimaverschlechterung in der S-Sahara und Sahelzone vor etwa 4.6 Mio. J. könnte schließlich auch durch Klimatelemente hoher Breiten angefacht worden sein. Neueste Untersuchungen von Kennett und Barker (1990) zeigen nämlich an der Wende Miozän-Pliozän, also vor etwa 4.8 Mio. J., einen ersten massiven Vorstoß von Eisdriftschutt bis zum Site 690 auf der Maud Kuppe (Abb. 47). Entgegen dem bisherigen Modell einer frühpliozänen Erwärmung in der Antarktis (Ciesielski et al., 1982; Kennett, 1986; Hodell und Kennett, 1986) deutete dieser Befund eher auf eine weitere Ausdehnung der südpolaren Eismassen. Bereits Keany (1978) schloß aus subantarktischen Radiolarienvergesellschaftungen vor der E-Antarktis auf einen globalen Klimaschwung vor ca. 4.6 Mio. J., der sich in einem Wechsel von wärmeren zu kälteren subpolaren Wasseroberflächentemperaturen ausprägte und möglicherweise auf ein frühpliozänes Anwachsen antarktischer Eismassen zurückginge. Dieses kältere Intervall endet vor etwa 3.7 Mio. J. (Keany, 1978) und deckt sich voll mit der dramatischen Zunahme der Trockenphasen in der S-Sahara und Sahelzone vor 4.6 bis 3.6 Mio. J.v.h. (Abb. 36). Dieser Zusammenhang zwischen der Vereisungsgeschichte der Antarktis und der Klimaentwicklung in der Sahelzone während des frühen Pliozäns ist

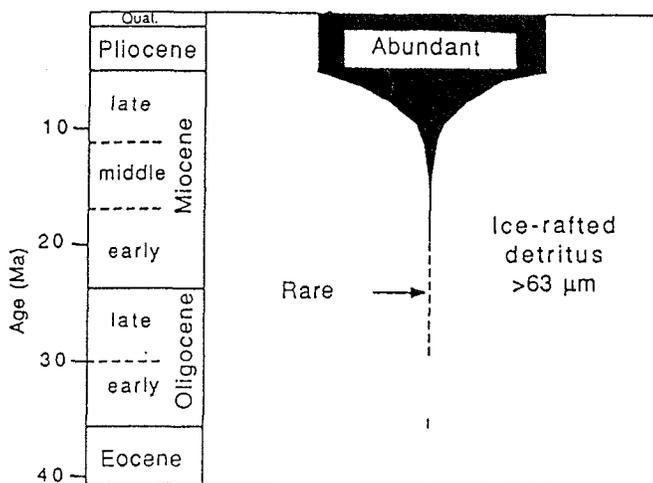


Abb. 47. Massives Auftreten von Eisdriftschutt seit etwa 4.8 Mio. J. bei Site 690 auf der Maud Kuppe (aus Kennett und Barker, 1990).

dennoch aufgrund der vieldeutigen Aussagen zum frühpliozänen Eishaushalt der Antarktis unsicher (s. Tab. 1).

Abelmann et al. (1990) z.B. schließen hingegen aufgrund von Diatomeenvergesellschaftungen gerade auf eine Erwärmung vor 5.0 - ca. 4.2 Mio. J. Eine signifikante Abkühlung der Nordhemisphäre im Unteren Pliozän erfolgte nach Wolf und Thiede (in Druck) ebenfalls erst vor 4.2/3.9 Mio. J., angezeigt durch eine drastische Zunahme von Eisdriftmaterial bei Sites 643, 642 und 646 aus der Labrador- und norwegischen See. Ein steilerer Temperaturanstieg Pol- Äquator könnte damals zu einem intensiveren NE-Passat geführt haben. Tatsächlich weist eine kurze Phase mit extremen Maxima in den I/K- und C/K-Verhältnissen bei Site 659 vor ca. 4.1 - 4.2 Mio. J. erstmals im frühen Pliozän auf einen verstärkten Staubeintrag durch den NE-Passat hin (Abb. 42). Im Übrigen deckt sich diese Phase gerade mit Intervallen einer extrem geringen Tiefwasserdurchlüftung im Atlantik (Abb. 20b), wie sie z.B. für quartäre Kaltzeiten typisch sind. Im Gesamtverlauf der Staubflux-Geschichte ist dies allerdings nur eine kurze, untergeordnete Phase.

Ab etwa 3.1 Mio. J.v.h. wird offenbar die langfristige Klimaentwicklung in Nordafrika zunehmend durch Klimatelemente hoher Breiten gesteuert. Das Einsetzen der Nordhemisphärenvereisung vor etwa 3.1 - 2.9 Mio. J. mit einem ersten Höhepunkt vor 2.6 Mio. J. und einer nochmaligen Abkühlung der nordpolaren Gebiete vor etwa 1 Mio. J. führte jeweils zu einem markanten Aridifizierungsschub in der Nordsahara und Sahel, verbunden mit einer Intensivierung wohl überwiegend der meridionalen atmosphärischen Zirkulation (NE-Passat). Die Kurven der staubtransportierten Silt- und Tonanteile bei Site 659 (Abb. 40) zeichnen die schrittweise Klimaverschlechterung in der Sahelregion und Südsahara am deutlichsten nach.

Erste Zeitserienanalysen an den Staubakkumulationsraten von Site 659 (Tiedemann et al., 1989) waren für die letzten 500 ka möglich, weil die zeitliche Auflösung der Probedichte hinreichend war. Die Ergebnisse weisen darauf hin, daß die kurzfristigen Fluktuationen im Staubflux während der letzten 500 ka von dem 23/19-ka-Zyklus der Präzession und einem 125 ka-Zyklus (Präzession und Exzentrizität) dominiert werden. Somit gingen die Sahel-Dürrephasen in diesem Zeitraum wohl primär auf eine direkte Klimasteuerung durch die Insolation in niederen Breiten zurück (Abb. 48). Der 43-ka-Zyklus (wohl ein unscharfer 41-ka-Zyklus) war hingegen wenig signifikant und somit auch der Einfluß aus Klimatelementen hoher Breiten.

Die sommerlichen Wasseroberflächentemperaturen im Golf von Guinea werden nach Pflaumann et al. (1989) und McIntyre et al. (1989) ebenfalls vom Präzessionszyklus dominiert. Nach einem Modell von (Tetzlaff et al., 1989) wären Paläo-Temperaturschwankungen im

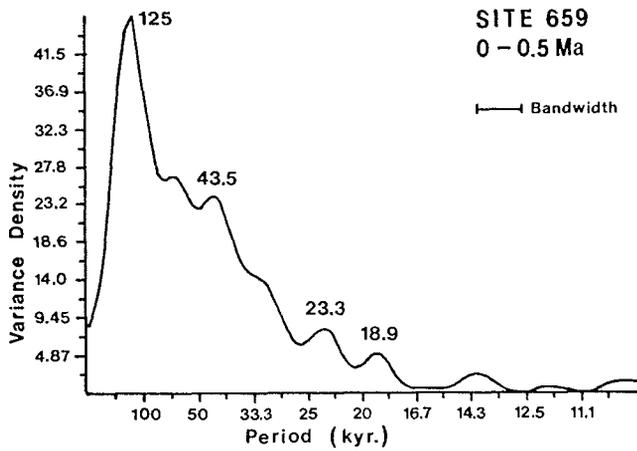


Abb. 48. Frequenzspektrum berechnet für Staubfluxraten von Site 659, 0 - 0.5 Mio. J., als Anzeiger für Trockenphasen in der S-Sahara und Sahelzone. Zahlen kennzeichnen die Perioden der Milancovitch-Frequenzen

Golf von Guinea ein Hinweis auf das dortige Paläoverdunstungspotential und damit auf den monsunalen Feuchtigkeitseintrag in die Sahelzone. Wenn das Aphelion im Südwinter erscheint, führt die Abkühlung der Südhemisphäre nach McIntyre et al. (1989) zu kälteren Wasseroberflächentemperaturen im äquatorialen Ostatlantik und zu einem abgeschwächten SW-Monsun. Beides, ein schwächerer SW-Monsun und niedrigere Verdunstungsraten in Kaltstadien könnten somit entscheidend die Trockenphasen der Sahelzone während der letzten 500 ka mitbestimmt haben.

F.4. KARBONAT, BIOGENOPAL UND ORGANISCHER KOHLENSTOFF

F.4.1. Kenntnisstand und Fragen

Um den Beitrag der Steuerung der wechselnden CO₂-Gehalte in der Atmosphäre durch die Produktivität des Ozeans abschätzen zu können, sind Kenntnisse zur Paläo-Exportproduktion in den wichtigen Hochproduktionssystemen des Ozeans notwendig. Die ganzjährige Hochproduktionszelle vor Kap Blanc zählt zu den größten Hochproduktionszonen am Kontinentalrand in niederen Breiten, Zonen, die nach Koblentz-Mishke et al. (1970), Walsh (1982) und Berger und Keir (1984) den Kohlenstofftransfer in den tiefen Ozean weitgehend dominieren. Dieser Transfer bildet eine wesentliche Randbedingung zum Verständnis sowie zur Durchführung biochemischer Zirkulationsmodelle des Ozeans (z.B. Manabe und Broccoli, 1987; Heinze et al., 1990).

Von besonderem Interesse für die vorliegende Studie sind daher das Ausmaß und die zeitlichen Variationen in der Produktion von mariner Biomasse vor Kap Blanc. Die hochauflösenden Zeitreihen der rekonstruierten Exportproduktion bei Site 658 geben detaillierte Hinweise zur Produktionsgeschichte vor 3.6 - 1.56 Mio. J. und für die letzten 730 ka. Erste gröbere Abschätzungen dazu publizierten Stein et al. (1989), die damals allerdings noch nicht die nötigen genauen chronostratigraphischen Grundlagen zur Verfügung hatten, auch nicht die jetzige zeitliche Auflösung der Datenserie.

Von grundlegender Bedeutung für die Rekonstruktion der Paläoproduktivität ist folgende Frage: Welchen Anteil haben einerseits die marine Zufuhr und andererseits der terrestrische, also äolische und fluviale Eintrag von Opal und C_{org} zum Site 658. Gerade die quantitative Unterscheidung zwischen marinem und terrestrischem Kohlenstoff ist eine wesentliche Voraussetzung für die Berechnung der marinen Exportproduktion nach Sarnthein und Winn (1990).

Stein et al. (1989) unterschieden den terrestrischen und marinen Anteil am organischen Kohlenstoff (TOC) bei Site 658 nach dem H/C-Index (Rock-Eval-Verfahren), Westerhausen (1991) nach dem $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis der organischen Substanz, und kamen dabei zu unterschiedlichen Ergebnissen.

Nach Westerhausens (in prep.) $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Mischreihe läge der vollmarine $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Endwert von rezenten küstenfernen Oberflächensedimenten aus dem äquatorialen E-Atlantik bei etwa -18.6 ‰ und der marine organische Kohlenstoffanteil in den Sedimenten bei Site 658 während der letzten 730 ka meist über 90 % (Abb. 50; Westerhausen, in prep.). Nur in Ausnahmefällen, in denen auch andere Proxydaten wie Opalflux und Korngrößen kurzfristig massive Flußzufuhr anzeigen, sanken die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Werte auf -20 bis -21 ‰ und damit

der marine Kohlenstoffanteil auf 70 - 85 %. Nähme man als Endglied für den marinen Kohlenstoff einen noch geringeren $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Wert von etwa -19 oder -20 ‰ an, so lägen die terrestrischen organischen Kohlenstoffanteile entsprechend niedriger.

Nach den Ergebnissen der Rock-Eval-Pyrolyse (Stein et al., 1989) war hingegen der Anteil von mariner organischer Substanz bei Site 658 deutlich geringer und schwankte zwischen 40 und 80 % des TOC. Die Schwankungen der Rock-Eval-Ergebnisse korrelieren dabei nicht einmal mit den $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Variationen bei Site 658.

Nach Katz (1983) ist der Meßfehler der Rock-Eval-Pyrolyse besonders hoch, wenn die TOC-Gehalte (0.5 - 4 %) und Karbonatgehalte stark schwanken, beides typisch für Sedimente bei Site 658. Letztendlich führten geringe C_{org}- und hohe Karbonatgehalte zu einer Überbewertung des terrestrischen Kohlenstoffanteils. Aus diesen Gründen erscheint die $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Methode zur Bestimmung der terrestrischen und marinen Anteile des TOC verlässlicher.

Einfacher ist die Frage des terrigenen Eintrages beim Opal zu lösen. Nach Stabell (1989) ist bei Site 658 der Anteil von Süßwasserdiatomeen etwa um den Faktor 100 geringer als jener der marinen Diatomeen, so daß der Opaleintrag als Ganzes auf die marine Phytoplanktonproduktion zurückgeführt werden kann (Abb. 49).

Vor allem stellt sich aber die Frage nach den Ursachen, welche die Schwankungen in der Paläoproduktivität bei Site 658 bestimmten. Eine erhöhte Paläoproduktivität könnte vor allem von folgenden Faktoren angefacht werden:

1. Fluviale Zufuhr von Nährstoffen während humider Klimaphasen in NW-Afrika.
2. Intensiver, nährstoffreicher Küstenauftrieb aufgrund verstärkter NE-Passatwinde, vor allem während der Kaltzeiten ab etwa 3.0 Mio. J.v.h.
3. Höhere Nährstoffgehalte im SACW oder NACW, deren Mischwasser heute die Quelle der Auftriebswässer vor Kap Blanc bildet (Kap. B.3.).
4. Während der Kaltzeit-Terminationen könnte schließlich der Meeresspiegelanstieg durch Erosion von Schelfsedimenten eine erhöhte Verfügbarkeit von Nährstoffen bewirken.

Einen weiteren zentralen Fragenkreis beleuchten die Schwankungen im Karbonatgehalt bei den Tiefwasser-Sites 659 - 661. Sie geben Auskunft über die langfristigen Veränderungen in der Paläotiefenlage der CCD im äquatorialen Ostatlantik während des Pliozäns und Pleistozäns, vor allem in Verbindung mit den Fluktuationen des (epibenthischen) $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisses des

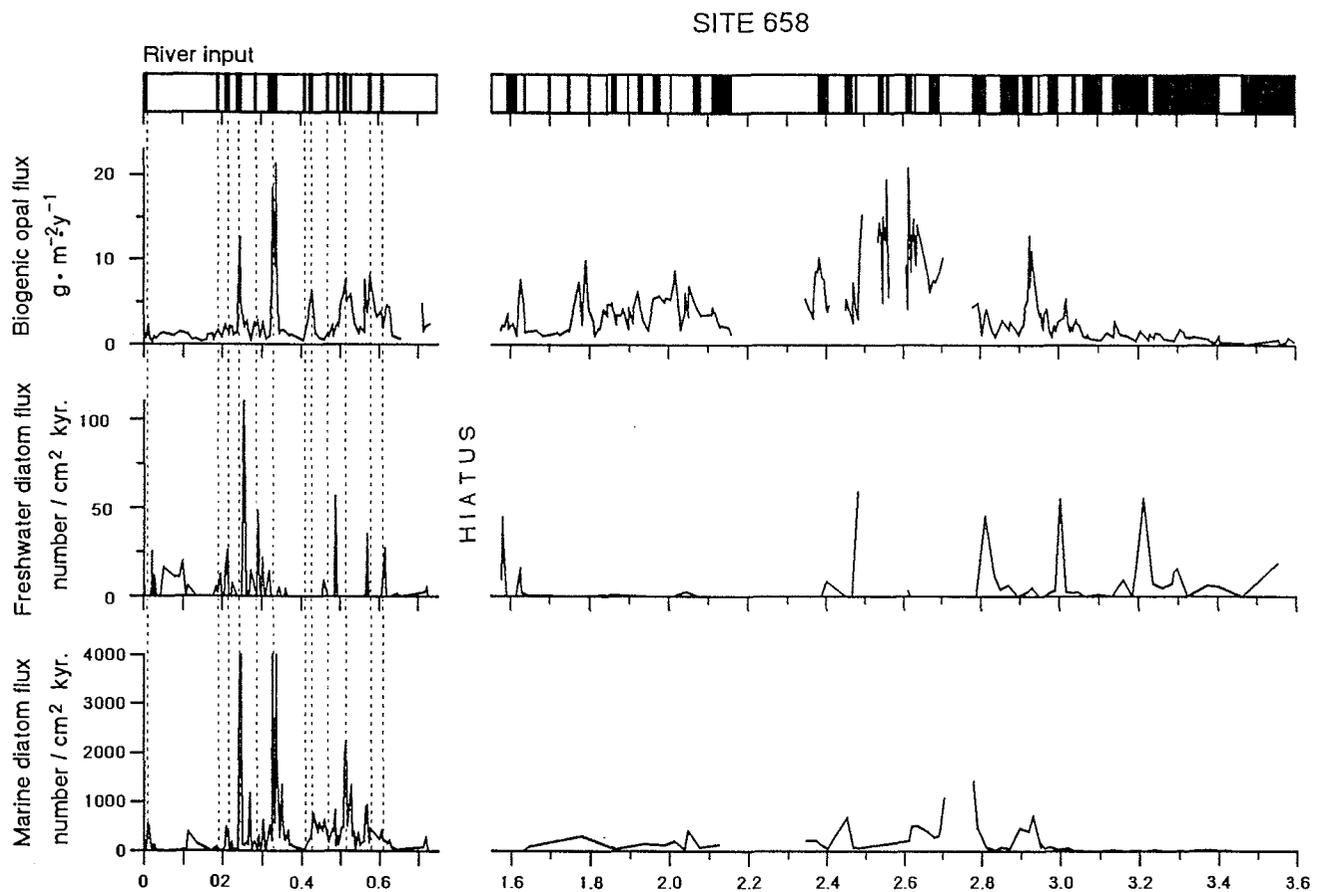


Abb. 49. Akkumulationsraten von Biogenopal, marinen Diatomeen und Süßwasserdiatomeen bei Site 658 vor 0 - 0.73 Mio. J. und vor 1.56 - 3.6 Mio. J., Diatomeendaten wurden freundlicherweise von Dr. B. Stabell zur Verfügung gestellt. Oberer Balken kennzeichnet Zeitintervalle mit Flußschüttung (schwarz) und Staubeintrag ohne Flußschüttung (weiß).

Tiefenwassers. Da die Tiefenwasserzirkulation unterhalb von 4000 m Wassertiefe heute von relativ CO_2 -reichem und somit kalkaggressivem Antarktischem Bodenwasser beherrscht wird, geben die Variationen in der Karbonatlösung, in Verbindung mit epibenthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen, außerdem Hinweise auf den Durchlüftungsgrad des Bodenwassers bei Site 660 und 661, aber auch über den örtlichen Flux an organischem Kohlenstoff aus der Oberflächenproduktivität. Auch hier sollen die Rückbezüge und Telekonnektionen zur Geschichte der polaren Eisschilde, wie sie aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven rekonstruiert wurden, genauer erschlossen werden.

F.4.2. Ergebnisse

Die Opalgehalte der karbonatfreien Siltfraction 2 - 63 μm schwanken bei Site 658 zwischen 0 und 75 % (Abb. 50, Tab. A-4) und liegen bei Site 659 allgemein nahe Null. Geringere Opalgehalte unter 10 % kennzeichnen bei Site 658 das Obere Pliozän vor 3.6 - 3.02 Mio. J.

Etwa parallel mit dem dortigen Versiegen der permanenten Flußfracht und einem intensivierten NE-Passat (Kap. F.3.) stieg die Schwankungsbreite der Opalgehalte vor 3.02 - 2.49 Mio. J. drastisch auf 4 - 75 %. Die extremen Maxima von über 50 % Opal vor etwa 2.93, 2.62, 2.53 und 2.49 Mio. J. kennzeichnen allerdings Warmstadien mit Flußeintrag. Von 2.48 - 1.56 Mio. J.v.h. betrug die Opalgehalte wieder selten mehr als 35 % (Abb. 50). Auch hier waren die Opalmaxima an Warmzeiten gebunden. Zwischen 2.02 und 1.56 Mio. J. fielen sie jedoch nicht mehr in Phasen mit Flußschüttung.

Während der Brunhes Chron lagen die Opalwerte bei Site 658 meist unter 12 % (Abb. 50). Nur kurzfristig überschritten extreme Maxima von 25 - 70 % Opal diese Niveau in Abständen von etwa 100 ka zwischen 0.73 und 0.24 Mio. J.v.h. Jene Maxima fallen in die frühen Warmstadien 15.3, 13.1/13.3, 9.3 und 7.5 sowie in den Anstieg von Stadium 12.2 zu Warmstadium 11.3. Ein weiteres Maximum von etwa 17 % Opal erschien im Warmstadium 8.5, keines jedoch mehr in den Warmstadien 5.5 und 1.1. Diese extremen und kurzen Opal-

maxima beschränkten sich gänzlich auf Phasen mit Flußfracht zum Site 658, mit einer einzigen Ausnahme bei Stadium 15.3 vor etwa 570 ka. Die niedrigen Opalgehalte von 4 - 8 % im Holozän wurden auch von Koopmann (1981) vor Kap Blanc, aber auch unmittelbar vor der Senegalmündung ermittelt, entsprechen also den derzeitigen Produktivitätsverhältnissen unter beiderlei Bedingungen.

Generell spiegelt der Kurvenverlauf der Akkumulationsraten von Opal die Schwankungen der Prozentwerte wieder (Abb. 50). Während des späten Pliozäns, vor 3.6 - 3.05 Mio. J., lagen die Opal-Akkumulationsraten unter $2 \text{ g}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$. Von 3.02 - 2.47 Mio. J. schwankten die Raten dann deutlich höher zwischen 1 und $22 \text{ g}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$. Im späteren Pliozän vor 2.45 - 1.56 Mio. J. sanken die Opal-Akkumulationsraten wieder unter $11 \text{ g}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$. Während der letzten 730 ka heben sich die kurzfristigen, nur 3 - 12 ka anhaltenden Opalmaxima von $6 - 22 \text{ g}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$ deutlich von dem sonst niedrigen Niveau von etwa $2 \text{ g}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$ ab. Vor 4000 Jahren betrug die Opalakkumulationsrate etwa $1 \text{ g}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$. Ähnlich geringe Werte von maximal $0.6 \text{ g}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$ berechnete Koopmann (1981) an rezenten Oberflächensedimenten vor Kap Blanc.

Starke Fluktuationen von 0.4 - 4.2 % kennzeichnen die organischen Kohlenstoffgehalte in den Sedimenten bei Site 658 (Abb. 50, Tab. A-4). Im Oberen Pliozän lagen die TOC-Gehalte im Mittel bei 2.2 %, während der letzten 0.73 Mio. J. hingegen nur bei durchschnittlich 1.5 %.

Hohe TOC-Akkumulationsraten von $2 - 6 \text{ g}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$ dominierten zwischen 3.6 und 3.15 Mio. J.v.h., im Gegensatz zu den damals extrem geringen Opal-Fluxraten (Abb. 50). Vor 3.15 - 2.78 Mio. J. schwankten die TOC-Akkumulationsraten meist nur zwischen 2 und $4 \text{ g}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$. Vor 2.7 - 2.35 Mio. J. erreichten die Raten nochmals höhere Werte von $2 - 6 \text{ g}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$, unterbrochen durch ein auffälliges Minimum von etwa 40 ka Dauer. Es liegt zentriert bei etwa 2.45 Mio. J.v.h., im Warmstadium 101 - 103. Von 2.2 - 1.56 Mio. J.v.h. und während der Brunhes Chron schwankten die TOC-Akkumulationsraten meist nur zwischen 1 und $4 \text{ g}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$. Bei Site 659 sind die TOC-Konzentrationen und Akkumulationsraten durchwegs niedrig mit 0.05 - 0.4 % und $0.02 - 0.1 \text{ g}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$.

Die TOC-Akkumulationsraten bei Site 658 werden in erster Näherung von langfristigen Zyklen mit einer Periode von ca. 400 ka überlagert (Abb. 50). Nur vor 2.7 - 1.56 Mio. J. verliefen die Akkumulationsraten von TOC und Opal einigermaßen parallel (Abb. 50). Maxima in den TOC-Akkumulationsraten fallen so wie die der Konzentrationen meist in Warmzeiten und in humide Kaltstadien mit Flußzufuhr.

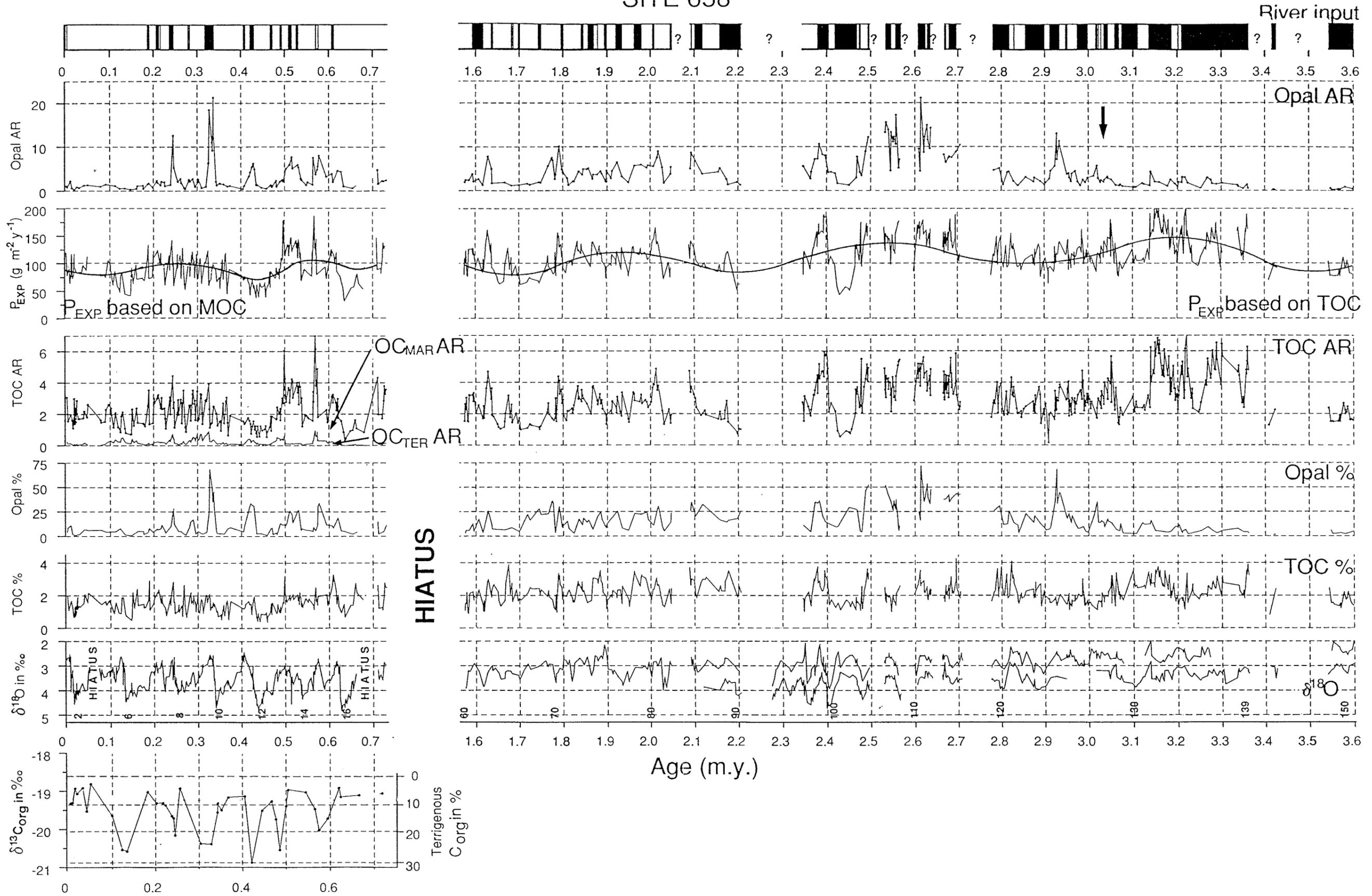
Für die letzten 730 ka wurden die terrestrischen und marinen Anteile des TOC (Westerhausen, 1991) für die untersuchten Probenbereiche linear interpoliert, um die TOC-Gehalte in terrestrische und marine organische Kohlenstoffgehalte umzurechnen und schließlich deren Akkumulationsraten zu bestimmen ($OC_{\text{TER}} \text{AR}$ und $OC_{\text{MAR}} \text{AR}$, s. Abb. 50). Während der letzten 730 ka lagen die $OC_{\text{TER}} \text{AR}$ meist deutlich unter $0.2 \text{ g}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$. Das sind etwa 15 % der TOC-Akkumulationsraten. Während der Warmstadien oder zu ihrem Beginn stiegen die $OC_{\text{TER}} \text{AR}$ kurzfristig bis über $0.8 \text{ g}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$. Die marinen C_{org} -Gehalte dienten als Eingangswert für die Berechnung der Exportproduktion nach Sarnthein und Winn (1990). Für das Zeitintervall 3.6 - 1.56 Mio. J.v.h. wurde die Exportproduktion anhand der TOC Daten ermittelt, also einschließlich eines terrestrischen C_{org} -Anteils.

Insgesamt schwankten die Raten der Exportproduktion (P_{EXP}) bei Site 658 zwischen 50 und $200 \text{ g} \text{C}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$ (Abb. 50, Tab. A-4). Vor 3.6 - 1.56 Mio. J. lagen die Raten bis auf wenige Ausnahmen meist deutlich über $75 \text{ g} \text{C}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$. Vor allem das Zeitintervall von 3.6 - 2.35 Mio. J.v.h. wird durch langfristige Maxima gekennzeichnet, die bis $200 \text{ g} \text{C}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$ reichen. Vor 2.2 - 1.56 Mio. J. überschreiten die Maxima der Exportproduktion hingegen nur selten $125 - 150 \text{ g} \text{C}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$. Während der Brunhes Chron lagen die Raten der Exportproduktion meist nur zwischen 50 und $125 \text{ g} \text{C}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$, also etwas geringer als während des Pliozäns. Diese Reduktion ist wahrscheinlich nicht auf den Abzug der OC_{TER} -Gehalte bei der Berechnung der Exportproduktion während der Brunhes Chron zurückzuführen.

Wie die Kurve der TOC-Akkumulationsraten zeigt die Kurve der Exportproduktion zeigt, da sie auf den gleichen Eingangsdaten beruht, wie die Kurve der TOC-Akkumulationsraten langfristige Zyklen mit einer Periode von ca. 400 ka (Abb. 50), deren exakter

Abb. 50. Hinweise auf die küstennahe Paläoproduktivität bei Site 658 während der letzten 0.73 Mio. J. und vor 1.56 - 3.6 Mio. J.; Anteile von Biogenopal in der siliziklastischen Fraktion $2 - 63 \mu\text{m}$, organischem Gesamt-Kohlenstoff (TOC) und Akkumulationsraten (AR. in $\text{g}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$); Berechnung der Akkumulationsraten von terrigenem und marinem organischem Kohlenstoff ($OC_{\text{TER}} \text{AR}$, $OC_{\text{MAR}} \text{AR}$) von 0 - 730 ka basieren auf der $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -Kurve (Westerhausen, in prep). Berechnung der Exportproduktion (P_{EXP} ; nach Sarnthein und Winn, 1990) basiert auf Akkumulationsraten von marinem organischem Kohlenstoff von 0-0.73 Mio. J.v.h., auf TOC-Akkumulationsraten von 1.56 - 3.6 Mio. J.v.h. Oberer Balken kennzeichnet Zeitintervalle mit Flußschüttung (schwarz) und Staubeintrag ohne Flußschüttung (weiß); $\delta^{18}\text{O}$ -Klimakurve. →

SITE 658



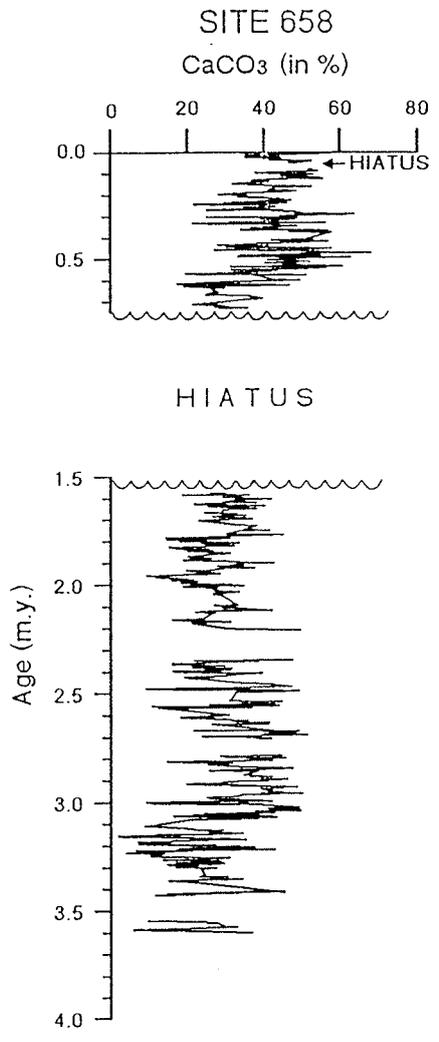


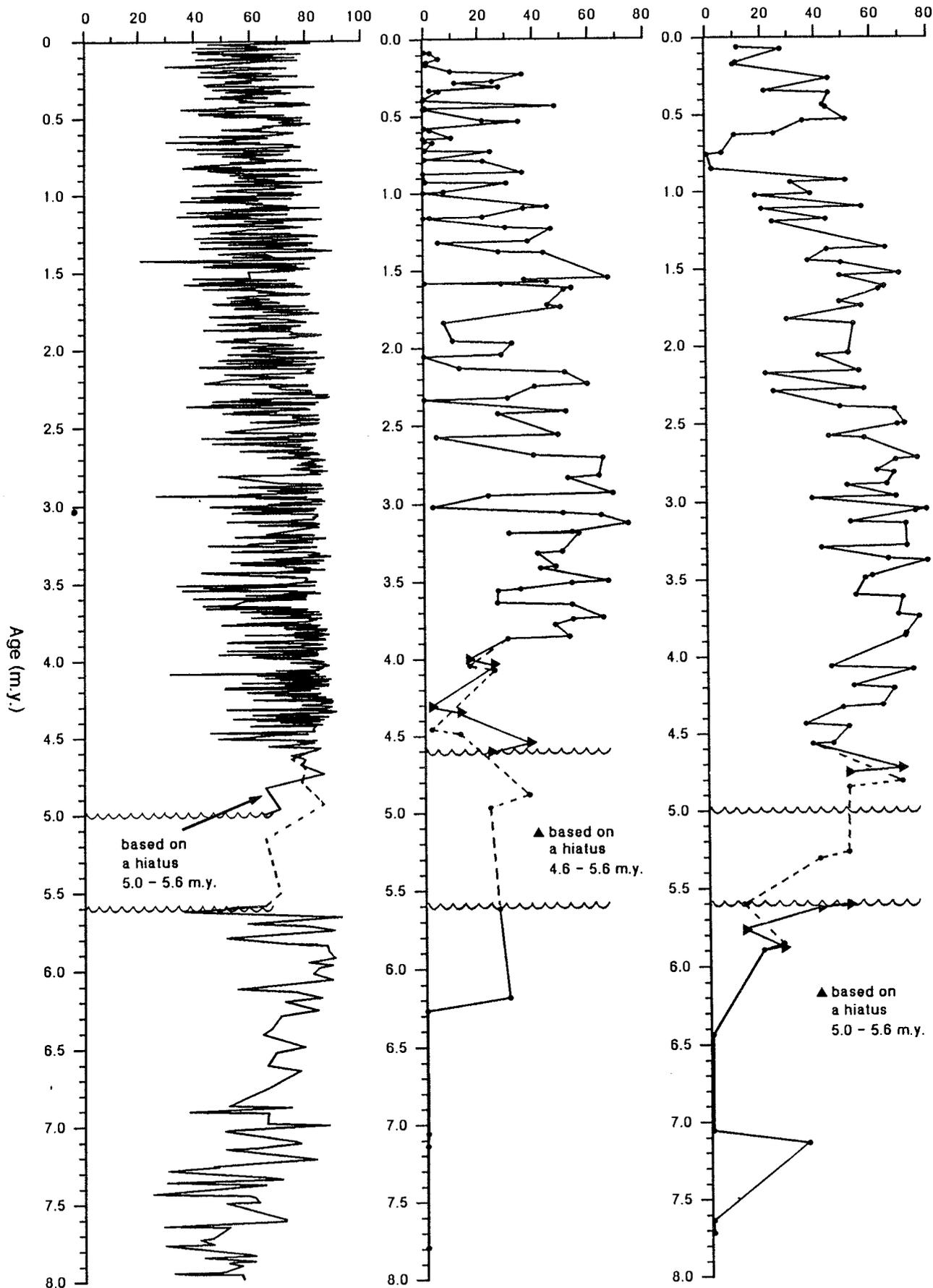
Abb. 51. Karbonatgehalte bei Sites 658 - 661 während der letzten 8 Mio. J.v.h. Die Annahme von Hiatusen bei Sites 659, 661 (5 - 5.6 Mio. J.) und Site 660 (4.6 - 5.6 Mio. J.) führt bei Proben im Hangenden und Liegenden zu einer veränderten Alterszuweisung, gekennzeichnet durch Dreiecke bzw. durchgezogene Linien (vgl. Kapitel D.2., D.3., D.4.; Tab. 7-9).

SITE 659

SITE 660

SITE 661

CaCO₃ (in %)



Nachweis allerdings noch einer Frequenzanalyse bedarf.

Die kurzfristigen Maxima der Exportproduktions-Raten fallen, so wie die der TOC-Akkumulationsraten, meist in Warmstadien oder in humide Kaltstadien mit Flußschüttung zum Site 658. Extreme Minima kennzeichnen hingegen mit wenigen Ausnahmen Kaltstadien.

Bei Site 659 lassen sich im Durchschnitt äußerst niedrige P_{EXP} -Raten von 20 bis 50 $g\ C^*m^{-2}J^{-1}$ errechnen (Stein et al., 1989).

Die Karbonatgehalte waren bei Site 658 mit 5 - 35 % vor 3.6 - 3.07 Mio. J. auffallend gering (Abb. 51, Tab. A-4)). Danach, vor 3.05 - 1.75 Mio. J., stiegen die Karbonatgehalte auf etwa 12 - 50 %. Von 1.75 - 1.56 Mio. J.v.h. und während der Brunhes Chron schwankten die Werte dann auf einem nochmals höheren Niveau, zwischen 25 und 70 %. Während der letzten 730 ka folgten die Fluktuationen der Karbonatgehalte, so wie die der C_{org} -Gehalte, einer übergeordneten 400 ka- Periode, jedoch mit entgegengesetztem Sinn.

Während des mittleren Pliozäns von 3.6 - 3.23 Mio. J. betrug die Schwankungsbreite der Karbonat-Akkumulationsraten bei Site 658 etwa 5 - 60 $g^*m^{-2}J^{-1}$ (Abb. 52). In diesem Zeitabschnitt deutet das fast vollständige Fehlen von Planktonforaminiferen in der Grobfraction $> 63\ \mu m$ auf starke Karbonatlösung. Ausgeprägte Fluktuationen in den Karbonat-Akkumulationsraten von 2 - 110 $g^*m^{-2}J^{-1}$ waren typisch für den Zeitabschnitt von 3.23 - 2.35 Mio. J.v.h. Von 2.2 - 1.56 Mio. J.v.h. sank die Schwankungsbreite auf 10 - 60 $g^*m^{-2}J^{-1}$, d.h. auf etwa die Hälfte. Hohe Karbonat-Akkumulationsraten zwischen etwa 40 und 120 $g^*m^{-2}J^{-1}$ kennzeichnen schließlich die Brunhes Chron, abgesehen von einem Minimum vor etwa 650 ka (Abb. 52).

Bei Site 659 (3070 m Wassertiefe) schwankten die Karbonatgehalte während der letzten 8 Mio. J. von 20 - 90 % (Abb. 51, Tab. B-2). Im Oberen Miozän, von 8 - 5.6 Mio. J.v.h., stiegen die Karbonatgehalte im Mittel von etwa 40 % auf 70 % an. Ab 4.3 Mio. J.v.h. sank der mittlere Karbonatgehalt dann allmählich bis heute auf etwa 60 %.

Die Karbonat-Akkumulationsraten bei Site 659 nehmen hingegen einen anderen Verlauf (Abb. 52). Geringe Karbonat-Akkumulationsraten von 3 - 15 $g^*m^{-2}J^{-1}$ kennzeichneten das Miozän und den Beginn des Pliozäns mit einem markanten Minimum im Anschluß an das Messin, vor 5.0 - 4.6 Mio. J. Vor 4.6 Mio. J. stiegen die Akkumulationsraten drastisch von etwa 3 auf 40 $g^*m^{-2}J^{-1}$ an und schwankten dann zwischen ca. 20 und 40 $g^*m^{-2}J^{-1}$ bis ca. 3.6 Mio. J.v.h. Von 3.6 - 2.7 Mio. J.v.h. lagen die Karbonat-Akkumulationsraten wieder niedriger, zwischen 10 und 25 $g^*m^{-2}J^{-1}$. Mit den ersten extremen $\delta^{18}O$ -Kaltstadien im mittleren Pliozän (Abb. 52) vor 2.7 - 2.0 Mio. J. verdoppelte sich die Schwankungsbreite auf 10 bis 45 $g^*m^{-2}J^{-1}$. Geringere

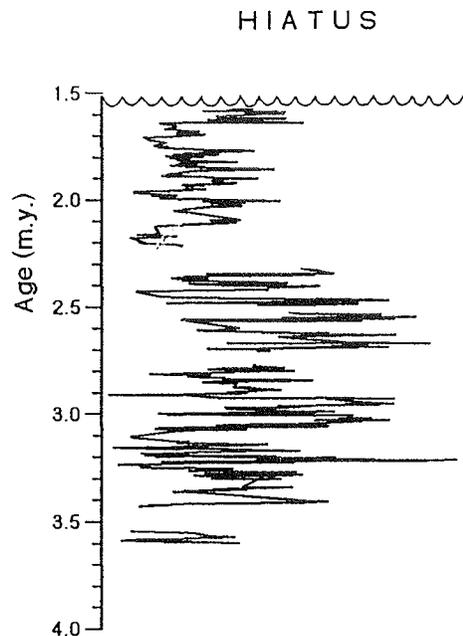
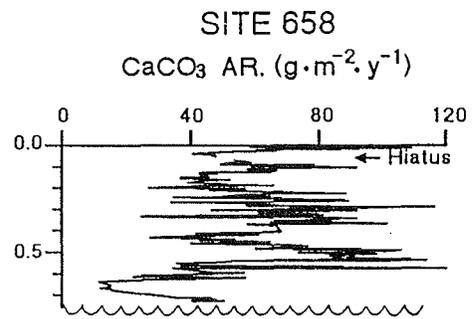


Abb. 52. Karbonat-Akkumulationsraten (AR) bei Sites 658 - 661 während der letzten 8 Mio. J. Veränderte Karbonat-Akkumulationsraten bei Annahme von Hiatusen bei Sites 659, 661 (5.0 - 5.6 Mio. J.) und 660 (4.6 - 5.6 Mio. J.) sind durch Dreiecke bzw. durchgezogene Linien gekennzeichnet (vgl. Kapitel D.2., D.3., D.4.; Tab. 7-9).

Raten und Schwankungsbreiten von 8 - 25 % herrschten vor 2 - 1 Mio. J. Etwa mit dem Beginn der ausgeprägten Eiszeitzyklen im Altquartär, vor ca. 1 Mio. J., nahmen die Amplituden in den Zyklen der Karbonat-Akkumulationsraten wieder zu, auf etwa 10 - 30, später 7 - 25 $g^*m^{-2}J^{-1}$. Extreme Minima sind vor 1.95, 1.8 - 1.55, 0.4 und vor 0.25 - 0.05 Mio. J. zu beobachten.

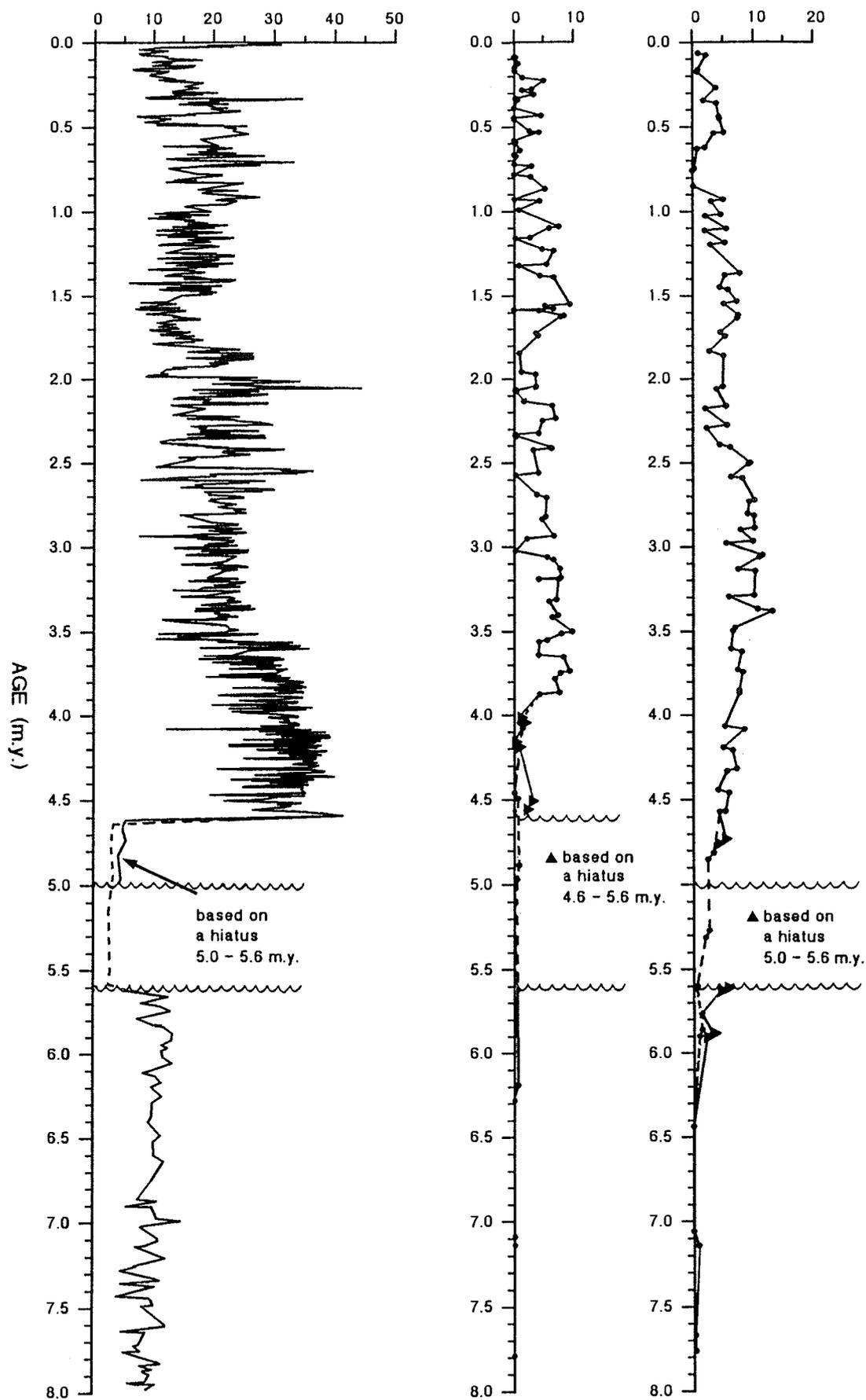
Die Sedimente bei Site 660, die heute unterhalb der Lysokline liegen, zeigen erwartungsgemäß extreme Fluktuationen im Karbonatgehalt von 0 - 80 % (Abb. 51, Tab. C-1), vor allem während der letzten 3 Mio. J. Diese Wechsel sind wohl überwiegend auf Karbonat-Lösungszyklen zurückzuführen. Nur vor 4 - 3.1 (2.65) Mio. J. schwankten die Karbonatgehalte durchgehend auf einem

SITE 659

SITE 660

SITE 661

CaCO₃ accumulation rates (g · m⁻² · y⁻¹)



höheren Niveau zwischen 25 und 75 %. Aus dem Zeitintervall 8 - 4 Mio. J. stehen nur vereinzelt Meßwerte zur Verfügung. Nahezu karbonatfreie Sedimente wären demnach vor 7,8 - 6,3 und vor etwa 4,4 Mio. J. anzunehmen. Extreme Karbonatminima unter 5 % traten dann erst wieder vor ca. 3,0, 2,6, 2,3, 2,05 und 1,6 Mio. J. auf und besonders häufig während der letzten 1,3 Mio. J. Eine höhere Beprobungsdichte würde dieses Bild allerdings modifizieren.

Aus diesen niedrigen Konzentrationen ergeben sich auch extrem geringe Karbonat-Akkumulationsraten von weniger als $2 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$ für das Zeitintervall von 7,8 - 4,0 Mio. J.v.h. (Abb. 52). Ab 3,9 Mio. J.v.h. liegen die Karbonat-Akkumulationsraten dann deutlich höher zwischen 0 und $10 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$. Langfristig unter $5 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$ lagen sie vor 2,15 - 1,8 Mio. J. und während der letzten 1 Mio. J.

Site 661 liegt heute, bei 4000 m Wassertiefe, etwa 200 m oberhalb der Lysokline und zeigt folgerichtig im Vergleich zu Site 660 deutlich karbonatreichere Sedimente während der letzten 7,2 Mio. J (Abb. 51, Tab. D-1). Nur vor ca. 7,1 - 6,4 und vor 0,85 - 0,75 Mio. J. waren die Sedimente wie bei Site 660 karbonatfrei. Nach einem Anstieg in den Karbonatgehalten bei Site 661 vor etwa 5,9 - 5,3/5,6 Mio. J. schwankten die Karbonatgehalte von 5,3 - 0,9 Mio. J.v.h. zwischen ca. 40 und 80 % bzw. 20 und 55 % mit etwas geringeren Werten vor 2,3 - 0,9 Mio. J. Während der letzten 0,9 Mio. J. waren die Karbonatgehalte, so wie bei Site 660, dann wieder geringer.

Die Karbonat-Akkumulationsraten bei Site 661 fluktuieren während der letzten 7,2 Mio. J. zwischen 0 und $12 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$. Während des Miozäns vor 7,2 - 5,8 Mio. J. lagen die Raten unter $2 \text{ g} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$. Der Anstieg zu höheren Akkumulationsraten läßt sich aufgrund der unsicheren Stratigraphie zwischen 5,0 und 5,6 Mio. J. und der geringen Datendichte im Miozän nicht genau eingrenzen. Vor etwa 4,8 - 2,4 Mio. J. lagen die Karbonat-Akkumulationsraten bei Site 661 bereits deutlich höher als bei Site 660. Auffällige Minima bei Site 661 vor 2,4, 1,8, 0,8 - 0,6 und vor etwa 0,15 Mio. J. sind bei Site 660 ebenfalls zu beobachten.

F.4.3. Schwankungen der Auftriebsproduktivität vor Kap Blanc

Nach Schemainda et al. (1975) variiert die rezente Planktonproduktion im ganzjährigen Küstenauftriebsgebiet vor NW-Afrika von 150 bis $>325 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$. Vor 3,6 - 1,56 Mio. J. und während der Brunhes Chron schwankte die Exportproduktion bei Site 658 von 50 - $200 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$. Das entspräche nach Eppley et al. (1979) einer Gesamt-Produktivität von 150 - $400 \text{ g C} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{J}^{-1}$, ein Wert, der sich recht gut mit der heutigen Variationsbreite deckt.

Eine genauere Ableitung der Prozesse, die zu den Schwankungen in der Produktivität bei Site 658 während der letzten 3,6 Mio. J. geführt haben mögen, ist aus folgenden Gründen problematisch:

1. Die Raten der Exportproduktion vor 3,6 - 1,56 Mio. J. basieren auf TOC-Daten, schließen also terrestrischen organischen Kohlenstoff mit ein. Wie in der Brunhes Chron wäre wohl besonders während Phasen mit Flußeintrag von höheren terrestrischen C_{org} -Anteilen auszugehen, die dann fälschlich zu erhöhten Schätzwerten der Exportproduktion führten. Allerdings blieben die terrestrischen C_{org} -Anteile auch mit ihren Spitzenwerten während der Brunhes Chron so gering, daß sie im allgemeinen für die wesentliche Entwicklung zu vernachlässigen sind.
2. Vor 3,6 - 2,9 Mio. J.v.h. und während der Brunhes Chron weichen die Schwankungen der Opal- und TOC-Akkumulationsraten oft deutlich voneinander ab, so daß sich das Maß der aus C_{org} -Akkumulationsraten berechneten Exportproduktion oftmals nicht mit den Hinweisen aus den Opal-Akkumulationsraten deckt, wenn auch nicht unbedingt widerspricht (Abb. 50).
3. Die möglichen Steuerungsmechanismen für Schwankungen in der Paläoproduktivität sind vielfältig (Kap. F.4.1.). Im vorliegenden Fall überlagern sich die Düngung durch Auftrieb und durch Flüsse, zwei oftmals nicht eindeutig trennbare Faktoren.
 - Ein erster Steuerungsmechanismus äußert sich im 400 ka-Zyklus, der die langfristigen Schwankungen in der Exportproduktion vor Kap Blanc überlagert (Abb. 50). Er könnte nach Berger (1987) auf Schwankungen des Erdumlaufbahn-Parameters Exzentrizität zurückgehen. Dieser Zyklus begleitet auch die Oszillationen der $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalte im Bodenwasser bei Site 659 (Abb. 20b). Ein graphischer Vergleich zwischen dem 400 ka-Zyklus der Exportproduktion bei Site 658 und der epibenthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve von Site 659 zeigt, daß die Zyklen zum Teil erwartungsgemäß in Antiphase schwingen. Das heißt, langfristige Minima in der Exportproduktion bei Site 658 entsprechen langfristigen $\delta^{13}\text{C}$ -Maxima bei Site 659. Somit bestünde möglicherweise ein direkter Zusammenhang zwischen dem Eintrag von ^{12}C -reicher Biomasse aus der Hochproduktionsregion vor NW-Afrika und der Tiefenwasserdurchlüftung nahebei im äquatorialen Ostatlantik. Künftige Zeitserienanalysen sollen diese Aussagen genauer prüfen.
 - Zur Frage Auftriebsdüngung oder fluviatile Düngung der Produktion können die siliziklastischen Akkumulationsraten bei Site 658 beitragen. Sie spiegeln nämlich ebenfalls den 400 ka-Zyklus der C_{org} -Akkumulationsraten deutlich wider (vgl. Abb. 50, 38): Der terrigene Eintrag wächst jeweils mit einem erhöhten C_{org} -Flux. Dies trifft überwiegend

auch für kurzfristige Schwankungen zu. Diese Befunde verdeutlichen, daß letztlich verstärkte atmosphärische Zirkulation oder Düngung durch fluviatilen Sedimenteintrag die Produktivität erhöhen und damit die Ventilation des Tiefenwassers örtlich herabsetzen.

Im Vergleich zum Pliozän, speziell vor mehr als 2.3 Mio. J., war die Exportproduktion während der Brunhes Chron im Mittel deutlich geringer. Auch die Opal-Akkumulationsraten fallen in den letzten 500 000 Jahren deutlich geringer aus als während des Pliozäns vor 2.7 - 1.6 Mio. J. Die Siltanteile bei Site 658 und Site 397 (Stein, 1983) weisen im Vergleich zum Pliozän während der letzten 730 ka auf stärkere NE-Passatwinde hin, was eigentlich eine Verstärkung der Auftriebsproduktivität zur Folge hätte. Die tatsächliche Abnahme der Paläoproduktivität müßte daher, übereinstimmend mit den Befunden der Korngrößenanalysen, vor allem mit dem Versiegen der fluviatilen Nährstoffzufuhr erklärt werden. Eine andere Erklärungsmöglichkeit wäre ein Kieselsäure- und Phosphat-ärmeres SACW seit etwa 0.8 Mio. J.v.h., das heute das Quellwasser für den Auftrieb unter dem Äquator und in Küstennähe bei Site 658 bildet. Bei Site 658 könnte zum Beispiel ein im Pliozän dominierendes nährstoffreiches SACW zu einem höheren Anteil von nährstoffärmeren NACW in der Brunhes Chron ersetzt worden sein und dadurch zu einem Rückgang der Paläoproduktivität geführt haben.

Im Quartär, nicht im Oberen Pliozän, fällt die erhöhte Exportproduktion bei Site 658 jeweils in die Warmzeiten. Dies ist vermutlich das wichtigste Argument dafür, daß fluviatile Nährstoffzufuhr wesentlich effektiver als kaltzeitlich verstärkter Küstenauftrieb (z.B. Sarnthein et al., 1987) die Produktion bei Site 658 anfachte.

Viele Maxima der Exportproduktion fallen auch nicht in Phasen von Flußschüttung. Zum Teil ist dies sicherlich auf eine unterschiedlich hohe Zeitauflösung der Proxydaten zurückzuführen. Im Vergleich zu den Korngrößendaten, aus denen Flußeintrag abgeleitet wurde, verfügt die Kurve der Exportproduktion über die doppelte Datendichte (ca. 3100 J. im Vergleich zu 6600 - 7700 J. Probenabstand). Einige Phasen mit Flußeintrag wurden daher möglicherweise nicht erfaßt. Andererseits könnte sich die Mündung und Schüttungsrichtung des Flusses bei Kap Blanc weit verlagert haben, so daß die örtlichen Sedimente an der Position von Site 658 trotz Flußdüngung keinen Feinkornüberschuß mehr anzeigen, der auf Flußfracht hinwiese. In gleicher Weise könnten Meeresspiegelaufstände bewirkt haben, daß eine breitere Schelfregion zur Sedimentfalle für die Flußfracht wurde. Meeresspiegelanstiege zu Beginn der Warmzeiten könnten schließlich durch Erosion von Schelfsedi-

menten eine erhöhte Nährstoffzufuhr und Paläoproduktivität verursacht haben, die nichts mit Flußfracht zu tun hat (sensu Broecker, 1982).

Auch in Warmzeiten ohne Flußdüngung können hohe Raten in der Exportproduktion bei Site 658 durchaus erreicht werden, die $120 \text{ g C}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$ überschreiten. Das zeigt die heutige Situation, in der das Ausmaß der Produktivität bei Site 658 ($200 - 225 \text{ g C}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$, Schemainda et al., 1975) allein durch den hohen Anteil von nährstoffreichem SACW-Auftriebswasser bestimmt wird. In der Brunhes Chron wurde dieses Maß während Phasen mit fluviatiler Nährstoffzufuhr nur selten um mehr als $25 \text{ g C}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$ (ca. $50 \text{ g C}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$ Gesamtproduktion) überschritten (Abb. 50). Auch vor der rezenten Mündung des Senegals steigen, im Zentrum der Flußdüngung, die Werte nur um etwa $50 \text{ g C}^* \text{m}^{-2} \text{J}^{-1}$ im Vergleich zur umgebenden Auftriebsregion (Schemainda et al., 1975).

- Einen weiteren Hinweis auf den Einfluß von Flußdüngung gibt ein Vergleich der Produktionsraten mit Paläo-Wasseroberflächentemperaturen, errechnet aus der Zusammensetzung der planktischen Foraminiferenarten (Niebler, 1990; Pflaumann, in prep.). Während der letzten 350 ka fallen die höchsten Oberflächentemperaturen, die auf geringen Auftrieb infolge geringer Passatwindgeschwindigkeiten hinwiesen (Speth et al., 1978), in die Warmstadien 9.2 und 7.3, also in Phasen mit Flußdüngung, und ins Stadium 5.5 ohne Flußdüngung. Die hohe Exportproduktion in den Stadien 9.2 und 7.3 wäre somit primär auf eine hohe Zufuhr von fluviatilen Nährstoffen zurückzuführen, so wie es sich auch aus den Korngrößendaten ergab. Stadium 5.5 hat eine erwartungsgemäß geringe Exportproduktion, da weder Auftrieb noch Flußdüngung wirksam waren.
- Ein besonderes Problem bilden die vielfachen Unterschiede in den Fluktuationen der Kohlenstoff- und Opalproduktion. Die größten Unterschiede zeigen sich vor 3.6 - 3.05 Mio. J., wo niedrige Opalgehalte einer hohen, aus C_{org} -Akkumulationsraten errechneten Exportproduktion, gegenüberstehen. Hierfür gäbe es zwei Erklärungsmöglichkeiten:
 1. Die Exportproduktion vor 3.6 - 2.95 Mio. J. könnte deutlich überschätzt worden sein, da möglicherweise der terrestrische Anteil am organischen Kohlenstoff während des permanenten Flußeintrages zum Site 658 im Vergleich zu den jüngeren Zeitabschnitten um ein Vielfaches höher lag. Nach Daten aus der Mazeralanalyse (Stein et al., 1989) lägen vor ca. 3.6 - 3.05/2.95 Mio. J. die Gehalte an terrestrischem organischem Kohlenstoff tatsächlich bis zu 50 % höher als während der jüngeren Zeitabschnitte. Der Fund von Holzresten in Probe 658A-25-CC, 5-7 cm, vor ca. 2.94 Mio. J., deutet ebenfalls auf einen extrem hohen terrestrischen Kohlenstoffanteil. Nach

Stabell (1989) wäre auch das gehäufte Auftreten von Süßwasserdiatomeen (Abb. 49) bei Site 658 vor 3.6 - 2.8 Mio. J. ein Hinweis auf erhöhten fluviatilen C_{org} -Eintrag.

Der anschließende drastische Anstieg in den langfristigen Akkumulationsraten von Opal vor etwa 3.05 und deutlicher vor 2.95 Mio. J. begleitete das Versiegen der permanenten Flußfracht, also die zunehmende Aridifizierung der westlichen Küstenregion N-Afrikas und der N-Sahara (Stein, 1984). Er deutet somit auf ein erstes eigentliches Ansteigen der auftriebsbedingten Paläoproduktivität im Oberpliozän hin (Abb. 50). Stein (1985b) beobachtete einen ersten Anstieg in den Opalkonzentration ebenfalls ab etwa 3 Mio. J. in den spätpliozänen Sedimenten vom küstennahen Site 397 (ca. 27°N). Auch unterhalb der äquatorialen Auftriebsregion im Ostatlantik stiegen die Opal-Akkumulationsraten bei Sites 662/663 und 664 vor ca. 2.8 und 3.0 Mio. J.v.h. an (Ruddiman und Janecek, 1989). Die Zunahme in den Amplituden der Siltmaxima bei Site 658 ab ca. 3 Mio. J.v.h. (Abb. 38) und die von Stein bei Site 397 beobachtete Vergrößerung der Staubsedimente ab 3.1 Mio. J.v.h. weisen übereinstimmend auf eine gleichzeitige Intensivierung des NE-Passates im Zusammenhang mit einer beginnenden Ausdehnung größerer nordpolarer Eismassen (Kap. F.1.2.). Verstärkte Passatwinde bewirkten somit erst ab ca. 3.1/3.0 Mio. J.v.h. generell einen intensiveren Auftrieb nährstoffreicher Wasser vor der Küste NW-Afrikas sowie unterhalb des Äquators und damit die aus Opal-Akkumulationsraten abgeleitete Steigerung der Produktivität.

2. Da kurzfristige Maxima in der Kohlenstoffproduktion und Opalmaxima (ab ca. 3.05 Mio. J.v.h.) bei Site 658 überwiegend mit Phasen von Flußschüttung einhergehen, wäre für die Zeit vor 3.6 - 3.07 Mio. J. mit ihrer permanenten Flußschüttung parallel zum hohen terrestrischen C_{org} -Anteil eigentlich ebenfalls mit einer verstärkten fluviatilen Düngung und hohen Raten der Exportproduktion zu rechnen. Vorstellbar wäre, daß die Kieselsäure in der Flußfracht der limitierende Nährstoff und somit Ursache für ein unterschiedliches Wachstum von kieselskelett-bildendem Phyto- und Zooplankton war.

F.4.4. Tiefenschwankungen der CCD im äquatorialen Ostatlantik

Die Tiefenschwankungen der CCD im äquatorialen Ostatlantik lassen sich anhand der Karbonat-Anteile und Akkumulationsraten der pelagischen Sites 659 - 661 rekonstruieren (Abb. 51, 52, 53). Die $CaCO_3$ -Lösungsrate bei Sites 660 und 661 in Wassertiefen von 4000 - 4300 m entsprach nämlich oftmals der $CaCO_3$ -Zufuhr, jedoch niemals bei Site 659 in 3000 m Wassertiefe. Da

Sites 660 und 661 nur etwa 70 km voneinander entfernt liegen, sind auch örtliche Unterschiede im Karbonatflux eher auszuschließen. Die meist geringeren Karbonat-Akkumulationsraten bei Sites 660 werden daher gänzlich auf höhere Karbonatlösung bei um 300 m bzw. 1300 m größerer Wassertiefe zurückgeführt.

Vor ca. 7.05 und 6.4 Mio. J. lag die CCD flacher als 4000 m, aber tiefer als 3000 m Wassertiefe. Von ca. 6.4 - 4.6 Mio. J. weisen die wenigen Karbonat-Daten bei Sites 660 und 661 auf eine CCD, die eventuell weiterhin zwischen 3000 und 4000 m Wassertiefe, vielleicht sogar oberhalb von 3000 m lag. Nach dem Messin, vor etwa 4.45 - 4.0 Mio. J. lag die CCD zunächst wieder zwischen 4000 und 4300 m Wassertiefe, obwohl mit dem Wiederbeginn einer antiästuarinen Zirkulation im Mittelmeer generell eine Zunahme der thermohalinen Zirkulation im Atlantik und somit eine bessere Tiefenwasserdurchlüftung zu erwarten wäre. Ab etwa 4 Mio. J. zeigen dann die durchgehenden Karbonatgehalte und -Akkumulationsraten bei Sites 660 und 661 bis etwa 3.1, respektive 2.7 Mio. J., eine verbesserte Tiefenwasserdurchlüftung, die zu einer deutlichen Absenkung der CCD bis unterhalb von 4300 m Wassertiefe führte, zugleich zu hohen $\delta^{13}C$ -Werten (+1 ‰) im Bodenwasser bei Site 659 (Abb. 20b).

Mit dem Beginn der Nordhemisphärenvereisung vor ca. 3.1, vor allem ab 2.7 Mio. J., kam es immer wieder zu einem Anstieg im CO_2 -Gehalt des Antarktischen Bodenwassers und damit zu zahlreichen kurzfristigen Verflachungen der CCD auf Wassertiefen zwischen 4000 und 4300 m. Noch extremere Schwankungen in der Tiefenlage der CCD kennzeichnen dann das späteste Pliozän und das Quartär ab 2.1 Mio. J.v.h. als die kritische CCD (= CCRD, kennzeichnet Wassertiefe, in der die Sedimente 10 % $CaCO_3$ enthalten; nach Kolla et al., 1976) mehrfach bis gegen 3000 m Wassertiefe (Site 659) aufstieg. Nach den epibenthischen $\delta^{13}C$ -Kurven bei Sites 659 und 665 (Curry und Miller, 1989) decken sich diese CCD-Ereignisse jeweils mit kaltzeitlichen $\delta^{13}C$ -Durchlüftungsminima in Wassertiefen zwischen 3070 und 4646 m, besonders ab etwa 2.7 und 2.4 Mio. J.v.h. (Vertiefung der $\delta^{13}C$ -Minima bei Site 665 von -0.3 auf -1 ‰). Diese extremen $\delta^{13}C$ -Minima führten bereits Curry und Miller (1989) auf ein weiter nördliches Vordringen von nährstoffreichem, CO_2 -reichem Antarktischen Bodenwasser zurück, ähnlich wie es Duplessy et al. (1988) für den Höhepunkt der letzten Eiszeit vor 18 000 Jahren ableiteten (Abb. 33a).

Ab ca. 0.9 Mio. J. zeigt sich dann eine weiter zunehmende, eventuell häufigere Verflachung der CCD, die zeitweise, z.B. von 0.9 - 0.6 Mio. J.v.h. oberhalb von 4000 m Wassertiefe lag. In den $\delta^{18}O$ -Stadien 12, 6 und 2 schob sich die CCRD bis an Site 659 bei 3000 m Wassertiefe heran. Im Holozän liegt die CCD so wie in einer Reihe extremer quartärer Warmstadien zuvor, wieder so flach wie im frühen Pliozän.

G. SCHLUSSFOLGERUNGEN

Globale Klimaentwicklung, Meeresspiegelstände und Schwankungen der Tiefwassertemperatur im Ostatlantik

Die globale $\delta^{18}\text{O}$ -Klimastratigraphie des Pliozäns kann von 2.75 - 3.78 Mio. J.v.h. erweitert werden, ein Zeitraum, der die Isotopenstadien 117 - 157 umfaßt. Von 3.78 - 4.5 Mio. J. ist wegen der Einförmigkeit des frühpliozänen Klimas keine Stadiengliederung mehr möglich.

Vor 4.5 - 3.78 Mio. J. weist die planktische $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve bei Site 659 auf einen Meeresspiegel, der langfristig im Vergleich zu heute um etwa 25 m höher lag. Anschließend bis ca. 3 Mio. J.v.h. behielt der Meeresspiegel dieses hohe Niveau im wesentlichen bei. Zugleich deutet vor 3.78 - 3.1 Mio. J. das benthische $\delta^{18}\text{O}$ -Signal auf eine Serie von kurzfristigen Klimafluktuationen mit Tiefwasser-Abkühlungen um bis zu 3°C , vor allem zwischen 3.8 und 3.4 Mio. J.v.h., vermutlich im Zusammenhang mit Eisaufbauphasen in der Antarktis.

Ab 3.1 - 3.0 Mio. J.v.h. weisen die O-Isotopenkurven von Plankton und Benthos von Site 658 und 659 übereinstimmend auf das allmähliche Einsetzen der Nordhemisphärenvereisung hin und stimmen darin mit zahlreichen anderen Kurven von Sites 572 (Prell, 1985), Site 606 (Keigwin, 1986), Site 665 (Curry und Miller, 1989), Site 709 (Shackleton und Hall, 1990) und Site 625 (Joyce et al., 1990) gut überein. Die ersten Höhepunkte im polaren Eisaufbau zeigen sich dann spätestens in den Kaltstadien 110 - 96 vor 2.6 - 2.3 Mio. J. und in den Stadien 82 und 78 vor 2.02 und 1.95 Mio. J. Das Stadium 100 vor 2.4 Mio. J. zeigt dabei die größte Ausdehnung der polaren Eisschilde im späten Pliozän. Es erreichte in den Benthoskurven bei Site 658 mit einer glazialen Amplitude von 1.8 ‰ kurzfristig fast spätquartären Charakter.

Mit dem Aufbau größerer Eismassen in der Nordhemisphäre sank der Meeresspiegel nach der planktischen $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve bei Site 659 von 3.0 - 2.6 Mio. J.v.h. im Mittel um etwa 50 m. Ähnliche Beträge ergeben sich auch aus den Planktonkurven der Sites 572, 709 und 625.

An allen Eiszeiterminationen der Brunhes Chron zeigen sich kurzfristige Jüngere-Dryas-artige Klimarückschläge, die nur einige 100 bis wenige 1000 Jahre umfassen. Möglicherweise damit zusammenhängende Meeresspiegel-Absenkungen können aber nicht bewiesen werden. Die "abrupten" Eiszeit-Terminationen der Brunhes Chron dauerten zwischen 5800 (Termination III) und

29 000 Jahre (Termination V), die Hauptabschmelzphasen bei den "schnellen" Terminationen II, III und VI nur 700 - 1200 Jahre.

Tiefenwasserdurchlüftung im äquatorialen NE-Atlantik

Nach der epibenthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve von Site 659 werden die zahlreichen kurzfristigen Fluktuationen in der Tiefenwasserdurchlüftung des Nordatlantiks während des Pliozäns in etwa von einem etwa 400ka umfassenden Zyklus überlagert, der den Zyklen des Erdbahnparameters Exzentrizität entspreche.

Von 4.5 - 3.3 Mio. J.v.h. war das Tiefenwasser im NE-Atlantik bei etwa 3000 m Wassertiefe allgemein kontinuierlich gut durchlüftet (Abb. 53). Nur kurzfristig, vor 4.2 - 4.1 Mio. J., kam es im frühen Pliozän zu ausgeprägten $\delta^{13}\text{C}$ -Minima, d.h. zu Minima in der Tiefenwasserdurchlüftung im äquatorialen NE-Atlantik, die einem 25-ka-Zyklus folgten, d.h. einer Periode der Präzession. Dieses Ereignis steht vielleicht im Zusammenhang mit einer verstärkten thermischen Isolierung der Antarktis.

Ab 3.3 und noch deutlicher ab 2.85 Mio. J.v.h. nehmen im NE-Atlantik die kurzfristigen Durchlüftungsminima in Wassertiefen von 2000 - 3000 m deutlich zu und sind dann an die Kaltstadien bzw. deren Endphasen gekoppelt. Bereits im Pliozän erreichten diese Störungen in der Tiefenwasserventilation des N-Atlantiks das Ausmaß der kaltzeitlichen $\delta^{13}\text{C}$ -Durchlüftungsminima im Quartär.

Ein Vergleich von epibenthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten aus unterschiedlichen Tiefenwasserstockwerken des Atlantiks für die Zeitscheibe 2.4 Mio. J.v.h. zeigt, daß die Bildung von Nordatlantischem Tiefenwasser auch im extremsten spätpliozänen Kaltstadium 100 nicht völlig versiegte, wenn sie auch reduziert war. Schlecht durchlüftete antarktische Bodenwassermassen beherrschten damals den äquatorialen Ostatlantik hinauf bis 3000 m Wassertiefe.

Mit dem Beginn der Nordhemisphärenvereisung im späten Pliozän, ab ca. 3 Mio. J.v.h., steigt die CCRD im äquatorialen Ostatlantik wiederholt kurzfristig auf weniger als 4300 - 4000 m Wassertiefe, zeitweise sogar bis gegen 3000 m (Abb. 53). Dies ist ein weiterer Ausdruck von verschlechterter Durchlüftung der (antarktischen ?) Bodenwassermassen.

In der Brunhes Chron führten "Schmelzwasserdeckel" während der Hauptabschmelzphasen an allen Eiszeiterminationen zu kurzfristigen Zusammenbrüchen in der Tiefenwasserdurchlüftung, die nur einige 100 bis wenige 1000 J. dauerten.

Klimageschichte und atmosphärische Zirkulation NW-Afrikas

Nach den Staubfluxkurven von Sites 659 - 661 erfolgte das Einsetzen ausgeprägter Ariditätszyklen in der Sahelzone vor ca. 4.6 Mio. J., also über 1.5 Mio. J. früher als bisher angenommen. Die Intensivierung der atmosphärischen Zirkulation ab rund 3.0 Mio. J. zeigt sich in einer Vergrößerung der Staubsedimente (Abb. 53).

Bereits vor ca. 4.1 - 4.2 Mio. J. weist ein stark Chlorit-reicher Staubeintrag bei Site 659 auf eine frühere Phase mit intensiven NE-Passatwinden hin. Diese Phase deckt sich mit extremen $\delta^{13}\text{C}$ -Durchlüftungsminima im N-Atlantischen Tiefenwasser, wie sie für quartäre Kaltzeiten typisch sind.

Nach einer humideren Klimaphase in der Sahelregion vor 3.45 - 3.0/2.9 Mio. J. leiten die Vergrößerung der Staubsedimente sowie die steigenden Anteile von Montmorillonit und Chlorit (Site 659) dann vor etwa 3.0 bis 2.6 Mio. J. erneut zu einer Klimaverschlechterung in der Sahelregion über, die allgemein mit einer Intensivierung der meridionalen Passatwinde über NW-Afrika einhergeht (Abb. 53). Die Ausbreitung der Dürre zeigt sich in der Zentralsahara mit einem ersten Versiegen der permanenten Flußfracht zum Site 658 vor 3.21/3.07 Mio. J. (Abb. 53) und erstreckte sich auch über die N-Sahara (Site 397 bei 27°N, Stein, 1984). Dieses Ereignis markiert wohl das endgültige Ende des Klimas einer zuvor nur schwach vereisten Erde.

Vor 1 Mio. J. deutet die Vergrößerung des Staubsedimente bei Sites 658 und 659 auf eine nochmalige Verstärkung der (meridionalen) atmosphärischen Zirkulation über NW-Afrika (Abb. 53). Dabei deutet der Illit- und Chlorit-reiche Staubeintrag vor allem auf meridionalen NE-Passat.

Die Quarz-Akkumulationsraten bei den Sites 657 und 659 - 661, die ein Nord-Süd Profil zwischen 22° und 9°N vor der Küste NW-Afrikas bilden, sowie die Staub-Akkumulationsraten bei Site 659 und 397 (Stein, 1984) zeigen ein gleichbleibendes Maximum bei 18°N und weisen damit auf eine stabile Paläobreitenlage der ITCZ im Sommer hin, zumindest während der letzten 4.6 Mio. J.

Die Paläoproduktivität der Auftriebszelle vor Kap Blanc

Von 3.6 - 1.56 Mio. J.v.h. und während der Brunhes Chron schwankte die Exportproduktion in der Auftriebszelle vor Cape Blanc von 50 - 200 g C*m⁻²*J⁻¹. Das

entspricht etwa der heutigen Variationsbreite im ganzjährigen Auftriebsgebiet vor NW-Afrika.

Die Fluktuationen in der Exportproduktion bei Site 658 werden (in erster Näherung) von einem ca. 400 ka-Zyklus überlagert, der auch die Fluktuationen der siliziklastischen Akkumulationsraten bei Site 658 und die epibenthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Oszillationen bei Site 659 begleitet und somit langfristig die enge Verknüpfung von atmosphärischer Zirkulation, Landklima NW-Afrika, Paläoproduktivität und Tiefwasserdurchlüftung im N-Atlantik aufzeigt.

Vor NW-Afrika wäre ein verstärktes Auftriebsgeschehen während der Kaltstadien infolge höherer Passatwindgeschwindigkeiten zu erwarten. Es führt allerdings in der Auftriebszelle vor Kap Blanc nur selten zu Maxima in der Exportproduktion. Hohe Exportproduktionsraten kennzeichnen im Quartär vielmehr Warmstadien mit fluviatiler Nährstoffzufuhr zum Site 658. Diese überragende Bedeutung der fluvial angelieferten Nährstoffe zeigte sich vor allem zu Beginn und zum Ende der Warmzeiten der Brunhes Chron durch extreme Maxima in den Opal-Akkumulationsraten. Im Oberen Pliozän, vor 2.7 - 1.6 Mio. J., liegen die Produktivitätsmaxima hingegen zumeist in den humideren Kaltstadien mit Flußfracht und den Warmstadien.

Vor ca. 3.1 Mio. J. steht hingegen ein genereller starker Anstieg in den Opal-Akkumulationsraten eher im Zusammenhang mit einem verstärktem nährstoffreichen Auftrieb infolge von intensiviertem NE-Passat, weil damals die Düngung durch Flußeintrag allmählich zu versiegen begann (Abb. 53).

Die "großen Ereignisse" der Klima-Langzeitgeschichte

Von großer Bedeutung für die langzeitige Klimaentwicklung in NW-Afrika, die atmosphärische Zirkulation, die Paläoproduktivität in der küstennahen Auftriebsregion und die Tiefwasserdurchlüftung im N-Atlantik waren, nach den Befunden dieser Arbeit, vor allem folgende Faktoren: die Vereisungsgeschichte der Antarktis, die zeitweise Isolierung des Mittelmeeres im Messin, der dortige Umschlag zu antiästuariner Zirkulation vor ca. 4.7 Mio. J. sowie das Einsetzen einer verstärkten Nordhemisphärenvereisung vor etwa 3.0 Mio. J. und die nochmalige Verstärkung der Eiszeitzyklen im Quartär ab etwa 1 Mio. J.v.h. (Abb. 53).

Die Isolierung und Austrocknung des Mittelmeeres sowie seine nachfolgende ästuarine Füllungsphase vor 5.5 - 4.7 Mio. J. spiegelt sich in einer extrem humiden Klimaphase in NW-Afrika wieder. Die Aridifizierung der Sahelzone ab 4.6 Mio. J.v.h. und die Intensivierung der atmosphärischen Zirkulation folgte direkt auf die Wie-

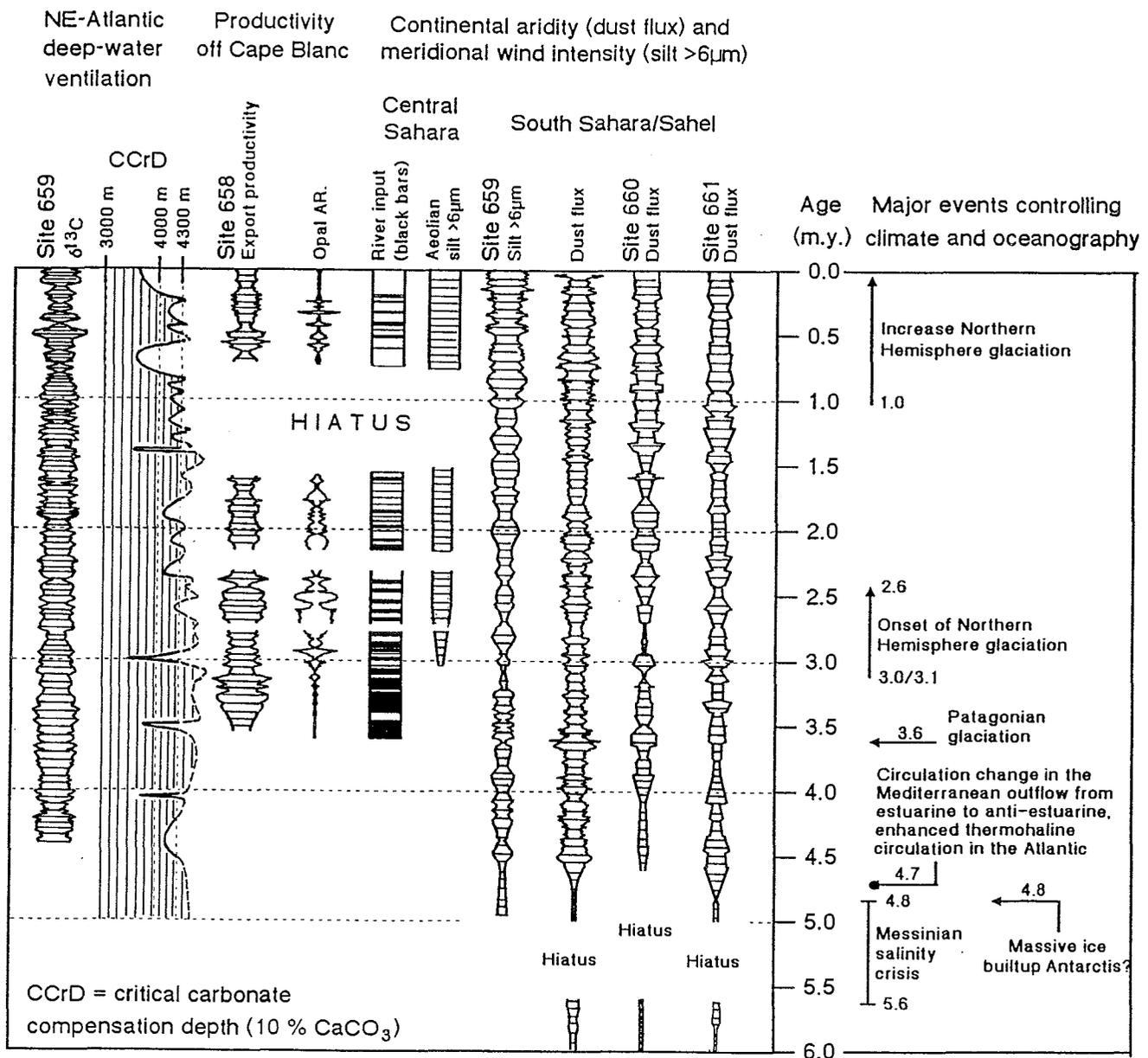


Abb. 53. Entwicklung von Klima und atmosphärischer Zirkulation, der Paläoproduktivität vor Kap Blanc und der Tiefenwasserdurchlüftung im NE-Atlantik während der letzten 6 Mio. J.: Tektonische und großklimatische Anfachungsmechanismen.

deröffnung des Mittelmeeres mit dem Einsetzen anti-ästuariner Strömungsverhältnisse im Mittelmeer. Zugleich endet in einigen Sites (657, 659, 660, 661) eine kurze Schichtlücke, die eventuell ein Bodenströmungsereignis abbildet. Eine Klimasteuerung aus südlichen hohen Breiten mag hinzukommen, da ein massives Auftreten von Eisdriftschutt auf der Maudkuppe vor der Antarktis ab ca. 4.8 Mio. J.v.h., das auf eine zunehmende Ausdehnung südpolarer Eismassen hinwies, mit der Aridifizierung der Sahelzone zeitlich etwa zusammenfällt.

Das Einsetzen der Nordhemisphärenvereisung vor etwa 3.0 Mio. J., mit ihrem ersten Höhepunkt vor 2.6 Mio. J., und die nochmalige Verstärkung der Eiszeitzyklen ab ca 1 Mio. J. führte jeweils zu einer fortschreitenden Aridifizierung NW-Afrikas verbunden mit einer intensiveren meridionalen atmosphärischen und ozeanischen Oberflächenzirkulation. Etwa zeitgleich kommt es dagegen zu verstärkten, kurzfristigen Tiefenwasserdurchlüftungsminima zwischen 2000 und mehr als 4300 m Wassertiefe im äquatorialen Ostatlantik, verbunden mit einem Anstieg der CCD.

Eine Steuerung der Klimaverschlechterung in NW-Afrika durch die rasche Hebung Tibets, wie sie Modellergebnisse von Ruddiman und Kutzbach (1989b) nahelegen, ist für die letzten 8 Mio. J. anhand der Staubfluxkurven von Sites 659 - 661 eher auszuschließen. Die Aridifizierung NW-Afrikas wird vielmehr durch abrupte Klimawechsel gekennzeichnet. Vermutlich stimmt eine wesentliche Voraussetzung des Modells, die Haupthebung Tibets erst im Pliozän, nicht. Sie ist nach Copeland et al. (1987) und Copeland und Harrison (1990) bereits im Unteren Miozän anzusetzen.

Die letzte Schließung des Panamaseeweges im Pliozän, die nach Modellergebnissen von Maier-Reimer et al. (1990) und nach Manabe und Stouffer (1988) zu einer verbesserten Tiefenwasserdurchlüftung im Atlantik und letztendlich zu erhöhten Niederschlägen in der Sahelzone führen würde, bildet sich ebenfalls weder in den epibenthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven von Sites 658 und 659 noch in den Staubfluxkurven von Sites 659 - 661 ab. Vermutlich geschah die klimawirksame Schließung auch schon früher im Oberen Miozän (Sykes et al., 1982; Mann und Corrigan, 1990; Keller et al., 1989). Während der letzten 4.5 Mio. J. zeigt sich jedenfalls in den epibenthischen $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven von Sites 658 und 659 kein größerer Sprung oder langfristiger Trend hin zu einer verbesserten Tiefenwasserventilation, den die Schließung des Panamaseeweges bewirken sollte.

H. DANKSAGUNG

Für die intensive Betreuung, die Unterstützung, die zahlreichen Ratschläge und Hilfestellungen möchte ich Prof. Dr. M. Sarnthein recht herzlich danken.

Für wertvolle Anregungen und fruchtbare Diskussionen danke ich der Arbeitsgruppe Sarnthein und allen Kollegen im Geologisch-Paläontologischen Institut, besonders Dr. B. Stabell, Dr. J. Fenner, Dr. H. Kassens, Dr. F. Sirocko, sowie Dr. R. Stein (Gießen) und Dr. L. Dupont (Göttingen).

Dr. H. Erlenkeuser, H. Cordt und I. Klein unterstützten mich bei der Isotopenanalyse am Massenspektrometer und gewährleisteten mit ihrem unermüdlichen Einsatz eine hohe Präzision und einen einwandtfreien Meßablauf. Bei mikropaläontologischen Untersuchungen halfen Prof. Dr. G. Lutze und Dr. U. Pflaumann. Herr Pflaumann führte außerdem die Zeiterienanalysen durch. Dr. H. Lange und P. Fiedler halfen mit zahlreichen Messungen am Röntgendiffraktometer bei der Tonmineralanalyse. Während meiner Arbeiten im Chemielabor wurde ich freundlichst von Dr. M. Hartmann, I. Dold und H. Laß unterstützt. Bei der Aufbereitung und Analyse der zahlreichen Proben halfen U. Glahn, J.-J. Knaack, H. Schulz, R. Günther, R. Schiebel, O. Lammers, V. Breier, R. Kantz, J. Baumgartner, S. Hoffmann und J. Hennings.

Bei der Reinschrift der Arbeit haben mich vor allem Stefan und Barbara Frenzel, H. Kassens und J. Hennings durch aufmerksames Korrekturlesen und Dr. A. Altenbach durch zahlreiche Computerarbeiten sehr unterstützt.

Die freundschaftliche Zusammenarbeit mit F. Sirocko und P. Weinholz begleitete die Arbeit in allen Phasen.

Ihnen allen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben, sei nochmals gedankt.

Besonderer Dank gilt meinen Eltern, die sich stets für meine Arbeit interessierten und mich auch im Promotionsstudium sehr großzügig unterstützt haben.

Mein ganz besonderer Dank gilt meiner Frau Marita für ihr Verständnis, die Geduld und selbstlose Unterstützung, die sie mir stets entgegenbrachte.

Die Deutsche Forschungsgemeinschaft hat die vorliegende Arbeit finanziell unterstützt.

LITERATURVERZEICHNIS

- Abelmann, A., Gersonde, R. und V. Spiess, 1990. Pliocene - Pleistocene paleoceanography in the Weddell Sea - Siliceous microfossil evidence. In: Bleil, U. und J. Thiede (eds.), Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic, Nato ASI Series, C, **308**, D. Reidel Publ., Dordrecht, Boston, Lancaster, Tokyo, 729-759.
- Adams, C.G., Benson, R.H., Kidd, R.G., Ryn, W.B.F. und R.C. Wright, 1977. The Messinian salinity crisis and evidence of late Miocene eustatic changes in the world ocean. *Nature*, **269**, 383-386.
- Adams, J.M., Faure, H., Faure-Denard, L., McGlade, J.M. und F.I. Woodward, 1990. Increases in terrestrial carbon storage from the Last Glacial Maximum to the present. *Nature*, **348**, 711-714.
- Adams, L.J., 1987. Ein Wasser- und Energiebilanz-Modell von abflußlosen Seen und seine Anwendung in der Paläoklimatologie von Nordwest-Afrika. *Ber. Inst. f. Meteor. u. Klim. Univ. Hannover*, **29**, 127 pp.
- Backman, J. und N.J. Shackleton, 1983. Quantitative biochronology of Pliocene and early Pleistocene - calcareous nannofossils from the Atlantic, Indian, and Pacific Oceans. *Mar. Micropaleont.*, **8**, 141-170.
- Backman, J. und P. Pestiaux, 1986. Pliocene Discoaster abundance variations, Deep Sea Drilling Project, Site 606: Biochronology and paleoenvironmental implications. In: Ruddiman, W.F., Kidd, R.B., et al., *Init. Repts DSDP*, **94**: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 903-909.
- Bard, E., Arnold, M., Duprat, J., Moyes, J. und J.C. Duplessy, 1987. Reconstruction of the last deglaciation: Deconvolved records of $\delta^{18}\text{O}$ profiles, micropaleontological variations and accelerator mass spectrometric ^{14}C dating. *Clim. Dynam.*, **1**, 101-112.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G. und A. Zindler, 1990. Calibration of the ^{14}C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-TH ages from Barbados corals. *Nature*, **345**, 405-409.
- Behairy, A.K., Chester, R., Griffith, A.J., Johnson, L.R. und J.H. Stoner, 1975. The clay mineralogy of particulate material from some surface seawaters of the eastern Atlantic ocean. *Mar. Geol.*, **18**, M45-M56.
- Bendat, J.S. und A.G. Piersol, 1971. *Random Data: Analysis and measurement procedures*, Wiley-Interscience, New York, 407 pp.
- Bender, M.L., Fanning, K.A., Froelich, P.N., Heath, G.R. und V. Maynard, 1977. Interstitial nitrate profiles and oxidation of sedimentary organic matter in the eastern equatorial Atlantic. *Science*, **198**, 605-609.
- Berger, A., 1984. Accuracy and frequency stability of the Earth's orbital elements during the Quaternary. In: Milankovitch and Climate, **Part 1**. A., Berger (ed.), 3-39. D. Reidel, Hingham, Mass.
- Berger, A. und M.F. Loutre, 1988. New insolation values for the climate of the last 10 million years. *Scientific Report 1988*, **13**. Institut d'Astronomie et de Géophysique Georges Lemaître. Université Catholique de Louvain-la-Neuve, 52 pp.
- Berger, W.H., 1967. Foraminiferal ooze: Solution at depth. *Science*, **156**, 383-385.
- Berger, W.H., 1977. Carbon dioxide excursions and the deep-sea record. In: The fate of fossil fuel CO_2 in the oceans, Andersen, N.R. and A. Malahoff (eds.), Plenum Press, New York, 505-542.
- Berger, W.H., Johnson, R.F. und J.S. Killingley, 1977. Globale Äußerung der oberen Meeresschicht während der Eiszeit-Abschmelze. *Naturwissenschaften*, **64**, 53-55.
- Berger, W.H., 1978. Sedimentation of deep-sea carbonate: Maps and models of variations and fluctuations. *J. Foraminifer. Res.*, **8**, 286-302.
- Berger, W.H., Killingley, J.S. und E. Vincent, 1978. Stable isotopes in deep-sea carbonates: Box Core ERDC-92, west equatorial Pacific. *Ocean. Acta*, **1**, 203-216.
- Berger, W.H. und R.S. Keir, 1984. Glacial-Holocene changes in atmosphere CO_2 and the deep-sea record. In: Climate Processes and Climate Sensitivity, Hansen, J.E. und T. Takahashi (eds.), *Geophys. Monogr.*, **29**, (AGU Washington D.C.), 337-351.
- Berggren, W.A., 1977. Late Neogene planctonic foraminiferal biostratigraphy of the Rio Grande Rise (South Atlantic). *Mar. Micropaleont.*, **2**, 251-265.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Flynn, J.J. und J.A. Van Couvering, 1985. Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **96**, 1407-1418.
- Bertrand, J.J., Baudet, J. und A. Drochon, 1974. Importance de aérosols naturels en Afrique de l'Ouest. *Journ. Réch. Atmos.*, **8**, 845-860.
- Bertrand, J., Cerf, A. und J.L. Domergue, 1979. Repartition in space and time of dust haze south of the Sahara. *WMO*, **538**, 409-415.
- Biscaye, B.E., 1965. Mineralogy and sedimentation of recent deep-sea clay in the Atlantic Ocean and adjacent seas and oceans. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **76**, 803-832.

- Blanc, P.L. und J.C. Duplessy, 1982. The deep water circulation during the Neogene and the impact of the Messinian salinity crisis. *Deep Sea Res.*, **29**, 1391-1414.
- Bloemendahl, J., Tauxe, L. und J.-P. Valet, 1988. High-resolution, whole-core magnetic susceptibility logs from Leg 108. In: Ruddiman, W., Sarnthein, M., Baldauf, J. et al., Proc., Init. Repts. (Pt. A), ODP, **108**, 1005-1013.
- Bloemendahl, J. und P. deMenocal, 1989. Evidence for a change in the periodicity of tropical climate cycles at 2.4 Myr from whole-core magnetic susceptibility measurements. *Nature*, **342**, 897-900.
- 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 "Sedimentation im Europäischen Nordmeer"*, **9**, 221 pp.
- Bolli, H.M. und J.B. Saunders, 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. In: Bolli, H.M., Saunders, J.B. und K. Perch-Nielsen (eds.) *Plankton Stratigraphy*, Cambridge Univ. Press, Cambridge, 165-262.
- Bonnefille, R., 1983. Evidence for a cooler and drier climate in the Ethiopian highlands towards 2.5 Myr ago. *Nature*, **303**, 487-491.
- Bonnefille, R., 1985. Evolution of the continental vegetation: the paleobotanical record from East Africa. *S. Afr. J. Sci.*, **81**, 267-270.
- Bonnefille, R., Roeland, J.C. und J. Guiot, 1990. Temperature and rainfall estimates for the past 40,000 years in equatorial Africa. *Nature*, **346**, 347-349.
- Bowles, F.A., 1975. Paleoclimatic significance of quartz/illite variations in cores from the eastern equatorial Atlantic. *Quat. Res.*, **5**, 225-235.
- Boyle, E.A. und L.D. Keigwin, 1982. Deep circulation of the North Atlantic over the last 200,000 years: Geochemical evidence, *Science*, **218**, 784-787.
- Brassell, S.C., Eglinton, G., Marlowe, E.T., Pflaumann, U. und M. Sarnthein, 1986. Molecular stratigraphy: A new tool for climatic assessment. *Nature*, **320**, 129-132.
- Brazel, A.J., 1986. Effect on antecedent moisture conditions on dust storm generation in Arizona. 17th Annu. Binghamton Geomorph. Symp. on Aeolian Geomorphology, Sept. 27-28, 1986, Univ. Guelph, Ontario, Abstract, 20 p.
- Broccoli, S. und A.L. Manabe, 1987. The influence of continental ice, atmospheric CO₂, and land albedo on the climate of the last glacial maximum. *Clim. Dyn.*, **1**, 87-99.
- Broecker, W.S. und T. Takahashi, 1978. The relationship between lysocline depth and in-situ carbonate ion concentration. *Deep Sea Res.*, **27**, 591-613.
- Broecker, W.S. und T.H. Peng, 1982. *Tracers in the Sea*, Eldigo Press, New York, 690 pp.
- Broecker, W.S., 1982a. Glacial to interglacial changes in ocean chemistry, *Prog. Oceanogr.*, **11**, 151-197.
- Broecker, W.S., 1982b. Ocean chemistry during glacial time, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 1689-1705.
- Broecker, W.S. und T.H. Peng, 1987. The role of CaCO₃ compensation in the glacial to interglacial atmospheric CO₂ change. *Global Biogeochem. Cycles*, **1**, 15-29.
- Broecker, W.S., Andree, M., Wölfli, W., Oeschger, H., Bonani, G., Peteet, D. und J.P. Kennett, 1988a. The chronology of the last deglaciation: implications to the cause of the Younger Dryas event. *Paleoceanography*, **3**, 1-19.
- Broecker, W.S., Andree, M., Bonani, G., Wolfli, G., Oeschger, H., Klas, M., Mix, A. und W. Curry, 1988b. Preliminary estimates for the radiocarbon age of deep water in the glacial Ocean. *Paleoceanography*, **3**, 659-669.
- Broecker, W.S., Kennett, J.P., Flower, B.J., Teller, J.T., Trumbore, S., Bonani, G. und W. Wölfli, 1989. Routing of meltwater from the Laurentide ice sheet during the Younger Dryas cold episode. *Nature*, **341**, 318-321.
- Broecker, W.S., Bond, G., Klas, M., Bonani, G. und W. Wolfli, 1990. A salt oscillator in the glacial Atlantic?, 1, *The Concept. Paleoceanography*, **5**, 469-478.
- Burpee, R.W., 1972. The origin and structure of Easterly Waves in the lower troposphere of North Africa. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 77-90.
- Caralp, M., 1987. Deep-sea circulation in the north-eastern Atlantic over the past 30,000 years: The benthic foraminiferal record, *Oceanol. Acta*, **10**, 27-40.
- Carlson, T.L. und J.M. Prospero, 1972. The large-scale movement of Saharan air outbreaks over the equatorial North Atlantic. *Jour. Appl. Meteorol.*, **11**, 283-297.
- Carlson, T.L. und J.M. Prospero, 1977. Saharan air outbreaks: Meteorology, Aerosols and radiation. Rpt. U.S. Gate Central Program Workshop (NCAR), Boulder, Colorado, 57-78.

- Carlson, T.L., 1979. Atmospheric turbidity in Saharan dust outbreaks as determined by analyses of satellite brightness data. *Monthly Weather Review*, **107**, 322-335.
- Chamley, H., Giroud d'Argoud, G. und G. C. Robert, 1977. Genèse des smectites messiniennes de Sicile; implications paléoclimatique. *Géol. Méditerran.*, **4**, 371-378.
- Chamley, H. und G. d'Argoud, 1979. Clay mineralogy of Site 397, south of Canary Islands. In: Rad, U., Ryan, W.B.F. et al. (eds), *Init. Repts. DSDP*, **47A**: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 595-602.
- Chamley, H., 1989. *Clay Sedimentology*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo, HongKong, 633 pp.
- Chappell, J. und N.J. Shackleton, 1986. Oxygen isotope and sea level. *Nature*, **324**, 137-140.
- Chepstow-Lusty, A., Backman, J. und N.J. Shackleton, 1989. Comparison of upper Pliocene Discoaster abundance variations from North Atlantic Sites 552, 607, 658, 659, and 662: Further evidence for marine plankton responding to orbital forcing. In: Ruddiman, W., Sarnthein, M., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **108**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 121-141.
- Ciesielski, P.F., Ledbetter, M.T. und B.B. Ellwood, 1982. The development of Antarctic glaciation and the Neogene paleoenvironment of the Maurice Ewing Bank. *Mar. Geol.*, **46**, 1-51.
- Clemens, S.C. und W.L. Prell, 1990. Late Pleistocene variability of Arabian Sea summer monsoon winds and continental aridity: eolian records from the lithogenic component of deep-sea sediments. *Paleoceanography*, **5**, (2), 109-145.
- CLIMAP Project Members, 1981. Seasonal reconstructions of the earth's surface at the last glacial maximum: Geological Society of America Map and Chart Series MC-36.
- Cobler, R. und J. Dymond, 1980. Sediment trap experiment on the Galapagos spreading center, equatorial Pacific. *Science*, **209**, 801-802.
- Codispoti, L.A. und G.E. Friederich, 1978. Local and mesoscale influences on nutrient availability in the northwest African upwelling region near Cabo Corbeiro. *Deep-Sea Res.*, **25**, 751-770.
- Copeland, P., Harrison, T.M., Kidd, W.S.F., Ronghua, X. und Z. Yuquan, 1987. Rapid early Miocene acceleration of uplift in the Gagdese Belt, Xizang (southern Tibet), and its bearing on accommodation mechanisms of the India-Asia collision. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **86**, 240-252.
- Copeland, P. und T.M. Harrison, 1990. Episodic uplift in the Himalaya revealed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of detrital K-feldspar and muscovite, Bengal fan. *Geology*, **18**, 354-357.
- Conrad, G., 1969. L' évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérienne. Centre de Recherches sur les Zones Arides, CNRS, Sér. géol., **10**, 527 pp.
- Corliss, B.H., 1985. Microhabitats of benthic foraminifera with deep-sea sediments. *Nature*, **314**, 435-438.
- Curry, W.B. und G.P. Lohmann, 1982. Carbon isotopic changes in benthic foraminifera from the western South Atlantic: reconstruction of glacial abyssal circulation patterns. *Quat. Res.*, **18**, 218-235.
- Curry, W.B. und G.P. Lohmann, 1983. Reduced advection into Atlantic Ocean deep eastern basins during last glacial maximum. *Nature*, **306**, 577 - 580.
- Curry, W.B., Duplessy, J.C., Labeyrie, L.D. und N.J. Shackleton, 1988. Changes in the distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of deep water ΣCO_2 between the last glaciation and the Holocene. *Paleoceanography*, **3** (3), 317-341.
- Curry, W.B. und K.G. Miller, 1989. Oxygen and carbon isotopic variation in the Pliocene benthic foraminifera of the equatorial Atlantic. In: Ruddiman, W., Sarnthein, M., et al., 1989. *Proc. ODP, Sci. Results*, **108**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 157-166.
- D'Almeida, G.A., 1986. A model for Saharan dust transport. *Jour. of Clim. and Appl. Meteorol.*, **25**, 903-916.
- Davis, J.C., 1973. *Statistics and data analysis in geology*. John Wiley and Sons, New York, London, Sydney, Toronto. 550 pp.
- Degens, E.T., 1969. Biogeochemistry of stable carbon isotopes. In: *Organic Geochemistry*, Eglinton, G. und M.T.J. Murphy (eds.), Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 304-329.
- Deuser, W.G., Ross, E.H., Hemleben, C. und M. Spindler, 1981. Seasonal changes in species composition, numbers, mass, size, and isotopic composition of planktonic foraminifera settling into the deep Sargasso Sea. *Paleoeco. Paleoclim. Paleoecol.*, **33**, 103-127.
- Dhonneur, G. und Y. Tourre, 1981. Easterly Waves and Squall Lines: two different phenomena. *GARP Special Rep.*, **37**, App. 15, 9-15.
- Dickson, R.R., Meincke, J., Malmberg, S.A. und A.L. Lee, 1988. The "Great Salinity Anomaly" in the northern North Atlantic 1968-1982. *Progr. Oceanogr.*, **20**, 103 - 151.

- Diester-Haas, L., 1976. Late Quaternary climatic variations in northwest Africa deduced from East Atlantic sediment cores. *Quat. Res.*, **6**, 299-314.
- Diester-Haas, L. und H. Chamley, 1978. Neogene paleoenvironment off northwest Africa based on sediments from DSDP Leg 14. *Journ. Sed. Petr.*, **48**, 879-896.
- Dietrich, G., Kalle, K., Kraus, W. und G. Siedler, 1975. Allgemeine Meereskunde. Eine Einführung in die Ozeanographie. Gebrüder Bornträger, Berlin, Stuttgart, 593 pp.
- Druyan, L.M. 1987. GCM studies of the African summer monsoon. *Clim. Dyn.*, **2**, 117-126.
- Dubief, J., 1979. Review of the North African climate with particular emphasis on the production of eolian dust in the Sahel zone and in the Sahara. In: C. Morales (ed.): *Saharan Dust. Scope 14*, Wiley and Sons, Chichester, 27-48.
- Duplessy, J.C., 1978. Isotope studies. In: Gribbin, J. (ed.), *Climatic change*, Cambridge University Press London, 594-598.
- Duplessy, J.C., Moyes, J. und C. Pujol, 1980. Deep water formation in the North Atlantic Ocean during the last ice age. *Nature*, **286**, 479-482.
- Duplessy, J.C., Blanc, P.-L. und A. Bé, 1981. Oxygen-18 enrichment of planktonic foraminifera due to gametogenic calcification below the euphotic zone. *Science*, **213**, 1247-1250.
- Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Matthews, R.K., Prell, W., Ruddiman, W.F., Caralp, M. und C.H. Hendy, 1984. Carbon-13 record of benthic foraminifera in the last interglacial ocean: implications for the carbon cycle and the global deepwater circulation. *Quat. Res.*, **21**, 225-243.
- Duplessy, J.C. und N.J. Shackleton, 1985. Response of global deep-water-circulation to Earth's climatic change 135,000-107,000 years ago. *Nature*, **316**, 500-507.
- Duplessy, J.C., Arnold, M., Maurice, P., Bard, E., Duprat, J. und J. Moyes, 1986. Direct dating of the oxygen-isotope record of the last deglaciation by ¹⁴C accelerator mass spectrometry. *Nature*, **320**, 350-352.
- Duplessy, J.C., Shackleton, N.J., Fairbanks, R.G., Labeyrie, L., Oppo, D. und N. Kallel, 1988. Deepwater source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation. *Paleoceanography*, **3**, 343-360.
- Dupont, L., Beug, H.J., Stalling, H. und R. Tiedemann, 1989. First palynological results from Site 658 at 21°N off northwest Africa: Pollen as climate indicators. In: Ruddiman, W., Sarnthein, M., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **108**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 93-111.
- Ekman, 1923. Über Horizontalzirkulation bei winderzeugten Meeresströmungen. *Ark. Math. Astron. Fys.*, **17**, 1-74.
- Elmstrom, K.M. und J.P. Kennett, 1986. Late Neogene paleoceanographic evolution of Site 590: southwest Pacific. In: Kennett, J.P., von der Borch, C.C., et al., *Init. Repts. DSDP*, **90**: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1361-1381.
- Emiliani, C., 1955. Pleistocene temperatures. *J. Geol.*, **63** (6), 539-578.
- Emmrich, K., Ehhalt, D.H. und J.C. Vogel (1970). Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **8**, 363-371.
- Eppley, R.W. und B. Peterson, 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature*, **282**, 677-680.
- Ernst, J.A., 1974. African dust layer sweeps into the southwest North Atlantic area. *Am. Met. Soc. Bull.*, **5**, 1352-1353.
- Fairbanks, R.G., Wiebe, G.H. und A.W.H. Bé, 1980. Vertical distribution and isotopic composition of living planktonic foraminifera in the western north Atlantic. *Science*, **207**, 61-63.
- Fairbanks, E.G., 1989. A 17,000 year glazio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, **342**, 637-642.
- Faugères, J.C., Legigan, P., Maillet, N. und C. Latouche, 1989. Pelagic, tubiditic, and contouritic sequential deposits on the Cape Verde Plateau (Leg 108, Site 659, Northwest Africa): sediment record during Neogene time. In: Ruddiman, W., Sarnthein, M., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **108**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 241-278.
- Fleer, H., 1983. Das Kreuzspektrum. In: *Deutscher Wetterdienst: Statistische Methoden der Klimatologie*. Promet, **1/2**, Selbstverlag, Offenbach/M., 30-34.
- Flohn, H., 1964. Investigations on the Tropical Easterly Jet. *Bonner Meteorol. Abh.*, **4**, 1-69.
- Flohn, H., 1981. A hemispheric asymmetry during Late Tertiary. *Geol. Rundsch.*, **70**, 725-736.
- Flohn, H., 1989. Ändert sich unser Klima? *Mannheimer Forum*, **88/89**, Boehringer Mannheim GmbH, Mannheim, 135-189.

- Folland, C.K., Palmer, T.N. und D.E. Parker, 1986. Sahel rainfall and worldwide sea temperatures, 1901-1985. *Nature*, **320**, 602-606.
- Fontugne, M.R. und J.C. Duplessy, 1986. Variations of the monsoon regime during the Upper Quaternary: Evidence from carbon isotopic record of organic matter in north Indian Ocean sediment cores. *Paleogeogr., Paleoclim., Paleoecol.*, **56**, 69-88.
- Fraga, F., 1974. Distribution des masses d'eau dans l'upwelling de Mauritanie. *Tethys*, **6**, 5-10.
- Froelich, P.N., Klinkhammer, G.P., Bender, M.L., Luedtke, N.A., Heath, G.R., Cullen, D., Dauphin, P., Hammond, D., Hartmann, B. und V. Maynard, 1979: Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, **43**, 1075-1090.
- Gates, W.L., 1976. The numerical simulation of ice-age climate with a global general circulation model. *Journ. of Atmos. Sci.*, **33**, 1138-1144.
- Ganssen, G., 1983. Dokumentation von küstennahem Auftrieb anhand stabiler Isotope in rezenten Foraminiferen vor Nordwest-Afrika. "Meteor" Forsch. Erg., **37C**, 1-46.
- Ganssen, G. und M. Sarnthein, 1983. Stable-isotope composition of foraminifers: the surface and bottom water record of coastal upwelling. In: Suess, E. und J. Thiede (eds.). *Coastal Upwelling, its sediment record, Part A: responses of the sedimentary regime to present coastal upwelling*. Plenum Press, New York, London.
- Gardner, J.V. und J.D. Hays, 1976. Response of the sea-surface temperature and circulation to global climatic change during the past 200,000 years in the eastern equatorial Atlantic Ocean. *Mem. Geol. Soc. Am.*, **145**, 221-247.
- Gersonde, R. und G. Wefer, 1987. Sedimentation of biogenic siliceous particles in Antarctic waters (Atlantic sector). *Mar. Micropal.*, **11**, 311-332.
- Griffin, J.J., Windom, H. und E.D. Goldberg, 1968. The distribution of clay minerals in the world oceans. *Deep-Sea Res.*, **15**, 433-459.
- Grossman, E.L. (1984). Stable isotope fractionation in live benthic foraminifera from the southern California borderland. *Paleoeco. Paleoclim. Paleoecol.*, **47**, 301-327.
- Grousset, F.E. und P.E. Biscaye, 1989. Nd and Sr isotopes as tracers of wind transport: Atlantic aerosols and surface sediments. In: Leinen, M. und M. Sarnthein (eds.), *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and past patterns of global atmospheric transport*. Nato ASI Ser., C, **282**, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 385-400.
- Hagen, E. und R. Schemainda, 1984. Der Guineadom im ostatlantischen Stromsystem. *Beitr. z. Meeresk.*, **51**, 5-27.
- Haq, B.U., Hardenbohl, P.R. und P.R. Vail, 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**, 1156-1167.
- Hastenrath, S. und P.J. Lamb, 1977. *Climatic Atlas of the tropical Atlantic and Eastern Pacific Ocean*. The University Wisconsin Press, Wisconsin, 112 pp.
- Hastenrath, S.L., 1984. Interannual variability and annual cycle: Mechanisms of circulation and climate in the tropical Atlantic sector. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1097-1107.
- Hedges, J.I. und P.L. Parker, 1976. Land-derived organic matter in surface sediments from the Gulf of Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, 1019-1029.
- Heinze, C., Maier-Reimer, E. und K. Winn, 1990. Glacial pCO₂ reduction by the World Ocean - experiments with the Hamburg Carbon Cycle Model. *Max - Planck Inst. f. Meteor. Repts.*, **56**, 64pp.
- Helgren, D.M. und J.M. Prospero, 1987. Wind velocities associated with dust deflation events in the western Sahara. *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 1147-1151.
- Hemleben, C. und M. Spindler, 1983. Recent advances in research on living planktonic foraminifera. *Utrecht Micropal. Bull.*, **30**, 141-170.
- Herrmann, A.G. und D. Knake, 1973. Coulometrisches Verfahren zur Bestimmung von Gesamt-Karbonat und Nichtkarbonat-Kohlenstoff in magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinen. *Zeitschr. f. analyt. Chemie*, **266**, 296-301.
- Herterich, K. und M. Sarnthein, 1984. Brunhes time scale: Tuning by rates of calcium-carbonate dissolution and cross spectral analyses with solar insolation. In: Berger, A., Imbrie, J. et al. (eds.) *Milankovitch and Climate*. NATO ASI Series, C, **126**, Part 1, D. Reidel Publ., Dordrecht, Boston, Lancaster, Tokyo, 447-466.
- Hilgen, F.J. und C.G. Langereis, 1988. The age of the Miocene-Pliocene boundary in the Capo Rossello area (Sicily). *Earth Planet. Sci. Lett.*, **91**, 214-222.
- Hobart, M.A., Bunce, E.T. und J.G. Sclater, 1975. Bottom-water flow through the Kane Gap, Sierra Leone Rise, Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **80**, 5083-5088.
- Hodell, D.A., Williams, D.F. und J.P. Kennett, 1985.

- Late Pliocene reorganisation of deep vertical water-mass structure in the western South Atlantik: Faunal and isotope evidence. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, **96**, 495-503.
- Hodell, D.A., Elmstrom, K.M. und J.P. Kennett, 1986. Latest Miocene benthic $\delta^{18}\text{O}$ changes, global ice volume, sea level and the 'Messinian salinity crisis'. *Nature*, **320**, 411-414.
- Hodell, D.A. und J.P. Kennett, 1986. Late Miocene - early Pliocene stratigraphy and paleoceanography of the south Atlantic and southwest Pacific Oceans: a synthesis. *Paleoceanography*, **1** (3), 285-311.
- Hodell, D.A., Benson, R.H. und J.P. Kennett, 1989a. Stable isotope stratigraphy of latest Miocene sequences in northwest Morocco: The Bou Regreb section. *Paleoceanography*, **4**, 467-482.
- Hodell, D.A., Mueller, P.A., McKenzie, J.A. und G.A. Mead, 1989b. Strontium isotope stratigraphy and geochemistry of the late Neogene ocean. *Earth and Planet. Sci. Let.*, **92**, 165-178.
- Hodell, D.A. und P.F. Ciesielski, 1990. Southern Ocean response to the intensification of northern Hemisphere glaciation. In: *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. Bleil, U. und J. Thiede (eds.), NATO ASI Series, C, **308**, D. Reidel Publ., Dordrecht, Boston, Lancaster, Tokyo, 707-728.
- Hooghiemstra, H., Agwu, C.O.C. und H.J. Beug, 1986. Pollen and spore distribution in recent marine sediments: a record of northwest African seasonal wind patterns and vegetation belts. "Meteor" *Forsch. Erg.*, Reihe C, **40**, 87-135.
- Hooghiemstra, H., 1988. Palynological records from northwest African marine sediments: a general outline of the interpretation of the pollen signal. *Phil. Trans. R. Soc. London, Ser. B*, **318**, 431-449.
- Honjo, S., 1980. Material fluxes and modes of sedimentation in the mesopelagic and bathypelagic zones. *Journ. Mar. Res.*, **38**, 53-97.
- Honjo, S., Manganini, S.J. und J.J. Cole, 1982. Sedimentation of biogenic matter in the deep ocean. *Deep-Sea Res.*, **29**, 609-625.
- Hovan, S.A., Rea, D.K., Pisias, N.G. und N.J. Shackleton, 1989. A direct link between the China loess and marine $\delta^{18}\text{O}$ records: Aeolian flux to the north Pacific. *Nature*, **340**, 296-298.
- Hsü, K.J., Cita, M.B. und W.B.F. Ryan, 1973. History of the Mediterranean salinity crisis. In: Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., et al. *Init Repts. DSDP*, **13**: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1203-1231.
- Hsü, K.J., Montadert, L., Bernoulli, D., Cita, M.B., Erickson, A., Garrison, R.E., Kidd, R.B., Melieres, F., Müller, C. und R. Wright, 1977. History of the Mediterranean Salinity Crisis. *Nature*, **267**, 399-403.
- Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D. G., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. und N.J. Shackleton, 1984. The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In: Berger, A. und J. Imbrie (eds). *Milankovitch and climate*, NATO ASI Series, C, **126**, Part 1, D. Reidel Publ., Dordrecht, Boston, Lancaster, Tokyo, 269-305.
- Imbrie, J., 1985. A theoretical framework for the pleistocene ice ages. *J. Geol. Soc. London*, **142**, 417-432.
- Isemer, H.-J. und L. Hasse, 1985. The bunker climate atlas of the North Atlantic Ocean. Volume 1: Observations, Springer Verlag, Berlin Heidelberg, New York, Tokyo, pp. 218.
- Isemer, H.-J. und L. Hasse, 1987. The bunker climate atlas of the North Atlantic Ocean. Volume 2: Air-sea interactions, Springer Verlag, Berlin Heidelberg, New York, Tokyo, pp. 252.
- Jacobs, M.B. und J.D. Hays, 1972. Paleo-climatic events indicated by mineralogical changes in deep-sea sediments. *J. Sediment. Petrol.*, **42**, 889-898.
- Jaenicke, R. und L. Schütz, 1978. Comprehensive study of physical properties of the surface aerosols in the Cape Verde Islands region. *J. Geophys. Res.*, **83**, 3385-3599.
- Jahnke, R.A. und G.A. Jackson, 1987. Role of sea floor organisms in oxygen consumption in the deep North Pacific Ocean. *Nature*, **329**, 621-623.
- Janecek, T.R., 1985. The Brunhes record of terrigenous (eolian) input into the equatorial Atlantic ocean. *Geol. Soc. Am. Abstr. Annu. Meet.*, 618.
- Jansen, E., Sjöholm, J., Bleil, U. und 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: *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic*. Bleil, U. und J. Thiede (eds.), NATO ASI Series, C, **308**, D. Reidel Publ., Dordrecht, Boston, Lancaster, Tokyo, 677-706.
- Jansen, E. und J. Sjöholm, 1991. Reconstruction of glaciation over the past 6 Myr from ice-born deposits in the Norwegian Sea. *Nature*, **349**, 600-603.
- Jasper, J.P. und R.B. Gogolian, 1990. The sources and deposition of organic matter in the Late Quaternary, Pigmy Basin, Gulf of Mexico. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 1117-1132.

- Jenkins, G.M. und D.G. Watts. Spectral analysis and its application, Holden Day, San Francisco, 525 pp.
- Johnson, L.R., 1979. Mineralogical dispersal patterns of North Atlantic deep-sea sediments with particular reference to eolian dusts. *Mar. Geol.*, **29**, 335-345.
- Joyce, J.E., Tjalsma, L.R.C. und J.M. Prutzmann, 1990. High-resolution planctic stable isotope record and spectral analysis for the last 5.35 m.y.: Ocean Drilling Program Site 625 northeast Gulf of Mexico. *Paleoceanography*, **5**, 507-530.
- Jung, S., 1990. Zur Herkunft der Karbonate in Tiefseesedimenten des subtropischen und tropischen Ostatlantiks. Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Kiel, 65 pp.
- Kalu, A.E., 1979. The african dust plume: its characteristics and propagation across West Africa in winter. In: C. Morales (ed.): *Saharan Dust. Scope 14*, Wiley and Sons, Chichester, 95-118.
- Katz, B.J., 1983. Limitations of 'Rock-Eval' pyrolysis for typing organic matter. *Org. Geochem.*, **4**, 195-199.
- Keany, J., 1978. Paleoclimatic trends in early and middle Pliocene deep-sea sediments of the Antarctic. *Mar. Micropaleont.*, **3**, 35-49.
- Keigwin, L.D., 1982. Isotopic paleoceanography of the Caribbean and east Pacific: Role of Panama uplift in Late Neogene time. *Science*, **217**, 350-353.
- Keigwin, L.D., 1986. Pliocene stable-isotope record of Deep Sea Drilling Project Site 606: sequential events ^{18}O enrichment beginning at 3.1 Ma. In: Bouma, A.H., Colemann, J.M., Meyer, A.W., et al., *Init. Repts. DSDP, 96*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 911-920.
- Keigwin, L.D., 1987. Toward a high-resolution chronology for latest Miocene paleoceanographic events. *Paleoceanography*, **2** (6), 639-660.
- Keigwin, L.D., Aubry, M.P. und D.V. Kent, 1987. North Atlantic late Miocene stable-isotope stratigraphy, biostratigraphy, and magnetostratigraphy. In: Ruddiman, W.F., Kidd, R.B., et al., *Init. Repts. DSDP, 94*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 935-963.
- Keller, G., Zenker, C.E. und S.M. Stone, 1989. Late Neogene history of the Pacific-Caribbean gateway. *J. South American Earth Sci.*, **2**, 73-108.
- Kennett, J.P., 1986. Miocene to Early Pliocene oxygen and carbon isotope stratigraphy of the southwest Pacific, DSDP Leg 90. In: Kennett, J.P., von der Borch, C.C., et al., *Init. Repts. DSDP, 90*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 1383-1411.
- Kennett, J.P. und P.F. Barker, 1990. Latest Cretaceous to Cenozoic climate and oceanographic developments in the Wedell Sea, Antarctica: An ocean-drilling perspective. In: Barker, P.F., Kennett, J.P. et al., *Proc. ODP, Sci. Results, 113*, College Station, TX (Ocean Drilling Program), 937-960.
- Kitazato, H., 1984. Microhabitats of benthic foraminifera and their application to fossil assemblages. In: H.J. Oertli (ed.) *Benthos '83. Proc. 2nd. Int. Symp. Benthic For.*, Pau, Bordeaux, 339-344.
- Knaack, J.J., 1990. Zum Abbild von mariner Bioproduktion und atmosphärischer Zirkulation in rezenten Oberflächensedimenten des äquatorialen Ostatlantiks. Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Kiel, 75 pp.
- Koblentz-Mishke, O.J., Volkowinski, V.V. und J.G. Kabanova, 1970. Plankton primary production of the World Ocean. In: W.S. Wooster (ed.), *Scientific exploration of the South Pacific*, 183-193.
- Kolla, V., Be, A.W.H. und P.E. Biscaye, 1976. Calcium carbonate distribution in the surface sediments of the Indian Ocean. *J. Geophys. Res.*, **81**, 2605 - 2616.
- Kolla, V., Biscaye, P.E. und A.F. Hanley, 1979. Distribution of quartz in late Quaternary Atlantic sediments in relation to climate. *Quat. Res.*, **11**, 261-277.
- Koopmann, B., 1979. Saharastaub in den Sedimenten des subtropisch-tropischen Nordatlantik während der letzten 20.000 Jahre. Dissertation, Univ. Kiel, 107 pp.
- Koopmann, B., 1981. Saharan dust deposition in the northern subtropical Atlantic during the last 25,000 years. "Meteor" *Forsch. Erg.* **35C**, 23-59.
- Kraus, E.B., 1977. Subtropical droughts and cross-equatorial energy transports. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1009-1018.
- Krishnamurti, T.N., 1979. Compendium of Meteorology, **2** (4), *Tropical Meteorology*. WMO **364**, 428 pp.
- Kroopnick, P.M., 1974. Correlations between $\delta^{13}\text{C}$ and ΣCO_2 in surface water and atmospheric CO_2 . *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **22**, 397-403.
- Kroopnick, P.M., 1985. The distribution of $\delta^{13}\text{C}$ of ΣCO_2 in the World Ocean. *Deep-Sea Res.*, **32**, 57-84.
- Kukla, G., Heller, F., Ming, L.X., Chun, X.T., Sheng, L.T. und A.Z. Sheng, 1988. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology*, **16**, 811-814.
- Kutzbach, J.E., 1981. Monsoon climate of the early Holocene: climatic experiment using the earth's orbital parameter for 9,000 years ago. *Science*, **214**, 59 - 61.

- Kutzbach, J.E. und F.A. Street - Perrott, 1985. Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr. B.P. *Nature*, **317**, 130 - 134.
- Kutzbach, J.E. und P.L. Guetter, 1986. The influence of changing orbital boundary parameters and surface conditions on climate simulations for the past 18,000 years. *Journ. of Atmos. Sci.*, **39**, 1726 - 1759.
- Kutzbach, J.E. und R.G. Gallimore, 1988. Sensitivity of a coupled atmosphere/mixed layer ocean model to changes in orbital forcing at 9,000 years B.P. *Journ. of Geophys. Res.*, **93**, 803-821.
- Kutzbach, J.E., Guetter, P.J., Ruddiman, W.F. und W.L. Prell, 1989. Sensitivity of climate to late Cenozoic uplift in Southern Asia and the American West: Numerical Experiments. *Journ. of Geophys. Res.*, **94**, 18393-18407.
- Labeyrie, L.D., Duplessy, J.C. und P.L. Blanc, 1987. Variations in mode of formation and temperature of oceanic deep waters over the past 125,000 years. *Nature*, **327**, 477-482.
- Lamb, P.L., 1978. Large-scale tropical Atlantic surface circulation patterns associated with Subsaharan weather anomalies. *Tellus*, **30**, 240-251.
- Lamb, P.L., 1983. West African water vapor variations between recent contrasting Subsaharan rainy seasons. *Tellus, A*, **35**, 198-212.
- Lamb, P.L., Pepler, R.A. und S. Hastenrath, 1986. Interannual variability in the tropical Atlantic. *Nature*, **322**, 238-240.
- Lange, H., 1982. Distribution of chlorite and kaolinite in Eastern Atlantic sediments off Northwest Africa. *Sedimentology*, **29**, 427-432.
- Laurain, M. und R. Meyer, 1979. Paléooltération et paléosol: l'encroûtement calcaire (calcrete) au sommet de la craie, sous les sédiments éocènes de la Montagne de Reims. *C.R. Acad. Sci. Paris*, **289**, 1211-1214.
- Leinen, M., 1979. Biogenic silica accumulation in the central equatorial Pacific and its implication for Cenozoic paleoceanography. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, (1), **90**, 801-803.
- Leinen, M. und G.R. Heath, 1981. Sedimentary indicators of atmospheric circulation in the Northern Hemisphere during the Cenozoic. *Paleogeogr. Palaeoclim. Paleoecol.*, **36**, 1-21.
- Leroux, M., 1983. *Le climat de l'Afrique tropicale*. Champion Slatkine, Paris, Genève, 636 pp.
- Lietz, J. und H.U. Schmincke, 1975. Miocene - Pliocene sea-level changes and volcanic phases on Gran Canaria (Canary Islands) in the light of new K-Ar ages. *Palaeogeogr. Palaeoclimat. Paleoecol.*, **18**, 213-239.
- Littmann, T., 1989. Spatial patterns and frequency distribution of late Quaternary water budget tendencies in Africa. *Catena*, **16**, 163-188.
- Liu, D. und M. Ding, 1984. The characteristics and evolution of the paleoenvironment of China since the Late Tertiary, in: White, R.O., Chiu, T.N., Leung, C.K. und C.L. So (eds.), *The evolution of the east Asian environment*, Centre of Asian studies, University of Hong Kong, 11-40.
- Lonsdale, P., 1978. Bedforms and the benthic boundary layer in the North Atlantic: a cruise report of Indomed Leg 11. SIO Reference, 78-30.
- Lough, J.M., 1985. Tropical Atlantic sea surface temperatures and rainfall variations in Subsaharan Africa. *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 561-570.
- Lutze, G.F., 1980. Depth distribution of benthonic foraminifera on the continental margin off NW Africa, "Meteor" *Forsch. Erg.*, **32C**, 31-80.
- Lutze, G.F. und H. Thiel, 1989. Epibenthic foraminifera from elevated Microhabitats: *Cibicides wuellerstorfi* and *Planulina ariminensis*. *J. of Foraminiferal Res.*, **19**, 153-158.
- Lyle, M., Murray, D.W., Finney, B.P., Dymond, J., Robbins, J.M. und K. Brooksforce, 1988. The record of late Pleistocene biogenic sedimentation in the eastern tropical Pacific Ocean. *Paleoceanography*, **3**, (1), 39-59.
- Maier-Reimer, E., Mikolajewics, U. und T. Crowley, 1990. Ocean General Circulation Model sensitivity experiment with an open Central American Isthmus. *Paleoceanography*, **5**, 349-366.
- Manabe, S. und D.G. Hahn, 1977. Simulation of the tropical climate of an ice-age. *Journ. of Geophys. Res.*, **82**, 3889-3911.
- Manabe, S. und A.J. Broccoli, 1985. The influence of continental ice sheets on the climate of an ice age. *Journ. of Geophys. Res.*, **90**, 2167-2190.
- Manabe, S. und R.J. Stouffer, 1988. Two stable equilibria of a coupled Ocean - Atmosphere Model. *Journ. of Climat.*, **1**, 841-866.
- Manivit, H., 1989. Calcareous nannofossil biostratigraphy of Leg 108 sediments. In: Ruddiman, W., Sarnthein, M., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **108**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 35-69.

- Mankinen, E.A. und G.B. Dalrymple, 1979. Revised geomagnetic polarity time scale for the interval 0 - 5 m.y. *B.P. Journ. of Geophys. Res.*, **84**, 615-625.
- Mann, P. und J. Corrigan, 1990. Model for late Neogene deformation in Panama. *Geology*, **18**, 558-562.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. und N.J. Shackleton, 1987. Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quater. Res.*, **27**, 1-29.
- Matthews, R.K., 1988. Technical Comments - Sea Level History. *Science*, **241**, 597-599.
- McCorkle, D.C., Keigwin, L.D., Corliss, B.H. und S.R. Emerson, 1990. The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera. *Paleoceanography*, **5**, 161-185.
- McIntyre, A., W.F. Ruddiman, Karlin, K. und A. Mix, 1989. Surface water response of the equatorial Atlantic Ocean to orbital forcing. *Paleoceanography*, **4**, 19-55.
- McKenzie, J.A., Hodell, D.A., Mueller, P.A. und D.W. Mueller, 1987. Application of strontium isotopes to late Miocene-early Pliocene stratigraphy. *Geology*, **16**, 1022-1025.
- McKenzie, J.A. und R. Sprovieri, 1990. Paleocceanographic conditions following the early Pliocene flooding of the Tyrrhenian Sea. In: Kastens, K.A., Mascle, J. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **107**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 405-414.
- McTainsh, G., 1985. Dust processes in Australia and West Africa: a comparison. *Search*, **16**, 104-106.
- Mercer, J.H. und F.J. Sutter, 1982. Late Miocene - earliest Pliocene glaciation in Southern Argentina: Implications for global ice-sheet history. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **38**, 185-206.
- Mercer, J.H., Fleck, R.J., Mankinen, E.A. und W. Sander, 1975. Southern Patagonia: glacial events between 4 m.y. and 1 m.y. In: Suggate, R.P. und M.M. Cresswell (eds.), *Quaternary Studies*, *Bull. R. Soc. N. Z.*, **13**, Wellington, 223-230.
- Mercier, J.L., Armijo, R., Tapponnier, P., Carey-Gailhrdis, E. und H.T. Lin, 1987. Change from late Tertiary compression to Quaternary extension in southern Tibet during the India-Asia collision, *Tectonics*, **6**, 275-304.
- Michel, P., 1973. Les bassins fleuves Sénégal et Gambie, étude géomorphologique. *Mém. ORSTROM*, **3**, tomes, 752 pp.
- Middleton, N.J., 1985. Effect of drought on dust production in the Sahel. *Nature*, **316**, 431-434.
- Middleton, N.J., 1989. Climatic controls on the frequency, magnitude and distribution of dust storms: examples from India/pakistan, Mauretania and Mongolia. In: In: Leinen, M. und M. Sarnthein (eds.), *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and past patterns of global atmospheric transport*. *Nato ASI Ser., C*, **282**, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, 97-132.
- Mix, A.C. und W.F. Ruddiman, 1984. Oxygen-isotope analyses and Pleistocene ice volumes. *Quat. Res.*, **21**, 1-20.
- Mix, A.C. und W.F. Ruddiman, 1985. Structure and timing of the last deglaciation: oxygen isotope evidence. *Quat. Sci. Rev.*, **4**, 59-108.
- Mix, A.C., Ruddiman, W.F. und A. McIntyre, 1986. Late Quaternary paleoceanography of the tropical Atlantic, 1: spatial variability of annual mean sea-surface temperatures, 0-20,000 years B.P. *Paleoceanography*, **1**, 43-66.
- Mix, A.C. und N.G. Pisias, 1988. Oxygen isotope analyses and deep-sea temperature changes: implications for rates of oceanic mixing. *Nature*, **331**, 249-251.
- Molinari, R.L., Fieux, M. und Z. Klaus, 1983. Drifting boy trajectories in the North Brazilian Coastal Current and North Equatorial Countercurrent. *Tropical Ocean Atmosph. Newslett.*, **15**, 7-8.
- Molnar, P. und P. England, 1990. Late Cenozoic uplift of mountain ranges and global climate change: chicken or egg? *Nature*, **346**, 29-34.
- Morley, J.J. und J.D. Hays, 1981. Towards a high resolution global, deep-sea chronology for the last 750,000 years. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**, 279-295.
- Morse, J.W. und R.A. Berner, 1972. Dissolution kinetics of calcium carbonate in sea water: A kinetic origin for the lysocline. *Am. J. Sci.*, **272**, 840-851.
- Müller, G., 1967, *Methods in sedimentary petrology*. In: Engelhart, W.V., Füchtbauer, H. und G. Müller (eds.). *Sedimentary Petrology, Part I*, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart, 283 pp.
- Müller, D.W., Hodell, D.A. und P.F. Ciesielski, 1990 (in press). Late Miocene (10.5 - 4.8 Ma) Paleocceanography of the subantarktic southeast Atlantic: Stable isotopic, sedimentologic and microfossil evidence. In: Ciesielski, P.F. und Y. Kristofferson, et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **114**: College Station, TX (Ocean Drilling Program).

- Müller, P.J. und E. Suess, 1979. Productivity, sedimentation rate and sedimentary organic matter in the oceans - I Organic carbon preservation, *Deep-Sea Res.*, **26**, 1347-1362.
- Müller, P.J., Erlenkeuser, H. und R. v. Grafenstein, 1983. Glacial-interglacial cycles in oceanic productivity inferred from organic carbon contents in Eastern North Atlantic sediment cores. In: Thiede, J. und E. Suess (eds.), *Coastal Upwelling, Part B*, Plenum Press, New York, London, 365-398.
- Newell, R.E., Navato, A.R. und J. Hsiung, 1978. Long-term global sea surface temperature fluctuations and their possible influence on atmospheric CO₂ concentrations. *J. of Pure and Applied Geophysics*, **116**, 351-371.
- Nicholson, S.E. und E. Flohn, 1980. African environmental and climatic change and the general atmosphere circulation in the late Pleistocene and Holocene. *Clim. Change*, **2**, 313-348.
- Nicholson, S.E. und S. Entekhabi, 1987. Rainfall variability in equatorial and southern Africa: Relationships with sea surface temperatures along the southwestern coast of Africa. *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 561-578.
- Niebler, H.S., 1990. Geschichte der Meeresoberflächen-temperaturen in einem Auftriebsgebiet vor Nordwest-Afrika. Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Kiel, 62 pp.
- Ninkovitch, D. und N.J. Shackleton, 1975. Distribution, stratigraphic position and age of ash layer "L" in the Panama Basin region, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**, 20-34.
- Oppo, D.W. und R.G. Fairbanks, 1987. Variability in the deep and intermediate water circulation of the Atlantic Ocean during the past 25,000 years: Northern Hemisphere modulation of the Southern Ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **86**, 1-15.
- Palmer, T.N., 1986. Influence of the Atlantic, Pacific and Indian Oceans on Sahel rainfall. *Nature*, **322**, 251-253.
- Paquet, H., Goudé-Gaussen, G. und P. Rognon, 1984. Etude minéralogique de poussières sahariennes le long d'un itinéraire entre 19° et 35° de latitude nord. *Rev. Géol. dyn. Géogr. phys.*, **25**, 257-265.
- Parkin, D.W. und N.J. Shackleton, 1973. Trade wind and temperature correlations down a deep-sea core off the Sahara coast. *Nature*, **245**, 455-457.
- Parkin, D.W. und R.C. Padgham, 1975. Further studies on trade winds during the glacial cycles. *Proc. Roy. Soc. London, (A)*, **346**, 245-260.
- Parmenter, C. und D.W. Folger, 1974. Eolian biogenic detritus in deep-sea sediments: Possible index of ice age aridity. *Science*, **185**, 695-698.
- Paterne, M., Guichard, F., Labeyrie, J., Gillot, P.Y. und J.C. Duplessy, 1986. Tyrrhenian Sea tephrochronology of the oxygen isotope record for the past 60,000 years. *Mar. Geol.*, **72**, 259-286.
- Payne, S.W. und M.M. McGerry, 1977. The relationship of satellite infrared convective activity to Easterly Waves over West Africa and the adjacent ocean during phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 413-420.
- Peters, M., 1988. Niederschlagsstrukturen im Sahel und Folgerungen für die Paläosynoptik. *Ber. Inst. f. Meteor. u. Klim. Univ. Hannover*, **35**, 1-104.
- Pflaumann, U., 1986. Sea-surface temperatures during the last 750,000 years in the eastern equatorial Atlantic: Planctonic foraminiferal record of "Meteor"-cores 13519, 13521, and 16415. "Meteor" *Forsch. Erg.*, **40C**, 137-161.
- Pisias, N. G., Martinson, D. G., Moore, T. C. Jr., Shackleton, N. J., Prell, W., Hays, J., and G. Boden, 1984. High resolution stratigraphic correlation of benthic oxygen isotopic records spanning the last 300,000 years. *Mar. Geol.*, **56**, 119-136.
- Pisias, N. G und D.K. Rea, 1988. Late Pleistocene paleoclimatology of the central equatorial Pacific: Sea surface response to the southeast trade winds. *Paleoceanography*, **3**, 21-37.
- Pisias, N. G und A.C. Mix, 1988. Aliasing of the geologic record and the search for long-period Milancovitch cycles. *Paleoceanography*, **3**, 613 - 619.
- Pokras, E.M. und A.C. Mix, 1985. Eolian evidence for spatial variability of late Quaternary climates in tropical Africa. *Quat. Res.*, **24**, 137-149.
- Pokras, E.M., 1987. Diatom record of late Quaternary climatic change in the eastern equatorial Atlantic and tropical Africa. *Paleoceanography*, **2**, 273-286.
- Pokras, E.M. und W.F. Ruddiman, 1989. Evolution of south Saharan/Sahelian aridity based on freshwater diatoms (genus *Melosira*) and opal phytoliths: Sites 662 and 664. In: Ruddiman, W., Sarnthein, M., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **108**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 143-148.
- Prell, W.L., Hutson, W.A., Williams, D.F., Be, A.W.H., Geitzenauer, H. und B. Molfino, 1980. Surface circulation of the Indian Ocean during the last glacial maximum, approximately 18,000 B.P., *Quat. Res.*, **14**, 309-336.

- Prell, W.L., 1982. Oxygen and carbon isotope stratigraphy for the Quaternary of hole 502B: Evidence for two modes of isotopic variability. In: Prell, W.L., Gardner, J.V., et al., *Init. Repts. DSDP, 68*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 455-464.
- Prell, W.L., 1984. Covariance patterns of foraminiferal $\delta^{18}\text{O}$: An evaluation of Pliocene ice volume changes near 3.2 Million years ago. *Science*, **226**, 692 - 693.
- Prell, W.L., 1985. Pliocene stable isotope and carbonate stratigraphy (Holes 572C and 573A): Paleooceanographic data bearing on the question of Pliocene glaciation. In: Meyer, L., Theyer, F., et al., *Init. Repts. DSDP, 85*: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 723-734.
- Prell, W. L., Imbrie, J., Martinson, D. G., Morley, J. J., Pisias, N. G., Shackleton, N. J., and H.F. Streeter, 1986. Graphic correlation of oxygen isotope stratigraphy: Application to the late Quaternary. *Paleoceanogr.* **1**(2), 137-162.
- Prell, W.L. and J.E. Kutzbach, 1987. Monsoon variability over the past 150,000 years. *Journ. of Geophys. Res.*, **92**, 8411 - 8425.
- Prentice, K.C.J. and I.Z. Fung, 1990. The sensitivity of terrestrial carbon storage to climate change. *Nature*, **346**, 48-51.
- Prentice, L. and R.K. Matthews, 1988. Cenozoic ice volume history: development of a composite oxygen isotope record. *Geology*, **16**, 963-966.
- Prospero, J.M., Bonatti, E. Schubert, C. and T.N Carlson, 1970. Dust in the Caribbean atmosphere traced to an African dust storm. *Earth and Plan. Sci. Let.*, **9**, 287-293.
- Prospero, J.M. and R.T. Nees, 1977. Dust concentration in the atmosphere in the Equatorial North Atlantic: Possible relationship to the Sahelian drought. *Science*, **196**, 1196-1198.
- Prospero, J.M., Glaccum, R.A. and R.T. Nees, 1981. Atmospheric transport of soil dust from Africa to South America. *Nature*, **289**, 570-572.
- Prospero, J.M. and R.T. Nees, 1984. Long-term mineral aerosol studies at Barbados: evidence of the impact of the recent north african drought and of large scale circulation anomalies. *EOS*, **65**, (45), 837.
- Prospero, J.M., 1985. Records of past continental climates in deep-sea sediments. *Nature*, **315**, 279-280.
- Prospero, J.M. and R.T. Nees, 1986. Impact of the North African drought and El Nino on mineral dust in the Barbados trade winds. *Nature*, **320**, 735-738.
- Pye, K., 1987. Aeolian dust and dust deposits. Academic Press, London, p. 334.
- Pye, K., 1989. Processes of fine particle formation, dust source regions, and climatic changes. In: Leinen, M. und M. Sarnthein, (eds.), *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and past patterns of global atmospheric transport*. Nato ASI Ser., C, **282**, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, 3-30.
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F., Backman, J., Clement, B.M., und D.G. Martinson, 1989. Late Pliocene variation in northern hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation. *Paleoceanography*, **4**, 413-446.
- Rea, D.K. und Janecek, T.R., 1982. Late Cenozoic changes in atmospheric circulation deduced from North Pacific eolian sediments. *Mar. Geol.*, **49**, 149-167.
- Rea, D.K., Leinen, M., und T.R. Janecek, 1985. Geologic approach to the long-term history of atmospheric circulation. *Science*, **227**, 721-725.
- Rea, D.K., Chambers, L.W., Chuey, J.M., Janecek, T.R., Leinen, M. und M.G. Pisias, 1986. A 420,000-year record of cyclicity in oceanic and atmospheric processes from the eastern equatorial Pacific, *Paleoceanography*, **1**, 577-586.
- Reed, R.J., Norquist, D.C. und E.E. Recker, 1977. The structure and properties of african wave disturbances as observed during phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 317-333.
- Reid, J.L., Nowlin, D.W. und W.C. Patzert, 1977. On the characteristics and circulation of the southwestern South Atlantic Ocean. *Journ., Phys. Oceanogr.*, **7**, 62-91.
- Reid, J.L., 1979. On the contribution of the Mediterranean Sea outflow to the Norwegian-Greenland Sea. *Deep Sea Res.*, **26** (A), 17-91.
- Rind, D., 1987. Components of the ice age circulation. *Journ. of Geophys. Res.*, **92**, 4241-4281.
- Rind, D., 1990. Puzzles from the tropics. *Nature*, **346**, 317-318.
- Rognon, P., 1976. Essai d'interpretation des variations climatique au Sahara depuis 40,000 ans, *Rev. Géogr. phys. Géol. dynam.* (2), **18**, 251-282.
- Rognon, P. und M.A.J. Williams, 1977. Late Quaternary climatic changes in Australia and North Africa. A preliminary interpretation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, **21**, 285-327.

- Rooth, C.G.H., 1982. Hydrology and ocean circulation. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 131-149.
- Rooth, C.G.H., 1990. Meltwater Younger Dryas upheld. *Nature*, **343**, 702.
- Rossignol-Strick, M., 1983. African monsoons, an immediate climate response to orbital insolation. *Nature*, **304**, 46-49.
- Ruddiman, W.F. und A. McIntyre, 1981. Oceanic mechanisms for amplification of the 23,000-year ice-volume cycle. *Science*, **212**, 617-227.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M. und A. McIntyre, 1986a. Matuyama 41,000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. *Earth Planet. Sci. Letters*, **80**, 117-129.
- Ruddiman, W.F., Shackleton, N.J. und A. McIntyre, 1986b. North Atlantic sea-surface temperatures for the last 1.1 million years. *Spec. Publ. Geol. Soc.*, **21**, 155-173.
- Ruddiman, W.F., Sarnthein, M., Baldauf, J. et al., 1988. *Proc. Init. Repts. (Pt. A), ODP*, **108**, 556 pp.
- Ruddiman, W.F., Sarnthein, M., Backman, J., Baldauf, J.G., Curry, W., Dupont, L.M., Janecek, T., Pokras, E.M., Raymo, M.E., Stabell, B., Stein, R. und R. Tiedemann, 1989a. Late Miocene to Pleistocene evolution of climate in Africa and the low-latitude Atlantic: overview of Leg 108 results. In: Ruddiman, W., Sarnthein, M., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **108**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 463-484.
- Ruddiman, W.F., Raymo, M.E., Martinson, D.G., Clement, B.M. und J. Backman, 1989b. Pleistocene evolution: northern hemisphere ice sheets and North Atlantic Ocean. *Paleoceanography*, **4**, 353-412.
- Ruddiman, W.F., Prell, W.L. und M.E. Raymo, 1989c. Late Cenozoic uplift in Southern Asia and the American West: Rationale for General Circulation Modeling Experiments. *Journ. of Geophys. Res.*, **94**, 18 379 - 18 391.
- Ruddiman, W.F. und T.R. Janecek, 1989. Pliocene-Pleistocene biogenic and terrigenous fluxes at equatorial Atlantic Sites 662, 663, and 664. In: Ruddiman, W., Sarnthein, M., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **108**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 211-240.
- Ruddiman, W.F. und J.E. Kutzbach, 1989. Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in Southern Asia and the American West. *Journ. of Geophys. Res.*, **94**, 18409-18427.
- Ruddiman, W.F. und J.E. Kutzbach, in prep. Late Cenozoic plateau uplift and climate change.
- Samways, J., 1975. A synoptic account of an occurrence of dense Harmattan haze at Kano in February 1974. *Savanna*, **4**, 187-190.
- Sarnthein, M., 1978. Sand deserts during glacial maximum and climatic optimum. *Nature*, **272**, 43-46.
- Sarnthein, M. und B. Koopmann, 1980. Late Quaternary deep-sea record on Northwest African dust supply and wind circulation. *Palaeoecology of Africa*, **12**, 239-253.
- Sarnthein, M., Tetzlaff, G., Koopmann, G., Wolter, K. und U. Pflaumann, 1981. Glacial and interglacial wind regimes over the eastern sub-tropical Atlantic and northwest Africa. *Nature*, **293**, 193-196.
- Sarnthein, M., Thiede, J., Pflaumann, U., Erlenkeuser, H., Fütterer, D., Koopmann, B., Lange, H. und E. Seibold, 1982. Atmospheric and oceanic circulation patterns off Northwest Africa during the past 25 million years. In: v. Rad, U., Hinz, K., et al., (eds.). *Geology of the Northwest African Continental Margin*. Springer Verlag, Berlin, 545-604.
- Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., von Grafenstein, R. und C. Schröder, 1984. Stable-isotope stratigraphy for the last 750,000 years: "Meteor" core 13519 from the eastern equatorial Atlantic. *Meteor Forsch. Erg.*, **38C**, 9-24.
- Sarnthein, M., Winn, K. und R. Zahn, 1987. Paleoproductivity of oceanic upwelling and the effect on atmospheric CO₂ and climatic change during deglaciation times. In: W.H. Berger und L.D. Labeyrie (eds.). *Abrupt climatic change*, Reidel Publish. Comp., Dordrecht, Boston, Lancaster, Tokyo, 311-337.
- Sarnthein, M. und J. Fenner, 1988. Global wind induced change of deep-sea sediment budgets, new ocean production and CO₂ reservoirs ca. 3.3 - 2.35 Ma B.P. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **B, 318**, 487-504.
- Sarnthein, M., Winn, K., Duplessy, J.C. und M.R. Fontugne, 1988. Global variation of surface ocean productivity in low and mid latitudes: influence on CO₂ reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21,000 years. *Paleoceanography*, **3** (3), 361-399.
- Sarnthein, M., Burrows, J. Conte, M., Flechsenhar, K., Haake, F.W., Hemleben, C., Hensch, H., Kitazato, H., Pflaumann, U., Salomon, B., Scheibe, S., Steen, E., Thies, A., Werner, F., Westerhausen, L., Winn, K., 1989. Bericht zu METEOR-Reise 11-1 Hamburg - Ponta Delgada, Azoren, 3. - 23. Oktober 1989. *Ber. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*, **36**, 69 S.

- Sarnthein, M. und R. Tiedemann, 1989. Toward a high-resolution stable isotope stratigraphy of the last 3.4 million years: Sites 658 and 659 off Northwest Africa. In: Ruddiman, W., Sarnthein, M., et al., Proc. ODP, Sci. Results, **108**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 167-185.
- Sarnthein, M. und K. Winn, 1990. Reconstruction of low and middle latitude export productivity, 30 000 years B.P. to present: Implications for global carbon reservoirs. In: M.E. Schlesinger (ed.), *Climate-Ocean Interaction*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London, 319-342.
- Sarnthein, M. und R. Tiedemann, 1990. Younger Dryas-style cooling events at glacial terminations I-VI at ODP-Site 658: Associated benthic $\delta^{13}\text{C}$ anomalies constrain meltwater hypothesis. *Paleoceanography*, **5**, 1041-1055.
- Scheimainda, R., Nehring, D. und S. Schulz, 1975. Ozeanologische Untersuchungen zum Produktionspotential der nordwestafrikanischen Wasserauftriebsregion. *Geod. Geophys. Veröff.*, **4** (16), 1-88.
- Schlesinger, M.E. und J.F.B. Mitchell, 1987. Climate model simulations of the equilibrium response to increased carbon dioxide. *Rev. Geophys.*, **25**, 760-798.
- Schrader, H.J., 1972. Kieselsäure-Skelette in den Sedimenten des iberomarrokanischen Kontinentalrandes und angrenzender Tiefsee-Ebenen. "Meteor" *Forsch. Erg.*, **8C**, 10-36.
- Schütz, L. und M. Sebert, 1987. Mineral aerosols and source identification. *J. Aerosol. Sci.*, **18** (1), 1-10.
- Schultz, H., 1990. Hochauflösende Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenstratigraphie im frühen Pliozän vor 3.4 - 4.6 Millionen Jahren: ODP-Site 659, Subtropischer Atlantik. Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Kiel, 42 pp.
- Sclater, J.G., Hellinger, S. und C. Tapscott, 1977. The paleobathymetry of the Atlantic Ocean from the Jurassic to the Recent. *Journ. of Geol.*, **85**, 509-522.
- Shackleton, N.J. und N. Opdyke, 1973. Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238: Oxygen isotope temperatures and ice volume on a 105 and 106 x 10⁴ year scale. *Quaternary Res.*, **3**, 39-55.
- Shackleton, N.J. und N. Opdyke, 1976. Oxygen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific V28-239: late Pliocene to latest Pleistocene. *Geol. Soc. Am. Mem.*, **145**, 449-464.
- Shackleton, N.J., 1977. The oxygen isotope stratigraphic record of the late Pleistocene. *Philos. Trans. R. Soc. London.*, **B**, **280**, 169-182.
- Shackleton, N.J. und M.B. Cita, 1979. Oxygen and carbon isotope stratigraphy of benthic foraminifers at Site 397: detailed history of climatic change during the late Neogene. In: von Rad, U., Ryan, W.B.F., et al., *Init. Repts. DSDP*, **47**: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 433 - 445.
- Shackleton, N.J., 1982. The deep-sea sediment record of climate variability. *Progr. Oceanogr.*, **2**, 199-218.
- Shackleton, N. J., Hall, M.A., Line, J. und C. Shuxi, 1983a. Carbon isotope data in core V19-30 confirm reduced carbon dioxide concentration in the ice age atmosphere. *Nature*, **306**, 319-322.
- Shackleton, N.J., Imbrie, J. und M. Hall, 1983b. Oxygen and carbon isotope record of East Pacific core V19-30: Implications for the formation of deep water in the late Pleistocene North Atlantic. *Earth Planet. Sci. Let.*, **65**, 233-244.
- Shackleton, N. J. und M.A. Hall, 1984. Oxygen and carbon isotope stratigraphy of Deep Sea Drilling Project Hole 552A: Plio-Pleistocene glacial history. In: Roberts, D. G., Schnitker, D., et al., *Init. Repts. DSDP*, **81**: Washington (U.S. Govt. Printing Office), 599-609.
- Shackleton, N. J., Backman, J. Zimmerman, H., Kent, D.V., Hall, M.A., Roberts, D.G., Schnitker, D., Baldauf, J.G., Desprairies, A., Homrighausen, R., Huddleston, P., Keene, J.B., Kaltenback, A.J., Krum-siek, K.A.O., Morton, A.C., Murray, J.W. und J. Westberg-Smith, 1984. Oxygen isotope calibration of the onset of ice-rafting and history of glaciation in the North Atlantic region., *Nature*, **307**, 620-623.
- Shackleton, N.J., 1987. The carbon isotope record of the Cenozoic: history of organic carbon burial and of oxygen in the ocean and atmosphere. *Geol. Soc. Spec. Pub.*, **26**, 423-434.
- Shackleton, N.J. und M.A. Hall, 1989. Stable isotope history of the Pleistocene at ODP Site 677A. In: Shackleton, N.J., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **111**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 295-316.
- Shackleton, N.J. und M.A. Hall, 1990. Pliocene oxygen isotope stratigraphy of hole 709C. In: Duncan, R.A., Backmann, J., Peterson, L.C. et al., 1990. *Proc. ODP, Sci. Results*, **115**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 529-538.
- Shackleton, N.J., Berger, A. und W.R. Peltier, in press. An alternative astronomical calibration of the Lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Trans. of the Roy. Soc. of Edinburgh*.
- Shanks, A.L. und D. Trent, 1980. Marine snow: sinking rates and potential role in vertical flux. *Deep-Sea Res.*, **27**, 137-143.

- Singer, A., 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments - a review. *Earth Sci. Rev.*, **21**, 251-293.
- Sirocko, F., 1985. Zum Abbild von NE-Passat, SW-Monsun und Oberflächenströmungen in rezenten Tiefseesedimenten vor Westafrika. Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Kiel, 77 pp.
- Sirocko, F., Sarnthein, M., Lange, H., und H. Erlenkeuser, in press. Atmospheric summer circulation and coastal upwelling in the Arabian Sea during the Holocene and the last glaciation. *Quat. Res. INQUA Vol.*
- Sirocko, F., 1989. Zur Akkumulation von Staubsedimenten im nördlichen Indischen Ozean: Anzeiger der Klimageschichte Arabiens und Indiens. *Berichte, Geol.-Paläont. Inst., Univ. Kiel*, **27**, 185 pp.
- Speth, P. und H.J. Panitz, 1983. The variability of local winds at 22°W and their influence on the oceanic system at the equator in the Atlantic during FGGE. *Elsevier Oceanography Ser.*, **36**, 51-64.
- Stabell, B., 1989. Initial diatom record of Sites 657 and 658: on the history of upwelling and continental aridity. In: Ruddiman, W., Sarnthein, M., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **108**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 149-156.
- Stein, R., 1984. Zur Neogenen Klimaentwicklung in Nordwest-Afrika und Paläo-Ozeanographie im Nordost-Atlantik: Ergebnisse von ODP-Sites 141, 366, 397, und 544B. *Berichte, Geol.-Paläont. Inst., Univ. Kiel*, **4**, 210 pp.
- Stein, R. und M. Sarnthein, 1984. Late Neogene events of atmospheric and oceanic circulation offshore northwest Africa: High-resolution record from deep-sea sediments. In: Coetzee, J.A. und E.M. Van Zinderen Bakker (eds.), *Paleoecology of Africa and the surrounding islands*, A.A. Balkema, Rotterdam, 9-36.
- Stein, R., 1985a. Rapid grain-size analyses of silt and clay fractions by Sedigraph 5000 D: Comparison with Coulter Counter and Atterberg methods. *J. of Sed. Petr.*, **55**, 590-593.
- Stein, R., 1985b. Late Neogene changes of paleoclimate and paleoproductivity off Northwest Africa. *Paleogeogr. Paleoclimat. Paleoecol.*, **49**, 47-61.
- Stein, R., 1986a. Late Neogene evolution of paleoclimate and paleoceanic circulation in the Northern and Southern Hemispheres - a comparison. *Geol. Rundsch.*, **75**, 125-138.
- Stein, R., 1986b. Surface-water paleo-productivity as inferred from sediments deposited in oxic and anoxic deep-water environments of the Mesozoic Atlantic Ocean. *Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, Scope/Unep Sonderband*, **60**, 55-70.
- Stein, R., ten Haven, H.L., Littke, R., Rullkötter, J. und D.H. Welte, 1989. Accumulation of marine and terrigenous organic carbon at upwelling Site 658 and nonupwelling Sites 657 and 659: Implications for the reconstruction of paleoenvironments in the eastern subtropical Atlantic through Late Cenozoic times. In: Ruddiman, W., Sarnthein, M., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **108**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 361-386.
- Stein, R. und R. Littke, in press. Organic-carbon-rich sediments and paleoenvironment: results from Buffin Bay (ODP-Leg 105) and the upwelling area off northwest Africa (ODP-Leg 108). *Proceedings Vol. "Deposition of organic facies", Mediterranean Basin Conference, Nice, Sept. 1988.*
- Streeter, S.S. und N.J. Shackleton, 1979. Paleocirculation of the deep North Atlantic: 150,000 year record of benthic foraminifera and oxygen-18. *Science*, **203**, 168-178.
- Street-Perrott, F.A. und R. A. Perrott, 1990. Abrupt climate fluctuations in the tropics: the influence of Atlantic Ocean circulation. *Nature*, **343**, 607-612.
- Suc, J.-P., 1984. Origin and evolution of the Mediterranean vegetation and climate in Europe. *Nature*, **307**, 429-432.
- Suess, E., 1980. Particulate organic carbon flux in the oceans - surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, **288**, 260-263.
- Sykes, L.R., McCann, W.R. und A.L. Kafka, 1982. Motion of Caribbean plate during the last 7 million years and implications of earlier Cenozoic movements. *J. Geophys. Res.*, **87**, 10656-10676.
- Szekielda, K.H., 1978. Eolian dust into the North Atlantic. *Oceanogr. Mar. Biol. Ann. Rev.*, **16**, 11-41.
- Talbot, M.R., 1984. Late Pleistocene rainfall and dune building in the Sahel. *Palaeoecology*, **16**, 203-214.
- Tauxe, L., Valet, J.-P. und J. Bloemendal, 1989. Magnetostratigraphy of Leg 108 advanced hydraulic piston cores. In: Ruddiman, W., Sarnthein, M., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **108**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 429-439.
- Tetzlaff, G. und K. Wolter, 1980. Meteorological patterns and the transport of mineral dust from the North African continent. *Paleoecol. Afr. Surround. Isl.*, **12**, 31-42.
- Tetzlaff, G., 1982. Nordafrikanischer Passat im Winter.

- Ber. Inst. f. Meteor. u. Klim. Uni. Hannover, **22**, 1-128.
- Tetzlaff, G., Peters, M. und L.J. Adams, 1985. Meteorologische Aspekte der Sahel - Problematik. *Die Erde*, **116**, 109-120.
- Tetzlaff, G. und M. Peters, 1986. The atmospheric transport for water vapor and dust in the Sahel region. *Geo Journal*, **12**, 387-398.
- Tetzlaff, G., Peters, M., Janssen, W. und L.J. Adams, 1989. Aeolian dust transport in West Africa. In: Leinen, M., Sarnthein, M. (eds.) *Paleoclimatology and Paleometeorology: Modern and past patterns of global atmospheric transport*. Nato ASI Ser., C, **282**, 185-204. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Thierstein, H.R., Geitzenauer, K.R., Molfino, B. und N.J. Shackleton, 1977. Global synchronicity of late Quaternary coccolith datum levels: Validation by oxygen isotopes. *Geology*, **5**, 400-404.
- Tiedemann, R., 1986. Verteilung von organischem Kohlenstoff in Oberflächensedimenten und örtliche Primärproduktion im äquatorialen Ostatlantik, 0 - 20°N, 15 - 25°W. Unveröff. Diplomarbeit, Univ. Kiel, 75 pp.
- Tiedemann, R., Sarnthein, M. und R. Stein, 1989. Climatic changes in the western Sahara: aeolo-marine sediment record of the last 8 Million Years. In: Ruddiman, W., Sarnthein, M., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **108**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 241-278.
- Tomczak, M. und P. Hughes, 1980. Three dimensional variability of water masses and currents in the Canary current upwelling region. "Meteor" *Forsch. Erg.*, **21C**, 1-24.
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. und S. Thompson, 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, Part 4: global cycles of relative changes of sea-level. In: C. Payton (ed.), *Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration*. *Mem. Am. Assoc. Pet. Geol.*, **26**, 83-98.
- Van Andel, T.H., Heath, G.R. und T.C. Moore, 1975. Cenozoic history and paleoceanography of the central equatorial Pacific. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, **143**, New York, 134pp.
- de Visser, J.P. und H. Chamley, 1990. Clay mineralogy of the Pliocene and Pleistocene of Hole 653A, Western Tyrrhenian Sea (ODP Leg 107). In: Kastens, K.A., Mascle, J. et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **107**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 323-332.
- Vogelsang, E., 1985. Hochoauflösende Zeitreihen der Termination I aus Sedimenten des äquatorialen Ostatlantiks (Der Übergang vom letzten Glazial zum jetzigen Interglazial). Unpubl. Diplomarbeit, Univ. Kiel, 85 p.
- Voituriez, B. und A. Herbland, 1982. Comparision des système productifs de l'Atlantique tropical est: domes thermiques upwellings côtiers et upwelling équatorial. *Rapp.P., V. Reun. Cons. Int. Explor. Mer.*, **180**, 114-130.
- Von Grafenstein, R., 1982. 750 000 Jahre Klimageschichte und Paläo-Ozeanographie an einem Tiefseekern vom Sierra Leone Rücken (Äquatorialer Ostatlantik). Unpubl. Diplomarbeit, Univ. Kiel, 68p.
- Vrba, E.S., 1985. African Bovidea: evolutionary events since the Miocene. *S. Afr. J. Sci.*, **81**, 263-266.
- Walsh, J.J., 1991. Importance of continental margins in the marine biogeochemical cycling of carbon and nitrogen. *Nature*, **350**, 53-55.
- Weaver, P.P.E. und B.M. Clement, 1986. Synchronicity of Pliocene planctonic foraminiferal datums in the North Atlantic. *Mar. Micropaleont.*, **10**, 295-307.
- Weaver, P.P.E. und M.E. Raymo, 1989. Late Miocene to Holocene planctonic foraminifers from the equatorial Atlantic. In: Ruddiman, W., Sarnthein, M., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **108**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 71-87.
- Weaver, P.P.E., Backmann, J., Baldauf, J.G., Bloemendal, J., Manivit, H., Miller, K.G., Pokras, M., Raymo, M.E., Tauxe, L., Valet, J.P., Chepstow-Lusty, A. und G. Olafson, 1989. Biostratigraphic synthesis, Leg 108, Eastern Equatorial Atlantic. In: Ruddiman, W., Sarnthein, M., et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, **108**: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 455-462.
- Weisrock, A., 1980. Geomorphology and paleoenvironments of the Atlantic Atlas (Marocco). Unpubl. thesis, Paris University, 931 pp.
- Westerhausen, L., in prep. Organische Sedimentation im äquatorialen Ost-Atlantik: Einflüsse von Herkunft, Transportmuster, Diagenese und klimatisch bedingten Schwankungen. Dissertation am Geol.-Paläont. Inst., Univ. Kiel.
- Wetzel, A., 1981. Ökologische und stratigraphische Bedeutung biogener Gefüge in quaternären Sedimenten am NW-afrikanischen Kontinentalrand. "Meteor" *Forsch. Erg.*, **34C**, 1-48.
- Wickens, G.E., 1975. Changes in the climate and vegetation of the Sudan since 20,000 years B.P. *Boissiera*, **24**, 43-65.

- Willenbrink, E., 1982. Wassermassenanalyse im tropischen und subtropischen Nordostatlantik. Berichte Inst. f. Meereskunde, Univ. Kiel, **96**, 72 S.
- Windom, H.L., 1975. Eolian contributions to marine sediments. Journ. Sed. Petrol., **45**, 520-529.
- Windom, H.L., 1976. Lithogenous material in marine sediments. In: Riley, J.P. und R. Chester (eds.), Chemical oceanography. Academic Press, New York, London, **5**, 103-135.
- Wolf, T.C.W. und J. Thiede, (in press). History of terrigenous sedimentation during the past 10 M.Y. in the North Atlantic (ODP-Legs 104, 105 and DSDP-Leg 81. Mar. Geol.
- Wolter, K., 1981. Staubtransporte über Nordafrika und dem angrenzenden Atlantik. Diplomarbeit Inst. f. Meteor. und Klimat., Univ. Hannover, 176 pp.
- Woodruff, F., Savin, S.M. und R.G. Douglas, 1980. Biological fractionation of oxygen and carbon isotopes by recent benthic foraminifera. Mar. Micropaleont., **5**, 3-11.
- Zahn-Knoll, R., 1986. Spätquartäre Entwicklung von Küstenauftrieb und Tiefenwasserzirkulation im Nordost-Atlantik. Rekonstruktion anhand stabiler Isotope kalkschaliger Foraminiferen. Dissertation, Univ. Kiel, 111 pp.
- Zahn, R., Winn, K. und M. Sarnthein, 1986. Benthic foraminiferal $\delta^{13}\text{C}$ and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group and *Cibicides wuellerstorfi*. Paleoceanography, **1**, 27-42.
- Zahn, R., Sarnthein, M. und H. Erlenkeuser, 1987. Benthic isotope evidence for changes of the Mediterranean outflow during the Late Quaternary. Paleoceanogr., **2**, 543 - 559.

Datenanhang

Tab. A-1: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten von Site 658 (Fortsetzung)

Site 658			Original Composite			G. inflata		C. muellerstorfi		B. aculeata	
Core-Section,	Interval	Tiefe	Depth	Alter	18-O	13-C	18-O	13-C	18-O	13-C	
		(m)	(m)	(Ma)	(‰ POB)	(‰ POB)	(‰ POB)	(‰ POB)	(‰ POB)	(‰ POB)	
B 1	1	18- 13	0.12	0.12	0.00059	0.86	0.36	2.76	0.70		
	1	12- 16	0.14	0.24	0.00119	0.58	0.38	2.71	0.80		
			0.14	0.24	0.00119	0.63	0.40				
			0.14	0.24	0.00119	0.52	0.35				
			0.14	0.24	0.00119	0.58	0.38				
B 1	1	40- 42	0.41	0.41	0.00203	0.98	0.61	2.76	0.85		
B 1	1	70- 72	0.71	0.71	0.00351	0.82	0.46	2.68	0.82		
B 2	1	10- 14	2.42	0.72	0.00356	1.09	0.68	2.69	0.96		
	1	70- 75	0.73	0.83	0.00411	0.99	0.59	2.67	0.79		
	1	85- 87	0.86	0.96	0.00475	1.06	0.64	2.67	0.86		
	1	93- 95	0.94	1.04	0.00515	0.96	0.69	2.67	0.96		
	1	102-104	1.03	1.13	0.00559	0.98	0.48	2.66	1.01		
	1	112-114	1.13	1.23	0.00609	0.93	0.48	2.68	0.91		
	1	127-129	1.28	1.38	0.00683	0.96	0.23	2.68	0.91		
B 2	1	76- 80	3.08	1.38	0.00683	1.14	0.29	2.81	0.58		
	1	140-142	1.41	1.51	0.00747	0.97	0.12	2.71	0.64		
B 2	1	102-104	3.33	1.63	0.00807	1.16	0.29	2.54	0.61		
	1	2 5- 7	1.56	1.66	0.00822	1.37	0.36	2.77	0.72		
	1	2 12- 16	1.64	1.74	0.00861	1.25	0.19	2.85	0.65		
	1	2 26- 28	1.77	1.87	0.00926	1.53	0.23	2.90	0.84		
	1	2 37- 39	1.88	1.98	0.00980	1.33	0.09	2.86	0.69		
	1	2 52- 54	2.03	2.13	0.01080	1.55	0.09	3.30	0.12		
			2.03	2.13	0.01080			2.62	-0.04		
			2.03	2.13	0.01080			3.27	0.34		
			2.03	2.13	0.01080			3.29	0.29		
			2.03	2.13	0.01080			4.05	-0.10		
			2.03	2.13	0.01080			3.30	0.12		
B 2	2	20- 24	4.02	2.32	0.01207	1.77	0.21	3.37	0.34		
	1	2 70- 75	2.23	2.37	0.01240	1.74	0.21	3.50	0.57		
B 2	2	42- 44	4.23	2.52	0.01316	1.53	0.01	3.33	0.70		
B 2	2	54- 56	4.35	2.65	0.01382	1.66	0.26	3.27	0.43		
	1	2 91- 93	2.42	2.80	0.01459	2.19	0.27	3.17	0.53		
B 2	2	81- 83	4.62	2.92	0.01520	1.49	-0.03	3.48	0.48		
	1	2 102-104	2.53	3.05	0.01586	2.14	0.05	3.58	0.48		
B 2	2	95- 99	4.77	3.07	0.01596	2.20	0.15	4.10	0.17		
B 2	2	102-104	4.83	3.13	0.01627	2.25	0.14	3.72	0.27		
	1	2 113-115	2.64	3.25	0.01688	2.19	0.21	4.05	0.30		
	1	2 121-123	2.72	3.39	0.01759	2.15	0.09	3.98	0.22		
	1	2 130-132	2.80	3.53	0.01830	2.49	0.24	4.57	0.50		
	1	2 142-144	2.91	3.58	0.01852	1.84	0.14	4.45	0.46		
	1	3 12- 16	3.14	3.69	0.01901	2.09	0.11	4.36	0.49		
	1	3 37- 39	3.38	3.81	0.01953	1.96	0.10	4.18	0.57		
B 2	3	20- 24	5.52	3.82	0.01958	2.35	0.11	4.48	0.53		
	1	3 52- 54	3.53	3.89	0.01989	2.21	0.16	4.24	0.47		
	1	3 70- 75	3.73	4.00	0.02037	2.11	0.27	4.17	0.45		
	1	3 91- 93	3.92	4.12	0.02090	2.23	0.32	4.01	0.49		
	1	3 102-104	4.03	4.21	0.02130	2.14	0.26	4.31	0.60		
	1	3 115-117	4.16	4.31	0.02174			4.09	0.59		
B 2	3	72- 76	6.03	4.33	0.02183	1.97	-0.29	4.28	0.52		
	1	3 130-132	4.31	4.44	0.02231	1.94	0.30	4.06	0.53		
B 2	3	95- 99	6.27	4.57	0.02288	2.19	0.10	4.39	0.49		
B 2	3	102-104	6.33	4.63	0.02315	2.28	0.18	4.33	0.52		
	1	4 12- 16	4.64	4.71	0.02350	1.84	0.24	3.70	0.42		
	1	4 28- 30	4.79	4.83	0.02416	1.82	0.34	4.13	0.69		
	1	4 50- 52	5.01	5.01	0.02514	1.95	0.22	4.06	0.61		
B 2	4	10- 12	6.91	5.21	0.02623	2.17	0.24	4.22	0.35		
	1	4 70- 75	5.23	5.22	0.02628	1.89	0.47	4.02	0.57		
	1	4 80- 82	5.31	5.30	0.02672	1.94	0.31	3.98	0.52		
B 2	4	20- 24	7.02	5.32	0.02683	2.26	0.16	4.19	0.57		
B 2	4	50- 52	7.31	5.61	0.02841	2.08	0.43	4.13	0.41		
B 2	4	70- 72	7.51	5.81	0.02950	1.96	0.45	3.94	0.47		
B 2	4	95- 99	7.77	6.07	0.03128	2.17	0.33	4.11	0.58		
B 2	4	102-104	7.83	6.13	0.03169	1.79	0.43	3.90	0.52		
B 2	5	20- 24	8.52	6.82	0.03643	1.88	0.45	3.71	0.30		
B 2	5	72- 76	9.03	7.33	0.03992	2.01	0.40	3.93	0.69		
B 2	5	95- 99	9.27	7.57	0.04157	1.98	0.26	3.97	0.50		
B 2	5	102-104	9.33	7.63	0.04198	1.99	0.27	4.02	0.48		
B 2	6	50- 54	10.02	8.32	0.04671	1.82	0.10	3.98	0.46		
B 2	6	102-104	10.53	8.83	0.05021	1.63	0.50	3.18	0.16		
H I A T U S											
B 2	6	128-132	10.80	9.10	0.07447	1.13	0.16	3.10	0.73		
B 2	7	28- 32	11.30	9.60	0.07852	1.39	0.46	3.58	0.47		
B 2	7	30- 40	11.39	9.69	0.07925	0.84	0.07	3.15	0.68		
B 3	1	20- 24	12.02	10.32	0.08437	1.44	0.49	3.47	0.63		
B 3	1	102-104	12.83	11.13	0.09095	1.32	0.26	3.42	0.59		
B 3	1	106-110	12.88	11.18	0.09121	1.31	0.21	3.30	0.55		
B 3	2	20- 24	13.52	11.83	0.09456	1.52	0.34	3.25	0.62		
B 3	2	72- 76	14.04	12.34	0.09719	1.21	0.12	3.20	0.47		
	3	1 12- 16	15.34	12.49	0.09797	1.25	0.14	3.44	0.59		
	3	2 94- 98	14.26	12.56	0.09833	1.46	0.40	3.20	0.32		
B 3	2	102-104	14.33	12.63	0.09869	1.23	0.26	3.24	0.61		
	3	1 93- 97	16.15	13.30	0.10215	1.28	-0.01	3.14	0.15		
	3	1 102-104	16.23	13.38	0.10256	1.29	0.21	3.29	0.12		
B 3	3	50- 54	15.32	13.62	0.10380	0.97	-0.21	3.04	0.35		
	3	2 12- 16	16.84	13.99	0.10632	1.29	0.11	3.32	0.24		
B 3	3	102-104	15.83	14.13	0.10727	1.21	-0.01	3.52	0.18		
	3	2 30- 32	17.01	14.16	0.10747	1.78	0.16	3.25	0.10		
	3	2 50- 52	17.21	14.36	0.10883	1.80	0.14	3.52	0.25		

Die Probenbezeichnung "B" in Spalte 1 kennzeichnet Bohrung B, Proben ohne Präfix stammen aus Bohrung A

Tab. A-1: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten von Site 658 (Fortsetzung)

Site 658 Core-Section, Interval	Original Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	G. inflata		C. wuellerstorfi		B. aculeata	
				18-0 (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-0 (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-0 (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)
3 2 70- 72	17.41	14.56	0.11019	1.85	0.44	3.67	0.21		
3 2 93- 97	17.65	14.80	0.11182	1.35	0.16	3.57	0.12		
3 2 102-104	17.73	14.88	0.11236	1.57	0.28	3.06	0.05		
3 2 115-117	17.86	15.01	0.11325	1.84	0.59	3.35	0.35		
3 2 133-135	18.04	15.19	0.11447	1.61	0.34	3.30	0.11		
3 3 12- 16	18.34	15.49	0.11651	0.64	0.14	3.15	-0.02		
3 3 30- 32	18.51	15.66	0.11767	1.30	0.13	3.16	0.14		
3 3 70- 72	18.91	16.06	0.12039	0.69	0.13	2.81	0.45		
3 3 93- 97	19.15	16.30	0.12202	0.76	-0.15	2.65	0.57		
3 3 102-104	19.23	16.38	0.12256	1.17	0.18	2.62	0.52		
3 3 115-117	19.36	16.51	0.12357	0.96	-0.17	2.62	0.56		
3 3 125-127	19.46	16.61	0.12435	1.18	0.01	2.66	0.49		
3 3 139-141	19.60	16.75	0.12544	1.03	-0.14	2.74	0.41		
3 4 12- 16	19.84	16.99	0.12731	0.84	-0.24	2.91	-0.02		
3 4 18- 20	19.89	17.04	0.12770	1.27	-0.15				
3 4 23- 27	19.95	17.10	0.12817	1.40	-0.08	3.42	-0.05		
	19.95	17.10	0.12817			3.07	0.14		
	19.95	17.10	0.12817			3.77	-0.24		
	19.95	17.10	0.12817			3.42	-0.05		
3 4 32- 34	20.03	17.18	0.12879	1.24	-0.19	2.94	-0.30		
	20.03	17.18	0.12879			3.02	-0.37		
	20.03	17.18	0.12879			2.86	-0.23		
	20.03	17.18	0.12879			2.94	-0.30		
3 4 42- 44	20.13	17.28	0.12957	1.22	-0.24	3.12	-0.17		
	20.13	17.28	0.12957			3.00	-0.10		
	20.13	17.28	0.12957			3.24	-0.25		
	20.13	17.28	0.12957			3.12	-0.17		
3 4 50- 53	20.22	17.37	0.13028	0.75	-0.69	3.04	-0.08		
	20.22	17.37	0.13028			2.88	-0.07		
	20.22	17.37	0.13028			3.19	-0.08		
	20.22	17.37	0.13028			3.04	-0.08		
3 4 59- 61	20.30	17.45	0.13090	1.59	-0.29	3.15	0.03		
3 4 69- 71	20.40	17.55	0.13168	1.58	-0.48	3.09	-0.22		
3 4 78- 80	20.49	17.64	0.13238	1.78	-0.49	3.96	0.09		
3 4 87- 89	20.58	17.73	0.13308	1.95	-0.43	3.85	0.10		
3 4 95- 99	20.67	17.82	0.13378	1.96	-0.36	4.47	0.09		
3 4 102-104	20.72	17.87	0.13417	2.05	-0.45	4.33	-0.08		
3 4 116-118	20.87	18.02	0.13534	2.12	-0.32	4.44	0.09		
3 4 135-137	21.06	18.21	0.13701	2.30	-0.33	4.28	0.15		
3 5 12- 16	21.34	18.49	0.13948	2.08	-0.57	4.35	0.18		
3 5 37- 39	21.58	18.73	0.14159	2.03	-0.31	4.14	0.17		
3 5 65- 67	21.86	19.01	0.14406	2.04	-0.50	4.02	-0.12		
3 5 93- 97	22.15	19.30	0.14661	2.06	-0.53	4.09	-0.02		
3 5 102-104	22.23	19.38	0.14732	2.26	-0.23	3.68	-0.64		
3 5 125-127	22.46	19.61	0.14934	2.53	-0.07	4.22	-0.06		
3 6 12- 16	22.84	19.99	0.15275	2.16	-0.58	4.05	0.03		
B 4 1 126-130	22.58	20.58	0.15803	1.90	-0.62	4.27	0.14		
3 6 93- 97	23.65	20.80	0.16000	1.81	-0.39	4.08	0.11		
3 6 102-104	23.73	20.88	0.16072	1.56	-0.01	3.94	0.24		
3 CC 16- 21	23.98	21.13	0.16296	1.52	-0.27	3.85	0.13		
B 4 2 62- 66	23.44	21.59	0.16708	1.83	-0.43	3.78	0.11		
4 1 20- 24	24.92	22.07	0.17138	1.76	-0.50	3.89	0.08		
4 1 69- 71	25.40	22.55	0.17568	1.63	-0.59	3.83	-0.18		
4 1 70- 75	25.43	22.58	0.17595	2.03	-0.38	3.83	0.03		
4 1 102-104	25.64	22.79	0.17783	2.08	-0.24	3.93	-0.09		
4 2 12- 16	26.25	23.40	0.18330	1.69	-0.26	4.00	0.09		
4 2 70- 75	26.84	23.99	0.18719	1.65	-0.03	3.96	0.16		
4 2 93- 97	27.06	24.21	0.18864	1.58	0.13	3.72	0.12		
4 2 102-104	27.14	24.29	0.18916	1.41	0.09	3.46	0.44		
4 3 12- 16	27.75	24.90	0.19318	1.39	-0.26	3.23	0.08		
4 3 70- 75	28.34	25.49	0.19856	1.81	0.26	3.27	0.19		
4 3 93- 97	28.56	25.71	0.20057	1.55	0.01	3.39	0.48		
4 3 102-104	28.64	25.79	0.20103	1.39	0.07	3.32	0.12		
4 4 12- 16	29.25	26.40	0.20454	1.06	-0.08	2.85	0.30		
4 4 70- 75	29.84	26.99	0.20794	1.67	-0.02	3.30	0.26		
4 4 93- 97	30.06	27.21	0.20920	1.31	0.01	3.14	0.14		
4 4 102-104	30.14	27.29	0.20966	1.40	0.10	3.10	0.27		
4 5 12- 16	30.75	27.90	0.21317	1.28	0.37	3.10	0.34		
4 5 70- 75	31.34	28.49	0.21657	1.43	0.06	2.87	0.30		
4 5 93- 97	31.56	28.71	0.21783			2.77	0.26		
4 5 102-104	31.64	28.79	0.21829	1.56	-0.03	3.06	0.09		
4 5 110-114	31.73	28.88	0.21801	1.36	-0.03	3.00	0.17		
4 6 12- 16	32.25	29.40	0.22101	1.82	-0.49	3.64	-0.20		
4 6 70- 75	32.84	29.99	0.22520			4.05	0.01		
4 6 93- 97	33.06	30.21	0.22649	1.85	-0.18	3.48	-0.08		
4 6 102-104	33.14	30.29	0.22696	1.88	-0.22	3.45	0.01		
5 1 15- 19	34.37	31.52	0.23419	2.14	-0.15	3.43	-0.16		
5 1 70- 75	34.93	32.08	0.23749	1.19	0.10	3.02	0.20		
5 1 93- 95	35.14	32.29	0.23872	1.23	-0.03	2.83	-0.08		
5 1 102-104	35.23	32.38	0.23925	1.08	-0.13	2.80	0.15		
5 1 117-119	35.38	32.53	0.24013	1.31	-0.06	2.81	0.17		
5 1 135-137	35.56	32.71	0.24119	1.54	-0.23	2.74	-0.12		
5 2 12- 16	35.84	32.99	0.24252	0.89	-0.35	3.36	-0.02		
		32.99	0.24252			3.56	0.15		
		32.99	0.24252			3.17	-0.18		
		32.99	0.24252			3.36	-0.02		
5 2 24- 26	35.95	33.10	0.24305	1.61	-0.13	2.99	-0.10		
5 2 42- 44	36.13	33.28	0.24391	1.51	-0.14	3.46	-0.07		

Tab. A-1: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten von Site 658 (Fortsetzung)

Site 658		Original Composite		Alter (Ma)	G. inflata		C. muellerstorfi		B. aculeata	
Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)			18-0 (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-0 (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-0 (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)
5 2	56- 58	36.27	33.42	0.24457	1.70	-0.18	3.08	-0.14		
5 2	70- 75	36.43	33.58	0.24533	1.27	-0.39	2.65	-0.41		
5 2	84- 86	36.55	33.70	0.24591	1.66	-0.22	3.15	0.01		
5 2	93- 95	36.64	33.79	0.24633	1.63	-0.41	2.85	-0.20		
			33.79	0.24633			2.84	-0.11		
			33.79	0.24633			2.86	-0.29		
			33.79	0.24633			2.85	-0.20		
5 2	102-104	36.73	33.88	0.24676	1.62	-0.29	3.36	-0.11		
5 2	106-110	36.78	33.93	0.24700	1.85	-0.23	3.71	0.01		
5 2	112-114	36.83	33.98	0.24736	1.70	-0.21	3.63	-0.08		
5 2	118-120	36.89	34.04	0.24780	1.84	-0.37	3.67	-0.08		
5 2	133-135	37.04	34.19	0.24889	2.20	-0.15	3.80	-0.05		
5 2	147-149	37.18	34.33	0.24991	1.88	-0.23	3.48	-0.23		
5 3	1- 3	37.22	34.37	0.25020	2.14	-0.21	3.86	0.14		
5 3	12- 16	37.34	34.49	0.25107	1.88	-0.52	3.70	-0.11		
5 3	25- 27	37.46	34.61	0.25195	2.17	-0.43	3.90	-0.03		
5 3	35- 37	37.56	34.71	0.25267	2.11	-0.40	3.85	0.07		
5 3	45- 47	37.66	34.81	0.25340	1.95	-0.32	4.17	0.35		
5 3	57- 59	37.78	34.93	0.25400	1.66	-0.03	4.08	0.25		
5 3	70- 75	37.93	35.08	0.25474	1.61	-0.55	3.99	0.11		
5 3	82- 85	38.04	35.19	0.25529	1.97	-0.50	3.93	0.16		
5 3	102-104	38.23	35.38	0.25623	2.10	-0.26	4.07	0.28		
5 3	125-127	38.46	35.61	0.25737	1.97	-0.33				
5 4	12- 16	38.84	35.99	0.25926	1.83	-0.44	3.99	0.22		
5 4	33- 35	39.04	36.19	0.26025	1.71	-0.26	3.93	0.18		
5 4	50- 52	39.21	36.36	0.26110	2.00	-0.93	3.99	0.13		
5 4	70- 75	39.43	36.58	0.26219	1.89	-0.41	3.59	-0.10		
5 4	93- 95	39.64	36.79	0.26323	2.02	-0.33	3.83	-0.04		
5 4	102-104	39.73	36.88	0.26368	1.76	-0.70	3.77	-0.14		
5 4	135-137	40.06	37.21	0.26532	2.35	-0.31	3.86	-0.33		
5 5	12- 16	40.34	37.49	0.26671	2.68	-0.17	4.05	-0.35		
5 5	45- 47	40.66	37.81	0.26866	2.70	0.12	4.07	-0.22		
5 5	70- 75	40.93	38.08	0.27061	2.18	-0.02	3.88	-0.29		
5 5	85- 87	41.06	38.21	0.27155	2.56	0.29	3.82	-0.33		
5 5	102-104	41.23	38.38	0.27278	2.22	0.20	3.62	-0.35		
5 6	12- 16	41.84	38.99	0.27720			3.87	0.29		
5 6	70- 75	42.43	39.57	0.28140	1.57	0.28	3.66	0.51		
5 6	93- 95	42.64	39.79	0.28299	1.85	0.40	3.73	0.47		
5 6	102-104	42.73	39.88	0.28364	1.62	0.51	3.53	0.33		
5 7	14- 18	43.36	40.51	0.28820	1.36	0.29	3.25	0.48		
5 7	25- 30	43.48	40.63	0.28881	1.47	0.27	3.26	0.35		
5 7	44- 46	43.65	40.80	0.28968	1.34	0.25	3.34	0.36		
5 7	50- 54	43.69	40.84	0.28989	1.73	0.21	3.36	0.38		
6 1	65- 69	44.37	41.52	0.29337	1.88	0.45	3.86	0.30		
6 1	70- 75	44.43	41.58	0.29368	1.74	0.31	3.74	0.31		
6 1	102-104	44.73	41.88	0.29521	2.10	0.20	3.76	-0.02		
6 2	12- 16	45.34	42.49	0.29833	2.04	0.51	3.65	0.43		
6 2	70- 75	45.93	43.08	0.30135	1.86	0.29	3.35	0.08		
6 2	94- 98	46.12	43.27	0.30232	2.13	0.50				
6 2	102-104	46.19	43.34	0.30268	2.03	0.55	3.50	-0.28		
6 2	106-110	46.24	43.39	0.30294	2.12	0.43				
6 3	12- 16	46.80	43.95	0.30580						
6 3	70- 75	47.39	44.53	0.30877	1.60	0.36	3.24	0.26		
6 3	94- 98	47.62	44.77	0.31000	1.17	0.02	2.94	0.37		
6 3	102-104	47.69	44.84	0.31044	1.16	-0.06	3.05	-0.42		
6 5	70- 75	48.90	46.05	0.31810	1.45	0.46				
6 5	83- 87	49.02	46.17	0.31886	1.47	0.18	2.95	0.37		
6 5	102-104	49.20	46.35	0.32000	1.33	0.27	2.97	0.26		
6 5	133-135	49.51	46.66	0.32150						
6 6	12- 16	49.81	46.96	0.32295	1.09	0.05	2.76	0.54		
6 6	30- 32	49.98	47.13	0.32377	1.10	0.01	2.76	0.39		
6 6	50- 52	50.18	47.33	0.32473	0.80	-0.02	2.72	0.34		
6 6	70- 75	50.40	47.55	0.32580	1.02	0.07	2.58	0.03		
6 6	83- 87	50.52	47.67	0.32638	0.88	-0.04	2.75	0.00		
6 6	95- 97	50.63	47.78	0.32691	1.00	-0.30	2.62	-0.09		
6 6	102-104	50.70	47.85	0.32725	1.20	-0.15	2.54	0.03		
6 6	106-110	50.75	47.90	0.32749	1.13	0.06	2.75	0.05		
6 6	125-127	50.93	48.08	0.32836	1.89	-0.26	2.60	-0.08	3.94	-1.34
6 6	145-147	51.13	48.28	0.32932	1.15	-0.10	2.72	0.25	4.15	-0.81
6 7	12- 16	51.31	48.46	0.33019	1.14	-0.13	2.69	-0.11	3.49	-0.60
6 7	20- 22	51.38	48.53	0.33053	1.24	0.15			3.54	-0.83
6 7	30- 32	51.48	48.63	0.33101	2.00	-0.26	2.73	-0.38	3.67	-0.83
			48.63	0.33101	1.92	-0.14				-0.83
			48.63	0.33101	2.08	-0.37				-0.83
			48.63	0.33101	2.00	-0.26				-0.83
6 7	43- 45	51.61	48.76	0.33164	0.48	-0.02				
6 7	50- 52	51.68	48.83	0.33198	1.27	0.02	2.82	0.01	3.32	-0.52
6 7	60- 62	51.78	48.93	0.33246	1.21	-0.05				
6 7	70- 75	51.90	49.04	0.33300	1.01	0.03	3.00	0.03	3.63	-1.02
			49.04	0.33300	0.49	-0.27				-1.02
			49.04	0.33300	1.53	0.32				-1.02
			49.04	0.33300	1.01	0.03				-1.02
6 7	82- 84	52.00	49.15	0.33353	1.74	-0.04	2.57	0.23		
6 7	98-100	52.16	49.31	0.33430	2.14	-0.33	2.64	-0.17	4.18	-0.90
			49.31	0.33430	1.89	-0.37	2.61	-0.12	3.82	-0.81
			49.31	0.33430	2.39	-0.29	2.68	-0.22	4.53	-1.00
			49.31	0.33430	2.14	-0.33	2.64	-0.17	4.18	-0.90
6 7	104-106	52.22	49.37	0.33459	1.40	-0.25	2.71	-0.02	3.77	-1.23

Tab. A-1: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten von Site 658 (Fortsetzung)

Site 658		Original Composite		G. inflata		C. wuellerstorfi		B. aculeata		
Core-Section,	Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)
			49.37	0.33459	1.30	-0.30			3.75	-1.42
			49.37	0.33459	1.51	-0.19			3.78	-1.04
			49.37	0.33459	1.40	-0.25			3.77	-1.23
6 8	5- 7	52.29	49.44	0.33493	1.33	-0.34			3.82	-1.13
6 8	14- 16	52.38	49.53	0.33536	1.37	-0.28			3.97	-1.04
6 9	1- 3	52.47	49.62	0.33580	1.48	-0.32	3.30	-0.61	3.45	-1.19
6 9	5- 9	52.52	49.67	0.33604	1.66	-0.23			4.07	-0.96
			49.67	0.33604					4.05	-0.84
			49.67	0.33604					4.08	-1.08
			49.67	0.33604					4.07	-0.96
6 9	9- 11	52.55	49.70	0.33618	1.63	-0.32			4.02	-1.04
			49.70	0.33618					4.09	-1.04
			49.70	0.33618					3.95	-1.04
			49.70	0.33618					4.02	-1.04
6 9	15- 17	52.61	49.76	0.33647	1.77	-0.43	3.60	-0.67	4.14	-1.08
6 9	15- 20	52.63	49.77	0.33652	1.69	-0.40	3.50	-0.53	4.16	-0.92
6 9	20- 24	52.67	49.82	0.33676	1.69	-0.32				
6 9	22- 25	52.68	49.83	0.33681	1.83	-0.29	3.49	-0.35	4.14	-0.95
6 9	30- 32	52.76	49.91	0.33720	2.14	-0.25			4.18	-1.08
6 9	33- 35	52.79	49.94	0.33734	1.89	-0.38			4.24	-1.01
6 9	36- 38	52.82	49.97	0.33749	1.95	-0.39	3.53	-0.84	4.23	-1.11
6 CC	8- 11	52.92	50.07	0.33797	2.00	-0.27	3.79	-0.47	4.41	-0.92
7 1	12- 16	53.34	50.49	0.34000	2.51	-0.12	4.72	0.08	4.56	-0.87
7 1	19- 20	53.40	50.55	0.34032	2.57	0.01	4.48	0.03	4.35	-1.09
7 1	30- 34	53.52	50.67	0.34096	2.64	-0.15	4.63	-0.08	5.09	-0.71
7 1	45- 49	53.67	50.82	0.34176	2.64	-0.04	4.42	0.01	5.05	-0.89
7 1	60- 62	53.81	50.96	0.34250	2.81	0.08	4.60	0.26	5.27	-0.59
7 1	70- 75	53.93	51.07	0.34309	2.53	0.10	4.45	-0.10		
			51.07	0.34309			4.41	-0.06		
			51.07	0.34309			4.49	-0.14		
			51.07	0.34309			4.45	-0.10		
7 1	76- 78	53.97	51.12	0.34336	2.46	0.04	4.54	0.04	5.24	-0.62
7 1	102-104	54.23	51.38	0.34475	2.36	-0.03	4.32	0.09		
7 1	117-119	54.38	51.53	0.34555	2.37	0.02	4.27	0.13	4.98	-0.70
7 1	140-142	54.61	51.76	0.34678	2.28	-0.14	4.15	0.06	4.78	-0.58
7 2	12- 16	54.84	51.99	0.34801	2.32	-0.08	4.02	-0.07		
7 2	70- 75	55.43	52.58	0.35116	2.24	-0.10	3.86	-0.18		
7 2	85- 89	55.57	52.72	0.35191	2.38	0.03	4.05	-0.29		
7 2	102-104	55.73	52.88	0.35276	2.52	0.07	4.07	-0.16		
7 3	12- 16	56.34	53.49	0.35603	2.70	0.40	4.17	-0.07		
7 3	70- 75	56.93	54.07	0.35913	2.11	0.36	4.02	0.14		
7 3	85- 89	57.07	54.22	0.35993	2.15	0.26	3.81	0.16		
7 3	102-104	57.23	54.38	0.36078	1.47	-0.15	3.84	-0.03		
7 4	12- 16	57.84	54.99	0.36404	2.03	0.48	3.71	0.15		
7 4	70- 75	58.43	55.58	0.36720	1.80	0.46	3.57	0.35		
7 4	85- 89	58.57	55.72	0.36795	1.68	0.33	3.79	0.35		
7 4	102-104	58.73	55.88	0.36915	1.98	0.40	3.59	0.34		
B 7 6	94- 98	59.31	56.46	0.37362	1.99	0.56	3.93	0.42		
7 5	12- 16	59.34	56.49	0.37385	1.99	0.39	3.82	0.39		
7 5	28- 30	59.49	56.64	0.37500	1.73	0.41	3.92	0.34		
7 CC	12- 14	59.65	56.80	0.37622	1.80	0.37	3.87	0.50		
B 7 7	18- 22	60.32	57.47	0.38132	1.46	0.45	3.70	0.54		
B 8 1	37- 41	61.26	58.41	0.38848	1.58	0.24	3.27	-0.04		
B 8 1	121-125	62.41	59.56	0.39723	1.33	0.44	3.24	0.29		
8 1	10- 12	62.81	59.96	0.40028	0.84	0.25	2.91	0.61	3.56	0.03
8 1	50- 52	63.21	60.36	0.40333	1.14	0.62	2.56	0.64	3.44	0.09
B 8 2	50- 54	63.40	60.55	0.40477	1.23	0.69	2.85	0.98		
8 1	70- 75	63.43	60.58	0.40500	1.01	0.51	2.44	0.68	3.35	-0.04
8 1	83- 87	63.55	60.70	0.40610	1.35	0.61	2.56	0.50	3.30	0.05
8 1	92- 94	63.63	60.78	0.40683	1.29	0.77	2.63	0.69	3.36	0.13
8 1	102-104	63.73	60.88	0.40774	0.92	0.57	2.58	0.63	3.40	-0.54
8 1	115-117	63.86	61.01	0.40893	1.25	0.50	2.78	0.57	3.52	-0.26
8 1	130-132	64.01	61.16	0.41031	1.14	0.35	2.76	0.57	3.48	-0.18
8 1	145-147	64.15	61.30	0.41159	0.80	0.28	2.92	0.49		
8 2	12- 16	64.34	61.49	0.41333	1.36	0.42	2.91	0.52	3.76	-0.27
8 2	25- 27	64.46	61.61	0.41442	1.11	0.01	2.94	0.51	3.67	-0.29
8 2	35- 37	64.56	61.71	0.41534	1.11	0.09	3.01	0.54		
8 2	45- 47	64.66	61.81	0.41625	0.94	0.17	3.02	0.34	3.73	-0.43
8 2	55- 57	64.76	61.91	0.41717	0.97	0.21	3.13	0.40	3.85	-0.60
8 2	65- 67	64.86	62.01	0.41808	1.09	-0.13	3.14	0.35	3.72	-0.28
8 2	70- 75	64.93	62.07	0.41863	1.03	-0.32	3.16	0.42	3.85	-0.14
8 2	83- 87	65.05	62.20	0.41982	1.32	-0.17	3.30	0.49	3.87	-0.28
8 2	102-104	65.23	62.38	0.42147	0.88	-0.77	3.39	0.27	3.85	-0.60
8 2	106-110	65.28	62.43	0.42192	1.33	-0.31	3.45	0.46	4.08	-0.34
8 2	112-114	65.33	62.48	0.42238	1.75	-0.28	3.44	0.27	3.76	-0.64
8 2	120-122	65.41	62.56	0.42311	2.01	-0.08	3.29	0.20	3.46	-0.65
8 2	128-130	65.49	62.64	0.42385	1.97	-0.33	3.50	0.28	4.08	-0.59
8 2	136-138	65.57	62.72	0.42458	2.18	-0.35	3.57	-0.20	4.20	-0.95
8 2	144-146	65.65	62.80	0.42531	2.11	-0.27	3.47	-0.10	4.38	-0.90
8			62.80	0.42531			2.99	0.23		
8			62.80	0.42531			3.95	-0.41		
8			62.80	0.42531			3.47	-0.10		
8 3	3- 5	65.74	62.89	0.42613	2.29	-0.19			4.43	-0.95
8 3	11- 13	65.82	62.97	0.42686	2.35	-0.36			4.55	-0.96
8 3	12- 16	65.84	62.99	0.42705					4.48	-0.99
8 3	19- 21	65.90	63.05	0.42760	2.05	-0.28			4.48	-0.89
8 3	26- 28	65.97	63.12	0.42824	1.64	-0.23			4.62	-1.01

Tab. A-1: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten von Site 658 (Fortsetzung)

Site 658		Original Composite		Alter (Ma)	G. inflata		C. muellerstorfi		B. aculeata		
Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)		18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	
8	3	35-37	66.06	63.21	0.42906	2.31	-0.30	4.11	-0.49	4.73	-0.97
8	3	43-45	66.14	63.29	0.42979	2.52	-0.16	4.04	-0.51	4.59	-0.71
8	3	55-57	66.26	63.41	0.43089	2.46	-0.16	4.31	-0.25	4.86	-0.91
8	3	70-75	66.43	63.58	0.43245	2.63	-0.03	4.15	-0.40	5.04	-0.70
8	3	83-87	66.55	63.70	0.43354	2.78	0.07	4.49	-0.12	5.23	-0.77
8	3	89-91	66.60	63.75	0.43400	2.80	0.25	4.62	-0.01		
8	3	102-104	66.73	63.88	0.43503	2.75	0.20	4.56	-0.11		
8	3	133-135	67.04	64.19	0.43748	2.62	0.13	4.76	-0.11		
8	4	12-16	67.34	64.49	0.43985	2.78	0.15	4.63	-0.11		
8	4	42-44	67.63	64.78	0.44214	2.75	0.23	4.58	-0.03		
8	4	70-75	67.93	65.08	0.44452	2.63	0.16	4.53	-0.12		
8	4	82-86	68.04	65.19	0.44539	2.51	0.18	4.33	-0.20		
8	4	102-104	68.23	65.38	0.44689	2.14	0.14	4.40	0.22		
8	4	106-110	68.28	65.43	0.44728	2.39	0.14	4.55	-0.07		
8	4	123-125	68.44	65.59	0.44855	2.31	0.11	4.09	0.03		
8	4	138-140	68.59	65.74	0.44973	2.37	0.17	4.23	0.07		
8	5	12-16	68.84	65.99	0.45171	2.24	-0.15	4.04	-0.04		
8	5	70-75	69.43	66.58	0.45637	2.17	0.02	3.95	-0.16		
8	5	83-87	69.55	66.70	0.45732	2.38	0.08	3.63	-0.28		
8	5	102-104	69.73	66.88	0.45875	2.43	0.06	4.03	-0.13		
8	6	12-16	70.34	67.49	0.46357	2.32	0.18	4.04	-0.28		
8	6	70-75	70.93	68.07	0.46815	2.19	0.01	4.19	0.01		
8	6	85-98	71.07	68.22	0.46934	2.38	0.15	4.07	-0.14		
8	6	102-104	71.23	68.38	0.47061	2.02	0.12	4.11	0.08		
8	6	106-110	71.28	68.43	0.47100	2.31	0.20	4.18	0.11		
8	CC	8-10	71.47	68.62	0.47209	2.25	0.28	3.88	0.07		
9	1	5-10	72.28	69.43	0.47671	2.34	0.03	3.37	-0.22		
9	1	70-75	72.93	70.07	0.48037	1.76	0.38	3.22	0.05		
9	1	81-85	73.03	70.18	0.48100	1.80	0.22	3.13	0.01		
9	1	96-98	73.17	70.32	0.48173	1.51	0.03	3.64	0.06		
9	2	12-16	73.78	70.93	0.48491	1.79	0.83	3.40	0.71		
9	2	60-65	74.19	71.33	0.48699	1.50	0.70	3.18	0.40		
9	2	99-103	74.49	71.64	0.48861	1.72	0.70	3.33	0.32		
9	2	115-117	74.80	71.95	0.49023	1.65	0.75	3.24	0.70		
9	3	12-16	75.12	72.27	0.49189	1.61	0.92	3.17	0.86		
9	3	70-75	75.56	72.71	0.49419	1.53	0.81	3.13	0.62		
9	3	131-133	76.01	73.16	0.49653	1.51	0.82	3.14	0.54		
9	4	12-16	76.17	73.32	0.49737			2.99	0.73		
9	4	70-75	76.76	73.90	0.50039	1.31	0.69	3.19	0.78		
9	4	91-95	76.96	74.11	0.50148	1.55	0.83	3.15	0.55		
9	4	102-104	77.22	74.37	0.50284	1.25	0.50	3.42	0.51		
9	5	12-16	77.67	74.82	0.50518	1.42	0.75	3.14	0.54		
9	5	35-37	77.89	75.04	0.50633	1.29	0.79	3.16	0.82		
9	5	70-74	78.26	75.40	0.50821	1.27	0.52	3.29	0.63		
9	5	91-95	78.46	75.61	0.50930	1.45	0.58	3.03	0.59		
9	5	102-104	78.72	75.87	0.51066	1.22	0.48	3.39	0.23		
9	5	120-122	78.74	75.89	0.51076	1.62	0.77	3.36	0.48		
9	5	106-110	78.77	75.92	0.51092	1.30	0.68	3.43	0.51		
9	6	3-5	79.07	76.22	0.51248	1.68	0.38	3.47	0.57		
9	6	12-16	79.17	76.32	0.51300	2.54	-0.10	4.47	0.15		
			79.17	76.32	0.51300			4.38	0.13		
			79.17	76.32	0.51300			4.56	0.17		
			79.17	76.32	0.51300			4.47	0.15		
9	6	30-32	79.34	76.49	0.51383	1.24	0.31	3.69	0.51		
9	6	50-52	79.54	76.69	0.51481	1.67	0.44	3.44	0.45		
9	6	70-75	79.76	76.90	0.51584	1.61	0.57	3.58	0.82		
9	6	81-85	79.86	77.01	0.51638	1.63	0.62	3.70	0.62		
9	6	102-104	80.06	77.21	0.51735	1.46	0.38	3.77	0.84		
9	6	140-144	80.45	77.60	0.51926	1.27	0.40	3.66	0.59		
10	1	12-16	81.84	78.99	0.52606	1.41	0.50	3.29	0.66		
10	1	70-75	82.43	79.57	0.52890	1.64	0.47				
10	1	81-85	82.53	79.68	0.52944	1.57	0.40	3.57	0.40		
10	1	104-106	82.75	79.90	0.53052	1.74	0.28	3.51	0.45		
10	2	12-16	83.34	80.49	0.53340	1.77	-0.01	3.58	0.22		
10	2	25-27	83.46	80.61	0.53399	2.09	0.20	3.53	0.17		
10	2	35-37	83.56	80.71	0.53448	1.96	0.11	3.75	0.17		
10	2	45-47	83.66	80.81	0.53497	1.98	0.29	3.71	0.22		
10	2	55-57	83.76	80.91	0.53546	1.91	0.20	4.01	0.40		
10	2	65-67	83.86	81.01	0.53595	2.03	0.14	4.13	0.31		
10	2	70-75	83.93	81.07	0.53624	2.15	0.32	4.18	0.39		
10	2	77-79	83.98	81.13	0.53653	2.02	0.35	4.11	-0.08		
10	2	81-85	84.03	81.18	0.53678	1.61	0.18	3.77	0.24		
10	2	93-95	84.14	81.29	0.53732	2.16	0.26	4.19	0.14		
10	2	102-104	84.23	81.38	0.53776	1.84	0.22	4.18	0.12		
10	2	106-110	84.28	81.43	0.53800	2.27	0.31	4.36	0.12		
10	2	125-127	84.46	81.61	0.53971	2.12	0.15	4.22	0.41		
10	3	12-16	84.84	81.99	0.54330	1.88	0.15	4.12	0.20		
10	3	70-75	85.43	82.57	0.54880	1.90	0.23	4.07	0.15		
10	3	81-85	85.53	82.68	0.54984	1.92	-0.04	4.06	0.25		
10	3	102-104	85.73	82.88	0.55173	1.33	-0.30	3.71	0.16		
10	4	12-16	86.34	83.49	0.55751	1.84	0.23	3.48	-0.18		
10	4	70-75	86.93	84.07	0.56300	1.74	0.17	4.00	0.04		
10	4	81-85	87.03	84.18	0.56343	1.58	0.25	3.29	-0.64		
10	4	102-104	87.23	84.38	0.56422	1.18	-0.04	3.22	0.05		
10	5	12-16	87.77	84.92	0.56635			3.37	0.42		
10	5	70-75	88.34	85.49	0.56860	1.66	0.94	2.96	0.38		
10	5	84-88	88.47	85.62	0.56911	1.30	0.54	3.01	0.57		

Tab. A-1: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten von Site 658 (Fortsetzung)

Site 658		Original	Composite		G. inflata		C. muellerstorfi		B. aculeata	
Core-Section,	Interval	Tiefe	Depth	Alter	18-0	13-C	18-0	13-C	18-0	13-C
		(m)	(m)	(Ma)	(‰ PDB)	(‰ PDB)	(‰ PDB)	(‰ PDB)	(‰ PDB)	(‰ PDB)
10	5	102-104	88.64	85.79	0.56978	1.15	0.64	3.14	0.46	
10	5	106-110	88.69	85.84	0.56998	1.41	0.60	3.00	0.51	
10	6	12- 16	89.18	86.33	0.57191					
10	6	60- 65	89.67	86.81	0.57380	1.43	0.18	2.84	0.43	
10	6	65- 69	89.71	86.86	0.57400	1.20	0.08	2.71	0.41	
10	6	74- 76	89.79	86.94	0.57475	1.14	-0.04			
10	CC	15- 17	90.50	87.65	0.58143	1.56	0.20			
11	1	5- 7	91.26	88.41	0.58857	2.02	0.10	3.96	0.17	
11	1	35- 37	91.53	88.68	0.59111	1.75	-0.02	3.71	0.36	
11	1	70- 74	91.89	89.04	0.59450	1.44	-0.07	3.63	0.53	
11	2	12- 16	92.05	89.20	0.59600	1.63	0.17	3.57	0.40	
11	3	12- 16	92.89	90.04	0.60289	1.74	0.35	3.60	0.35	
11	3	70- 74	93.43	90.58	0.60732	1.56	0.23	3.39	0.14	
11	3	104-106	93.75	90.90	0.60995	1.12	-0.15			
11	3	106-110	93.78	90.93	0.61019	1.30	-0.13	3.38	0.67	
11	3	130-132	93.94	91.09	0.61150	1.41	0.35	3.07	0.20	
11	4	12- 16	94.21	91.36	0.61372	1.20	0.10	3.07	0.29	
11	4	46- 48	94.54	91.69	0.61643	0.68	0.23	2.83	0.20	
11	4	60- 62	94.68	91.83	0.61748	1.10	0.17	2.81	0.59	
11	4	70- 74	94.79	91.94	0.61823	1.30	0.30	3.01	0.58	
11	4	86- 88	94.94	92.09	0.61926			2.93	0.18	
11	4	102-104	95.12	92.27	0.62048	1.75	0.14	2.99	0.28	
11	4	119-121	95.27	92.42	0.62151	1.42	0.13	3.34	-0.15	
11	5	12- 16	95.64	92.79	0.62404	1.82	0.16	2.97	-0.39	
11	5	22- 24	95.73	92.88	0.62465	1.90	-0.10	4.02	-0.24	
11	5	31- 33	95.82	92.97	0.62527	2.20	-0.16	4.44	0.36	
11	5	40- 42	95.91	93.06	0.62588	2.59	-0.18	4.44	-0.39	
11	5	50- 52	96.01	93.16	0.62657	2.45	0.01	4.55	-0.03	
11	5	60- 62	96.11	93.26	0.62725	2.32	-0.28	4.73	0.26	
11	5	70- 74	96.22	93.37	0.62800	2.42	-0.07	4.84	0.18	
11	5	84- 86	96.35	93.50	0.63044			4.60	0.19	
11	5	102-104	96.54	93.69	0.63401	2.17	-0.38	4.56	-0.05	
11	5	106-110	96.59	93.74	0.63495	2.53	-0.03	4.69	0.23	
11	5	124-126	96.70	93.85	0.63702	2.40	0.18	4.35	0.04	
11	5	140-142	96.82	93.97	0.63928	2.43	-0.01	4.55	0.03	
11	6	12- 16	97.05	94.20	0.64360	2.03	-0.10	4.15	0.03	
11	6	34- 36	97.26	94.41	0.64754	2.16	-0.22	4.35	0.01	
11	6	54- 56	97.46	94.61	0.65130	2.09	0.11	3.64	-0.29	
11	6	70- 74	97.62	94.77	0.65431	2.45	0.34	3.78	-0.67	
			97.62	94.77	0.65431			3.61	-0.73	
			97.62	94.77	0.65431			3.95	-0.61	
			97.62	94.77	0.65431			3.78	-0.67	
11	6	80- 82	97.71	94.86	0.65600	1.79	0.14	3.85	-0.38	
11	6	102-104	97.93	95.08	0.66015	1.48	0.51			
11	6	106-110	97.98	95.13	0.66109	1.40	0.18	3.33	0.21	
					H I A T U S					
11	7	70- 74	99.01	96.16	0.71100	1.93	0.53	3.16	-0.04	
11	7	102-104	99.26	96.41	0.71280	1.91	0.10	3.56	-0.47	
11	8	12- 16	99.84	96.99	0.71697	1.32	0.10	3.36	-0.13	
11	8	68- 72	100.40	97.55	0.72100	1.75	-0.16	3.59	-0.14	
11	8	75- 77	100.46	97.61	0.72145	1.71	-0.20	3.49	0.03	
12	1	12- 16	100.83	97.98	0.72423	1.17	-0.01	2.86	-0.19	
12	1	70- 74	101.36	98.51	0.72820			2.97	-0.44	
12	1	100-102	101.64	98.79	0.73035	1.09	-0.16			
					H I A T U S					
12	2	12- 16	101.78	98.93	1.5729	1.90				
12	2	70- 74	102.08	99.23	1.5750	2.02	0.34	3.92	-0.84	
12	2	100-102	102.36	99.51	1.5770	1.95	0.13	3.82	-0.35	
12	3	70- 74	103.13	100.08	1.5811	1.86	0.37	3.20	0.25	
12	3	100-102	103.41	100.56	1.5845	1.67	0.31	3.25	-0.18	
12	4	70- 74	104.57	101.72	1.5927	1.81	0.47			
12	4	107-109	104.89	102.04	1.5950	1.52	0.31	2.91	0.32	
12	5	120-122	106.02	103.17	1.6064	1.81	0.08	3.25	-0.14	
12	6	70- 74	106.98	104.13	1.6160	2.33	0.08	3.86	0.02	
12	6	102-104	107.28	104.43	1.6181	1.88	0.12	3.81	-0.14	
12	7	70- 74	108.42	105.57	1.6260	1.43	0.54	3.28	0.35	
12	7	102-104	108.66	105.81	1.6277	1.08	0.58	3.22	0.46	
12	8	70- 74	109.85	107.00	1.6360	0.94	0.25	2.99	0.27	
12	8	80- 82	109.93	107.08	1.6371			3.21	-0.03	
13	1	12- 16	110.34	107.49	1.6430			3.10	0.17	
13	1	72- 75	110.94	108.09	1.6516	1.91	0.10	3.32	-0.32	
13	1	102-104	111.23	108.38	1.6558	2.07	0.10	3.55	0.23	
13	2	72- 75	111.87	109.02	1.6650	1.46	0.13	3.53	0.01	
13	2	107-109	111.97	109.12	1.6662	1.41	0.07	3.26	0.05	
13	3	12- 16	112.42	109.57	1.6715	1.46	0.28	3.21	0.07	
13	3	72- 75	113.02	110.17	1.6787	1.49	0.56	3.22	0.24	
13	3	102-104	113.31	110.46	1.6821	1.67	0.48	3.32	-0.28	
13	4	72- 75	114.52	111.67	1.6965	1.36	0.24	3.39	0.06	
13	4	102-104	114.81	111.96	1.7000	1.64	0.38	3.57	0.29	
13	5	5- 10	115.27	112.42	1.7089	1.52	0.41	3.20	0.08	
13	5	12- 16	115.33	112.48	1.7101	1.56	0.64			
13	5	56- 59	115.77	112.92	1.7186	1.72	0.74	2.92	0.99	
13	5	102-104	116.06	113.21	1.7242	1.85	0.59	3.15	0.45	
13	6	60- 71	117.12	114.27	1.7447	1.50	0.51	3.02	0.31	
13	6	102-104	117.35	114.50	1.7491	1.60	0.46			
13	7	12- 16	117.86	115.01	1.7590	1.64	0.58	2.79	0.57	
13	7	72- 75	118.38	115.53	1.7637	1.45	0.41	3.05	0.31	

Tab. A-1: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten von Site 658 (Fortsetzung)

Site 658		Original Composite		Alter (Ma)	G. inflata		C. wuellerstorfi		B. aculeata	
Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	18-0 (‰ PDB)		13-C (‰ PDB)	18-0 (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-0 (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	
13 7	102-104	118.67	115.82	1.7662	1.73	0.49	2.93	0.45		
13 8	72- 75	119.64	116.79	1.7749	1.45	0.26	2.95	0.22		
14 1	12- 16	119.82	116.97	1.7765			3.16	-0.11		
14 1	70- 74	120.43	117.58	1.7820	2.23	0.50	3.70			
14 1	98-100	120.59	117.74	1.7833	2.24	0.67	3.32	0.04		
14 1	130-134	121.01	118.16	1.7866	2.36	0.73	3.28	-0.14		
14 2	8- 12	121.05	118.20	1.7870	2.28	0.74				
14 2	40- 44	121.50	118.65	1.7906	2.29	0.87				
14 2	98-100	121.55	118.70	1.7910	2.29	0.80	3.10	-0.00		
14 3	8- 12	122.05	119.20	1.7950						
14 3	70- 74	122.43	119.58	1.7980	1.86	0.73	3.17	0.23		
14 3	98-100	122.68	119.83	1.8000	1.94	0.69	2.74	0.27		
14 4	12- 16	123.19	120.34	1.8055	2.00	0.76	2.79	0.45		
14 4	67- 71	123.61	120.76	1.8100	2.04	0.75	2.97	0.51		
14 4	98-100	123.88	121.03	1.8129	1.45	0.22	2.77	0.19		
14 5	12- 16	124.45	121.60	1.8190			3.65	0.12		
14 5	72- 76	124.94	122.09	1.8230	2.08	0.26	3.28	-0.52		
14 5	98-100	125.17	122.32	1.8248	2.23	0.43	2.90	-0.26		
14 6	12- 16	125.74	122.89	1.8294	1.53	0.48	2.81	0.16		
14 6	70- 74	126.23	123.38	1.8334	1.63	0.76	2.76	0.42		
14 6	98-100	126.48	123.63	1.8354	1.54	0.77	2.68	0.21		
14 7	12- 16	127.05	124.20	1.8400						
14 7	66- 68	127.47	124.62	1.8434	1.80	0.60	2.86	0.64		
14 7	96- 98	127.74	124.89	1.8456	1.67	0.62	2.98	0.01		
14 8	12- 16	128.29	125.44	1.8500	1.73	0.44	2.78	-0.15		
14 8	68- 72	128.66	125.81	1.8530	1.71	0.34	2.64	0.23		
15 1	18- 22	129.40	126.53	1.8620			3.42	0.12		
15 1	67- 71	129.89	127.00	1.8665	1.73	0.81	3.16	0.59		
15 1	83- 85	130.04	127.14	1.8678	1.80	0.81				
15 2	12- 16	130.32	127.41	1.8704	1.36	0.63	2.59	0.62		
15 2	72- 76	130.83	127.89	1.8750	1.45	0.85	2.65	0.63		
15 2	96- 98	131.06	128.11	1.8771	1.44	0.87	2.82	0.53		
15 3	12- 16	131.57	128.59	1.8817			2.67	0.46		
15 3	72- 75	131.93	128.93	1.8849	1.60	0.72	2.59	-0.08		
15 3	102-104	132.22	129.20	1.8875	1.52	0.58	2.74	0.23		
15 4	12- 16	132.75	129.71	1.8924	1.92	0.91	2.15	0.09		
15 4	72- 75	133.27	130.20	1.8971	1.78	0.62	2.52	0.65		
15 4	100-102	133.48	130.40	1.8990	1.55	0.50				
15 4	118-120	133.61	130.52	1.9002	1.94	0.69	3.15	0.29		
15 4	130-134	133.70	130.60	1.9009	1.91	0.88				
15 5	30- 32	134.17	131.05	1.9052	2.10	0.54				
15 5	75- 78	134.58	131.44	1.9089	1.90	0.72	3.17	0.28		
15 5	102-104	134.84	131.70	1.9114	1.72	0.54	3.36	0.30		
15 5	131-135	135.08	131.91	1.9134	2.09	0.73	3.17	0.14		
15 6	72- 75	135.84	132.63	1.9203	1.86	0.65				
15 6	102-104	136.13	132.90	1.9229	1.76	0.53	3.44	0.44		
15 7	72- 75	137.25	133.96	1.9330	2.00	0.14	3.66	0.09		
15 7	84- 86	137.36	134.06	1.9340	2.28	0.47	3.82	-0.04		
15 8	30- 32	138.41	135.06	1.9448			3.23	0.34		
15 8	75- 78	138.83	135.45	1.9489	2.16	0.37	3.67	-0.20		
15 8	82- 84	138.92	135.54	1.9499	2.14	0.41	3.56	-0.33		

Site 658		Original Composite		Alter (Ma)	C. wuellerstorfi		U. peregrina		U. auberiana	
Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	18-0 (‰ PDB)		13-C (‰ PDB)	18-0 (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-0 (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	
16 1	70- 74	139.30	136.45	1.9597						
16 1	102-104	139.60	136.75	1.9629	3.07	1.47				
16 2	12- 16	140.14	137.29	1.9687						
16 2	70- 74	140.72	137.87	1.9750						
16 2	102-104	141.03	138.18	1.9783	3.09	0.33				
16 3	12- 16	141.64	138.79	1.9849	3.02	-0.33				
16 3	70- 74	142.22	139.37	1.9911	3.16	0.06				
16 3	102-104	142.53	139.68	1.9944	2.86	-0.25				
16 4	12- 16	143.14	140.29	2.0010	3.47	0.10				
16 4	102-104	143.72	140.87	2.0049	2.85	-0.09				
16 4	70- 74	143.72	140.87	2.0049						
16 5	12- 16	144.64	141.79	2.0111	2.83	0.48				
16 5	60- 62	145.11	142.26	2.0144						
16 5	70- 74	145.22	142.37	2.0153	3.02	-0.14				
16 5	102-104	145.53	142.68	2.0178						
16 5	133-135	145.83	142.98	2.0202						
16 6	12- 16	146.13	143.28	2.0226	2.67	-0.13				
16 6	30- 32	146.30	143.45	2.0240						
16 6	70- 74	146.68	143.83	2.0270	4.00	-0.50				
16 6	102-104	146.99	144.14	2.0309	3.46	-0.57				
16 6	130-134	147.28	144.43	2.0345	3.89	-0.36				
16 7	12- 16	147.60	144.75	2.0385	3.47	0.11				
16 7	20- 22	147.67	144.82	2.0394	3.33	-0.15				
16 7	45- 47	147.92	145.07	2.0426	2.82	-0.09				
16 7	70- 74	148.18	145.33	2.0458						
16 7	78- 80	148.25	145.40	2.0467	3.02	-0.19				
17 1	12- 16	148.34	145.49	2.0866						
17 1	44- 46	148.65	145.80	2.0890						
17 1	70- 74	148.92	146.07	2.0911	2.66	0.21				
17 1	93- 95	149.06	146.21	2.0922						
17 1	100-102	149.15	146.30	2.0929	2.99	0.02				

Tab. A-1: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten von Site 658 (Fortsetzung)

Site 658 Core-Section, Interval	Original Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	C. wuellerstorfi		U. peregrina		U. auberiana	
				18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)
17 1 126-128	149.39	146.54	2.0947						
17 1 130-132	149.43	146.58	2.0950	2.74					
17 2 20- 22	149.83	146.98	2.0981	3.20	-0.16				
17 2 44- 46	150.07	147.22	2.1000						
17 2 50- 52	150.13	147.28	2.1005	3.11	-0.24				
17 2 70- 74	150.34	147.49	2.1021	3.01	-0.46				
17 2 80- 82	150.43	147.58	2.1028						
17 2 104-106	150.61	147.76	2.1042	3.23	-0.08				
17 2 130-132	150.82	147.97	2.1058	3.28	-0.14				
17 3 30- 32	151.30	148.45	2.1133	3.14	-0.69				
17 3 60- 64	151.62	148.77	2.1182						
17 3 68- 70	151.68	148.83	2.1192			3.87	-1.44		
17 3 87- 89	151.81	148.96	2.1212						
17 3 106-108	151.96	149.11	2.1235	2.91	-1.04				
17 3 126-128	152.16	149.31	2.1266						
17 4 45- 47	152.16	149.31	2.1266						
17 3 130-134	152.21	149.36	2.1274	2.77	-0.48				
17 4 12- 16	152.54	149.69	2.1382						
17 4 20- 22	152.60	149.75	2.1401						
17 4 56- 60	152.97	150.12	2.1522	3.13	0.28				
17 4 70- 74	153.11	150.26	2.1541						
17 4 80- 82	153.20	150.35	2.1553						
17 4 82- 84	153.22	150.37	2.1555					4.00	-0.85
17 4 102-104	153.42	150.57	2.1582						
17 4 110-112	153.50	150.65	2.1592						
17 5 12- 16	154.00	151.15	2.1659	2.91	0.36	3.66	-1.34		
17 5 30- 32	154.17	151.32	2.1681	2.68	-0.54	3.53	-1.23	3.50	-1.22
17 5 46- 48	154.33	151.48	2.1702	2.70	-0.52				
17 5 70- 74	154.58	151.73	2.1736	2.71	0.08	3.73	-0.91	3.70	-1.02
17 5 100-102	154.84	151.99	2.1770			3.61	-1.05	3.71	-1.01
17 5 116-120	155.01	152.16	2.1817					3.70	-1.13
17 5 120-122	155.04	152.19	2.1825						
17 5 124-126	155.08	152.23	2.1836						
17 6 5- 8	155.36	152.51	2.1912	3.04	-0.38			3.67	-1.53
17 6 12- 14	155.41	152.56	2.1926			4.16	-1.26		
17 6 40- 44	155.60	152.75	2.1978	3.19	0.01	4.21	-1.51		
17 6 64- 66	155.88	153.03	2.2053			4.10	-1.13		
B17 1 3- 5	144.84	154.54	2.2751	3.82	-0.39			4.38	-1.72
B17 1 35- 37	145.16	154.86	2.2780			4.12	-1.20		
B17 2 20- 22	145.41	155.11	2.2803	3.49	-0.65	4.27	-1.32		
B17 2 50- 52	145.75	155.45	2.2835	3.14	0.13	3.93	-1.25		
B17 2 85- 87	146.05	155.75	2.2862	3.12	0.03	3.94	-1.20		
B17 2 125-127	146.38	156.08	2.2893			3.97	-0.68		
B17 3 2- 4	146.65	156.35	2.2917						
B17 3 34- 36	146.97	156.67	2.2947	2.78	0.36				
B17 3 62- 64	147.25	156.95	2.2972						
B17 3 92- 94	147.55	157.25	2.3000			3.49	-1.27		
B17 3 122-124	147.85	157.55	2.3016			3.54	-0.81		
B17 4 15- 17	148.14	157.84	2.3031			3.53	-0.75	3.65	-0.79
B17 4 45- 47	148.44	158.14	2.3046			3.63	-0.68	3.66	-1.11
B17 5 5- 7	148.74	158.44	2.3062			3.71	-0.86	3.89	-1.02
B17 5 36- 38	149.05	158.75	2.3078			3.90	-0.99		
B17 5 65- 67	149.34	159.04	2.3093			3.94	-1.07		
B17 5 106-108	149.75	159.45	2.3114			4.06	-0.96		
B17 5 130-132	149.99	159.69	2.3127						
B17 6 5 -7	150.24	159.94	2.3140	3.10	0.16	4.00	-1.15		
B17 7 15- 17	150.34	160.04	2.3145			4.22	-1.27		
B17 7 45- 47	150.84	160.54	2.3175	3.26	0.16	4.16	-1.05		
B17 7 82- 84	151.14	160.84	2.3193			3.86	-1.19		
B17 7 112-114	151.44	161.14	2.3211			3.79	-0.73		
B17 8 1- 3	151.83	161.53	2.3235			3.83	-1.03		
B17 8 20- 22	152.02	161.72	2.3246			4.02	-1.05		
B17 8 52- 54	152.34	162.04	2.3265						
B17 8 82- 84	152.64	162.34	2.3283						
B17 8 112-114	152.94	162.64	2.3302					3.69	-1.20
B17 9 15- 17	153.17	162.87	2.3315	2.85	0.26			3.55	-1.00
B17 CC 5- 7	153.27	162.97	2.3321			3.67	-0.98		
B17 CC 30- 32	153.52	163.22	2.3336						
B18 1 20- 22	154.51	164.21	2.3396					3.47	
B18 1 70- 72	155.01	164.71	2.3433	2.89	0.36			3.81	
B18 1 116-118	155.42	165.12	2.3462					3.57	
19 1 70- 74	158.62	165.27	2.3473			4.21	-1.55		
B18 2 20- 22	155.59	165.29	2.3475	2.66	0.02	4.17			
19 1 105-107	158.96	165.61	2.3498			3.77	-1.21	3.82	-1.44
B18 2 52- 54	155.92	165.62	2.3499	2.08	-0.93	3.81			
B18 3 18- 20	156.10	165.80	2.3534	3.74	-0.32				
19 2 12- 16	159.15	165.80	2.3534			4.49	-1.34		
B18 3 120-122	156.51	166.21	2.3615	3.45	-0.06	4.59			
19 2 64- 66	159.67	166.32	2.3625			4.29	-1.64		
19 2 70- 74	159.74	166.39	2.3631	3.15	-0.45	4.31	-1.44	4.28	-1.89
19 2 87- 89	159.90	166.55	2.3645			4.30	-1.77		
B18 4 20- 22	156.98	166.68	2.3657			4.47			
B18 4 50- 52	157.28	166.98	2.3683			3.92			
19 3 70- 74	160.54	167.19	2.3702	2.96	0.31	4.11	-1.49		
B18 5 20- 22	157.54	167.24	2.3706	3.40	-0.35	4.15			
19 3 102-104	160.85	167.50	2.3729	3.06	-0.40	3.88	-1.55		
B18 5 70- 72	158.04	167.74	2.3750	3.03	0.19	3.85			

Tab. A-1: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten von Site 658 (Fortsetzung)

Site 658		Original	Composite	Alter (Ma)	C. muellerstorfi		U. peregrina		U. auberiana	
Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Age (m)		18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)
19 4 40- 44	161.54	168.19	2.3790	2.40	0.51	3.75	-1.01			
19 4 52- 54	161.65	168.30	2.3800							
B18 6 20- 22	158.86	168.56	2.3823	2.12	-0.07	3.47				
19 4 102-104	161.99	168.64	2.3828			3.60	-1.35			
19 4 108-110	162.06	168.71	2.3832							
B18 6 70- 72	159.31	169.01	2.3849			3.45				
19 5 12- 16	162.50	169.15	2.3857	2.82	0.51	3.41	-1.27			
B18 6 120-122	159.58	169.28	2.3865			3.27				
19 5 56- 58	162.89	169.54	2.3880							
19 5 66- 70	163.00	169.65	2.3886			3.62	-1.28			
B18 7 20- 22	160.01	169.71	2.3889	3.03	-0.43					
19 5 102-104	163.35	170.00	2.3906	2.63	0.06					
19 5 94- 96	163.40	170.05	2.3909	3.18	0.17					
B18 7 65- 67	160.36	170.06	2.3910	2.99	-0.18					
19 5 115-117	163.42	170.07	2.3910	3.13	-0.01	3.66	-1.57			
B18 7 120-122	160.76	170.46	2.3933	3.28	-0.57	3.73				
19 6 44- 46	164.01	170.66	2.3944	3.18	0.11					
19 6 94- 96	164.20	170.85	2.3955	2.90	0.31					
19 6 97- 99	164.22	170.87	2.3956							
B18 8 20- 22	161.21	170.91	2.3959	3.40	-0.28	3.67				
19 6 102-104	164.37	171.02	2.3965							
19 6 130-134	164.64	171.29	2.3981	3.30	-0.35	3.99	-1.68			
B18 8 70- 72	161.61	171.31	2.3982					4.74		
B18 8 125-127	162.13	171.83	2.4012	3.75	-0.47	4.47				
19 7 66- 70	165.39	172.04	2.4024			4.65	-1.58			
19 7 99-101	165.64	172.29	2.4038			4.61	-1.83			
19 7 102-104	165.67	172.32	2.4040	3.94	-0.61					
19 8 36- 38	166.28	172.93	2.4080	3.73	0.01	4.53	-1.52			
19 CC 10- 14	166.55	173.20	2.4098	3.64	-0.68					
19 CC 40- 42	166.84	173.49	2.4117							
20 1 12- 16	167.54	174.19	2.4164	3.05	0.16	3.89	-1.36	3.68	-1.38	
20 1 61- 65	168.03	174.68	2.4196	2.68	0.35					
20 1 110-112	168.31	174.96	2.4251	2.43	0.23			3.61	-1.34	
20 1 112-114	168.53	175.18	2.4295	3.08	0.50			3.26	-0.66	
20 2 12- 16	169.14	175.79	2.4415	2.72	0.41					
20 2 70- 74	169.62	176.27	2.4510	2.59	0.45	3.48	-1.26	3.40	-0.60	
20 2 102-104	169.93	176.58	2.4572	2.57	0.26			3.37	-1.27	
20 2 130-134	170.22	176.87	2.4629	2.73	0.21					
20 3 12- 16	170.50	177.15	2.4645	2.91	0.46	3.47	-1.46			
20 3 67- 69	171.05	177.70	2.4676	2.72	0.18	3.60	-1.61			
20 3 70- 74	171.09	177.74	2.4679	2.99	-0.10	3.79	-1.78	3.74	-1.73	
20 3 102-104	171.40	178.05	2.4696	2.98	-0.04			3.81	-1.63	
20 6 70- 74	172.30	178.95	2.4748	3.19	0.31	4.18	-1.71	4.08	-1.99	
20 6 90- 92	172.49	179.14	2.4758			3.99	-1.94	4.12	-1.71	
20 7 6- 10	172.79	179.44	2.4775							
20 7 70- 74	173.15	179.80	2.4796	3.64	0.05	4.39	-1.70	4.40	-1.41	
20 8 87- 89	174.26	180.91	2.4871			4.08	-1.30			
20 8 115-117	174.47	181.12	2.4885			3.95	-1.55			
20 9 12- 16	174.84	181.49	2.4910			3.60	-1.31			
20 9 70- 74	175.15	181.80	2.4930			3.91	-1.12			
20 9 89- 91	175.33	181.98	2.4941			3.98	-0.93			
20 9 98-100	175.42	182.07	2.4947			3.79	-0.85			
20 9 110-115	175.55	182.20	2.4955	3.08	0.05	3.75	-1.06			
20 10 10- 15	175.68	182.33	2.4986							
20 CC 45- 47	176.28	182.93	2.5132							
21 1 5- 7	176.96	183.61	2.5297	2.88	0.18	3.74	-1.43			
21 1 30- 32	177.21	183.86	2.5309	2.78	0.15					
21 1 50- 54	177.36	184.01	2.5317	2.92	0.39	3.68	-1.11			
21 1 64- 66	177.49	184.14	2.5323			3.42	-1.24			
21 1 70- 74	177.56	184.21	2.5326	2.67	0.32	3.54	-1.20			
21 1 114-116	177.97	184.62	2.5346	2.65	0.23	3.42	-1.17	3.42	-1.08	
21 2 8- 12	178.41	185.06	2.5368	2.68		3.48	-1.08			
21 2 60- 64	178.88	185.53	2.5391	2.64	0.31	3.36	-1.30			
21 2 80- 82	179.07	185.72	2.5400	2.48	0.09	3.37	-1.14			
21 3 10- 14	179.30	185.95	2.5411	2.63	0.52	3.52	-0.78			
21 4 12- 16	179.57	186.22	2.5424	2.71	0.40	3.45	-1.21	3.49	-1.37	
21 4 66- 70	180.11	186.76	2.5451	2.63	0.56	3.41	-1.33			
21 4 102-104	180.30	186.95	2.5460	2.73	0.68	3.42	-1.18	3.36	-0.22	
21 5 12- 16	180.78	187.43	2.5483	2.74	0.28			3.52	-0.62	
21 5 61- 65	181.21	187.86	2.5504	2.81	0.25	3.57	-1.27	3.56	-0.90	
21 5 117-119	181.56	188.21	2.5521	2.96	0.25	3.39	-1.32			
21 6 12- 16	182.04	188.69	2.5545	2.96	0.40	3.64	-1.33			
21 6 20- 22	182.06	188.71	2.5546	2.83	0.46					
21 6 58- 62	182.45	189.10	2.5565	3.05	-0.03	3.88	-1.23	3.76	-1.38	
21 6 78- 80	182.64	189.29	2.5574	3.06	-0.12			3.78	-1.29	
21 7 12- 16	182.89	189.54	2.5586	3.10	0.50					
21 8 12- 16	183.33	189.98	2.5608	3.39	-0.17	4.08	-1.44	4.16	-1.56	
21 8 65- 69	183.86	190.51	2.5633							
21 8 104-106	184.24	190.89	2.5652			4.41	-1.71	4.40	-1.35	
21 8 108-110	184.27	190.92	2.5653			4.26	-1.54			
21 CC 15- 17	184.46	191.11	2.5663			4.14	-1.23			
22 1 65- 67	186.45	193.10	2.5941	3.03	-0.69					
22 1 103-105	186.74	193.39	2.5979	2.96	0.02					
22 1 120-122	187.00	193.65	2.6013	3.41	-0.19					
22 2 12- 16	187.43	194.08	2.6039	3.12	0.02	3.78	-1.32			
22 2 64- 68	187.95	194.60	2.6070	2.84	0.17	3.57	-1.06	3.56	-1.40	
22 2 94- 96	188.24	194.89	2.6087	2.65	0.28	3.51	-0.99	3.48	-1.46	

Tab. A-1: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten von Site 658 (Fortsetzung)

Core-Section, Interval	Site 658 Composite		C-waelderstorfi 18-0 13-C (‰ PDB) (‰ PDB)		U. peregrina 18-0 13-C (‰ PDB) (‰ PDB)		U. auberiana 18-0 13-C (‰ PDB) (‰ PDB)	
	Core-Section, Interval	Original Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)	C-waelderstorfi 18-0 13-C (‰ PDB) (‰ PDB)	U. peregrina 18-0 13-C (‰ PDB) (‰ PDB)	U. auberiana 18-0 13-C (‰ PDB) (‰ PDB)	
22 3 12-16	188.53	195.18	2.6104	2.57	0.33			
22 3 50-54	188.81	195.46	2.6121	2.64	0.35		3.46 -1.27	
22 3 103-105	189.08	195.73	2.6137	2.60	0.41		3.46 -1.28	
22 5 12-16	189.84	196.49	2.6182	2.61	0.54			
22 5 60-64	190.28	196.93	2.6209	2.58	0.10		3.53 -0.89	
22 5 96-98	190.68	197.25	2.6226	2.65	-0.35		3.22 -1.23	
22 6 12-16	191.12	197.77	2.6256	2.79	0.52		3.26 -1.48	
22 6 70-74	191.60	198.25	2.6283	2.75	0.58		3.19 -1.39	
22 6 113-115	191.86	198.51	2.6297	2.63	0.22	3.50	-1.16	
22 7 12-16	192.34	198.99	2.6324					
22 7 56-60	192.75	199.48	2.6347	2.90	0.33	3.42	-1.51	
22 7 104-106	193.10	199.75	2.6367	2.75	0.18	3.42	-1.42	
22 CC 15-17	193.51	200.16	2.6390			3.51	-1.53	
23 1 5-7	195.96	202.61	2.6618	2.61	0.12	3.59	-1.08	
23 1 12-16	196.04	202.69	2.6622	2.79	0.74			
23 1 30-32	196.24	202.89	2.6633	2.55	0.56	3.58	-1.19	
23 1 50-52	196.44	203.09	2.6643	2.54	0.33	3.34	-1.04	
23 1 70-74	196.60	203.25	2.6652	2.76	0.28	3.30	-1.14	
23 1 102-104	196.93	203.58	2.6670	2.61	0.45	2.87	-1.36	
23 2 12-16	197.47	204.12	2.6699	2.59	0.47	3.50	-1.07	
23 2 65-69	197.74	204.39	2.6714	2.61	0.46	3.49	-1.28	
23 2 102-104	198.04	204.69	2.6730	2.62	0.53	3.40	-1.18	
23 3 12-16	198.55	205.20	2.6758					
23 3 61-65	198.94	205.59	2.6779	2.95	0.32	3.52	-1.28	
23 3 102-104	199.18	205.83	2.6792	2.98	0.02	3.68	-1.28	
23 4 131-133	200.26	206.91	2.6850	3.10	-0.08	3.77	-1.28	
23 5 7-11	200.53	207.18	2.6869					
23 5 83-87	200.98	207.55	2.6894					
23 7 53-55	201.88	208.45	2.6957	2.85	0.01	3.66	-1.12	
23 8 4-8	201.89	208.54	2.6963	2.98	0.21	3.47	-1.38	
23 9 12-15	202.32	208.97	2.6993	2.73	0.04	3.69	-1.28	
23 9 70-74	202.90	209.55	2.7033	2.73	0.04	3.56	-1.22	
23 9 102-104	203.10	209.75	2.7047	2.62	0.06	3.55	-1.19	
23 9 120-124	203.29	209.94	2.7060	2.49	-0.01	3.53	-1.30	
23 9 140-142	203.38	210.03	2.7069	2.71	-0.13	3.57	-1.08	
23 CC 15-17	203.57	210.22	2.7089					
24 1 3-5	205.44	212.09	2.7761	3.00	0.15	3.58	-1.57	
24 1 10-14	205.52	212.17	2.7768	3.02	0.14	3.53	-1.49	
24 2 102-104	206.24	212.89	2.7828	2.81	-0.20	3.65	-1.36	
24 2 133-137	206.56	213.21	2.7858	2.76	0.86	3.59	-1.51	
24 3 12-16	206.82	213.47	2.7877	2.82	-0.18			
24 3 70-74	207.38	214.03	2.7925			3.61	-1.48	
24 3 102-104	207.69	214.34	2.7951					
24 4 12-16	208.13	214.78	2.7988	3.09	-0.07	3.84	-1.42	
24 4 60-64	208.44	215.09	2.8019			3.93	-1.53	
24 4 98-100	208.69	215.34	2.8044	3.15	-0.10	3.95	-1.63	
24 5 18-22	209.21	215.86	2.8098					
24 5 63-67	209.62	216.27	2.8148	2.86	0.25			
24 5 102-104	209.95	216.60	2.8174	2.64	0.32	2.86	-1.71	
24 6 12-16	210.20	216.85	2.8199	2.23	0.75	3.38	-1.46	
24 6 70-74	210.59	217.34	2.8250	2.52	-0.10	3.06	-1.30	
24 6 103-105	211.01	217.66	2.8282	2.45	0.14	2.90	-1.21	
24 7 15-19	211.72	218.37	2.8355	2.43	0.53			
24 7 83-87	211.96	218.61	2.8380	2.57	0.39	3.22	-1.07	
24 7 102-104	212.13	218.78	2.8397	2.47	0.38	3.37	-1.30	
24 8 12-16	212.75	219.40	2.8461	2.99	0.61			
24 9 20-24	213.19	219.84	2.8506					
24 9 31-33	213.29	219.94	2.8516			3.58	-1.37	
24 CC 10-14	213.74	220.39	2.8563	2.44	-0.38			
25 1 5-7	214.96	221.61	2.8688	2.97	0.04			
25 1 12-16	215.04	221.69	2.8696					
25 1 40-42	215.31	221.96	2.8724	3.30	-0.31	3.88	-1.31	
25 1 70-74	215.50	222.15	2.8742	3.20	-0.10	3.93	-1.54	
25 1 100-102	215.71	222.35	2.8762	2.90	-0.15			
25 2 12-16	216.29	222.94	2.8818					
25 2 70-74	216.80	223.45	2.8866	3.12	-0.22	3.98	-1.53	
25 2 102-104	217.10	223.75	2.8895	3.35	0.01	3.89	-1.31	
25 3 12-16	217.70	224.35	2.8953					
25 3 70-74	218.14	224.79	2.8995	3.07	-0.30	3.90	-1.49	
25 3 102-104	218.45	225.10	2.9024					
25 4 12-16	218.91	225.56	2.9068	2.86	-0.01	3.85	-1.43	
25 4 70-74	219.38	226.03	2.9113	2.77	-0.30	3.79	-1.52	
25 4 102-104	219.64	226.29	2.9138	2.86	-0.01	3.50	-1.59	
25 5 12-16	220.18	226.83	2.9190					
25 5 70-74	220.59	227.24	2.9229					
25 5 98-100	220.66	227.31	2.9236	2.54	0.26			
25 6 12-16	221.01	227.66	2.9259	2.43	0.40	3.44	-0.90	
25 6 69-73	221.31	227.96	2.9278	2.60	0.08			
25 6 80-90	221.43	228.08	2.9286	2.55	-0.19			
25 7 70-74	222.20	228.85	2.9337	2.71	-0.04			
25 7 88-90	222.37	229.02	2.9348	2.77	-0.30			
25 CC 5-7	222.43	229.08	2.9352	2.80	-0.09			
26 1 5-7	224.46	231.11	2.9484	2.68	0.20	3.54	-1.12	
26 1 12-16	224.54	231.19	2.9489	2.54	0.75			
26 1 46-50	224.88	231.53	2.9512	2.70	0.16			
26 1 67-69	225.08	231.73	2.9525	2.65	0.19			
26 2 12-16	225.26	231.91	2.9537	2.56	0.48			

Tab. A-1: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten von Site 658 (Fortsetzung)

Site 658 Core-Section, Interval	Original Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	C. wuellerstorfi		U. peregrina		U. auberiana	
				18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)
26 2 79- 83	225.54	232.19	2.9555	2.68	0.33				
26 2 104-106	225.78	232.43	2.9571	2.36	0.07				
26 3 66- 70	226.32	232.97	2.9610	2.67	0.03				
26 3 101-103	226.57	233.22	2.9629	2.62	0.37				
26 4 12- 16	226.89	233.54	2.9652	2.60	0.05				
26 4 54- 58	227.31	233.96	2.9683	2.84	0.22				
26 4 94- 96	227.58	234.23	2.9703	2.75	0.37				
27 4 59- 63	228.04	234.69	2.9737						
26 5 54- 58	228.39	235.04	2.9762	3.03	0.06				
26 5 132-135	229.16	235.81	2.9819	2.89	0.01				
26 6 12- 16	229.45	236.10	2.9840						
26 6 59- 63	229.82	236.47	2.9868	3.04	0.01				
26 6 92- 94	229.98	236.63	2.9879	2.79	0.04				
26 7 12- 16	230.17	236.82	2.9892	2.97	-0.12				
26 7 69- 73	230.46	237.11	2.9912	2.94	-0.31				
26 7 100-102	230.70	237.35	2.9929	2.96	-0.32				
26 8 55- 59	231.55	238.20	2.9987	2.94	-1.04				
26 8 79- 81	231.78	238.43	3.0003	2.76	0.20				
26 9 14- 18	231.96	238.61	3.0016						
26 9 66- 70	232.48	239.13	3.0052	2.31	0.30				
26 9 100-102	232.79	239.44	3.0073	2.37	0.43				
26 9 140-142	233.19	239.84	3.0101	2.51	0.09				
27 1 14- 18	234.03	240.68	3.0158	2.39	0.12				
27 1 30- 32	234.18	240.83	3.0169	2.72	0.26	3.20	-0.92		
27 1 70- 74	234.59	241.24	3.0197	2.49	0.51				
27 1 102-104	235.00	241.65	3.0225						
27 2 12- 16	235.24	241.89	3.0242	2.73	0.49				
27 2 70- 74	235.74	242.39	3.0276	2.44	0.56				
27 2 98-100	235.95	242.60	3.0290	2.45	0.54				
27 3 12- 16	236.48	243.13	3.0327						
27 3 63- 67	236.83	243.48	3.0351	2.59	0.10				
27 3 102-104	237.05	243.70	3.0366						
27 4 12- 16	237.57	244.22	3.0402						
27 4 59- 63	237.79	244.44	3.0417	2.50	0.32				
27 4 100-102	238.18	244.83	3.0444	2.59	0.23			3.21	-1.30
27 5 12- 16	238.61	245.26	3.0473	2.74	0.26			3.54	-1.16
27 5 70- 74	238.92	245.57	3.0494			3.26	-1.23	3.26	-1.08
27 5 102-104	239.23	245.88	3.0516	2.72	0.40	3.15	-1.31	3.08	-1.10
27 6 12- 16	239.83	246.48	3.0557	2.70	-0.08	3.04	-1.15	3.09	-1.28
27 6 70- 74	240.38	247.03	3.0595	2.72	0.21	2.94	-1.41	3.20	-1.24
27 6 88- 90	240.56	247.21	3.0616	2.44	0.44	3.46	-1.17	3.48	-1.06
27 7 12- 16	240.67	247.32	3.0629	2.70	0.09	3.48	-1.50	3.49	-1.23
27 7 70- 74	241.25	247.90	3.0696	2.79	-0.13	3.58	-1.25	3.68	-1.25
27 7 86- 88	241.40	248.05	3.0714	2.72	0.33	3.39	-1.37	3.40	-1.06
27 CC 20- 24	241.88	248.53	3.0770	2.91	0.23	3.66	-1.64	3.68	-1.20
28 1 10- 14	243.52	250.17	3.0962			3.72	-1.86		
28 1 70- 75	244.13	250.78	3.1033			3.88	-1.38	3.84	-1.21
28 1 96-100	244.38	251.03	3.1062			3.83	-1.29	3.85	-1.55
28 1 102-104	244.43	251.08	3.1068					3.79	-1.34
28 2 12- 16	245.04	251.69	3.1139			3.67	-1.23	3.70	-1.28
28 2 70- 75	245.62	252.27	3.1207					3.45	-1.19
28 2 96-100	245.88	252.53	3.1238			3.46	-1.30	3.50	-1.51
28 2 102-104	245.93	252.58	3.1243	2.60	0.02	3.41	-1.18	3.54	-1.10
28 3 70- 75	247.07	253.72	3.1377	1.92	-0.74	2.83	-1.84	3.37	-1.23
28 3 96-100	247.32	253.97	3.1393	2.60	-0.52				
28 3 102-104	247.37	254.02	3.1396			3.55	-1.43	3.43	-1.17
28 4 12- 16	247.98	254.63	3.1436						
28 4 70- 75	248.57	255.22	3.1474			3.54	-1.29	3.55	-1.18
28 4 96-100	248.82	255.47	3.1490			3.59	-1.23	3.58	-1.33
28 4 102-104	248.87	255.52	3.1494	2.78	0.10	3.42	-1.42	3.41	-1.04
28 5 70- 75	250.07	256.72	3.1572			3.67	-1.43	3.70	-1.36
28 5 100-102	250.35	257.00	3.1590	2.89	0.05	3.50	-1.36	3.66	-1.00
28 6 12- 16	250.98	257.63	3.1631	2.83	0.19	3.31	-1.58	3.10	-1.42
28 6 67- 71	251.30	257.95	3.1652	2.78	-0.07	3.54	-1.27	3.62	-1.26
28 6 102-104	251.62	258.27	3.1673	2.87	-0.13	3.64	-1.58	3.73	-1.20
28 7 12- 16	251.80	258.45	3.1684					3.21	-0.94
29 1 12- 16	253.04	259.69	3.1765					3.19	-1.19
29 1 25- 27	253.16	259.81	3.1773	2.55	-0.07	3.27	-1.76	3.46	-1.46
29 2 74- 78	253.95	260.60	3.1829			3.45	-1.56	3.50	-1.61
29 2 102-104	254.22	260.87	3.1848	2.68	-0.14	3.58	-1.63	3.50	-1.51
29 3 12- 16	254.78	261.43	3.1888					3.20	-1.34
29 3 72- 76	255.26	261.91	3.1922	2.37	0.37	3.16	-1.33	3.09	-1.36
29 3 102-104	255.57	262.22	3.1944						
29 4 12- 16	255.88	262.53	3.1966	2.27	0.19			3.06	-1.13
29 4 72- 76	256.48	263.13	3.2009						
29 4 102-104	256.77	263.42	3.2029	2.30	0.23				
29 5 12- 16	257.38	264.03	3.2070			3.10	-1.56		
29 5 72- 76	257.98	264.63	3.2099	2.38	0.44				
29 5 102-104	258.27	264.92	3.2113	2.47	0.34				
29 6 12- 16	258.59	265.24	3.2129	2.31	0.42			3.03	-0.67
29 6 72- 76	259.15	265.80	3.2156	2.56	-0.11				
29 6 102-104	259.48	266.13	3.2172	2.68	0.13				
29 7 72- 76	260.44	267.09	3.2219						
29 7 102-104	260.73	267.38	3.2234	2.85	0.25	3.37	-1.27	3.29	-1.23
29 8 12- 14	261.27	267.92	3.2294					3.46	-1.24
29 8 46- 48	261.61	268.26	3.2332			3.38	-0.91	3.45	-1.05
29 CC 6- 10	261.70	268.35	3.2342	2.61	0.23	3.30	-1.09	3.37	-0.93

Tab. A-1: Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten von Site 658 (Fortsetzung)

Site 658			Original	Composite	Alter (Ma)	C. wuellerstorfi		U. peregrina		U. auberiana	
Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)		18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)
30 1 68-72	263.18	269.75	3.2499	2.66	0.09	3.61	-1.20	3.63	-1.14		
30 1 102-104	263.39	270.04	3.2531	2.23	-0.51	3.51	-1.05	3.45	-1.20		
30 2 12-16	263.90	270.55	3.2588	2.58	0.02						
30 3 12-16	264.16	270.81	3.2617								
30 3 70-74	264.66	271.31	3.2657	2.28	-0.87	3.42	-0.84	3.33	-0.82		
30 3 102-104	264.97	271.62	3.2682	2.30	-0.31	3.20	-1.36	3.31	-1.05		
30 4 12-16	265.50	272.15	3.2723	2.66	0.16			3.27	-1.04		
30 4 70-74	265.98	272.63	3.2761					3.33	-0.99		
30 4 102-104	266.39	273.04	3.2793			3.15	-1.27	3.25	-1.03		
30 5 23-27	266.79	273.44	3.2825								
30 5 70-74	267.24	273.89	3.2860			3.40	-1.36	3.61	-1.42		
30 5 102-104	267.55	274.20	3.2885			3.41	-1.52	3.48	-1.70		
30 6 17-21	268.17	274.82	3.2934			3.22	-0.88	3.07	-0.95		
30 6 70-74	268.60	275.25	3.2987			3.32	-1.32	3.28	-1.13		
30 6 102-104	268.91	275.56	3.3026			3.15	-0.91				
30 6 140-142	269.25	275.90	3.3069			3.76	-1.45				
31 1 12-16	272.04	278.69	3.3335					3.51	-1.49		
31 1 22-24	272.10	278.75	3.3339								
31 1 45-47	272.33	278.98	3.3354								
31 1 70-74	272.59	279.24	3.3371					3.12	-1.27		
31 1 102-104	272.87	279.52	3.3390			3.28	-1.21	3.07	-1.34		
31 2 70-74	274.04	280.69	3.3468			3.13	-1.30	3.11	-1.31		
31 2 102-104	274.37	281.02	3.3497			3.06	-1.39				
31 3 63-67	275.37	282.02	3.3583					3.15	-1.06		
31 3 72-74	275.47	282.12	3.3592			3.25	-1.07	3.26	-0.49		
31 CC 16-20	275.72	282.37	3.3614			3.32	-1.13				
32 1 12-16	281.54	288.19	3.4118			2.99	-1.28	3.04	-1.36		
32 1 68-72	282.10	288.75	3.4194			3.05	-1.49	3.08	-1.50		
32 1 94-96	282.35	289.00	3.4228			3.52	-1.44	3.35	-1.64		
32 CC 18-22	282.57	289.22	3.4257			3.12	-1.24	3.01	-1.34		
33 1 12-16	291.04	297.69	3.5401			3.36	-1.06	3.42	-1.06		
33 1 70-74	291.62	298.27	3.5480	2.40	0.41	3.17	-1.27	3.11	-1.13		
33 1 102-104	291.93	298.58	3.5522	2.04	0.01	3.14	-1.17	3.11	-0.90		
33 2 12-16	292.54	299.19	3.5593					2.93	-1.16		
33 2 70-74	293.12	299.77	3.5661	2.24	0.24	3.05	-1.14	2.91	-1.23		
33 2 102-104	293.38	300.03	3.5692	2.39	0.12	2.94	-1.32	3.00	-1.07		
33 3 12-16	293.79	300.44	3.5740	2.49	0.24	3.15	-1.37				
33 3 70-74	294.37	301.02	3.5808	2.43	0.01						
33 3 102-104	294.68	301.33	3.5845	2.58	0.10	3.34	-0.95	3.37	-1.21		
33 4 12-16	294.98	301.63	3.5880	2.41	0.48	3.02	-1.37				
33 4 70-74	295.55	302.20	3.5947	2.36	0.19						
33 4 102-104	295.86	302.51	3.5984	2.03	0.09	2.93	-0.99	3.06	-1.24		

Tab. A-2: Sedimentphysikalische Größen und Ergebnisse der siliziklastischen Sedimentfraktion von Site 658

Site 658		Original Composite			Trocken-	Wasser-	Siliziklast.		Ton		Silt		Silt-	Fluß-	
Core-Section,	Interval	Tiefe	Depth	Alter	raumgew.	gehalt	Fraktion	Gew. %	AR.	< 2µm	> 6µm	Modal-	Wert	fracht	
		(m)	(m)	(Ma)	(g/ccm)	Gew. %	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Hert		
1	1	70-75	0.73	0.83	0.0041	0.78	49.6	62.75	98.9	65.88	65.1	27.00	26.7	14	
1	1	102-104	1.03	1.13	0.0056	0.68	49.5	48.64	66.8	56.49	37.7	37.70	25.2	7	
1	1	120	1.20	1.30	0.0064	0.70	53.6	40.64	57.5						
1	2	70-75	2.23	2.37	0.0124	0.79	47.5	50.48	59.8	48.30	28.9	47.40	28.4	23	
1	2	102-104	2.53	3.05	0.0159	0.71	49.3	57.58	80.5	25.56	20.6	70.20	56.5	36	
1	2	120	2.70	3.36	0.0174	0.83	47.8	59.60	97.5						
1	3	40	3.40	3.82	0.0196	1.00		62.64	142.6						
1	3	70-75	3.73	4.00	0.0204	1.07	38.6	62.91	152.8						
1	3	102-104	4.03	4.21	0.0213	0.78	44.0	62.57	110.8	25.83	28.6	71.40	79.1	29	
1	3	120	4.20	4.35	0.0219	0.81	48.0	61.34	112.8						
1	4	34	4.84	4.87	0.0244	0.85	46.6	59.66	92.8						
1	4	40	4.90	4.92	0.0246	0.85		54.22	84.1						
1	4	70-75	5.23	5.22	0.0263	0.84	45.0	54.96	84.5						
1	4	80-82	5.31	5.30	0.0267	0.97	41.2	61.54	109.2	20.47	22.4	75.60	82.6	30	
B	2	4	72-75	7.54	5.84	0.0297	0.86	45.3	62.62	78.6					
B	2	4	102-104	7.83	6.13	0.0317	0.91	45.8	53.87	71.6	30.32	21.7	61.90	44.3	29
B	2	5	72-75	9.04	7.33	0.0399	0.78	47.8	55.59	63.3					
B	2	5	102-104	9.33	7.63	0.0420	0.72	54.4	44.51	46.8	37.65	17.6	56.50	26.4	26
B	2	6	72-75	10.24	8.54	0.0482	0.78	47.9	49.26	56.1					
B	2	6	102-104	10.53	8.83	0.0502	0.83	49.7	49.95	60.5	46.41	28.1	47.90	29.0	29
B	2	7	38-40	11.39	9.69	0.0793	0.91	45.0	45.24	50.6	49.88	25.3	43.50	22.0	22
B	2	7	43-46	11.45	9.75	0.0797	0.82	45.4	45.61	46.0					
B	3	1	72-75	12.54	10.84	0.0886	0.75	47.8	43.49	40.1					
B	3	1	102-104	12.83	11.13	0.0910	0.83	48.5	48.87	78.7	39.81	31.3	52.40	41.2	27
B	3	2	72-75	14.04	12.34	0.0972	0.80	47.0	59.26	92.0					
B	3	1	102-104	16.23	13.38	0.1026	0.93	42.1	47.08	84.9					
B	3	1	120	16.40	13.55	0.1034	0.82	48.4	45.07	71.7					
B	3	2	40	17.10	14.26	0.1082	0.87		52.68	67.2					
B	3	2	102-104	17.73	14.88	0.1124	0.91	44.1	52.78	70.6	40.54	28.6	49.90	35.2	20
B	3	3	40	18.60	15.75	0.1183	0.84		44.39	54.8					
B	3	3	102-104	19.23	16.38	0.1226	0.79	46.1	43.18	50.1	41.30	20.7			
B	3	3	120	19.40	16.55	0.1239	0.73	52.0	50.29	47.0					
B	3	3	146	19.66	16.81	0.1259	0.78		53.14	53.1					
B	3	4	33	20.03	17.18	0.1288	0.89		59.95	68.3					
B	3	4	102-104	20.72	17.87	0.1342	1.01	39.2	61.49	79.5	23.20	18.4	73.40	58.4	32
B	3	4	120	20.90	18.05	0.1356	0.92	43.7	57.58	60.4					
B	3	5	102-104	22.23	19.38	0.1473	1.25	33.2	67.06	95.6	16.00	15.3	82.50	78.8	38
B	3	5	120	22.40	19.55	0.1488	0.97	43.1	65.16	72.1					
B	3	5	140	22.60	19.76	0.1507	0.95		58.09	61.8					
B	3	6	34	23.04	20.19	0.1545	0.91	45.0	61.97	63.2					
B	3	6	102-104	23.73	20.88	0.1607	0.89	44.0	44.71	44.6	42.74	19.1	52.10	23.2	25
B	3	CC	16-21	23.98	21.13	0.1630	0.93	42.4	54.22	56.5	42.08	23.8	54.90	31.0	18
B	4	1	70-75	25.43	22.58	0.1760	0.85	43.3	55.73	53.1	43.13	22.9	51.10	27.1	27
B	4	1	102-104	25.53	22.68	0.1768	0.98	39.1	53.50	58.7	28.79	16.9	67.00	39.3	32
B	4	1	120	25.90	23.05	0.1802	0.86	46.3	49.71	47.9					
B	4	2	70-75	26.84	23.99	0.1872	0.98	36.9	53.23	79.3	39.96	31.7	52.00	41.2	28
B	4	2	102-104	27.14	24.29	0.1892	0.80	45.5	59.60	72.5	53.49	38.8	36.50	26.5	24
B	4	2	120	27.31	24.46	0.1903	0.80	49.5	61.65	75.0					
B	4	3	70-75	28.34	25.49	0.1986	0.88	41.3	69.21	67.0	65.04	43.6	27.10	18.2	17
B	4	3	102-104	28.64	25.79	0.2010	0.92	42.1	61.55	98.5					
B	4	3	120	28.81	25.96	0.2020	0.84	47.8	62.60	91.5					
B	4	4	70-75	29.84	26.99	0.2079	0.78	45.3	61.64	83.7	48.15	40.3	45.50	38.1	28
B	4	4	102-104	30.14	27.29	0.2097	0.83	45.1	56.79	82.0	52.40	43.0	40.70	33.4	28
B	4	4	120	30.31	27.46	0.2106	0.79	49.1	62.81	86.3					
B	4	5	70-75	31.34	28.49	0.2166	0.89	41.3	53.82	83.4	65.59	54.7	27.70	23.1	7
B	4	5	102-104	31.64	28.79	0.2183	0.88	43.4	51.81	79.3	61.75	49.0	30.50	24.2	13
B	4	5	120	31.81	28.96	0.2193	0.87	47.0	52.01	78.7					
B	4	6	40	32.51	29.67	0.2234	1.02		54.90	97.1					
B	4	6	70-75	32.84	29.98	0.2251	1.08	33.5	50.57	95.0	42.27	40.2	55.00	53.0	28
B	4	6	102-104	33.14	30.29	0.2270	0.93	43.0	54.09	85.5	35.45	30.3	59.30	50.7	32
B	4	6	120	33.31	30.46	0.2280	0.83	47.2	58.10	82.0					
B	5	1	70-75	34.93	32.08	0.2375	0.99	41.7	67.23	113.2					
B	5	1	84	35.04	32.19	0.2381	0.83	43.5	51.81	73.1					
B	5	1	102-104	35.23	32.38	0.2393	0.84	44.7	55.02	78.6	68.79	54.1	20.00	15.7	22
B	5	2	40	36.10	33.26	0.2438	0.75		68.67	108.3					
B	5	2	70-75	36.43	33.57	0.2453	0.72	51.6	59.86	90.5	46.27	41.9	48.20	43.6	31
B	5	2	102-104	36.73	33.88	0.2468	0.83	44.9	56.32	98.2	44.68	43.9	53.70	52.7	29
B	5	2	120	36.90	34.05	0.2479	0.93	43.9	54.88	69.9					
B	5	3	70-75	37.93	35.08	0.2547	0.99	39.7	57.78	115.6					
B	5	3	102-104	38.23	35.38	0.2562	1.01	39.5	54.51	111.2	37.95	42.2	59.70	66.4	29
B	5	3	120	38.40	35.55	0.2571	0.99	41.9	62.76	125.5					
B	5	4	70-75	39.43	36.58	0.2622	1.10	37.5	57.32	127.4	44.69	56.9	56.20	71.6	28
B	5	4	102-104	39.73	36.88	0.2637	0.98	37.7	56.64	112.1	41.70	46.8	51.20	57.4	31
B	5	4	120	39.90	37.05	0.2645	0.95	42.3	57.00	109.4					
B	5	5	40	40.60	37.76	0.2683	0.98		71.35	96.3					
B	5	5	70-75	40.93	38.08	0.2706	0.99	39.0	53.13	72.6	32.10	23.3	63.50	46.1	29
B	5	5	102-104	41.23	38.38	0.2728	1.00	36.5	56.31	77.7	27.12	21.1	72.90	56.7	36
B	5	5	120	41.40	38.55	0.2740	0.95	44.4	50.78	66.6					
B	5	6	70-75	42.43	39.57	0.2814	0.97	41.0	46.21	61.9	43.79	27.1	48.50	30.0	18
B	5	6	102-104	42.73	39.88	0.2836	0.86	42.8	47.52	56.4	51.33	29.0	37.70	21.3	7
B	5	6	120	42.90	40.05	0.2849	0.76	49.3	40.72	42.7					
B	5	7	25-30	43.48	40.62	0.2888	0.98	39.4	39.71	75.9					

Die Probenbezeichnung "B" in Spalte 1 kennzeichnet Bohrung B, Proben ohne Präfix stammen aus Bohrung A
AR. = Akkumulationsrate in g/m²ky; Modalkorngröße in µm.

Tab. A-2: Sedimentphysikalische Größen und Ergebnisse der siliziklastischen Sedimentfraktion von Site 658 (Fortsetzung).

Site 658		Original Composite			Trocken-	Wasser-	Siliziklast.			Ton		Silt		Silt-
Core-Section,	Tiefe	Depth	Alter	raumgew.	gehalt	Fraktion			< 2um	> 6um	Modal-	Fluß-		
Interval	(m)	(m)	(Ma)	(g/ccm)	Gew. %	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Wert	fracht	
5	7	34	43.54	40.69	0.2891	0.94	42.0	33.47	61.4					
5	7	44-46	43.65	40.80	0.2897	0.93	40.3	36.91	66.9	52.94	35.4	39.10	26.2	22
6	1	70-75	44.43	41.57	0.2936	0.92	43.1	51.51	92.4					
6	1	84	44.54	41.69	0.2942	0.92	40.7	44.74	80.3					
6	1	102-104	44.73	41.88	0.2952	0.82	43.1	53.86	86.1	35.05	30.2	51.80	44.6	21
6	2	40	45.60	42.76	0.2997	0.83		48.63	79.2					
6	2	70-75	45.93	43.07	0.3013	0.84	43.2	51.42	84.2	43.66	36.8	48.30	40.7	28
6	2	102-104	46.19	43.34	0.3027	0.94	40.3	72.10	132.2	38.66	51.1	51.70	68.3	25
6	2	120	46.36	43.51	0.3036	0.93	43.9	65.82	119.4					
6	3	40	47.06	44.22	0.3072	0.96		48.68	91.6					
6	3	70-75	47.39	44.54	0.3088	0.98	37.2	58.27	111.4					
6	3	102-104	47.69	44.84	0.3104	0.95	40.1	57.37	86.1	41.37	35.6	41.50	35.7	19
6	3	120	47.86	45.01	0.3115	0.95	44.0	50.70	76.1					
6	5	70-75	48.90	46.04	0.3180	0.90	42.7	54.11	76.9					
6	5	102-104	49.20	46.35	0.3200	0.90	42.8	53.70	76.4	54.94	42.0	34.80	26.6	27 ◀
6	5	120	49.37	46.52	0.3208	0.91	44.2	56.96	107.3					
6	6	70-75	50.40	47.55	0.3258	0.91	41.7	51.36	96.8	73.90	71.5	19.10	18.5	23 ▶
6	6	102-104	50.70	47.85	0.3272	0.65	51.2	53.20	71.6					
6	6	120	50.87	48.02	0.3281	0.50	64.2	29.80	30.8					
6	7	34	51.51	48.66	0.3312	0.51	60.5	62.05	65.5					
6	7	70-75	51.90	49.04	0.3330	0.56	59.0	67.62	78.4	77.09	60.4	20.00	15.7	27 ▶▶▶
6	7	98-100	52.16	49.31	0.3343	0.62	55.6	61.80	79.3	50.20	39.8	43.00	34.1	29 ▶▶▶
6	9	15-20	52.63	49.77	0.3365	0.93	43.8	47.65	91.7	54.39	49.9	39.70	36.4	28 ▶▶
6	9	33-35	52.79	49.94	0.3373	0.81	44.9	47.45	79.6	40.70	32.4	51.90	41.3	29 ▶▶
7	1	70-75	53.93	51.07	0.3431	1.12	36.6	54.25	113.6	35.64	40.5	68.60	77.9	33
7	1	102-104	54.23	51.38	0.3447	0.90	40.6	49.59	83.5	21.12	17.6	79.70	66.5	35
7	1	120	54.40	51.55	0.3457	0.94	42.6	53.02	93.2					
7	2	70-75	55.43	52.57	0.3511	1.07	37.7	56.63	113.3	24.20	27.4	70.60	80.0	29
7	2	102-104	55.73	52.88	0.3528	0.98	38.6	61.14	112.1	25.00	28.0	69.60	78.0	33
7	2	120	55.90	53.05	0.3537	0.96	41.8	61.57	110.5					
7	3	70-75	56.93	54.07	0.3591	1.03	40.6	54.25	104.5					
7	3	102-104	57.23	54.38	0.3608	1.01	38.0	63.99	120.9	33.19	40.1	61.10	73.8	28
7	3	120	57.40	54.55	0.3617	0.93	43.3	45.08	78.4					
7	4	40	58.10	55.26	0.3655	0.96		40.89	73.2					
7	4	70-75	58.43	55.57	0.3671	0.97	40.2	42.28	76.7					
7	4	102-104	58.73	55.88	0.3692	0.93	40.3	42.45	51.3	48.62	25.0	41.90	21.5	27
7	4	120	58.90	56.05	0.3705	0.95	42.9	51.58	63.7					
7	5	28-30	59.49	56.64	0.3750	0.89	42.1	39.77	46.0	51.85	23.9	38.50	17.7	18
8	1	70-75	63.43	60.57	0.4049	1.01	39.8	46.99	62.2	78.72	48.9	13.40	8.3	13
8	1	102-104	63.73	60.88	0.4077	0.99	40.0	44.94	48.5	75.54	36.6	18.20	8.8	20 ◀
8	1	120	63.90	61.05	0.4093	0.91	44.4	54.89	54.5					
8	2	40	64.60	61.76	0.4158	0.99		38.46	41.3					
8	2	70-75	64.93	62.08	0.4187	1.02	37.5	47.36	52.7	73.98	39.0	20.70	10.9	16
8	2	102-104	65.23	62.38	0.4215	0.86	42.4	48.83	45.8	70.30	32.2	23.70	10.9	22 ◀
8	2	118	65.38	62.53	0.4228	0.82	48.4	44.09	39.4					
8	2	144-146	65.65	62.80	0.4253	0.76	46.9	52.34	43.4	50.98	22.1	40.80	17.7	25 ◀
8	3	26-28	65.97	63.12	0.4282	0.75	48.4	53.42	43.7	40.39	17.6	53.80	23.5	34 ▶
8	3	55-57	66.26	63.41	0.4309	0.77	50.1	59.78	50.2	33.76	16.9	59.00	29.6	33
8	3	70-75	66.43	63.57	0.4324	1.04	39.7	61.82	70.1					
8	3	89-91	66.60	63.75	0.4340	1.05	37.0	64.09	73.4					
8	3	102-104	66.73	63.88	0.4350	1.14	32.5	70.09	100.7	19.88	20.0	74.90	75.4	36
8	3	115	66.85	64.00	0.4360	1.01	40.0	57.61	73.3					
8	3	133-135	67.04	64.19	0.4375	1.09	35.5	59.03	81.1	19.72	16.0	77.80	63.1	29
8	4	40	67.60	64.76	0.4420	1.12		68.28	96.5					
8	4	70-75	67.93	65.08	0.4445	1.14	34.9	63.62	91.4					
8	4	102-104	68.23	65.38	0.4469	0.97	39.0	52.59	64.3	38.09	24.5	54.00	34.7	28
8	4	120	68.40	65.55	0.4482	0.89		40.94	45.9					
8	5	40	69.10	66.26	0.4538	0.99		48.79	61.1					
8	5	70-75	69.43	66.58	0.4564	1.04	39.3	54.25	71.1					
8	5	102-104	69.73	66.88	0.4587	1.17	32.4	71.78	105.8	22.13	23.4	74.20	78.5	33
8	5	120	69.90	67.05	0.4601	0.97		48.81	59.7					
8	6	40	70.60	67.76	0.4657	0.98		42.36	52.5					
8	6	70-75	70.93	68.07	0.4682	0.99	39.5	38.72	48.3	47.47	22.9	44.60	21.5	28
8	6	81	71.01	68.16	0.4689	0.89	42.6	30.17	33.8					
8	6	102-104	71.23	68.38	0.4706	0.95	41.2	40.23	48.2	54.66	26.3	35.20	17.0	25 ◀
8	CC	12-16	71.52	68.67	0.4724	0.97		56.18	95.4	34.16	32.6	56.00	53.4	29
9	1	70-75	72.93	70.07	0.4804	1.06	37.9	60.86	112.9	33.68	38.0	64.50	72.8	29
9	1	96-98	73.17	70.32	0.4817	0.92	41.6	64.18	113.4	42.89	48.6	50.00	56.7	27
9	1	120	73.34	70.49	0.4826	0.88		43.03	72.7					
9	2	60-65	74.19	71.33	0.4870	1.12	36.1	64.49	138.7					
9	2	115-117	74.64	71.79	0.4894	0.93	40.4	44.28	79.1	56.51	44.7	26.90	21.3	17
9	2	120	74.68	71.83	0.4896	0.88		35.26	59.6					
9	3	70-75	75.56	72.71	0.4942	1.04	38.6	47.29	94.4	69.39	65.5	21.00	19.8	7
9	3	86	75.69	72.84	0.4949	0.96	39.6	44.29	81.6					
9	3	131-133	76.01	73.16	0.4965	0.91	41.2	47.62	83.2	64.31	53.5	22.50	18.7	16
9	4	40	76.43	73.59	0.4988	0.99		50.43	96.0					
9	4	70-75	76.76	73.90	0.5004	1.05	39.7	47.43	95.6					
9	4	102-104	77.22	74.37	0.5028	0.93	40.2	54.23	96.8	41.65	40.3	49.80	48.2	28
9	4	120	77.23	74.38	0.5029	0.91		51.39	89.8					
9	5	70-75	78.26	75.40	0.5082	1.04	37.1	45.93	91.7					
9	5	102-104	78.72	75.87	0.5107	0.91	41.6	46.32	80.9	59.34	48.0	31.90	25.8	22 ◀
9	5	120	78.73	75.88	0.5107	0.84		42.92	69.2					
9	6	70-75	79.76	76.91	0.5159	1.04	38.2	53.82	114.2	62.15	71.0	35.20	40.2	27 ▶
9	6	102-104	80.06	77.21	0.5174	0.97	40.3	49.47	97.9	44.93	44.0	49.80	48.8	29
9	6	120	80.23	77.38	0.5182	0.85		47.44	82.3					
10	1	40	82.10	79.26	0.5274	0.96		49.84	97.8					

Tab. A-2: Sedimentphysikalische Größen und Ergebnisse der siliziklastischen Sedimentfraktion von Site 658 (Fortsetzung).

Site 658 Core-Section, Interval	Original Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	Trocken- raumgew. (g/ccm)	Wasser- gehalt Gew. %	Siliziklast. Fraktion			Ton < 2µm		Silt > 6µm		Silt- Modal- Wert	Fluß- fracht
						Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.			
10 1 70-75	82.43	79.57	0.5289	0.98	41.9	41.12	82.2	56.30	46.3	40.20	33.1	26	◀	
10 1 104-106	82.75	79.90	0.5305	0.98	36.8	43.18	86.3	56.25	48.6	37.60	32.5	16		
10 1 120	82.90	80.05	0.5312	0.88		35.53	63.8							
10 1 139	83.09	80.25	0.5322	0.91		42.96	79.7							
10 2 40	83.60	80.76	0.5347	0.98		64.76	130.1							
10 2 70-75	83.93	81.07	0.5362	1.03	36.6	43.25	90.9	27.47	25.0	67.90	61.7	28		
10 2 102-104	84.23	81.38	0.5378	0.98	40.2	51.46	102.9	33.58	34.6	59.10	60.8	28		
10 2 120	84.40	81.55	0.5391	0.90		41.24	39.3							
10 3 40	85.10	82.26	0.5459	1.00		49.35	52.2							
10 3 70-75	85.43	82.57	0.5488	1.04	37.4	55.03	60.7	51.26	31.1	42.30	25.7	27		
10 3 102-104	85.73	82.88	0.5517	1.07	36.0	64.85	73.6	49.03	36.1	41.60	30.6	18		
10 3 120	85.90	83.05	0.5533	0.91		53.02	51.1							
10 4 70-75	86.93	84.07	0.5630	1.04	36.9	63.43	69.9	51.62	36.1					
10 4 102-104	87.23	84.38	0.5642	1.00	38.1	65.12	165.4	38.59	63.8	52.80	87.3	28		
10 4 120	87.40	84.55	0.5649	0.95		59.95	144.7							
10 5 70-75	88.34	85.49	0.5686	1.11	36.1	75.91	214.0							
10 5 102-104	88.64	85.79	0.5698	1.03	36.6	71.02	185.8	54.65	101.5	33.60	62.4	22		
10 5 118	88.79	85.94	0.5704	0.92		58.48	136.7							
10 5 138	88.95	86.11	0.5710	0.92		52.37	123.0							
10 6 48	89.52	86.67	0.5733	0.94	40.1	45.90	109.6							
10 6 60-65	89.67	86.81	0.5738	1.03	37.6	54.88	143.6	65.31	93.8	26.60	38.2	7		
10 6 74-76	89.79	86.94	0.5748	0.88	41.1	54.78	51.1	56.45	28.9	30.70	15.7	7		
10 CC 16-20	90.07	87.22	0.5774	0.91		43.62	42.1	58.03	24.4	30.60	12.9	7		
11 1 70-74	91.89	89.04	0.5945	1.05	39.5	52.44	58.4	43.56	25.4	49.90	29.1	28		
11 2 24	92.15	89.30	0.5968	0.88	42.9	46.33	49.7							
11 3 70-74	93.43	90.58	0.6073	0.97	40.2	69.24	81.9	49.01	40.2	45.10	37.0	28		
11 3 84	93.53	90.69	0.6082	0.90		64.37	70.3							
11 3 96	93.65	90.80	0.6091	0.82		69.51	69.5							
11 3 102	93.72	90.87	0.6097	0.78		68.08	64.8							
11 3 104-106	93.75	90.90	0.6099	0.82	43.8	70.66	70.7	51.88	36.7	38.30	27.1	27	◀	
11 4 42	94.49	91.65	0.6161	0.99		77.48	93.4							
11 4 62	94.69	91.84	0.6175	1.03		66.82	100.5							
11 4 70-74	94.79	91.94	0.6182	1.05	36.1	67.38	103.3							
11 4 102-104	95.12	92.27	0.6205	1.01	37.1	55.08	81.2	51.85	42.1	40.00	32.5	23		
11 4 116	95.23	92.38	0.6212	0.94		48.59	66.7							
11 4 120	95.27	92.42	0.6215	0.91		49.78	66.1							
11 5 70-74	96.22	93.37	0.6280	1.15	33.2	77.13	129.5	23.87	30.9	71.40	92.5	30		
11 5 102-104	96.54	93.69	0.6340	1.10	35.6	67.04	39.1	35.18	13.8	59.10	23.1	32		
11 5 120	96.65	93.80	0.6361	1.04		71.50	39.4							
11 6 42	97.33	94.49	0.6490	1.24		69.46	45.6							
11 6 70-74	97.62	94.77	0.6543	1.32	21.1	71.76	50.2	31.05	15.6	65.40	32.8	32		
11 6 102-104	97.93	95.08	0.6601	1.12	34.5	70.77	42.0							
11 6 120	98.10	95.25	0.6633	0.95		60.24	30.3							
11 7 24	98.61	95.76	0.6800	0.96	38.5	56.60	28.8							
11 7 70-74	99.01	96.16	0.7110	1.19	32.3	72.70	120.3	68.51	82.4	21.70	26.1	14		
11 7 102-104	99.26	96.41	0.7128	1.17	30.4	69.58	113.2	22.03	24.9	72.20	81.7	30		
11 8 68-72	100.40	97.55	0.7210	1.18	30.8	66.80	104.8							
11 8 75-77	100.46	97.61	0.7215	1.15	31.1	70.00	107.1	32.97	35.3	67.00	71.7	29		
11 CC 32-36	100.82	97.97	0.7242	1.08		57.06	82.0	39.25	32.2	57.10	46.8	30		
12 1 24	100.93	98.08	0.7250	1.06	35.4	60.60	85.4							
12 1 40	101.08	98.23	0.7261	1.03		65.79	90.1							
12 1 70-74	101.36	98.51	0.7282	0.98	37.7	64.04	83.5							
12 1 100-102	101.64	98.79	0.7304	1.08	36.2	66.84	96.0	70.84	68.0	20.30	19.5	11		
12 2 32	101.95	99.10	1.5741	1.00		68.50	95.9							
12 2 70-74	102.08	99.23	1.5750	1.26	31.6	70.96	125.2	40.67	50.9	55.50	69.5	30		
12 2 100-102	102.36	99.51	1.5770	1.09	34.1	70.61	107.8	59.41	64.0	35.10	37.8	23		
12 2 118	102.52	99.67	1.5781	0.99		68.13	94.4							
12 3 50	102.92	100.07	1.5810	1.20		65.13	109.3							
12 3 70-74	103.13	100.28	1.5825	1.20		78.55	132.0							
12 3 100-102	103.41	100.56	1.5845	1.13	34.4	60.48	95.7	48.84	46.7	45.00	43.1	28		
12 3 120	103.59	100.74	1.5857	1.06		63.57	94.3							
12 4 70-74	104.57	101.72	1.5927	1.04	35.5	64.29	93.6	66.40	62.2	28.40	26.6	28	◀	
12 4 102	104.85	102.00	1.5947	1.17		62.49	102.4							
12 4 107-109	104.89	102.04	1.5950	1.21	31.1	67.20	113.8	49.86	56.8					
12 5 24	105.49	102.64	1.6010	1.12	33.3	54.51	61.1							
12 5 120-122	106.02	103.17	1.6064	1.09	35.4	62.25	67.9	65.89	44.7	26.80	18.2	22	◀	
12 6 70-74	106.98	104.13	1.6160	1.24	29.6	68.24	84.6	46.50	39.4	49.60	42.0	32	◀	
12 6 82	107.08	104.23	1.6167	1.17		63.90	107.7							
12 6 102-104	107.28	104.43	1.6181	1.04	34.0	58.65	87.8							
12 6 120	107.44	104.59	1.6192	1.19		64.37	110.3							
12 7 40	108.11	105.26	1.6239	1.05		71.84	108.7							
12 7 70-74	108.42	105.57	1.6260	0.99	36.7	65.80	93.8							
12 7 102-104	108.66	105.81	1.6277	1.10	35.6	69.98	110.9	64.35	71.3	24.60	27.3	18		
12 8 59	109.72	106.87	1.6351	1.08	33.7	54.58	84.9							
12 8 70-74	109.85	107.00	1.6360	1.07	34.8	62.15	95.8	52.53	50.3	42.40	40.6	28		
12 8 80-82	109.93	107.08	1.6371	1.12	32.9	69.79	54.7	53.53	29.3	40.50	22.2	29	◀	
12 CC 20	110.14	107.29	1.6402	0.98		68.14	46.7							
13 1 59	110.79	107.94	1.6495	0.86	43.4	57.72	34.8							
13 1 72-75	110.94	108.09	1.6516	1.00	35.1	63.78	44.7							
13 1 102-104	111.23	108.38	1.6558	1.12	32.8	67.10	52.6							
13 2 72-75	111.87	109.02	1.6650	1.00	36.4	67.42	47.2							
13 2 107-109	111.97	109.12	1.6662	1.08	33.2	71.39	64.8	41.59	26.9	52.50	34.0	30		
13 2 120	112.09	109.24	1.6676	0.89		62.36	46.6							
13 3 40	112.68	109.84	1.6748	0.97		64.64	52.9							
13 3 72-75	113.02	110.17	1.6787	1.02	36.6	61.39	52.6							
13 3 102-104	113.31	110.46	1.6821	1.12	35.5	66.16	62.2	71.56	44.5	19.80	12.3	7		

Tab. A-2: Sedimentphysikalische Größen und Ergebnisse der siliziklastischen Sedimentfraktion von Site 658 (Fortsetzung).

Site 658 Core-Section, Interval		Original Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	Trocken- raumgew. (g/ccm)	Wasser- gehalt Gew. %	Siliziklast. Fraktion		Ton < 2µm		Silt > 6µm		Silt- Modal- Wert	Fluß- fracht
							Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.		
13	3	116	113.44	1.6837	1.06		70.25	62.6						
13	4	40	114.18	1.6926	1.03		59.38	51.5						
13	4	72-75	114.52	1.6965	1.02	35.7	61.34	52.6						
13	4	102-104	114.81	1.7000	1.13	32.9	70.30	66.7	55.68	37.2	39.70	26.5	29	◀
13	4	120	114.98	1.7033	1.12		73.25	42.7						
13	5	56-59	115.77	1.7186	0.98	38.2	64.02	32.6	76.08	24.8	17.20	5.6	14	
13	5	102-104	116.06	1.7242	1.04	34.8	62.00	33.5	73.73	24.7	18.20	6.1	15	
13	5	120	116.23	1.7275	1.02		56.87	30.2						
13	6	68-71	117.12	1.7447	0.92	40.5	58.48	28.0	76.26	21.3	17.10	4.8	27	◀
13	6	84	117.20	1.7462	0.96	38.5	52.88	26.4						
13	6	102-104	117.35	1.7491	1.01	37.7	60.30	31.7	75.88	24.0	16.30	5.2	18	◀
13	7	72-75	118.38	1.7637	0.97	38.3	62.96	68.4						
13	7	102-104	118.67	1.7662	1.05	37.3	57.76	67.9	61.98	42.1	31.10	21.1	22	
13	7	120	118.84	1.7678	0.93		47.89	49.9						
13	8	72-75	119.64	1.7749	0.88	40.0	56.53	55.7	70.46	39.3	23.90	13.3	16	
13	CC	10-14	119.86	1.7769										
14	1	40	120.07	1.7788	1.15		71.47	91.9						
14	1	70-74	120.43	1.7820	1.38	29.1	82.57	127.6	39.71	50.7	56.00	71.5	29	
14	1	98-100	120.59	1.7833	1.18	31.0	75.17	110.9	43.36	48.1	49.80	55.2	29	
14	1	120	120.79	1.7849	1.25		77.59	121.2						
14	1	135	120.92	1.7859	0.93		62.82	73.0						
14	2	40	121.33	1.7892	1.05		63.97	83.9						
14	2	94	121.51	1.7906	1.10		74.90	103.0						
14	2	98-100	121.55	1.7910	1.07	36.9	72.92	97.5	63.25	61.7	28.10	27.4	18	
14	2	108	121.64	1.7917	1.03		70.99	91.1						
14	2	120	121.74	1.7925	0.98		66.03	80.9						
14	3	40	122.24	1.7965	1.15		71.59	102.5						
14	3	70-74	122.43	1.7980	1.21	30.8	74.88	113.3	55.04	62.3	38.20	43.3	28	◀
14	3	98-100	122.68	1.8000	1.12	33.9	76.83	107.6	62.97	67.7	29.70	32.0	23	◀
14	3	120	122.78	1.8011	1.03		72.55	69.5						
14	4	34	123.37	1.8074	0.88	45.0	61.79	50.6						
14	4	67-71	123.61	1.8100	1.08	34.8	71.16	71.5	70.54	50.4	20.80	14.9	13	
14	4	98-100	123.88	1.8129	1.01	35.5	70.95	66.6	69.34	46.2	20.90	13.9	16	
14	5	34	124.64	1.8205	1.05		64.55	84.0						
14	5	53	124.81	1.8219	1.07		69.95	92.6						
14	5	72-76	124.94	1.8230	1.08	33.3	74.32	99.5	34.68	34.5	59.80	59.5	29	
14	5	98-100	125.17	1.8248	1.30	25.8	81.72	131.7	41.07	54.1	42.90	56.5	28	
14	6	70-74	126.23	1.8334	1.07	34.7	76.26	101.2						
14	6	85	126.35	1.8343	0.92		68.22	77.8						
14	6	98-100	126.48	1.8354	0.92	35.1	74.35	84.8	75.02	63.6	15.70	13.3	14	
14	7	34	127.23	1.8415	0.96	38.9	68.08	81.0						
14	7	40	127.29	1.8419	1.01		71.18	89.3						
14	7	66-68	127.47	1.8434	1.15	34.1	74.55	106.3	72.96	77.6	17.20	18.3	17	◀
14	7	96-98	127.74	1.8456	1.05	34.9	73.74	96.0	71.40	68.6	18.70	18.0	14	
14	8	68-72	128.70	1.8535	1.38	26.0	64.49	110.4	72.67	80.2	19.30	21.3	15	
14	CC	20-24	128.99	1.8571	1.29		50.20	51.8	51.73	26.8	41.10	21.3	28	◀
15	1	34	129.45	1.8627	1.13	32.7	70.64	83.8						
15	1	67-71	129.89	1.8665	1.16	34.6	70.65	86.1	55.12	47.4	39.00	33.6	29	◀
15	1	83-85	130.04	1.8678	1.17	32.8	73.55	90.4	54.10	48.9	35.90	32.4	27	◀
15	2	96-98	131.06	1.8771	0.91	38.4	71.46	68.3	76.75	52.4	13.10	8.9	7	
15	2	120	131.16	1.8781	0.90		67.31	63.6						
15	3	51	131.72	1.8831	0.89		71.40	66.4						
15	3	72-75	131.93	1.8849	0.88	40.8	67.03	61.9	76.61	47.5	14.80	9.2	18	◀
15	3	102-104	132.22	1.8875	1.01	34.4	74.36	78.9	73.51	58.0	15.30	12.1	13	
15	3	120	132.39	1.8893	1.01		65.05	69.0						
15	4	72-75	133.27	1.8971	0.97	37.0	60.65	61.8	59.44	36.7	35.30	21.8	28	◀
15	4	88	133.35	1.8979	1.08	34.6	53.68	60.9						
15	4	100-102	133.48	1.8990	1.12	31.6	60.21	70.8	49.19	34.8	43.10	30.5	23	
15	5	75-78	134.58	1.9090	1.03	36.6	63.28	68.4	69.25	47.4	23.40	16.0	18	
15	5	88	134.69	1.9100	1.03	36.4	60.38	65.3						
15	5	102-104	134.84	1.9114	1.16	28.0	65.78	80.1	74.10	59.4	18.70	15.0	14	
15	6	72-75	135.84	1.9203	1.12	36.0	61.83	72.7						
15	6	84	135.94	1.9213	1.06	35.4	56.19	62.5						
15	6	102-104	136.13	1.9229	1.27	30.9	62.71	83.6	70.42	58.9	21.20	17.7	21	◀
15	7	34	136.85	1.9295	0.87		66.32	60.6						
15	7	72-75	137.25	1.9330	1.18	30.5	70.35	87.2						
15	7	84-86	137.36	1.9340	1.25	29.8	74.97	98.4	60.20	59.2	35.20	34.6	29	◀
15	8	75-78	138.83	1.9489	1.04	34.0	68.44	66.2	44.06	29.2	51.30	34.0	28	
15	8	82-84	138.92	1.9499	1.21	28.6	68.10	76.6						
16	1	70-74	139.30	1.9597	1.20	24.2	82.53	92.1						
16	1	92	139.49	1.9619	1.02		76.73	72.8						
16	1	102-104	139.60	1.9629	0.93	43.5	78.28	67.7	73.37	49.7	17.00	11.5	17	◀
16	2	70-74	140.72	1.9750	1.17	30.7	70.01	76.2						
16	2	102-104	141.03	1.9783	1.07	28.9	74.77	74.4	63.99	47.6	25.90	19.3	28	◀
16	2	120	141.20	1.9801	0.90		68.69	57.5						
16	3	40	141.90	1.9878	1.02		69.92	66.2						
16	3	70-74	142.22	1.9911	1.07	35.9	73.54	73.2	77.14	56.5	15.30	11.2	14	
16	3	102-104	142.53	1.9944	1.10	33.2	63.34	64.8	67.76	43.9	23.00	14.9	15	
16	4	20	143.20	2.0015	1.07		59.08	93.8						
16	4	70-74	143.72	2.0049	1.04	35.7	72.11	111.7						
16	4	102-104	144.03	2.0070	1.11	33.5	75.10	124.2	63.57	79.0	29.10	36.1	24	◀
16	4	120	144.20	2.0081	1.06		70.29	111.0						
16	5	40	144.90	2.0129	1.07		64.37	103.0						
16	5	70-74	145.22	2.0153	1.08	37.5	66.52	89.8	77.99	70.0	14.10	12.7	14	
16	5	102-104	145.53	2.0178	1.14	32.3	63.87	91.0	77.64	70.7	13.10	11.9	14	
16	6	70-74	146.68	2.0270	1.26	30.3	67.94	107.0	43.36	46.4	52.10	55.8	28	

Tab. A-2: Sedimentphysikalische Größen und Ergebnisse der siliziklastischen Sedimentfraktion von Site 658 (Fortsetzung).

Site 658 Core-Section, Interval	Original Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	Trocken- raumgew. (g/ccm)	Wasser- gehalt Gew. %	Siliziklast. Fraktion Gew. %	Ton < 2µm AR	Silt > 2µm AR	Silt- Modal- Hert	Fluß- fracht			
16 6	102-104	146.99	144.14	2.0309	1.29	27.9	63.55	65.6	50.43	33.1	46.20	30.3	27
16 7	40	147.86	145.02	2.0419	1.20		66.91	64.3					
16 7	70- 74	148.18	145.33	2.0458	1.17	33.0	67.51	63.2	48.80	30.8	44.90	28.4	28
16 7	78- 80	148.25	145.40	2.0467	0.99	38.3	61.92	49.0	49.47	24.3	42.30	20.7	29
17 1	40	148.60	145.76	2.0887	1.00		58.18	74.7					
17 1	70- 74	148.92	146.07	2.0911	1.00	39.1	60.34	77.8	74.90	58.3	18.60	14.5	16
17 1	100-102	149.15	146.30	2.0929	0.96	40.9	62.65	77.6	77.17	59.9	15.20	11.8	7
17 2	34	149.96	147.11	2.0991	0.86	42.7	60.43	67.0					
17 2	70- 74	150.34	147.49	2.1021	1.10	34.8	63.84	90.6	57.20	51.8	34.60	31.3	29
17 2	104-106	150.61	147.76	2.1042	1.02	36.6	61.76	81.3					
17 3	40	151.39	148.55	2.1148	1.04		49.66	33.2					
17 3	60- 64	151.62	148.77	2.1182	1.05	38.5	64.79	43.5	74.92	32.6	17.00	7.4	18
17 3	106-108	151.96	149.11	2.1235	1.17	34.9	68.92	51.6					
17 3	120	152.09	149.24	2.1255	0.97		64.11	39.8					
17 4	70- 74	153.11	150.26	2.1541	0.99	37.8	67.85	50.4	53.76	27.1	39.00	19.7	25
17 4	102-104	153.42	150.57	2.1582	1.10	37.0	72.87	60.1	49.04	29.5	42.90	25.8	28
17 4	120	153.59	150.74	2.1604	0.95		75.82	54.0					
17 5	34	154.20	151.35	2.1685	0.99		62.48	46.4					
17 5	40	154.26	151.42	2.1694	1.03		67.38	52.1					
17 5	70- 74	154.58	151.73	2.1736	1.21	29.7	72.57	65.9	73.53	48.4	21.00	13.8	23
17 5	100-102	154.84	151.99	2.1770	1.14	35.2	71.27	30.1	64.92	19.5	24.40	7.3	19
17 6	34	155.60	152.75	2.1978	1.00	35.1	61.47	27.9		16.4		10.3	
17 6	40- 44	155.62	152.77	2.1983	1.19		63.29	22.7	58.98		36.90		28
17 6	46	155.74	152.90	2.2018	1.13		60.96	25.4					
17 6	64- 66	155.88	153.03	2.2053	1.25	30.7	45.60	21.1	64.39	13.6	30.10	6.4	22
19 1	44	158.34	165.00	2.3454	1.11		47.22	71.5					
19 1	70- 74	158.62	165.27	2.3473	1.09	36.2	72.48	108.2	49.55	53.6	45.80	49.6	28
19 1	84	158.74	165.39	2.3482	1.09	33.1	71.00	106.0					
19 1	105-107	158.96	165.61	2.3498	1.25	34.4	56.54	96.8					
19 2	34	159.36	166.02	2.3578	1.23		70.73	79.4					
19 2	70- 74	159.74	166.39	2.3631	1.22	30.7	80.44	110.9	40.49	44.9	55.00	61.0	28
19 2	87- 89	159.90	166.55	2.3645	1.03	35.6	74.76	87.0	48.67	42.4	44.80	39.0	27
19 3	70- 74	160.54	167.19	2.3702	0.95	39.9	67.07	72.0					
19 3	84	160.66	167.31	2.3712	0.98	34.2	61.63	68.3					
19 3	102-104	160.85	167.50	2.3729	1.01	37.7	66.21	75.6	72.10	54.5	19.00	14.4	16
19 4	35	161.47	168.13	2.3785	1.06		68.69	81.9					
19 4	40- 44	161.54	168.19	2.3790	1.06	36.7	67.56	80.9	78.83	63.8	14.10	11.4	29
19 4	102-104	161.99	168.64	2.3828	1.04	37.2	66.30	119.3	81.29	97.0	13.00	15.5	22
19 4	120	162.16	168.81	2.3837	0.96		60.17	99.9					
19 5	66-70	163.00	169.65	2.3886	1.21	33.4	65.77	137.7					
19 5	84	163.16	169.81	2.3895	1.03	37.2	64.50	114.9					
19 5	102-104	163.35	170.00	2.3906	1.18	33.8	67.02	136.8	70.68	96.7	22.80	31.2	29
19 6	34	163.89	170.54	2.3937	0.96	38.1	70.01	116.3					
19 6	44	163.98	170.64	2.3943	0.98		75.78	128.0					
19 6	102-104	164.37	171.02	2.3965	1.04	36.7	75.31	135.5	62.69	84.9	30.40	41.2	27
19 7	40	165.11	171.77	2.4008	1.19		72.70	150.2					
19 7	66- 70	165.39	172.04	2.4024	1.25	39.3	68.02	147.1					
19 7	102-104	165.67	172.32	2.4040	1.06	34.1	59.23	108.6	66.50	72.2	27.00	29.3	28
19 7	120	165.82	172.47	2.4050	0.98		56.91	84.2					
19 CC	10- 14	166.55	173.20	2.4098	1.03	36.3	62.20	96.7	48.23	46.7	46.90	45.4	29
20 1	61- 65	168.03	174.68	2.4196	1.14	33.8	66.83	115.0	52.56	60.5	43.40	49.9	29
20 1	110-112	168.31	174.96	2.4251	1.16	36.1	76.16	45.1	59.11	26.6	33.20	15.0	25
20 1	120	168.60	175.25	2.4309	0.96		73.28	35.9					
20 2	38	169.28	175.94	2.4445	1.03		64.94	34.0					
20 2	70- 74	169.62	176.27	2.4510	1.06	35.4	61.08	33.0	75.86	25.1	18.20	6.0	27
20 2	84	169.74	176.40	2.4536	1.13	41.9	54.28	31.3					
20 2	102-104	169.93	176.58	2.4572	1.23	33.6	54.12	34.0					
20 3	34	170.71	177.36	2.4657	1.06	34.4	50.26	93.2					
20 3	40	170.77	177.43	2.4661	1.09		53.43	101.7					
20 3	70- 74	171.09	177.74	2.4679	1.21	30.5	55.09	116.7	75.12	87.6	20.30	23.7	25
20 3	102-104	171.40	178.05	2.4696	1.32	30.2	56.60	130.8	75.01	98.1	16.80	22.0	14
20 6	70- 74	172.30	178.95	2.4748	1.00	39.1	66.35	116.1					
20 6	90- 92	172.49	179.14	2.4758	1.34	29.6	72.72	170.5	52.54	89.6	41.30	70.4	28
20 7	40	173.05	179.71	2.4791	1.24		86.31	187.0					
20 7	70- 74	173.15	179.80	2.4796	1.21	31.3	73.99	156.7	49.20	77.1	45.00	70.5	28
20 7	84	173.28	179.93	2.4805	1.17	28.2	64.46	111.6					
20 8	38	173.91	180.57	2.4848	1.09		44.46	71.7					
20 8	115-117	174.47	181.12	2.4885	1.02	36.7	47.20	71.3	77.10	54.9	16.10	11.5	13
20 9	34	174.94	181.60	2.4917	0.96		53.84	76.8					
20 9	70- 74	175.15	181.80	2.4930	0.94	40.1	52.44	73.0					
20 9	84	175.28	181.93	2.4938	0.90	39.6	50.78	67.6					
20 9	98-100	175.42	182.07	2.4947	0.99	38.1	55.32	81.1	74.85	60.7	19.00	15.4	7
21 1	40	177.30	183.96	2.5314	0.96		59.39	117.3					
21 1	70- 74	177.56	184.21	2.5326	0.96	38.7	54.50	107.3	79.04	84.8	14.30	15.3	15
21 1	110	177.92	184.57	2.5344	0.95		46.65	90.9					
21 1	114-116	177.97	184.62	2.5346	1.03	38.5	50.34	106.3	78.31	83.2	15.90	16.9	18
21 2	60- 64	178.88	185.53	2.5391	1.05	35.8	52.38	112.8					
21 2	80- 82	179.07	185.72	2.5400	1.07	36.0	54.70	120.0	75.72	90.9	18.80	22.6	21
21 2	84	179.10	185.75	2.5401	0.92		51.42	97.0					
21 3	41	179.41	186.07	2.5417	0.98		55.23	111.3					
21 4	39	179.94	186.60	2.5443	1.09		59.35	132.4					
21 4	66- 70	180.11	186.76	2.5451	1.12	33.3	60.95	139.9	75.50	105.7	16.20	22.7	23
21 4	102-104	180.30	186.95	2.5460	1.30	29.6	57.13	152.3	76.56	116.6	15.30	23.3	18
21 4	110	180.37	187.02	2.5463	1.03		51.38	108.5					
21 5	38	181.02	187.68	2.5496	1.05		66.90	144.5					
21 5	61- 65	181.21	187.86	2.5504	1.06	37.4	65.77	142.9	70.23	100.4	22.20	31.7	18

Tab. A-2: Sedimentphysikalische Größen und Ergebnisse der siliziklastischen Sedimentfraktion von Site 658 (Fortsetzung).

Site 658		Original Composite			Trocken- raumgew. (g/ccm)	Wasser- gehalt Gew. %	Siliziklast. Fraktion		Ton < 2µm		Silt > 6µm		Silt- Modal- Wert	Fluß- fracht
Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)	Gew. %			AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %		
21	5	117-119	181.56	188.21	2.5521	1.06	37.2	60.29	131.0	76.17	99.8	15.80	20.7	14
21	5	120	181.58	188.23	2.5522	0.92		54.35	102.5					
21	6	10	181.95	188.61	2.5541	0.96		54.72	107.9					
21	6	54	182.39	189.04	2.5562	1.01	36.9	50.12	103.8					
21	6	58- 62	182.45	189.10	2.5565	1.12	33.1	82.91	190.4	76.17	145.0	19.10	36.4	17
21	6	78- 80	182.64	189.29	2.5574	1.01	39.4	63.00	130.4	70.47	91.9	24.10	31.4	22 ◀
21	8	40	183.59	190.25	2.5621	1.06		80.21	173.8					
21	8	65- 69	183.86	190.51	2.5633	1.07	35.5	58.51	128.3	52.20	67.0	41.60	53.4	28 ◀◀
21	8	104-106	184.24	190.89	2.5652	1.03	36.7	81.42	171.9	56.38	96.9	36.70	63.1	29 ◀◀
22	1	103-105	186.74	193.39	2.5979	1.08		36.1	62.32	86.2				
22	2	64- 68	187.95	194.60	2.6070	1.15	30.1	73.03	141.1					
22	2	71	188.00	194.65	2.6073	0.90	40.8	71.48	108.1					
22	2	94-96	188.24	194.89	2.6087	0.95	39.9	71.55	114.2	73.45	83.9	19.20	21.9	18 ◀
22	3	46	188.75	195.41	2.6118	0.88		71.38	105.2					
22	3	50- 54	188.81	195.46	2.6121	0.87	30.4	67.76	99.0	77.34	76.6	12.20	12.1	28 ◀◀
22	3	103-105	189.08	195.73	2.6137	1.07	36.5	60.51	108.8	88.16	95.9	9.10	9.9	18 ◀◀
22	4	38	189.47	196.13	2.6161	1.10		58.60	108.5					
22	5	45	190.11	196.77	2.6199	1.15		59.39	115.0					
22	5	60- 64	190.28	196.93	2.6209	1.17	30.9	57.72	113.5	78.45	89.0	16.80	19.1	26 ◀◀
22	5	96- 98	190.60	197.25	2.6226	1.19	32.8	60.04	127.2	76.66	97.5	17.40	22.1	22 ◀◀
22	6	55	191.43	198.09	2.6274	1.05		56.32	104.9					
22	6	70- 74	191.60	198.25	2.6283	1.02	33.6	52.07	94.5	80.17	75.8	14.50	13.7	14
22	6	113-115	191.86	198.51	2.6297	1.24	30.4	51.75	114.2	76.06	86.9	17.30	19.8	22 ◀◀
22	7	47	192.64	199.30	2.6342	1.04		54.76	101.0					
22	7	56-60	192.75	199.40	2.6347	1.01	37.5	54.33	97.7	73.68	72.0	17.00	16.6	18 ◀◀
22	7	100	193.05	199.70	2.6364	0.87		50.35	78.0					
22	7	104-106	193.10	199.75	2.6367	1.16	35.3	64.02	132.2	78.91	104.3	13.70	18.1	7
23	1	70- 74	196.62	203.27	2.6653	0.98	38.3	52.11	94.5					
23	1	102-104	196.93	203.58	2.6670	1.29	28.0	51.84	123.7	77.27	95.6	18.40	22.8	14
23	1	119	197.09	203.75	2.6679	1.02		46.85	88.2					
23	1	123	197.13	203.78	2.6681	0.97		72.88	130.8					
23	1	126	197.16	203.81	2.6682	0.97		45.75	82.1					
23	2	48	197.63	204.29	2.6708	0.94		50.40	87.4					
23	2	65- 69	197.74	204.39	2.6714	0.93	39.9	47.64	82.0	78.83	64.6	14.80	12.1	22 ◀◀
23	2	102-104	198.04	204.69	2.6730	1.08	36.1	54.07	108.0					
23	2	108	198.09	204.74	2.6733	0.90		47.70	79.4					
23	3	40	198.81	205.47	2.6772	0.92		47.75	81.1					
23	3	56	198.92	205.57	2.6778	0.92	40.3	45.64	77.7					
23	3	61- 65	198.94	205.59	2.6779	0.95	38.4	48.04	84.4	79.38	67.0	13.80	11.7	14
23	3	102-104	199.18	205.83	2.6792	1.00	37.1	51.40	95.1	67.72	64.4	26.20	24.9	27 ◀◀
23	4	40	199.84	206.50	2.6828	0.96		52.56	93.4					
23	4	126	200.20	206.85	2.6847	0.94		42.74	74.3					
23	4	131-133	200.26	206.91	2.6850	1.01	37.2	47.20	88.2	78.24	69.0	16.20	14.3	18 ◀◀
23	5	35	200.72	207.37	2.6882	1.07		46.17	71.1					
23	5	83- 87	200.90	207.55	2.6894	1.02	35.2	52.19	76.7					
23	7	18	201.60	208.25	2.6940	0.96		65.93	91.0					
23	7	34	201.66	208.32	2.6943	0.92	40.3	57.10	75.7					
23	7	53- 55	201.80	208.45	2.6957	1.03	41.0	57.34	85.1	71.61	60.9	21.00	17.9	18 ◀◀
23	8	4- 8	201.89	208.54	2.6963	0.91	39.6	54.11	70.9					
23	9	70- 74	202.90	209.55	2.7033	0.86	42.2	50.19	62.2					
23	9	90	203.08	209.74	2.7046	0.86		47.63	59.2					
23	9	102-104	203.10	209.75	2.7047	0.86	36.8	50.64	63.0	76.96	48.5	15.10	9.5	14
24	1	14	205.54	212.19	2.7769	0.91	40.9	49.70	53.4					
24	2	63	206.11	212.77	2.7818	1.08		49.72	63.1					
24	2	102-104	206.24	212.89	2.7828	1.11	34.8	65.44	85.7	73.05	62.6	19.10	16.4	18 ◀◀
24	2	130	206.51	213.16	2.7851	0.98		57.25	66.2					
24	3	40	207.08	213.74	2.7900	0.94		62.74	69.6					
24	3	70- 74	207.38	214.03	2.7925	0.92	36.9	53.68	58.3					
24	3	76	207.42	214.07	2.7928	1.01	36.9	48.75	58.1					
24	3	102-104	207.69	214.34	2.7951	1.25	26.7	53.65	79.1	74.21	58.7	18.00	14.2	18 ◀◀
24	4	17	208.16	214.82	2.7991	0.89		57.10	60.2					
24	4	60- 64	208.44	215.09	2.8019	0.99	38.7	53.72	51.6					
24	4	98-100	208.69	215.34	2.8044	1.08	31.0	60.49	63.4	73.98	46.9	22.10	14.0	29 ◀◀
24	4	113	208.83	215.48	2.8059	1.00		54.41	52.8					
24	5	38	209.37	216.03	2.8115	1.07		78.53	81.5					
24	5	58	209.55	216.21	2.8134	1.09	37.3	71.44	75.7					
24	5	63- 67	209.62	216.27	2.8140	1.10	34.8	74.30	79.3	60.15	47.7	34.40	27.3	27 ◀◀
24	5	102-104	209.95	216.60	2.8174	1.10	35.4	62.48	66.7	76.74	51.2	16.30	10.9	18 ◀◀
24	6	44	210.50	217.16	2.8231	1.09		65.54	69.5					
24	6	70- 74	210.69	217.34	2.8250	1.09	34.8	69.01	73.0					
24	6	88	210.85	217.51	2.8267	1.07		64.33	66.5					
24	6	100	210.97	217.62	2.8278	1.05		64.88	66.1					
24	6	103-105	211.01	217.66	2.8282	1.40	22.5	67.64	91.9	77.83	71.5	14.40	13.2	7
24	7	33	211.71	218.37	2.8355	1.10		61.21	65.4					
24	7	46	211.84	218.49	2.8368	1.05	34.4	55.68	56.7					
24	7	83- 87	211.96	218.61	2.8380	1.28	20.6	55.38	68.8	78.65	54.1	14.90	10.3	14
24	7	102-104	212.13	218.78	2.8397	1.42	25.6	50.29	69.3	47.07	32.6	47.30	32.8	28
24	9	8	212.69	219.35	2.8456	1.05	35.4	58.28	59.5					
24	8	17	212.78	219.43	2.8464	1.00		59.69	57.9					
24	9	31- 33	213.29	219.94	2.8516	1.26	15.5	69.89	85.4					
24	CC	10- 14	213.74	220.39	2.8563	1.13	30.4	56.60	62.0	74.81	46.4	18.10	11.2	18 ◀◀
25	1	41	215.37	222.03	2.8730	1.13		60.93	71.6					
25	1	70- 74	215.50	222.15	2.8742	1.13	33.2	58.20	68.4	76.46	52.3	17.50	12.0	18 ◀◀
25	1	100-102	215.71	222.36	2.8762	1.22	31.9	58.27	73.9	70.67	52.3	25.90	19.2	28 ◀◀
25	1	118	215.84	222.49	2.8774	1.07		53.85	59.9					
25	1	123	215.89	222.55	2.8780	1.09		58.43	66.1					

Tab. A-2: Sedimentphysikalische Größen und Ergebnisse der siliziklastischen Sedimentfraktion von Site 658 (Fortsetzung).

Site 658		Original Composite			Trocken- raumgew. (g/ccm)	Wasser- gehalt Gew. %	Siliziklast. Fraktion		Ton < 2µm		Silt > 6µm		Silt- Modal- Wert	Fluß- fracht
Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)	Gew. %			Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.		
25	1	126	215.92	222.58	2.8783	1.10	53.98	61.5						
25	2	70-74	216.80	223.45	2.8866	1.35	26.8	56.05	78.7					
25	2	102-104	217.10	223.75	2.8895	1.15	31.6	56.01	67.0	68.17	45.7	24.00	16.1	28 ◀
25	2	120	217.27	223.92	2.8911	1.00		50.97	53.0					
25	3	40	217.94	224.60	2.8976	0.97		57.47	57.8					
25	3	69	218.11	224.76	2.8992	0.96	42.2	56.05	56.0					
25	3	70-74	218.14	224.79	2.8995	1.21	29.9	61.49	77.4	71.89	55.6	21.30	16.5	23 ◀
25	3	102-104	218.45	225.10	2.9024	1.32	30.7	65.92	90.5	59.10	53.5	25.50	23.1	16
25	4	35	219.12	225.77	2.9088	0.89		67.35	6.3					
25	4	40	219.17	225.83	2.9094	0.51		67.15	35.3					
25	4	49	219.26	225.91	2.9102	1.06	35.0	68.06	75.0					
25	4	70-74	219.38	226.03	2.9113	1.24	29.1	73.44	94.7	56.42	53.4	40.00	37.9	29 ◀
25	4	102-104	219.64	226.29	2.9138	1.29	30.6	75.06	100.7	55.91	56.3	38.20	38.5	27 ◀
25	5	65	220.52	227.17	2.9223	0.90	42.7	56.34	52.7					
25	5	70-74	220.59	227.24	2.9229	0.98	35.4	61.56	62.7					
25	5	98-100	220.66	227.31	2.9236	1.21	32.2	62.12	78.2	82.31	64.3	11.50	9.0	16 ◀
25	5	121	220.71	227.37	2.9240	1.19		50.66	92.3					
25	6	41	221.12	227.77	2.9266	1.06	35.8	44.29	71.8					
25	6	64	221.25	227.90	2.9274	1.07		44.38	72.7					
25	6	69-73	221.31	227.96	2.9278	1.33	29.3	47.55	96.8	85.39	82.6			
25	6	88-90	221.43	228.08	2.9286	1.24	30.5	52.84	100.3	80.20	80.4	13.50	13.5	18 ◀
25	7	34	221.82	228.47	2.9312	1.02	38.6	48.50	75.7					
25	7	70-74	222.20	228.85	2.9337	1.23	30.8	52.21	98.3	81.90	80.5	11.50	11.3	18 ◀
25	7	88-90	222.37	229.02	2.9348	1.23	32.2	53.21	100.1	81.27	81.4	11.40	11.4	14
26	1	21	224.61	231.27	2.9495	1.31	35.1	53.94	108.2					
26	1	46-50	224.88	231.53	2.9512	1.32	29.7	52.14	105.3	80.45	84.7	13.00	13.7	16 ◀
26	1	67-69	225.08	231.73	2.9525	1.42	21.6	54.79	119.0					
26	2	49	225.45	232.11	2.9550	1.26		56.51	109.2					
26	2	79-83	225.54	232.19	2.9555	1.23	28.6	58.49	95.0	81.45	77.4	13.20	12.5	14
26	2	91	225.65	232.30	2.9562	1.08	33.7	47.11	77.8					
26	2	96	225.70	232.35	2.9565	1.14		47.77	83.4					
26	2	98	225.71	232.37	2.9567	1.17		48.91	87.3					
26	2	104-106	225.78	232.43	2.9571	1.24	18.6	51.78	98.2	79.07	77.7	15.40	15.1	9
26	3	66-70	226.32	232.97	2.9610	1.18	30.9	56.89	91.3	82.79	75.6	11.40	10.4	14
26	3	76	226.35	233.01	2.9613	1.14		61.47	95.3					
26	3	84	226.43	233.08	2.9618	1.07	34.8	58.43	85.0					
26	3	101-103	226.57	233.22	2.9629	1.35	28.6	61.83	113.5	79.51	90.3	13.70	15.6	14
26	4	54-58	227.31	233.96	2.9683	1.22	32.2	61.90	102.7					
26	4	69	227.35	234.01	2.9687	1.13		61.37	94.0					
26	4	84	227.47	234.12	2.9695	0.92	40.7	64.67	80.9					
26	4	86	227.49	234.14	2.9696	0.96		63.48	82.9					
26	4	94-96	227.58	234.23	2.9703	1.15	25.5	68.19	106.7	60.31	64.3	31.10	33.2	18
26	5	5	227.88	234.53	2.9725	1.10	34.5	67.48	101.0					
26	5	54-58	228.39	235.04	2.9762	1.14	31.9	71.42	110.7	79.40	87.9	14.80	16.4	18 ◀
26	5	132-135	229.16	235.81	2.9819	1.34	26.6	69.62	126.9	76.64	97.2	17.70	22.5	27 ◀
26	6	30	229.61	236.26	2.9852	1.08	33.7	57.59	84.6					
26	6	39	229.70	236.36	2.9859	1.17		61.89	98.1					
26	6	59-63	229.82	236.47	2.9868	1.26	29.9	60.94	104.4					
26	6	92-94	229.98	236.63	2.9879	1.30	28.4	59.69	111.7	69.52	77.7	22.80	25.5	20 ◀
26	7	30	230.33	236.98	2.9903	1.12	32.9	55.44	89.4					
26	7	34	230.37	237.03	2.9906	1.20		59.60	102.7					
26	7	69-73	230.46	237.11	2.9912	1.32	24.1	59.51	113.1					
26	7	100-102	230.70	237.35	2.9929	1.23	32.6	63.11	111.8	61.67	68.9	30.40	34.0	27 ◀
26	8	30	231.28	237.94	2.9969	1.34	30.5	87.57	169.1					
26	8	36	231.34	238.00	2.9974	1.35		79.16	154.2					
26	8	55-59	231.55	238.20	2.9987	1.39	25.9	85.76	171.7	58.98	101.2	36.30	62.3	28 ◀
26	8	79-81	231.78	238.43	3.0003	1.45	12.3	86.20	180.0					
26	9	10	232.13	238.78	3.0028	1.28		85.39	157.4					
26	9	66-70	232.48	239.13	3.0052	1.12	28.4	63.29	102.1					
26	9	100-102	232.79	239.44	3.0073	1.39	28.6	58.52	118.8					
26	CC	20-24	233.44	240.09	3.0118	1.15		57.85	97.1	86.11	83.6	9.10	8.8	11
27	1	68	234.55	241.20	3.0194	1.07	36.3	46.75	73.0					
27	1	70-74	234.59	241.24	3.0197	1.17	33.7	46.40	79.3	80.68	64.0	13.90	11.0	18 ◀
27	1	102-104	235.00	241.65	3.0225	1.23	33.3	55.69	100.0	79.56	79.6	12.00	12.0	7
27	2	48	235.58	242.24	3.0266	1.16		49.27	83.3					
27	2	70-74	235.74	242.39	3.0276	1.14	32.6	52.73	87.8	81.87	71.9	11.40	10.0	7
27	2	98-100	235.95	242.60	3.0290	1.28	30.1	50.37	94.1	79.66	75.0	13.20	12.4	7
27	2	102	235.98	242.63	3.0292	1.24		48.14	87.2					
27	2	103	235.99	242.64	3.0293	1.23		48.24	86.6					
27	2	114	236.10	242.75	3.0301	1.10		55.19	88.6					
27	3	60	236.78	243.44	3.0348	1.12		47.58	77.7					
27	3	63-67	236.83	243.48	3.0351	1.12	32.2	48.63	79.5	82.23	65.4	11.50	9.1	14
27	3	102-104	237.05	243.70	3.0366	1.39	28.3	58.96	119.7	78.60	94.1	13.20	15.8	16 ◀
27	4	59-63	238.04	244.69	3.0434	1.18	31.3	56.18	96.8	81.62	79.0	12.00	11.6	15 ◀
27	4	86	238.11	244.76	3.0439	1.02	37.0	53.79	80.1					
27	4	100-102	238.18	244.83	3.0444	1.32	30.3	60.63	116.9	77.66	90.7	16.50	19.3	16
27	5	70-74	238.92	245.57	3.0494	1.07	33.0	71.55	111.8					
27	5	100	239.20	245.85	3.0514	1.21		69.18	122.2					
27	5	102-104	239.23	245.88	3.0516	1.23	18.4	58.47	105.0	73.69	77.4	21.40	22.5	11
27	5	120	239.40	246.05	3.0527	1.13		73.73	121.6					
27	6	68	240.35	247.00	3.0593	1.14	31.7	55.56	92.5					
27	6	70-74	240.38	247.03	3.0595	1.16	32.1	60.83	103.0					
27	6	88-90	240.56	247.21	3.0616	1.26	27.4	78.88	85.5	76.42	65.3	20.20	17.3	28 ◀
27	7	48	241.01	247.67	3.0670	0.82		53.64	37.6					
27	7	62	241.15	247.80	3.0685	0.69		67.84	40.3					
27	7	70-74	241.25	247.90	3.0696	1.18	28.5	69.42	70.5	70.19	49.5	25.50	18.0	23 ◀

Tab. A-2: Sedimentphysikalische Größen und Ergebnisse der siliziklastischen Sedimentfraktion von Site 658 (Fortsetzung).

Site 658			Original Composite			Trocken- raumgew. (g/ccm)	Wasser- gehalt Gew. %	Siliziklast. Fraktion		Ton < 2µm		Silt > 6µm		Silt- Modal- Wert	Fluß- fracht
Core- Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)	AR.	Gew. %			AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %		
27	7	86-88	241.40	248.05	3.0714	1.35	25.0	58.34	67.7	79.59	53.9	14.30	9.7	7	
27	CC	20-24	241.88	248.53	3.0770	1.30	22.4	76.52	85.6	66.68	57.0	29.20	25.0	28	
28	1	40	243.80	250.46	3.0996	1.03		83.04	73.2					28	
28	1	70-75	244.13	250.78	3.1033	0.98	35.4	85.25	71.9	60.78	43.7	34.60	24.9	28	
28	1	102-104	244.43	251.08	3.1068	1.23	31.4	87.59	92.7	60.97	56.5	33.60	31.1	28	
28	1	120	244.60	251.25	3.1088	1.14		85.80	84.1						
28	2	70-75	245.62	252.27	3.1207	1.10	28.2	74.43	70.4	80.75	56.9	12.80	9.0		
28	2	102-104	245.93	252.58	3.1243	1.13	29.5	73.28	71.2	77.67	55.3	14.70	10.5	7	
28	2	120	246.10	252.75	3.1263	1.07		66.94	61.6						
28	3	37	246.71	253.37	3.1336	1.08		69.49	64.3						
28	3	70-75	247.07	253.72	3.1377	1.08	34.4	64.80	60.2	81.18	48.9	14.40	8.7	24	
28	3	102-104	247.37	254.02	3.1396	1.21	26.5	67.76	126.3	75.95	95.9	15.80	20.0	18	
28	3	115	247.49	254.14	3.1404	0.97		60.84	90.9						
28	4	43	248.27	254.93	3.1455	1.12		71.73	124.1						
28	4	70-75	248.57	255.22	3.1474	1.18	29.3	83.89	152.4						
28	4	102-104	248.87	255.52	3.1494	1.20	30.8	77.52	143.3	73.26	105.0	19.50	27.9	28	
28	4	120	249.04	255.69	3.1505	1.11		81.57	139.4						
28	5	37	249.71	256.37	3.1549	1.18		92.98	169.3						
28	5	70-75	250.07	256.72	3.1572	1.22	26.2	91.49	171.9						
28	5	100-102	250.35	257.00	3.1590	1.23	30.8	85.01	161.0	80.06	128.9	13.70	22.1	22	
28	5	110	250.44	257.10	3.1596	1.21		79.24	148.0						
28	5	118	250.52	257.17	3.1601	1.20		76.53	141.4						
28	6	67-71	251.30	257.95	3.1652	1.13	29.5	67.79	118.0						
28	6	92	251.51	258.16	3.1665	1.10	34.1	63.36	107.3						
28	6	102-104	251.62	258.27	3.1673	1.28	29.1	75.80	149.4						
28	7	30	251.96	258.61	3.1695	1.13	33.1	61.63	107.3						
28	7	37	252.03	258.69	3.1700	1.14		68.26	119.5						
29	1	25-27	253.16	259.81	3.1773	1.23	16.4	83.37	157.9	74.89	118.3	18.00	28.4	28	
29	2	32	253.56	260.22	3.1802	1.24		88.61	154.9						
29	2	74-78	254.00	260.65	3.1832	1.25	28.6	81.87	144.3						
29	2	97	254.16	260.81	3.1844	1.33		82.28	154.3						
29	2	102-104	254.22	260.87	3.1848	1.40	25.1	83.37	164.6	67.76	111.5	26.60	43.8	26	
29	2	124	254.38	261.03	3.1859	1.22		86.48	148.8						
29	3	38	254.97	261.63	3.1902	1.32		88.84	164.8						
29	3	72-76	255.26	261.91	3.1922	1.36	25.4	77.02	147.7						
29	3	102-104	255.57	262.22	3.1944	1.41	26.0	70.30	139.8	84.40	118.0	8.80	12.3	7	
29	3	106	255.60	262.25	3.1946	1.24		87.85	153.6						
29	4	39	256.13	262.79	3.1985	1.17		63.92	105.7						
29	4	72-76	256.48	263.13	3.2009	1.13	32.1	67.43	107.4	84.67	91.0	8.50	9.1	6	
29	4	101	256.75	263.40	3.2028	1.37		60.10	116.1						
29	4	102-104	256.77	263.42	3.2029	1.40	27.3	63.65	125.7	81.44	102.3	10.70	13.4	14	
29	5	56	257.80	264.46	3.2091	1.33	27.3	73.09	198.5						
29	5	72-76	257.98	264.63	3.2099	1.32	19.7	79.72	214.7	65.10	139.8	30.30	65.1	28	
29	5	102-104	258.27	264.92	3.2113	1.42	25.9	76.57	221.8	69.94	155.1	23.50	52.1	27	
29	6	56	259.01	265.66	3.2149	1.27	33.5	55.17	142.9						
29	6	72-76	259.15	265.80	3.2156	1.14	29.9	57.76	134.3						
29	6	102-104	259.48	266.13	3.2172	1.39	27.3	68.91	195.4	73.45	143.5	17.40	34.0	20	
29	7	44	260.14	266.79	3.2205	1.38		89.01	250.6						
29	7	72-76	260.44	267.09	3.2219	1.38	19.1	76.70	215.9						
29	7	102-104	260.73	267.38	3.2234	1.40	22.5	79.07	225.8	63.71	143.9	30.50	68.9	28	
29	8	26	261.40	268.06	3.2310	1.49		88.36	116.8						
29	8	44	261.58	268.24	3.2330	1.51		89.95	120.7						
29	8	46-48	261.61	268.26	3.2332	1.51	17.8	92.82	124.7						
29	CC	6-10	261.70	268.35	3.2342	1.23	28.0	83.59	91.5						
30	1	50	262.90	269.55	3.2476	1.34	24.7	87.26	104.1						
30	1	68-72	263.10	269.75	3.2499	1.31	26.2	81.80	95.4						
30	1	102-104	263.39	270.04	3.2531	1.47	24.3	66.50	87.0	67.79	59.0	27.70	24.1	28	
30	3	54	264.48	271.13	3.2643	1.32	26.7	79.23	159.0						
30	3	70-74	264.66	271.31	3.2657	1.31	25.5	83.11	165.5						
30	3	102-104	264.97	271.62	3.2682	1.41	22.5	67.94	145.6	75.01	109.2	17.00	24.8	27	
30	4	49	265.85	272.50	3.2751	1.19	30.0	67.51	122.1						
30	4	70-74	265.98	272.63	3.2761	1.25	28.7	79.27	150.6	67.63	101.9	25.90	39.0	29	
30	4	102-104	266.39	273.04	3.2793	1.39	25.2	67.05	141.7	68.51	97.1	23.80	33.7	28	
30	5	48	267.00	273.66	3.2842	1.32		71.33	142.8						
30	5	70-74	267.24	273.89	3.2860	1.29	24.1	81.98	160.8						
30	5	102-104	267.55	274.20	3.2885	1.36	22.9	80.53	166.5	61.66	102.7	32.30	53.8	29	
30	5	119	267.71	274.36	3.2897	1.22		73.82	136.9						
30	6	70-74	268.60	275.25	3.2987	1.32		80.13	160.3						
30	6	87	268.75	275.41	3.3007	1.33		68.69	139.3						
30	6	102-104	268.91	275.56	3.3026	1.35	22.5	72.82	149.4	69.89	104.4	24.70	36.9	28	
31	1	70-74	272.59	279.24	3.3371	1.18	29.9	72.14	129.4	83.40	107.9	10.90	14.1	22	
31	1	102-104	272.87	279.52	3.3390	1.29	28.7	73.69	144.5	79.62	115.0	14.90	21.5	22	
31	1	119	273.03	279.69	3.3401	1.27		66.81	129.4						
31	2	70-74	274.04	280.69	3.3468	1.18	29.6	71.61	97.2						
31	2	102-104	274.37	281.02	3.3497	1.16	23.8	71.21	95.0	72.14	68.5	20.40	19.4	22	
31	2	121	274.55	281.20	3.3512	1.14		63.51	83.3						
31	3	40	275.12	281.78	3.3562	1.19		76.95	105.2						
31	3	54	275.26	281.91	3.3574	1.20	29.4	74.34	102.6						
31	3	63-67	275.37	282.02	3.3583	1.30	26.3	80.37	120.2						
31	3	72-74	275.47	282.12	3.3592	1.40	21.5	79.97	128.8	65.91	84.9	34.40	44.3	28	
31	CC	16-20	275.72	282.37	3.3614	1.29	26.6	77.07	114.3	79.61	91.0	11.70	13.4	7	
32	1	80	281.20	287.86	3.4090	1.34		53.65	82.8						
32	1	68-72	282.10	288.75	3.4194	1.35	26.0	84.78	84.7	69.95	59.2	21.50	18.2	18	
32	1	94-96	282.35	289.00	3.4228	1.28	20.8	75.81	71.8	51.10	36.7	44.50	32.0	28	
32	CC	18-22	282.57	289.22	3.4257	1.40	13.6	87.89	91.1						
33	1	40	291.30	297.96	3.5438	1.32		87.16	85.3						

Tab. A-2: Sedimentphysikalische Größen und Ergebnisse der siliziklastischen Sedimentfraktion von Site 658 (Fortsetzung).

Site 658		Original Composite			Trocken- raumgew. (g/ccm)	Wasser- gehalt Gew. %	Siliziklast. Fraktion		Ton < 2µm		Silt > 5µm		Silt- Modal- Wert	Fluß- fracht	
Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)	Gew. %			Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.			
33	1	70-74	291.62	298.27	3.5480	1.32	22.9	73.24	71.5	84.15	60.2	10.40	7.4	20	◀
33	1	102-104	291.93	298.58	3.5522	1.34	17.5	72.84	72.2	76.78	55.5	14.00	10.1	17	◀
33	1	120	292.10	298.75	3.5541	1.22		70.39	73.0						
33	2	70-74	293.12	299.77	3.5661	1.34	26.9	68.92	78.5	82.15	64.5	10.80	8.5	22	◀
33	2	102-104	293.38	300.03	3.5692	1.48	24.0	68.47	86.1	77.74	67.0	14.10	12.2	23	◀
33	2	109	293.44	300.10	3.5700	1.48		65.69	82.4						
33	3	43	294.08	300.74	3.5775	1.43		74.78	90.9						
33	3	70-74	294.37	301.02	3.5808	1.41	23.3	78.08	93.6	57.38	53.7	33.80	31.6	28	◀
33	3	77	294.43	301.08	3.5815	1.35		86.02	98.7						
33	3	102-104	294.68	301.33	3.5845	1.35	21.4	89.50	102.7						
33	3	135	294.86	301.52	3.5867	1.30		91.13	100.9						
33	4	50	295.36	302.01	3.5925	1.18	31.8	73.94	74.2						
33	4	70-74	295.55	302.20	3.5947	1.30	27.8	69.09	76.3						
33	4	102-104	295.86	302.51	3.5984	1.36	26.8	61.58	71.2	79.04	56.3	13.50	9.6	7	
33	CC	10-14	296.55	303.20	3.6065	1.36		51.89	60.0	79.76	47.8	14.90	8.9	17	◀

Tab. A-3: Tonmineralzusammensetzung und Akkumulationsraten von Site 658

Site 658 Core-Section, Interval		Original Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	M %	I %	K %	C %	M AR	I AR	K AR	C AR	C/K Verh.	I/K Verh.
	1 1	70-75	0.73	0.8041	19	29	47	6	12.4	18.9	30.6	3.91	0.27	0.62
	1 2	70-75	2.23	0.8124	23	22	55	0	6.6	6.4	15.9	0.00	0.19	0.40
	1 2	102-104	2.53	0.8159	22	31	47	0	4.5	6.4	9.7	0.00	0.30	0.66
	1 3	102-104	4.03	0.8213	29	19	50	2	8.3	5.4	14.3	0.57	0.14	0.38
	1 4	80-82	5.31	0.8267	36	22	42	0	8.1	4.9	9.4	0.00	0.24	0.52
B	2 4	102-104	7.83	0.8317	11	29	60	0	2.4	6.3	13.0	0.00	0.20	0.48
B	2 5	102-104	9.33	0.8420	22	19	57	2	3.9	3.4	10.0	0.35	0.16	0.33
B	2 7	38-40	11.39	0.8793	15	32	45	8	3.8	8.1	11.4	2.02	0.30	0.71
B	3 1	102-104	12.83	0.8910	26	32	38	4	8.2	10.0	11.9	1.25	0.01	0.84
	3 3	102-104	19.23	0.1226	18	25	52	5	3.7	5.2	10.8	1.04	0.18	0.48
	3 4	102-104	20.72	0.1342	14	31	56	0	2.6	5.7	10.3	0.00	0.09	0.55
	3 5	102-104	22.23	0.1473	30	29	39	2	4.6	4.4	6.0	0.31	0.35	0.74
	3 6	102-104	23.73	0.1607	18	26	52	4	3.4	5.0	9.9	0.76	0.16	0.50
	4 1	102-104	25.53	0.1768	17	31	50	1	2.9	5.2	8.5	0.17	0.22	0.62
	4 2	70-75	26.84	0.1872	36	17	47	0	11.4	5.4	14.9	0.00	0.16	0.36
	4 2	102-104	27.14	0.1892	12	35	48	4	4.7	13.6	18.6	1.55	0.45	0.73
	4 3	70-75	28.34	0.1986	18	35	41	6	7.8	15.3	17.9	2.61	0.34	0.85
	4 4	102-104	30.14	0.2097	16	35	46	3	6.9	15.0	19.8	1.29	0.25	0.76
	4 5	102-104	31.64	0.2183	7	38	49	6	3.4	18.6	24.0	2.94	0.32	0.78
	4 6	70-75	32.84	0.2251	28	24	45	3	11.3	9.6	18.1	1.21	0.24	0.53
	4 6	102-104	33.14	0.2270	18	35	47	0	5.5	10.6	14.3	0.00	0.31	0.75
	5 1	102-104	35.23	0.2393	19	28	49	4	10.3	15.1	26.5	2.16	0.24	0.57
	5 2	70-75	36.43	0.2453	22	26	52	0	9.2	10.9	21.8	0.00	0.44	0.50
	5 3	102-104	38.23	0.2562	13	29	57	0	5.5	12.2	24.1	0.00	0.27	0.51
	5 4	102-104	39.73	0.2637	29	18	53	0	13.6	8.4	24.8	0.00	0.17	0.34
	5 5	102-104	41.23	0.2728	21	27	52	0	4.4	5.7	11.0	0.00	0.22	0.52
	5 7	44-46	43.65	0.2897	8	38	48	6	2.8	13.5	17.0	2.13	0.21	0.79
	6 1	102-104	44.73	0.2952	19	33	45	4	5.7	10.0	13.6	1.21	0.06	0.73
	6 3	102-104	47.69	0.3104	13	35	45	7	4.6	12.5	16.0	2.49	0.33	0.78
	6 5	102-104	49.20	0.3200	14	34	50	2	5.9	14.3	21.0	0.84	0.31	0.68
	6 6	70-75	50.40	0.3258	19	27	51	3	13.6	19.3	36.5	2.15	0.06	0.53
	6 7	70-75	51.90	0.3330	26	28	43	3	15.7	16.9	26.0	1.81	0.47	0.65
	6 7	98-100	52.16	0.3343	32	26	41	0	12.7	10.4	16.3	0.00	0.54	0.63
	6 9	15-20	52.63	0.3365	38	24	37	0	19.0	12.0	18.5	0.01	0.25	0.65
	7 1	102-104	54.23	0.3447	24	27	49	0	4.2	4.8	8.6	0.00	0.14	0.55
	7 2	102-104	55.73	0.3528	20	35	45	0	5.6	9.8	12.6	0.00	0.73	0.78
	7 3	102-104	57.23	0.3608	11	43	45	1	4.4	17.3	18.1	0.40	0.17	0.96
	7 4	102-104	58.73	0.3692	19	27	51	4	4.7	6.7	12.7	1.00	0.17	0.53
	7 5	28-30	59.49	0.3750	7	37	51	5	1.7	8.8	12.2	1.19	0.14	0.73
	8 1	70-75	63.43	0.4049	14	33	49	4	6.9	16.2	24.0	1.96	0.03	0.67
	8 1	102-104	63.73	0.4077	12	34	51	3	4.4	12.5	18.7	1.10	0.22	0.67
	8 2	102-104	65.23	0.4215	16	21	64	0	5.2	6.8	20.6	0.00	0.14	0.33
	8 2	144-146	65.65	0.4253	21	31	48	0	4.6	6.9	10.6	0.00	0.26	0.65
	8 3	26-28	65.97	0.4282	18	32	48	2	3.2	5.6	8.5	0.35	0.26	0.67
	8 3	133-135	67.04	0.4375	25	27	47	1	4.0	4.3	7.5	0.16	0.15	0.57
	8 4	102-104	68.23	0.4469	32	19	49	0	7.8	4.7	12.0	0.00	0.00	0.39
	8 5	102-104	69.73	0.4587	17	27	55	1	4.0	6.3	12.9	0.23	0.27	0.49
	8 6	70-75	70.93	0.4682	25	22	51	2	5.7	5.0	11.7	0.46	0.16	0.43
	8 6	102-104	71.23	0.4706	16	26	56	1	4.2	6.8	14.7	0.26	0.08	0.46
	9 1	70-75	72.93	0.4804	24	33	42	1	9.1	12.6	16.0	0.38	0.29	0.79
	9 2	115-117	74.64	0.4894	12	43	40	4	5.4	19.2	17.9	1.79	0.29	1.08
	9 3	131-133	76.01	0.4965	10	36	48	6	5.4	19.3	25.7	3.21	0.26	0.75
	9 5	102-104	78.72	0.5107	10	37	51	3	4.8	17.8	24.5	1.44	0.36	0.73
	9 6	70-75	79.76	0.5159	24	26	48	1	17.0	18.5	34.1	0.71	0.09	0.54
10	1 70-75	82.43	0.5289	16	37	47	0	7.4	17.1	21.8	0.00	0.43	0.79	
10	1 104-106	82.75	0.5305	26	29	43	3	12.6	14.1	20.9	1.46	0.27	0.67	
10	2 70-75	83.93	0.5362	26	25	49	0	6.5	6.2	12.2	0.00	0.26	0.51	
10	3 70-75	85.43	0.5488	16	40	43	2	5.0	12.4	13.4	0.62	0.03	0.93	
10	4 70-75	86.93	0.5630	14	44	41	1	5.1	15.9	14.8	0.36	0.60	1.07	
10	5 102-104	88.64	0.5698	11	37	47	5	11.2	37.6	47.7	5.08	0.28	0.79	
10	6 74-76	89.79	0.5748	12	43	40	5	3.5	12.4	11.5	1.44	0.31	1.08	
11	3 70-74	93.43	0.6073	19	37	43	0	7.6	14.9	17.3	0.00	0.03	0.86	
11	3 104-106	93.75	0.6099	22	34	42	3	8.1	12.5	15.4	1.10	0.39	0.81	
11	5 70-74	96.22	0.6280	24	25	51	0	7.4	7.7	15.8	0.00	0.14	0.49	
11	6 70-74	97.62	0.6543	22	22	56	0	3.4	3.4	8.7	0.00	0.22	0.39	
11	7 102-104	99.26	0.7128	10	31	58	0	2.5	7.7	14.5	0.00	0.20	0.53	
12	1 100-102	101.64	0.7304	15	28	53	4	10.2	19.0	36.1	2.72	0.24	0.53	
12	2 70-74	102.08	1.5750	20	19	60	0	10.2	9.7	30.6	0.01	0.07	0.32	
12	4 107-109	104.89	1.5950	7	26	65	2	4.0	14.8	36.9	1.14	0.10	0.40	
12	6 70-74	106.98	1.6160	21	18	61	1	8.3	7.1	24.0	0.39	0.08	0.30	
12	7 102-104	108.66	1.6277	21	30	47	3	15.0	21.4	33.5	2.14	0.01	0.64	
13	2 107-109	111.97	1.6662	21	32	44	4	5.7	8.6	11.9	1.08	0.33	0.73	
13	3 102-104	113.31	1.6821	21	32	44	4	9.4	14.3	19.6	1.78	0.12	0.73	
13	4 102-104	114.81	1.7000	24	24	52	1	8.9	8.9	19.3	0.37	0.12	0.46	
13	8 72-75	119.64	1.7749	19	28	53	0	7.5	11.0	20.8	0.00	0.25	0.53	
14	1 70-74	120.43	1.7820	24	29	47	0	12.2	14.7	23.8	0.01	0.17	0.62	
14	4 98-100	123.88	1.8129	19	32	49	1	8.8	14.8	22.6	0.46	0.04	0.65	
14	5 72-76	124.94	1.8230	29	26	45	0	10.0	9.0	15.5	0.00	0.25	0.58	
14	6 98-100	126.48	1.8354	18	37	41	4	11.5	23.5	26.1	2.55	0.26	0.90	
15	1 67-71	129.89	1.8665	24	27	48	1	11.4	12.8	22.8	0.47	0.09	0.56	
15	4 72-75	133.27	1.8971	22	24	53	0	8.1	8.8	19.5	0.00	0.15	0.45	
15	5 102-104	134.84	1.9114	21	34	43	2	12.5	20.2	25.5	1.19	0.44	0.79	

Die Probenbezeichnung "B" in Spalte 1 kennzeichnet Bohrung B, Proben ohne Präfix stammen aus Bohrung A
M = Montmorillonit, I = Illit, K = Kaolinit, C = Chlorit; AR = Akkumulationsrate in g/m²y.

Tab. A-3: Tonmineralzusammensetzung und Akkumulationsraten von Site 658
(Fortsetzung).

Site 658		Original Composite		Alter (Ma)	M %	I %	K %	C %	M AR	I AR	K AR	C AR	C/K Verh.	I/K Verh.
Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)												
15	7 84- 86	137.36	134.06	1.9340	19	26	53	3	11.3	15.4	31.4	1.78	0.18	0.49
16	1 102-104	139.60	136.75	1.9629	25	30	43	2	12.4	14.9	21.4	0.99	0.43	0.70
16	4 102-104	144.03	141.18	2.0070	24	25	47	4	19.0	19.7	37.1	3.16	0.37	0.53
16	6 70- 74	146.68	143.83	2.0270	17	26	57	1	7.9	12.1	26.5	0.46	0.14	0.46
16	6 102-104	146.99	144.14	2.0309	21	33	43	2	6.9	10.9	14.2	0.66	0.51	0.77
17	1 70- 74	148.92	146.07	2.0911	23	27	49	1	13.4	15.7	28.6	0.58	0.18	0.55
17	1 100-102	149.15	146.30	2.0929	21	28	49	2	12.6	16.8	29.3	1.20	0.09	0.57
17	2 70- 74	150.34	147.49	2.1021	20	23	58	0	10.4	11.9	30.1	0.01	0.03	0.40
17	4 70- 74	153.11	150.26	2.1541	27	28	45	0	7.3	7.6	12.2	0.00	0.31	0.62
SPI7	6 34	155.60	152.75	2.1978	29	20	51	0	4.8	3.3	8.4	0.00	0.23	0.39
19	2 70- 74	159.74	166.39	2.3631	27	26	48	0	12.1	11.7	21.6	0.00	0.46	0.54
19	3 102-104	160.85	167.50	2.3729	26	22	52	0	14.2	12.0	28.3	0.01	0.12	0.42
19	4 40- 44	161.54	168.19	2.3790	25	21	54	0	16.0	13.4	34.5	0.01	0.35	0.39
19	6 102-104	164.37	171.02	2.3965	21	17	62	0	17.8	14.4	52.7	0.01	0.05	0.27
19	7 102-104	165.67	172.32	2.4040	19	27	54	0	13.7	19.5	39.0	0.01	0.08	0.50
20	1 110-112	168.31	174.96	2.4251	25	24	51	1	6.7	6.4	13.6	0.27	0.05	0.47
20	3 70- 74	171.09	177.74	2.4679	17	20	62	0	14.9	17.5	54.3	0.01	0.72	0.32
20	7 70- 74	173.15	179.80	2.4796	28	25	47	0	21.6	19.3	36.2	0.01	0.15	0.53
20	9 98-100	175.42	182.07	2.4947	32	20	49	0	19.4	12.1	29.7	0.01	0.17	0.41
21	2 80- 82	179.07	185.72	2.5400	24	22	54	0	21.8	20.0	49.1	0.01	0.09	0.41
21	6 78- 80	182.64	189.29	2.5574	27	21	52	0	24.8	19.3	47.8	0.01	0.33	0.40
21	8 65- 69	183.86	190.51	2.5633	23	19	58	0	15.4	12.7	38.9	0.01	0.12	0.33
22	3 103-105	189.08	195.73	2.6137	30	19	51	0	28.8	18.2	48.9	0.01	0.08	0.37
22	7 104-106	193.10	199.75	2.6367	35	17	48	0	36.5	17.7	50.1	0.01	0.30	0.35
23	2 65- 69	197.74	204.39	2.6714	31	20	50	0	20.0	12.9	32.3	0.01	0.02	0.40
23	4 131-133	200.26	206.91	2.6850	26	20	54	0	17.9	13.8	37.3	0.01	0.08	0.37
23	9 102-104	203.10	209.75	2.7047	20	26	54	0	9.7	12.6	26.2	0.00	0.19	0.48
24	2 102-104	206.24	212.89	2.7828	24	20	55	0	15.0	12.5	34.4	0.01	0.00	0.36
24	4 98-100	208.69	215.34	2.8044	16	24	60	0	7.5	11.3	28.1	0.00	0.08	0.40
25	1 70- 74	215.50	222.15	2.8742	21	22	57	0	11.0	11.5	29.8	0.01	0.06	0.39
25	3 70- 74	218.14	224.79	2.8995	23	19	58	0	12.8	10.6	32.3	0.01	0.07	0.33
25	6 69- 73	221.31	227.96	2.9278	25	23	52	0	20.7	19.0	43.0	0.01	0.10	0.44
25	7 88- 90	222.37	229.02	2.9348	23	21	55	1	18.7	17.1	44.8	0.01	0.17	0.38
26	1 46- 50	224.88	231.53	2.9512	28	16	55	1	23.7	13.6	46.6	0.01	0.09	0.29
26	3 101-103	226.57	233.22	2.9629	31	21	48	0	28.0	19.0	43.3	0.01	0.07	0.44
26	5 132-135	229.16	235.81	2.9819	33	18	49	0	32.1	17.5	47.7	0.01	-0.03	0.37
26	8 55- 59	231.55	238.20	2.9987	33	21	46	0	33.4	21.3	46.6	0.01	0.10	0.46
27	1 70- 74	234.59	241.24	3.0197	30	17	55	0	19.2	10.9	35.2	0.01	0.07	0.31
27	3 102-104	237.05	243.70	3.0366	32	19	49	0	30.1	17.9	46.1	0.01	0.05	0.39
27	5 102-104	239.23	245.88	3.0516	26	21	53	0	20.1	16.3	41.0	0.01	0.00	0.40
27	7 70- 74	241.25	247.90	3.0696	19	21	59	0	9.4	10.4	29.2	0.00	0.01	0.36
27	7 86- 88	241.40	248.05	3.0714	31	18	50	0	16.7	9.7	27.0	0.01	0.01	0.36
28	1 70- 75	244.13	250.78	3.1033	22	23	54	1	9.6	10.0	23.6	0.44	0.04	0.43
28	1 102-104	244.43	251.08	3.1068	27	26	47	0	15.3	14.7	26.6	0.01	0.19	0.55
28	3 70- 75	247.07	253.72	3.1377	22	24	54	0	10.8	11.7	26.4	0.00	-0.18	0.44
28	3 102-104	247.37	254.02	3.1396	25	21	53	0	24.0	20.1	50.8	0.01	0.13	0.40
28	5 100-102	250.35	257.00	3.1590	31	20	50	0	40.0	25.8	64.5	0.01	0.03	0.40
29	1 25- 27	253.16	259.81	3.1773	25	24	51	1	29.6	28.4	60.3	1.18	0.14	0.47
29	4 72- 76	256.48	263.13	3.2009	36	16	49	0	32.8	14.6	44.6	0.01	0.07	0.33
29	4 102-104	256.77	263.42	3.2029	29	18	52	0	29.7	18.4	53.2	0.01	0.03	0.35
29	7 102-104	260.73	267.38	3.2234	30	23	47	0	43.2	33.1	67.6	0.01	-0.11	0.49
30	1 102-104	263.39	270.04	3.2531	32	21	47	0	18.9	12.4	27.7	0.01	-0.06	0.45
30	3 102-104	264.97	271.62	3.2682	32	20	48	0	35.0	21.8	52.4	0.01	0.01	0.42
30	5 102-104	267.55	274.20	3.2885	23	24	52	1	23.6	24.6	53.4	1.03	0.12	0.46
31	3 72- 74	275.47	282.12	3.3592	19	18	63	0	16.1	15.3	53.5	0.01	0.08	0.29

Tab. A-4: Biogene Sedimentanteile, Akkumulationsraten und Paläoproduktivität bei Site 658

	Site 658		Original Composite		CaCO ₃		Biogenopal		TOC		MOC		P exp gC/m ² *y		
	Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.			
	1	1	70- 75	0.73	0.83	0.0041	34.63	54.56	4.33	1.06	1.95	3.07	1.78	2.80	119
	1	1	102-104	1.03	1.13	0.0056	49.32	67.75	8.57	0.79	1.46	2.01	1.33	1.83	91
	1	1	120	1.20	1.30	0.0064	57.50	81.30			1.09	1.54	0.99	1.41	77
	1	2	70- 75	2.23	2.37	0.0124	45.96	54.46	11.06	2.25	1.66	1.97	1.52	1.81	90
	1	2	102-104	2.53	3.05	0.0159	40.81	57.08	2.23	0.64	1.15	1.61	1.08	1.52	81
	1	2	120	2.70	3.36	0.0174	39.30	64.26			0.67	1.10	0.64	1.05	63
	1	3	40	3.40	3.82	0.0196	36.40	82.87			0.67	1.53	0.65	1.47	76
	1	3	70- 75	3.73	4.00	0.0204	35.62	86.52			1.23	2.99	1.18	2.87	116
	1	3	102-104	4.03	4.21	0.0213	35.91	63.58	0.79	0.33	1.34	2.37	1.28	2.27	103
	1	3	120	4.20	4.35	0.0219	37.70	69.32			0.74	1.36	0.70	1.29	72
	1	4	34	4.84	4.87	0.0244	39.00	60.66			0.96	1.49	0.91	1.42	76
	1	4	40	4.90	4.92	0.0246	44.00	68.22			1.38	2.14	1.31	2.04	96
	1	4	70- 75	5.23	5.22	0.0263	42.69	65.62			1.87	2.87	1.79	2.75	116
	1	4	80- 82	5.31	5.30	0.0267	36.81	65.34	1.62	0.89	1.15	2.04	1.10	1.95	92
B	2	4	72- 75	7.54	5.84	0.0297	35.52	44.60			1.35	1.70	1.30	1.63	83
B	2	4	102-104	7.83	6.13	0.0317	44.33	58.90	1.95	0.69	1.28	1.70	1.23	1.64	83
B	2	5	72- 75	9.04	7.33	0.0399	41.84	47.65			1.53	1.74	1.42	1.62	84
B	2	5	102-104	9.33	7.63	0.0420	52.25	54.93	6.93	1.23	2.07	2.18	1.88	1.98	96
B	2	6	72- 75	10.24	8.54	0.0482	48.05	54.72			1.58	1.80	1.50	1.71	87
B	2	6	102-104	10.53	8.83	0.0502	46.80	56.71	6.04	1.33	2.16	2.62	2.12	2.57	112
B	2	7	38- 40	11.39	9.69	0.0793	52.41	58.66	6.38	1.01	1.45	1.62	1.40	1.56	81
B	2	7	43- 46	11.45	9.75	0.0797	52.03	52.48			1.46	1.47	1.40	1.42	77
B	3	1	72- 75	12.54	10.84	0.0886	53.93	49.75			1.65	1.52	1.54	1.42	78
B	3	1	102-104	12.83	11.13	0.0910	48.77	78.53	4.42	1.52	1.42	2.29	1.31	2.11	74
B	3	2	72- 75	14.04	12.34	0.0972	38.12	59.16			1.69	2.62	1.51	2.34	105
B	3	1	102-104	16.23	13.38	0.1026	50.68	91.44			1.32	2.38	1.14	2.05	95
B	3	1	120	16.40	13.55	0.1034	52.79	83.98			1.23	1.96	1.05	1.67	85
B	3	2	40	17.10	14.26	0.1082	45.50	58.06			0.91	1.16	0.76	0.96	60
B	3	2	102-104	17.73	14.88	0.1124	44.76	59.88	4.81	1.20	1.56	2.09	1.26	1.69	85
B	3	3	40	18.60	15.75	0.1183	54.00	66.68			0.95	1.17	0.74	0.91	58
B	3	3	102-104	19.23	16.38	0.1226	55.42	64.36	7.91	0.57	0.91	1.06	0.69	0.80	53
B	3	3	120	19.40	16.55	0.1239	48.30	45.13			0.92	0.86	0.69	0.64	47
B	3	3	146	19.66	16.81	0.1259	44.50	44.43			1.87	1.87	1.40	1.39	77
B	3	4	33	20.03	17.18	0.1288	37.70	42.95			1.87	2.13	1.40	1.59	82
B	3	4	102-104	20.72	17.87	0.1342	37.18	48.07	1.63	0.62	0.85	1.10	0.63	0.82	53
B	3	4	120	20.90	18.05	0.1356	41.20	43.21			0.77	0.81	0.57	0.60	44
B	3	5	102-104	22.23	19.38	0.1473	32.19	45.87	0.69	0.36	0.50	0.71	0.40	0.57	41
B	3	5	120	22.40	19.55	0.1488	33.90	37.49			0.66	0.73	0.53	0.59	43
B	3	5	140	22.60	19.76	0.1507	39.40	41.93			2.19	2.33	1.78	1.90	92
B	3	6	34	23.04	20.19	0.1545	36.40	37.10			1.24	1.26	1.03	1.05	63
B	3	6	102-104	23.73	20.88	0.1607	52.38	52.21	4.38	0.51	2.40	2.39	2.06	2.05	97
B	3	CC	16- 21	23.98	21.13	0.1630	43.26	45.06	5.12	1.16	1.40	1.46	1.21	1.26	71
B	4	1	70- 75	25.43	22.58	0.1760	41.48	39.49	5.20	1.25	1.48	1.41	1.37	1.30	73
B	4	1	102-104	25.53	22.68	0.1768	44.81	49.18	1.84	0.48	1.26	1.38	1.17	1.28	71
B	4	1	120	25.90	23.05	0.1802	48.40	46.62			1.28	1.23	1.21	1.16	68
B	4	2	70- 75	26.84	23.99	0.1872	43.97	65.50	4.16	1.60	1.72	2.56	1.63	2.43	106
B	4	2	102-104	27.14	24.29	0.1892	36.09	43.89	8.07	1.71	2.91	3.54	2.74	3.34	133
B	4	2	120	27.31	24.46	0.1903	35.90	43.65			1.12	1.36	1.05	1.28	72
B	4	3	70- 75	28.34	25.49	0.1986	28.42	27.51	4.16	0.85	1.49	1.44	1.38	1.34	74
B	4	3	102-104	28.64	25.79	0.2010	35.53	56.88			1.87	2.99	1.73	2.76	116
B	4	3	120	28.81	25.96	0.2020	34.40	50.28			1.86	2.72	1.71	2.50	110
B	4	4	70- 75	29.84	26.99	0.2079	34.43	46.73	7.56	2.33	2.21	3.00	2.02	2.75	118
B	4	4	102-104	30.14	27.29	0.2097	39.74	57.39	6.68	1.86	2.18	3.15	2.00	2.88	121
B	4	4	120	30.31	27.46	0.2106	33.60	46.19			2.36	3.24	2.16	2.97	124
B	4	5	70-75	31.34	28.49	0.2166	43.80	67.83	7.80	1.31	1.54	2.38	1.41	2.19	100
B	4	5	102-104	31.64	28.79	0.2183	44.79	68.58	11.49	2.14	2.00	3.06	1.83	2.81	118
B	4	5	120	31.81	28.96	0.2193	45.10	68.27			1.54	2.33	1.41	2.13	99
B	4	6	40	32.51	29.67	0.2234	42.60	75.32			1.34	2.37	1.22	2.15	98
B	4	6	70- 75	32.84	29.98	0.2251	47.09	88.49	5.95	2.02	1.27	2.39	1.15	2.16	97
B	4	6	102-104	33.14	30.29	0.2270	44.11	69.74	3.39	1.13	1.09	1.72	0.98	1.55	80
B	4	6	120	33.31	30.46	0.2280	40.40	57.00			0.77	1.09	0.69	0.97	60
B	5	1	70-75	34.93	32.08	0.2375	29.98	50.46			1.84	3.10	1.61	2.70	114
B	5	1	84	35.04	32.19	0.2381	45.80	64.62			1.42	2.00	1.24	1.75	87
B	5	1	102-104	35.23	32.38	0.2393	41.98	59.95	10.25	1.43	2.00	2.86	1.74	2.48	109
B	5	2	40	36.10	33.26	0.2438	22.10	34.87			2.82	4.45	2.35	3.70	142
B	5	2	70- 75	36.43	33.57	0.2453	30.23	45.71	28.21	12.58	1.59	2.40	1.27	1.92	94
B	5	2	102-104	36.73	33.88	0.2468	39.04	68.05	12.50	5.31	1.59	2.77	1.31	2.29	103
B	5	2	120	36.90	34.05	0.2479	41.40	52.75			0.90	1.15	0.76	0.96	59
B	5	3	70- 75	37.93	35.08	0.2547	39.74	79.47			1.05	2.10	0.98	1.96	92
B	5	3	102-104	38.23	35.38	0.2562	43.03	87.79	5.22	2.11	1.43	2.92	1.38	2.81	116
B	5	3	120	38.40	35.55	0.2571	35.20	70.39			0.98	1.96	0.95	1.90	90
B	5	4	70- 75	39.43	36.58	0.2622	40.08	89.06	5.07	2.82	1.33	2.96	1.25	2.78	114
B	5	4	102-104	39.73	36.88	0.2637	41.06	81.28	4.21	1.82	1.38	2.73	1.29	2.55	109
B	5	4	120	39.90	37.05	0.2645	41.40	79.45			0.74	1.42	0.69	1.32	72
B	5	5	40	40.60	37.76	0.2683	25.40	34.27			2.62	3.53	2.39	3.22	128
B	5	5	70- 75	40.93	38.08	0.2706	45.00	61.48	1.92	0.72	1.35	1.84	1.22	1.67	84
B	5	5	102-104	41.23	38.38	0.2728	42.52	58.68	1.14	0.44	0.85	1.17	0.76	1.05	62
B	5	5	120	41.40	38.55	0.2740	48.00	62.93			0.67	0.88	0.60	0.78	52
B	5	6	70- 75	42.43	39.57	0.2814	49.92	66.82	9.51	2.59	1.93	2.58	1.68	2.24	101
B	5	6	102-104	42.73	39.88	0.2836	48.51	57.57	14.66	2.14	2.17	2.58	1.87	2.21	102
B	5	6	120	42.90	40.05	0.2849	56.00	58.73			1.53	1.60	1.31	1.37	76

Die Probenbezeichnung "B" in Spalte 1 kennzeichnet Bohrung B, Proben ohne Präfix stammen aus Bohrung A
 AR = Akkumulationsrate in g/m²*y, TOC = gesamt-organischer Kohlenstoffanteil, MOC = mariner organischer Kohlenstoffanteil, P exp = Exportproduktion (0 - 0.73 Ma aus MOC, 1.5 - 3.6 Ma aus TOC berechnet).

Tab. A-4: Biogene Sedimentanteile, Akkumulationsraten und Paläoproduktivität bei Site 658 (Fortsetzung).

Site 658			Original Composite				CaCO ₃		Biogenopal		TOC		MOC		P exp
Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	gC/m ² ·y	
5 7 25-30	43.48	40.62	0.2888	56.99	108.91			1.72	3.29	1.45	2.77			115	
5 7 34	43.54	40.69	0.2891	63.50	116.40			1.47	2.69	1.23	2.26			102	
5 7 44-46	43.65	40.80	0.2897	59.61	108.10	17.22	2.78	1.95	3.54	1.63	2.96			121	
6 1 70-75	44.43	41.57	0.2936	46.16	82.81			1.48	2.66	1.21	2.17			99	
6 1 84	44.54	41.69	0.2942	52.90	94.90			1.61	2.89	1.31	2.36			104	
6 1 102-104	44.73	41.88	0.2952	44.54	71.22	2.64	0.93	1.02	1.63	0.83	1.32			73	
6 2 40	45.60	42.76	0.2997	48.20	78.46			2.13	3.47	1.68	2.74			116	
6 2 70-75	45.93	43.07	0.3013	46.39	75.99	4.86	1.96	0.99	1.62	0.77	1.27			71	
6 2 102-104	46.19	43.34	0.3027	25.49	46.72	4.48	2.66	0.96	1.76	0.74	1.36			73	
6 2 120	46.36	43.51	0.3036	31.90	57.85			0.94	1.70	0.72	1.31			72	
6 3 40	47.06	44.22	0.3072	48.70	91.59			1.76	3.31	1.36	2.55			109	
6 3 70-75	47.39	44.54	0.3088	39.37	75.24			1.71	3.27	1.32	2.52			108	
6 3 102-104	47.69	44.84	0.3104	40.78	61.21	2.46	0.67	1.40	2.10	1.08	1.62			82	
6 3 120	47.86	45.01	0.3115	47.90	71.90			0.92	1.38	0.71	1.06			63	
6 5 70-75	48.90	46.04	0.3180	43.21	61.44			2.04	2.90	1.57	2.23			102	
6 5 102-104	49.20	46.35	0.3200	43.61	62.01	4.27	0.98	2.00	2.84	1.54	2.19			100	
6 5 120	49.37	46.52	0.3208	40.40	76.10			1.57	2.96	1.21	2.27			102	
6 6 70-75	50.40	47.55	0.3258	43.19	81.36	25.10	6.33	2.09	3.94	1.61	3.02			123	
6 6 102-104	50.70	47.85	0.3272	31.37	42.21	68.69	18.42	1.74	2.34	1.34	1.80			91	
6 6 120	50.87	48.02	0.3281	56.00	57.96			1.11	1.15	0.86	0.89			59	
6 7 34	51.51	48.66	0.3312	25.80	27.24			1.33	1.40	1.06	1.12			69	
6 7 70-75	51.90	49.04	0.3330	21.65	25.10	48.52	10.99	1.25	1.45	1.01	1.17			70	
6 7 98-100	52.16	49.31	0.3343	29.49	37.85	34.86	9.16	1.57	2.01	1.29	1.65			87	
6 9 15-20	52.63	49.77	0.3365	39.99	76.98	45.70	21.27	1.31	2.52	1.10	2.12			97	
6 9 33-35	52.79	49.94	0.3373	43.94	73.67	29.57	11.96	1.48	2.48	1.25	2.10			98	
7 1 70-75	53.93	51.07	0.3431	43.77	91.67	3.52	2.10	0.98	2.05	0.89	1.87			88	
7 1 102-104	54.23	51.38	0.3447	48.64	81.86	3.20	1.26	1.02	1.72	0.93	1.56			80	
7 1 120	54.40	51.55	0.3457	45.50	79.98			0.72	1.27	0.65	1.15			66	
7 2 70-75	55.43	52.57	0.3511	41.75	83.54	2.60	1.71	0.77	1.54	0.69	1.37			73	
7 2 102-104	55.73	52.88	0.3528	37.09	67.97	2.94	1.66	0.86	1.58	0.77	1.41			75	
7 2 120	55.90	53.05	0.3537	37.00	66.42			0.53	0.95	0.48	0.85			54	
7 3 70-75	56.93	54.07	0.3591	43.52	83.82			1.41	2.72	1.29	2.48			107	
7 3 102-104	57.23	54.38	0.3608	34.45	65.07	2.41	1.52	0.76	1.44	0.70	1.32			71	
7 3 120	57.40	54.55	0.3617	53.30	92.69			0.81	1.41	0.75	1.30			71	
7 4 40	58.10	55.26	0.3655	56.70	101.55			1.58	2.83	1.47	2.64			112	
7 4 70-75	58.43	55.57	0.3671	55.18	100.09			1.70	3.08	1.59	2.89			118	
7 4 102-104	58.73	55.88	0.3692	55.48	67.08	7.82	1.03	1.22	1.47	1.14	1.38			75	
7 4 120	58.90	56.05	0.3705	47.00	58.05			0.53	0.65	0.50	0.61			44	
7 5 28-30	59.49	56.64	0.3750	57.57	66.61	9.08	1.17	1.65	1.91	1.55	1.79			89	
8 1 70-75	63.43	60.57	0.4049	51.49	68.13	4.72	0.45	1.18	1.56	1.10	1.46			77	
8 1 102-104	63.73	60.88	0.4077	52.73	56.90	11.15	1.13	1.28	1.38	1.14	1.23			69	
8 1 120	63.90	61.05	0.4093	42.20	41.86			1.47	1.46	1.28	1.27			71	
8 2 40	64.60	61.76	0.4158	56.80	61.03			1.65	1.77	1.27	1.37			74	
8 2 70-75	64.93	62.08	0.4187	47.37	52.67	29.95	3.35	1.44	1.60	1.05	1.16			66	
8 2 102-104	65.23	62.38	0.4215	45.17	42.34	33.73	4.23	1.48	1.39	1.05	0.99			61	
8 2 118	65.38	62.53	0.4228	49.80	44.51			0.85	0.76	0.61	0.55			42	
8 2 144-146	65.65	62.80	0.4253	39.57	32.78	31.61	5.46	1.50	1.24	1.11	0.92			59	
8 3 26-28	65.97	63.12	0.4282	37.05	30.29	31.11	6.23	1.91	1.56	1.46	1.19			70	
8 3 55-57	66.26	63.41	0.4309	33.12	27.80	20.83	4.94	1.21	1.02	0.95	0.79			54	
8 3 70-75	66.43	63.57	0.4324	32.88	37.27			1.10	1.25	0.87	0.99			60	
8 3 89-91	66.60	63.75	0.4340	32.94	37.70			0.68	0.78	0.55	0.63			45	
8 3 102-104	66.73	63.88	0.4350	28.37	40.75	2.62	1.32	0.62	0.89	0.50	0.72			48	
8 3 115	66.85	64.00	0.4360	41.00	52.18			0.44	0.56	0.36	0.46			37	
8 3 133-135	67.04	64.19	0.4375	39.07	53.66	2.77	1.35	0.91	1.25	0.76	1.04			61	
8 4 40	67.60	64.76	0.4420	30.50	43.12			0.40	0.57	0.35	0.49			38	
8 4 70-75	67.93	65.08	0.4445	34.79	49.97			0.87	1.25	0.78	1.11			64	
8 4 102-104	68.23	65.38	0.4469	46.78	57.17	2.81	0.78								
8 4 120	68.40	65.55	0.4482	57.60	64.59			0.86	0.96	0.77	0.86			56	
8 5 40	69.10	66.26	0.4538	49.90	62.46			0.83	1.04	0.75	0.94			58	
8 5 70-75	69.43	66.58	0.4564	44.37	58.14			0.96	1.26	0.87	1.14			65	
8 5 102-104	69.73	66.88	0.4587	27.48	40.51	0.88	0.54	0.37	0.55	0.34	0.50			38	
8 5 120	69.90	67.05	0.4601	50.00	61.11			0.72	0.88	0.66	0.80			53	
8 6 40	70.60	67.76	0.4657	55.80	69.18			0.95	1.18	0.87	1.08			64	
8 6 70-75	70.93	68.07	0.4682	58.71	73.23	7.99	1.33	1.50	1.87	1.37	1.71			85	
8 6 81	71.01	68.16	0.4689	68.00	76.26			0.85	0.95	0.77	0.87			56	
8 6 102-104	71.23	68.38	0.4706	57.45	68.77	8.63	0.91	1.56	1.87	1.40	1.68			85	
8 CC 12-16	71.52	68.67	0.4724			1.85	1.16								
9 1 70-75	72.93	70.07	0.4804	36.98	68.60	3.70	2.34	0.90	1.67	0.73	1.35			72	
9 1 96-98	73.17	70.32	0.4817	34.29	60.57	1.82	0.97	0.98	1.73	0.78	1.37			74	
9 1 120	73.34	70.49	0.4826	54.90	92.76			1.45	2.45	1.13	1.91			92	
9 2 60-65	74.19	71.33	0.4870	33.58	72.21			0.94	2.02	0.72	1.55			78	
9 2 115-117	74.64	71.79	0.4894	53.21	95.01	13.33	2.12	1.32	2.36	1.05	1.87			90	
9 2 120	74.68	71.83	0.4896	62.60	105.77			0.95	1.61	0.76	1.28			71	
9 3 70-75	75.56	72.71	0.4942	49.95	99.74	11.55	2.50	1.51	3.02	1.28	2.55			109	
9 3 86	75.69	72.84	0.4949	52.90	97.51			1.57	2.89	1.34	2.47			107	
9 3 131-133	76.01	73.16	0.4965	49.61	86.68	11.79	2.13	1.55	2.71	1.35	2.36			105	
9 4 40	76.43	73.59	0.4988	44.60	84.90			3.18	6.05	2.85	5.43			178	
9 4 70-75	76.76	73.90	0.5004	48.25	97.27			2.12	4.27	1.95	3.92			143	
9 4 102-104	77.22	74.37	0.5028	41.30	73.75	11.36	5.03	1.65	2.95	1.57	2.81			117	
9 4 120	77.23	74.38	0.5029	44.20	77.23			1.59	2.78	1.52	2.65			113	
9 5 70-75	78.26	75.40	0.5082	49.01	97.86			1.85	3.69	1.78	3.56			134	
9 5 102-104	78.72	75.87	0.5107	48.26	84.32	26.11	5.93	2.03	3.55	1.95	3.41			133	
9 5 120	78.73	75.88	0.5107	52.00	83.87			1.69	2.73	1.63	2.62			113	
9 6 70-75	79.76	76.91	0.5159	40.55	86.03	21.94	7.71	2.00	4.24	1.92	4.08			147	
9 6 102-104	80.06	77.21	0.5174	45.89	90.81	13.64	5.08	2.07	4.10	1.99	3.94			144	
9 6 120	80.23	77.38	0.5182	48.20	83.58			1.76	3.05	1.69	2.93			121	

Tab. A-4: Biogene Sedimentanteile, Akkumulationsraten und Paläoproduktivität bei Site 658
(Fortsetzung).

Site 658		Original Composite			CaCO ₃		Biogenopal		TDC		MOC		P exp	
Core-Section,	Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)	Gew. %	AR	Gew. %	AR	Gew. %	AR	Gew. %	AR	gC/m ² *y	
10	1	40	82.10	79.26	0.5274	45.20	88.67			2.05	4.02	1.96	3.85	142
10	1	70-75	82.43	79.57	0.5289	54.23	108.42	26.19	5.91	1.69	3.38	1.62	3.24	127
10	1	104-106	82.75	79.90	0.5305	52.25	104.46	26.37	5.35	1.89	3.78	1.81	3.62	137
10	1	120	82.90	80.05	0.5312	60.50	108.61			1.46	2.62	1.40	2.51	109
10	1	139	83.09	80.25	0.5322	52.60	97.58			2.17	4.03	2.08	3.85	143
10	2	40	83.60	80.76	0.5347	31.70	63.66			1.86	3.74	1.78	3.57	135
10	2	70-75	83.93	81.07	0.5362	54.13	113.74	5.95	2.78	1.30	2.73	1.24	2.61	110
10	2	102-104	84.23	81.38	0.5378	45.81	91.58	7.80	2.44	1.51	3.02	1.44	2.89	118
10	2	120	84.40	81.55	0.5391	56.20	53.61			1.28	1.22	1.22	1.17	68
10	3	40	85.10	82.26	0.5459	47.30	50.01			1.82	1.92	1.73	1.83	89
10	3	70-75	85.43	82.57	0.5488	41.62	45.88	6.17	1.30	1.72	1.90	1.62	1.79	87
10	3	102-104	85.73	82.88	0.5517	31.82	36.09	6.58	1.98	1.59	1.80	1.49	1.68	84
10	3	120	85.90	83.05	0.5533	43.50	41.96			1.80	1.74	1.67	1.61	83
10	4	70-75	86.93	84.07	0.5630	33.84	37.31	5.05	1.43	1.43	1.58	1.30	1.43	76
10	4	102-104	87.23	84.38	0.5642	30.55	77.60	9.31	7.58	1.35	3.43	1.21	3.08	122
10	4	120	87.40	84.55	0.5649	36.10	87.11			1.16	2.80	1.04	2.50	107
10	5	70-75	88.34	85.49	0.5686	19.85	55.97			2.48	6.99	2.14	6.03	186
10	5	102-104	88.64	85.79	0.5698	25.20	65.93	5.71	3.75	2.35	6.15	2.00	5.24	172
10	5	118	88.79	85.94	0.5704	38.40	89.73			1.63	3.81	1.38	3.23	127
10	5	138	88.95	86.11	0.5710	44.30	104.05			1.77	4.16	1.49	3.50	134
10	6	48	89.52	86.67	0.5733	50.90	121.53			1.40	3.34	1.15	2.75	114
10	6	60-65	89.67	86.81	0.5738	41.39	108.28	11.90	4.86	1.87	4.89	1.53	4.01	144
10	6	74-76	89.79	86.94	0.5748	37.31	34.80	30.36	5.58	1.93	1.80	1.58	1.47	79
10	CC	16-20	90.07	87.22	0.5774			33.74	8.06					
11	1	70-74	91.89	89.04	0.5945	42.59	47.40	11.73	3.25	2.05	2.28	1.77	1.96	93
11	2	24	92.15	89.30	0.5968	49.30	52.93			1.38	1.48	1.20	1.29	72
11	3	70-74	93.43	90.58	0.6073	24.81	29.36	10.74	3.92	2.63	3.11	2.40	2.84	118
11	3	84	93.53	90.69	0.6082	29.80	32.54			2.95	3.22	2.71	2.95	123
11	3	96	93.65	90.80	0.6091	24.80	24.81			3.26	3.26	3.00	3.00	125
11	3	102	93.72	90.87	0.6097	26.90	25.60			2.87	2.73	2.65	2.52	112
11	3	104-106	93.75	90.90	0.6099	24.05	24.06	8.40	2.03	3.26	3.26	3.01	3.01	125
11	4	42	94.49	91.65	0.6161	17.60	21.21			2.28	2.75	2.16	2.61	112
11	4	62	94.69	91.84	0.6175	28.90	43.46			1.49	2.24	1.42	2.14	98
11	4	70-74	94.79	91.94	0.6182	28.10	43.08			1.65	2.53	1.58	2.43	106
11	4	102-104	95.12	92.27	0.6205	39.76	58.63	18.76	4.63	2.02	2.98	1.96	2.89	119
11	4	116	95.23	92.38	0.6212	46.50	63.82			1.82	2.50	1.75	2.40	106
11	4	120	95.27	92.42	0.6215	45.80	60.85			1.35	1.79	1.30	1.72	86
11	5	70-74	96.22	93.37	0.6280	19.33	32.46	5.64	4.37	0.94	1.58	0.88	1.48	76
11	5	102-104	96.54	93.69	0.6340	29.69	17.31	5.34	1.06	1.46	0.85	1.37	0.80	53
11	5	120	96.65	93.80	0.6361	26.10	14.39			0.68	0.37	0.64	0.35	31
11	6	42	97.33	94.49	0.6490	28.00	18.39			1.40	0.92	1.32	0.87	55
11	6	70-74	97.62	94.77	0.6543	25.94	18.15	2.34	0.63	1.40	0.98	1.32	0.92	57
11	6	102-104	97.93	95.08	0.6601	25.14	14.92			2.74	1.63	2.58	1.53	80
11	6	120	98.10	95.25	0.6633	36.00	18.13			2.16	1.09	2.04	1.03	63
11	7	24	98.61	95.76	0.6800	39.40	20.05			1.66	0.84	1.57	0.80	53
11	7	70-74	99.01	96.16	0.7110	21.76	35.99	14.68	4.83	2.62	4.33	2.48	4.10	146
11	7	102-104	99.26	96.41	0.7128	28.23	45.91	2.24	1.59	1.21	1.97	1.15	1.86	88
11	8	68-72	100.40	97.55	0.7210	30.49	47.85			1.26	1.98	1.20	1.88	91
11	8	75-77	100.46	97.61	0.7215	27.40	41.91	4.23	2.26	1.12	1.71	1.07	1.63	81
11	CC	32-36	100.82	97.97	0.7242			4.61	2.21					
12	1	24	100.93	98.08	0.7250	35.70	50.33			2.02	2.85	1.93	2.71	114
12	1	40	101.08	98.23	0.7261	29.70	40.68			2.77	3.79	2.64	3.62	137
12	1	70-74	101.36	98.51	0.7282	31.58	41.16			2.52	3.28	2.40	3.13	126
12	1	100-102	101.64	98.79	0.7304	28.70	41.22	11.37	2.43	2.49	3.58	2.38	3.42	132
12	2	32	101.95	99.10	1.5741	29.30	41.02			1.09	1.53			79
12	2	70-74	102.08	99.23	1.5750	26.44	46.64	3.30	1.96	1.49	2.63			109
12	2	100-102	102.36	99.51	1.5770	26.30	40.13	5.87	2.45	1.49	2.27			101
12	2	118	102.52	99.67	1.5781	28.10	38.95			2.18	3.02			123
12	3	50	102.92	100.07	1.5810	32.40	54.37			0.91	1.53			77
12	3	70-74	103.13	100.28	1.5825	19.01	31.94			0.89	1.50			76
12	3	100-102	103.41	100.56	1.5845	35.96	56.89	5.92	2.42	2.03	3.21			126
12	3	120	103.59	100.74	1.5857	32.60	48.38			2.13	3.16			125
12	4	70-74	104.57	101.72	1.5927	30.87	44.95	12.71	3.82	2.21	3.22			127
12	4	102	104.85	102.00	1.5947	34.40	56.35			1.71	2.80			115
12	4	107-109	104.89	102.04	1.5950	29.60	50.14	4.87	2.09	1.97	3.34			128
12	5	24	105.49	102.64	1.6010	41.00	46.82			1.81	2.03			94
12	5	120-122	106.02	103.17	1.6064	32.96	35.93	17.37	2.67	2.34	2.55			110
12	6	70-74	106.98	104.13	1.6160	29.35	36.39	3.43	1.31	1.36	1.69			83
12	6	82	107.08	104.23	1.6167	33.80	56.95			1.02	1.72			84
12	6	102-104	107.28	104.43	1.6181	37.93	56.80			1.67	2.50			108
12	6	120	107.44	104.59	1.6192	32.50	55.69			1.01	1.73			84
12	7	40	108.11	105.26	1.6239	22.10	33.44			2.39	3.62			137
12	7	70-74	108.42	105.57	1.6260	26.98	38.46			2.83	4.03			148
12	7	102-104	108.66	105.81	1.6277	22.10	35.01	25.77	7.85	2.97	4.70			161
12	8	59	109.72	106.87	1.6351	40.10	62.36			1.89	2.94			119
12	8	70-74	109.85	107.00	1.6360	32.25	49.69	11.66	4.99	2.36	3.64			137
12	8	80-82	109.93	107.08	1.6371	25.56	20.04	7.33	1.73	2.44	1.91			92
12	CC	20	110.14	107.29	1.6402	27.00	18.52			2.66	1.82			90
13	1	59	110.79	107.94	1.6495	37.90	22.82			2.22	1.34			75
13	1	72-75	110.94	108.09	1.6516	32.40	22.68			1.66	1.16			67
13	1	102-104	111.23	108.38	1.6558	29.43	23.07			1.33	1.04			62
13	2	72-75	111.87	109.02	1.6650	28.82	20.17			1.65	1.15			67
13	2	107-109	111.97	109.12	1.6662	24.83	22.53	6.41	1.91	1.68	1.52			79
13	2	120	112.09	109.24	1.6676	32.90	24.60			2.71	2.03			97
13	3	40	112.68	109.84	1.6748	29.80	24.38			3.88	3.17			128
13	3	72-75	113.02	110.17	1.6787	35.05	30.03			2.07	1.77			88

Tab. A-4: Biogene Sedimentanteile, Akkumulationsraten und Paläoproduktivität bei Site 658 (Fortsetzung).

Site 658		Original Composite			CaCO ₃		Biogenopal		TOC		MOC		P exp
Core-Section,	Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	gC/m ² *y
13	3 102-104	113.31	110.46	1.6821	29.77	28.01	8.67	1.24	2.75	2.59			111
13	3 116	113.44	110.59	1.6837	26.80	23.86			1.62	1.44			76
13	4 40	114.18	111.34	1.6926	36.90	31.99			2.34	2.03			96
13	4 72-75	114.52	111.67	1.6965	35.61	30.51			1.65	1.41			76
13	4 102-104	114.81	111.96	1.7000	26.46	25.12	4.76	1.35	1.82	1.73			85
13	4 120	114.98	112.13	1.7033	23.30	13.57			1.71	1.00			61
13	5 56-59	115.77	112.92	1.7186	30.60	15.59	22.18	1.65	2.13	1.09			65
13	5 102-104	116.06	113.21	1.7242	32.97	17.83	16.19	1.37	2.49	1.35			74
13	5 120	116.23	113.38	1.7275	37.94	20.12			2.40	1.27			72
13	6 68-71	117.12	114.27	1.7447	35.00	16.74	28.13	1.96	2.42	1.16			68
13	6 84	117.20	114.35	1.7462	41.20	20.57			2.05	1.02			63
13	6 102-104	117.35	114.50	1.7491	33.92	17.81	22.04	1.80	2.35	1.23			70
13	7 72-75	118.38	115.53	1.7637	30.60	33.24			1.93	2.10			98
13	7 102-104	118.67	115.82	1.7662	35.13	41.31	22.94	5.67	2.29	2.69			114
13	7 120	118.84	115.99	1.7678	44.90	46.77			1.90	1.98			94
13	8 72-75	119.64	116.79	1.7749	34.10	33.61	35.93	7.52	1.74	1.71			87
13	CC 10-14	119.86	117.01	1.7769			34.67	6.91					
14	1 40	120.07	117.22	1.7788	22.80	29.30			1.24	1.59			80
14	1 70-74	120.43	117.58	1.7820	14.61	22.58	3.43	2.65	1.11	1.72			83
14	1 98-100	120.59	117.74	1.7833	20.30	29.94	7.06	3.67	2.04	3.01			120
14	1 120	120.79	117.94	1.7849	17.90	27.97			0.97	1.52			77
14	1 135	120.92	118.07	1.7859	31.00	36.04			1.95	2.27			103
14	2 40	121.33	118.48	1.7892	26.30	34.50			3.35	4.39			156
14	2 94	121.51	118.66	1.7906	14.80	20.35			2.97	4.08			148
14	2 98-100	121.55	118.70	1.7910	16.48	22.04	30.17	10.08	3.06	4.09			148
14	2 108	121.64	118.79	1.7917	18.70	24.01			3.22	4.13			150
14	2 120	121.74	118.89	1.7925	24.70	30.26			2.67	3.27			129
14	3 40	122.24	119.39	1.7965	21.80	31.22			2.49	3.57			135
14	3 70-74	122.43	119.58	1.7980	20.17	30.51	9.24	4.81	1.77	2.68			111
14	3 98-100	122.68	119.83	1.8000	18.08	25.31	10.65	4.22	2.08	2.91			118
14	3 120	122.78	119.93	1.8011	22.50	21.55			1.96	1.88			91
14	4 34	123.37	120.52	1.8074	33.40	27.33			1.93	1.58			82
14	4 67-71	123.61	120.76	1.8100	23.83	23.93	15.40	2.85	2.18	2.19			100
14	4 98-100	123.88	121.03	1.8129	25.35	23.81	7.89	1.29	2.33	2.19			100
14	5 34	124.64	121.79	1.8205	32.10	41.79			1.81	2.36			104
14	5 53	124.81	121.96	1.8219	26.90	35.60			1.57	2.08			96
14	5 72-76	124.94	122.09	1.8230	22.39	29.98	3.56	2.15	1.68	2.25			101
14	5 98-100	125.17	122.32	1.8248	15.41	24.84	2.79	2.07	1.59	2.56			107
14	6 70-74	126.23	123.38	1.8334	17.53	23.26			2.85	3.78			141
14	6 85	126.35	123.50	1.8343	25.60	29.20			2.59	2.95			122
14	6 98-100	126.48	123.63	1.8354	19.10	21.79	17.62	4.40	2.70	3.08			125
14	7 34	127.23	124.38	1.8415	26.70	31.78			2.34	2.79			117
14	7 40	127.29	124.44	1.8419	23.20	29.09			2.82	3.54			136
14	7 66-68	127.47	124.62	1.8434	20.65	29.45	11.53	3.67	2.23	3.18			125
14	7 96-98	127.74	124.89	1.8456	20.18	26.27	18.62	4.94	2.29	2.98			121
14	8 68-72	128.70	125.85	1.8535	31.09	53.20	14.02	4.90	1.55	2.65			109
14	CC 20-24	128.99	126.14	1.8571			16.57	5.15					
15	1 34	129.45	126.60	1.8627	24.40	28.95			1.68	1.99			93
15	1 67-71	129.89	127.00	1.8655	24.11	29.37	6.92	2.68	3.04	3.70			138
15	1 83-85	130.04	127.14	1.8678	20.36	25.01	8.41	3.70	3.08	3.78			140
15	2 96-98	131.06	128.11	1.8771	21.71	20.74	19.70	3.67	2.99	2.86			120
15	2 120	131.16	128.21	1.8781	26.00	24.57			2.74	2.59			113
15	3 51	131.72	128.74	1.8831	20.50	19.05			3.52	3.27			132
15	3 72-75	131.93	128.93	1.8849	25.30	23.38	24.77	4.43	2.87	2.65			115
15	3 102-104	132.22	129.20	1.8875	19.23	20.39	17.08	3.90	2.73	2.90			120
15	3 120	132.39	129.38	1.8893	29.20	30.97			2.19	2.32			104
15	4 72-75	133.27	130.20	1.8971	35.40	36.05	8.45	2.06	1.93	1.97			94
15	4 88	133.35	130.28	1.8979	42.40	48.08			1.19	1.35			73
15	4 100-102	133.48	130.40	1.8990	34.24	40.27	12.38	4.58	1.66	1.95			92
15	5 75-78	134.58	131.45	1.9090	32.10	34.72	18.26	2.79	2.04	2.21			100
15	5 88	134.69	131.55	1.9100	34.70	37.53			1.87	2.02			95
15	5 102-104	134.84	131.70	1.9114	28.21	34.36	19.12	4.50	2.31	2.81			116
15	6 72-75	135.84	132.63	1.9203	31.50	37.04			2.09	2.46			107
15	6 84	135.94	132.73	1.9213	37.30	41.51			1.85	2.06			96
15	6 102-104	136.13	132.90	1.9229	30.14	40.19	25.61	6.44	2.32	3.09			122
15	7 34	136.85	133.59	1.9295	27.90	25.49			2.34	2.14			100
15	7 72-75	137.25	133.96	1.9330	25.50	31.59			1.49	1.85			88
15	7 84-86	137.36	134.06	1.9340	20.01	26.26	8.27	3.21	2.57	3.37			129
15	8 75-78	138.83	135.45	1.9489	27.90	26.98	5.80	1.87	1.72	1.66			84
15	8 82-84	138.92	135.54	1.9499	28.28	31.82			1.30	1.46			76
16	1 70-74	139.30	136.45	1.9597	9.54	10.65			3.03	3.38			130
16	1 92	139.49	136.65	1.9619	13.80	13.09			3.47	3.29			131
16	1 102-104	139.60	136.75	1.9629	11.87	10.27	23.13	5.66	3.30	2.85			120
16	2 70-74	140.72	137.87	1.9750	21.37	23.25			2.55	2.77			115
16	2 102-104	141.03	138.18	1.9783	16.05	15.97	22.21	5.91	3.24	3.22			128
16	2 120	141.20	138.35	1.9801	22.30	18.67			3.17	2.65			115
16	3 40	141.90	139.06	1.9878	21.60	20.46			3.04	2.88			120
16	3 70-74	142.22	139.37	1.9911	18.43	18.34	24.53	5.23	2.77	2.76			116
16	3 102-104	142.53	139.68	1.9944	28.68	29.34	16.83	5.75	2.36	2.41			106
16	4 20	143.20	140.36	2.0015	34.60	54.94			1.73	2.75			114
16	4 70-74	143.72	140.87	2.0049	21.71	33.64			2.36	3.66			138
16	4 102-104	144.03	141.18	2.0070	19.19	31.74	10.92	5.53	2.36	3.90			143
16	4 120	144.20	141.35	2.0081	23.60	37.27			2.44	3.85			142
16	5 40	144.90	142.06	2.0129	27.60	44.16			3.05	4.88			165
16	5 70-74	145.22	142.37	2.0153	25.33	34.20	27.38	7.50	2.59	3.50			134
16	5 102-104	145.53	142.68	2.0178	27.18	38.73	30.59	8.96	2.66	3.79			140

Tab. A-4: Biogene Sedimentanteile, Akkumulationsraten und Paläoproduktivität bei Site 658 (Fortsetzung).

Site 658		Original Composite		Alter (Ma)	CaCO ₃		Biogenopal		TOC		MOC		P exp gC/m ² ky
Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)		Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	
16	6	70-74	146.68	143.83	2.0270	27.33	43.84	9.16	5.26	1.39	2.19	97	
16	6	102-104	146.99	144.14	2.0309	33.47	34.54	5.18	1.74	1.29	1.33	71	
16	7	40	147.86	145.02	2.0419	27.30	26.24			2.38	2.29	102	
16	7	70-74	148.18	145.33	2.0458	26.97	25.24	14.30	3.77	1.50	1.40	74	
16	7	78-80	148.25	145.40	2.0467	28.88	22.87	23.55	5.38	2.40	1.90	92	
17	1	40	148.60	145.76	2.0887	32.90	42.25			3.69	4.74	134	
17	1	70-74	148.92	146.07	2.0911	33.17	42.79	26.12	5.00	2.62	3.38	108	
17	1	100-102	149.15	146.30	2.0929	27.37	33.90	34.53	8.63	3.01	3.73	141	
17	2	34	149.96	147.11	2.0991	31.20	34.61			2.90	3.22	130	
17	2	70-74	150.34	147.49	2.1021	29.29	41.56	20.08	6.76	2.10	2.98	120	
17	2	104-106	150.61	147.76	2.1042	31.44	41.37			1.84	2.42	106	
17	3	40	151.39	148.55	2.1148	42.00	28.05			2.83	1.89	92	
17	3	60-64	151.62	148.77	2.1182	26.56	17.85	32.38	3.80	2.99	2.01	95	
17	3	106-108	151.96	149.11	2.1235	22.45	16.81			2.96	2.22	101	
17	3	120	152.09	149.24	2.1255	27.10	16.82			3.11	1.93	94	
17	4	70-74	153.11	150.26	2.1541	24.20	17.97	17.70	4.25	2.23	1.66	84	
17	4	102-104	153.42	150.57	2.1582	18.34	15.13	16.37	5.12	2.59	2.14	98	
17	4	120	153.59	150.74	2.1604	16.20	11.54			2.27	1.62	84	
17	5	34	154.20	151.35	2.1685	31.30	23.24			2.25	1.67	85	
17	5	40	154.26	151.42	2.1694	26.00	20.09			2.85	2.20	101	
17	5	70-74	154.58	151.73	2.1736	21.42	19.44	14.34	2.62	3.12	2.83	117	
17	5	100-102	154.84	151.99	2.1770	21.96	9.26	16.05	1.37	3.51	1.48	122	
17	6	34	155.60	152.75	2.1978	30.34	13.36	17.88	1.97	1.89	0.83	54	
17	6	40-44	155.62	152.77	2.1983	32.20	11.91			1.97	0.73	51	
17	6	46	155.74	152.90	2.2018	32.90	13.69			2.53	1.05	63	
17	6	64-66	155.88	153.03	2.2053	49.37	22.83	25.83	1.32	2.18	1.01	61	
19	1	44	158.34	165.00	2.3454	47.30	71.66			1.81	2.74	99	
19	1	70-74	158.62	165.27	2.3473	22.02	32.88	11.03	5.61	1.74	2.60	110	
19	1	84	158.74	165.39	2.3482	24.40	36.44			1.03	1.54	79	
19	1	105-107	158.96	165.61	2.3498	38.41	65.78			1.83	3.13	122	
19	2	34	159.36	166.02	2.3578	24.50	27.52			2.20	2.47	106	
19	2	70-74	159.74	166.39	2.3631	16.22	22.36	4.44	2.74	1.36	1.87	89	
19	2	87-89	159.90	166.55	2.3645	19.61	22.82	9.53	4.30	1.94	2.26	102	
19	3	70-74	160.54	167.19	2.3702	24.47	26.27			3.00	3.22	129	
19	3	84	160.66	167.31	2.3712	29.70	32.89			2.88	3.19	128	
19	3	102-104	160.85	167.50	2.3729	24.41	27.86	34.74	7.21	3.06	3.49	135	
19	4	35	161.47	168.13	2.3785	21.50	25.65			3.75	4.47	158	
19	4	40-44	161.54	168.19	2.3790	23.65	28.33	33.61	7.23	2.76	3.31	130	
19	4	102-104	161.99	168.64	2.3828	24.91	44.82	36.15	10.64	2.88	5.18	172	
19	4	120	162.16	168.81	2.3837	31.60	52.48			2.55	4.24	152	
19	5	66-70	163.00	169.65	2.3886	27.46	57.48			2.25	4.71	159	
19	5	84	163.16	169.81	2.3895	31.20	55.60						
19	5	102-104	163.35	170.00	2.3906	26.63	54.36	20.07	8.26	2.31	4.72	159	
19	6	34	163.89	170.54	2.3937	23.10	38.36			2.63	4.37	155	
19	6	44	163.98	170.64	2.3943	16.40	27.71			3.52	5.95	189	
19	6	102-104	164.37	171.02	2.3965	17.07	30.71	14.70	8.00	3.17	5.70	183	
19	7	40	165.11	171.77	2.4008	21.20	43.81			2.90	5.99	186	
19	7	66-70	165.39	172.04	2.4024	26.96	58.30			2.26	4.89	162	
19	7	102-104	165.67	172.32	2.4040	36.69	67.28	12.91	4.20	1.79	3.28	128	
19	7	120	165.82	172.47	2.4050	39.30	58.16			1.42	2.10	97	
19	CC	10-14	166.55	173.20	2.4098	33.32	51.82	11.62	4.27	1.73	2.69	113	
20	1	61-65	168.03	174.68	2.4196	29.62	50.99	9.62	3.95	1.25	2.15	97	
20	1	110-112	168.31	174.96	2.4251	19.49	11.53	9.41	1.67	1.53	0.91	57	
20	1	120	168.60	175.25	2.4309	22.90	11.21			1.11	0.54	42	
20	2	38	169.28	175.94	2.4445	30.90	16.19			1.72	0.90	57	
20	2	70-74	169.62	176.27	2.4510	35.07	18.96	29.38	1.25	1.54	0.83	54	
20	2	84	169.74	176.40	2.4536	42.20	24.35			1.29	0.74	50	
20	2	102-104	169.93	176.58	2.4572	42.13	26.43			1.63	1.02	61	
20	3	34	170.71	177.36	2.4657	47.00	87.19			1.10	2.04	94	
20	3	40	170.77	177.43	2.4661	43.10	82.03			1.87	3.56	134	
20	3	70-74	171.09	177.74	2.4679	41.96	88.85	27.28	2.98	1.54	3.26	125	
20	3	102-104	171.40	178.05	2.4696	38.45	88.82	25.66	7.75	1.60	3.70	135	
20	6	70-74	172.30	178.95	2.4748	30.21	52.87			1.37	2.40	105	
20	6	90-92	172.49	179.14	2.4758	24.39	57.19	5.03	4.22	1.09	2.56	106	
20	7	40	173.05	179.71	2.4791	9.50	20.58			2.54	5.50	175	
20	7	70-74	173.15	179.80	2.4796	23.21	49.15	4.08	3.45	1.17	2.48	105	
20	7	84	173.28	179.93	2.4805	32.30	55.93			1.19	2.06	94	
20	8	38	173.91	180.57	2.4848	49.10	79.16			2.30	3.71	138	
20	8	115-117	174.47	181.12	2.4885	44.06	66.51	46.44	8.97	2.80	4.23	151	
20	9	34	174.94	181.60	2.4917	35.40	50.48			3.61	5.15	173	
20	9	70-74	175.15	181.80	2.4930	36.93	51.38			2.98	4.15	151	
20	9	84	175.28	181.93	2.4938	38.20	50.88			3.04	4.05	149	
20	9	98-100	175.42	182.07	2.4947	32.99	48.34	51.91	12.21	3.36	4.92	168	
21	1	40	177.30	183.96	2.5314	31.20	61.63			2.48	4.90	166	
21	1	70-74	177.56	184.21	2.5326	36.96	72.74	51.75	13.28	1.79	3.52	134	
21	1	110	177.92	184.57	2.5344	44.50	86.66			1.56	3.04	122	
21	1	114-116	177.97	184.62	2.5346	40.19	84.86	49.53	15.56	2.10	4.43	155	
21	2	60-64	178.88	185.53	2.5391	39.24	84.46			1.87	4.03	145	
21	2	80-82	179.07	185.72	2.5400	37.03	81.23	41.32	13.89	1.94	4.26	150	
21	2	84	179.10	185.75	2.5401	40.50	76.38			1.88	3.55	136	
21	3	41	179.41	186.07	2.5417	37.90	76.41			2.00	4.03	146	
21	4	39	179.94	186.60	2.5443	36.20	80.76			1.79	3.99	144	
21	4	66-70	180.11	186.76	2.5451	35.67	81.90	36.01	4.56	1.39	3.19	124	
21	4	102-104	180.30	186.95	2.5460	36.53	97.35	34.04	13.33	1.34	3.57	131	
21	4	110	180.37	187.02	2.5463	42.60	89.95			1.01	2.13	97	
21	5	38	181.02	187.68	2.5496	26.00	56.16			2.01	4.34	152	

Tab. A-4: Biogene Sedimentanteile, Akkumulationsraten und Paläoproduktivität bei Site 658 (Fortsetzung).

Site 658			Original Composite		CaCO ₃		Biogenopal		TOC		MOC		P exp gC/m ² *y
Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.		
21	5	61- 65	181.21	187.86	2.5504	27.28	59.28	26.11	11.10	1.84	4.00	144	
21	5	117-119	181.56	188.21	2.5521	32.35	70.30	35.91	12.30	1.70	3.69	137	
21	5	120	181.58	188.23	2.5522	38.40	72.42			1.61	3.04	123	
21	6	10	181.95	188.61	2.5541	38.50	75.94			1.58	3.12	124	
21	6	54	182.39	189.04	2.5562	43.80	90.69			1.38	2.86	117	
21	6	58- 62	182.45	189.10	2.5565	10.96	25.16	27.09	10.63	1.50	3.44	130	
21	6	78- 80	182.64	189.29	2.5574	26.55	54.97	37.35	17.25	2.12	4.39	154	
21	8	40	183.59	190.25	2.5621	13.80	29.91			2.35	5.09	169	
21	8	65- 69	183.86	190.51	2.5633	36.69	80.48	5.59	5.20	2.43	5.33	174	
21	8	104-106	184.24	190.89	2.5652	12.63	26.67	10.34	7.12	2.58	5.45	177	
22	1	103-105	186.74	193.39	2.5979	30.63	42.34			2.06	2.85	85	
22	2	64- 68	187.95	194.60	2.6070	18.50	35.74			2.69	5.20	170	
22	2	71	188.00	194.65	2.6073	19.90	30.09			2.81	4.25	154	
22	2	94-96	188.24	194.89	2.6087	19.53	31.17	24.72	9.53	2.95	4.71	163	
22	3	46	188.75	195.41	2.6118	21.80	32.12			3.53	5.20	176	
22	3	50- 54	188.81	195.46	2.6121	26.63	38.92	16.07	4.44	2.58	3.77	143	
22	3	103-105	189.08	195.73	2.6137	25.04	45.01	72.09	21.13	2.70	4.85	164	
22	4	38	189.47	196.13	2.6161	29.30	54.23			2.79	5.16	170	
22	5	45	190.11	196.77	2.6199	32.30	62.52			2.90	5.61	179	
22	5	60- 64	190.28	196.93	2.6209	35.66	70.09	34.99	8.72	2.18	4.29	152	
22	5	96- 98	190.60	197.25	2.6226	32.00	67.78	37.27	12.28	2.16	4.58	155	
22	6	55	191.43	198.09	2.6274	33.30	62.02			2.53	4.71	161	
22	6	70- 74	191.60	198.25	2.6283	37.79	68.61	53.44	14.96	1.90	3.45	132	
22	6	113-115	191.86	198.51	2.6297	41.25	91.05	39.64	11.63	1.73	3.82	138	
22	7	47	192.64	199.30	2.6342	37.50	69.14			2.40	4.42	155	
22	7	56-60	192.75	199.40	2.6347	38.32	68.89	32.93	9.62	2.00	3.60	136	
22	7	100	193.05	199.70	2.6364	40.90	63.34			2.05	3.17	127	
22	7	104-106	193.10	199.75	2.6367	26.70	55.13	47.78	14.31	2.35	4.85	163	
23	1	70- 74	196.62	203.27	2.6653	42.34	76.76			1.82	3.30	129	
23	1	102-104	196.93	203.58	2.6670	42.74	102.00	37.32	8.23	1.97	4.70	157	
23	1	119	197.09	203.75	2.6679	47.70	89.83			1.94	3.65	137	
23	1	123	197.13	203.78	2.6681	21.90	39.30			1.70	3.05	123	
23	1	126	197.16	203.81	2.6682	49.10	88.11			1.61	2.89	118	
23	2	48	197.63	204.29	2.6708	43.30	75.05			2.59	4.49	158	
23	2	65- 69	197.74	204.39	2.6714	46.56	80.11	38.13	6.45	2.05	3.53	135	
23	2	102-104	198.04	204.69	2.6730	39.84	79.60			2.21	4.42	154	
23	2	108	198.09	204.74	2.6733	46.40	77.26			1.99	3.31	130	
23	3	40	198.81	205.47	2.6772	45.40	77.07			2.61	4.43	157	
23	3	56	198.92	205.57	2.6778	48.30	82.21			1.78	3.03	123	
23	3	61- 65	198.94	205.59	2.6779	45.79	80.48	42.07	7.53	1.88	3.30	129	
23	3	102-104	199.18	205.83	2.6792	42.20	78.07	34.64	7.82	2.17	4.01	146	
23	4	40	199.84	206.50	2.6828	40.20	71.44			3.13	5.56	181	
23	4	126	200.20	206.85	2.6847	51.10	88.86			2.11	3.67	139	
23	4	131-133	200.26	206.91	2.6850	46.31	86.53	38.81	7.56	2.45	4.58	159	
23	5	35	200.72	207.37	2.6882	47.10	72.57			2.11	3.25	127	
23	5	83- 87	200.90	207.55	2.6894	40.75	59.85			2.21	3.25	128	
23	7	18	201.60	208.25	2.6940	24.00	33.13			4.24	5.85	146	
23	7	34	201.66	208.32	2.6943	34.20	45.31			2.96	3.92	189	
23	7	53- 55	201.80	208.45	2.6957	33.91	50.30	43.33	8.88	2.76	4.09	148	
23	8	4- 8	201.89	208.54	2.6963	37.29	48.86			2.44	3.20	128	
23	9	70- 74	202.90	209.55	2.7033	39.97	49.50			1.83	2.27	103	
23	9	90	203.08	209.74	2.7046	41.80	51.98			2.21	2.75	117	
23	9	102-104	203.10	209.75	2.7047	39.00	48.51	42.40	10.42	1.98	2.46	109	
24	1	14	205.54	212.19	2.7769	44.00	47.25			1.65	1.77	78	
24	2	63	206.11	212.77	2.7818	44.40	56.36			2.12	2.69	113	
24	2	102-104	206.24	212.89	2.7828	28.80	37.72	25.96	4.69	2.18	2.86	117	
24	2	130	206.51	213.16	2.7851	36.90	42.67			2.28	2.64	113	
24	3	40	207.08	213.74	2.7900	30.10	33.39			3.62	4.02	149	
24	3	70- 74	207.38	214.03	2.7925	40.90	44.40			1.90	2.06	97	
24	3	76	207.42	214.07	2.7928	45.50	54.23			2.23	2.66	113	
24	3	102-104	207.69	214.34	2.7951	40.33	59.49	30.96	5.18	2.51	3.70	137	
24	4	17	208.16	214.82	2.7991	36.70	38.66			3.73	3.93	148	
24	4	60- 64	208.44	215.09	2.8019	41.99	40.32			2.41	2.31	104	
24	4	98-100	208.69	215.34	2.8044	36.13	37.85	11.72	1.41	2.04	2.14	98	
24	4	113	208.83	215.48	2.8059	41.90	40.64			1.96	1.90	92	
24	5	38	209.37	216.03	2.8115	14.90	15.46			3.30	3.42	133	
24	5	58	209.55	216.21	2.8134	22.70	24.05			2.09	2.21	100	
24	5	63- 67	209.62	216.27	2.8140	19.93	21.27	12.41	4.21	1.83	1.95	92	
24	5	102-104	209.95	216.60	2.8174	31.49	33.60	25.65	4.37	1.94	2.07	96	
24	6	44	210.50	217.16	2.8231	27.60	29.25			4.09	4.33	155	
24	6	70- 74	210.69	217.34	2.8250	25.61	27.08			3.03	3.20	127	
24	6	88	210.85	217.51	2.8267	30.50	31.53			3.22	3.33	131	
24	6	100	210.97	217.62	2.8278	30.40	30.96			3.03	3.09	125	
24	6	103-105	211.01	217.66	2.8282	28.02	38.05	13.56	2.17	2.74	3.72	136	
24	7	33	211.71	218.37	2.8355	35.50	37.90			2.19	2.34	104	
24	7	46	211.84	218.49	2.8368	41.30	42.06			2.01	2.05	96	
24	7	83- 87	211.96	218.61	2.8380	42.07	52.23	11.09	1.16	1.62	2.01	93	
24	7	102-104	212.13	218.78	2.8397	47.31	65.16	3.33	1.25	1.49	2.05	93	
24	9	8	212.69	219.35	2.8456	38.00	38.77			2.13	2.17	99	
24	8	17	212.78	219.43	2.8464	36.80	35.70			1.82	1.77	87	
24	9	31- 33	213.29	219.94	2.8516	25.93	31.69			1.89	2.31	101	
24	CC	10- 14	213.74	220.39	2.8563	38.32	42.00	22.91	3.10	2.25	2.47	107	
25	1	41	215.37	222.03	2.8730	34.90	41.01			2.38	2.80	116	
25	1	70- 74	215.50	222.15	2.8742	38.25	44.95	13.66	2.02	1.84	2.16	98	
25	1	100-102	215.71	222.36	2.8762	37.32	47.35	20.77	2.97	2.07	2.63	110	
25	1	118	215.84	222.49	2.8774	42.00	46.74			1.86	2.07	96	

Tab. A-4: Biogene Sedimentanteile, Akkumulationsraten und Paläoproduktivität bei Site 658 (Fortsetzung).

Site 658		Original Composite				CaCO ₃		Biogenopal		TOC		MOC		P exp
Core-Section, Interval		Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)	Gew. %	AR	Gew. %	AR	Gew. %	AR	Gew. %	AR	gC/m ² ky	
25	1	123	215.89	222.55	2.8780	36.50	41.28			2.80	3.17		126	
25	1	126	215.92	222.58	2.8783	41.50	47.31			2.26	2.58		110	
25	2	70-74	216.80	223.45	2.8866	39.38	55.29			2.64	3.71		136	
25	2	102-104	217.10	223.75	2.8895	39.48	47.22	12.82	2.17	2.69	3.22		127	
25	2	120	217.27	223.92	2.8911	46.00	47.84			1.33	1.38		75	
25	3	40	217.94	224.60	2.8976	39.00	39.25			2.29	2.30		104	
25	3	69	218.11	224.76	2.8992	40.90	40.83			1.92	1.92		92	
25	3	70-74	218.14	224.79	2.8995	35.57	44.76	8.39	1.39	1.83	2.30		101	
25	3	102-104	218.45	225.10	2.9024	30.81	42.30	6.04	1.83	1.93	2.65		110	
25	4	35	219.12	225.77	2.9088	29.00	2.71			1.75	0.16		84	
25	4	40	219.17	225.83	2.9094	29.10	15.30			1.80	0.95		63	
25	4	49	219.26	225.91	2.9102	28.20	31.09			1.72	1.90		91	
25	4	70-74	219.38	226.03	2.9113	22.89	29.52	7.38	2.73	1.55	2.00		92	
25	4	102-104	219.64	226.29	2.9138	20.05	26.90	9.94	4.50	1.54	2.07		94	
25	5	65	220.52	227.17	2.9223	37.60	35.19			1.75	1.64		84	
25	5	70-74	220.59	227.24	2.9229	32.25	32.87			1.81	1.84		90	
25	5	98-100	220.66	227.31	2.9236	31.69	39.88	35.35	5.62	1.73	2.18		98	
25	5	121	220.71	227.37	2.9240	42.80	77.95			1.90	3.46		131	
25	6	41	221.12	227.77	2.9266	48.50	78.66			1.37	2.22		100	
25	6	64	221.25	227.90	2.9274	48.00	78.58			1.39	2.28		101	
25	6	69-73	221.31	227.96	2.9278	44.55	90.65	68.40	13.05	1.49	3.03		119	
25	6	88-90	221.43	228.08	2.9286	41.90	79.49	33.23	7.11	1.51	2.86		115	
25	7	34	221.82	228.47	2.9312	44.80	69.91			1.81	2.82		117	
25	7	70-74	222.20	228.85	2.9337	39.85	74.99	44.75	11.30	1.94	3.65		135	
25	7	88-90	222.37	229.02	2.9348	39.36	74.07	44.20	10.13	2.05	3.86		140	
26	1	21	224.61	231.27	2.9495	42.40	85.03			1.44	2.89		115	
26	1	46-50	224.88	231.53	2.9512	44.55	89.97	17.99	3.74	1.46	2.95		117	
26	1	67-69	225.08	231.73	2.9525	41.63	90.45			1.65	3.58		131	
26	2	49	225.45	232.11	2.9550	39.30	75.94			2.10	4.06		144	
26	2	79-83	225.54	232.19	2.9555	45.92	86.42	22.89	3.98	1.47	2.77		113	
26	2	91	225.65	232.30	2.9562	49.90	82.45			1.12	1.85		88	
26	2	96	225.70	232.35	2.9565	49.20	85.93			1.27	2.22		99	
26	2	98	225.71	232.37	2.9567	47.80	85.29			1.57	2.80		114	
26	2	104-106	225.78	232.43	2.9571	45.13	85.62	19.75	3.00	1.51	2.86		115	
26	3	66-70	226.32	232.97	2.9610	40.51	65.01	13.51	2.07	1.31	2.10		95	
26	3	76	226.35	233.01	2.9613	35.40	54.88			1.71	2.65		111	
26	3	84	226.43	233.08	2.9618	38.60	56.17			1.32	1.92		91	
26	3	101-103	226.57	233.22	2.9629	34.42	63.20	20.87	3.87	1.64	3.01		118	
26	4	54-58	227.31	233.96	2.9683	33.82	56.11			1.64	2.72		112	
26	4	69	227.35	234.01	2.9687	34.00	52.08			1.95	2.99		120	
26	4	84	227.47	234.12	2.9695	30.90	38.66			1.67	2.09		97	
26	4	86	227.49	234.14	2.9696	32.00	41.78			1.75	2.28		103	
26	4	94-96	227.58	234.23	2.9703	27.20	42.54	12.48	4.45	1.77	2.77		114	
26	5	5	227.88	234.53	2.9725	28.50	42.64			1.75	2.62		111	
26	5	54-58	228.39	235.04	2.9762	25.21	39.09	7.77	2.01	2.07	3.21		126	
26	5	132-135	229.16	235.81	2.9819	27.83	50.72	8.16	1.15	1.92	3.50		131	
26	6	30	229.61	236.26	2.9852	39.40	57.87			1.99	2.92		119	
26	6	39	229.70	236.36	2.9859	34.00	53.90			3.00	4.76		162	
26	6	59-63	229.82	236.47	2.9868	35.53	60.88			2.33	3.99		143	
26	6	92-94	229.98	236.63	2.9879	36.77	68.83	9.67	2.51	2.20	4.12		145	
26	7	30	230.33	236.98	2.9903	42.00	67.74			1.36	2.19		98	
26	7	34	230.37	237.03	2.9906	37.40	64.46			1.82	3.14		123	
26	7	69-73	230.46	237.11	2.9912	37.85	71.95			1.49	2.83		114	
26	7	100-102	230.70	237.35	2.9929	34.43	60.98	4.75	1.86	1.41	2.50		106	
26	8	30	231.28	237.94	2.9959	9.40	18.15			1.70	3.28		125	
26	8	36	231.34	238.00	2.9974	18.10	35.25			1.38	2.69		110	
26	8	55-59	231.55	238.20	2.9987	11.36	22.74	3.84	2.93	1.42	2.84		114	
26	8	79-81	231.78	238.43	3.0003	10.78	22.51			1.50	3.13		120	
26	9	10	232.13	238.78	3.0028	11.40	21.01			1.59	2.93		117	
26	9	66-70	232.48	239.13	3.0052	33.55	54.11			1.44	2.32		102	
26	9	100-102	232.79	239.44	3.0073	38.30	77.73			1.37	2.78		112	
26	CC	20-24	233.44	240.09	3.0118			20.29	3.34					
27	1	68	234.55	241.20	3.0194	48.90	76.39			1.10	1.72		84	
27	1	70-74	234.59	241.24	3.0197	48.92	83.57	34.72	5.64	1.38	2.36		103	
27	1	102-104	235.00	241.65	3.0225	41.07	73.75	13.73	2.84	1.66	2.98		119	
27	2	48	235.58	242.24	3.0266	47.90	81.00			1.61	2.72		113	
27	2	70-74	235.74	242.39	3.0276	44.58	74.20	13.91	1.87	1.56	2.60		109	
27	2	98-100	235.95	242.60	3.0290	46.69	87.25	15.77	2.37	1.67	3.12		122	
27	2	102	235.98	242.63	3.0292	49.30	89.25			1.29	2.34		101	
27	2	103	235.99	242.64	3.0293	49.10	88.17			1.39	2.50		106	
27	2	114	236.10	242.75	3.0301	41.40	66.49			2.15	3.45		132	
27	3	60	236.78	243.44	3.0348	49.40	80.70			1.82	2.97		120	
27	3	63-67	236.83	243.48	3.0351	48.58	79.44	13.78	1.97	1.59	2.60		110	
27	3	102-104	237.05	243.70	3.0366	37.87	76.85	9.14	2.43	1.97	4.00		141	
27	4	59-63	238.04	244.69	3.0434	40.04	68.98	17.60	3.18	1.93	3.33		128	
27	4	86	238.11	244.76	3.0439	42.60	63.44			1.96	2.92		119	
27	4	100-102	238.18	244.83	3.0444	35.70	68.80	15.44	2.82	2.21	4.26		148	
27	5	70-74	238.92	245.57	3.0494	24.52	38.31			2.51	3.92		144	
27	5	100	239.20	245.85	3.0514	26.20	46.28			3.21	5.67		180	
27	5	102-104	239.23	245.88	3.0516	38.60	69.32	13.50	2.53	1.52	2.73		112	
27	5	120	239.40	246.05	3.0527	21.70	35.80			3.19	5.26		173	
27	6	68	240.35	247.00	3.0593	41.90	69.74			1.34	2.23		99	
27	6	70-74	240.38	247.03	3.0595	36.48	61.78			1.50	2.54		108	
27	6	88-90	240.56	247.21	3.0616	16.58	17.97	6.89	1.25	3.38	3.66		137	
27	7	48	241.01	247.67	3.0670	43.20	30.30			2.03	1.42		78	
27	7	62	241.15	247.80	3.0685	28.80	17.09			2.23	1.32		76	

Tab. A-4: Biogene Sedimentanteile, Akkumulationsraten und Paläoproduktivität bei Site 658 (Fortsetzung).

Site 658		Original		Composite		CaCO ₃		Biogenopal		TOC		MOC		P exp
Core-Section,	Interval	Tiefe	Depth	Alter	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	gC/m ² *y	
27	7	70-74	241.25	247.90	3.0696	27.70	28.11	5.22	1.14	1.76	1.79		87	
27	7	86-88	241.40	248.05	3.0714	38.35	44.52	12.84	1.45	2.06	2.39		103	
27	CC	20-24	241.88	248.53	3.0770	20.90	23.37	3.07	0.98	1.70	1.90		89	
28	1	40	243.80	250.46	3.0996	12.50	11.02			3.52	3.10		126	
28	1	70-75	244.13	250.78	3.1033	11.28	9.51	2.59	0.80	2.52	2.12		99	
28	1	102-104	244.43	251.08	3.1068	8.98	9.50	2.36	0.85	2.63	2.78		115	
28	1	120	244.60	251.25	3.1088	10.80	10.59			2.45	2.40		105	
28	2	70-75	245.62	252.27	3.1207	21.22	20.07	13.66	1.73	2.52	2.38		105	
28	2	102-104	245.93	252.58	3.1243	22.52	21.88	12.03	1.53	2.62	2.55		110	
28	2	120	246.10	252.75	3.1263	29.10	26.78			2.42	2.23		101	
28	3	37	246.71	253.37	3.1336	25.70	23.79			3.43	3.18		127	
28	3	70-75	247.07	253.72	3.1377	31.31	29.08	12.41	1.20	2.60	2.41		106	
28	3	102-104	247.37	254.02	3.1396	26.55	49.47	15.98	4.36	3.35	6.24		191	
28	3	115	247.49	254.14	3.1404	34.20	51.09			2.72	4.06		148	
28	4	43	248.27	254.93	3.1455	23.90	41.36			2.77	4.79		162	
28	4	70-75	248.57	255.22	3.1474	12.24	22.24			2.51	4.56		157	
28	4	102-104	248.87	255.52	3.1494	17.81	32.91	5.54	2.07	3.55	6.56		198	
28	4	120	249.04	255.69	3.1505	14.00	23.93			3.32	5.68		181	
28	5	37	249.71	256.37	3.1549	2.20	4.01			3.75	6.83		203	
28	5	70-75	250.07	256.72	3.1572	4.34	8.15			3.11	5.84		183	
28	5	100-102	250.35	257.00	3.1590	10.42	19.74	5.28	1.97	3.53	6.69		200	
28	5	110	250.44	257.18	3.1596	16.30	30.43			3.44	6.42		195	
28	5	118	250.52	257.17	3.1601	19.30	35.67			3.16	5.84		183	
28	6	67-71	251.30	257.95	3.1652	28.77	50.07			2.56	4.45		155	
28	6	92	251.51	258.16	3.1665	33.10	56.07			2.70	4.57		158	
28	6	102-104	251.62	258.27	3.1673	20.81	41.02			2.57	5.07		166	
28	7	30	251.96	258.61	3.1695	35.10	61.08			2.51	4.37		153	
28	7	37	252.03	258.69	3.1700	27.50	48.14			3.49	6.11		190	
29	1	25-27	253.16	259.81	3.1773	13.72	25.99	3.79	1.07	2.35	4.45		153	
29	2	32	253.56	260.22	3.1802	7.30	12.76			3.24	5.66		180	
29	2	74-78	254.00	260.65	3.1832	15.15	26.70			1.83	3.23		125	
29	2	97	254.16	260.81	3.1844	14.20	26.63			2.26	4.24		148	
29	2	102-104	254.22	260.87	3.1848	13.16	25.98	4.91	2.56	2.17	4.28		148	
29	2	124	254.38	261.03	3.1859	10.30	17.72			1.98	3.41		129	
29	3	38	254.97	261.63	3.1902	7.40	13.73			2.73	5.06		166	
29	3	72-76	255.26	261.91	3.1922	20.16	38.66			1.89	3.62		133	
29	3	102-104	255.57	262.22	3.1944	27.06	53.80	9.74	1.63	1.82	3.62		133	
29	3	106	255.60	262.25	3.1946	9.70	16.96			1.64	2.87		116	
29	4	39	256.13	262.79	3.1985	33.40	55.22			1.97	3.26		126	
29	4	72-76	256.48	263.13	3.2009	30.50	48.60	9.63	1.02	1.43	2.28		101	
29	4	101	256.75	263.40	3.2028	37.30	72.05			1.64	3.17		122	
29	4	102-104	256.77	263.42	3.2029	33.61	66.35	11.41	1.96	1.75	3.45		129	
29	5	56	257.80	264.46	3.2091	24.30	65.99			1.86	5.05		164	
29	5	72-76	257.98	264.63	3.2099	17.90	48.20	2.97	1.92	1.67	4.50		152	
29	5	102-104	258.27	264.92	3.2113	20.51	59.41	5.06	3.12	1.84	5.33		169	
29	6	56	259.01	265.66	3.2149	42.60	110.37			1.15	2.98		117	
29	6	72-76	259.15	265.80	3.2156	39.65	92.21			1.51	3.51		132	
29	6	102-104	259.48	266.13	3.2172	27.84	78.94	6.74	3.05	2.17	6.15		185	
29	7	44	260.14	266.79	3.2205	6.80	19.14			3.35	9.43		244	
29	7	72-76	260.44	267.09	3.2219	21.02	59.18			1.55	4.36		149	
29	7	102-104	260.73	267.38	3.2234	18.60	53.12	2.14	1.78	1.71	4.88		160	
29	8	26	261.40	268.06	3.2310	8.80	11.63			2.26	2.99		118	
29	8	44	261.58	268.24	3.2330	6.80	9.12			2.68	3.60		133	
29	8	46-48	261.61	268.26	3.2332	4.19	5.62			2.44	3.28		125	
29	CC	6-10	261.70	268.35	3.2342	13.71	15.01			2.14	2.34		103	
30	1	50	262.90	269.55	3.2476	10.50	12.52			1.76	2.10		95	
30	1	68-72	263.10	269.75	3.2499	15.81	18.43			1.92	2.24		99	
30	1	102-104	263.39	270.04	3.2531	30.96	40.50	5.44	0.58	2.09	2.73		111	
30	3	54	264.48	271.13	3.2643	17.60	35.31			2.06	4.13		130	
30	3	70-74	264.66	271.31	3.2657	13.75	27.38			1.92	3.82		124	
30	3	102-104	264.97	271.62	3.2682	28.07	60.16	9.51	3.02	2.58	5.53		156	
30	4	49	265.85	272.50	3.2751	28.80	52.09			2.36	4.27		134	
30	4	70-74	265.98	272.63	3.2761	17.03	32.36	6.62	2.50	2.38	4.52		138	
30	4	102-104	266.39	273.04	3.2793	29.31	61.93	5.59	1.65	2.86	6.04		165	
30	5	48	267.00	273.66	3.2842	25.50	51.05			2.42	4.84		144	
30	5	70-74	267.24	273.89	3.2860	14.83	29.08			2.45	4.80		143	
30	5	102-104	267.55	274.20	3.2885	15.58	32.21	3.13	1.51	3.16	6.53		174	
30	5	119	267.71	274.36	3.2897	22.50	41.72			2.94	5.45		157	
30	6	70-74	268.60	275.25	3.2987	17.13	34.28			1.93	3.86		93	
30	6	87	268.75	275.41	3.3007	27.30	55.35			3.18	6.45		130	
30	6	102-104	268.91	275.56	3.3026	23.58	48.39	5.68	1.72	2.76	5.66		119	
31	1	70-74	272.59	279.24	3.3371	24.52	43.98	7.78	1.30	2.61	4.68		159	
31	1	102-104	272.87	279.52	3.3390	23.22	45.53	6.86	0.98	2.59	5.08		166	
31	1	119	273.03	279.69	3.3401	30.40	58.87			2.30	4.45		153	
31	2	70-74	274.04	280.69	3.3468	26.00	35.28			1.98	2.69		112	
31	2	102-104	274.37	281.02	3.3497	26.11	34.83	4.20	0.51	2.30	3.07		122	
31	2	121	274.55	281.20	3.3512	34.20	44.84			1.83	2.40		105	
31	3	40	275.12	281.78	3.3562	18.80	25.71			3.52	4.81		163	
31	3	54	275.26	281.91	3.3574	21.60	29.81			3.28	4.53		157	
31	3	63-67	275.37	282.02	3.3583	15.21	22.74			3.59	5.37		173	
31	3	72-74	275.47	282.12	3.3592	15.26	24.57	4.23	1.42	3.89	6.26		190	
31	CC	16-20	275.72	282.37	3.3614	19.30	28.63	3.04	0.58	3.24	4.81		162	
32	1	80	281.20	287.86	3.4090	45.20	69.74			0.83	1.28		69	
32	1	68-72	282.10	288.75	3.4194	14.91	14.90	1.43	0.31					
32	1	94-96	282.35	289.00	3.4228	21.60	20.46	1.58	0.19	2.39	2.26		101	
32	CC	18-22	282.57	289.22	3.4257	11.90	12.33							

Tab. A-4: Biogene Sedimentanteile, Akkumulationsraten und Paläoproductivität bei Site 658 (Fortsetzung).

Site 658		Original		Composite		CaCO ₃		Biogenopal		TOC		MDC		P exp
Core-Section,	Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	Gew. %	AR.	gC/m ² *y	
33	1	40	291.30	297.96	3.5438	9.80	9.59			2.44	2.39		184	
33	1	70-74	291.62	298.27	3.5480	24.60	24.03	6.10	0.59	1.55	1.51		77	
33	1	102-104	291.93	298.58	3.5522	25.36	25.15	2.17	0.25	1.55	1.54		78	
33	1	120	292.10	298.75	3.5541	27.90	28.93			1.45	1.50		77	
33	2	70-74	293.12	299.77	3.5661	29.40	33.49	2.93	0.39	1.34	1.53		77	
33	2	102-104	293.38	300.03	3.5692	29.73	37.40	3.44	0.34	1.53	1.92		89	
33	2	109	293.44	300.10	3.5700	32.80	41.12			1.21	1.52		76	
33	3	43	294.08	300.74	3.5775	22.40	27.22			2.21	2.69		111	
33	3	70-74	294.37	301.02	3.5808	19.30	23.13	2.06	0.90	1.87	2.24		99	
33	3	77	294.43	301.08	3.5815	11.50	13.20			1.74	2.00		92	
33	3	102-104	294.68	301.33	3.5845	7.99	9.17			1.83	2.10		95	
33	3	135	294.86	301.52	3.5867	6.00	6.64			2.23	2.47		106	
33	4	50	295.36	302.01	3.5925	23.90	23.97			1.62	1.62		82	
33	4	70-74	295.55	302.20	3.5947	28.91	31.95			1.50	1.66		82	
33	4	102-104	295.86	302.51	3.5984	36.61	42.32	4.77	0.50	1.38	1.60		80	
33	CC	10-14	296.55	303.20	3.6065			5.56	0.60					

Tab. B-1: Sauerstoff und Kohlenstoffisotopendaten von Site 659

SITE 659			Original	Composite	Alter	C. wuellerstorfi G. inflata			
Core-Section,	Interval	Tiefe	Depth	(Ma)		18-0	13-C	18-0	13-C
		(m)	(m)		(‰ PDB)	(‰ PDB)	(‰ PDB)	(‰ PDB)	
B	1 1	9-12	0.11	0.11	0.0020	2.27	0.83		
B	1 1	20-24	0.22	0.22	0.0039	2.52	1.14		
B	1 1	30-34	0.32	0.32	0.0057	2.59	1.04		
B	1 1	14	0.14	0.47	0.0084	2.59	1.04	0.68	0.11
B	1 1	53-57	0.55	0.55	0.0098	2.56	0.87		
B	1 1	71-75	0.73	0.73	0.0129	2.83	0.47		
B	1 1	70-75	0.73	1.03	0.0180	4.18	0.11	1.93	0.10
B	1 1	92-94	0.93	1.05	0.0183	4.41	0.16	2.78	0.46
B	1 1	110-114	1.12	1.12	0.0198	4.33	0.26		
B	1 1	102-105	1.04	1.32	0.0239	4.29	0.40	2.05	0.23
C	1 1	141	1.41	1.45	0.0266	4.13	0.49	1.69	0.19
C	1 1	130-132	1.31	1.59	0.0295	3.66	0.61	1.47	0.17
C	1 1	141-143	1.42	1.67	0.0328	3.90	0.61		
C	1 2	9-11	1.60	1.84	0.0397	3.71	0.83		
C	1 2	14	1.64	1.88	0.0413	3.74	0.66	1.78	0.32
B	1 2	60-62	2.11	2.11	0.0507	3.79	0.81	1.66	0.29
C	1 2	62	2.12	2.16	0.0528	3.78	0.46	1.51	0.12
B	1 2	70-75	2.23	2.43	0.0638	3.71	0.03	2.01	0.39
C	1 2	92-94	2.43	2.46	0.0650	4.12	0.31	2.51	0.70
C	1 2	102-105	2.54	2.72	0.0753	3.51	0.64	0.95	0.54
C	1 2	141	2.91	2.92	0.0833	3.28	0.77	0.97	0.05
C	1 2	130-132	2.81	2.94	0.0841	3.61	0.59	1.22	0.36
C	1 3	14	3.14	3.21	0.0949	3.21	0.91	1.08	0.16
B	1 3	60-62	3.61	3.61	0.1089			1.58	0.65
C	1 3	62	3.62	3.65	0.1100	3.23	0.56	1.51	0.45
C	1 3	70-75	3.73	3.85	0.1156	3.61	0.59	0.90	0.21
C	1 3	92-94	3.93	3.93	0.1179	2.58	0.94	0.43	0.11
C	1 3	102-105	4.04	4.14	0.1238	2.15	0.68	0.41	-0.42
C	1 3	141	4.41	4.41	0.1351	4.35	0.27	1.70	-0.40
C	1 3	130-132	4.31	4.42	0.1353	4.32	0.18	1.82	-0.18
C	1 4	14	4.64	4.70	0.1417	4.16	-0.18	2.06	-0.12
C	1 4	62	5.12	5.12	0.1512	4.04	-0.07	2.10	-0.19
B	1 4	60-62	5.11	5.18	0.1526	4.43	0.19	2.22	0.09
C	1 4	70-75	5.23	5.26	0.1561	4.14	-0.06	1.28	-0.51
C	1 4	92-94	5.43	5.43	0.1635	4.13	0.25	1.99	0.21
C	1 4	102-104	5.54	5.54	0.1683	3.89	0.35	1.76	-0.07
C	1 4	130-132	5.81	5.81	0.1801	3.86	0.01	1.80	-0.17
C	1 4	141	5.91	5.91	0.1845	3.80	-0.01	1.78	0.09
C	1 5	14	6.14	6.14	0.1946	3.31	0.71	0.84	-0.12
C	1 5	62	6.62	6.62	0.2155	2.77	0.78	1.19	0.30
C	1 5	70-75	6.73	6.73	0.2180	2.92	0.83	1.04	0.08
C	1 5	92-94	6.93	6.93	0.2224	3.56	-0.32	2.38	0.11
C	1 5	102-104	7.04	7.04	0.2249	4.08	0.13	2.34	0.27
C	1 5	130-132	7.31	7.31	0.2341	3.76	0.34	1.88	0.25
C	1 5	141	7.41	7.41	0.2375	2.99	0.29	1.28	0.29
C	1 6	5-9	7.57	7.57	0.2424	3.00	0.45		
C	1 6	21-25	7.73	7.73	0.2467	3.72	0.33		
C	1 6	34-38	7.86	7.86	0.2502	3.93	0.41		
C	1 6	46-49	7.98	7.98	0.2534	4.03	0.18		
C	1 6	62	8.12	8.12	0.2589	3.77	0.24	1.73	-0.21
C	1 6	73-76	8.25	8.25	0.2640	4.16	0.17		
C	1 6	83-85	8.34	8.34	0.2675	3.98	-0.06	1.81	-0.09
C	1 6	101-105	8.53	8.53	0.2744	3.97	-0.29		
C	1 6	116-120	8.68	8.68	0.2798	3.79	-0.06		
C	1 6	141	8.91	8.91	0.2882	3.46	0.46	1.63	0.44
C	1 7	23	9.23	9.23	0.2959	3.71	0.12	1.85	0.44
C	1 7	35-37	9.36	9.36	0.2990	3.97	0.39	2.07	0.72
C	2 1	20	8.00	9.55	0.3051	3.71	0.40	2.16	0.69
C	2 1	70-75	8.53	10.08	0.3220	3.40	0.29	1.48	0.31
C	2 1	40	9.90	10.18	0.3252	3.54	0.17	1.99	0.09
C	2 1	100-102	8.81	10.36	0.3310	2.94	0.70	1.31	0.49
C	2 1	110-112	8.91	10.46	0.3328	2.65	0.29	0.88	0.27
C	2 1	130-132	9.11	10.66	0.3365	3.18	-0.22	0.99	0.08
C	2 1	92-94	10.43	10.91	0.3410	3.89	-0.28	2.31	-0.19
C	2 2	14	9.44	10.99	0.3425	4.21	-0.21	2.22	0.04
C	2 2	141	10.91	11.36	0.3488	3.85	0.08	1.82	-0.02
C	2 2	70-75	10.03	11.58	0.3525	4.15	-0.10	2.30	0.14
C	2 2	40	11.40	11.81	0.3564	4.08	-0.17	2.31	0.67
C	2 2	100-102	10.31	11.86	0.3573	3.97	0.11	2.37	0.52
C	2 2	130-132	10.61	12.16	0.3624	3.71	0.55	1.93	0.68
C	2 2	92-94	11.93	12.40	0.3665	3.82	0.71	1.76	0.71
C	2 3	14	10.94	12.49	0.3680	3.29	0.43	1.34	0.25
C	2 2	113-115	12.14	12.64	0.3741	3.50	0.70		
C	2 2	126-130	12.28	12.78	0.3798	3.35	0.44		
C	2 2	141	12.41	12.91	0.3851	3.21	0.37	1.45	0.57
C	2 3	70-75	11.53	13.10	0.3928	3.02	0.97	1.19	0.87
C	2 3	100-102	11.81	13.39	0.4046	2.70	0.74	1.50	0.59
C	2 3	40	12.90	13.40	0.4050	2.70	0.92	1.46	0.36
C	2 3	130-132	12.11	13.70	0.4150	3.23	0.42	1.45	-0.02
C	2 3	92-94	13.43	13.93	0.4227	4.24	-0.50	2.01	-0.12
C	2 4	14	12.44	14.06	0.4270	3.92	0.04	2.13	0.10
C	2 3	111-115	13.63	14.13	0.4293	4.54	-0.33		

Die Probenbezeichnung "B" und "C" in Spalte 1 kennzeichnet Bohrung B und C, Proben ohne Präfix stammen aus Bohrung A

Tab. B-1: Sauerstoff und Kohlenstoffisotopendaten von Site 659 (Fortsetzung)

SITE 659			Original	Composite	Alter (Ma)	C. wuellerstorfi G. inflata			
Core-Section, Interval	Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)		18-D (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)
C	2 3	125-128	13.77	14.27	0.4340	4.57	-0.09		
C	2 3	141	13.91	14.41	0.4385	4.41	-0.39	1.96	0.01
C	2 4	70-75	13.03	14.79	0.4506	4.37	0.05	2.14	0.27
C	2 4	40	14.40	14.90	0.4541	4.17	0.92	1.92	0.10
C	2 4	100-102	13.31	15.11	0.4608	4.13	-0.24	2.48	0.24
C	2 4	92-94	14.93	15.43	0.4710	4.28	0.38	1.64	0.39
C	2 4	130-132	13.61	15.44	0.4712	4.03	0.08	2.06	0.41
C	2 5	14	13.94	15.84	0.4795	3.77	0.49	2.22	0.67
C	2 4	135-138	15.37	15.87	0.4802	3.68	0.61		
C	2 4	141	15.41	15.91	0.4810	3.28	0.57	0.96	0.31
C	2 5	25-27	14.06	15.95	0.4822	3.31	0.51		
C	2 5	38-40	14.19	16.06	0.4855	3.48	0.59		
C	2 5	40	15.90	16.40	0.4957	3.31	1.10	1.47	0.92
C	2 5	80-82	14.61	16.61	0.5020	3.06	1.08	0.97	0.89
C	2 5	72-76	16.24	16.74	0.5045	3.25	1.08		
C	2 5	82-86	16.34	16.84	0.5064	3.28	0.98		
C	2 5	92-94	16.43	16.93	0.5082	3.47	1.13	1.03	1.43
C	2 5	116-119	16.68	17.18	0.5130	3.55	0.80		
C	2 5	126-129	16.78	17.28	0.5170	3.54	1.15		
C	2 5	141	16.91	17.41	0.5222	3.54	0.97	0.93	0.62
C	2 6	4-8	17.06	17.56	0.5282	3.34	1.07		
C	2 6	14-18	17.16	17.66	0.5322	3.22	0.83		
C	2 6	40	17.40	17.90	0.5418	3.55	0.78	1.51	0.34
C	2 6	51-56	17.54	18.04	0.5474	3.81	0.26		
C	2 6	78-82	17.80	18.30	0.5578	4.04	0.35		
C	2 6	92-94	17.93	18.43	0.5630	4.18	0.38	2.05	0.69
C	2 6	104-108	18.06	18.56	0.5660	3.83	0.26		
C	2 6	121-124	18.23	18.73	0.5699	3.67	0.48		
C	2 6	141	18.41	18.91	0.5740	3.28	0.42	1.22	0.29
C	3 1	5-7	17.36	19.36	0.5905	3.86	0.31		
C	3 1	20-22	17.51	19.51	0.5960	3.16	0.41		
C			17.51	19.51	0.5960	3.05	0.49		
C			17.51	19.51	0.5960	3.26	0.34		
C			17.51	19.51	0.5960	3.16	0.41		
C	3 1	35-37	17.66	19.66	0.6009	3.81	0.39		
C	3 1	50-52	17.81	19.81	0.6057	3.59	0.31		
C	3 1	70-75	18.03	20.03	0.6108	3.71	0.57	1.19	0.42
C	3 1	102-104	18.33	20.33	0.6170	3.06	0.74	1.42	0.44
C	3 1	130-132	18.61	20.61	0.6243	3.40	0.39	1.77	-0.26
C	3 2	14	18.94	20.94	0.6330	4.42	0.01	2.41	-0.08
C	3 2	70-75	19.53	21.53	0.6468	4.27	-0.10	1.99	-0.22
C	3 2	88-90	19.69	21.69	0.6505	4.01	-0.37		
C	3 2	102-104	19.83	21.83	0.6538	3.84	0.15	2.25	0.14
C	3 2	115-117	19.96	21.96	0.6568	3.62	0.39		
C	3 2	130-132	20.11	22.11	0.6603	3.49	0.42	1.84	0.31
C	3 3	14	20.44	22.44	0.6680	2.98	0.82	1.17	0.34
C	3 3	46-48	20.77	22.77	0.6842	3.21	0.52		
C	3 3	70-75	21.03	23.03	0.6970	4.20	0.15	2.19	0.30
C	3 3	88-89	21.19	23.19	0.7022	3.69	0.35		
C	3 3	102-104	21.33	23.33	0.7068	3.31	0.70	1.33	0.46
C	3 3	115-117	21.46	23.46	0.7110	3.26	0.32		
C	3 3	130-132	21.61	23.61	0.7141	3.61	0.43	1.21	-0.18
C	3 4	5-7	21.86	23.86	0.7193	4.02	-0.07		
C	3 4	12-16	21.94	23.94	0.7210	4.11	0.08		
C	3 4	21-23	22.02	24.02	0.7219	3.83	0.10		
C	3 4	50-52	22.31	24.31	0.7252	3.50	0.39		
C	3 4	70-75	22.53	24.53	0.7276	3.38	0.52	1.76	0.58
C	3 4	88-90	22.69	24.69	0.7294	3.07	0.74		
C	3 4	102-104	22.83	24.83	0.7310	2.63	0.26	1.61	-0.02
C	3 4	115-117	22.96	24.96	0.7366	3.50	-0.47		
C	3 4	130-132	23.11	25.11	0.7430	4.02	-0.58	2.19	-0.36
C	3 5	11-13	23.42	25.42	0.7500	3.80	0.16		
C	3 5	12-16	23.44	25.44	0.7590	3.86	0.09		
C	3 5	26-28	23.57	25.57	0.7653	3.36	0.40		
C	3 5	41-49	23.75	25.75	0.7740	3.28	0.44		
C	3 5	70-75	24.03	26.03	0.7788	3.48	0.59	1.29	0.24
C	3 5	102-104	24.33	26.33	0.7840	3.03	0.12	1.71	0.42
C	3 5	130-132	24.61	26.61	0.7914	3.23	0.52	1.99	0.66
C	3 6	12-16	24.94	26.94	0.8001	3.71	0.01		
C	3 6	74-79	25.47	27.47	0.8140	4.10	-0.15	2.01	-0.14
C	3 6	102-104	25.73	27.73	0.8222	3.64	-0.07	2.32	0.06
C	3 6	130-132	25.99	27.99	0.8303	3.55	0.38	1.47	-0.09
C	4 1	12-16	26.94	28.94	0.8601	3.10	0.28		
C	4 1	70-74	27.52	29.52	0.8783	3.59	-0.15	1.61	-0.17
C	4 1	102-104	27.81	29.81	0.8874	3.24	0.53	1.68	0.46
C	4 1	130-132	28.11	30.11	0.8968	3.34	0.22	1.51	0.17
C	4 2	12-16	28.42	30.42	0.9065	3.61	0.55		
C	4 2	70-74	29.00	31.00	0.9223	3.77	0.59	1.56	0.58
C	4 2	102-104	29.29	31.29	0.9299	3.34	0.67	1.77	0.83
C	4 2	130-132	29.59	31.59	0.9378	3.25	0.56	1.20	0.52
C	4 3	12-16	29.92	31.92	0.9464	3.13	0.65		
C	4 3	70-74	30.50	32.50	0.9616	3.72	-0.10	1.88	0.45
C	4 3	102-104	30.81	32.81	0.9698	3.07	0.54	1.50	0.38
C	4 3	130-132	31.07	33.07	0.9766	2.61	0.75	0.92	0.33
C	4 4	12-16	31.42	33.42	0.9875	3.17	0.85		

Tab. B-1: Sauerstoff und Kohlenstoffisotopendaten von Site 659 (Fortsetzung)

SITE 659		Original Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	C. wuellerstorfi		G. sacculifer	
Core-Section, Interval	18-O (‰ PDB)				13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	
	4 4	78-80	32.07	34.12	1.0115	3.28	0.74	
B	4 4	4-6	30.15	34.25	1.0159	4.03	0.08	
B	4 4	92-94	31.04	35.14	1.0463	3.21	0.62	
B	4 4	140-142	31.52	35.62	1.0628	2.96	0.80	
B	4 5	40-42	32.01	36.11	1.0795	3.30	0.56	
B	4 5	81-84	32.43	36.53	1.0939	4.05	0.34	
B	4 5	92-94	32.51	36.61	1.0966	3.93	0.09	
B	4 5	140-142	33.01	37.11	1.1137	2.88	0.63	
	5 1	12-16	36.44	37.54	1.1284	3.56	-0.01	
B	4 6	40-42	33.51	37.61	1.1308	3.86	0.03	
B	4 6	92-94	34.03	38.13	1.1486	3.28	0.72	
	5 1	102-104	37.33	38.58	1.1640	3.24	0.60	
B	4 6	140-142	34.51	38.78	1.1708	3.67	0.12	
	5 1	130-132	37.61	38.86	1.1735	3.54	0.51	
	5 2	12-16	37.94	39.19	1.1848	3.67	0.06	
	5 2	102-104	38.83	40.08	1.2153	3.10	0.82	
	5 2	130-132	39.11	40.36	1.2248	3.61	0.48	
	5 3	12-16	39.44	40.69	1.2361	3.64	0.32	
B	5 1	90-92	36.01	41.06	1.2488	3.22	0.78	
	5 3	102-104	40.33	41.58	1.2665	3.35	0.84	
	5 3	130-132	40.61	41.86	1.2761	3.66	0.37	
	5 4	12-16	40.94	42.19	1.2874	2.79	0.60	
	5 4	102-104	41.83	43.08	1.3178	2.68	0.85	
	5 4	130-132	42.11	43.36	1.3274	3.70	0.31	
	5 5	12-16	42.44	43.69	1.3387	3.77	0.46	
	5 5	102-104	43.33	44.58	1.3691	3.19	0.37	
	5 5	130-132	43.61	44.86	1.3787	3.98	0.14	
	5 6	12-16	43.94	45.19	1.3900	3.22	0.73	
	5 6	84-86	44.65	45.75	1.4091	3.19	0.72	
	5 6	90-92	44.71	45.82	1.4115	3.51	0.75	
B	5 5	40-42	41.51	46.27	1.4269	3.24	0.53	
B	5 5	92-94	42.03	46.79	1.4447	3.02	0.93	
B	5 5	140-142	42.5	47.26	1.4608	3.30	0.56	
B	5 6	40-42	43.01	47.77	1.4782	3.78	0.61	
B	5 6	82-84	43.43	48.19	1.4926	3.75	0.50	
B	5 6	90-92	43.51	48.27	1.4953	3.74	0.62	
B	6 1	40-42	45.01	49.77	1.5466	3.13	0.78	
B	6 1	92-94	45.53	50.29	1.5644	3.48	0.47	
B	6 1	140-142	46.01	50.77	1.5808	3.59	0.45	
B	6 2	40-42	46.51	51.27	1.5979	3.92	0.33	
B	6 2	92-94	47.03	51.79	1.6157	2.98	0.77	
B	6 2	140-142	47.51	52.27	1.6321	2.97	0.79	
B	6 3	40-42	48.01	52.77	1.6500	3.71	-0.06	
B	6 3	92-94	48.53	53.29	1.6698	3.10	0.82	
B	6 3	140-142	49.01	53.77	1.6880	3.04	0.71	
B	6 4	40-42	49.51	54.27	1.7071	3.61	0.57	
B	6 4	92-94	50.03	54.79	1.7268	3.11	0.38	
B	6 4	137-139	50.48	55.24	1.7440	3.03	0.84	
B	6 5	40-42	51.01	55.77	1.7641	3.04	0.40	
B	6 5	92-94	51.53	56.29	1.7839	3.46	0.34	
B	6 5	140-142	52.01	56.77	1.8022	3.18	0.74	
B	6 6	40-42	52.51	57.27	1.8201	3.18	0.43	
B	6 6	92-94	53.03	57.79	1.8345	3.25	0.46	
	7 1	12-16	55.44	58.20	1.8460	2.85	0.90	
B	6 6	140-142	53.51	58.27	1.8479	2.89	0.93	
	7 1	102-104	56.33	59.09	1.8707	3.02	0.47	
	7 1	130-132	56.61	59.37	1.8785	2.88	0.80	
	7 2	12-16	56.92	59.68	1.8886	2.75	0.69	
	7 2	23-26	57.03	59.79	1.8927	2.97	0.55	
	7 2	42-45	57.22	59.98	1.8998	3.19	0.84	
B	7 1	60-62	54.71	60.02	1.9013	3.02	0.78	
	7 2	64-67	57.44	60.20	1.9080	3.34	0.76	
	7 2	81-84	57.61	60.37	1.9144	3.12	0.62	
	7 2	92-95	57.72	60.48	1.9186	3.05	0.60	
	7 2	102-104	57.81	60.57	1.9220	2.88	0.28	
	7 2	114-118	57.94	60.70	1.9275	3.68	0.19	
	7 2	130-132	58.09	60.85	1.9338	3.79	0.41	
	7 2	146-149	58.26	61.02	1.9410	3.98	0.01	
	7 3	12-16	58.42	61.18	1.9514	3.60	0.04	
	7 3	25-27	58.54	61.30	1.9591	3.31	0.44	
	7 3	51-54	58.81	61.57	1.9766	3.23	0.15	
B	7 2	60-62	56.21	61.68	1.9837	3.20	0.37	
	7 3	64-67	58.94	61.70	1.9850	3.26	0.57	
	7 3	76-80	59.06	61.82	1.9887	3.11	0.54	
	7 3	102-104	59.31	62.07	1.9964	2.98	-0.03	
	7 3	116-119	59.46	62.22	2.0010	3.34	0.41	
	7 3	130-132	59.59	62.35	2.0044	3.17	0.50	
	7 3	145-148	59.75	62.51	2.0086	2.83	0.54	
	7 4	12-16	59.92	62.68	2.0130	2.71	0.44	
	7 4	25-29	60.05	62.81	2.0166	2.67	0.19	
	7 4	43-47	60.23	62.99	2.0215	3.28	0.30	
B	7 3	60-62	57.71	63.19	2.0270	3.96	-0.16	
	7 4	82-85	60.62	63.38	2.0320	3.65	-0.07	
	7 4	115-118	60.95	63.71	2.0408	3.11	0.72	
	7 4	130-132	61.09	63.85	2.0445	2.96	0.68	
	7 4	146-149	61.26	64.02	2.0490	2.91	0.68	
	7 5	12-16	61.42	64.18	2.0523	3.04	0.61	

Tab. B-1: Sauerstoff und Kohlenstoffisotopendaten von Site 659 (Fortsetzung)

SITE 659			Original	Composite	Alter (Ma)	C. wuellerstorfi G. sacculifer			
Core-Section, Interval		Tiefe (m)	Depth (m)	18-O (‰ PDB)		13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	
	7 5	31-34	61.61	64.37	2.0562	3.11	0.47		
	7 5	45-49	61.75	64.51	2.0591	3.41	0.36		
	7 5	74-78	62.04	64.80	2.0683	3.19	0.50		
	7 5	92-95	62.22	64.98	2.0739	3.02	0.39		
	7 5	102-104	62.31	65.07	2.0768	2.79	0.23		
	7 5	116-119	62.46	65.22	2.0815	3.03	0.44		
	7 5	130-132	62.59	65.35	2.0856	2.92	0.51		
	7 5	146-149	62.76	65.52	2.0910	2.81	0.54		
	7 6	12-16	62.92	65.68	2.0962	2.82	0.32		
	7 6	23-27	63.03	65.79	2.0998	3.08	0.24		
	7 6	35-39	63.15	65.91	2.1038	3.41	0.43		
B	7 5	60-62	60.71	66.28	2.1183	3.33	0.30		
	7 6	76-79	63.56	66.32	2.1201	3.00	0.39		
	7 6	102-104	63.81	66.57	2.1316	2.53	0.68		
	7 6	115-119	63.95	66.71	2.1380	2.66	0.71		
	7 6	130-132	64.09	66.85	2.1421	2.71	0.58		
	7 6	143-146	64.23	66.97	2.1456	2.95	0.54		
	7 7	7-11	64.37	67.06	2.1482	3.13	0.51		
	7 7	12-16	64.42	67.11	2.1497	3.17	0.50		
	7 7	32-34	64.61	67.27	2.1551	3.42	0.26		
	7 7	38-40	64.67	67.29	2.1559	3.28	0.29		
B	7 6	60-62	62.21	67.83	2.1770	2.77	0.49	-0.24	1.88
	8 1	2-6	64.84	68.25	2.1895	3.31	0.48		
B	7 7	23-25	63.34	69.05	2.2133	3.03	0.33		
	8 1	32-35	65.14	69.06	2.2136	3.26	0.34		
	8 1	40-44	65.22	69.14	2.2159	3.15	0.17		
	8 1	45-49	65.27	69.19	2.2174	3.01	0.25		
	8 1	57-61	65.39	69.31	2.2210	2.23	0.33		
	8 1	75-79	65.57	69.49	2.2280	2.82	0.61		
	8 1	88-92	65.70	69.62	2.2330	3.10	0.56		
	8 1	102-104	65.83	69.75	2.2380	3.43	0.66		
	8 1	115-117	65.96	69.88	2.2415	3.21	0.26		
	8 2	22-26	66.26	70.18	2.2497	3.16	0.64		
	8 2	33-37	66.37	70.29	2.2527	2.87	0.71		
	8 2	40-44	66.44	70.36	2.2546	2.85	0.85		
B	8 1	60-62	64.21	70.76	2.2656	2.37	0.68	-0.51	2.09
	8 2	102-104	67.05	70.97	2.2714	3.26	0.67	-0.20	1.47
	8 2	115-117	67.18	71.10	2.2750	3.34	0.41	-0.36	2.11
	8 2	131-135	67.35	71.27	2.2828	2.39	0.30		
	8 2	143-145	67.46	71.38	2.2879	2.80	0.70		
	8 3	25-29	67.79	71.71	2.3031	2.83	0.40		
	8 3	38-41	67.92	71.84	2.3070	3.04	0.50		
	8 3	40-44	67.94	71.86	2.3076	3.26	0.59	-0.25	1.63
B	8 2	60-62	65.71	72.17	2.3170	3.18	0.52	-0.30	1.34
	8 3	83-87	68.37	72.29	2.3204	3.88	0.32		
	8 3	102-104	68.55	72.47	2.3254	3.65	0.25	-0.19	1.94
	8 3	115-117	68.68	72.60	2.3291	2.78	0.70		
	8 3	131-134	68.85	72.77	2.3338	2.83	0.77		
	8 4	24-27	69.28	73.20	2.3457	2.85	0.67		
	8 4	38-43	69.43	73.35	2.3498	2.98	0.54		
	8 4	40-44	69.44	73.36	2.3500	3.15	0.48	-0.14	1.51
B	8 3	60-62	67.21	73.59	2.3563	2.88	0.53	-0.11	1.59
	8 4	84-87	69.88	73.80	2.3620	3.75	0.50		
	8 4	102-104	70.05	73.97	2.3733	2.96	0.65	-0.18	1.80
	8 4	115-117	70.18	74.10	2.3820	2.42	0.31	-0.31	1.66
	8 4	128-133	70.33	74.25	2.3875	2.95	0.55		
	8 4	143-147	70.47	74.39	2.3926	3.15	0.33		
	8 5	8-11	70.62	74.54	2.3981	3.75	0.10		
	8 5	25-29	70.79	74.71	2.4043	3.70	-0.02		
	8 5	37-41	70.91	74.83	2.4074	3.28	-0.02		
	8 5	40-44	70.94	74.86	2.4082	3.86	-0.20	-0.15	1.45
B	8 4	60-62	68.71	75.08	2.4139		0.09	0.09	1.40
	8 5	83-87	71.37	75.29	2.4193	2.72	0.64		
	8 5	102-104	71.55	75.47	2.4240	2.50	0.12	-0.64	1.71
	8 5	115-117	71.68	75.60	2.4283			-0.42	1.85
	8 5	134-137	71.88	75.80	2.4350	3.16	0.69		
	8 6	25-29	72.29	76.21	2.4481	3.07	0.57		
	8 6	40-44	72.44	76.36	2.4527	2.61	0.47	-0.40	1.71
	8 6	48-52	72.52	76.44	2.4551	2.88	0.56		
	8 6	75-77	72.78	76.70	2.4630	2.58	0.49	-0.48	1.91
	8 6	80-82	72.83	76.75	2.4655	2.58	0.61	-0.40	1.79
	8 CC	8-12	73.03	76.95	2.4756	2.82	0.63		
	9 1	3-7	74.35	77.89	2.5230	3.61	0.31		
B	8 6	60-62	71.71	78.04	2.5266	3.45	0.15		
	9 1	17-20	74.49	78.12	2.5286	3.16	0.51		
	9 1	30-34	74.62	78.35	2.5342	2.33	0.50		
	9 1	48-52	74.80	78.66	2.5417	2.57	0.71	-0.34	2.00
	9 1	61-65	74.93	78.88	2.5467	2.67	0.65		
	9 1	75-79	75.07	79.02	2.5497	2.73	0.45		
	9 1	91-95	75.23	79.18	2.5530	2.71	0.70		
	9 1	101-103	75.32	79.27	2.5549	2.87	0.64	-0.49	1.93
	9 1	114-118	75.46	79.41	2.5579	2.93	0.52		
	9 1	130-132	75.61	79.56	2.5610	3.15	0.43	-0.06	1.51
B	9 1	62-64	73.73	79.75	2.5650	3.41	0.30	-0.10	1.55
	9 2	12-16	75.94	79.89	2.5705	3.22	0.46	-0.13	1.86
	9 2	26-30	76.08	80.03	2.5760	3.08	0.25		
	9 2	50-54	76.32	80.27	2.5893	3.52	0.05		

Tab. B-1: Sauerstoff und Kohlenstoffisotopendaten von Site 659 (Fortsetzung)

SITE 659			Original	Composite	Alter (Ma)	C. wuellerstorfi		G. sacculifer	
Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Depth (m)	18-O (‰ PDB)		13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)
	9 2	71-75	76.53	80.48	2.6010	3.52	0.12		
	9 2	92-96	76.74	80.69	2.6064	3.29	0.41		
	9 2	101-103	76.82	80.77	2.6085	3.14	0.59	-0.07	2.23
	9 2	117-120	76.99	80.94	2.6129	2.84	0.66		
	9 2	130-132	77.11	81.06	2.6160	2.26	0.78	-0.62	1.62
B	9 2	62- 64	75.23	81.26	2.6252	2.62	0.44	-0.64	1.89
	9 3	12- 16	77.44	81.39	2.6312	2.61	0.66	-0.35	1.87
	9 3	26-30	77.58	81.53	2.6376	2.68	0.19		
	9 3	42-46	77.74	81.69	2.6450	2.88	0.34		
	9 3	66-70	77.98	81.93	2.6521	2.80	0.50		
	9 3	85-89	78.17	82.12	2.6578	2.73	0.63		
	9 3	101-103	78.32	82.27	2.6622	2.62	0.63	-0.73	1.85
	9 3	116-119	78.48	82.43	2.6670	2.56	0.64		
	9 3	130-132	78.61	82.56	2.6721			-0.33	1.78
	9 4	12- 16	78.94	82.89	2.6850	3.27	0.19	-0.20	1.62
	9 4	25-29	79.07	83.02	2.6891	3.14	0.19		
	9 4	36-40	79.18	83.13	2.6925	2.95	0.57		
	9 4	86-89	79.68	83.63	2.7082	2.72	0.48		
	9 4	101-103	79.82	83.77	2.7135	2.86	0.25	-0.36	2.01
	9 4	115-119	79.97	83.92	2.7191	2.91	0.58		
	9 4	130-132	80.11	84.06	2.7244	2.87	0.41	-0.27	1.96
	9 4	144-148	80.26	84.21	2.7300	2.98	0.61		
	9 5	12- 16	80.44	84.39	2.7361	2.72	0.73	-0.36	2.13
	9 5	24-28	80.56	84.51	2.7402	2.64	0.47		
	9 5	39-43	80.71	84.66	2.7454	2.72	0.43		
	9 5	72-76	81.04	84.99	2.7566	3.13	0.59		
	9 5	83-87	81.15	85.10	2.7604	3.05	0.48		
B	10 1	60- 62	78.81	85.19	2.7635	3.02	0.58	-0.32	2.07
	9 5	101-103	81.32	85.27	2.7662	2.79	0.67	-0.39	1.97
	9 5	115-118	81.47	85.42	2.7713	2.94	0.82		
	9 5	130-132	81.61	85.56	2.7761	3.08	0.37	-0.21	1.85
	9 5	144-148	81.76	85.71	2.7812	2.88	0.65		
	9 6	12- 16	81.94	85.89	2.7874	2.81	0.49	-0.63	1.94
	9 6	35-39	82.17	86.12	2.7952	3.26	0.46		
	9 6	50- 52	82.31	86.26	2.8000	3.15	0.83	-0.25	1.67
	9 6	60- 62	82.41	86.36	2.8034	3.27	0.81	-0.19	1.52
	9 6	61-65	82.43	86.38	2.8041	3.16	0.07		
B	10 2	53- 55	80.24	86.47	2.8072			-0.41	1.70
	9 CC	9-14	82.58	86.53	2.8092	3.02	0.40		
	10 1	3-6	83.85	87.80	2.8526	3.07	0.44		
	10 1	12- 16	83.94	87.89	2.8556	2.94	0.36	-0.44	1.15
	10 1	26-30	84.08	88.03	2.8604	2.93	-0.12		
	10 1	44-48	84.26	88.21	2.8666	2.67	0.81		
	10 1	61-65	84.43	88.38	2.8724	3.06	0.48		
	10 1	74-78	84.56	88.51	2.8768	2.81	0.23		
	10 1	90- 92	84.71	88.66	2.8819	2.58	0.31	-0.49	1.50
	10 1	104-107	84.86	88.81	2.8871	2.83	0.36		
B	10 4	60- 62	83.31	89.13	2.8980	2.66	0.42	-0.72	1.63
	10 1	140-142	85.21	89.16	2.8990	2.73	0.18	-0.59	1.10
	10 2	12- 16	85.41	89.36	2.9058	2.77	0.39	-0.45	1.85
	10 2	31-35	85.60	89.55	2.9123	2.65	0.50		
	10 2	64-68	85.93	89.88	2.9236	2.33	0.55		
	10 2	80- 82	86.08	90.03	2.9287	2.53	0.39	-0.64	1.93
	10 2	93-97	86.22	90.17	2.9335	2.37	0.40		
B	10 5	60- 62	84.81	90.43	2.9424	2.55	0.41	-0.57	1.90
	10 2	140-142	86.68	90.63	2.9492			-0.65	2.07
	10 3	2-6	86.81	90.76	2.9536	2.55	0.71		
	10 3	12- 16	86.91	90.86	2.9570	2.45	0.64	-0.78	2.02
	10 3	16-20	86.95	90.90	2.9584	2.62	0.83		
	10 3	29-33	87.08	91.03	2.9629	2.59	0.40		
	10 3	61-65	87.40	91.35	2.9738	2.87	0.45		
	10 3	74-77	87.53	91.48	2.9782	2.80	0.49		
	10 3	90- 92	87.68	91.63	2.9833	2.72	0.52	-0.54	1.54
	10 3	100-102	87.78	91.73	2.9868	2.84	0.53	-0.20	1.55
B	10 6	60- 62	86.31	91.79	2.9888	2.81	0.54	-0.31	1.74
	10 3	110-112	87.88	91.83	2.9902	2.75	0.18	-0.84	1.36
	10 3	140-142	88.18	92.13	3.0004	2.86	0.23	-0.95	1.40
	10 4	3-6	88.32	92.27	3.0052	2.13	0.50		
	10 4	12- 16	88.43	92.38	3.0089	2.42	0.72	-1.27	1.51
	10 4	32-35	88.61	92.56	3.0151	2.49	0.40		
	10 4	44-48	88.73	92.68	3.0192	2.45	0.58		
	10 4	72-75	89.01	92.96	3.0287	2.51	0.52		
	10 4	90- 92	89.18	93.13	3.0346	2.48	0.59	-0.73	1.96
B	11 1	60- 62	88.71	93.26	3.0390	2.52	0.61	-0.65	1.91
	10 4	119-123	89.48	93.43	3.0448	2.51	0.57		
	10 4	140-142	89.68	93.63	3.0516	2.48	0.33	-0.74	2.21
	10 5	2-6	89.81	93.76	3.0561	2.41	0.26		
	10 5	12- 16	89.91	93.86	3.0595	2.19	0.50	-0.48	2.03
	10 5	28-32	90.07	94.02	3.0649	2.34	0.68		
	10 5	44-48	90.23	94.18	3.0704	2.44	0.71		
	10 5	90- 92	90.68	94.63	3.0858	2.62	0.47	-0.57	1.78
B	11 2	60- 62	90.21	94.76	3.0902			-0.88	2.05
	10 5	122-125	91.01	94.96	3.0970	2.36	0.72		
	10 5	140-142	91.18	95.13	3.1028			-0.77	1.87
	10 6	3-6	91.31	95.26	3.1073	2.49	0.76		
	10 6	12- 16	91.41	95.36	3.1107	2.66	0.63	-0.58	2.12
	10 6	29-33	91.58	95.53	3.1165	2.53	0.75		

Tab. B-1: Sauerstoff und Kohlenstoffisotopendaten von Site 659 (Fortsetzung)

SITE 659		Original Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	C. wuellerstorfi		G. sacculifer		
Core-Section, Interval	18-0 (‰ POB)				13-C (‰ POB)	18-0 (‰ POB)	13-C (‰ POB)		
	10 6	44-48	91.73	95.68	3.1216	2.68	0.66		
	10 6	59-62	91.88	95.83	3.1267	2.55	0.49		
	10 6	74-78	92.03	95.98	3.1319	1.96	0.13		
	10 6	90-92	92.18	96.13	3.1370			-0.89	1.87
	10 6	90-94	92.20	96.15	3.1377	1.89	0.36		
B	11 3	60-62	91.71	96.26	3.1414	2.57	0.53	-0.54	1.51
	11 1	4-8	93.36	97.31	3.1773	2.51	0.41		
	11 1	32-36	93.64	97.59	3.1868	2.54	0.53		
	11 1	38-42	93.70	97.65	3.1889	2.55	0.62		
B	11 4	60-62	93.21	97.75	3.1923	2.76	0.50	-0.69	1.79
	11 1	70-74	94.02	97.97	3.1998	2.50	0.48		
	11 1	80-84	94.12	98.07	3.2032	2.44	0.43		
	11 1	90-92	94.21	98.16	3.2063	2.37	0.64	-0.59	1.96
	11 1	106-110	94.38	98.33	3.2121	2.47	0.71		
	11 1	125-129	94.57	98.52	3.2186	2.75	0.42		
	11 1	140-142	94.71	98.66	3.2234	2.92	0.09	-0.49	2.04
	11 2	12-16	94.86	98.81	3.2285	2.75	0.40	-0.47	1.89
	11 2	27-31	95.01	98.96	3.2336	2.41	0.64		
	11 2	43-47	95.17	99.12	3.2391	2.55	0.39		
B	11 5	60-62	94.71	99.17	3.2408	2.65	0.55	-0.79	1.82
	11 2	84-87	95.58	99.53	3.2531	2.59	0.43		
	11 2	92-94	95.65	99.60	3.2555	2.49	0.26	-0.59	1.46
	11 2	110-114	95.84	99.79	3.2619	2.29	0.57		
	11 2	140-142	96.13	100.08	3.2718	2.42	0.62	-0.99	1.88
	11 3	14-18	96.46	100.41	3.2831	2.67	0.48	-0.41	2.40
B	11 6	60-62	96.21	100.49	3.2858			-0.46	1.92
	11 3	44-47	96.76	100.71	3.2933	1.87	0.26		
	11 3	73-77	97.05	101.00	3.3033	2.13	0.79		
	11 3	92-94	97.23	101.18	3.3094	2.19	0.69	-0.73	2.13
	11 3	107-110	97.39	101.34	3.3149	2.54	0.61		
	11 3	129-131	97.60	101.55	3.3220	2.44	0.73	-0.74	2.16
	11 4	12-16	97.94	101.89	3.3336	2.56	0.71	-0.70	2.24
	11 4	30-34	98.12	102.07	3.3398	2.29	0.45		
	11 4	49-53	98.31	102.26	3.3463	2.22	0.77		
C	5 1	40-42	100.41	102.32	3.3483	2.35	0.71	-0.87	2.20
B	12 1	60-62	98.21	102.67	3.3603			-0.78	2.15
	11 4	92-94	98.73	102.68	3.3606			-0.54	1.87
C	5 1	92-94	100.93	102.75	3.3630	2.52	0.51	-0.75	2.14
B	12 1	66-68	98.37	102.77	3.3637	2.57	0.57	-0.82	2.23
	11 4	106-110	98.88	102.83	3.3657	2.50	0.35		
B	12 1	90-92	98.51	102.87	3.3671	2.58	0.70	-0.78	2.08
C	5 1	120-122	101.21	102.98	3.3709			-0.94	2.22
C	5 1	140-142	101.41	103.13	3.3760	2.40	0.71	-1.14	1.69
	11 4	140-142	99.21	103.16	3.3770	2.45	0.16	-0.77	1.92
B	12 1	140-144	99.02	103.18	3.3777	3.41	0.72		
	11 5	12-16	99.44	103.39	3.3849	2.61	1.01	-0.58	1.63
C	5 2	40-42	101.91	103.58	3.3913	2.69	0.63	-0.72	2.32
B	12 2	45-49	99.57	103.77	3.3978	2.64	1.02		
B	12 2	60-62	99.71	103.92	3.4029	2.53	0.88	-0.71	2.13
B	12 2	66-68	99.87	104.05	3.4074	2.31	0.85	-0.69	2.04
B	12 2	90-92	100.01	104.09	3.4087	2.29	0.69	-0.92	2.05
C	5 2	92-94	102.43	104.13	3.4101	2.47	0.72	-0.98	1.95
	11 5	92-94	100.23	104.18	3.4118	2.20	0.81		
C	5 2	121	102.71	104.38	3.4187	2.55	0.71	-1.03	1.97
C	5 2	140-142	102.91	104.56	3.4248	2.38	0.68	-0.54	1.94
B	12 2	140-142	100.51	104.62	3.4268	2.80	0.62	-0.37	1.83
	11 5	140-142	100.71	104.66	3.4282	2.85	0.75	-0.50	1.94
B	12 3	10-14	100.72	104.87	3.4354	3.12	0.78		
	11 6	12-16	100.94	104.89	3.4361	3.05	0.76	-0.66	2.32
C	5 3	40-42	103.41	105.08	3.4426	2.65	0.47	-0.55	1.73
B	12 3	60-62	101.21	105.38	3.4528	2.40	0.40	-0.87	1.94
B	12 3	66-68	101.27	105.44	3.4548	2.42	0.67	-0.77	1.90
C	5 3	92-94	103.93	105.60	3.4603	2.63	0.79	-0.75	1.85
B	12 3	90-92	101.51	105.68	3.4630	2.69	0.74	-1.00	2.02
B	12 3	101-104	101.63	105.80	3.4671	2.98	0.60		
C	5 3	120-122	104.21	105.86	3.4692	2.77	0.57	-0.61	1.89
C	5 3	140-142	104.41	106.05	3.4757	2.41	0.84	-0.90	1.59
B	12 3	140-142	102.01	106.18	3.4801	2.40	0.86	-0.74	2.00
B	12 4	4-8	102.16	106.33	3.4852	2.34	0.83		
C	5 4	40-42	104.91	106.52	3.4917	2.31	0.84	-0.75	1.89
B	12 4	60-62	102.71	106.88	3.5040			-0.62	1.89
B	12 4	66-68	102.77	106.94	3.5061	2.75	0.52	-0.56	1.55
C	5 4	92-94	105.43	107.02	3.5088	2.53	0.61	-0.80	1.72
B	12 4	90-92	103.01	107.18	3.5142	2.27	0.76	-0.58	1.67
C	5 4	120-122	105.71	107.29	3.5180	2.37	0.24	-1.14	1.84
C	5 4	140-142	105.91	107.48	3.5245	2.69	0.36	-0.45	1.68
	12 1	90-92	103.57	107.54	3.5265			-0.46	1.73
B	12 4	128-130	103.39	107.56	3.5272	2.49	0.84	-0.70	1.65
B	12 4	140-142	103.51	107.68	3.5313			-0.75	1.83
B	12 5	11-15	103.73	107.90	3.5388	2.89	0.63		
	12 1	130-132	103.97	107.95	3.5405			-0.86	1.58
C	5 5	40-42	106.41	107.98	3.5416	2.71	0.71	-0.30	1.67
B	12 5	32-35	103.94	108.11	3.5460	2.49	0.29		
B	12 5	51-53	104.12	108.29	3.5521	1.84	0.50		
B	12 5	60-62	104.21	108.38	3.5552	2.36	0.71	-0.73	1.54
B	12 5	66-68	104.27	108.44	3.5573	2.58	0.72	-0.60	1.88
C	5 5	92-94	106.93	108.46	3.5580	2.43	0.49	-0.74	1.81

Tab. B-1: Sauerstoff und Kohlenstoffisotopendaten von Site 659 (Fortsetzung)

SITE 659			Original	Composite	Alter (Ma)	C. wuellerstorfi		G. sacculifer		
Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)	Alter (Ma)		18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	
B	12	5	81-84	104.43	108.60	3.5620	2.59	0.62		
B	12	5	90- 92	104.51	108.68	3.5640	2.47	0.62	-0.60	1.62
C	5	5	120-122	107.21	108.74	3.5656	2.50	0.70	-0.89	1.82
B	12	5	104-109	104.67	108.84	3.5681	2.24	0.49		
C	5	5	140-142	107.41	108.93	3.5703	2.43	0.74	-0.52	1.44
B	12	5	128-130	104.89	109.06	3.5736	2.52	0.64	-0.55	1.66
B	12	5	140-142	105.01	109.18	3.5767	2.40	0.25	-0.70	1.67
B	12	6	5-9	105.17	109.34	3.5807	2.45	0.49		
C	5	6	40- 42	107.91	109.47	3.5840	2.39	0.34	-0.55	1.53
B	12	6	30-34	105.42	109.59	3.5870	2.52	0.31		
B	12	6	50-54	105.62	109.79	3.5921	2.64	0.08		
C	5	6	75-79	108.27	109.79	3.5921	2.71	0.41		
B	12	6	60- 62	105.71	109.88	3.5943	2.63	0.47	-0.71	1.33
C	5	6	92- 94	108.43	109.91	3.5951	2.51	0.62	-1.22	1.72
B	12	6	66- 68	105.77	109.94	3.5958	2.22	0.46	-0.98	1.73
B	12	6	75-79	105.87	110.04	3.5984	2.21	0.52		
C	5	6	105-109	108.57	110.09	3.5996	2.32	0.64		
B	12	6	90- 92	106.01	110.18	3.6019	2.16	0.64	-0.80	1.86
C	5	6	120-122	108.71	110.25	3.6037	2.14	0.64	-0.93	1.53
C	5	6	131-134	108.83	110.39	3.6072	2.58	0.58		
C	5	6	140-142	108.91	110.53	3.6107	2.40	0.60	-0.73	1.74
B	12	6	128-130	106.39	110.56	3.6115	2.41	0.54	-0.71	1.48
B	12	6	140-142	106.51	110.68	3.6145	2.47	0.72	-0.86	1.80
C	6	1	2-6	109.54	111.64	3.6387	2.57	0.61		
B	13	1	40- 42	107.51	111.68	3.6397	2.55	0.43	-0.79	1.83
C	6	1	15-18	109.67	111.87	3.6445	2.35	0.68		
C	6	1	31-35	109.83	112.14	3.6514	2.09	0.23		
B	13	1	90- 94	108.02	112.19	3.6526	1.94	0.27	-0.51	1.27
C	6	1	40- 42	109.91	112.21	3.6531	2.29	0.35	-0.63	1.62
C	6	1	45-48	109.97	112.27	3.6546	2.51	0.33		
C	6	1	61-65	110.13	112.42	3.6584	2.53	0.69		
C	6	1	74-78	110.26	112.54	3.6615	2.31	0.57		
B	13	1	140-142	108.51	112.68	3.6650	2.25	0.62	-0.70	1.88
C	6	1	92- 94	110.42	112.69	3.6652	2.39	0.68	-0.58	2.19
C	6	1	100-102	110.51	112.77	3.6673	2.37	0.54	-1.42	1.86
C	6	1	121-125	110.73	112.96	3.6721	2.51	0.82		
C	6	1	140-142	110.91	113.14	3.6766	2.73	0.79	-0.67	1.86
B	13	2	40- 42	109.01	113.18	3.6776	2.58	0.83	-1.02	1.72
C	6	2	5-9	111.07	113.30	3.6806	2.65	0.72		
B	13	2	60- 62	109.21	113.38	3.6827	2.63	0.72	-0.79	1.65
C	6	2	20-24	111.22	113.45	3.6844	2.68	0.67		
C	6	2	40- 42	111.41	113.64	3.6892	2.85	0.51	-0.55	1.85
B	13	2	90- 94	109.52	113.69	3.6905	2.65	0.63	-0.74	1.39
C	6	2	71-75	111.73	113.96	3.6973	2.51	0.75		
C	6	2	92- 94	111.93	114.15	3.7021	2.53	0.46	-0.59	1.87
B	13	2	140-142	110.01	114.18	3.7028	2.37	0.69	-0.81	1.87
C	6	2	100-102	112.01	114.23	3.7041			-0.48	1.87
C	6	2	113-115	112.14	114.39	3.7081	1.79	0.07		
C	6	2	125-127	112.26	114.51	3.7112	1.91	-0.07		
C	6	2	140-142	112.41	114.63	3.7142	2.73	0.79	-0.64	1.62
B	13	3	41- 43	110.52	114.69	3.7157	2.57	0.60	-0.76	1.61
C	6	3	4-7	112.56	114.77	3.7177	2.64	0.67		
B	13	3	60- 62	110.71	114.88	3.7205	2.38	0.60	-0.62	1.70
C	6	3	20-24	112.72	114.93	3.7218	2.47	0.58		
C	6	3	40- 42	112.91	115.12	3.7266	2.57	0.90	-0.92	1.82
C	6	3	53-57	113.05	115.26	3.7301	2.59	0.87		
C	6	3	92- 94	113.43	115.64	3.7397	2.49	0.62	-0.89	1.82
C	6	3	100-102	113.51	115.72	3.7417	2.44	0.57	-1.07	1.79
C	6	3	114-118	113.66	115.87	3.7455	2.56	0.69		
C	6	3	140-142	113.91	116.12	3.7518	2.44	0.78	-0.51	1.73
C	6	4	4-7	114.06	116.27	3.7556	2.42	0.61		
C	6	4	22-26	114.24	116.45	3.7601	2.12	0.49		
C	6	4	40- 42	114.41	116.63	3.7647	2.49	0.64	-1.31	1.40
C	6	4	40- 42	112.71	116.76	3.7680			-0.78	2.08
C	6	4	54-57	114.56	116.86	3.7705	1.73	0.35		
C	13	1	66-69	112.98	117.03	3.7748	2.15	0.70		
C	6	4	71-75	114.73	117.12	3.7770	1.96	0.55		
C	13	1	77-81	113.09	117.14	3.7775	2.24	0.71		
C	13	1	90- 92	113.21	117.26	3.7806	2.55	0.50	-0.85	2.05
C	13	1	95- 96	113.26	117.31	3.7818	2.25	0.37	-1.07	1.87
C	6	4	92- 94	114.93	117.43	3.7849	2.40	0.72	-1.25	1.86
C	13	1	117-121	113.49	117.54	3.7876	2.24	0.59		
C	13	1	133-137	113.65	117.70	3.7917	2.25	0.67		
C	13	1	140-142	113.71	117.76	3.7932	2.52	0.79	-0.70	1.88
C	13	2	11-14	113.93	117.98	3.7987	2.27	0.57		
C	13	2	24-28	114.06	118.11	3.8020	2.24	0.46		
C	6	4	140-142	115.41	118.17	3.8035	2.65	0.66	-0.72	1.93
C	13	2	40- 42	114.21	118.26	3.8058	2.66	0.64	-0.71	1.62
C	13	2	50-53	114.32	118.37	3.8086	2.53	0.57		
C	13	2	64-67	114.46	118.51	3.8121	2.23	0.40		
C	13	2	74-78	114.56	118.61	3.8146	2.39	0.44		
C	13	2	90- 92	114.71	118.76	3.8184	2.43	0.63	-0.54	1.67
C	6	5	40- 42	115.91	118.78	3.8189	2.36	0.59	-0.66	1.74
C	13	2	104-107	114.86	118.91	3.8222	2.22	0.63		
C	13	2	127-130	115.09	119.14	3.8280	2.25	0.68		
C	13	2	140-142	115.21	119.26	3.8310	2.31	0.55	-0.91	1.62
C	13	3	4-8	115.36	119.41	3.8348	2.23	0.59		

Tab. B-1: Sauerstoff und Kohlenstoffisotopendaten von Site 659 (Fortsetzung)

SITE 659			Original	Composite	Alter (Ma)	C. muellerstorfi		G. sacculifer		
Core-Section, Interval	Core-Section, Interval	Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)		18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	
C	6	5	92-94	116.43	119.59	3.8394	1.91	0.35	-1.10	1.82
C	6	5	100-102	116.51	119.69	3.8419	2.38	0.54	-0.48	1.80
	13	3	40	115.70	119.75	3.8434	2.23	0.47	-0.84	1.65
C	6	5	140-142	116.91	120.21	3.8550	2.35	0.56	-0.83	1.59
	13	3	90-92	116.21	120.26	3.8563	2.27	0.41	-0.84	1.64
	13	3	95-96	116.25	120.30	3.8573			-0.71	1.62
	13	3	106-109	116.38	120.43	3.8606	2.18	0.37		
	13	3	127-131	116.59	120.64	3.8659	2.21	0.32		
	13	3	140-142	116.71	120.76	3.8689	2.55	0.58	-0.62	1.61
C	6	6	40-42	117.41	120.98	3.8744	2.62	0.36	-0.65	1.41
	13	4	24-28	117.06	121.11	3.8777	2.37	0.41		
	13	4	40-44	117.21	121.26	3.8815	2.45	0.57	-1.16	1.46
	13	4	74-77	117.56	121.61	3.8903	2.20	0.02		
	13	4	90-92	117.71	121.76	3.8941	2.23	0.42	-0.78	1.26
C	6	6	92-94	117.93	121.82	3.8956	2.21	0.41	-0.74	1.64
	13	4	104-107	117.86	121.91	3.8979	2.15	0.46		
C	6	6	100-102	118.01	121.96	3.8992			-0.80	1.55
	13	4	127-130	118.09	122.14	3.9037	1.97	0.30		
C	6	6	114-116	118.15	122.20	3.9052	2.49	0.39	-0.68	1.86
	13	4	140-142	118.21	122.26	3.9068	2.44	0.47	-0.43	1.19
	13	5	6-9	118.38	122.43	3.9110	2.42	0.36		
	13	5	24-28	118.56	122.61	3.9156	2.36	0.73		
	13	5	40	118.70	122.75	3.9191	2.31	0.35	-0.86	1.61
	13	5	47-51	118.79	122.84	3.9214	2.31	0.48		
	13	5	74-78	119.06	123.11	3.9282	2.53	0.21		
	13	5	90-92	119.21	123.26	3.9320	2.47	0.28	-0.52	1.22
	13	5	104-107	119.36	123.41	3.9358	2.33	0.69		
	13	5	126-129	119.58	123.63	3.9413	2.19	0.57		
	13	5	140-142	119.71	123.76	3.9446	2.18	0.49	-0.89	1.41
B	14	1	60-62	117.21	123.77	3.9449	2.49	0.65	-0.80	1.00
	13	6	17-20	119.99	124.04	3.9517	2.15	0.45		
	13	6	37-39	120.05	124.10	3.9532	2.32	0.40	-0.90	1.48
	13	6	63-66	120.16	124.21	3.9560	2.50	0.29		
	13	6	75-78	120.28	124.33	3.9590	2.33	0.10		
	13	6	90-92	120.42	124.47	3.9625	2.01	0.30	-0.65	1.58
B	14	2	70-72	118.81	124.60	3.9658			-0.95	1.85
	13	6	140-142	120.92	124.97	3.9751	2.36	0.63	-0.52	1.82
	13	7	3-6	121.06	125.11	3.9787	2.28	0.68		
	13	7	17-19	121.18	125.22	3.9815	2.73	0.44	-0.37	1.97
B	14	3	30-34	119.92	125.23	3.9817	2.75	0.13		
B	14	3	60-62	120.21	125.52	3.9890			-0.77	1.56
	14	1	40-42	122.20	126.08	4.0032	2.50	0.65	-0.71	2.01
	14	1	52-56	122.34	126.20	4.0062	2.44	0.40		
	14	1	70-74	122.52	126.37	4.0105	2.47	0.48		
	14	1	92-94	122.73	126.58	4.0158	2.38	0.67	-0.64	1.89
	14	1	104-107	122.86	126.71	4.0191	2.24	0.69		
B	14	4	44-48	121.56	126.81	4.0216	2.40	0.75		
	14	1	120-124	123.02	126.87	4.0231	2.25	0.68		
	14	1	130-132	123.11	126.96	4.0254	2.58	1.12	-0.46	2.12
B	14	4	60-62	121.71	126.96	4.0254	2.34	0.76	-0.94	1.78
	14	1	138-142	123.20	127.05	4.0276	2.07	0.65		
	14	2	10-14	123.42	127.27	4.0332	2.30	0.64		
	14	2	24-28	123.56	127.41	4.0367	2.45	0.63		
	14	2	40-42	123.71	127.56	4.0405	2.56	0.66	-0.78	1.83
	14	2	53-57	123.85	127.70	4.0440	2.28	0.41		
	14	2	70-74	124.02	127.87	4.0483	2.22	0.59		
	14	2	92-94	124.23	128.08	4.0536	2.49	0.14	-0.66	1.58
	14	2	103-106	124.35	128.20	4.0567	2.31	0.47		
	14	2	117-122	124.50	128.35	4.0604	2.49	0.43		
B	14	5	60-62	123.21	128.35	4.0604	2.43	0.67	-1.18	2.05
	14	2	140-142	124.71	128.56	4.0657	2.94	0.35	-0.38	1.71
	14	3	4-8	124.86	128.71	4.0695	2.23	0.78		
	14	3	18-22	125.00	128.85	4.0731	2.27	0.70		
	14	3	32-34	125.12	128.97	4.0761	2.48	0.64	-0.71	2.06
	14	3	46-49	125.28	129.13	4.0801	2.31	0.63		
	14	3	64-68	125.46	129.31	4.0847	2.38	0.49		
	14	3	92-94	125.73	129.58	4.0915	2.59	0.63	-0.60	1.56
B	14	6	60-62	124.71	129.69	4.0943	2.62	0.44	-0.50	1.74
	14	3	123-127	126.05	129.90	4.0996	2.28	0.68		
	14	3	140-142	126.21	130.06	4.1036	2.00	0.39	-0.64	1.87
	14	4	4-8	126.36	130.21	4.1074	2.63	0.28		
	14	4	21-25	126.53	130.38	4.1117	2.49	-0.49		
	14	4	32-35	126.64	130.49	4.1144	2.39	0.41		
	14	4	49-52	126.81	130.66	4.1187	2.38	0.29		
	14	4	70-74	127.02	130.87	4.1240	2.43	0.57		
	14	4	92-94	127.23	131.08	4.1293	2.32	0.50	-0.55	1.52
	14	4	105-108	127.37	131.22	4.1329	2.29	0.53		
	14	4	122-124	127.53	131.38	4.1369	2.53	0.04		
	14	4	140-142	127.71	131.56	4.1415			-0.62	1.84
	14	5	4-8	127.86	131.71	4.1452	2.35	0.07		
	14	5	18-22	128.00	131.85	4.1488	2.37	0.30		
	14	5	33-36	128.15	132.00	4.1526	2.25	0.62		
	14	5	48-52	128.30	132.15	4.1563	2.32	0.30		
	14	5	70-73	128.52	132.37	4.1619	2.34	0.21		
B	15	2	45-48	128.07	132.53	4.1659	2.37	-0.26		
	14	5	92-94	128.73	132.58	4.1672	2.48	-0.04	-0.75	1.64
B	15	2	60-62	128.21	132.63	4.1685	2.47	0.41	-0.94	1.61

Tab. B-1: Sauerstoff und Kohlenstoffisotopendaten von Site 659 (Fortsetzung)

	SITE 659		Original Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	C. wuellerstorfi		G. sacculifer		
	Core-Section, Interval					18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	18-O (‰ PDB)	13-C (‰ PDB)	
B	15	2	100-104	128.62	132.99	4.1775	2.33	0.29		
	14	5	140-142	129.21	133.07	4.1796	2.42	0.51	-0.92	1.77
B	15	2	115-119	128.77	133.14	4.1813	2.47	0.74		
B	15	2	131-135	128.93	133.30	4.1854	2.82	0.41		
B	15	2	145-148	129.07	133.44	4.1889	2.46	-0.18		
	14	6	40-42	129.71	133.62	4.1934	2.22	-0.02	-0.64	1.85
B	15	3	32-35	129.44	133.81	4.1982	2.42	0.03		
B	15	3	60-62	129.71	134.08	4.2050	2.39	0.75	-0.61	1.84
B	15	3	75-78	129.87	134.24	4.2091	2.79	0.92		
B	15	3	91-95	130.03	134.40	4.2131	2.39	0.39		
B	15	3	105-109	130.17	134.54	4.2167	2.65	0.53		
B	15	3	121-124	130.33	134.70	4.2207	3.00	0.76		
B	15	3	132-136	130.44	134.81	4.2235	3.09	0.66		
B	15	3	145-149	130.57	134.94	4.2268	3.05	1.12		
B	15	4	5-9	130.67	135.04	4.2293	2.45	0.56		
B	15	4	22-25	130.84	135.21	4.2336	2.56	0.60		
B	15	4	37-41	130.99	135.36	4.2374	2.27	0.48		
B	15	4	51-55	131.13	135.50	4.2409	2.29	0.54		
B	15	4	60-62	131.21	135.58	4.2429	2.32	0.49	-0.44	1.57
	15	1	92-94	132.23	135.73	4.2467	2.49	0.47	-0.44	1.84
B	15	4	75-78	131.37	135.74	4.2469	2.50	0.35		
B	15	4	91-95	131.53	135.90	4.2510	2.53	0.45		
B	15	4	105-108	131.67	136.04	4.2545	2.74	0.48		
	15	1	140-142	132.71	136.14	4.2570	2.48	0.67	-0.68	1.88
B	15	4	121-124	131.83	136.20	4.2585	2.49	0.65		
	15	2	8-12	132.90	136.35	4.2623	2.40	0.80		
B	15	4	141-146	132.04	136.41	4.2638	2.14	0.45		
B	15	5	11-15	132.23	136.60	4.2686	2.55	0.76		
	15	2	30-34	133.12	136.64	4.2697	2.37	0.62		
B	15	5	25-29	132.37	136.74	4.2722	2.40	0.71		
	15	2	49-53	133.31	136.96	4.2777	2.60	0.38		
B	15	5	50-54	132.62	136.99	4.2785	2.59	0.60		
B	15	5	60-62	132.71	137.08	4.2808	2.68	0.68	-0.64	1.63
	15	2	69-72	133.51	137.30	4.2863	2.61	0.58		
	15	2	92-94	133.73	137.52	4.2919	2.50	0.79	-0.65	1.88
	15	2	104-108	133.86	137.64	4.2949	2.33	0.58		
	15	2	140-142	134.21	138.15	4.3078			-0.90	1.88
	15	3	9-13	134.41	138.38	4.3136	2.70	0.38		
B	15	6	60-62	134.21	138.58	4.3186	2.67	0.73	-0.57	1.92
	15	3	25-28	134.58	138.62	4.3196	2.35	0.65		
	15	3	40-42	134.71	138.81	4.3244	2.45	0.72	-0.96	2.08
	15	3	54-58	134.86	139.00	4.3292	2.29	0.64		
	15	3	69-73	135.01	139.19	4.3340	2.30	0.60		
	15	3	92-94	135.21	139.45	4.3406	2.78	0.42	-0.41	1.58
	15	3	104-107	135.27	139.52	4.3423	2.89	0.09		
	15	3	128-131	135.52	139.78	4.3489	2.76	0.14		
	15	3	140-142	135.63	139.89	4.3517	2.48	0.67	-0.72	1.72
	15	4	8-12	135.82	140.09	4.3567	2.65	0.58		
	15	4	24-29	135.99	140.27	4.3613	2.39	0.43		
B	16	1	60-62	136.21	140.30	4.3620	2.42	0.41	-0.37	1.22
	15	4	40-42	136.13	140.42	4.3650			-0.93	1.87
	15	4	53-57	136.27	140.56	4.3686	2.51	0.32		
	15	4	73-78	136.48	140.79	4.3744	2.47	0.22		
	15	4	92-94	136.65	140.94	4.3782	2.45	0.35	-0.43	1.72
	15	4	104-107	136.78	141.03	4.3804	2.33	0.49		
	15	4	128-132	137.02	141.21	4.3850	2.34	0.59		
	15	4	140-142	137.13	141.30	4.3873	2.38	0.45	-1.00	2.09
	15	5	8-12	137.32	141.44	4.3908	2.37	0.59		
	15	5	24-27	137.48	141.69	4.3971	2.30	0.57		
B	16	2	60-62	137.71	141.80	4.3999	2.48	0.54	-0.74	1.78
	15	5	40-42	137.63	142.09	4.4072	2.43	0.71	-0.62	2.05
	15	5	51-55	137.75	142.20	4.4100	2.23	0.48		
	15	5	74-78	137.98	142.43	4.4158	2.59	0.19		
	15	5	92-94	138.13	142.57	4.4193	2.58	0.56	-0.52	2.10
	15	5	104-107	138.28	142.66	4.4216	2.37	0.45		
B	16	3	60-62	139.21	143.30	4.4377	2.67	0.73	-0.38	1.32

Tab. B-2: Sedimentphysikalische und sedimentologische Ergebnisse von Site 659.

Site 659 Core-Section, Interval			Orig. Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	P dry (g/ccm)	CaCO3 (Gew.%)	EUR (Gew.%)	EUR AR	Ton < 2µm (Gew.%)	Ton AR	Silt > 6µm (Gew.%)	Silt > 6µm AR	Silt- Modal- Wert	
B	1	1	9-12	0.11	0.11	0.0020	0.55	64.39	35.61	10.1	62.0	6.3	19.0	1.9	11.0
B	1	1	20-24	0.22	0.22	0.0039	0.55	67.65	32.35	9.2					
B	1	1	30-34	0.32	0.32	0.0057	0.55	62.43	37.57	10.7	59.5	6.3	25.0	2.7	16.0
		1	14	0.14	0.47	0.0038	0.55	66.60	33.40	12.2					
B	1	1	53-57	0.55	0.55	0.0098	0.55	81.82	18.18	6.6	68.5	4.5	13.9	0.9	
		1	40	0.40	0.72	0.0127	0.65	63.90	36.10	15.6					
B	1	1	71-75	0.73	0.73	0.0129	0.65	72.71	27.29	11.8	57.0	6.7	29.8	3.5	20.0
		1	55	0.55	0.86	0.0151	0.73	73.90	26.10	12.6					
		1	70-75	0.73	1.03	0.0180	0.74	47.33	52.67	25.8	42.0	10.9	44.0	11.4	15.5
C	1	1	92-94	0.93	1.05	0.0183	0.74	45.37	54.63	26.8	53.0	14.2	35.0	9.4	15.0
B	1	1	110-114	1.12	1.12	0.0198	0.74	54.28	45.72	22.4					
		1	102-105	1.04	1.32	0.0239	0.74	51.45	48.55	23.8	51.0	12.2	36.0	8.6	14.0
C	1	1	141	1.41	1.45	0.0266	0.74	55.79	44.21	21.7	50.0	10.9	36.0	7.8	18.0
		1	130-132	1.31	1.59	0.0295	0.74	61.80	38.20	6.3	55.0	3.5	33.0	2.1	18.0
		1	141-143	1.42	1.67	0.0328	0.74	62.69	37.31	6.2	43.0	2.7	38.0	2.3	15.0
		1	2 9-11	1.60	1.84	0.0397	0.74	58.52	41.48	6.8	41.5	2.8	32.5	2.2	14.0
		1	2 14	1.64	1.88	0.0413	0.74	41.40	58.60	9.7					
		1	2 25-27	1.76	2.04	0.0479	0.74	72.94	27.06	4.5					
B	1	2	60-62	2.11	2.11	0.0507	0.74	67.04	32.96	5.4					
C	1	2	62	2.12	2.16	0.0528	0.74	60.90	39.10	6.5	60.0	3.9	27.0	1.7	17.0
		1	2 46-48	1.97	2.22	0.0552	0.74	63.51	36.49	6.0					
		1	2 55	2.05	2.29	0.0581	0.74	54.20	45.80	7.6					
		1	2 70-75	2.23	2.43	0.0638	0.74	41.80	58.20	9.6	44.0	4.2	42.0	4.0	22.0
C	1	2	92-94	2.43	2.46	0.0650	0.75	39.88	60.12	11.4	43.0	4.9	38.0	4.3	18.0
		1	2 85-87	2.36	2.54	0.0682	0.75	48.77	51.23	9.7					
		1	2 102-105	2.54	2.72	0.0753	0.75	42.01	57.99	11.0	54.0	5.9	30.0	3.3	18.0
		1	2 113-115	2.64	2.80	0.0785	0.76	78.30	21.70	4.2	72.2	3.0	12.8	0.5	9.0
C	1	2	141	2.91	2.92	0.0833	0.76	53.31	46.69	8.8	55.0	4.8	28.0	2.5	20.0
		1	2 130-132	2.81	2.94	0.0841	0.76	50.70	49.30	9.3	48.0	4.5	36.0	3.4	23.0
		1	2 145-147	2.96	3.06	0.0889	0.76	68.60	31.40	5.9					
		1	3 14	3.14	3.21	0.0949	0.77	54.10	45.90	8.8					
		1	3 40	3.40	3.43	0.1038	0.78	76.00	24.00	6.6					
		1	3 55	3.55	3.60	0.1086	0.79	50.50	49.50	13.9					
B	1	3	60-62	3.61	3.61	0.1089	0.79	45.43	54.57	15.3	46.0	7.0	40.0	6.1	16.0
C	1	3	62	3.62	3.65	0.1100	0.79	48.30	51.70	14.5	46.0	6.7	40.0	5.8	18.0
		1	3 61-63	3.62	3.70	0.1114	0.79	55.63	44.37	12.4					
		1	3 70-75	3.73	3.85	0.1156	0.78	41.21	58.79	16.3	49.0	8.0	36.0	5.9	20.0
C	1	3	92-94	3.93	3.93	0.1179	0.78	54.61	45.39	12.6	60.0	7.5	32.0	4.0	26.0
		1	3 95-97	3.96	4.03	0.1207	0.77	76.97	23.03	6.3					
		1	3 102-105	4.04	4.14	0.1238	0.77	67.32	32.68	6.0	71.0	4.3	16.0	1.0	15.5
		1	3 115-117	4.16	4.28	0.1297	0.76	63.47	36.53	6.6					
C	1	3	141	4.41	4.41	0.1351	0.76	53.91	46.09	15.4	49.0	7.6	36.0	5.6	18.0
		1	3 130-132	4.31	4.42	0.1353	0.76	53.20	46.80	15.7	50.0	7.8	34.0	5.3	18.0
		1	3 140-142	4.41	4.51	0.1374	0.75	59.98	40.02	13.2					
C	1	4	16-19	4.68	4.68	0.1412	0.74	51.18	48.82	15.9					
		1	4 14	4.64	4.70	0.1417	0.74	52.20	47.80	15.6					
		1	4 30-32	4.81	4.85	0.1451	0.74	49.50	50.50	16.5					
C	1	4	35-38	4.87	4.87	0.1455	0.74	49.48	50.52	16.5					
		1	4 55	5.05	5.09	0.1505	0.70	46.90	53.10	16.4					
C	1	4	62	5.12	5.12	0.1512	0.70	44.40	55.60	17.2	43.0	7.4	40.0	6.9	18.0
B	1	4	60-62	5.11	5.18	0.1526	0.71	45.21	54.79	8.9	30.0	2.7	46.0	4.1	16.0
		1	4 70-75	5.23	5.26	0.1561	0.72	37.09	62.91	10.4	37.0	3.8	44.0	4.6	19.0
		1	4 80-82	5.31	5.34	0.1596	0.73	30.19	69.81	11.7	51.0	6.0	33.0	3.9	14.0
C	1	4	92-94	5.43	5.43	0.1635	0.74	39.73	60.27	10.2	49.0	5.0	34.0	3.5	13.0
		1	4 102-104	5.54	5.54	0.1683	0.76	67.43	32.57	5.7	69.0	3.9	18.0	1.0	15.0
		1	4 112-114	5.63	5.63	0.1723	0.77	73.16	26.84	4.7					
		1	4 120-122	5.71	5.71	0.1758	0.78	61.72	38.28	6.8					
		1	4 130-132	5.81	5.81	0.1801	0.79	50.20	41.80	7.6	51.0	3.9	33.0	2.5	18.0
C	1	4	141	5.91	5.91	0.1845	0.81	50.92	49.08	9.1	54.0	4.9	33.0	3.0	18.5
		1	5 3-5	6.04	6.04	0.1902	0.82	51.79	48.21	9.1	60.0	5.4	26.0	2.4	14.0
		1	5 14	6.14	6.14	0.1946	0.84	43.00	57.00	11.0					
		1	5 25-27	6.26	6.26	0.1998	0.85	60.00	40.00	7.8					
		1	5 35-37	6.36	6.36	0.2042	0.86	67.81	32.19	6.3					
		1	5 45-47	6.46	6.46	0.2085	0.88	57.02	42.98	8.7					
		1	5 55	6.55	6.55	0.2125	0.89	57.30	42.70	8.7					
C	1	5	62	6.62	6.62	0.2155	0.89	52.90	47.10	18.8	55.0	10.4	31.0	5.8	18.5
		1	5 70-75	6.73	6.73	0.2180	0.89	56.52	43.48	17.4	60.0	10.4	27.0	4.7	17.5
		1	5 85-87	6.86	6.86	0.2209	0.89	77.02	22.98	9.2	83.0	7.6	7.5	0.7	11.0
C	1	5	92-94	6.93	6.93	0.2224	0.89	53.91	46.09	18.4	34.0	6.3	35.0	6.5	17.0
		1	5 102-104	7.03	7.03	0.2247	0.89	42.03	57.97	12.5	54.0	6.7	28.0	3.5	15.0
		1	5 115-117	7.16	7.16	0.2290	0.89	53.97	46.03	9.9					
		1	5 130-132	7.31	7.31	0.2341	0.89	60.50	39.50	8.5	48.0	4.1	36.0	3.1	18.0
C	1	5	141	7.41	7.41	0.2375	0.89	60.99	39.01	11.8	58.0	6.9	27.0	3.2	17.5
C	1	6	5-9	7.57	7.57	0.2424	0.89	68.77	31.23	9.5					
C	1	6	21-25	7.73	7.73	0.2467	0.89	70.45	29.55	9.0	67.0	6.0	19.5	1.8	12.5
C	1	6	34-38	7.86	7.86	0.2502	0.89	59.08	40.92	12.4					
C	1	6	46-49	7.98	7.98	0.2534	0.89	59.26	40.74	12.4					
C	1	6	62	8.12	8.12	0.2589	0.89	51.80	48.20	14.6	65.0	9.5	24.0	3.5	18.0
C	1	6	73-76	8.25	8.25	0.2640	0.89	60.79	39.21	11.9					

Die Probenbezeichnung "B" und "C" in Spalte 1 kennzeichnet Bohrung B und C, Proben ohne Präfix stammen aus Bohrung A
 EUR = siliziklastische Sedimentfraktion, P dry = Trockenraumgewicht, AR = Akkumulationsrate in g/m²*y, Modal Korngröße
 in µm

Tab. B-2: Sedimentphysikalische und sedimentologische Ergebnisse von Site 659.

Site 659		Orig.	Composite	Alter	P dry	CaCO3	EUR	EUR	Ton	Silt	Silt	Silt-
Core-Section,		Tiefe	Depth	(Ma)	(g/ccm)	(Gew.%)	(Gew.%)	AR	< 2µm	Ton	> 6µm	Silt-Modal-
Interval		(m)	(m)						(Gew.%)	AR.	(Gew.%)	AR.
C	1	6	83-85	8.34	8.34	0.2675	0.89	58.56	41.44	10.1		
C	1	6	101-105	8.53	8.53	0.2744	0.89	48.97	51.03	12.5		
C	1	6	116-120	8.68	8.68	0.2798	0.89	44.06	55.94	13.7		
C	1	6	141	8.91	8.91	0.2882	0.89	45.35	54.65	20.3	48.0	9.7
C	1	7	0-6	9.03	9.03	0.2911	0.89	78.01	21.99	8.2		
C	1	7	12-15	9.14	9.14	0.2937	0.89	83.21	16.79	6.2		
C	1	7	23	9.23	9.23	0.2959	0.89	71.60	28.40	10.5	72.0	7.6
C	1	7	35-37	9.36	9.36	0.2990	0.89	66.28	33.72	9.4	66.0	6.2
	2	1	20	8.00	9.55	0.3051	0.89	62.70	37.30	10.4		
	2	1	40	8.20	9.75	0.3115	0.89	47.20	52.80	14.7		
	2	1	55	8.35	9.90	0.3163	0.89	71.20	28.80	8.0		
	2	1	64-66	8.45	10.00	0.3195	0.89	66.36	33.64	9.4		
	2	1	70-75	8.53	10.08	0.3220	0.88	59.85	40.15	11.1	58.0	6.4
C	2	1	40	9.90	10.18	0.3252	0.88	51.80	48.20	13.3	53.0	7.0
	2	1	86-88	8.67	10.22	0.3265	0.88	62.58	37.42	10.3		
	2	1	100-102	8.81	10.36	0.3310	0.87	56.08	43.92	20.9	60.0	12.6
	2	1	110-112	8.91	10.46	0.3328	0.87	74.60	25.40	12.1	76.0	9.2
	2	1	130-132	9.11	10.66	0.3365	0.86	71.90	28.10	13.2	53.0	7.0
C	2	1	92-94	10.43	10.91	0.3410	0.85	59.07	40.93	19.1	43.0	8.2
	2	2	14	9.44	10.99	0.3425	0.85	58.80	41.20	13.5		
	2	2	31-33	9.62	11.17	0.3456	0.84	55.01	44.99	14.6		
	2	2	40	9.70	11.25	0.3469	0.84	60.80	39.20	12.7		
C	2	1	141	10.91	11.36	0.3488	0.83	60.92	39.08	12.5	49.0	6.1
	2	2	55	9.85	11.40	0.3495	0.83	60.00	40.00	12.8		
	2	2	70-75	10.03	11.58	0.3525	0.85	50.15	49.85	16.4	49.0	8.0
	2	2	86-88	10.17	11.72	0.3549	0.86	52.89	47.11	15.6		
C	2	2	40	11.40	11.81	0.3564	0.87	57.90	42.10	14.1	41.2	5.8
	2	2	100-102	10.31	11.86	0.3573	0.87	53.06	46.94	15.8	54.0	8.5
	2	2	116-118	10.47	12.02	0.3600	0.89	64.91	35.09	12.1		
	2	2	130-132	10.61	12.16	0.3624	0.90	66.50	33.50	11.6	56.0	6.5
	2	2	143-145	10.74	12.29	0.3646	0.91	66.40	33.60	11.8		
C	2	2	92-94	11.93	12.40	0.3665	0.92	44.34	55.66	19.8	65.0	12.9
	2	3	14	10.94	12.49	0.3680	0.93	56.60	43.40	15.6		
C	2	2	113-115	12.14	12.64	0.3741	0.94	55.29	44.71	16.2		
C	2	2	126-130	12.28	12.78	0.3798	0.95	58.79	41.21	15.1		
	2	3	55	11.35	12.91	0.3851	0.96	56.90	43.10	16.0		
C	2	2	141	12.41	12.91	0.3851	0.96	61.40	38.60	14.3	52.0	7.4
	2	3	70-75	11.53	13.10	0.3928	0.94	56.49	43.51	15.8	67.0	10.6
	2	3	86-88	11.67	13.24	0.3985	0.92	79.56	20.44	7.3		
	2	3	100-102	11.81	13.39	0.4046	0.90	69.56	30.44	10.6	69.0	7.3
C	2	3	40	12.90	13.40	0.4050	0.90	77.10	22.90	7.2	73.5	5.3
	2	3	113-118	11.94	13.52	0.4090	0.88	81.64	18.36	5.6		
	2	3	130-132	12.11	13.70	0.4150	0.85	70.90	29.10	8.6	63.0	5.4
	2	3	142-144	12.23	13.83	0.4193	0.83	75.60	24.40	7.0		
C	2	3	92-94	13.43	13.93	0.4227	0.82	56.29	43.71	12.5	54.0	6.7
	2	4	14	12.44	14.06	0.4270	0.80	61.80	38.20	10.6		
C	2	3	111-115	13.63	14.13	0.4293	0.79	49.53	50.47	13.9		
C	2	3	125-128	13.77	14.27	0.4340	0.77	51.32	48.68	13.0		
C	2	3	141	13.91	14.41	0.4385	0.75	35.76	64.24	13.3	31.0	4.1
	2	4	55	12.85	14.57	0.4436	0.72	44.60	55.40	11.0		
	2	4	70-75	13.03	14.79	0.4506	0.74	62.12	37.88	7.7	66.0	5.1
C	2	4	40	14.40	14.90	0.4541	0.75	54.60	45.40	9.4	56.0	5.3
	2	4	100-102	13.31	15.11	0.4608	0.78	54.38	45.62	9.8	40.0	3.9
	2	4	116-118	13.47	15.29	0.4665	0.80	41.98	58.02	12.8		
C	2	4	92-94	14.93	15.43	0.4710	0.81	43.60	56.40	10.5		
	2	4	130-132	13.61	15.44	0.4712	0.81	42.40	57.60	10.7	45.0	4.8
	2	4	143-145	13.74	15.59	0.4743	0.83	72.29	27.71	5.3		
	2	5	14	13.94	15.84	0.4795	0.85	56.70	43.30	8.4		
C	2	4	135-138	15.37	15.87	0.4802	0.86	56.16	43.84	8.6		
C	2	4	141	15.41	15.91	0.4810	0.86	52.91	47.09	14.4	50.0	7.2
	2	5	25-27	14.06	15.95	0.4822	0.87	47.58	52.42	16.2		
C	2	5	3-6	15.55	16.05	0.4852	0.88	52.94	47.06	14.7		
	2	5	38-40	14.19	16.06	0.4855	0.88	54.72	45.28	14.1		
	2	5	40	14.20	16.08	0.4861	0.88	51.50	48.50	15.2		
C	2	5	13-16	15.65	16.15	0.4882	0.89	57.27	42.73	13.5		
C	2	5	24-28	15.76	16.26	0.4915	0.90	78.71	21.29	6.8		
	2	5	55	14.35	16.35	0.4942	0.91	78.20	21.80	7.0		
C	2	5	40	15.90	16.40	0.4957	0.91	67.10	32.90	10.6	68.0	7.2
	2	5	80-82	14.61	16.61	0.5020	0.91	66.87	33.13	10.7	52.0	5.6
C	2	5	72-76	16.24	16.74	0.5045	0.91	69.07	30.93	10.0		
C	2	5	82-86	16.34	16.84	0.5064	0.91	75.72	24.28	7.8		
	2	5	92-94	16.43	16.93	0.5082	0.91	71.98	28.02	9.1	77.0	7.0
C	2	5	104-108	16.56	17.06	0.5107	0.92	78.28	21.72	7.1		
C	2	5	116-119	16.68	17.18	0.5130	0.92	73.69	26.31	8.6		
C	2	5	126-129	16.78	17.28	0.5170	0.92	74.56	25.44	8.3		
C	2	5	141	16.91	17.41	0.5222	0.92	70.72	29.28	9.6	54.0	5.2
C	2	6	4-8	17.06	17.56	0.5282	0.92	75.38	24.62	8.0		
C	2	6	14-18	17.16	17.66	0.5322	0.92	81.62	18.38	6.0		
C	2	6	26-29	17.28	17.78	0.5370	0.92	72.18	27.82	9.1		
C	2	6	40	17.40	17.90	0.5418	0.92	78.20	21.80	7.1	74.0	5.3
C	2	6	51-56	17.54	18.04	0.5474	0.92	64.93	35.07	11.5		
C	2	6	66-69	17.68	18.18	0.5530	0.93	68.37	31.63	10.4		
C	2	6	78-82	17.80	18.30	0.5578	0.93					
C	2	6	92-94	17.93	18.43	0.5630	0.93	61.83	38.17	15.5	63.0	9.8
C	2	6	104-108	18.06	18.56	0.5660	0.93	64.24	35.76	14.5		
C	2	6	121-124	18.23	18.73	0.5699	0.93	50.43	49.57	20.1		
C	2	6	141	18.41	18.91	0.5740	0.93	55.57	44.43	13.6	50.0	6.8

Tab. B-2: Sedimentphysikalische und sedimentologische Ergebnisse von Site 659.

Site 659 Core-Section, Interval			Orig. Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	P dry (g/ccm)	CaCO3 (Gew. %)	EUR (Gew. %)	EUR AR	Ton < 2µm (Gew. %)	Ton > 6µm AR.	Silt > 6µm (Gew. %)	Silt > 6µm AR.	Silt- Modal- Wert	
	3	1	5- 7	17.36	19.36	0.5905	0.94	75.58	24.42	7.6					
	3	1	20- 22	17.51	19.51	0.5960	0.94	70.28	29.72	9.2	69.0	6.4	18.0	14.0	
	3	1	35- 37	17.66	19.66	0.6009	0.94	71.94	28.06	8.7					
	3	1	50- 52	17.81	19.81	0.6057	0.94	66.87	33.13	10.3					
	3	1	59	17.89	19.89	0.6078	0.94	62.10	37.90	11.8					
	3	1	70- 75	18.03	20.03	0.6108	0.93	35.31	64.69	19.9	60.0	11.9	24.0	4.8	14.0
	3	1	88- 90	18.19	20.19	0.6141	0.92	65.11	34.89	10.6					
	3	1	102-104	18.33	20.33	0.6170	0.92	45.28	54.72	19.2	51.0	9.8	35.0	6.7	22.0
	3	1	130-132	18.61	20.61	0.6243	0.90	66.40	33.60	11.5	56.0	6.5	29.0	3.3	18.0
	3	2	4- 6	18.85	20.85	0.6306	0.89	57.27	42.73	14.5					
	3	2	14	18.94	20.94	0.6330	0.88	55.80	44.20	16.7					
	3	2	36- 38	19.17	21.17	0.6384	0.87	49.59	50.41	18.8	60.8	11.4	24.0	4.5	14.0
	3	2	55	19.35	21.35	0.6426	0.86	55.00	45.00	16.6					
	3	2	70- 75	19.53	21.53	0.6468	0.86	47.25	52.75	19.5	44.0	8.6	39.0	7.6	21.0
	3	2	88- 90	19.69	21.69	0.6505	0.86	30.32	69.68	25.7					
	3	2	102-104	19.83	21.83	0.6538	0.87	63.58	36.42	13.6	66.0	9.0	18.0	2.5	15.0
	3	2	115-117	19.96	21.96	0.6568	0.87	62.16	37.84	14.1					
	3	2	130-132	20.11	22.11	0.6603	0.87	41.60	58.40	21.8	51.0	11.1	35.0	7.6	18.5
	3	3	4- 6	20.34	22.34	0.6657	0.87	69.27	30.73	11.5					
	3	3	14	20.44	22.44	0.6680	0.87	75.50	24.50	4.3					
	3	3	26- 28	20.57	22.57	0.6744	0.88	72.98	27.02	4.8					
	3	3	46- 48	20.77	22.77	0.6842	0.88	78.00	22.00	3.9					
	3	3	55	20.85	22.85	0.6882	0.88	63.00	37.00	6.6					
	3	3	65- 68	20.98	22.98	0.6945	0.88	45.78	54.22	9.7					
	3	3	70- 75	21.03	23.03	0.6970	0.88	34.43	65.57	30.5	42.0	12.8	43.0	13.1	17.0
	3	3	88- 89	21.19	23.19	0.7022	0.88	53.65	46.35	21.6					
	3	3	102-104	21.33	23.33	0.7068	0.88	74.15	25.85	12.0	73.0	8.8	13.5	1.6	14.0
	3	3	115-117	21.46	23.46	0.7110	0.88	71.22	28.78	13.4					
	3	3	130-132	21.61	23.61	0.7141	0.88	58.10	41.90	19.5	63.0	12.3	21.0	4.1	17.5
	3	4	5- 7	21.86	23.86	0.7193	0.88	59.60	40.40	18.8					
	3	4	21- 23	22.02	24.02	0.7219	0.88	60.80	39.20	18.2					
	3	4	40	22.20	24.20	0.7239	0.88	41.70	58.30	27.1					
	3	4	50- 52	22.31	24.31	0.7252	0.88	60.67	39.33	18.3					
	3	4	55	22.35	24.35	0.7256	0.88	61.70	38.30	17.8					
	3	4	70- 75	22.53	24.53	0.7276	0.88	57.89	42.11	19.6	52.0	10.2	32.0	6.3	14.0
	3	4	88- 90	22.69	24.69	0.7294	0.88	62.86	37.14	17.3					
	3	4	102-104	22.83	24.83	0.7310	0.89	71.92	28.08	8.7	70.0	6.1	19.0	1.7	18.0
	3	4	115-117	22.96	24.96	0.7366	0.89	66.30	33.70	10.5					
	3	4	130-132	23.11	25.11	0.7430	0.89	50.50	49.50	15.4	44.0	6.8	40.0	6.2	18.0
	3	5	11- 13	23.42	25.42	0.7500	0.89	64.92	35.08	10.9					
	3	5	26- 28	23.57	25.57	0.7653	0.90	60.34	39.66	12.5					
	3	5	41- 49	23.75	25.75	0.7740	0.90	78.39	21.61	6.8					
	3	5	55	23.85	25.85	0.7757	0.90	68.90	31.10	9.8					
	3	5	70- 75	24.03	26.03	0.7788	0.90	65.74	34.26	10.8	60.0	6.5	26.5	2.9	17.5
	3	5	88- 90	24.19	26.19	0.7816	0.90	53.19	46.81	14.7					
	3	5	102-104	24.33	26.33	0.7840	0.90	65.64	34.36	8.8	71.0	6.3	19.0	1.7	16.0
	3	5	115-117	24.46	26.46	0.7874	0.90	65.74	34.26	8.8					
	3	5	130-132	24.61	26.61	0.7914	0.90	58.40	41.60	10.7	50.0	5.3	36.0	3.8	20.0
	3	5	148-150	24.79	26.79	0.7961	0.91	51.14	48.86	12.7					
	3	6	36- 38	25.17	27.17	0.8061	0.91	40.43	59.57	15.4					
	3	6	55	25.35	27.35	0.8108	0.91	41.40	58.60	15.2					
	3	6	74- 79	25.47	27.47	0.8140	0.91	56.95	43.05	13.9	59.0	8.2	25.0	3.5	18.0
	3	6	85- 87	25.56	27.56	0.8168	0.91	39.47	60.53	19.6					
	3	6	94- 96	25.65	27.65	0.8196	0.91	36.46	63.54	20.6					
	C	3	5 122-126	26.24	27.66	0.8200	0.91	37.81	62.19	20.1					
	C	3	6 102-104	25.73	27.73	0.8222	0.91	40.64	59.36	19.2	45.0	8.7	40.0	7.7	22.0
	C	3	5 141-145	26.43	27.83	0.8253	0.91	55.04	44.96	14.6					
	C	3	6 115-117	25.86	27.86	0.8262	0.92	80.53	19.47	6.4					
	C	3	6 130-132	25.99	27.99	0.8303	0.92	82.00	18.00	5.9	51.0	3.0	37.0	2.2	22.0
	C	3	6 5- 10	26.58	28.04	0.8319	0.92	81.36	18.64	6.1					
	C	3	6 21- 24	26.73	28.15	0.8353	0.92	84.01	15.99	5.2					
	C	3	6 148-150	26.19	28.19	0.8366	0.92	68.26	31.74	10.4					
	C	3	6 34- 38	26.86	28.25	0.8385	0.92	65.33	34.67	11.4					
	C	3	CC 5- 7	26.26	28.26	0.8388	0.92	45.35	54.65	17.9					
	C	3	6 51- 55	27.03	28.39	0.8429	0.92	49.45	50.55	16.6					
	C	3	6 72- 75	27.24	28.57	0.8485	0.92	53.45	46.55	15.2					
	C	3	6 87- 91	27.39	28.70	0.8526	0.92								
	C	4	1 5- 7	26.86	28.86	0.8576	0.92	62.91	37.09	12.1					
	C	3	6 107-110	27.59	28.87	0.8579	0.93	74.08	25.92	8.6					
	C	3	6 132-135	27.84	29.04	0.8633	0.93	64.84	35.16	11.6					
	C	4	1 25- 27	27.06	29.06	0.8639	0.93	62.28	37.72	12.5					
	C	3	7 5- 8	28.07	29.19	0.8680	0.93	53.30	46.70	15.5					
	C	4	1 40	27.20	29.20	0.8683	0.93	57.00	43.00	14.2					
	C	4	1 45- 47	27.26	29.26	0.8702	0.93	74.78	25.22	8.4					
	C	4	1 55	27.35	29.35	0.8730	0.93	78.00	22.00	7.3					
	C	3	7 21- 24	28.23	29.35	0.8730	0.93	77.45	22.55	7.5					
	C	4	1 70- 74	27.52	29.52	0.8783	0.92	63.00	37.00	12.1	42.0	5.1	37.0	4.5	18.0
	C	4	1 87- 89	27.68	29.68	0.8833	0.91	56.36	43.64	14.1					
	C	4	1 102-104	27.83	29.83	0.8880	0.89	59.41	40.59	12.9	56.0	7.2	26.0	3.3	14.0
	C	4	1 115-117	27.96	29.96	0.8921	0.88	65.69	34.31	10.7					
	C	4	1 130-132	28.11	30.11	0.8968	0.87	68.90	31.10	9.6	59.0	5.7	24.0	2.3	14.0
	C	4	2 11- 13	28.40	30.40	0.9059	0.90	54.87	45.13	14.5					
	C	4	2 25- 27	28.54	30.54	0.9103	0.92	66.91	33.09	11.6					
	C	4	2 40	28.68	30.68	0.9139	0.93	84.10	15.90	5.6					
	C	4	2 40- 42	28.69	30.69	0.9142	0.93	85.86	14.14	5.0					
	C	4	2 55	28.83	30.83	0.9179	0.95	75.90	24.10	8.7					
	C	4	2 70- 74	29.00	31.00	0.9223	0.95	68.00	32.00	11.6	52.0	6.0	31.0	3.6	18.0

Tab. B-2: Sedimentphysikalische und sedimentologische Ergebnisse von Site 659.

Site 659			Orig.	Composite	Alter	P dry	CaCO3	EUR	EUR	Ton	Silt	Silt	Silt-	
Core-Section,	Interval		Tiefe	Depth	(Ma)	(g/ccm)	(Gew.%)	(Gew.%)	AR	< 2µm	Ton	> 6µm	> 6µm	Modal-
			(m)	(m)						(Gew.%)	AR	(Gew.%)	AR	Wert
4	2	87- 89	29.16	31.16	0.9265	0.94	44.20	55.80	20.0					
4	2	102-104	29.29	31.29	0.9299	0.94	63.13	36.87	13.2	58.0	7.7	30.0	4.0	17.0
4	2	117-119	29.46	31.46	0.9344	0.94	39.92	60.08	21.5					
4	2	130-132	29.59	31.59	0.9378	0.93	73.70	26.30	9.3	67.0	6.2	20.0	1.9	18.0
4	2	145-147	29.74	31.74	0.9417	0.93	78.84	21.16	7.5					
4	3	15- 17	29.94	31.94	0.9470	0.93	71.55	28.45	10.1					
4	3	25- 27	30.04	32.04	0.9496	0.92	67.56	32.44	11.4					
4	3	37- 39	30.16	32.16	0.9527	0.92	69.06	30.94	10.8					
4	3	55	30.33	32.33	0.9572	0.92	68.90	31.10	10.9					
4	3	70- 74	30.50	32.50	0.9616	0.92	52.00	48.00	16.8	69.0	11.6	14.0	2.4	20.0
4	3	85- 87	30.64	32.64	0.9653	0.91	51.77	48.23	16.7					
4	3	95- 97	30.74	32.74	0.9679	0.91	50.56	49.44	17.1					
4	3	102-104	30.81	32.81	0.9698	0.91	48.58	51.42	17.8	65.0	11.6	26.0	4.6	15.0
4	3	115-117	30.94	32.94	0.9732	0.91	55.19	44.81	15.5					
4	3	130-132	31.07	33.07	0.9766	0.90	60.60	39.40	13.5	76.0	10.3	10.0	1.4	
4	3	143-145	31.22	33.22	0.9807	0.90	75.66	24.34	6.3					
4	4	5- 7	31.34	33.34	0.9848	0.90	67.89	32.11	8.4					
4	4	17- 19	31.46	33.46	0.9889	0.89	63.13	36.87	9.6					
4	4	30- 32	31.59	33.59	0.9933	0.89	78.34	21.66	5.6					
4	4	42- 44	31.72	33.72	0.9978	0.88	75.18	24.82	6.4					
4	4	55	31.83	33.83	1.0015	0.88	50.50	49.50	12.7					
B	4	3 120-124	29.82	33.92	1.0046	0.88	46.45	53.55	13.8					
4	4	65- 67	31.95	33.98	1.0067	0.88	48.17	51.83	13.3					
4	4	66- 71	31.97	34.01	1.0077	0.88	48.00	52.00	13.4					
B	4	3 135-138	29.97	34.07	1.0097	0.88	47.52	52.48	13.5					
4	4	74- 76	32.03	34.09	1.0104	0.88	39.40	60.60	15.6	34.0	5.3	44.0	6.9	20.0
4	4	78- 80	32.07	34.12	1.0115	0.88	49.70	50.30	12.9	62.5	8.1	24.0	3.1	14.0
B	4	4 14- 18	30.26	34.36	1.0197	0.87	74.78	25.22	6.4					
B	4	4 25- 28	30.37	34.47	1.0234	0.87	52.35	47.65	12.1					
B	4	4 34- 37	30.46	34.56	1.0265	0.87	42.71	57.29	14.6					
B	4	4 40- 42	30.51	34.61	1.0282	0.87	57.70	42.30	10.7					
B	4	4 51- 55	30.63	34.73	1.0323	0.87	63.01	36.99	9.4					
B	4	4 67- 70	30.79	34.89	1.0378	0.87	35.54	64.46	16.4					
B	4	4 82- 86	30.94	35.04	1.0429	0.87	58.02	41.98	10.7					
B	4	4 92- 94	31.03	35.13	1.0460	0.87	57.34	42.66	10.8					
B	4	4 105-108	31.17	35.27	1.0508	0.88	64.53	35.47	9.1					
B	4	4 116-119	31.28	35.38	1.0545	0.88	59.03	40.97	10.5					
B	4	4 128-130	31.39	35.49	1.0583	0.88	63.51	36.49	9.4					
B	4	4 140-142	31.51	35.61	1.0624	0.88				79.0		12.0		15.0
B	4	5 2- 6	31.64	35.74	1.0669	0.88	73.31	26.69	6.9					
B	4	5 14- 17	31.76	35.86	1.0710	0.88	68.72	31.28	8.0					
B	4	5 25- 29	31.87	35.97	1.0747	0.89	60.37	39.63	10.3					
B	4	5 40- 42	32.01	36.11	1.0795	0.89	84.80	15.20	4.0					
B	4	5 56- 60	32.18	36.28	1.0853	0.89	66.12	33.88	8.8					
B	4	5 66- 69	32.28	36.38	1.0887	0.90	50.31	49.69	13.1					
B	4	5 81- 84	32.43	36.53	1.0939	0.92	74.04	25.96	7.0					
B	4	5 92- 94	32.51	36.61	1.0966	0.92	64.49	35.51	9.5	61.1	5.8	16.7	1.6	11.0
B	4	5 109-112	32.71	36.81	1.1034	0.94	50.50	49.50	13.6					
B	4	5 122-126	32.84	36.94	1.1079	0.95	37.76	62.24	17.3					
B	4	5 140-142	33.01	37.11	1.1137	0.97				77.0		13.0		18.0
B	4	6 12- 16	33.24	37.34	1.1216	0.99	73.34	26.66	7.7					
B	4	6 25- 29	33.37	37.47	1.1260	1.01	62.26	37.74	11.1					
B	5	1 12- 16	36.44	37.54	1.1284	1.02	44.70	55.30	16.5					
B	4	6 40- 42	33.51	37.61	1.1308	1.02	52.30	47.70	14.2	57.6	8.2	23.5	3.3	14.0
B	4	6 51- 54	33.63	37.73	1.1349	1.04	39.06	60.94	18.5					
B	5	1 33- 35	36.64	37.74	1.1352	1.04	34.23	65.77	20.0					
B	5	1 44- 47	36.76	37.89	1.1404	0.99	59.09	40.91	11.8					
B	4	6 71- 75	33.83	37.93	1.1417	0.97	60.40	39.60	11.2					
B	5	1 55	36.85	38.06	1.1462	0.93	57.10	42.90	11.7					
B	4	6 92- 94	34.03	38.13	1.1486	0.92	46.05	53.95	14.5					
B	5	1 65- 67	36.96	38.21	1.1513	0.92	79.42	20.58	5.5					
B	5	1 70- 73	37.02	38.27	1.1534	0.92	85.80	14.20	3.8	75.0	2.9	14.0	0.5	19.0
B	5	1 91- 93	37.22	38.47	1.1602	0.92	79.36	20.64	5.5					
B	5	1 102-104	37.33	38.58	1.1640	0.92	62.92	37.08	10.0	61.0	6.1	29.0	2.9	21.0
B	5	1 115-117	37.36	38.61	1.1650	0.92	58.29	41.71	11.2					
B	5	1 130-132	37.61	38.86	1.1735	0.92	69.80	30.20	8.1					
B	5	1 143-145	37.74	38.99	1.1780	0.92	71.92	28.08	7.5					
B	5	2 29- 31	38.10	39.35	1.1903	0.92	45.28	54.72	14.7					
B	5	2 41- 43	38.22	39.47	1.1944	0.92	40.06	59.94	16.1					
B	5	2 55	38.35	39.60	1.1988	0.92	72.60	27.40	7.4					
B	5	2 67- 69	38.47	39.72	1.2029	0.91	76.81	23.19	6.2					
B	5	2 70- 75	38.52	39.77	1.2047	0.90	78.66	21.34	5.6	73.0	4.1	13.0	0.7	13.0
B	5	2 79- 81	38.60	39.85	1.2074	0.89	75.44	24.56	6.4					
B	5	2 91- 93	38.72	39.97	1.2115	0.88	71.65	28.35	7.3					
B	5	2 102-104	38.83	40.08	1.2153	0.87	66.22	33.78	8.6	83.0	7.1	10.0	0.9	22.0
B	5	2 115-117	38.96	40.21	1.2197	0.85	59.70	40.30	10.0					
B	5	2 130-132	39.11	40.36	1.2248	0.84	58.30	41.70	10.2					
B	5	2 143-145	39.24	40.49	1.2293	0.82								
B	5	3 29- 31	39.60	40.85	1.2416	0.89	46.20	53.80	14.0					
B	5	1 74	35.84	40.88	1.2426	0.90	51.30	48.70	12.8					
B	5	3 41- 43	39.72	40.97	1.2457	0.93	74.57	25.43	6.9					
B	5	1 90- 92	36.01	41.06	1.2488	0.95	61.63	38.37	10.6	61.0	6.5	26.0	2.8	15.0
B	5	3 55	39.85	41.10	1.2501	0.96	52.90	47.10	13.2					
B	5	3 67- 69	39.98	41.23	1.2546	0.95	80.44	19.56	5.4					
B	5	3 70- 75	40.02	41.27	1.2559	0.95	79.96	20.04	5.6	68.0	3.8	29.0	1.6	19.0
B	5	3 79- 81	40.10	41.35	1.2587	0.95	83.41	16.59	4.6					
B	5	3 91- 93	40.22	41.47	1.2628	0.94	84.16	15.84	4.3					

Tab. B-2: Sedimentphysikalische und sedimentologische Ergebnisse von Site 659.

Site 659 Core-Section, Interval		Orig. Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	P dry (g/ccm)	CaCO3 (Gew.%)	EUR (Gew.%)	EUR AR	Ton < 2um (Gew.%)	Ton AR	Silt > 6um (Gew.%)	Silt > 6um AR	Silt- Modal- Wert
	5	3 102-104	40.33	41.58	1.2665	0.93	70.18	29.82	8.1				
	5	3 115-117	40.46	41.71	1.2710	0.92	57.67	42.33	11.4				
	5	3 130-132	40.61	41.86	1.2761	0.90	40.50	59.50	15.6	59.0	9.2	25.0	3.9 14.0
	5	3 143-145	40.74	41.99	1.2806	0.91	77.64	22.36	5.9				
	5	4 29- 31	41.10	42.35	1.2929	0.94	68.67	31.33	8.6				
	5	4 40	41.20	42.45	1.2963	0.95	56.40	43.60	12.1				
	5	4 55	41.35	42.60	1.3014	0.96	42.70	57.30	16.1				
	5	4 67- 69	41.48	42.73	1.3059	0.95	78.71	21.29	5.9				
	5	4 70- 75	41.52	42.77	1.3072	0.95	82.30	17.70	4.9	55.0	2.7	29.8	1.4 18.0
	5	4 79- 81	41.60	42.85	1.3100	0.94	73.95	26.05	7.2				
	5	4 91- 93	41.72	42.97	1.3141	0.93	60.19	39.81	10.8				
	5	4 102-104	41.83	43.08	1.3178	0.90	52.59	47.41	12.5	57.0	7.1	31.0	3.9 18.0
	5	4 115-117	41.96	43.21	1.3223	0.87	80.58	19.42	4.9				
B	5	3 93	39.03	43.31	1.3257	0.85	68.83	31.17	7.7				
	5	4 130-132	42.11	43.36	1.3274	0.84	69.50	30.50	7.5				
	5	4 143-145	42.24	43.49	1.3319	0.81	71.70	28.30	6.7				
B	5	3 133	39.43	43.78	1.3418	0.74	42.27	57.73	12.5				
	5	5 29- 31	42.60	43.85	1.3442	0.72	63.13	36.87	7.8				
	5	5 40	42.70	43.95	1.3476	0.70	81.60	18.40	3.8				
	5	5 55	42.85	44.10	1.3527	0.66	83.40	16.60	3.2				
	5	5 67- 69	42.98	44.23	1.3572	0.69	85.44	14.56	2.9				
	5	5 70- 75	43.02	44.27	1.3585	0.70	89.38	10.62	2.2	71.0	1.5	12.0	0.3 16.0
	5	5 80- 82	43.11	44.36	1.3616	0.72	82.71	17.29	3.6				
	5	5 102-104	43.33	44.58	1.3691	0.77	60.24	39.76	8.9	57.0	5.1	26.5	2.4 17.0
	5	5 115-117	43.46	44.71	1.3736	0.79	55.28	44.72	10.3				
	5	5 130-132	43.61	44.86	1.3787	0.83	49.00	51.00	12.4				
	5	5 143-145	43.74	44.99	1.3832	0.86	66.00	34.00	8.5				
	6	6 29- 31	44.10	45.35	1.3955	0.94	67.93	32.07	8.8				
	6	6 40	44.20	45.39	1.3968	0.95	54.10	45.90	12.7				
	6	6 55	44.35	45.44	1.3985	0.95	59.40	40.60	11.3				
	6	6 65- 67	44.46	45.53	1.4016	0.96	79.80	20.20	5.7				
	6	6 70- 75	44.53	45.61	1.4044	0.96	83.06	16.94	4.7	81.0	3.9	9.0	0.4 20.0
	6	6 75- 77	44.56	45.64	1.4054	0.96	83.37	16.63	4.7				
	6	6 84- 86	44.65	45.75	1.4091	0.96	81.37	18.63	5.2	76.0	4.0	11.0	0.6
	6	6 90- 92	44.71	45.82	1.4115	0.96	80.30	19.70	5.5				
B	6	5 3- 6	41.15	45.91	1.4146	0.96	68.64	31.36	8.8				
B	6	5 14- 18	41.26	46.02	1.4184	0.96	59.85	40.15	11.3				
B	6	5 26- 29	41.38	46.14	1.4225	0.96	20.87	79.13	22.2				
B	6	5 51- 54	41.63	46.39	1.4310	0.94	52.10	47.90	13.1				
B	6	5 67- 69	41.78	46.54	1.4362	0.93	54.47	45.53	12.4				
B	6	5 80- 84	41.92	46.68	1.4409	0.91	79.27	20.73	5.5				
B	6	5 92- 94	42.03	46.79	1.4447	0.90	63.24	36.76	9.7				
B	6	5 104-107	42.16	46.92	1.4491	0.89	47.20	52.80	13.7				
B	6	5 115-119	42.27	47.03	1.4529	0.88	73.38	26.62	6.8				
B	6	5 125-129	42.37	47.13	1.4563	0.87	76.46	23.54	6.0				
B	6	5 140	42.50	47.26	1.4608	0.86	43.80	56.20	14.1	51.5	7.3	31.5	4.5 14.0
B	6	5 6 3- 7	42.65	47.41	1.4659	0.84	54.09	45.91	11.3				
B	6	5 15- 18	42.77	47.53	1.4700	0.83	75.96	24.04	5.8				
B	6	5 27- 30	42.89	47.65	1.4741	0.84	81.29	18.71	4.6				
B	6	5 40- 42	43.01	47.77	1.4782	0.90	77.00	23.00	6.0				
B	6	5 55- 58	43.17	47.93	1.4837	0.89	67.92	32.08	8.3				
B	6	5 65- 69	43.27	48.03	1.4871	0.88	76.00	24.00	6.2				
B	6	5 82- 84	43.43	48.19	1.4926	0.85	68.83	31.17	7.7				
B	6	5 90	43.50	48.26	1.4950	0.84	59.54	40.46	9.9	68.5	6.8	18.0	1.8 11.0
B	6	1 5- 9	44.67	49.43	1.5350	0.69	60.17	39.83	8.0				
B	6	1 16- 19	44.78	49.54	1.5387	0.67	39.90	60.10	11.8				
B	6	1 25- 29	44.87	49.63	1.5418	0.66	57.31	42.69	8.2				
B	6	1 40- 42	45.01	49.77	1.5466	0.64	72.90	27.10	5.1				
B	6	1 55	45.15	49.91	1.5514	0.62	60.20	39.80	7.2				
B	6	1 70- 74	45.32	50.08	1.5572	0.63	52.98	47.02	8.7				
B	6	1 92- 94	45.53	50.29	1.5644	0.63	42.27	57.73	10.6	54.8	5.8	25.8	2.7 18.0
B	6	1 104-108	45.66	50.42	1.5688	0.64	76.04	23.96	4.5				
B	6	1 116-119	45.78	50.54	1.5729	0.64	58.39	41.61	7.8				
B	6	1 125-129	45.87	50.63	1.5760	0.65	36.71	63.29	12.0				
B	6	1 140	46.00	50.76	1.5805	0.65	40.15	59.85	11.4	67.0	7.6	19.5	2.2 14.0
B	6	2 3- 7	46.15	50.91	1.5856	0.66	76.44	23.56	4.5				
B	6	2 15- 19	46.27	51.03	1.5897	0.66	78.50	21.50	4.1				
B	6	2 25- 29	46.37	51.13	1.5931	0.67	66.93	33.07	6.5				
B	6	2 40	46.50	51.26	1.5975	0.67	57.76	42.24	8.3	65.0	5.4	25.0	2.1 14.0
B	6	2 55	46.65	51.41	1.6027	0.68	54.80	45.20	9.0				
B	6	2 66- 69	46.78	51.54	1.6071	0.69	43.43	56.57	11.4				
B	6	2 82- 85	46.94	51.70	1.6126	0.70	61.24	38.76	7.9				
B	6	2 92- 94	47.03	51.79	1.6157	0.70	63.24	36.76	7.5	73.0	5.5	11.0	0.8 14.0
B	6	2 111-115	47.23	51.99	1.6225	0.71	68.89	31.11	6.5				
B	6	2 125-128	47.37	52.13	1.6273	0.72	63.22	36.78	7.7				
B	6	3 3- 7	47.65	52.41	1.6369	0.74	81.31	18.69	4.0				
B	6	3 14- 17	47.76	52.52	1.6406	0.75	80.87	19.93	4.4				
B	6	3 26- 29	47.88	52.64	1.6450	0.75	67.53	32.47	6.4				
B	6	3 40- 42	48.01	52.77	1.6500	0.76	61.10	38.90	7.8	60.0	4.7	28.0	2.2 15.0
B	6	3 55	48.15	52.91	1.6553	0.77	55.70	44.30	9.0				
B	6	3 65- 69	48.27	53.03	1.6599	0.77	52.08	47.92	9.7				
B	6	3 82- 85	48.44	53.20	1.6663	0.77	62.16	37.84	7.7				
B	6	3 92- 94	48.53	53.29	1.6698	0.77	66.77	33.23	6.7	78.7	5.3	10.7	0.7
B	6	3 107-109	48.68	53.44	1.6755	0.77	59.72	40.28	8.2				
B	6	3 125-128	48.87	53.63	1.6827	0.77	53.37	46.63	9.4				
B	6	3 140	49.00	53.76	1.6877	0.76	67.98	32.02	6.4	79.0	5.1	12.7	0.8 14.0
B	6	4 10- 14	49.22	53.98	1.6960	0.76	70.35	29.65	5.9				

Tab. B-2: Sedimentphysikalische und sedimentologische Ergebnisse von Site 659.

Site 659 Core-Section, Interval				Orig. Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	P dry (g/ccm)	CaCO ₃ (Gew.%)	EUR (Gew.%)	EUR AR	Ton < 2µm (Gew.%)	Ton AR	Silt > 6µm (Gew.%)	Silt > 6µm AR	Silt- Modal- Wert
B	6	4	24- 27	49.36	54.12	1.7013	0.76	47.00	53.00	10.6					
B	6	4	40- 42	49.51	54.27	1.7071	0.76	48.60	51.40	10.3	51.0	5.2	37.0	3.8	18.0
B	6	4	55	49.65	54.41	1.7124	0.76	67.90	32.10	6.4					
B	6	4	66- 69	49.78	54.54	1.7173	0.76	79.62	20.38	4.1					
B	6	4	80- 84	49.92	54.68	1.7227	0.77	72.67	27.33	5.5					
B	6	4	92- 94	50.03	54.79	1.7268	0.77	55.20	44.80	9.1	62.4	5.7	25.3	2.3	14.0
B	6	4	110-113	50.22	54.98	1.7341	0.78	54.65	45.35	9.3					
B	6	4	124-128	50.36	55.12	1.7394	0.78	80.85	19.15	3.9					
B	6	4	137	50.47	55.23	1.7436	0.79	76.52	23.48	4.9					
B	6	5	4- 8	50.66	55.42	1.7508	0.80	68.18	31.82	6.7					
B	6	5	15- 18	50.77	55.53	1.7550	0.80	65.03	34.97	7.4					
B	6	5	26- 30	50.88	55.64	1.7592	0.80	76.59	23.41	4.9					
B	6	5	40- 42	51.01	55.77	1.7641	0.81	84.50	15.50	3.3	78.0	2.6	8.8	0.3	15.0
B	6	5	55	51.15	55.91	1.7694	0.81	77.00	23.00	4.9					
B	6	5	66- 69	51.28	56.04	1.7744	0.81	77.89	22.11	4.7					
B	6	5	80- 84	51.42	56.18	1.7797	0.82	62.48	37.52	8.1					
B	6	5	92- 94	51.53	56.29	1.7839	0.82	45.69	54.31	11.7	53.0	6.2	30.5	3.6	21.0
B	6	5	140	52.00	56.76	1.8018	0.83	73.01	26.99	5.9	73.1	4.3	14.8	0.9	11.0
B	6	6	40- 42	52.51	57.27	1.8201	0.84	80.00	20.00	6.0					
B	6	6	55	52.65	57.41	1.8240	0.85	66.20	33.80	10.3					
B	6	6	92- 94	53.03	57.79	1.8345	0.90	48.74	51.26	16.6					
B	7	1	4- 6	55.35	58.11	1.8435	0.94	77.86	22.14	7.5					
B	7	1	16- 18	55.47	58.23	1.8468	0.95	71.72	28.28	9.6					
B	6	6	140	53.50	58.26	1.8476	0.95	76.43	23.57	8.0	79.0	6.4	11.0	0.9	14.0
B	7	1	28- 30	55.58	58.34	1.8499	0.96	74.00	26.00	9.0					
B	7	1	40	55.70	58.46	1.8532	0.98	66.60	33.40	11.8					
B	7	1	55	55.85	58.61	1.8574	0.99	59.90	40.10	14.3					
B	7	1	67- 69	55.98	58.74	1.8610	0.99	74.06	25.94	9.2					
B	7	1	79- 81	56.10	58.86	1.8643	0.99	74.51	25.49	9.1					
B	7	1	102-104	56.33	59.09	1.8707	0.99	43.56	56.44	20.1					
B	7	1	118-120	56.49	59.25	1.8752	0.99	55.45	44.55	15.8					
B	7	1	130-132	56.61	59.37	1.8785	0.99	74.20	25.80	9.2	70.2	6.4	15.8	1.5	11.0
B	7	2	23- 26	57.03	59.79	1.8927	0.99	75.80	24.20	6.4					
B	7	2	42- 45	57.22	59.98	1.8998	0.98	83.70	16.30	4.3					
B	7	1	60- 62	54.71	60.02	1.9013	0.97	74.40	25.60	6.7					
B	7	2	55	57.33	60.09	1.9039	0.97	85.40	14.60	3.8					
B	7	2	64- 67	57.44	60.20	1.9080	0.97	82.72	17.28	4.5					
B	7	2	81- 84	57.61	60.37	1.9144	0.99	74.78	25.22	6.6					
B	7	2	92- 95	57.72	60.48	1.9186	1.01	77.06	22.94	6.1					
B	7	2	102-104	57.81	60.57	1.9220	1.01	75.39	24.61	6.6	86.0	5.6	7.0	0.5	17.0
B	7	2	114-118	57.94	60.70	1.9275	1.03	54.38	45.62	11.1					
B	7	2	130-132	58.09	60.85	1.9338	1.04	62.00	38.00	9.4	58.0	5.4	25.0	2.3	18.0
B	7	2	146-149	58.26	61.02	1.9410	1.06	48.17	51.83	13.0					
B	7	3	25- 27	58.54	61.30	1.9591	1.06	68.43	31.57	5.2					
B	7	3	40	58.70	61.46	1.9695	1.05	75.40	24.60	4.0					
B	7	3	51- 54	58.81	61.57	1.9766	1.05	56.11	43.89	7.1					
B	7	2	60- 62	56.21	61.68	1.9837	1.05	53.52	46.48	7.6					
B	7	3	64- 67	58.94	61.70	1.9850	1.05	57.96	42.04	6.8					
B	7	3	76- 80	59.06	61.82	1.9887	1.05	79.08	20.92	7.1					
B	7	3	102-104	59.31	62.07	1.9964	1.05	66.32	33.68	11.5	65.0	7.5	25.0	2.9	15.0
B	7	3	116-119	59.46	62.22	2.0010	1.05	61.56	38.44	13.1					
B	7	3	130-132	59.59	62.35	2.0044	1.06	60.70	39.30	16.0					
B	7	3	145-148	59.75	62.51	2.0086	1.06	68.71	31.29	12.7					
B	7	4	12- 16	59.92	62.68	2.0130	1.06	83.72	16.28	6.6					
B	7	4	25- 29	60.05	62.81	2.0166	1.06	83.79	16.21	6.3					
B	7	4	43- 47	60.23	62.99	2.0215	1.06	73.20	26.80	10.3					
B	7	4	55	60.33	63.09	2.0243	1.04	63.00	37.00	14.0					
B	7	3	60- 62	57.71	63.19	2.0270	1.04	52.24	47.76	18.1	59.0	10.7	28.0	5.1	18.0
B	7	4	82- 85	60.62	63.38	2.0320	1.05	66.57	33.43	13.2					
B	7	4	102-104	60.81	63.57	2.0371	1.06	57.03	42.97	17.2	58.0	10.0	30.0	5.2	18.0
B	7	4	115-118	60.95	63.71	2.0408	1.07	68.79	31.21	12.6					
B	7	4	130-132	61.09	63.85	2.0445	1.08	65.60	34.40	14.0					
B	7	4	146-149	61.26	64.02	2.0490	1.09	86.45	13.55	5.6					
B	7	5	31- 34	61.61	64.37	2.0562	1.12	81.35	18.65	10.1					
B	7	5	45- 49	61.75	64.51	2.0591	1.13	63.58	36.42	20.0					
B	7	5	55	61.83	64.59	2.0616	1.09	53.10	46.90	16.2					
B	7	4	60- 62	59.21	64.72	2.0657	1.07	48.81	51.19	17.4					
B	7	5	74- 78	62.04	64.80	2.0683	1.07	64.85	35.15	11.9					
B	7	5	92- 95	62.22	64.98	2.0739	1.08	79.84	20.16	6.9					
B	7	5	102-104	62.31	65.07	2.0768	1.08	68.32	31.68	10.8	74.0	8.0	15.0	1.6	18.0
B	7	5	116-119	62.46	65.22	2.0815	1.08	61.52	38.48	13.2					
B	7	5	130-132	62.59	65.35	2.0856	1.08	51.70	48.30	16.5					
B	7	5	146-149	62.76	65.52	2.0910	1.09	83.10	16.90	5.8					
B	7	6	23- 27	63.03	65.79	2.0998	1.09	76.96	23.04	7.7					
B	7	6	35- 39	63.15	65.91	2.1038	1.10	62.21	37.79	12.7					
B	7	6	55	63.33	66.09	2.1097	1.10	42.00	58.00	19.5					
B	7	5	60- 62	60.71	66.28	2.1183	1.08	56.73	43.27	10.2	66.0	6.7	20.0	2.0	14.0
B	7	6	76- 79	63.56	66.32	2.1201	1.07	82.97	17.03	4.0					
B	7	6	102-104	63.81	66.57	2.1316	1.05	80.76	19.24	4.4	83.0	3.7	10.0	0.4	
B	7	6	115-119	63.95	66.71	2.1380	1.04	80.29	19.71	4.5					
B	7	6	130-132	64.09	66.85	2.1421	1.03	81.30	18.70	6.6					
B	7	6	143-146	64.23	66.97	2.1456	1.02	82.39	17.61	6.2					
B	7	7	7- 11	64.37	67.06	2.1482	1.01	82.44	17.56	6.1					
B	7	7	25	64.50	67.18	2.1517	1.00	66.60	33.40	11.5					
B	7	7	32- 34	64.61	67.27	2.1551	0.99	62.11	37.89	9.6	68.0	6.5	21.5	2.1	18.0
B	7	7	38- 40	64.67	67.29	2.1559	0.99	51.10	48.90	12.4					
B	7	6	60- 62	62.21	67.83	2.1770	0.95	75.78	24.22	5.9	86.0	5.1	5.8	0.3	18.0

Tab. B-2: Sedimentphysikalische und sedimentologische Ergebnisse von Site 659.

Site 659 Core-Section, Interval			Orig. Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	P dry (g/ccm)	CaCO3 (Gew.%)	EUR (Gew.%)	EUR AR	Ton < 2µm (Gew.%)	Ton AR	Silt > 5µm (Gew.%)	Silt > 6µm AR	Silt- Modai- Wert	
B	8	1	2-6	64.84	68.25	2.1895	0.94	53.19	46.81	14.8					
B	7	7	23-25	63.34	69.05	2.2133	0.90	43.92	56.08	17.0					
	8	1	32-35	65.14	69.06	2.2136	0.90	46.58	53.42	16.2					
	8	1	45-49	65.27	69.19	2.2174	0.90	48.64	51.36	15.5					
	8	1	58	65.38	69.30	2.2207	0.89	79.30	20.70	6.2					
	8	1	57-61	65.39	69.31	2.2210	0.89	80.44	19.56	5.8					
	8	1	75-79	65.57	69.49	2.2280	0.89	80.33	19.67	4.5					
	8	1	63	65.63	69.55	2.2303	0.90	80.30	19.70	4.6					
	8	1	88-92	65.70	69.62	2.2330	0.90	67.04	32.96	7.7					
	8	1	102-104	65.83	69.75	2.2380	0.90	67.67	32.33	7.5	62.0	4.7	24.5	1.9	20.0
	8	1	115-117	65.96	69.88	2.2415	0.90	69.80	30.20	10.0					
	8	2	22-26	66.26	70.18	2.2497	0.91	71.39	28.61	9.6					
	8	2	33-37	66.37	70.29	2.2527	0.91	74.37	25.63	8.6					
	8	2	40-44	66.44	70.36	2.2546	0.92	76.26	23.74	8.0					
B	8	1	60-62	64.21	70.48	2.2578	0.92	79.64	20.36	6.9	80.0	5.5	9.9	0.7	18.0
	8	2	55	66.57	70.49	2.2581	0.92	81.50	18.50	6.3					
	8	2	102-104	67.05	70.97	2.2714	1.00	81.89	18.11	6.5	88.1	5.7	11.3	0.7	11.0
	8	2	115-117	67.18	71.10	2.2750	0.99	60.90	39.10	13.9					
	8	2	131-135	67.35	71.27	2.2828	0.98	76.42	23.58	5.0					
	8	2	143-145	67.46	71.38	2.2879	0.98	87.75	12.25	2.6					
	8	3	12	67.64	71.56	2.2962	0.97	83.70	16.30	3.4					
	8	3	25-29	67.79	71.71	2.3031	0.96	88.20	11.80	2.5					
	8	3	38-41	67.92	71.84	2.3070	0.95	86.64	13.36	4.2					
B	8	2	60-62	65.71	71.89	2.3085	0.95	80.14	19.86	6.2					
	8	3	55	68.07	71.99	2.3116	0.95	56.50	43.50	13.7					
	8	3	83-87	68.37	72.29	2.3204	0.94	67.16	32.84	11.0					
	8	3	102-104	68.55	72.47	2.3254	0.94	48.50	51.50	17.3	55.0	9.5	33.0	5.7	18.0
	8	3	115-117	68.68	72.60	2.3291	0.94	46.70	53.30	17.9					
	8	3	131-134	68.85	72.77	2.3338	0.94	84.16	15.84	5.3					
	8	4	12	69.14	73.06	2.3419	0.93	77.80	22.20	7.6					
	8	4	24-27	69.28	73.20	2.3457	0.93	46.23	53.77	18.4					
B	8	3	60-62	67.21	73.31	2.3487	0.93	73.50	26.50	9.1					
	8	4	38-43	69.43	73.35	2.3498	0.93	82.94	17.06	5.8					
	8	4	55	69.57	73.49	2.3536	0.93	53.00	47.00	16.1					
	8	4	84-87	69.88	73.80	2.3620	0.92	37.35	62.65	21.2					
	8	4	102-104	70.05	73.97	2.3733	0.93	79.74	20.26	2.8	81.0	2.3	5.0	0.1	
	8	4	115-117	70.18	74.10	2.3820	0.94	81.20	18.80	2.7	83.6	2.2	11.0	0.3	25.0
	8	4	128-133	70.33	74.25	2.3875	0.94	66.74	33.26	8.5					
	8	4	143-147	70.47	74.39	2.3926	0.95	54.32	45.68	11.8					
	8	5	8-11	70.62	74.54	2.3981	0.95	69.20	30.80	8.0					
	8	5	25-29	70.79	74.71	2.4043	0.96	54.69	45.31	16.7					
B	8	4	60-62	68.71	74.80	2.4066	0.97	59.58	40.42	15.1					
	8	5	37-41	70.91	74.83	2.4074	0.97	50.29	49.71	18.6					
	8	5	55	71.07	74.99	2.4115	0.98	61.10	38.90	14.7					
	8	5	83-87	71.37	75.29	2.4193	0.97	84.25	15.75	5.9					
	8	5	102-104	71.55	75.47	2.4240	0.96	80.14	19.86	7.3	84.0	6.2	7.0	0.5	
	8	5	115-117	71.68	75.60	2.4283	0.96	75.30	24.70	7.1					
	8	5	134-137	71.88	75.80	2.4350	0.95	75.09	24.91	7.1					
	8	6	12	72.14	76.06	2.4435	0.94	84.50	15.50	4.4					
	8	6	25-29	72.29	76.21	2.4481	0.93	84.17	15.83	4.8					
	8	6	48-52	72.52	76.44	2.4551	0.97	72.68	27.32	8.7					
	8	6	55	72.57	76.49	2.4566	0.98	66.90	33.10	10.7					
	8	6	75-77	72.78	76.70	2.4630	1.00	60.29	39.71	13.1	76.2	10.0	13.9	1.8	13.0
	8	6	80-82	72.83	76.75	2.4655	1.01	71.60	28.40	5.7					
	8	6	87-90	72.91	76.83	2.4696	1.01	84.42	15.58	3.1					
	8	CC	8-12	73.03	76.95	2.4756	1.02	83.12	16.88	3.4					
	9	1	3-7	74.35	77.89	2.5230	1.03	51.47	48.53	9.9					
B	8	6	60-62	71.71	78.04	2.5266	1.01	55.71	44.29	18.4	60.0	11.0	25.0	4.6	15.0
	9	1	17-20	74.49	78.12	2.5286	0.99	53.20	46.80	19.0					
	9	1	30-34	74.62	78.35	2.5342	0.96	82.36	17.64	7.0					
	9	1	40	74.70	78.48	2.5373	0.95	83.20	16.80	6.6					
	9	1	55	74.85	78.74	2.5437	0.91	83.10	16.90	6.3					
	9	1	61-65	74.93	78.88	2.5467	0.92	82.63	17.37	7.6					
	9	1	75-79	75.07	79.02	2.5497	0.93	73.60	26.40	11.7					
	9	1	91-95	75.23	79.18	2.5530	0.94	78.57	21.43	9.6					
	9	1	101-103	75.32	79.27	2.5549	0.94	77.55	22.45	10.0	91.0	9.1	4.0	0.4	
	9	1	114-118	75.46	79.41	2.5579	0.95	62.66	37.34	16.9					
	9	1	130-132	75.61	79.56	2.5618	0.96	73.50	26.50	12.1					
B	9	1	62-64	73.73	79.75	2.5650	0.96	42.62	57.38	26.2	55.0	14.4	30.0	7.9	27.0
	9	2	26-30	76.08	80.03	2.5760	0.95	83.63	16.37	4.0					
	9	2	50-54	76.32	80.27	2.5893	0.94	76.89	23.11	3.9					
	9	2	71-75	76.53	80.48	2.6010	0.94	46.65	53.35	9.0					
	9	2	84	76.64	80.59	2.6038	0.94	70.40	29.60	10.8					
	9	2	92-96	76.74	80.69	2.6064	0.94	77.92	22.08	8.0					
	9	2	101-103	76.82	80.77	2.6085	0.93	63.88	36.12	13.0	77.6	10.1	13.2	1.7	11.0
	9	2	117-120	76.99	80.94	2.6129	0.93	70.13	29.87	10.8					
	9	2	130-132	77.11	81.06	2.6160	0.93	71.30	28.70	10.3	77.0	8.0	15.0	1.6	
B	9	2	62-64	75.23	81.26	2.6252	0.95	82.18	17.82	3.7					
	9	3	26-30	77.58	81.53	2.6376	1.04	80.25	19.75	4.5					
	9	3	42-46	77.74	81.69	2.6450	1.09	62.01	37.99	9.0					
	9	3	55	77.85	81.80	2.6483	1.13	56.40	43.60	16.6					
	9	3	66-70	77.98	81.93	2.6521	1.10	79.15	20.85	7.7					
	9	3	85-89	78.17	82.12	2.6578	1.06	83.86	16.14	5.7					
	9	3	101-103	78.32	82.27	2.6622	1.02	73.78	26.22	9.0	82.4	7.4	9.4	0.8	
	9	3	116-119	78.48	82.43	2.6670	0.98	84.53	15.47	5.1					
	9	3	130-132	78.61	82.56	2.6721	0.95	76.20	23.80	5.8					
B	9	3	50-52	76.61	82.68	2.6768	0.93	80.94	19.06	4.5					

Tab. B-2: Sedimentphysikalische und sedimentologische Ergebnisse von Site 659.

Site 659 Core-Section, Interval			Orig. Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	P dry (g/ccm)	CaCO3 (Gew. %)	EUR (Gew. %)	EUR AR	Ton < 2µm (Gew. %)	Ton AR	Silt > 6µm (Gew. %)	Silt > 6µm AR	Silt- Modal- Wert
9	4	25- 29	79.07	83.02	2.6891	0.91	66.22	33.78	9.8					
9	4	36- 40	79.18	83.13	2.6925	0.91	75.20	24.80	7.2					
9	4	55	79.35	83.30	2.6979	0.90	83.80	16.20	4.7					
9	4	71- 75	79.53	83.48	2.7035	0.90	86.49	13.51	3.9					
9	4	86- 89	79.68	83.63	2.7082	0.91	85.32	14.68	4.3					
9	4	101-103	79.82	83.77	2.7135	0.91	80.73	19.27	4.7	87.0	4.1	6.0	0.3	
9	4	115-119	79.97	83.92	2.7191	0.92	82.74	17.26	4.2					
9	4	130-132	80.11	84.06	2.7244	0.92	78.40	21.60	5.3	84.0	4.4	8.0	0.4	
9	4	144-148	80.26	84.21	2.7300	0.92	83.26	16.74	4.1					
9	5	12- 16	80.44	84.39	2.7361	0.93	76.94	23.06	6.3					
9	5	24- 28	80.56	84.51	2.7402	0.93	82.81	17.19	4.7					
9	5	39- 43	80.71	84.66	2.7454	0.94	85.60	14.40	4.0					
9	5	55	80.85	84.80	2.7501	0.94	82.50	17.50	4.8					
9	5	72- 76	81.04	84.99	2.7566	0.95	77.27	22.73	6.3					
9	5	83- 87	81.15	85.10	2.7604	0.95	74.63	25.37	7.1					
B	10	1 60- 62	78.81	85.19	2.7635	0.96	76.90	23.10	6.5	64.6	4.2	12.5	0.8	14.0
9	5	101-103	81.32	85.27	2.7662	0.96	76.70	23.30	6.6	79.4	5.2	16.1	1.1	
9	5	115-118	81.47	85.42	2.7713	0.97	84.03	15.97	4.5					
9	5	130-132	81.61	85.56	2.7761	0.98	87.40	12.60	3.6					
9	5	144-148	81.76	85.71	2.7812	0.98	81.48	18.52	5.3					
9	6	22- 25	82.04	85.99	2.7908	1.00	82.79	17.21	5.0					
9	6	35- 39	82.17	86.12	2.7952	1.01	84.95	15.05	4.5					
9	6	50- 52	82.31	86.26	2.8000	1.02	74.80	25.20	7.5					
9	6	55	82.35	86.30	2.8014	1.02	69.40	30.60	9.1					
9	6	60- 62	82.41	86.36	2.8034	1.02	56.14	43.86	13.1	64.0	8.4	27.5	3.6	22.0
9	6	61- 65	82.43	86.38	2.8041	1.02	63.32	36.68	11.0					
B	10	2 53- 55	80.24	86.47	2.8072	1.01	48.68	51.32	15.2	62.6	9.5	24.2	3.7	18.0
9	CC	9- 14	82.58	86.53	2.8092	1.01	50.67	49.33	14.6					
10	1	3- 6	83.85	87.80	2.8526	0.96	70.05	29.95	8.4					
10	1	26- 30	84.08	88.03	2.8604	0.96	84.81	15.19	4.3					
10	1	40	84.20	88.15	2.8645	0.95	84.40	15.60	4.3					
10	1	44- 48	84.26	88.21	2.8666	0.95	85.36	14.64	4.1					
10	1	55	84.35	88.30	2.8696	0.95	75.10	24.90	6.9					
10	1	61- 65	84.43	88.38	2.8724	0.95	69.91	30.09	8.4					
10	1	74- 78	84.56	88.51	2.8768	0.96	55.89	44.11	12.4					
10	1	90- 92	84.71	88.66	2.8819	0.96	65.77	34.23	9.6	69.0	6.6	20.0	1.9	15.0
10	1	104-107	84.86	88.81	2.8871	0.97	85.95	14.05	4.0					
B	10	4 60- 62	83.31	89.13	2.8980	0.99	75.11	24.89	7.2					
10	1	140-142	85.21	89.16	2.8990	0.99	66.20	33.80	9.8					
10	2	31- 35	85.60	89.55	2.9123	1.02	84.11	15.89	4.7					
10	2	40	85.67	89.62	2.9147	1.02	81.50	18.50	5.5					
10	2	47- 51	85.76	89.71	2.9178	1.03	76.45	23.55	7.1					
10	2	55	85.82	89.77	2.9198	1.03	62.10	37.90	11.4					
10	2	64- 68	85.93	89.88	2.9236	1.02	55.78	44.22	13.2					
10	2	80- 82	86.08	90.03	2.9287	1.01	63.42	36.58	10.8	91.0	9.9	4.0	0.4	
10	2	93- 97	86.22	90.17	2.9335	0.99	26.47	73.53	21.3					
B	10	5 60- 62	84.81	90.43	2.9424	0.97	79.85	20.15	5.7					
10	2	140-142	86.68	90.63	2.9492	0.95	62.30	37.70	10.5					
10	3	2- 6	86.81	90.76	2.9536	0.95	72.94	27.06	7.5					
10	3	16- 20	86.95	90.90	2.9584	0.93	85.23	14.77	4.0					
10	3	29- 33	87.08	91.03	2.9629	0.92	84.04	15.96	4.3					
10	3	44- 48	87.23	91.18	2.9680	0.91	86.37	13.63	3.6					
10	3	55	87.32	91.27	2.9710	0.90	82.50	17.50	4.6					
10	3	61- 65	87.40	91.35	2.9738	0.91	81.27	18.73	5.0					
10	3	74- 77	87.53	91.48	2.9782	0.92	70.80	29.20	7.9					
10	3	85	87.63	91.58	2.9816	0.93	73.60	26.40	7.2					
10	3	90- 92	87.68	91.63	2.9833	0.94	80.79	19.21	5.3	80.0	4.2	9.8	0.5	
10	3	100-102	87.78	91.73	2.9868	0.95	66.54	33.46	9.3	88.0	8.2	7.9	0.7	
B	10	6 60- 62	86.31	91.79	2.9888	0.95	85.19	14.81	4.1					
10	3	110-112	87.88	91.83	2.9902	0.96	78.65	21.35	6.0	71.0	4.3	12.0	0.7	18.0
10	3	120	87.97	91.92	2.9932	0.97	78.20	21.80	6.2					
10	3	131-136	88.11	92.06	2.9980	0.98	61.77	38.23	11.0					
10	3	140-142	88.18	92.13	3.0004	0.99	46.80	53.20	15.4					
10	4	3- 6	88.32	92.27	3.0052	1.01	45.71	54.29	16.1					
10	4	32- 35	88.61	92.56	3.0151	1.05	83.16	16.84	5.2					
10	4	40	88.67	92.62	3.0171	1.05	77.90	22.10	6.8					
10	4	44- 48	88.73	92.68	3.0192	1.06	74.31	25.69	8.0					
10	4	55	88.82	92.77	3.0223	1.07	57.40	42.60	13.4					
10	4	72- 75	89.01	92.96	3.0287	1.05	82.50	17.50	5.4					
10	4	90- 92	89.18	93.13	3.0346	1.02	79.57	20.43	6.1	77.0	4.7	11.4	0.7	13.0
B	11	1 60- 62	88.71	93.26	3.0390	1.01	59.81	40.19	11.9					
10	4	119-123	89.48	93.43	3.0448	0.99	53.37	46.63	13.5					
10	4	140-142	89.68	93.63	3.0516	0.97	81.50	18.50	5.3	89.0	4.7	7.6	0.4	
10	5	2- 6	89.81	93.76	3.0561	0.96	83.86	16.14	4.5					
10	5	28- 32	90.07	94.02	3.0649	0.94	83.76	16.24	4.5					
10	5	44- 48	90.23	94.18	3.0704	0.93	83.08	16.92	4.6					
10	5	55	90.32	94.27	3.0735	0.92	82.30	17.70	4.8					
10	5	61- 64	90.40	94.35	3.0762	0.92	83.16	16.84	4.5					
10	5	90- 92	90.68	94.63	3.0858	0.91	82.27	17.73	4.7	87.8	4.2	5.6	0.3	
B	11	2 60- 62	90.21	94.76	3.0902	0.92	74.60	25.40	6.8					
10	5	122-125	91.01	94.96	3.0970	0.95	76.52	23.48	6.5					
10	5	140-142	91.18	95.13	3.1028	0.97	51.80	48.20	13.7					
10	6	3- 6	91.31	95.26	3.1073	0.99	82.13	17.87	5.2					
10	6	29- 33	91.58	95.53	3.1165	1.03	84.36	15.64	4.7					
10	6	44- 48	91.73	95.68	3.1216	1.05	69.81	30.19	9.3					
10	6	55	91.82	95.77	3.1247	1.06	63.00	37.00	11.5					
10	6	59- 62	91.88	95.83	3.1267	1.04	69.71	30.29	9.2					

Tab. B-2: Sedimentphysikalische und sedimentologische Ergebnisse von Site 659.

Site 659 Core-Section, Interval			Orig. Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	P dry (g/ccm)	CaCO3 (Gew.%)	EUR (Gew.%)	EUR AR	Ton < 2µm (Gew.%)	Ton AR	Silt > 6µm (Gew.%)	Silt > 6µm AR	Silt- Modal- Hert
B	10	6 74-78	92.03	95.98	3.1319	0.97	83.47	16.53	4.7					
	10	6 90-92	92.18	96.13	3.1370	0.91	84.26	15.74	4.2					
	10	6 90-94	92.20	96.15	3.1377	0.90	81.12	18.88	5.0					
B	11	3 60-62	91.71	96.26	3.1414	0.91	81.78	18.22	4.9					
	11	1 4-8	93.36	97.31	3.1773	0.97	67.71	32.29	9.2					
	11	1 22-26	93.54	97.49	3.1834	0.98	65.91	34.09	9.8					
	11	1 32-36	93.64	97.59	3.1868	0.99	81.88	18.12	5.3					
	11	1 38-42	93.70	97.65	3.1889	0.99	82.49	17.51	5.1					
B	11	4 60-62	93.21	97.75	3.1923	0.99	72.76	27.24	7.9	80.0	6.3	7.7	0.6	17.0
	11	1 55	93.85	97.80	3.1940	1.00	66.20	33.80	9.9					
	11	1 70-74	94.02	97.97	3.1998	0.99	54.66	45.34	13.2					
	11	1 80-84	94.12	98.07	3.2032	0.99	72.07	27.93	8.1					
	11	1 90-92	94.21	98.16	3.2063	0.99	84.19	15.81	4.6					
	11	1 92-94	94.23	98.18	3.2070	0.99	86.59	13.41	3.9	82.9	3.2	7.4	0.3	
	11	1 106-110	94.38	98.33	3.2121	0.99	83.50	16.50	4.8					
	11	1 125-129	94.57	98.52	3.2186	0.99	79.16	20.84	6.0					
	11	1 140-142	94.71	98.66	3.2234	0.99	69.20	30.80	8.9	91.0	8.1	5.0	0.5	
	11	2 27-31	95.01	98.96	3.2336	1.01	81.72	18.28	5.4					
	11	2 40	95.12	99.07	3.2374	1.02	71.20	28.80	8.6					
	11	2 43-47	95.17	99.12	3.2391	1.02	64.96	35.04	10.5					
B	11	5 60-62	94.71	99.17	3.2408	1.03	60.78	39.22	11.8	66.1	7.8	18.6	2.2	
	11	2 55	95.27	99.22	3.2425	1.03	59.80	40.20	12.1					
	11	2 84-87	95.58	99.53	3.2531	1.01	58.52	41.48	12.3					
	11	2 92-94	95.65	99.60	3.2555	1.01	45.18	54.82	16.2					
	11	2 110-114	95.84	99.79	3.2619	0.99	83.32	16.68	4.8					
	11	2 125-129	95.99	99.94	3.2671	0.98	79.33	20.67	5.9					
	11	2 140-142	96.13	100.08	3.2718	0.97	75.50	24.50	7.0	60.0	4.2	27.0	1.9	18.0
B	11	6 60-62	96.21	100.49	3.2858	0.95	67.81	32.19	9.0					
	11	3 44-47	96.76	100.71	3.2933	0.94	53.29	46.71	12.9					
	11	3 55	96.85	100.80	3.2964	0.94	81.90	18.10	5.0					
	11	3 73-77	97.05	101.00	3.3033	0.94	84.53	15.47	4.3					
	11	3 92-94	97.23	101.18	3.3094	0.94	84.15	15.85	4.4	87.8	3.8	5.6	0.2	18.0
	11	3 107-110	97.39	101.34	3.3149	0.94	80.65	19.35	5.3					
	11	3 129-131	97.60	101.55	3.3220	0.94	88.40	11.60	3.2					
	11	4 30-34	98.12	102.07	3.3398	0.95	64.83	35.17	9.8					
	11	4 40	98.20	102.15	3.3425	0.98	71.10	28.90	8.3					
	11	4 49-53	98.31	102.26	3.3463	1.01	84.05	15.95	4.7					
	11	4 55	98.35	102.30	3.3476	1.03	85.90	14.10	4.3					
C	5	1 40-42	100.42	102.32	3.3483	1.03	85.80	14.20	4.3					
	11	4 70-74	98.52	102.47	3.3534	1.00	81.33	18.67	5.9					
B	12	1 60-62	98.21	102.67	3.3603	1.11	56.34	43.66	14.2					
	11	4 92-94	98.73	102.68	3.3606	1.11	52.70	47.30	15.4					
C	5	1 92	100.92	102.75	3.3630	1.10	76.59	23.41	7.5	69.3	5.2	17.4	1.3	12.5
B	12	1 66-68	98.37	102.77	3.3637	1.09	71.60	28.40	9.1					
	11	4 106-110	98.88	102.83	3.3657	1.08	84.12	15.88	5.0					
B	12	1 90-92	98.51	102.87	3.3671	1.08	82.54	17.46	5.5					
C	5	1 140	101.42	103.14	3.3763	1.03	64.25	35.75	10.8	62.0	6.7	25.0	2.7	14.0
	11	4 140-142	99.21	103.16	3.3770	1.02	56.70	43.30	12.9					
B	12	1 140-144	99.02	103.18	3.3777	1.02	66.35	33.65	10.1					
B	12	2 10-14	99.22	103.32	3.3825	0.99	71.89	28.11	8.2					
C	5	2 40-42	101.92	103.59	3.3917	0.95	72.50	27.50	7.7	76.0	5.8	12.0	0.9	15.0
	11	5 40	99.70	103.65	3.3937	0.93	79.30	20.70	5.6					
B	12	2 45-49	99.57	103.77	3.3978	0.94	81.07	18.93	5.2					
	11	5 55	99.85	103.80	3.3988	0.94	78.90	21.10	5.8					
B	12	2 60-62	99.71	103.92	3.4029	0.94	75.47	24.53	6.8					
B	12	2 66-68	99.87	104.05	3.4074	0.94	78.70	21.30	5.9					
B	12	2 90-92	100.01	104.09	3.4087	0.94	86.26	13.74	3.8					
C	5	2 92	102.42	104.12	3.4098	0.94	84.32	15.68	4.3	88.0	3.8	5.0	0.2	
	11	5 92-94	100.23	104.18	3.4118	0.94	78.53	21.47	5.9	79.3	4.7	8.5	0.5	
C	5	2 140	102.90	104.55	3.4245	0.93	69.43	30.57	8.3	58.5	4.9	26.2	2.2	16.0
B	12	2 140	100.50	104.61	3.4265	0.93	80.73	19.27	5.3	83.0	4.4	5.0	0.3	
	11	5 140-142	100.71	104.66	3.4282	0.93	42.50	57.50	15.7					
B	12	3 10-14	100.72	104.87	3.4354	0.93								
C	5	3 40-42	103.41	105.08	3.4426	0.92	57.10	42.90	11.6	60.5	7.0	26.0	3.0	12.5
B	12	3 60-62	101.21	105.38	3.4528	0.92	75.53	24.47	6.6					
B	12	3 66-68	101.27	105.44	3.4548	0.93	69.00	31.00	8.4	82.4	7.0	7.9	0.7	
C	5	3 92	103.92	105.59	3.4600	0.94	79.41	20.59	5.7	85.0	4.8	6.0	0.3	17.0
B	12	3 90-92	101.51	105.68	3.4630	0.94	79.81	20.19	5.6	79.1	4.4	9.3	0.5	
B	12	3 101-104	101.63	105.80	3.4671	0.95	80.11	19.89	5.5					
B	12	3 140	102.00	106.17	3.4798	0.97	79.30	20.70	5.9					
B	12	4 4-8	102.16	106.33	3.4852	0.98	83.20	16.80	4.8					
C	5	4 40-42	104.91	106.52	3.4917	1.00	76.50	23.50	6.9	62.0	4.3	21.6	1.5	14.0
B	12	4 55	102.65	106.82	3.5020	1.02	73.00	27.00	8.1					
B	12	4 60-62	102.71	106.88	3.5040	1.05	63.85	36.15	11.1					
B	12	4 66-68	102.77	106.94	3.5061	1.07	50.80	49.20	15.4					
C	5	4 92	105.42	107.01	3.5084	1.10	40.51	59.49	19.2	68.0	13.0	22.5	4.3	14.0
C	5	4 94-96	105.45	107.04	3.5095	1.11	33.70	66.30	21.6					
	12	1 40	103.10	107.07	3.5105	1.12	82.60	17.40	5.7					
	12	1 55	103.15	107.12	3.5122	1.14	79.70	20.30	6.8					
B	12	4 90-92	103.01	107.18	3.5142	1.17	69.70	30.30	10.4	76.0	7.9	13.0	1.4	14.0
C	5	4 120	105.70	107.28	3.5177	1.15	72.55	27.45	9.2	86.0	8.0	6.0	0.6	
	12	1 90-92	103.51	107.48	3.5245	1.11	43.20	56.80	18.5	71.6	13.2	18.7	3.5	14.0
	12	1 130-132	103.91	107.88	3.5381	1.03	58.30	41.70	12.6					
B	12	5 11-15	103.73	107.90	3.5388	1.03	59.76	40.24	12.1					
C	5	5 40-42	106.41	107.98	3.5416	1.01	35.70	64.30	19.0	61.0	11.6	23.7	4.5	14.0
B	12	5 32-35	103.94	108.11	3.5460	0.98	76.25	23.75	6.8					
B	12	5 51-53	104.12	108.29	3.5521	0.95	76.35	23.65	6.6					

Tab. B-2: Sedimentphysikalische und sedimentologische Ergebnisse von Site 659.

Site 659 Core-Section, Interval			Orig. Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	P dry (g/ccm)	CaCO3 (Gew.%)	EUR (Gew.%)	EUR AR	Ton < 2µm (Gew.%)	Ton AR	Silt > 6µm (Gew.%)	Silt > 6µm AR	Silt- Modal- Wert
B	12	5	55	104.15	108.32	3.5532	0.95	82.60	17.40	4.8				
B	12	5	60-62	104.21	108.38	3.5552	0.95	81.19	18.81	5.2	83.3	4.4	9.0	0.5
C	5	5	92	106.92	108.45	3.5576	0.96	73.68	26.32	7.4	71.4	5.3	15.9	1.2
B	12	5	81-84	104.43	108.60	3.5620	0.98	84.57	15.43	6.0				11.0
B	12	5	90-92	104.51	108.68	3.5640	0.99	71.70	28.30	11.1	74.0	8.2	14.0	1.6
B	12	5	104-109	104.67	108.84	3.5681	1.02	79.72	20.28	8.2				
B	12	5	123-127	104.85	109.02	3.5726	1.04	58.40	41.60	17.1				
B	12	6	5-9	105.17	109.34	3.5807	1.08	79.61	20.39	8.7				
C	5	6	40-42	107.91	109.47	3.5840	1.10	77.80	22.20	9.7				
B	12	6	30-34	105.42	109.59	3.5870	1.11	74.36	25.64	11.3				
B	12	6	50-54	105.62	109.79	3.5921	1.14	40.79	59.21	26.7				
C	5	6	75-79	108.27	109.79	3.5921	1.14	42.82	57.18	25.8				
B	12	6	55	105.65	109.82	3.5928	1.14	49.20	50.80	22.9				
B	12	6	60-62	105.71	109.88	3.5943	1.14	39.63	60.37	27.3	67.0	18.3	26.0	7.1
C	5	6	92	108.42	109.90	3.5948	1.14	58.29	41.71	18.8	66.0	12.4	21.0	4.0
B	12	6	66-68	105.77	109.94	3.5958	1.14	56.60	43.40	19.6				
B	12	6	75-79	105.87	110.04	3.5984	1.13	79.45	20.55	9.2				
C	5	6	105-109	108.57	110.09	3.5996	1.13	79.24	20.76	9.3				
B	12	6	90-92	106.01	110.18	3.6019	1.13	70.08	29.92	13.4	75.0	10.0	13.0	1.7
C	5	6	131-134	108.83	110.39	3.6072	1.13	58.17	41.83	18.7				
B	12	6	141	106.51	110.68	3.6145	1.12				86.0		10.0	18.0
C	6	1	2-6	109.54	111.64	3.6387	1.09	53.35	46.65	20.1				
B	13	1	40-42	107.51	111.68	3.6397	1.09	43.00	57.00	24.6	86.0	21.2	8.0	2.0
B	13	1	55	107.65	111.82	3.6433	1.09	54.90	45.10	19.5				
C	6	1	15-18	109.67	111.87	3.6445	1.08	58.21	41.79	17.9				
C	6	1	31-35	109.83	112.14	3.6514	1.05	73.92	26.08	10.8				
B	13	1	90-94	108.02	112.19	3.6526	1.04	69.72	30.28	12.5	85.0	10.6	11.0	1.4
C	6	1	40-42	109.91	112.21	3.6531	1.04	68.50	31.50	13.0	68.0	8.8	19.0	2.5
C	6	1	45-48	109.97	112.27	3.6546	1.03	69.13	30.87	12.6				
C	6	1	61-65	110.13	112.42	3.6584	1.01	44.15	55.85	22.3				
C	6	1	74-78	110.26	112.54	3.6615	0.99	79.94	20.06	7.9				
C	6	1	92	110.42	112.69	3.6652	0.97	79.54	20.46	7.9				
C	6	1	121-125	110.73	112.96	3.6721	0.94	79.50	20.50	7.6				
B	13	2	40-42	109.01	113.18	3.6776	0.91				80.0		12.0	
C	6	2	5-9	111.07	113.30	3.6806	0.89	56.50	43.50	15.3				
B	13	2	55	109.15	113.32	3.6811	0.89	84.10	15.90	5.6				
B	13	2	60-62	109.21	113.38	3.6827	0.89	80.69	19.31	6.8				
C	6	2	20-24	111.22	113.45	3.6844	0.89	81.05	18.95	6.7				
C	6	2	40-42	111.41	113.64	3.6892	0.90	70.80	29.20	10.4				
B	13	2	90-94	109.52	113.69	3.6905	0.90	64.02	35.98	12.8	68.0	8.7	20.0	2.6
C	6	2	54-58	111.56	113.79	3.6930	0.91	71.95	28.05	10.1				
C	6	2	71-75	111.73	113.96	3.6973	0.92	84.88	15.12	5.5				
C	6	2	92	111.92	114.14	3.7018	0.92	74.33	25.67	9.4				
C	6	2	113-115	112.14	114.39	3.7081	0.93	81.18	18.82	6.9				
C	6	2	125-127	112.26	114.51	3.7112	0.94	76.73	23.27	8.7				
C	6	3	4-7	112.56	114.77	3.7177	0.95	60.20	39.80	15.0				
B	13	3	55	110.65	114.82	3.7190	0.95	78.30	21.70	8.2				
B	13	3	60-62	110.71	114.88	3.7205	0.95	82.12	17.88	6.7	76.0	5.1	14.3	1.0
C	6	3	20-24	112.72	114.93	3.7218	0.95	85.05	14.95	5.6				
C	6	3	40-42	112.91	115.12	3.7266	0.95	80.90	19.10	7.2				
C	6	3	53-57	113.05	115.26	3.7301	0.95	83.10	16.90	6.4				
C	6	3	71-75	113.23	115.44	3.7346	0.95	81.80	18.20	6.8				
C	6	3	92	113.42	115.63	3.7394	0.95	81.11	18.89	7.1				
C	6	3	114-118	113.66	115.87	3.7455	0.96	79.66	20.34	7.7				
C	6	4	4-7	114.06	116.27	3.7556	0.96	55.19	44.81	17.0				
C	6	4	22-26	114.24	116.45	3.7601	0.96	81.14	18.86	7.2				
C	6	4	40-42	114.41	116.63	3.7647	0.96	49.70	50.30	19.1				
C	6	4	54-57	114.56	116.86	3.7705	0.97	84.31	15.69	6.0				
C	13	1	55	112.85	116.90	3.7715	0.97	82.50	17.50	6.7				
C	13	1	66-69	112.98	117.03	3.7748	0.97	83.48	16.52	6.3				
C	6	4	71-75	114.73	117.12	3.7770	0.97	82.76	17.24	6.6				
C	13	1	77-81	113.09	117.14	3.7775	0.97	83.24	16.76	6.4				
C	13	1	90-92	113.21	117.26	3.7806	0.98	79.29	20.71	8.0	77.0	6.2	13.5	1.1
C	13	1	95-96	113.25	117.30	3.7816	0.98	80.78	19.22	7.5				
C	6	4	92	114.92	117.41	3.7844	0.98	71.99	28.01	10.9				
C	13	1	117-121	113.49	117.54	3.7876	0.99	75.30	24.70	9.7				
C	6	4	110-114	115.12	117.61	3.7894	0.99	80.83	19.17	7.5				
C	13	1	133-137	113.65	117.70	3.7917	0.99	86.90	13.10	5.1				
C	13	1	140-142	113.71	117.76	3.7932	0.99	72.60	27.40	10.7				
C	13	2	11-14	113.93	117.98	3.7987	1.01	86.52	13.48	5.4				
C	13	2	24-28	114.06	118.11	3.8020	1.01	86.38	13.62	5.4				
C	13	2	50-53	114.32	118.37	3.8086	1.02	81.92	18.08	7.3				
C	13	2	55	114.35	118.40	3.8093	1.02	80.60	19.40	7.8				
C	13	2	64-67	114.46	118.51	3.8121	1.02	76.60	23.40	9.5				
C	13	2	74-78	114.56	118.61	3.8146	1.02	75.47	24.53	9.9				
C	13	2	90-92	114.71	118.76	3.8184	1.02	81.08	18.92	7.6	83.0	6.3	8.0	0.6
C	6	5	40-42	115.91	118.78	3.8189	1.02	85.10	14.90	6.0				
C	13	2	104-107	114.86	118.91	3.8222	1.01	85.42	14.58	5.8				
C	13	2	127-130	115.09	119.14	3.8280	1.01	87.64	12.36	4.9				
C	13	2	140-142	115.21	119.26	3.8310	1.01	58.00	42.00	16.8				
C	13	3	4-8	115.36	119.41	3.8348	1.01	85.64	14.36	5.7				
C	6	5	92	116.42	119.58	3.8391	1.00	82.97	17.03	6.7				
C	13	3	40	115.70	119.75	3.8434	1.00	76.20	23.80	9.4				
C	13	3	55	115.85	119.90	3.8472	1.00	75.70	24.30	9.6				
C	13	3	90-92	116.21	120.26	3.8563	1.01	86.04	13.96	5.6	74.2	4.1	14.3	0.8
C	13	3	95-96	116.26	120.31	3.8575	1.01	85.08	14.92	6.0				
C	13	3	106-109	116.38	120.43	3.8606	1.01	86.46	13.54	5.4				

Tab. B-2: Sedimentphysikalische und sedimentologische Ergebnisse von Site 659.

Site 659		Orig.	Composite	Alter	P dry	CaCO3	EUR	EUR	Ton	Silt	Silt	Silt-	
Core-Section,	Interval	Tiefe	Depth	(Ma)	(g/ccm)	(Gew.%)	(Gew.%)	AR	< 2µm	Ton	> 6µm	> 6µm	Modal-
		(m)	(m)						(Gew.%)	AR.	(Gew.%)	AR.	Hert
	13	3 127-131	116.59	120.64	3.8659	1.01	76.40	23.60	9.4				
	13	3 140-142	116.71	120.76	3.8689	1.02	73.60	26.40	10.7	61.0	6.5	27.0	2.9 25.0
	13	4 7- 11	116.89	120.94	3.8734	1.02	55.08	44.92	18.1				
C	6	6 40- 42	117.41	120.98	3.8744	1.02	53.40	46.60	18.8				
	13	4 24- 28	117.06	121.11	3.8777	1.02	51.50	48.50	19.6				
	13	4 55	117.35	121.40	3.8850	1.03	79.20	20.80	8.5				
	13	4 74- 77	117.56	121.61	3.8903	1.02	85.33	14.67	5.9				
	13	4 90- 92	117.71	121.76	3.8941	1.02	84.07	15.93	6.4				
C	6	6 92	117.92	121.81	3.8954	1.02	81.29	18.71	7.6				
	13	4 104-107	117.86	121.91	3.8979	1.01	80.23	19.77	7.9				
	13	4 127-130	118.09	122.14	3.9037	1.01	76.76	23.24	9.3				
	13	4 140-142	118.21	122.26	3.9068	1.00	61.50	38.50	15.2				
	13	5 6- 9	118.38	122.43	3.9110	0.99	70.52	29.48	11.6				
	13	5 24- 28	118.56	122.61	3.9156	0.99	85.83	14.17	5.6				
	13	5 40	118.70	122.75	3.9191	0.98	86.70	13.30	5.2				
	13	5 47- 51	118.79	122.84	3.9214	0.98	86.42	13.58	5.3				
	13	5 55	118.85	122.90	3.9229	0.98	85.30	14.70	5.7				
	13	5 74- 78	119.06	123.11	3.9282	0.97	80.46	19.54	7.5				
	13	5 90- 92	119.21	123.26	3.9320	0.97	51.56	48.44	18.6	66.0	12.3	26.0	4.8 18.0
	13	5 104-107	119.36	123.41	3.9358	0.97	66.03	33.97	13.0				
	13	5 126-129	119.58	123.63	3.9413	0.97	83.35	16.65	6.4				
	13	5 140-142	119.71	123.76	3.9446	0.98	75.50	24.50	9.5				
B	14	1 60- 62	117.21	123.77	3.9449	0.99	71.90	28.10	11.0				
	13	6 17- 20	119.99	124.04	3.9517	1.09	83.60	16.40	7.1				
	13	6 37	120.05	124.10	3.9532	1.12	59.30	40.70	18.1				
	13	6 63- 66	120.16	124.21	3.9560	1.16	62.53	37.47	17.2				
	13	6 67	120.18	124.23	3.9565	1.17	48.70	51.30	23.8				
	13	6 75- 78	120.28	124.33	3.9590	1.13	75.17	24.83	11.1				
	13	6 90- 92	120.42	124.47	3.9625	1.06	83.50	16.50	6.9	76.0	5.3	12.0	0.8
B	14	2 70- 72	118.81	124.60	3.9658	1.00	82.01	17.99	7.1				
B	14	3 30- 34	119.92	124.94	3.9744	0.96	73.36	26.64	10.1				
	13	6 140-142	120.92	124.97	3.9751	0.96	60.50	39.50	15.0	69.0	10.4	23.0	3.5 17.5
	13	7 3- 6	121.06	125.11	3.9787	0.95	75.26	24.74	9.3				
	13	7 17	121.18	125.22	3.9815	0.95	65.00	35.00	13.2				
B	14	3 60- 62	120.21	125.52	3.9890	0.94	80.65	19.35	7.2				
	14	1 40	122.20	126.08	4.0032	0.99	85.80	14.20	5.6				
	14	1 52- 56	122.34	126.20	4.0062	1.01	84.37	15.63	6.3				
	14	1 55	122.35	126.21	4.0064	1.01	84.30	15.70	6.3				
	14	1 70- 74	122.52	126.37	4.0105	0.99	74.20	25.80	10.1				
	14	1 92- 94	122.73	126.58	4.0158	0.96	81.92	18.08	6.9	91.5	6.3	5.2	0.4
	14	1 104-107	122.86	126.71	4.0191	0.94	86.40	13.60	5.1				
B	14	4 44- 48	121.56	126.81	4.0216	0.93	86.56	13.44	5.0				
	14	1 120-124	123.02	126.87	4.0231	0.92	86.55	13.45	4.9				
	14	1 130-132	123.11	126.96	4.0254	0.93	86.90	13.10	4.8				
B	14	4 60- 62	121.71	126.96	4.0254	0.93	85.96	14.04	5.2				
	14	1 138-142	123.20	127.05	4.0276	0.93	87.55	12.45	4.6				
	14	2 10- 14	123.42	127.27	4.0332	0.95	85.95	14.05	5.3				
	14	2 24- 28	123.56	127.41	4.0367	0.96	81.11	18.89	7.2				
	14	2 53- 57	123.85	127.70	4.0440	0.98	84.01	15.99	6.2				
	14	2 55	123.85	127.70	4.0440	0.98	85.60	14.40	5.6				
	14	2 70- 74	124.02	127.87	4.0483	1.01	84.81	15.19	6.1				
	14	2 92- 94	124.23	128.08	4.0536	1.03	83.11	16.89	6.9				
	14	2 103-106	124.35	128.20	4.0567	1.02	83.85	16.15	6.5				
B	14	2 117-122	124.50	128.35	4.0604	1.02	68.90	31.10	12.6				
	14	5 60- 62	123.21	128.35	4.0604	1.02	73.03	26.97	10.9	66.7	7.3	19.6	2.1 11.0
	14	2 140-142	124.71	128.56	4.0657	1.01	73.10	26.90	10.8				
	14	3 4- 8	124.86	128.71	4.0695	1.01	82.73	17.27	6.9				
	14	3 18- 22	125.00	128.85	4.0731	1.00	81.41	18.59	7.4				
	14	3 32	125.12	128.97	4.0761	0.99	76.60	23.40	9.2				
	14	3 46- 49	125.28	129.13	4.0801	0.99	31.14	68.86	27.0				
	14	3 55	125.35	129.20	4.0819	0.99	82.90	17.10	6.7				
	14	3 64- 68	125.46	129.31	4.0847	1.00	83.83	16.17	6.9				
	14	3 92- 94	125.73	129.58	4.0915	1.12	72.29	27.71	12.3				
B	14	6 60- 62	124.71	129.69	4.0943	1.12	62.27	37.73	16.7	64.0	10.7	24.4	4.1 18.0
	14	3 123-127	126.05	129.90	4.0996	1.12	86.15	13.85	6.1				
	14	3 140-142	126.21	130.06	4.1036	1.11	69.10	30.90	13.6	78.0	10.6	12.0	1.6
	14	4 4- 8	126.36	130.21	4.1074	1.11	79.65	20.35	8.9				
	14	4 21- 25	126.53	130.38	4.1117	1.11	65.11	34.89	15.3				
	14	4 32- 35	126.64	130.49	4.1144	1.11	83.49	16.51	7.3				
	14	4 40	126.70	130.55	4.1160	1.11	88.30	11.70	5.1				
	14	4 49- 52	126.81	130.66	4.1187	1.11	84.45	15.55	6.8				
	14	4 55	126.85	130.70	4.1197	1.11	81.20	18.80	8.3				
	14	4 61- 65	126.93	130.78	4.1218	1.11	73.17	26.83	11.8				
	14	4 70- 74	127.02	130.87	4.1240	1.12	70.40	29.60	13.1				
	14	4 92- 94	127.23	131.08	4.1293	1.13	87.21	12.79	5.7	85.0	4.9	6.0	0.3
	14	4 105-108	127.37	131.22	4.1329	1.13	86.46	13.54	6.1				
	14	4 122-124	127.53	131.38	4.1369	1.13	78.92	21.08	9.4				
	14	4 140-142	127.71	131.56	4.1415	1.11	56.90	43.10	18.9	59.0	11.2	31.0	5.9 14.0
	14	5 4- 8	127.86	131.71	4.1452	1.10	79.83	20.17	8.8				
	14	5 18- 22	128.00	131.85	4.1488	1.08	87.46	12.54	5.4				
	14	5 33- 36	128.15	132.00	4.1526	1.06	83.89	16.11	6.8				
	14	5 40	128.20	132.05	4.1538	1.06	81.20	18.80	7.9	74.0	5.8	14.0	1.1
	14	5 48- 52	128.30	132.15	4.1563	1.05	72.02	27.98	11.6				
	14	5 55	128.35	132.20	4.1576	1.04	78.10	21.90	9.0				
	14	5 63- 66	128.45	132.30	4.1601	1.06	87.33	12.67	5.3				
	14	5 70- 73	128.52	132.37	4.1619	1.08	85.09	14.91	6.4				
B	15	2 45- 48	128.07	132.53	4.1659	1.11	79.57	20.43	9.0				

Tab. B-2: Sedimentphysikalische und sedimentologische Ergebnisse von Site 659.

Site 659		Orig.	Composite	Alter	P dry	CaCO3	EUR	EUR	Ton	Silt	Silt	Silt-			
Core-Section,		Tiefe	Depth	(Ma)	(g/ccm)	(Gew.%)	(Gew.%)	AR	< 2um	Ton	> 6um	Silt			
Interval		(m)	(m)						(Gew.%)	AR	(Gew.%)	> 6um			
												Modal-			
												Wert			
	14	5	92- 94	128.73	132.58	4.1672	1.11	75.15	24.85	10.9					
B	15	2	60- 62	128.21	132.63	4.1685	1.12	59.87	40.13	17.8					
B	15	2	75- 79	128.37	132.74	4.1712	1.12	58.81	49.19	21.8					
	14	5	124-128	129.06	132.95	4.1765	1.13	81.17	18.83	8.4					
B	15	2	100-104	128.62	132.99	4.1775	1.13	83.86	16.14	7.2					
	14	5	140-142	129.21	133.07	4.1796	1.13	58.50	49.50	22.2	83.0	18.4	11.0	2.4	
B	15	2	115-119	128.77	133.14	4.1813	1.14	82.38	17.62	8.0					
B	15	2	131-135	128.93	133.30	4.1854	1.14	73.08	26.92	12.2					
B	15	2	145-148	129.07	133.44	4.1889	1.15	76.95	23.05	10.5					
B	15	3	6- 9	129.18	133.55	4.1917	1.15	80.76	19.24	8.8					
B	15	3	32- 35	129.44	133.81	4.1982	1.17	66.95	33.05	15.3					
B	15	3	45- 49	129.57	133.94	4.2015	1.17	58.77	41.23	19.1					
B	15	3	60- 62	129.71	134.08	4.2050	1.16	61.55	38.45	17.7	73.0	12.9	15.0	2.7	14.0
B	15	3	75- 78	129.87	134.24	4.2091	1.15	84.47	15.53	7.1					
B	15	3	91- 95	130.03	134.40	4.2131	1.14	84.08	15.92	7.2					
B	15	3	105-109	130.17	134.54	4.2167	1.14	79.16	20.84	9.4					
B	15	3	121-124	130.33	134.70	4.2207	1.13	68.39	31.61	14.1					
B	15	3	132-136	130.44	134.81	4.2235	1.12	77.04	22.96	10.2					
B	15	3	145-149	130.57	134.94	4.2268	1.12	83.47	16.53	7.3					
B	15	4	5- 9	130.67	135.04	4.2293	1.11	81.68	18.32	8.1					
B	15	4	22- 25	130.84	135.21	4.2336	1.10	74.48	25.52	11.1					
	15	1	55	131.85	135.23	4.2341	1.10	86.30	13.70	6.0					
B	15	4	37- 41	130.99	135.36	4.2374	1.06	86.30	13.70	5.8					
B	15	4	51- 55	131.13	135.50	4.2409	1.05	85.77	14.23	5.9					
B	15	4	60- 62	131.21	135.58	4.2429	1.05	82.11	17.89	7.4	65.0	4.8	22.0	1.6	
	15	1	92- 94	132.23	135.73	4.2467	1.05	88.45	11.55	4.8	69.0	3.3	20.0	1.0	
B	15	4	75- 78	131.37	135.74	4.2469	1.05	79.62	20.38	8.5					
B	15	4	91- 95	131.53	135.90	4.2510	1.04	60.67	39.33	16.2					
B	15	4	105-108	131.67	136.04	4.2545	1.04	68.59	31.41	12.9					
	15	1	140-142	132.71	136.14	4.2570	1.04	77.30	22.70	9.3					
B	15	4	121-124	131.83	136.20	4.2585	1.04	88.89	11.11	4.6					
	15	2	8- 12	132.90	136.35	4.2623	1.04	86.80	13.20	5.4					
B	15	4	141-146	132.04	136.41	4.2638	1.04	87.12	12.88	5.3					
B	15	5	11- 15	132.23	136.60	4.2686	1.03	85.10	14.90	6.1					
	15	2	30- 34	133.12	136.64	4.2697	1.03	88.77	11.23	4.6					
B	15	5	25- 29	132.37	136.74	4.2722	1.03	87.90	12.10	4.9					
	15	2	40	133.20	136.77	4.2729	1.03	87.00	13.00	5.3					
	15	2	49- 53	133.31	136.96	4.2777	1.07	85.01	14.99	6.4					
B	15	5	50- 54	132.62	136.99	4.2785	1.09	85.44	14.56	6.3					
	15	2	55	133.35	137.03	4.2795	1.09	83.10	16.90	7.3					
B	15	5	60- 62	132.71	137.08	4.2808	1.09	78.62	21.38	9.2					
	15	2	69- 72	133.51	137.30	4.2863	1.07	77.99	22.01	9.3					
	15	2	92- 94	133.73	137.52	4.2919	1.06	86.76	13.24	5.6	79.0	4.4	8.1	0.5	9.0
	15	2	104-108	133.86	137.64	4.2949	1.06	88.59	11.41	4.8					
	15	2	126-130	134.08	137.98	4.3035	1.04	87.61	12.39	5.1					
	15	2	140-142	134.21	138.15	4.3078	1.03	86.00	14.00	5.7					
B	15	3	9- 13	134.41	138.38	4.3136	1.02	51.20	48.80	19.7					
	15	6	60- 62	134.21	138.58	4.3186	1.03	82.11	17.89	7.3					
	15	3	25- 28	134.58	138.62	4.3196	1.04	86.97	13.03	5.4					
	15	3	55	134.85	138.99	4.3290	1.07	90.10	9.90	4.2					
	15	3	54- 58	134.86	139.00	4.3292	1.07	89.98	10.02	4.2					
	15	3	69- 73	135.01	139.19	4.3340	1.08	88.66	11.34	4.9					
	15	3	92- 94	135.21	139.45	4.3406	1.10	70.33	29.67	12.9	78.0	10.1	13.0	1.7	18.0
	15	3	104-107	135.28	139.54	4.3428	1.10	80.20	19.80	8.6					
	15	3	128-131	135.52	139.78	4.3489	1.12	60.59	39.41	17.5					
	15	3	140-142	135.63	139.89	4.3517	1.13	69.90	30.10	13.5	79.0	10.6	11.0	1.5	
	15	4	8- 12	135.82	140.09	4.3567	1.14	84.50	15.50	7.0					
	15	4	24- 29	135.99	140.27	4.3613	1.15	87.19	12.81	5.8					
B	16	1	60- 62	136.21	140.30	4.3620	1.14	68.84	31.16	14.1					
	15	4	55	136.27	140.56	4.3686	1.09	80.40	19.60	8.5					
	15	4	53- 57	136.27	140.56	4.3686	1.09	83.77	16.23	7.0					
	15	4	73- 78	136.48	140.79	4.3744	1.08	53.68	46.32	19.8					
	15	4	92- 94	136.65	140.94	4.3782	1.08	79.96	20.04	8.6	81.0	6.9	9.0	0.8	28.0
	15	4	104-107	136.78	141.03	4.3804	1.07	85.64	14.36	6.1					
	15	4	128-132	137.02	141.21	4.3850	1.07	62.16	37.84	16.0					
	15	4	140-142	137.13	141.30	4.3873	1.06	82.70	17.30	7.3	87.0	6.3	7.0	0.5	
	15	5	8- 12	137.32	141.44	4.3908	1.06	84.14	15.86	6.7					
	15	5	24- 27	137.48	141.69	4.3971	1.05	70.51	29.49	12.3					
B	16	2	60- 62	137.71	141.80	4.3999	1.05	78.95	21.05	8.8	80.0	7.0	11.0	1.0	18.0
	15	5	51- 55	137.75	142.20	4.4100	1.05	84.14	15.86	6.6					
	15	5	55	137.75	142.20	4.4100	1.05	85.00	15.00	6.2					
	15	5	74- 78	137.98	142.43	4.4158	1.05	62.19	37.81	15.7					
	15	5	92- 94	138.13	142.57	4.4193	1.05	59.77	40.23	16.7	75.0	12.6	14.0	2.3	16.0
	15	5	104-107	138.28	142.66	4.4216	1.05	82.97	17.03	7.1					
B	16	3	60- 62	139.21	143.30	4.4377	1.06	81.99	18.01	7.6					
	16	1	59	141.39	144.05	4.4567	1.07	82.40	17.60	7.5					
	16	1	92- 94	141.73	144.39	4.4652	1.08	45.47	54.53	23.3	80.0	18.7	12.0	2.8	14.0
B	16	4	60- 62	140.71	144.73	4.4738	1.10	79.74	20.26	8.8	75.0	6.6	12.0	1.1	22.0
	16	1	140-142	142.21	144.87	4.4774	1.12	68.90	31.10	13.8	63.0	8.7	25.0	3.5	18.0
	16	2	55	142.85	145.51	4.4935	1.20	58.60	41.40	19.7					
	16	2	90- 92	143.21	145.87	4.5026	1.14	48.26	51.74	23.4	65.0	15.2	25.0	5.8	18.0
	16	2	140-142	143.71	146.37	4.5152	1.04	83.00	17.00	7.0	73.0	5.1	15.5	1.1	14.0
B	16	5	60- 62	142.21	146.72	4.5240	1.01	76.36	23.64	9.5					
	16	3	55	144.35	147.01	4.5314	1.00	82.20	17.80	7.0					
	16	3	92- 94	144.73	147.39	4.5409	1.01	78.34	21.66	8.7	82.0	7.1	8.0	0.7	
	16	3	140-142	145.21	147.87	4.5531	1.01	66.10	33.90	13.6					
B	16	6	60- 62	143.71	148.37	4.5657	1.05	84.31	15.69	6.5					

Tab. B-2: Sedimentphysikalische und sedimentologische Ergebnisse von Site 659.

Site 659 Core-Section, Interval	Orig.- Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	P dry (g/ccm)	CaCO ₃ (Gew.%)	EUR (Gew.%)	EUR AR (Gew.%)	Ton < 2µm (Gew.%)	Ton AR, (Gew.%)	Silt > 6µm (Gew.%)	Silt > 6µm (Gew.%)	Silt- Modai- Hert
16	4	55	145.85	148.51	4.5692	1.07	84.00	16.00	6.8			
16	4	92-94	146.23	148.89	4.5788	1.17	83.18	16.82	7.8	88.0	6.9	0.2
16	4	140-142	146.71	149.37	4.5909	1.29	80.58	19.58	10.0			
16	5	40	147.20	149.86	4.6378	1.29	74.10	25.90	1.2			
16	5	55	147.35	150.01	4.6798	1.08	78.00	22.00	0.8			
B	17	100-102	146.11	150.09	4.7026	1.07	79.11	20.89	0.8	82.0	0.7	8.0
16	5	92-94	147.73	150.39	4.7880	1.07	77.92	22.08	0.8			
16	5	140-142	148.21	150.89	4.9305	1.07	85.80	14.20	0.5			
B	17	100-102	147.61	151.67	5.4974	1.09	64.91	35.09	1.3			
17	1	92-94	150.85	152.88	5.4974	1.11	70.00	30.00	1.2			
17	1	130-132	151.61	153.46	5.6542	1.05	91.80	8.20	1.1			
17	1	96	151.26	153.46	5.6170	1.08	36.10	63.90	8.9	65.0	5.5	25.0
17	2	39	152.06	154.45	5.6938	1.05	39.77	60.23	8.4			2.1
17	2	55	152.22	154.63	5.7077	1.07	39.77	60.23	8.4			2.1
B	17	2	150-102	150.61	154.67	5.7387	1.07	77.68	22.40	5.7		
17	2	89	152.56	155.03	5.7387	1.11	89.18	10.90	1.6			
17	2	92-94	152.60	155.07	5.7418	1.12	88.09	11.91	1.7			
17	2	140-142	153.08	155.63	5.7852	1.12	58.80	49.20	2.7			
17	3	41	153.53	156.13	5.8240	1.07	72.80	27.20	3.8			
17	3	45	153.57	156.18	5.8278	1.05	82.80	17.20	2.4			
B	17	5	105-107	152.16	156.22	5.8309	1.05	76.58	23.42	3.2		
17	3	92-94	154.05	156.29	5.8364	1.05	86.80	13.20	1.8			
17	3	92-94	154.85	156.80	5.8759	1.17	87.26	12.74	1.9			
17	3	140-142	154.53	157.33	5.9170	1.13	89.50	10.50	1.5			
B	17	4	100-102	153.61	157.67	5.9433	1.10	80.02	19.98	2.8		
17	4	41	155.03	157.92	5.9627	1.08	88.40	11.60	2.6			
17	4	55	155.17	158.14	6.0162	1.05	83.60	16.40	2.2			
17	4	92-94	155.55	158.61	6.0534	1.15	88.50	11.50	1.7			
17	4	140-142	156.03	159.09	6.0534	1.15	88.50	11.50	2.6			
17	5	55	156.67	159.73	6.1030	1.21	59.00	45.30	6.9			
17	5	64	156.76	159.82	6.1099	1.18	54.70	45.30	6.9			
17	5	92-94	157.05	160.11	6.1324	1.07	75.35	24.65	3.4			
B	18	2	100-102	157.05	160.11	6.1324	1.07	75.35	24.65	3.4		
B	18	2	140-142	157.53	160.52	6.1696	1.04	84.50	15.50	2.1		
17	5	132-134	155.93	160.92	6.1952	1.05	71.58	28.42	3.8			
B	18	4	100-102	158.61	163.60	6.4029	1.12	66.60	33.40	4.9		
B	18	4	100-102	159.65	164.64	6.4835	1.11	63.58	36.42	5.3		
B	18	5	55	160.11	165.10	6.5191	1.14	78.40	21.60	3.1		
B	18	5	100-102	161.61	166.60	6.5354	1.18	68.28	31.72	4.7		
B	18	6	90-92	163.01	168.00	6.7438	1.15	65.69	34.31	5.1		
B	19	1	40-42	164.51	169.54	6.8601	1.11	73.40	26.60	3.8		
B	19	1	55	164.65	169.64	6.8709	1.11	51.50	48.50	6.9		
B	19	2	100-102	166.15	171.14	7.0166	1.23	49.99	50.01	7.9		
B	19	2	92-94	166.53	171.52	7.0228	1.23	49.99	50.01	7.9		
B	19	3	38-40	167.49	172.48	7.0910	1.11	75.10	24.90	3.6		
B	19	3	55	167.65	172.64	7.1034	1.09	76.90	23.10	3.2		
B	19	3	92-94	168.03	173.02	7.1329	1.10	61.00	38.92	5.5		
B	19	4	100-102	168.11	173.10	7.1391	1.10	50.42	49.58	7.0		
B	19	4	38-40	168.99	173.98	7.2073	1.13	82.50	17.50	2.6		
B	19	4	55	169.15	174.14	7.2197	1.14	71.10	28.90	4.3		
B	19	4	92-94	169.53	174.52	7.2491	1.16	46.00	53.94	8.1		
B	19	4	100-102	169.61	174.60	7.2553	1.16	46.00	53.94	8.1		
B	19	4	132	169.92	174.91	7.2793	1.18	30.00	70.00	10.7		
B	19	5	38-40	170.49	175.48	7.3235	1.21	65.30	34.70	5.4		
B	19	5	55	170.65	175.64	7.3359	1.22	70.20	29.80	4.7		
B	19	5	77	170.87	175.86	7.3530	1.22	29.70	70.30	11.1		
B	19	5	92-94	171.03	176.02	7.3654	1.22	51.82	48.18	7.6		
B	19	5	100-102	171.11	176.10	7.3716	1.23	64.24	35.76	5.7		
B	19	6	26	171.86	176.85	7.4297	1.24	24.70	75.30	12.0		
B	19	6	38-40	171.99	176.98	7.4398	1.24	58.50	41.50	6.6		
B	19	6	55	172.15	177.15	7.4522	1.25	60.80	39.20	6.3		
B	19	6	92-94	172.53	177.52	7.4816	1.25	62.05	37.95	6.1		
B	19	6	100-102	172.61	177.60	7.4878	1.25	50.48	49.52	8.0		
B	20	1	37-39	173.98	178.97	7.5940	1.29	71.60	28.40	4.7		
B	20	1	55	174.15	179.14	7.6072	1.30	28.40	71.60	4.8		
B	20	1	92-94	174.53	179.52	7.6366	1.30	28.44	71.56	12.0		
B	20	1	100-102	174.61	179.60	7.6428	1.30	45.60	54.40	9.1		
C	7	2	40-42	178.91	180.53	7.7149	1.30	45.60	54.40	9.1		
B	20	2	55	175.65	180.64	7.7234	1.30	41.40	58.60	9.8		
B	20	2	92-94	176.11	181.10	7.7528	1.35	49.90	50.10	9.4		
B	20	2	100-102	176.03	181.02	7.7528	1.35	29.03	70.97	12.4		
C	7	3	40-42	180.41	181.87	7.8187	1.43	58.40	41.60	7.7		
B	20	3	37-39	176.98	181.97	7.8265	1.43	60.80	39.20	7.2		
B	20	3	55	177.15	182.14	7.8396	1.44	42.80	57.20	10.6		
B	20	3	92-94	179.34	182.43	7.8621	1.26	60.50	39.50	6.4		
B	20	3	100-102	177.53	182.51	7.8683	1.26	52.42	47.58	7.7		
B	20	3	92-94	177.61	182.59	7.8745	1.27	51.50	48.50	8.0		
B	20	3	100-102	179.73	182.82	7.8923	1.31	56.02	43.98	7.4		

Tab. B-2: Sedimentphysikalische und sedimentologische Ergebnisse von Site 659.

Site 659		Orig.	Composite	Alter	P dry	CaCO3	EUR	EUR	Ton	Silt	Silt	Silt-
Core-Section, Interval		Tiefe (m)	Depth (m)	(Ma)	(g/ccm)	(Gew.%)	(Gew.%)	EUR AR	< 2µm (Gew.%)	Ton AR.	> 6µm (Gew.%)	> 6µm Modal- AR. Hert
	20	1 140-142	180.21	183.30	7.9295	1.38	49.60	50.40	9.0			
C	7	4 40- 42	181.91	183.36	7.9342	1.39	48.50	51.50	9.2			
B	20	4 37- 39	178.48	183.45	7.9412	1.41	32.20	67.80	12.3			
B	20	4 52- 54	178.63	183.54	7.9481	1.42	38.98	61.02	11.2			
B	20	4 55	178.65	183.55	7.9489	1.42	56.00	44.00	8.1			
	20	2 55	180.85	183.94	7.9791	1.22	56.60	43.40	6.8			

Tab. B-3: Tonmineralzusammensetzung und Akkumulationsraten von Site 659

		Site 659		Original Composite												
	Core-Section, Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)	M %	I %	K %	C %	M AR	I AR	K AR	C AR	C/K Verh.	I/K Verh.	M/K Verh.	
	1 1	70- 75	0.73	1.03	0.0180	29	21	49	1	3.1	2.3	5.3	0.11	0.01	0.43	0.59
C	1 1	141	1.41	1.45	0.0266	30	23	45	1	3.3	2.5	4.9	0.11	0.27	0.51	0.67
	1 1	130-132	1.31	1.59	0.0295	32	20	46	2	1.1	0.7	1.6	0.07	0.18	0.43	0.70
	1 2	102-105	2.54	2.72	0.0753	24	27	46	3	1.4	1.6	2.7	0.18	0.18	0.59	0.52
	1 2	130-132	2.81	2.94	0.0841	32	24	41	3	1.4	1.1	1.8	0.13	0.31	0.59	0.78
B	1 3	60- 62	3.61	3.61	0.1089	33	24	43	0	2.3	1.7	3.0	0.00	0.39	0.56	0.77
	1 3	102-105	4.04	4.14	0.1238	45	16	37	2	1.9	0.7	1.6	0.09	0.10	0.43	1.22
	1 3	130-132	4.31	4.42	0.1353	35	16	47	3	2.7	1.3	3.7	0.24	0.18	0.34	0.74
	1 4	102-104	5.54	5.54	0.1683	25	24	49	1	1.0	0.9	1.9	0.04	0.15	0.49	0.51
	1 4	130-132	5.81	5.81	0.1801	34	18	46	2	1.3	0.7	1.8	0.08	0.15	0.39	0.74
	1 5	70- 75	6.73	6.73	0.2180	25	25	48	2	2.6	2.6	5.0	0.21	0.16	0.52	0.52
	1 5	102-104	7.03	7.03	0.2247	28	16	56	0	1.9	1.1	3.8	0.00	0.33	0.29	0.50
	1 5	130-132	7.31	7.31	0.2341	27	19	52	2	1.1	0.8	2.1	0.08	0.11	0.37	0.52
C	1 5	141	7.41	7.41	0.2375	22	26	48	4	1.5	1.8	3.3	0.27	0.20	0.54	0.46
C	1 6	141	8.91	8.91	0.2882	29	23	47	2	2.8	2.2	4.6	0.19	0.13	0.49	0.62
	2 1	70- 75	8.53	10.08	0.3220	27	21	49	2	1.7	1.3	3.1	0.13	0.12	0.43	0.55
	2 1	110-112	8.91	10.46	0.3328	28	22	48	2	2.6	2.0	4.4	0.18	0.16	0.46	0.58
	2 1	130-132	9.11	10.66	0.3365	38	23	40	0	2.7	1.6	2.8	0.00	0.51	0.58	0.95
	2 2	70- 75	10.03	11.58	0.3525	29	24	45	1	2.3	1.9	3.6	0.08	0.03	0.53	0.64
	2 2	100-102	10.31	11.86	0.3573	27	25	47	2	2.3	2.1	4.0	0.17	0.06	0.53	0.57
	2 2	130-132	10.61	12.16	0.3624	29	24	46	0	1.9	1.6	3.0	0.00	0.18	0.52	0.63
C	2 2	141	12.41	12.91	0.3851	35	24	40	2	2.6	1.8	3.0	0.15	0.16	0.60	0.88
	2 3	100-102	11.81	13.39	0.4046	28	27	46	0	2.0	2.0	3.4	0.00	0.07	0.59	0.61
	2 3	130-132	12.11	13.70	0.4150	31	17	52	0	1.7	0.9	2.8	0.00	0.11	0.33	0.60
C	2 3	141	13.91	14.41	0.4385	40	20	40	0	1.6	0.8	1.6	0.00	0.12	0.50	1.00
	2 4	70- 75	13.03	14.79	0.4506	30	19	49	1	1.5	1.0	2.5	0.05	0.13	0.39	0.61
C	2 4	141	15.41	15.91	0.4810	28	23	48	1	2.0	1.7	3.5	0.07	0.32	0.48	0.58
C	2 5	80- 82	14.61	16.61	0.5020	26	22	50	2	1.4	1.2	2.8	0.11	0.07	0.44	0.52
C	2 5	141	16.91	17.41	0.5222	27	26	45	1	1.4	1.3	2.3	0.05	0.24	0.58	0.60
C	2 6	141	18.41	18.91	0.5740	30	23	45	1	2.0	1.6	3.1	0.07	0.20	0.51	0.67
	3 1	102-104	18.33	20.33	0.6170	28	24	47	1	2.7	2.3	4.6	0.10	0.17	0.51	0.60
	3 1	130-132	18.61	20.61	0.6243	32	18	49	1	2.1	1.2	3.2	0.06	0.10	0.37	0.65
	3 2	70- 75	19.53	21.53	0.6468	33	20	47	1	2.8	1.7	4.0	0.09	0.12	0.43	0.70
	3 2	130-132	20.11	22.11	0.6603	32	21	47	0	3.6	2.3	5.2	0.00	0.13	0.45	0.68
	3 3	70- 75	21.03	23.03	0.6970	33	17	49	2	4.2	2.2	6.3	0.26	0.11	0.35	0.67
	3 3	102-104	21.33	23.33	0.7068	23	25	51	1	2.0	2.2	4.5	0.09	0.14	0.49	0.45
	3 4	70- 75	22.53	24.53	0.7276	32	21	47	1	3.3	2.1	4.8	0.10	0.16	0.45	0.68
	3 4	102-104	22.83	24.83	0.7310	40	18	42	0	2.4	1.1	2.6	0.00	0.05	0.43	0.95
	3 4	130-132	23.11	25.11	0.7430	31	19	49	1	2.1	1.3	3.3	0.07	0.00	0.39	0.63
	3 5	102-104	24.33	26.33	0.7840	20	27	50	2	1.3	1.7	3.1	0.13	0.16	0.54	0.40
	3 6	74- 79	25.47	27.47	0.8140	31	19	48	2	2.6	1.6	4.0	0.16	0.04	0.40	0.65
	3 6	130-132	25.99	27.99	0.8303	31	27	39	2	0.9	0.8	1.2	0.06	0.05	0.69	0.79
	4 1	70- 74	27.52	29.52	0.8783	41	19	39	1	2.1	1.0	2.0	0.05	0.09	0.49	1.05
	4 1	130-132	28.11	30.11	0.8968	34	22	43	2	1.9	1.2	2.4	0.11	0.11	0.51	0.79
	4 2	70- 74	29.00	31.00	0.9223	30	17	42	2	1.8	1.0	2.5	0.12	0.20	0.40	0.71
	4 2	130-132	29.59	31.59	0.9378	32	25	40	3	2.0	1.6	2.5	0.19	0.10	0.63	0.80
	4 3	70- 74	30.50	32.50	0.9616	28	24	46	2	3.3	2.8	5.3	0.23	0.11	0.52	0.61
	4 3	130-132	31.07	33.07	0.9766	34	20	44	1	3.5	2.1	4.5	0.10	0.11	0.45	0.77
B	4 4	140-142	31.51	35.61	1.0624	30	25	44	1	1.2	1.0	1.7	0.04	0.17	0.57	0.68
B	4 5	140-142	33.01	37.11	1.1137	31	23	45	1	2.7	2.0	3.8	0.09	0.14	0.51	0.69
	5 2	102-104	38.83	40.88	1.2153	34	19	47	0	2.6	1.5	3.6	0.00	0.02	0.40	0.72
	5 4	102-104	41.83	43.08	1.3178	33	27	40	1	2.3	1.9	2.7	0.07	0.13	0.68	0.83
B	6 2	40	46.50	51.26	1.5975	38	16	45	0	2.1	0.9	2.5	0.00	0.21	0.36	0.84
B	6 2	92- 94	47.03	51.79	1.6157	34	19	46	1	1.8	1.0	2.5	0.05	0.29	0.41	0.74
B	6 3	40- 42	48.81	52.77	1.6500	37	16	46	2	1.7	0.7	2.1	0.09	0.10	0.35	0.80
B	6 3	140	49.00	53.76	1.6877	34	18	48	1	1.7	0.9	2.5	0.05	0.08	0.38	0.71
B	6 4	40- 42	49.51	54.27	1.7071	36	19	45	0	1.9	1.0	2.4	0.00	0.21	0.42	0.80
B	6 5	40- 42	51.01	55.77	1.7641	40	16	44	1	1.0	0.4	1.1	0.02	0.15	0.36	0.91
B	6 5	92- 94	51.53	56.29	1.7839	41	16	41	1	2.5	1.0	2.5	0.06	0.24	0.39	1.00
B	6 6	140	53.50	58.26	1.8476	27	21	51	1	1.7	1.3	3.2	0.06	0.15	0.41	0.53
	7 2	130-132	58.09	60.85	1.9338	26	22	50	1	1.3	1.1	2.6	0.05	0.11	0.44	0.52
B	7 3	60- 62	57.71	63.19	2.0270	30	22	48	0	3.3	2.4	5.2	0.00	0.21	0.46	0.63
	7 5	102-104	62.31	65.07	2.0768	40	18	42	1	3.2	1.4	3.4	0.08	0.07	0.43	0.95
B	7 5	60- 62	60.71	66.28	2.1183	26	28	46	0	1.7	1.9	3.1	0.00	0.10	0.61	0.57
	7 6	102-104	63.81	66.57	2.1316	33	19	48	0	1.2	0.7	1.8	0.00	0.04	0.40	0.69
	7 7	32- 34	64.61	67.27	2.1551	38	18	43	1	2.5	1.2	2.9	0.07	0.06	0.42	0.88
B	7 6	60- 62	62.21	67.83	2.1770	36	20	42	1	1.9	1.0	2.2	0.05	0.07	0.48	0.86
	8 1	102-104	65.83	69.75	2.2380	37	18	44	0	1.7	0.8	2.1	0.00	0.09	0.41	0.84
B	8 1	60- 62	64.21	70.48	2.2578	36	17	47	0	2.2	1.0	2.8	0.00	0.07	0.36	0.77
	8 3	102-104	68.55	72.47	2.3254	31	19	50	0	2.9	1.8	4.8	0.00	0.06	0.38	0.62
	8 4	115-117	70.18	74.10	2.3820	32	16	51	0	0.7	0.4	1.2	0.00	0.15	0.31	0.63
	8 5	102-104	71.55	75.47	2.4240	45	15	39	0	2.8	0.9	2.5	0.00	0.11	0.38	1.15
B	8 6	60- 62	71.71	78.04	2.5266	34	23	41	3	4.0	2.7	4.8	0.35	0.12	0.56	0.83
	9 1	101-103	75.32	79.27	2.5549	36	16	49	0	3.2	1.4	4.4	0.00	0.09	0.33	0.73
B	9 1	62- 64	73.73	79.75	2.5650	38	17	45	0	5.5	2.5	6.6	0.00	0.15	0.38	0.84
	9 2	130-132	77.11	81.06	2.6160	21	25	53	1	1.8	2.1	4.5	0.09	0.31	0.47	0.40
	9 4	130-132	80.11	84.06	2.7244	18	30	52	0	0.8	1.3	2.3	0.00	0.07	0.58	0.35
	9 6	60- 62	82.41	86.36	2.8034	48	15	37	0	3.9	1.2	3.0	0.00	0.16	0.41	1.30
	10 1	90- 92	84.71	88.66	2.8819	37	21	43	0	2.5	1.4	2.9	0.00	0.06	0.49	0.86
	10 3	110-112	87.88	91.83	2.9902	32	18	50	0	1.4	0.8	2.1	0.00	0.14	0.36	0.64
	10 4	140-142	89.68	93.63	3.0516	31	19	50	0	1.5	0.9	2.4	0.00	0.03	0.38	0.62
	10 5	90- 92	90.68	94.63	3.0858	37	16	47	0	1.6	0.7	2.0	0.00	0.01	0.34	0.79

Die Probenbezeichnung "B" und "C" in Spalte 1 kennzeichnet Bohrung B und C, Proben ohne Präfix stammen aus Bohrung A
M = Montmorillonit, I = Illit, K = Ka

Tab. B-3: Tonmineralzusammensetzung und Akkumulationsraten von Site 659
(Fortsetzung).

		Site 659		Original Composite												
Core-Section, Interval		Tiefe (m)	Depth (m)	Alter (Ma)	M %	I %	K %	C %	M AR	I AR	K AR	C AR	C/K Verh.	I/K Verh.	M/K Verh.	
B	11 4 60- 62	93.21	97.75	3.1923	32	22	47	0	2.0	1.4	3.0	0.00	0.19	0.47	0.68	
	11 1 140-142	94.71	98.66	3.2234	26	24	49	1	2.2	2.0	4.1	0.08	0.02	0.49	0.53	
	11 2 140-142	96.13	100.08	3.2718	25	26	49	0	1.1	1.1	2.1	0.00	0.05	0.53	0.51	
	11 3 92- 94	97.23	101.18	3.3094	28	18	53	1	1.1	0.7	2.0	0.04	0.10	0.34	0.53	
C	5 1 140	101.42	103.14	3.3763	22	29	48	1	1.4	1.9	3.1	0.06	0.10	0.60	0.46	
B	12 2 140	100.50	104.61	3.4265	24	22	55	0	1.1	1.0	2.6	0.00	0.11	0.40	0.44	
B	12 4 90- 92	103.01	107.18	3.5142	21	25	54	0	1.7	2.0	4.3	0.00	0.15	0.46	0.39	
B	12 5 60- 62	104.21	108.38	3.5552	22	22	55	1	1.0	1.0	2.4	0.04	0.06	0.40	0.40	
B	12 5 90- 92	104.51	108.68	3.5640	19	23	57	0	1.6	1.9	4.7	0.00	0.05	0.40	0.33	
B	12 6 60- 62	105.71	109.88	3.5943	27	18	54	1	4.9	3.3	9.8	0.18	0.04	0.33	0.50	
C	5 6 92	108.42	109.90	3.5948	21	22	58	0	2.6	2.7	7.1	0.00	0.04	0.38	0.36	
B	12 6 90- 92	106.01	118.18	3.6019	21	21	58	1	2.1	2.1	5.7	0.10	0.10	0.36	0.36	
B	12 6 140-142	106.51	110.68	3.6145	14	29	57	0	2.4	4.9	9.7	0.00	0.00	0.51	0.25	
B	13 1 90- 94	108.02	112.19	3.6526	19	21	59	0	2.0	2.2	6.3	0.00	0.06	0.36	0.32	
C	6 1 40- 42	109.91	112.21	3.6531	20	19	60	0	1.9	1.8	5.6	0.00	0.05	0.32	0.33	
B	13 2 40- 42	109.01	113.18	3.6776	25	22	51	2	2.2	2.0	4.6	0.18	0.16	0.43	0.49	
B	13 2 90- 94	109.52	113.69	3.6905	20	32	48	0	1.8	2.8	4.2	0.00	0.14	0.67	0.42	
B	13 3 60- 62	110.71	114.88	3.7205	26	23	49	2	1.3	1.2	2.5	0.10	0.10	0.47	0.53	
	13 3 140-142	116.71	120.76	3.8689	28	21	52	0	1.8	1.4	3.4	0.00	0.07	0.40	0.54	
	13 6 90- 92	120.42	124.47	3.9625	23	23	53	1	1.3	1.3	3.0	0.06	0.08	0.43	0.43	
	13 6 140-142	120.92	124.97	3.9751	21	25	53	1	2.5	3.0	6.3	0.12	0.00	0.47	0.40	
B	14 6 60- 62	124.71	129.69	4.0943	24	30	46	0	2.6	3.2	4.9	0.00	0.13	0.65	0.52	
	14 3 140-142	126.21	130.06	4.1036	14	29	57	1	1.4	2.9	5.7	0.10	0.04	0.51	0.25	
	14 4 92- 94	127.23	131.08	4.1293	17	29	53	1	0.8	1.4	2.5	0.05	0.07	0.55	0.32	
	14 4 140-142	127.71	131.56	4.1415	27	20	52	0	2.9	2.2	5.6	0.00	0.04	0.38	0.52	
	14 5 40	128.20	132.05	4.1538	22	26	52	1	1.3	1.6	3.2	0.06	0.10	0.50	0.42	
	14 5 92- 94	128.73	132.58	4.1672	25	19	55	0	1.8	1.4	3.9	0.00	0.09	0.35	0.45	
	14 5 140-142	129.21	133.07	4.1796	13	38	50	0	2.2	6.6	8.6	0.00	0.33	0.76	0.26	
B	15 3 60- 62	129.71	134.08	4.2050	19	32	48	1	2.4	4.1	6.2	0.13	0.13	0.67	0.40	
	15 1 92- 94	131.85	135.23	4.2341	23	23	53	0	0.8	0.8	1.8	0.00	0.07	0.43	0.43	
B	15 4 60- 62	131.21	135.58	4.2429	24	26	51	0	1.2	1.3	2.5	0.00	0.07	0.51	0.47	
	15 3 92- 94	135.13	139.35	4.3380	26	15	59	0	2.6	1.5	5.8	0.00	0.07	0.25	0.44	
	15 3 140-142	135.63	139.89	4.3517	21	20	59	0	2.1	2.0	6.0	0.00	0.07	0.34	0.36	
	15 4 92- 94	136.65	140.94	4.3782	22	23	55	0	1.5	1.6	3.8	0.00	0.20	0.42	0.40	
	15 4 140-142	137.13	141.30	4.3873	20	18	62	0	1.3	1.1	4.0	0.00	0.10	0.29	0.32	
B	16 2 60- 62	137.71	141.00	4.3999	22	22	56	1	1.5	1.5	3.9	0.07	0.11	0.39	0.39	
	15 5 92- 94	138.13	142.57	4.4193	19	28	52	1	2.4	3.5	6.5	0.13	0.06	0.54	0.37	
B	16 3 60- 62	139.21	143.30	4.4377	19	24	55	2	0.0	0.0	0.0	0.00	0.06	0.44	0.35	
	16 1 92- 94	141.39	144.05	4.4567	20	24	55	1	3.8	4.6	10.5	0.19	0.04	0.44	0.36	
	16 1 140-142	141.73	144.39	4.4652	25	25	50	0	2.2	2.2	4.4	0.00	0.02	0.50	0.50	
B	16 4 60- 62	140.71	144.73	4.4738	24	23	52	1	1.6	1.5	3.4	0.07	0.07	0.44	0.46	
	16 2 90- 92	143.23	145.89	4.5031	23	25	52	0	3.5	3.8	8.0	0.00	0.08	0.48	0.44	
	16 2 140-142	143.71	146.37	4.5152	20	29	50	1	1.1	1.5	2.7	0.05	0.02	0.58	0.40	
	16 3 92- 94	144.73	147.39	4.5409	24	18	58	1	1.7	1.3	4.2	0.07	0.08	0.31	0.41	
	16 4 92- 94	146.23	148.89	4.5788	18	16	65	0	1.1	1.0	4.1	0.00	0.05	0.25	0.28	
	16 5 92- 94	147.73	150.39	4.7880	20	23	54	2	0.1	0.2	0.4	0.01	0.05	0.43	0.37	
17	1 92- 94	151.23	153.42	5.6139	27	20	53	0	1.5	1.1	2.9	0.00	0.02	0.38	0.51	

Tab. C-1: Sedimentphysikalische und sedimentologische Ergebnisse von Site 660

Site 660		Orig. Composite		Alter (Ma)	P dry (g/ccm)	EUR (Gew.%)	EUR AR	CaCO3 (Gew.%)	CaCO3 AR
Core-Section Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Depth (m)						
B 1 1	106	1.06	1.06	0.0407	0.42				
A 1 1	121	1.21	2.31	0.0888	0.44	99.58	11.39	0.42	0.05
A 1 1	125	1.25	2.36	0.0907	0.47	97.54	11.92	2.46	0.30
B 1 2	106	2.53	2.53	0.0972	0.55				
A 2 1	45	2.25	3.35	0.1287	0.48	94.41	11.78	5.59	0.70
A 2 1	107	2.87	3.97	0.1525	0.42	98.67	10.77	1.33	0.15
B 1 3	106	4.03	4.03	0.1548	0.41				
A 2 1	125	3.05	4.40	0.1691	0.45	98.82	11.56	1.18	0.14
B 1 4	106	5.23	5.23	0.2009	0.54				
A 2 2	107	4.34	5.44	0.2090	0.56	90.00	13.10	10.00	1.46
A 2 2	125	4.55	5.90	0.2267	0.53	63.66	8.77	36.34	5.01
A 2 3	107	5.84	7.19	0.2762	0.46	74.50	8.91	25.50	3.05
A 2 3	125	6.05	7.40	0.2843	0.46	88.45	10.58	11.55	1.38
A 2 4	43	6.73	8.08	0.3104	0.47	72.31	8.84	27.69	3.38
A 2 4	107	7.34	8.69	0.3339	0.47	97.70	11.94	2.30	0.28
A 2 4	125	7.55	8.90	0.3419	0.42	94.31	10.30	5.69	0.62
B 2 1	106	7.36	9.11	0.3500	0.37				
A 2 5	107	8.84	10.19	0.3915	0.41	99.67	10.62	0.33	0.04
A 2 5	125	9.05	10.40	0.3996	0.38	99.99	9.88	0.01	0.01
B 2 2	106	8.83	10.55	0.4053	0.36				
A 2 6	68	9.98	11.33	0.4353	0.37	51.88	4.99	48.12	4.63
A 2 6	107	10.34	11.69	0.4491	0.37	99.42	9.56	0.58	0.06
A 2 6	119	10.49	11.84	0.4549	0.41	99.58	10.62	0.42	0.04
A 2 6	125	10.55	11.90	0.4572	0.43	99.99	11.18	0.01	0.01
B 2 3	106	10.33	12.08	0.4641	0.48				
B 2 4	106	11.83	13.55	0.5206	0.56				
A 3 1	107	12.37	13.72	0.5271	0.47	78.20	9.56	21.80	2.66
A 3 1	125	12.55	13.90	0.5341	0.47	65.06	7.95	34.94	4.27
B 2 5	106	13.33	15.08	0.5794	0.48				
A 3 2	107	13.82	15.17	0.5828	0.55	99.67	14.25	0.33	0.05
A 3 2	125	14.05	15.40	0.5917	0.53	97.73	13.47	2.27	0.31
B 2 6	106	14.83	16.55	0.6359	0.44				
A 3 3	107	15.32	16.67	0.6405	0.42	89.90	9.82	10.10	1.10
A 3 3	125	15.55	16.90	0.6493	0.42	99.99	10.92	0.01	0.01
A 3 4	107	16.82	17.32	0.6655	0.44	99.42	11.37	0.58	0.07
A 3 4	125	17.05	17.55	0.6743	0.45	96.64	11.31	3.36	0.39
A 3 5	107	18.32	18.82	0.7231	0.51	99.42	13.18	0.58	0.08
B 3 1	106	16.86	18.96	0.7285	0.49				
A 3 5	125	18.55	19.05	0.7320	0.50	75.41	9.20	24.59	3.00
A 3 6	107	19.82	20.32	0.7840	0.59	99.58	14.34	0.42	0.06
B 3 2	106	18.36	20.46	0.7897	0.55				
A 3 6	125	20.05	20.55	0.7934	0.54	78.18	10.30	21.82	2.88
B 3 3	106	19.86	21.96	0.8511	0.46				
A 4 1	107	21.87	22.37	0.8679	0.60	63.72	9.33	36.28	5.31
A 4 1	125	22.05	22.55	0.8752	0.59	99.99	14.39	0.01	0.01
B 3 4	106	21.36	23.46	0.9125	0.53				
A 4 2	107	23.35	23.85	0.9285	0.60	99.25	14.47	0.75	0.11
A 4 2	125	23.55	24.05	0.9368	0.59	69.44	9.96	30.56	4.38
B 3 5	106	22.86	24.96	0.9742	0.53				
A 4 3	107	24.85	25.35	0.9912	0.53	92.58	10.99	7.42	0.88
A 4 3	125	25.05	25.55	1.0001	0.55	99.99	12.32	0.01	0.01
B 3 6	106	24.36	26.46	1.0408	0.63				
A 4 4	107	26.35	27.55	1.0896	0.75	54.88	9.22	45.12	7.58
A 4 4	125	26.55	27.75	1.0985	0.73	63.30	10.35	36.70	6.00
A 4 5	107	27.85	29.05	1.1567	0.57	78.32	10.00	21.68	2.77
B 4 1	106	26.36	29.16	1.1616	0.60				
A 4 5	116	27.96	29.16	1.1616	0.60	97.66	13.13	2.34	0.31
A 4 5	125	28.05	29.25	1.1656	0.67	99.99	15.01	0.01	0.01
A 4 6	107	29.35	30.55	1.2238	0.71	69.98	11.13	30.02	4.77
B 4 2	106	27.86	30.66	1.2287	0.68				
A 4 6	125	29.55	30.75	1.2327	0.65	53.50	7.79	46.50	6.77
B 4 3	106	29.36	32.16	1.2958	0.77				
A 5 1	107	31.37	32.57	1.3141	0.65	61.80	9.00	38.20	5.56
A 5 1	125	31.55	32.75	1.3222	0.75	94.79	15.92	5.21	0.88
B 4 4	106	30.86	33.66	1.3629	0.71				
A 5 2	107	32.87	34.07	1.3812	0.72	72.56	11.70	27.44	4.43
A 5 2	125	33.05	34.25	1.3893	0.69	56.23	8.69	43.77	6.77
B 4 5	106	32.36	35.16	1.4300	0.71				
A 5 3	107	34.37	37.87	1.5512	0.63	32.95	4.65	67.05	9.46
A 5 3	125	34.55	38.05	1.5593	0.64	63.12	9.05	36.88	5.29
A 5 4	19	34.99	38.49	1.5789	0.66	54.96	8.13	45.04	6.66
A 5 4	37	35.17	38.67	1.5870	0.67	99.67	14.96	0.33	0.05
A 5 4	45	35.25	38.75	1.5906	0.67	71.39	10.71	28.61	4.29
A 5 4	107	35.87	39.37	1.6183	0.70	46.21	7.25	53.79	8.43
A 5 4	125	36.05	39.55	1.6263	0.69	48.79	7.54	51.21	7.92
B 5 1	106	36.36	40.46	1.6910	0.65				
A 5 5	107	37.37	40.87	1.7269	0.73	54.88	4.57	45.12	3.75
A 5 5	125	37.55	41.05	1.7426	0.72	50.13	4.11	49.87	4.09
B 5 2	106	38.36	41.96	1.8205	0.66				
A 5 6	107	38.87	42.37	1.8447	0.77	92.66	12.13	7.34	0.96
B 5 3	106	39.86	43.46	1.9088	0.66				

Die Probenbezeichnung "A" und "B" in Spalte 1 kennzeichnet Proben aus Bohrung A und B.
 EUR = siliziklastische Sedimentfraktion, P dry = Trockenraumgewicht, AR = Akkumulationsrate in g/m²ky.

Tab. C-1: Sedimentphysikalische und sedimentologische Ergebnisse von Site 6

Site 668		Orig. Composite		Alter (Ma)	P dry (g/ccm)	EUR (Gem.%)	EUR AR	CaCO3 (Gem.%)	CaCO3 AR
Core-Section Interval	Tiefe (m)	Depth (m)	Depth (m)						
A 6 1	107	40.82	44.32	1.9594	0.72	89.57	10.96	10.43	1.28
A 6 1	125	41.05	44.55	1.9729	0.67	67.80	7.72	32.20	3.67
B 5 4	106	41.36	44.96	1.9970	0.59				
A 6 2	107	42.32	45.82	2.0476	0.79	71.64	9.62	28.36	3.81
A 6 2	125	42.55	46.05	2.0611	0.73	99.99	12.41	0.01	0.01
B 5 5	106	42.86	46.46	2.0853	0.63				
A 6 3	107	43.82	47.32	2.1359	0.80	87.07	11.84	12.93	1.76
A 6 3	125	44.05	47.75	2.1611	0.75	48.70	6.21	51.30	6.54
B 5 6	106	44.36	47.96	2.1735	0.73				
A 6 4	107	45.32	49.02	2.2359	0.70	40.54	4.82	59.46	7.08
A 6 4	125	45.55	49.25	2.2494	0.71	59.54	7.19	40.46	4.88
B 6 1	106	45.36	49.76	2.2794	0.73				
A 6 5	107	46.82	50.52	2.3241	0.81	69.48	9.57	30.52	4.20
A 6 5	125	47.05	50.75	2.3376	0.75	99.99	12.75	0.01	0.01
B 6 2	106	46.82	51.22	2.3653	0.63				
A 6 6	107	48.32	52.02	2.4123	0.73	48.38	6.00	51.62	6.41
A 6 6	125	48.55	52.25	2.4259	0.73	73.00	9.06	27.00	3.35
B 6 3	106	48.32	52.72	2.4535	0.72				
A 7 1	107	50.37	54.07	2.5587	0.75	51.31	4.39	48.69	4.16
B 6 4	106	49.82	54.22	2.5718	0.74				
A 7 1	125	50.55	54.25	2.5745	0.74	95.55	8.06	4.45	0.38
A 7 2	107	51.87	55.57	2.6899	0.86	60.13	5.90	39.87	3.91
B 6 5	106	51.32	55.72	2.7031	0.75				
A 7 2	129	52.09	55.79	2.7092	0.75	35.17	3.01	64.83	5.54
A 7 3	107	53.37	57.07	2.8212	0.75	36.53	3.12	63.47	5.43
B 6 6	106	52.82	57.22	2.8343	0.80				
A 7 3	125	53.55	57.25	2.8369	0.80	47.68	4.35	52.32	4.77
A 7 4	107	54.87	58.37	2.9349	0.86	31.53	3.09	68.47	6.71
A 7 4	125	55.05	58.55	2.9506	0.85	76.63	7.43	23.37	2.26
B 7 1	106	54.82	58.66	2.9603	0.84				
A 7 5	62	55.92	59.42	3.0247	0.89	96.91	10.44	3.09	0.33
A 7 5	107	56.37	59.87	3.0619	0.92	49.46	5.51	50.54	5.63
A 7 5	126	56.56	60.06	3.0776	0.86	35.72	3.72	64.28	6.69
B 7 2	106	56.36	60.16	3.0858	0.83				
A 7 6	40	57.20	60.70	3.1304	0.87	26.27	2.77	73.73	7.76
A 7 6	107	57.87	61.37	3.1844	0.93	46.37	6.81	53.63	7.88
A 7 6	120	58.00	61.50	3.1927	0.86	69.14	9.39	30.86	4.19
A 7 6	129	58.09	61.51	3.1933	0.85	43.89	5.89	56.11	7.54
B 7 3	106	57.86	61.66	3.2028	0.77				
B 7 4	106	59.36	63.16	3.2978	0.93				
A 8 1	107	59.87	63.37	3.3111	0.91	49.88	7.17	50.12	7.21
A 8 1	125	60.05	63.55	3.3225	0.92	58.72	8.54	41.28	6.00
B 7 5	106	60.86	64.66	3.3928	0.97				
A 8 2	106	61.34	64.84	3.4042	0.98	52.21	8.08	47.79	7.40
A 8 2	125	61.55	65.05	3.4175	0.97	57.73	8.85	42.27	6.48
B 7 6	106	62.36	66.16	3.4878	0.93				
A 8 3	106	62.86	66.36	3.5005	0.93	33.36	4.90	66.64	9.79
A 8 3	125	63.05	66.55	3.5125	0.95	46.50	6.98	53.50	8.03
A 8 4	106	64.36	67.16	3.5511	1.03	65.06	10.59	34.94	5.69
A 8 4	125	64.55	67.35	3.5632	1.01	73.21	11.68	26.79	4.28
B 8 1	106	64.36	68.16	3.6145	0.91				
A 8 5	107	65.87	68.57	3.6404	1.01	73.56	11.74	26.44	4.22
A 8 5	125	66.05	68.75	3.6518	0.99	46.56	7.28	53.44	8.36
B 8 2	106	65.86	69.66	3.7094	0.88				
A 8 6	107	67.37	70.07	3.7354	0.92	35.20	5.12	64.80	9.42
A 8 6	125	67.55	70.27	3.7480	0.92	46.08	6.70	53.92	7.84
A 8 7	30	68.10	70.80	3.7816	0.92	52.63	7.65	47.37	6.89
B 8 3	106	67.36	71.16	3.8044	0.92				
A 9 1	106	69.36	72.06	3.8614	0.93	47.54	6.99	52.46	7.71
A 9 1	125	69.55	72.25	3.8734	0.91	69.82	10.04	30.18	4.34
B 8 4	106	68.86	72.66	3.8994	0.87				
A 9 2	106	70.86	73.56	4.0473	0.96	83.90	4.83	16.10	0.93
A 9 2	125	71.05	73.75	4.0787	0.96	74.66	4.30	25.34	1.46
B 8 5	106	70.36	74.16	4.1466	0.97				
B 8 6	106	71.80	75.60	4.3849	0.95				
A 9 3	106	72.36	76.06	4.4610	0.99	97.83	5.81	2.17	0.13
A 9 3	125	72.55	76.25	4.4924	0.99	87.43	5.19	12.57	0.75
A 9 4	106	73.86	77.56	4.8870	0.99	62.22	1.42	37.70	0.86
A 9 4	125	74.05	77.75	4.9696	0.99	76.39	1.74	23.61	0.54
B 9 1	106	73.86	78.51	5.3000	1.00				
A 9 5	106	75.36	79.06	5.5391	1.03				
A 9 5	125	75.55	79.25	5.6217	1.02	73.37	1.72	26.63	0.62
B 9 2	106	75.36	80.01	5.9522	1.00				
A 9 6	106	76.86	80.56	6.1913	1.01	69.80	1.62	30.20	0.70
A 9 6	125	77.05	80.75	6.2739	1.00	99.99	2.30	0.01	0.01
B 9 3	106	76.86	81.51	6.6043	0.96				
A 10 1	106	78.86	82.56	7.0609	0.95	99.92	2.18	0.08	0.01
A 10 1	125	79.05	82.75	7.1435	0.95	99.99	2.18	0.01	0.01
B 9 4	106	78.36	83.01	7.2565	0.94				
A 10 2	106	79.86	83.56	7.4957	0.95				
A 10 2	125	80.55	84.25	7.7957	0.98	99.99	2.25	0.01	0.01

Tab. D-1: Sedimentphysikalische und sedimentologische Ergebnisse von Site 661

Site 661 Core-Section Interval	Orig. Tiefe (m)	Composite Depth (m)	Alter (Ma)	P dry (g/ccm)	EUR (Gew.%)	EUR AR	CaCO3 (Gew.%)	CaCO3 AR
1 1 105	1.05	1.05	0.065	0.52	88.4	7.49	11.6	0.98
1 1 125	1.25	1.25	0.077	0.52	72.7	6.16	27.3	2.31
2 1 105	2.65	2.65	0.163	0.52	89.0	7.54	11.0	0.93
2 1 125	2.85	2.85	0.175	0.52	90.0	7.63	10.0	0.85
2 2 125	4.35	4.35	0.267	0.53	55.0	4.75	45.0	3.89
2 3 105	5.65	5.65	0.347	0.54	78.6	6.92	21.4	1.88
2 3 125	5.85	5.85	0.360	0.55	55.0	4.93	45.0	4.03
2 4 105	7.15	7.15	0.440	0.63	57.2	5.87	42.8	4.40
2 4 125	7.35	7.35	0.452	0.63	56.0	5.75	44.0	4.52
2 5 105	8.65	8.65	0.532	0.62	48.8	4.93	51.2	5.17
2 5 117	8.77	8.77	0.539	0.61	64.4	6.40	35.6	3.54
2 6 105	10.15	10.15	0.624	0.52	75.1	6.37	24.9	2.11
2 6 117	10.27	10.27	0.631	0.51	89.7	7.46	10.3	0.86
3 1 105	12.15	12.15	0.747	0.39	94.3	5.99	5.7	0.36
3 1 125	12.35	12.35	0.759	0.40	99.5	6.49	0.5	0.03
3 2 125	13.85	13.85	0.852	0.50	97.8	7.97	2.2	0.18
3 3 105	15.15	15.15	0.930	0.58	48.8	4.84	51.2	5.08
3 3 125	15.35	15.35	0.942	0.59	69.0	6.96	31.0	3.13
3 4 105	16.65	16.65	1.017	0.69	61.7	7.54	38.3	4.68
3 4 125	16.85	16.85	1.028	0.67	82.0	9.72	18.0	2.13
3 5 105	18.15	18.15	1.102	0.56	43.3	4.29	56.7	5.62
3 5 125	18.35	18.35	1.113	0.58	79.8	8.19	20.2	2.07
3 6 101	19.61	19.61	1.184	0.69	56.1	6.85	43.9	5.36
3 6 125	19.85	19.85	1.198	0.69	75.8	9.26	24.2	2.96
4 1 105	21.63	22.83	1.366	0.68	34.9	4.20	65.1	7.84
4 1 125	21.85	23.05	1.379	0.68	55.8	6.72	44.2	5.32
4 2 105	23.10	24.30	1.450	0.69	62.9	7.68	37.1	4.53
4 2 125	23.35	24.55	1.464	0.67	50.7	6.01	49.3	5.85
4 3 105	24.57	25.77	1.533	0.59	30.0	3.13	70.0	7.31
4 3 125	24.85	26.05	1.549	0.60	51.2	5.44	48.8	5.18
4 4 105	26.04	27.24	1.616	0.66	35.4	4.14	64.6	7.55
4 4 125	26.35	27.55	1.634	0.67	37.5	4.45	62.5	7.41
4 5 105	27.51	28.71	1.719	0.72	51.4	4.85	48.6	4.58
4 5 125	27.85	29.05	1.745	0.72	43.5	4.10	56.5	5.33
4 6 105	28.98	30.18	1.832	0.73	70.7	6.76	29.3	2.80
4 6 125	29.35	30.55	1.860	0.73	46.5	4.45	53.5	5.12
5 1 106	31.16	33.01	2.048	0.74	48.3	4.68	51.7	5.01
5 1 125	31.35	33.20	2.063	0.74	59.2	5.74	40.8	3.96
5 2 106	32.66	34.51	2.163	0.76	44.5	4.43	55.5	5.53
5 2 125	32.85	34.70	2.178	0.76	78.8	7.85	21.2	2.11
5 3 106	34.16	36.01	2.278	0.76	42.9	4.27	57.1	5.68
5 3 125	34.35	36.20	2.293	0.75	75.9	7.46	24.1	2.37
5 4 106	35.66	37.51	2.393	0.70	51.3	4.70	48.7	4.47
5 4 125	35.85	37.70	2.407	0.70	32.0	2.93	68.0	6.24
5 5 106	37.16	39.01	2.500	0.73	28.5	3.79	71.5	9.50
5 5 118	37.29	39.14	2.507	0.74	31.0	4.18	69.0	9.29
5 6 106	38.66	40.51	2.582	0.79	55.6	7.99	44.4	6.38
5 6 125	38.85	40.70	2.593	0.79	42.9	6.17	57.1	8.21
6 1 105	40.65	43.05	2.722	0.74	24.0	3.23	76.0	10.24
6 1 125	40.85	43.25	2.733	0.75	31.7	4.33	68.3	9.32
6 2 102	42.12	44.52	2.802	0.81	38.3	5.65	61.7	9.10
6 2 125	42.35	44.75	2.815	0.82	32.3	4.82	67.7	10.10
6 3 104	43.64	46.04	2.886	0.86	34.9	5.46	65.1	10.19
6 3 125	43.85	46.25	2.897	0.85	49.0	7.58	51.0	7.89
6 4 104	45.14	47.54	2.968	0.80	31.7	4.62	68.3	9.94
6 4 125	45.35	47.75	2.980	0.80	61.9	9.01	38.1	5.55
6 5 104	46.64	49.04	3.051	0.80	21.0	3.06	79.0	11.50
6 5 125	46.85	49.25	3.062	0.80	24.9	3.63	75.1	10.93
6 6 104	48.14	50.54	3.133	0.79	47.9	6.89	52.1	7.49
6 6 125	48.35	50.75	3.145	0.79	28.3	4.07	71.7	10.31
7 1 105	50.15	53.35	3.287	0.77	27.9	3.91	72.1	10.10
7 1 125	50.35	53.55	3.298	0.79	58.6	8.43	41.4	5.95
7 2 105	51.65	54.85	3.370	0.90	34.6	5.67	65.4	10.71
7 2 125	51.85	55.05	3.381	0.91	20.7	3.43	79.3	13.13
7 3 105	53.15	56.35	3.479	0.97	40.3	4.69	59.7	6.95
7 3 125	53.35	56.55	3.496	0.97	42.9	4.99	57.1	6.65
7 4 105	54.65	57.85	3.603	0.97	46.3	5.39	53.7	6.25
7 4 125	54.85	58.05	3.620	0.96	29.6	3.41	70.4	8.11
7 5 105	56.15	59.35	3.728	0.90	31.1	3.36	68.9	7.44
7 5 125	56.35	59.55	3.745	0.90	23.9	2.58	76.1	8.22
7 6 105	57.65	60.85	3.853	0.89	28.4	3.03	71.6	7.65
7 6 125	57.85	61.05	3.869	0.90	28.8	3.11	71.2	7.69
8 1 105	59.65	63.45	4.069	0.99	55.5	6.59	44.5	5.29
8 1 125	59.85	63.65	4.085	0.96	26.1	3.01	73.9	8.51
8 2 105	61.15	64.95	4.193	0.79	47.3	4.48	52.7	5.00
8 2 125	61.35	65.15	4.210	0.81	32.8	3.19	67.2	6.53
8 3 105	62.65	66.45	4.318	0.96	37.0	4.26	63.0	7.26
8 3 125	62.85	66.65	4.334	0.96	51.2	5.90	48.8	5.62
8 4 105	64.15	67.95	4.442	0.99	65.0	7.72	35.0	4.16

Alle Proben stammen aus Bohrung A, EUR = siliziklastische Sedimentfraktion, P dry = Trockenraumgewicht, AR = Akkumulationsrate in g/m2*y

Tab. D-1: Sedimentphysikalische und sedimentologische Ergebnisse von Site

Site 661	Orig. Composite								
Core-Section	Tiefe	Depth	Alter	P dry	EUR	EUR	CaCO3	CaCO3	
Interval	(m)	(m)	(Ma)	(g/ccm)	(Gew.%)	AR	(Gew.%)	AR	
8 4 125	64.35	68.15	4.459	0.98	49.2	5.79	50.8	5.97	
8 5 105	65.65	69.45	4.567	0.98	54.7	6.43	45.3	5.33	
8 5 111	65.71	69.51	4.572	0.97	62.4	7.26	37.6	4.38	
8 6 105	67.15	70.95	4.815	0.95	30.3	1.47	69.7	3.38	
8 6 125	67.35	71.15	4.854	0.95	49.2	2.38	50.8	2.46	
9 1 105	69.15	73.30	5.274	1.01	49.5	2.55	50.5	2.60	
9 1 125	69.35	73.50	5.314	1.01	60.0	3.09	40.0	2.06	
9 2 125	70.85	75.00	5.607	1.04	88.0	4.67	12.0	0.64	
9 3 105	72.15	76.30	5.861	1.07	73.7	4.02	26.3	1.44	
9 3 125	72.35	76.50	5.900	1.06	81.0	4.38	19.0	1.03	
9 4 105	73.65	77.80	6.439	0.97	99.7	2.32	0.3	0.01	
9 4 125	73.85	78.00	6.522	0.97	100.0	2.33	0.0	0.00	
9 5 105	75.15	79.30	7.060	0.98	99.7	2.34	0.3	0.01	
9 5 125	75.35	79.50	7.143	0.97	65.0	1.51	35.0	0.81	
9 6 105	76.65	80.80	7.682	0.95	100.0	2.28	0.0	0.00	
9 6 125	76.85	81.00	7.765	0.96	100.0	2.30	0.0	0.00	