BERICHTE

aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen

Nr. 47

Stax, R.

ZYKLISCHE SEDIMENTATION VON ORGANISCHEM KOHLENSTOFF IN DER JAPAN SEE: ANZEIGER FÜR ÄNDERUNGEN VON PALÄOOZEANOGRAPHIE UND PALÄOKLIMA IM SPÄTKÄNOZOIKUM

Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, No. 47
150 S., 61 Abb., 15 Tab., 3 Tafeln, Bremen 1994

ISSN 0931-0800

Zyklische Sedimentation von organischem Kohlenstoff in der Japan See: Anzeiger für Änderungen von Paläoozeanographie und Paläoklima im Spätkänozoikum

Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
am Fachbereich Geowissenschaften
der Universität Bremen

Vorgelegt von
Rainer Stax
Juni 1993

Die "Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften" werden in unregelmäßigen Abständen vom Fachbereich 5, Universität Bremen, herausgegeben.

Sie dienen der Veröffentlichung von Forschungsarbeiten, Doktorarbeiten und wissenschaftlichen Beiträgen, die im Fachbereich angefertigt wurden.

Die Berichte können bei:

Frau Gisela Eggerichs

Sonderforschungsbereich 261

Universität Bremen

Postfach 330 440

D 28334 BREMEN

Telefon: (49) 421 218-4124

Fax: (49) 421 218-3116

angefordert werden.

Zitat:

Stax, R.:

Zyklische Sedimentation von organischem Kohlenstoff in der Japan See: Anzeiger für Änderungen von Paläoozeanographie und Paläoklima im Spätkänozoikum.

Berichte, Fachbereich Geowissenschaften, Universität Bremen, Nr. 47, 150 S., 61 Abb., 15 Tab., 3 Tafeln, Bremen 1994.

ISSN 0931-0800

Danksagung

Die Anregung zu dieser Arbeit gab Herr Priv. Doz. Dr. Ruediger Stein. Ihm bin ich vor allem für die exzellente Betreuung und die ständige Diskussionsbereitschaft sehr verbunden. Herrn Prof. Dr. Dieter Fütterer danke ich für die Erstellung des Zweitgutachtens.

Für wertvolle Anregungen und fruchtbare Diskussionen danke ich der Arbeitsgruppe Stein und allen Kollegen und Mitarbeitern am Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung. Besonders hervorheben möchte ich dabei die langjährige, freundschaftliche Zusammenarbeit mit Frau Dr. Michaela Dersch-Hansmann und Frau Ute Mann.

Dank gebührt ebenfalls Dr. Gerd Bohrmann, Dr. Jens Hölemann, Dr. Ralf Littke, Dr. Ralf Tiedemann und Dr. Thomas Wagner für fachliche Hilfestellungen und Diskussionen.

Besonderer Dank gilt meiner Familie, die mich in allen Phasen der Arbeit sehr unterstützt hat.

Mein herzlichster Dank gilt Frau Eva Theiß. Sie hat mir stets Verständnis, Geduld und jegliche Unterstützung entgegengebracht, ohne die diese Arbeit nicht entstanden wäre.

Diese Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Rahmen des Schwerpunktprogrammes Ocean Drilling Program / Deep Sea Drilling Project (STE-412/3) finanziell gefördert.

für Eva

Kurzfassung/Abstract **3**

1. Einleitung und Zielsetzung **6**

2. Allgemeine Grundlagen des Arbeitsgebietes **8**
2.1. Plattentektonische Entwicklung 9
2.2. Geographie und Bathymetrie der Japan See 11
2.2.1. Hydrographie 13
2.2.2. Wassermassenzirkulation 13
2.3. Die Japan See als Sedimentationsraum 14
2.4. Lokationen der untersuchten Leg 128-Bohrungen 16

3. Probenmaterial und Untersuchungsverfahren **21**
3.1. Probennahme 21
3.1.1. Teufenkorrekturen und Berechnung einheitlicher Teufen 23
3.2. Elementarbestimmungen 24
3.2.1. Bestimmung von Gesamtkohlenstoff und Stickstoff 24
3.2.2. Bestimmung von organischem Kohlenstoff, Schwefel und Karbonat 25
3.2.3. Vergleich der unterschiedlichen Analysemethoden und Fehlerbetrachtung der Messungen 27
3.3. Bestimmung der stabilen Isotope 30
3.4. Bestimmung der thermischen Reife und Zusammensetzung der organischen Substanz mit der Rock-Eval-Pyrolyse 30
3.5. Mikroskopie 32
3.5.1. Präparation für die Auflichtmikroskopie 32
3.5.2. Präparation für die Durchlichtmikroskopie 34
3.6. Berechnung von Akkumulationsraten 34

4. Stratigraphische Grundlagen und Sedimentationsraten **35**
4.1. Stratigraphie der Bohrung 798 35
4.1.1. Sedimentations- und Akkumulationsraten 36
4.2. Stratigraphie der Bohrung 799 39
4.2.1. Sedimentations- und Akkumulationsraten 40

5. Charakterisierung von organischer Substanz mit Hilfe organisch-geochemischer Parameter **43**

6. Paläoproduktivität: Rekonstruktion aus Sedimentdaten **49**

7. Ergebnisse 58
7.1. Verteilung von organischem Kohlenstoff, Schwefel und Karbonat 58
7.2. Zusammensetzung des organischen Materials 65
7.2.1. C/N-Verhältnisse 65
7.2.2. Rock-Eval-Pyrolyse 66
7.2.3. Stabile Kohlenstoffisotope 71
7.2.4. Maceralzusammensetzung 72
7.3. Differenzierung von verschiedenen Sedimentfaziestypen 75

8. Langzeitänderungen der Paläoumwelt im Jungkänozoikum: Rekonstruktion aus organisch-kohlenstoff-reichen Sedimenten der Japan See 79
8.1. Unter- bis Mittelmiozän (ca. 20 - 12 Ma) 79
8.2. Mittel-Obermiozän (ca. 12 - 5 Ma) 81
8.3. Unterpliozän (ca. 5 - 2,5 Ma) 85
8.4. Oberpliozän-Heute (ca. 2,5 - 0 Ma) 85

9. Zyklische Sedimentation in Abhängigkeit von Paläoklima und paläoozanographischen Verhältnissen im Spätquartär 88
9.1. Milankovitch-artige Zyklizität: Klimaabhängige Anreicherung organischer Substanz in Glazial- und Interglazialzeiten 89
9.1.1. Quantifizierung der Paläoproduktivität in den Milankovitch-artigen Zyklen 92
9.2. Anreicherung organischer Substanz in kurzfristigen Hell/Dunkel-Zyklen 93
9.2.1. Einteilung der Zyklentypen 94
9.2.2. Zyklizität in Abhängigkeit von anoxischen Bodenwasser-verhältnissen 98
9.2.3. Quantifizierung der Paläoproduktivität in den Hell/Dunkel-Zyklen 98
9.2.4. Zyklizität in Abhängigkeit von Glazial-/Interglazialschwankungen in der Japan See 100
9.2.5. Zyklische Anreicherung von organischer Substanz durch Trübeströme 104

10. Schlussfolgerungen 106

11. Literaturverzeichnis 109

Anhang

Kurzfassung

Im Rahmen einer zweimonatigen Expedition (Leg 128) mit dem Bohrschiff *JOIDES Resolution* in die Japan See wurden im südwestlichen Teil des Beckens zwei Bohrungen abgeteuft. Die Bohrung 798 (Oki-Rücken, 903 m Wassertiefe) enthält 517 m pliozänes bis rezentes Sediment, während die Bohrung 799 (Kita-Yamato-Trog, 2070 m Wassertiefe) eine 1000 m mächtige Abfolge von untermiozänen bis rezenten Sedimenten aufweist. Mit diesen Bohrkernen steht erstmals eine vollständige und ungestörte Sedimentabfolge aus dem Neogen der Japan See zur Verfügung.

Mit Hilfe von detaillierten sedimentologischen und organisch-geochemischen Untersuchungsmethoden wurde versucht, die Bildungsbedingungen organisch-kohlenstoffreicher Sedimente aus der Japan See und deren Abhängigkeit von paläoklimatischen und paläoozeanographischen Änderungen sowie von der Beckenentwicklung zu rekonstruieren. Die vom Miozän bis zum Quartär reichenden Sedimente der Bohrungen 798 und 799 zeichnen sich durch einen z.T. sehr hohen Gehalt an organischem Kohlenstoff zwischen 1 und 6 % aus. Das organische Material ist hauptsächlich mariner Herkunft, allerdings treten in einigen Horizonten signifikante Anteile terrigener organischer Substanz auf.

In den Sedimenten der Bohrung 798 läßt sich eine zyklische Ablagerung in Intervallen von 3 bis 5 m Mächtigkeit erkennen, die wahrscheinlich Glazial-/Interglazial-Zyklen widerspiegelt. Im Zeitabschnitt von 2,8 bis 1 Ma ist eine klare Dominanz der 41 ky-Zyklizität zu erkennen. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff korrelieren sehr gut mit den Opalwerten für diesen Abschnitt und weisen auf eine Steuerung der Zyklen durch Produktivitätsschwankungen hin. Im Interglazial deutet sich eine höhere Produktivität an, während das Glazial durch eine relativ niedrige Produktivität und einen höheren Terrigeneintrag bedingt durch verstärkte atmosphärische Zirkulation charakterisiert ist.

In den oberen 140 m der Sedimentsäule der Bohrung 798 treten deutliche Hell/Dunkel-Zyklen auf, die aus einem dunklen C_{org}-reichen und einem hellen C_{org}-armen Abschnitt aufgebaut sind. Der einzelne Zyklus umfaßt dabei einen Zeitraum von ca. 1000 bis 12000 Jahren. Detaillierte Untersuchungen der Kleinzyklen aus den letzten 200 ky zeigen, daß nicht nur die Produktivität der entscheidende Faktor für den Hell/Dunkel-Unterschied ist, sondern verschiedene Mechanismen der C_{org}-Anreicherung zur Erklärung herangezogen werden müssen. Anhand der organisch geochemischen Parameter lassen sich drei Zyklentypen erkennen, die jeweils auf

unterschiedliche Ablagerungsbedingungen zurückzuführen sind. Zusätzlich konnten die Daten mit der globalen Sauerstoffisotopenkurve und Biogenopaldaten korreliert werden, um den stratigraphischen Rahmen und die Stadiengrenzen zu definieren. Es zeigt sich, daß in Glazialzeiten der Hell/Dunkel-Kontrast der Zyklen sehr deutlich ist, während die Sedimente aus dem Interglazial eher gleichförmiger sind und meist schwache Zyklizität zeigen. Der niedrige Meeresspiegel im Glazial hat wahrscheinlich zu einer stabilen Schichtung der Wassersäule geführt, so daß es unter sub- bis anoxischen Verhältnissen zu einer deutlichen Zyklizität durch die Anreicherung organischer Substanz im dunklen Teil des Zyklus kommt. Durch eine verstärkte Umwälzung und dadurch bedingte bessere Durchlüftung der Wassersäule ist im Interglazial trotz höherer Produktivität weniger organisches Material am Meeresboden angelangt. Weiterhin wird die Ausbildung von Kleinzyklen durch die Verdünnung von siliziklastischem Material und terrigener organischer Substanz kontrolliert.

In den unterpliozänen Sedimenten der Bohrung 798 und der gesamten Schichtsäule von 799 ist die rasche Einbettung von organischem Material durch Turbiditströme ebenfalls ein wichtiger Anreicherungsmechanismus zur Ausbildung von kleinräumigen Hell/Dunkel-Zyklen.

Abstract

During a two month expedition (Leg 128) with *DV JOIDES Resolution* two sites were drilled in the southwestern part of the Japan Sea. A 517 m thick Pliocene to Quaternary sediment sequence was recovered at Site 798, located on top of Oki Ridge, while Site 799, located within Kita-Yamato-Trough, consists of a 1000 m thick sediment sequence of Early Miocene to Holocene age. These two Sites represent the first complete and undisturbed Neogene sediment column for high-resolution studies.

Detailed sedimentological and organic geochemical investigations were performed to reconstruct the paleoenvironmental conditions during the deposition of organic-carbon-rich sediments. Of further interest is the influence of major paleoclimatic and paleoceanographic changes on the depsitional environment of the Japan Sea. Miocene to Quaternary sediments of Site 798 are characterized by extremely high organic carbon contents of 1 to 6 %. Marine organic carbon dominates, however, in some horizons significant amounts of terrigenous organic matter occur.

Late Pliocene/Pleistocene sediments of Site 798 are characterized by a short-term cyclicity with intervals of 3 to 5 m, which probably reflect glacial/interglacial periods

with a duration of about 40 ky (based on mean sedimentation rates). The correlation of organic carbon and biogenic opal indicates productivity as to be the controlling factor for the cyclicity. The data lead to the interpretation that interglacial times are characterized by high productivity, whereas glacial times display low productivity and an increased supply of terrigenous material due to enhanced atmospheric circulation.

Within the Milankovitch-type cycles small-scaled dark/light subcycles with a duration of about 1,000 to 12,000 yrs occur in the uppermost 140 m of the sediment record. These cycles display a dark, laminated lower part with very high organic carbon contents and light, homogeneous upper part showing decreased organic carbon contents. Several cycles from the uppermost 37 m (i.e. the last 200,000 yrs) were investigated and imply that paleoproductivity is not the main cause for dark/light cyclicity. The small-scaled cycles are the result of differerent mechanisms responsible for the enrichment of organic carbon. A subdivision of three types of cycles was possible representing different environmental conditions during formation of the dark/light rhythms. Additionally, the data were correlated with the global oxygen isotope curve and biogenic opal data to define the stratigraphic framework and stage boundaries. The results indicate that glacial intervals are generally dominated by a very distinctive cyclicity whereas interglacial sediments are more homogeneous and cyclicity less pronounced. Glacial sea-level lowstands probably lead to a stratification of the water column, anoxic sedimentary conditions and thus distinct dark/light cyclicity with an enrichment of organic carbon in the dark part. The well-mixed water column of the interglacial periods barely reach oxygen-deficient levels although high productivity caused the enhanced oxygen demand due to the decay of marine organic matter. Dilution by siliciclastic material and supply of terrigenous organic matter may occasionally control the organic carbon fluctuations.

During deposition of the Early Pliocene sediments of Site 798 as well as the entire sediment column of Site 799 rapid burial of organic carbon by turbidity currents plays an important role for the preservation and thus, the enrichment of organic carbon within small scaled dark/light cycles.

1. Einleitung und Zielsetzung

Der Pazifische Ozean wird an seinem Westrand von einer Reihe kleinerer Randmeere umsäumt, die das Resultat weiträumiger tektonischer Aktivität sind. Von den zahlreichen, morphologisch sehr unterschiedlichen Becken ist die Japan See in der Literatur als das Typbeispiel für ein "back-arc"-Becken angesehen worden, das hinter einem Inselbogen entstanden ist (Karig, 1971). Über die Entstehung der Japan See und die Entwicklungsgeschichte bis zum heutigen Stadium gibt es mehrere z.T. kontroverse Theorien, wobei der Beginn der Beckenöffnung zeitlich zwischen Kreide und Mittelmiozän angenommen wird. Unklar ist ebenfalls, ob und in welchem Umfang der Meeresboden aus mitgeschleppten Krustenfragmenten besteht bzw. wo sich bereits neue ozeanische Kruste gebildet hat.

Durch die Größe des Beckens und die starke Isolation vom offenen Pazifik und dem Okhotskischen Meer hat sich in der Japan See ein nahezu eigenständiger Sedimentationsraum entwickelt, der völlig unterschiedlich zu den angrenzenden Meeresgebieten ist. Durch die starken morphologischen Unterschiede innerhalb des Beckens, d.h. die Zergliederung in Teilbecken mit bis zu 3500 m Wassertiefe und über 2000 m aufragenden Rücken, konnten sich ausgesprochen regionale Ablagerungsmilieus entwickeln.

Die relative Abgeschlossenheit des Beckens, das nur durch vier flache Verbindungen einen Wasseraustausch hat, machen das Zirkulationssystem der Japan See sehr empfindlich gegenüber paläoklimatischen und paläoozeanographischen Änderungen. Besonders die Produktion und Sedimentation von organischem Kohlenstoff ist in der Japan See starken Variationen unterworfen. Erste Hinweise darauf ergaben Untersuchungen an kurzen Sedimentkernen, in denen sich drastische kurzfristige Änderungen in Art und Zusammensetzung des Sediments zeigten (z.B. Oba, 1991). Die Sedimente sind z.T. sehr dunkel und extrem mit organischem Kohlenstoff angereichert, wechseln jedoch rasch mit helleren C_{org}-armen Schichten ab. Anhand von langen ungestörten Sedimentkernen (max. 1000 m Länge), die 1989 mit dem Bohrschiff *JOIDES Resolution* in der Japan See erbohrt wurden (Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990), ist es nun erstmals möglich, detaillierte Studien auch über größere geologische Zeiträume vorzunehmen.

In dieser Arbeit soll vor allem die Sedimentation von organischem Kohlenstoff hinsichtlich der Änderungen in Menge und Aufbau und deren Beziehung zur Klimageschichte untersucht werden. Besondere Fragestellungen sind dabei:

(1) Wie wirkt sich die langfristige (tektonische) Entwicklung des Beckens auf die Sedimentation von organischem Kohlenstoff in der südöstlichen Japan See aus? Gibt es Anreicherungsmechanismen, die auf tektonische Ursachen zurückzuführen sind?

(2) Zeichnen sich die globalen klimatischen und paläoozeanographischen Umschwünge in der Sedimentation von organischem Kohlenstoff ab?

(3) Welche Auswirkungen hat die mittelpliozäne globale Klimaänderung? Spiegeln sich die einzelnen Stadien in der Akkumulation von organischem Kohlenstoff wider?

(4) Lassen sich aus den Sedimentkernen Informationen über global gesteuerte Änderungen im Ablagerungsmilieu gegenüber regionalen Änderungen ableiten?

(5) Auf welche Anreicherungsmechanismen sind die kurzfristigen Hell/Dunkel-Zyklen in den spätquartären Sedimenten der Japan See zurückzuführen und läßt sich eine klimatische Abhängigkeit erkennen?

Der Schwerpunkt der Arbeit ist dabei auf die Bearbeitung der kurzfristigen Änderungen in der C_{org}-Akkumulation gelegt worden.

2. Allgemeine Grundlagen des Arbeitsgebietes

Der nordöstliche Rand des asiatischen Kontinents wird von einer Anzahl kleinerer Randmeere gesäumt (Abb. 1), deren Bildungsgeschichte in engem Zusammenhang mit der starken tektonischen Aktivität in diesem Gebiet steht. Der Antrieb für die tektonischen Bewegungen ist die Subduktion der pazifischen Lithosphärenplatte unter den asiatischen Kontinent (z.B. Uyeda, 1986). Unter der Vielzahl der westpazifischen Randmeere sind sämtliche Entwicklungsstadien von Tiefseegräben, Inselbögen und den sogenannten "back-arc"-Becken zu finden (Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990). Die Japan See wird dabei als vollkommen ausgebildetes "back-arc"-Becken angesehen, das bereits in das tektonische Stadium der kompressiven Deformation übergegangen ist (Tamaki, 1988; Iijima & Tada, 1990; Jolivet, 1986).

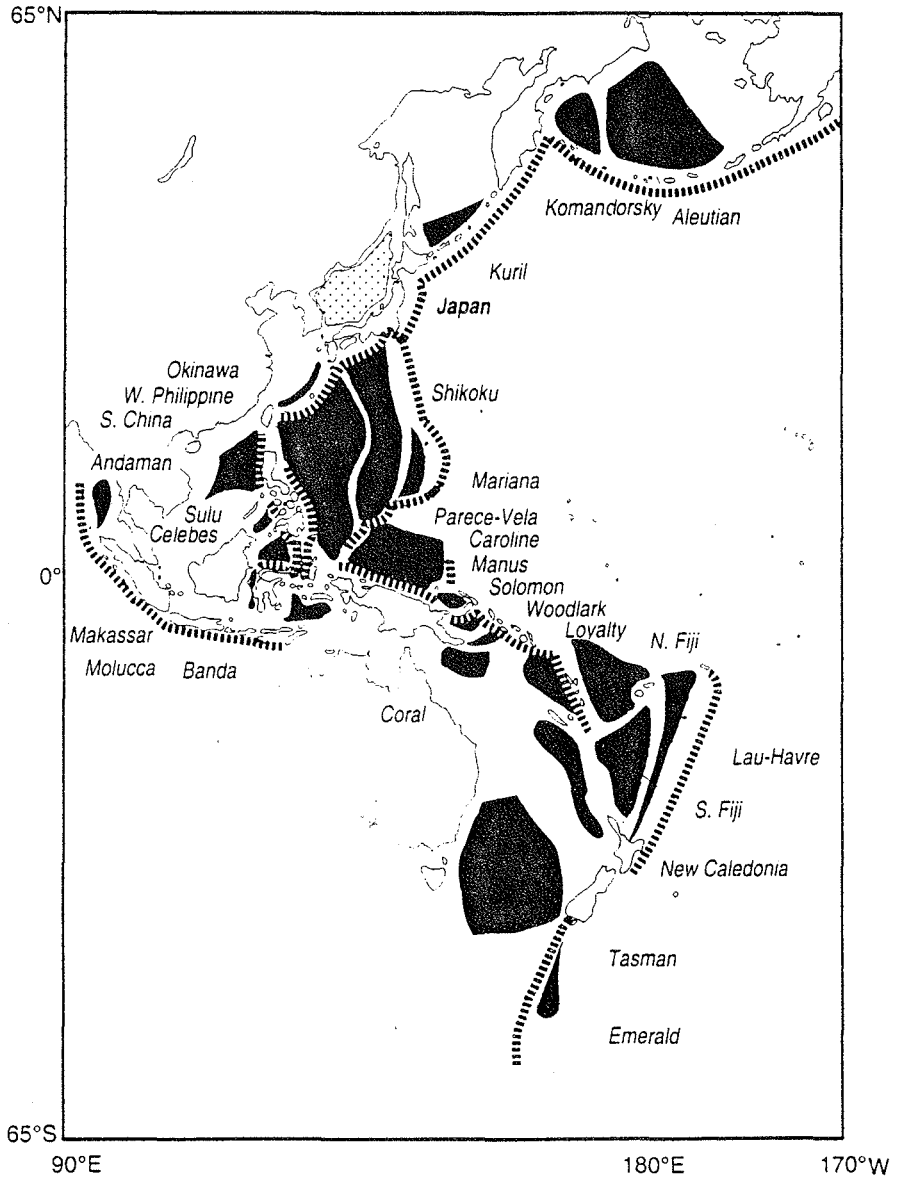


Abb. 1: Randmeere des Westpazifik (schwarz). Die Japan See ist als gepunktete Fläche und Tiefseegräben als gestrichelte Linien dargestellt (nach Tamaki & Kobayashi, 1991).

2.1. Plattentektonische Entwicklung

Das Japanische Archipel liegt im Kreuzungsbereich von vier Krustenplatten, der Amurischen, Pazifischen, Okhotskischen und Philippinischen Platte (Abb. 2). Über die plattentektonische Entstehungsgeschichte der Japan See gibt es zahlreiche unterschiedliche Hypothesen. Diese umfassen sowohl Krustenausdünnung und durch Vulkanismus eingeschlossenen Ozeanboden als auch Kontinentaldrift mit neuer Ozeanbodenbildung an einer Spreizungsachse (Beloussov, 1968; Isezaki, 1975; Kaseno, 1975, 1980). Allgemein anerkannt ist jedoch heute die Öffnung der Japan See in Verbindung mit Ozeanbodenbildung (seafloor spreading). Dabei wurde während der Öffnung der nördliche Teil der Japanischen Inseln gegen und der südliche Teil im Uhrzeigersinn rotiert sowie an einer Blattverschiebung versetzt (Abb. 3 ; Jolivet & Tamaki, 1992; Lallemand & Jolivet, 1986; Kobayashi & Isezaki, 1976; Kobayashi, 1983).

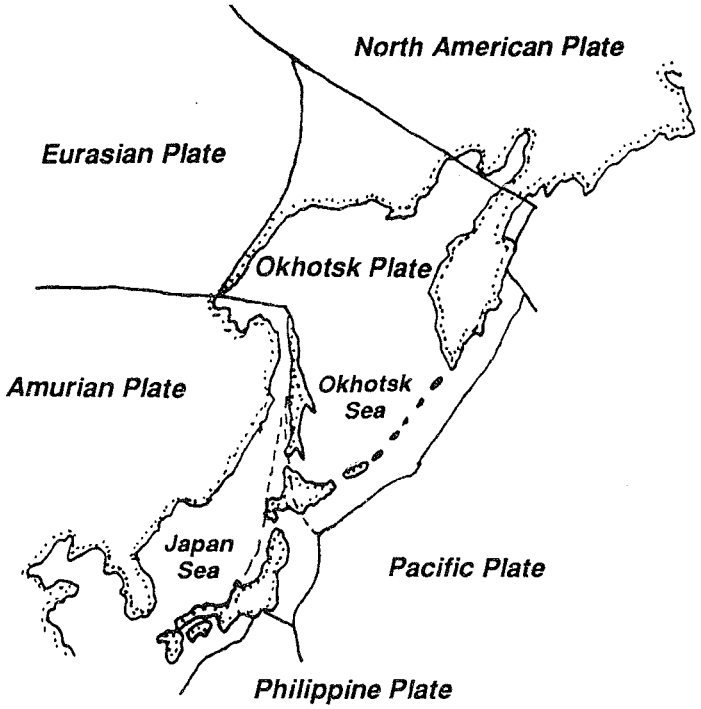


Abb. 2: Darstellung der Lithosphären-Plattengrenzen in Ostasien. (nach Zonenshain & Savostin, 1981)

Während Uyeda & Miashiro (1974) den Beginn der Beckenöffnung in der Kreide vermuten, gehen andere Autoren von wesentlich jüngeren Bildungsaltern aus (d.h. zwischen ca. 40 und 4.5 Ma; z.B. Tamaki et al., 1988; Hilde & Wagemann, 1973; Ichikawa, 1972; Sillitoe, 1977; Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990). Eine der jüngsten Publikationen über die Entwicklungsgeschichte der Japan See stammt von Jolivet & Tamaki (1992), die eine initiale Dehnung der Kruste vor ca. 25 Ma annehmen. Der Meeresboden der heutigen Japan See besteht nur an einer Stelle,

und zwar im Japan Becken (zentrale Japan See), aus größeren Vorkommen neuer ozeanischer Lithosphäre, die an einer Spreizungsachse entstanden ist (Abb. 4; Murauchi, 1971; Ludwig et al., 1975; Jolivet & Tamaki,1992).

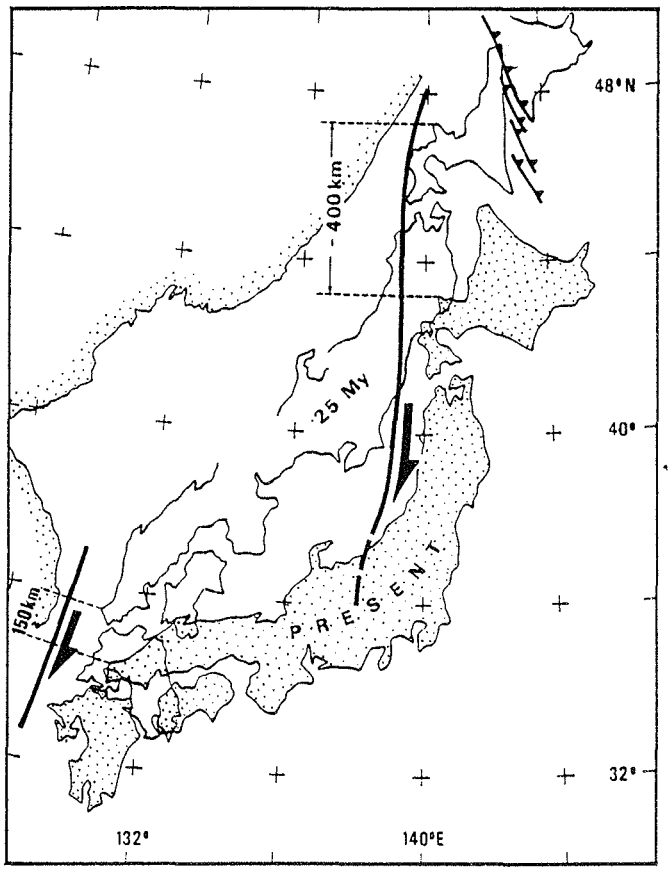


Abb. 3: Position des heutigen Japanischen Inselbogens in Vergleich mit der Position im frühen Miozän. Die Kilometerangaben beziehen sich auf den Versatz an den Haupt-Blattverschiebungen (nach Jolivet & Tamaki, 1992).

Sämtliche anderen Becken sind durch Krustendehnung bzw. -ausdünnung entstanden (Jolivet & Tamaki, 1992; Kobayashi et al., 1986). Beginnend vor ca. 25 Ma führte die Divergenz im frühen Japan Becken zu einem kontinuierlichen Rückschreiten der Subduktionszone im Osten. Nachdem zwischen 16 und 8 Ma das "spreading" zum Erliegen kam, setzte am Westrand des Inselbogens eine Phase der Kompression ein, da der Druck von Osten durch die weiterhin aktive Subduktion der Pazifischen Platte unter die Japan See anhielt. Dies führt dazu, daß heute die ozeanische Kruste des Japan Beckens nach Osten unter den Inselbogen abzutauchen beginnt. Die tektonischen Verhältnisse im Südwesten der Japan See sind weitaus komplizierter, da die Kruste aufgrund erhöhter vulkanischer Aktivität in große Blöcke geteilt ist. Durch den Druck von Osten werden diese Blöcke heute z.T. gegeneinander überschoben und bewirken das unruhige Relief im Südosten der Japan See.

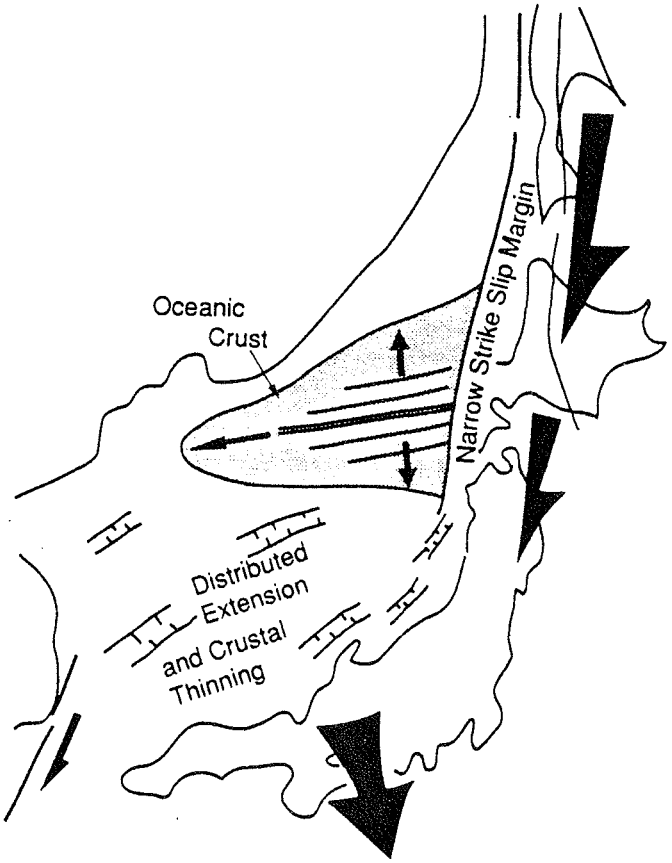


Abb. 4: Vereinfachte tektonische Karte. Dargestellt sind Blattverschiebungen, Dehnungs- und Ausdünnungsstrukturen und die Bildungsbereiche neuer ozeanischer Kruste an einer Spreizungsachse (aus Jolivet & Tamaki, 1992). Pfeile deuten Bewegungsrichtungen an.

2.2. Geographie und Bathymetrie der Japan See

Das rhomboederförmige Becken der Japan See erstreckt sich von NE nach SW zwischen dem Festland von Sikhote Alin (Ostsibirien), der Halbinsel von Korea und den Inseln Sakhalin, Hokkaido, Honshu sowie einer Anzahl kleinerer japanischer Inseln. Insgesamt umfaßt das Meer eine Gesamtfläche von etwa 1 Million km^2 und zählt damit neben dem Golf von Kalifornien zu den flächenmäßig kleinsten Randbecken des Pazifik (Abb. 1). Bezogen auf das Wasservolumen von 1690 km^3 und die mittlere Wassertiefe von 1667 m ist die Japan See jedoch das drittgrößte westpazifische Nebenmeer. In dieser Arbeit wird die Nomenklatur für die einzelnen geographischen und bathymetrischen Erscheinungen von den `Initial Reports´ des Ocean Drilling Program übernommen (Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990).

Im Gegensatz zu einigen angrenzenden Meeresgebieten, wie z.B. dem südlich gelegenen Gelben Meer, ist die Japan See kein reines Schelfmeer, sondern weist z.T. pelagische Wassertiefen bis 3700 m auf. Die 200 m-Schelflinie liegt extrem nah an der Küstenlinie und unterstreicht dadurch die starke Einsenkung des Beckens (Abb. 5). Der Meeresboden ist durch ein kompliziertes System von Tiefseebenen und

topographischen Rücken und Gräben charakterisiert. Vier große Einzelbecken dominieren in der Japan See, das Japan Becken, Yamato Becken, Tsushima Becken und der Tartary Graben. Die Trennung erfolgt jeweils durch entsprechende Hochgebiete, wie z.B. dem Yamato Rücken in der zentralen Japan See.

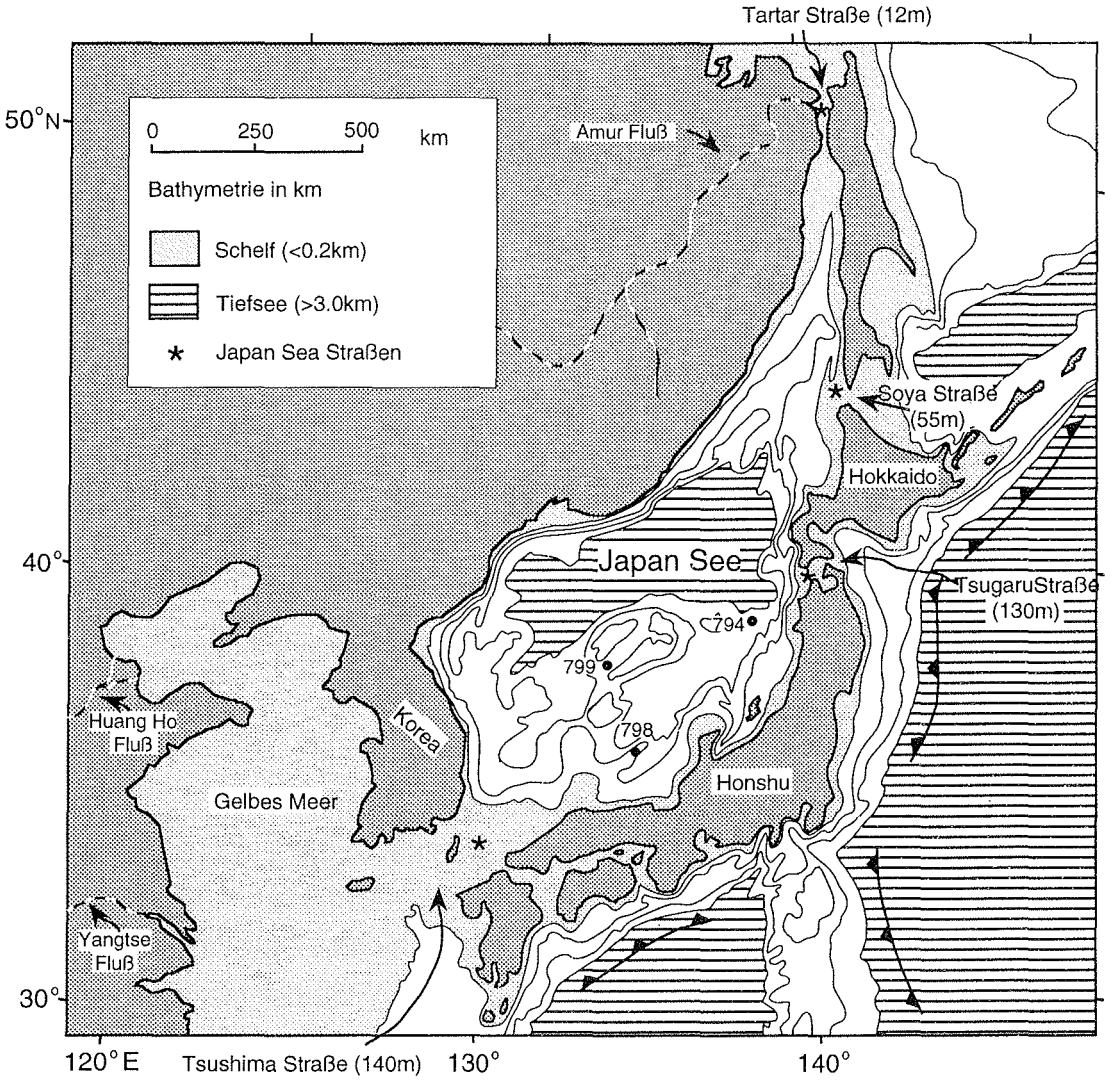


Abb. 5: Geographische und bathymetrische Karte der Japan See (aus Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990).

Zwischen dem Ost- und Westrand der Japan See besteht ein starker physiographischer Kontrast. Während der asiatische Kontinentalhang relativ ruhig und flach in die Tiefsee abfällt, ist die Topographie der Ostseite sehr kompliziert aufgebaut und durch zahlreiche, meist Nord-Süd-verlaufende Strukturen gekennzeichnet. Dieser unterschiedliche Aufbau der beiden Beckenränder ist das Resultat neotektonischer Deformation (vgl. Kapitel 2.1.).

2.2.1. Hydrographie

Die Japan See ist ein gutes Beispiel dafür, wie empfindlich ein Meeresgebiet auf Änderungen des hydrographischen Regimes im Weltozean reagieren kann. Die heutige Situation der Japan See dient dabei als Ausgangspunkt für paläoozeanographische Rekonstruktionen.

Vier flache Meeresstraßen gewährleisten heute den Wasseraustausch der Japan See mit dem angrenzenden Pazifik (Abb. 5). Im Norden führt die nur 12 m tiefe Tartary Strasse in das Okhotskische Meer, während im Süden die Tsushima Strasse, die mit 140 m gleichzeitig die tiefste Verbindung darstellt, an das Gelbe Meer grenzt. Zwei weitere Öffnungen, die Soya Strasse (55 m) und die Tsugaru Strasse (130 m), sind nach Osten zum offenen Pazifik gerichtet.

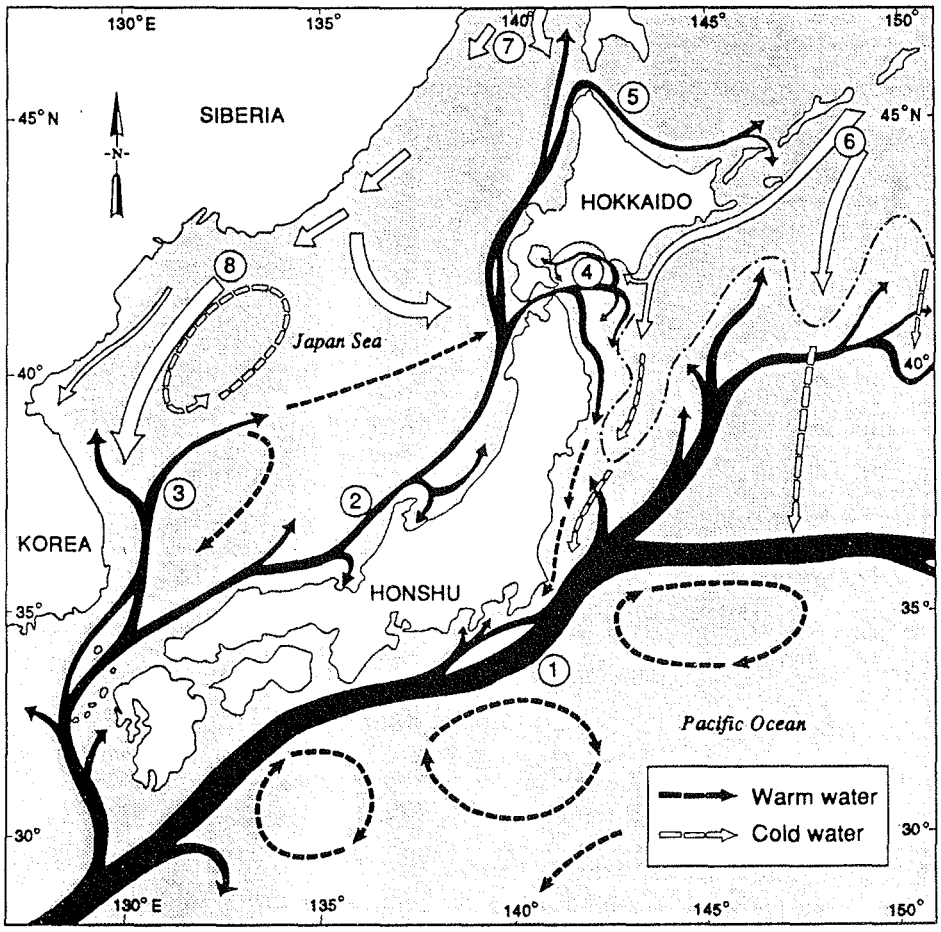
2.2.2. Wassermassenzirkulation

Als Seitenarm des warmen Kuroshio Stromes bringt der Tsushima Strom warmes und salzreiches Wasser von Süden in die Japan See. Im Gegensatz dazu wird von Norden kaltes, niedrigsalines Wasser durch den Liman Strom zugeführt (Abb. 6a). Besonders durch die Tsushima Straße wird die größte Wassermenge von ca. 1 bis 2 Sv ($1Sv = 10^6\ m^3\ sec^{-1}$; Toba et al., 1982; Shuto, 1982) geliefert. Eine Zufuhr von pazifischem Tiefenwasser ist jedoch durch die flachen Barrieren ausgeschlossen. Das warme Wasser kühlt auf seinem Weg nach Norden z.T. bis nahe des Gefrierpunktes ab, wird dadurch schwerer und sinkt entlang des Kontinentalhanges als "Japan Sea Proper Water" (JSPW) in größere Tiefen (Abb. 7). Dies führt -trotz der vom offenen Ozean relativ isolierten Lage- zu einer intensiven thermohalinen Umwälzung und einem ausgesprochen homogenen Wasserkörper innerhalb des gesamten Beckens. Die in Abbildung 6b dargestellten Profile zeigen die Verteilung der Temperatur und des im Wasser gelösten Sauerstoffs für die Japan See sowie den angrenzenden Pazifik, der -im Gegensatz zur Japan See- eine stark geschichtete Wassersäule mit deutlich ausgebildeter Sauerstoffminimumzone aufweist. Der Sauerstoffgehalt von mindestens 5ml/L in der Japan See (Matoba, 1984) deutet auf stark oxidierende Verhältnisse auch in den tiefsten Beckenbereichen hin. Hieraus resultiert, daß in der Japan See im Vergleich zum Weltozean prozentual wesentlich mehr braune und rote Sedimente vorkommen (vgl. Niino et al., 1969; Ingle, 1975; Murray & Renard, 1891).

Die Entwässerung der Japan See erfolgt über die beiden östlichen Verbindungen durch die Japanischen Inseln in den von Norden kommenden kalten Oyashiostrom (Abb. 6a). Der warme Kuroshio- und der kalte Oyashiostrom werden beim Zusammen-

treffen nach Osten umgeleitet und bilden das ozeanische Frontensystem der nördlichen Subpolaren Front.

a)



b)

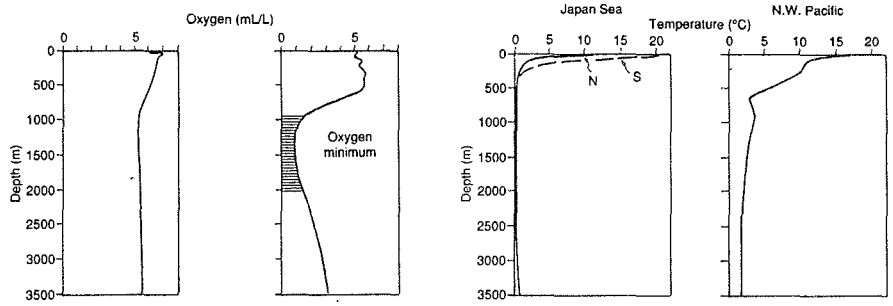


Abb. 6: (a) Oberflächenwasserzirkulation in der Japan See und des angrenzenden Westpazifik (nach Kawai, 1972). (1) Kuroshio Strom (warm), (2) Tsushima Strom (warm), (3) Ost-Korea Strom (warm), (4) Soya Strom (warm), (5) Tsugaru Strom (warm), (6) Oyashio Strom (kalt), (7) Liman Strom (kalt), (8) Nord-Korea Strom (kalt). (b) Temperatur- und Sauerstoffprofile der Japan See und des Nord-West Pazifik.

2.3. Die Japan See als Sedimentationsraum

Die Genese der Sedimente wird in der Japan See sowohl von terrigener klastischer Zufuhr als auch von biogenen Komponenten beeinflußt. Durch den unterschiedlichen Aufbau des Beckens kann jedoch die Intensität der jeweiligen Sedimentationsfaktoren regional stark variieren.

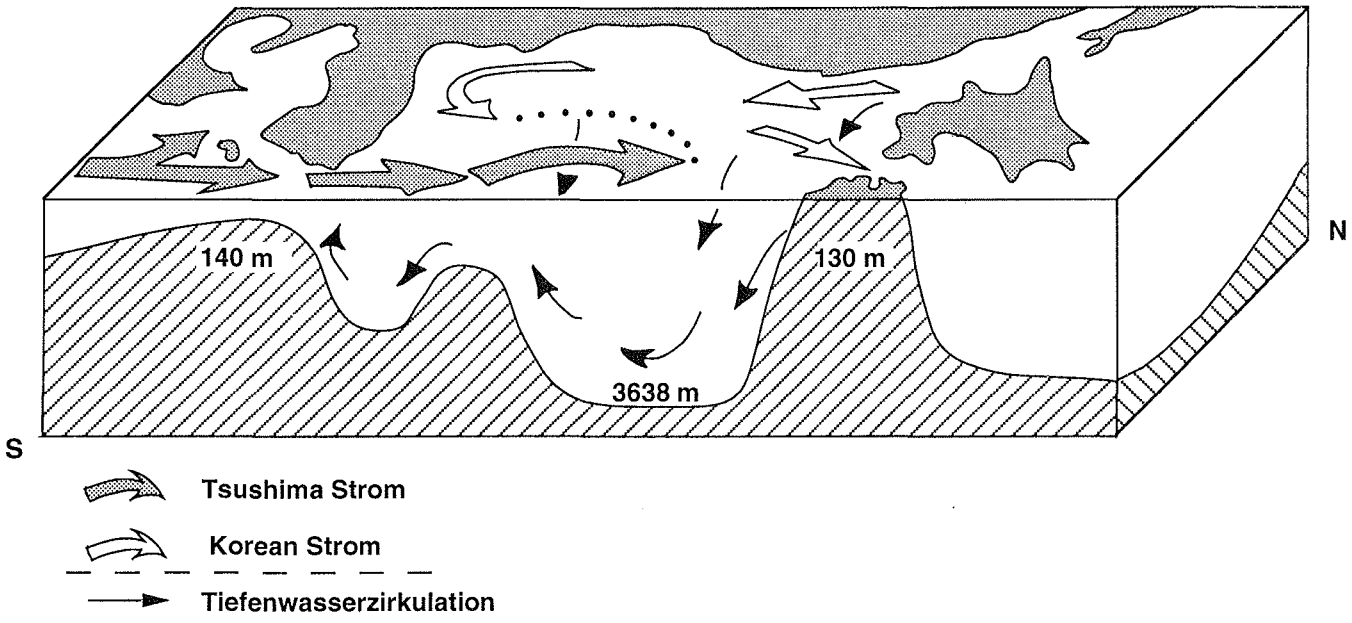


Abb. 7: Blockbild der Japan See. Die gepunktete Linie deutet die Durchmischungszone des Oberflächenwassers an (nach Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990).

Ein wichtiger Zufuhrmechanismus in die Japan See ist der äolische Eintrag, wobei terrigenes Material durch die Westwinde aus den großen Lößgebieten Chinas herantransportiert wird (Liu, 1988; Rea & Janecek, 1982). Schwankungen in der Windintensität als auch der Aridität in den Lößgebieten können daher die Sedimentation sehr stark beeinflussen. Fluviatiler Sedimenttransport von den umliegenden Festländern und Inseln ist heute eher unbedeutend. Es ist jedoch möglich, daß zu Zeiten eines herabgesetzten Meeresspiegels größere Mengen an Fluviatilmaterial von den Flüssen Huang-Ho und Yangtze, die in das Gelbe Meer entwässern, durch die Tsushima Straße in die Japan See gelangen (vgl. Dersch, 1993). Das weitverzweigte Netz des Amur im Norden Sibiriens entwässert noch außerhalb der Tartary Straße und entlädt seine Fracht nicht in die Japan See.

Ein großer Teil der Sedimente besteht aus Biogenmaterial wie Opal, Karbonat und organischen Komponenten. Auch hier können unterschiedliche Umweltbedingungen zu Änderungen im Aufbau der Sedimente führen. Die Nährstoffzufuhr durch die Tsushimastraße von Süden ist z.B. ein wichtiger Faktor für die Planktonproduktivität innerhalb des Beckens. Bei geschlossener Verbindung zum offenen Ozean kann es daher zu einer drastischen Einschränkung der Fertilität des Oberflächenwassers kommen.

Bereits die visuellen Beschreibungen der Bohrkerne aus der Japan See zeigen, daß die Ablagerungen deutliche Wechsel in Farbe und Zusammensetzung aufweisen, die wahrscheinlich z.T. auf mehr oder weniger "regelmäßige", z.T. aber auch auf "event"-artige Umweltveränderungen zurückzuführen sind. In den oberen Sedimentmetern sind so zyklische Hell/Dunkel-Variationen verschiedener Ordnung festgestellt worden, die schon auf drastische rhythmische Veränderungen der Paläoumwelt im Quartär hinweisen (Abb. 8; Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990; Föllmi et al., 1992).

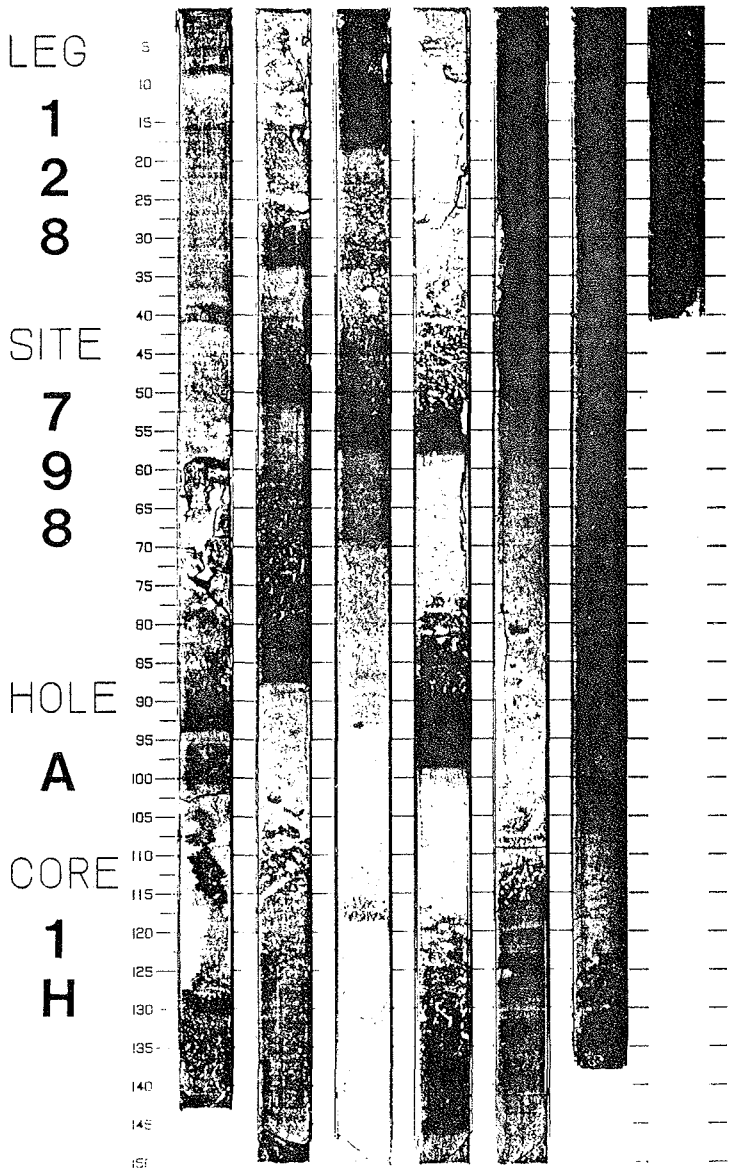


Abb. 8: Hell/Dunkel-Zyklen der Bohrung 798

2.4. Lokationen der untersuchten Leg 128-Bohrungen

Als zweite Ausfahrt einer viermonatigen Bohrkampagne in der Japan See wurde Leg 128 vom 20. August bis zum 15. Oktober 1989 mit dem Bohrschiff *JOIDES Resolution* durchgeführt. Ziel dieser Expedition war eine detaillierte Studie über die Entstehungs-

geschichte und Bildungsdynamik des Randmeeres und die Untersuchung der Sedimente in Hinblick auf Paläoozeanographie und Klimarekonstruktionen. Weiterhin waren mikrobiologische und metallogenetische Gesichtspunke von Interesse. Dazu wurden eine Reihe von Bohrungen (Sites) angesetzt, die die Sedimentsäule durchteuften und z.T. die Kruste (Basement) erreichten. In dieser Arbeit wurden die Sedimente der Bohrungen 798 und 799 bearbeitet (Tab. 1).

Tab. 1: Lokationen der untersuchten Bohrkerne von Leg 128.

Bohr-loch	Breite	Länge	Wasser-tiefe (m)	Teufe (mbsf)	Kern-gewinn (%)
798 A	37.03 832	134.79976	903.1	143.3	103.0
798 B	37.03 848	134.79961	900.0	517.9	99.3
798 C	37.03 846	134.79910	900.1	120.1	110.0
799 A	39.22 046	133.86685	2073.0	468.7	93.9
799 B	39.22 048	133.86645	2071.7	*1084.0	44.3

* Beginn der Bohrung bei 450 m.

Ein Ziel von Leg 128 in der Japan See war das Erbohren einer neogenen paläoozeanographischen Standard-Sedimentsäule. Zu diesem Zweck wurde die Bohrung **798** auf einem isolierten Rücken (Oki Ridge) im Südosten der Japan See abgeteuft (Abb. 9+10). Dieser Rücken erhebt sich ca. 2200 m über den Meeresboden, so daß eine Beeinflussung der Sedimentation durch Turbiditströme auszuschließen ist. Angrenzende topographische Strukturen sind das Kita-Oki Hochgebiet, das Yamato Becken und der Oki Trog (Abb. 10). Ein auf dem Top des Oki Rückens gelegener sedimentgefüllter Graben erschien als geeigneter Bohrpunkt, da die Wassertiefe mit 903 m deutlich oberhalb der heutigen Kalziumkarbonat-Kompensationstiefe (CCD) der Japan See liegt. Innerhalb des Grabens befinden sich Ablagerungen mit einer Mächtigkeit von ca. 710 m, die zeitlich bis in das Miozän reichen.

Die Bohrung erbrachte eine ca. 517,9 m lange Sedimentabfolge, die aus biogen- und terrigenreichen Tonen, Tonsteinen und Diatomeenschlämmen besteht (Abb. 11). Deutliche Hell/Dunkel-Abfolgen, wie in Kap. 9.2. beschrieben, kommen bei der Bohrung 798 in den oberen 150 m vor. Auffallend sind die z.T. sehr grobkörnigen Schichten in den untersten ca. 100 m, die auf den Einfluß von Turbiditen zurückzu-

führen sind. Diese Lagen wurden vermutlich zu einer Zeit abgelagert, als sich der Oki Rücken noch nicht herausgehoben hatte, so daß Trübeströme über die Bohrposition fließen konnten. Weiterhin finden sich vulkanische Aschelagen in wechselnder Häufig- und Mächtigkeit über den gesamten Kern verteilt (Pouclet & Scott, 1992).

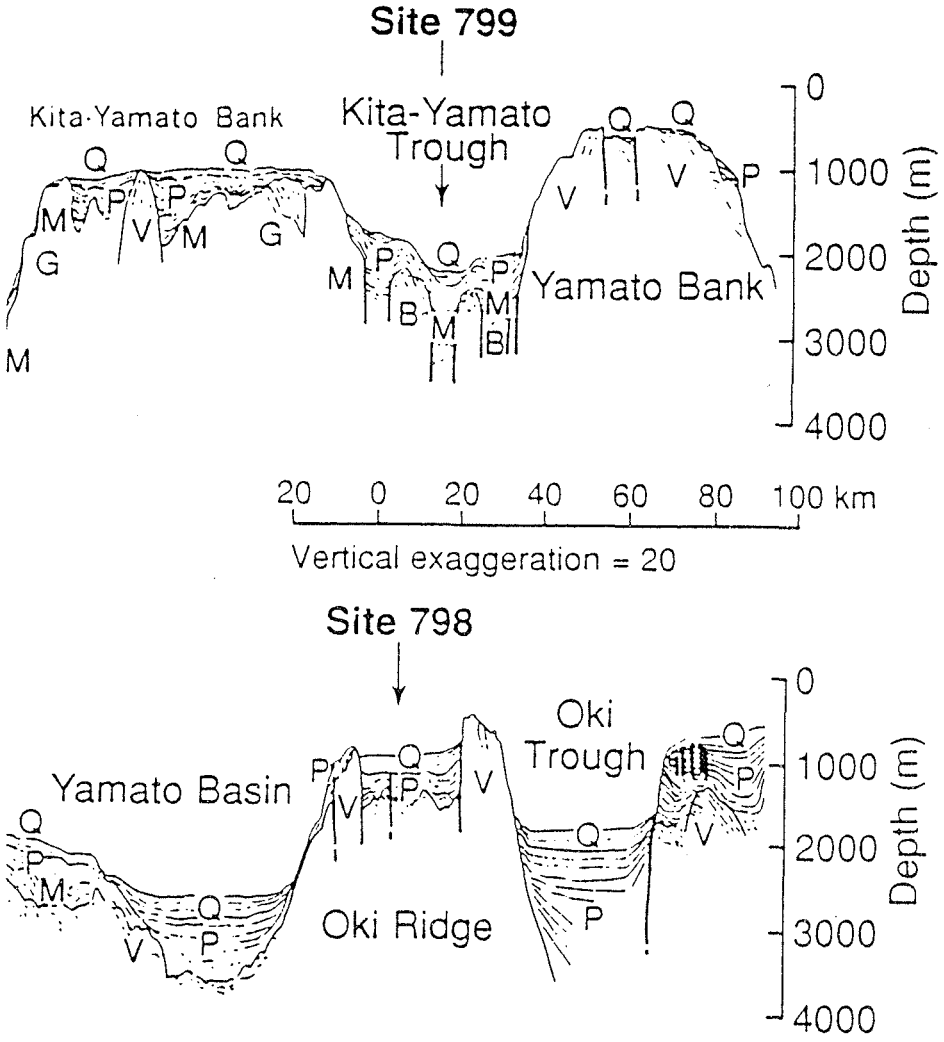


Abb. 9: Seismische Schnitte und Bohrlokationen der Bohrungen 798 und 799. G = Granite, V = Vulkanite, B = Basalt, M = Miozäne Sedimente, P = Pliozäne Sedimente, Q = Quartäre Sedimente (nach Tamaki, 1988).

Die Bohrung **799** (2084 m Wassertiefe) wurde im Kita-Yamato Trog, einer sedimentgefüllten Depression innerhalb des Yamato Rückens, angesetzt (Abb. 12). Von Interesse sind hier die Tektonik und die Ablagerungsgeschichte des Kita-Yamato Troges, von dem angenommen wird, daß es sich um einen bereits in der Frühphase zum Stillstand gekommenen Spreizungsgraben handelt. Außerdem sollten Sedimente gewonnen werden, die mit den massiven Sulfiderzen von Kuroko in Japan vergleichbar sind. Weiterhin kann an den Ablagerungen die paläotektonische Geschichte des Troges und des Yamato-Rückens in der zentralen Japan See rekonstruiert werden.

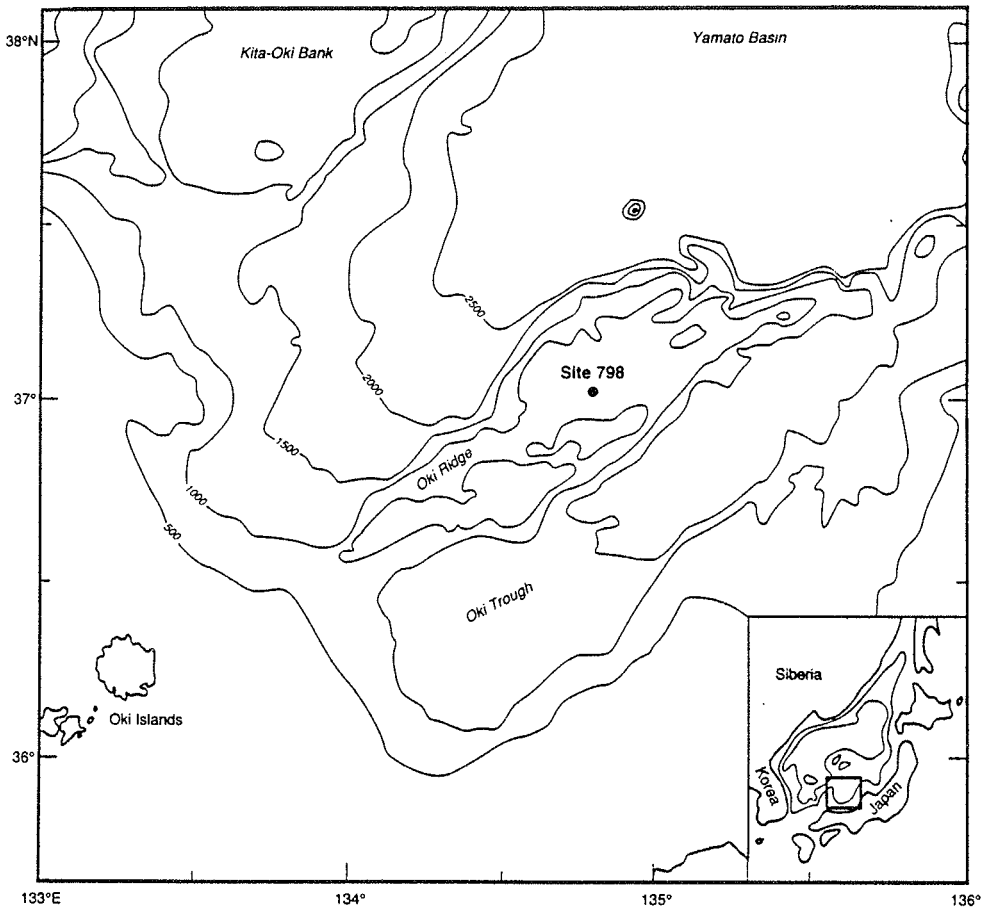


Abb. 10: Bathymetrische Karte des Oki Rückens und Lokation der Bohrung 798 mit den umgebenden morphologischen Strukturen des Yamato Beckens, der Oki Bank und des Oki Troges (aus Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990).

Im Kita-Yamato Trog wurden 1084 m miozäne bis rezente Sedimente erbohrt (Abb. 11). Im Gegensatz zur Bohrung 798 ist dieser Kern durch zahlreiche Turbiditsequenzen unterbrochen. Besonders zwischen 0-130 m und 800-1084 m kommen grobe, z.T. gradierte Lagen gehäuft vor. Die Ablagerungen bestehen aus pelagischen und hemipelagischen Ton-, Ton-Silt- und Sandsteinen mit zwischengeschalteten karbonatreichen Lagen. In manchen Horizonten kann Biogenopal gesteinsbildend sein. Die Sedimente sind vergleichbar mit den biogensilkatreichen Ablagerungen der Onnagawa Formation von Nordost-Honshu (z.B. Ijima et al., 1988) oder der Monterey-Formation in Californien (z.B. Isaacs et al., 1983). Begünstigt durch die diagenetische Umkristallisation von Biogenopal A nach Opal CT (Christobalit/Tridymit) bei 410 mbsf und Opal CT nach Quarz bei 585 mbsf ist der tiefere Teil der erbohrten Sedimentabfolge bereits stark verfestigt (z.B. Calvert, 1974). Weiterhin sind auch bei der Bohrung 799 über die ganze Kernlänge Aschelagen mit unterschiedlicher Häufigkeit verteilt (Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990). In einer Teufe von 1084 mbsf wurde die Bohrung aus Sicherheitsgründen abgebrochen, da der Verdacht auf migrierte Kohlenwasserstoffe in den Sedimenten bestand.

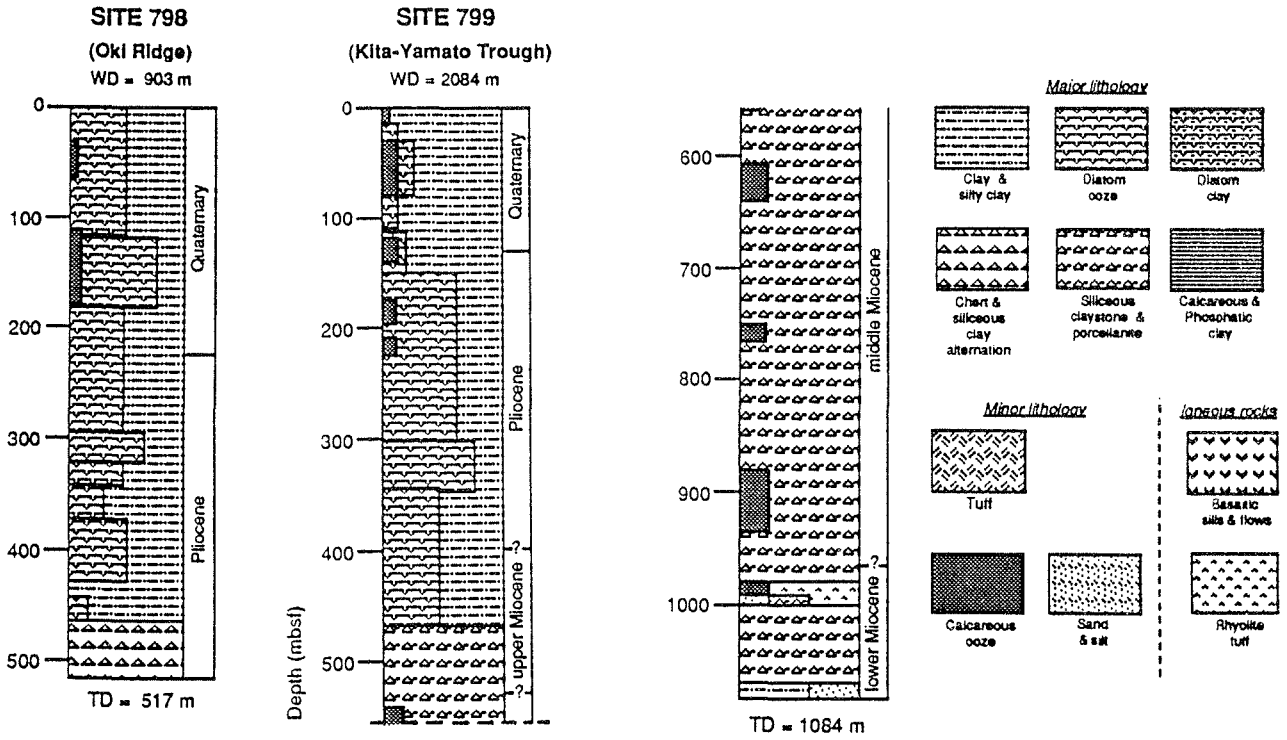


Abb. 11: Schematische Darstellung der Lithologie der Bohrungen 798 und 799 (aus Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990).

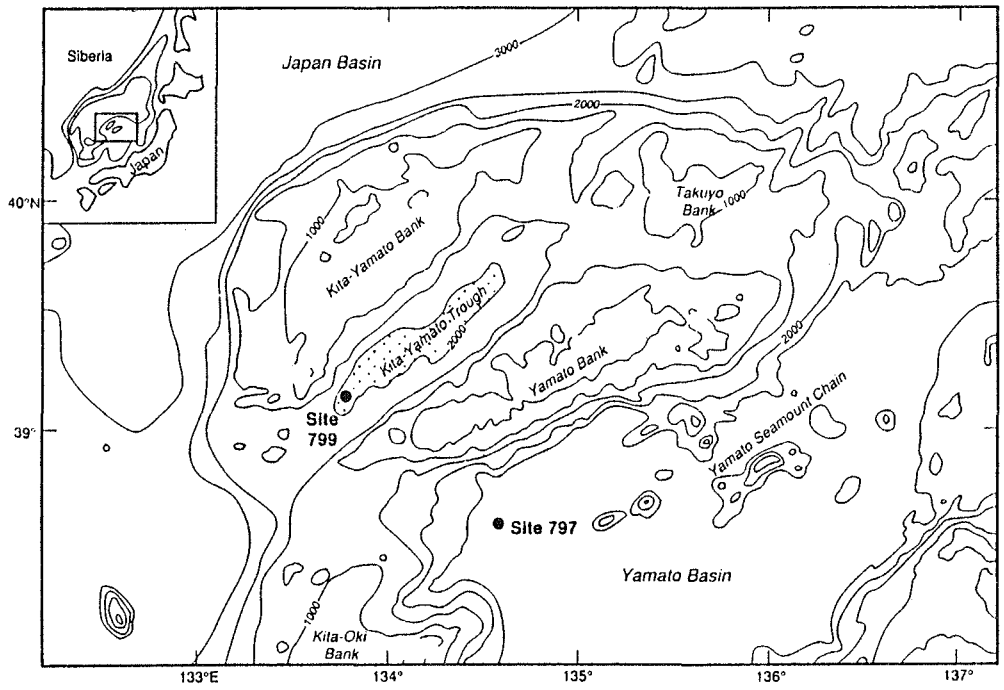


Abb. 12: Bathymetrische Karte des Kita-Yamato Troges (punktiert)und Lokation der Bohrung 799 (aus Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990).

3. Probenmaterial und Untersuchungsverfahren

3.1. Probenahme

Von den drei verschiedenen Bohrtechniken des "Ocean Drilling Program" ist die APC-Technik, die nur in relativ unverfestigten Sedimenten zur Anwendung kommt, am besten geeignet, um zusammenhängende und ungestörte Kerne zu erhalten. Ähnlich dem mit Gewichten ausgestatteten Kolbenlot wird das Kernrohr mit hydraulisch erzeugtem Druck ohne Rotation in den Meeresboden gerammt. Bei stärker verfestigtem Sediment wird das XCB-Verfahren benutzt, wobei ein drehender Schneideschuh am Ende des Bohrgestänges den Kern ausfräst. Sehr hartes Sediment oder Kristallingestein wird mit der auch industriell verwendeten Rollmeißelmethode (RCB) gebohrt, die jedoch nicht den hohen Kerngewinn der beiden vorher genannten Techniken bringt. Die einzelnen Bohrkerne werden in Teufenabständen von ca. 9,5 m an Bord gebracht und von oben nach unten durchnummeriert, d.h. in Kern 1 befindet sich die Sediment/Meerwasser-Grenze ("mudline"). Die Bohrung 798 besteht aus drei parallel angesetzten Bohrlöchern (A-,B-,C-Hole), um eventuelle Sedimentverluste mit Material eines Nachbarkerns abzudecken und dadurch auch zeitlich hochauflösende Studien zu ermöglichen. Bei der Bohrung 799 ist in der Parallelbohrung (Hole B) erst ab 450 m gekernt worden, so daß keine doppelten Intervalle vorkommen (vgl. Tab. 1). In dieser Arbeit wird die Nomenklatur der Bohrkerne und die Probennummerierung aus den Richtlinien des ODP übernommen (Explanatory Notes Kapitel in Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990).

Die Beprobung der einzelnen Kerne wurde an Bord der *JOIDES Resolution* durchgeführt. Neben den 10 cc-Routineproben, die im 50 cm-Abstand mit einem Stechzylinder gezogen wurden, sind an besonders auffälligen, durch deutliche lithologische Wechsel gekennzeichneten Bereichen Sonderproben mit unterschiedlichem Volumen gerichtet entnommen worden (Abb. 13). Die hier bearbeiteten Probensätze stammen bei der Bohrung 798A aus den ersten 15 Kernen und 798B aus Kern 15 bis 54. Ein zusätzlicher Probensatz von 119 sog. "channel"-Proben, d.h. homogenisierte 30 cm-Intervalle (vgl. DeMenocal et al., 1992), ist von P. DeMenocal (LDGO Palisades, New York) zur Verfügung gestellt worden. Weiterhin wurde in Zusammenarbeit mit anderen Arbeitsgruppen eine Serie von 145 Proben aus den obersten 37 m von 798B detailliert geochemisch und sedimentologisch bearbeitet. Da bei der Bohrung 799 keine sich überschneidenden Intervalle vorkommen (vgl. Kapitel 2.4.), ist der Probensatz jeweils über die gesamte Länge der Bohrungen 799A und 799B verteilt. Ein großer Teil der Proben wurde aufgeteilt; die eine Hälfte wurde in der vorliegenden Arbeit untersucht (Abb. 14), an der anderen Hälfte sind von

Dersch (1993) detaillierte sedimentologische und mineralogische Untersuchungen der Terrigenfraktion durchgeführt worden.

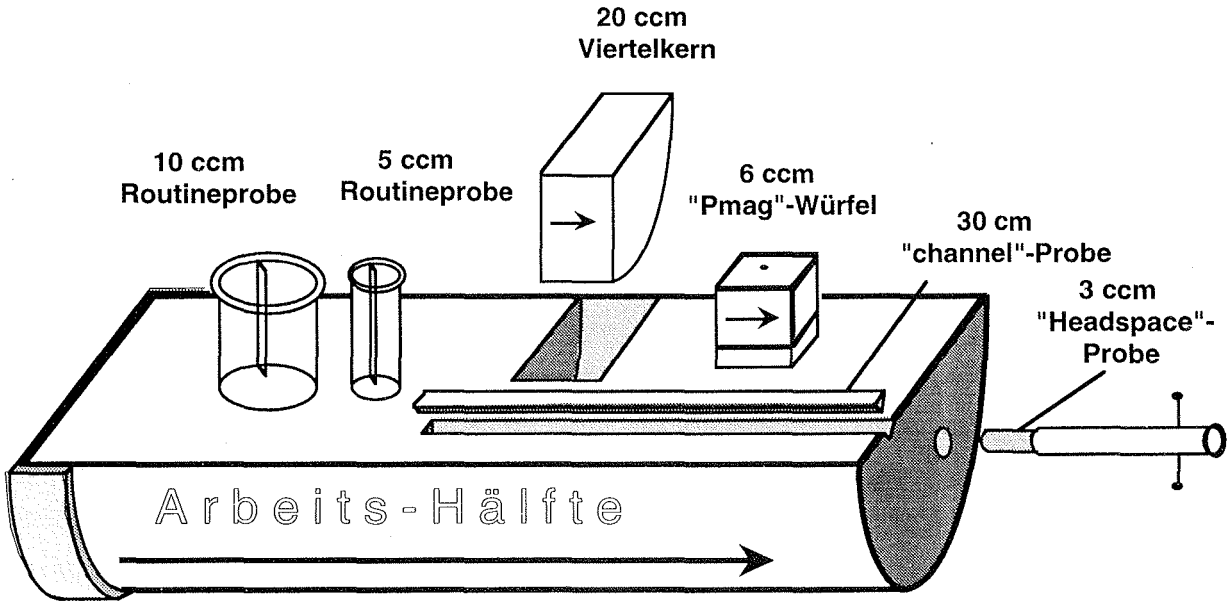


Abb. 13: Darstellung der unterschiedlichen Beprobungsmethoden an den ODP-Kernen.

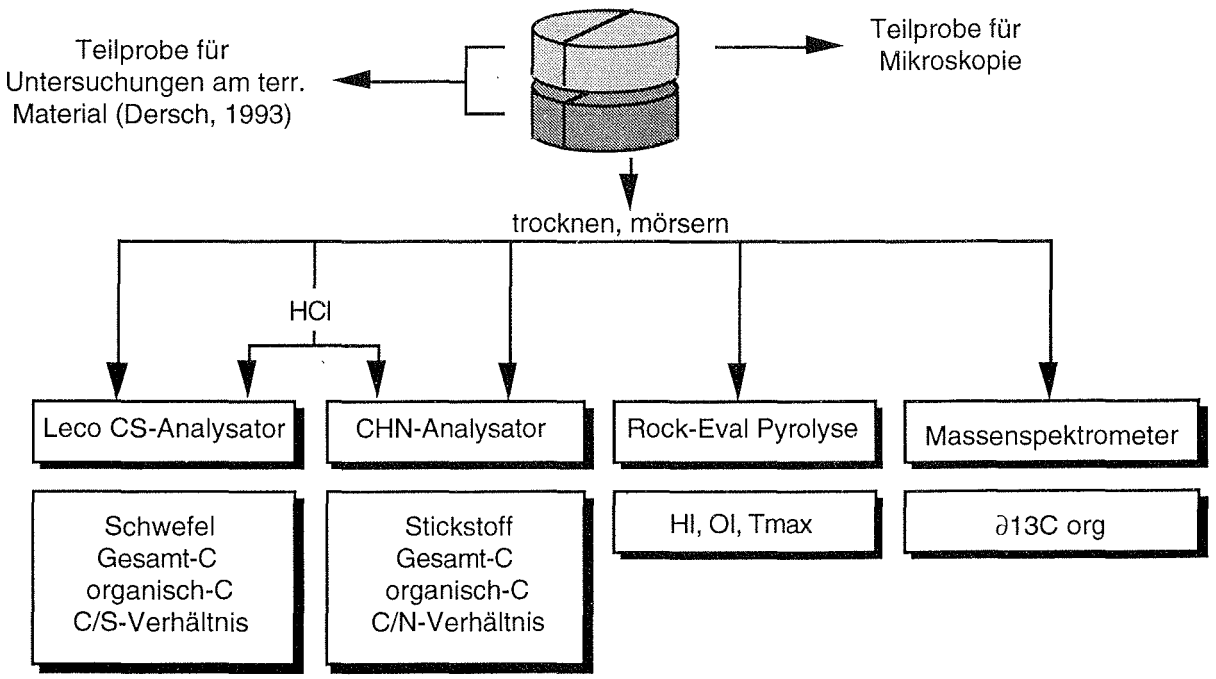


Abb. 14: Schematisierte Darstellung der Untersuchungsmethoden an den gemörserten Teilproben.

3.1.1. Teufenkorrekturen und Berechnung einheitlicher Teufen

Die Berechnung von Kernteufen für bestimmte Proben ist bei ODP-Bohrungen mit verschiedenen Problemkreisen konfrontiert. Zum einen beträgt der Kerngewinn vor allem in den oberen APC-Kernen häufig mehr als 100%. Der Grund dafür ist nicht vollständig geklärt, aber eine Ursache ist sicherlich die Druckentlastung und dadurch entstehende Ausdehnung des Sediments auf dem Weg zur Oberfläche. Außerdem bewirkt ein erhöhter Gasgehalt in organisch-kohlenstoffreichen Ablagerungen eine z.T. erhebliche Expansion des Kerns (vgl. Ruddiman et al., 1988; Suess et al., 1988). Falls der Kerngewinn größer als die gebohrte Länge ist, muß dieser zur Berechnung der genauen Teufen auf die tatsächliche Bohrstrecke normalisiert werden:

$$\frac{\text{Bohrstrecke}}{\text{Kerngewinn}} = \text{Faktor zur Teufenberechnung}$$

Ein weiteres Problem ist die Korrelation zwischen den verschiedenen Parallelbohrungen. Anhand von paläomagnetischen Daten sowie Aschelagen ist von Dunbar et al. (1992) ein Korrelationsversuch zwischen den drei an der Position 798 abgeteuften Bohrlöchern (A-, B-, C-Hole) unternommen worden, aus dem sich Korrekturwerte für die einzelnen Bohrungen ergaben (Tab. 2). Durch diese Vergleiche ist es möglich, Probensätze aus den verschiedenen Bohrungen in einen Datensatz zu bringen und mit einheitlichen Teufen zu versehen. Diese neuen, nach Tabelle 2 berechneten Teufen werden, wenn nicht anders bezeichnet, in allen folgenden Abbildungen benutzt.

Tab. 2. Korrekturwerte für die Teufenberechnung nach Dunbar et al. (1993)

Bohrloch	Kernanzahl	Korrektur Wert (m)
798 A	15	+ 3,2
798 B	54	- 0,8
798 C	12	0 (kein Versatz)

3.2. Elementarbestimmungen

3.2.1. Bestimmung von Gesamt-Kohlenstoff und -Stickstoff

Es gibt eine Vielzahl unterschiedlicher Methoden und Geräte zur Elementbestimmung von Kohlenstoff und Stickstoff. Die Daten dieser Arbeit stammen von Messungen, die sowohl an Bord der *JOIDES Resolution* als auch am Alfred-Wegener-Institut durchgeführt wurden. Dabei kamen unterschiedliche Meßeräte zum Einsatz: An Bord befindet sich ein Carlo Erba CNS-Analysator (Verardo et al., 1990; Emeis & Kvenvolden, 1986; Kvenvolden & McDonald, 1986), während am AWI sowohl ein Heraeus CHN- als auch ein Leco CS-Elementaranalysator benutzt wurde. Auf das Meßprinzip des Carlo Erba Analysators wird hier nicht näher eingegangen, da es in den Initial Reports von Leg 128 (Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990) ausführlich beschrieben ist.

Bei der Bestimmung von Kohlenstoff und Stickstoff mit dem Heraeus CHN-O-rapid werden ca. 30 mg Probe in ein Zinnschiffchen eingewogen und luftdicht eingefaltet. Der Analysevorgang beginnt mit der Verbrennung der Probe unter Sauerstoffzufuhr. Durch die katalytische Wirkung des Zinns entstehen in direkter Umgebung des Sediments Temperaturen bis 1400°C, die einen völligen Aufschluß der Probe gewährleisten sollen. Mit einem Helium-Trägerstrom werden die Verbrennungsgase durch ein Quarzrohr mit Kupferdraht geleitet, das die Stickoxide (NO_x) zu Stickstoffgas (N_2) reduziert. Danach wird der CO_2-Anteil der gereinigten und getrockneten Gase in einer mit Silicagel gefüllten Kupfersäule aufgefangen, während der Stickstoff zu einem Wärmeleitfähigkeitsdetektor (WLD) geführt und gegen einen unkontaminierten Heliumstrom gemessen wird. Nach diesem Vorgang erhitzt sich die CO_2-Falle, das freiwerdende Kohlendioxid wird ebenfalls zum WLD geführt und in einem zweiten Analyseschritt gemessen. Das Auswertungsprinzip beruht auf einer Grundeichung des Gerätes, deren Werte vor jedem neuen Start des CHN-O-rapid mit mehreren Standardmessungen korrigiert werden. Die Standardabweichung des Gerätes liegt bei 0,2 % für Kohlenstoff und Stickstoff.

Um die Reproduzierbarkeit der Meßwerte zu bestimmen, wurden Doppelmessungen durchgeführt und am Beispiel der Bohrung 798 in Abbildung 15 dargestellt. Die Standardabweichung ergab beim Kohlenstoff 0,06 Gew.-% und beim Stickstoff 0,02 Gew.-%. Zur Kontrolle der Richtigkeit sind in regelmäßigen Abständen Standardproben gefahren worden. Sowohl Acetanilid als auch ein gemahlener und homogenisierter Lias-Schwarzschiefer (ST 001) dienten dabei als Standardsubstanzen (Tab. 3).

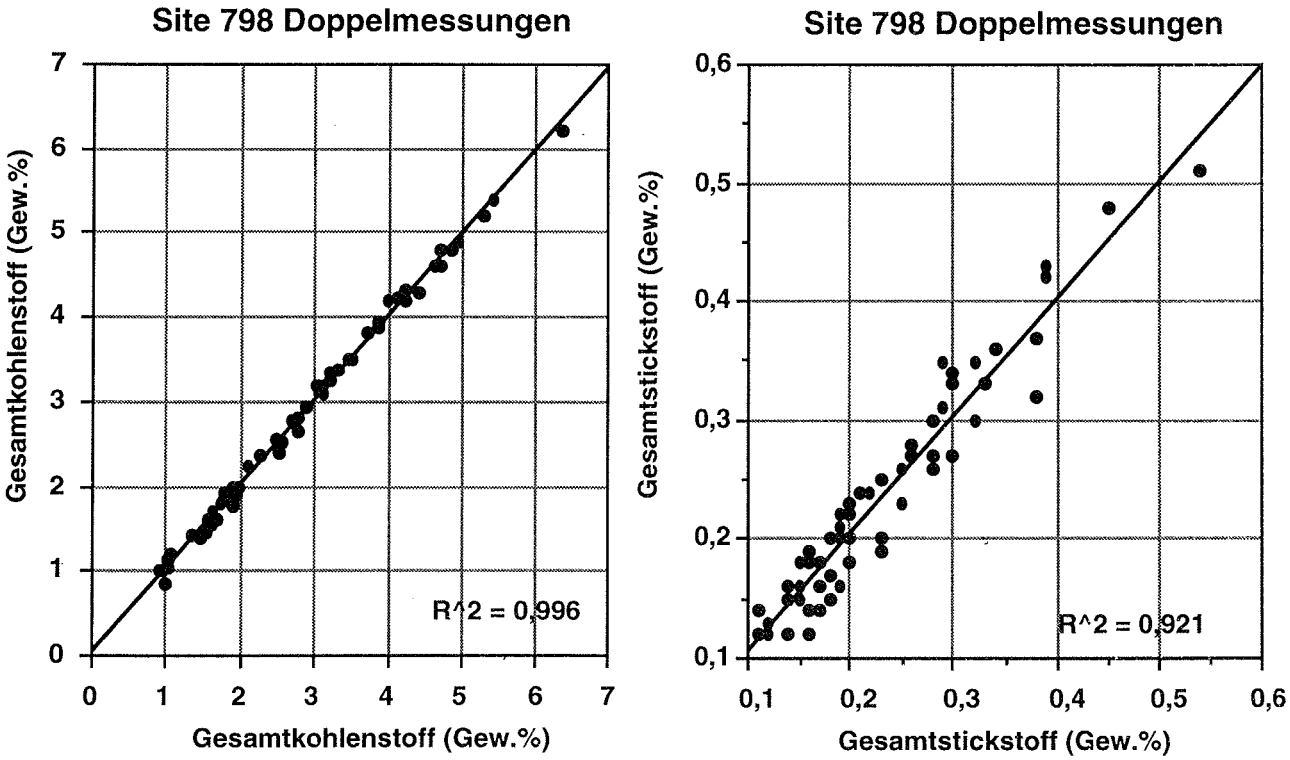


Abb. 15: Korrelationsdiagramme für Doppelmessungen an Kohlenstoff und Stickstoff der Bohrungen 798A und 798B. Die Korrelationskoeffizienten sind unten rechts im Diagramm angegeben.

Tab. 3: Standardsubstanzen für die CHN-Analyse.

Standard	Kohlenstoff Gew.-%	Stickstoff Gew.-%
Acetanilid	71,09	10,36
ST 001	0,6-0,8	0,04-0,08

3.2.2. Bestimmung von organischem Kohlenstoff, Schwefel und Karbonat

Zur Bestimmung des organischen Kohlenstoffs müssen der karbonatisch und organisch gebundene Kohlenstoff in der Gesamtprobe voneinander getrennt werden. Dazu gibt es mehrere, unterschiedliche Methoden (Heath et al., 1977; Boyce und Bode, 1972; Gibbs, 1977; Froelich, 1980; Weliky et al., 1983, Hedges & Stern, 1984). Eine Methode ist, das Sediment mit 10 %iger Salzsäure (HCl) zu versetzen, einige

Stunden einwirken zu lassen und die Säure durch mehrmaliges Dekantieren aus der Probe auszuwaschen. Dabei kann es passieren, daß sehr labile organische Komponenten angelöst und weggespült werden. Für diese Methode sind Messungen an der Gesamtprobe (TC) und der karbonatfreien Probe (TOC´) nötig, um den Gehalt des organischen Kohlenstoffs mit folgender Formel zu errechnen:

$$TOC\ \% = \frac{100 - (8{,}333 * TC)}{(100 / TOC') - 8{,}333} \qquad (1)$$

Bei einer anderen Methode wird direkt in einem Silberschiffchen entkarbonatisiert. Die eingewogene Probe wird mit ein paar Tropfen Äthanol versetzt, dann solange mit HCl beträufelt, bis keine Reaktion mehr eintritt (vgl. Hebbeln, 1991), bei ca. 70°C auf einer Heizplatte getrocknet und luftdicht eingefaltet. Mit dieser Methode wird der Gehalt an organischem Kohlenstoff direkt in einer Messung bestimmt. Ein Vorteil ist, daß auch eventuell gelöste organische Kohlenstoffverbindungen bei der Trocknung in der Probe zurückbleiben und mitgemessen werden. Da jedoch in Sedimenten aus den tieferen Bereichen der ODP-Kerne die labilen organischen Verbindungen bereits abgebaut bzw. diagenetisch verändert sind, wirkt sich dieser Effekt nur wenig auf die Messungen aus und kann daher vernachlässigt werden.

Der Karbonatgehalt des Sediments wird aus dem Gesamtkohlenstoff (TC) und dem organisch gebundenen Kohlenstoff (TOC) berechnet:

$$Karbonat\ \% = (TC - TOC) * 8{,}333 \qquad (2)$$

Die Berechnung des Karbonats mit dieser Formel setzt voraus, daß der gesamte karbonatisch gebundene Kohlenstoff in Form von Kalzit in der Probe vorliegt. Da jedoch in manchen Intervallen auch andere Karbonatphasen wie z.B. authigener Dolomit auftritt (besonders in der Bohrung 799), können die Gehalte aufgrund des unterschiedlichen Umrechnungsfaktors von Kalzit (8,333) und Dolomit (15,353) z.T. etwas zu niedrig sein.

Schwefel wurde mit einem Leco CS-Analysator gemessen, der die Probensubstanz durch Verbrennung in einem Induktionsofen bei ca. 1800°C aufschließt und den Gehalt an Schwefel mit einem Infrarotabsorptions-Detektor bestimmt. Bei dieser Messung wird der Gesamtkohlenstoff in der Probe ebenfalls mitgemessen.

3.2.3. Vergleich der unterschiedlichen Analysemethoden und Fehlerbetrachtung der Messungen

Eine Fehlerabschätzung wurde für die verschiedenen Methoden der Entkarbonatisierung gemacht (vgl. Kap. 3.2.2.). Die Meßreihe der Bohrung 798B ergab eine Standardabweichung von 0,037 Gew.% für organischen Kohlenstoff und zeigt, daß die Ergebnisse beider Methoden in einen Datensatz gebracht werden können (Abb. 16).

Um die Meßwerte, die mit verschiedenen Geräten produziert wurden, in einem gemeinsamen Datensatz betrachten zu können, wurden an zahlreichen Proben Kontrollmessungen mit den unterschiedlichen Methoden gemacht. Die Werte einer Testprobenreihe der Bohrung 799 (Heraeus-CHN und Carlo Erba-CNS) sind in Abbildung 17 und 18 gegeneinander aufgetragen und zeigen relativ gute Übereinstimmungen. Die Fehlerrechnung ergab eine Standardabweichung von 0,717 Gew.% für die Karbonat- und 0,054 Gew.% für die TOC-Messungen. Größere Ungenauigkeiten bei den C/N-Verhältnissen (Standardabweichung: 0,451) finden ihre Ursache in den Unterschieden der z.T. extrem niedrigen Gesamtstickstoffgehalte. Bereits eine geringe Abweichung der N_{tot}-Messungen führt bei der Berechnung des C/N-Verhältnisses zu stärkeren Schwankungen (Abb. 17 + 18; vgl. Hebbeln, 1991).

Für einen Probensatz der Bohrung 798B, der sowohl mit dem Heraeus-CHN als auch mit einem Leco-CS Analysator auf Gesamtkohlenstoff untersucht wurde, ist die Standardabweichung 0,28 Gew.%. Doppelmessungen für Schwefel an diesem Gerät ergaben eine Standardabweichung von 0,03 Gew.%.

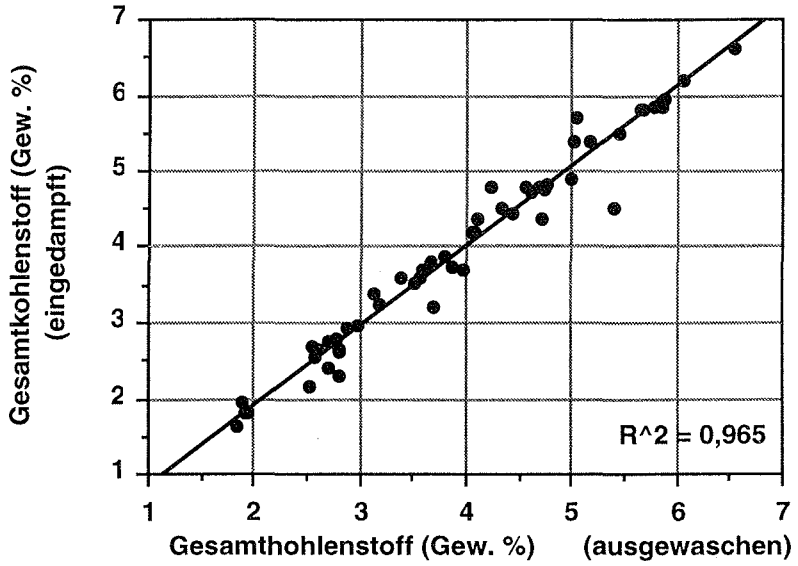


Abb. 16: Korrelationsdiagramm der Vergleichsmessungen für organischen Kohlenstoff an Proben der Bohrung 798B, die mit verschiedenen Methoden entkarbonatisiert wurden (vgl. Kap. 3.2.2).

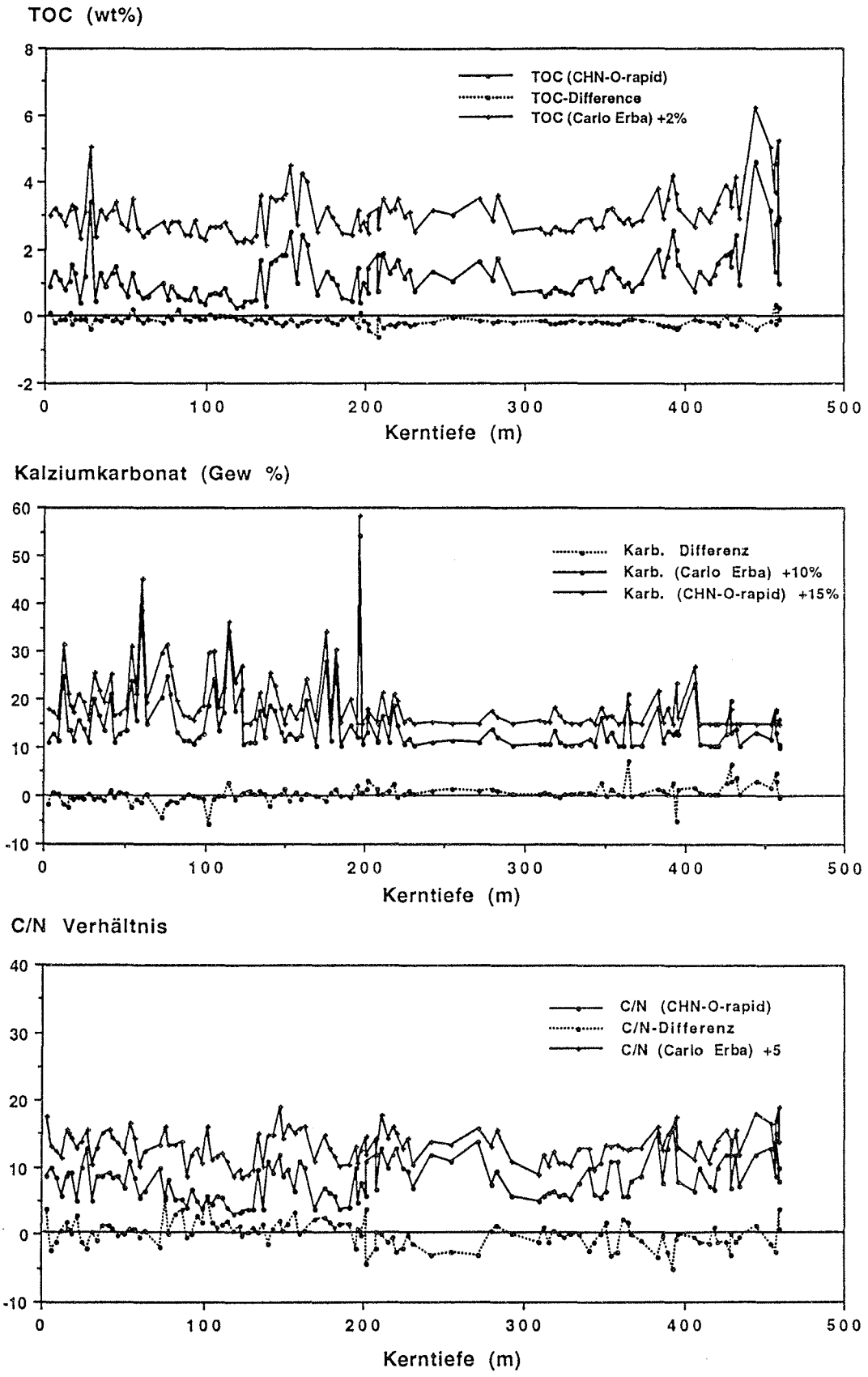


Abb. 17: Vergleich der Meßwerte und deren Differenzen für Karbonat, organischen Kohlenstoff und C/N-Verhältnis, die an unterschiedlichen Geräten gemessen wurden. Die Proben stammen von der Bohrung 799A.

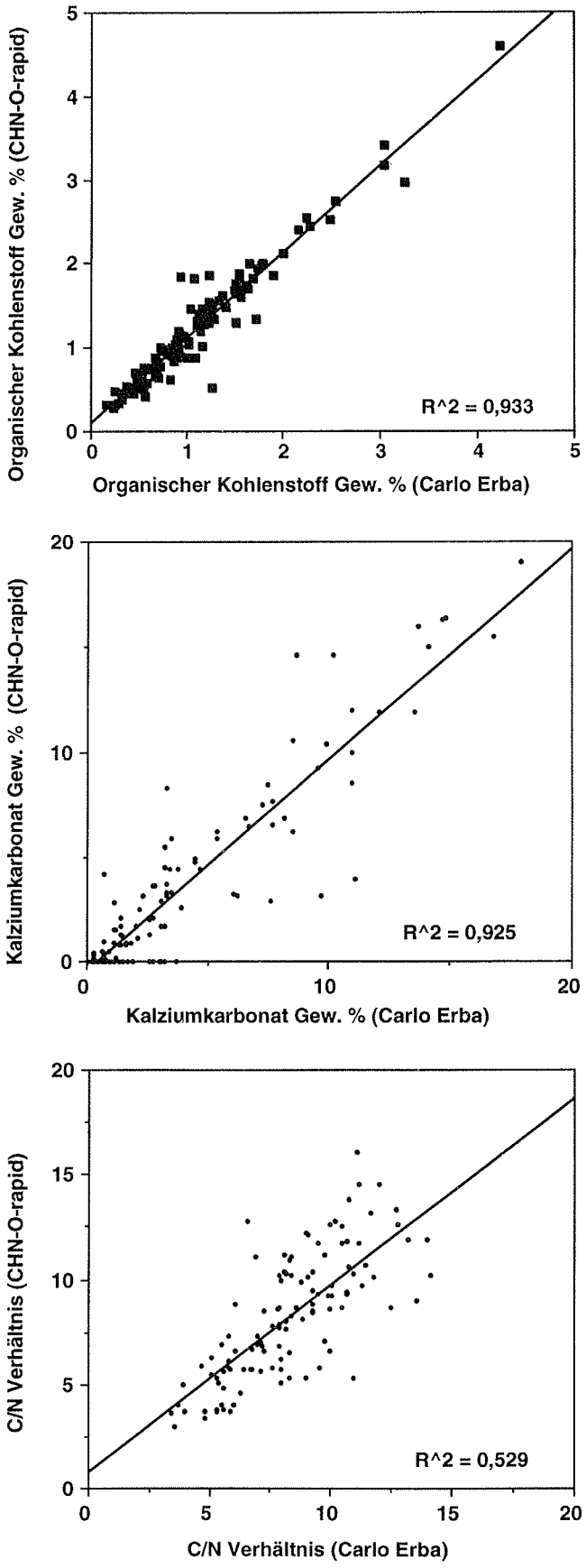


Abb. 18: Korrelationsdiagramme der Kontrollmessungen für Karbonat, organischen Kohlenstoff und C/N-Verhältnis. Die Proben stammen von der Bohrung 799A (vgl. Abb. 17). Die Korrelationskoeffizienten sind jeweils unten rechts in den Diagrammen angegeben.

3.3. Bestimmung der stabilen Isotope

Grundsätzliche Beschreibungen zur Isotopengeochemie und Methodik der Sauerstoff- und Kohlenstoffmessungen werden z.B. bei Hoefs (1987), Duplessy (1978) und Faure (1977) gegeben. In dieser Arbeit wurden Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenmessungen an benthischen Foraminiferen (Universität Bremen, AWI Bremerhaven) sowie an organischem Material im Sediment durchgeführt (Universität Bremen).

Von der Bohrung 798 wurden an der benthischen Foraminifere *Uvigerina peregrina* die $\partial^{18}O$- und $\partial^{13}C$-Werte mit einem Finnigan MAT 251 Massenspektrometer gemessen (H. Hubberten, M. Segl, pers. Mitt.). Delta ^{13}C-Werte am organischen Material sind von P. Müller (Bremen) an einem Finnigan Delta E Massenspektrometer durchgeführt worden.

Isotopen werden normalerweise als Verhältnis gegen einen Standard gemessen und in delta-Schreibweise angegeben. Als Standard dient der internationale PDB (Pee Dee Belemnite; Craig, 1957). Das Verhältnis wird durch die folgende Formel ermittelt:

$$\partial^{18}O\ ‰ = \frac{(^{18}O / ^{16}O)_{Probe} - (^{18}O / ^{16}O)_{Standard}}{(^{18}O / ^{16}O)_{Standard}} * 1000 \qquad (3a)$$

$$\partial^{13}C\ ‰ = \frac{(^{13}C / ^{12}C)_{Probe} - (^{13}C / ^{12}C)_{Standard}}{(^{13}C / ^{12}C)_{Standard}} * 1000 \qquad (3b)$$

3.4. Bestimmung der thermischen Reife und Zusammensetzung der organischen Substanz mit der Rock-Eval-Pyrolyse

Die Rock-Eval-Pyrolyse ist eine Methode zur Bewertung der thermischen Reife und der Qualität der organischen Substanz (Espitalié et al., 1977, 1984; Peters, 1986). Dazu wird die Probe in einem Pyrolyseofen schrittweise auf eine bestimmte Temperatur gebracht und so die thermische Diagenese eines Sediments im Labor in kurzer Zeit nachvollzogen. Die Pyrolyse findet in drei Stufen statt (Abb. 19): (1) Die labilen Kohlenwasserstoffe im Sediment werden bei 300°C volatilisiert und mit einem Flammen-Ionisations-Detektor (FID) gemessen (S1-peak). (2) Die Kerogene werden bei Temperaturen von 300 bis 550°C schrittweise in leichtere Kohlenwasserstoffe aufgespalten und ebenfalls mit einem FID gemessen (S2-peak). Das durch die Pyrolyse des organischen Materials zwischen 300 und 390°C entstehende CO_2 wird in einem Molekularsieb aufgefangen. (3) Unter Aufheizung des Molekularsiebes auf

250°C wird dieses CO_2 zu einem Wärmeleitfähigkeitsdetektor (WLD) geführt und gemessen (S3-peak). Eine Diskussion über die Beeinflussung der Messungen durch andere Minerale ("mineral matrix effect") wird bei Katz (1983) und Peters (1986) bzw. durch Schwefel bei Sassen & Chinn (1989) gegeben.

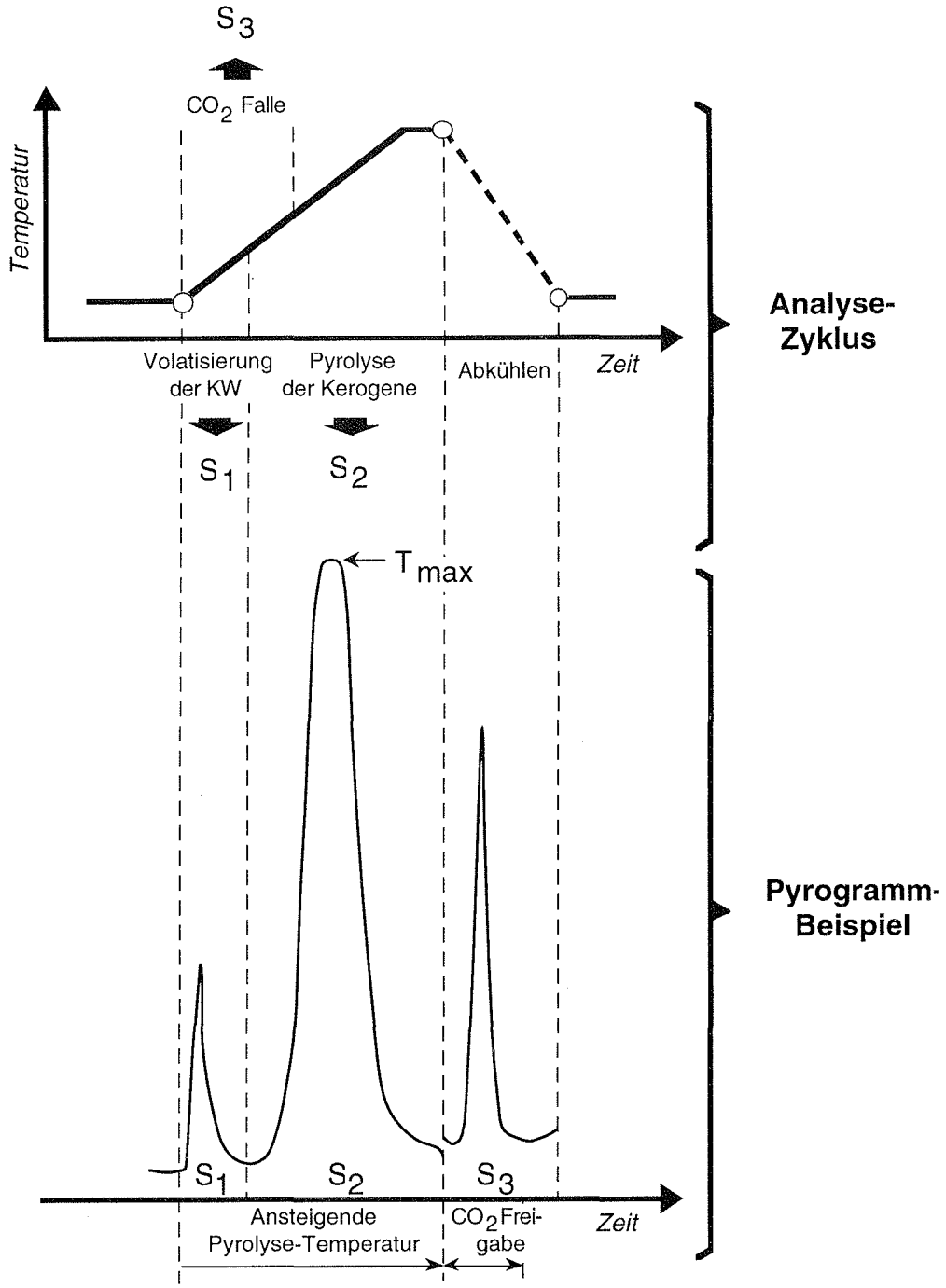


Abb. 19: Schematische Darstellung des Analyseganges bei der Rock-Eval Pyrolyse.

Das Rock-Eval-Gerät hat drei festprogrammierte und einen programmierbaren Pyrolysezyklus. Für marine Sedimentgesteine wird üblicherweise Zyklus 1 (festprogrammiert; Tab. 4) verwendet. Da bei rezenten Sedimentproben die labilen Kohlenwasserstoffe leicht pyrolysierbar sind und möglicherweise schon in der S1-Phase freiwerden, wird von manchen Autoren der programmierbare Zyklus 4 mit einem veränderten Temperaturbereich eingestellt (vgl. Liebezeit & Wiesner, 1990; Wagner, 1993; Tab. 4)

Tab. 4: Pyrolyseschritte der verwendeten Rock-Eval-Zyklen.

Pyrolyse-Schritt	Zyklus 1	Zyklus 4
Warte-Isotherm.	300°C; 15 sec	180°C; 15 sec
Spülen	450°C; 4 min	450°C; 4 min
Anfangs-Isotherm.	300°C; 3 min	180°C; 2 min
Temp.-Gradient	300-550°C; 30°C/min	180-550°C; 50°C/min
End-Isotherm.	550°C; 1 min	550°C; 1 min

Vergleichsmessungen mit den unterschiedlichen Pyrolysezyklen ergaben bei den ODP-Proben keine nennenswerten Abweichungen der Ergebnisse. Wahrscheinlich sind die labilen Kohlenwasserstoffe in den Sedimenten bereits soweit abgebaut, daß der S1-Peak nicht mehr beeinflußt wird (Abb. 19).

3.5. Mikroskopie

3.5.1. Präparation für die Auflichtmikroskopie

Da die Sedimente gerade in den oberen Bereichen der Abfolge noch relativ unverfestigt waren, mußten sie mit Zwei-Komponenten-Epoxydharz imprägniert werden. Dieses Einbetten verhindert den Zerfall des Sediments und ermöglicht das Anschleifen und Polieren der gewünschten Oberfläche. Ein Teil der Proben ist durch die Lagerung in Plastikbeuteln z.T. angetrocknet, geschrumpft und sehr hart geworden, so daß das Harz bei der Einbettung unter Vakuum nicht immer in den gesamten Block eindringen konnte (vgl. Kopf, 1992). Bei noch relativ feuchten Proben konnte allerdings durch Gefriertrocknung eine Schrumpfung verhindert werden, wodurch die Porosität erhalten blieb und die Einbettung wesentlich erleichtert wurde. Durch mehrfaches Einlassen der abgesägten Sedimentflächen in Harz konnte eine

für die Politur geeignete Oberfläche erzielt werden. Für die Mikroskopie und Reflexionsmessung ist ein polierter Anschliff erforderlich, der durch mehrere Schleif- und Polierstufen erreicht wird (Abb. 20). Die Endpolitur wurde mit einer wässrigen Al_2O_3-Suspension mit der Korngröße 0,05 µm auf einem weichen Kunstfasertuch durchgeführt .

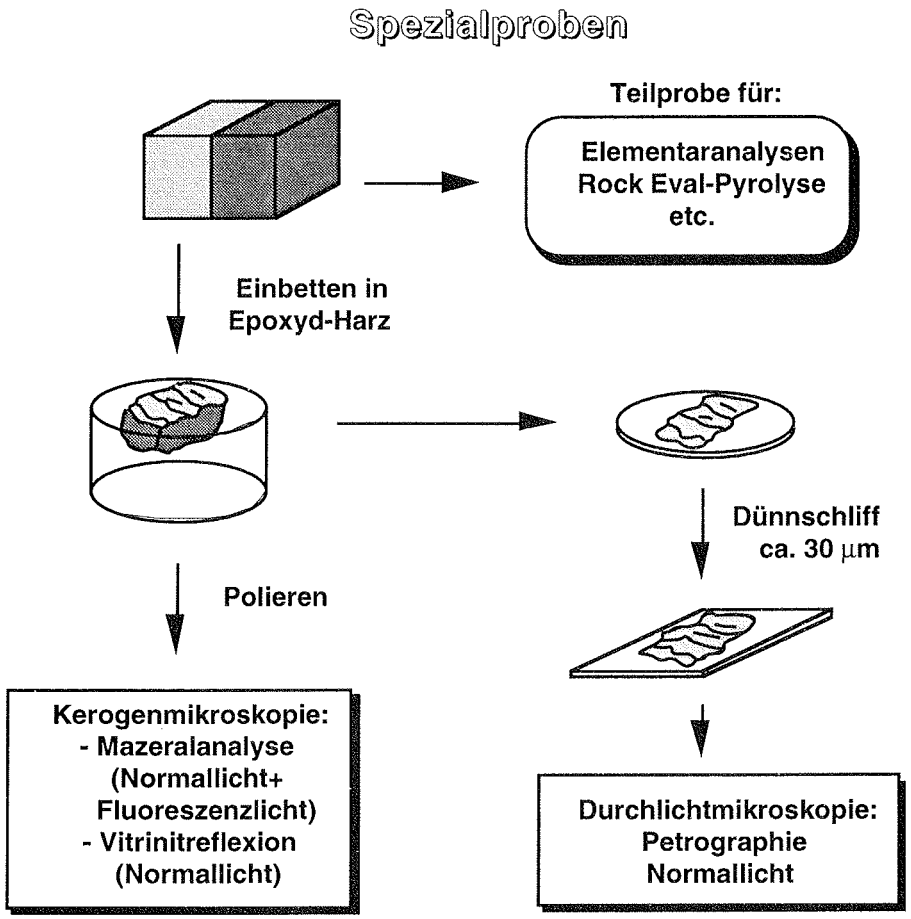


Abb. 20: Schematische Darstellung der Sedimentpräparation für die Auf- und Durchlichtmikroskopie.

Die Mikroskopie wurde an einem Zeiss Axioskop-Pol mit aufgesetztem Photometer-MPM durchgeführt. Für Vitrinitreflexionsmessungen wurde ein Grünfilter mit einer Wellenlänge von 546 nm vor die Photometereinheit geschaltet. Das Mikroskop ist weiterhin mit einem Linsenschieber ausgestattet, der es erlaubt, direkt vom Weißlicht- zum Fluoreszenzlicht-Modus umzustellen und gleiche Bildausschnitte unter verschiedenen Beleuchtungen zu betrachten. Die Bestimmung der Macerale erfolgte unter 200-, 400- und 1000-facher Vergrößerung in Anlehnung an Stach et al. (1982) und Hutton et al. (1980).

3.5.2. Präparation für die Durchlichtmikroskopie

Für die Durchlichtmikroskopie der Sedimente wurden Dünnschliffe mit einer Dicke von ca. 30 µm angefertigt (Abb. 20). Dazu sind die bereits zur Auflichtmikroskopie eingebetteten Proben verwendet worden, um möglichst identische Schnittflächen untersuchen zu können. Die Proben wurden auf Objektträger geklebt, abgesägt und mit einer Gesteinsfräse auf die gewünschte Dicke herunterschliffen. Zum Schutz der Oberfläche sind die Dünnschliffe mit Deckgläschen abgedeckt worden.

3.6. Berechnung von Akkumulationsraten

Da bei der Betrachtung der reinen Prozentwerte einzelner Sedimentparameter Änderungen in der Kompaktion bzw. Sedimentationsrate nicht berücksichtigt werden, ist es notwendig, Akkumulationsraten zu berechnen. Diese erlauben eine Abschätzung der tatsächlich abgelagerten Sedimentmenge. Die Berechnung der Gesamtakkumulationsrate wurde nach van Andel et al. (1975) und Thiede et al. (1982) durchgeführt:

$$AR_{Ges} = LSR * (ND - 1{,}026 * (PO / 100)) \qquad (4)$$

AR_{Ges} = Gesamtakkumulationsrate, LSR = Lineare Sedimentationsrate, ND = Naßdichte des Sediments, PO = Porosität.

Zur Berechnung der Akkumulationsraten einzelner Sedimentkomponenten (AR_{Komp}) wurde folgende Formel benutzt:

$$AR_{Komp} = (Komp / 100) * LSR * (ND - 1{,}026 * (PO / 100)) \qquad (5)$$

4. Stratigraphische Grundlagen und Sedimentationsraten

Für die Rekonstruktion von paläoklimatischen und paläoozeanographischen Verhältnissen in der Japan See ist die zeitliche Einstufung der Sedimentkerne eine wesentliche Vorraussetzung. Als Grundlage der stratigraphischen Bearbeitung diente in dieser Arbeit die in der ODP-Literatur hauptsächlich verwendete Zeitskala von Berggren et al. (1985). Die inzwischen allgemein anerkannte neue Zeitskala nach Cande & Kent (1992) zeigt zwar leicht veränderte Alterseinstufungen gegenüber Berggren et al. (1985), jedoch wirken sich die Unterschiede nur unwesentlich auf die Sedimentationsraten der Leg 128 Kerne aus (Tab. 5). Im folgenden basieren daher alle Altersangaben auf der älteren Zeitskala von Berggren et al. (1985).

4.1. Stratigraphie der Bohrung 798

Die Sedimente der Bohrung 798 stellen eine stratigraphisch durchgehende Abfolge dar, die ohne wesentliche Störungen sedimentiert worden ist (Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990). Lediglich im untersten Teil der Bohrung kam es durch lateralen Materialtransport (Turbidite, Rutschungen) zur Unterbrechung der normalen pelagischen Sedimentation. Schichtlücken konnten in dem Kern jedoch nicht definiert werden. Aufgrund der z.T. sehr geringen Vorkommen von geeigneten Leitfossilien bzw. karbonatischen Foraminiferen in den unteren 440 m der Bohrung 798 stützt sich die stratigraphische Einstufung hauptsächlich auf paläomagnetische Altersfixpunkte, während der obere Teil hauptsächlich anhand stabiler Sauerstoffisotopenwerte datiert wurde (Tab. 5; Dunbar et al., 1992).

Ob das Sediment im Liegenden des Kerns eventuell noch obermiozänes Alter aufweist und damit die Miozän/Pliozän-Grenze im Sediment dokumentiert ist, kann aufgrund der starken diagenetischen Überprägung des Materials nicht eindeutig bestimmet werden. In den gesamten unteren 225 Metern ist kein sicherer stratigraphischer Fixpunkt zu definieren. Das Alter des Kerns bei 520 mbsf wurde aufgrund der Diatomeen- und Radiolarienverteilung auf ca. 5 Ma datiert (Burckle et al., 1992; Ling, 1992). Das letzte magnetostratigraphische Datum ist die Matuyama/Gauss-Grenze (2,47 Ma), die auf 294,2 mbsf festgesetzt wurde. Die einzige AMS ^{14}C-Datierung an einem Holzstück aus 6,56 mbsf ergab ein Alter von 42000 J.v.H. (Scott, in Dunbar et al., 1992). Lediglich zwei biostratigraphische Alter wurden bei Site 798 benutzt, das letzte Auftreten ("last appearance datum", LAD) von *R. curvirostris* bei 0,276 Ma und das LAD von *H. selii* bei 1,2 Ma (absolute Alterszuordnungen nach Gartner, 1977; Okada & Bukry, 1980). Das deutlich ausgeprägte absolute Minimum in der Sauerstoffisotopenkurve bei 3,02 mbsf wird als glaziales Maximum von Stadium 2 angesehen (Dunbar et al., 1992). Vergleichbare Werte wurden auch in zahlreichen

anderen Sedimentkernen aus der Japan See gemessen und beruhen wahrscheinlich auf einer oberflächlichen Aussüßung, die auf eine durch die glaziale Meeresspiegelabsenkung hervorgerufene Isolation des Beckens zurückgeführt wird (Oba et al., 1980; Oba, 1984, 1987; Gorbarenko, 1983, 1987).

Tab. 5: Stratigraphische Fixpunkte für die Datierung der Bohrung 798. BG = Berggren et al. (1985), CK = Cande & Kent (1992).

798 Stratigraphic event	Depth (mbsf)	Age BG (Ma)	SR BG (cm/ky)	Age CK (Ma)	SR CK (cm/ky)	Bulk Acc. BG (g/cm2/ky)
Core top	0,00	0,000		0,000		
			16,78		15,89	9,37
Stage 2 (Max)	3,02	0,018		0,019		
			14,75		13,62	9,52
14C age (wood)	6,56	0,042		0,045		
			12,78		12,78	8,12
Stage 4	9,50	0,065		0,068		
			15,29		14,23	11,29
Stage 6/7	28,00	0,186		0,198		
			8,47		8,06	7,30
Stage 7/8	33,00	0,245		0,260		
			16,13		14,71	13,25
LAD R. curvirostris (N)	38,00	0,276		0,294		
			7,14		6,73	5,76
Stage 11	48,50	0,423		0,450		
			8,26		7,83	6,63
Stage 16	68,00	0,659		0,699		
			17,61		13,74	14,74
Brunhes/Matuyama	80,50	0,730		0,790		
			5,83		5,25	4,28
Top Jaramillo	91,00	0,910		0,990		
			12,86		15,00	9,78
Base Jaramillo	100,00	0,980		1,050		
			10,50		10,04	8,55
LAD H. selii (D)	123,10	1,200		1,280		
			14,37		14,06	10,16
Top Olduvai	189,20	1,660		1,750		
			9,95		9,13	7,11
Base Olduvai	211,10	1,880		1,990		
			14,08		13,19	9,64
Matuyama/Gauss	294,20	2,470		2,620		
			8,92		8,43	9,01
Base of Site (estim. age)	520,00	5,000		5,300		

4.1.1. Sedimentations- und Akkumulationsraten

Basierend auf dem oben beschriebenen stratigraphischen Rahmen (Tab. 5) wurden für die Bohrung 798 die linearen Sedimentationsraten berechnet (LSR; Abb. 21). Die

durchschnittliche LSR für den gesamten Kern liegt bei 12 cm/ky und ist im Vergleich zu offen-marinen Verhältnissen sehr hoch. Der höchste Wert liegt sogar über 17 cm/ky und findet sich nahe der Brunhes/Matuyama-Grenze. Die treppenartigen Variationen, besonders innerhalb des oberen Abschnitts, beruhen auf der Tatsache, daß mittlere Raten für jeweils ein bestimmtes, von stratigraphischen Fixpunkten begrenztes Intervall berechnet wurden. Eine geglättete Kurve entspricht daher eher der Realität.

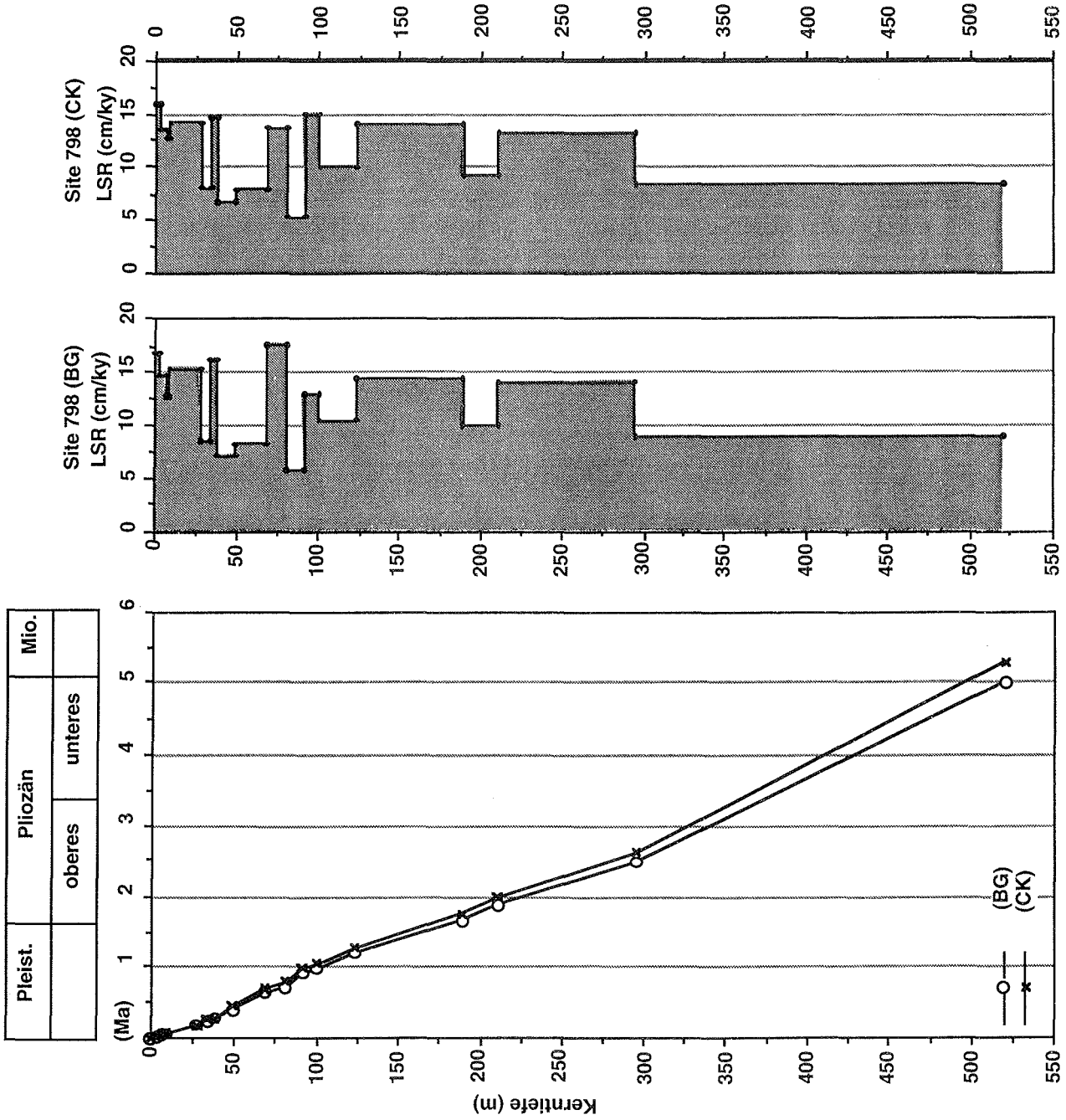


Abb. 21: Alters/Tiefen-Diagramm und Sedimentationsratenkurven der Bohrung 798. Vergleich der Stratigraphischen Datierungen mit unterschiedlichen Zeitskalen. BG = Berggren et al. (1985); CK = Cande & Kent (1992).

Die Gesamt-Akkumulationsratenkurve (Abb. 22) zeigt einen Verlauf ähnlich der LSR-Kurve. Im Bereich zwischen 5 und 2 Ma ist durch die schlechte zeitliche Auflösung eine einheitliche Rate um 9 g/cm²/ky anzunehmen, während im pleistozänen Zeitabschnitt z.T. sehr starke Schwankungen auftreten. Bei den schornsteinartigen Maxima ist allerdings wegen der unzureichenden Stratigraphie Vorsicht geboten. Läßt man den extremen Wert zwischen Stadium 16 (0,659 Ma; vgl. Tab. 5) und der Brunhes/Matuyama-Grenze (0,73 Ma) außer Acht, beginnt ein deutlicher Anstieg in der Nähe von Stadium 11 bei ca. 0,4 Ma (Abb. 22; dunkel gepunktete Fläche).

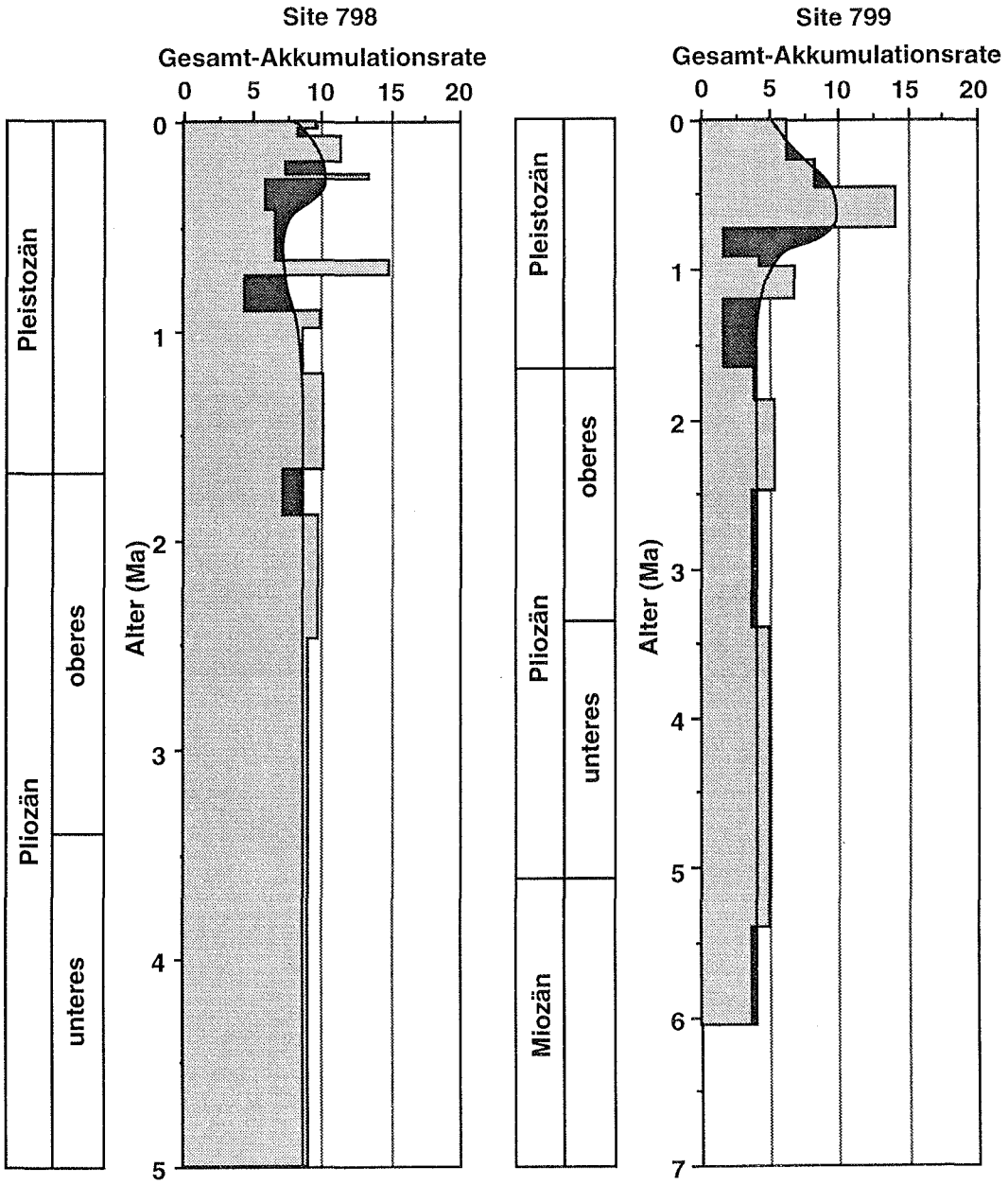


Abb. 22: Gesamt-Akkumulationsraten der Bohrungen 798 und 799. Dunkel dargestellt ist eine subjektive Glättung der Kurve.

4.2. Stratigraphie der Bohrung 799

Die Datierung der Bohrung 799 gestaltet sich problematisch, da die Sedimente sehr stark von turbiditischen Schüttungen beeinflußt sind. Hinzu kommt die diagenetische Überprägung der Ablagerungen, die einen Großteil des unteren Kernabschnitts für stratigraphische Arbeiten weitgehend unbrauchbar macht (Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990). Für die oberen 431 m basiert die Datierung auf bio- und magnetostratigraphischen Altern, während der untere Teil der Bohrung zeitlich nicht weiter eingestuft werden konnte. Möglicherweise gehören aber die ältesten Sedimente noch in das frühe Miozän, da im Kernfänger (CC) von Kern 56 (ca. 970 mbsf) Anzeichen für eine unter- bis mittelmiozäne Flora gefunden wurden (Burckle et al., 1992).

Eine Sauerstoffisotopen-Datierung wie für Site 798 ist an diesem Kern nicht vorgenommen worden, jedoch ließen sich einige biostratigraphische Marker (LAD´s von *R. curvirostris, P. lacunosa und H. selii*) relativ gut festgelegen (Tab. 6, Burckle et al., 1992). Obwohl möglicherweise kleinere Schichtlücken in der Abfolge vorhanden sind, konnte anhand der stratigraphischen Fixpunkte kein Hiatus belegt werden.

Tab. 6: Stratigraphische Fixpunkte für die Datierung der Bohrung 799. BG = Berggren et al. (1985), CK = Cande & Kent (1992)

799 Stratigraphic event	Depth (mbsf)	Age BG (Ma)	SR BG (cm/ky)	Age CK (Ma)	SR CK (cm/ky)	Bulk Acc. BG (g/cm2/ky)
Core top	0,00	0,000		0,000		
			8,70		8,16	6,20
LAD R. curvirostris (N)	24,00	0,276		0,294		
			11,41		10,55	8,38
LAD P. lacunosa (N)	45,00	0,460		0,493		
			16,30		14,81	14,11
Brunhes/Matuyama	89,00	0,730		0,790		
			2,22		2,00	1,59
Top Jaramillo	93,00	0,910		0,990		
			4,29		5,00	4,17
Base Jaramillo	96,00	0,980		1,050		
			9,09		8,70	6,86
LAD H. selii (D)	116,00	1,200		1,280		
			1,52		1,49	1,61
Top Olduvai	123,00	1,660		1,750		
			4,55		4,17	3,77
Base Olduvai	133,00	1,880		1,990		
			6,95		6,51	5,33
Matuyama/Gauss	174,00	2,470		2,620		
			5,48		5,48	3,76
Gauss/Gilbert	225,00	3,400		3,550		
			8,41		7,51	5,02
Gilbert/Chron 5	394,00	5,410		5,800		
			5,61		4,63	3,65
Chron 5/Chron 6	431,00	6,070		6,600		

4.2.1. Sedimentations- und Akkumulationsraten

Die Sedimentationsratenkurve der Bohrung 799 ist deutlich zweigeteilt (Abb. 23). In den unteren 340 mbsf des datierten Abschnitts schwanken die Werte relativ einheitlich um 7 cm/ky. Nur zwei kleine Minima sind bei ca. 120 und 80 mbsf zu erkennen. Oberhalb der Brunhes/Matuyama-Grenze bei 89 mbsf steigen die Raten sehr stark auf über 15 cm/ky an und fallen dann langsam wieder auf ca. 8 cm/ky. Im Vergleich zur Bohrung 798 ist die mittlere Sedimentationsrate in diesem tiefer gelegenen Ablagerungsraum mit ca. 7 cm/ky wesentlich geringer.

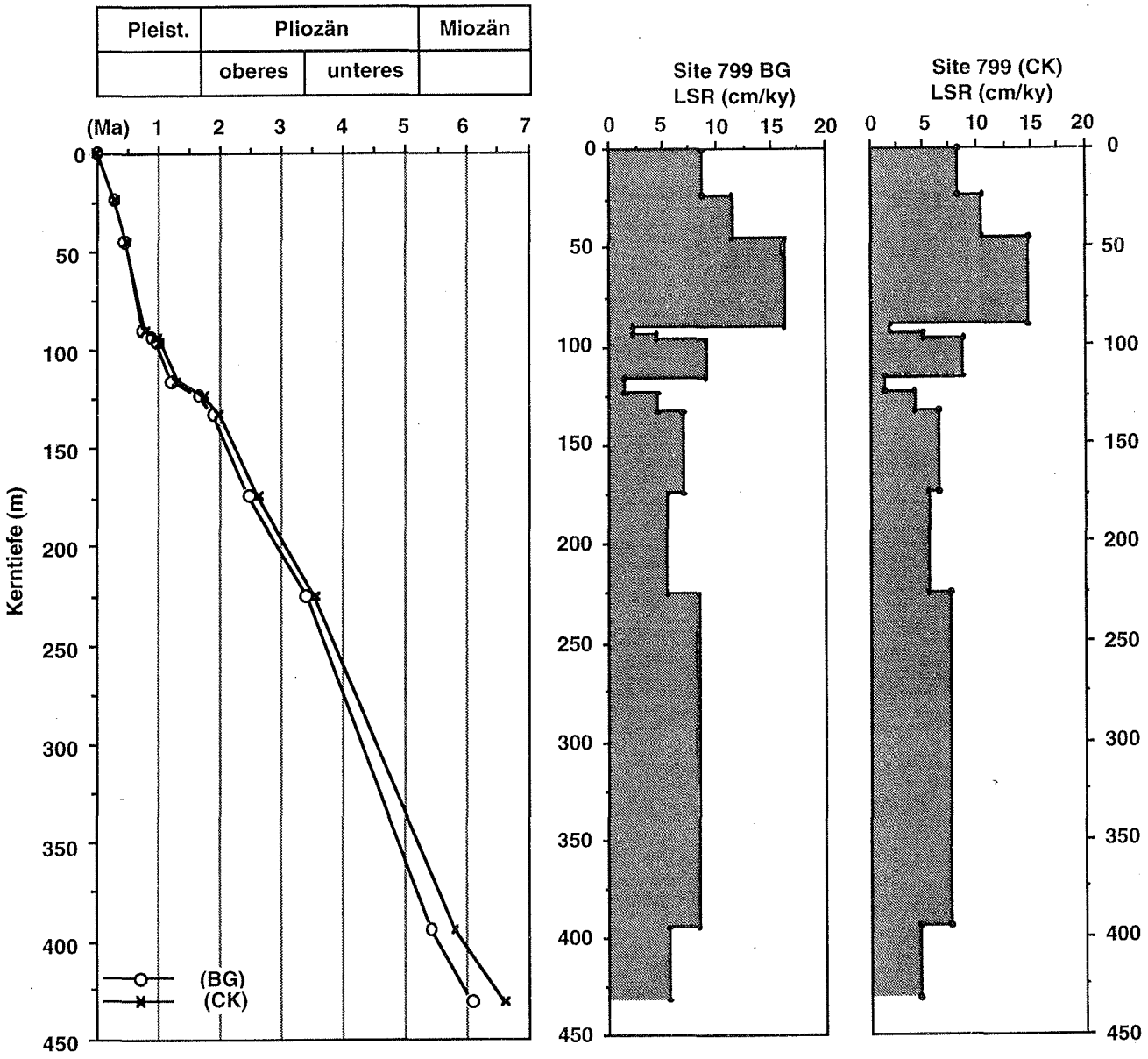


Abb. 23: Alters/Tiefen-Diagramm und Sedimentationsratenkurven der Bohrung 799. Vergleich der stratigraphischen Datierungen mit unterschiedlichen Zeitskalen. BG = Berggren et al. (1985), CK = Cande & Kent (1992).

Da die Sedimente der Bohrung z.T. turbiditisch beeinflußt sind, muß mit einer zusätzlichen "event"-artigen Zufuhr von Sediment gerechnet werden. Andererseits können diese Turbiditströme eine erosive Wirkung haben, was wiederum zu einer Reduktion der ursprünglichen Ablagerungen führt. Die sehr scharfen Sedimentwechsel von dunkel (fein) zu hell (grob) gehen so wahrscheinlich z.T. auf den Einfluß von erodierenden Trübeströmen zurück (Abb. 24, vgl. Boggs & Seyedolali, 1992). Berechnete Sedimentationsraten sind daher vorsichtig zu interpretieren, weil eine eindeutige Trennung zwischen dem hemipelagischen Hintergrundsediment und dem turbiditischen Material nicht vorgenommen werden kann. Durch ein Herausrechnen der erkennbaren Turbidite wird die LSR-Kurve nicht wesentlich genauer, da es nicht möglich ist, den erodierten Anteil des Sediments zu bestimmen.

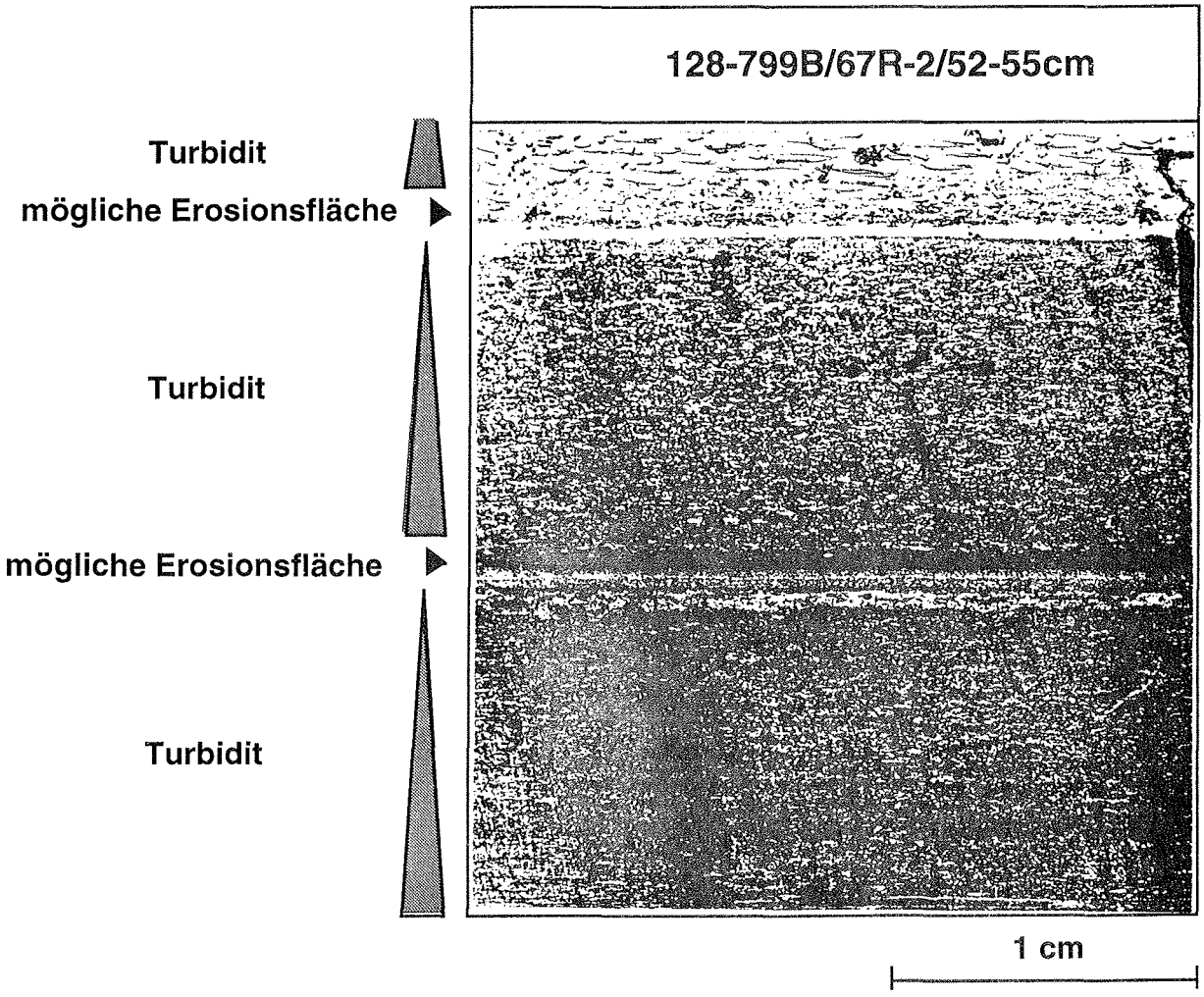


Abb. 24: Ausschnitt aus einem Sedimentkern mit deutlichen Tubiditen und möglichen Erosionsflächen.

Die Akkumulationsratenkurve für die Bohrung 799 zeigt vor allem in den unteren 5 Mio. J. deutlich niedrigere Werte, als die für die Bohrung 798 berechneten (Abb. 22). Im Mittel betragen die Raten ca. 4 g/cm^2/ky. Das Akkumulationsmaximum in den pleistozänen Sedimenten ist jedoch weitaus stärker ausgebildet als bei Site 798. Außerdem beginnt der Anstieg schon mit dem LAD von *H. selii* bei ca. 1,2 Ma. Diese erhöhten Sedimentations- und Akkumulationsraten stehen möglicherweise in Zusammenhang mit Änderungen der paläoozeanographischen Verhältnisse in der Japan See, die auch von anderen Autoren beschrieben werden (siehe Kap. 8.4.; vgl. Cronin et al., 1992).

5. Charakterisierung von organischer Substanz mit Hilfe organisch-geochemischer Parameter

Zur Rekonstruktion von räumlichen und zeitlichen Variationen von Paläo-Umweltbedingungen, unter denen es zur Ablagerung und Erhaltung von C_{org}-reichen Sedimenten kam, ist es notwendig, neben der Menge auch die Zusammensetzung der organischen Substanz zu kennen (z.B. Stein, 1991). Anhand dieser Informationen können sowohl Herkunftsgebiete als auch mögliche Ausgangsprodukte des organischen Materials bestimmt werden.

Das organische Material in marinen Sedimenten kann sehr verschiedene Herkunftsgebiete haben, wobei generell zwischen terrestrischer und mariner Herkunft unterschieden werden muß. Terrestrisches Material kann sowohl fluviatil als auch äolisch angeliefert werden. Fluviatiler Transport ist naturgemäß am Kontinentalrand ein bedeutender Mechanismus, der in Richtung des offenen Ozeans schnell an Einfluß verliert. Im Extremfall kann fluviatiles terrestrisches organisches Material allerdings auch mit Bodenwasserströmungen weit in den Ozean gebracht werden. Äolisch transportiertes Material kann mit der atmosphärischen Zirkulation ebenfalls sehr weite Strecken zurücklegen (Ferguson et al., 1970; Blank et al., 1985; Zafiriou et al., 1985); der Einfluß dieses Mechanismus nimmt jedoch auch mit zunehmender Entfernung vom Kontinent ab (Rea et al., 1985; Rea, 1989; Leinen & Heath, 1981). Der Anlieferung von terrigenem organischem Material steht die Produktion mariner organischer Substanz in oberflächennahen Wassermassen des Ozeans gegenüber. Die Anteile der jeweiligen organischen Komponenten am Sediment können in den unterschiedlichen Ablagerungsräumen sehr stark variieren (Tab. 7, Romankevich, 1984). Selbst im offenen Ozean kann oft eine signifikante Menge terrigener organischer Substanz in den Sedimenten enthalten sein, da die terrestrischen organischen Komponenten -im Gegensatz zu marinem Material- resistenter gegenüber Oxidation sind und so relativ angereichert werden können (z.B. Tissot et al., 1979; Dean et al. 1986; Jasper & Gagosian, 1989; Prahl & Muehlhausen 1989). Eine differenzierende Interpretation von C_{org}-Daten in Hinblick auf Sedimentationsbedingungen und Produktivität ist so unbedingt erforderlich (Stein, 1991).

Für die Charakterisierung der organischen Substanz stehen zahlreiche sehr unterschiedliche Methoden zur Verfügung, wovon in der vorliegenden Arbeit Elementarverhältnisse (C/N), stabile Kohlenstoffisotope, Rock-Eval-Pyrolyse und Kerogenmikroskopie angewendet wurden.

Tab. 7: Auflistung unterschiedlicher Ablagerungsräume und Vorkommen von terrigenem bzw. marinem organischen Material. (Symbole bedeuten von + + + = dominierend bis + = wenig)

Ablagerungsraum	marines C_{org}	terrestrisches C_{org}
Offener Ozean	+ + +	+
Auftriebsgebiete	+ + +	+
Randmeere (z.B. Japan See)	+ +	+ +
Schelfmeere	+ +	+ +
Küstenbereiche	+ +	+ +
Flußmündungen	+	+ + +
Intrakontinentale Becken	+	+ + +
Sumpfgebiete	+	+ + +

Das atomare Verhältnis von organischem Kohlenstoff und Gesamtstickstoff (C/N) ist ein Indikator zur Unterscheidung von terrigenem und marinem organischem Material. Abbildung 25 gibt einen Überblick über C/N-Verhältnisse in verschiedenen Pflanzen- und Tiergruppen. Die organische Substanz von marinem Plankton zeigt so ein relativ niedriges C/N-Verhältnis von 4-8. Der hohe Stickstoffanteil in diesen Organismen stammt dabei hauptsächlich aus Aminosäuren in der Zellsubstanz. Das organische Material höherer Pflanzen (z.B. Zellulose) enthält nur wenig stickstoffreiche Substanzen und ist daher durch ein C/N-Verhältnis von 15-200 charakterisiert (Redfield et al., 1963; Allen et al., 1974; Suess & Ungerer, 1981; Bordowskiy, 1965a, 1965b; Scheffer & Schachtschabel, 1984). Bei der Interpretation von C/N-Verhältnissen muß jedoch beachtet werden, daß anorganischer Stickstoff das Verhältnis stark erniedrigen kann (Müller, 1977; Stevenson & Cheng, 1972). Dies kann besonders bei Sedimenten mit sehr geringen C_{org}-Gehalten zu fehlerhaften Interpretationen führen. Außerdem sind schon geringe Gehalte an terrestrischem organischem Material mit sehr niedrigem Stickstoffgehalt (und damit extrem hohen C/N-Verhältnissen) für ansteigende C/N-Verhältnisse verantwortlich, so daß der terrigene Einfluß leicht überbewertet werden kann. Ein weiterer Faktor ist der Abbau des organischen Materials auf dem Weg durch die Wassersäule zum Meeresboden. Durch den Zerfall von labilen proteinhaltigen Substanzen wird das C/N-Verhältnis des marinen Plankton oft auf 10 erhöht (Emery & Uchupi, 1984).

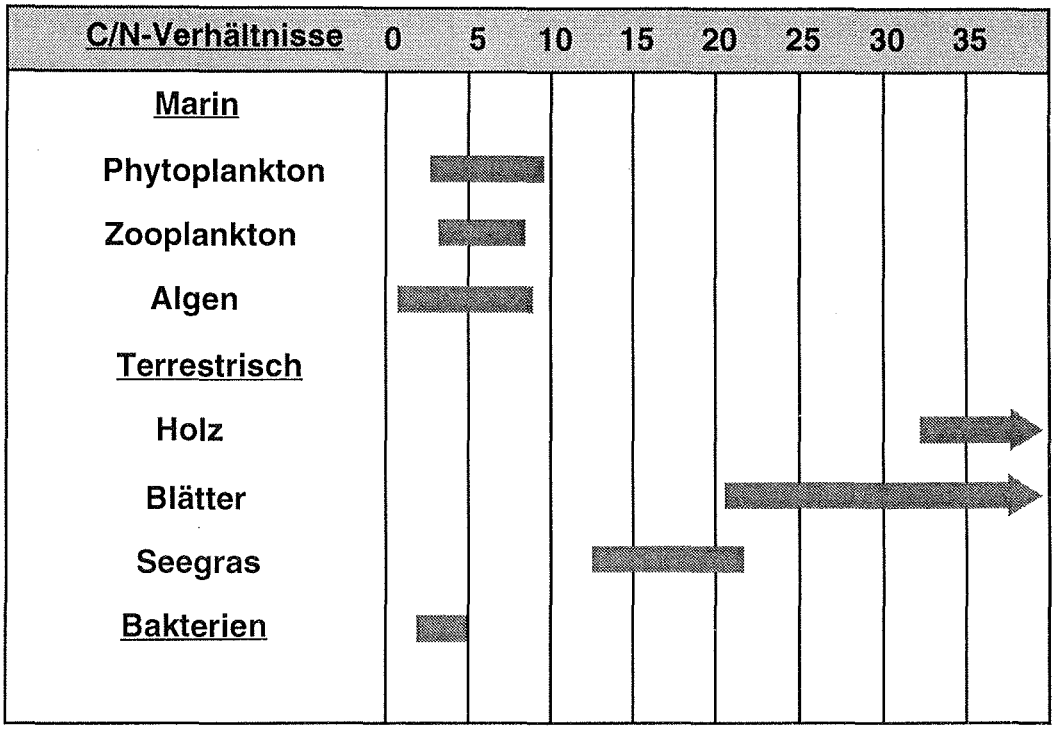


Abb. 25: Variation der Verhältnisse von organischem Kohlenstoff und Stickstoff in verschiedenen Tier- und Pflanzengruppen. (nach Bordowskyi, 1965a, 1965b; Scheffer & Schachtschabel, 1984; Hollerbach, 1985)

Zur Unterscheidung von terrigener und mariner organischer Substanz können auch die stabilen Kohlenstoffisotope herangezogen werden (Sackett, 1964; Calvert & Fontugne, 1987; Jasper & Gagosian, 1989). Das Verhältnis von $^{13}C/^{12}C$ in organischem Material ist für verschiedene Pflanzengruppen charakteristisch, da die Isotopenfraktionierung von drei unterschiedlichen Photosynthesewegen der Pflanzen abhängig ist (Abb. 26; O´Leary, 1981, 1988; Degens et al., 1968). Weiterhin ist die Wassertemperatur, in der sich das Phytoplankton entwickelt, nach Meinung verschiedener Autoren ausschlaggebend für das $^{13}C/^{12}C$-Verhältnis mariner organischer Substanz (z.B. Sackett et al., 1965; Fontugne & Duplessy, 1981). Dort wird ein linearer Zusammenhang zwischen Temperatur und Isotopenzusammensetzung mit einem Gradienten von 0,23 ‰ bis 0,36 ‰ pro 1°C-Temperaturerhöhung angegeben. Diese Ergebnisse basieren auf Isotopenmessungen an der gleichen Phytoplanktonart in unterschiedlichen geographischen Breiten, zeigen aber keine Übereinstimmungen der Messungen aus gleichen Breitengraden von Antarktis und Arktis. Rau et al. (1982) schließen daraus, daß diese Temperaturbeziehung nicht uneingeschränkt anwendbar ist, sondern noch andere Faktoren bei der Isotopenfraktionierung eine Rolle spielen. Neuere Arbeiten von Rau (1991, 1992) zeigen einen Zusammenhang zwischen dem Partialdruck von Kohlendioxid (pCO_2) und dem Fraktionierungsverhalten von planktischen Organismen. Das bedeutet, daß das im

Wasser gelöste Kohlendioxid [CO_2(aq)] das $^{13}C/^{12}C$-Verhältnis in der organischen Substanz beeinflußt. Zusätzlich kann zu bestimmten Zeiten, wenn durch Produktivitätsschübe das [CO_2(aq)] plötzlich abnimmt und daher das Gleichgewicht zwischen dem (pCO_2) der Atmosphäre und dem Oberflächenwasser gestört ist, vom Plankton ein anderes Isotopenverhältnis eingebaut werden (Rau et al., 1991). Weiterhin können diagenetische Umwandlungsprozesse das Isotopenverhältnis des organischen Materials auf dem Weg durch die Wassersäule und im Sediment verändern (Hayes et al., 1989). Diese unterschiedlichen Faktoren müssen bei der Interpretation der $^{13}C/^{12}C$-Verhältnisse aus Sedimentdaten berücksichtigt werden.

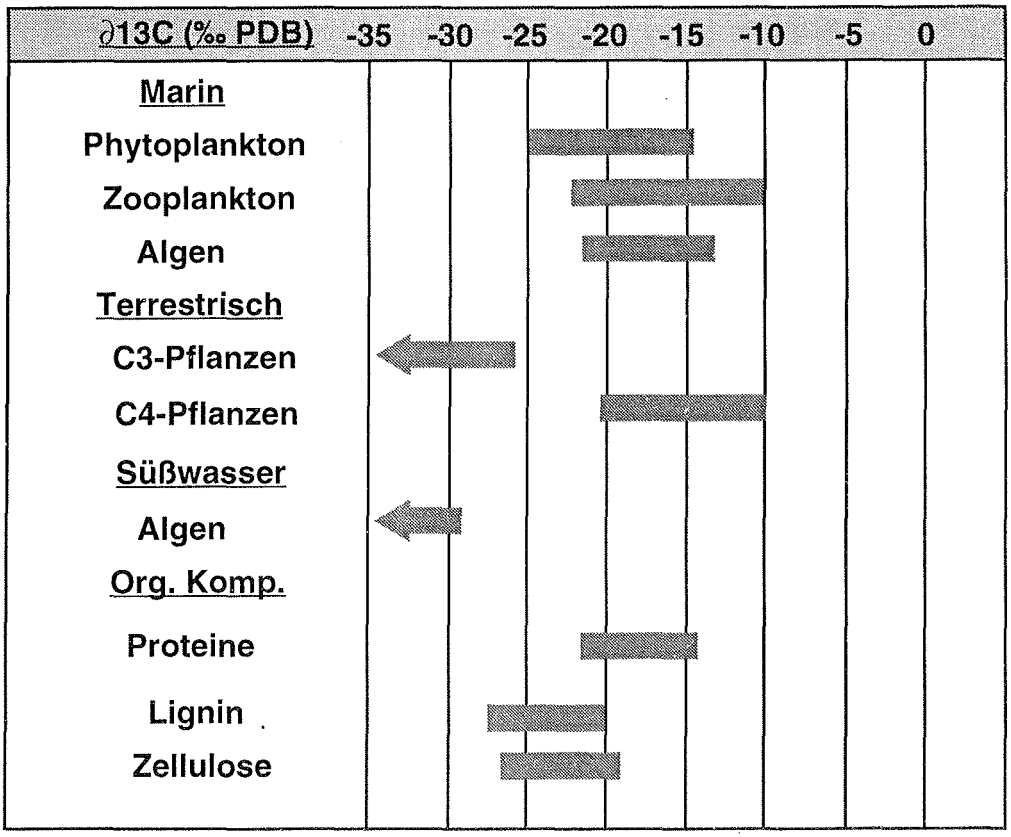


Abb. 26: Variation der $\partial^{13}C$-Verhältnisse in verschiedenen Tier- und Pflanzengruppen sowie Organischer Komponenten (nach Waples, 1981; Degens, 1969, 1989; Macko, 1981).

Weitere wichtige Unterscheidungskriterien von terrestrischem und marinem C_{org} in Sedimenten sind der Wasserstoff- (HI) und Sauerstoffindex (OI), die mit der Rock-Eval-Pyrolyse bestimmt werden. Voraussetzung für die Anwendung dieser Methode ist, daß es sich bei der untersuchten organischen Substanz um relativ unreifes Material handelt. Die Charakterisierung erfolgt oft über die Darstellung im "vanKrevelen Diagramm", in dem drei "Kerogentypen" unterschieden werden (vgl. Kap. 7.2.2). Als Kerogentyp I und II werden organische Substanzen aquatischer Herkunft bezeichnet, wobei Typ I hauptsächlich durch Algen und Typ II durch marines

Zoo- und Phytoplankton gebildet wird. Diese beiden Kerogenarten zeichnen sich durch relativ hohe HI- und niedrige OI-Werte aus. Bei unreifen Sedimenten liegen die HI-Werte für marine organische Substanzen zwischen 200 und 400, die OI-Werte im allgemeinen um 100. Kerogentyp III wird auf terrestrische Anlieferung zurückgeführt und zeichnet sich durch niedrige HI-Werte unter 100 und OI-Werte zwischen 200 und 600 aus. Je höher die thermische Reife des Materials ist, um so mehr nähern sich die Werte dem Ursprung des Diagramms. Bei der Interpretation der Pyrolysedaten ist zu beachten, daß die Messungen am Gesamtgestein durch den Mineralmatrix-Effekt bei der Pyrolyse beeinflußt werden können. Dabei lagert sich ein Teil der pyrolysierten Kohlenwasserstoffe an der Oberfläche von Mineralen an und verhindert die Bildung eines gleichmäßigen S2-Peaks (Abb. 27; Orr, 1983). Dieser Effekt beeinflußt allerdings hauptsächlich Gesteine mit C_{org}-Gehalten unter 0,5 %. Bei Rock-Eval-Pyrolyse-Untersuchungen an Kerogenkonzentraten können diese Effekte aufgrund der Anreicherung und Isolierung des organischen Materials vermieden werden.

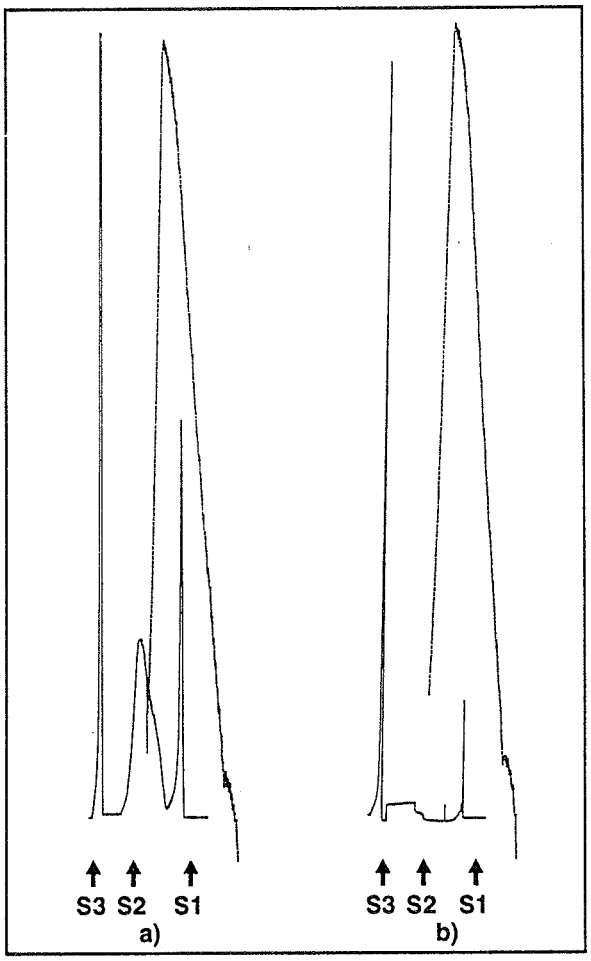


Abb. 27: (a) Typisches Pyrogramm einer C_{org}-reichen Probe mit gut ausgebildetem S2 Peak (C_{org} = 1,43 Gew. %); (b) Pyrogramm mit einem undeutlichen S2-Peak bedingt durch den Einfluß von Mineralmatrix-Effekten (C_{org} = 0,36 Gew. %).

Die optische Klassifizierung der organischen Partikel (Macerale) mit der Kerogenmikroskopie ist eine weitere Methode zur Unterscheidung von terrestrischer und mariner organischer Substanz. Pflanzliches Material bildet nach dem Zerfall und Transport in das Sediment charakteristische Macerale, also diagenetisch unterschiedlich veränderte Fragmente, die sich mikroskopisch unterscheiden lassen. Die Gesamtmenge der Macerale korreliert vor allem in Kohlen sehr gut mit dem C_{org}-Gehalt und erlaubt daher eine quantitative Abschätzung der einzelnen organischen Komponenten. In marinen Sedimenten sind die Macerale allerdings oft so klein und feinverteilt, daß keine eindeutige Zuordnung bzw. Quantifizierung möglich ist.

Weitere wichtige Methoden zur Klassifizierung des organischen Materials, die in dieser Arbeit nicht angewendet wurden, sind detaillierte Untersuchungen mit Hilfe der Gaschromatographie (GC) bzw. Gaschromatographie/Massenspektrometrie (GC/MS; z.B. Rullkötter et al., 1984). Dabei werden die chemischen Komponenten der organischen Substanzen aufgeschlüsselt und können so entsprechenden Ursprungsorganismen zugeordnet werden. Wichtige Biomarker sind z.B. die Dinosterole (Dinoflagellaten; Boon et al., 1979), Alkenone (Prymnesiophyceen, Volkman et al., 1980; Marlowe et al., 1984) und langkettige n-Alkane und n-Alkanole (höhere Pflanzen; Eglinton et al., 1962; Prahl & Muehlhausen, 1989).

6. Paläoproduktivität: Rekonstruktionen aus Sedimentdaten

In der euphotischen Zone des Oberflächenwassers wird vom Phytoplankton organische Substanz produziert (Abb. 28). Wichtige Florengruppen sind dabei die planktischen Kieselalgen (Diatomeen) und Coccolithophoriden. Die autotrophen Primärproduzenten sind aufgrund ihrer chlorophyllbildenden Lebensweise auf die photische Zone angewiesen, während das Zooplankton (Foraminiferen, Copepoden sowie ein Reihe anderer mariner Kleinstlebewesen) als sekundärer Teil der Nahrungskette in diesem Bereich vorkommt. Die Primärproduktion wird von verschiedenen Umweltfaktoren beeinflußt wie z.B. durch Windstress induzierten Auftrieb oder fluviatile Nährstoffzufuhr, und zeigt so starke saisonale Unterschiede in der Intensität. Die produzierte organische Substanz zirkuliert in den obersten Wasserschichten und wird infolge Remineralisation mehrfach wiederverwertet, bevor ein kleiner Teil als Exportproduktion (P_{neu}) die photische Zone verläßt. Eine quantitative Beziehung zwischen Primärproduktion (PP) und Exportproduktion wird von Eppley und Peterson (1979) folgendermaßen beschrieben:

$$P_{neu} / PP = PP / 400 \qquad (6)$$

Dabei ist PP = Primärproduktion ($gC/m^2/yr$) und P_{neu} = Exportproduktion ($gC/m^2/yr$). Diese Beziehung gilt für PP unter 150 $gC/m^2/yr$. Als Weiterentwicklung der Formel für PP-Werte zwischen 0 und 500 $gC/m^2/yr$ gilt nach Berger et al. (1989):

$$P_{neu} / PP = PP / 400 - PP^2 / 340000 \qquad (7)$$

Das "exportierte" organische Material (P_{neu}) sinkt zum Meeresboden und wird auf dem Weg z.T. abgebaut bzw. von anderen Organismen aufgenommen, so daß wiederum nur eine geringe Fraktion die Sedimentoberfläche erreicht (Abb. 29). Hier wird ein Teil der organischen Substanz entweder von benthischen Organismen verwertet oder weiter durch den Einfluß von oxischem Bodenwasser abgebaut. Die Menge des letztendlich im Sediment eingebetteten organischen Materials ist um ein Vielfaches geringer als die ursprünglich in den oberen Wasserschichten produzierte und beträgt durchschnittlich 0,5-2 % der Ausgangsmenge (Berger et al., 1989). Der Weg von der Primärproduktion zum im Sediment eingebetteten organischen Material ist allerdings kein linearer Prozeß, sondern kann je nach Ozeanregion sehr unterschiedlich sein.

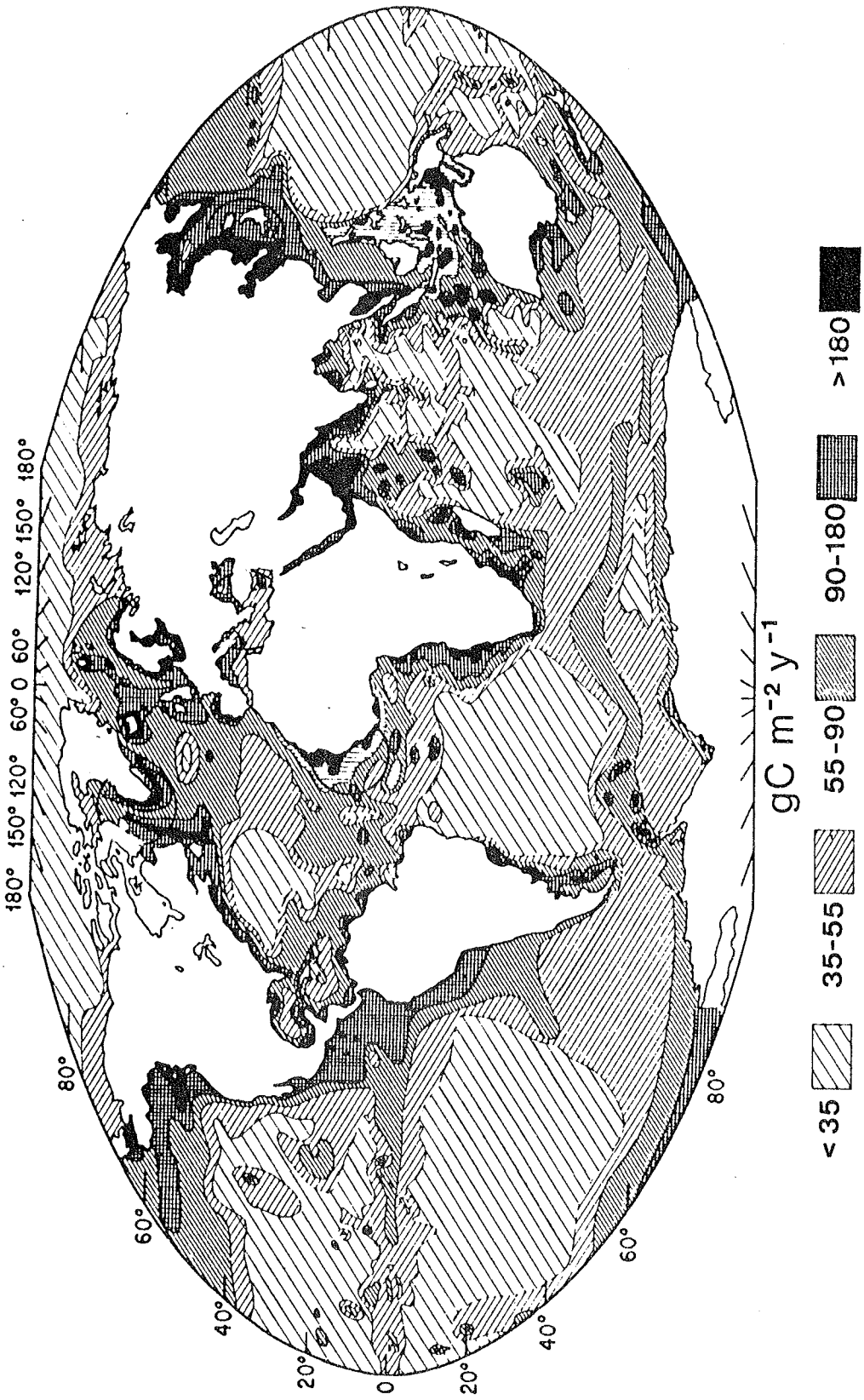


Abb. 28: Globale Verteilung der Oberflächenwasserproduktivität. (nach Koblents-Mishke et al., 1970).

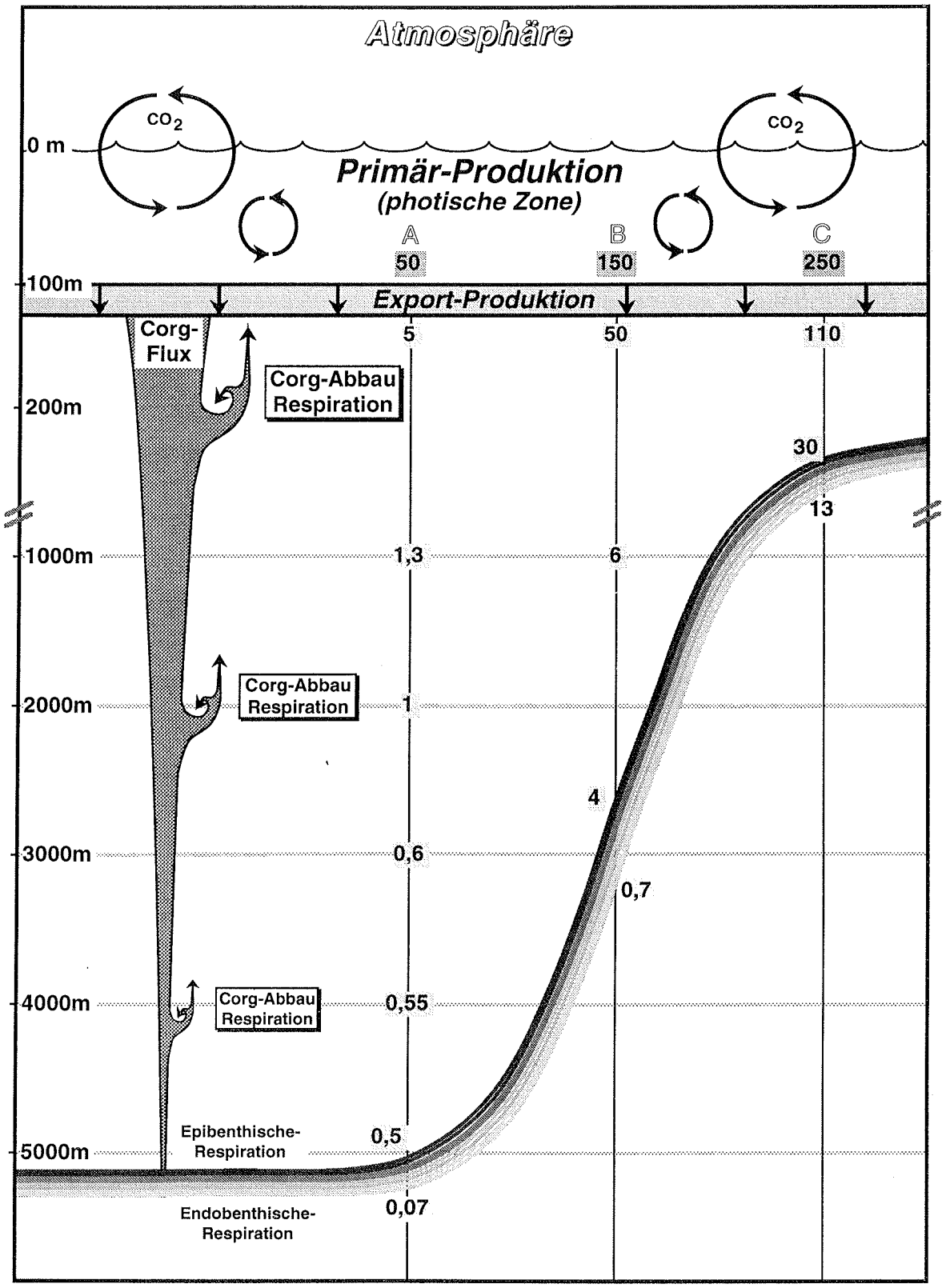


Abb. 29: Beispiele für die Primärproduktion, Erhaltungsrate und Akkumulation von organischer Substanz in verschiedenen Ozeangebieten. Dargestellt sind drei Extrembeispiele: (A) = Offener Ozean, 5000m; (B) = Nichtauftriebsgebiet, 2500m; (C) = Auftriebsgebiet, 250m. Zahlenwerte geben die Menge des organischen Kohlenstoffs in $gC/m^2/yr$ an.

Großen Einfluß auf die Erhaltung der organischen Substanz während des Absinkens zum Boden haben die Wassertiefe, Bodenströmungen und die Meerwasserchemie im Ablagerungsgebiet (Boyle, 1986, 1988). Die tiefenabhängige Respiration und Zersetzung in der Wassersäule ist entscheidend für die Menge des organischen Materials, das die Sedimentoberfläche erreicht (C_F) und kann nach Betzer et al. (1984) mit

$$C_F = 0{,}409 * PP^{1{,}41} * DEP^{-0{,}63} \qquad (8)$$

abgeschätzt werden (DEP = Wassertiefe in m). Diese Beziehung basiert auf Daten von Sinkstoffallen, aus denen in unterschiedlichen Wassertiefen die Mengen der jeweils sedimentierten organischen Substanz bestimmt worden sind. Der Einfluß der Wassertiefe auf die Erhaltung der organischen Substanz an der Sedimentoberfläche wird deutlich im Vergleich zwischen offenem Ozean und Küstenregion. Das Verhältnis von PP im offenen Ozean ändert sich gegenüber PP in der Küstenregion von 4 auf 100 für das im Sediment eingebettete C_{org} dieser beiden Regionen (Abb. 29).

Aus dem Vergleich des in der Wassersäule produzierten organischen Materials mit Sedimentdaten haben Müller und Suess (1979) eine empirische Formel (9a; vgl. Tab. 8) zur Berechnung der Paläoproduktivität in verschiedenen Ozeangebieten aufgestellt. Mit Hilfe der Müller und Suess (1979) Formel unternahmen mehrere Autoren den Versuch, die Produktivität anhand von Sedimentdaten abzuschätzen (Finney et al., 1988; Lyle, 1988; Lyle et al., 1988; Pedersen et al., 1988). Basierend auf dieser Formel veröffentlichten Stein (1986) und Sarnthein et al. (1987) erweiterte Formeln (9b+c), in denen unter Berücksichtigung der Betzer et al. (1984)- bzw. der Suess (1980)-Beziehung die Wassertiefe direkt in die Berechnung mit einbezogen wurde. Sarnthein & Fenner (1988), Sarnthein & Winn (1990) und Sarnthein et al. (1992) modifizierten die Beziehung 9c, um die Exportproduktion (P_{neu}) direkt zu quantifizieren. Diese Exportproduktion oder "biologische Pumpe" (Berger & Keir, 1984; Berger et al., 1989; Eppley, 1989) kontrolliert die tatsächliche Menge an Kohlenstoff, die aus der Atmosphäre (als CO_2) abgezogen und schließlich im Sediment abgespeichert wird (9d-f). Ein weiterer Ansatz zur Produktivitätsberechnung wird in Vasileva (1987; 9g) beschrieben. Hier werden die Erhaltungsfaktoren anhand von lithologieabhängigen Produktivitätskoeffizienten angegeben. Im Gegensatz zu den anderen Autoren benutzt Vasileva (1987, in Levitan 1992) den C_{org}-Gehalt der Sedimente unterhalb der diagenetisch beeinflußten Zone und keine Oberflächensedimente. Die so berechneten Werte spiegeln daher nicht die rezente Situation wider. Nach Levitan (1992) sind die mit Vasilevas Formel berechneten Werte um Faktor 3,5 niedriger als die der anderen Autoren, solange die Produktivität unter 100-150 gC/cm^2/yr liegt.

Tab. 8: Formeln zur Paläoproduktivitätsberechnung unter oxischen und anoxischen Bedingungen.

Oxische Bedingungen

$$PPP = C_{org} * DBD / (0{,}0030 * LSR_B^{0,3)} \quad (9a)$$

(Müller & Suess, 1979)

$$PPP = 5.31 * (C_{org} * DBD)^{0,71} * LSR_B^{0,07} * DEP^{0,45} \quad (9b)$$

(Stein, 1986)

$$PPP = 15{,}9 * C_{org}^{0,66} * LSR_B^{0,66} * LSR_{B\text{-}C}^{-0,71} * DBD^{0,66} * DEP^{0,32} \quad (9c)$$

(Sarnthein et al., 1987)

$$PPP = 2{,}975 * C_{org}^{0,306} * LSR_B^{1,625} * DBD^{0,28} * DEP^{0,41} * LSR_{B\text{-}C}^{-1,30}$$

$$P_{neu} = 0{,}0238 * C_{org}^{0,6429} * LSR_B^{0,8575} * DBD^{0,5364} * DEP^{0,8292} * LSR_{B\text{-}C}^{-0,2392} \quad (9d)$$

(Sarnthein et al., 1988)

$$PPP = 61{,}390 * C_A^{0,250} * LSR_{B\text{-}C}^{-0,049} * DEP^{0,150} \quad (9e)$$

$$P_{neu} = 9{,}354 * C_A^{0,493} * LSR_{B\text{-}C}^{-0,105} * DEP^{0,300} \quad (9f)$$

(Sarnthein et al., 1992)

$$PPP / 10 = (C_A / \alpha) * 100\% \quad (9g)$$

(Vasileva, 1987)

Anoxische Bedingungen

$$PPP = (C_{org} * DBD * LSR_B)/ER \quad (9h)$$

(Brumsack, 1980)

$$PPP = 5 * C_{org} * DBD * LSR_B \quad (9i)$$

(Bralower & Thierstein, 1984)

PPP = Paläoprimärproduktion (gC/m^2/yr); P_{neu} = Exportproduktion (gC/m^2/yr); C_{org} = Organischer Kohlenstoff (Gew. %); C_A = Akkumulationsraten von organischem

Kohlenstoff (gC/cm²/ky); DBD = Trockenraumdichte (g/cm³); LSR_B = Lineare Sedimentationsrate des Gesamtsediments (cm/k.y.); LSR_{B-C} = Lineare Sedimentationsrate des karbonatfreien Rückstandes (cm/k.y.); DEP = Wassertiefe (m); ER = Erhaltungsrate (%); α = Produktivitätskoeffizient (lithologieabhängig; vgl. Tab. 9).

Tab. 9: Lithologieabhängiger Produktivitätskoeffizient α:

Tiefseetone	0,00078
Radiolarienschlämme	0,00297
Miopelagische Tone	0,00418
Karbonatschlämme mit LSR < 1cm/ky	0,00537
Karbonat-/Tonschlämme mit 10-70% Karb.	0,00653
Karbonatschlämme mit LSR > 1cm/ky	0,04218
Hemipelagische Sedimente	0,12538

Aus Tabelle 10 wird deutlich, daß die Berechnung der Paläoproduktivität mit den verschiedenen Formeln z.T. voneinander abweichende Werte ergeben können.

Tab. 10: Berechnung von Paläoprimärproduktivitäten mit von verschiedenen Autoren für oxische Bedingungen aufgestellte Formeln. Die Daten für die drei Fallbeispiele A, B und C stammen aus Sarnthein et al. (1988). * = nach der oben angegebenen Formel berechnet; *kursiv* = berechnet nach Berger et al. (1989); **fett** = berechnet nach Eppley & Peterson (1979).

	A		B		C	
Sedimentparameter						
Corg (Gew. %)	1,81		0,63		0,51	
Trockendichte(g/cm³)	0,988		0,419		0,569	
LSR (cm/ky)	6,8		4,5		3,2	
Teufe (mbsf)	812		1968		4713	
Paläoproduktivität (PPP)			**(gC/m²/yr)**			
(Müller & Suess, 1979)*	330		56		68	
(Stein, 1986)*	190		70		110	
(Sarnthein et al., 1987)*	180		70		100	
(Sarnthein et al., 1988)*	105		75		97	
(Sarnthein et al., 1992)*	90		59		65	
Exportproduktivität (Pneu)			**(gC/m²/yr)**			
(Müller & Suess, 1979)	**270**	*165*	8	*7,5*	12	*11*
(Stein, 1986)	**90**	*70*	12	*11*	30	*26*
(Sarnthein et al., 1987)	**80**	*64*	12	*11*	25	*22*
(Sarnthein et al., 1988)*	29	*24*	15	*13*	26	*20*
(Sarnthein et al., 1992)*	20	*18*	9	*8*	10	*10*

Die Beziehung zwischen Primärproduktion, Exportproduktion, Kohlenstoff-Fluß in einer bestimmten Wassertiefe (z.B. am Meeresboden) und der tatsächlichen Kohlenstoffakkumulation im Sediment kann in verschiedenen Ablagerungsräumen sehr unterschiedlich sein (vgl. Abb. 29), daher sind bei der Berechnung von Produktivitätswerten aus Sedimentdaten mit den oben beschriebenen Formeln einige grundlegende Voraussetzungen zu beachten:

(1) Die Formeln sind empirisch, d.h. sie basieren auf Beziehungen von Sinkstoffallenexperimenten und Sedimentdaten aus verschiedenen Ozeangebieten. Sie spiegeln nur die Richtigkeit dieses Datensatzes wider, können also *nicht* unbedingt für alle Ozeangebiete und insbesondere für spezielle Ausnahmesituationen angewendet werden.

(2) Kurzfristige Unregelmäßigkeiten wie z.B. Planktonblüten, die Einfluß auf die Exportproduktion nehmen, werden von den Berechnungen vernachlässigt.

(3) Die Formeln 9a-g gelten nur für oxische Tiefen-/Bodenwasserbedingungen (s.u.).

Grundlage der Produktivitätsgleichungen für oxische Bedingungen ist die Korrelation zwischen Sedimentationsrate und dem Gehalt an organischem Kohlenstoff im Sediment (Abb. 30; Stein, 1986; siehe auch Heath et al., 1977; Müller & Suess, 1979). Unter anoxischen Bedingungen besteht diese Beziehung nicht, die Erhaltungsrate ist hier auch bei niedrigen Sedimentationsraten relativ hoch, so daß zwischen 2 und 4% der primär produzierten organischen Substanz im Sediment eingebettet werden können (Tissot & Welte, 1984; Deuser, 1973; Bralower & Thierstein, 1984, 1987). Die oben aufgeführten Produktivitätsgleichungen sind für oxidierende Milieus aufgestellt worden und gelten nicht für euxinische bzw. anoxische Bedingungen (vgl. Tab. 11). Brumsack (1980) und Bralower & Thierstein (1984) haben aus speziellen Datensätzen, die hauptsächlich aus abgeschlossenen Ozeanbecken und Randmeeren stammen, Formeln zur Abschätzung der Paläoprimärproduktion unter anoxischen Bedingungen abgeleitet (9h+i). Die Ergebnisse zeigen, daß trotz relativ geringer Produktivität z.T. hohe Gehalte an organischem Kohlenstoff vorkommen können. Ein Beispiel dafür ist das Schwarze Meer, wo im pelagischen Bereich eine Primärproduktion von 70 $gC/m^2/yr$ einem C_{org}-Gehalt von 4-5 % im Sediment gegenüber steht (Shimkus & Trimonis, 1974; Izdar et al., 1983; Sorokin, 1982).

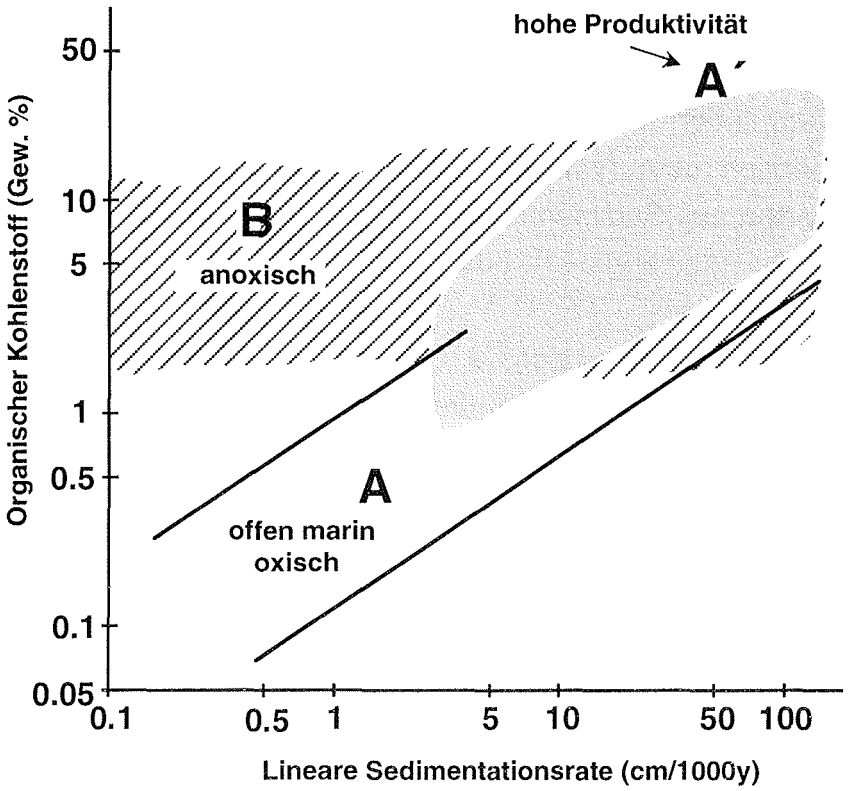


Abb. 30: Beziehung zwischen marinem organischem Material und Sedimentationsrate (aus Stein, 1986). Die Unterscheidung zwischen den Feldern A, A´und B beruht auf einem rezenten bis miozänen Datensatz aus Ablagerungsgebieten im offenen Ozean (A), Auftriebszonen (A´) und anoxischen Ablagerungsbedingungen (B).

Tab. 11: Paläoproduktivitätsberechnungen für anoxische Bedingungen im Schwarzen Meer. Die Beispiele zeigen, daß Formeln, die für oxische Verhältnisse aufgestellt wurden, bei anoxischen Verhältnissen nicht gültig sind und daher viel zu hohe Werte zeigen. Die mit den Gleichungen für anoxische Verhältnisse berechneten Produktivitätswerte entsprechen den rezent gemessenen. (vgl. Deuser, 1973; PPP in $gC/cm^2/yr$, Corg = 4 %, DBD = 1 g/cm^3, LSR = 4 cm/ky, Wassertiefe = 2000 m)

Gleichungen für oxische Verhältnisse		**PPP (gC/m2/yr)**
Formel 9a	(Müller & Suess, 1979)	880
Formel 9b	(Stein, 1986)	480
Formel 9c	(Sarnthein et al., 1987)	420
Gleichungen für anoxische Verhältnisse		
Formel 9h	(Brumsack, 1980)	80
Formel 9i	(Bralower & Thierstein, 1984)	55

Neben der Rekonstruktion der Oberflächenproduktivität aus dem C_{org}-Gehalt gibt es noch weitere Möglichkeiten, aus Sedimentdaten Paläoproduktivitäten abzuschätzen. Das Spurenmetall Barium kommt in Hochproduktivitätszonen deutlich angereichert im Sediment vor (Dymond, 1986; Bishop, 1988; Lea & Boyle, 1990). Es entsteht im Zusammenhang mit dem Abbau organischer Substanz durch anorganische Ausfällung von Baryt an absinkenden Partikeloberflächen (Bruland et al., 1989; Bishop, 1988). Da ein erheblicher Anteil des Bariums mit dem Terrigenmaterial in das Sediment kommt, kann das Verhältnis von Barium zu Aluminium als Produktivitätsanzeiger genommen werden (Dehairs et al., 1980; Gingele, 1992). Unterschiede in der Produktion zeigen sich auch in charakteristischen Vergesellschaftungen von Mikroorganismen (Berger & Killingley, 1977; Abrantes, 1988; Thiede, 1983; Mix, 1989) und in Änderungen der Kohlenstoffisotopenverhältnisse benthischer Foraminiferen (Shackleton et al., 1983; Curry & Crowley, 1987; Vincent & Berger, 1985; Zahn et al., 1986). Der Einbau von bestimmten Mengen bzw. Typen von Biomarkern in die organische Substanz von Nannoplankton kann ebenfalls Hinweise auf Produktivitätsschwankungen geben (Prahl & Muehlhausen, 1989; Brassell & Eglinton, 1983; Volkman et al., 1980).

7. Ergebnisse

7.1. Verteilung von organischem Kohlenstoff, Schwefel und Karbonat

Im Vergleich zu offen-marinen Ablagerungen sind die Sedimente der beiden untersuchten Kernpositionen durch sehr hohe Gehalte an organischem Kohlenstoff charakterisiert (Abb. 31).

Bohrung 798

Bei der Bohrung798 fällt eine deutliche Dreiteilung der Kurve auf. Zwischen 520 und 480 mbsf (Unterpliozän) treten die höchsten Werte bis über 6 Gew. % auf. Das Sediment ist in diesem Intervall von zahlreichen Turbidit-Schüttungen durchsetzt, die zu einer Zeit abgelagert wurden, als sich der Oki-Rücken noch nicht als morphologische Erhebung herausgebildet hatte (Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990). In diesem Bereich sind die Minimalwerte um 0,5 Gew.% auf das Auftreten von relativ reinen Quarzsandlagen (proximale Turbidite; vgl. Kap. 5.3.) zurückzuführen. Der mittlere Abschnitt (480-140 mbsf; oberes pliozän/unteres Pleistozän) ist durch C_{org}-Gehalte gekennzeichnet, die um einen Mittelwert von ca. 1,5 Gew. % variieren. Die Schwankungsbreite reicht von 0,2 bis über 3 Gew. %, wobei die Werte zum Hangenden leicht zunehmen. Die oberen 140 m der Bohrung 798 (oberes Pleistozän) fallen durch besonders stark schwankende C_{org}-Werte zwischen 0,7 und über 5 Gew. % auf. Diese Variationen werden durch die charakteristischen Zyklen mit ihren Wechseln von dunklen C_{org}-reichen zu hellen C_{org}-ärmeren Sedimenten verursacht.

Die Verteilung von Karbonat wird in den Sedimenten der Japan See sehr stark von den Lösungsbedingungen in der Wassersäule, d. h. der Tiefenlage der CCD (Karbonat-Kompensations-Tiefe), gesteuert. Besonders deutlich wird dies in der Karbonatkurve der Bohrung 798 (Abb. 31). Die Gehalte bewegen sich im unteren Abschnitt (520-210 mbsf) zwischen 0 und 3 Gew. %, einige Karbonatwerte erreichen jedoch bis zu 10 Gew. %. In den pleistozänen Sedimenten (210-0 mbsf) steigen die Werte rapide an und erreichen Konzentrationen bis 40 Gew. %. Auffallend sind dabei die starken Schwankungen der Gehalte, die in den zyklischen Hell/Dunkel-Abfolgen der oberen 140 m besonders deutlich auftreten. Die mäßige Korrelation zwischen C_{org}- und Karbonatgehalt deutet allerdings darauf hin, daß die helleren Partien nicht zwingend die höheren Karbonatgehalte aufweisen, sondern durchaus Unterschiede in den Zyklen vorhanden sind (Abb. 32; vgl. Diskussion).

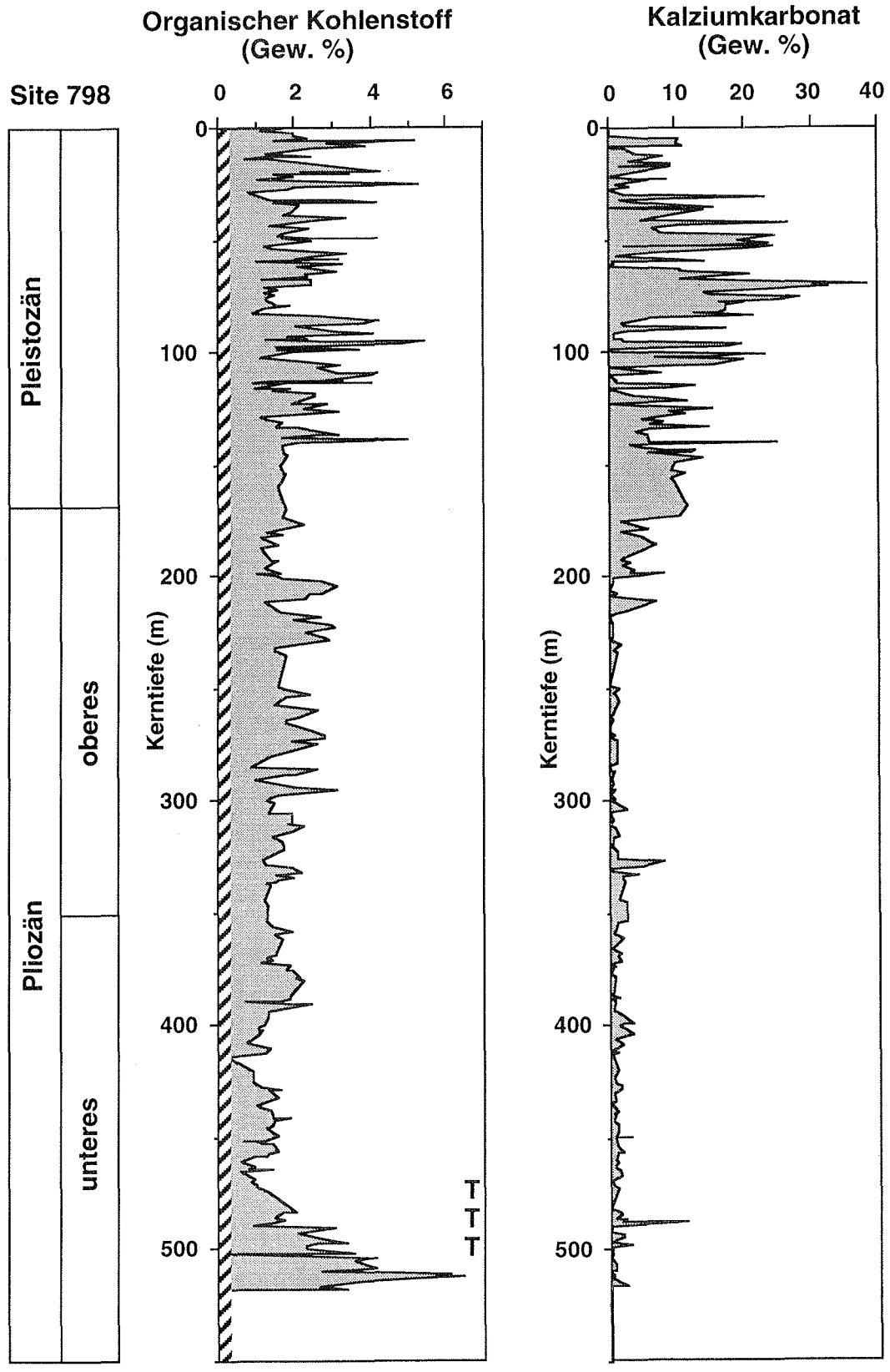


Abb. 31: Verteilung der Gehalte an organischen Kohlenstoff und Kalziumkarbonat der Bohrung 798 aufgetragen gegen die Kernteufe. T-Symbole deuten auf auf das Vorkommen von Turbiditen in den Sedimenten hin. Schraffiert ist der durchschnittliche C_{org}-Gehalt im offen-marinen Ablagerungsraum (McIver, 1975)

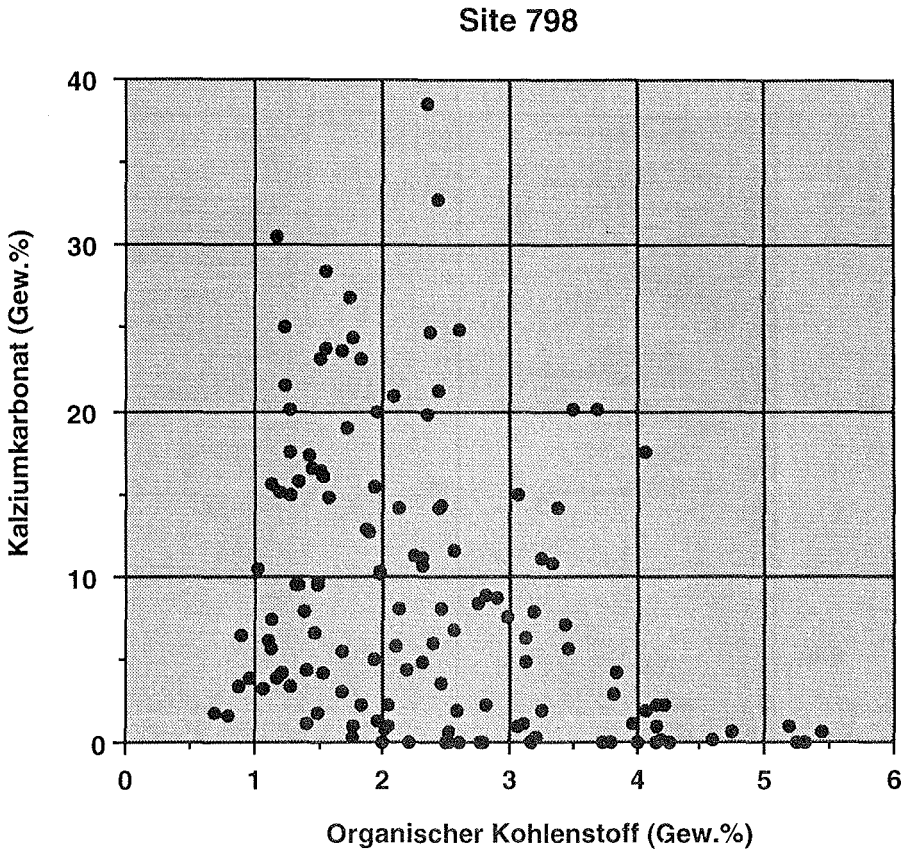


Abb. 32: Korrelationsdiagramm von organischem Kohlenstoff und Karbonat. Dargestellt sind nur die Werte der oberen 140 m der Bohrung 798, in denen sich die kleinzyklischen Hell/Dunkel-Abfolgen befinden.

An einem detaillierten Probensatz aus 30 cm-"channel"-Proben (vgl. Kap. 3) der Bohrung 798B wurde der Gehalt an organischem Kohlenstoff und Kalziumkarbonat bestimmt, um eine Probendichte und zeitliche Auflösung zu erreichen, die der Apertur von Bohrlochmeßdaten aus dem gleichen Kernabschnitt nahekommt (vgl. DeMenocal, 1992). Die terrigene Fraktion wurde am gleichen Probensatz von Dersch (1993) untersucht.

Durch die relativ engmaschige Beprobung ergab sich bei den Gehalten an organischem Kohlenstoff ein deutlich zyklisches Verteilungsmuster (Abb. 33a). Die Variationsbreite der Werte beträgt ca. 1 bis 3 Gew. % und schwankt ausgesprochen gleichmäßig um einen Mittelwert von ca. 2 Gew. %. Diese Zyklizität spiegelt sich allerdings nicht in den Karbonatgehalten der Sedimente wider (Abb. 33b). Ein Maximum mit Werten um 12 Gew. % ist nur zwischen 123 und 128 mbsf zu erkennen, ansonsten variieren die Gehalte zwischen 0 und 10 Gew. %. Dieser ungleiche Verlauf der Kurven ist auch im Korrelationsdiagramm für organischen

Kohlenstoff und Karbonat ersichtlich und deutet mit einem Korrelationskoeffizienten von unter 0,1 auf unterschiedliche Sedimentations- bzw. Erhaltungsmechanismen hin (Abb. 34).

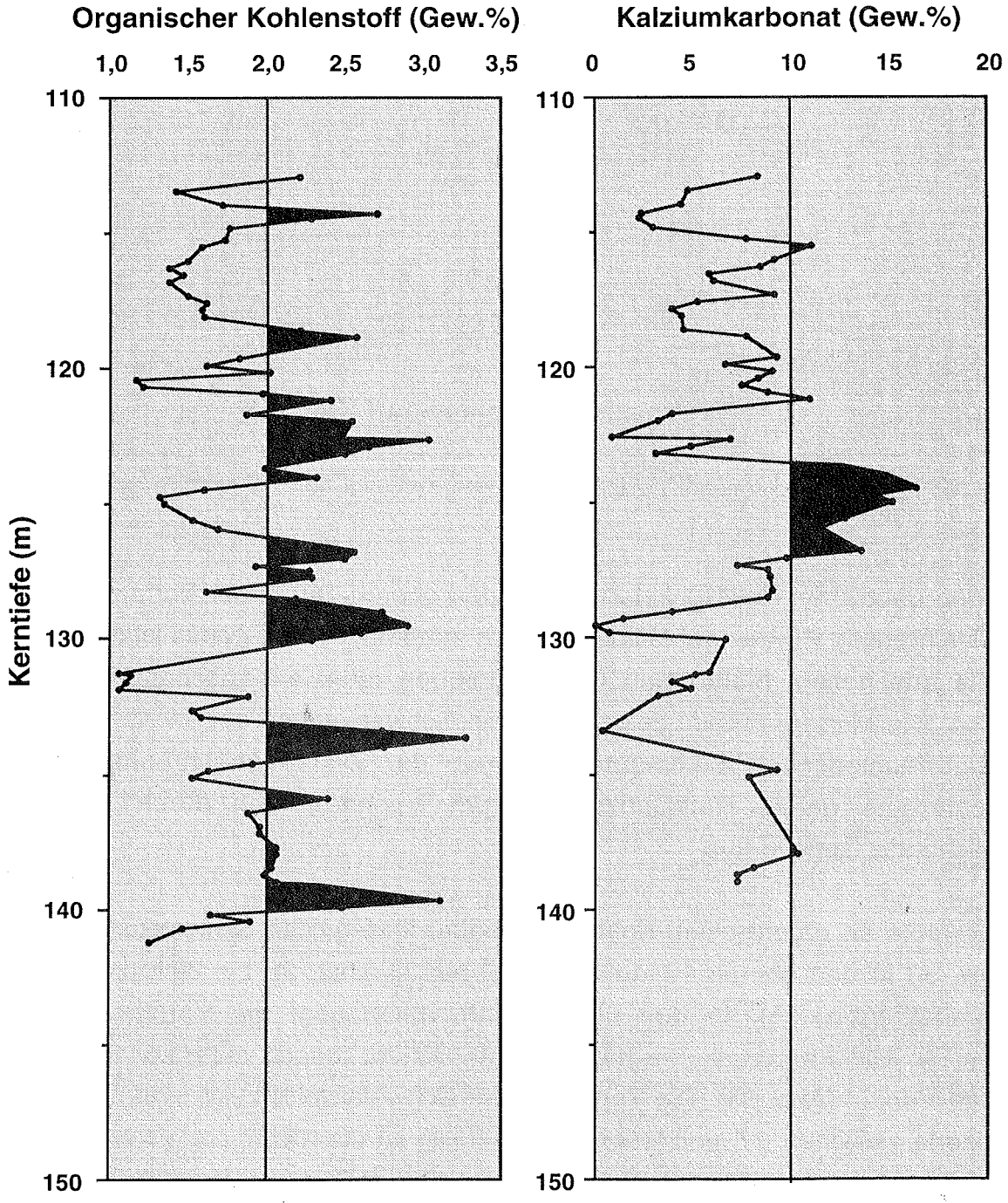


Abb. 33: Verteilung der Gehalte an organischem Kohlenstoff und Kalziumkarbonat in den "channel"-Proben der Bohrung 798B (s. Text).

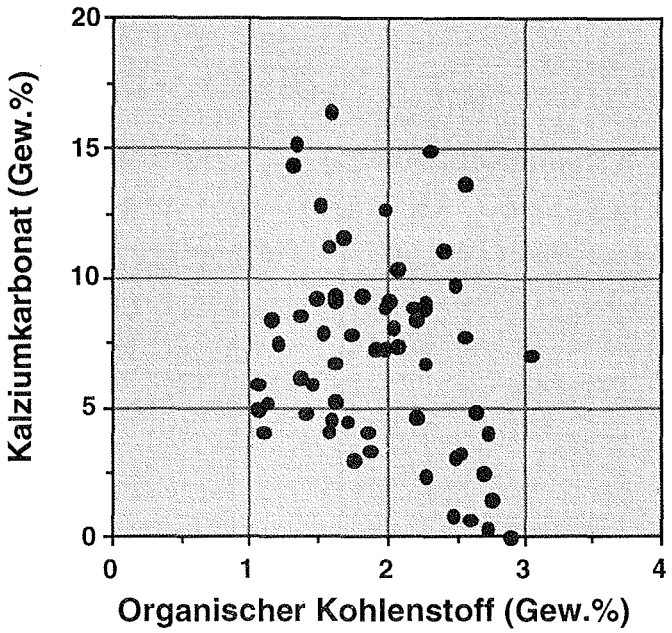


Abb. 34: Korrelationsdiagramm zwischen C_{org} und Karbonat der "channel"-Proben der Bohrung 798B.

Aus den deutlichen Hell/Dunkel-Zyklen in den oberen 140 m der Bohrung 798B sind sehr kleinräumig Proben genommen worden. Innerhalb eines Zyklus ist das Sediment jeweils aus hellen, bioturbaten und laminierten, dunklen Abschnitten untersucht worden. Die Meßergebnisse zeigen, daß die Schwankungen der Werte nicht nur auf die unterschiedlichen Sedimente innerhalb der Zyklen beschränkt sind. Auch verschiedene ganze Hell/Dunkel-Abfolgen zeichnen sich durch voneinander abweichende Gehalte aus.

Die Gehalte an organischem Kohlenstoff haben ihre größte Schwankungsbreite (bis 3 Gew. %) in den oberen 13 mbsf, von 22 bis 23 mbsf, 28 bis 29 mbsf und 34 bis 35,5 mbsf (Abb. 35). In den übrigen Intervallen liegt die Variation meist um 1 Gew. %. Die Karbonatkurve hat einen ähnlichen, jedoch nicht so stark schwankenden Verlauf (Abb. 35). Die Verteilung der Schwefelwerte zeigt eine relativ geringe Amplitude zwischen 0,5 und 2 Gew. %. Auffällig ist die niedrigere Variationsbreite in den Zyklen zwischen 21 und 13 mbsf sowie 25 und 24 mbsf. Bei den Verhältnissen von organischem Kohlenstoff und Schwefel liegt die Schwankungsbreite zwischen 1 und 4, wobei die Streuung innerhalb der Zyklen gerade von 27 bis 18 mbsf und 8 bis 6 mbsf erhöht ist (max. 2). In den anderen Intervallen der Abfolge liegen die Amplituden der C/S-Kurve meist zwischen 1 und 1,5.

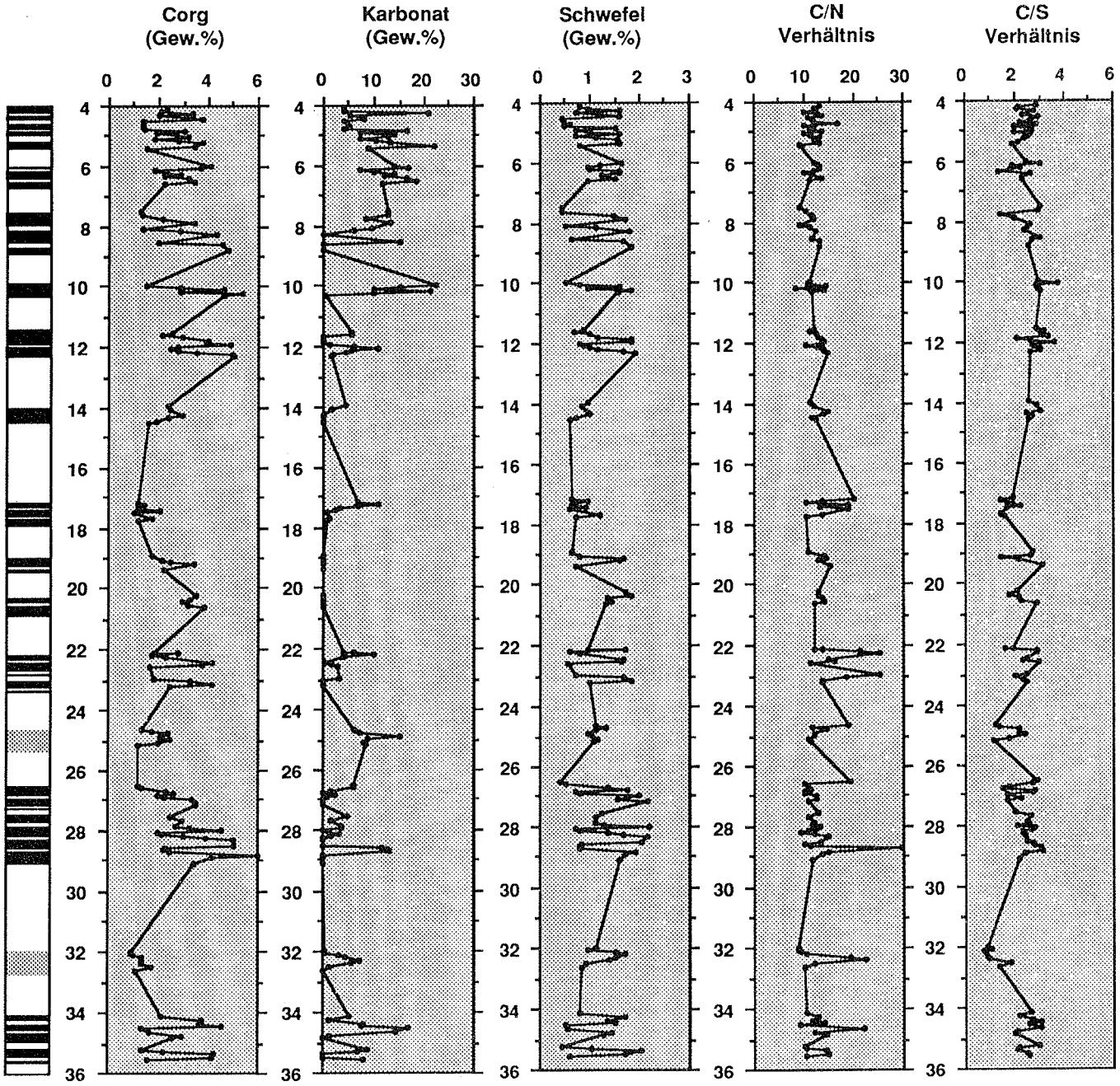


Abb. 35: Organischer Kohlenstoff, Karbonat und Schwefel, sowie die C/S- und C/N-Verhältnisse in den Hell/Dunkel-Zyklen der Bohrung 798B, aufgetragen gegen die Kerntiefe in Metern. Die Kleinzyklen sind links in einer Säule schematisiert dargestellt, wobei jeweils ein schwarzer Balken für einen Zyklus steht. Graue Balken deuten schwache Hell/Dunkel-Kontraste an.

Bohrung 799

Die Sedimente der Bohrung 799 zeigen wie auf dem Oki-Rücken z.T. extrem hohe C_{org}-Gehalte zwischen 0,5 und 0,7 Gew. % (Abb. 36). Zwischen 1100 und 450 mbsf (unteres bis oberes Miozän) sind die Werte allgemein höher als im hangenden

Abschnitt, die Schwankungsbreite von ca. 4 Gew. % ist jedoch ähnlich. Ein relativ deutliches Maximum findet sich zwischen 700 und 400 mbsf (mittleres bis oberes Miozän), die Werte steigen hier auf über 6 Gew. % an. In den obersten 120 m der Abfolge (Pleistozän) sind wiederum Hell/Dunkel-Zyklen mit starken C_{org}-Schwankungen zu erkennen.

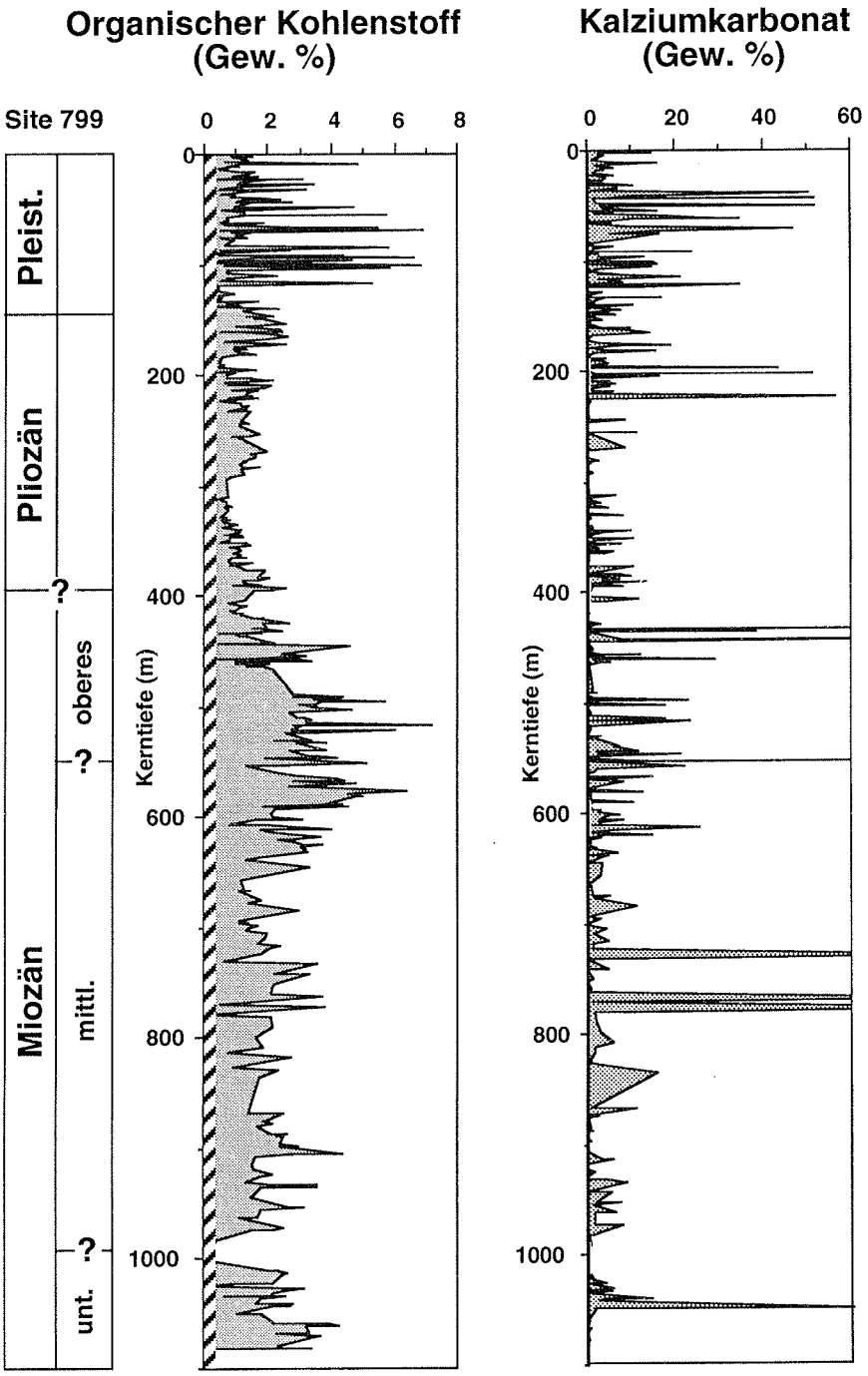


Abb. 36: Verteilung der Gehalte an organischem Kohlenstoff und Kalziumkarbonat der Bohrung 799 gegen die Kernteufe aufgetragen. Schraffiert ist der durchschnittliche C_{org}-Gehalt im offenmarinen Ablagerungsraum (McIver, 1975).

Im Gegensatz zum Oki-Rücken (Bohrung 798) weist die Karbonatsedimentation im Kita-Yamato Graben bei der Bohrung 799 ein ausgeprochen wechselhaftes Verhalten auf. Die Werte schwanken durchgehend zwischen 0 und 15 Gew. %, und Maximalwerte bis über 60 Gew. % kommen über den gesamten Kern verteilt vor (Abb. 36). Daß diese hohen Karbonatwerte trotz der Wassertiefe der Bohrung unter der CCD im Sediment vorkommen, liegt zum einen an der raschen turbiditischen Einbettung des Materials. In manchen Lagen sind fast ausschließlich Foraminiferen mit einem Trübestrom abgelagert worden (Globigerinenschlamm). Zum anderen kam es in der gesamten Abfolge häufig zur Bildung von authigenem Karbonat, meist Magnesium-Kalzit und Dolomit sowie an manchen Stellen Siderit, die sich in den maximalen $CaCO_3$-Werten > 50 Gew. % widerspiegeln (Ingle, Suyehiro, von Breyman et al.,1990).

7.2. Zusammensetzung des organischen Materials

Um die Zusammensetzung der organischen Substanz zu bestimmen, sind C/N-Verhältnisse, Rock-Eval-Pyrolysedaten, stabile Kohlenstoffisotope und die Maceralzusammensetzung bestimmt worden (vgl. Kap.6).

7.2.1. C/N-Verhältnisse

Bohrung 798

In den Sedimenten der Bohrung 798 schwanken die C/N-Verhältnisse zwischen > 5 und über 15 (Abb. 37). Generell zeigt die Kurve erhöhte Werte in den unteren 100 m der Abfolge, d. h. in dem Intervall mit dem gehäuften Auftreten der Turbidite. Der Trend der C/N-Verhältnisse verläuft ähnlich wie bei der C_{org}-Kurve, auch das mittlere Intervall von 460 bis 140 mbsf zeigt leicht niedrigere Werte. Im obersten Abschnitt sind die Verhältnisse wieder etwas höher und schwanken um einen Mittelwert von ca. 10. Lediglich im Abschnitt von 22 bis 35,5 mbsf kommt es vereinzelt zu Maximalwerten bis 30.

Bohrung 799

Das organische Material der Bohrung 799 ist durch einen Mittelwert der C/N-Verhältnisse von ca. 10-15 charakterisiert (Abb. 37), allerdings zeigen sich im Verlauf der Kurve auffällige kurzfristige Wechsel von hohen zu niedrigen Werten. Die Maxima erreichen Werte bis 20 und streuen über den gesamten Bereich der Kurve. Das Minimum zwischen 990-1000 mbsf hängt mit einer mächtigen rhyolithischen Tufflage zusammen, die nahezu kein organisches Material enthält. In den unteren 100 m des Kerns zeigen sich leicht ansteigende C/N-Verhältnisse mit Höchstwerten um 30.

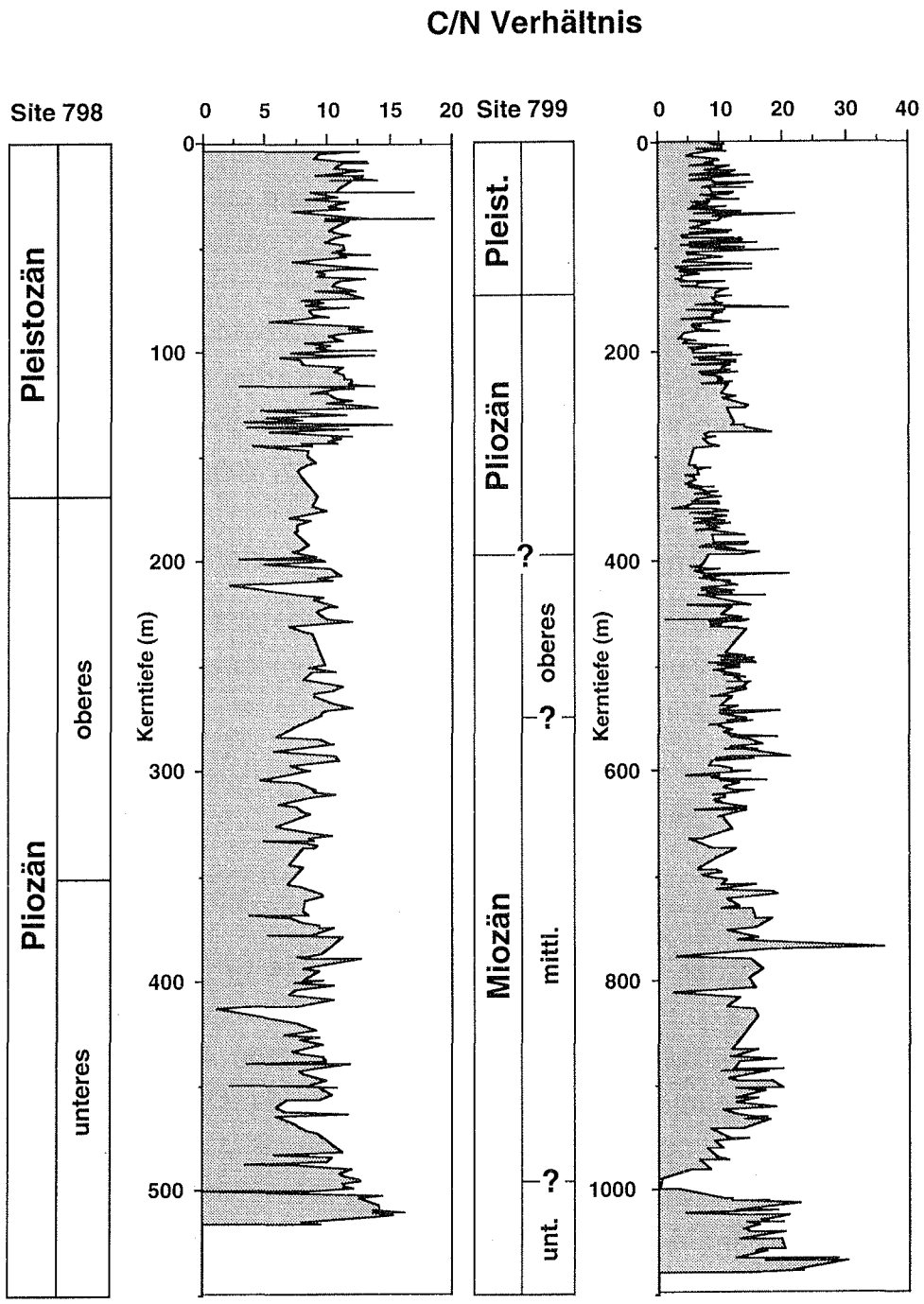


Abb. 37: Verteilung der C/N-Verhältnisse der Bohrungen 798 (links) und 799 (rechts) aufgetragen gegen die Kernteufe.

7.2.2. Rock-Eval-Pyrolyse

Die Ergebnisse der Rock-Eval Pyrolyse der Leg 128-Proben sind jeweils gegen die Teufe dargestellt. Wasserstoffindex- (HI) und Sauerstoffindexwerte (OI) sind zusätzlich in ein vanKrevelen-Diagramm geplottet worden (Abb. 40), um das organische Material in Hinblick auf seine Herkunft und thermische Reife zu charakterisieren.

Die Verteilung des HI für die Bohrung 798 zeigt über die gesamte Abfolge ein relativ einheitliches Bild (Abb. 38a). Die Schwankungsbreite liegt bei 100 bis 600 $mgHC/gC_{org}$, wobei die Werte im liegenden Teil (517-200 mbsf) zwischen 200 und 400 $mgHC/gC_{org}$ und im hangenden Teil (200-0 mbsf) zwischen 100 und 300 $mgHC/gC_{org}$ dominieren. Eine völlig andere Verteilung hat dagegen der Sauerstoffindex in dieser Bohrung (Abb. 38b). Extrem niedrige Werte um 40 $mgCO_2/gC_{org}$ finden sich sich im gesamten unteren Kernabschnitt (517-150 mbsf). Danach steigen die Werte langsam an und variieren bis zum Kerntop zwischen 100 und 500 $mgCO_2/gC_{org}$. Auf ein durch die gesamte Schichtsäule hindurch ausgesprochen unreifes Sediment deuten die T_{max}-Temperaturen hin, die zwischen 390 und 430°C schwanken (Abb. 38c).

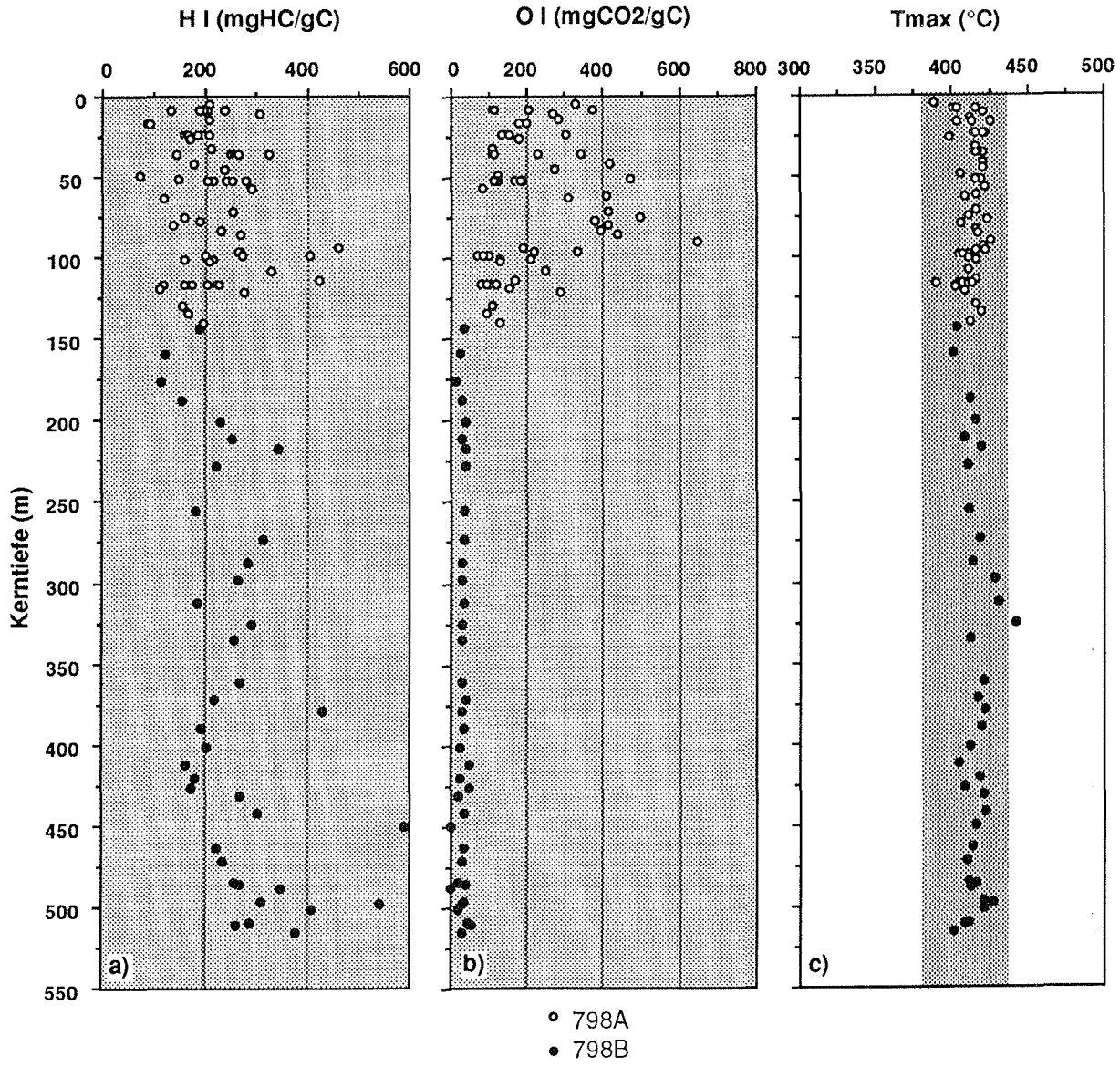


Abb. 38: Verteilung des Wasserstoffindex (a), Sauerstoffindex (b) und der Tmax-Temperatur (c) in den Sedimenten der Bohrung 798, aufgetragen gegen die Kernteufe. Offene Kreise = 798A; Geschlossene Kreise = 798B

Die Ergebnisse der an den Zyklenproben durchgeführten Pyrolysemessungen sind in Abbildung 39 gegen die Kernteufe dargestellt. Gerade bei den Messungen des Wasserstoff- und Sauerstoffindex wird besonders deutlich, daß die einzelnen Kleinzyklen völlig unterschiedliche Wertemuster aufweisen. Die organische Fraktion ist also nicht aus gleichem Material aufgebaut, sondern zeigt z.T. große Unterschiede auch in Zyklen, die vom sedimentologischen Aufbau sehr ähnlich erscheinen. Die T_{max}-Temperatur deutet auf eine durch die gesamten 36 m der Abfolge einheitliche thermische Reife hin.

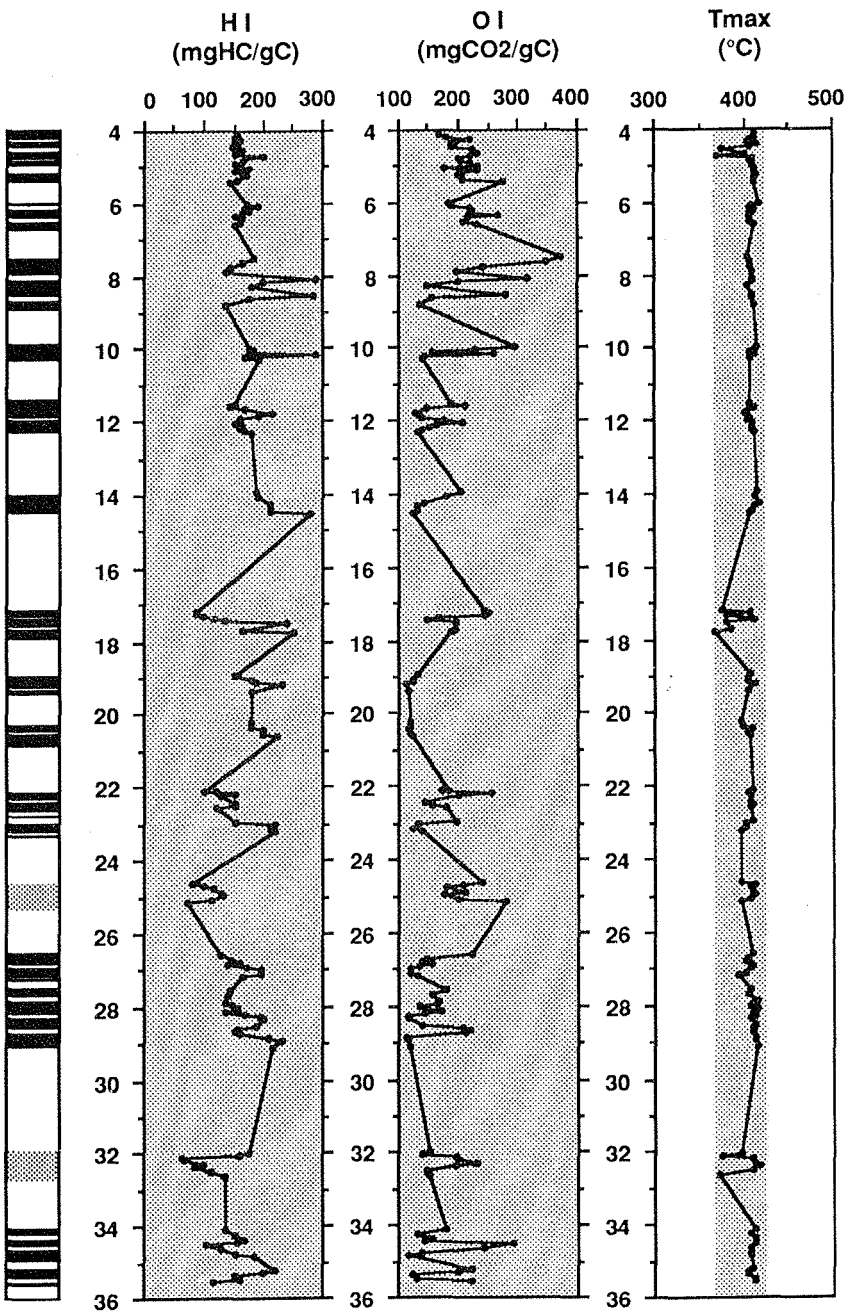


Abb. 39: Verteilung der Pyrolyseergebnisse in den detailliert beprobten Hell/Dunkel-Zyklen der Bohrung 798B (vgl. Abb. 35). Kerntiefe in Metern.

Die Bestimmung der Kerogentypen des Sediments im vanKrevelen-Diagramm ergab unterschiedliche Ergebnisse für 798A und 798B. Die Datenpunkte der jüngeren Ablagerungen fallen hauptsächlich zwischen das Feld II und III (Abb. 40), was wahrscheinlich mit dem Vorhandensein von labilen Zuckern zusammenhängt, die im oberen Teil des Kerns noch nicht abgebaut worden sind. Sämtliche Proben aus dem B-Kern liegen zwischen dem Feld I und II, was auf aquatisches organisches Material hinweist (Abb. 40).

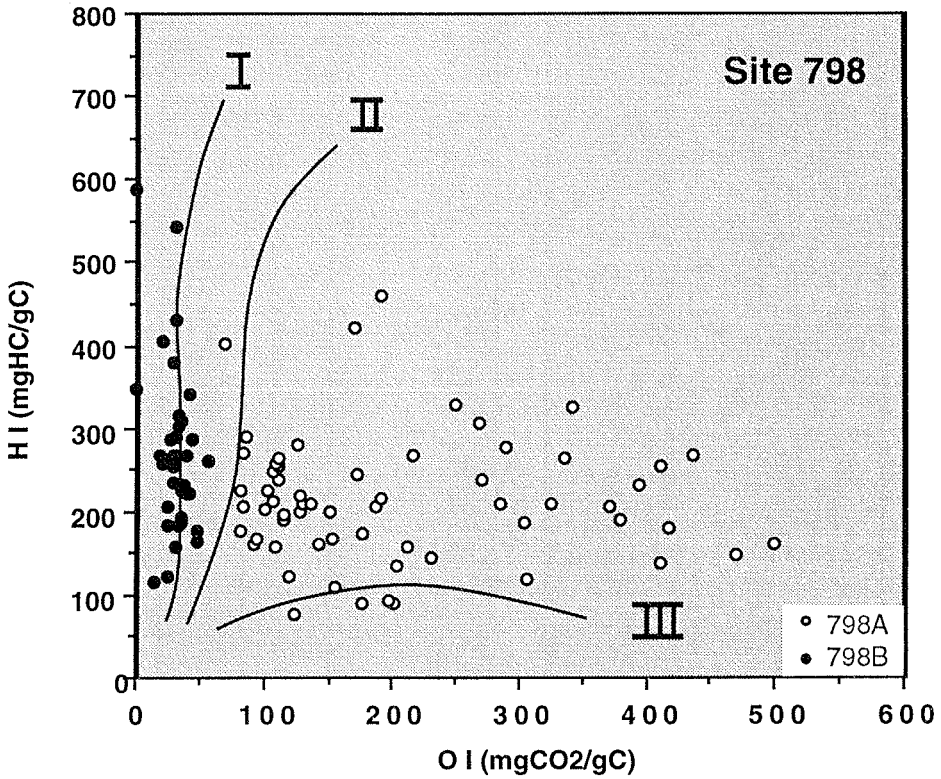


Abb. 40: Darstellung der Wasserstoffindex- und Sauerstoffindexwerte der Bohrung 798 in einem van Krevelen-Diagramm (vgl. Tissot und Welte, 1984). Kerogentyp I und II = marin; Kerogentyp III = terrigen. Offene Kreise = 798A; Geschlossene Kreise = 798B.

Die Bohrung 799 ist durch HI-Werte zwischen 50 und 500 mgHC/gC_{org} charakterisiert, wobei die Amplitude der Daten meist um 200 mgHC/gC_{org} liegt (Abb. 41a). Deutlich zeigt sich ein Trend zu niedrigeren Werten im hangenden Abschnitt. Die Sauerstoffindexkurve zeigt, wie im unteren Teil der Bohrung 798, sehr niedrige Werte (10-150 mgCO_2/gC_{org}), allerdings nimmt die Schwankungsbreite vom Liegenden zum Hangenden auffällig zu (Abb. 41b). Auf eine thermisch sehr geringe Beanspruchung der Sedimente deuten die T_{max}-Temperaturen mit Werten zwischen 380 und 430°C hin (Abb. 41c).

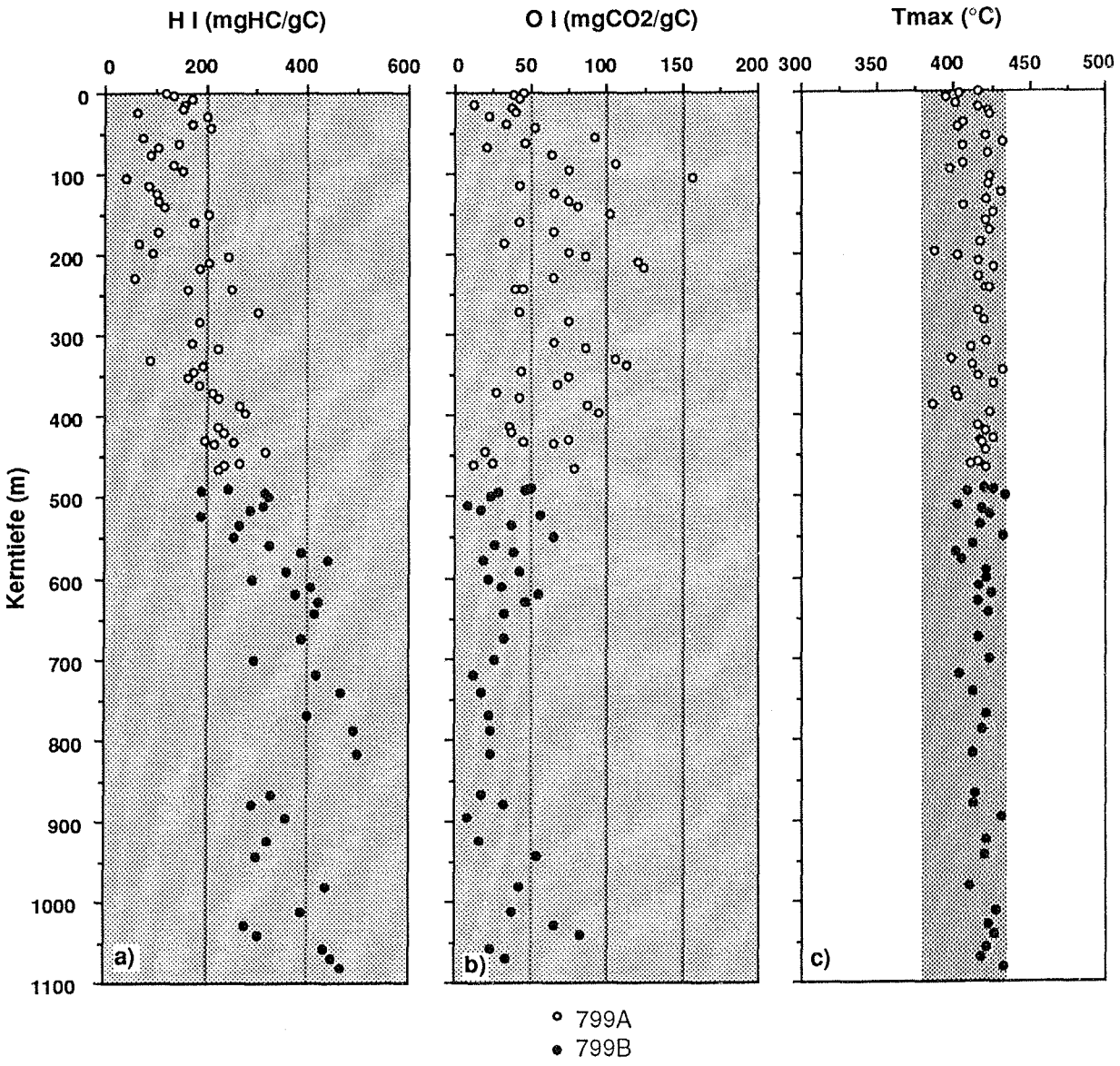


Abb. 41: Verteilung des Wasserstoffindex (a), Sauerstoffindex (b) und der Tmax-Temperatur (c) in den Sedimenten der Bohrung 799 aufgetragen gegen die Kernteufe. Offene Kreise = 798A; Geschlossene Kreise = 798B

Nach dem vanKrevelen-Diagramm setzt sich das organische Material der Site 799-Sedimente aus allen drei Kerogentypen zusammen (Abb. 42). Die Werte streuen über die drei Typ-Zweige, dominieren jedoch in den Feldern I und II. Außerdem fallen fast nur Proben von Hole 799A in das Feld III bzw. zwischen II und III, während die 799B-Proben eher aus Kerogen I und II bestehen.

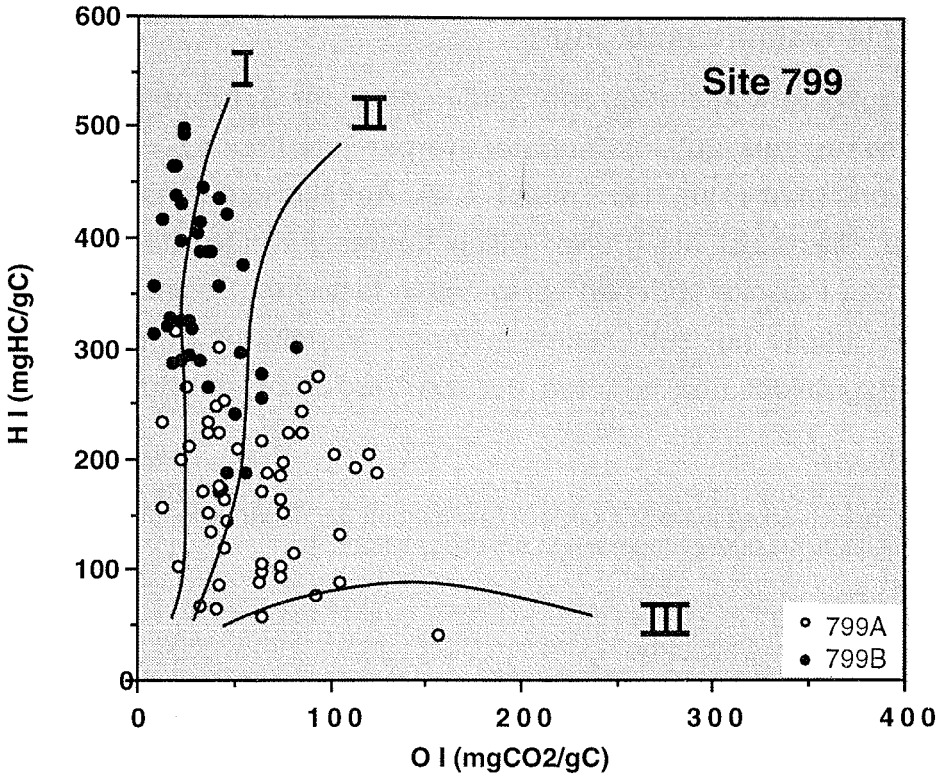


Abb. 42: Darstellung der Wasserstoffindex- und Sauerstoffindexwerte der Bohrung 799 in einem vanKrevelen-Diagramm (vgl. Abb. 40). Offene Kreise = 798A; Geschlossene Kreise = 798B.

7.2.3. Stabile Kohlenstoffisotope

Bei den Verteilungen der Kohlenstoffisotopenverhältnisse in der organischen Substanz aus den Zyklenproben fällt auf, daß die Gesamtvariation von -25 bis -21‰ relativ hoch ist, während innerhalb der Hell/Dunkel-Zyklen die Werte nur um ca. 1 ‰ schwanken (Abb. 43).

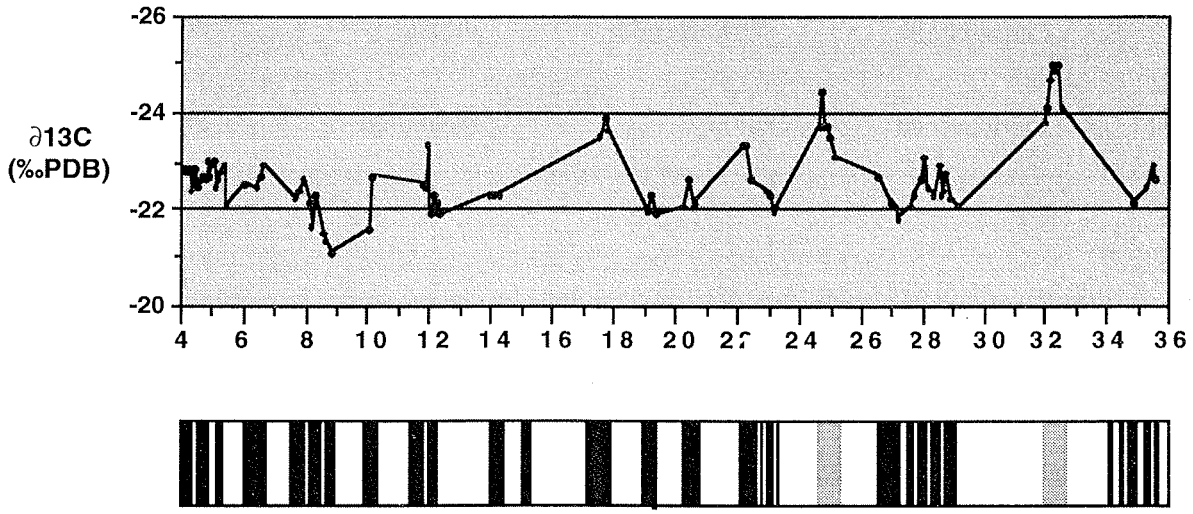


Abb. 43: Verteilung der $\partial^{13}C$-Verhältnisse in den detailliert beprobten Hell/Dunkel-Zyklen der Bohrung 798B (vgl. Abb. 35).

7.2.4. Maceralzusammensetzung

Das weitaus häufigste Maceral in den Sedimenten der Bohrungen 798 und 799 ist Alginit, der entweder als gut erkennbarer Körper erhalten ist, oder als Lamalginit (Liptodetrinit) vorkommt (Tab. 12; Tafel 1 + 2). Auffällig gut erhalten sind ebenfalls Chlorophyllinite, die meist als große rötlich fluoreszierende Macerale ausgebildet sind. Sporinite und Pollinite kommen vereinzelt in fast allen Sedimenten vor, während gut erkennbare Cutinite nur sehr selten auftreten. Vitrinite und Inertinite sind extrem selten, klein ausgebildet und konnten nur als Vitro- bzw. Inertodetrinit identifiziert werden.

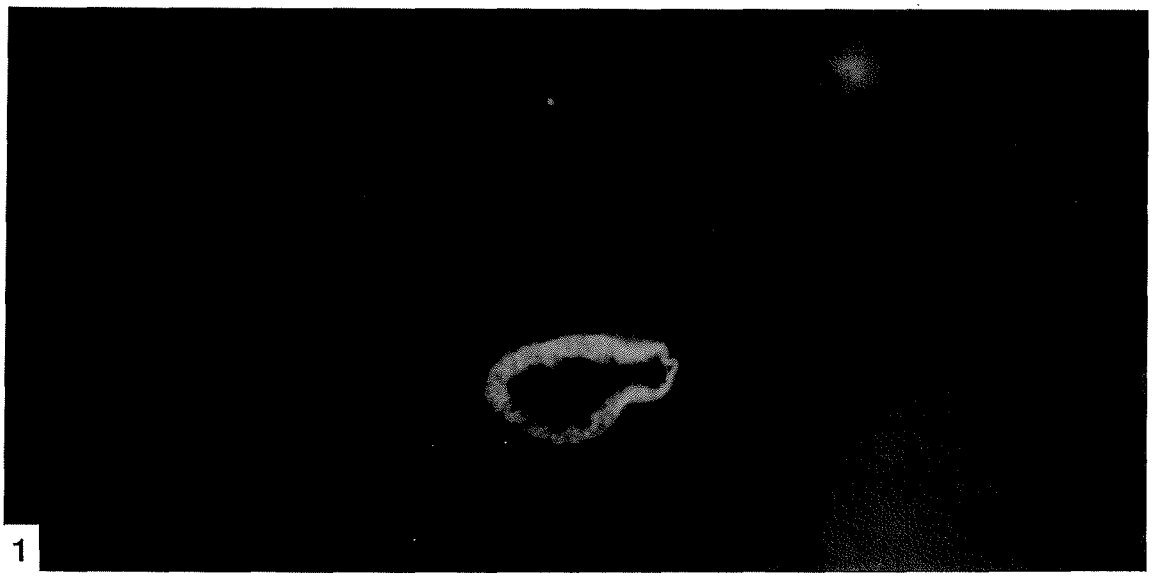
Tab. 12: Mikroskopisch erkennbare Macerale in Sedimenten der Japan See und ihre Zuordnung in die Nomenklatur (Klassifizierung nach Stach et al., 1982)

Maceral-gruppe	Maceral	Fluoreszenz	Reflektions-farbe	Ausbildung
Vitrinit	Vitrodetrinit	keine	braungrau	extrem klein
Liptinit	Alginit	hellgrün	dunkel	(a) große Macer. (b) kleine Fäden
	Sporinit	hellgrün-gelb	dunkel	deutlich
	Pollinit	hellgrün-gelb	dunkel	deutlich
	Cutinit	grünlich-braun	dunkel	deutlich, groß
	Chlorophyllinit	orange-rot	dunkel	(a) undeutl. Fäden (b) diffus verteilt
	Liptodetrinit	schwach grün	dunkel	undeutlich
Inertinit	Inertodetrinit	keine	mittelgrau	extrem klein

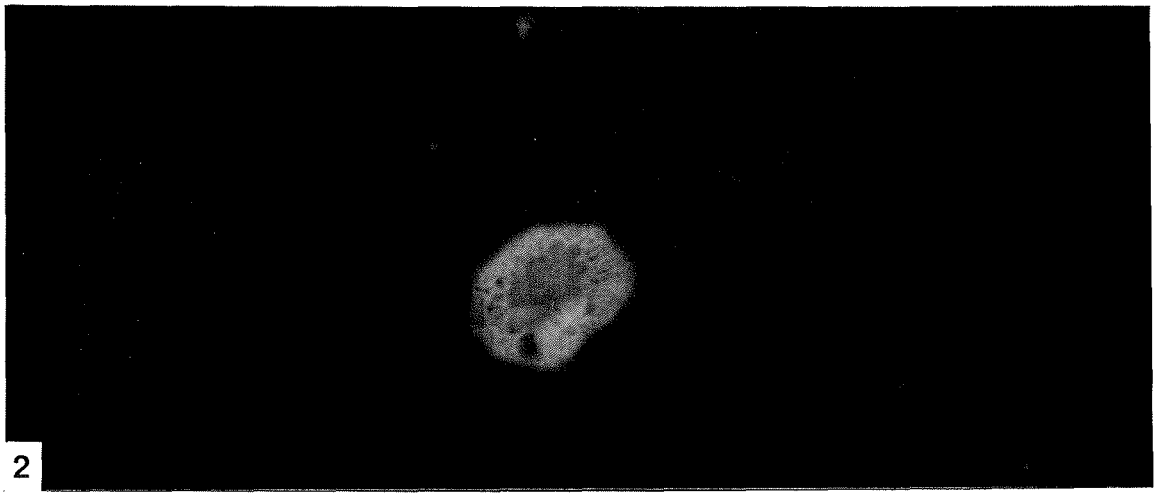
Tafel 1: Verschiedene Macerale aus den Sedimenten der Japan See. (1) 798A/12-8/0 cm; Alginit, gefüllt mit Pyritframboiden; Bildbreite = 0,3 mm. (2) 798C/2-4/73 cm; Alginit; Bildbreite = 0,3 mm. (3) 798A/12-8/62 cm; Diatomeenlage; schwarze Punkte = Pyritframboide; Bildbreite = 0,3 mm. Klassifizierung der Macerale nach Stach et al. (1982).

Tafel 2: Verschiedene Macerale aus den Sedimenten der Japan See. (1) 799A/2-5/91 cm; Lamalginit (gelbliche Laminae); Bildbreite = 0,7 mm. (2) 799A/2-5/91 cm; Chlorophyllinit (rote Schlieren); Bildbreite = 0,7 mm. (3) 798A/11-4/2 cm; Cutinit; Bildbreite = 0,3 mm. Klassifizierung der Macerale nach Stach et al. (1982).

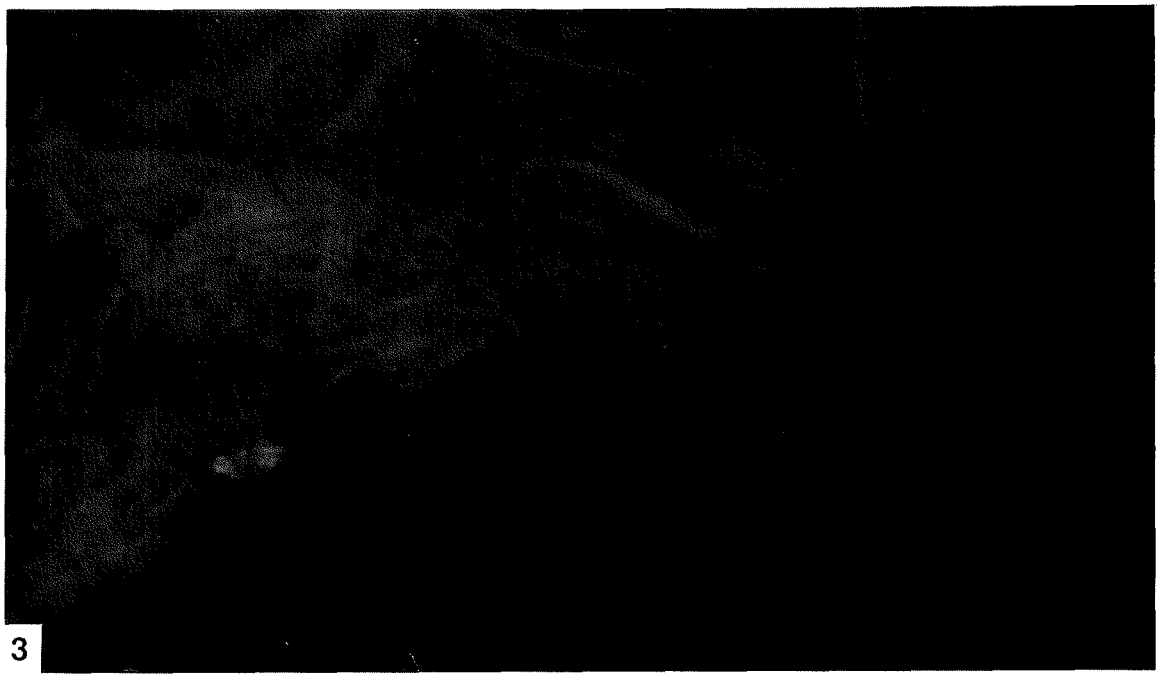
Tafel 1



1



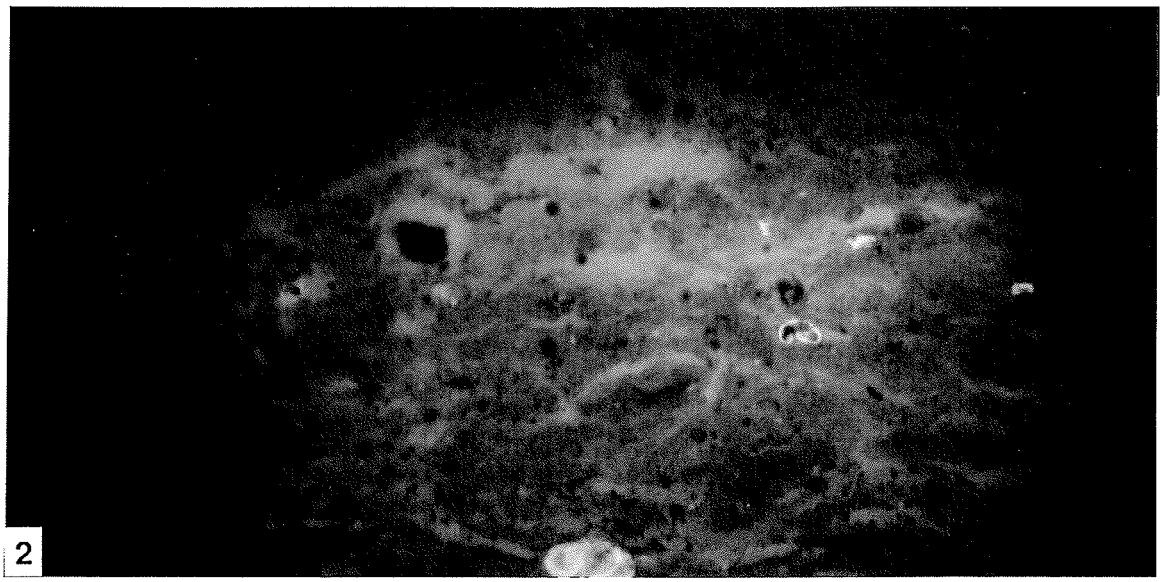
2



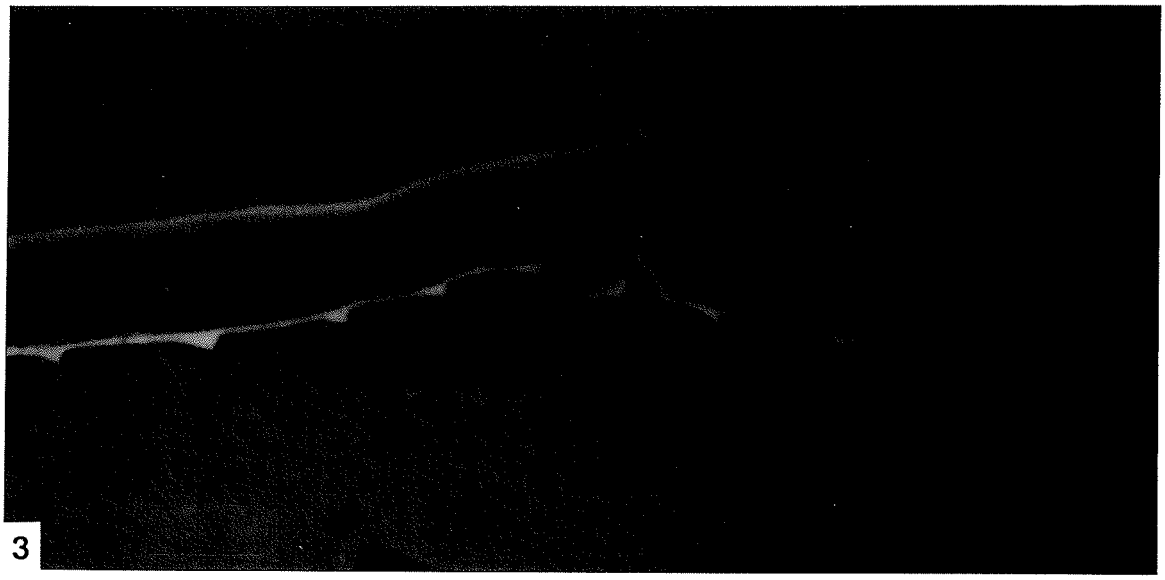
3

Tafel 2

1



2



3

Da der größte Teil der organischen Komponenten (Macerale) in submikroskopischer Form als Hintergrundfluoreszenz auftritt, ist eine genaue quantitative Bestimmung mit Hilfe der Kerogenmikroskopie nicht möglich. Dominierende Maceralgruppen können jedoch bestimmten Sedimenttypen zugeordnet werden und sind in der nachfolgenden Faziesuntergliederung aufgeführt.

7.3. Differenzierung von verschiedenen Sedimentfaziestypen

Von Sedimenten der Bohrungen 798 und 799 wurden sowohl Harzpräparate als auch Dünnschliffe hergestellt und mikroskopisch untersucht. Ziel dieser Untersuchungen ist eine Differenzierung verschiedener Fazieseinheiten und die Charakterisierung von Sedimenttypen. Die auf den ersten Blick schon deutlich unterschiedlichen Sedimente sind grob in sieben Faziestypen unterteilbar. Ein Unterscheidungsmerkmal ist die Sedimentfarbe, die von dunkelbraun-schwarz über hellbraun bis olivgrün und hellgrau reicht. Ein weiteres Kriterium ist das Sedimentgefüge. Es kommen sämtliche Übergangsstadien von vollständig bioturbat bis extrem feinlaminiert vor. Die Sedimente sind oft relativ feinkörnig, Komponenten der Sandfraktion meist biogener Herkunft und nur in Ausnahmefällen Quarzsande aus Turbiditschüttungen. Im Folgenden werden die unterschiedlichen Faziestypen stichwortartig beschrieben.

Hemipelagische Sedimente

Fazies 1: Wechsel von hellen und dunklen feinen Laminae; vereinzelt Foraminiferen; hellere Lagen aus fast reinen Diatomeen- bzw. Dauersporenlagen; dunkle Schichten meist terrigen; starke grünliche Fluoreszenz; Diatomeen z.T. sehr gut erhalten; das gesamte Sediment meist karbonatarm bzw. -frei; Lamination nicht durch Bioturbation gestört.

Fazies 2: Dunkelbraunes Sediment; kaum Lamination oder Bioturbation zu erkennen; z.T gut erhaltene planktische Foraminiferen; große fluoreszierende Macerale, meist Alginite; starke Hintergrundfluoreszenz; Sediment ansonsten sehr feinkörnig und ubiquitär mit feinverteilter organischer Substanz durchsetzt; Karbonat vorhanden; Diatomeen und Radiolarien vorhanden.

Fazies 3: Hellbraunes bis hellgraues Sediment ohne Lamination; meist vollständig bioturbiert; z.T. sehr karbonatreich, Coccolithen-Schlamm; sehr feinkörnig; ohne deutlich erkennbare Organismen; unter Fluoreszenzanregung nur schwach grün leuchtend; vereinzelt Maceralfragmente erkennbar.

Hemipelagische Sedimente mit authigenen Mineralen

Fazies 4: Schwarzes bis dunkelbraunes laminiertes Sediment; wechselt mit weißgrauen flaserigen Lagen im mm- bis cm-Bereich; tonige dunkle Matrix sehr C_{org}-reich; unter Fluoreszenzanregung stark grün leuchtend; Macerale fragmentiert; helle Lagen karbonatreich, authigener Dolomit; Biogenopal wie Diatomeen oder Radiolarien im Sediment vorhanden; Dolomitlagen oft von roten Kondensationshorizonten begleitet; z.T. bioturbiert.

Turbiditisch beeinflußte Sedimente

Fazies 5: Grobes bis mittelkörniges terrigenmaterialreiches Sediment; Farbe mittel-hellbraun über dunkel-hellgrau; oft mm-breite rote Kondensationshorizonte; Farbe wechselt in der Helligkeit z.T. im mm- bis cm-Bereich; vorzugsweise Gradierung; wenig Karbonat; nur schwach fluoreszierend, aber mit deutlichen Maceralfragmenten; Gradierung wiederholt sich oft im cm-Bereich; bioturbat durch Wurmgänge.

Fazies 6: Fast reine Sande aus planktischen Foraminiferen; Fossilerhaltung sehr gut; Schüttungen, durchsetzt mit feinkörnigem Material; vergleichbar mit dem Sandstein der Fazies 7.

Fazies 7: Fast reiner Quarzsandstein; feinere Partikel in den Zwischenräumen; grobe Pflanzenreste; nur sehr schwach grün fluoreszenzierend; keine erhaltenen Liptinit-macerale im Sediment; z.T. grünliche Glaukonitkörner enthalten; keine Gradierung im Probenblock zu erkennen.

Die sieben Fazieseinheiten kommen in verschiedenen Horizonten der Schichtsäulen der Bohrungen 798 und 799 vor. Eine genaue Zuordnung ist allerdings nicht immer möglich, da sich die verschiedenen Faziestypen z.T. überschneiden oder in raschem Wechsel aufeinanderfolgen. Auch Bioturbation trägt dazu bei, daß die Sedimente oft vollständig vermischt werden.

Der turbiditisch beeinflußte unterpliozäne Abschnitt der Bohrung 798 enthält die Faziestypen 5 bis 7 und untergeordnet die gleichförmigen Sedimente der Fazies 3. Im oberpliozänen Bereich kommen die Faziestypen 1 bis 3 vor, wobei Fazies 3 in den meisten Intervallen dominiert. Die kurzfristigen Hell/Dunkel-Zyklen in den oberen 140 m der Bohrung 798 werden ebenfalls durch die ersten drei Faziestypen dominiert. Der Karbonatgehalt von Faziestyp 3 kann dabei sehr stark schwanken.

Im unter- und unteren mittelmiozänen Abschnitt der Bohrung 799 (vgl. Kap. 2) sind fast ausschließlich die Faziestypen 5 und 7 vertreten, nur zum hangenden hin dominiert Faziestyp 4. Im mittel- und obermiozänen Abschnitt der Bohrung kommen meist die hemipelagischen Faziestypen 1 bis 3 sowie Fazies 4 vor. Der von Turbiditen durchsetzte hangende Abschnitt besteht hauptsächlich aus Fazies 6 und 7, ansonsten sind immer wieder die hemipelagischen Faziestypen 1-3 zwischengeschaltet.

Da hier nur einzelne Sedimentblöcke und Dünnschliffe mikroskopisch untersucht wurden, ist Abb. 14 keine vollständige Bestandsaufnahme, sondern eine Darstellung dominierender Faziestypen in den entsprechenden Horizonten der Bohrungen.

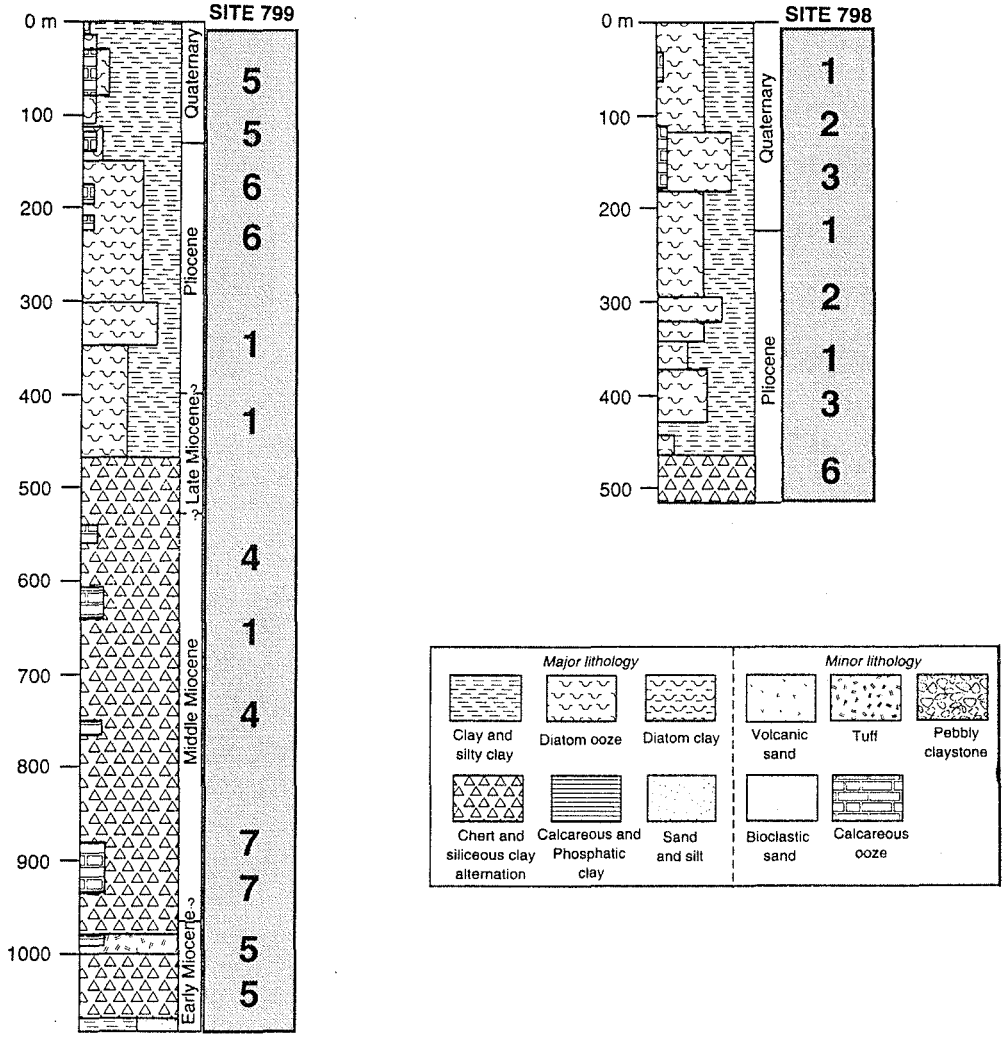
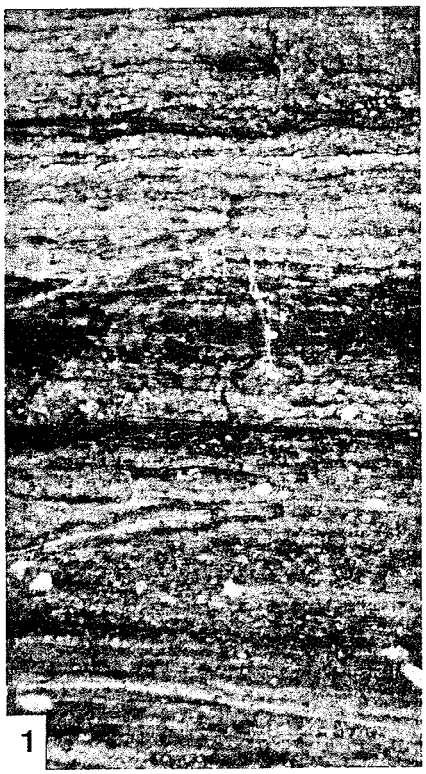


Abb. 44: Lithologische Abfolgen der Bohrungen 798 und 799. Nummern kennzeichnen die Intervalle des Kerns, in denen einzelne Faziestypen dominieren.

Tafel 3: Beispiele verschiedener Sedimentfaziestypen aus den Bohrungen 798 und 799. In [ ] = Bildbreite. (1) Fazies 1 [5 mm], hell = Opalreiche Lagen; (2) Fazies 2 [4 mm]; (3) Fazies 4 [3 mm], hell = authigenes Karbonat; (4) Fazies 5 [2 mm]; (5) Fazies 6 [4 mm], heller Teil = Hintergrundsedimentation, dunkel = Foraminiferenturbidit; (6) Fazies 7 [2 mm], dunkel = Pflanzenhäcksel.

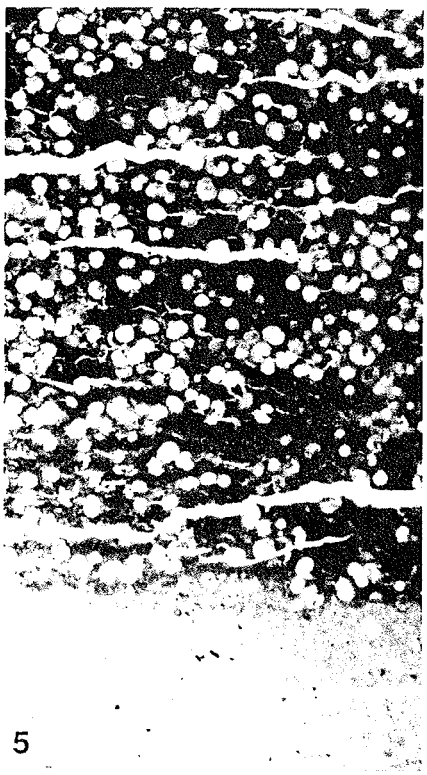
Tafel 3


1

2

3

4


5

6

8. Langzeitänderungen der Paläoumwelt im Jungkänozoikum: Rekonstruktion aus organisch-kohlenstoff-reichen Sedimenten der Japan See

Da der Schwerpunkt dieser Arbeit in der Interpretation der kurzfristigen, zyklischen Sedimentation in der quartären Japan See liegt, soll hier nur ein Überblick über die in den eigenen Daten erkennbaren langfristigen Änderungen der Ablagerungsgeschichte organogener Sedimente gegeben werden. Dieses Kapitel knüpft an die bereits in der Literatur beschriebenen Interpretationen über die Beckenentwicklung in der Japan See vom mittleren Miozän bis heute an (vgl. Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990; Matoba, 1984; Tada, 1993; Iijima & Tada, 1990).

8.1. Unter- bis Mittelmiozän (ca. 20 - 12 Ma)

Sedimente, die während der initialen Öffnungsphase vor ca. 20 Ma abgelagert wurden, sind in den Bohrungen 798 und 799 nicht repräsentiert. Die ältesten Ablagerungen von 799 (oberstes Untermiozän; ca. 18 Ma) stammen aus einer Zeit, als das Becken von der initialen Öffnung in die Phase der "raschen Ozeanbodenbildung" überging, die mit einer starken Eintiefung des Beckens einherging (Abb. 45; Ingle, 1992).

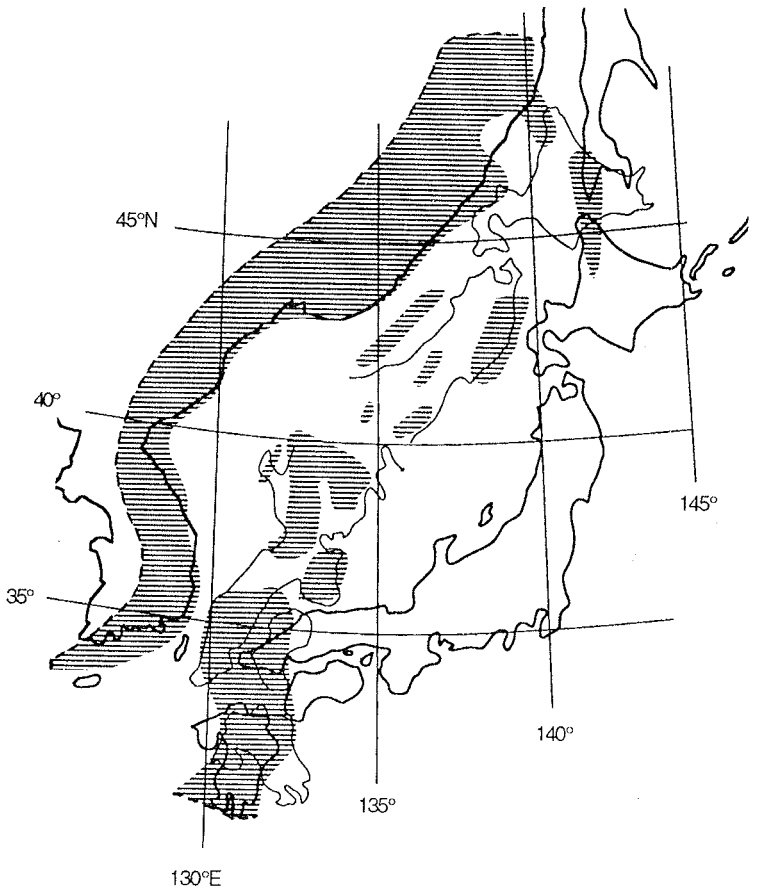


Abb. 45: Paläogeographische Karte der Japan See im frühen Mittelmiozän. Die dünnen Linien deuten die Lage der japanischen Inseln vor ihrer Drehung an (ca. 16-15 Ma). Schraffiert sind vermutete Landflächen zu dieser Zeit (aus Chinzei, 1986).

Die relative Landnähe sowie die unruhige Tektonik sind in den grobkörnigen, proximalen Turbiditen dokumentiert (Fazies 7, Kap. 7), die durch verstärkte Erdbebentätigkeit ausgelöste Trübeströme verursacht worden sein könnten. Das Ursprungsgebiet der Turbidite muß relativ nah gewesen sein, da sich in den groben Schüttungen gut erhaltene Pflanzenhäcksel befinden und die Menge größerer terrigener Macerale (Vitrinite, Inertinite) generell höher ist (Taf. 2). Die C/N-Verhältnisse aus den untermiozänen Sedimenten liegen um ca. 20 und deuten ebenfalls auf einen signifikanten Anteil terrigener organischer Substanz hin. Nahezu völlig fehlende Karbonatanteile im untermiozänen Sediment zeigen ein Ablagerungsmilieu unterhalb der CCD an; lediglich authigene Karbonatphasen (z.B. Dolomit oder Siderit) sind im Sediment vorhanden. In dieser frühen Entwicklungsphase war die Durchlüftung des Beckens durch den Wassereinstrom aus der Sauerstoff-Minimum-Zone (SMZ) des angrenzenden Pazifik sehr eingeschränkt, was zu einer hohen Erhaltungsrate des organischen Materials im Sediment führte. Diese Vermutung wird auch durch die niedrigen Verhältnisse von organischem Kohlenstoff zu Schwefel gestützt, die auf ein eher anoxisches Ablagerungsmilieu hinweisen (Abb. 46).

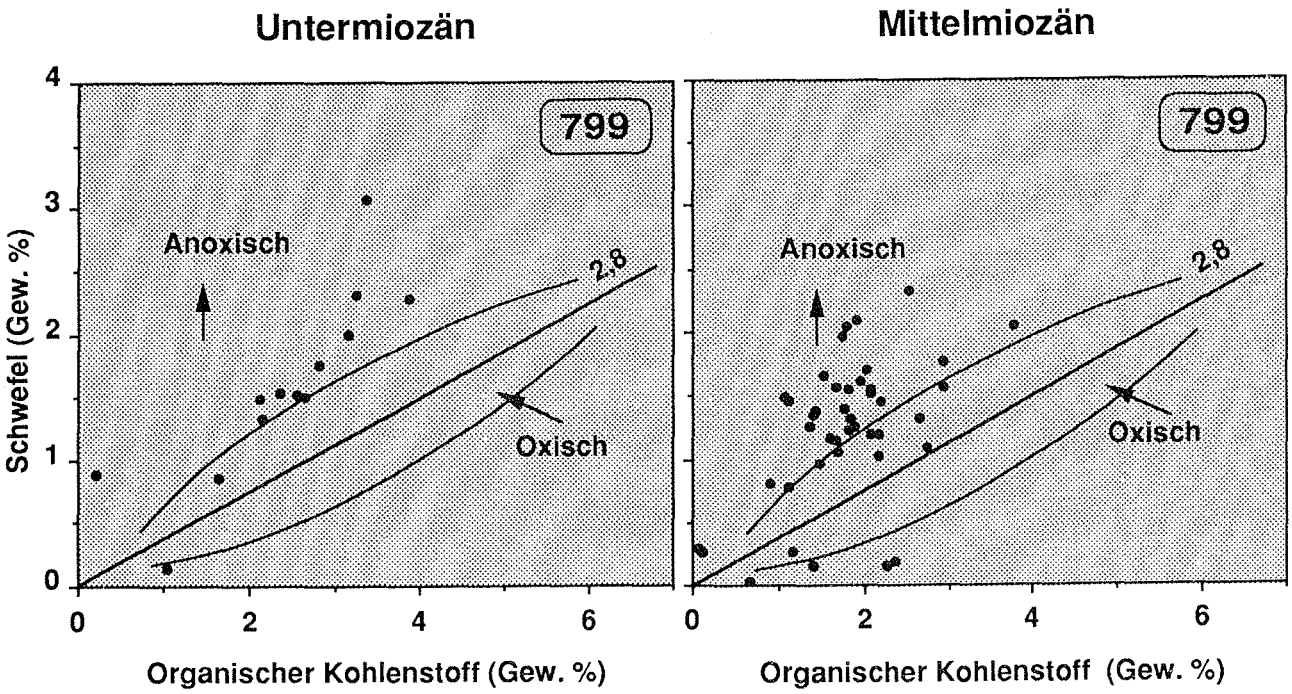


Abb. 46: Korrelationsdiagramm zwischen organischem Kohlenstoff und Gesamtschwefel in Sedimenten der Bohrung 799. (a) Untermiozän, (b) Mittelmiozän, (vgl. Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990). C/S-Verhältnisse um ca 2,8 zeigen nach Leventhal (1983) oxische Verhältnisse an. Niedrige Werte außerhalb der Linie weisen eher auf anoxische Verhältnisse hin.

Unter der Voraussetzung, daß der Schwefel in erster Linie als Pyritschwefel vorliegt, kann das C_{org}/Schwefel-Verhältnis ein wichtiger Hinweis auf oxische bzw. anoxische Tiefenwasserverhältnisse sein (Leventhal, 1983; Berner, 1984, 1989; Raiswell & Berner, 1987). Die Anwendbarkeit dieses Parameters wird durch die gute Korrelation zwischen Gesamtschwefel und Pyritwerten aus Diffraktometermessungen (Abb. 47) gestützt. Bei den turbiditreichen Sedimenten ist jedoch zu beachten, daß pyrithaltiges Material auch aus anderen Ablagerungsgebieten herantransportiert und so das C/S-Signal beeinträchtigt werden kann.

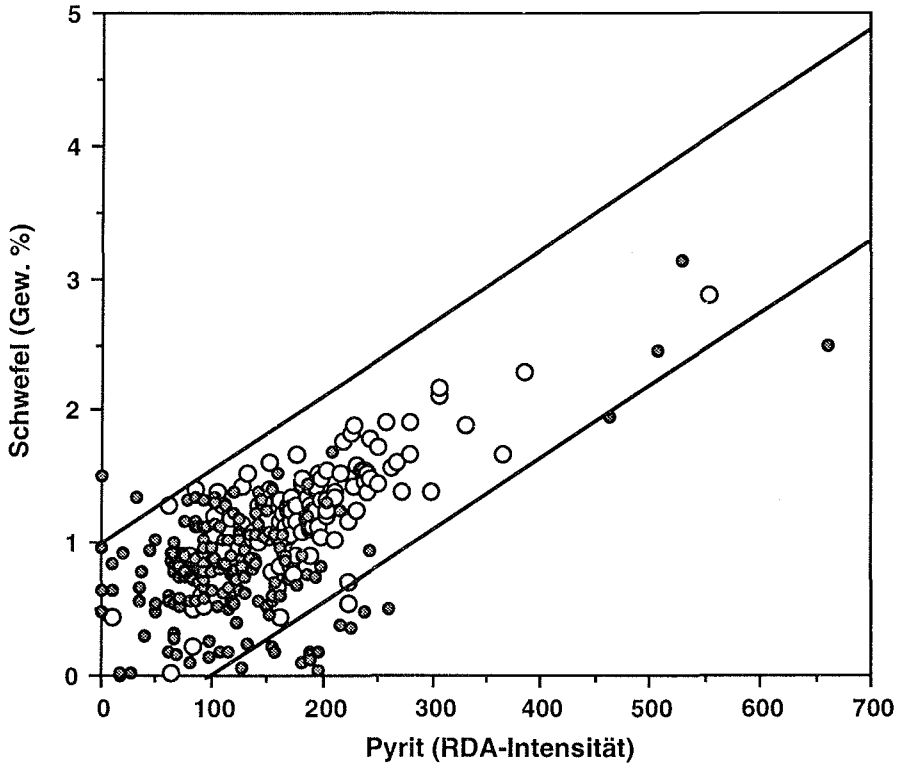


Abb. 47: Korrelationsdiagramm zwischen Gesamtschwefel und Pyrit in Sedimenten der Bohrung 798B (offene Kreise) und 799 (geschlossene Kreise). Der Pyrit ist dargestellt als Intensitätswert aus RDA-Messungen und Schwefel in Gew.% aus Elementaranalysen (Stein, unpubl. Daten).

8.2. Mittel- bis Obermiozän (ca. 12 - 5 Ma)

Gegen Ende des mittleren Miozän war die Beckenentwicklung nahezu abgeschlossen. In der südöstlichen Japan See dominieren zwar opalreiche Ablagerungen, die Sedimentation wurde jedoch noch von zahlreichen Turbiditen unterbrochen. Nach dem Modell von Matoba (1984; Abb. 48) nahm zu dieser Zeit der Einfluß von warmem Wasser aus südlicher Richtung ab, und von Norden strömte

kühleres Wasser in das Becken. Darüber hinaus vermutet Tada (1993), daß zumindest sporadisch pazifisches Tiefenwasser aus der SMZ über die bereits aufsteigenden nordwestlichen Hochgebiete in die Japan See gelangte. Dies könnte im Mittel- und Obermiozän zu einer zeitweise sehr schlechten Bodenwasserdurchlüftung geführt haben (Matoba, 1984).

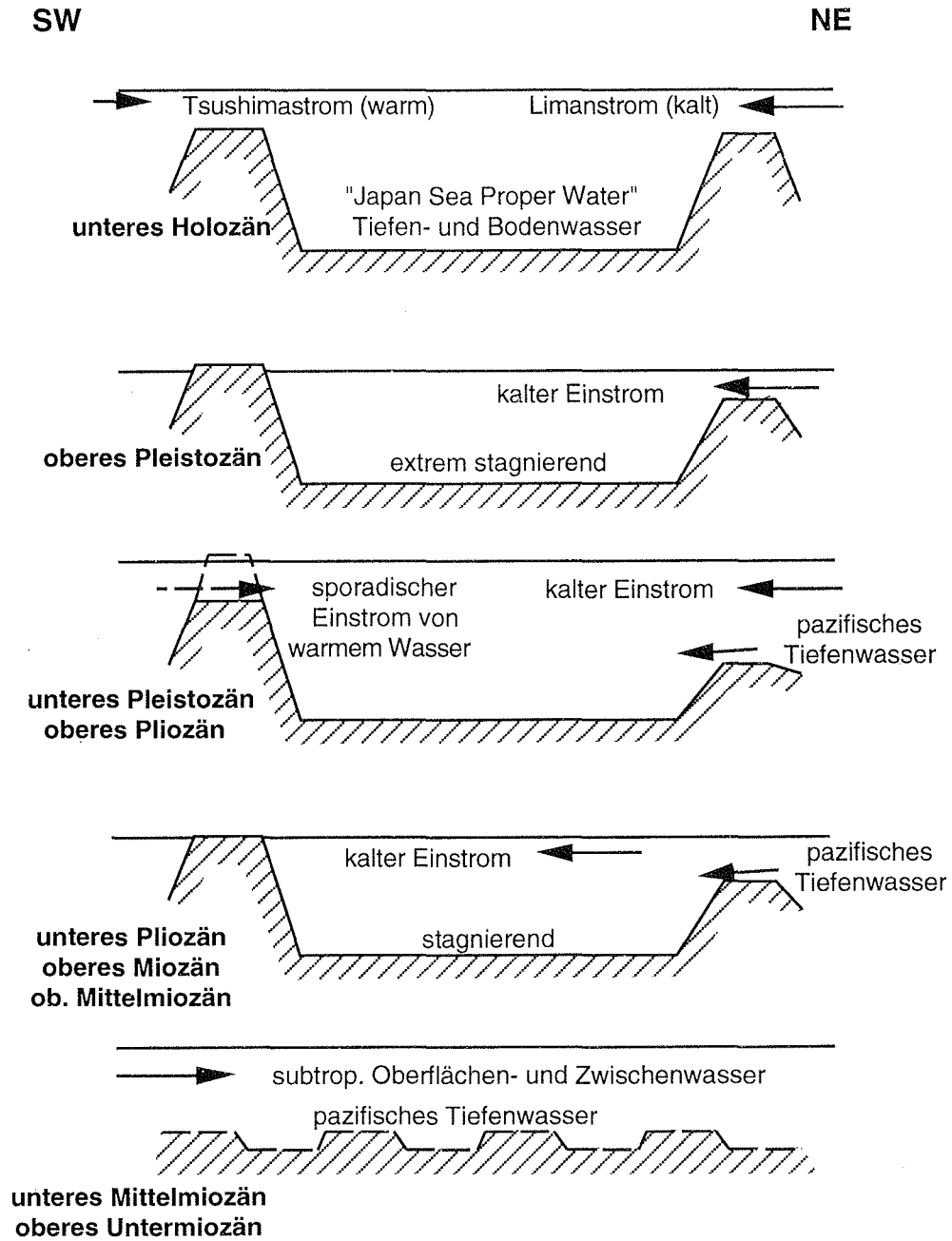


Abb. 48: Schematisches Profil durch die Japan See in verschiedenen Stadien der Beckenentwicklung vom frühen Miozän bis heute (aus Matoba, 1984).

Die C/S-Verhältnisse, die im Kita-Yamato Trog (Bohrung 799) und im Yamato Becken (Bohrung 794) sowohl auf euxinisches als auch z.T. oxidierendes Milieu hinweisen

(Abb. 49; vgl. Tada 1993; Tamaki, Pisciotto, Allan et al., 1990), spiegeln möglicherweise relativ kurzfristige Änderungen in der Bodenwasserdurchlüftung wider. Die z.T. geringen Sauerstoffgehalte im Bodenwasser boten dem organischen Material gute Erhaltungsbedingungen und führten zu extrem hohen C_{org}-Gehalten (max. > 6 Gew. %). Die Nährstoffzufuhr durch das pazifische SMZ-Wasser - in Verbindung mit Auftriebsphänomenen - hat vermutlich eine hohe Oberflächenwasserproduktivität begünstigt, so daß es zur Ablagerung von laminierten, biosilikatreichen Sedimenten kam. Eine hohe Produktivität wird auch durch die Bildung von einzelnen reinen Diatomitlaminae angezeigt (vgl. Fazies 1; Kap. 7). Die Sedimente in diesem Zeitabschnitt weisen einen hohen Anteil mariner organischer Substanz auf, die vor allem aus Kerogentyp I und II (z. B. Alginite, Taf. 1; hohe HI-Werte) besteht und damit eine verstärkte Planktonbildung (= erhöhte Produktivität) andeutet. Sedimente mit einer ähnlichen Zusammensetzung, die diesen mittel- und obermiozänen Ablagerungen entsprechen, sind auch in vielen Aufschlüssen auf dem japanischen Festland zu finden (z.B. Onnagawa Formation, Nord-Honshu; Tada, 1991).

Zeitgleiche, mit diesen Sedimenten korrelierbare Gesteinsabfolgen, die wahrscheinlich unter ähnlichen Bedingungen abgelagert wurden, sind aus anderen Regionen des pazifischen Raumes beschrieben worden (z.B. Monterey-Formation in Californien; Ingle, 1981; Isaacs et al., 1983; Barron, 1986) und deuten möglicherweise einen überregionalen Auslöser für die opal- und C_{org}-reiche Sedimentation an (Barron & Baldauf, 1990). Keller & Barron (1983) fanden Hinweise auf einen Wechsel der Ablagerung opalreicher Sedimente vom Nordatlantik zum Nordpazifik im Mittelmiozän ("silica shift"), den sie auf eine verstärkte Becken-Becken-Fraktionierung der Nährstoffe zurückführen. Der Kontrast von Alter bzw. Nährstoffgehalt zwischen den Wassermassen des Pazifik und Atlantik ist nach Keller & Barron (1983) das Resultat der verstärkten Produktion von "North Component Water" (NCW), einem Vorläufer des heutigen Nordatlantischen Tiefenwassers (NADW; Berger & Soutar, 1970; Broecker & Peng, 1982). Arbeiten von Wright et al. (1992) deuten auch auf ein Einsetzen des NCW im mittleren Miozän hin. Das Fehlen der Bildung von nordpazifischem Tiefenwasser führte zu einem erhöhten Nährstoffangebot und somit zu hoher Produktivität, welche die Japan See ebenso wie den Nordpazifik beeinflußte. Neueste Ergebnisse von ODP-Leg 145 aus dem Nordpazifik zeigen so einen zweifachen Anstieg der Opalakkumulation vor ca. 12 Ma (Rea, Basov, Janecek et al., 1994). Diese markante Änderung im Strömungssystem des Weltozeans hat wohl mit dazu beigetragen, daß die laminierten und opalreichen Sedimente in der zu dieser Zeit nahezu vollständig entwickelten Japan See zur Ablagerung kamen.

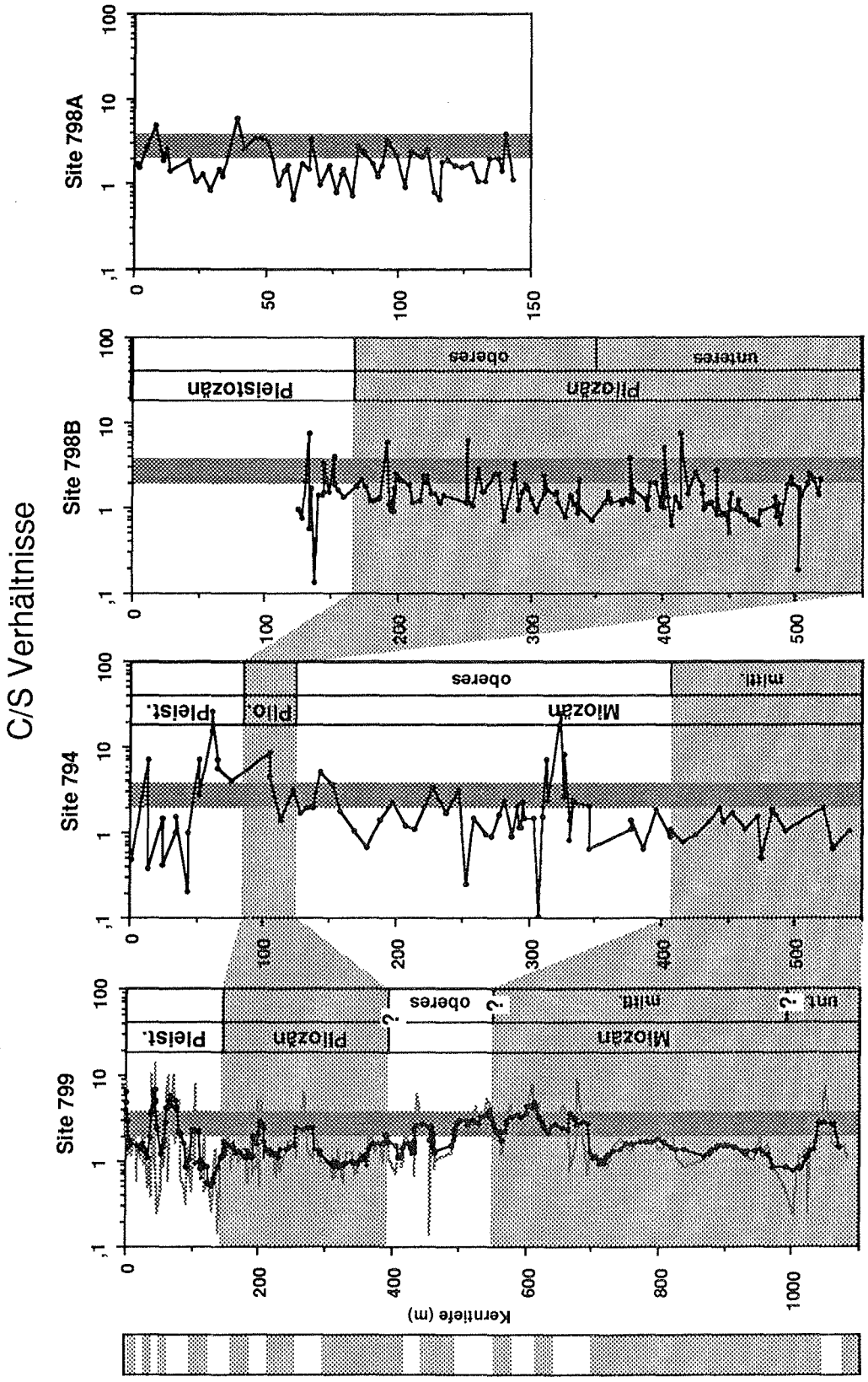


Abb. 49: Verhältnisse von Organischem Kohlenstoff und Gesamtschwefel in den Bohrungen 794, 798 und 799. Die schematische Darstellung von Zeiten anoxischer Verhältnisse (grau) im Tiefenwasser der Japan See basiert hauptsächlich auf den Daten der Bohrung 799. Daten aus der Bohrung 799 sind 3-Punkt geglättet (grau = Originaldaten). [Werte z.T. von Tada (1993) und Stein, in Ingle, Suyehiro, von Breyman et al. (1990)].

8.3. Unterpliozän (ca. 5 - 2,5 Ma)

Mit Beginn des Pliozäns wurde nach Matoba (1984) die einseitige Oberflächenwasserzufuhr leicht abgeschwächt, da im Südosten durch die spätere Tsushima Straße, zusätzlich zur Verbindung im Nordwesten, tropisches Wasser in die Japan See gelangte. Tada (1993) hingegen lehnt einen Einstrom von Süden ab, vermutet die Bildung von absinkendem Winterwasser (ähnlich den heutigen Verhältnissen) und geht damit eher von oxischen Verhältnissen im Bodenwasser aus. Die generell etwas niedrigeren Akkumulationsraten von organischem Kohlenstoff im Unterpliozän gegenüber den Raten in den miozänen Sedimenten können vielleicht auf solche oxischen Bedingungen zurückgeführt werden. Daß allerdings zumindest zeitweise noch sauerstoffarme Tiefenwasserverhältnisse vorgeherrscht haben müssen, zeigen die niedrigen C/S-Werte aus dem Kita-Yamato Trog (Bohrung 799). Auf dem Oki Rücken (Bohrung 798) und im Yamato Becken (Bohrung 794) hingegen sind keine eindeutig anoxischen Bedingungen mehr zu erkennen, hier deuten sich eher Zeiten mit oxischen Verhältnissen und besserer Durchlüftung der Wassersäule an (Abb. 48). Diese Differenzen im Ablagerungsmilieu gehen möglicherweise auf kleinräumige Ursachen zurück. Besonders deutlich werden die regionalen Unterschiede beim Oki Rücken, der erst im untersten Pliozän ab 4,5 Ma eine morphologische Erhebung bildete (Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990). Vor dieser Zeit wurde dort hauptsächlich turbiditisches Material abgelagert. Der erhöhte Anteil terrigener organischer Substanz in den Turbiditen zeigt sich in den steigenden C/N-Verhältnissen, während die hohen C_{org}-Akkumulationsraten auf eine gute Erhaltung durch schnelle Einbettung schließen lassen (Abb. 50; vgl. Kap. 7).

8.4. Oberpliozän-Heute (ca. 2,5 - 0 Ma)

Zwei markante Umschwünge sind in den Sedimenten der Japan See im oberen Pliozän bei 2,5 Ma und 1,2 Ma dokumentiert (Abb. 50), die mit dem Einsetzen und der Intensität der Nordhemisphärenvereisung in Zusammenhang gebracht werden. Diese Änderungen der paläoozeanographischen Verhältnisse werden in den Ablagerungen des Oki Rückens (Bohrung 798) wesentlich deutlicher als in den Beckensedimenten, da das Signal nicht durch turbiditische Schüttungen beeinträchtigt wird. Der paläoklimatische Wechsel bei 2,5 Ma äußert sich durch einen drastischen Anstieg der Akkumulationsraten und einer größeren Fluktuation der Werte. Eine mögliche Ursache hierfür ist die Zunahme der atmosphärischen Zirkulation, die durch einen größeren Temperaturgradienten zwischen Äquator und Pol ausgelöst werden kann. Die höhere Windintensität brachte verstärkt äolisches Material (z.B. Quarz; Dersch, 1993; Dersch & Stein, 1993) in die Japan See und unterstützte möglicherweise das Auftriebsgeschehen. Gleichzeitig kommt verstärkt

Biogenopal in den Sedimenten vor, was neben den hohen C_{org}-Akkumulationsraten auch auf eine Zunahme der Paläoproduktivität bei 2,5 Ma hindeutet (Abb. 50). Bei 1,2 Ma zeigt sich ein erneuter Anstieg der kurzfristigen Variation in der C_{org}-Akkumulation. Diese Verstärkung der Fluktuationen in den sedimentologischen Parametern geht einher mit einem von Cronin et al. (1992) beschriebenen Wechsel der ozeanographischen Bedingungen, der z.B. durch den signifikanten Einfluß von Kaltwasser-Ostrakoden ab 1,2 Ma angezeigt wird.

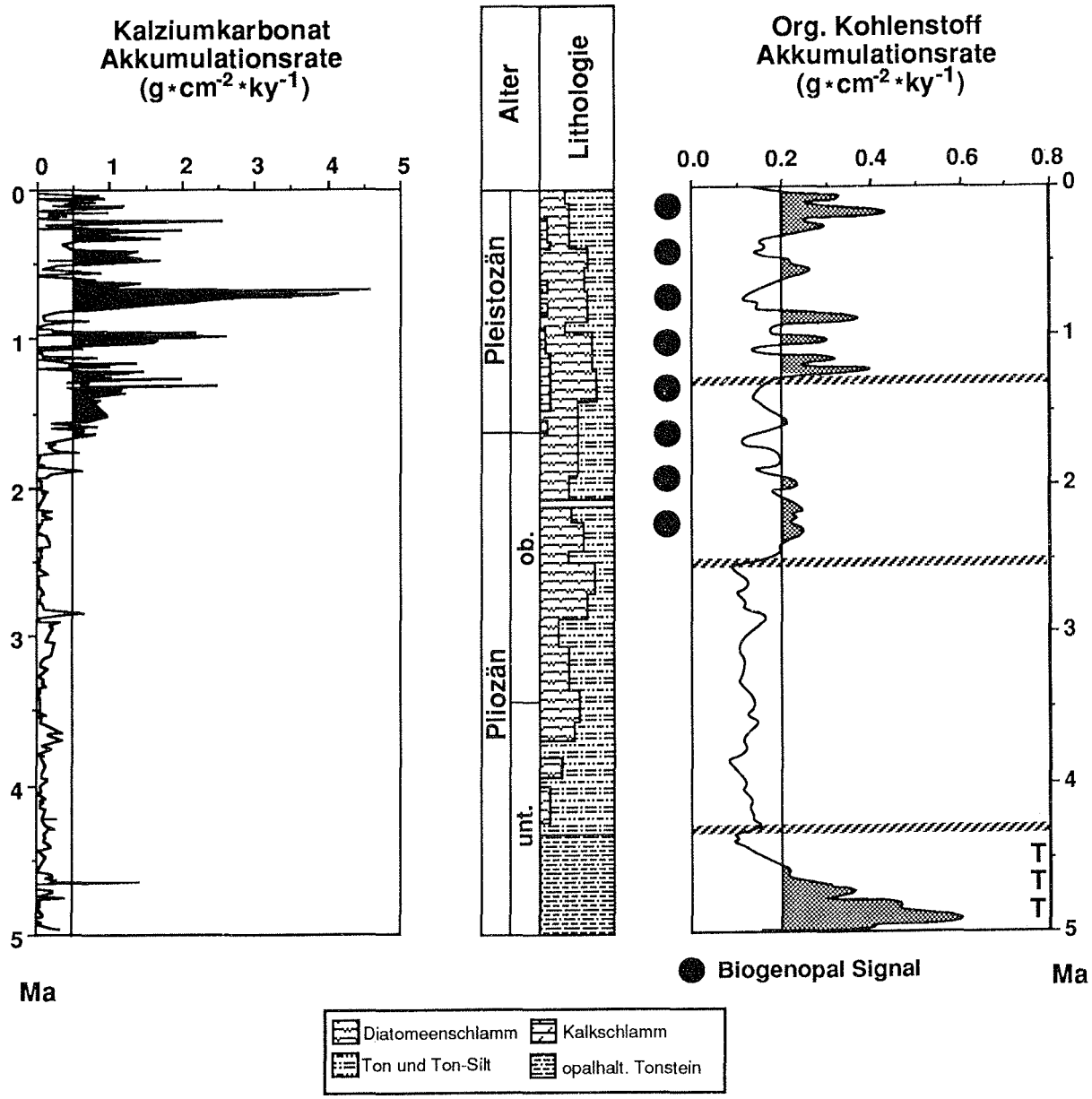


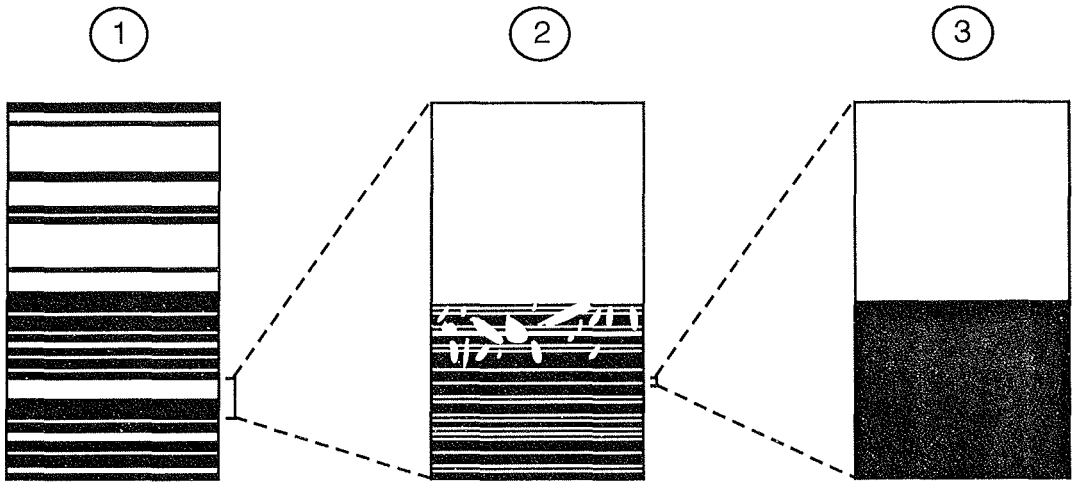
Abb. 50: Akkumulationsraten von organischem Kohlenstoff und Kalziumkarbonat in den Sedimenten der Bohrung 798. Daten für Lithologie, Naßdichte, Porosität aus Ingle, Suyehiro, von Breyman et al. (1990). Berechnung der linearen Sedimentationsraten nach Dunbar et al. (1992).

Der Unterschied zwischen Glazial- und Interglazialzeiten äußerte sich in der Japan See durch den raschen Wechsel von zwei sehr konträren hydrographischen Situationen. Der interglaziale Meeresspiegelhochstand bewirkte den Wasseraustausch mit den umliegenden Ozeangebieten und führte dadurch zu einer verstärkten Umwälzung und Durchlüftung innerhalb des Beckens. Diese ozeanographischen Bedingungen führen im allgemeinen zu einer schlechten Erhaltung der organischen Sedimentkomponenten. Andererseits kann durch die Umwälzung in Verbindung mit Auftrieb die Produktivität angekurbelt werden, wodurch es unter geringerem Oxidationsniveau zu einem erhöhten C_{org}-Gehalt im Sediment kommen kann. Bei niedrigem Wasserspiegel im Glazial waren die Verbindungen nahezu geschlossen, was zu einer stabilen Schichtung in der Wassersäule, z.T. euxinischen Verhältnissen im tieferen Beckenbereich und somit relativ guten Erhaltungsbedingungen für die organische Substanz geführt hat. Dies zeigt sich auch in den Schwankungen der C/S-Verhältnisse zwischen 1 (anoxisch) und 5 (oxisch) der pleistozänen Sedimente (Abb. 48). Eine detaillierte Diskussion der C_{org}-Anreicherungsmechanismen und Ausbildung der quartären Kleinzyklen erfolgt im Kapitel 9.

Ein weiterer deutlicher Umschwung bei ca. 2 Ma ist durch einen Anstieg der Karbonatakkumulationsrate von Werten um 0,3 auf über 4 g/cm^2/ky charakterisiert (Abb. 50). Die Ursache dafür liegt in der tektonischen Geschichte des Oki Rückens, der erst zu diesem Zeitpunkt mit seiner Oberfläche über die CCD aufgestiegen ist. Dieser sukzessive Aufstieg bewirkt eine langsame Zunahme der Karbonatakkumulation bis zum Maximum bei ca. 0,7 Ma. Generell zeichnet sich die Kurve durch starke Schwankungen der Raten aus, die mit dem Auftreten der Hell/Dunkel-Zyklen und somit den unruhigen Klimaverhältnissen zu erklären sind (s. Kap. 9).

9. Zyklische Sedimentation in Abhängigkeit von Paläoklima und paläoozeanographischen Verhältnissen im Spätquartär

Eine der auffälligsten Erscheinungen in den Sedimenten der Japan See ist die zyklische Wechselfolge von hellen und dunklen Intervallen, die in unterschiedlichen Größenordnungen vorkommen (Abb. 51; Oba et al., 1991; Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990; Foellmi et al., 1992; Tamaki et al., 1990). Bereits bei der Kernbeschreibung an Bord der *JOIDES Resolution* wurden diese Variationen erkannt und quantifiziert. Dabei konnten generell drei Zyklus-Ordnungen herausgestellt werden. Großräumige Zyklizität zeigte sich in Kernabschnitten von 3 bis 5 m Mächtigkeit, in denen jeweils helle bzw. dunkle Intervalle überwiegen (Abb. 51; Zyklus 1. Ordnung). Diese Intervalle bestehen wiederum aus Kleinzyklen 2. Ordnung.



(1) **Zyklus 1. Ordnung:** Wechsel zwischen hell bzw. dunkel dominierten Abschnitten.
Mächtigkeit: 300-500cm.
Zeitdauer: 40000-100000 Jahre.

(2) **Zyklus 2. Ordnung:** Wechsel zwischen hellen bioturbaten und dunklen laminierten Abschnitten.
Mächtigkeit: 10-160cm.
Zeitdauer: 1000-10000 Jahre.

(3) **Zyklus 3. Ordnung:** Wechsel zwischen einzelnen hellen bzw. dunklen Laminae.
Mächtigkeit: 0,2-1,5cm.
Zeitdauer: Ein bis mehrere Jahre.

Abb. 51: Charakterisierung der Hell/Dunkel-Zyklen der Bohrung 798 (nach Föllmi et al., 1992, verändert. Zur Berechnung der Dauer wurden mittlere Sedimentationsraten benutzt; Ingle, Suyehiro, von Breyman et al. 1990)

In den Zyklen 2. Ordnung ist das dunkle Sediment meist laminiert und geht zum Hangenden in einen bioturbaten Teil über. Darüber folgt der helle Teil des Zyklus, der oft vollständig bioturbiert ist. Da die Wühlspuren (z.B. *Chondrites*) hauptsächlich vom Hangenden ins Liegende führen, wird das hellere Material in das dunkle transportiert und tritt dort als helle Flecken in Erscheinung (Foellmi et al., 1992). Die bioturbate Übergangszone kann daher einen großen Teil des laminierten Abschnitts einnehmen. Die einzelnen Laminae im liegenden Teil vom Zyklus 2. Ordnung bilden die Hell-Dunkel Variationen 3. Ordnung (Abb. 51). Hierbei handelt es sich wahrscheinlich teilweise um saisonale Änderungen in der Sedimentzufuhr.

9.1. Milankovitch-artige Zyklizität: Klimaabhängige Anreicherung organischer Substanz in Glazial- und Interglazialzeiten

Bei der Bohrung 798 sind in den oberpliozänen und pleistozänen Sedimenten (2,8-1,0 Ma) anhand von Bohrlochmeßdaten (Gammastrahlung; elektrischer Widerstand; Dichte) die Hell/Dunkel-Abfolgen 1. Ordnung als gleichmäßige Variationen relativ deutlich zu erkennen (DeMenocal et al., 1992). Um eine genauere zeitliche Einstufung für einen Vergleich mit Glazial-/Interglazialzeiten zu bekommen, sind die Daten von DeMenocal et al. (1992) mit einer $\partial^{18}O$-Kurve von der ODP-Bohrung 607 (Raymo et al., 1989) korreliert worden. Innerhalb der magnetostratigraphischen Grenzen der Bohrung 798 ist die Kurve im "peak zu peak"-Verfahren ("tuning"; z.B. Tiedemann, 1991) auf die $\partial^{18}O$-Daten der Bohrung 607 bezogen worden, so daß es möglich war, die Grenzen von Kalt- und Warmzeiten genauer zu definieren. Die Spektralanalyse der "getunten" Bohrlochmeßdaten zeigt die Dominanz einer Zyklizität von ca. 41 ky sowie untergeordnet 23 bzw. 100 ky (Abb. 52; DeMenocal et al., 1992).

Um die Daten aus den Sedimentkernen mit den Bohrlochdaten vergleichen zu können, ist die Probenserie aus dem Intervall zwischen 114 und 143 mbsf anhand einer Aschelage korreliert worden (Abb. 53; DeMenocal et al., 1992). Die Opal- und C_{org}-Gehalte korrelieren sowohl sehr gut positiv untereinander als auch negativ mit dem Widerstands-Log, wobei die hohen Widerstandswerte nach DeMenocal et al. (1992) im Glazial auftreten. Eine Absenkung des Meeresspiegels im Glazial könnte durch eine zunehmende Isolation des Beckens die Wasserzirkulation und das Auftriebsgeschehen beeinträchtigt und somit zu einer Reduktion der Produktivität in Glazialstadien geführt haben. Gleichzeitig war im Glazial die Windintensität und die Aridität auf dem asiatischen Kontinent wahrscheinlich verstärkt, was sich in erhöhten Gehalten an äolisch zugeführtem Terrigenmaterial in der Japan See und im Nordpazifik widerspiegelt (Dersch, 1993; Hovan et al., 1989). Die Quarzgehalte bzw. Quarzakkumulationsraten (Dersch, 1993; Dersch und Stein, 1993) sind in den

glazialzeitlichen Sedimenten meist erhöht und deuten möglicherweise auf eine Verdünnung der organischen Kohlenstoffgehalte durch die glazialzeitliche äolische Zufuhr von terrigenem Material hin.

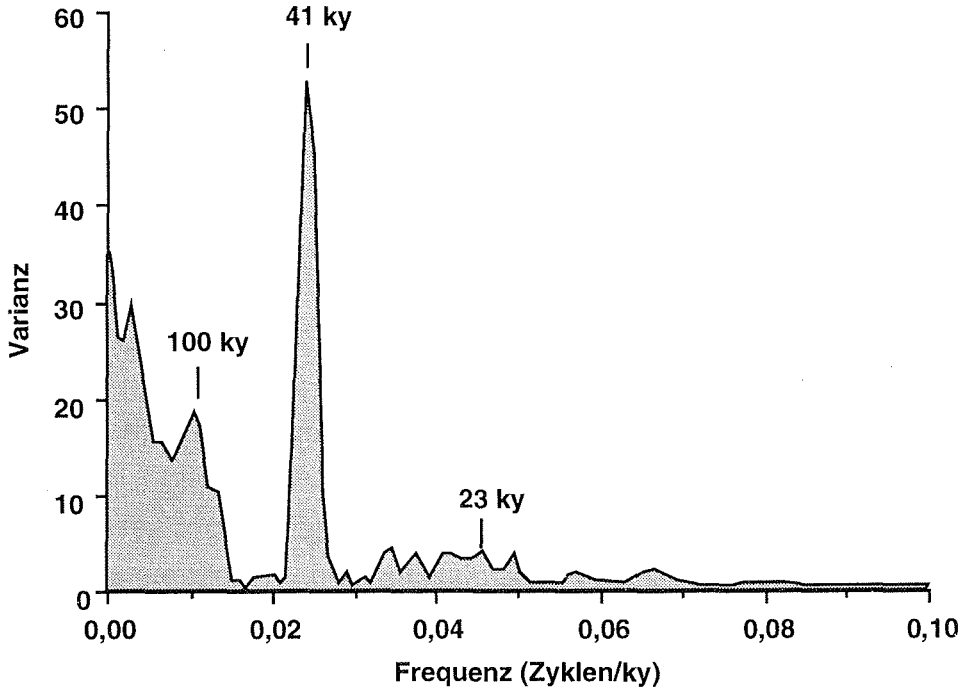


Abb. 52: Frequenzspektrum der Gammastrahlen-Messungen der Bohrung 798B nach der Korrelation mit $\partial^{18}O$-Werten von Site 607 für den Zeitabschnitt von 2,6 - 1 Ma (nach DeMenocal et al., 1992).

Während des Meeresspiegelhochstandes im Interglazial zeigen die Opal- und C_{org}-Werte generell eine höhere Produktivität an, die durch eine verstärkte Wassermassenzirkulation und die dadurch bedingte Nährstoffanreicherung im Oberflächenwasser ausgelöst worden sein mag. Je nach Sauerstoffgehalt in der Wassersäule kommt unterschiedlich viel organisches Material zur Ablagerung. Daraus wird ersichtlich, daß die Produktivität ein entscheidender Faktor für die Anreicherung von organischem Material im Interglazial ist.

Im obersten Glazial/Interglazial-Zyklus von Abbildung 53 (114-119 mbsf) sind die Opal- und C_{org}-Gehalte gegenläufig. Die hohen Opalwerte deuten zwar eine hohe Produktivität an, aber es erreicht nur wenig organisches Material den Meeresboden bzw. nur wenig organisches Material bleibt im Sediment erhalten. Diese Ablagerungsbedingungen sind mit der rezenten Situation vergleichbar, in der eine generell hohe Produktivität vorherrscht, aber durch die starke Umwälzung in der Wassersäule

im gesamten Becken oxische Bedingungen herrschen und große Teile des organischen Materials bereits während des Absinkens abgebaut werden (s.u.).

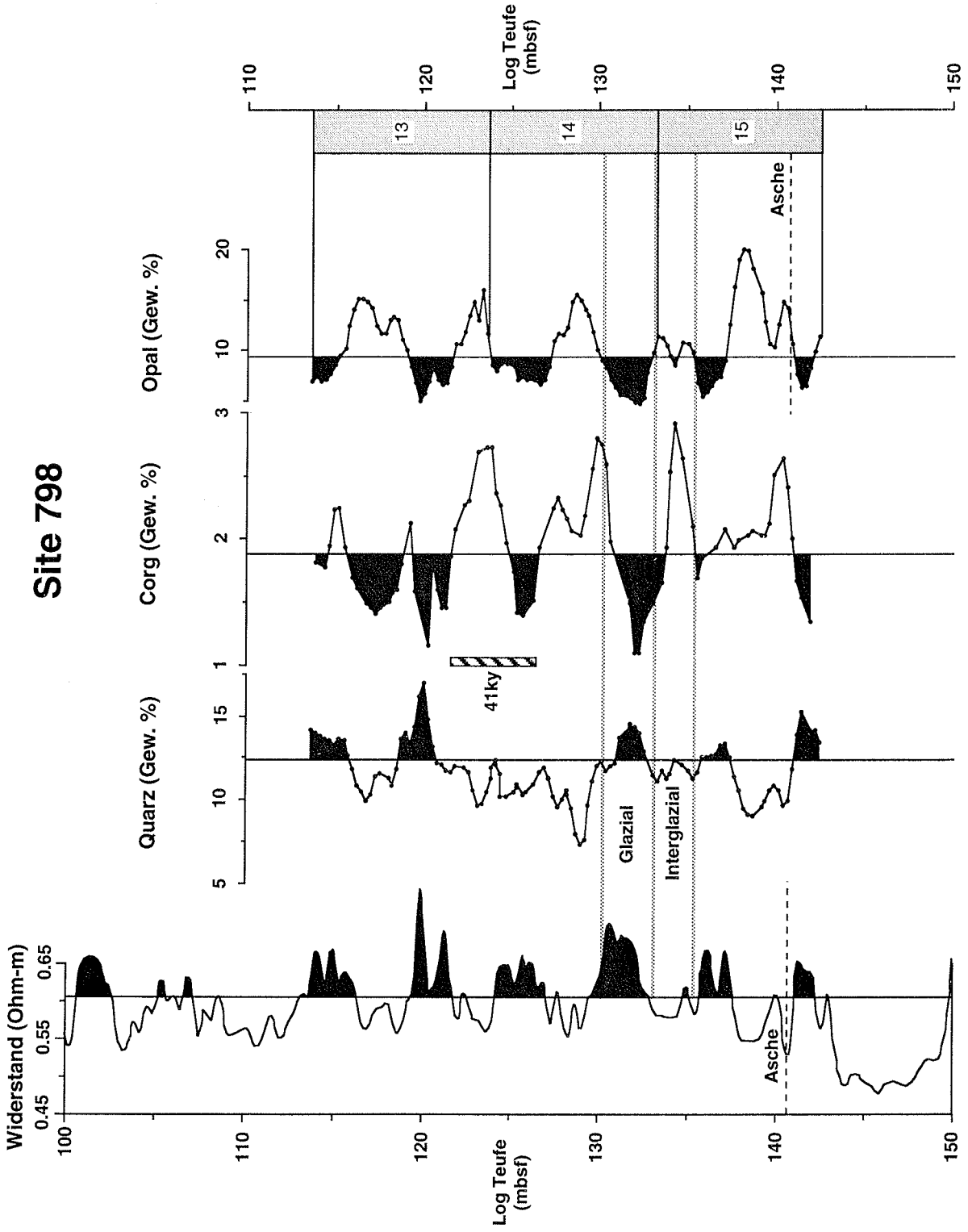


Abb. 53: Korrelation der $\partial^{18}O$-bezogenen Widerstandsdaten, Opal-, Quarz- und TOC-Gehalte. Deutlich zeigen sich die 41 ky Zyklen (DeMenocal et al., 1992; ergänzt durch TOC- und Quarzwerte; Quarzdaten aus Dersch & Stein, 1993). Die Werte für TOC, Quarz und Opal sind 3-Punkt-Mittelwerte.

9.1.1. Quantifizierung der Paläoproduktivität in den Milankovitch-artigen Zyklen

Der Versuch einer Quantifizierung der Paläoproduktivität anhand der in Kap. 6 diskutierten Paläoproduktivitätsgleichungen ist mit zwei Problempunkten konfrontiert. In die Berechnung geht normalerweise der Gehalt an marinem organischem Kohlenstoff als grundlegende Größe ein. In den Sedimenten der Japan See kann der Anteil des marinen bzw. terrestrischen organischen Materials nicht eindeutig bestimmt werden. Aus diesem Grund wurde die Paläoproduktivität mit den Gesamt-C_{org}-Werten berechnet und ist somit als oberer Grenzwert zu sehen (Paropkari et al., 1993). Dies ist in dem untersuchten Zeitabschnitt (1,33 bis 1,1 Ma) insofern vertretbar, als die terrestrische Komponente in der organischen Fraktion der Sedimente nur einen relativ geringen Anteil ausmacht (vgl. Kap. 7.). Ein weiteres Problem ist der Sauerstoffgehalt in der Wassersäule, da bei oxischen und anoxischen Verhältnissen jeweils unterschiedliche Formeln zur Anwendung kommen (Kap. 6). Für die interglaziale Situation sind die Formeln 9b und 9c benutzt worden, da aufgrund des Meeresspiegelhochstandes eine gut ventilierte Wassersäule angenommen wird. Im Glazial können sich allerdings beide Situationen überschneiden, so daß in Tabelle 13 beispielhaft sowohl die Formel 9i von Bralower & Thierstein (1984; anoxisch) als auch von Stein (1986; 9b, oxisch) und Sarnthein et al. (1987; 9c, oxisch) angewendet wurde. Die berechneten Paläoproduktivitätswerte bestätigen, daß die Oberflächenwasserproduktivität bei der Bildung der 41 ky-Zyklizität die dominierende Rolle gespielt hat. Interglaziale Werte um 200 $gC/m^2/yr$ sind vergleichbar mit Daten aus Hochproduktivitätszonen, wie z.B. vor Nordwestafrika (Stein, 1990, 1991). Die glazialen Werte zeigen zwar immer noch eine relativ hohe Paläoproduktivität an, sind aber mit Werten um 120 $gC/m^2/yr$ deutlich niedriger als im Interglazial. Der Unterschied wird noch verstärkt, wenn die Formel für anoxische Ablagerungsbedingungen angewendet wird (Tab. 13).

Tab. 13: Mittlere Paläoproduktivitätswerte in $gC/m^2/yr$ für die Milankovitch-artigen Zyklen. Für die Berechnung wurden mittlere Werte für Naßdichte (1,5 g/cm^3), Porosität (70 %) und Sedimentationsraten (12 cm/ky) benutzt (Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990; Stein, 1991).

	Formel 9b (Stein, 1986)	**Formel 9c** (Sarnthein et al., 1987)	**Formel 9i** (Bralower & Thierstein, 1984)
Interglazial (2,5 Gew. % Corg)	220	200	
Glazial (1,2 Gew. % Corg)	130	120	50

9.2. Anreicherung organischer Substanz in kurzfristigen Hell/Dunkel-Zyklen

Um die Anreicherungsmechanismen, die zu den Variationen in Menge und Zusammensetzung der organischen Substanz geführt haben, detaillierter zu entschlüsseln, wurden die kleinräumigen, den Milankovitch-Zyklen aufgesetzten Hell/Dunkel-Zyklen genauer untersucht (Abb. 54). Eine der wichtigsten Fragen ist dabei, ob es Unterschiede in den Sedimentationsbedingungen einerseits zwischen hellen oder dunklen Sedimenten innerhalb eines Zyklus, andererseits zwischen verschiedenen Zyklen in der Gesamtabfolge gibt. Als Diskussionsgrundlage dient dabei der Datensatz aus Einzelzyklen der Bohrung 798B mit Messungen aus den unterschiedlichen Zyklenabschnitten (vgl. Kap. 7).

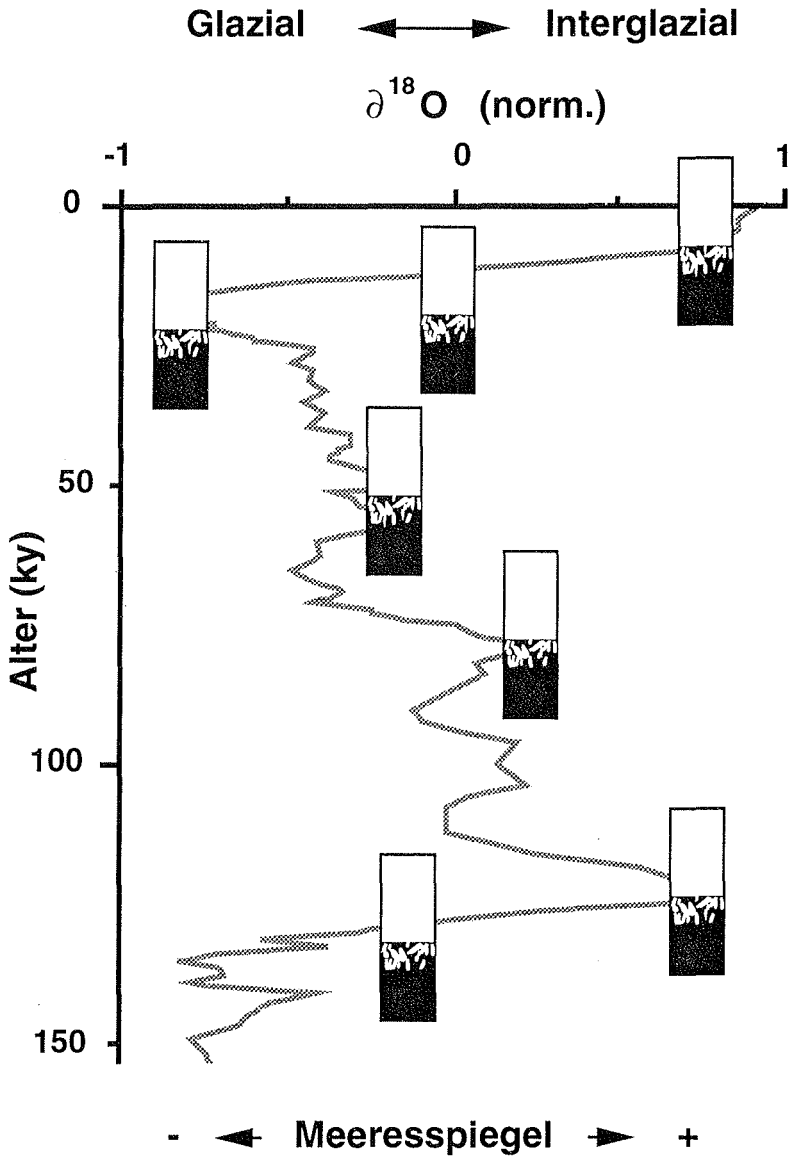


Abb. 54: Stark schematisierte Klimakurve mit aufgesetzten Hell/Dunkel-Zyklen. Die Kleinzyklen kommen in ähnlicher Ausbildung sowohl im Glazial (Meeresspiegeltiefstand) als auch im Interglazial (Meeresspiegelhochstand) vor.

Aus den Ergebnissen von C_{org}- und Karbonatmessungen, C/N-Verhältnissen und der Rock-Eval-Pyrolyse lassen sich drei verschiedene Zyklentypen unterscheiden. Die $\partial^{13}C$-Werte zeigen in den Zyklen keine korrelierbaren Trends, was möglicherweise mit den in Kap. 5 aufgeführten Faktoren zusammenhängt, die das Signal beeinflussen können. Es ist bei der Unterteilung hervorzuheben, daß diese Zyklentypen nur als Endglieder zu sehen sind. Die jeweiligen Ablagerungsmechanismen, die zur Bildung von solchen Hell/Dunkel-Abfolgen führen, überschneiden sich z.T. sehr engräumig, so daß eine eindeutige Zuordnung in einen der drei Zyklentypen oft nicht möglich ist. Generell werden für die Charakterisierung der Kleinzyklen keine Absolutwerte interpretiert, sondern Trends, die in ähnlicher Art bei anderen Zyklen ebenfalls auftreten.

9.2.1. Einteilung der Zyklentypen

Im Zyklustyp **(A)** nehmen die C_{org}- und Karbonatgehalte vom Liegenden dunklen zum hangenden hellen Abschnitt hin ab (Abb. 55A). Gleichbleibende HI-Werte deuten darauf hin, daß die Zusammensetzung der organischen Substanz jedoch annähernd unverändert bleibt, obwohl die C/N-Verhältnisse zum Helleren hin leicht zurückgehen. Der Wechsel zwischen dem hellen und dunklen Sediment wird in diesem Zyklus offenbar durch eine erhöhte Zufuhr von siliziklastischem Material bewirkt. Diese Vermutung wird noch durch leicht ansteigende Quarzgehalte im hellen Material bestärkt, die möglicherweise mit höheren Tongehalten einhergehen (Dersch, 1993; Dersch et al., 1992). Ein weiterer Verdünnungsfaktor kann auch das Karbonat selbst sein, denn einige Typ-A Zyklen zeigen einen steigenden Karbonatgehalt im hangenden Teil (vgl. Stein & Stax, 1992). Die Ursache für solche Verdünnungszyklen können Ablagerungsbedingungen mit relativ gleichbleibender Produktivität sein, was auch durch die unveränderten Bariumgehalte bzw. Ba/Al-Verhältnisse angedeutet wird (Brumsack et al., unpubl. Daten). Durch größere Unterschiede in der Windintensität oder den Bodenwasserströmungen während der Sedimentation des hellen Teils könnte verstärkt feines terrigenes Material an die Bohrposition heran-transportiert worden sein. Diese Zirkulation führte vermutlich zum Zeitpunkt der Ablagerung des hellen oberen Abschnitts zu einer gut durchlüfteten Wassersäule, während bei der Sedimentation des dunklen Abschnitts wahrscheinlich noch sub- bis anoxische Bedingungen vorherrschten (niedrige C/S-Verhältnisse, Abb. 55A).

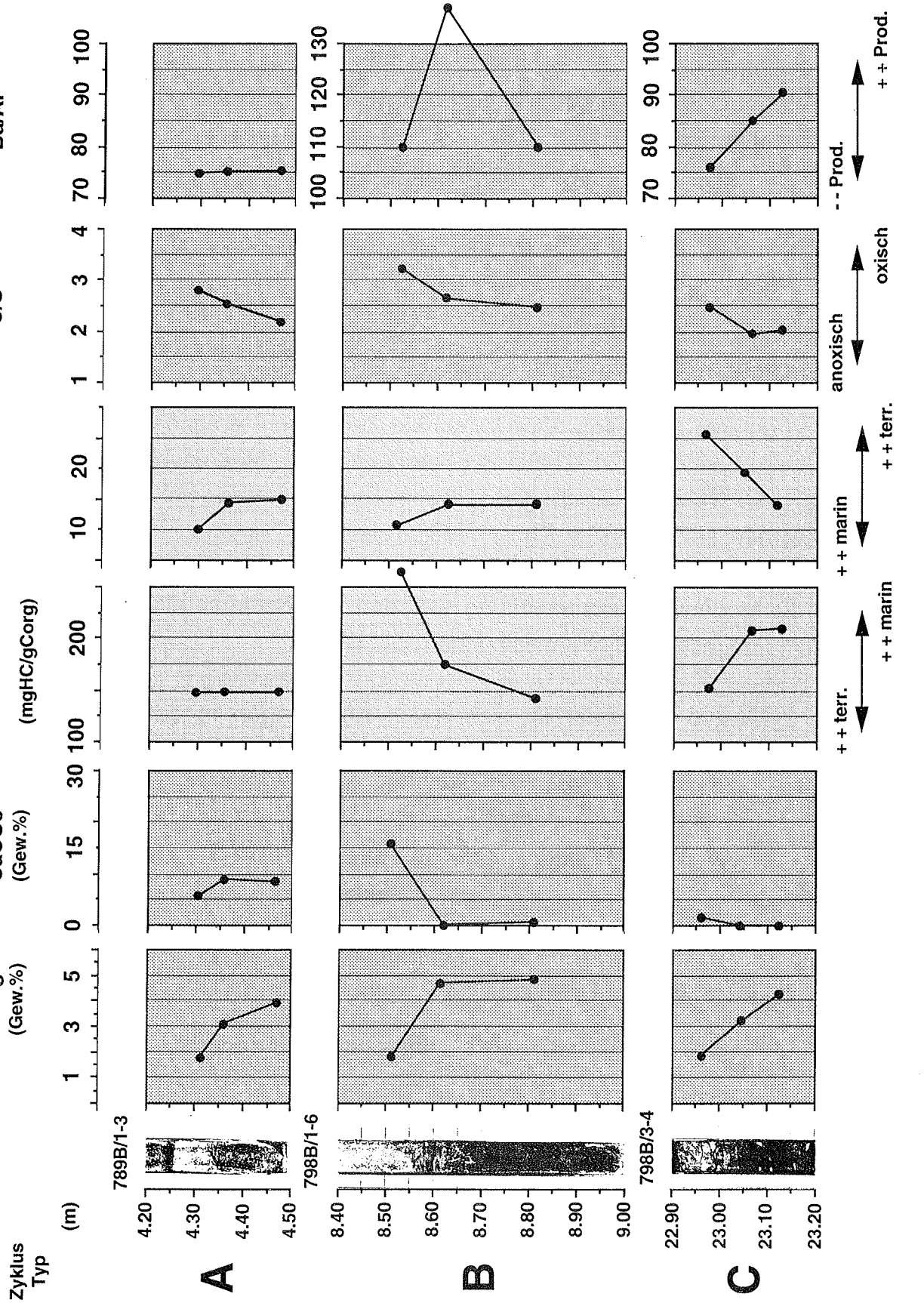


Abb. 55: Darstellung der Werte für Corg, Kalziumkarbonat, HI sowie der C/N-, C/S- und Ba/Al-Verhältnisse für drei ausgewählte Kleinzyklen der Bohrung 798B. Diese Daten dienen als Grundlage für die Einteilung in Zyklentypen (s. Text; Ba/Al = Brumsack, unveröffentl. Daten).

Zyklustyp **(B)** zeichnet sich durch eine Änderung in Herkunft bzw. Zusammensetzung des organischen Materials aus (Abb. 55B). Wie bei Typ A zeigt sich generell eine deutliche Abnahme in den Gehalten an organischem Kohlenstoff vom dunklen zum hellen Abschnitt. Eine drastische Zunahme der HI-Werte zum hellen Sediment wird so interpretiert, daß im dunklen laminierten Sediment des Zyklus terrigenes organisches Material dominiert, dessen Anteil zum Hangenden hin abnimmt. Diese Interpretation wird auch von den C/N-Verhältnissen bestätigt, die zum helleren Teil leicht zurückgehen. Die gleichbleibenden Ba/Al-Verhältnisse weisen darauf hin, daß sich die Produktion mariner organischer Substanz nicht geändert haben muß. Die Bildung eines solchen Sedimentzyklus wird demnach vom Eintrag terrigener organischer Substanz gesteuert, die sowohl äolisch als auch durch Strömungen an die Bohrposition gelangt sein kann. Eine verstärkte Zufuhr von terrigenem organischem Material könnte besonders zu Zeiten mit herabgesetztem Meeresspiegel durch den Huang Ho bzw. Yangtze durch die südliche Tsushimastraße in die Japan See gebracht worden sein (Park & Choi, 1986; Katsura & Nagano, 1982, Keigwin & Gorbarenko, 1992). Anhand der C/S-Verhältnisse wird deutlich, daß auch in diesem Zyklustyp die Bodenwasserdurchlüftung während der Sedimentation des dunklen Teils etwas herabgesetzt gewesen sein muß (Abb. 55B).

Der dritte Zyklustyp **(C)** zeichnet sich durch Änderungen in der Intensität der Produktivität sowie Schwankungen im Sauerstoffgehalt des Bodenwassers aus (Abb. 55C). Der dunkle Teil der Abfolge ist durch sehr hohe C_{org}-Gehalte, niedrige C/N-Verhältnisse und hohe HI- und Ba/Al-Werte charakterisiert. Dies weist auf eine erhöhte Produktion von organischem Material während der Sedimentation des dunklen Abschnitts hin. Weiterhin deuten die niedrigen C/S-Verhältnisse und die feine Lamination des Sediments auf ein Fehlen von benthischen Organismen aufgrund anoxischer Bodenwasserbedingungen hin. Eine Interpretationssmöglichkeit für diesen Teil des Zyklus ist eine Bildung unter niedrigen Meeresspiegelverhältnissen während der Glazialzeiten bzw. kälteren Intervallen in Warmzeiten. Die fehlende bzw. reduzierte Verbindung zum offenen Ozean in Verbindung mit einer verstärkten Süßwasserzufuhr (durch Flüsse und/oder Schmelzwasser; vgl. Oba, 1987, 1988, 1991; Gorbarenko, 1987) kann dabei eine stabile Schichtung der Wassersäule bewirkt haben. Durch (saisonale) Produktivitätsmaxima und den dadurch erhöhten Sauerstoffverbrauch beim Zerfall der organischen Substanz auf dem Weg zum Boden könnten sich so leicht anoxische Verhältnisse eingestellt haben. Diese saisonalen Produktivitätsunterschiede können in der Japan See sehr extrem sein, wie aus den Schwankungen der rezenten Oberflächenwasserproduktivität zu erkennen ist (Abb. 56). Ein Hinweis für solche Planktonblüten sind die stark erhöhten Opalanteile in den

feinen Laminae (vgl. Fazies 1, Kap. 7), die oft aus Lagen von *Chaetoceros*-Dauersporen bestehen (Taf. 2; Grimm, 1992). Die Dauersporen werden gebildet, wenn z.B. nach einer Planktonblüte die Lebensbedingungen für diese Diatomeenart nicht mehr ausreichend sind (Abrantes, 1988). Der obere hellere Teil des Zyklus ist dagegen durch niedrige C_{org}- und HI-Werte, jedoch erhöhte C/N- und C/S-Verhältnisse gekennzeichnet. Dies kann auf stärker ventilierte Bodenwasserverhältnisse zurückgeführt werden, unter denen die marine organische Substanz schneller abgebaut und dadurch die terrigene organische Fraktion relativ angereichert wurde. In den deutlichen Hell/Dunkel-Zyklen des Typ C ist der Karbonatgehalt meist geringer als in den undeutlicheren, was auf eine Abschwächung des Hell/Dunkel-Kontrastes durch Biogenkarbonat bei erhöhter Produktion von Kalkschalern hindeutet (Fazies 3; Kap. 7). Auch durch unterschiedlich starke anoxische Bedingungen während der Bildung verschiedener Zyklen kann der Kontrast zwischen Dunkel und Hell unterschiedlich ausgeprägt sein.

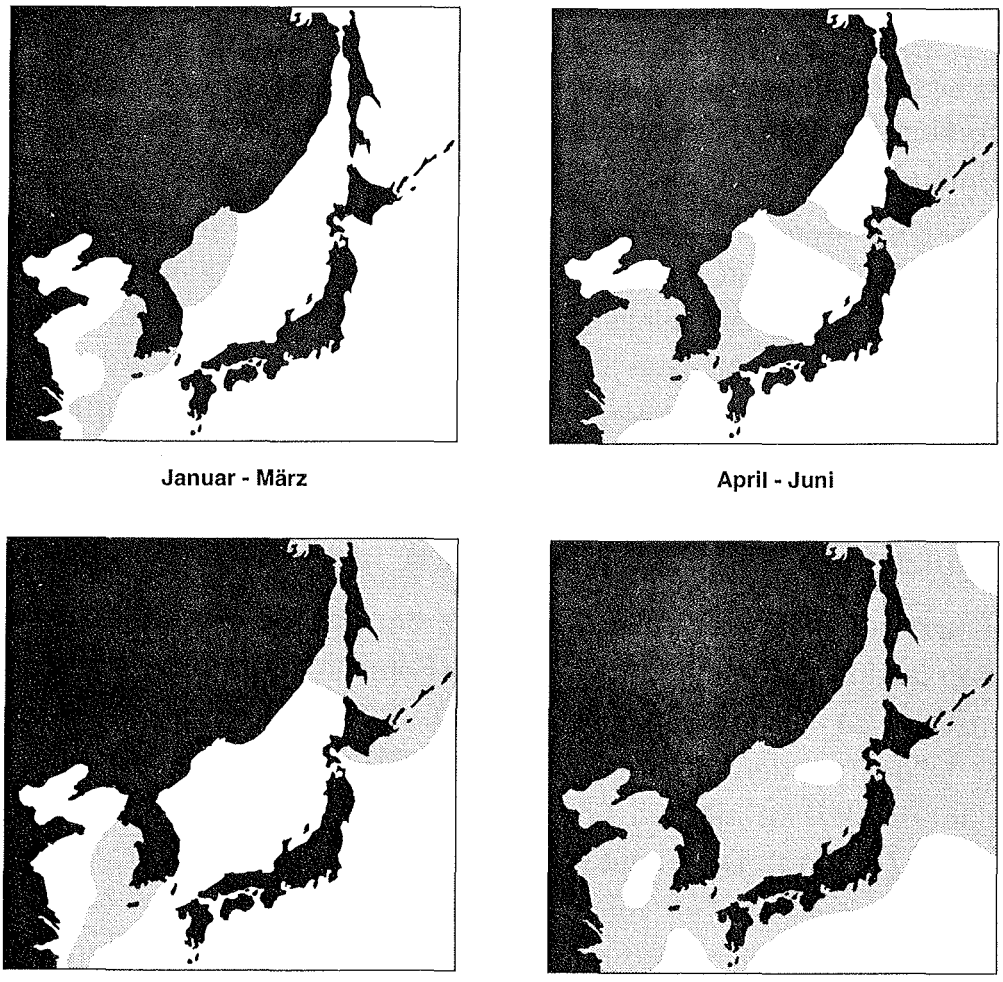


Abb. 56: Saisonale Unterschiede der Chlorophyllkonzentration im Oberflächenwasser (Produktivität) der Japan See. (graue Schattierungen = hohe Produktivität; nach Satellitenaufnahmen aus C.J. Tucker, NASA/GSFC).

9.2.2. Zyklizität in Abhängigkeit von anoxischen Bodenwasserverhältnissen

Aus den Daten und den vorangegangenen Interpretationen wird deutlich, daß zwar der generelle Aufbau der Hell/Dunkel-Zyklen relativ einheitlich aussieht, aber völlig verschiedene Mechanismen zur Erklärung der Anreicherung von organischer Substanz in den einzelnen Zyklen herangezogen werden müssen. Auffällig ist, daß zur Ausbildung von sehr deutlichen Hell/Dunkel-Kontrasten innerhalb eines Zyklus der Sauerstoffgehalt im Bodenwasser wahrscheinlich eine wichtige Rolle spielte. So zeigt sich, daß die dunklen Abschnitte der Zyklen oft mit niedrigen Kohlenstoff/Schwefel-Verhältnissen einhergehen, die eine Sedimentation unter sauerstoffarmen Bodenwasserbedingungen andeuten. Bei Zyklen mit schwächerer Ausbildung dieses Kontrastes ist auch der Unterschied im C/S-Verhältnis zwischen Hell und Dunkel meist nicht so stark ausgeprägt. Dieses Phänomen wird als übergeordneter Steuermechanismus für die Zyklizität interpretiert. Jeder der drei beschriebenen Zyklentypen kann in Abhängigkeit von der Durchlüftungsintensität des Tiefenwassers in starker oder schwacher Ausprägung gebildet werden. Das bedeutet einerseits, daß diese Zyklen klimaabhängig sind, d.h. zu Glazialzeiten mit niedrigem Meeresspiegel wurden bevorzugt deutliche Zyklen gebildet. Andererseits sind die verschiedenen regionalen Unterschiede im Ablagerungsmilieu sehr wichtig. In den abgeschlossenen tieferen Bereichen der Japan See können sich so z.B. wesentlich eher anoxische Verhältnisse einstellen als in flacher gelegenen Ablagerungsräumen oder in Verbindungswegen zwischen den einzelnen Teilbecken, in denen naturgemäß eine größere Strömungsgeschwindigkeit vorherrscht. Dies macht eine Korrelation der Zyklen über größere Entfernungen zwischen den einzelnen Bohrungen sehr schwierig bzw. sogar fraglich (Tada, 1993; Foellmi et al., 1992)

9.2.3. Quantifizierung der Paläoproduktivität in den Hell/Dunkel-Zyklen

Zur Abschätzung der Paläoproduktivität während der Bildung der Hell/Dunkel-Zyklen werden für den dunklen Abschnitt des Zyklus die Formeln für anoxische Ablagerungsbedingungen von Brumsack (1980) und Bralower & Thierstein (1984) benutzt (Tab. 14). Für den hellen Teil, der eher unter oxischeren Bedingungen sedimentiert wurde, wird die Paläoproduktivität mit den Formeln von Stein (1986) und Sarnthein et al. (1987) berechnet (Tab. 14). Dazu wird für den hellen Teil ein mittlerer C_{org}-Gehalt von 1 Gew. % und den dunklen Teil von 3 Gew. % zugrundegelegt. Im Gegensatz zu den Milankovitch-artigen Zyklen, die hauptsächlich produktivitätsgesteuert sind, zeigt sich bei den kurzfristigen Hell/Dunkel-Zyklen im allgemeinen kaum eine Änderung in der Paläoproduktivität. In Verbindung mit anderen C_{org}-Anreicherungsmechanismen kann die Produktivität durchaus eine Rolle bei der Bildung von Kleinzyklen spielen

(vgl. Zyklustyp C; Kap. 9.2.1.). Die berechnete Paläoproduktivität ist mit Werten um 120 gC/m²/yr mit küstennahen Sedimentationsgebieten vergleichbar (Stein, 1991). Hierbei ist jedoch zu beachten, daß unter suboxischen Bedingungen die sicherlich vorrübergehend herrschten, höhere Produktionswerte möglich waren (vgl. Abb. 57, Tab. 14.)

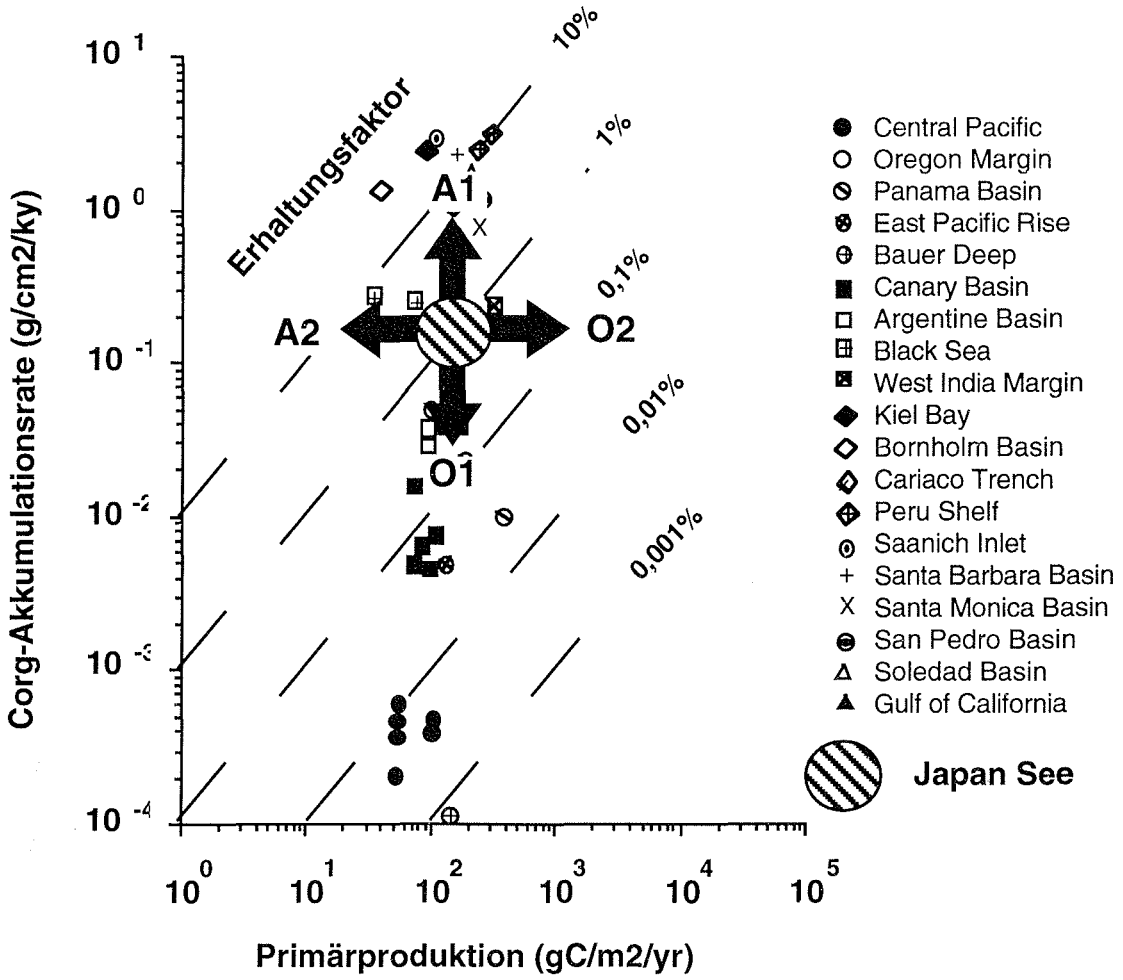


Abb. 57: Zusammenhang zwischen Primärproduktion, C_{org}-Akkumulation und C_{org}-Erhaltungsfaktor (Datenbasis aus holozänen Sedimenten; aus Bralower & Thierstein, 1984). Die schraffierte Fläche zeigt die Beziehung in den Sedimenten der Japan See. Fallbeispiele (A1, A2, O1, O2) zeigen verschiedene Möglichkeiten der C_{org}-Anreicherung in der Japan See. A1 = höhere Erhaltung (++anoxisch) und konstante Primärproduktion --> erhöhte C_{org}-Akkumulation; A2 = höhere Erhaltung (++ anoxisch) und niedrigere Primärproduktion --> konstante C_{org}-Akkumulation; O1 = schlechte Erhaltung (++oxisch) und konstante Primärproduktion --> niedrigere C_{org}-Akkumulation; O2 = schlechte Erhaltung (++oxisch) und erhöhte Primärproduktion --> konstante C_{org}-Akkumulation.

Tab. 14: Mittlere Paläoproduktivitätswerte ($g/m^2/yr$) für die spätquartären Hell/Dunkel-Zyklen. Für die Berechnung wurden mittlere Werte für Naßdichte, Porosität und Sedimentationsraten benutzt. (Hell: Naßdichte=1,5 g/cm^3, Porosität=70 % und LSR=15 cm/ky. Dunkel: Naßdichte=1,4 g/cm^3, Porosität=74 % und LSR=15 cm/ky. Wassertiefe = 900 m; Ingle, Suyehiro, von Breyman et al., 1990; Stein, 1991).

	Formel 9b (Stein, 1986) oxisch (suboxisch)	**Formel 9c** (Sarnthein et al., 1987) oxisch (suboxisch)	**Formel 9i** (Bralower & Thierstein, 1984) anoxisch	**Formel 9h** (Brumsack, 1980) anoxisch
Hell (1 Gew. % Corg)	**120**	**110**		
Dunkel (3 Gew. % Corg)	**(250)**	**(215)**	**140**	**100**

9.2.4. Zyklizität in Abhängigkeit von Glazial-/Interglazialschwankungen in der Japan See

Wie in Kap. 9.2.1. gezeigt werden konnte, lassen sich verschiedene Bildungsmechanismen der Kleinzyklen unterscheiden. Es stellt sich nun die Frage, inwieweit die Zyklen mit den drastischen klimatischen Schwankungen im Spätquartär in Zusammenhang stehen. Dazu wurde die Verteilung der einzelnen Zyklentypen innerhalb der Sedimentsäule untersucht (Abb. 58). Der stratigraphische Rahmen für die obersten 37 m der Sedimentsäule basiert hauptsächlich auf Sauerstoffisotopendaten (Dunbar et al., 1992) und einer absoluten Altersdatierung (^{14}C; Scott, in Dunbar et al, 1992). Mit Hilfe der globalen Sauerstoffisotopenkurve von Martinson et al. (1987) und einer Opalkurve von Dunbar et al. (1992) wurden für die oberen 37 m der Bohrung 798 Fixpunkte korreliert und die Stadiengrenzen 1/2, 4/5, 5/6, 6/7 und 7/8 für die C_{org}-Kurve des Kerns festgelegt (Tab. 15). Wie in Abbildung 58 erkennbar ist, korrelieren die Schwankungen in der C_{org}-Kurve offensichtlich mit Glazial/Interglazial-Wechseln. In den relativ kalten Stadien 2, 3 und 4 ist dabei die Amplitude der Werte deutlich höher als in Stadium 5. Außerdem ist in den kühleren Stadien der Hell/Dunkel-Kontrast deutlicher ausgeprägt als in den Warmstadien. Ähnliche Situationen sind im oberen und unteren Teil von Stadium 6 sowie in Stadium 8 zu erkennen, während die Zyklen im Interglazialstadium 7 wiederum schwächer ausgebildet sind. Die Variationsbreite der C_{org}-Gehalte in den Oberfächensedimenten der heutigen Japan See ist vergleichbar mit der C_{org}-Amplitude in Stadium 5 und 7 (Abb. 58; vgl. Ingle, 1975; Niino et al., 1969).

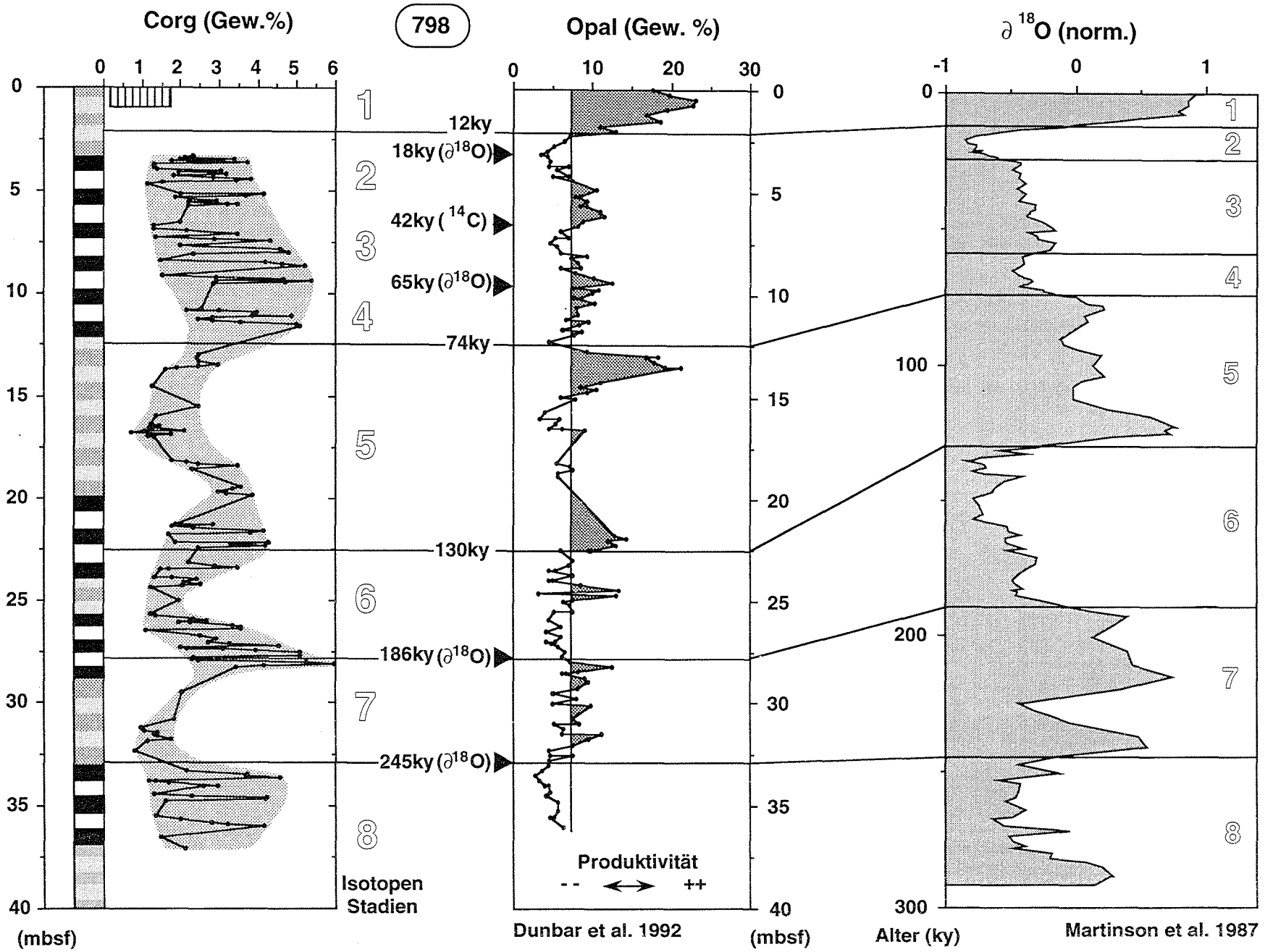
Tab. 15: Stratigraphische Fixpunkte für die Definition der Stadiengrenzen. Stadium 6/7 und 7/8 von Dunbar et al. (1992); Stadium 1/2, 4/5 und 5/6 stammen aus der Korrelation der globalen Sauerstoffisotopenkurve (Martinson et al., 1987) mit der Opalkurve von Site 798 (Dunbar et al., 1992).

Fixpunkt	Alter (Ma)	Teufe (mbsf)	LSR (cm/ky)
	0	0	0
Stadium 1/2	12	1	16,7
Stadium 4/5	74	12,5	16,9
Stadium 5/6	130	22,5	17,9
Stadium 6/7	186	28	9,8
Stadium 7/8	245	33	8,5

In den Hell/Dunkel-Zyklen von Stadium 2 bis 4 zeigt sich eine hohe Variabilität der Werte, die möglicherweise auf die unterschiedliche Zufuhr von äolischem Material zurückzuführen ist (vgl. Dersch, 1993), denn in diesem Intervall kommen verstärkt Typ-A Zyklen vor (Stax & Stein, 1993). Dagegen werden die Stadien 5 und 6 eher durch den produktivitätsgesteuerten Zyklustyp C dominiert und deuten damit auf Zeiten unterschiedlicher Intensität in der Produktion von organischer Substanz hin, die nur gelegentlich von erhöhtem terrigenem Fluß unterbrochen werden. In den Stadien 7 und 8 läßt sich keine Dominanz eines bestimmten Zyklustyps feststellen, da besonders in diesen Intervallen die regionalen Anreicherungsfaktoren für organisches Material gegenüber dem klimatisch induzierten Signal überwiegen.

Weiterhin wurden von Lichtfouse et al. (1992) Untersuchungen an Alkenonen hinsichtlich der Paläo-Oberflächenwassertemperatur durchgeführt (Brassell et al., 1986; Jasper & Hayes, 1990), um helle und dunkle Sedimente innerhalb der Zyklusabfolgen zu vergleichen. In Abbildung 59 sind zwei Gaschromatogramme dargestellt, in denen die Alkenon-Intensitäten keine wesentlichen Unterschiede zeigen.

Abb. 58: (folgende Seite) Korrelation der C_{org}- und Biogenopalkurve mit der globalen Sauerstoffisotopenkurve von Martinson et al. (1987). In der linken Säule ist durch schwarze und weiße Signatur eine deutliche Zyklizität angedeutet, während die grauen Intervalle schwache Zyklen in diesem Bereich bezeichnen. Der schraffierte Balken in der rechten oberen Ecke der C_{org}-Kurve zeigt den Variationsbereich der C_{org}-Gehalte in der heutigen Japan See (Ingle, 1975; Niino et al., 1969).


Corg (Gew.%)
798
Opal (Gew. %)
∂ 18O (norm.)
12ky
18ky (∂18O)
42ky (14C)
65ky (∂18O)
74ky
130ky
186ky (∂18O)
245ky (∂18O)
Isotopen Stadien
Produktivität
-- ++
(mbsf)
Dunbar et al. 1992
Alter (ky)
Martinson et al. 1987

Dies läßt darauf schließen, daß wahrscheinlich keine kurzfristigen Klimaschwankungen für die Bildung von kleinzyklischen Hell/Dunkel-Abfolgen verantwortlich sind. Die gesamte Glazial/Interglazial-Variation der Paläotemperaturen aus Alkenonuntersuchungen liegt allerdings nach Kheradyar (mündl. Mitteilung, 1993) zwischen ca. 5 und 20°C. Aufgrund der niedrigen Probendichte ist es jedoch nicht möglich, einzelne Stadiengrenzen zu definieren. Hier sind noch weitere molekulargeochemische Untersuchungen notwendig, um eine stratigraphische Einordnung der Einzelzyklen durchführen zu können.

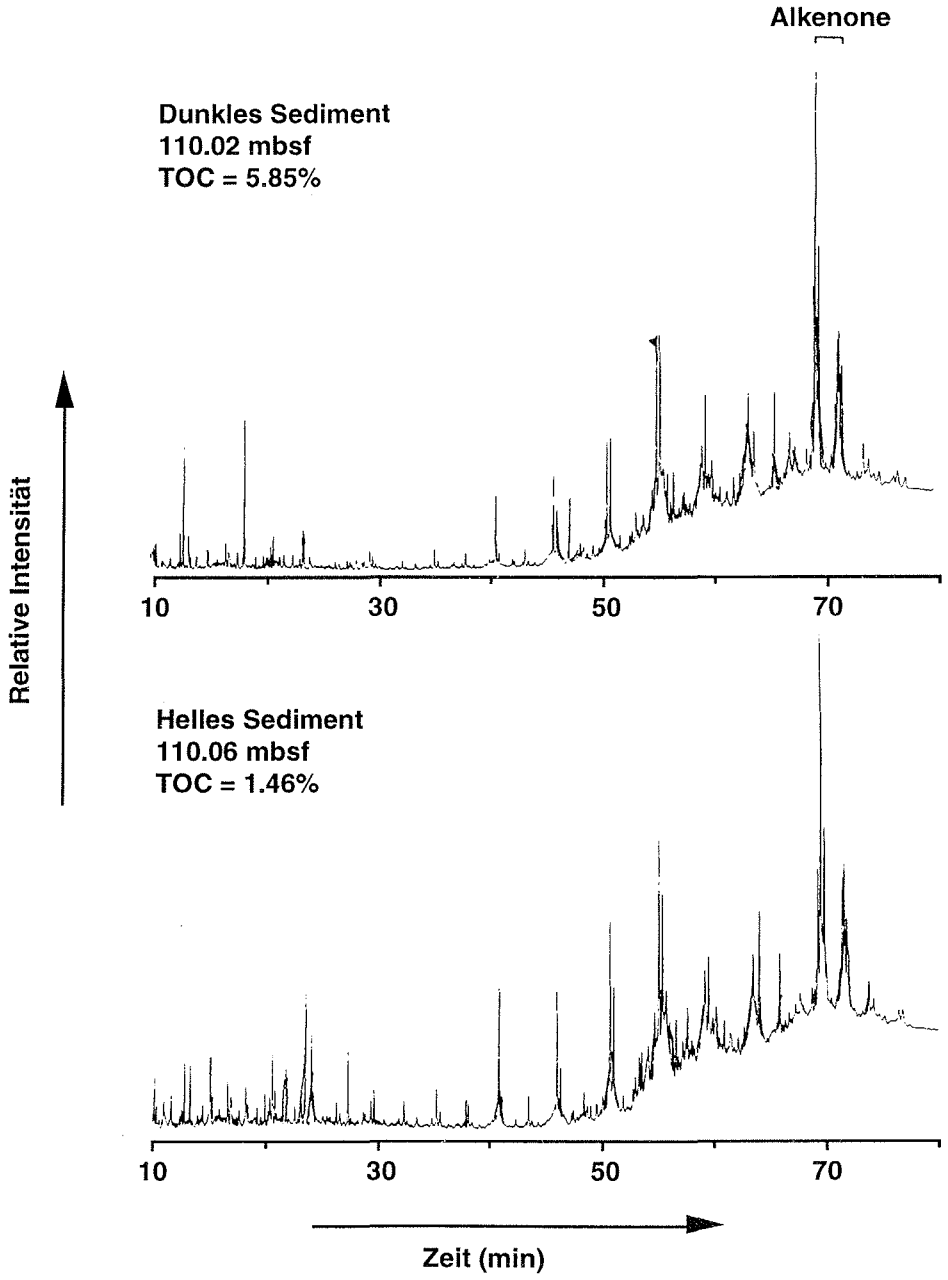


Abb. 59: Gesamtextrakt-Gaschromatogramme von Sedimenten des Kita-Yamato Troges (Bohrung 799). Helle und Dunkle Sedimente zeigen kaum Unterschiede in der Alkenonzusammensetzung (aus Lichtfouse et al., 1992).

9.2.5. Zyklische Anreicherung von organischer Substanz durch Trübeströme

Neben der Ausbildung von Hell/Dunkel-Zyklen durch klimatische und paläoozeanographische Änderungen kommen in den spätquartären Sedimenten der Bohrung 799 zyklische Sequenzen vor, die auf die Ablagerung von Turbiditen zurückzuführen sind. Außerdem sind Zyklen dieser Art in den unter- und mittelmiozänen Ablagerungen des Kerns zu finden (vgl. Kap. 7). Die Sedimente in diesen Kleinzyklen lassen sich vor allem den Faziestypen 5 bis 7 zuordnen (siehe Kap. 7). Bei diesem Ablagerungsmechanismus kommt es zu einer Anreicherung von organischer Substanz durch sehr schnelle Einbettung im Sediment. Dadurch fehlt die für einen intensiven Abbau der organischen Substanz nötige längere Verweildauer an der oxischen Sedimentoberfläche. Der z.T. recht unterschiedliche Aufbau der Turbiditlagen geht dabei sowohl auf Unterschiede im Herkunftsgebiet als auch auf das Energieniveau des Trübestroms zur Zeit der Ablagerung zurück (proximal bzw. distal).

Anhand von orientiert entnommenen Turbiditproben, deren einzelne Schichten getrennt untersucht wurden, konnte die Einbettung von organischer Substanz durch Trübeströme rekonstruiert werden. In Abbildung 60a ist eine Sequenz von drei aufeinanderfolgenden Turbiditen dargestellt. Das Sediment ist durch einen hohen C_{org}-Gehalt von fast 3 Gew. %, hohe HI-Werte und niedrige Karbonatgehalte charakterisiert. Eine Schicht mit sekundärem authigenem Karbonat bewirkt in diesem Fall einen deutlichen $CaCO_3$-Anstieg und einen erniedrigten C_{org}-Wert. Die beiden gradierten Sequenzen schließen jeweils mit einem roten Kondensationshorizont ab, der ebenfalls niedrige C_{org}-Gehalte aufweist. Die Entwicklung dieser Abfolge wird so interpretiert, daß der Trübestrom C_{org}-reiches Material abgelagert hat, dessen oberste feine Schicht durch die exponierte Lage an der Sedimentoberfläche oxidiert wurde (rötliche Farbe). Die Zeit bis zur Ablagerung des nachfolgenden Turbidits (Abb. 59a) muß relativ kurz gewesen sein, da in dem roten Kondensationshorizont immerhin noch etwa 2 Gew. % organischer Kohlenstoff erhalten ist. In Abbildung 60b ist eine zweite Turbiditfolge aus den spätquartären Sedimenten der Bohrung 799 abgebildet, die wahrscheinlich auf gleiche Weise entstanden ist.

Im Gegensatz zu den klimatisch bzw. paläoozeanographisch gesteuerten Hell/Dunkel-Zyklen ist die Bildung dieser Abfolgen nicht direkt an die Ablagerungsbedingungen des Sedimentationsortes gebunden. Dieser unabhängige Bildungsmechanismus kann in ähnlicher Weise auch in anderen Ozeangebieten mit möglicher allochthoner Sedimentzufuhr entstehen (Weaver & Kuijpers, 1983; Faugére et al., 1989a, b; Stein, 1991).

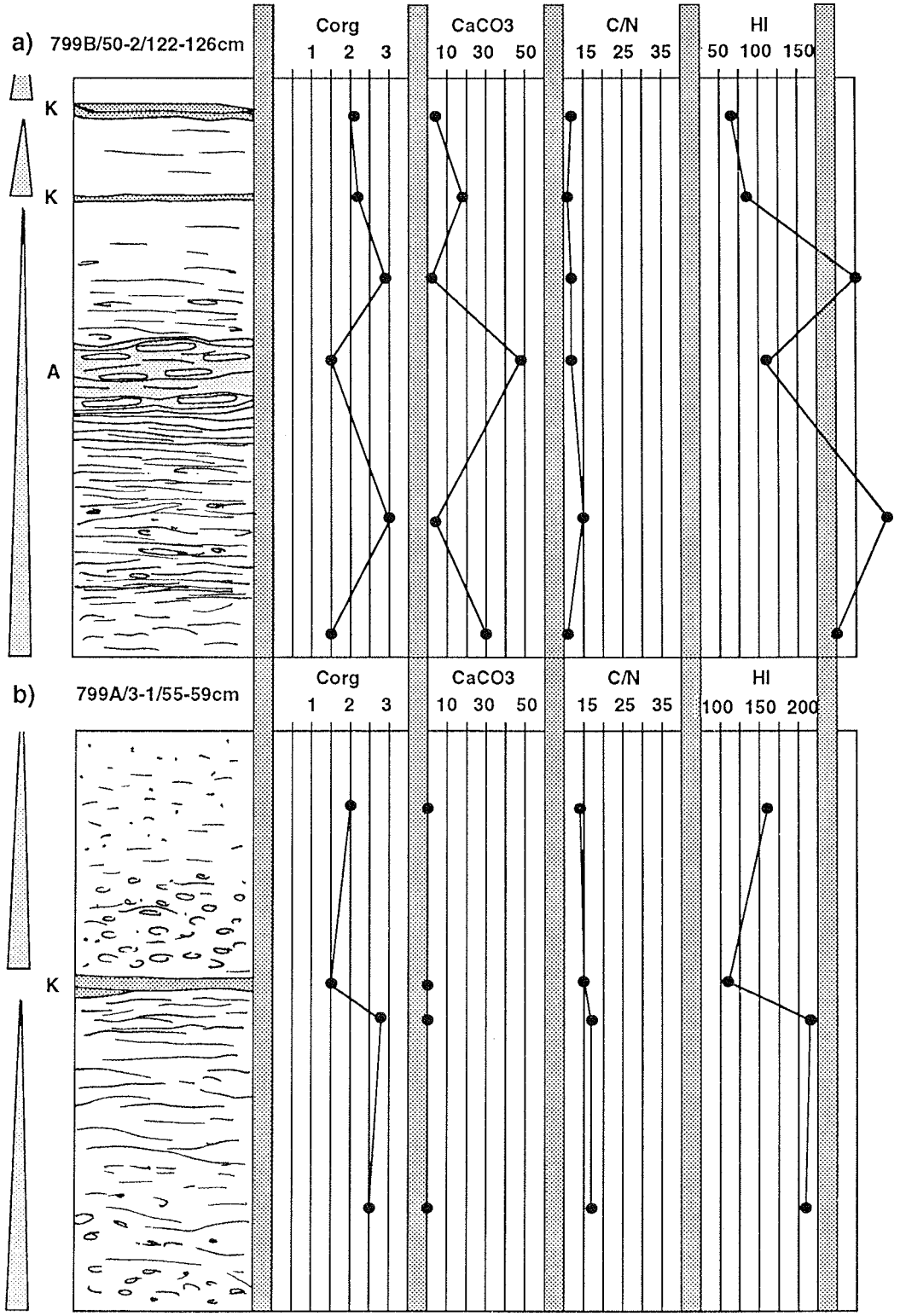


Abb. 60: Verteilung der Gehalte an organischem Kohlenstoff und Kalziumkarbonat sowie die C/N-Verhältnisse und Wasserstoffindexwerte von zwei Turbiditen der Bohrungen 799B (a) und 799A (b). K = Kondensationshorizont am Ende einer gradierten Turbiditsequenz; A = Lage mit authigenem Karbonat; Pfeile kennzeichnen normale Gradierung.

Schlußfolgerungen

Die Sedimente in der Japan See zeichnen sich generell durch eine starke Anreicherung von organischem Kohlenstoff aus. In den verschiedenen Stadien der Beckenentwicklung und tektonischen Aktivität seit dem unteren Miozän (20 Ma) wurde die Sedimentation sowohl von globalen klimatischen als auch regionalen Faktoren gesteuert. Langfristige Änderungen in der Hydrographie, vor allem der Einstrom von sauerstoffarmem pazifischem Zwischenwasser, hat zu verschiedenen Zeiten zu sub- bis anoxischen Verhältnissen in der Wassersäule bzw. im Bodenwasser geführt. Zeiten mit dominierend anoxischen Verhältnissen lassen sich in den Sedimenten der südöstlichen Japan See vor allem zwischen ca. 18 und 12 Ma sowie ca. 5 und 2,5 Ma nachweisen. In den übrigen Zeitabschnitten wechselten die Bedingungen sporadisch zwischen anoxisch und oxisch. Vor allem im Pleistozän waren die Schwankungen im Sauerstoffgehalt der Wassersäule extrem stark und führten zu einer deutlich zyklischen Sedimentausbildung.

Organische Kohlenstoffzyklen kommen in der Japan See in verschiedenen Größenordnungen vor. Eine Zyklizität mit einer Frequenz von 41 ky spiegelt die unterschiedliche Intensität der Oberflächenwasserproduktivität wider und ist auf klimatische Ursachen zurückzuführen. Dies zeigt sich in hohen Gehalten an Opal und organischem Kohlenstoff in Warmzeiten, während die Kaltzeiten eher durch eine erhöhte Akkumulation von Terrigenmaterial (Quarz) charakterisiert sind (Abb. 61). Gut durchlüftete Bedingungen in der gesamten Wassersäule, wie sie heute in der Japan See vorkommen, können episodisch auch in interglazialen Abschnitten des mittleren Pleistozäns auftreten und dokumentieren sich in einer hohen Produktivität (hohe Opalgehalte) und (aufgrund der stark oxidierenden Bedingungen) in niedrigen C_{org}-Gehalten im Sediment.

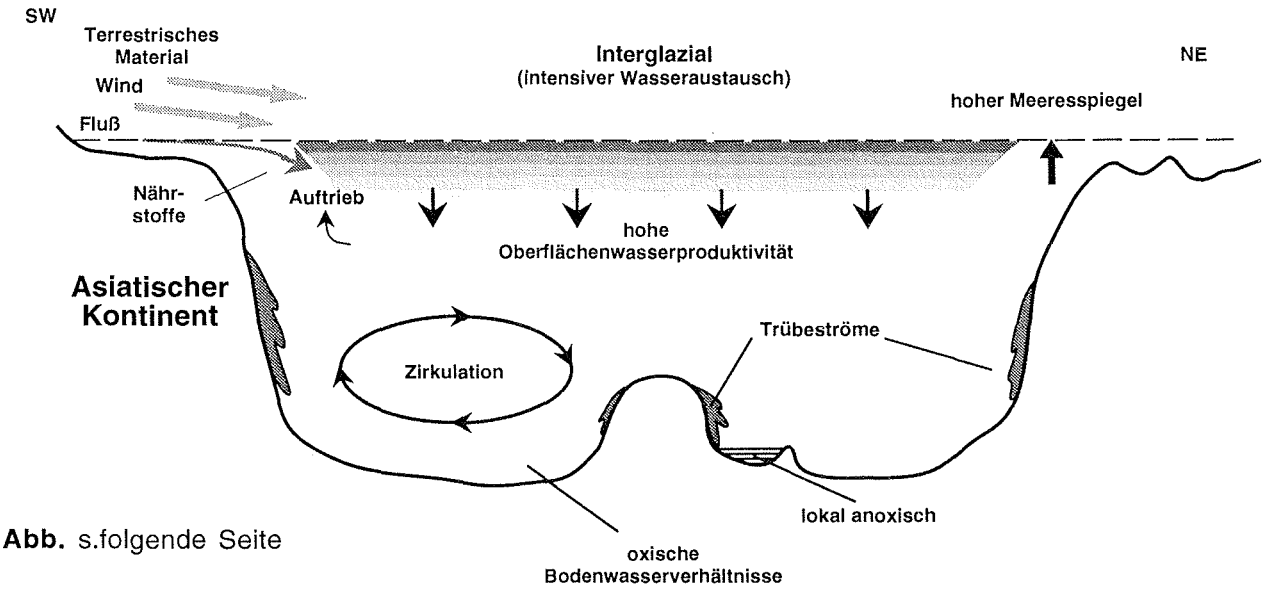


Abb. s.folgende Seite

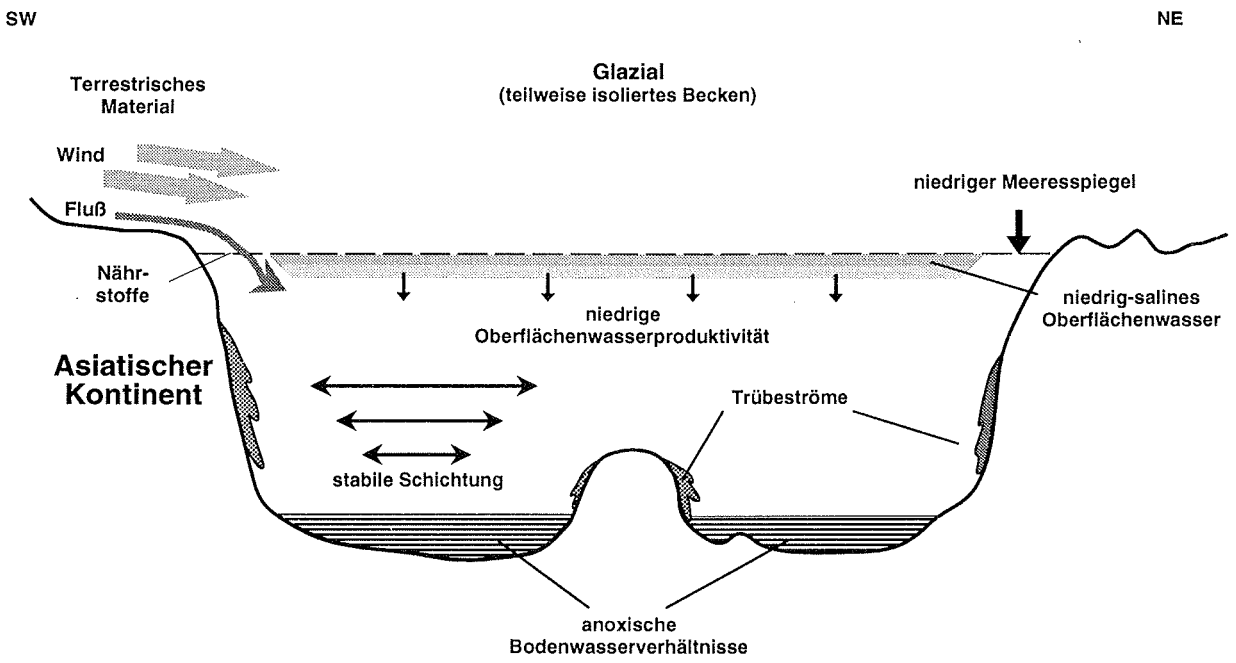


Abb. 61: Querschnitt durch die Japan See. Die Anreicherungsmechanismen für organische Substanz sind schematisch für Glazial und Interglazialzeiten (Extremsituationen) dargestellt.

Wesentlich kurzfristigere Zyklen von einer Dauer zwischen 1000 und 12000 Jahren sind durch deutliche Hell/Dunkel-Unterschiede in den Sedimenten charakterisiert. Es lassen sich drei Zyklentypen unterscheiden, die auf verschiedene Bildungsmechanismen zurückzuführen sind. Typ A wird durch eine quantitativ unterschiedliche Zufuhr von siliziklastischem Material gesteuert, während die organische Zufuhr bei der Bildung des Zyklus unverändert bleibt. Typ B ist durch unterschiedliche Anteile an terrestrischem und marinem organischem Material charakterisiert. Dabei nimmt zum hangenden hellen Zyklusabschnitt hin jeweils der Anteil an terrestrischem organischem Material ab, und die marine Fraktion wird dadurch angereichert. Typ C wird durch eine unterschiedliche Produktivitätsintensität in Verbindung mit einer besseren Erhaltung der organischen Substanz infolge anoxischer Bodenwasserverhältnisse kontrolliert. Neben den unterschiedlichen Bildungsbedingungen der Kleinzyklen ist der Sauerstoffgehalt in der Wassersäule ein wichtiger übergeordneter Steuerungsmechanismus, der die Ausprägung des Hell/Dunkel-Kontrastes innerhalb der Zyklen stark beeinflussen kann.

Die Korrelation mit der globalen Klimakurve zeigt, daß in den Glazialzeiten des Spätquartärs die Kleinzyklen meist deutlicher als im Interglazial bzw. in wärmeren Phasen während Glazialzeiten ausgebildet sind. Eine Ursache für diesen Unterschied ist wahrscheinlich in der glazialen Meeresspiegelabsenkung zu sehen, die den

Wasseraustausch zum Pazifik maßgeblich einschränkt und dadurch zu einer stabilen Schichtung innerhalb der Wassersäule führen kann. Ein erhöhter Süßwassereinstrom durch Flüsse (Huang Ho, Yangtze) oder Schmelzwasser kann diese Bedingungen noch erheblich verstärken. Dieser Mechanismus kann so zu einer besseren Erhaltung und einer sporadischen Anreicherung organischer Substanz führen, was sich lithologisch in der Ausbildung dunkler Sedimente widerspiegelt. Dagegen können sich unter besser ventilierten Tiefenwasserverhältnissen trotz relativ hoher Produktivität nur sehr schwer anoxische Verhältnisse einstellen, so daß die Zyklizität insgesamt schwächer ausgeprägt ist.

Ein weiterer Anreicherungsmechanismus für organisches Material, der vor allem in tieferen Beckenbereichen gegenüber den klimatisch gesteuerten Faktoren dominierend sein kann, ist die Sedimentation durch Trübeströme. Durch die rasche Einbettung wird die Erhaltungsrate der organischen Substanz deutlich erhöht.

Die zyklische Sedimentation von organischem Kohlenstoff kann in der Japan See auf mindestens vier unterschiedliche Mechanismen zurückgeführt werden (Abb. 61). Dabei sind (I) die Oberflächenwasserproduktivität, (II) die terrestrische Zufuhr von organischem und siliziklastischem Material durch Wind bzw. Flüsse und (III) das Erhaltungspotential durch anoxische Verhältnisse direkt von klimatischen Änderungen abhängig. Die Anreicherung durch Trübeströme als vierter Mechanismus ist nicht an die vorher beschriebenen gekoppelt. Durch das wechselnde Zusammenspiel dieser vier Mechanismen kam es in der Japan See zu phänotypisch ähnlichen, aber in der Zusammensetzung sehr unterschiedlichen Sedimentzyklen.

Literaturhinweise:

Allen, G. P., Casting, P. und Klingebiel, A., 1974. Suspended sediment transport and deposition in the Gironde estuary and adjacent shelf. *Mem. Inst. Geol. Bassin Aquitaine*, **7**, S. 27-36.

Abrantes, F., 1988. Diatom assemblage as upwelling indicators in surface sediments off Portugal. *Mar. Geol.*, **85**, S. 15-39.

Barron, J. A., 1986. Paleoceanographic and tectonic controls on deposition of the Monterey Formation and related siliceous rocks in California. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **53**, S. 27-45.

Barron, J. A. und Baldauf, J. G., 1990. Development of biosiliceous sedimentation in the North Pacific during the Miocene and early Pliocene. **In:** R. Tsuchi (Ed.), *Pacific Neogene Events: Their Timing, Nature and Interrelationship.* Tokyo (University of Tokyo Press), S. 43-63.

Beloussov, V. V., 1968. Some problems of development of the earth´s crust and upper mantle of oceans. **In:** L. Knopoff, C. Drake, und P. Hart, (Eds.), *The Crust and Upper Mantle of the Pacific Area.* Am. Geophys. Union Monogr. 12: S. 449-459.

Berger, W. H. und Soutar, A., 1970. Preservation of plankton shells in an anaerobic basin off California. *Calif., Univ. Scripps Inst. Oceanogr., Contrib., Part*, **40**, S. 1323-1330.

Berger, W. H. und Killingley, J., 1977. Glacial-Holocene transition in deep-sea carbonates: selective dissolution and the stable isotope signal. *Science*, **197**, S. 563-566.

Berger, W. H. und Keir, R. S., 1984. Glacial-Holocene changes in atmospheric CO_2 and the deep-sea record. *Geophys. Monogr.*, **29**, S. 337-351.

Berger, W. H., Smetacek, V. S. und Wefer, G., 1989. Ocean productivity and paleoproductivity - an overview. **In:** W. H. Berger, Smetacek, V. S. und Wefer, G., (Eds.), *Productivity of the Ocean: Past and Present.* Life Sci. Res. Rep. 44: (Wiley & Sons), S.1-34.

Berggren, W. A., Kent, D. V., Flynn, J. J. und Couvering, J. A. v., 1985. Cenozoic geochronology. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **96**, S. 1407-1418.

Berner, R. A., 1984. Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, S. 605-615.

Berner, R. A., 1989. Biogeochemical cycles of carbon and sulfur and their effect on atmospheric oxygen over Phanerozoic time. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, **75**, S. 97-122.

Betzer, P. R., Showers, W. J., Laws, E. A., Winn, C. D., Ditullo, G. R. und Kroopnick, P. M., 1984. Primary productivity and particle fluxes on a transect of the equator at 153°W in the Pacific Ocean. *Deep-Sea Res.*, **31**, S. 1-11.

Bishop, J. K. B., 1988. The barite-opal-organic carbon association in oceanic particulate matter. *Mature*, **332**, S. 341-343.

Blank, M., Leinen, M. und Prospero, J. M., 1985. Major asian eolian inputs indicated by the mineralogy of aerosols and sediments in the western North Pacific. *Nature*, **314**, S. 84-86.

Boggs, S. und Seyedolali, A., 1992. Provenance of Miocene sandstones from Sites 796, 797, and 799, Japan Sea. **In:** K. A. Pisciotto, J. C. Ingle, Jr., M. T. von Breyman und J. Barron, et al., *Proc. ODP, Sci Results*, 127/128, Pt. 1: College Station, TX (Ocean Drilling Program), S. 99-113.

Boon, J. J., Rijpstra, W. I. C., de Lange, F., de Leeuw, J. W., Yoshioka, M. und Shimizu, Y., 1979. Black Sea sterol - a molecular fossil for dinoflagellate blooms. **277**, S. 125-127.

Bordowskiy, O. K., 1965a. Accumulation and transformation of organic substances in marine sediments. *Mar. Geol.*, **3**, S. 1-114.

Bordowskiy, O. K., 1965b. Accumulation of organic matter in bottom sediments. *Mar. Geol.*, **3**, S. 33-82.

Boyce, R. E. und Bode, G. W., 1972. Carbon and carbonate analyses, Leg 9. *Initial Rep. Deep-Sea Drilling Project*, **9**, S. 797-816.

Boyle, E. A., 1986. Deep ocean circulation preformed nutrients, and atmospheric carbon dioxide: theories and evidence form oceanic sediments. **In:** K. Hsü (Ed.), *Mesozoic and Cenozoic Oceans.* Geodynamics Series. 15: (AGU), S. 49-59.

Boyle, E. A., 1988. The role of vertical chemical fractionation in controlling Late Quaternary atmospheric carbon dioxide. *Jour.Geophys.Res.*, **92**, S. 2651-2663

Bralower, T. J. und Thierstein, H. R., 1984. Low productivity and slow deep-water circulation in Mid-Cretaceous oceans. *Geology*, **12**, S. 614-618.

Bralower, T. J. und Thierstein, H. R., 1987. Organic carbon and metal accumulation rates in Holocene and Mid-Cretaceous sediments: paleoceanographic significance. **In:** J. Brooks und A. Fleet (Eds.), *Marine petroleum source rocks.* Oxford, England (Blackwell Scientific Publications), S. 345-369.

Brassell, S. C. und Eglinton, G., 1983. The potential of organic geochemical compounds as sedimentary indicators of upwelling. **In:** E. Suess und J. Thiede (Eds.), *Coastal upwelling: its sedimentary record.* NATO Conference Series IV: Marine Sciences. A: New York (Plenum Press), S. 545-571.

Brassell, S. C. und Eglinton, G., Marlowe, I., T., Pflaumann, U. und Sarnthein, M., 1986. Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment. *Nature,* **320**, S. 545-571.

Broecker, W. S. und Peng, T. H., 1982. *Tracers in the Sea* : Palisades New York (Eldigio Press), 690 S.

Bruland, K. W., Bienfang, P. K., Bishop, J. K. B., Eglinton, G., Ittekot, V. A. W., Lampitt, R., Sarnthein, M., Thiede, J., Walsh, J. J. und Wefer, G., 1989. Flux to the Seafloor. **In:** W. H. Berger, Smetacek, V. S. und Wefer, G., (Eds.), *Productivity of the Ocean: Past and Present.* Life Sci. Res. Rep. 44: (Wiley & Sons), S. 193-216.

Brumsack, H.-J., 1980. Geochemistry of Cretaceous black shales from the Atlantic Ocean (DSDP Legs 11, 14, 36, and 41). *Chem. Geol.*, **31**, S. 1-25.

Burckle, L. H., Brunner, C. A., Alexandrovich, J., DeMenocal, P., Bristow, J., Hamano, Y., Heusser, L., Ingle, J. C., Kheradyar, T., Koizumi, I., Krumsiek, K. A. O., Ling, H. Y., Muza, J. P., Rahamn, A., Sturz, A., Vigliotti, L., White, L. D., Wippern, J. J. M. und Yamanoi, T., 1992. Biostratigraphic and biochronologic synthesis of Legs 127 and 128: Sea of Japan. **In:** K. Tamaki, K. Suyehiro, J. Allan und M. McWilliams, et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 127/128, Pt. 2: College Station, TX (Ocean Drilling Program), S. 1219-1228.

Calvert, S. E., 1974. Deposition and diagenesis of silica in marine sediments. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, **1**, S. 273-299.

Calvert, S. E. und Fontugne, M. R., 1987. Stable carbon isotopic evidence for the marine origin of the organic matter in the Holocene Black Sea sapropel. *Chem. Geol.*, **66**, S. 315-322.

Cande, S. C. und Kent, D. V., 1992. A new geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. *J. Geophys. Res.*, **97** (B10), S. 13,917-13,951.

Chinzei, K., 1986. Opening of the Japan Sea and marine biogeography during the Miocene. *J. Geomag. Geoelectr.*, **38**, S. 487-494.

Craig, H., 1957. Isotopic standards for carbon & oxygen and correction factors for mass spectrometric analysis of CO_2. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **12**, S. 133-149.

Cronin, T. M., Ikeya, N., Kitamura, A. und Kamiya, T., 1992. Quantitative reconstruction of Pliocene and Quaternary oceanography, Sea of Japan, based on marine ostracoda. *Geomar Report/Berichte-Reports, Geol. Paläont. Inst. Kiel Nr. 57*, **15**, ICP IV (Program and Abstracts) , S. 90-91.

Curry, W. B. und Crowley, T. J., 1987. The $\partial^{13}C$ of equatorial Atlantic surface waters: implications for ice age pCO_2 levels. **2** (5), S. 489-517.

Dean, W. E., Arthur, M. A. und Claypool, G. E., 1986. Depletion of ^{13}C in Cretaceous marine organic matter: source, diagenetic, or environmental signal? *Mar. Geol.*, **70**, S. 119-157.

Degens, E. T., Behrendt, M., Gotthard, B. und Reppmann, E., 1968. Metabolic fractionation of carbon isotopes in marine plankton. II. Data on samples collected off the coast of Peru and Ecuador. *Deep-Sea Res.*, **15**, S. 11-20.

Degens, E. T., 1969. Biogeochemistry of stable carbon isotopes. **In:** G. Eglinton und M. T. J. Murphy (Eds.), *Organic Geochemistry.* New York (Elsevier), S. 304.

Degens, E. T., 1989. *Perspectives on biogeochemistry* : Berlin (Springer Verlag), 423 S.

Dehairs, F., Chesselet, R. und Jedwab, J., 1980. Discrete suspended particles of barite in the barium cycle in the open ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **49**, S. 528-550.

DeMenocal, P. B., Bristow, J. F. und Stein, R., 1992. Paleoclimatic applications of downhole logs: Pliocene-Pleistocene results from Hole 798B, Sea of Japan. **In:** K. A. Pisciotto, J. C. Ingle, M. T. von Breyman und J. Barron, et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 127/128, Pt. 1: College Station, TX (Ocean Drilling Program), S. 393-408.

Dersch, M., 1993. Zur Klimageschichte in Asien im Spätkänozoikum: Rekonstruktionen aus sedimentologischenUntersuchungen an siliziklastischen Sedimentkomponenten aus der Japan See (ODP-Leg 128). *Dissertation*, (University of Bremen), in prep.

Dersch, M. und Stein, R., 1992. Pliocene-Pleistocene fluctuations in composition and accumulation rates of eolo-marine sediments at Site 798 (Oki Ridge, Sea of Japan) and climatic change: preliminary results. **In:** K. A. Pisciotto, J. C. Ingle, M. T. v. Breymann, J. Barron et al., *Proc. ODP, Sci. Results.* 127/128: College Station, TX (Ocean Drilling Program), S. 409-422.

Dersch, M., Stax, R. und Stein, R., 1992. Late Cenozoic fluctuations in organic carbon and siliciclastic sediment fractions in the Japan Sea (ODP-Site 798) and their paleoenvironmental significance. *Zentralblatt Geol. Paläont., Sonderband "Sediment '91"*, **12**, S. 2935-2951.

Dersch, M. und Stein, R., 1993. Late Cenozoic records of eolian quartz flux in the Sea of Japan (ODP Leg 128, Sites 798 and 799) and paleoclimate in Asia. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, im Druck.

Deuser, W. G., 1973. Cariaco Trench: oxidation of organic matter and residence time of anoxic water. *Nature*, **242**, S. 601-603.

Dunbar, R. B., DeMenocal, P. B. und Burckle, L., 1992. Late Pliocene-Quaternary biosiliceous sedimentation at Site 798, Japan Sea. **In:** K. A. Pisciotto, J. C. Ingle, M. T. von Breyman und J. Barron, et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 127/128, Pt. 1: College Station, TX (Ocean Drilling Program), S. 439-455.

Duplessy, J. C., 1978. Isotope studies. **In:** J. Gribbin (Ed.), *Climatic change.* London (Cambridge University Press), S. 594-598.

Dymond, J., 1986. Particulate barium fluxes in the oceans: An indicator of new productivity. *Paper presented at Ocean Sciences Meeting, AGU, New Orleans*, S. 13-17.

Eglinton, G., Hamilton, R. J., Raphael, R. A. und Gonzalez, A. G., 1962. Hydrocarbon constituents of the wax coatings of plantleaves: A taxonomic survey. *Nature*, **193**, S. 739-742.

Emeis, K. C. und Kvenvolden, K. A., 1986. Shipboard organic geochemistry on JOIDES Resolution. *ODP Technical Note*, **7**, 130 S.

Emery, K. O. und Uchupy, E., 1984. *The geology of the Atlantic Ocean* : New York (Springer Verlag), 1050 S.

Eppley, R. W., 1989. New Production: History, Methods, Problems. **In:** W. H. Berger, Smetacek, V. S. und Wefer, G., (Eds.), *Productivity of the Ocean: Past and Present.* Life Sci. Res. Rep. 44: (Wiley & Sons), S. 85-98.

Eppley, R. W. und Peterson, B., 1979. Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean. *Nature*, **282**, S. 677-680.

Espitalié, J., Laporte, J. L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J. und Boutefeu, A., 1977. Méthode rapide de charactérisation des roches mères de leur potentiel pétrolier et de leur degré d´évolution. *Rev. Inst. Franc. Pétrol.*, **32**, S. 23-42.

Espitalié, J., Marquis, F. und Barsony, I., 1984. Geochemical logging. **In:** K. J. Voorhees (Ed.), *Analytical Pyrolysis, Techniques and Applications.* London (Butterworth), S. 276-304.

Faugere, J. C., Legigan, P., Maillet, N. und Latouche, C., 1989a. Pelagic, turbiditic, and contouritic sequential deposits on the Cape Verde Plateau (Leg 108, Site 659, Northwest Africa). **In:** W. F. Ruddiman, M. Sarnthein, et al. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results.* 108: College Station, Tx (Ocean Drilling Program), S. 311-328.

Faugere, J. C., Legigan, P., Maillet, N., Sarnthein, M. und Stein, R., 1989b. Characteristics and distribution of Neogene turbidites at Site 657 (Leg 108, Cap Blanc Continental Rise, Northwest Africa): Variations in turbidite source and continental climate. **In:** W. F. Ruddiman, M. Sarnthein, et al. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results.* 108: College Station, Tx (Ocean Drilling Program), S. 329-349.

Faure, G., 1977. *Principles of isotope geology.* (Wiley and Sons), 464 S.

Ferguson, W. S., Griffin, J. J. und Goldberg, E. D., 1970. Atmospheric dusts from the North Pacific: A short note on long range eolian transport. *J. Geophys. Res.*, **75**, S. 1137-1139.

Finney, B. P., Lyle, M. und Heath, G. R., 1988. Sedimentation at Manop Site H (Eastern Equatorial Pacific) over the past 400,000 years: climatically-induced redox variations and their effects on transition metal cycling. *Paleoceanography*, **3**, S. 169-189.

Foellmi, K. B., Cramp, A., Foellmi, K. E., Alexandrovich, J. M., Brunner, C., Burckle, L. H., Casey, M., DeMenocal, P. B., Dunbar, R. B., Grimm, K. A., Holler, P., Ingle, J. C., Kheradyar, T., McEvoy, J., Nobes, D. C., Stein, R., Tada, R., Von

Breymann, M. T. und White, L. D., 1992. Dark-light rythms in the sediments of the Japan Sea: preliminary results from Site 798, with some additional results from Sites 797 and 799. **In:** K. A. Pisciotto, J. C. Ingle, Jr., M. T. von Breyman und J. Barron, et al., *Proc. ODP, Sci Results*, 127/128, Pt. 1: College Station, TX (Ocean Drilling Program), S. 547-558.

Fontugne, M. R. und Duplessy, J.-C., 1981. Organic carbon isotopic fractionation by marine plankton in the temperature range -1 to 31°C. *Oceanologica Acta,* **4** (1), S. 85-90.

Froelich, P. N., 1980. Analysis of organic carbon in marine sediments. *Limnol. Oceanog.*, **25**, S. 564-572.

Gartner, S., 1977. Calcareous nannofossil biostratigraphy and revised zonation of the Pleistocene. *Mar. Micropal.*, **2**, S. 1-25.

Gibbs, R. J., 1977. Effects on combustion on temperature and time, and of the oxidation agent used in organic carbon and nitrogen analysis of sediments and dissolved organic material. *J. Sed. Petr.*, **47**, S. 547-550.

Gingele, F., 1992. Zur klimaabhängigen Bildung biogener und terrigener Sedimente und ihrer Veränderung durch die Frühdiagenese im zentralen und östlichen Südatlantik. *Berichte, FB Geowiss., Univ. Bremen*, **26**, 202 S.

Gorbarenko, S. A., 1983. Paleogeographic conditions in the central part of the Sea of Japan during Holocene and late Pleistocene from data on $^{18}O/^{16}O$ in foraminiferal tests. *Oceanology*, **23**, S. 300-303.

Gorbarenko, S. A., 1987. Paleogeography of the Japan Sea in the upper Pleistocene and Holocene. *Izvestia Geogr. Ser.*, **6**, S. 106-113.

Grimm, K. A., 1992. High resolution imaging of laminated biosiliceous sediments and their paleoceanographic significance (Quaternary, Site 798, Oki Ridge, Japan Sea). **In:** K. A. Pisciotto, J. C. Ingle, Jr., M. T. von Breyman und J. Barron, et al., *Proc. ODP, Sci Results*, 127/128, Pt. 1: College Station, TX (Ocean Drilling Program), S. 547-557.

Hayes, J. M., Popp, B. N., Takigiku, R. und Johnson, M. W., 1989. An isotopic study of biogeochemical relationships between carbonates and organic carbon in the Greenhorn Formation. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **53**, S. 2961-2972.

Heath, G. R., Moore, T. C. und Dauphin, J. P., 1977. Organic carbon in deep-sea sediments. **In:** N. Anderson und A. Malahoff (Eds.), *The fate of fossil fuel CO_2 in the oceans.* (Plenum), S. 605-625.

Hebbeln, D., 1991. Spätquartäre Stratigraphie und Paläoozeanographie in der Fram-Straße. *Berichte, FB Geowiss., Univ. Bremen*, **22**, 174 S.

Hedges, J. I. und Stern, J. H., 1984. Carbon and nitrogen determinations of carbonate-containing solids. *Limn. Oceanol.*, **29**, S. 657-663.

Hilde, T. W. C. und Wageman, J. M., 1973. Structure and origin of the Japan Sea. **In:** P. J. Coleman (Ed.), *The Western Pacific: Island Arcs, Marginal Seas,*

Geochemistry. Nedsland (University of Western Australia Press), S. 415-434.

Hoefs, J., 1987. *Stable Isotope Geochemistry* : Berlin (Springer Verlag), 237 S.

Hollerbach, A., 1985. *Grundlagen der organischen Geochemie* : Berlin (Springer Verlag), 190 S.

Hovan, S., Rea, D., Pisias, N. G. und Shackleton, N. J., 1989. A direct link between the China loess and marine O^{18} records: eolian flux to the North Pacific. *Nature*, **340**, S. 296-298.

Hutton, A. C., Kantsler, A. J., Cook, A. C. und McKirdy, D. M., 1980. Organic matter in oil shales. *APEA J.*, **20**, S. 44-67.

Ichikawa, K., 1972. On reconstruction of the ancient Sea of Japan region. *Kagaku*, **42**, S. 630-633.

Ijima, A., Tada, R. und Watanabe, Y., 1988. Developments of Neogene sedimentary basins in the Northeastern Honshu Arc with emphasis on Miocene siliceous deposits. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec II*, **21**, S. 417-446.

Ijima, A. und Tada, R., 1990. Evolution of Tertiary sedimentary basins of Japan in reference to opening of the Japan Sea. *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec II*, **22** (2), S. 121-171.

Ingle, J. C., 1975. Pleistocene and Pliocene foraminifera from the Japan Sea Leg 31, Deep Sea Drilling Project. **In:** D. E. Karig und J. C. Ingle, et al., *Init. Reps. DSDP*, 31, Washington (U.S. Govt. Printing Office), S. 693-701.

Ingle, J. C., 1981. Origin of Neogene diatomites around the North Pacific rim. **In:** R. E. Garrison, R. Douglas, K. Pisciotto, C. Isaacs und J. C. Ingle (Eds.), *The Monterey Formation and Related Siliceous Deposits of California.* (Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Pacific Sect.), S. 159-179.

Ingle, J. C., 1992. Subsidence of the Japan Sea: stratigraphic evidence from ODP Sites and onshore sections. **In:** K. Tamaki, K. Suyehiro, J. Allan und M. McWilliams, et al., *Proc. ODP, Sci Results*, 127/128, Pt. 2: College Station, TX (Ocean Drilling Program), S. 1197-1218.

Ingle, J. C., Jr., Suyehiro, K. und von Breyman, M. T. et al., 1990. *Proc. ODP, Init. Repts.* 128: College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Isaacs, C. M., Pisciotto, K. A. und Garrison, R. E., 1983. Facies and diagenesis of the Miocene Monterey Formation, California: A summary. **In:** A. Ijima, J. R. Hein und R. Siever (Eds.), *Siliceous deposits in the Pacific region.* Developments in sedimentology. 36: Amsterdam (Elsevier Sci. Publ.), S. 247-282.

Isezaki, N., 1975. Possible spreading centers in the Japan Sea. *J. Mar. Geophys. Res.*, **4**, S. 53-65.

Izdar, E., Konuk, T., Ittekot, V., Kempe, S. und Degens, E. T., 1983. Particle flux in the Black Sea: nature of organic matter. **In:** E. T. Degens et al. (Eds.), *Particle*

flux in the ocean. Mitt. Geol. Pal. Inst. 62: Hamburg (University of Hamburg), S. 1-18.

Jasper, J. und Gagosian, R., 1989. Glacial-interglacial climatically forced $\partial^{13}C$ variations in sedimentary organic matter. *Nature*, **343**, S. 60-62.

Jasper, J. und Hayes, J. M., 1990. A carbon isotope record of CO_2 levels during the Late Qaternary. *Nature,* **347**, S. 462-464.

Jolivet, L., 1986. America-Eurasia plate boundary in eastern Asia and the opening of marginal basins. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **81**, S. 282-288.

Jolivet, L. und Tamaki, K., 1992. Neogene kinematics in the Japan Sea Region and volcanic activity of the Northeast Japan Arc. **In:** K. Tamaki, K. Suyehiro, J. Allan und M. McWilliams, et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 127/128, Pt. 2: College Station, TX (Ocean Drilling Program), S. 1311-1327.

Karig, D. E., 1971. Origin and development of marginal basins in the western Pacific. *J. Geophys. Res.*, **84**, S. 6796-6802.

Kaseno, Y., 1975. *Enigma of the Sea of Japan* : Tokyo (Tsukiji Shokan), 169 S.

Kaseno, Y., 1980. Nihon-kai (Sea of Japan) research circular. *Kanazawa Japan*, 21 S.

Katsura, T. und Nagano, M., 1982. Geomorphology of Gotoshelf channels off northern Kyushu, Japan. *Rept. Hydrogr. Res.*, **17**, S. 71-91.

Katz, B. J., 1983. Limitations of "Rock-Eval" pyrolysis for typing organic matter. *Org. Geochem.*, **4**, S. 195-199.

Kawai, H., 1972. Hydrography of the Kuroshio extension. **In:** H. Stommel und K. Yoshida (Eds.), *Kuroshio: physical aspects of the Japan current.* Seattle (Univ. Washington Press), S. 235-353.

Keigwin, L. D. und Gorbarenko, S. A., 1992. Sea level, surface salinity of the Japan Sea, and the Younger Dryas Event in the Northwestern Pacific Ocean. *Quaternary Res.*, **37**, S. 346-360.

Keller, G. und Barron, J. A., 1983. Paleoceanographic implications of Miocene deep-sea hiatuses. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **94**, S. 590-613.

Kobayashi, K., 1983. Spreading of the Sea of Japan and drift of the Japanese islands: a synthesis and speculation. *Min. Geol. Spec. Issue*, **11**, S. 23-36.

Kobayashi, K. und Isezaki, N., 1976. Magnetic anomalies in the Sea of Japan and the Shikoku Basin: possible tectonic implications. *The Geophysics of the Pacific Ocean and its Margins.* Geophys. Monogr. 19: (Am. Geophys. Union), S. 235-251.

Kobayashi, K., Tamaki, K., Nakanishi, M., Isezaki, N. und Sayanagi, K., 1986. Complex pseudofault pattern of the Japan Sea-results of geomagnetic survey. *EOS*, **67**, S. 1227.

Kopf, A., 1992. Gefügeentwicklung und Diagenesemechanismen feinkörniger, mariner Tongesteine. *Unveröff. Diplomarbeit Universität Giessen*, 205 S.

Kvenvolden, K. A. und McDonald, T. J., 1986. Organic geochemistry aboard JOIDES Resolution-an assay. *ODP Technical Note*, **No. 6**, 147 S.

Lallemand, S. und Jolivet, L., 1986. Japan Sea: a pull-apart basin? *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**, S. 375-389.

Lea, D. W. und Boyle, E. A., 1990. A 210000-year record of barium variability in the deep Northwest Atlantic Ocean. *Nature*, **347**, S. 269-272.

Leinen, M. und Heath, R., 1981. Sedimentary indicators of atmospheric activity in the Northern Hemisphere during the Cenozoic. *Palaeogeogr. Palaeoclim. Palaeoecol.*, **36**, S. 1-21.

Leventhal, J. S., 1983. An interpretation of carbon and sulfur relationships in Black Sea sediments as indicators of environments of deposition. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, S. 133-137.

Levitan, M. A., 1992. *Paleoceanography of the Indian Ocean in the Cretaceous-Neogene*: Moscow (Nauka), 248 S.

Lichtfouse, E., Littke, R., Disko, U., Willsch, H., Rullkötter, J. und Stein, R., 1992. Geochemistry and petrology of organic matter in Miocene to Quaternary deep sea sediments from the Japan Sea (Sites 798 and 799). **In:** K. A. Pisciotto, J. C. Ingle, Jr., M. T. von Breyman und J. Barron, et al., *Proc. ODP, Sci Results*, 127/128, Pt. 1: College Station, TX (Ocean Drilling Program), S. 667-675.

Liebezeit, G. und Wiesner, M. G., 1990. Pyrolysis of recent marine sediments - I. Biopolymers. *Org. Geochem.*, **16**, S. 1179-1185.

Ling, H.-Y., 1992. Radiolarians from the Sea of Japan: Leg 128. **In:** K. A. Pisciotto, J. C. Ingle, M. T. von Breyman und J. Barron, et al., *Proc. ODP, Sci. Results*, 127/128, Pt. 1: College Station, TX (Ocean Drilling Program), S. 225-236.

Liu, T., 1988. *Loess in China* China Ocean Press (Beijing) : Stuttgart (Springer Verlag), 224 Sp.

Ludwig, W. J., Murauchi, S. und Houtz, R. E., 1975. Sediments and structure of the Japan Sea. *GSA Bull.*, **86**, S. 651-664.

Lyle, M., 1988. Climatically-forced organic carbon burial in the equatorial Atlantic and Pacific Oceans. *Nature*, **335**, S. 529-532.

Lyle, M., Murray, D. W., Finney, B. P., Dymond, J., Robbins, J. M. und Brookforce, K., 1988. The record of late Pleistocene biogenic sedimentation in the eastern tropical Pacific Ocean. *Paleoceanography*, **3**, S. 39-60.

Macko, S. A., 1981. *Stable nitrogen isotope ratios astracers of organic geochemical processes* : Austin (Ph. Dissertation, University of Texas), 181 S.

Marlowe, I. T., Brassell, S. C., Eglinton, G. und Green, J. C., 1984. Long chain unsaturated ketones and esters in living algae and marine sediments. **In:** P. A. Schenck, J. W. d. Leeuw und G. W. M. Lijmbach (Eds.), *Advances in Organic Geochemistry (1983).* Oxford (Pergamom Press), S. 135-141.

Martinson, D. G., Pisias, N. G., Hays, J. D., Imbrie, J., Moore, T. C. und Shackleton, N. J., 1987. Age dating and orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 300000-year chronostratigraphy. *Quat. Res.*, **27**, S. 1-29.

Matoba, Y., 1984. Paleoenvironment of the Sea of Japan. *Benthos '83, (Pau, Elf Aquitaine)*, S. 409-414.

McIver, R., 1975. Hydrocarbon occurrence from JOIDES Deep Sea Drilling Project. *Proceedings Ninth Petroleum Congress*, S. 269-280.

Mix, A. C., 1989. Influence of productivity variations on long-term atmospheric CO_2. *Nature*, **337**, S. 541-544.

Murauchi, S., 1971. The renewal of islands arcs and the tectonic of marginal seas. **In:** S. Asano und G. B. Udintsev (Eds.), *Island Arcs and Marginal Seas.* (Tokai University Press), S. 39-56.

Murray, J. und Renard, A. F., 1891. *Report on deep-sea deposits based on the specimens collected during the voyage of HMS Challenger in the years 1872-1876* : London (Her Majesty Stationary Office), 525 S.

Müller, P. J., 1977. C/N ratios in Pacific deep sea sediments: effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **41**, S. 765-776.

Müller, P. J. und Suess, E., 1979. Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans. I.- Organic matter preservation. *Deep-Sea Res.*, **26**, S. 1347-1362.

Niino, H., Emery, K. O. und Kim, C. M., 1969. Organic carbon in sediments of Japan Sea. *J. Sed. Petr.*, **39**, S. 1390-1398.

Oba, T., 1984. Oxygen and carbon isotope analyses in the cores KH-79-3-C3, the Japan Sea, since the last glacial age. *Gekkan Chikyu*, **6**, S. 558-575.

Oba, T., 1987. Upper Pleistocene of the Japan Sea floor. *Quat. Res.*, **25**, S. 319-321.

Oba, T., 1988. Comment for sea level change. *Quat. Res.*, **25**, S. 243-250.

Oba, T., 1991. Oceanic paleoenvironmental studies in Japan. *Quat. Res.*, **30**, S. 197-202.

Oba, T., Horibe, Y. und Kitazato, H., 1980. Analysis of the paleoenvironment since the last glacial age based on two cores from the Japan Sea. *Arch. Nat. Sci.*, **13**, S. 31-49.

Oba, T., Kato, M., Kitazato, H., Koizumi, I., Omura, A., Sakai, T. und Takayama, T., 1991. Paleoenvironmental changes in the Japan Sea during the last 85000 years. *Paleoceanography*, **6**, S. 499-518.

Okada, H. und Bukry, D., 1980. Supplementary modification and introduction of code numbers to the low-latitude coccoliths biostratigraphic zonation (Bukry, 1973, 1975). *Mar. Micropal.*, **5**, S. 321-325.

Orr, W. L., 1983. Comments on pyrolytic hydrocarbon yields in source-rock evaluation. *Advances in Geochemistry 1981*, S. 775-787.

O´Leary, M. H., 1981. Carbon isotope fractionation in plants. *Phytochemistry*, **20** (4), S. 553-567.

O´Leary, M. H., 1988. Carbon isotopes in photosynthesis. *Bio. Science*, **38**, S. 328-336.

Park, Y. A. und Choi, J. Y., 1986. Factor analysis of the continental shelf sediments off the southeast coast of Korea and its implication to the depositional environments. *J. Oceanol. Soc. Korea*, **21** (1), S. 34-45.

Paropkari, A. L., Babu, C. P. und Mascarenhas, A., 1993. New evidence for enhanced preservation of organic carbon in contact with oxygen minimum zone on the western continental slope of India. *Mar. Geol.*, **111**, S. 7-13.

Pedersen, T. F., Pickering, M., Vogel, J. S., Southon, J. und Nelson, D. E., 1988. The response of benthic foraminifera to productivity cycles in the eastern equatorial Pacific: faunal and geochemical constraints on glacial bottom-water oxygen levels. *Paleoceanography*, **3**, S. 157-168.

Peters, K. E., 1986. Guidelines for interpreting petroleum source rock using programmed pyrolysis. *Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.*, **70**, S. 318-329.

Pouclet, A. und Scott, S. D., 1992. Volcanic ash layers in the Japan Sea: Tephrochronology of Sites 798 and 799. **In:** K. Tamaki, K. Suyehiro, J. Allan und M. McWilliams, et al., *Proc. ODP, Sci Results*, 127/128, Pt. 2: College Station, TX (Ocean Drilling Program), S. 791-803.

Prahl, F. G. und Muehlhausen, L. A., 1989. Lipid biomarkers as geochemical tools for paleoceanographic study. **In:** W. H. Berger, Smetacek, V. S. und Wefer, G., (Eds.), *Productivity of the Ocean: Past and Present.* Life Sci. Res. Rep. 44: (Wiley & Sons), S. 271-289.

Prahl, F. G., de Lange, G. J., Lyle, M. und Sparrow, M. A., 1989. Post-depositional stability of long-chain alkenones under contrasting redox conditions. *Nature*, **341** (October), S. 434-437.

Raiswell, R. und Berner, R. A., 1987. Organic carbon losses during burial and thermal maturation of normal marine shales. *Geology*, **15**, S. 853-856.

Rau, G. H., 1991. Another recipe for bomb ^{14}C dilution. *Nature*, **350** (March), S. 116.

Rau, G. H., Sweeny, R. E. und Kaplan, I. R., 1982. Plankton $^{13}C/^{12}C$ changes with latitude: differences between northern and southern oceans. *Deep Sea Res.*, **29** (8A), S. 1035-1039.

Rau, G. H., Froelich, P. N., Takahashi, T. und Des Marais, D. J., 1991. Does sedimentary organic $\partial^{13}C$ record variations in Quaternary ocean [CO_2 (aq)]? *Paleoceanography*, **6**, S. 335-347.

Rau, G. H., Takahashi, T., Des Marais, D. J., Repeta, D. J. und Martin, J. H., 1992. The relationship between $\partial^{13}C$ of organic matter and [CO_2(aq)] in ocean surface water: Data from a JGOFS site in the northeast Atlantic and a model. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, S. 1412-1419.

Raymo, M. E., Ruddiman, W. F., Backman, J., Clement, B. M. und Martinson, D. G., 1989. Late Pliocene variation in Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation. *Paleoceanography*, **4**, S. 413-446.

Rea, D. K., 1989. Geologic record of atmospheric circulation on tectonic time scales. **In:** M. Leinen und M. Sarnthein (Eds.), *Paleoclimatology and Paleometerology: Modern and past patterns of global atmospheric transport.* (Kluwer Academic Publishers), S. 841-857.

Rea, D. K. und Janecek, T. R., 1982. Late Cenozoic changes in atmospheric circulation deduced from North Pacific eolian sediments. *Mar. Geol.*, **49**, S. 149-167.

Rea, D. K., Leinen, M. und Janecek, T. R., 1985. Geologic approach to the long-term history of atmospheric circulation. *Science*, **227**, S. 721-725.

Rea, D., K., Basov, I., Janecek, T. und ...Stax, R., ... et al., 1993. *Proc. ODP Init. Repts.* 145: College Station, TX (Ocean Drilling Program, in Vorb.).

Redfield, A. C., Ketchum, B. H. und Richards, F. A., 1963. The influence of organisms on the composition of sea water. **In:** M. N. Hill (Ed.), *The Sea.* 2: New York (Wiley), S. 26-77.

Romankevich, E. A., 1984. *Geochemistry of organic matter in the ocean* : Berlin (Springer Verlag), 334 S.

Ruddiman, W. F., Sarnthein, M., et al., 1988. *Proc. ODP, Sci. Results.* 108: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 556 S.

Rullkötter, J., Mukhopadhyay, P. K., Schäfer, R. G. und Welte, D. H., 1984. Geochemistry and petrography of organic matter in sediments from DSDP Sites 545 and 547, Mazagan Escarpment. **In:** K. Hinz, E. L. Winterer, et al. (Eds.), *Init. Reps. DSDP.* 79: S. 775-806.

Sackett, W. M., 1964. The depositional history and isotopic organic carbon composition of marine sediments. *Mar. Geol.*, **2**, S. 173-185.

Sackett, W. M., Ekelmann, W. R., Bender, M. L. und Be, A. W. H., 1965. Temperature dependence of carbon isotope composition in marine plankton and sediments. *Science*, **148**, S. 235-237.

Sarnthein, M., Winn, K. und Zahn, R., 1987. Paleoproductivity of oceanic upwelling and the effect on atmospheric CO_2 and climatic change during deglaciation times. **In:** A. L. Berger (Ed.), *Abrupt Climatic Change.* Dordrecht (Riedel Publ.), S. 311-337.

Sarnthein, M. und Fenner, J., 1988. Global wind-induced change of deep sea sediment budgets, new ocean production and CO_2 reservoirs ca. 3.3 - 2.35 Ma BP. *Phil. Trans. R. Soc Lond., B 318*, S. 487-504.

Sarnthein, M. und Winn, K., 1990. Reconstruction of low and middle latitude export productivity, 30,000 years bp to present: implications for global carbon reservoirs. **In:** M. E. Schlesinger (Ed.), *Climate-Ocean Interaction.* Netherland (Kluwer Academic Publishers), S. 319-342.

Sarnthein, M., Pflaumann, U., Ross, R., Tiedemann, R. und Winn, K., 1992. Transfer functions to reconstruct ocean paleoproductivity: a comparison. **In:** C. P. Summerhayes, W. L. Prell und K. C. Emeis (Eds.), *Upwelling systems: evolution since the Early Miocene.* 64: (Geol. Soc. Spec. Publ.), S. 411-427.

Sassen, R. und Chinn, E. W., 1989. Effects of elemental sulfur during programmed pyrolysis of kerogen. *Org. Geochem.*, **14**, S. 475-477.

Scheffer, F. und Schachtschabel, P., 1984. *Lehrbuch der Bodenkunde*: Stuttgart (Enke Verlag), 442 S.

Shackleton, N. J., Hall, M. A., Line, J. und Shuxi, C., 1983. Carbon isotope data in core V19-30 confirm reduced carbon dioxide concentration in the ice age atmosphere. *Nature*, **306** (November), S. 319-322.

Shimkus, K. M. und Trimonis, E. S., 1974. Modern sedimentation in the Black Sea. **In:** E. T. Degens und D. A. Ross (Eds.), *The Black Sea-Geology, Chemistry, Biology.* AAPG Mem. 20, S. 249-278.

Shuto, K., 1982. A review of sea conditions in the Japan Sea. *La Mer*, **20**, S. 119-124.

Sillitoe, R. H., 1977. Metallogeny of an Andean type continental margin in South Korea: Implications for opening of the Japan Sea. **In:** M. Talwani und W. C. Pitman, (Eds.), *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*: AGU M. Ewing Series. 1, S. 303-310.

Sorokin, Y. I., 1982. *Black Sea*: Moscow (Nauka), 216 S.

Stach, E., Mackowsky, M. T., Teichmüller, M., Taylor, G. H., Chandra, D. und Teichmüller, R., 1982. *Stach's Textbook of Coal Petrology* : Berlin (Borntraeger Verlag), 535 S.

Stax, R. und Stein, R., 1993. Quaternary organic carbon cycles in the Japan Sea (ODP-Site 798) and their paleoceanographic implications. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, im Druck.

Stein, R., 1986. Surface-water paleo-productivity as inferred from sediments deposited in oxic and anoxic deep-water environments of the Mesozoic Atlantic Ocean. **In:** E. T. Degens, A. Meyers, S. C. Brassell (Eds.), *Biochemistry of Black Shales.* 60: (Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg), S. 55-70.

Stein, R., 1990. Organic carbon content/sedimentation rate relationship and its paleoenvironmental significance for marine sediments. *Geo-Mar. Lett.*, **10**, S. 37-44.

Stein, R., 1991. Accumulation of organic carbon in marine sediments. *Lect. Earth Sci.* 34: Berlin (Springer Verlag), 217 S.

Stein, R. und Stax, R., 1992. Late Cenozoic changes in flux rates and composition of organic carbon at Sites 798 and 799 (Sea of Japan). **In:** K. A. Pisciotto, J. C. Ingle, Jr., M. T. von Breyman und J. Barron, et al., *Proc. ODP, Sci Results*, 127/128, Pt. 1: College Station, TX (Ocean Drilling Program), S. 423-437.

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

Suess, E., 1980. Particulate organic carbon flux in the oceans - surface productivity and oxygen utilization. *Nature*, **288**, S. 260-263.

Suess, E. und Ungerer, C. A., 1981. Element and phase composition of particulate matter from the circumpolar current between New Zealand and Antarctica. *Oceanologica Acta*, **4**, S. 151-160.

Suess, E., von Huene, R. et al., 1988. *Proc. ODP, Init. Repts.* 112: College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Tada, R., 1991. Origin of rhythmical bedding in middle Miocene siliceous rocks of the Onnagawa formation, Northern Japan. *J. Sed. Petr.*, **61** (7), S. 1123-1145.

Tada, R., 1993. Paleoceanography of the Japan Sea. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, im Druck.

Tamaki, K., 1988. Geological structure of the Japan Sea and its tectonic implications. *Bull. Geol. Surv., Japan*, **39**, S. 269-365.

Tamaki, K., Pisciotto, K. Allan, J. et al., 1990. *Proc. ODP, Init. Repts.* 127: College Station, TX (Ocean Drilling Program).

Tamaki, K. und Kobayashi, K., 1991. Global tectonic and formation of marginal basins. *Mar. Sci. Monthly*, **20**, S. 705-710.

Thiede, J., 1983. Skeletal plankton and nekton in upwelling water masses off northwestern South America and Northwest Africa. **In:** E. Suess und J. Thiede (Eds.), *Coastal Upwelling, Its Sediment Record, Part A.* New York (Plenum Press), S. 183-207.

Thiede, J., Suess, E. und Müller, P. J., 1982. Late Quaternary fluxes of major sediment

components to the sea floor at the Northwest African continental slope. **In:** U. von Rad, K. Hinz, M. Sarnthein und E. Seibold (Eds.), *Geology of the Northwest African continental margin.* Berlin (Springer), S. 605-631.

Tiedemann, R., 1991. Acht Millionen Jahre Klimageschichte von Nordwest Afrika und Paläo-Ozeanographie des angrenzenden Atlantiks: Hochauflösende Zeitreihen von ODP-Sites 658-661. *Berichte-Reports Univ. Kiel*, **46**, 190 S.

Tissot, B., De Roo, G. und Herbin, J. P., 1979. Organic matter in Cretaceous sediments of the North Atlantic: Contribution to sedimentology and paleogeography. **In:** M. Talwani, W. Hay und W. B. F. Ryan (Eds.), *Deep drilling results in the Atlantic Ocean.* 3: AGU, M. Ewing Ser., S. 362-374.

Tissot, B. P. und Welte, D. H., 1984. *Petroleum formation and occurence* : Berlin (Springer Verlag), 699 S.

Toba, Y., Tomizawa, K., Kurasawa, Y. und Hanawa, K., 1982. Seasonal and year-to-year variability of the Tsushima-Tsugaru Warm Current system with its possible cause. *La Mer*, **20**, S. 41-51.

Uyeda, S., 1986. Facts, ideas, and open problems on trench-arc-back-arc systems. **In:** F. C. Wezel (Ed.), *The origin of arcs.* Amsterdam (Elsevier), S. 435-460.

Uyeda, S. und Miashiro, A., 1974. Plate tectonics and the Japanese Islands; a synthesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**, S. 1159-1170.

Vasiléva, V. E., 1987. Burial of organic carbon in Quaternary sediments of the Pacific Ocean. *Oceanology*, **27** (3), S. 450-456.

van Andel, T. H., Heath, G. R. und Moore, T. C., 1975. Cenozoic history and paleoceanography of the Central Equatorial Pacific. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, **143**, 134 S.

Verardo, D. J., Froelich, P. N. und McIntyre, A., 1990. Determination of organic carbon and nitrogen in marine sediments using the Carlo Erba NA-1500 Analyzer. *Deep Sea Res.*, **37** (1), S. 157-165.

Vincent, E. und Berger, W. H., 1985. Carbon dioxide and polar cooling in the Miocene: The Monterey hypothesis. **In**: Sundquist, E. T. und Broecker, W. S. (Eds.), *The carbon cycle and atmospheric CO_2: Natural variations Archean to Present.* AGU Geophys. Monogr., **32**, S. 455-468.

Volkman, J. K., Eglinton, G., Corner, E. D. S. und Sargent, J. R., 1980. Novel unsaturated straight-chain C_{37}-C_{39} methyl and ethyl ketones in marine sediments and a coccolithophore *Emiliania huxleyi*. **In:** A. G. Douglas und J. R. Maxwell (Eds.), *Advances in Organic Geochemistry.* Oxford (Pergamon Press), S. 219-228.

Wagner, T., 1993. Organisches Material in Interglazial/Glazialablagerungen des nördlichen Nordatlantiks. *Dissertation*, Universität Kiel, in press.

Waples, D., 1981. *Organic geochemistry of exploration geologists* : Minnesota (Burgess Publ. Comp.), 151 S.

Weaver, P. P. E. und Kuijpers, A., 1983. Climatic control of turbidites deposition on the Madeira Abyssal Plain. *Nature*, **306**, S. 360-363.

Weliky, K., Suess, E., Ungerer, C. A., Muller, P. J. und Fischer, K., 1983. Problems with accurate carbon measurements in marine sediments and particulate matter in seawater: a new approach. *Limnol. Oceanog.*, **28**, S. 1252-1259.

Wright, J. D., Miller, K. G. und Fairbanks, R. G., 1992. Early and middle Miocene stable isotopes: Implications for deepwater circulations and climate. *Paleoceanography*, **7** (3), S. 357-389.

Zafiriou, O. C., Gagosian, R. B., Peltzer, E. T. und Alford, J. B., 1985. Air-to-sea fluxes of lipids at Enewetak Atoll. *J. Geophys. Res.*, **90** (D1), S. 2409-2423.

Zahn, R., Winn, K. und Sarnthein, M., 1986. Benthic foraminiferal $\partial^{13}C$ and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group and *Cibicidoides wuellerstorfii*. **1** (1), S. 27-42.

Zonenshain, L. P., Savostin, L. A. und Sedov, A. P., 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for the last 160 Million years. *Geotect.*, **18**, S. 181-195.

Verzeichnis der Anhänge:

Anhang **A**: Kerndaten von Site 798 A und 798B. Probenbezeichnungen nach Ingle, Suyehiro, von Breyman et al. (1990).

C_{org}	=	organischer Kohlenstoff
$CaCO_3$	=	Kalziumkarbonat
TC	=	Gesamtkohlenstoff
IC	=	anorganischer Kohlenstoff
TN	=	Gesamtstickstoff
TS	=	Gesamtschwefel
C/N	=	Verhältnis von organischem Kohlenstoff und Gesamtstickstoff
C/S	=	Verhältnis von organischem Kohlenstoff und Gesamtschwefel
HI	=	Wasserstoffindex
OI	=	Sauerstoffindex

Anhang **B**: Kerndaten von Site 799A (vgl. Anhang A)

Anhang **C**: Kerndaten von Site 799B (vgl. Anhang A)

Anhang **D**: Kerndaten von Site 798B (vgl. Anhang A; vgl. De Menocal et al., 1992)

Anhang **E**: Kerndaten der Proben aus den Kleinzyklen von Site 798B (vgl. Anhang A)

Anhang **F**: Kerndaten der Detailuntersuchungen an Turbiditproben von Site 799A und 799B (vgl. Anhang A).

Site	Core	Sec.	Top.	Bot.	Teufe	Alter	Gesamt Akkumulation	Corg Akkumulation	CaCO3 Akkumulation	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	Tmax
			cm	cm	mbsf	Ma	g/cm2/ky	g/cm2/ky	g/cm2/ky	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
798A	1	1	39	41	3,59	0,022	10,185	0,180	0,031	1,81		1,77	0,3	0,14		12,64				
798A	1	2	0	5	4,70	0,030	10,185	0,116	0,581	1,83	0,69	1,14	5,7	0,12	0,67	9,50	1,70			
798A	1	2	46	51	5,16	0,033	9,943	0,196	1,024	3,21	1,24	1,97	10,3	0,21	1,31	9,38	1,50	209	326	388
798A	1	3	37	39	6,57	0,043	8,372	0,165	0,846	3,17		1,97	10,1	0,22		8,95				
798A	1	4	38	45	8,08	0,054	8,825	0,204	0,980	3,64	1,33	2,31	11,1	0,21	0,85	11,00	2,72	206	372	401
798A	1	4	71	73	8,41	0,057	8,825	0,131	0,838	2,63		1,49	9,5	0,13		11,46		136	203	415
798A	1	4	82	84	8,52	0,058	8,825	0,371	0,009	4,22		4,20	0,1	0,32		13,13		197	115	120
798A	1	4	90	92	8,60	0,058	8,825	0,406	0,009	4,62		4,60	0,1	0,42		10,95		239	111	403
798A	1	4	96	98	8,66	0,059	8,825	0,458	0,079	5,30		5,19	0,9	0,39		13,31		189	115	415
798A	1	5	38	40	9,58	0,066	10,130	0,286	0,233	3,10		2,82	2,3	0,25		11,28				
798A	1	6	38	44	11,08	0,075	9,707	0,372	0,408	4,33	0,50	3,83	4,2	0,36	0,79	10,64	4,85	304	268	421
798A	2	1	45	47	12,95	0,088	9,794	0,240	0,783	3,41		2,45	8,0	0,19		12,89				
798A	2	2	46	51	14,46	0,097	11,311	0,144	0,373	1,67	0,40	1,27	3,3	0,14	0,67	9,07	1,90	208	285	412
798A	2	3	0	5	15,50	0,104	12,624	0,309	0,454	2,88	0,43	2,45	3,6	0,19	0,92	12,89	2,66			
798A	2	3	46	49	15,96	0,107	12,624	0,169	1,187	2,46		1,34	9,4	0,11		12,18				
798A	2	3	123	125	16,73	0,112	12,573	0,088	0,214	0,90		0,70	1,7	0,05		14,00		90	177	413
798A	2	3	146	148	16,96	0,114	12,573	0,142	0,930	2,02		1,13	7,4	0,11		10,27		90	201	403
798A	2	4	4	9	17,04	0,114	12,397	0,164	1,165	2,45	1,13	1,32	9,4	0,11	0,96	12,00	1,38	94	198	425
798A	3	1	71	73	22,21	0,148	7,997	0,341	0,000	4,26		4,26	0,0	0,39		10,92				
798A	3	2	19	21	23,19	0,155	10,401	0,227	0,447	2,70		2,18	4,3	0,20		10,90		162	142	414
798A	3	2	31	33	23,31	0,155	11,020	0,318	0,959	3,94		2,89	8,7	0,17		17,00		198	152	416
798A	3	2	43	45	23,43	0,156	11,483	0,397	0,643	4,13		3,46	5,6	0,31		11,16		210	136	422
798A	3	2	47	49	23,47	0,156	11,946	0,201	0,370	2,05		1,68	3,1	0,15		11,20		166	154	420
798A	3	2	49	51	23,49	0,157	12,099	0,178	0,799	2,26	0,79	1,47	6,6	0,17	0,78	8,65	1,88	186	305	
798A	3	3	49	51	24,99	0,166	10,793	0,212	0,140	2,12		1,96	1,3	0,18		10,89				
798A	3	4	49	51	26,49	0,176	12,408	0,134	0,397	1,46	0,38	1,08	3,2	0,13	1,02	8,31	1,06	172	177	398
798A	3	5	53	55	28,03	0,186	5,364	0,282	0,000	5,25		5,25	0,0	0,45		11,67				
798A	3	6	49	51	29,49	0,204	6,635	0,135	0,153	2,31	0,28	2,03	2,3	0,20	1,59	10,15	1,28			
798A	4	1	29	31	30,79	0,219	6,079	0,111	1,410	4,61		1,83	23,2	0,16		11,44				
798A	4	2	29	31	32,29	0,237	7,473	0,059	0,120	0,98	0,19	0,79	1,6	0,11	0,97	7,18	0,81	211	108	415
798A	4	3	29	31	33,79	0,250	13,740	0,161	0,522	1,63		1,17	3,8	0,13		9,00				
798A	4	4	47	49	35,47	0,260	13,570	0,183	2,130	3,23		1,35	15,7	0,10		13,50		145	231	419
798A	4	4	59	63	35,59	0,261	13,582	0,268	1,385	3,19	1,22	1,97	10,2	0,20	1,35	9,85	1,46	325	341	420
798A	4	4	76	78	35,76	0,262	13,731	0,382	0,000	2,78		2,78	0,0	0,15		18,53		248	108	416

Site	Core	Sec.	Top.	Bot.	Teufe	Alter	Gesamt Akkumulation	Corg Akkumulation	CaCO3 Akkumulation	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	Tmax
			cm	cm	mbsf	Ma	g/cm2/ky	g/cm2/ky	g/cm2/ky	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
798A	4	4	84	86	35,84	0,263	13,731	0,441	0,041	3,24		3,21	0,3	0,26		12,35		256	110	417
798A	4	4	94	96	35,94	0,263	13,487	0,561	0,000	4,16		4,16	0,0	0,32		13,00		265	112	416
798A	4	5	0	5	36,50	0,267	13,653	0,202	1,324	2,64	1,16	1,48	9,7	0,15	1,24	9,87	1,19			
798A	4	5	59	61	37,09	0,270	13,888	0,293	1,972	3,81		2,11	14,2	0,18		11,72				
798A	5	1	95	97	40,78	0,293	5,392	0,104	0,264	2,50		1,92	4,9	0,19		10,11				
798A	5	2	80	82	42,03	0,332	6,263	0,110	1,679	4,97	3,22	1,75	26,8	0,16	0,29	10,94	6,03	179	418	420
798A	5	3	49	51	43,13	0,348	5,306	0,177	0,573	4,64		3,34	10,8	0,28		11,93				
798A	5	4	86	88	44,86	0,372	5,273	0,135	0,353	3,36	0,80	2,56	6,7	0,24	1,00	10,67	2,56	239	271	421
798A	5	6	33	35	47,14	0,404	6,001	0,083	0,474	2,33		1,38	7,9	0,14		9,86				
798A	5	7	7	11	48,29	0,420	5,624	0,133	1,389	5,34	2,97	2,37	24,7	0,21	0,69	11,29	3,43	76	124	405
798A	6	1	58	60	49,95	0,443	6,797	0,117	1,291	4,01		1,72	19,0	0,15		11,47				
798A	6	2	49	54	51,30	0,462	6,962	0,109	1,650	4,41	2,85	1,56	23,7	0,15	0,45	10,40	3,47	149	470	
798A	6	3	7	9	52,32	0,469	6,953	0,169	0,987	4,14		2,43	14,2	0,19		12,79		244	171	415
798A	6	3	18	20	52,43	0,471	6,953	0,207	0,521	3,88		2,98	7,5	0,22		13,55		281	126	418
798A	6	3	28	30	52,52	0,472	6,953	0,289	0,153	4,42		4,16	2,2	0,37		11,24		254	112	415
798A	6	3	35	37	52,59	0,473	6,953	0,116	1,641	4,49		1,67	23,6	0,15		11,13		216	190	419
798A	6	3	46	48	52,70	0,474	6,919	0,122	1,688	4,71		1,77	24,4	0,16		11,06		206	186	416
798A	6	4	4	9	53,72	0,486	6,434	0,157	1,364	4,99	2,55	2,44	21,2	0,21	0,78	11,62	3,13			
798A	6	5	69	71	55,77	0,511	6,902	0,084	0,283	1,72		1,22	4,1	0,17		7,18				
798A	6	6	84	89	57,34	0,530	6,938	0,097	0,083	1,54	0,14	1,40	1,2	0,15	1,47	9,33	0,95	289	85	422
798A	7	1	49	51	59,31	0,554	6,146	0,207	0,867	5,07		3,37	14,1	0,24		14,04				
798A	7	2	0	5	60,16	0,564	6,121	0,154	0,037	2,59	0,07	2,52	0,6	0,23	1,80	10,96	1,40			
798A	7	2	130	135	61,26	0,577	6,087	0,122	0,049	2,11	0,10	2,01	0,8	0,22	1,27	9,14	1,58	809	405	416
798A	7	3	51	53	61,86	0,585	5,839	0,185	0,000	3,16		3,16	0,0	0,32		9,88				
798A	7	4	50	55	63,12	0,600	7,618	0,078	0,800	2,28	1,26	1,02	10,5	0,11	1,57	9,27	0,65	120	307	408
798A	7	5	50	52	64,38	0,615	6,273	0,205	0,696	4,59		3,26	11,1	0,25		13,04				
798A	7	6	65	70	65,77	0,632	6,739	0,140	1,409	4,59	2,51	2,08	20,9	0,19	1,20	10,95	1,73			
798A	7	7	66	68	67,05	0,647	6,515	0,200	0,971	4,87		3,07	14,9	0,29		10,59				
798A	7	8	55	60	68,22	0,660	14,084	0,324	1,493	3,57	1,27	2,30	10,6	0,22	1,56	10,45	1,47			
798A	8	2	0	5	69,85	0,670	15,890	0,373	6,133	6,98	4,63	2,35	38,6	0,19	0,44	12,37	5,34			
798A	8	2	62	64	70,41	0,673	16,418	0,194	5,008	4,85		1,18	30,5	0,13		9,08				
798A	8	3	32	34	71,49	0,679	14,025	0,342	4,586	6,36	3,92	2,44	32,7	0,21	0,75	11,62	3,25	253	411	415
798A	8	4	80	82	73,28	0,689	13,158	0,322	1,882	4,17		2,45	14,3	0,19		12,89				
798A	8	5	61	63	74,46	0,696	15,271	0,183	2,306	3,01	1,81	1,20	15,1	0,15	1,23	8,00	0,98	162	499	411

Site	Core	Sec.	Top.	Bot.	Teufe	Alter	Gesamt Akkumulation	Corg Akkumulation	CaCO3 Akkumulation	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	Tmax
			cm	cm	mbsf	Ma	g/cm2/ky	g/cm2/ky	g/cm2/ky	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
798A	8	6	38	40	75,61	0,702	14,540	0,227	4,144	4,97		1,56	28,5	0,16		9,75				
798A	8	7	64	66	77,19	0,711	15,781	0,194	3,961	4,24	3,01	1,23	25,1	0,15	0,76	8,20	1,62	191	380	423
798A	8	8	45	47	78,37	0,718	14,043	0,204	2,317	3,42		1,45	16,5	0,14		10,36				
798A	9	1	54	56	78,50	0,719	17,349	0,224	3,487	3,70		1,29	20,1	0,11		11,73				
798A	9	2	29	31	79,66	0,725	16,102	0,206	2,818	3,38	2,10	1,28	17,5	0,15	1,60	8,53	0,80	137	412	405
798A	9	3	55	57	81,29	0,743	4,253	0,060	0,740	3,50		1,42	17,4	0,16		8,88				
798A	9	4	0	5	82,17	0,759	4,386	0,067	0,706	3,46	1,93	1,53	16,1	0,15	1,21	10,20	1,26			
798A	9	4	54	56	82,67	0,767	4,198	0,078	0,537	3,40	1,54	1,86	12,8	0,20	1,24	9,30	1,50	231	394	415
798A	9	5	54	56	84,06	0,791	4,667	0,057	1,003	3,81		1,23	21,5	0,16		7,69				
798A	9	6	53	58	85,44	0,815	4,444	0,040	0,289	1,69	0,78	0,91	6,5	0,17	1,25	5,35	0,73	268	437	417
798A	9	7	54	56	86,83	0,839	4,204	0,108	0,084	2,81		2,57	2,0	0,20		12,85				
798A	10	2	0	5	88,94	0,875	3,966	0,167	0,091	4,50	0,28	4,22	2,3	0,36	1,53	11,72	2,76			
798A	10	2	34	36	89,25	0,880	3,960	0,162	0,693	6,17		4,08	17,5	0,30		13,60				
798A	10	3	40	45	90,64	0,904	4,005	0,153	0,116	4,16	0,35	3,81	2,9	0,34	1,64	11,21	2,32	1167	644	426
798A	10	4	44	46	92,02	0,918	10,816	0,221	0,108	2,16		2,04	1,0	0,20		10,20				
798A	10	5	103	108	93,89	0,932	8,778	0,269	0,079	3,17	0,11	3,06	0,9	0,27	1,83	11,33	1,67	458	190	421
798A	10	6	45	47	94,71	0,939	9,312	0,378	0,186	4,30		4,06	2,0	0,36		11,28				
798A	10	7	20	25	95,83	0,948	10,054	0,183	0,221	2,08	0,26	1,82	2,2	0,22	1,51	8,27	1,21	268	217	422
798A	10	7	128	133	96,79	0,955	11,050	0,260	2,177	4,71	2,36	2,35	19,7	0,23	1,43	10,22	1,64	263	335	415
798A	10	8	63	65	97,56	0,961	11,287	0,144	1,975	3,38		1,28	17,5	0,14		9,14				
798A	11	1	97	99	98,22	0,966	7,844	0,217	0,000	2,77		2,77	0,0	0,26		10,65		201	100	404
798A	11	1	132	135	98,56	0,969	7,379	0,275	0,000	3,73		3,73	0,0	0,29		12,86		401	69	411
798A	11	2	0	5	98,73	0,970	8,626	0,469	0,060	5,52	0,08	5,44	0,7	0,39	1,64	13,95	3,32			
798A	11	2	3	5	98,76	0,970	8,883	0,472	0,000	5,31		5,31	0,0	0,45		11,80		271	83	407
798A	11	2	80	84	99,49	0,976	9,286	0,441	0,065	4,83	0,08	4,75	0,7	0,67	1,55	7,09	3,06			
798A	11	3	45	47	100,58	0,986	9,135	0,138	2,119	4,29		1,51	23,2	0,15		10,07				
798A	11	3	94	96	101,05	0,990	8,839	0,133	1,450	3,47		1,50	16,4	0,16		9,38		159	211	411
798A	11	3	146	148	101,54	0,995	8,839	0,327	1,777	6,10		3,70	20,1	0,27		13,70		218	128	410
798A	11	4	2	4	101,60	0,995	8,308	0,292	1,670	5,93		3,51	20,1	0,27		13,00		209	130	416
798A	11	4	15	17	101,72	0,996	7,886	0,124	1,159	3,33		1,57	14,7	0,17		9,24				
798A	11	4	86	90	102,40	1,003	7,463	0,257	0,522	4,29	0,84	3,45	7,0	0,56	1,64	6,16	2,10			
798A	11	5	40	42	103,39	1,012	8,249	0,161	1,650	4,35		1,95	20,0	0,25		7,80				
798A	11	6	102	107	105,41	1,031	10,150	0,115	1,583	3,00	1,87	1,13	15,6	0,14	1,27	8,07	0,89			
798A	12	1	29	31	107,25	1,049	7,853	0,196	0,000	2,50		2,50	0,0	0,22		11,36				

Site	Core	Sec.	Top.	Bot.	Teufe	Alter	Gesamt Akkumulation	Corg Akkumulation	CaCO3 Akkumulation	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	Tmax
			cm	cm	mbsf	Ma	g/cm2/ky	g/cm2/ky	g/cm2/ky	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
798A	12	2	30	35	108,55	1,061	7,867	0,251	0,614	4,13	0,94	3,19	7,8	0,30	1,37	10,63	2,33	328	250	411
798A	12	3	86	88	110,33	1,078	6,661	0,173	0,000	2,60		2,60	0,0	0,23		11,30				
798A	12	5	0	5	112,17	1,096	7,307	0,227	0,080	3,24	0,13	3,11	1,1	0,27	1,48	11,52	2,10			
798A	12	5	30	32	112,43	1,098	7,455	0,310	0,075	4,28		4,16	1,0	0,35		11,89				
798A	12	6	25	29	113,68	1,110	7,159	0,283	0,086	4,11	0,15	3,96	1,2	0,33	1,61	12,00	2,46	421	169	416
798A	12	7	110	112	115,71	1,130	9,937	0,272	0,825	3,73		2,74	8,3	0,20		13,70				
798A	12	8	0	5	116,05	1,133	9,937	0,324	0,199	3,49		3,26	2,0	0,29		11,24		225	102	410
798A	12	8	23	25	116,25	1,135	10,042	0,149	0,181	1,70		1,48	1,8	0,18		8,22		121	119	390
798A	12	8	30	34	116,31	1,135	10,042	0,089	0,341	1,30	0,41	0,89	3,4	0,31	1,13	2,87	0,79			
798A	12	8	52	54	116,50	1,137	9,474	0,189	0,000	1,99		1,99	0,0	0,22		9,05		177	81	404
798A	12	8	62	64	116,59	1,138	9,157	0,348	0,000	3,80		3,80	0,0	0,32		11,88		205	83	407
798A	12	8	70	72	116,66	1,139	8,734	0,349	0,000	4,00		4,00	0,0	0,33		12,12		226	81	411
798A	12	8	75	77	116,70	1,139	8,524	0,188	0,000	2,21		2,21	0,0	0,20		11,05		161	92	413
798A	13	1	19	21	116,78	1,140	7,506	0,132	0,075	1,89		1,76	1,0	0,16		11,00				
798A	13	2	98	103	118,98	1,161	11,731	0,113	0,446	1,41	0,45	0,96	3,8	0,11	1,50	8,73	0,64	110	156	402
798A	13	3	0	5	115,27	1,165	10,638	0,201	1,351	3,41	1,52	1,89	12,7	0,16	1,08	11,81	1,75			
798A	13	3	50	52	119,95	1,170	10,056	0,141	0,442	1,93		1,40	4,4	0,14		10,00				
798A	13	4	74	79	121,62	1,186	8,613	0,220	0,999	3,95	1,39	2,56	11,6	0,24	1,39	10,67	1,84	276	289	408
798A	13	5	51	53	122,84	1,197	7,603	0,192	0,000	2,52		2,52	0,0	0,21		12,00				
798A	13	6	20	25	123,98	1,208	10,792	0,249	0,518	2,89	0,58	2,31	4,8	0,23	1,46	10,04	1,58			
798A	13	7	45	47	125,65	1,224	12,948	0,251	1,994	3,79		1,94	15,4	0,15		12,93				
798A	14	1	20	22	126,48	1,232	10,785	0,304	0,960	3,89		2,82	8,9	0,20		14,10				
798A	14	2	30	34	127,93	1,234	11,186	0,252	1,253	3,60	1,35	2,25	11,2	0,49	1,44	4,59	1,56			
798A	14	3	70	72	129,65	1,246	10,906	0,341	0,524	3,71		3,13	4,8	0,27		11,59		157	110	416
798A	14	4	62	66	130,93	1,254	12,675	0,267	1,014	3,07	0,96	2,11	8,0	0,42	1,23	5,02	1,72			
798A	14	5	49	51	132,17	1,263	13,733	0,152	0,838	1,84		1,11	6,1	0,14		7,93				
798A	14	6	49	53	133,52	1,273	13,228	0,169	1,971	3,07	1,79	1,28	14,9	0,38	1,20	3,37	1,07			
798A	14	7	21	23	134,63	1,280	11,157	0,186	0,614	2,33		1,67	5,5	0,11		15,18		168	95	419
798A	14	8	22	26	135,99	1,290	10,107	0,156	0,424	2,05	0,51	1,54	4,2	0,42	1,45	3,67	1,06			
798A	15	1	31	33	136,26	1,292	12,344	0,259	0,716	2,79		2,10	5,8	0,18		11,67				
798A	15	2	35	39	137,54	1,300	9,882	0,237	0,583	3,11	0,71	2,40	5,9	0,45	1,22	5,33	1,97			
798A	15	4	5	6	139,78	1,316	10,940	0,341	0,678	3,86		3,12	6,2	0,26		12,00		199	128	412
798A	15	4	30	34	139,99	1,318	9,941	0,259	2,475	5,60	2,99	2,61	24,9	0,25	1,35	10,44	1,93			
798A	15	5	0	5	140,99	1,324	11,382	0,204	0,501	2,32	0,53	1,79	4,4	0,17	1,26	10,53	1,42			

Site	Core	Sec.	Top.	Bot.	Teufe	Alter	Gesamt Akkumulation	Corg Akkumulation	CaCO3 Akkumulation	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	Tmax
			cm	cm	mbsf	Ma	g/cm2/ky	g/cm2/ky	g/cm2/ky	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
798A	15	5	30	32	141,24	1,326	13,246	0,223	0,424	2,06		1,68	3,2	0,15		11,20				
798A	15	6	15	19	142,36	1,334	12,576	0,622	0,604	5,53	0,58	4,95	4,8	0,49	1,29	10,10	3,84			
798A	15	7	30	32	143,73	1,344	9,156	0,190	0,751	3,05		2,07	8,2	0,19		10,89				
798A	15	8	29	33	144,97	1,352	8,784	0,148	0,501	2,38	0,69	1,69	5,7	0,42	1,50	4,02	1,13			
798B	16	2	45	50	143,73	1,344	8,653	0,151	1,108	3,29	1,54	1,75	12,8	0,22	1,13	7,95	1,55	189	36	403
798B	16	3	0	5	144,77	1,351	8,685	0,161	1,068	3,32	1,47	1,85	12,3	0,21	0,55	8,81	3,36			
798B	16	4	48	53	146,73	1,364	8,751	0,158	1,208	3,46	1,66	1,80	13,8	0,21	0,78	8,57	2,31			
798B	16	6	34	39	149,56	1,384	7,848	0,126	0,769	2,78	1,18	1,60	9,8	0,19	1,04	8,42	1,54			
798B	17	2	0	5	152,92	1,408	7,748	0,135	0,721	2,86	1,12	1,74	9,3	0,19	0,44	9,16	3,95			
798B	17	2	48	54	153,38	1,411	7,645	0,135	0,864	3,12	1,36	1,76	11,3	0,21	0,96	8,38	1,83			
798B	17	4	28	35	156,03	1,429	7,936	0,133	0,746	2,81	1,13	1,68	9,4	0,22	1,05	7,64	1,60			
798B	17	6	39	44	158,98	1,450	8,430	0,132	0,826	2,75	1,18	1,57	9,8	0,20	1,20	7,85	1,31	122	26	401
798B	18	5	149	150	168,59	1,517	8,331	0,147	0,966	3,16	1,39	1,77	11,6	0,19	0,98	9,32	1,81			
798B	19	2	60	65	172,90	1,547	6,544	0,109	0,674	2,91	1,24	1,67	10,3	0,19	0,76	8,79	2,20			
798B	19	4	50	55	175,80	1,567	12,377	0,274	0,210	2,41	0,20	2,21	1,7	0,22	1,26	10,05	1,75	116	15	360
798B	19	6	60	65	178,90	1,588	14,241	0,178	0,812	1,94	0,69	1,25	5,7	0,18	1,05	6,94	1,19			
798B	20	1	39	41	180,82	1,602	11,043	0,183	0,188	1,87		1,66	1,7	0,19		8,74				
798B	20	2	40	45	182,06	1,610	13,298	0,149	0,652	1,71	0,59	1,12	4,9	0,15	0,92	7,47	1,22			
798B	20	4	103	108	185,05	1,631	9,141	0,142	0,558	2,28	0,73	1,55	6,1	0,20	1,24	7,75	1,25			
798B	20	5	60	65	185,93	1,637	11,330	0,126	0,804	1,96	0,85	1,11	7,1	0,15	0,83	7,40	1,34			
798B	21	2	45	48	192,15	1,690	7,376	0,101	0,170	1,65	0,28	1,37	2,3	0,16	0,23	8,56	5,96			
798B	21	2	77	79	192,47	1,693	7,335	0,115	0,132	1,78		1,57	1,8	0,19		8,26				
798B	21	3	59	61	193,79	1,706	7,789	0,111	0,241	1,80	0,37	1,43	3,1	0,18	1,29	7,94	1,11			
798B	21	4	39	44	195,09	1,719	7,281	0,089	0,138	1,45	0,23	1,22	1,9	0,17	1,28	7,18	0,95			
798B	21	6	19	24	197,89	1,747	5,817	0,095	0,227	2,11	0,47	1,64	3,9	0,18	0,95	9,11	1,73			
798B	21	6	59	64	198,29	1,751	9,769	0,097	0,322	1,39	0,40	0,99	3,3	0,35	1,08	2,83	0,92			
798B	21	7	0	5	199,20	1,760	7,077	0,107	0,580	2,49	0,98	1,51	8,2	0,16	0,62	9,44	2,44			
798B	21	7	77	79	199,97	1,768	6,113	0,103	0,312	2,29		1,68	5,1	0,17		9,88				
798B	22	2	30	35	201,27	1,781	7,055	0,188	0,042	2,74	0,07	2,67	0,6	0,54	1,24	4,94	2,15			
798B	22	4	17	22	203,61	1,805	6,041	0,187	0,036	3,17	0,07	3,10	0,6	0,30	1,53	10,33	2,03			
798B	22	6	90	92	206,66	1,835	7,914	0,212	0,000	2,68		2,68	0,0	0,24		11,17				
798B	22	7	42	47	207,49	1,844	7,595	0,182	0,099	2,56	0,16	2,40	1,3	0,26	1,30	9,23	1,85			
798B	22	8	77	79	209,00	1,859	9,198	0,211	0,000	2,29		2,29	0,0	0,22		10,41				
798B	23	2	25	29	210,97	1,879	6,131	0,074	0,435	2,06	0,85	1,21	7,1	0,55	1,04	2,20	1,16	255	29	408

Site	Core	Sec.	Top.	Bot.	Teufe	Alter	Gesamt Akkumulation	Corg Akkumulation	CaCO3 Akkumulation	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	Tmax
			cm	cm	mbsf	Ma	g/cm2/ky	g/cm2/ky	g/cm2/ky	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
798B	23	5	120	125	215,55	1,912	9,220	0,148	0,203	1,86	0,26	1,60	2,2	0,20	1,29	8,00	1,24			
798B	23	7	60	65	217,56	1,926	12,351	0,335	0,124	2,83	0,12	2,71	1,0	0,28	1,16	9,68	2,34	341	41	419
798B	23	8	34	36	218,60	1,933	10,119	0,200	0,000	1,98		1,98	0,0	0,22		9,00				
798B	24	2	49	54	221,15	1,951	9,430	0,277	0,057	3,01	0,07	2,94	0,6	0,27	1,53	10,89	1,92			
798B	24	3	0	5	222,14	1,958	9,260	0,281	0,065	3,11	0,08	3,03	0,7	0,30	1,26	10,10	2,40			
798B	24	4	49	54	224,09	1,972	9,090	0,206	0,045	2,33	0,06	2,27	0,5	0,25	1,52	9,08	1,49			
798B	24	6	43	48	226,97	1,993	9,758	0,274	0,068	2,89	0,08	2,81	0,7	0,28	1,88	10,04	1,49			
798B	24	7	22	24	228,24	2,002	10,293	0,297	0,000	2,89		2,89	0,0	0,24		12,04		223	42	411
798B	25	2	68	73	231,08	2,022	9,170	0,134	0,147	1,65	0,19	1,46	1,6	0,21	1,24	6,95	1,18			
798B	25	3	68	70	232,58	2,033	9,603	0,139	0,067	1,53		1,45	0,7	0,18		8,06				
798B	25	4	63	67	234,03	2,043	11,224	0,199	0,135	1,91	0,14	1,77	1,2	0,20	1,27	8,85	1,39			
798B	27	1	66	68	248,85	2,148	14,012	0,220	0,000	1,57		1,57	0,0	0,16		9,81				
798B	27	2	38	43	250,06	2,157	13,532	0,230	0,203	1,88	0,18	1,70	1,5	0,20	1,50	8,50	1,13			
798B	27	3	115	118	252,31	2,173	11,575	0,274	0,069	2,44	0,07	2,37	0,6	0,22	0,39	10,77	6,08			
798B	27	4	0	5	252,66	2,175	9,870	0,179	0,069	1,89	0,08	1,81	0,7	0,18	1,38	10,06	1,31			
798B	27	4	15	20	252,80	2,176	8,816	0,155	0,079	1,87	0,11	1,76	0,9	0,20	1,54	8,80	1,14			
798B	27	6	95	100	256,57	2,203	13,253	0,193	0,199	1,64	0,18	1,46	1,5	0,18	1,41	8,11	1,04			
798B	28	2	0	5	259,18	2,219	8,877	0,232	0,071	2,70	0,09	2,61	0,8	0,23	0,90	11,35	2,90			
798B	28	4	31	35	262,02	2,239	9,076	0,190	0,064	2,18	0,09	2,09	0,7	0,20	1,38	10,45	1,51			
798B	28	5	29	31	263,29	2,248	9,235	0,166	0,000	1,80		1,80	0,0	0,20		9,00				
798B	28	6	27	33	264,55	2,257	7,397	0,132	0,052	1,88	0,09	1,79	0,7	0,20	1,16	8,95	1,54			
798B	29	1	31	33	267,75	2,282	11,203	0,270	0,000	2,41		2,41	0,0	0,23		10,48				
798B	29	3	31	33	270,15	2,299	7,621	0,211	0,000	2,77		2,77	0,0	0,23		12,04				
798B	29	4	30	35	271,35	2,308	8,238	0,231	0,066	2,91	0,10	2,81	0,8	0,28	1,12	10,04	2,51			
798B	29	5	31	33	272,56	2,316	9,173	0,176	0,000	1,92		1,92	0,0	0,20		9,60				
798B	29	6	35	40	273,79	2,325	10,845	0,282	0,130	2,74	0,14	2,60	1,2	0,27	1,07	9,63	2,43	314	34	418
798B	30	3	0	5	279,40	2,365	13,557	0,188	0,176	1,55	0,16	1,39	1,3	0,19	1,92	7,32	0,72			
798B	30	5	100	102	283,40	2,393	16,680	0,147	0,183	1,01		0,88	1,1	0,15		5,87				
798B	30	6	100	102	284,90	2,404	8,863	0,230	0,000	2,59		2,59	0,0	0,27		9,59				
798B	31	2	0	5	286,96	2,419	8,589	0,176	0,034	2,10	0,05	2,05	0,4	0,20	0,93	10,25	2,20	285	28	413
798B	31	2	30	35	287,23	2,421	8,498	0,152	0,068	1,89	0,10	1,79	0,8	0,17	0,54	10,53	3,31			
798B	31	4	55	60	290,19	2,442	10,047	0,098	0,040	1,03	0,05	0,98	0,4	0,17	1,02	5,76	0,96			
798B	31	6	30	35	292,68	2,459	9,101	0,186	0,064	2,12	0,08	2,04	0,7	0,19	1,35	10,74	1,51			
798B	31	7	86	88	294,56	2,474	5,910	0,181	0,000	3,07		3,07	0,0	0,28		10,96				

Site	Core	Sec.	Top.	Bot.	Teufe	Alter	Gesamt Akkumulation	Corg Akkumulation	CaCO3 Akkumulation	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	Tmax
			cm	cm	mbsf	Ma	g/cm2/ky	g/cm2/ky	g/cm2/ky	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
798B	31	8	30	35	295,41	2,484	5,860	0,142	0,047	2,52	0,10	2,42	0,8	0,23	1,32	10,52	1,83			
798B	32	2	40	45	296,74	2,498	5,910	0,092	0,030	1,62	0,06	1,56	0,5	0,17	0,90	9,18	1,73			
798B	32	3	20	22	297,80	2,510	5,418	0,073	0,000	1,35		1,35	0,0	0,19		7,11		266	31	428
798B	32	4	70	75	299,42	2,529	5,226	0,066	0,047	1,38	0,11	1,27	0,9	0,15	1,02	8,47	1,25			
798B	32	5	20	22	300,24	2,538	5,388	0,079	0,000	1,47		1,47	0,0	0,17		8,65				
798B	32	8	60	64	304,22	2,582	5,354	0,071	0,145	1,65	0,32	1,33	2,7	0,29	1,44	4,59	0,92			
798B	33	1	20	22	305,09	2,592	5,302	0,101	0,000	1,91		1,91	0,0	0,25		7,64				
798B	33	3	110	115	308,78	2,633	5,578	0,107	0,028	1,98	0,06	1,92	0,5	0,21	1,28	9,14	1,50			
798B	33	4	60	65	309,73	2,644	5,775	0,105	0,017	1,84	0,03	1,81	0,3	0,20	0,75	9,05	2,41			
798B	33	5	19	21	310,76	2,656	5,757	0,130	0,000	2,25		2,25	0,0	0,21		10,71				
798B	33	6	30	35	312,29	2,673	5,903	0,115	0,047	2,04	0,09	1,95	0,8	0,22	1,18	8,86	1,65	185	36	430
798B	34	1	90	92	315,40	2,708	6,262	0,088	0,094	1,58		1,40	1,5	0,23		6,09				
798B	34	2	84	89	316,84	2,724	6,011	0,099	0,042	1,74	0,09	1,65	0,7	0,22	1,13	7,50	1,46			
798B	34	4	5	10	319,05	2,748	6,008	0,102	0,042	1,79	0,09	1,70	0,7	0,21	1,12	8,10	1,52			
798B	34	5	39	41	320,89	2,769	7,232	0,125	0,014	1,76		1,73	0,2	0,20		8,65				
798B	34	6	24	29	322,24	2,784	7,600	0,119	0,084	1,69	0,13	1,56	1,1		1,34		1,16			
798B	35	2	15	19	325,85	2,825	8,435	0,100	0,110	1,35	0,16	1,19	1,3	0,20	1,52	5,95	0,78	290	31	442
798B	35	3	39	41	327,59	2,844	7,966	0,100	0,645	2,22		1,26	8,1	0,19		6,63				
798B	35	4	40	45	329,10	2,861	8,401	0,160	0,420	2,51	0,60	1,91	5,0	0,21	1,38	9,10	1,38			
798B	35	5	40	42	330,60	2,878	8,591	0,189	0,000	2,20		2,20	0,0	0,21		10,48				
798B	35	6	60	65	332,30	2,897	7,870	0,121	0,055	1,63	0,09	1,54	0,7	0,18	1,43	8,56	1,08			
798B	35	7	5	7	333,25	2,908	7,248	0,144	0,283	2,45		1,98	3,9	0,22		9,00				
798B	35	7	13	18	333,33	2,908	7,509	0,146	0,330	2,47	0,53	1,94	4,4	0,39	1,79	4,97	1,08			
798B	36	1	80	82	334,60	2,923	8,499	0,133	0,178	1,81	0,25	1,56	2,1	0,19	1,76	8,21	0,89			
798B	36	2	20	22	335,50	2,933	9,593	0,143	0,201	1,74	0,25	1,49	2,1	0,16	0,96	9,31	1,55	256	28	412
798B	36	2	75	78	336,05	2,939	9,522	0,119	0,209	1,51	0,26	1,25	2,2	0,14	0,58	8,93	2,16			
798B	36	3	14	16	336,94	2,949	9,282	0,128	0,213	1,66	0,28	1,38	2,3	0,17	1,40	8,12	0,99			
798B	37	1	60	62	344,10	3,029	9,202	0,114	0,129	1,40		1,24	1,4	0,18		6,89				
798B	37	2	46	48	345,46	3,044	8,870	0,115	0,239	1,62	0,32	1,30	2,7	0,16	1,82	8,13	0,71			
798B	38	1	17	19	353,27	3,132	7,383	0,095	0,192	1,60		1,29	2,6	0,19		6,79				
798B	38	2	40	42	355,00	3,151	7,712	0,110	0,100	1,57	0,15	1,42	1,3	0,18	1,23	7,89	1,15			
798B	38	4	31	33	357,91	3,184	6,585	0,126	0,053	2,02	0,10	1,92	0,8	0,20	1,24	9,60	1,55			
798B	38	4	140	150	359,00	3,196	6,791	0,099	0,041	1,53	0,07	1,46	0,6	0,15	1,16	9,73	1,26			
798B	38	6	58	60	361,18	3,220	7,518	0,124	0,150	1,89	0,24	1,65	2,0	0,20	1,42	8,25	1,16	268	29	421

Site	Core	Sec.	Top.	Bot.	Teufe	Alter	Gesamt Akkumulation	Corg Akkumulation	CaCO3 Akkumulation	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	Tmax
			cm	cm	mbsf	Ma	g/cm2/ky	g/cm2/ky	g/cm2/ky	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
798B	39	3	32	34	366,12	3,276	6,882	0,105	0,014	1,55		1,53	0,2	0,19		8,05				
798B	39	4	85	87	368,15	3,299	6,647	0,102	0,106	1,72	0,19	1,53	1,6	0,18	1,29	8,50	1,19			
798B	39	5	0	5	368,80	3,306	6,882	0,088	0,103	1,46	0,18	1,28	1,5	0,34	1,18	3,76	1,08			
798B	39	5	92	94	369,72	3,316	6,882	0,097	0,083	1,55		1,41	1,2	0,20		7,05				
798B	39	6	127	129	371,57	3,337	7,125	0,081	0,128	1,36	0,22	1,14	1,8	0,14	0,91	8,14	1,25	221	40	417
798B	40	1	24	26	372,64	3,349	7,127	0,135	0,000	1,89		1,89	0,0	0,20		9,45				
798B	40	2	23	25	374,13	3,366	6,999	0,126	0,056	1,89	0,09	1,80	0,8	0,19	1,48	9,47	1,22			
798B	40	2	70	73	374,60	3,371	6,820	0,130	0,048	1,99	0,08	1,91	0,7	0,18	0,49	10,61	3,90			
798B	40	4	131	133	378,21	3,411	6,642	0,141	0,000	2,12		2,12	0,0	0,24		8,83				
798B	40	4	140	144	378,30	3,412	6,642	0,136	0,020	2,09	0,04	2,05	0,3	0,39	1,79	5,26	1,15			
798B	40	5	31	33	378,71	3,417	7,033	0,158	0,056	2,34	0,09	2,25	0,8	0,20	1,38	11,25	1,63	430	31	422
798B	41	3	60	65	385,60	3,494	6,855	0,128	0,048	1,95	0,08	1,87	0,7	0,19	1,48	9,84	1,26			
798B	41	4	60	65	387,05	3,510	7,502	0,143	0,017	1,89		1,90	0,2	0,20		9,50				
798B	41	5	61	66	388,52	3,527	8,335	0,133	0,125	1,78	0,18	1,60	1,5	0,19	1,66	8,42	0,96			
798B	41	5	75	77	388,65	3,528	8,335	0,058	0,067	0,79	0,10	0,69	0,8	0,09	0,52	7,67	1,33			
798B	41	6	20	22	389,58	3,539	7,628	0,147	0,000	1,93		1,93	0,0	0,23		8,39				
798B	41	6	31	33	389,68	3,540	7,628	0,185	0,076	2,54	0,12	2,42	1,0	0,19	1,24	12,74	1,95	194	36	419
798B	42	2	19	21	393,39	3,581	9,039	0,118	0,049	1,37		1,30	0,5	0,16		8,13				
798B	42	3	20	25	394,90	3,598	10,066	0,133	0,151	1,50	0,18	1,32	1,5	0,14	0,66	9,43	2,00			
798B	42	5	135	140	399,05	3,645	10,391	0,126	0,353	1,62	0,41	1,21	3,4	0,15	1,16	8,07	1,04			
798B	42	6	75	77	399,95	3,655	10,391	0,110	0,197	1,29	0,23	1,06	1,9	0,11	0,44	9,64	2,41			
798B	42	7	19	24	400,89	3,665	10,750	0,112	0,151	1,21	0,17	1,04	1,4	0,14	1,06	7,43	0,98			
798B	42	7	88	90	401,58	3,673	10,391	0,121	0,229	1,42	0,26	1,16	2,2	0,11	0,23	10,55	5,04			
798B	43	2	80	85	403,70	3,697	10,169	0,107	0,346	1,46	0,41	1,05	3,4	0,14	0,78	7,50	1,35			
798B	43	4	50	55	406,40	3,727	10,421	0,079	0,083	0,85	0,09	0,76	0,8	0,11	1,21	6,91	0,63			
798B	43	6	20	25	409,10	3,757	9,675	0,133	0,193	1,61	0,24	1,37	2,0	0,13	1,01	10,54	1,36			
798B	44	1	105	107	411,97	3,790	8,804	0,106	0,000	1,20		1,20	0,0	0,16		7,50		165	48	404
798B	44	2	40	45	412,76	3,798	9,634	0,049	0,106	0,64	0,13	0,51	1,1	0,13	0,51	3,92	1,00			
798B	44	2	70	71	413,04	3,802	9,490	0,021	0,038	0,27	0,05	0,22	0,4	0,19	0,03	1,16	7,33			
798B	44	7	50	55	419,82	3,878	10,579	0,095	0,127	1,04	0,14	0,90	1,2	0,12	0,61	7,50	1,48			
798B	45	3	70	73	423,51	3,919	9,490	0,087	0,066	1,00	0,08	0,92	0,7	0,10	0,35	9,20	2,63			
798B	45	5	132	134	426,27	3,950	9,220	0,101	0,075	1,16		1,10	0,8	0,17		6,47		176	49	408
798B	45	6	120	125	427,32	3,962	8,950	0,143	0,152	1,80	0,20	1,60	1,7	0,17	0,90	9,41	1,78			
798B	45	7	31	33	427,78	3,967	8,653	0,114	0,147	1,53	0,21	1,32	1,7	0,17	0,90	7,76	1,47			

Site	Core	Sec.	Top.	Bot.	Teufe	Alter	Gesamt Akkumulation	Corg Akkumulation	CaCO3 Akkumulation	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	Tmax
			cm	cm	mbsf	Ma	g/cm2/ky	g/cm2/ky	g/cm2/ky	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
798B	46	1	50	52	430,79	4,000	8,776	0,136	0,061	1,63	0,08	1,55	0,7	0,16	1,61	9,69	0,96	267	19	421
798B	46	3	110	112	434,32	4,040	9,968	0,101	0,080	1,11	0,10	1,01	0,8	0,14	0,90	7,21	1,12			
798B	46	4	66	68	435,36	4,052	9,933	0,113	0,000	1,14		1,14	0,0	0,14		8,14				
798B	46	5	43	45	436,60	4,066	9,805	0,133	0,049	1,42	0,06	1,36	0,5	0,14	1,19	9,71	1,14			
798B	46	6	112	114	438,75	4,090	10,963	0,153	0,129	1,54		1,40	1,2	0,14		10,00				
798B	47	1	0	5	440,00	4,104	9,307	0,132	0,047	1,48	0,06	1,42	0,5	0,39	1,69	3,64	0,84			
798B	47	1	26	28	440,26	4,107	9,119	0,173	0,091	2,02	0,12	1,90	1,0	0,16	0,70	11,88	2,71			
798B	47	2	7	9	441,55	4,121	9,481	0,139	0,057	1,54	0,07	1,47	0,6	0,16	1,15	9,19	1,28	302	34	422
798B	47	3	74	76	443,70	4,145	8,833	0,124	0,054	1,47		1,40	0,6	0,18		7,78				
798B	47	4	44	46	444,89	4,158	8,641	0,111	0,112	1,44	0,16	1,28	1,3	0,16	1,55	8,00	0,83			
798B	47	6	80	82	448,22	4,196	8,426	0,134	0,110	1,74	0,15	1,59	1,3	0,16	1,88	9,94	0,85			
798B	48	1	44	46	450,04	4,216	10,803	0,130	0,085	1,28		1,20	0,8	0,14		8,57				
798B	47	8	0	5	450,40	4,220	8,685	0,056	0,278	1,02	0,38	0,64	3,2	0,30	1,26	2,13	0,51			
798B	47	8	5	10	450,45	4,221	8,685	0,086	0,078	1,10	0,11	0,99	0,9	0,16	0,86	6,19	1,15	589	0	415
798B	48	2	0	5	451,10	4,228	10,206	0,121	0,082	1,28	0,09	1,19	0,8	0,11	0,82	10,82	1,45			
798B	48	2	21	23	451,31	4,230	10,151	0,144	0,081	1,52	0,10	1,42	0,8	0,15	1,46	9,47	0,97			
798B	48	4	62	64	454,72	4,269	10,926	0,170	0,131	1,70	0,14	1,56	1,2	0,15	1,66	10,40	0,94			
798B	48	5	97	99	456,57	4,289	11,404	0,149	0,239	1,56	0,25	1,31	2,1	0,14	1,09	9,36	1,20			
798B	48	6	0	5	457,10	4,295	11,645	0,150	0,151	1,45	0,16	1,29	1,3	0,14	1,38	9,21	0,93			
798B	48	6	25	30	457,35	4,298	11,645	0,112	0,151	1,12	0,16	0,96	1,3	0,14	1,04	6,86	0,92			
798B	49	1	63	65	459,91	4,327	11,981	0,072	0,095	0,71		0,60	0,8	0,10		6,00				
798B	49	2	110	112	461,82	4,348	9,686	0,091	0,126	1,09	0,15	0,94	1,3	0,15	1,16	6,27	0,81			
798B	49	3	76	79	462,95	4,361	10,457	0,084	0,092	0,90		0,80	0,9	0,12		6,67				
798B	49	3	131	132	463,48	4,367	10,457	0,146	0,095	1,47		1,40	0,9	0,12		11,67		224	35	413
798B	49	4	112	114	464,76	4,381	10,112	0,060	0,152	0,77	0,18	0,59	1,5	0,10	0,81	5,90	0,73			
798B	49	6	110	112	467,65	4,413	12,331	0,121	0,210	1,18	0,20	0,98	1,7	0,14	1,35	7,00	0,73			
798B	49	7	50	55	468,52	4,423	12,152	0,107	0,158	1,04	0,16	0,88	1,3	0,12	1,28	7,33	0,69			
798B	50	1	75	77	469,65	4,436	11,963	0,120	0,032	0,98		1,00	0,3	0,13		7,69				
798B	50	2	110	112	471,50	4,457	10,931	0,110	0,077	1,09	0,08	1,01	0,7	0,12	1,66	8,42	0,61	235	29	409
798B	50	3	145	150	473,35	4,477	11,283	0,147	0,124	1,43	0,13	1,30	1,1	0,14	1,43	9,29	0,91			
798B	51	3	84	86	482,44	4,579	11,560	0,235	0,000	2,03		2,03	0,0	0,18		11,28				
798B	51	4	0	5	483,10	4,587	11,560	0,193	0,150	1,83	0,16	1,67	1,3	0,29	1,57	5,76	1,06			
798B	51	4	108	110	484,18	4,599	11,898	0,184	0,202	1,75	0,20	1,55	1,7	0,15	1,16	10,33	1,34	256	22	411
798B	51	5	21	23	484,81	4,606	11,809	0,172	0,213	1,67	0,21	1,46	1,8	0,14	1,90	10,43	0,77			

Site	Core	Sec.	Top.	Bot.	Teufe	Alter	Gesamt Akkumulation	Corg Akkumulation	CaCO3 Akkumulation	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	Tmax
			cm	cm	mbsf	Ma	g/cm2/ky	g/cm2/ky	g/cm2/ky	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
798B	51	6	21	23	486,31	4,623	11,741	0,200	0,117	1,81		1,70	1,0	0,17		10,00		267	40	415
798B	51	6	86	88	486,96	4,630	12,189	0,174	0,280	1,71	0,28	1,43	2,3	0,16	1,33	8,94	1,08			
798B	52	1	0	5	488,20	4,644	12,283	0,111	0,209	1,10	0,20	0,90	1,7	0,26	1,38	3,46	0,65	347	0	412
798B	52	1	19	21	488,39	4,646	12,347	0,123	1,406	2,31		1,00	11,4	0,14		7,14				
798B	52	2	17	19	489,85	4,662	11,754	0,355	0,000	3,02		3,02	0,0	0,25		12,08				
798B	52	3	93	95	492,09	4,687	11,937	0,248	0,000	2,08		2,08	0,0	0,19		10,95				
798B	52	4	94	96	493,59	4,704	11,732	0,311	0,235	2,89	0,24	2,65	2,0	0,23	1,43	11,52	1,85			
798B	52	5	91	93	495,04	4,720	11,128	0,334	0,225	3,27		3,00	2,0	0,24		12,50				
798B	52	6	40	42	496,02	4,731	11,423	0,380	0,114	3,45	0,12	3,33	1,0	0,26	1,48	12,81	2,25			
798B	52	6	128	130	496,89	4,741	11,423	0,297	0,037	2,60		2,60	0,3	0,23		11,30		309	36	420
798B	53	1	0	5	497,90	4,752	11,601	0,266	0,383	2,68	0,39	2,29	3,3	0,20	1,24	11,45	1,85	542	31	427
798B	53	1	121	123	499,11	4,766	11,770	0,271	0,000	2,30		2,30	0,0	0,19		12,11				
798B	53	3	0	5	500,90	4,786	11,471	0,405	0,046	3,58	0,05	3,53	0,4	0,39	2,11	9,05	1,67	406	20	421
798B	53	3	11	12	501,01	4,787	11,434	0,035	0,023	0,33	0,02	0,31	0,2	5,62	1,70	0,06	0,18			
798B	53	4	50	53	502,90	4,808	11,434	0,472	0,046	4,18	0,05	4,13	0,4	0,29	2,87	14,24	1,44			
798B	53	4	56	58	502,96	4,809	11,567	0,453	0,023	3,94	0,02	3,92	0,2	0,27	3,01	14,52	1,30			
798B	53	5	8	10	503,98	4,821	11,729	0,414	0,000	3,53		3,53	0,0	0,28		12,61				
798B	54	1	54	56	507,98	4,865	11,391	0,467	0,103	4,21	0,11	4,10	0,9	0,29	2,16	14,14	1,90			
798B	54	2	56	58	509,31	4,880	10,464	0,283	0,084	2,80	0,10	2,70	0,8	0,19	1,11	14,21	2,43			
798B	54	2	103	105	509,73	4,885	10,382	0,632	0,000	6,09		6,09	0,0	0,44		13,84		286	45	411
798B	54	3	87	89	510,91	4,898	10,846	0,615	0,000	5,67		5,67	0,0	0,35		16,20		260	56	408
798B	54	3	123	125	511,23	4,902	11,121	0,716	0,000	6,44		6,44	0,0	0,47		13,70				
798B	54	4	131	133	512,62	4,917	11,901	0,583	0,071	4,97	0,07	4,90	0,6	0,32	2,28	15,31	2,15			
798B	54	5	92	94	513,60	4,928	11,839	0,438	0,027	3,74		3,70	0,2	0,27		13,70				
798B	54	7	0	5	515,43	4,949	11,748	0,308	0,200	2,83	0,21	2,62	1,7	0,33	1,90	7,94	1,38	378	30	401
798B	54	8	55	60	517,24	4,969	11,748	0,394	0,317	3,67	0,32	3,35	2,7	0,35	1,58	9,57	2,12			

Site	Core	Sec	Top	Teufe	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	tmax
			cm	mbsf	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
799A	1	1	5	0,05	1,20	0,11	1,09	0,90	0,10	0,12	10,9	9,1			
799A	1	1	19	0,19	1,23	0,17	1,06	1,40	0,16	0,18	6,6	5,9	120	45	415
799A	1	1	44	0,44	1,50		1,50	0,00	0,16		9,5				
799A	1	1	65	0,65	1,55	0,11	1,44	0,90	0,14	0,18	10,3	8,0			
799A	1	1	100	1,00	1,78	0,55	1,23	4,60	0,16	0,51	7,7	2,4			
799A	2	1	30	1,49	1,50	0,48	1,02	4,00	0,11	0,74	9,3	1,4			
799A	2	1	76	1,94	1,78		1,27	4,21	0,13		9,9		135	38	403
799A	2	1	107	2,24	3,27	1,76	1,51	14,70	0,14	0,94	10,8	1,6			
799A	2	2	76	3,44	1,22		0,89	2,79	0,10		8,7				
799A	2	3	72	4,90	1,83		1,34	4,09	0,13		10,3				
799A	2	4	74	6,42	1,62		1,37	2,09	0,13		10,4				
799A	2	5	74	7,92	0,93		0,62	2,54	0,10		6,3				
799A	2	5	91	8,08	4,79		4,79	0,00	0,44		10,9		170	42	395
799A	2	6	44	9,13	1,19		1,09	0,82	0,13		8,5				
799A	2	7	24	10,43	1,81		0,71	9,18	0,12		6,1				
799A	3	1	11	10,81	1,66		1,12	4,49	0,17		6,4				
799A	3	2	10	12,30	2,74		0,79	16,27	0,14		5,7				
799A	3	3	10	13,80	0,65		0,45	1,66	0,10		4,6		156	12	401
799A	3	4	6	15,26	1,74		1,03	5,87	0,12		8,7				
799A	3	5	12	16,82	1,50		1,12	3,19	0,14		7,9				
799A	3	5	25	16,94	2,01		1,57	3,67	0,17		9,2				
799A	3	5	76	17,43	1,67		1,21	3,76	0,12		9,9				
799A	3	6	10	18,30	1,56		1,31	2,05	0,14		9,3		153	37	416
799A	3	7	10	19,80	1,03		0,85	1,54	0,11		7,6				
799A	4	1	20	20,50	1,84		1,70	1,20	0,19		9,0				
799A	4	2	20	22,00	1,10		0,39	5,87	0,08		5,1				
799A	4	2	48	22,28	3,08		3,08	0,00	0,30		10,2				
799A	4	2	60	22,40	1,75		1,56	1,55	0,18		8,7				
799A	4	3	20	23,50	2,30		2,07	1,97	0,18		11,5		65	40	422
799A	4	4	20	25,00	1,73		1,20	4,37	0,12		9,9				
799A	4	5	20	26,50	1,50		1,06	3,66	0,14		7,5				
799A	4	6	0	27,80	2,86	0,13	2,73	1,10	0,25	3,05	10,9	0,9			
799A	4	6	20	28,00	3,48		3,42	0,51	0,27		12,5				
799A	4	6	107	28,87	6,02		6,02	0,00	0,53		11,4		201	22	423
799A	5	1	31	30,20	1,35		0,99	3,02	0,12		8,5				
799A	5	2	20	31,59	1,71		0,46	10,44	0,09		5,1				
799A	5	2	92	32,29	0,97		0,97	0,00	0,10		9,7				
799A	5	2	108	32,45	3,39		3,21	1,54	0,24		13,1				
799A	5	2	138	32,74	6,53		5,76	6,43	0,39		14,7				
799A	5	4	20	34,59	2,10		1,28	6,80	0,15		8,6				
799A	5	5	20	36,09	0,63		0,55	0,67	0,11		5,1				
799A	5	6	20	37,59	1,42		0,90	4,39	0,10		8,6		170	34	406
799A	5	7	10	39,00	4,83		1,00	31,98	0,11		9,4				
799A	5	7	41	39,30	6,50	5,69	0,81	47,40	0,09	0,02	9,0	40,0			
799A	5	7	51	39,40	7,44	6,06	1,38	50,50	0,09	0,13	15,3	10,6			
799A	6	1	115	40,61	4,13		2,38	14,55	0,22		10,9				
799A	6	2	20	41,19	2,49		1,29	10,02	0,14		9,3				
799A	6	3	37	42,86	1,47		0,96	4,28	0,13		7,2				
799A	6	3	145	43,89	7,72		1,83	49,07	0,18		10,1				
799A	6	3	147	43,91	8,79	6,21	2,58	51,70	0,20	0,18	12,9	14,3			
799A	6	3	149	43,93	8,82	6,10	2,72	50,80	0,19	0,38	14,3	7,2	210	52	402
799A	6	4	20	44,19	1,66		1,48	1,50	0,18		8,5				
799A	6	6	20	47,19	1,19		0,95	2,01	0,11		8,7				
799A	6	6	133	48,28	5,14		4,70	3,65	0,38		12,3				
799A	7	1	34	49,42	7,98		1,78	51,74	0,16		11,3				
799A	7	2	40	50,98	0,96		0,59	3,10	0,08		7,0				
799A	7	3	40	52,48	1,77		1,28	4,12	0,14		9,1				
799A	7	4	40	53,98	3,21		1,30	15,97	0,12		10,7				
799A	7	4	140	54,94	5,76		5,76	0,00	0,44		13,0				
799A	7	4	147	55,00	1,09		1,09	0,00	0,14		7,8				
799A	7	5	42	55,50	1,60		1,36	2,02	0,18		7,7		76	92	421
799A	7	6	38	56,96	1,48		0,74	6,24	0,09		8,4				
799A	7	7	38	58,46	0,91		0,70	1,78	0,13		5,5				
799A	8	1	70	59,36	3,00		0,70	19,20	0,10		7,3				
799A	8	2	19	60,38	2,80	2,06	0,74	17,20	0,09	0,23	8,2	3,2			
799A	8	2	70	60,86	4,16		0,55	30,04	0,10		5,5				

Site	Core	Sec	Top	Teufe	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	tmax
			cm	mbsf	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
799A	8	2	96	61,11	4,54	3,44	1,10	28,70	0,10	0,19	11,0	5,8	145	46	432
799A	8	3	62	62,29	4,72	4,20	0,52	35,00	0,08	0,05	6,5	10,0			
799A	8	3	80	62,46	3,14		1,85	10,74	0,17		10,8				
799A	8	4	60	63,77	1,13		0,61	4,36	0,09		6,6				
799A	8	5	70	65,36	0,74		0,65	0,73	0,14		4,8				
799A	8	6	50	66,67	3,71		3,06	5,48	0,24		12,7		103	21	405
799A	8	6	148	67,61	4,34	0,10	4,24	0,80	0,34	0,80	12,5	5,3			
799A	8	7	3	67,73	5,45		5,45	0,00	0,41		13,4				
799A	8	7	70	68,36	1,59		0,50	9,07	0,09		5,8				
799A	9	1	14	68,43	7,73		6,92	6,72	0,32		21,9				
799A	9	2	30	70,09	6,53		0,89	47,02	0,10		9,0				
799A	9	3	11	71,40	6,78		1,46	44,27	0,12		12,0				
799A	9	4	5	72,85	2,75		1,00	14,62	0,10		10,2				
799A	9	5	117	75,42	1,98		1,36	5,20	0,14		9,6				
799A	9	6	30	76,09	2,46		0,50	16,36	0,09		5,3		89	63	422
799A	10	1	25	78,14	2,34		0,90	12,00	0,11		8,3				
799A	10	4	25	82,64	1,17		0,63	4,45	0,12		5,3				
799A	10	5	135	85,20	5,78		5,78	0,00	0,49		11,8				
799A	10	6	120	86,55	0,72		0,52	1,66	0,10		5,3				
799A	11	1	93	88,40	3,41		2,66	6,22	0,24		11,3		133	105	406
799A	11	2	20	89,19	0,59	0,18	0,41	1,50	0,11	1,34	3,7	0,3			
799A	11	2	23	90,72	0,67		0,53	1,15	0,13		4,0				
799A	11	3	78	91,25	7,20		4,33	23,92	0,33		13,2				
799A	11	4	60	92,58	0,94		0,88	0,50	0,13		6,7				
799A	11	4	114	93,10	6,58		6,58	0,00	0,53		12,4				
799A	11	4	145	93,40	1,91	0,29	1,62	2,40	0,12	1,20	13,5	1,4			
799A	11	6	100	95,96	0,77		0,47	2,45	0,09		5,1		152	75	397
799A	12	1	30	97,49	6,21		4,66	12,86	0,30		15,8				
799A	12	2	20	98,89	0,77		0,34	3,57	0,09		3,8				
799A	12	3	45	100,63	6,84		6,84	0,00	0,49		14,0				
799A	12	4	30	101,99	2,40		0,65	14,61	0,12		5,3				
799A	12	5	16	103,35	4,80	1,92	2,88	16,00	0,23	0,36	12,5	8,0			
799A	12	5	20	103,39	5,83		5,83	0,00	0,30		19,4				
799A	12	6	20	104,89	2,52		0,72	14,95	0,16		4,6		42	157	423
799A	13	1	20	107,00	0,99		0,78	1,74	0,16		4,8				
799A	13	2	26	108,55	1,05		0,67	3,18	0,12		5,7				
799A	13	3	20	110,09	2,25		2,25	0,00	0,22		10,4				
799A	13	4	20	111,50	1,74		0,84	7,46	0,15		5,6				
799A	13	4	145	112,72	1,00	0,30	0,70	2,50	0,10	1,13	7,0	0,6			
799A	13	5	20	113,00	1,37		0,93	3,68	0,18		5,1		87	42	422
799A	13	6	20	114,50	3,07		0,52	21,32	0,13		4,0				
799A	14	1	2	116,52	5,30	0,29	5,01	2,40	0,33	2,49	15,2	2,0			
799A	14	1	17	116,66	5,77		5,27	4,20	0,42		12,6				
799A	14	2	40	118,38	1,30		0,29	8,36	0,10		3,0				
799A	14	4	30	121,29	0,62		0,49	1,06	0,13		3,7				
799A	14	5	2	122,52	4,61	4,16	0,45	34,70	0,03	0,00	15,0				
799A	14	5	40	122,88	1,74		0,32	11,87	0,09		3,4				
799A	14	6	30	124,29	0,46		0,46	0,00	0,13		3,6		99	65	431
799A	15	1	55	126,64	0,97		0,95	0,15	0,14		6,7				
799A	15	2	55	128,14	0,48		0,48	0,00	0,13		3,7				
799A	15	3	54	129,63	0,96		0,56	3,29	0,15		3,8				
799A	15	4	54	131,13	0,62		0,51	0,91	0,14		3,7				
799A	15	4	145	132,02	0,37		0,37	0,00	0,12		3,0				
799A	15	5	0	132,10	0,44	0,03	0,41	0,20	0,09	0,78	4,5	0,5	104	74	421
799A	15	5	54	132,63	2,47		0,46	16,78	0,13		3,5				
799A	15	5	145	133,52	1,90		1,61	2,45	0,17		9,6				
799A	15	6	54	134,13	2,48		1,70	6,50	0,18		9,7				
799A	15	6	68	134,27	2,18		1,68	4,21	0,16		10,6				
799A	15	7	31	135,40	1,01		0,69	2,66	0,11		6,4				
799A	16	1	140	137,17	1,29		1,16	1,07	0,18		6,5				
799A	16	2	60	137,89	0,53		0,33	1,71	0,09		3,8				
799A	16	3	133	140,10	2,33		2,33	0,00	0,24		9,8				
799A	16	4	60	140,89	2,87		1,61	10,53	0,14		11,2		116	81	406
799A	16	5	60	142,39	1,24		1,24	0,00	0,12		10,1				
799A	16	6	60	143,89	2,59		1,68	7,62	0,18		9,2				
799A	17	1	55	146,04	2,16		2,16	0,00	0,23		9,4				

Site	Core	Sec	Top	Teufe	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	tmax
			cm	mbsf	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
799A	17	2	0	147,00	1,46	0,10	1,36	0,80	0,14	0,83	9,7	1,6			
799A	17	2	55	147,54	2,19		1,84	2,90	0,16		11,9				
799A	17	3	55	149,04	2,32		1,56	6,36	0,18		8,8				
799A	17	4	40	150,39	1,83		1,83	0,00	0,21		8,8		206	102	426
799A	17	6	40	153,39	2,97		2,54	3,58	0,26		9,7				
799A	17	6	80	153,78	2,24		2,14	0,79	0,20		10,5				
799A	18	1	30	155,48	1,15		1,15	0,00	0,19		6,1				
799A	18	2	25	156,94	1,11		1,01	0,81	0,15		6,6				
799A	18	2	93	157,58	2,12		2,12	0,00	0,10		21,0				
799A	18	3	100	159,15	2,48		2,33	1,27	0,22		10,7				
799A	18	4	40	160,08	2,81		2,44	3,11	0,23		10,6		175	42	421
799A	18	5	0	161,20	1,69		0,50	9,90	0,11		4,7				
799A	18	5	40	161,58	1,13		1,13	0,00	0,18		6,4				
799A	18	6	40	163,08	3,22		2,12	9,21	0,21		10,3				
799A	19	1	8	164,88	4,32		2,62	14,17	0,30		8,7				
799A	19	3	40	168,18	2,11		1,94	1,43	0,21		9,1				
799A	19	4	15	169,44	0,69		0,64	0,41	0,17		3,7				
799A	19	5	0	170,80	0,84	0,06	0,78	0,50	0,10	0,55	7,8	1,4			
799A	19	5	90	171,66	2,56		2,56	0,00	0,22		11,5		106	64	423
799A	20	1	20	174,69	1,24		0,90	2,78	0,16		5,5				
799A	20	2	20	176,19	3,63		1,35	19,00	0,19		7,1				
799A	20	3	20	177,69	1,92		0,93	8,21	0,17		5,4				
799A	20	4	20	179,19	1,22		1,13	0,75	0,18		6,2				
799A	20	5	20	180,69	2,20		1,64	4,73	0,16		10,0				
799A	20	6	20	182,19	2,83		0,97	15,50	0,17		5,7				
799A	21	1	20	184,30	0,78		0,59	1,53	0,15		4,0		67	32	417
799A	21	2	20	185,80	0,59		0,55	0,31	0,15		3,7				
799A	21	3	20	187,30	0,51		0,47	0,26	0,14		3,3				
799A	21	4	20	188,80	1,03		0,53	4,18	0,15		3,4				
799A	21	4	125	189,83	0,61	0,07	0,54	0,60	0,09	0,79	6,0	0,7			
799A	21	5	20	190,30	1,03		0,62	3,43	0,13		4,6				
799A	21	6	20	191,80	1,05		0,47	4,85	0,12		4,0				
799A	22	1	77	194,57	1,62		1,62	0,00	0,15		11,2				
799A	22	2	77	196,07	1,46		1,46	0,00	0,14		10,3		95	74	387
799A	22	3	5	196,85	5,64		0,43	43,41	0,09		4,8				
799A	22	4	34	198,64	0,99		0,99	0,00	0,13		7,8				
799A	22	5	34	200,14	0,70		0,68	0,13	0,13		5,4				
799A	22	6	34	201,64	0,89		0,69	1,69	0,12		5,8				
799A	22	6	67	201,97	6,99	6,16	0,83	51,30	0,07	0,02	12,0	41,0			
799A	22	6	130	202,60	1,85		1,47	3,14	0,13		11,1		243	86	402
799A	22	7	20	203,00	1,84		1,35	4,04	0,14		10,0				
799A	23	1	29	203,78	2,03		1,89	1,10	0,17		11,5				
799A	23	2	29	205,28	4,13		2,15	16,44	0,16		13,3				
799A	23	3	29	206,78	0,61		0,61	0,00	0,10		5,9				
799A	23	4	20	208,20	1,86		1,86	0,00	0,16		11,7				
799A	23	4	21	208,21	0,81		0,75	0,50	0,11		6,8		206	120	416
799A	23	4	148	209,45	2,59	0,63	1,96	5,20	0,16	1,30	12,2	1,5			
799A	23	5	26	209,75	2,19		2,08	0,98	0,17		12,4				
799A	23	6	16	211,16	2,65		1,88	6,40	0,15		12,6				
799A	23	7	20	212,70	0,87		0,85	0,20	0,16		5,4				
799A	24	1	90	214,00	2,32		1,68	5,33	0,15		11,5				
799A	24	2	132	215,92	1,32		1,32	0,00	0,13		10,4		187	124	425
799A	24	3	97	217,07	1,55		1,35	1,63	0,13		10,1				
799A	24	4	98	218,58	2,23		1,49	6,15	0,13		11,7				
799A	24	5	99	220,09	0,76		0,76	0,00	0,11		6,7				
799A	24	6	20	220,80	2,25		1,69	4,69	0,13		12,8				
799A	25	1	104	223,83	7,34		0,55	56,60	0,08		7,1				
799A	25	2	112	225,41	1,17		1,14	0,26	0,11		10,0				
799A	25	3	110	226,89	1,17		1,17	0,00	0,11		10,4		58	65	415
799A	25	4	113	228,42	1,51		1,40	0,85	0,15		9,5				
799A	25	5	113	229,92	1,23		1,23	0,00	0,12		10,2				
799A	25	5	148	230,27	1,40	0,07	1,33	0,60	0,13	1,02	10,2	1,3			
799A	25	6	19	230,49	1,23		1,23	0,00	0,10		11,8				
799A	25	6	112	231,41	0,77		0,77	0,00	0,11		6,9				
799A	25	7	43	232,23	1,44		1,44	0,00	0,13		11,3				
799A	27	1	29	241,69	1,21		1,16	0,45	0,11		10,1		165	45	421

Site	Core	Sec	Top	Teufe	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	tmax
			cm	mbsf	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
799A	27	2	25	243,15	1,40		1,37	0,22	0,11		12,2		248	40	423
799A	27	3	0	244,40	2,20	1,07	1,13	8,90	0,09	0,64	12,5	1,8			
799A	27	3	108	245,48	1,13		1,13	0,00	0,11		10,5				
799A	29	2	25	252,65	1,75		1,75	0,00	0,12		14,4				
799A	29	3	21	254,11	1,37		1,37	0,00	0,10		13,9				
799A	29	4	0	255,40	2,24	1,38	0,86	11,50	0,08	0,52	11,0	1,6			
799A	29	4	22	255,62	1,04		1,04	0,00	0,09		11,1				
799A	30	6	55	268,55	3,02		1,99	8,53	0,17		12,1				
799A	31	1	15	270,34	1,56		1,43	1,11	0,12		11,8				
799A	31	2	0	271,70	1,65		1,65	0,00	0,12		13,8		302	42	415
799A	31	3	112	274,25	1,62		1,62	0,00	0,12		13,9				
799A	31	5	111	277,24	1,84		1,83	0,08	0,10		18,3				
799A	31	5	142	277,53	1,22		1,22	0,00	0,11		11,6				
799A	32	1	50	278,70	1,33		1,33	0,00	0,16		8,4				
799A	32	2	50	280,20	1,40		1,10	2,55	0,14		7,6				
799A	32	3	50	281,70	1,19		1,19	0,00	0,15		7,9		186	74	419
799A	32	4	50	283,20	1,88		1,75	1,07	0,19		9,4				
799A	32	5	40	284,60	1,14		1,14	0,00	0,16		7,3				
799A	33	1	100	288,90	1,28		1,28	0,00	0,16		8,0				
799A	33	4	0	292,40	0,98	0,13	0,85	1,10	0,08	0,85	10,0	1,0			
799A	33	4	66	293,06	0,69		0,69	0,00	0,12		5,7				
799A	35	2	66	309,45	0,81		0,77	0,37	0,15		5,0		172	64	421
799A	35	3	66	310,95	0,67		0,67	0,00	0,11		6,0				
799A	35	4	21	312,01	0,46	0,04	0,42	0,30	0,07	0,67	6,0	0,6			
799A	35	4	55	312,34	0,63	0,18	0,45	1,50	0,06	0,40	7,5	1,1			
799A	35	4	66	312,45	0,64		0,63	0,09	0,11		5,7				
799A	35	4	98	312,76	0,60	0,07	0,53	0,60	0,07	0,61	7,6	0,9			
799A	35	4	137	313,14	0,56	0,05	0,51	0,40	0,06	0,55	8,5	0,9			
799A	35	4	141	313,18	1,32	0,77	0,55	6,40	0,07	0,56	7,8	1,0			
799A	35	6	66	315,45	0,73		0,70	0,23	0,11		6,3		224	86	411
799A	36	1	30	317,20	0,82		0,71	0,89	0,11		6,5				
799A	36	2	30	318,70	1,27		0,88	3,26	0,13		6,6				
799A	36	3	30	320,20	0,62		0,62	0,00	0,14		4,4				
799A	36	4	30	321,70	0,92		0,74	1,47	0,13		5,8				
799A	36	5	30	323,20	1,27		0,68	4,88	0,12		5,7				
799A	36	6	30	324,70	0,71		0,70	0,08	0,12		6,1				
799A	37	1	68	327,27	0,52		0,52	0,00	0,12		4,3				
799A	37	2	68	328,77	0,67		0,67	0,00	0,13		5,3				
799A	37	3	24	329,84	1,63		0,64	8,27	0,09		6,9		89	105	398
799A	37	4	0	331,10	1,05	0,24	0,81	2,00	0,09	0,84	9,0	1,0			
799A	37	4	24	331,34	0,58		0,58	0,00	0,12		4,8				
799A	37	5	24	332,84	0,73		0,63	0,82	0,09		7,0				
799A	37	6	24	334,34	1,05		1,05	0,00	0,14		7,7				
799A	37	7	24	335,84	0,97		0,97	0,00	0,10		9,7				
799A	38	1	29	336,48	0,64		0,64	0,00	0,11		5,8		193	113	412
799A	38	2	29	337,98	0,55		0,55	0,00	0,08		7,2				
799A	38	3	29	339,48	1,04		1,04	0,00	0,11		9,6				
799A	38	4	28	340,98	1,25		1,14	0,89	0,11		10,2				
799A	38	5	29	342,48	1,27		1,10	1,42	0,17		6,5				
799A	38	6	29	343,98	0,74		0,74	0,00	0,12		5,9				
799A	38	6	129	344,96	0,65		0,65	0,00	0,12		5,4		174	43	432
799A	38	7	10	345,30	2,34		1,16	9,83	0,12		9,6				
799A	39	1	40	346,30	1,30		1,19	0,92	0,12		9,8				
799A	39	2	40	347,80	1,23		0,84	3,20	0,15		5,6				
799A	39	3	40	349,30	0,79		0,79	0,00	0,17		4,6				
799A	39	4	0	350,40	0,70	0,16	0,54	1,30	0,23	0,73	2,3	0,7			
799A	39	4	40	350,80	1,50		1,35	1,25	0,21		6,5				
799A	39	5	40	352,30	2,44		1,20	10,30	0,14		8,7		165	74	415
799A	39	6	40	353,80	1,64		1,43	1,72	0,13		11,2				
799A	39	7	40	355,30	0,79		0,79	0,03	0,15		5,2				
799A	40	1	95	356,53	1,93		0,99	7,85	0,16		6,3				
799A	40	2	94	358,02	1,17		1,17	0,00	0,11		10,9				
799A	40	3	94	359,52	0,89		0,83	0,49	0,18		4,8				
799A	40	4	0	360,10	1,29	0,33	0,96	2,70	0,12	1,07	8,0	0,9			
799A	40	4	103	361,11	0,95		0,92	0,21	0,16		5,7		187	67	425
799A	40	5	96	362,54	1,18		1,18	0,01	0,11		10,7				

Site	Core	Sec	Top	Teufe	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	tmax
			cm	mbsf	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
799A	40	5	146	363,03	1,43		0,71	5,95	0,09		8,4				
799A	40	6	107	364,15	1,47		1,00	3,93	0,17		5,8				
799A	40	7	50	365,09	1,47		1,34	1,09	0,19		7,1				
799A	41	1	0	365,30	1,48	0,34	1,14	2,80	0,12	1,23	9,5	0,9			
799A	41	1	50	365,80	0,89		0,88	0,13	0,08		11,7				
799A	41	2	23	367,03	0,80		0,78	0,23	0,10		7,9				
799A	41	3	61	368,90	0,81		0,81	0,00	0,08		10,0				
799A	41	4	52	370,31	1,57	0,06	1,51	0,50	0,16	0,81	9,4	1,9	212	27	401
799A	41	5	50	371,80	1,11		1,06	0,41	0,18		6,0				
799A	41	5	61	371,90	0,80		0,80	0,00	0,11		7,4				
799A	41	6	30	373,10	0,99		0,99	0,00	0,11		8,7				
799A	42	1	146	376,42	1,31		1,31	0,00	0,09		13,9				
799A	42	2	90	377,37	3,18		1,94	10,29	0,22		8,7		223	42	402
799A	42	3	129	379,26	1,17		1,70	0,00	0,12		13,9				
799A	42	5	145	382,41	1,70		1,69	0,10	0,19		9,0				
799A	42	6	80	383,28	2,82		2,01	6,78	0,14		14,5				
799A	43	1	40	385,00	2,86		1,68	9,79	0,12		13,8				
799A	43	2	40	386,50	1,23		1,21	0,18	0,16		7,8		265	87	386
799A	43	3	40	388,00	2,13		1,26	7,20	0,19		6,8				
799A	43	4	0	389,10	1,86	0,59	1,27	4,90	0,12	0,58	10,6	2,2			
799A	43	4	40	389,50	2,17		1,77	3,28	0,14		12,6				
799A	43	5	40	391,00	2,52		0,92	13,27	0,10		9,3				
799A	43	6	40	392,50	2,56		2,56	0,00	0,16		16,1				
799A	44	1	0	394,30	3,00		2,00	8,30	0,15		13,3				
799A	44	1	10	394,40	2,68		2,12	4,66	0,18		12,0				
799A	44	2	10	395,90	1,69		1,54	1,28	0,19		8,0		275	94	423
799A	45	1	40	404,30	1,32		1,30	0,18	0,18		7,2				
799A	45	2	44	405,84	2,17		0,74	11,91	0,11		6,6				
799A	45	3	40	407,30	2,17		0,76	11,80	0,15		5,1				
799A	45	4	0	408,40	1,71	0,48	1,23	4,00	0,15	1,09	8,2	1,1			
799A	45	4	47	408,87	1,36		1,36	0,00	0,14		9,9				
799A	45	5	50	410,40	1,10		1,08	0,16	0,18		5,9				
799A	46	1	20	413,80	0,99		0,99	0,00	0,13		7,6		224	36	416
799A	46	1	83	414,42	0,88	0,04	0,84	0,30	0,04	0,53	21,0	1,6			
799A	46	2	20	415,30	0,99		0,99	0,00	0,14		7,3				
799A	46	3	20	416,80	1,21		1,19	0,18	0,12		9,8				
799A	46	4	0	418,10	1,19	0,05	1,14	0,40	0,16	1,06	7,1	1,1			
799A	46	4	20	418,30	1,26		1,26	0,00	0,19		6,8				
799A	46	5	20	419,80	1,54		1,48	0,47	0,13		11,5				
799A	46	5	100	420,59	1,86		1,86	0,00	0,22		8,6				
799A	46	6	20	421,30	1,62		1,62	0,00	0,16		10,1		234	37	421
799A	47	1	107	424,35	2,64		2,64	0,00	0,21		12,8				
799A	47	2	101	425,79	1,86		1,86	0,00	0,16		11,7				
799A	47	2	140	426,17	1,88		1,88	0,00	0,26		7,1				
799A	47	4	126	429,04	2,32		1,95	3,07	0,16		12,1				
799A	47	5	0	429,30	1,50		1,50	0,00	0,22		6,9				
799A	47	5	61	429,90	2,15		1,81	2,81	0,18		10,0		197	75	426
799A	47	6	144	432,21	2,41		2,41	0,00	0,20		11,8				
799A	47	7	41	432,70	2,01		2,01	0,00	0,26		7,7				
799A	48	1	0	432,90	1,16	0,06	1,10	0,50	0,12	0,80	9,2	1,4			
799A	48	1	30	433,20	1,58	0,17	1,41	1,40	0,15	0,84	9,4	1,7			
799A	48	1	43	433,33	0,94	0,09	0,85	0,70	0,13	1,24	6,5	0,7	252	45	417
799A	48	1	44	433,34	1,02	0,13	0,89	1,10	0,08	0,64	11,0	1,4			
799A	48	1	61	433,51	1,78	0,44	1,34	3,70	0,13	0,57	10,3	2,4			
799A	48	1	67	433,57	2,07		1,54	4,44	0,13		11,6				
799A	48	1	77	433,67	9,57	8,73	0,84	72,70	0,05	0,02	17,0	42,0			
799A	48	1	95	433,85	2,04	0,84	1,20	7,00	0,11	0,74	10,9	1,6			
799A	48	1	109	433,99	0,55	0,10	0,45	0,80	0,05	0,31	9,0	1,4			
799A	48	1	121	434,11	1,08	0,10	0,98	0,80	0,11	0,79	8,9	1,2	216	64	418
799A	48	2	20	434,60	1,78		1,78	0,00	0,26		7,0				
799A	48	2	46	434,86	0,98		0,98	0,00	0,13		7,3				
799A	48	3	31	436,21	5,66	4,57	1,09	38,10	0,12	0,18	9,1	6,1			
799A	48	3	68	436,58	1,36		1,36	0,00	0,15		9,1				
799A	49	1	45	443,05	3,18		2,22	7,96	0,15		14,8				
799A	49	2	14	444,24	10,45		0,47	83,20	0,10		4,5				
799A	49	cc	38	444,48	4,59		4,59	0,00	0,39		11,9		316	20	421

Site	Core	Sec	Top	Teufe	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	tmax
			cm	mbsf	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
799A	50	1	88	453,18	2,55		2,41	1,21	0,24		10,2				
799A	50	2	88	454,68	3,17		3,17	0,00	0,24		13,2				
799A	50	3	88	456,18	1,70		1,35	2,92	0,15		8,8				
799A	50	3	148	456,78	2,62	0,91	1,71	7,60	0,28	1,03	6,1	1,7			
799A	50	4	22	457,02	0,20	0,07	0,13	0,60	0,12	0,90	1,1	0,1			
799A	50	4	58	457,38	4,41	1,44	2,97	12,00	0,25	1,25	11,9	2,4			
799A	50	4	93	457,73	2,76		2,76	0,00	0,19		14,5		265	25	416
799A	50	5	62	458,92	3,72	0,35	3,37	2,90	0,26	1,40	12,9	2,4			
799A	50	5	68	458,99	2,97		2,97	0,00	0,29		10,2				
799A	50	5	125	459,55	1,11		0,99	1,01	0,12		8,1				
799A	50	5	140	459,70	1,60	0,05	1,55	0,40	0,13	0,77	11,9	2,0			
799A	50	6	38	460,18	1,63	0,15	1,48	1,20	0,13	0,41	11,4	3,6			
799A	50	6	40	460,20	1,86	0,06	1,80	0,50	0,16	0,90	11,2	2,0			
799A	50	6	76	460,56	4,51	3,52	0,99	29,30	0,11	0,80	9,0	1,2			
799A	51	1	3	461,93	1,47	0,31	1,16	2,60	0,12	0,73	9,7	1,6	234	12	411
799A	51	1	20	462,10	2,97	1,62	1,35	13,50	0,16	0,70	8,4	1,9			
799A	51	1	50	462,40	1,31				0,11	0,81					
799A	51	1	66	462,56	2,21	0,18	2,03	1,50	0,20	0,97	10,1	2,1			
799A	51	1	126	463,16	1,64	0,31	1,33	2,60	0,16	1,31	8,3	1,0			
799A	51	2	80	464,20	2,50		1,85	5,40	0,14		12,8				
799A	51	2	110	464,50	1,77	0,37	1,40	3,10	0,14	1,34	10,0	1,0			
799A	51	3	80	465,70	2,25		2,17	0,63	0,15		14,1		225	78	421

Anhang C

Site	Core	Sec	Top	Teufe	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	tmax
			cm	mbsf	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
799B	5	1	14	489,74	2,93	0,16	2,77	1,30	0,26	2,12	10,6	1,3	241	50	419
799B	5	1	90	490,50	4,40	0,08	4,32	0,70	0,31	1,77	13,9	2,4			
799B	5	2	14	491,24	2,76		2,76	0,00	0,26		10,5				
799B	5	2	40	491,50	4,47	0,26	4,21	2,20	0,32	1,87	13,1	2,3			
799B	5	2	148	492,58	3,11		3,11	0,00	0,32		9,6		189	46	425
799B	5	3	40	493,00	4,27		4,27	0,00	0,38		11,1				
799B	5	3	125	493,85	3,43		3,43	0,00	0,22		15,4				
799B	6	1	33	494,93	5,80	0,14	5,66	1,20	0,41	2,87	13,8	2,0	317	28	408
799B	6	2	53	496,62	3,66		3,66	0,00	0,36		10,1				
799B	6	2	100	497,09	4,90		4,90	0,00	0,33		14,8				
799B	6	2	113	497,22	7,10		4,31	23,21	0,28		15,6				
799B	6	2	140	497,49	3,47		3,47	0,00	0,32		11,0				
799B	6	3	10	497,70	3,12	0,18	2,94	1,50	0,24	1,13	12,2	2,6			
799B	6	3	50	498,10	3,16		3,05	0,94	0,37		8,2		326	23	433
799B	7	1	20	499,90	3,60	0,07	3,53	0,60	0,27	1,02	13,1	3,5			
799B	7	2	57	501,57	3,36		3,36	0,00	0,35		9,7				
799B	7	3	0	502,70	6,77		4,65	17,69	0,37		12,6				
799B	7	3	30	503,00	4,58	0,05	4,53	0,40	0,35	1,24	12,9	3,7			
799B	7	4	69	504,89	2,69		2,69	0,00	0,30		9,0				
799B	8	1	95	510,25	2,97	0,09	2,88	0,70	0,22	1,11	13,1	2,6	314	9	402
799B	8	1	144	510,74	3,11		3,11	0,00	0,30		10,5				
799B	8	3	0	512,30	3,40		3,35	0,41	0,24		13,8				
799B	8	3	53	512,83	3,36	0,16	3,20	1,30	0,26	1,27	12,3	2,5			
799B	8	4	7	513,87	5,34		3,21	17,74	0,25		13,0				
799B	8	5	109	516,39	7,19		7,19	0,00	0,54		13,4				
799B	8	5	119	516,49	4,62		2,81	15,13	0,25		11,3		287	18	418
799B	8	6	12	516,92	3,59		3,59	0,00	0,33		10,9				
799B	8	6	16	516,96	3,17	0,07	3,10	0,60	0,21	1,10	14,7	2,8			
799B	8	6	22	517,02	5,93		3,10	23,55	0,21		14,6				
799B	9	2	91	521,41	2,90	0,16	2,74	1,30	0,20	1,14	13,7	2,4			
799B	9	2	129	521,79	6,02		6,02	0,00	0,44		13,8				
799B	9	3	112	523,12	3,27		3,27	0,00	0,30		11,0		189	56	423
799B	9	4	123	524,73	2,68	0,12	2,56	1,00	0,18	0,57	14,2	4,5			
799B	10	1	105	529,65	3,37		3,37	0,00	0,36		9,4				
799B	10	2	0	530,10	3,59	0,35	3,24	2,90	0,28	1,25	11,6	2,6			
799B	10	2	35	530,45	2,19		2,19	0,00	0,26		8,4				
799B	10	2	127	531,37	2,83	0,20	2,63	1,70	0,22	1,18	11,9	2,2			
799B	10	4	55	533,65	3,81		3,81	0,00	0,33		11,6				
799B	10	4	64	533,74	3,18	0,27	2,91	2,20	0,26	1,38	11,2	2,1	265	37	417
799B	11	1	88	539,16	4,69		3,83	7,17	0,38		10,0				
799B	11	2	23	540,03	3,41	0,74	2,67	6,20	0,21	0,49	12,7	5,5			
799B	11	4	94	543,72	4,66		3,25	11,72	0,33		10,0				
799B	11	5	29	544,58	3,76	0,24	3,52	2,00	0,18		19,5				
799B	11	6	0	545,80	4,61	0,46	4,15	3,80	0,31	1,23	13,4	3,4			
799B	11	7	32	547,61	4,05	0,29	3,76	2,40	0,30	0,86	12,5	4,4			
799B	11	7	33	547,62	4,45		1,90	21,24	0,19		9,8				
799B	12	2	25	549,65	4,11		4,11	0,00	0,37		11,2		255	64	432
799B	12	3	34	551,24	5,19		5,12	0,63	0,36		14,3				
799B	12	4	0	552,40	3,88	1,82	2,06	15,20	0,18	1,12	11,4	1,8			
799B	12	4	35	552,75	3,18		2,65	4,45	0,24		11,0				
799B	12	4	71	553,11	10,91	9,57	1,34	79,70	0,09	0,05	14,9	26,8			
799B	12	4	99	553,38	3,15		3,15	0,00	0,21		15,1				
799B	13	1	56	558,16	4,73		2,05	22,31	0,25		8,2				
799B	13	1	56	558,16	4,33	2,33	2,00	19,40	0,21	1,41	9,5	1,4	326	26	412
799B	13	3	60	561,20	2,64	0,25	2,39	2,10	0,23	1,10	10,4	2,2			
799B	13	4	148	563,58	3,21	0,23	2,98	1,90	0,25	2,34	11,9	1,3			
799B	13	5	89	564,49	4,12		4,12	0,00	0,40		10,3				
799B	14	1	20	567,50	5,00		5,00	0,00	0,40		12,5				
799B	14	1	28	567,58	4,43		4,43	0,00	0,38		11,5		389	38	401
799B	14	1	85	568,15	4,57	1,76	2,81	14,70	0,25	1,54	11,2	1,8			
799B	14	2	148	570,28	4,32	0,14	4,18	1,20	0,22	1,10	19,0	3,8			
799B	14	3	35	570,65	4,78		4,78	0,00	0,40		11,8				
799B	14	3	55	570,85	3,67	1,00	2,67	8,30	0,18	1,13	14,8	2,4			
799B	15	1	25	577,25	6,55	0,19	6,36	1,60	0,38	1,35	16,7	4,7	438	19	404
799B	15	2	81	579,31	4,54		4,54	0,00	0,39		11,6				
799B	15	2	148	579,98	6,49	1,52	4,97	12,70	0,31	2,19	16,0	2,3			

Site	Core	Sec	Top	Teufe	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	tmax
			cm	mbsf	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
799B	15	4	5	581,55	4,76		4,76	0,00	0,45		10,6				
799B	15	4	5	581,55	5,14	0,11	5,03	0,90	0,36	3,20	14,0	1,6			
799B	16	1	80	587,40	3,91	0,11	3,80	0,90	0,18	0,24	21,1	15,8			
799B	16	1	103	587,63	4,32		4,32	0,00	0,37		11,8				
799B	16	2	66	588,76	3,04		3,04	0,00	0,23		13,2				
799B	16	2	119	589,29	6,67		6,67	0,00	0,46		14,4				
799B	16	3	92	590,52	3,12		1,86	10,52	0,20		9,3		356	42	421
799B	16	3	110	590,70	3,45	0,46	2,99	3,80	0,24	0,77	12,4	3,9			
799B	16	3	138	590,98	4,65	0,14	4,51	1,20	0,29	1,21	15,5	3,7			
799B	16	4	91	592,01	2,23		2,21	0,14	0,26		8,6				
799B	17	1	25	596,55	2,21		2,07	1,15	0,25		8,2				
799B	17	1	25	596,55	2,19	0,36	1,83	3,00	0,19	1,29	9,6	1,4			
799B	17	2	81	597,59	3,62		2,63	8,27	0,20		12,9				
799B	17	3	35	599,65	2,43	0,31	2,12	2,60	0,18	0,55	11,8	3,9			
799B	17	4	0	600,80	3,96	0,88	3,08	7,30	0,26	1,39	11,8	2,2	289	22	421
799B	17	5	30	602,60	2,26	0,63	1,63	5,20	0,11	0,03	14,8	54,3			
799B	18	1	60	606,50	1,13		0,81	2,66	0,18		4,4				
799B	18	1	143	607,33	2,90	0,99	1,91	8,30	0,19	0,99	10,0	1,9			
799B	18	2	58	607,98	3,23		2,89	2,83	0,33		8,8				
799B	18	3	89	609,79	4,33	0,35	3,98	2,90	0,23	0,51	17,3	7,8			
799B	18	4	28	610,68	3,97		3,86	0,90	0,28		14,0		406	31	416
799B	18	4	139	611,79	2,70	0,93	1,77	7,70	0,18	0,62	9,8	2,9			
799B	18	6	0	613,40	5,19	3,10	2,09	25,80	0,16	0,58	13,0	3,6			
799B	19	1	77	616,37	3,51		2,83	5,65	0,24		11,7				
799B	19	1	77	616,37	3,43	0,74	2,69	6,20	0,24	1,35	11,2	2,0			
799B	19	2	99	618,09	3,68		3,68	0,00	0,36		10,3				
799B	19	3	80	619,40	4,47	1,76	2,71	14,70	0,22	0,56	12,3	4,8	377	55	424
799B	19	4	0	620,10	2,87	0,54	2,33	4,50	0,15	0,75	15,5	3,1			
799B	19	5	55	622,15	3,07		2,93	1,16	0,25		11,8				
799B	19	5	55	622,15	3,18	0,35	2,83	2,90	0,22	1,28	12,8	2,2			
799B	19	6	40	623,50	3,05		3,05	0,00	0,35		8,7				
799B	20	1	37	625,57	3,69		3,69	0,00	0,35		10,7				
799B	20	1	83	626,03	3,11	0,08	3,03	0,70	0,28	1,24	10,8	2,4			
799B	20	3	22	628,42	3,18		3,18	0,00	0,36		9,0		421	46	416
799B	20	5	108	632,28	3,32	0,24	3,08	2,00	0,30	1,52	10,2	2,0			
799B	20	5	123	632,43	3,25		3,25	0,00	0,35		9,2				
799B	21	1	85	635,51	3,41		3,41	0,00	0,35		9,8				
799B	21	2	61	637,01	2,59		1,75	7,07	0,12		14,1				
799B	21	3	29	638,19	1,38		1,38	0,00	0,24		5,7				
799B	21	3	80	638,70	1,91		1,36	4,62	0,10		13,3				
799B	21	3	80	638,70	1,93	0,52	1,41	4,30	0,10	0,05	14,1	28,2			
799B	22	1	2	644,62	3,15		3,15	0,00	0,33		9,6				
799B	22	1	6	644,66	3,73	0,42	3,31	3,50	0,32	1,45	10,3	2,3	415	32	422
799B	23	2	50	656,20	1,57	0,39	1,18	3,20	0,10	0,26	11,8	4,5			
799B	24	1	137	665,17	1,27		1,27	0,00	0,18		7,0				
799B	24	2	61	665,91	1,46		1,46	0,00	0,24		6,2				
799B	24	3	10	666,90	1,21	0,08	1,13	0,70	0,23	1,45	4,9	0,8			
799B	25	1	60	674,10	1,98	0,16	1,82	1,30	0,21	1,22	8,7	1,5	389	32	415
799B	25	1	93	674,43	4,16		3,56	5,04	0,28		12,6				
799B	25	2	70	675,70	0,89		0,77	1,01	0,09		8,5				
799B	25	3	90	677,40	1,63	0,21	1,42	1,70	0,12	0,16	11,8	8,9			
799B	26	1	120	684,40	4,32	1,38	2,94	11,50	0,32	1,56	9,2	1,9			
799B	27	1	108	693,58	1,19	0,11	1,08	0,90	0,16	1,49	6,8	0,7			
799B	27	3	44	695,94	1,62		1,41	1,71	0,22		6,3				
799B	27	3	112	696,62	1,47	0,35	1,12	2,90	0,12	0,77	9,3	1,5			
799B	27	5	21	698,71	1,88		1,68	1,65	0,16		10,2				
799B	27	6	50	700,50	1,38		1,38	0,00	0,20		6,8		295	26	423
799B	28	1	40	702,50	1,47	0,11	1,36	0,90	0,17	1,26	8,0	1,1			
799B	28	3	40	705,50	2,50	0,54	1,96	4,50	0,18	1,62	10,9	1,2			
799B	28	5	40	708,50	2,11	0,19	1,92	1,60	0,19	2,10	10,1	0,9			
799B	28	5	45	708,55	1,80		1,64	1,27	0,11		15,6				
799B	29	2	100	714,27	2,13	0,46	1,67	3,80	0,18	1,56	9,3	1,1			
799B	29	3	55	715,30	2,10		2,01	0,71	0,13		15,5				
799B	29	4	75	717,03	2,93	0,56	2,37	4,70	0,13	0,19	18,2	12,5			
799B	29	6	0	719,30	2,15		2,01	1,13	0,11		19,1		417	12	403
799B	30	1	85	722,25	1,96	0,18	1,78	1,50	0,16	2,05	11,1	0,9			

Site	Core	Sec	Top	Teufe	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	tmax
			cm	mbsf	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
799B	31	1	9	730,89	11,19	10,53	0,66	87,70	0,05	0,03	13,0	22,0			
799B	31	1	80	731,60	3,29		3,29	0,00	0,32		10,2				
799B	31	1	139	732,19	3,99		3,56	3,60	0,28		12,7				
799B	31	1	148	732,27	4,86		4,86	0,00	0,32		15,2				
799B	32	1	59	741,09	2,74	0,56	2,18	4,70	0,14	1,19	15,6	1,8			
799B	32	1	60	741,10	3,29		3,29	0,00	0,18		18,2		465	18	412
799B	33	1	69	750,89	2,35	0,16	2,19	1,30	0,14	1,46	15,6	1,5			
799B	33	3	0	753,20	2,17		2,17	0,00	0,20		10,9				
799B	34	1	14	759,94	2,16	0,09	2,07	0,70	0,13	1,52	15,9	1,4			
799B	34	3	32	763,12	3,73		3,73	0,00	0,29		12,8				
799B	35	1	0	769,50	11,11		0,54	88,11	0,02		36,0		398	22	420
799B	35	2	42	771,42	3,96	0,18	3,78	1,50	0,21	2,05	18,0	1,8			
799B	36	1	0	779,20	11,95		0,06	99,12	0,02		3,0				
799B	36	1	137	780,57	2,28	0,21	2,07	1,70	0,14	1,20	14,8	1,7			
799B	37	1	55	789,45	2,41	0,24	2,17	2,00	0,13	1,02	16,7	2,1	493	24	418
799B	38	1	65	799,15	1,99	0,39	1,60	3,20	0,11	1,17	14,5	1,4			
799B	39	1	103	809,13	2,60	0,72	1,88	6,00	0,12	1,26	15,6	1,5			
799B	39	4	0	812,60	0,93		0,73	1,71	0,31		2,4				
799B	40	1	4	817,84	2,94	0,20	2,74	1,70	0,21	1,08	13,0	2,5	499	24	412
799B	41	1	4	827,14	0,97	0,07	0,90	0,60	0,08	0,80	11,0	1,1			
799B	41	cc	20	828,80	2,71		2,31	3,32	0,15		15,4				
799B	42	1	21	837,01	3,68	1,94	1,74	16,20	0,11	1,97	15,8	0,9			
799B	44	1	11	857,40	0,86		0,84	0,13	0,05		17,5				
799B	45	1	123	867,03	1,52	0,10	1,42	0,80	0,12	1,35	11,8	1,1	327	17	413
799B	45	2	0	867,30	3,81		2,48	11,05	0,16		16,0				
799B	46	1	26	875,56	2,00		2,00	0,00	0,16		12,3				
799B	46	1	34	875,64	2,17	0,32	1,85	2,70	0,16	1,32	11,5	1,4			
799B	46	3	0	878,30	2,12		2,12	0,00	0,11		18,9				
799B	46	3	93	879,23	1,72	0,04	1,68	0,30	0,13	1,15	12,9	1,5	289	32	412
799B	47	1	136	886,36	2,17	0,09	2,08	0,70	0,17	1,55	12,2	1,3			
799B	47	2	0	886,50	2,58		2,58	-0,02	0,13		20,0				
799B	47	3	30	888,30	2,34		2,34	0,00	0,23		10,1				
799B	47	3	111	889,11	2,42	0,16	2,26	1,30	0,20	0,16	11,3	14,1			
799B	47	3	145	889,45	2,56		2,52	0,25	0,14		17,7				
799B	47	4	16	889,64	3,22		2,52	5,78	0,15		16,9				
799B	48	2	0	896,10	2,37		2,37	0,00	0,21		11,3		356	9	430
799B	48	2	96	897,06	3,07	0,12	2,95	1,00	0,23	1,76	12,8	1,7			
799B	48	2	140	897,50	2,40		2,40	0,00	0,13		18,3				
799B	49	1	0	904,20	4,32		4,32	0,00	0,22		19,9				
799B	49	1	70	904,90	2,79		2,79	0,00	0,23		12,4				
799B	49	2	85	906,55	1,64		1,64	0,00	0,10		17,2				
799B	50	1	54	914,14	1,92	0,43	1,49	3,60	0,12	0,96	12,4	1,6			
799B	50	2	0	915,10	2,23		1,48	6,26	0,09		15,9				
799B	50	4	54	918,64	1,57		1,57	0,00	0,13		12,6				
799B	51	1	0	923,30	2,13		2,13	0,00	0,11		18,9		321	16	420
799B	51	2	78	925,58	1,95	0,19	1,76	1,60	0,17	1,40	10,3	1,3			
799B	51	5	0	929,30	1,31		1,31	0,00	0,10		12,7				
799B	52	1	0	932,90	2,11		2,11	0,00	0,13		15,8				
799B	52	1	55	933,45	4,08		3,54	4,52	0,21		17,3				
799B	52	2	87	935,27	4,54		3,56	8,15	0,26		14,0				
799B	52	2	140	935,80	2,91		1,81	9,23	0,10		18,1				
799B	53	1	148	943,08	1,50		1,50	0,00	0,11		13,7				
799B	53	2	0	944,10	2,12	0,68	1,44	5,70	0,17	1,38	8,5	1,0	297	53	419
799B	54	1	19	952,39	2,89	0,24	2,65	2,00	0,23	1,32	11,5	2,0			
799B	54	2	0	953,70	4,03		3,11	7,67	0,21		14,6				
799B	54	3	43	955,63	1,95	0,13	1,82	1,10	0,20	1,55	9,1	1,2			
799B	55	1	63	962,43	2,47	0,78	1,69	6,50	0,16	1,06	10,5	1,6			
799B	55	1	148	963,28	1,36		1,13	1,93	0,15		7,7				
799B	56	1	50	972,00	2,71		2,48	1,90	0,26		9,5				
799B	56	1	148	972,98	2,37		2,16	1,72	0,19		11,3				
799B	56	2	4	973,04	2,51	0,98	1,53	8,20	0,23	1,66	6,7	0,9			
799B	57	1	64	981,74	0,90		0,75	1,18	0,09		8,5		435	42	409
799B	57	1	148	982,58	0,46		0,43	0,25	0,08		5,1				
799B	58	1	74	991,54	0,20	0,08	0,12	0,70	0,38	0,26	0,3	0,5			
799B	58	1	148	992,28	0,23		0,16	0,61	0,24		0,7				
799B	59	1	54	1001,04	0,14	0,07	0,07	0,60	0,22	0,29	0,3	0,2			

Site	Core	Sec	Top	Teufe	TC	IC	Corg	CaCO3	TN	TS	C/N	C/S	HI	OI	tmax
			cm	mbsf	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %			mgHC/gC	mgCO2/gC	°C
799B	59	1	148	1001,98	0,21		0,15	0,51	0,05		3,2				
799B	60	1	21	1010,41	2,08	0,04	2,04	0,30	0,19	1,70	10,7	1,2			
799B	60	1	47	1010,67	2,30		2,30	0,00	0,19		12,0				
799B	60	2	57	1012,27	2,63		2,63	0,00	0,22		11,9				
799B	60	3	0	1013,20	2,46		2,46	0,00	0,14		17,6		387	37	427
799B	60	3	65	1013,85	2,58	0,04	2,54	0,30	0,18	2,33	14,1	1,1			
799B	60	4	57	1015,27	2,45		2,45	0,00	0,11		22,6				
799B	61	1	105	1020,85	2,28	0,15	2,13	1,20	0,17	1,48	12,5	1,4			
799B	61	3	0	1022,80	0,98		0,95	0,27	0,05		19,0				
799B	61	3	103	1023,83	0,48	0,26	0,22	2,20	0,05	0,88	4,4	0,3			
799B	61	5	43	1026,23	3,34	0,52	2,82	4,30	0,20	1,75	14,1	1,6			
799B	61	6	0	1027,30	3,13		3,13	0,00	0,15		20,9				
799B	61	6	48	1027,78	2,81		2,52	2,45	0,13		19,4		276	65	422
799B	62	2	13	1031,13	2,88	0,74	2,14	6,20	0,13	1,33	16,4	1,6			
799B	62	2	145	1032,45	2,06		2,15	0,00	0,12		17,9				
799B	62	3	145	1033,95	0,64		0,64	0,00	0,03		20,0				
799B	62	4	44	1034,44	3,22	0,67	2,55	5,60	0,18	1,52	14,1	1,7			
799B	62	4	103	1035,03	1,77		1,77	0,00	0,11		16,1				
799B	63	1	119	1040,29	3,40	1,75	1,65	14,60	0,12	0,86	13,7	1,9	301	82	426
799B	63	2	0	1040,60	3,28		2,77	4,18	0,20		14,1				
799B	63	3	43	1042,53	2,97	0,32	2,65	2,70	0,18	1,50	14,7	1,8			
799B	63	3	54	1042,64	2,45		2,14	2,61	0,11		20,2				
799B	64	1	0	1048,80	8,28	7,24	1,04	60,30	0,08	0,14	13,0	7,4			
799B	64	2	23	1050,53	2,07		1,82	2,11	0,09		19,8				
799B	65	1	0	1058,40	2,22		2,18	0,32	0,11		20,2		432	23	421
799B	65	1	83	1059,23	3,92	0,04	3,88	0,30	0,23	2,28	16,8	1,7			
799B	65	2	0	1059,90	4,25		4,25	0,00	0,27		15,7				
799B	65	3	14	1061,54	3,20	0,04	3,16	0,30	0,18	1,99	17,5	1,6			
799B	66	1	0	1068,10	3,32		3,32	0,00	0,26		12,6				
799B	66	1	58	1068,68	2,26		2,26	0,00	0,08		28,6				
799B	66	1	149	1069,59	3,65		3,65	0,00	0,20		18,2				
799B	66	2	48	1070,08	3,29	0,04	3,25	0,30	0,19	2,31	17,1	1,4	446	34	417
799B	66	2	88	1070,48	3,57		3,57	0,00	0,12		30,0				
799B	67	1	145	1079,15	2,42	0,05	2,37	0,40	0,11	1,54	21,5	1,5			
799B	67	2	0	1079,20	2,32		2,32	0,00	0,10		23,2				
799B	67	3	0	1080,70	2,43		2,43	0,00	0,16		15,2		466	19	432
799B	67	3	9	1080,79	3,41	0,03	3,38	0,20	0,21	3,06	16,1	1,1			

Site	Core	Sec.	Top.	Bot.	Teufe Menocal mbsf	Teufe Dunbar mbsf	Alter Dunbar My	Corg Gew. %	CaCO3 Gew. %	Corg 3pt. Glättung Gew. %	CaCO3 3pt. Glättung Gew. %
798B	13	1	30	60	113,91	112,96	1,10	2,21	8,4	1,81	6,6
798B	13	1	90	120	114,41	113,47	1,11	1,42	4,8	1,78	5,9
798B	13	2	0	25	114,66	113,98	1,11	1,72	4,5	1,95	3,9
798B	13	2	32	61	114,93	114,26	1,12	2,70	2,4	2,23	3,1
798B	13	2	61	100	115,17	114,51	1,12	2,29	2,3	2,25	2,6
798B	13	2	100	125	115,50	114,84	1,12	1,76	3,0	1,93	4,4
798B	13	3	0	30	115,93	115,27	1,13	1,74	7,8	1,69	7,3
798B	13	3	30	60	116,18	115,53	1,13	1,58	11,2	1,61	9,4
798B	13	3	90	120	116,69	116,04	1,13	1,49	9,2	1,49	9,6
798B	13	3	120	150	116,94	116,30	1,14	1,38	8,5	1,45	7,9
798B	13	4	0	30	117,20	116,55	1,14	1,47	5,8	1,41	6,8
798B	13	4	30	60	117,45	116,81	1,14	1,38	6,2	1,45	7,1
798B	13	4	90	120	117,96	117,32	1,14	1,50	9,2	1,50	6,9
798B	13	4	120	150	118,21	117,58	1,15	1,62	5,2	1,57	6,1
798B	13	5	0	30	118,47	117,84	1,15	1,58	4,0	1,60	4,6
798B	13	5	30	60	118,72	118,09	1,15	1,60	4,5	1,80	4,4
798B	13	5	90	120	119,23	118,61	1,16	2,21	4,6	2,13	5,6
798B	13	5	120	150	119,48	118,86	1,16	2,57	7,7	1,59	4,1
798B	13	6	60	90	120,24	119,63	1,17	1,82	9,4	1,15	5,4
798B	13	6	90	120	120,50	119,89	1,17	1,62	6,7	1,82	8,4
798B	13	6	120	150	120,75	120,15	1,17	2,02	9,1	1,60	8,1
798B	13	7	0	30	121,00	120,41	1,17	1,16	8,4	1,46	8,3
798B	13	7	30	60	121,26	120,66	1,18	1,21	7,5	1,45	8,3
798B	13	7	60	90	121,51	120,92	1,18	1,98	8,9	1,86	9,2
798B	13	7	90	120	121,77	121,18	1,18	2,40	11,1	2,08	8,0
798B	13	8	0	30	122,27	121,69	1,19	1,87	4,0	2,27	6,1
798B	13	8	30	60	122,53	121,95	1,19	2,54	3,2	2,30	2,7
798B	13	cc	0	22	123,05	122,59	1,20	2,48	0,8	2,69	3,7
798B	14	1	30	60	123,60	122,66	1,20	3,04	7,0	2,72	4,2
798B	14	1	60	90	123,85	122,91	1,20	2,64	4,9	2,72	5,0
798B	14	1	90	120	124,11	123,17	1,20	2,49	3,1	2,37	6,9
798B	14	2	0	40	124,36	123,68	1,20	1,99	12,7	2,27	10,2
798B	14	2	40	90	124,69	124,02	1,21	2,32	14,9	1,97	14,7
798B	14	2	90	120	125,11	124,44	1,21	1,60	16,4	1,74	15,2
798B	14	2	120	150	125,27	124,70	1,21	1,32	14,3	1,42	15,3
798B	14	3	0	30	125,62	124,95	1,21	1,34	15,2	1,39	14,1
798B	14	3	75	108	126,25	125,59	1,22	1,52	12,8	1,52	13,2
798B	14	3	116	150	126,59	125,94	1,22	1,69	11,6	1,93	12,7
798B	14	4	60	90	127,38	126,74	1,23	2,56	13,6	2,25	11,7
798B	14	4	90	120	127,63	126,99	1,23	2,49	9,8	2,33	10,2
798B	14	4	120	150	127,88	127,25	1,23	1,93	7,3	2,23	8,6
798B	14	5	0	30	128,13	127,50	1,23	2,27	8,8	2,16	8,4
798B	14	5	30	60	128,39	127,76	1,23	2,29	9,0	2,06	9,0
798B	14	5	90	120	128,89	128,27	1,24	1,62	9,1	2,03	9,0
798B	14	5	120	150	129,14	128,52	1,24	2,19	8,9	2,18	7,3
798B	14	6	30	60	129,65	129,03	1,24	2,73	3,9	2,56	4,8
798B	14	6	60	90	129,90	129,29	1,24	2,76	1,5	2,80	1,8
798B	14	6	90	120	130,15	129,54	1,24	2,90	0,0	2,75	0,7
798B	14	6	120	150	130,40	129,80	1,25	2,60	0,7	2,59	2,5

Site	Core	Sec.	Top.	Bot.	Teufe Menocal mbsf	Teufe Dunbar mbsf	Alter Dunbar My	Corg Gew. %	CaCO3 Gew. %	Corg 3pt. Glättung Gew. %	CaCO3 3pt. Glättung Gew. %
798B	14	7	0	30	130,65	130,05	1,25	2,28	6,7	1,98	4,4
798B	14	7	137	150	131,74	131,22	1,26	1,06	5,9	1,49	5,9
798B	14	8	0	30	132,00	131,33	1,26	1,14	5,2	1,10	5,0
798B	14	8	30	60	132,25	131,58	1,26	1,11	4,0	1,10	4,7
798B	14	8	60	90	132,50	131,84	1,26	1,06	4,9	1,35	4,1
798B	15	1	0	30	133,05	132,10	1,26	1,88	3,3	1,49	2,7
798B	15	1	60	90	133,56	132,61	1,27	1,52		1,66	
798B	15	1	90	116	133,81	132,86	1,27	1,58		1,94	
798B	15	2	0	30	134,03	133,37	1,27	2,73	0,3	2,53	4,3
798B	15	2	30	80	134,29	133,62	1,27	3,27		2,92	
798B	15	2	80	120	134,71	134,04	1,28	2,75		2,64	
798B	15	3	0	30	135,31	134,64	1,28	1,91		2,10	
798B	15	3	30	60	135,56	134,89	1,28	1,63	9,4	1,69	5,9
798B	15	3	60	90	135,81	135,14	1,28	1,53	7,9	1,85	9,2
798B	15	4	0	30	136,58	135,90	1,29	2,39		1,94	
798B	15	4	60	90	137,09	136,41	1,29	1,89		2,08	
798B	15	4	120	150	137,59	136,92	1,30	1,96		1,94	
798B	15	5	0	30	137,85	137,17	1,30	1,96		1,99	
798B	15	5	60	90	138,36	137,68	1,30	2,07		2,03	
798B	15	5	90	117	138,61	137,93	1,30	2,07	10,4	2,06	8,8
798B	15	6	0	30	139,12	138,44	1,31	2,04	8,1	2,03	8,6
798B	15	6	30	60	139,37	138,69	1,31	1,99	7,3	2,03	7,6
798B	15	6	60	90	139,63	138,95	1,31	2,07	7,3	2,13	7,3
798B	15	6	90	120	139,88	139,20	1,31	2,34		2,51	
798B	15	7	0	30	140,39	139,71	1,32	3,11		2,64	
798B	15	7	30	53	140,65	139,96	1,32	2,48		2,41	
798B	15	7	53	90	140,84	140,16	1,32	1,64		2,01	
798B	15	7	90	120	141,15	140,47	1,32	1,90		1,67	
798B	15	7	120	150	141,41	140,72	1,32	1,46		1,54	
798B	15	8	30	60	141,92	141,23	1,33	1,25		1,35	

Anhang E

Site	Core	Sec.	Top	Teufe	Corg	CaCO3	S	C/N	C/S	HI	OI	Tmax	∂13Corg	∂13Corg HCl
			cm	mbsf	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	mgHC/gC	mgCO2/gC	°C	‰PDB	‰PDB
798B	1	3	111	4,11	2,32	3,9	0,81	13,3	2,9	155	168	413	-22,9	
798B	1	3	117	4,17	2,10	3,9	0,98	12,1	2,1	154	179	413	-22,8	
798B	1	3	125	4,25	3,37	21,0	1,61	12,4	2,1	160	218	408	-22,8	
798B	1	3	131	4,31	1,97	5,3	0,70	10,1	2,8	150	194	404	-22,4	
798B	1	3	137	4,37	3,10	7,9	1,21	12,9	2,6	155	190	414	-22,5	
798B	1	3	146	4,46	3,72	8,1	1,60	13,6	2,3	148	186	408	-22,9	
798B	1	4	5	4,55	1,33	4,2	0,45	10,6	3,0	164	224	376	-22,5	
798B	1	4	12	4,62	1,32	5,0	0,50	12,0	2,6	152	231	400	-22,6	
798B	1	4	19	4,69	1,33	5,1	0,60	16,8	2,2	202	220	369	-22,7	
798B	1	4	26	4,76	1,41	4,1	0,49	10,2	2,9	170	201	409	-22,7	
798B	1	4	34	4,84	3,04	16,5	1,50	12,0	2,0	164	203	407	-23,0	
798B	1	4	39	4,89	1,94	7,2	0,71	11,4	2,7	153	219	409	-22,7	
798B	1	4	46	4,96	2,75	14,0	1,00	13,5	2,8	157	231	409	-22,9	
798B	1	4	51	5,01	3,18	12,9	1,60	10,2	2,0	175	177	413	-23,1	
798B	1	4	59	5,09	1,83	7,2	0,70	11,2	2,6	151	233	413	-22,5	
798B	1	4	66	5,16	2,82	10,4	1,11	13,3	2,5	163	208	411	-22,6	
798B	1	4	76	5,26	3,80	13,2	1,56	12,0	2,4	172	200	414	-22,8	
798B	1	4	85	5,35	3,42	21,9	1,61	13,3	2,1	156	208	411	-23,0	
798B	1	4	95	5,45	1,52	8,6	0,79	9,4	1,9	143	275	411	-22,1	
798B	1	5	1	6,01	4,12	13,8	1,65	11,8	2,5	172	184	416	-22,6	
798B	1	5	8	6,08	3,67	16,7	1,20	12,6	3,1	191	188	410		
798B	1	5	16	6,16	1,85	7,0	0,98	13,1	1,9	167	218	406		
798B	1	5	22	6,22	2,23	9,8	0,99	13,1	2,3	174	224	411		
798B	1	5	30	6,30	2,90	14,2	1,58	12,1	1,8	165	220	410		
798B	1	5	36	6,36	2,21	12,1	1,60	10,2	1,4	153	266	406		
798B	1	5	43	6,43	3,20	16,5	1,23	11,7	2,6	164	217	407	-22,5	
798B	1	5	50	6,50	3,45	18,4	1,51	13,7	2,3	162	209	408	-22,7	
798B	1	5	57	6,57	2,20	11,6	0,95	11,2	2,3	151	232	411	-22,9	
798B	1	6	3	7,53	1,29	12,7	0,43	9,2	3,0	182	371	405		
798B	1	6	16	7,66	1,33	12,8	0,45	10,3	3,0	164	346	406	-22,3	
798B	1	6	29	7,79	2,15	8,3	1,47	11,6	1,5	142	239	408	-22,4	
798B	1	6	40	7,90	3,47	13,1	1,72	12,2	2,0	136	197	409	-22,6	
798B	1	6	56	8,06	1,36	9,7	0,51	9,3	2,7	289	314	409	-22,2	
798B	1	6	67	8,17	2,87	5,8	1,12	11,4	2,6	198	201	410	-21,7	
798B	1	6	77	8,27	4,32	0,0	1,79	12,5	2,4	179	148	405	-22,3	
798B	1	6	102	8,52	1,98	15,1	0,65	11,6	3,0	285	280	409	-21,5	
798B	1	6	113	8,63	4,56	0,0	1,67	13,2	2,7	175	156	409	-21,4	
798B	1	6	131	8,81	4,77	0,0	1,86	13,4	2,6	134	136	412	-21,2	
798B	2	1	55	9,95	1,54	22,4	0,52	11,2	3,0	174	297	414	-21,6	
798B	2	1	62	10,02	2,91	15,0	0,78	10,9	3,7	186	229	411	-21,6	
798B	2	1	70	10,10	4,65	10,1	1,62	14,4	2,9	178	156	407	-22,7	
798B	2	1	77	10,17	2,90	21,4	0,97	8,5	3,0	290	258	413		
798B	2	1	82	10,22	5,37	9,8	1,83	14,2	2,9	167	145	408		
798B	2	1	90	10,30	4,68	0,3	1,54	11,6	3,0	194	139	406		
798B	2	2	65	11,55	2,54	5,5	0,89	11,8	2,9	151	187	408		
798B	2	2	72	11,62	2,16	5,4	0,68	11,0	3,2	144	212	407		
798B	2	2	79	11,69	2,98	0,0	0,99	12,3	3,0	166	150	411		
798B	2	2	86	11,76	3,97	0,0	1,18	12,6	3,4	217	128	401	-22,6	
798B	2	2	93	11,83	3,88	0,0	1,86	13,5	2,1	190	137	405	-22,5	-22,6
798B	2	2	100	11,90	4,84	1,2	1,85	13,9	2,6	158	142	407	-23,4	
798B	2	2	107	11,97	2,81	6,2	0,78	13,6	3,6	160	175	404	-22,1	
798B	2	2	115	12,05	2,44	10,6	0,90	10,5	2,7	154	209	409	-21,9	
798B	2	2	122	12,12	2,84	5,6	1,01	12,7	2,8	165	164	141	-22,3	
798B	2	2	129	12,19	3,56	4,5	1,17	13,9	3,0	160	152	409	-22,0	
798B	2	2	137	12,27	4,98	2,1	1,66	14,1	3,0	166	141	410	-22,1	
798B	2	2	144	12,34	5,05	1,5	1,91	14,8	2,6	181	134	412	-21,9	
798B	2	4	3	13,93	2,40	4,3	0,94	11,3	2,6	189	205	414	-22,3	
798B	2	4	19	14,09	2,47	1,7	0,86	11,8	2,9	193	182	412	-22,3	

Site	Core	Sec.	Top	Teufe	Corg	CaCO3	S	C/N	C/S	HI	OI	Tmax	∂13Corg	∂13Corg HCl
			cm	mbsf	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	mgHC/gC	mgCO2/gC	°C	‰PDB	‰PDB
798B	2	4	34	14,24	2,96	0,0	0,97	14,6	3,1	212	143	417	-22,3	
798B	2	4	41	14,31	2,43	0,0	0,99	14,2	2,5	212	131	412		
798B	2	4	52	14,42	1,89	0,0	0,70	11,6	2,7	213	132	410		
798B	2	4	59	14,49	1,60	0,0	0,62	12,4	2,6	282	125	407		
798B	2	6	26	17,16	1,22	6,9	0,64	20,1	1,9	86	243	376		
798B	2	6	32	17,22	1,42	10,7	0,98	13,6	1,4	90	250	406		
798B	2	6	38	17,28	1,17	6,8	0,71	10,5	1,6	100	244	381		
798B	2	6	45	17,35	1,25	3,2	0,65	18,9	1,9	116	168	396		
798B	2	6	54	17,44	2,06	2,3	0,92	13,3	2,2	134	150	411		
798B	2	6	61	17,51	1,06	0,8	0,62	18,9	1,7	241	198	380	-23,6	
798B	2	6	78	17,68	1,72	1,4	1,21	13,6	1,4	163	198	384	-24,0	
798B	2	6	86	17,76	1,17	0,6	0,72	10,4	1,6	253	187	367	-23,7	
798B	3	1	54	18,94	1,76	0,0	0,64	10,9	2,8	150	130	406		
798B	3	1	63	19,03	2,17	0,0	0,81	13,8	2,7	180	123	403	-22,1	
798B	3	1	70	19,10	2,46	0,0	1,70	14,3	1,4	189	126	404	-22,0	
798B	3	1	80	19,20	3,46	0,0	1,58	12,7	2,2	234	113	412	-22,3	
798B	3	1	98	19,38	2,27	0,0	0,72	15,2	3,2	180	115	404	-22,0	
798B	3	2	34	20,24	3,55	0,0	1,74	13,0	2,0	181	120	397	-22,1	
798B	3	2	45	20,35	3,32	0,0	1,86	13,0	1,8	181	119	398		
798B	3	2	55	20,45	2,94	0,0	1,34	13,7	2,2	198	118	410	-22,6	
798B	3	2	63	20,53	3,17	0,0	1,44	13,9	2,2	202	121	405	-22,1	
798B	3	2	71	20,61	3,84	0,0	1,33	12,0	2,9	225	126	406	-22,2	
798B	3	3	68	22,08	1,88	4,0	0,98	12,2	1,9	99	183	410		
798B	3	3	72	22,12	2,84	6,1	1,74	13,6	1,6	118	171	409		
798B	3	3	78	22,18	1,79	9,9	0,62	21,3	2,9	151	255	404	-23,4	
798B	3	3	87	22,27	2,31	4,2	0,81	25,4	2,9	130	200	407	-23,4	
798B	3	3	103	22,43	4,13	0,2	1,68	14,6	2,5	154	143	406	-32,6	
798B	3	3	111	22,51	3,80	1,6	1,65	16,0	2,3	150	156	410		
798B	3	3	115	22,55	1,67	2,7	0,56	11,3	3,0	118	179	408		
798B	3	4	6	22,96	1,84	3,1	0,74	25,1	2,5	151	195	410	-22,4	
798B	3	4	13	23,03	3,30	0,0	1,68	18,4	2,0	221	131	402	-22,3	
798B	3	4	22	23,12	4,19	0,0	1,83	13,5	2,3	212	125	402	-22,0	
798B	3	4	32	23,22	2,47	0,0	1,01	13,6	2,4	221	140	397	-22,1	
798B	3	5	26	24,66	1,32	6,1	1,10	18,9	1,2	82	241	395	-23,8	-23,6
798B	3	5	32	24,72	1,79	6,3	1,33	11,7	1,3	100	208	411	-24,4	
798B	3	5	40	24,80	2,40	7,2	1,13	14,4	2,1	116	180	408	-23,8	
798B	3	5	49	24,89	2,06	15,4	0,94	11,8	2,2	130	211	409	-23,8	
798B	3	5	59	24,99	2,51	8,8	1,04	11,9	2,4	133	175	413	-23,5	
798B	3	5	68	25,08	2,02	7,9	1,17	10,6	1,7	114	200	408	-23,2	
798B	3	5	76	25,16	1,22	8,4	1,08	11,2	1,1	73	280	396	-23,2	
798B	3	6	60	26,50	1,21	6,1	0,42	19,2	2,9				-22,7	
798B	3	6	67	26,57	1,37	5,9	0,51	10,1	2,7	130	225	410		
798B	3	6	80	26,70	2,33	1,5	1,35	10,6	1,7	147	147	405		
798B	3	6	86	26,76	2,67	0,0	1,75	11,1	1,5	159	138	401		
798B	3	6	94	26,84	1,96	2,2	0,71	10,2	2,8	140	154	408		
798B	3	6	101	26,91	2,25	1,0	0,82	10,1	2,7	172	135	410	-22,2	
798B	3	6	110	27,00	3,34	0,0	2,01	12,5	1,7	195	119	406	-22,1	-22,0
798B	3	6	121	27,11	3,53	0,0	1,55	12,4	2,3	195	120	401	-22,1	-21,8
798B	3	6	129	27,19	3,54	0,0	2,14	10,8	1,7	163	130	394	-21,8	-21,7
798B	4	1	16	27,56	2,50	4,9	1,23	12,6	2,0	146	178	407	-22,1	
798B	4	1	30	27,70	2,93	1,7	1,10	10,7	2,7	139	158	405	-22,3	
798B	4	1	46	27,86	2,70	3,5	1,10	11,8	2,5	137	169	415	-22,7	
798B	4	1	54	27,94	3,24	3,4	1,27	11,6	2,6	148	163	409	-22,7	
798B	4	1	61	28,01	4,54	0,0	2,20	13,4	2,1	157	135	407	-23,1	
798B	4	1	67	28,07	1,97	1,4	0,71	12,4	2,8	155	148	414	-22,7	
798B	4	1	73	28,13	2,15	3,1	0,82	10,7	2,6	137	173	413	-22,5	
798B	4	1	80	28,20	3,07	1,5	1,34	9,2	2,3	167	143	409		
798B	4	1	87	28,27	3,92	0,0	1,69	12,0	2,3	195	117	411		

Site	Core	Sec.	Top	Teufe	Corg	CaCO3	S	C/N	C/S	HI	OI	Tmax	∂13Corg	∂13Corg HCl
			cm	mbsf	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	Gew. %	mgHC/gC	mgCO2/gC	°C	‰PDB	‰PDB
798B	4	1	94	28,34	5,06	0,0	2,14	14,7	2,4	199	118	406	-22,3	-22,3
798B	4	1	113	28,53	5,05	0,0	2,03	13,3	2,5	189	140	411	-23,0	-22,9
798B	4	1	121	28,61	2,32	11,6	0,85	10,2	2,7	156	209	410	-22,3	
798B	4	1	128	28,68	2,27	12,6	0,80	11,4	2,8	152	222	409	-22,4	
798B	4	1	134	28,74	2,44	13,3	0,81	29,8	3,0	161	212	410	-22,8	
798B	4	1	146	28,86	5,97	0,0	1,91	14,7	3,1	208	113	411	-22,3	
798B	4	2	5	28,95	4,15	0,0	1,71	13,5	2,4	231	114	412	-22,3	
798B	4	2	19	29,09	3,44	0,0	1,59	11,6	2,2	217	119	414	-22,1	
798B	4	4	6	31,96	0,96	0,2	1,13	8,9	0,8	177	151	489	-23,9	
798B	4	4	14	32,04	1,00	0,4	0,95	8,7	1,1	162	141	396	-24,2	
798B	4	4	22	32,12	1,06	3,0	1,53	9,1	0,7	65	195	375	-24,7	
798B	4	4	30	32,20	1,38	4,3	1,71	10,3	0,8	69	201	410	-25,0	
798B	4	4	41	32,31	1,33	7,0	1,52	19,0	0,9	100	233	413	-24,9	
798B	4	4	49	32,39	1,40	5,4	1,41	22,5	1,0	85	198	417	-25,0	
798B	4	4	62	32,51	1,72	1,2	0,92	11,8	1,9	111	147	410	-24,2	
798B	4	4	71	32,61	1,15	0,0	0,85	10,2	1,4	136	153	373		
798B	4	5	71	34,11	2,16	5,3	0,81	10,3	2,7	134	180	413		
798B	4	5	85	34,25	3,72	1,4	1,71	13,0	2,2	153	131	408		
798B	4	5	96	34,36	3,68	7,8	1,34	11,7	2,7	167	155	413		
798B	4	5	104	34,44	4,56	7,7	1,51	13,8	3,0	157	143	413		
798B	4	5	113	34,53	1,35	16,9	0,52	9,1	2,6	102	294	412		
798B	4	5	124	34,64	1,68	14,3	0,55	22,0	3,1	129	245	408		
798B	4	5	137	34,77	2,95	1,3	1,42	12,0	2,1	154	142	407		
798B	4	5	145	34,84	2,59	0,0	1,30	14,3	2,0	185	117	408	-22,2	
798B	4	6	30	35,20	1,33	8,6	0,45	10,1	3,0	221	224	410	-22,4	
798B	4	6	38	35,28	2,28	6,8	1,05	10,3	2,2	198	200	403		
798B	4	6	47	35,37	4,24	0,0	2,03	14,5	2,1	150	123	403		
798B	4	6	56	35,46	4,18	0,0	1,71	14,7	2,4	160	133	411	-23,0	
798B	4	6	63	35,53	1,59	8,1	0,62	10,4	2,6	115	224	411	-22,6	

Site	Core	Sec.	Top	Bot.	Nr.	Corg	Carb	TN	C/N	HI
			cm	cm		Gew. %	Gew. %	Gew. %		mgHC/gC
799B	50	2	122	126	1	2,06	6,1	0,17	12,4	67
799B	50	2	122	126	2	2,18	18,7	0,20	11,2	80
799B	50	2	122	126	3	2,94	2,2	0,24	12,3	223
799B	50	2	122	126	4	1,51	48,8	0,13	12,1	105
799B	50	2	122	126	5	2,99	6,4	0,20	15,0	256
799B	50	2	122	126	6	1,99	30,1	0,18	11,2	199
799A	3	1	55	59	1	2,05	0,0	0,15	13,9	161
799A	3	1	55	59	2	1,96	0,0	0,13	15,0	113
799A	3	1	55	59	3	2,78	0,0	0,16	17,2	218
799A	3	1	55	59	4	2,49	0,0	0,15	16,9	212

In dieser Reihe bereits erschienen:

Nr. 1 Wefer, G., E. Suess und Fahrtteilnehmer
Bericht über die POLARSTERN-Fahrt ANT IV/2, Rio de Janeiro - Punta Arenas, 6.11. - 1.12.1985.
60 Seiten, Bremen, 1986.

Nr. 2 Hoffmann, G.
Holozänstratigraphie und Küstenlinienverlagerung an der andalusischen Mittelmeerküste.
173 Seiten, Bremen, 1988.

Nr. 3 Wefer, G., U. Bleil, P.J. Müller, H.D. Schulz, W.H. Berger, U. Brathauer, L. Brück, A. Dahmke, K. Dehning, M.L. Duarte-Morais, F. Fürsich, S. Hinrichs, K. Klockgeter, A. Kölling, C. Kothe, J.F. Makaya, H. Oberhänsli, W. Oschmann, J. Posny, F. Rostek, H. Schmidt, R. Schneider, M. Segl, M. Sobiesiak, T. Soltwedel, V. Spieß
Bericht über die METEOR-Fahrt M 6/6, Libreville - Las Palmas, 18.2. - 23.3.1988.
97 Seiten, Bremen, 1988.

Nr. 4 Wefer, G., G.F. Lutze, T.J. Müller, O. Pfannkuche, W. Schenke, G. Siedler, W. Zenk
Kurzbericht über die METEOR-Expedition Nr. 6, Hamburg - Hamburg, 28.10.1987 - 19.5.1988.
29 Seiten, Bremen, 1988.

Nr. 5 Fischer, G.
Stabile Kohlenstoff-Isotope in partikulärer organischer Substanz aus dem Südpolarmeer (Atlantischer Sektor).
161 Seiten, Bremen, 1989.

Nr. 6 Berger, W.H. und G. Wefer
Partikelfluß und Kohlenstoffkreislauf im Ozean.
Bericht und Kurzfassungen über den Workshop vom 3.-4. Juli 1989 in Bremen.
57 Seiten, Bremen, 1989.

Nr. 7 Wefer, G., U. Bleil, H.D. Schulz, W.H. Berger, T. Bickert, L. Brück, U. Claussen, A. Dahmke, K. Dehning, Y.H. Djigo, S. Hinrichs, C. Kothe, M. Krämer, A. Lücke, S. Matthias, G. Meinecke, H. Oberhänsli, J. Pätzold, U. Pflaumann, U. Probst, A. Reimann, F. Rostek, H. Schmidt, R. Schneider, T. Soltwedel, V. Spieß
Bericht über die METEOR - Fahrt M 9/4, Dakar - Santa Cruz, 19.2. - 16.3.1989.
103 Seiten, Bremen, 1989.

Nr. 8 Kölling, M.
Modellierung geochemischer Prozesse im Sickerwasser und Grundwasser.
135 Seiten, Bremen, 1990.

Nr. 9 Heinze, P.-M.
Das Auftriebsgeschehen vor Peru im Spätquartär.
204 Seiten, Bremen, 1990.

Nr. 10 Willems, H., G. Wefer, M. Rinski, B. Donner, H.-J. Bellmann, L. Eißmann, A. Müller, B.W. Flemming, H.-C. Höfle, J. Merkt, H. Streif, G. Hertweck, H. Kuntze, J. Schwaar, W. Schäfer, M.-G. Schulz, F. Grube, B. Menke
Beiträge zur Geologie und Paläontologie Norddeutschlands: Exkursionsführer.
202 Seiten, Bremen, 1990.

Nr. 11 Wefer, G., N. Andersen, U. Bleil, M. Breitzke, K. Dehning, G. Fischer, C. Kothe, G. Meinecke, P.J. Müller, F. Rostek, J. Sagemann, M. Scholz, M. Segl, W. Thiessen
Bericht über die METEOR-Fahrt M 12/1, Kapstadt - Funchal, 13.3.1990 - 14.4.1990.
66 Seiten, Bremen, 1990.

Nr. 12 Dahmke, A., H.D. Schulz, A. Kölling, F. Kracht, A. Lücke
Schwermetallspuren und geochemische Gleichgewichte zwischen Porenlösung und Sediment im Wesermündungsgebiet.
BMFT-Projekt MFU 0562, Abschlußbericht.
121 Seiten, Bremen, 1991.

Nr. 13 Rostek, F.
Physikalische Strukturen von Tiefseesedimenten des Südatlantiks und ihre Erfassung in Echolotregistrierungen.
209 Seiten, Bremen, 1991.

Nr. 14 Baumann, M.
Die Ablagerung von Tschernobyl-Radiocäsium in der Norwegischen See und in der Nordsee.
133 Seiten, Bremen, 1991.

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

Nr. 16 SFB 261 (Hrsg.)
1. Kolloquium des Sonderforschungsbereichs 261 der Universität Bremen (14.Juni 1991): Der Südatlantik im Spätquartär: Rekonstruktion von Stoffhaushalt und Stromsystemen.
Kurzfassungen der Vorträge und Poster.
66 Seiten, Bremen, 1991.

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

Nr. 18 Wefer, G., N. Andersen, W. Balzer, U. Bleil, L. Brück, D. Burda, A. Dahmke, B. Donner, T. Felis, G. Fischer, H. Gerlach, L. Gerullis, M. Hauf, R. Henning, S. Kemle, C. Kothe, R. Melyooni, F. Pototzki, H. Rode, J. Sagemann, M. Schlüter, M. Scholz, V. Spieß, U. Treppke
Bericht und erste Ergebnisse über die METEOR-Fahrt M 16/1, Pointe Noire - Recife, 27.3. - 25.4.1991.
120 Seiten, Bremen, 1991.

Nr. 19 Schulz, H.D., N. Andersen, M. Breitzke, D. Burda, K. Dehning, V. Diekamp, T. Felis, H. Gerlach, R. Gumprecht, S. Hinrichs, H. Petermann, F. Pototzki, U. Probst, H. Rode, J. Sagemann, U. Schinzel, H. Schmidt, R. Schneider, M. Segl, B. Showers, M. Tegeler, W. Thiessen, U. Treppke
Bericht und erste Ergebnisse über die METEOR-Fahrt M 16/2, Recife - Belem, 28.4. - 20.5.1991.
149 Seiten, Bremen, 1991.

Nr. 20 Berner, H.
Mechanismen der Sedimentbildung in der Fram-Straße, im Arktischen Ozean und in der Norwegischen See.
167 Seiten, Bremen, 1991.

Nr. 21 Schneider, R.
Spätquartäre Produktivitätsänderungen im östlichen Angola-Becken: Reaktion auf Variationen im Passat-Monsun-Windsystem und in der Advektion des Benguela-Küstenstroms.
198 Seiten, Bremen, 1991.

Nr. 22 Hebbeln, D.
Spätquartäre Stratigraphie und Paläozeanographie in der Fram-Straße.
174 Seiten, Bremen, 1991.

Nr. 23 Lücke, A.
Umsetzungsprozesse organischer Substanz während der Frühdiagenese in ästuarinen Sedimenten.
137 Seiten, Bremen, 1991.

Nr. 24 Wefer, G., D. Beese, W.H. Berger, U. Bleil, H. Buschhoff, G. Fischer, M. Kalberer, S. Kemle von Mücke, B. Kerntopf, C. Kothe, D. Lutter, B. Pioch, F. Pototzki, V. Ratmeyer, U. Rosiak, W. Schmidt, V. Spieß, D. Völker
Bericht und erste Ergebnisse der METEOR-Fahrt M 20/1, Bremen - Abidjan, 18.11.1991- 22.12.1991.
74 Seiten, Bremen, 1992.

Nr. 25 Schulz, H.D., D. Beese, M. Breitzke, L. Brück, B. Brügger, A. Dahmke, K. Dehning, V. Diekamp, B. Donner, I. Ehrhardt, H. Gerlach, M. Giese, R. Glud, R. Gumprecht, J. Gundersen, R. Henning, H. Petermann, M. Richter, J. Sagemann, W. Schmidt, R. Schneider, M. Segl, U. Werner, M. Zabel
Bericht und erste Ergebnisse der METEOR-Fahrt M 20/2, Abidjan - Dakar, 27.12.1991 - 3.2.1992.
173 Seiten, Bremen, 1992.

Nr. 26 Gingele, F.
Zur klimaabhängigen Bildung biogener und terrigener Sedimente und ihrer Veränderung durch die Frühdiagenese im zentralen und östlichen Südatlantik.
202 Seiten, Bremen, 1992.

Nr. 27 Bickert, T.
Rekonstruktion der spätquartären Bodenwasserzirkulation im östlichen Südatlantik über stabile Isotope benthischer Foraminiferen.
205 Seiten, Bremen, 1992.

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

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

Nr. 30 Bathmann, U., U. Bleil, A. Dahmke, P. Müller, A. Nehrkorn, E.-M. Nöthig, M. Olesch, J. Pätzold, H.D. Schulz, V. Smetacek, V. Spieß, G. Wefer, H. Willems
Bericht des Graduierten Kollegs. Stoff-Flüsse in marinen Geosystemen.
Berichtszeitraum Oktober 1990 - Dezember 1992.
396 Seiten, Bremen, 1992.

Nr. 31 Damm, E.
Frühdiagenetische Verteilung von Schwermetallen in Schlicksedimenten der westlichen Ostsee.
115 Seiten, Bremen, 1992.

Nr. 32 Antia, E.E.
Sedimentology, Morphodynamics and Facies Association of a mesotidal Barrier Island Shoreface (Spiekeroog, Southern North Sea).
370 Seiten, Bremen, 1993.

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Nr. 42 Spieß, V., A. Abelmann, T. Bickert, I. Brehme, R. Cordes, A.P. Cavalcanti de C. Laier, K. Dehning, T. v.Dobeneck, B. Donner, I. Ehrhardt, M. Giese, J. Grigel, R. Haese, W. Hale, S. Hinrichs, S. Kasten, C. Knaack, W.-T. Ochsenhirt, H. Petermann, R. Rapp, M. Richter, J. Rogers, A. Schmidt, M. Scholz, F. Skowronek, M. Teixeira de Oliveira, M. Zabel
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 23/1, Kapstadt - Rio de Janeiro, 4.2.1993 - 25.2.1993.
Bremen, 1994 (in Vorbereitung).

Nr. 43 Bleil, U., A. Ayres Neto, D. Beese, M. Breitzke, K. Dehning, V. Diekamp, T. v.Dobeneck, A. Figueiredo, M. Pimentel Esteves, M. Giese, R. Glud, J. Grigel, J. Gundersen, R. Haese, S. Hinrichs, S. Kasten, G. Meinecke, S. Mulitza, H. Petermann, R. Petschik, R. Rapp, M. Richter, C. Rühlemann, M. Scholz, K. Wallmann, M. Zabel
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 23/2, Rio de Janeiro - Recife, 27.2.1993 - 19.3.1993
Bremen, 1994 (in Vorbereitung).

Nr. 44 Wefer, G., D. Beese, W.H. Berger, K. Buhlmann, H. Buschhoff, M. Cepek, V. Diekamp, G. Fischer, E. Holmes, S. Kemle-von Mücke, B. Kerntopf, C.B. Lange, S. Mulitza, W.-T. Ochsenhirt, R. Plugge, V. Ratmeyer, C. Rühlemann, W. Schmidt, M. Schwarze, C. Wallmann, M. Zabel
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 23/3, Recife - Las Palmas, 21.3.1993 - 12.4.1993
71 Seiten, Bremen, 1994 (in Vorbereitung).

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

Nr. 46 Balzer, W., M. Bleckwehl, H. Buschhoff, G. Fischer, F.G. Palma, M. Kalberer, U. Kuller, V. Ratmeyer, U. Rosiak, D. Schneider, A. Zimmermann
Report and preliminary results of METEOR-Cruise M 22/1, Hamburg - Recife, 22.9. - 21.10.1992.
24 Seiten, Bremen, 1994 (in Vorbereitung).