

**Ablagerungsdynamik und Sequenzstratigraphie nicht-tropischer Periplattform-Karbonate des Eucla Schelfs (Pleistozän, Südwestaustralien)**

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Naturwissenschaften

vorgelegt beim Fachbereich Geowissenschaften  
der Johann Wolfgang Goethe-Universität  
in Frankfurt am Main

von  
Sabine Saxena  
aus Frankfurt am Main

Frankfurt am Main (2003)  
(DF1)

vom Fachbereich Geowissenschaften der Johann Wolfgang Goethe-Universität als  
Dissertation angenommen.

Dekan: .....

Gutachter: .....

.....

Datum der Disputation: .....

## DANKSAGUNG

Die Erforschung der nicht-tropischen Periplattform-Ablagerungen des südaustralischen Eucla Schelfs bildet den Kern der vorliegenden Dissertation, die auf Anregung von Herrn Prof. Dr. C. Betzler am Geologisch-Paläontologischen Institut der Johann Wolfgang Goethe-Universität in Frankfurt am Main entstand. Für die zahlreichen Anregungen und das in mich gesetzte Vertrauen sei ihm an dieser Stelle von Herzen gedankt. Für die Übernahme des zweiten Gutachtens danke ich Herrn Prof. Dr. W. Oschmann.

Grundlage dieser Studie bildete Probenmaterial des Ocean Drilling Program (ODP) Leg 182. ODP wird finanziell von der U.S. National Science Foundation (NSF) und weiteren teilnehmenden Ländern unter Aufsicht der Joint Oceanographic Institutions (JOI) gefördert. Für die finanzielle Unterstützung meiner Forschungsarbeit im Rahmen des Projekts Be 1272/6, /8 gilt mein Dank der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

Für die Messung und Bereitstellung der Isotopendaten danke ich Miriam Andres (ETH Zürich), Prof. Dr. Swart (RSMAS Miami) und Dr. Joachimski (Universität Erlangen). Bei Dr. A. Isern (NSF) möchte ich mich für Diskussionen über die Auswertung der geophysikalischen Bohrlochmessungen bedanken.

Am Frankfurter Institut standen mir A. Giribaldi und E. Gottwald bei der Anfertigung meiner Dünnschliffpräparate zur Seite. A. Schaub assistierte bei der Durchführung der Korngrößen-Analyse. Die röntgendiffraktometrischen Messungen führte Dr. R. Petschick durch. Ebenso war er mir bei der anschließenden Aufbereitung der Daten eine große Hilfe. Dr. J. Roessler führte mich in die Grundlagen der statistischen Analyse ein und fand stets Zeit für hilfreiche Anregungen und Diskussionen. Auch A. Doumit stand mir bei der Suche nach Fachliteratur stets hilfreich zur Seite. An dieser Stelle sei auch D. Hildmann, S. Romano und S. Sinovec gedankt, die mich im Rahmen ihrer Arbeit als studentische Hilfskräfte tatkräftig unterstützten. Daneben profitierte diese Arbeit auch von Diskussionen mit I. Gläser innerhalb der Frankfurter Arbeitsgruppe 'Sequenzstratigraphie und Paläoökologie'.

Meinen besonderen Dank verdienen all diejenigen Menschen, die mir in den letzten Jahren privat immer den Rücken gestärkt haben und mir, bewußt oder unbewußt, immer eine große Hilfe waren. Mein ganz besonderer Dank gilt dabei meinem lieben Freund Axel und meiner Familie für ihre bedingungslose und immerwährende Unterstützung beim Fortgang dieser Arbeit.

## KURZFASSUNG

Der 300 km breite Eucla Schelf Südaustraliens gehört zu den weltgrößten modernen nicht-tropischen Ablagerungssystemen. Während des Pleistozäns wurde hier ein etwa 500 m mächtiger pleistozäner Sedimentstapel abgelagert, der sich aus progradierenden Klinoförmigkeiten zusammensetzt. Die Ocean Drilling Program (ODP) Sites 1127, 1129 und 1131 bilden ein proximal-distal Profil entlang des Eucla Schelf-Kontinentalhangs. Die dabei erbohrten pleistozänen Periplattform-Ablagerungen bestehen überwiegend aus bioklastenreichen, fein- bis grobkörnigen, unlithifizierten bis teilweise lithifizierten Pack-, Wacke- und Grainstones. Eine ausgeprägte sedimentäre Zyklizität der analysierten Ablagerungen drückt sich in Fluktuationen der Korngröße und der mineralogischen Zusammensetzung, der natürlichen Radioaktivität, der stabilen Isotope sowie in Veränderungen der Fazies aus.

Zur Untersuchung der sedimentären Zyklizität dieser nicht-tropischen Sedimente wurden sechs Sedimentintervalle früh- bis mittelpleistozänen sowie mittelpleistozänen Alters innerhalb der Bohrungen Site 1127, 1129 und 1131 ausgewählt. Die früh- bis mittelpleistozäne Periplattform-Sedimentabfolge des Eucla Schelfs wird durch die Stapelung genetischer Sequenzen gebildet. Diese entstehen als eine Folge hochfrequenter Meeresspiegelveränderungen, die unmittelbare Auswirkungen auf den Grad der Überflutung und damit auf den Sedimentexport aus dem Schelfbereich ins angrenzende Becken haben. Eine genetische Sequenz weist eine Mächtigkeit von etwa 25 m unmittelbar beckenwärts der Schelfkante auf. Die maximale Mächtigkeit von ca. 30 m wird in beckenwärtigeren Bereichen erreicht, bevor die genetische Sequenz erneut auskeilt und in den hier untersuchten distalsten Ablagerungsbereichen Mächtigkeiten von 10-15 m aufweist. Die Begrenzungen der genetischen Sequenzen werden durch abrupte Korngrößenwechsel oder durch Umkehrpunkte in Korngrößentrends gebildet. Innerhalb einer genetischen Sequenz werden Hochstands-Ablagerungen durch grobkörnige bioklastenreiche Pack- bis Grainstones charakterisiert, die wiederum große Mengen an Tunikaten Spikulae, braunen hoch-Mg Bioklasten und Bryozoen-Detritus beinhalten. Tiefstands-Ablagerungen andererseits werden durch feinkörnige Packstones mit erhöhten Gehalten an Schwammnadeln und Mikrit charakterisiert. Die metastabilen Karbonatmodifikationen Aragonit und Hoch-Mg Kalzit können jeweils bis zu 34 % der Gesamtprobe ausmachen und sind in Ablagerungen des Meeresspiegel-Anstiegs und -Hochstands angereichert. Hauptaragonitbildner sind dabei Tunikaten Spikulae. Dolomit ist auf Ablagerungen des beginnenden Meeresspiegel-Anstiegs beschränkt. Die primäre Verteilung der metastabilen Karbonatmodifikationen innerhalb der genetischen Sequenzen führt so während späterer Versenkungsstadien möglicherweise zu einer differentiellen Diagenese.

Die sedimentäre Zyklizität der Ablagerungen des späten Mittelpleistozäns unterscheidet sich von der Zyklizität des frühen- bis mittleren Pleistozäns durch eine Zunahme der Häufigkeit allochthoner Schelfkomponenten wie z.B. Rotalgen-Detritus und brauner Hoch-Mg Kalzit-Bioklasten. Zugleich zeigt sich ein Häufigkeits-Rückgang autochthonen Schwammnadeln. Diese Variationen während des frühen und mittleren Pleistozäns werden als eine Folge der Progradation der Schelfkante und der sich daraus ergebenden verändernden relativen Position

zur Schelfkante sowie des sich verändernden Nährstoffeintrags interpretiert. Site 1127 zeigt darüberhinaus eine Verdopplung der Zyklenmächtigkeiten im Vergleich zu den älteren früh- bis mittelpleistozänen Ablagerungen. Dies ist höchstwahrscheinlich auf Veränderungen der Erdbitalparameter (Milankovitch-Zyklizität) zurückzuführen.

Im letzten Teil der Arbeit werden die sedimentären Zyklizitäten der nicht-tropischen Periplattform-Karbonate mit pleistozänen tropischen Ablagerungen der westlichen Flanke der Großen Bahama Bank verglichen (ODP Site 1009). Die Gliederung in Coarsening Upward-Zyklen ist dabei ein wesentliches Merkmal sowohl der nicht-tropischen als auch der tropischen Periplattform-Karbonate. Im Gegensatz zu untersuchten den nicht-tropischen Karbonaten werden jedoch tropische Ablagerungen des Meeresspiegel-Anstiegs und -Hochstands durch feinkörniges, mikritreiches Material, Maxima des Aragonit- bzw. Minima des Hoch-Mg-Kalzitgehalts charakterisiert. Die Mächtigkeit einzelner Zyklen von ca. 10 m ist darüberhinaus aufgrund geringfügig niedrigerer Sedimentationsraten geringer als in den untersuchten nicht-tropischen Karbonaten, in denen die minimalen Zyklenmächtigkeiten 10-15 m betragen.

## INHALTSVERZEICHNIS

<b>1</b>	<b>EINLEITUNG</b> .....	<b>1</b>
1.1	Der Südaustralische Schelf .....	2
1.1.1	Ozeanographie und Paläozeanographie des Südaustralischen Schelfs .....	2
1.1.2	Erforschungsgeschichte des Eucla Schelfs .....	4
1.1.3	Bathymetrie und Geologie des Eucla Schelfs .....	6
1.2	Zielsetzung und Arbeitsgebiete .....	8
<b>2</b>	<b>METHODEN</b> .....	<b>13</b>
2.1	Probenahme .....	13
2.2	Dünnschliffherstellung, Petrographie und Komponenten-Analyse .....	15
2.3	Korngrößen-Analyse .....	16
2.4	Karbonatmineralogische Analyse .....	18
2.5	Geophysikalische Bohrlochmessungen .....	18
2.6	Stabile Isotopen-Analyse .....	19
2.7	Statistik .....	23
<b>3</b>	<b>HOCHFREQUENTE ZYKLIZITÄT (FRÜH- BIS MITTEL- PLEISTOZÄN, SITE 1127)</b> .....	<b>25</b>
3.1	Einführung .....	25
3.2	Ergebnisse .....	26
3.2.1	Logs und Lithologie .....	26
3.2.2	Stabile Isotope .....	28
3.2.3	Korngrößen-Analyse .....	30
3.2.4	Fazies .....	30
3.2.5	Quantitative Faziesanalyse .....	32
3.2.6	Karbonatmineralogie .....	32
3.2.7	Statistik .....	34

3.3	Interpretation und Diskussion der Ergebnisse .....	36
3.3.1	Veränderungen des Meeresspiegels .....	36
3.3.2	Korngrößen-Variationen .....	40
3.3.3	Herkunft der sedimentären Komponenten und Variationen der Komponentenführung .....	42
3.3.4	Veränderungen der karbonatmineralogischen Zusammensetzung .....	43
3.4	Zusammenfassung der sedimentären Charakteristika und Schlußfolgerungen .....	46
<b>4</b>	<b>PROXIMAL-DISTAL PROFIL (KORRELATION FRÜH- BIS MITTEL- PLEISTOZÄNER INTERVALLE, SITES 1127, 1129, 1131)</b> .....	<b>50</b>
4.1	Einführung .....	50
4.2	Ergebnisse .....	51
4.2.1	Fazies .....	51
4.2.2	Site 1131 .....	51
4.2.3	Site 1129 .....	54
4.3	Korrelation entlang des oberen Kontinentalhangs .....	62
4.4	Interpretation und Diskussion der Ergebnisse .....	67
<b>5</b>	<b>PERIPLATTFORM-KARBONATE DES SPÄTEN MITTEL- PLEISTOZÄNS (SITES 1127, 1129, 1131)</b> .....	<b>80</b>
5.1	Ergebnisse .....	80
5.1.1	Fazies .....	80
5.1.2	Site 1127 .....	82
5.1.3	Site 1131 .....	85
5.1.4	Site 1129 .....	86
5.2	Interpretation und Diskussion der Ergebnisse .....	89
<b>6</b>	<b>PLEISTOZÄNE TROPISCHE PERIPLATTFORM-KARBONATE DER GROSSEN BAHAMA BANK (SITE 1009)</b> .....	<b>97</b>
6.1	Die Große Bahama Bank .....	97
6.1.1	Geologie der Großen Bahama Bank .....	97
6.1.2	Ocean Drilling Program Site 1009 .....	98
6.2	Ergebnisse .....	101

6.2.1 Lithologie .....	101
6.2.2 Logs .....	101
6.2.3 Fazies .....	103
6.2.4 Stabile Isotope .....	103
6.2.5 Quantitative Faziesanalyse .....	104
6.2.6 Karbonatmineralogie .....	106
6.3 Zyklizität der pleistozänen Periplattform-Ablagerungen der Großen Bahama Bank ...	107
6.4 Vergleich pleistozäner nicht-tropischer und tropischer Periplattform-Karbonate .....	110
6.4.1 Korngröße .....	112
6.4.2 Sedimentäre Komponenten .....	113
6.4.3 Mineralogie .....	113
6.4.4 Zyklenmächtigkeiten .....	115
<b>7 AUSBLICK .....</b>	<b>117</b>
<b>8 LITERATURVERZEICHNIS .....</b>	<b>118</b>

## **ANHANG 1 – FOTOTAFELN**

### **ANHANG 2**

- Quantitative Faziesanalyse
- Korngrößen-Analyse
- Karbonatmineralogische-Analyse
- Analyse der Stablen Isotope



## 1 EINLEITUNG

Obwohl sich die Aufmerksamkeit der Karbonatgeologie in den fünfziger bis achtziger Jahren vor allem auf den Aufbau und die Ökologie tropischer Karbonate konzentrierte, sind Kaltwasser-Karbonate bereits seit Ende der sechziger Jahre als eigenständige Karbonatsysteme bekannt (Chave, 1967; Lees & Buller, 1972; Lees, 1975). Während tropische und subtropische Karbonate des Känozoikums von zooxanthellaten Korallen, kalkigen Grün- und Rotalgen, benthischen Foraminiferen und Ooiden dominiert werden (James, 1983), identifizierten Chave (1967), Lees & Buller (1972) und Lees (1975) die hiervon abweichenden Faunenvergesellschaftungen der nicht-tropischen Karbonate. Da nicht-tropische Karbonate bzw. Kaltwasser-Karbonate in Regionen entstehen, in denen die durchschnittliche Wassertemperatur 20°C nicht überschreitet (z.B. James, 1997), tragen im Wesentlichen Mollusken, benthische Foraminiferen, Echinodermen, Bryozoen, Seepocken, Ostrakoden, Wurmröhren, Schwämme, koralline Rotalgen und Pelloide zur Sedimentbildung bei. Zugleich fehlen zooxanthellate Korallen, verkalkende Grünalgen und Ooide weitgehend. Entsprechend der beteiligten Organismengruppen unterscheidet sich auch die mineralogische Zusammensetzung der Kaltwasser-Karbonate von der Zusammensetzung tropischer Karbonate. Die Mineralogie der nicht-tropischen Karbonate wurde zunächst als überwiegend kalzitisch beschrieben (z.B. James, 1997).

Zu Beginn der siebziger Jahre erkannte die wissenschaftliche Fachwelt Bedeutung und Wichtigkeit nicht-tropischer Ablagerungssysteme (z.B. Wass et al., 1970; Siesser, 1971; Carter, 1975; Marshall & Davies, 1978), insbesondere als Analogie zu Ablagerungssystemen der geologischen Überlieferung (Nelson, 1978). Hiermit rückten zumeist rezente Ablagerungssysteme der mittleren Breiten der südlichen Halbkugel (z.B. Burne & Colwell, 1982; Nelson et al., 1982), aber auch solche der Nordhalbkugel (z.B. Domack, 1988; Farrow & Fyfe, 1988; Bickert & Henrich, 1989), in das Zentrum des Interesses. 1986 fand in Canberra (Australien) der erste Kongress statt, der sich ausschließlich mit Kaltwasser-Karbonaten unterschiedlicher geologischer Zeitabschnitte beschäftigte. Im Anschluß daran wurde ein erstes Kompendium der Kaltwasser-Karbonate veröffentlicht (Nelson, 1988). Hierin sind sowohl Arbeiten über fossile nicht-tropische Ablagerungsräume (z.B. Brookfield, 1988; Draper, 1988; Rao, 1988) als auch Studien an modernen Kaltwasser-Karbonaten (z.B. Collins, 1988; Gostin et al., 1988; Scoffin, 1988) zusammengefaßt.

Während der neunziger Jahre verstärkte sich das Interesse an nicht-tropischen Karbonaten noch. Unter den zahlreichen veröffentlichten Studien sind z.B. Henrich et al. (1995), die Fallstudien moderner nicht-tropischer Karbonate der nördlichen Hemisphäre zusammenfassen. Braga et al. (1996), Betzler et al. (1997) und Brachert et al. (1998) beschäftigen sich mit tertiären nicht-tropischen Karbonaten Südspaniens. Carannante et al. (1999) untersuchen oberkretazische nicht-tropische Karbonate Süditaliens und Sardinien. Zugleich wurde neben Studien aus Neuseeland (z.B. Gillespie & Nelson, 1997) vor allem der südaustralische Kontinentalschelf, als größtes, modernes Ablagerungssystem nicht-tropischer Karbonate (James & von der Borch, 1991; James, 1997) in Form zahlreicher, anfangs noch regionalgeologisch orientierter Arbeiten untersucht (z.B. Bone & James, 1993; Boreen et al.,

1993; James et al., 1994; James et al., 1999). James & Clarke (1997) fassten ihrerseits Studien der Kaltwasser-Karbonate der verschiedensten geologischen Epochen als SEPM Sammelband zusammen. Darunter sind z.B. Arbeiten über fossile nicht-tropische Karbonate Skandinaviens (Stemmerik, 1997; Surlyk, 1997) und Nordamerikas (Bradley & Krause, 1997; Pope & Read, 1997), aber auch solche über moderne Kaltwasser-Karbonate Südaustraliens und Neuseelands (z.B. Bone & James, 1997; James et al., 1997, Gillespie & Nelson, 1997). Studien fossiler Kaltwasser-Karbonate Südaustraliens sind z.B. James & Bone (1991), Bone et al. (1992) und Feary & James (1995).

Als Beispiele für Studien an fossilen nicht-tropischen Karbonaten des 21. Jahrhunderts sollen hier Betzler et al. (2000) und Gläser & Betzler (2002), die sich mit dem Miozän Südspaniens beschäftigen, aber auch James & Bone (2000) und Gammon & James (2001), deren Schwerpunkt auf dem Eozän Südwest-Australiens liegt, dienen. Moderne Kaltwasser-Karbonate Südaustraliens werden wiederum z.B. von James et al. (2000), James et al. (2001), Andres & McKenzie (2002) und Holbourn et al. (2002) vorgestellt. Zusammenfassende Einführungen in die Thematik der Kaltwasser-Karbonate geben z.B. Rao (1996) und James (1997).

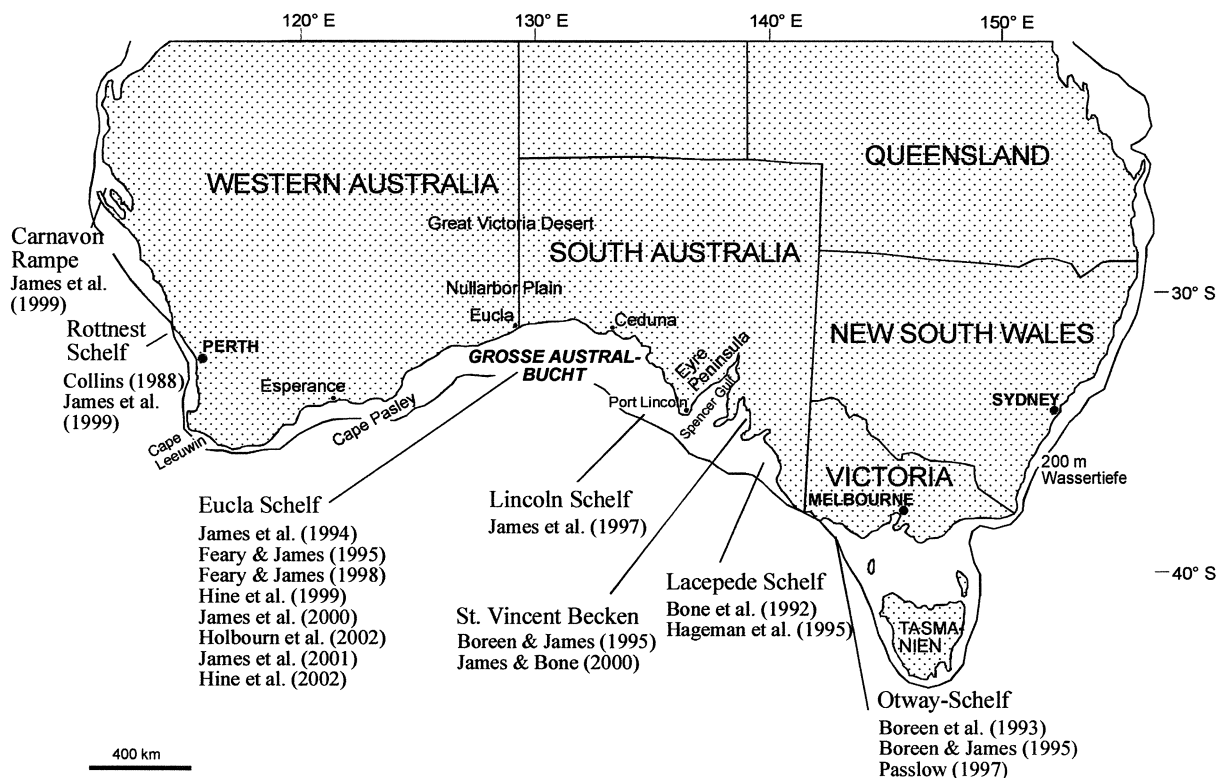
## **1.1 Der Südaustralische Schelf**

Der südaustralische Karbonatschelf gliedert sich in unterschiedliche Ablagerungsbereiche und Schelfabschnitte (Abb. 1.1). Carnavon-Rampe (James et al., 1999) und Rottnest Schelf (Collins, 1988; James et al., 1999) bilden die nordwestlichsten Ablagerungsbereiche dieses nicht-tropischen Ablagerungssystems. Im Osten schließt sich zwischen Cape Pasley und dem südlichen Ende der Eyre Peninsula die großflächige und ausgedehnte Große Austral-Bucht (GAB) an. Der Eucla Schelf unmittelbar südlich der Stadt Eucla bildet ihren zentralen Bereich (z.B. James et al., 1994; Feary & James, 1998; James et al., 2001). In östlicher Richtung folgen der Lincoln Schelf (James et al., 1997), der Spencer Golf, und das St. Vincent Becken (Boreen & James, 1995; James & Bone, 2000). Lacepede Schelf (Bone et al., 1992; Hageman et al., 1995) und Otway Schelf (Boreen et al., 1993; Boreen & James, 1995) setzen den Karbonat-Schelf fort und bilden den östlichen Abschluß dieses großräumigen und regional diversen Ablagerungssystems.

### **1.1.1 Ozeanographie und Paläozeanographie des Südaustralischen Schelfs**

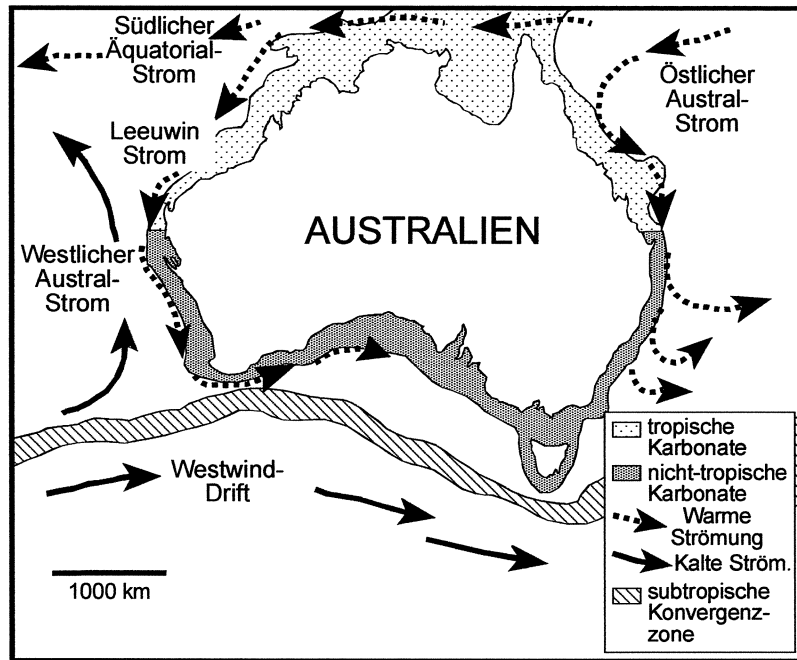
Der südaustralische Kontinentalschelf erstreckt sich breitenparallel 500 km nördlich der subtropischen Konvergenz-Zone des Südozeans (James et al., 2001). Die in dieser Zone häufigen Stürme führen zur Bildung hochenergetischer Wellen- und Sturmwellen, die aus südwestlicher Richtung kommend den Kontinentalschelf ganzjährig prägen (James et al., 1994, 2001). Dominierende Strömungssysteme sind die West Wind Drift und der Leeuwin Strom (Abb. 1.2). Die West Wind Drift ist eine kalte, zirkumpolare Strömung, die jenseits des Kontinentalschelfs verläuft und zeitweilig in den Bereich des Schelfs vordringt (James et al., 1994). Der hingegen warme Leeuwin Strom (ca. 20°C) transportiert niedrigrigalene, nährstoffarme Wassermassen des Indischen Ozeans, die an der Westküste Australiens nach

Süden fließen, um schließlich am Cape Leeuwin nach Osten umzubiegen. Er durchfließt die Große Austral-Bucht und endet schließlich in deren Osten als eine Ansammlung lokaler Verwirbelungen (Cresswell, 1991). Der moderne Leeuwin Strom ist saisonal unterschiedlich ausgebildet: Einer starken Strömung mit scharfer Abgrenzung von den umgebenden Wassermassen im Sommer, steht ein schwach und unregelmäßig ausgebildeter Strom während der Wintermonate gegenüber (James et al., 1994; 2001; Herzfeld, 1997). In dieser Jahreszeit können kalte, nährstoffreiche Wassermassen in den Bereich des Kontinentalschelfs eindringen (James et al., 2001).



↑ **Abb. 1.1:** Der südaustralische Karbonatschelf zwischen Perth und Tasmanien mit seinen Schelf- und Ablagerungsbereichen. Die aufgeführten regionalgeologischen Studien der Schelfabschnitte wurden vor allem in den neunziger Jahren durchgeführt.

Da der Leeuwin Strom saisonalen Schwankungen unterliegt und sowohl von dem globalen Klima, als auch von globalen Wasserzirkulations-Mustern und dem eustatischen Meeresspiegel abhängt, schließen Wells & Wells (1994), McGowran et al. (1997) und James et al. (1999), daß der Leeuwin Strom während Glazialen insgesamt schwächer ausgeprägt ist oder möglicherweise nicht in seiner heutigen Form existiert. Für das späte Pleistozän beschreiben Holbourn et al. (2002) verstärkte Auftriebsereignisse im Bereich des Kontinentalschelfs während der Glaziale.



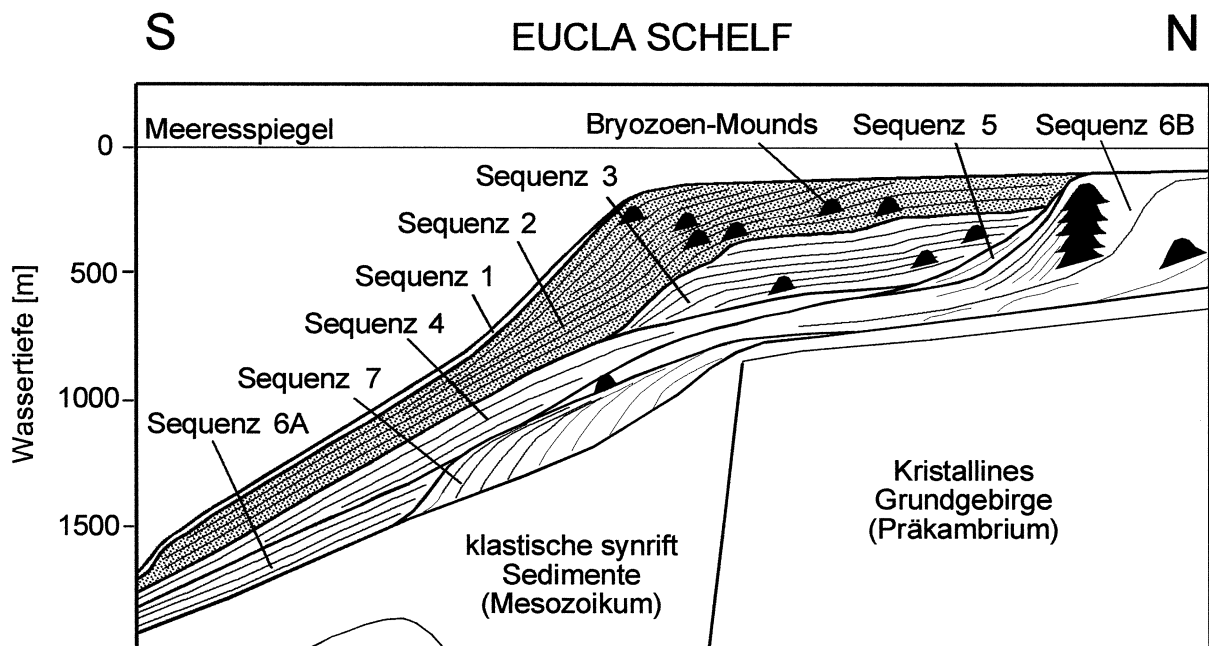
↑ **Abb. 1.2:** Die Strömungsverhältnisse entlang des Südaustralischen Schelfs werden wesentlich durch die kalte West Wind Drift und den warmen Leeuwin Strom gesteuert. Der niedrig saline Leeuwin Strom fließt an der Westküste Australiens schnell nach Süden und biegt am Cape Leeuwin in die Große Austral-Bucht um. Er endet dort als eine Ansammlung lokaler Verwirbelungen. Die West Wind Drift verläuft jenseits des Kontinentalschelfs und dringt nur zeitweilig in äußere Schelfbereiche ein. Zusätzlich führen in der subtropischen Konvergenzzone gebildete Stürme zu hochenergetischen Wellen- und Sturmsystemen, die den südaustralischen Kontinentalschelf ganzjährig prägen (modifiziert aus James et al., 2001).

### 1.1.2 Erforschungsgeschichte des Eucla Schelfs

Der Eucla Schelf befindet sich zwischen 124°E und 134°E im Zentrum der Großen Austral-Bucht (Abb. 1.1). Das moderne Eucla Schelf-Ablagerungssystem erstreckt sich in seiner Nord-Süd Ausdehnung zwischen 32°4' S und 34°4' S (James et al., 1994).

Schon seit dem Ende der sechziger Jahre des zwanzigsten Jahrhunderts wurde der Eucla Schelf als Teil des südaustralischen Karbonatschelfs zum Objekt zeitgenössischer Studien (z.B. Connolly & von der Borch, 1967; Wass et al., 1970; Marshall & Davies, 1978). Die Erforschung beschränkte sich hierbei jedoch lediglich auf oberflächennahe Ablagerungen. Erste reflektionsseismische Profile des Untergrundes wurden 1979 von Esso Australia aufgenommen und 1981 von der Australian Petroleum Exploration Association veröffentlicht (Bein & Taylor, 1981). Erst James & von der Borch (1991) griffen diese Datensätze wieder auf und ergänzten sie mit Ergebnissen, die aus der 1980 von Esso Australia in einer Wassertiefe von 761 m abgeteufte Explorationsbohrung JERBOA-1 gewonnen werden konnten (Huebner, 1980; Bein & Taylor, 1981). Als Ergebnis dieser Studie beschrieben James & von der Borch (1991) den südaustralischen Kontinentalschelf als sanft geneigte Fläche, bestehend aus progradierenden Clinoformen, ohne markante Riffkörper. Annähernd zeitgleich zu diesen Studien an älteren seismischen Profilen nahm die Japan National Oil

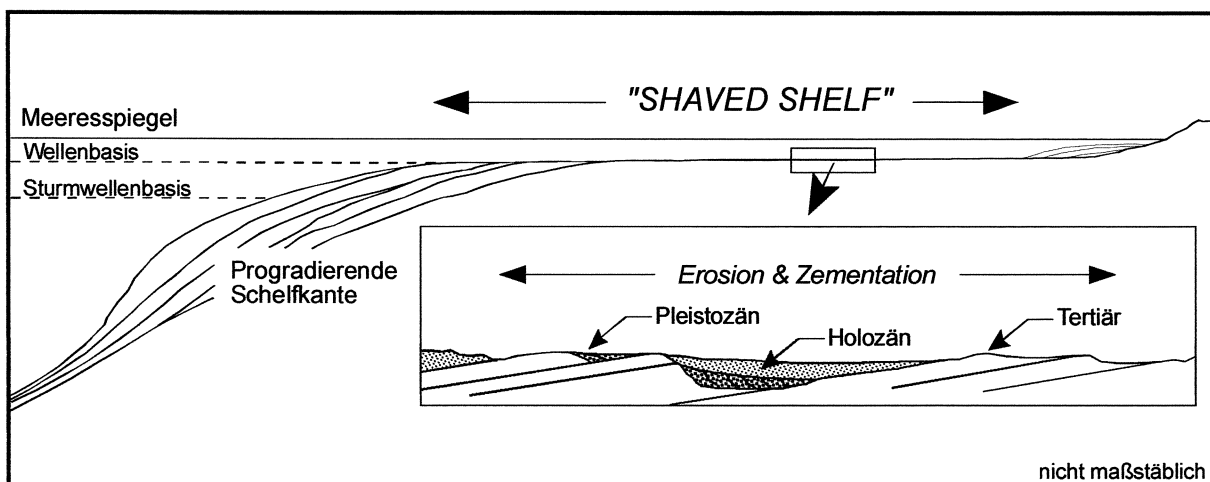
Corporation auf dem südwestlichen Eucla Schelf in einem 155000 km<sup>2</sup> umfassenden Gebiet 5495 km hochauflösender seismischer Daten auf. Diese wurden zur Grundlage erster detaillierter Interpretationen der seismischen Geometrien des Eucla Schelfs (Feary & James, 1995; Feary & James, 1998). Während Feary & James sich 1995 zunächst auf Teilaspekte der geologischen Abfolge, wie z.B. die Existenz eines tropischen Riffkomplexes miozänen Alters in der überwiegend nicht-tropischen Karbonat-Abfolge, konzentrierten, veröffentlichten sie 1998 nachfolgend eine vollständige Interpretation der paläozänen bis holozänen Sedimentabfolge der westlichen Großen Austral-Bucht und des Eucla Schelfs. Eine bereits 1995 vorgestellte Einteilung der Sedimentabfolge in 7 aufeinanderfolgende Ablagerungssequenzen (Abb. 1.3), welche jeweils durch Diskordanzen voneinander getrennt sind, wurde dabei erneut aufgegriffen und detaillierter ausgearbeitet. Parallel zur seismischen Erkundung wurde auch die Erforschung des rezenten Eucla Schelf-Ablagerungssystems und der Oberflächensedimente weiter vorangetrieben. Als wegweisend ist hierbei vor allem die Arbeit von James et al. (1994) zu nennen, die sich mit der sedimentären Dynamik dieses offen marinen, wellendominierten Ablagerungsraumes beschäftigt (siehe 1.1.3 Geologie des Eucla Schelfs, sowie Abb. 1.4).



↑ **Abb. 1.3:** Die sedimentäre Abfolge des Eucla Schelfs wird anhand hochauflösender seismischer Profile in sieben stratigraphisch aufeinanderfolgende Ablagerungssequenzen gegliedert. Die Sequenzen sind durch Diskordanzen voneinander getrennt. Innerhalb der Sequenzen sind als Bryozoen-Mounds interpretierte Strukturen erkennbar. Die vorliegende Dissertation beschränkt sich auf die Untersuchung der Ablagerungen der pleistozänen Sequenz 2 (grau unterlegt). Siehe Text für eine detaillierte Beschreibung der einzelnen Sequenzen (modifiziert aus Feary & James, 1995, 1998).

Den bisherigen Höhepunkt der Erforschung des Eucla Schelfs bildete die Bohrfahrt "Leg 182" des Bohrschiffes JOIDES (von Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth

Sampling) Resolution zwischen 8. Oktober und 7. Dezember 1998. Aus dieser Bohrfahrt des Ocean Drilling Program (ODP) resultierten insgesamt 9 Bohrlokalitäten (Sites), die sich auf dem westlichen Kontinentalschelf der Großen Austral-Bucht befinden (Feary et al., 2000; Abb. 1.5). Die Sites sind entlang der Schelfkante und auf dem oberen Kontinentallhang konzentriert und liegen in Wassertiefen zwischen 202 und 784 m. Einzige Ausnahme hiervon bildet Site 1128 am oberen Kontinentalfuß in einer Wassertiefe von 3875 m.



↑ **Abb. 1.4:** Schematische Darstellung der Geometrie eines "Shaved Shelf": Im Bereich des inneren Schelfs wird Sediment produziert und abgelagert (James et al., 2001). Der mittlere Schelfbereich liegt oberhalb der Wellen- und Sturmwellenbasis (70 m bzw. 100 m Wassertiefe) und ist dadurch kontinuierlicher Erosion, Abrasion und Umlagerung der produzierten Sedimentpartikel ausgesetzt. Karbonatsedimentation ist aufgrund der hohen Wellenenergie auf dem mittleren Schelf minimal. Der äußere Schelf und der obere Kontinentallhang sind Orte aktiver Karbonatproduktion, wobei die Schelfkante durch kontinuierliche Progradation beckenwärts verschoben wird (modifiziert aus James et al., 1994).

### 1.1.3 Bathymetrie und Geologie des Eucla Schelfs

Der moderne Eucla Schelf besteht aus einem erosiven inneren Schelf, der sich in eozäne bis mittelmiozäne Karbonate einschneidet (James et al., 2001). Der innere Schelf besitzt eine annähernd planare Oberfläche, die lokal von einer wenigen Meter mächtigen Sedimentdecke bedeckt wird, und erstreckt sich zwischen der Küstenlinie und einer Wassertiefe von ca. 50 m. Nach Süden schließt sich in einer Wassertiefe von ca. 50-120 m ein ausgedehnter mittlerer Schelfbereich an. Die weiter südlich gelegene Begrenzung des äußeren Schelfs bildet eine submarine Terrasse bei 120-130 m Wassertiefe. Der sich anschließende äußere Schelf ist 10-30 km breit und endet in einer Wassertiefe von ca. 130 m an der Schelfkante (James et al., 1994; James et al., 2001). Insgesamt fällt der Schelf flach und gleichmäßig nach Süden ein und hat eine maximale Breite von 300 km. An die Schelfkante schließt sich beckenwärts der Kontinentallhang an. Er wird durch submarine Terrassen gegliedert, die ihrerseits mit weniger als 1° in südliche Richtung einfallen (James et al., 1994). Die bedeutendsten sind die Eyre Terrasse in einer Wassertiefe von 400-1600 m sowie die Ceduna Terrasse (1000-2500 m

Wassertiefe). Ein ausgeprägter Sedimentfächer bis ca. 5500 m Wassertiefe bildet den Übergang zur Tiefsee-Ebene.

Der Meeresboden des inneren Schelfbereichs wird durch einen Hartgrund aus tertiärem Kalkstein gebildet, der stellenweise von einer geringmächtigen pleistozänen Sedimentdecke bedeckt wird (Abb. 1.4). Diese pleistozänen Oberflächensedimente bestehen aus grobkörnigem Karbonatsand, der mit älteren Reliktpartikeln vermischt ist (Boreen & James, 1993), sowie aus holozänen Bioklasten und geringen Mengen an Quarz (James et al., 1994; James et al. 2001). Auf dem inneren Schelf beherbergen Makrophyten und Seegräser eine aktive Karbonatfabrik, in der Sediment sowohl produziert als auch abgelagert wird (James et al., 2001). Der großflächige mittlere Schelfbereich liegt oberhalb der Wellen- bzw. Sturmwellenbasis, die von James et al. (1994) mit ca. 70 m- bzw. 100 m-Wassertiefe angegeben werden. Aufgrund der Wellenbewegungen wird das auf dem mittleren Schelf produzierte Material kontinuierlich erodiert, abradert, umgelagert, und schließlich auf dem inneren Schelf, auf dem äußeren Schelf, an der Schelfkante und auf dem oberen Kontinentalhang abgelagert (James et al., 1994; James et al., 2001). James et al. (1994) prägen den Begriff "Shaved Shelf", der durch das Zusammenspiel von Ablagerung und Erosion, sowie daraus resultierender minimaler Karbonatsedimentation auf dem großflächigen mittleren Schelf charakterisiert ist (Abb. 1.4). Äußerer Schelf und oberer Kontinentalhang sind ihrerseits Orte aktiver Karbonatproduktion, jedoch mit lokal wechselnden Quantitäten (James et al., 2001): Während auf fleckhaft angeordneten Hartsubstraten große Mengen an Sediment produziert werden, liegt die unmittelbare Umgebung aus Sand und Schlamm brach.

Wichtigste Sedimentproduzenten des Eucla Schelfs sind nach James et al. (2001) Bryozoen, Mollusken, Rotalgen und benthische Foraminiferen. Die räumliche Verteilung der unterschiedlichen sedimentären Fazies und Komponentenvergesellschaftungen entlang des modernen Eucla Schelfs wird detailliert von James et al. (2001) dargelegt (Abb. 1.6). Hierbei werden insgesamt 12 Faziestypen unterschieden. Der küstennahe Bereich ist durch Rodolith-, Quarz-Bioklasten-, Mollusken-Intraklasten- und, in den westlichen und östlichen Randgebieten, durch Intraklasten-Mollusken-Fazies charakterisiert (Abb. 1.6a). Der zentrale Schelfbereich weist vor allem Intraklasten-Fazies, Intraklasten-Mollusken-Fazies, Intraklasten-Bryozoen-Fazies und Bryozoen-Fazies auf. Der äußere Schelfbereich und die Schelfkante werden hingegen von Verzweigter-Bryozoen-Fazies, Bryozoen-Fazies und unmittelbar südlich der Stadt Eucla von Spikulit-Schlamm mit Bryozoen dominiert. Für den Bereich unterhalb der Schelfkante werden Bryozoen- und Verzweigte Bryozoen-Fazies, Spikulit-Schlamm mit Bryozoen, in der östlichen Großen Austral-Bucht Celleporaria-Korallen-Fazies und flächenmäßig überwiegend Spikulit-Schlamm beschrieben (Abb. 1.6b). Darüberhinaus ist der moderne Eucla Schelf durch Abtriebswässer, Nährstoffarmut (James et al., 1994; James et al., 2001) und durch einen geringen terrigenen Eintrag gekennzeichnet (James & von der Borch, 1991).

Der Untergrund des modernen Schelfs und des sich daran anschließenden Kontinentalhangs wird von präkambrischem kristallinen Grundgebirge gebildet. Im Hangenden folgt eine bis zu 12 km mächtige siliziklastische Abfolge aus ober(?)jurassischen bis cenomanen Sedimenten (Abb. 1.3). Die Bildung dieser Sedimente wird der synrift- und frühen postrift-Phase des australischen Kontinents zugeordnet (Stagg et al., 1990). Eine detaillierte Beschreibung der

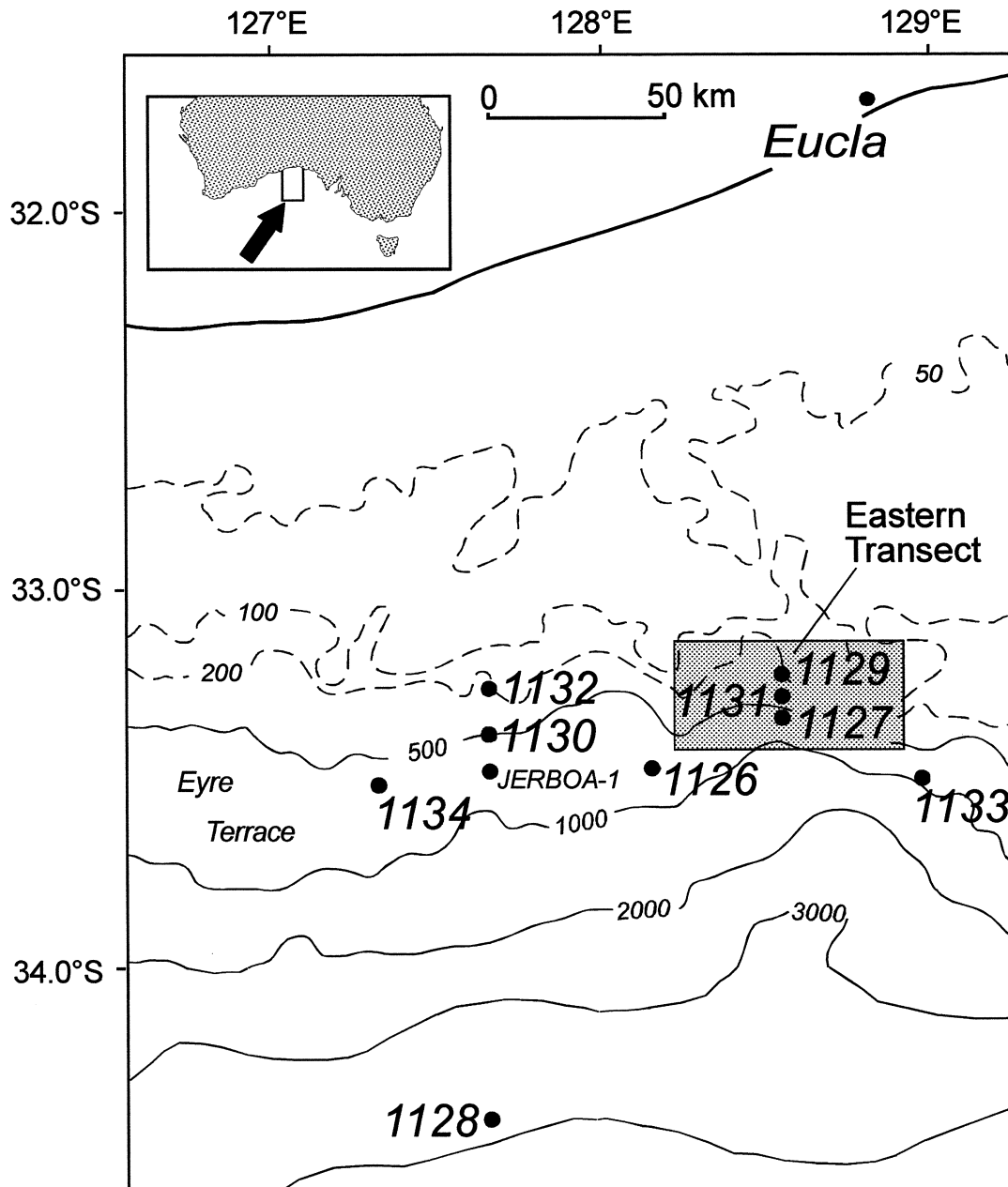
mesozoischen Sedimentabfolge wird von Huebner (1980), Bein & Taylor (1981) und Stagg et al. (1990) präsentiert. Die mesozoischen Sedimente bilden die Grundlage für eine 700-800 m mächtige, überwiegend nicht-tropische Karbonat-Abfolge des Känozoikums (Feary & James, 1995; Feary & James, 1998; Feary et al., 2000), welche von dem unterlagernden Mesozoikum durch eine beckenweite Diskordanz getrennt wird (Feary et al., 2000). Die mesozoische Sedimentabfolge wird von insgesamt 7, durch Diskordanzen voneinander getrennten, seismischen Sequenzen überlagert (Feary & James, 1995, 1998; Abb. 1.3). Eine Alterszuordnung der seismischen Sequenzen wurde erst durch ODP Leg 182 möglich (Feary et al., 2000). Sequenz 7 (Paläozän bis Mittleres Eozän) besteht aus einem progradierenden, siliziklastischen Sedimentkeil. Sequenz 6A (Oberes Eozän bis Mittleres Miozän) wird von einem breiten Tiefwasser-Sedimentfächer gebildet, der in etwa zeitgleich zu Sequenz 6B (Oberes Eozän bis Oligozän) abgelagert wurde. Letztere besteht aus nicht-tropischen Karbonaten einer Karbonatrampe mit biogenen Mound-Strukturen, die zum Hangenden hin in eine tropische Karbonatplattform übergehen (Feary & James, 1998; Feary et al., 2000). Diese Plattform wird beckenwärts von dem Mittelmiozänen "Little Barrier Reef" begrenzt (Feary & James, 1995). Die mittelmiozäne Sequenz 5 besitzt eine sehr begrenzte Ausdehnung und bedeckt die Flanke der durch Sequenz 6B gebildeten Karbonatplattform. Sequenz 4 (Oberes Miozän) und Sequenz 3 (Oberes Miozän bis Unteres Pliozän) umfassen aggradierende Tiefwasser-Karbonate. Sequenz 2 (Pliozän bis Pleistozän) wird durch eine mächtige Abfolge aus gestapelten Clinoformen mit rampenförmiger Geometrie aufgebaut, die den größten Teil des modernen äußeren Schelfs und des oberen Kontinentalhanges bilden (Feary & James, 1998; Feary et al., 2000). Sequenz 2 beinhaltet zusätzlich große biogene Moundstrukturen. Sequenz 1, die jüngste der Sequenzen, besteht aus einer dünnen, wenige Meter mächtigen Sedimentdecke holozänen Alters. Schon Feary & James (1995) realisierten die Existenz von Mound-artigen Strukturen, die sie als Bryozoen-Bildungen interpretierten und die sich durch fast alle oben genannten Sequenzen verfolgen lassen (Abb. 1.3).

## 1.2 Zielsetzung und Arbeitsgebiete

Periplattform-Karbonate sind Karbonate, die auf an Flachwasser-Karbonatplattformen angrenzenden Schelfhängen abgelagert werden. Schlager & James (1978) bezeichnen derartige Sedimente als Periplattform-Schlamm (engl. periplatform ooze) und beschreiben sie als eine Mischung aus biogenem und abiogenem, neritischen Schelfmaterial und pelagischen Komponenten. Anhand der kompositionellen und geochemischen Zusammensetzung dieser Periplattform-Karbonate können Aussagen über das Exportverhalten der angrenzenden Karbonatplattform in Abhängigkeit vom Meeresspiegel gemacht werden (Boardman et al., 1986; Droxler et al., 1988; Glaser & Droxler, 1991).

Während Periplattform-Karbonate tropischer Regionen bislang recht detailliert untersucht wurden (z.B. Glaser & Droxler, 1991; Westphal, 1998; Rendle et al., 2000), existieren bisher nur vereinzelte Studien, die sich mit Periplattform-Karbonaten nicht-tropischer Ablagerungssysteme beschäftigen.





↑ **Abb. 1.5:** Ocean Drilling Program Leg 182 teufte insgesamt 9 Bohrungen (Site 1127 bis 1134) auf dem westlichen Kontinentalschelf des Eucla Schelfs ab. Sites 1127 und 1129 bis 1134 liegen an Schelfkante und oberem Kontinentalhang zwischen 202 m und 784 m Wassertiefe. Site 1128 wurde am oberen Kontinentalfuß in einer Wassertiefe von 3875 m abgeteuft. Site 1127, 1129 und 1131 bilden gemeinsam ein senkrecht zur Schelfkante orientiertes Profil entlang des oberen Kontinentalhanges (grau unterlegt), das sog. Eastern Transect. In der vorliegenden Arbeit wurde Probenmaterial der Bohrungen Site 1127, 1129 und 1131 untersucht. Bei der Bohrung JERBOA-1 auf der östlichen Eyre Terrace handelt es sich um eine 1980 von Esso Australia abgeteuft Explorationsbohrung.

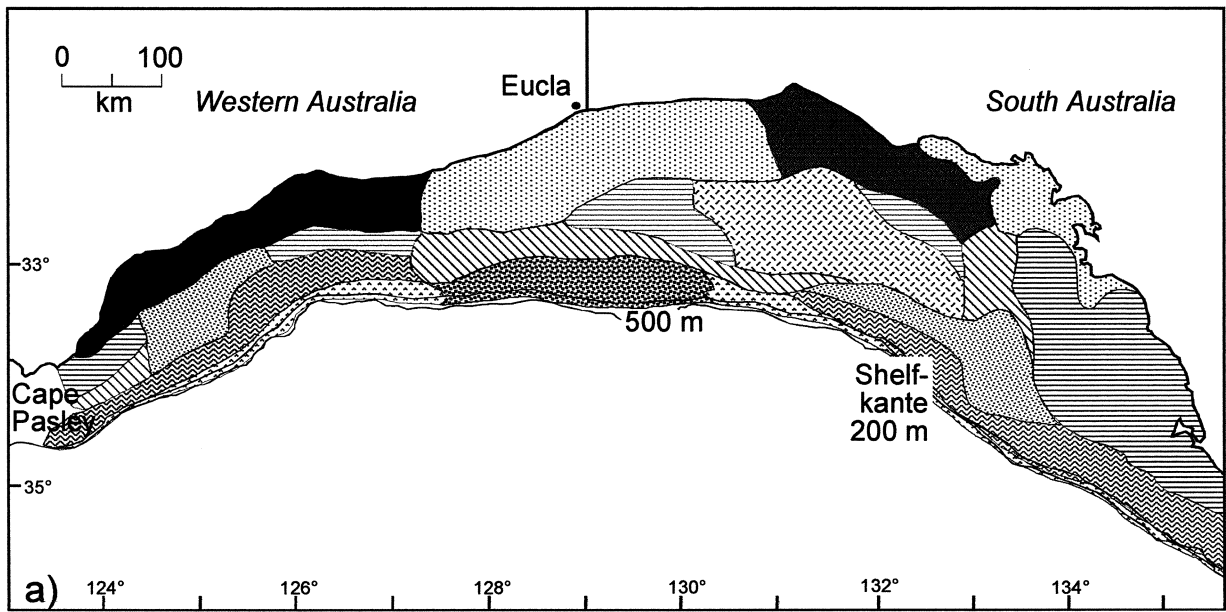
Zu nennen sind hierbei vor allem Nelson et al. (1982), Boreen & James (1993), James (1997) und Passlow (1997), die sich mit känozoischen, nicht-tropischen Periplattform-Karbonaten der südlichen Hemisphäre beschäftigen. Die oben genannten Autoren zeigen auf, daß nicht-tropische Periplattform-Ablagerungen im Gegensatz zu tropischen Periplattform-Karbonaten

während Meeresspiegel-Hochständen überwiegend durch pelagisches Material charakterisiert werden, Meeresspiegel-Tiefstände sind hingegen durch umgelagertes Schelfmaterial gekennzeichnet. Ein vergleichbares Muster wird auch für miozäne und oberkretazische nicht-tropische Periplattform-Karbonate Italiens beschrieben (Carannante et al., 1996; Carannante et al., 1999). Während der Meeresspiegel-Anstiege wird eine Mischung aus rezenten und aus Fe-imprägnierten Bioklasten, den sog. Relikt-Komponenten (James et al., 1997), am oberen Kontinentalhang abgelagert (Boreen & James, 1993). Das während ODP Leg 182 im Bereich der Schelfkante und am oberen Kontinentalhang erbohrte Sedimentmaterial bietet nun erstmalig die Möglichkeit, hochauflösende Studien an einem nicht-tropischen Periplattform-Ablagerungssystem durchzuführen (Feary et al., 2000).

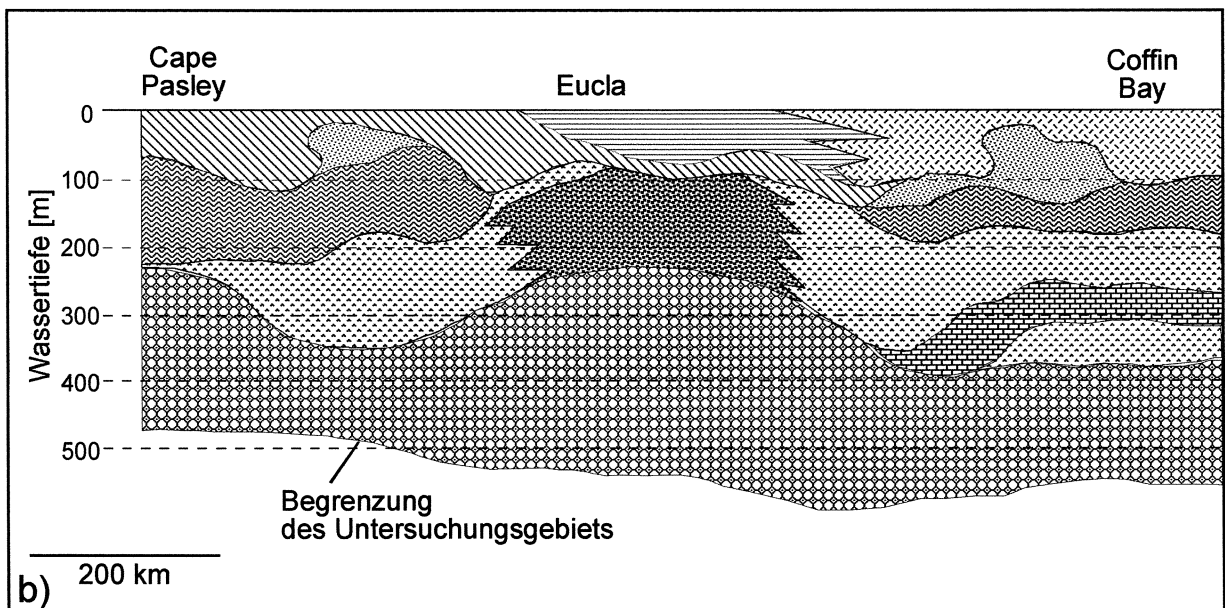
Datenerhebung und Vorstudien zu der vorliegenden Dissertation wurden von März 1999 bis Oktober 2002 durchgeführt. Die wesentliche Zielsetzung dieser Arbeit ist die Untersuchung der sedimentären Dynamik des nicht-tropischen Periplattform-Ablagerungssystems des Eucla Schelfs anhand der kompositionellen und geochemischen Zusammensetzung der während ODP Leg 182 erbohrten Periplattform-Ablagerungen. Hierzu soll zunächst die sedimentäre Zyklizität der Periplattform-Karbonate, die sich in kompositionellen und geochemischen Veränderungen innerhalb der Abfolge ausdrückt, analysiert werden. Kapitel 3 greift diese Fragestellung auf und dokumentiert die erarbeiteten Resultate anhand ausgewählter früh- bis mittelpleistozäner Ablagerungen der distalsten der untersuchten Sites (Site 1127). Anschließend sollen altersparallele Ablagerungen der Site 1131 und 1129 unter diesen Gesichtspunkten betrachtet werden. Die Korrelation der präsentierten sedimentären Zyklen entlang des Schelfhang-Profiles ist eine weitere Zielsetzung der vorliegenden Arbeit. Darüberhinaus sollen die an allen Bohrungen gewonnenen Erkenntnisse zu einem für das frühe bis mittlere Pleistozän des Eucla Schelfs allgemeingültigen Ablagerungs-Modell zusammengefaßt werden (Kapitel 4).

Da sowohl die Amplitude als auch die Wellenlänge der überlieferten sedimentären Zyklizität deutlichen Schwankungen im Verlauf des Pleistozäns unterliegen (Shipboard Scientific Party, 2000), sollen auch die kompositionellen Variationen jüngerer, mittelpleistozäner Periplattform-Ablagerungen des Eucla Schelfs dokumentiert und anschließend mit den in den Kapiteln 3 und 4 gewonnenen Ergebnissen verglichen werden (Kapitel 5).

Abschließend soll das für die nicht-tropischen Karbonate des Eucla Schelfs erarbeitete Ablagerungsmodell dem pleistozänen tropischen Periplattform-Ablagerungssystem der Bahamas gegenübergestellt und mit diesem verglichen werden (Kapitel 6). Hierbei liegt der Schwerpunkt der Analyse auf der hochfrequenten sedimentären Zyklizität beider Ablagerungssysteme, die sich in Zyklenmächtigkeiten von bis zu 40 m ausdrückt. Trotz unterschiedlicher Plattformgeometrien ("flat-topped"-Plattformgeometrie versus "open shelf"-Rampengeometrie) besitzen beide Ablagerungssysteme eine produktive Karbonatfabrik auf der Plattform, die große Mengen an Sediment in das angrenzende Becken exportiert. Zudem besitzen beide Plattformen eine vergleichbare Interengeometrie mit progradierenden Sedimentkörpern, die die jeweilige Schelfkante während des Känozoikums in beckenwärtiger Richtung verschieben (Eberli & Ginsburg, 1989; Feary & James, 1995). Beide Systeme eignen sich daher, um das Sedimentexport-Verhalten eines nicht-tropischen und eines tropischen Ablagerungssystems einander gegenüber zu stellen.



a)



b)

FAZIES	
Rhodolith-Fazies	Bryozoen-Intraklasten-Fazies
Quarz-Bioklasten-Fazies	Bryozoen-Fazies
Intraklasten-Mollusken-Fazies	Verzweigte-Bryozoen-Fazies
Mollusken-Intraklasten-Fazies	Spikulit-Schlamm mit Bryozoen
Intraklasten-Fazies	Celleporaria-Korallen-Fazies
Intraklasten-Bryozoen-Fazies	Spikulit-Schlamm

**Abb. 1.6:** a) Räumliche Verteilung unterschiedlicher sedimentärer Fazies und Komponentenvergesellschaftungen der Oberflächen-sedimente des modernen Eucla Schelfs aus James et al. (2001); b) Sedimentäre Fazies des äußeren Schelfbereichs und des oberen Kontinentalhangs der Großen Austral-Bucht (James et al., 2001).

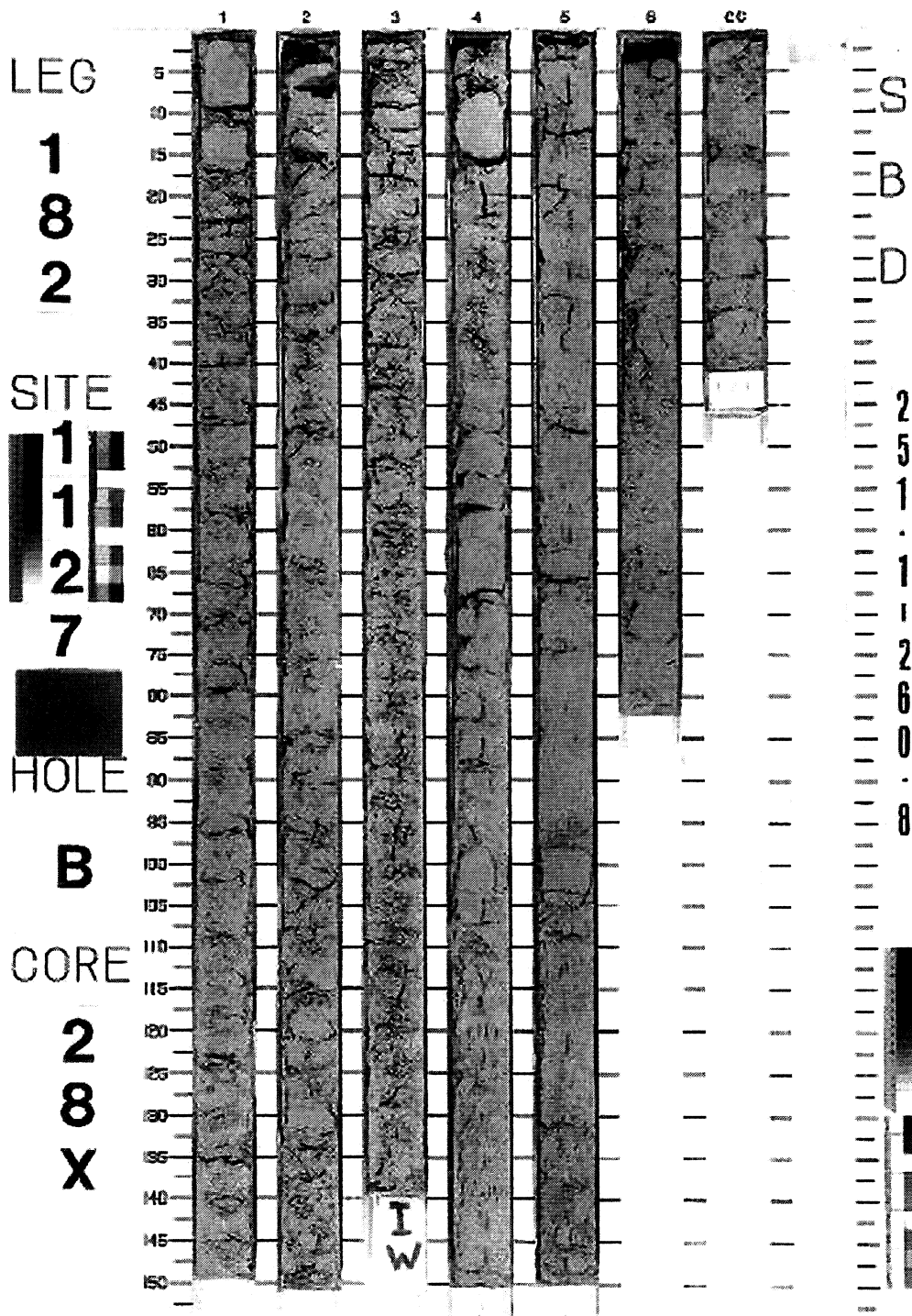
Zur Bearbeitung der oben dargestellten Fragestellungen und Themenblöcke wurden Sedimente der ODP Leg 182 Bohrungen Site 1127, Site 1129 und Site 1131, des sog. Eastern Transect ausgewählt (Abb. 1.5). Site 1129 wurde als proximalste dieser Bohrungen direkt unterhalb der Schelfkante in einer Wassertiefe von 202.5 m abgeteuft. Etwa 4 km südlich von Site 1129 befindet sich Site 1131 am oberen Schelfhang in einer Wassertiefe von 332.4 m. Site 1127 ist etwa 5 km von Site 1131 entfernt und ist damit die distalste Bohrung des Östlichen Profils (Wassertiefe von 479.3 m). Um die Datensätze für die vorliegende Dissertation zu erstellen (Kapitel 3 bis 5), wurden zwei Intervalle jeder Bohrung hochauflösend beprobt (siehe Kapitel 2). Als Kriterien für die Auswahl der Intervalle dienten dabei vor allem die Korrelierbarkeit der einzelnen Intervalle anhand seismischer Profile (z.B. Feary & James, 1998) und die Vollständigkeit des Kerngewinns. Die untersuchten tropischen Periplattform-Ablagerungen (siehe Kapitel 6) entstammen der Bohrung Site 1009, die während ODP Leg 166 an der westlichen Flanke der Großen Bahama Bank in einer Wassertiefe von 307.9 m abgeteuft wurde. Um die stratigraphische Vergleichbarkeit beider Datensätze zu gewährleisten, wurde die in Eberli et al. (1997) und in Feary et al. (2000) vorgestellte Biostratigraphie zur Probenauswahl hinzugezogen.

## 2 METHODEN

### 2.1 Probenahme

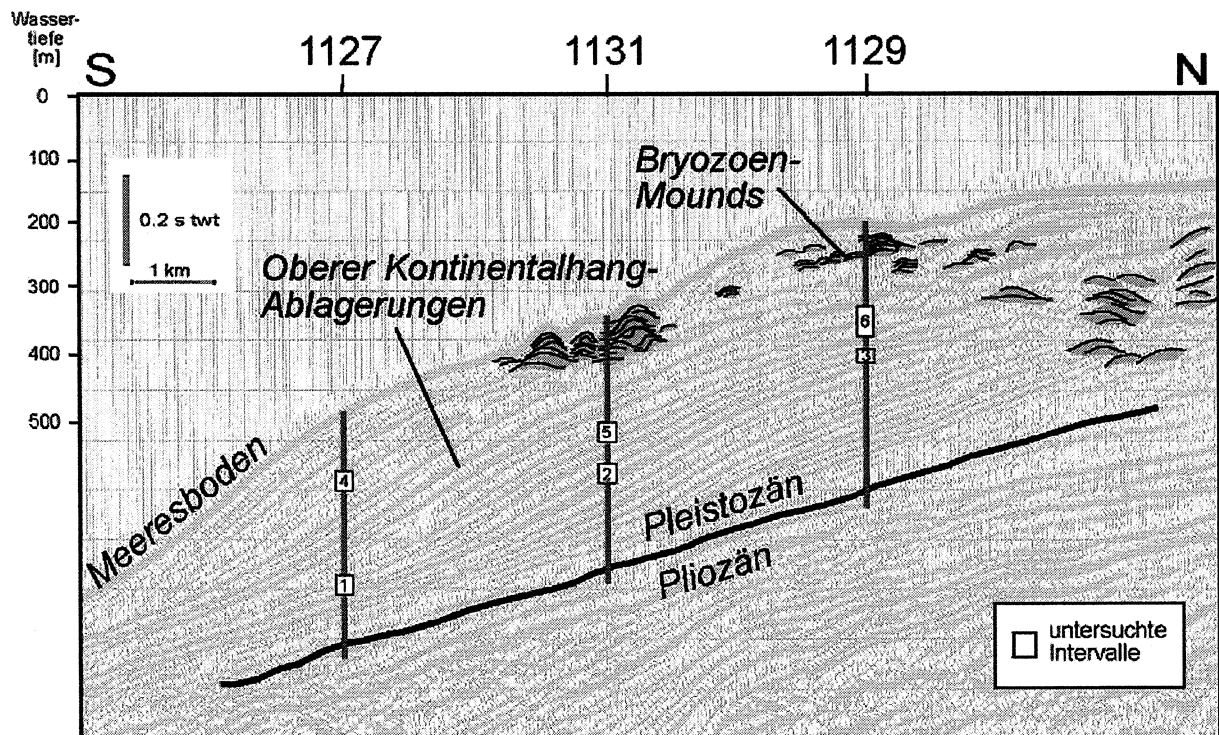
Die Probenahme des Ocean Drilling Program unterliegt festgelegten Vorgehensweisen, die für jede Bohrfahrt (engl. Leg) gelten. Die der vorliegenden Arbeit zugrunde liegende Probenahme basiert auf diesen speziellen Regeln. Curry et al. (1995) beschreiben diese Verfahren wie folgt: Das erbohrte Sediment wird in Form von 9.5 m langen Intervallen gefördert, wobei die Position der gekernteten Intervalle in Metern unter dem Meeresgrund (engl. meters below seafloor, mbsf) angegeben wird. Jeder 9.5 m lange Kern wird in Sektionen von 1.5 m Länge unterteilt (Abb. 2.1). Ist der Kerngewinn geringer als 100 %, wird der Top des erbohrten Kerns als Top des gekernteten Intervalls definiert. Die entnommenen Kerne werden vom Top bis zur Basis des Bohrloches nummeriert. Durch das angewandte Prinzip der Teufenzuordnung werden von ODP Mindestteufen angegeben, die bei einem geringeren Kerngewinn als 9.5 m entsprechend ungenau sein können. Eine Zuordnung der Proben sollte daher in Fällen geringen Kerngewinns z.B. durch geophysikalische Bohrlochmessungen ergänzt werden, um eine genauere Teufenlage innerhalb der Kerne festlegen zu können. Nach der Einteilung in Sektionen werden die Bohrkerne der Länge nach in eine Arbeits- bzw. eine Archivhälfte getrennt. Die Arbeitshälften werden schon an Bord des Bohrschiffes JOIDES Resolution makroskopisch beschrieben. Diese Visual Core Descriptions (VCDs) bilden eine wesentliche Grundlage zur Erstellung späterer lithologischer Profile. Verschiedene physikalische und chemische Untersuchungen (z.B. karbonatmineralogische Untersuchungen, Messung der natürlichen Radioaktivität des Gesteins) werden am Kernmaterial durchgeführt. Abschließend werden die Kerne fotografiert (Abb. 2.1). Nach Abschluß dieser Untersuchungen kann die Arbeitshälfte von den Wissenschaftlern an Bord beprobt werden. Die Überreste der Arbeitshälfte und die Archivhälfte werden nach der Bohrfahrt in einem Kernlager in Bremen/Deutschland bzw. in College Station/USA aufbewahrt. ODP Leg 182 förderte annähernd 3580 m Bohrkern, mit einem durchschnittlichen Kerngewinn von 62 % (Feary et al. 2000). Für die vorliegende Arbeit wurde eine erste, vorläufige Probenahme während ODP Leg 182 durchgeführt.

Im Rahmen dieser Dissertation wurden die Arbeitshälften in College Station ein zweites Mal im April 1999 und ein drittes Mal im Oktober 2000 beprobt. Hierbei wurden zur Bearbeitung der vorausgehend vorgestellten Fragestellungen jeweils zwei Intervalle der Bohrungen Site 1127, Site 1129 und Site 1131 hochauflösend beprobt. Die ungefähren Positionen dieser Intervalle entlang eines Schelfhang-Profiles sind in Abb. 2.2 dargestellt. Es handelt sich um 110.5 mbsf bis 170.6 mbsf (Kerne 13H-19X, 70 Proben) & 318.6 mbsf bis 379.1 mbsf (Kerne 35X-41X, 77 Proben) in Site 1127 (Abb. 2.3), 140.4 mbsf bis 193.9 mbsf (Kerne 16H-21H, 76 Proben) & 245.5 mbsf bis 280.9 mbsf (Kerne 27X-30X, 27 Proben) in Site 1129 (Abb. 2.4) und um 197.2 mbsf bis 239.9 mbsf (Kerne 23X-27X, 50 Proben) & 271.7 mbsf bis 347.6 mbsf (Kerne 31-38X, 60 Proben) in Site 1131 (Abb. 2.5). Als entscheidendes Kriterium für die Auswahl der Intervalle diente neben der Korrelierbarkeit der einzelnen Abschnitte entlang des Schelfhanges auch die Vollständigkeit des Kerngewinns. Soweit dies aufgrund des vorhandenen Materials möglich war, wurden alle Intervalle in 0.75 m Abständen beprobt.



↑ **Abb. 2.1:** Archivhälfte des ODP Bohrkern 182-1127B-28X. Der Kern ist in 1.5 m lange Sektionen unterteilt, "IW" steht für die Entnahme einer Probe zur Untersuchung der Porenwässer. "PAL" repräsentiert die Beprobung zur biostratigraphischen Untersuchung des Sedimentkerns. Das äußerlich homogene Sediment zeigt kaum makroskopische Unterschiede und wirkt farblich monoton, wobei lediglich geringfügig hellere Abschnitte (z.B. Top Sektion 4) mit dunkler gefärbten Abschnitten abwechseln.

Insgesamt wurden damit 360 Proben mit jeweils 10-20 cm<sup>3</sup> Probenmaterial entnommen. Die ausgewählten pleistozänen tropischen Karbonate entstammen der Bohrung Site 1009, die während ODP Leg 166 von Oktober 1996 bis Dezember 1996 auf der Großen Bahama Bank abgeteuft wurde (siehe Kapitel 6). Dabei wurden 35 Proben mit einem Volumen von 10-20 cm<sup>3</sup> in Abständen von 1.5 m aus einer Teufe zwischen 66.5 mbsf und 117.3 mbsf entnommen (Kerne 9H-17X). Tabelle 2.1 faßt die während dieser Studie durchgeführten Analysen zusammen.



↑ **Abb. 2.2:** Seismisches Profil des pleistozänen Sedimentkeils des Eucla Schelfs mit Ablagerungen des oberen Kontinentalhangs (distal) und Bryozoen-Mounds (proximal). Die Grenze zwischen Plio- und Pleistozän wird von Feary et al. (2000) definiert, die Position und laterale Erstreckung der Bryozoen-Mounds entstammt James et al. (2000). Die Bohrungen Site 1127, 1129 und 1131 sind in Form grauer Balken dargestellt. Die während dieser Studie untersuchten Intervalle werden durch weiße Rechtecke repräsentiert (1 = 1127: 318.6 mbsf bis 379.1 mbsf, Kerne 35X bis 41X; 2 = 1131: 271.7 mbsf bis 347.6 mbsf, Kerne 31X bis 38X; 3 = 1129: 245.5 mbsf bis 280.8 mbsf, Kerne 27X bis 30X; 4 = 1127: 110.5 mbsf bis 170.6 mbsf, Kerne 13H bis 19X; 5 = 1131: 197.2 mbsf bis 239.9 mbsf, Kerne 23X bis 27X; 6 = 1129: 140.4 mbsf bis 193.9 mbsf, Kerne 16H bis 21H).

## 2.2 Dünnschliffherstellung, Petrographie und Komponenten-Analyse

Zur Durchführung der qualitativen und quantitativen Faziesanalyse wurden im Labor des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität in Frankfurt am Main insgesamt 395 Dünnschliffe angefertigt. Die Analyse der Dünnschliffe wurde durchgeführt, um einerseits die Karbonatfazies untersuchen zu können und um andererseits zu untersuchen, ob innerhalb der

lithologischen Abfolge Schwankungen in der Komponentenführung auftreten. Die Proben wurden zunächst gefriergetrocknet, um die ursprünglichen sedimentären Strukturen des überwiegend unverfestigten Probenmaterials zu erhalten. Vor der Anschaffung einer Gefrietrocknungsanlage am Geologisch-Paläontologischen Institut geschah dies zunächst in Zusammenarbeit mit der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft (Zoologische Präparation des Senckenberg Museums) und für eine größere Probenanzahl im Übersee-Museum in Bremen. Nach dem Gefrietrocknen wurden die Proben zunächst mit blau angefärbtem Epoxydharz gehärtet und imprägniert, um beispielsweise ihre primäre Porosität dokumentieren zu können. Nach dem Aushärten bei 50 °C wurden die Sedimentproben plan geschliffen und im Anschluß daran mit farblosem Epoxydharz auf Objektträger aufgeklebt. Mit einer Gesteinssäge wurde der obere Teil des aufgeklebten Klötzchens entfernt. Die Dünnschliffe wurden dann mit einer automatischen Schleifmaschine auf eine Dicke von ca. 30 µm heruntergeschliffen. Ein letzter Feinschliff erfolgte von Hand.

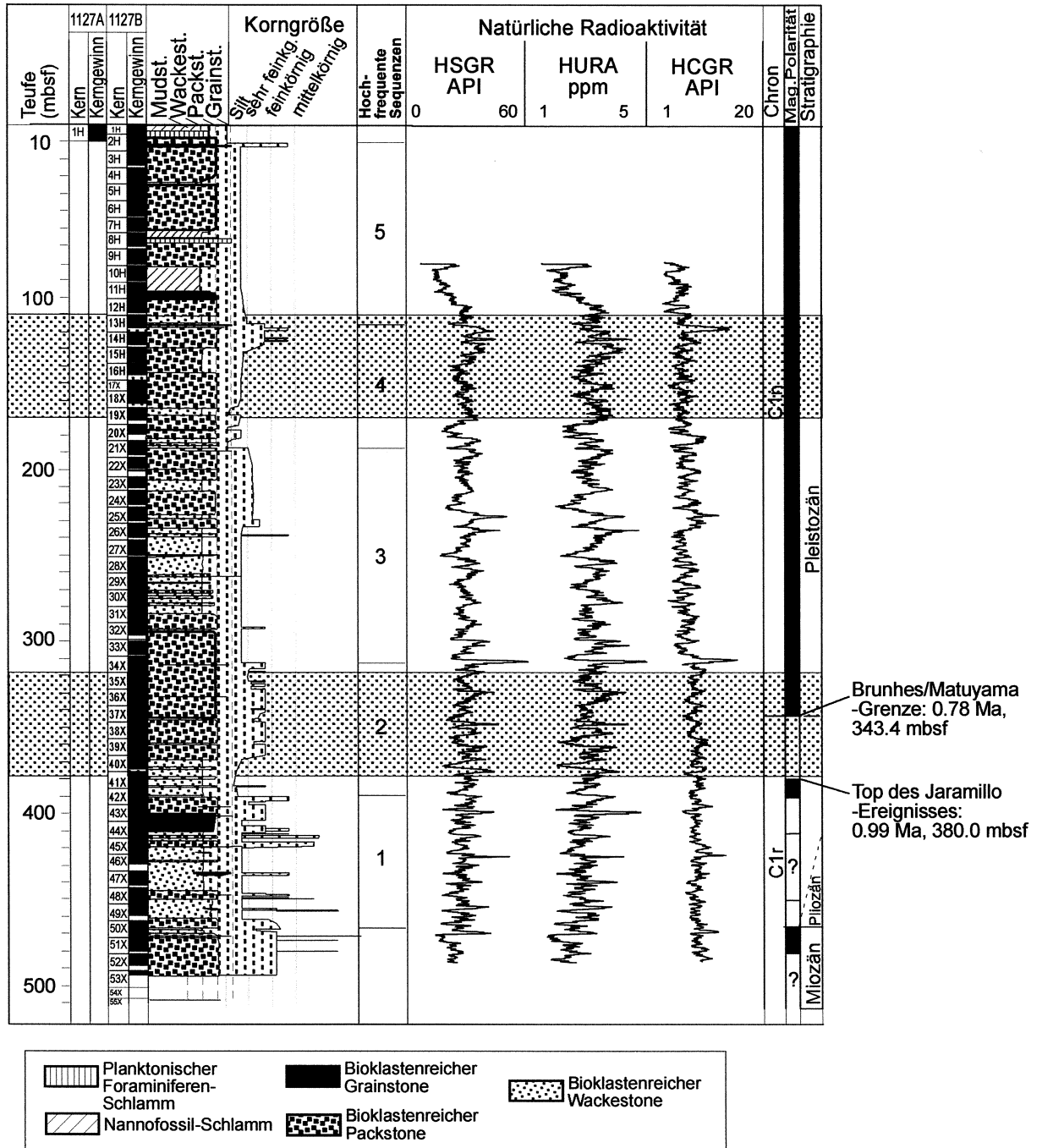
Zur qualitativen Faziesanalyse wurden neben Dünnschliffen auch von ODP zur Verfügung gestellte Kernbeschreibungen (VCDs, mit Beschreibungen der Farbe des Sediments und makroskopisch erkennbaren sedimentären Strukturen) und Fotodokumentationen (schwarz-weiß) der Bohrkerne herangezogen. Die Gesteine wurden nach der Dunham-Klassifikation (Dunham, 1962) benannt. Zur quantitativen mikrofaziellen Analyse wurden die angefertigten Dünnschliffe nach dem "Grain-Bulk"-Verfahren ausgezählt. Hierbei handelt es sich um eine volumetrische Auszählung der sedimentären Komponenten, bei welcher Öffnungen und Lücken innerhalb der Komponenten als Bestandteil der jeweiligen Komponenten gezählt werden (Flügel, 1982). Bei 200facher Vergrößerung wurden pro Dünnschliff 250 Punkte in einem Abstand von 0.2 mm gezählt. Bei den während der Auszählung der Proben aus Site 1127, 1129 und 1131 unterschiedenen Komponenten handelt es sich um planktonische und benthische Foraminiferen (Hyalinschaler, porzellanschalige und agglutinierende Foraminiferen), Tunikaten Spikulae und Schwammnadeln, Echinodermendetritus, Ostrakoden, Bivalven, Gastropoden, Serpuliden, koralline Rotalgen, Bryozoenfragmente, Bioklasten, braune Bioklasten, Pelloide, Mikrit, Glaukonit, Quarz und organisches Material. Zerbrochene und abradierte biogene Komponenten, die keiner der genannten Gruppen zugeordnet werden konnten, wurden als Bioklasten angesprochen. Tonpartikel kommen in den untersuchten Proben vor, wurden jedoch nicht gezählt. Bei den Sedimentproben der Site 1009 wurden zusätzlich zu den oben genannten Komponenten kalkige Grünalgen, Ooide, Korallen und Lithoklasten miteinbezogen.

### 2.3 Korngrößen-Analyse

Die Korngrößen-Analyse diente zur Dokumentation von Korngrößenveränderungen innerhalb der untersuchten Abfolge. Sie wurde an insgesamt 128 Proben aus den Sites 1127, 1129 und 1131 durchgeführt (Tab. 2.1). Circa 5 cm<sup>3</sup> der unverfestigten Sedimentproben wurden für 24 Stunden in Wasser gelöst und anschließend mit Ultraschall weiter aufgelockert. Drei Korngrößen-Fractionen (< 32 µm, 32-63 µm und > 63 µm) wurden durch Naßsieben voneinander getrennt. Für die Proben der Site 1127 wurde die Fraktion < 4 µm mit Hilfe der Atterberg-Methode in Glaszylindern von der < 32 µm-Fraktion getrennt (vgl. Müller, 1964).



Die so gewonnenen Fraktionen < 4 µm, 4-32 µm und 32-63 µm wurden in Eimern aufgefangen und an einem erschütterungsfreien Ort aufbewahrt. Nachdem sich das in Suspension befindliche Sediment abgesetzt hatte, wurde das Wasser abgepumpt und die verbliebenen Fraktionen bei 50 °C im Trockenschrank getrocknet. Nach der Trocknung wurde das Gewicht der Sedimentfraktionen mit Hilfe einer Analysenwaage bestimmt.



↑ **Abb. 2.3:** Zusammenfassung der lithostratigraphischen Abfolge der in ODP Site 1127 erbohrten Kerne mit Korngröße, Hochfrequenten Sequenzen (siehe Abschnitt 3.1), Magnetostratigraphie und geophysikalischen Bohrlochmessungen (HSGR: Hostile Standard Gamma Ray-Log; HURA: Hostile Uranium-Log; HCGR: Hostile Computed Gamma Ray-Log). HSGR- und HCGR-Log der untersuchten Intervalle (grau unterlegt) sind durch deutlich unterscheidbare Zyklizitäten charakterisiert. Der Übergang Brunhes/Matuyama befindet sich in einer Teufe von 343.4 mbsf, der Top des Jaramillo-Ereignisses bei 380 mbsf (modifiziert aus Shipboard Scientific Party, 2000).

## 2.4 Karbonatmineralogische Analyse

Die Karbonatmineralogische Analyse (XRD-Analyse) diente zur Quantifizierung des Gehalts von Aragonit, Hoch-Mg Kalzit und Dolomit. Darüber hinaus sollten Häufigkeitsschwankungen dieser Karbonatmodifikationen innerhalb der unterschiedlichen Korngrößenfraktionen ermittelt werden. Die XRD-Analyse wurde im Röntgendiffraktometrischen Labor des Geologisch-Paläontologischen Instituts in Frankfurt am Main an insgesamt 102 Proben durchgeführt. Als Ausgangsmaterial für die karbonatmineralogische Untersuchung der Proben aus Site 1127 dienten die < 4 µm-, 4-32 µm, 32-63 µm- und > 63 µm-Fraktionen der Gesamtprobe (117 Fraktionen der Kerne 37X-39X). Nach Auswertung dieser Untersuchungen (siehe Kapitel 3), zeigte es sich, daß die detaillierte und zeitaufwendige Trennung der < 32 µm-Fraktion in Einzelfraktionen mit Hilfe der Atterberg-Methode keine zusätzlichen Informationen liefert. Daher wurde im Laufe dieser Studie auf die weitere Trennung dieser Fraktionen verzichtet. Als Ausgangsmaterial der Proben der Sites 1129 und 1131 dienten die Fraktionen < 32 µm, 32-63 µm und > 63 µm (insgesamt 90 Fraktionen der Site 1129 und 99 Fraktionen der Site 1131).

Es wurden jeweils 20 mg der jeweiligen Fraktion der Gesamtprobe in einem Achat-Mörser pulverisiert und anschließend in destilliertem Wasser gelöst, bevor 5 mg Korund als Standard hinzugefügt wurden. Zur Homogenisierung dieses Gemischs wurde die Probe mit Ultraschall behandelt. Anschließend wurden die Proben mit Hilfe eines abgedichteten Metall-Zylinders auf Glas-Objektträger aufgebracht und mit einem Ventilator getrocknet. Die Messungen wurden dann an Texturproben (engl. smear mounts) durchgeführt (Abb. 2.6). Eine detaillierte Beschreibung dieser standardisierten Methode findet sich bei Petschick (2002).

Die Intensität des Diffraktionsmusters eines Minerals in einem Mineralgemisch ist proportional seiner Konzentration. Daher ist es möglich, die relativen Gewichts%-Anteile der unterschiedlichen Minerale in einer Sedimentprobe abzuschätzen, indem man deren relativen Flächeninhalte und damit die Intensität des jeweiligen Diffraktionsmusters mißt (Hardy & Tucker, 1988). In dieser Studie wurden die Flächeninhalte der Karbonatmodifikationen Aragonit (3.4 Å), Hoch-Mg Kalzit mit mehr als 4 Mol% MgCO<sub>3</sub> (2.9 Å bis 3.0 Å), Kalzit (3.035 Å) und Dolomit (2.888 Å) gemessen. Hierzu wurde das Programm MacDiff benutzt (vgl. Petschick, 2002). Der Meßfehler der durchgeführten Analyse liegt bei weniger als 5 % (pers. mündl. Mitt. R. Petschick).

## 2.5 Geophysikalische Bohrlochmessungen

Zur Analyse der sedimentären Zyklizität der untersuchten sedimentären Abfolge wurden in dieser Arbeit geophysikalische Bohrlochmessungen hinzugezogen, die vom Ocean Drilling Program (ODP) zur Verfügung gestellt wurden. Die Datensätze wurden während ODP Leg 182 an Bord der JOIDES Resolution nach Abschluß der eigentlichen Bohrtätigkeit gewonnen. Die Gewinnung der Bohrlochdaten während ist dabei standardisiert und wird in Feary et al. (2000) ausführlich beschrieben. Vor der Durchführung der geophysikalischen Bohrlochmessungen wird das jeweilige Bohrloch von Schutt und Überbleibseln des

eigentlichen Kerns gesäubert und mit einer Mischung aus Sepiolit-Schlamm und Seewasser gespült.

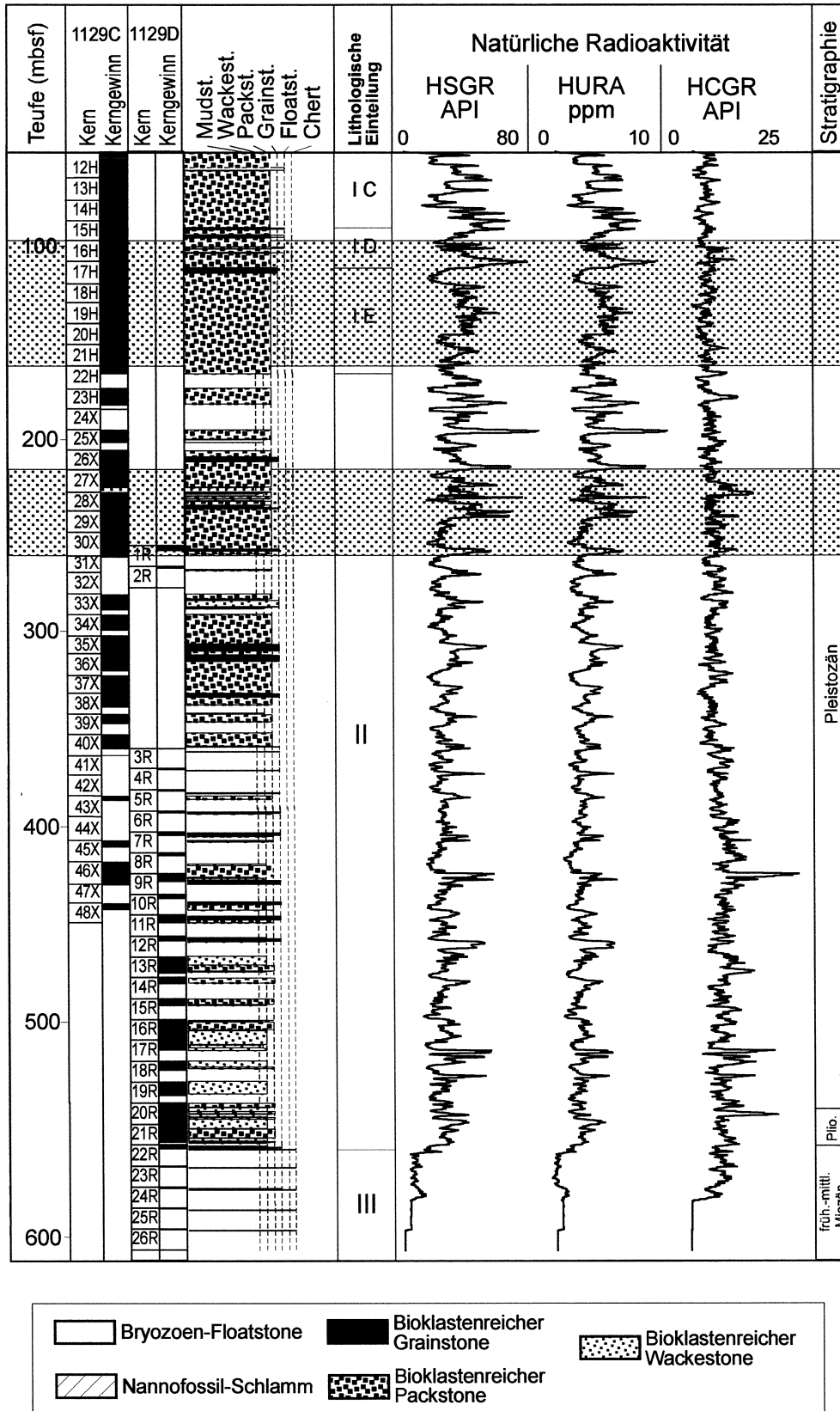
Um die unterschiedlichen physikalisch-chemischen Eigenschaften der lithologischen Abfolge innerhalb des Bohrloches zu erfassen, werden verschiedene Meßgeräte verwendet, die zu sog. bis zu 20 m langen Logging Strings kombiniert und aneinandergereiht werden. So können verschiedene Messungen während eines einzigen Meßdurchganges durchgeführt werden. Zur Gewinnung der Bohrlochdaten wird das jeweilige Meßgerät mit Hilfe eines speziellen Übertragungskabels an die Basis des nicht verrohrten Bohrloches herabgelassen. Während des kontrollierten Heraufziehens des Meßgerätes werden nun die eigentlichen Messungen vorgenommen. Die gemessenen Daten werden an Bord der JOIDES Resolution während des Meßvorganges aufgezeichnet. Zur Untersuchung der Zyklizität der Periplattform-Karbonat-Abfolge des Eucla Schelfs wurden im Rahmen der vorliegenden Dissertation Messungen der a) natürlichen Radioaktivität (Hostile Standard Gamma-Ray- und Hostile Computed Gamma-Ray-Log) und b) der Resistivität (Formation MicroScanner-Log) herangezogen.

Die natürliche Radioaktivität wird hauptsächlich durch die Anreicherung instabiler Uran-, Thorium- und Kalium-Isotope und deren Zerfallsprodukte im Gestein hervorgerufen. Diese Anreicherung radioaktiven Materials im Gestein und die dadurch bedingte Strahlung werden von der "Hostile Environment Natural Gamma-Ray Sonde" in 15.24 cm-Abständen gemessen (Shipboard Scientific Party, 2000). Das Meßgerät verwendet hierbei zwei Bismut-Germanat-Kristalle, um eine genauere Messung der Radioaktivität zu gewährleisten, als dies bei der sonst üblichen Methode mit Natrium-Iodid-Kristallen der Fall ist. Das vollständige gemessene Strahlungsspektrum wird als Hostile Standard Gamma-Ray Log (HSGR-Log) bezeichnet und kann in die Konzentrationen der Elemente Uran, Kalium, und Thorium aufgespalten werden. Kalium- und Thorium-Log bilden gemeinsam das Hostile Computed Gamma-Ray Log (HCGR-Log), welches den Anteil terrigenen Materials im Gestein dokumentiert (Serra, 1984). Die natürliche Radioaktivität wird in standardisierten API-Einheiten (nach American Petroleum Institute) gemessen.

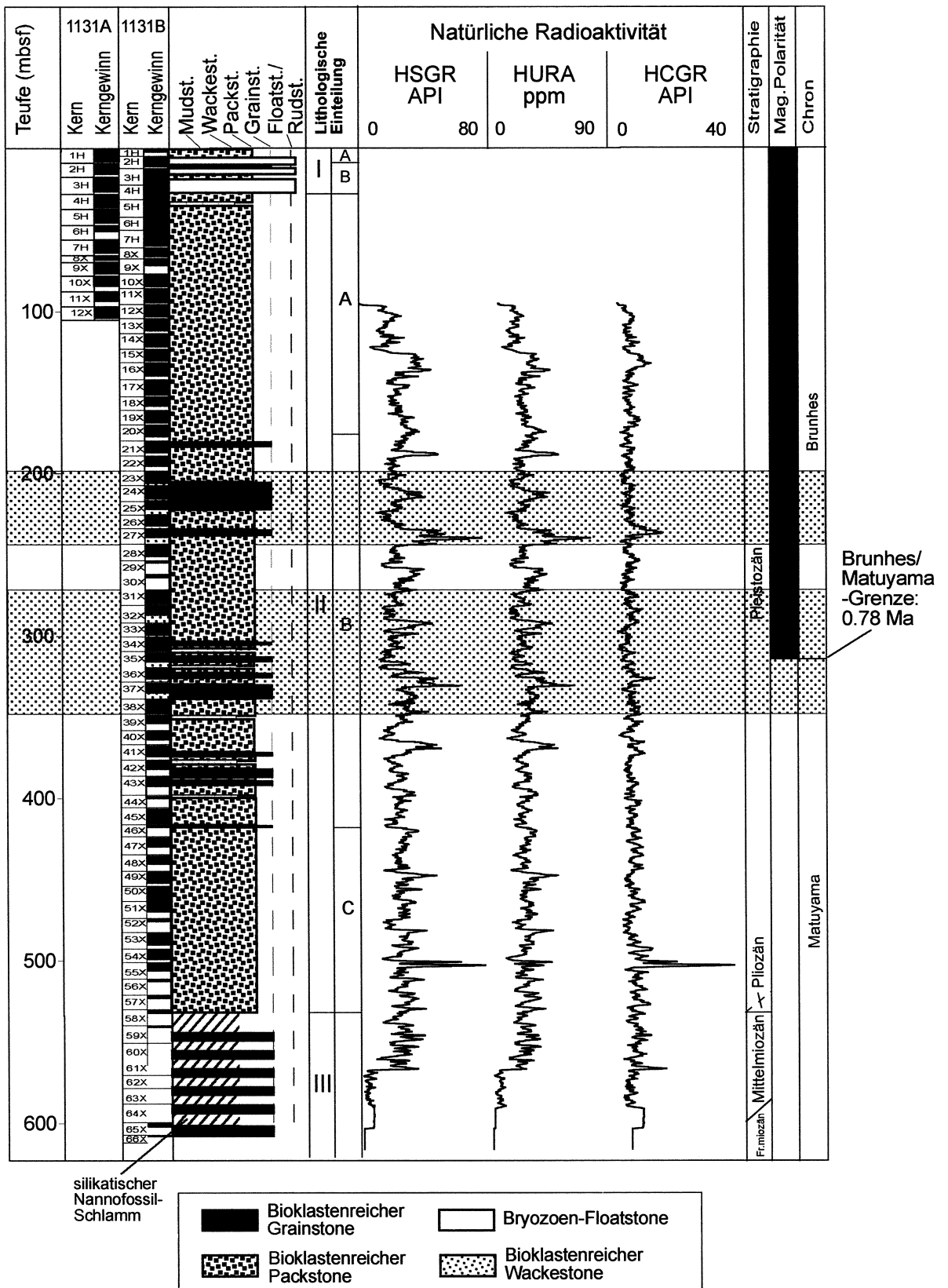
Der Formation MicroScanner produziert hochauflösende Abbildungen der Microresistivität der Bohrlochwand (Schlumberger, 1986). Das Meßgerät enthält vier rechtwinklig zueinander angeordnete Meßsonden, die mit jeweils 16 Elektroden bestückt sind. Jede Meßsonde wird gegen die Bohrlochwand gedrückt, wobei sie einen gerichteten Strom in das Gestein der Bohrlochwand aussendet. Der Rückstrom wird direkt am Metallgehäuse der Sonde gemessen (Schlumberger, 1989). Die gemessenen Stromstärken werden in unterschiedliche Farbtöne umgewandelt, wobei Bereiche mit hohem elektrischem Widerstand hell gefärbt sind und Bereiche mit hoher elektrischer Leitfähigkeit durch dunkle Farben repräsentiert werden

## **2.6 Stabile Isotopen-Analyse**

Anhand der Ergebnisse der Isotopen-Analyse soll eine Meeresspiegelkurve für die untersuchten Abschnitte rekonstruiert werden. Diese abgeleitete Meeresspiegel-Kurve wurde anschließend mit Fluktuationen der sedimentären und geophysikalischen Parameter der entsprechenden lithologischen Abschnitte verglichen.

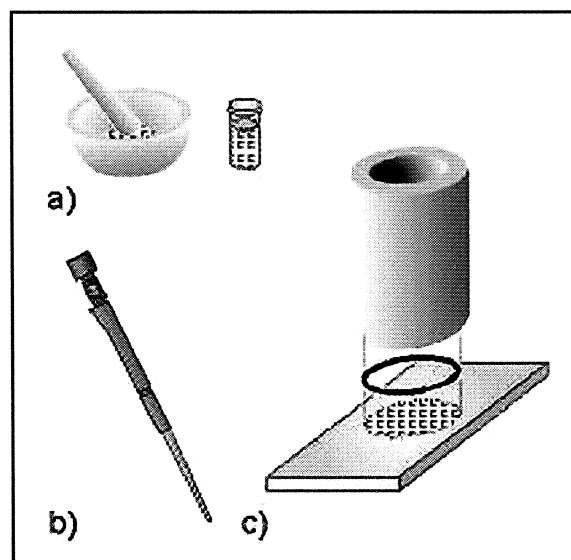


↑ **Abb. 2.4:** Zusammenfassung der lithostratigraphischen Abfolge der in ODP Site 1129 erbohrten Kerne mit während ODP Leg 182 definierten Lithologischen Einheiten und geophysikalischen Bohrlochmessungen (HSGR: Hostile Standard Gamma Ray-Log; HURA: Hostile Uranium-Log; HCGR: Hostile Computed Gamma Ray-Log). HSGR- und HCGR-Log der untersuchten Intervalle (grau unterlegt) sind durch deutlich unterscheidbare Zyklizitäten charakterisiert (modifiziert aus Shipboard Scientific Party, 2000).



↑ **Abb. 2.5:** Zusammenfassung der lithostratigraphischen Abfolge der in ODP Site 1131 erbohrten Kerne mit während ODP Leg 182 definierten Lithologischen Einheiten, Magnetostratigraphie und geophysikalischen Bohrlochmessungen (HSGR: Hostile Standard Gamma Ray-Log; HURA: Hostile Uranium-Log; HCGR: Hostile Computed Gamma Ray-Log). HSGR- und HCGR-Log der untersuchten Intervalle (grau unterlegt) sind durch deutlich unterscheidbare Zyklizitäten charakterisiert (modifiziert aus Shipboard Scientific Party, 2000).

Die Analyse der Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopen ( $\delta^{18}\text{O}$  und  $\delta^{13}\text{C}$ ) der Site 1127 wurde anhand von 136 Proben im Isotopenlabor der Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science der Universität von Miami/USA durchgeführt. Hierfür wurden ca. 2-3 cm<sup>3</sup> der Gesamtprobe in einem 90 °C heißen Säurebad gelöst, um das entstehende CO<sub>2</sub> analysieren zu können. Für die zusätzliche Analyse des organischen Kohlenstoffs ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ) wurden wiederum ca. 2-3 cm<sup>3</sup> Probenmaterial in Salzsäure gelöst, um deren organischen Anteil zu gewinnen. Mit Hilfe eines Glasfaser-Filters wurde anschließend der Rückstand von der Säure getrennt. Der Filter wurde verbrannt und unter zu Hilfenahme eines Stabile-Isotopen-Massenspektrometers analysiert. Daten aus beiden Analysen sind mit einem Fehler von +/- 0.1 ‰ reproduzierbar und werden in der üblichen Weise in Relation zu PDB dargestellt (pers. mündl. Mitteilung P. Swart).



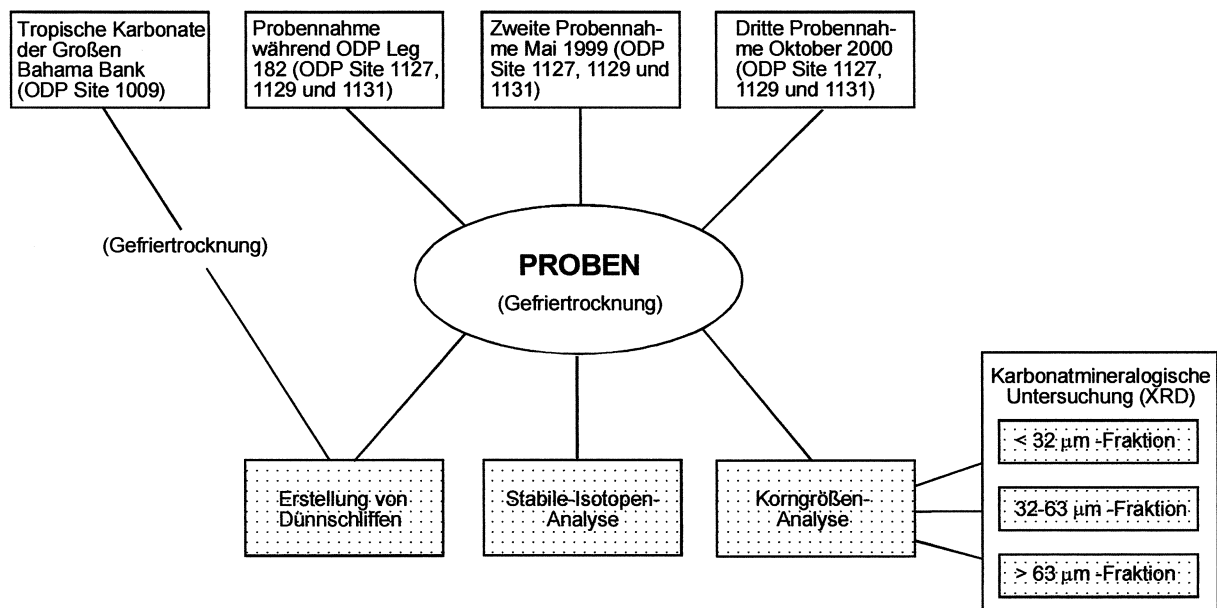
↑ **Abb. 2.6:** Hilfsmittel zur Erstellung von Texturpräparaten für die karbonatmineralogische Analyse (modifiziert aus Petschick, 2002). a) Probe und Eichmineral werden mit einem Achatmörser pulverisiert, b) Eppendorf-Pipette zum Aufnehmen und Plazieren des mit destilliertem Wasser versetzten Probengemischs, c) Metallzylinder mit Gummidichtung zum Aufbringen des feuchten Probenmaterials auf einen Glasobjektträger.

Die Analyse der stabilen Isotope aus Site 1129 und Site 1131 (insgesamt 68 Proben) wurde im Isotopenlabor des Geologisch-Paläontologischen Instituts in Erlangen durchgeführt. Hierfür wurden ca. 25 mg der Gesamtprobe pulverisiert und bei 75 °C mit 100%iger Phosphorsäure versetzt. Das entstandene CO<sub>2</sub> wurde mit einem Finnigan Mat 252 Massenspektrometer analysiert. Alle Werte sind in ‰ relativ zu PDB mit einer Standardabweichung von +/- 0.05 ‰ dargestellt (pers. mündl. Mitteilung M. Joachimski). Um die Vergleichbarkeit der durchgeführten Isotopenmessungen aus beiden Labors zu gewährleisten, wurden in dieser Studie nicht die absoluten Zahlenwerte, sondern lediglich Trends innerhalb der Isotopenkurven miteinander verglichen. Stabile Sauerstoff-Isotopenwerte des untersuchten lithologischen Abschnitts aus Site 1009 wurden Malone

(2000) entnommen. Probenahmen und die während der Arbeiten zu dieser Dissertation durchgeführten Analysen sind in Abbildung 2.7 zusammenfassend dargestellt. Eine Auflistung des während der Vorbereitung zu dieser Dissertation generierten Datenmaterials befindet sich im Anhang.

## 2.7 Statistik

Um numerische Zusammenhänge zwischen unterschiedlichen Gruppen von Komponenten und Ergebnissen, die durch die Korngrößen-Analyse, die karbonatmineralogische Analyse und die quantitative Komponenten-Analyse gewonnen wurden, zu definieren, wurde eine Korrelationsanalyse durchgeführt. Die Ergebnisse der Korrelationsanalyse werden in dieser Arbeit als Pearson-Korrelations-Koeffizienten dargestellt, die wiederum als ein Maß für den Grad der linearen Korrelation zwischen einem Komponentenpaar anzusehen sind (Swan & Sandilands, 1995). Die dargestellten P-Werte wurden mit Hilfe einer Fisher's r bis z-Transformation ermittelt. Korrelationskoeffizienten und P-Werte wurden unter Zuhilfenahme des Programms StatView (1999 von SAS Institute Inc., Cary, North Carolina, USA) berechnet und werden als Korrelationsmatrizen dargestellt.



↑ **Abb. 2.7:** Für die vorliegende Arbeit wurden insgesamt 4 Beprobungen durchgeführt. Das Probenmaterial wurde gefriergetrocknet, um die ursprüngliche sedimentäre Textur des zumeist unverfestigten Sedimentmaterials zu erhalten. Von allen Proben wurden Dünnschliffe erstellt. Korngrößen-Analyse und stabile Isotopen-Analyse wurden an ausgewählten Probensätzen durchgeführt. Die Korngrößen-Analyse bildet zugleich die Grundlage für die karbonatmineralogische Untersuchung der Einzelfractionen.

<u>Site</u>	<u>Kern</u>	<u>St. Isotopen</u>	<u>Dünnschliffe</u>	<u>Korngrößen</u>	<u>XRD</u>
1127B	13H	xx	xx	--	--
1127B	14H	xx	xx	--	--
1127B	15H	xx	xx	--	--
1127B	16H	xx	xx	--	--
1127B	17X	xx	xx	--	--
1127B	18X	xx	xx	--	--
1127B	19X	xx	xx	--	--
1127B	35X	xx	xx	xx	--
1127B	36X	xx	xx	xx	--
1127B	37X	xx	xx	xx	xx
1127B	38X	xx	xx	xx	xx
1127B	39X	xx	xx	xx	xx
1127B	40X	xx	xx	--	--
1127B	41X	xx	xx	--	--
1129C	16H	--	xx	--	--
1129C	17H	--	xx	--	--
1129C	18H	--	xx	--	--
1129C	19H	--	xx	--	--
1129C	20H	--	xx	--	--
1129C	21H	--	xx	--	--
1129C	22H	--	xx	--	--
1129C	23H	--	xx	--	--
1129C	27X	xx	xx	xx	xx
1129C	28X	xx	xx	xx	xx
1129C	29X	xx	xx	xx	xx
1129C	30X	xx	xx	xx	xx
1131A	21X	--	xx	--	--
1131A	22X	--	xx	--	--
1131A	23X	--	xx	--	--
1131A	24X	--	xx	--	--
1131A	25X	--	xx	--	--
1131A	26X	--	xx	--	--
1131A	27X	--	xx	--	--
1131A	31X	xx	xx	--	--
1131A	32X	xx	xx	--	--
1131A	33X	xx	xx	--	--
1131A	34X	xx	xx	--	--
1131A	35X	xx	xx	xx	xx
1131A	36X	xx	xx	xx	xx
1131A	37X	xx	xx	xx	xx
1131A	38X	xx	xx	xx	xx
1009A	9H	--	xx	--	--
1009A	10H	--	xx	--	--
1009A	11H	--	xx	--	--
1009A	12H	--	xx	--	--
1009A	13H	--	xx	--	--
1009A	14H	--	xx	--	--
1009A	15H	--	xx	--	--
1009A	16H	--	xx	--	--
1009A	17X	--	xx	--	--

↑ **Tab. 2.1:** Zusammenfassung der während dieser Studie untersuchten ODP Kerne und der durchgeführten Analyse-Methoden.



### **3 HOCHFREQUENTE ZYKLIZITÄT (FRÜH- BIS MITTELPLEISTOZÄN, SITE 1127)**

#### **3.1 Einführung**

ODP Site 1127 befindet sich in einer Wassertiefe von 479.3 m auf der östlichen Verlängerung der Eyre Terrasse (Abb. 1.5). An dieser Lokalität wurde eine annähernd 500 m mächtige sedimentäre Abfolge des oberen Kontinentalhangs des Eucla Schelfs erbohrt (Abb. 2.3). Die Sedimente bestehen aus einer relativ monotonen Abfolge weitgehend unverfestigter, grauer bis olivgrauer, bioklastenreicher Pack- und Wackestones mit geringmächtigen Grainstone-Einschaltungen. Diese unterschiedlichen Sedimenttypen sind nicht klar gegeneinander abgegrenzt, sondern zeigen graduelle Übergänge und weisen überwiegend starke Bioturbation auf.

Die erbohrte Abfolge wurde bereits während der Bohrfahrt makroskopisch in Sedimentpakete bzw. Zyklen unterteilt (Shipboard Scientific Party, 2000). Diese sogenannten Hochfrequenten Sequenzen bestehen an der Basis aus Wacke- und Packstones, im mittleren Bereich überwiegend aus Wackestones und am Top aus Packstones mit geringmächtigen Grainstone-Einschaltungen. Shipboard Scientific Party (2000) definieren 5 dieser hochfrequenten Ablagerungszyklen (Abb. 2.3), die Transgressions-Regressions-Zyklen darstellen und durch eustatische Änderungen des Meeresspiegels hervorgerufen werden.

Die makroskopisch erkennbare Zyklizität wird von höherfrequenten Zyklizitäten überlagert, die sich z.B. durch Variationen innerhalb der Gamma Ray-Logs ausdrücken (Abb. 2.3). Der durch diese Bohrlochmessungen erfaßte Bereich zwischen 75 mbsf und 485 mbsf wird dabei anhand der Ausschläge des HSGR-Logs sowie des aus dem HSGR-Log berechneten Uran-Logs in 15-20 m mächtige Zyklen unterteilt (Shipboard Scientific Party, 2000). Die vorgestellte stratigraphische Einteilung der sedimentären Abfolge (Abb. 2.3) basiert darüber hinaus auf der Magnetostratigraphie. Der Top des Jaramillo-Ereignisses (0.99 Millionen Jahre, Ma) befindet sich in einer Teufe von 380.7 mbsf. Die Brunhes/Matuyama-Grenze (0.78 Ma) liegt bei 343.4 mbsf (Shipboard Scientific Party, 2000).

Dieses Kapitel dokumentiert die sedimentologische, fazielle, isotopen-geochemische und mineralogische Zusammensetzung der früh- bis mittelpleistozänen nicht-tropischen Periplattform-Karbonate der ODP Site 1127. Der Schwerpunkt liegt dabei auf der Analyse der hochfrequenten Zyklizität der Sedimente.. Grundlage für die Dokumentation und die nachfolgende Diskussion liefert die detaillierte Untersuchung der Bohrkern 35X-41X in einer Teufe von 318.6 mbsf bis 379.1 mbsf, die einen annähernd vollständigen Kerngewinn zwischen 83 % und 100 % aufweisen (Abb. 2.3). Diese sedimentäre Abfolge ist aufgrund ihrer distalen Lage im "Eastern Transect" am oberen Kontinentalhang des Eucla Schelfs lediglich geringfügig von diagenetischen Prozessen beeinflusst.

## 3.2 Ergebnisse

### 3.2.1 Logs und Lithologie

Der Vergleich der geophysikalischen Bohrlochmessungen und der natürlichen Radioaktivität der erbohrten Kerne macht deutlich, daß die von Shipboard Scientific Party (2000) zur Verfügung gestellten Teufenzuordnungen der Kerne in dem untersuchten Abschnitt ca. 2 m von den Teufen der geophysikalischen Bohrlochmessungen abweichen (freundl. mündl. Mitteilung A. Isern). Ursache dieser Abweichung ist möglicherweise eine Dehnung der verwendeten Kabelstränge oder Übertragungsfehler zwischen Meßgerät und Schiffsrechner während des Loggings (z.B. Serra, 1984). Zur Kompensation dieser Ungenauigkeit wurden die Kerne im Vergleich zu den Logs um 2 m zum Liegenden hin verschoben (Abb. 3.1).

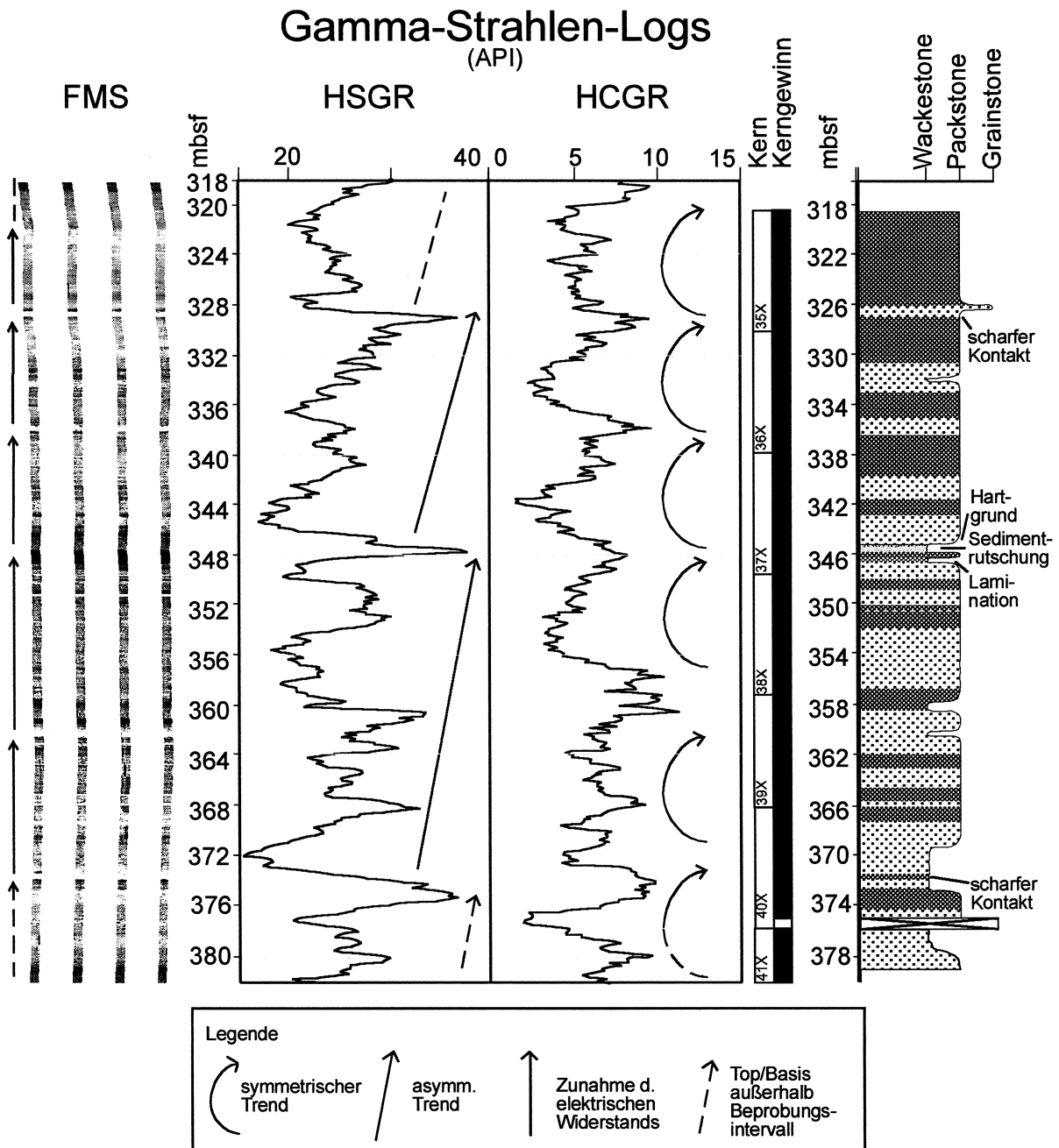
Im Hangenden des untersuchten Abschnitts zeigt das FMS-Log in der Regel einen höheren elektrischen Widerstand (hellere Farben) als im Liegenden (dunklere Farben). Dieser Trend wird von etwa 10 m mächtigen Trends überlagert (Abb. 3.1). Diese Trends zeigen ihrerseits einen internen Aufbau mit elektrisch leitfähigen Sedimenten an der Basis und weniger leitfähigen Sedimenten am Top und einen kontinuierlichen Wechsel von leitend zu nicht-leitend. Darüberhinaus läßt sich im FMS-Log Bioturbation sowie eine cm- bis dm-mächtige sedimentäre Schichtung erkennen (Abb. 3.1).

Das HSGR-Log und das HCGR-Log sind durch zyklische Fluktuationen der natürlichen Radioaktivität geprägt (Abb. 3.1), wobei im HSGR-Log 15-20 m mächtige, asymmetrische Zyklen dominieren (sog. bell trends; Abb. 2.3, 3.1). Diese Zyklen beginnen jeweils mit niedrigen HSGR-Werten, die bis zu Maximalausschlägen von annähernd 40 API-Einheiten ansteigen. Solche maximalen Ausschläge befinden sich in 375 mbsf, 347.5 mbsf und in 329 mbsf und bilden jeweils den Top eines HSGR-Zyklus (Abb. 3.1). Bei dem Vergleich von HSGR-Log und dem entsprechenden Abschnitt des FMS-Logs fällt zudem auf, daß diese Ausschläge bei 375 mbsf und 329 mbsf jeweils mit einem sehr resistiven Intervall korrespondieren, währenddessen der Peak bei 347.5 mbsf mit einem leitfähigen Intervall im FMS-Log assoziiert ist. Der entsprechende Bohrkern beinhaltet abrupte Übergänge von Packstones unterschiedlicher Färbung in etwa 375 mbsf und 329 mbsf und ein laminiertes Intervall, gefolgt von einem Bereich mit Hangrutschungen (Slumps) und schließlich einem Hartgrund in einer Teufe von 345 mbsf (Abb. 3.1, Shipboard Scientific Party, 2000).

Das HCGR-Log wird von einer abweichenden Zyklizität dominiert (Abb. 3.1). Die HCGR-Zyklen beginnen jeweils mit einem graduellen Rückgang der natürlichen Radioaktivität, dem schließlich ein erneuter Anstieg folgt. Die HCGR-Zyklen sind damit annähernd symmetrisch (sog. bow trends) und lassen sich daher leicht von den asymmetrischen Zyklen des HSGR-Logs unterscheiden. Die Mächtigkeit der HCGR-Zyklen beträgt etwa 10 m.

In dem hier ausgewählten Intervall sind 2 HSGR- sowie 5 HCGR-Zyklen dokumentiert (Abb. 3.1). Makroskopisch erkennbare sedimentäre Strukturen der lithologischen Abfolge, wie z.B. Farbübergänge oder lithologische Wechsel, lassen sich aber nur in Einzelfällen mit diesen Signaturen der Logs in Zusammenhang bringen. Die Sedimentpakete des FMS-Logs und die Trends des HCGR-Logs sind korrelierbar, während sich die Zyklizität des HSGR-Logs in

auffälligen sedimentären Strukturen wie Slumps, Hartgründen und Farbübergängen, die etwa in 15-20 m-Abständen vorhanden sind, wiederfinden läßt.



↑ **Abb. 3.1:** FMS-, natürliche Radioaktivitäts-Logs und detailliertes sedimentologisches Profil der in Site 1127 erbohrten Sedimente. Das FMS-Log wird durch ca. 10 m mächtige Sedimentpakete charakterisiert, innerhalb derer der elektrische Widerstand jeweils von der Basis zum Top zunimmt. Das HSGR-Log wird von 15-20 m mächtigen, asymmetrischen Zyklen dominiert, während das HCGR-Log ca. 10 m mächtige, symmetrische Fluktuationen zeigt. Eine Zuordnung der Logsignaturen zu Sedimentpaketen ist lediglich in Einzelfällen möglich (siehe Text).

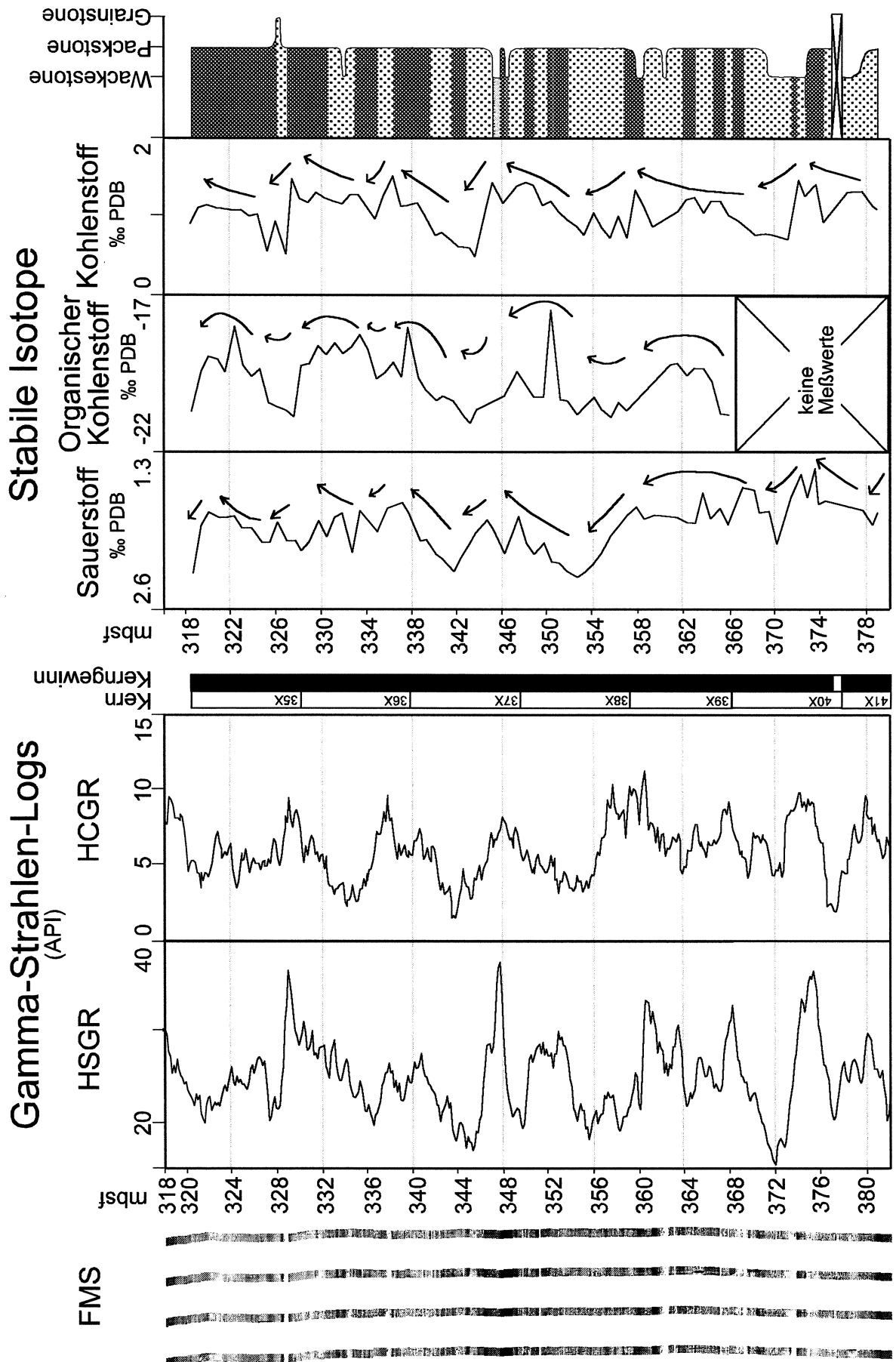
### 3.2.2 Stabile Isotope

Innerhalb des untersuchten Intervalls variieren die Werte der Sauerstoff-Isotopenkurve zwischen 1.72 ‰ und 2.47 ‰ (Abb. 3.2). Die leichtesten Werte befinden sich in Teufen von 373.42 mbsf, 366.85 mbsf, 347.4 mbsf, 337.2 mbsf, 332 mbsf und 320.09 mbsf. Die schwersten Werte befinden sich in Teufen von 378.7 mbsf, 369.92 mbsf, 352.7 mbsf, 341.73 mbsf, 334.97 mbsf, 325.37 mbsf und 318.59 mbsf. Insgesamt wird die Sauerstoff-Isotopenkurve durch symmetrische Fluktuationen charakterisiert (Abb. 3.2). Unterhalb einer Teufe von 358 mbsf sowie oberhalb einer Teufe von 336 mbsf zeigt die Sauerstoff-Isotopenkurve insgesamt geringere Isotopenwerte mit einer vergleichsweise geringeren Amplitude.

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte variieren zwischen 0.38 ‰ und 1.41 ‰. Trends zu schwereren Isotopenwerten werden durch abrupte Rückgänge der Werte unterbrochen (Abb. 3.2). Die Fluktuationen der organischen Kohlenstoffisotopen bewegen sich zwischen -21.01 ‰ und 17.44 ‰. Die vorhandenen Zyklen sind annähernd symmetrisch (Abb. 3.2).

Den Isotopenkurven sind in Abb. 3.2 die geophysikalischen Bohrlochmessungen gegenüber gestellt. Die annähernd symmetrischen Trends der Sauerstoff-Isotopenkurve entsprechen in ihrer Mächtigkeit bzw. Wellenlänge in etwa den Mächtigkeiten der Fluktuationen im HCGR-Log. Hierbei korrespondieren Trends hin zu leichteren Sauerstoff-Isotopen mit einer Zunahme der natürlichen Radioaktivität im HCGR-Log. Ebenso trifft der umgekehrte Fall zu, wobei Trends hin zu schwereren Sauerstoff-Isotopenwerten im Allgemeinen parallel zur Abnahme der natürlichen Radioaktivität im HCGR-Log verlaufen (Abb. 3.2). Wendepunkte innerhalb der Sauerstoff-Isotopenkurve entsprechen entweder sehr resistiven oder sehr leitfähigen Signaturen im FMS-Log, die ihrerseits die oben beschriebenen Sedimentpakete des FMS-Logs gegeneinander abgrenzen. Bereiche mit schwereren organischen Kohlenstoffisotopen (Trends in Richtung -17 ‰) korrespondieren meist mit Trends hin zu leichteren Sauerstoff-Isotopenwerten bzw. zunehmender natürlicher Radioaktivität (Abb. 3.2). Die Fluktuationen innerhalb der Kohlenstoff-Isotopenkurve sind, bezogen auf Mächtigkeit und Wellenlänge, mit den Zyklen des HCGR-Logs vergleichbar.

→ **Abb. 3.2:** FMS-, Gamma-Strahlen-Logs und lithologisches Profil im Vergleich zu den stabilen Isotopenkurven (Sauerstoff-, organische Kohlenstoff- und Kohlenstoff-Isotope). Wendepunkte der Sauerstoff-Isotopenkurve entsprechen entweder elektrisch sehr resistiven oder sehr leitfähigen Signaturen im FMS-Log. Trends hin zu leichteren Sauerstoff-Isotopen korrespondieren mit einer Zunahme der natürlichen Radioaktivität im HCGR-Log, Trends hin zu schwereren Isotopen sind mit einer Abnahme der natürlichen Radioaktivität im HCGR-Log assoziiert. Bereiche mit schwereren organischen Kohlenstoff-Isotopen korrespondieren mit Trends hin zu leichteren Sauerstoff-Isotopen und zunehmender natürlicher Radioaktivität. Die Kohlenstoff-Isotopenkurve zeigt ein Sägezahnmuster. Die interpretierten Trends sind durch Pfeile dargestellt.



### 3.2.3 Korngrößen-Analyse

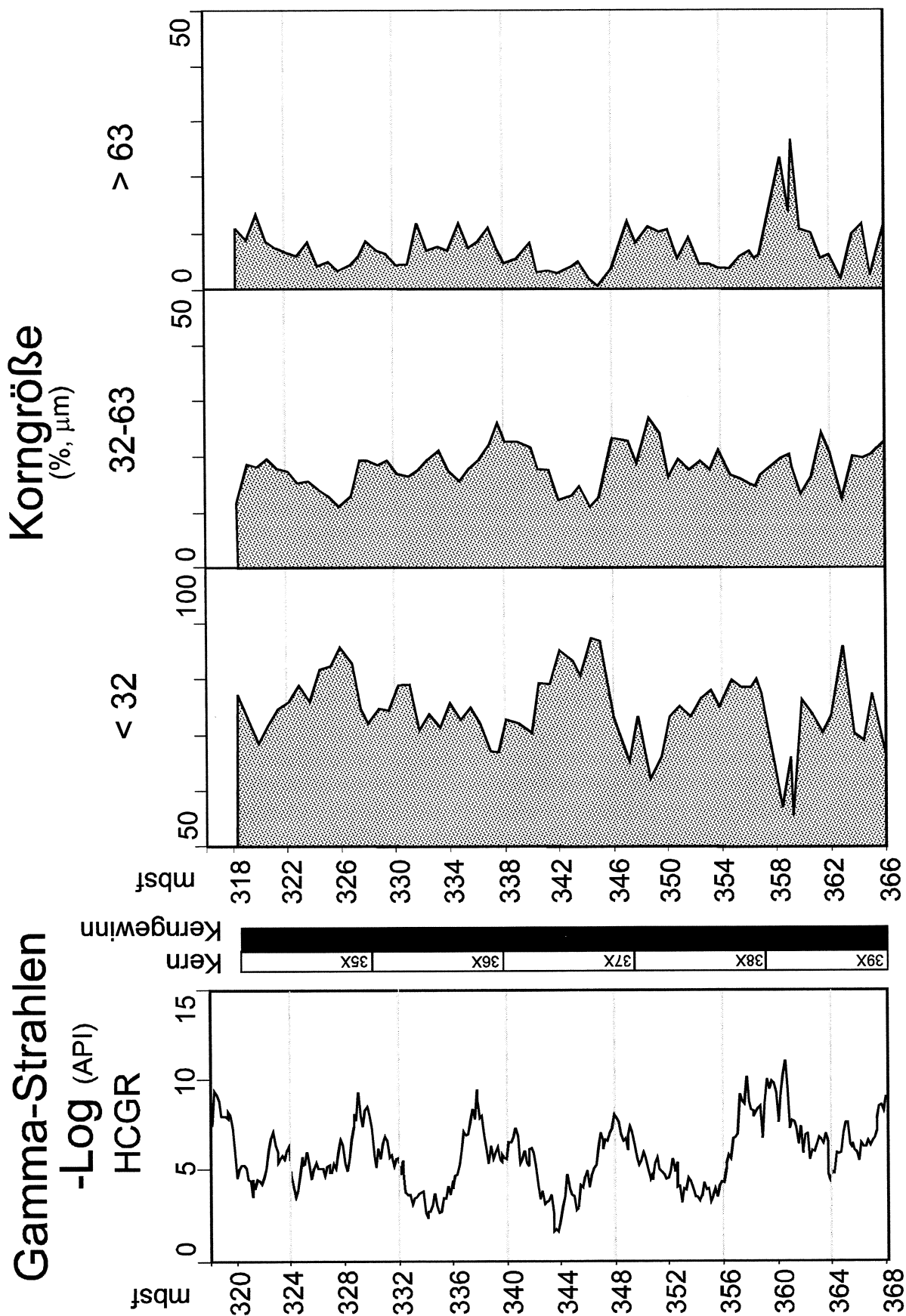
Korngrößenschwankungen wurden zwischen 318.6 und 366.1 mbsf gemessen (Abb. 3.3). Innerhalb dieses Intervalls sind deutliche Fluktuationen der Korngröße zu beobachten. Fluktuationen sind im Bereich zwischen 366.1 und 336 mbsf deutlicher ausgebildet, als solche im Bereich oberhalb 336 mbsf. Der Untersuchungsabschnitt ist in 5 Sedimentstapel aufgeteilt, die durch repetitive Korngrößenfluktuationen charakterisiert sind. Innerhalb eines solchen Stapels nimmt die Korngröße allmählich zu und geht kurz unterhalb des jeweiligen Tops schnell zurück. Korngrößen-Minima befinden sich in einer Teufe von 318.6 mbsf, 326.1 mbsf, 334.2 mbsf, 344.6 mbsf, 356.7 mbsf und 363.1 mbsf. Korngrößen-Minima und -Maxima lassen sich oberhalb einer Teufe von ca. 336 mbsf weniger leicht festlegen als darunter (Abb. 3.3).

Es liegen im Prinzip Coarsening Upward-Zyklen mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 10 m und mit einem obersten feinkörnigen Abschnitt vor. Die Fluktuationen der Feinfraktion des Sediments spiegeln die Zyklizität des HCGR- und des FMS-Logs wider, sind jedoch im Vergleich zu den Fluktuationen des HCGR-Logs phasenverschoben (Abb. 3.3). Die Korngrößen-Maxima befinden sich ca. 2 m unterhalb der natürlichen Radioaktivitäts-Maxima des HCGR-Logs.

### 3.2.4 Fazies

Bei den hier untersuchten Periplattform-Karbonaten handelt es sich um sehr feinkörnige bis grobkörnige Packstones mit geringmächtigen Wackestone-Einschaltungen und einer Grainstone-Einschaltung (Abb. 3.4, Fototafeln 1, 2). Eine starke Bioturbation mit Ansammlungen gröberer Komponenten innerhalb der Grabgänge ist häufig. Hauptkomponenten innerhalb der untersuchten Abfolge sind stark abradierte und daher nicht näher zuzuordnende Bioklasten. Weitere Hauptbestandteile des Sediments sind planktonische und benthische Foraminiferen (Fototafel 1A, 1C), Tunikaten Spikulae (Fototafel 1C, 1D, 2A), Schwammnadeln (Fototafel 2A-D) sowie braune Bioklasten (Fototafel 1A-D, 2D). Bryozoendetritus (Fototafel 1A, 1B) und Fragmente koralliner Algen (Fototafel 1D), sowie Echinodermenbruch und Bivalvenfragmente sind quantitativ von untergeordneter Bedeutung. Quarz, Glaukonit, Ton und andere anorganische Komponenten sind als Beimengungen von bis zu 5 % vorhanden.

→ **Abb. 3.3:** Ergebnisse der Korngrößen-Analyse zwischen 366.1 mbsf und 318.6 mbsf. Fluktuationen der Korngröße sind deutlich in der Fraktionen  $< 32 \mu\text{m}$  und  $> 63 \mu\text{m}$  festzustellen. Innerhalb eines Zyklus nimmt die Korngröße von der Basis zum Top zu und geht dann schnell zurück (Coarsening Upward). Die durchschnittliche Zyklusmächtigkeit beträgt 10 m. Dies entspricht in etwa der Zyklizität des HCGR-Logs.



Innerhalb der grobkörnigeren Packstone-Intervalle können Bruchstücke artikulatierender Bryozoen identifiziert werden (Fototafel 1B). Bei den ebenfalls vorhandenen benthischen Foraminiferen handelt es sich vor allem um rotaliide, miliolide (porzellanschalige) und agglutinierende Formen. Sowohl die Gehäuse der milioliden als auch die der rotaliiden benthischen Foraminiferen sind stark abradert, dabei meist offen und unverfüllt. Die Matrix des Gesteins besteht aus sehr kleinen, unidentifizierbaren Bioklasten, Fragmenten von Tunikaten-Spikuläen, Coccolithen und deren Bruchstücken (Vergleiche rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen der Matrix von Proben der Site 1129 in Fototafel 3).

### 3.2.5 Quantitative Faziesanalyse

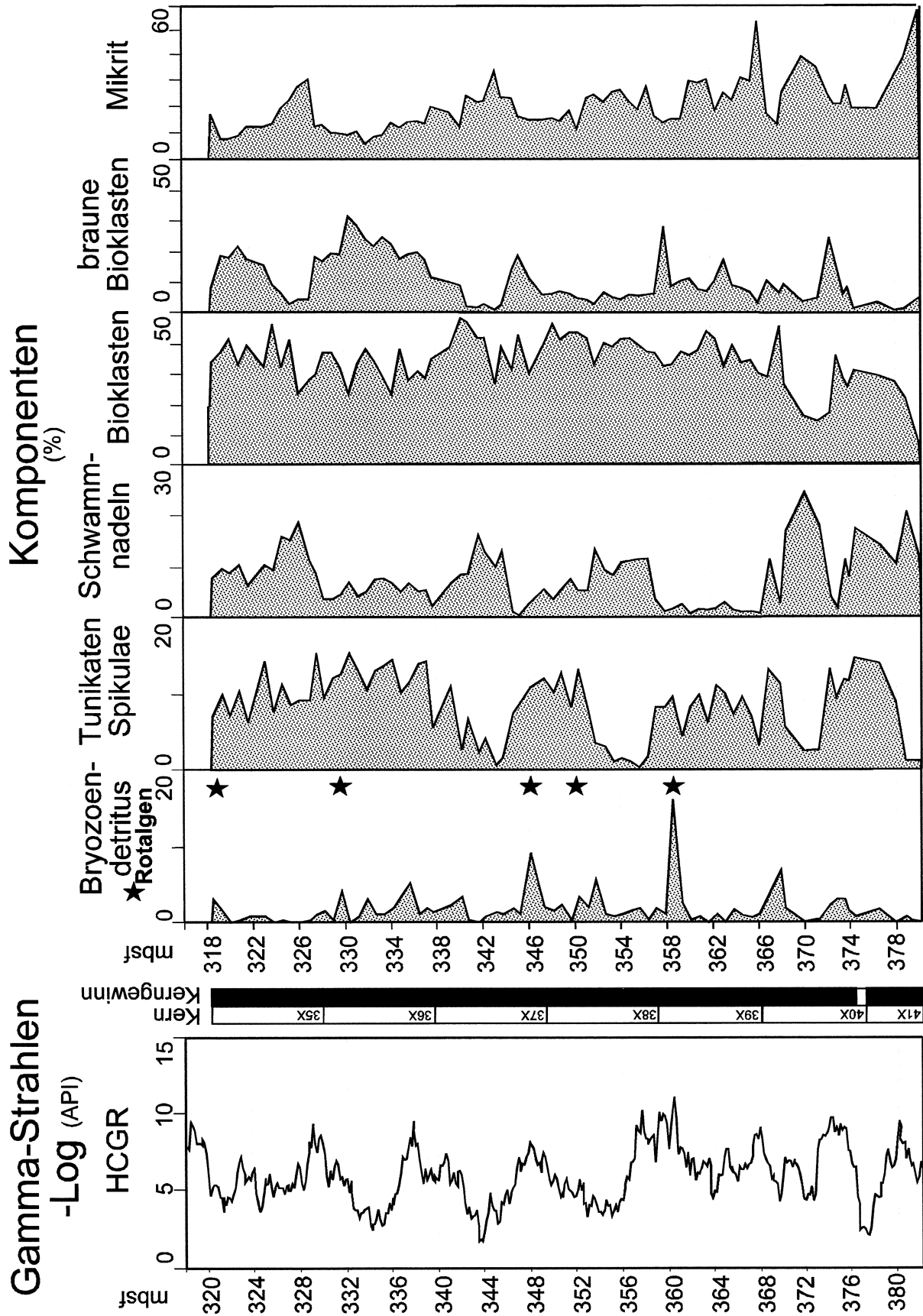
Schwammnadeln, Tunikaten Spikuläen, Bioklasten, braune Bioklasten und Bryozoen-Detritus sind nicht gleichmäßig innerhalb der sedimentären Abfolge verteilt, sondern zeigen bezüglich ihrer anteiligen Häufigkeit eine große Variabilität (Abb. 3.4). Unterhalb 336 mbsf verhalten sich die Häufigkeiten der Tunikaten Spikuläen und Schwammnadeln antithetisch, wobei eine große Anzahl von Tunikaten Spikuläen mit einer geringen Anzahl von Schwammnadeln einhergeht. Die Häufigkeiten der Tunikaten Spikuläen und der braunen Bioklasten verlaufen parallel zueinander. Häufigkeitsschwankungen der Komponenten oberhalb 336 mbsf sind weniger deutlich ausgeprägt, was besonders in der Verteilung der Tunikaten Spikuläen deutlich wird. Daneben nehmen die absoluten Anteile der Tunikaten Spikuläen und der braunen Bioklasten im Vergleich zu dem Abschnitt unterhalb 336 mbsf zu. Fragmente koralliner Algen sind mit Anteilen von maximal 5 % an der Gesamtprobe lediglich in einzelnen Proben vertreten. Die genannten Häufigkeitsschwankungen zeigen ein zyklisches Muster mit etwa 10 m mächtigen Zyklen (Abb. 3.4). Diese Zyklizität ist daher aufgrund ihrer Mächtigkeit mit der oben beschriebenen Zyklizität des HCGR-Logs vergleichbar.

### 3.2.6 Karbonat-Mineralogie

Um die beobachteten Variationen in der Komponentenführung und Schwankungen innerhalb der mineralogischen Zusammensetzung der Ablagerungen in Beziehung setzen zu können, wurde ein Intervall zwischen 337.1 mbsf und 366.1 mbsf karbonatmineralogisch untersucht. Dabei ist Aragonit in allen analysierten Proben vertreten (Abb. 3.5a).

→ **Abb. 3.4:** Quantitative Faziesanalyse und HCGR-Log. Tunikaten Spikuläen, Schwammnadeln, Bioklasten, braune Bioklasten, Bryozoen-Detritus, Rotalgen-Detritus und Mikrit fluktuieren in ihrer Häufigkeit innerhalb der lithologischen Abfolge. Die Häufigkeiten von Tunikaten Spikuläen und Schwammnadeln variieren antithetisch, während braune Bioklasten weitgehend parallel zur Häufigkeit der Tunikaten Spikuläen variieren. Die Komponentenfluktuationen definieren Zyklen, welche die gleichen Perioden wie die HCGR-Logs haben.





Der Aragonitgehalt variiert zwischen 8 % und 34 %, mit einem Durchschnittsgehalt von 20 %. Die Feinfraktion 4-32  $\mu\text{m}$  zeigt mit bis zu 23 % der Gesamtprobe den höchsten Anteil an Aragonit, hierin sind Häufigkeitsschwankungen auch stets ausgeprägt (Abb. 3.5a). Gleiches gilt auch für die Fraktion 32-63  $\mu\text{m}$  (Abb. 3.5a). Bei beiden Fraktionen befinden sich Maxima im Aragonitgehalt bei 343.2 mbsf, 353.4 mbsf, 341.6 mbsf, 348 mbsf und 362.2 mbsf. Der Vergleich dieser symmetrisch verlaufenden Aragonit-Zyklizität mit den oben beschriebenen Zyklen des HCGR-Logs (Abb. 3.1, 3.5a) und den Komponenten-Fluktuationen macht deutlich, daß erstere in ihrer Mächtigkeit sowohl die HCGR-Zyklizität als auch die Variationen im Gehalt der Tunikaten Spikulae nachzeichnet (Abb. 3.5a).

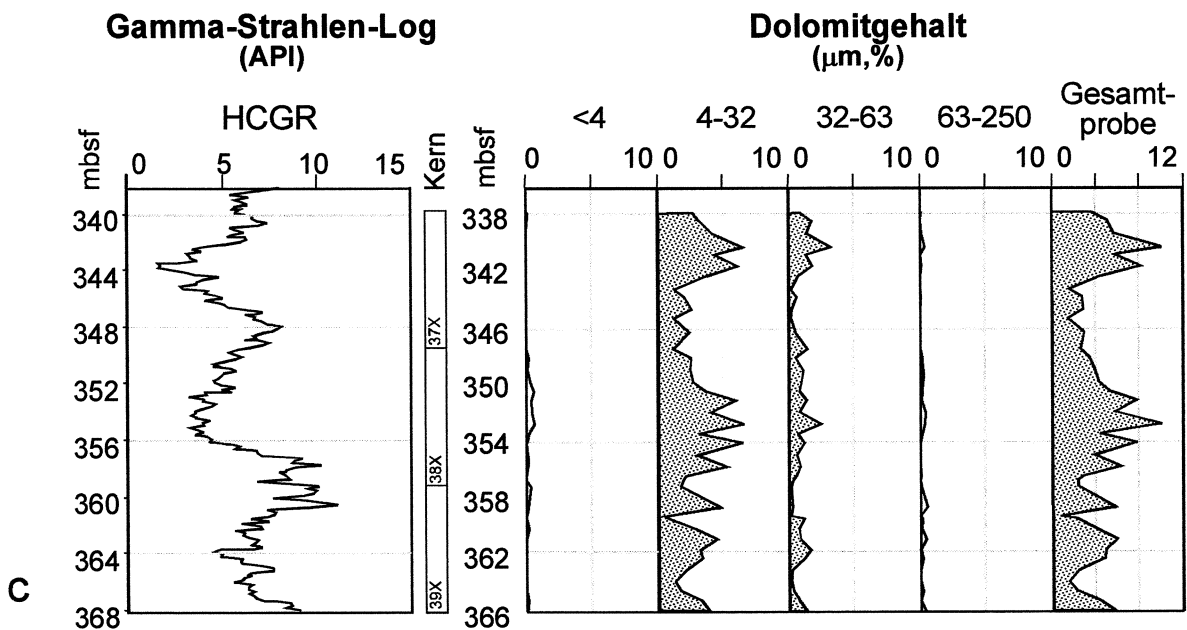
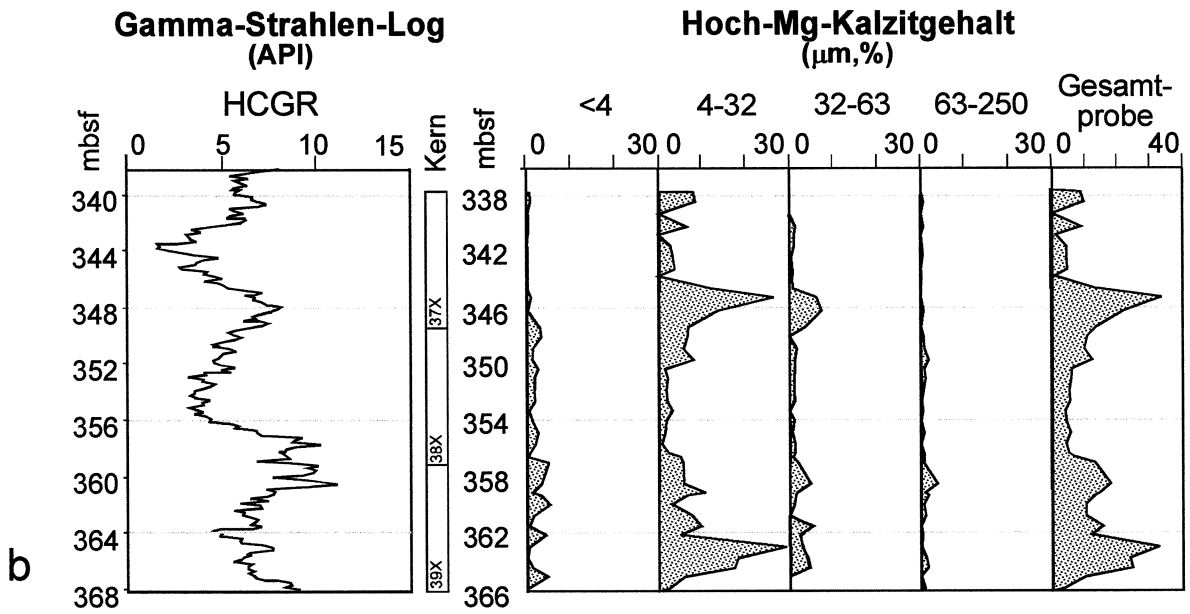
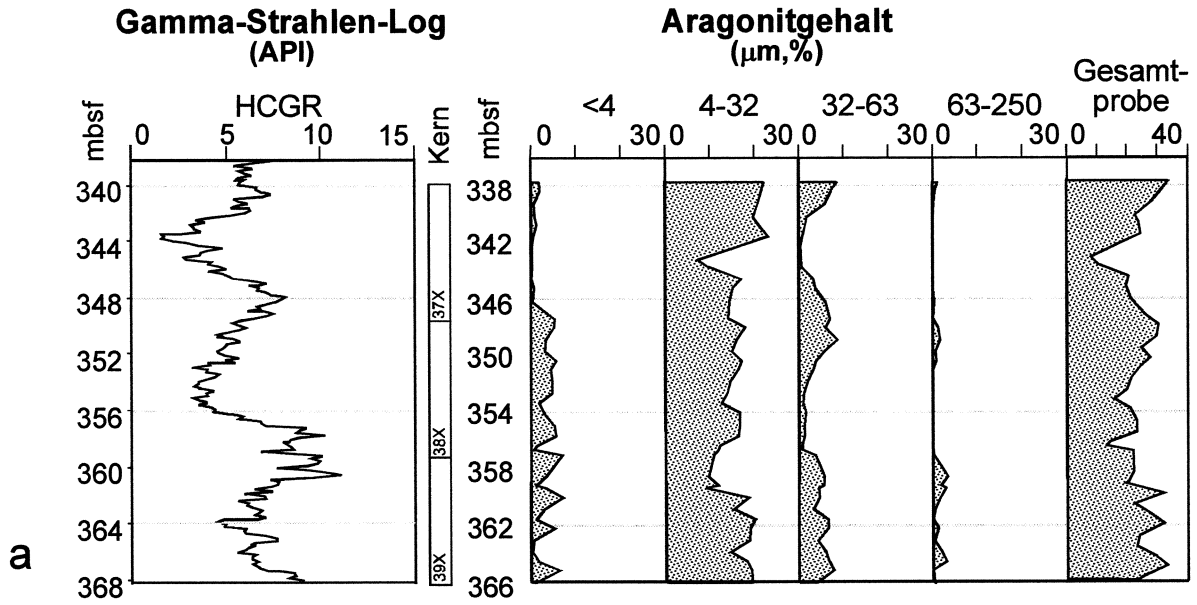
Hoch-Mg Kalzit ist in allen untersuchten Proben vertreten (Abb. 3.5b). Höchste Hoch-Mg Kalzit-Gehalte treten innerhalb der Fraktion 4-32  $\mu\text{m}$  auf. Der Hoch-Mg Kalzit-Gehalt kann in dieser Fraktion bis zu 34 % der Gesamtprobe ansteigen, wobei der untersuchte Abschnitt deutliche Schwankungen in der Quantität dieses Minerals aufweist (Abb. 3.5b). Meist ist der Hoch-Mg Kalzit-Gehalt geringer als 20 %, in Einzelfällen können jedoch Maximalwerte von 34 % erreicht werden. Hoch-Mg Kalzit-Maxima befinden sich bei 345.3 mbsf und 363.1 mbsf. Minima werden durch Intervalle mit generell geringerem Hoch-Mg Kalzit-Gehalt repräsentiert. Fluktuationen des Hoch-Mg Kalzits sind weniger symmetrisch ausgebildet, als dies für die oben beschriebenen Aragonit-Fluktuationen der Fall ist. Darüberhinaus sind die Hoch-Mg Kalzit-Maxima stärker ausgeprägt und leichter festzulegen als die Aragonit-Maxima.

Dolomit ist in allen untersuchten Proben vorhanden, sein Anteil liegt jedoch nicht über 10 % der Gesamtprobe (Abb. 3.5c), wobei er überwiegend in der 4-32  $\mu\text{m}$ -Fraktion konzentriert ist. Der höchste Dolomitgehalt wurde in Proben aus einer Teufe von 340.2 mbsf und 352.7 mbsf gemessen. Dolomit-Minima befinden sich in 345.3 mbsf und 359.2 mbsf. Die hier gezeigten Fluktuationen sind im Vergleich zu den oben beschriebenen Fluktuationen der Aragonit- und Hoch-Mg Kalzit-Kurve phasenverschoben (Vergl. Abb. 3.5a, 3.5b). Die Schwankungen im Dolomitgehalt zeigen Parallelen zu den Schwankungen der natürlichen Radioaktivität, die sich im HCGR-Log widerspiegelt (Abb. 3.5c). Sie sind jedoch im Vergleich zu diesen phasenverschoben.

### 3.2.7 Statistik

Die Ergebnisse der linearen Korrelations-Analyse sind in Tabelle 3.1 zusammen gefaßt. In dieser werden die Zusammenhänge zwischen den Ergebnissen der Korngrößen-Analyse, der quantitativen Komponenten-Analyse und den gemessenen Aragonit- bzw. Hoch-Mg Kalzit-Mengen dargestellt.

→ **Abb. 3.5:** a) Aragonit-, b) Hoch-Mg Kalzit-, c) Dolomitgehalt in unterschiedlichen Korngrößenfraktionen der Gesamtproben. Für die XRD-Analyse wurde ein Probenintervall zwischen 337.1 mbsf und 366.1 mbsf herangezogen. Die metastabilen Karbonatmodifikationen sind hauptsächlich innerhalb der Fraktion 4-32  $\mu\text{m}$  konzentriert und fluktuieren in ihrer Häufigkeit.



→ **Tab. 3.1:** Korrelations-Matrix mit Korrelations-Koeffizienten der linearen Korrelation und zugehörigen P-Werten aus der Korrelation der Ergebnisse der Korngrößen-Analyse, quantitativen Fazies-Analyse und XRD-Analyse. Koeffizienten, die im Text erwähnt werden, sind hier fett gedruckt.

Die Korrelationskoeffizienten der vorgestellten Korrelationsmatrix reichen von  $-0.858$  (inverse Korrelation) bis  $0.950$  (positive Korrelation). Schwammnadeln und braune Bioklasten, sowie Schwammnadeln und Tunikaten Spikulae sind invers korreliert ( $-0.644$  bzw.  $-0.635$ ). Dieser Zusammenhang ist höchstwahrscheinlich auf das in Abb. 3.4 gezeigte antithetische Verhalten dieser sedimentären Komponenten zurückzuführen. Im Gegensatz hierzu sind Tunikaten Spikulae und braune Bioklasten, sowie Rotalgenbruch und Bryozoen-Detritus positiv korreliert ( $0.451$  bzw.  $0.572$ ). Damit bestätigen die Korrelationskoeffizienten den in Abb. 3.4 aufgezeigten Zusammenhang zwischen diesen Komponenten.

Der Aragonitgehalt der  $32-63\ \mu\text{m}$ -Fraktion und die Menge der Tunikaten Spikulae sind positiv korreliert ( $0.733$ ). Dies deutet darauf hin, daß große Mengen an Tunikaten Spikulae innerhalb einer Probe entsprechend hohe Aragonit-Gehalte hervorrufen. Hohe Hoch-Mg Kalzit-Gehalte innerhalb einer Probe werden hingegen allein durch Hoch-Mg Kalzit der  $4-32\ \mu\text{m}$ -Fraktion hervorgerufen ( $0.950$ ). Als Konsequenz der positiven Korrelation zwischen dem Hoch-Mg Kalzit-Gehalt dieser Fraktion und den braunen Bioklasten ( $0.757$ ), wird die Mineralogie dieser Komponenten als überwiegend Hoch-Mg kalzitisch interpretiert.

### **3.3 Interpretation und Diskussion der Ergebnisse**

#### **3.3.1 Veränderungen des Meeresspiegels**

Die Variationen der Stablen Sauerstoff-Isotopen der Gesamtproben sowie der Feinfraktion der Periplattform-Karbonate der ODP Site 1127 korrelieren mit der klassischen SPECMAP-Kurve von Imbrie et al. (1984) (Andres & McKenzie, 2002). Dies impliziert zugleich, daß die Stabile Sauerstoff-Isotopenkurve der Site 1127 Periplattform-Karbonate ein globales klimatisches Signal und damit globale Meeresspiegel-Schwankungen nachzeichnet. Die hier beobachteten Isotopen-Variationen der Site 1127 (Abb. 3.2, 3.6) sind im Allgemeinen jedoch geringer als dies von pelagischen Sauerstoff-Isotopenkurven zu erwarten ist (z.B. Abreu & Anderson, 1998; Rohling et al., 1998). Nach Andres & McKenzie (2002) ist dies eine Folge des hohen neritischen Anteils der untersuchten Sedimente.

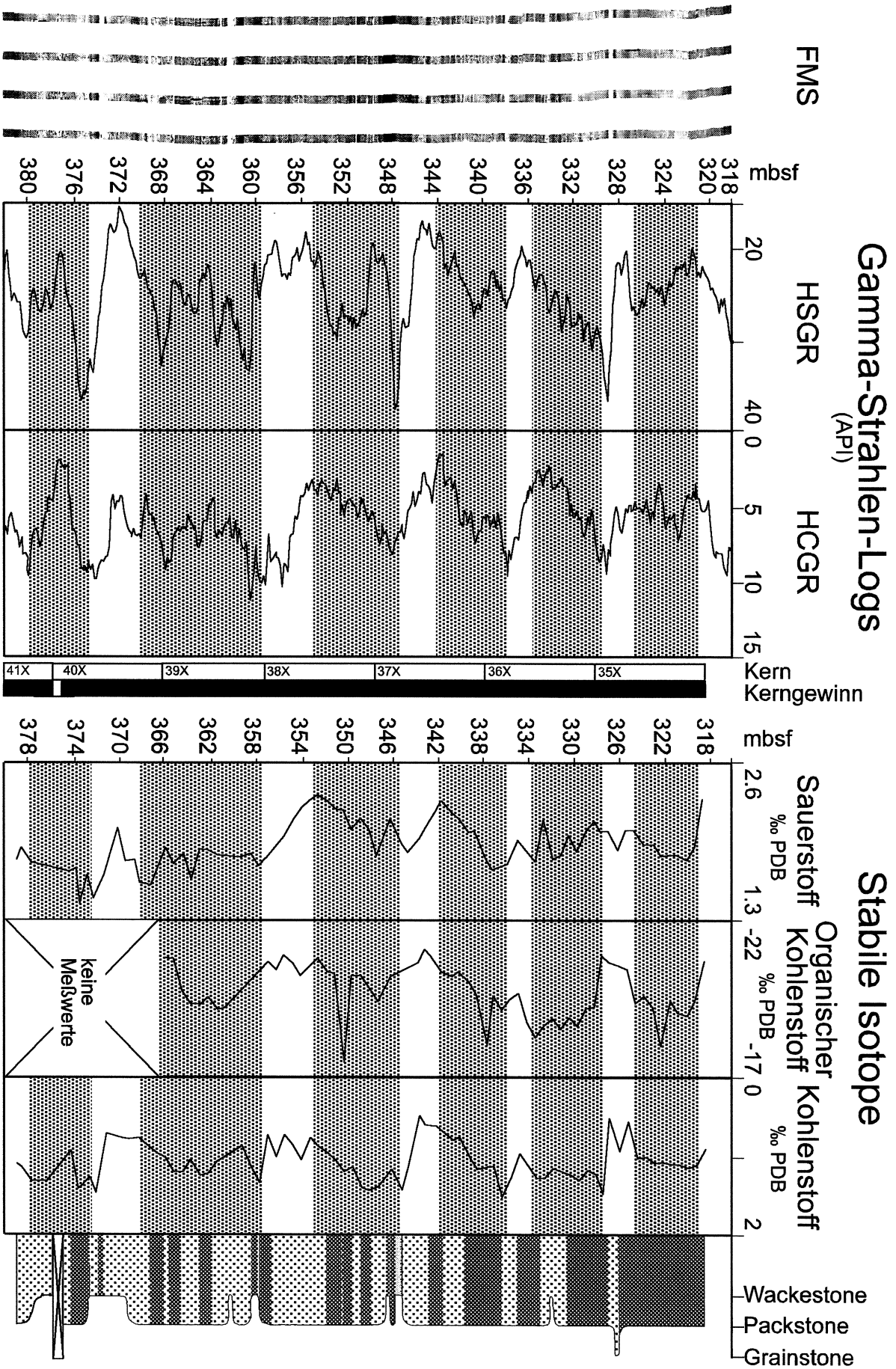
Die Trends des ansteigenden bzw. fallenden Meeresspiegels sind in Abb. 3.2 und Abb. 3.6 dargestellt. Trends zu leichteren Sauerstoff-Isotopenwerten sowie Intervalle mit leichten Isotopen-Werten werden dabei als Meeresspiegel-Anstieg bzw. –Hochstand interpretiert. Trends zu schwereren Sauerstoff-Isotopenwerten und schwere Werte repräsentieren Meeresspiegel-Rückgänge bzw. –Tiefstände. Innerhalb des untersuchten Abschnitts sind sechs Meeresspiegel-Zyklen vollständig dokumentiert (Abb. 3.6).

**P-Werte**

	Korngröße			Hoch-Mg Kaizit <4 µm (4)	Hoch-Mg Kaizit 4-32 µm (5)	Hoch-Mg Kaizit 32-63 µm (6)	Hoch-Mg Kaizit 63-250 µm (7)	Hoch-Mg Kaizit Gesamprobe (8)	Aragonit <4 µm (9)	Aragonit 4-32 µm (10)	Aragonit 32-63 µm (11)	Aragonit 63-250 µm (12)	Tunikaten Spikuläe (13)	Schwamm- nadeln (14)	Koralline Algen (15)	Bryozoen- detritus (16)	Blocklasten (17)	braune Blocklasten (18)	Mikrit (19)
	.0000	<.0001	<.0001	.1445	.1336	.4260	<.0001	.8845	.2319	.5549	.0002	<.0001	.0881	.0643	.5624	.0074	.9444	.7706	.3227
		.0000	.1127	.9856	.4705	.4412	.4062	.7266	.6678	.0978	<.0001	.2393	.1328	.2585	.2703	.3187	.3333	.6249	.5142
			.0000	.0304	.5775	.5912	<.0001	.6429	.1752	.0342	.5610	<.0001	.2150	.0855	.9956	.0026	.5354	.9637	.3721
(1)	1.000			.0000	.2972	.7277	.1423	.7867	<.0001	.4571	.0626	.4830	.6520	.0582	.6066	.4113	.8678	.6728	.2184
(2)	-.726	1.000			.0000	<.0001	.8738	<.0001	.0429	.7610	.0298	.1679	.0226	.0005	.4016	.9159	.2846	<.0001	.7321
(3)	-.858	.269	1.000			.0000	.2083	<.0001	.2277	.4126	.0464	.0959	.0265	.0205	.0005	.0098	.5872	.0051	.1736
(4)	-.255	-.003	.360	1.000			.0000	.2131	.4743	.0343	.2802	<.0001	.2203	.1795	.4111	<.0001	.5643	.9343	.4849
(5)	.135	-.125	-.097	-.180	1.000			.0000	.3894	.7929	.0048	.0168	.0028	<.0001	.1553	.3249	.2972	<.0001	.3714
(6)	-.138	.133	.093	-.061	.632	1.000			.0000	.7754	.2507	.4979	.2111	.5142	.4423	.8139	.3747	.5270	.1987
(7)	-.628	.144	.771	.250	.028	.216	1.000			.0000	.1260	.3434	.2798	.5482	.4906	.0404	.0517	.4236	.5067
(8)	-.025	-.061	.081	.047	.950	.768	.213	1.000			.0000	.0010	<.0001	<.0001	.3240	.3226	.5879	.0073	.3112
(9)	-.205	.075	.232	.907	-.338	-.207	.124	-.149	1.000			.0000	.0144	.0012	.7452	.0135	.3428	.1324	.4260
(10)	.102	.280	-.353	-.129	.053	-.142	-.353	-.046	-.050	1.000			.0000	<.0001	.1144	.2027	.7908	.0053	.0273
(11)	-.571	.641	.321	.313	.361	.333	.186	.455	.197	.260	1.000			.0000	.3994	.4290	.1518	<.0001	.6033
(12)	-.670	.202	.787	.331	.236	.282	.744	.394	.117	-.163	.516	1.000			.0000	.0002	.1002	.3295	.1592
(13)	-.288	.256	.213	.310	.377	.368	.210	.478	.214	.186	.733	.402	1.000			.0000	.0898	.6099	.4020
(14)	.311	-.194	-.291	-.318	-.544	-.383	-.230	-.624	-.113	-.104	-.728	-.511	-.635	1.000			.0000	.4158	.0045
(15)	-.101	.190	-.001	-.089	.145	.541	.142	.242	-.133	-.119	.170	.056	.268	-.146	1.000			.0000	.1184
(16)	-.435	.172	.481	.142	-.018	.421	.635	.168	.041	-.342	.171	.405	.218	-.137	.572	1.000			.0000
(17)	-.012	.167	-.107	.029	-.184	-.094	-.100	-.180	.153	.326	-.094	-.164	.046	.244	-.279	-.287	1.000		
(18)	.051	-.085	-.008	.073	.757	.452	-.014	.749	-.110	.138	.436	.256	.451	-.644	.168	.089	-.141	1.000	
(19)	.170	-.113	-.154	-.211	-.060	-.233	-.121	-.154	-.220	.115	-.174	-.138	-.366	-.090	-.240	-.343	-.458	-.265	1.000

**Pearson-Korrelations-Koeffizienten**

Eine direkte Quantifizierung der Amplituden der hier beschriebenen eustatischen Meeresspiegel-Schwankungen des frühen bis mittleren Pleistozäns ist aufgrund fehlenden Datenmaterials nicht möglich. Daher müssen aus der Literatur bekannte Daten hinzugezogen werden, um die Höhe der Meeresspiegel-Schwankungen entlang des Eucla Schelfs in dem hier untersuchten Zeitabschnitt abschätzen zu können. Nach Andres & McKenzie (2002) beinhaltet Site 1127 zwischen 318.6 mbsf und 379.1 mbsf mindestens die frühpleistozänen Marinen Isotopen-Stadien (MIS) 17 bis 20. Shackleton (1987) schlägt Annäherungswerte für die Meeresspiegel-Tiefstände der MIS 16 und 18 vor, welche von Andres & McKenzie (2002) in Teufen von 292 mbsf (MIS 16) und 325 mbsf (MIS 18) identifiziert werden. MIS 16 wird von Shackleton (1987) als wichtige Tiefstands-Phase beschrieben, die mit einer Meeresspiegel-Absenkung von -120 m über die des letzten glazialen Maximum hinausging (Rohling et al., 1998). Während MIS 18 hingegen sank der Meeresspiegel in geringerem Maße als während des letzten Glazials (Shackleton, 1987). Zieht man diese Argumente in Betracht, so kann man anhand der aus der Literatur bekannten Meeresspiegel-Tiefstände (MIS 16, 18) einen durchschnittlichen Wert für die Meeresspiegel-Tiefstände des hier untersuchten Abschnitts von ca. -100 m annehmen. Ein Fallen des Meeresspiegels in dieser Größenordnung muß dementsprechend den überfluteten Schelfbereich des Eucla Schelfs drastisch reduzieren und damit Veränderungen der sedimentären Ablagerung des Schelfs und des Kontinentalhangs nach sich ziehen (Abb. 3.7).



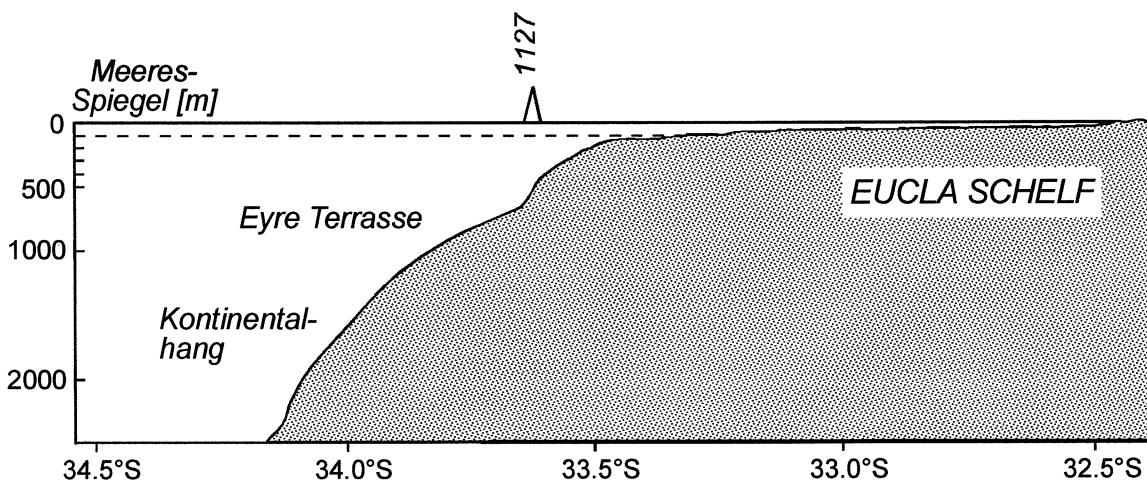
Basierend auf den magnetostratigraphischen Daten aus Shipboard Scientific Party (2000; Abb. 2.3), kann die durchschnittliche Dauer der überlieferten Meeresspiegel-Zyklen abgeschätzt werden. Dazu wurde die stratigraphische Zeitspanne des untersuchten Intervalls durch die Anzahl der darin enthaltenen Zyklen geteilt. Dies ist eine allgemein anerkannte Vorgehensweise, falls genauere Zeitdaten zur Bestimmung der absoluten Dauer einzelner sedimentärer Zyklen fehlen (De Boer & Smith, 1994). Die Brunhes/Matuyama-Grenze (0.78 Ma) befindet sich in einer Teufe von 343.4 mbsf, der Top des Jaramillo-Ereignisses (0.99) befindet sich bei 380.7 mbsf (Shipboard Scientific Party, 2000; Abb. 2.3). Für die oben definierten Meeresspiegel-Zyklen und die Zyklizität des HCGR-Logs resultiert aus diesen gegebenen Daten eine durchschnittliche Dauer von ca. 60.000 Jahren (3.5 dokumentierte Zyklen in 0.21 Ma). Andres & McKenzie (2002) geben für die hier relevanten Meeresspiegel-Zyklen im Hangenden der Brunhes/Matuyama-Grenze eine Dauer von 50.000 bis 70.000 Jahren an. Diese Zeitdauern stehen möglicherweise im Zusammenhang mit zyklischen Veränderungen der orbitalen Parameter (Milankovitch-Zyklen), können im Rahmen dieser Studie jedoch keiner der dominanten Frequenzen der Präzession, Obliquität oder Exzentrizität zweifelsfrei zugeordnet werden (vergl. Berger & Loutre, 1994).

Die in Abbildung 3.1 und 3.6 dargestellten Kohlenstoffisotopen des Karbonatanteils können als Proxy für Auftriebswässer benutzt werden (z.B. Brasier et al., 1995), die sich durch entsprechend leichtere  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ausdrücken. Diese Karbonat-Kohlenstoffisotope des untersuchten Intervalls sind deshalb während der oben definierten Meeresspiegel-Tiefstände am leichtesten (Abb. 3.6). Zusätzlich reflektieren leichte organische Kohlenstoff-Isotopenwerte einen erhöhten Einfluß marinen Phytoplanktons und damit Auftriebsereignisse (vergl. z.B. Libes, 1992). Dieses Modell, welches Zeiten mit Meeresspiegel-Tiefständen als Phasen intensiven Upwellings ansieht, wurde auch für den letzten Glazial/Interglazial-Zyklus (James et al., 2000) sowie für das späte Pleistozän des Eucla Schelfs (Holbourn et al., 2002) etabliert.

Die Zyklizität des HCGR-Logs zeichnet die Fluktuationen der Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope nach (Abb. 3.6). Innerhalb des untersuchten Abschnitts geht die natürliche Radioaktivität während des fallenden Meeresspiegels zurück und nimmt dann während des steigenden Meeresspiegels zu. Das HCGR-Log spiegelt den Eintrag siliziklastischen Materials terrigener Herkunft (Tone) in das Ablagerungssystem wider (Serra, 1984).

← **Abb. 3.6:** FMS-, HSGR- und HCGR-Log, Sauerstoff-, organische Kohlenstoff- und Kohlenstoffisotope mit Interpretation der Meeresspiegel-Veränderungen. Zeiten des ansteigenden Meeresspiegels und der Meeresspiegel-Hochstände sind durch relativ leichte Sauerstoffisotopen und schwere organische Kohlenstoffisotopen gekennzeichnet (grau unterlegt). Karbonat-Kohlenstoffisotope sind am leichtesten während Zeiten des Meeresspiegel-Tiefstandes. Die natürliche Radioaktivität des HCGR-Logs zeichnet Fluktuationen der Sauerstoff-Isotopenkurve nach.

Der siliziklastische Eintrag ist während des späten Meeresspiegel-Hochstands am größten, nimmt während des Meeresspiegel-Rückgangs ab und während des ansteigenden Meeresspiegels zu. In Shipboard Scientific Party (2000) vorgestellte magnetische Suszeptibilitäts-Daten mit insgesamt hohen Werten während des späten Meeresspiegel-Anstiegs und abnehmenden Werten während des Meeresspiegel-Rückgangs bestätigen diese Interpretation. Dieses Muster wird hier als eine Folge erhöhter Niederschläge und einem daraus resultierenden erhöhten Grundwasser-Abflusses des australischen Kontinents interpretiert. Eine solche Interpretation stützt sich im Wesentlichen auf Berichte von Alley (1998) und Nanson et al. (1998) über Niederschlagsmengen und -intensitäten während des Quartärs. Sowohl Alley (1998) als auch Nanson et al. (1998) zeigen, daß die Niederschlagsmengen während der Interglaziale höher als während der Glaziale waren.



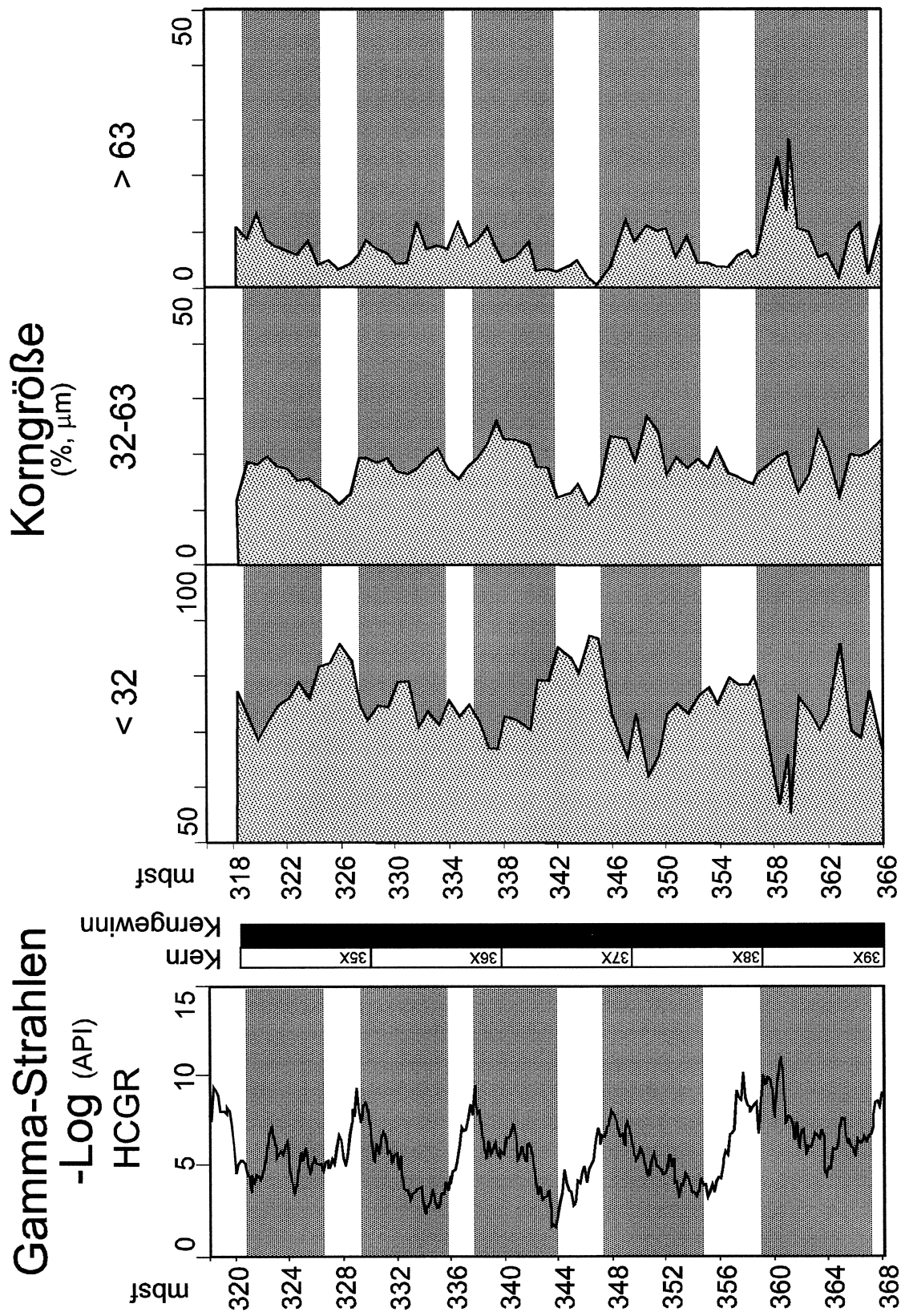
↑ **Abb. 3.7:** Bathymetrisches Profil des Eucla Schelfs mit der Position der ODP Site 1127. Site 1127 befindet sich heute in einer Wassertiefe von 479.3 m auf der östlichen Verlängerung der Eyre Terrasse. Die durchbrochene Linie markiert den Meeresspiegel bei einer Absenkung des Meeresspiegels von 100 m. Hierbei wird der überflutete Schelfbereich drastisch reduziert (modifiziert aus James et al., 1994; James et al., 2001).

### 3.3.2 Korngrößen-Variationen

Der Vergleich der in Abschnitt 3.2.3 vorgestellten Korngrößen-Variationen mit den oben definierten Meeresspiegel-Schwankungen (Abb. 3.8) zeigt, daß innerhalb der Coarsening Upward-Zyklen Tiefstands-Ablagerungen feinkörniger als Hochstands-Ablagerungen sind. Diese Beziehung wird weiterhin durch die Signaturen des FMS-Logs bestätigt: Im FMS-Log sind grobkörnigere Intervalle mit höheren elektrischen Resistivitäten generell mit Rückgängen der Sauerstoff-Isotopenwerte korreliert (Abb. 3.6).

→ **Abb. 3.8:** Korngrößen-Variationen und anhand der Sauerstoff-Isotopenkurve interpretierte Veränderungen des Meeresspiegels. Grau unterlegte Bereiche markieren Zeiten des steigenden Meeresspiegels und des Meeresspiegel-Hochstands. Zeiten des fallenden Meeresspiegels bzw. des Meeresspiegel-Tiefstands sind durch Korngrößen-Minima charakterisiert.





### 3.3.3 Herkunft der sedimentären Komponenten und Variationen der Komponentenführung

Der moderne Eucla Schelf ist ein hoch-energetischer, offener Schelf, auf dem die flächenhafte sedimentäre Ablagerung vernachlässigbar gering ist. Gleichzeitig findet jedoch ein Export von biogenem Detritus in den Kontinentalhang- und Beckenbereich statt. James (1997) und James et al. (2001) geben einen Überblick über die unterschiedlichen Faunenvergesellschaftungen und die Variationen der mineralogischen Zusammensetzung der biogenen Komponenten entlang des Schelfs und Schelfhangs (siehe auch Abb. 1.6). Im inneren Schelfbereich existieren sowohl aphotische als auch photische Karbonatproduktion nebeneinander. Hauptkarbonatbildner sind dabei Mollusken, benthische Foraminiferen, koralline Algen, Bryozoen, Schwämme und Echinoiden. Kalzit, Hoch-Mg Kalzit und Aragonit dominieren die Mineralogie dieser Biogene. Der äußere Schelfbereich wird hingegen ausschließlich von aphotischen Biozönosen beherrscht. Als Karbonatproduzenten sind hier vor allem Bryozoen, Serpuliden, Seepocken, Schwämme, Tunikaten, Bivalven, Echinoiden und Foraminiferen (sowohl planktonische als auch benthische) zu nennen (James, 1997; James et al., 2001). An der Schelfkante des Eucla Schelfs überwiegen heute inaktive Bryozoen-Mounds, die während der spätleistozänen und holozänen Glaziale aktiv waren. Aktive Phasen des Mound-Wachstums fallen mit Phasen zusammen, die durch starke Auftriebswässer am Eucla Schelf gekennzeichnet sind (James et al., 2000; Holbourn et al., 2002).

Da ODP Site 1127 unmittelbar seewärtig der Schelfkante auf dem oberen Kontinentalhang positioniert ist, enthalten die Ablagerungen dieser Bohrung sowohl Material, das vom Schelf und von der Schelfkante stammt, als auch autochthones Sedimentmaterial. Vergleicht man die Verteilung der Komponenten entlang des Schelf- und Schelfhang-Profils nach James (1997) und James et al. (2001) mit den in dieser Studie ausgezählten Komponenten, so fällt auf, daß lediglich koralline Algen unzweifelhaft in der photischen Zone des inneren Schelfbereichs gebildet wurden. Daneben sind auch die braunen Bioklasten höchstwahrscheinlich Bildungen des inneren Schelfs. Ein möglicher Ursprung dieser Bioklasten ist die Biofragmentation biogener Komponenten, z.B. miliolider und anderer benthischer Foraminiferen. Darüberhinaus gleichen die hier beschriebenen braunen Bioklasten den von James et al. (1997) beschriebenen braunen Reliktpartikeln des naheliegenden Lincoln Schelfs (siehe Abb. 1.1). Auf dem Lincoln Schelf sind diese braunen Bioklasten am häufigsten in Wassertiefen zwischen 90 und 100 m. James et al. (1997) führen als Ursache für die Imprägnation der Komponenten und Biogenfragmente die Ausfällung mikrokristallinen Hoch-Mg Kalzits an. Hierauf folgt die Fe-Imprägnation der Hoch-Mg Komponenten in einem meteorischen bis brackischen Milieu.

Die in dieser Studie ausgezählten sedimentären Komponenten, die durch deutliche Häufigkeits-Fluktuationen innerhalb der lithologischen Abfolge charakterisiert werden, können nicht eindeutig einer der beiden oben genannten Karbonatproduktionsstätten zugeordnet werden. Der überwiegende Anteil des hier identifizierbaren Bryozoen-Detritus stammt von artikulaten, verzweigten Bryozoen-Wuchsformen. Diese Organismengruppe ist die am weitesten verbreitete und häufigste Bryozoenform entlang des Südaustralischen Schelfs (Bone & James, 1993). Bryozoen dieser Wuchsform kommen in Wassertiefen von bis

zu ca. 400 m vor. Schwämme existieren sowohl auf dem Schelf als auch am oberen Schelfhang, daher sind die im Sedimentmaterial der Site 1127 vorgefundenen Schwammnadeln höchstwahrscheinlich sowohl autochthonen als auch allochthonen Ursprungs. Tunikaten sind wichtige Karbonatbildner des äußeren Schelfbereichs. Überwiegend sind die Bioklasten der hier untersuchten Sedimentabfolge stark abradiert und aufgearbeitet (Fototafel 1, 2), so daß als Ursprung dieser biogenen Komponenten der Schelfbereich zu vermuten ist.

Der Vergleich der Variationen der sedimentären Zusammensetzung und der Isotopensignaturen bzw. der Meeresspiegel-Zyklizität (Abb. 3.9) weist auf eine Korrelation der Komponenten-Schüttung vom Schelf und Meeresspiegel-Schwankungen hin. Tunikaten Spikulae, braune Bioklasten und Bruchstücke koralliner Algen werden vorwiegend während Zeiten des Meeresspiegel-Anstieges in den Bereich des Kontinentalhangs geschüttet (Abb. 3.9). Zusätzlich zeigen diese Intervalle erhöhte Mengen an Bryozoen-Detritus. Entsprechend dominieren Schwammnadeln und große Mengen Mikrit während der Meeresspiegel-Rückgänge (Abb. 3.9).

Der in dieser Studie in Site 1127 vorgefundene Bryozoen-Detritus stammt mit großer Wahrscheinlichkeit nicht aus den an der Schelfkante gelegenen Bryozoen-Mounds. Dieser Schlußfolgerung geht die Annahme voraus, daß das hier untersuchte Zeitintervall des frühen bis mittleren Pleistozäns mit dem von James et al. (2000) und Holbourn et al. (2002) untersuchten Intervall des späten Pleistozän und des Holozäns vergleichbar ist. Diese Autoren postulieren, daß die Bryozoen-Mounds der Schelfkante lediglich während der Glaziale bzw. während der Meeresspiegel-Tiefstände aktiv waren. Konsequenterweise wird hier der großflächige Schelfbereich als das Liefergebiet der während der Meeresspiegel-Anstiege geschütteten Bryozoen-Fragmente der Periplattform-Karbonate angesehen.

Die für das FMS-Log charakteristische cm- bis dm-mächtige Schichtung weist auf kurzfristige sedimentäre Veränderungen im sub-Milankovitch Bereich hin (Abb. 3.1 und 3.6). Die in Abbildung 3.4 und 3.9 gezeigten Komponenten-Fluktuationen geringer Amplitude, die die Meeresspiegel-Zyklen überlagern, repräsentieren möglicherweise eine sedimentäre Entsprechung dieser FMS-Signaturen.

### **3.3.4 Veränderungen der karbonatmineralogischen Zusammensetzung**

Der hohe Gehalt metastabiler Karbonate in den untersuchten Kaltwasser-Karbonaten des Eucla Schelfs (Shipboard Scientific Party, 2000; Abb. 3.5) steht im Gegensatz zu Resultaten, die in vorangegangenen Studien präsentiert werden. Diese Studien (z.B. Chave, 1967; Nelson et al., 1982; Nelson, 1988; Nelson et al., 1988; James & Bone, 1989; James & Choquette, 1990; Nicolaides, 1995; James, 1997) charakterisieren Kaltwasser-Karbonate als sedimentäre Bildungen, deren Mineralogie überwiegend kalzitisch geprägt ist.

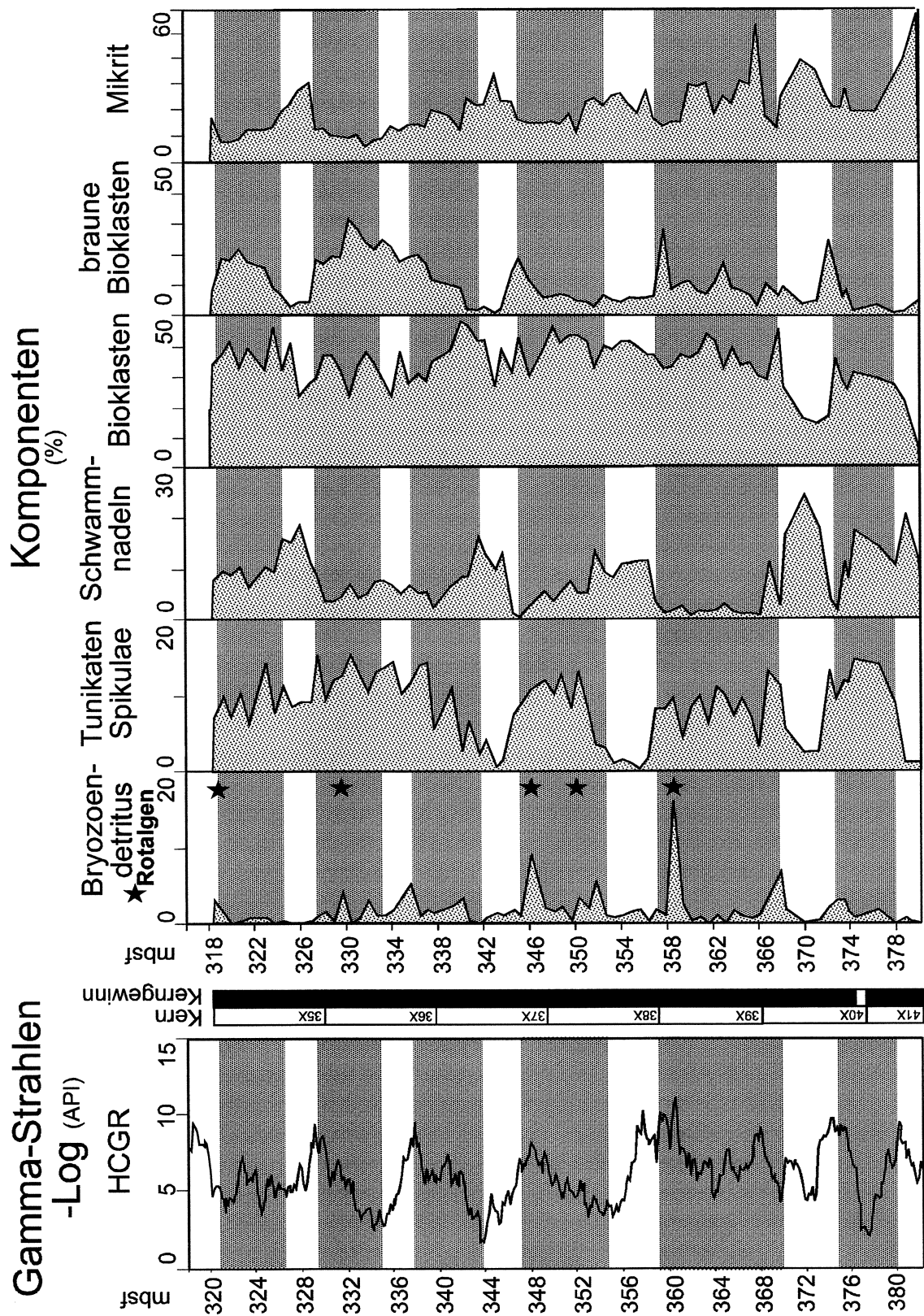
Der Vergleich der Fluktuationen der metastabilen Karbonate mit der Sauerstoff-Isotopenkurve, bzw. den daraus abgeleiteten Meeresspiegel-Schwankungen, zeigt, daß Aragonit und Hoch-Mg Kalzit vor allem in Intervallen konzentriert sind, die während Meeresspiegel-Anstiegen und -Hochständen abgelagert wurden (Abb. 3.10a, b). Die

Schwankungen im Aragonitgehalt der Grobsilt-Fraktion (32-63  $\mu\text{m}$ ) verlaufen parallel zu den Schwankungen in der Häufigkeit der Tunikaten Spikulae im Sediment (Abb. 3.10a, Tabelle 3.1). Daher werden die Tunikaten Spikulae hier als Hauptaragonit-Produzent für diese Korngrößen-Fraktion interpretiert. Fragmente dieser Tunikaten Spikulae (Fototafel 3D) kommen beinahe in der gesamten Abfolge vor und stellen den größten Anteil an Aragonit in der Feinsilt- bis Grobsilt-Fraktion (4-32  $\mu\text{m}$ ). Andere neritische Aragonitquellen, z.B. kalkige Grünalgen, kommen in diesem nicht-tropischen Ablagerungsbereich nicht vor (James et al., 2001). Zudem wurden in den untersuchten Ablagerungen keine Aragonitnadeln gefunden. Eine pelagische Aragonitquelle kann hierbei ebenso ausgeschlossen werden, da relevante Organismengruppen (z.B. Pteropoden) nicht nachgewiesen werden konnten.

Hoch-Mg Kalzit tritt am häufigsten in der Fraktion 4-32  $\mu\text{m}$  (Abb. 3.10b) auf. Biogene Fragmente, die als Ursprung des Hoch-Mg Kalzits in Betracht gezogen werden müssen, stammen von korallinen Algen, benthischen Foraminiferen, Echinodermen, braunen Bioklasten und Bryozoen. Der hohe positive Korrelationskoeffizient zwischen braunen Bioklasten und Hoch-Mg Kalzit deutet darauf hin, daß braune Bioklasten die wahrscheinlichste Quelle des Hoch-Mg Kalzit in dem hier untersuchten Abschnitt sind (Tabelle 3.1).

Die Schwankungen im Dolomitgehalt sind im Vergleich zu den Aragonit- und Hoch-Mg Kalzit-Fluktuationen phasenverschoben. Dolomit ist am häufigsten in Ablagerungen vorhanden, die während des frühen Meeresspiegel-Anstiegs gebildet wurden (Abb. 3.10c). Diese Dolomit-Anreicherungen sind möglicherweise auf frühdiagenetische Veränderungen zurückzuführen, die durch den Durchfluß dolomitisierender Solen während des Meeresspiegel-Anstiegs verursacht werden. Swart et al. (2000) beschreiben hypersaline Wässer, die während Meeresspiegel-Tiefständen gebildet werden und anschließend unter dem Einfluß der Hydrostatik während der Hochstände in das Sediment gezwungen werden. Als zusätzliche oder aber alternative Ursache für die Dolomit-Anreicherungen innerhalb der sedimentären Abfolge kommt detritischer Dolomit in Frage, der für den Eucla Schelf und die angrenzenden Schelfe von Bone et al. (1992) und James et al. (1994) beschrieben wird. Diese Autoren schlagen eine synsedimentäre Bildung des Dolomits kurz unterhalb der Sedimentoberfläche vor. Eine Schüttung des aufgearbeiteten Dolomits vom Schelf in den Bereich des Kontinentalhangs während des einsetzenden Meeresspiegel-Anstiegs ist daher denkbar. Im Rahmen der vorliegenden Studie ist es nicht möglich, eine der beiden Bildungsursachen des Dolomits zu favorisieren.

→ **Abb. 3.9:** Quantitative Faziesanalyse mit der anhand der Sauerstoff-Isotopenkurve erstellten Interpretation der Meeresspiegel-Veränderungen. Zeiten des ansteigenden Meeresspiegels und der Meeresspiegel-Hochstände (grau unterlegt) werden durch Tunikaten Spikulae und braune Bioklasten dominiert. Die Häufigkeit des Bryozoen-Detritus nimmt während solcher Intervalle zu. Koralline Algen kommen ausschließlich in Sedimenten vor, die während eines Meeresspiegel-Anstiegs oder -Hochstands gebildet werden. Ablagerungen, die während Zeiten des fallenden Meeresspiegels und der Meeresspiegel-Tiefstände gebildet wurden, werden durch eine Zunahme der Schwammnadeln und des Mikrits charakterisiert.



### 3.4 Zusammenfassung der sedimentären Charakteristika und Schlußfolgerungen

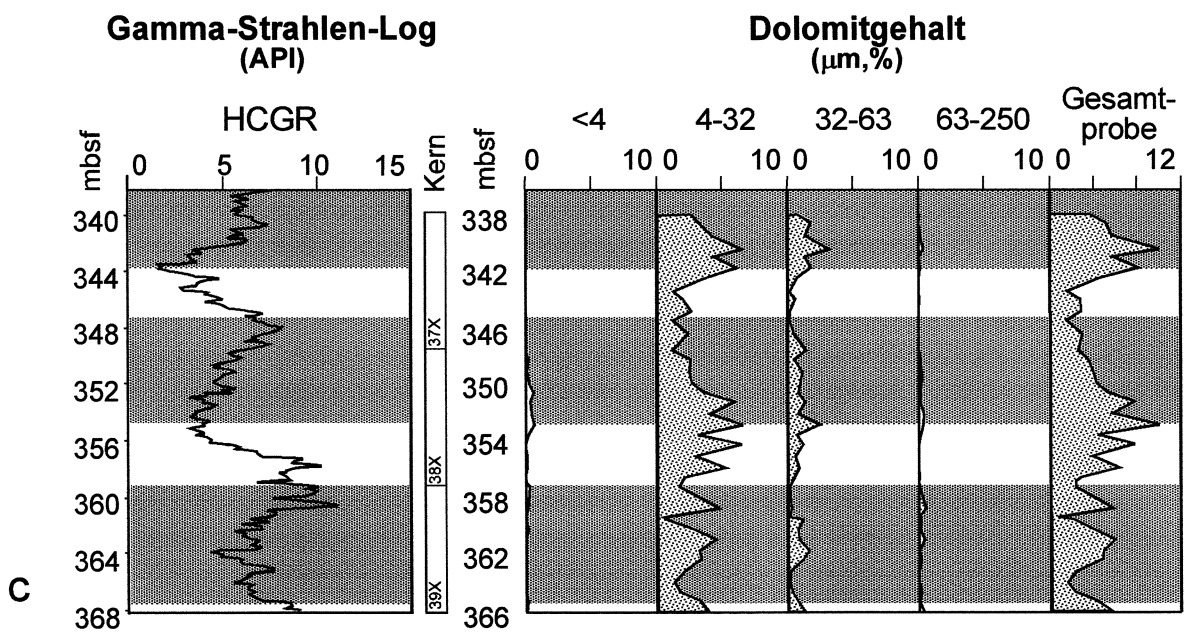
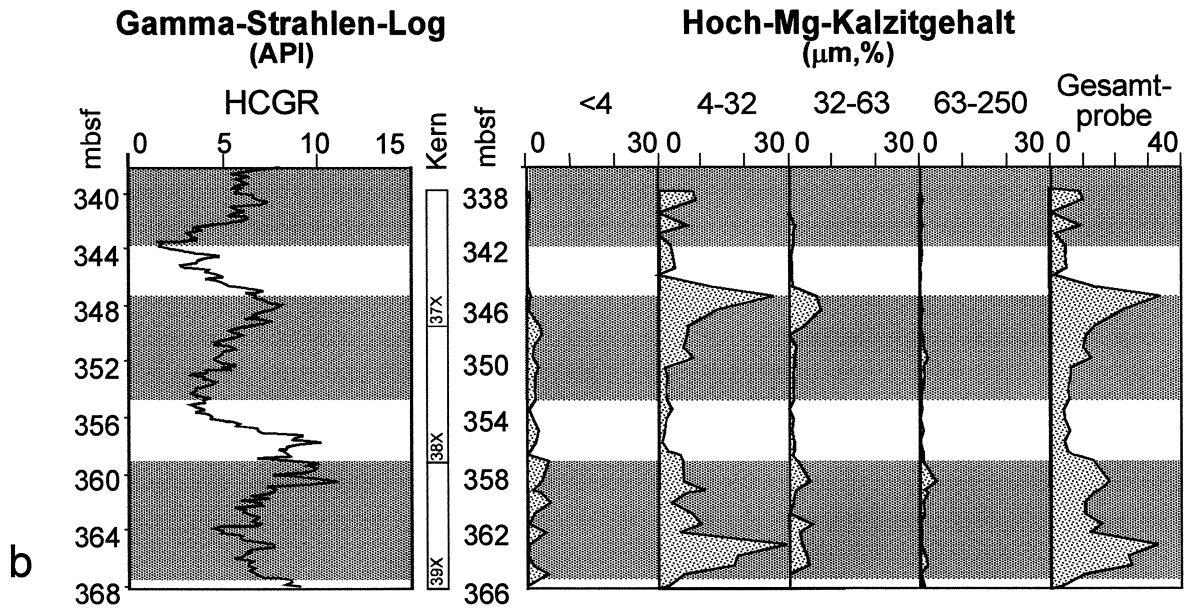
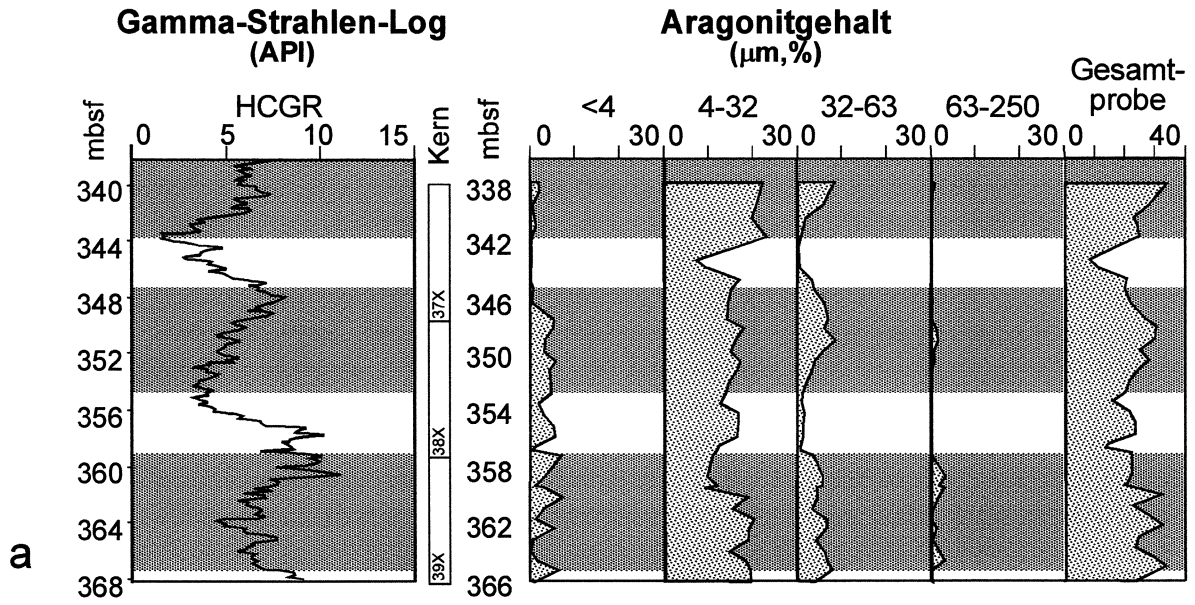
Die in dieser Studie untersuchten nicht-tropischen Periplattform-Ablagerungen des Eucla Schelfs weisen eine ausgeprägte sedimentäre Zyklizität auf. Abbildung 3.11 faßt die wichtigsten Charakteristika eines solchen Zyklus des unteren bis mittleren Pleistozäns zusammen. Die Zyklen sind etwa 10 m mächtig. Grobkörnigeres Material wird während der Meeresspiegel-Anstiege und des frühen Meeresspiegel-Hochstands abgelagert. Intervalle, die während Meeresspiegel-Anstiegen gebildet werden, beinhalten große Mengen an Tunikaten Spikulae und braunen Bioklasten. Zusätzlich kommt in solchen Abschnitten Bryozoen- und Rotalgen-Detritus vor. Ablagerungen, die während des späten Meeresspiegel-Hochstands und des Meeresspiegel-Rückgangs gebildet werden, sind indes feinkörniger. Darüberhinaus werden solche Tiefstands-Ablagerungen durch eine große Anzahl an Schwammnadeln charakterisiert (Abb. 3.11).

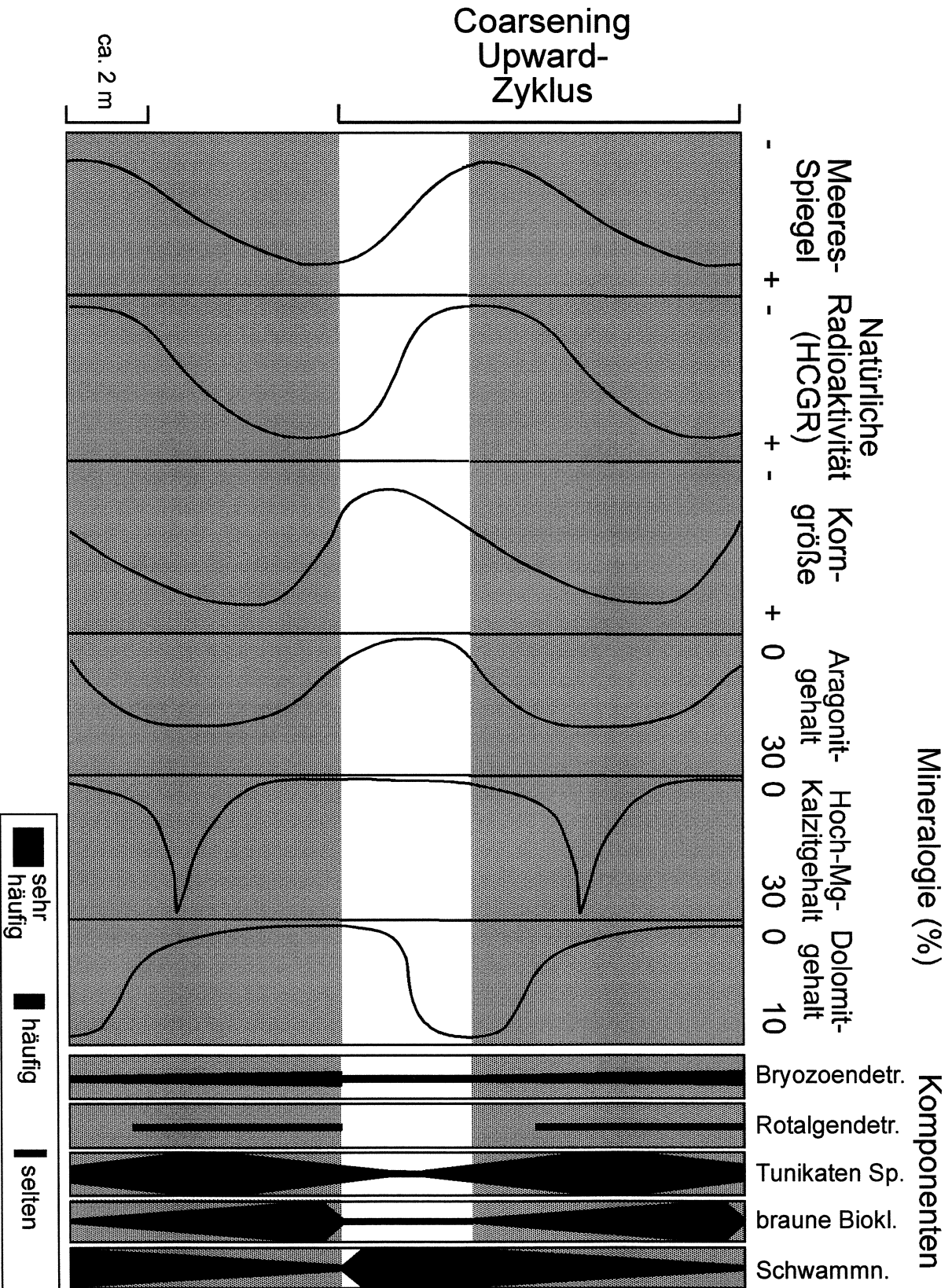
Diese Meeresspiegel-abhängige sedimentäre Zyklizität wird hier als eine Überlieferung der Veränderungen im Sedimentexport der Eucla Schelf-Schelfbereiche interpretiert. Der Eucla Schelf ist während Zeiten des Meeresspiegel-Anstiegs und des frühen -Hochstands überflutet, so daß die dort befindliche Karbonatfabrik große Mengen sedimentären Materials in die angrenzenden Periplattform-Bereiche exportieren kann. Während Meeresspiegel-Absenkungen werden der überflutete Schelfbereich und damit die Menge des exportierten Materials drastisch reduziert.

Zusätzlich scheinen Paläoproduktivitäts-Schwankungen eine Rolle im Zusammenhang mit Variationen der Komponentenführung der Eucla Schelf-Periplattform-Ablagerungen zu spielen. Ähnlich wie von Holbourn et al. (2002) für das späte Pleistozän dokumentiert, könnte der Kontinentalhang während Zeiten des Meeresspiegel-Rückgangs durch einen erhöhten Nährstoffeintrag geprägt worden sein. Ein derartiger Nährstoffeintrag könnte dabei zu einer Zunahme an Schwämmen auf dem Kontinentalhang führen, und ist damit möglicherweise die Ursache für die erhöhte Menge an Schwammnadeln in den sedimentären Intervallen, die während des fallenden Meeresspiegels gebildet wurden (Abb. 3.11).

Im Gegensatz zu den bisher beschriebenen nicht-tropischen Ablagerungssystemen, bilden metastabile Karbonatmodifikationen einen hohen Anteil der Periplattform-Karbonate des Eucla Schelfs (Abb. 3.11). Aufgrund der speziellen Mineralogie der geschütteten sedimentären Partikel sind sowohl Aragonit als auch Hoch-Mg Kalzit nicht gleichmäßig in der Abfolge verteilt. Beide Karbonatminerale sind in Ablagerungen des ansteigenden Meeresspiegels und des Meeresspiegel-Hochstands konzentriert. Eine Konsequenz dieser relativ hohen Gehalte metastabiler Karbonate ist ein erhöhtes diagenetisches Potential der Ablagerungen im Vergleich zu bisher untersuchten nicht-tropischen Karbonat-Abfolgen (vergl. Abschnitt 3.3.4).

→ **Abb. 3.10:** Metastabile Karbonatmodifikationen und Dolomit mit den anhand der Sauerstoff-Isotopenkurve interpretierten Meeresspiegel-Veränderungen. Aragonit und Hoch-Mg Kalzit dominieren während Zeiten des Meeresspiegel-Anstiegs und -Hochstands (grau unterlegt), während der Dolomitgehalt sein Maximum zu Beginn des Meeresspiegel-Anstiegs erreicht.







Darüberhinaus existiert ein Zusammenhang zwischen Veränderungen des Meeresspiegels und dem Auftreten von Dolomit. In den untersuchten Ablagerungen ist der Dolomitgehalt in denjenigen Sedimenten am höchsten, die während früher Phasen des ansteigenden Meeresspiegels abgelagert wurden (Abb. 3.11). Im Gegensatz hierzu ist der siliziklastische Eintrag während des späten Meeresspiegel-Hochstands am größten. Dieser Zusammenhang wird durch die Signaturen des HCGR-Logs verdeutlicht, welches die höchste natürliche Radioaktivität in Ablagerungen des späten Meeresspiegel-Hochstands anzeigt.

← **Abb. 3.11:** Die wesentlichen sedimentären Charakteristika der früh- bis mittelpleistozänen Periplattform-Karbonate des Eucla Schelfs und deren Fluktuationen in Relation zu Veränderungen des Meeresspiegels. Die sedimentäre Abfolge wird durch ca. 10 m mächtige Coarsening Upward-Zyklen aufgebaut (siehe Text für Details).

## **4 PROXIMAL-DISTAL PROFIL (KORRELATION FRÜH- BIS MITTELPLEISTOZÄNER INTER- VALLE, SITES 1127, 1129, 1131)**

### **4.1 Einführung**

Die Bohrungen Site 1127, Site 1129 und Site 1131 sind in Nord-Süd verlaufender Richtung senkrecht zur Schelfkante angeordnet. Dieser Transekt gibt einen Überblick über die Sedimentabfolge des oberen Kontinentalhangs des pleistozänen Sedimentkeils des Eucla Schelfs (vergl. Abb. 2.2). An die proximalste Bohrung Site 1129, die in einer Wassertiefe von 202 m liegt, schließen sich in beckenwärtiger Richtung Site 1131 in einer Wassertiefe von 332 m und Site 1127 in einer Wassertiefe von 479 m an (vergl. Kapitel 1.2).

Ziel dieses Kapitels ist die Korrelation altersparalleler sedimentärer Zyklen aus den Bohrungen Site 1127, Site 1129 und Site 1131 entlang des oberen Kontinentalhangs des Eucla Schelfs, zum Zwecke der Erfassung der lateralen Variabilität der dokumentierten Zyklizität entlang des Kontinentalhang-Profiles. Hierzu werden zunächst nach Kriterien der Korrelierbarkeit ausgewählte Intervalle innerhalb dieser Bohrungen hochauflösend untersucht und dokumentiert. Im Hinblick auf die detaillierte Beschreibung der sedimentären Zyklizität in Site 1127 sei auf Kapitel 3 verwiesen. Ausgehend von der distalsten Bohrung wird zunächst die intermediär positionierte Site 1131 und schließlich die proximalste Site 1129 präsentiert.

Anschließend sollen die seismischen Korrelationshorizonte, die mit Hilfe der seismischen stratigraphischen Korrelation anhand hochauflösender seismischer Profile definiert wurden, hinzugezogen werden, um die untersuchten Intervalle miteinander zu vergleichen. Es handelt sich dabei um die seismischen Korrelationshorizonte c17 und c18 (pers. mündl. Mitt. D. Feary). Bei der Methode der seismischen stratigraphischen Korrelation repräsentiert jeder seismische Reflektor einen c-Horizont, der durch das seismische Profil hindurch verfolgt und nachvollzogen werden kann (pers. mündl. Mitt. D. Feary, 2000). Die Teufengenauigkeit der verwendeten c-Horizonte beträgt dabei ca. 5 m. Die Positionen der hier verwendeten c-Horizonte sind: Site 1129, c17=250.0 mbsf, c18=271.4 mbsf; Site 1131, c17=282.4 mbsf, c18=311.2 mbsf; Site 1127, c17=357.2 mbsf, c18=369.5 mbsf (pers. mündl. Mitt. D. Feary). Die Bereiche, welche anhand der seismischen Korrelationshorizonte korreliert werden können, befinden sich demnach in einer Teufe von 245 mbsf bis 281 mbsf in Site 1129, 271 mbsf bis 348 mbsf in Site 1131 und 345 mbsf bis 379 mbsf in Site 1127 (Abschnitte 1, 2, 3 in Abb. 2.2). Die stratigraphische Einordnung basiert auch hierbei auf der in Abb. 3.1 vorgestellten Paläomagnetik. Auf Grundlage der durchgeführten Korrelation individueller sedimentärer Zyklen entlang des oberen Kontinentalhangs des Eucla Schelfs soll anschließend ein Ablagerungsmodell entwickelt werden. Hierzu werden die Prinzipien des Base Levels nach Barrel (1917) und Busch (1959), der genetischen Sequenzen (Busch, 1959) und der Sediment Volumen Partitionierung (Cross & Lessenger, 1998) angewandt.

## 4.2 Ergebnisse

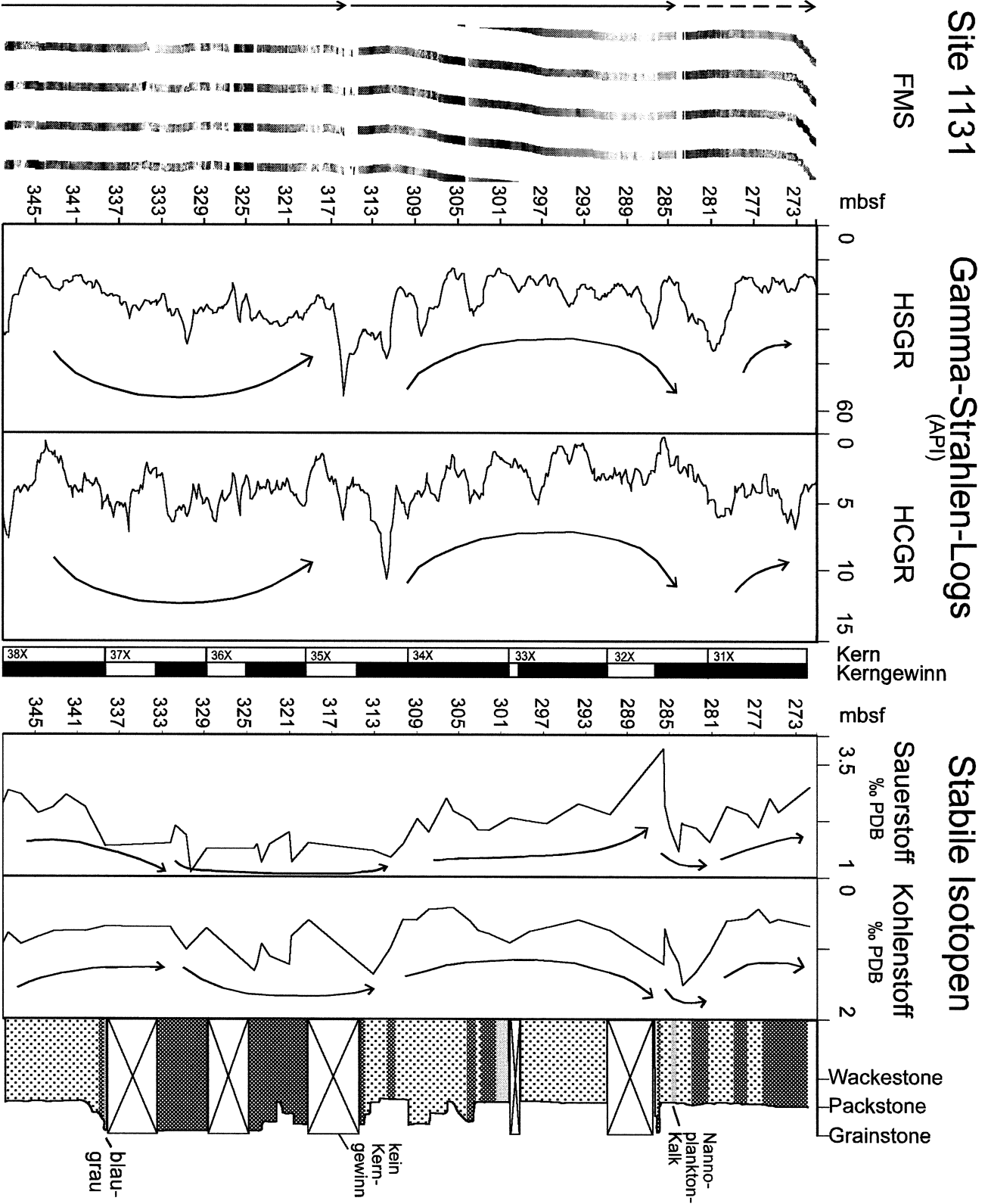
### 4.2.1 Fazies

Die untersuchte Gesteinsabfolge wird von feinkörnigen bis grobkörnigen, bioklastenreichen Pack- bis Wackestones dominiert (Fototafel 5, 6). Verglichen mit der distaleren Site 1127 nehmen in den proximaleren Sites 1131 und 1129 Einschaltungen grobkörnigerer Grainstones und feinkörnigerer Wackestones zu. Die Ablagerungen sind insgesamt monoton, mit hellgrauer bis olivgrauer Farbe und erscheinen aufgrund intensiver Bioturbation gleichförmig. Die Komponenten der Sites 1129 und 1131 sind mit den in Kapitel 3.2.4 für Site 1127 aufgelisteten Komponenten identisch.

### 4.2.2 Site 1131

Site 1131 in einer Wassertiefe von 332.4 m repräsentiert den mittleren Abschnitt des "Östlichen Transekts". Der Kerngewinn der in Site 1131 erbohrten Kerne ist mit durchschnittlich 74 % im untersuchten Abschnitt geringer als in Site 1127. Die Begrenzungen einzelner sedimentärer Zyklen können daher lediglich mit einer Genauigkeit von +/- 5 m festgelegt werden. Zur Darstellung der geophysikalischen Eigenschaften der Abfolge wurden auch hier die FMS-, und natürlichen Radioaktivitäts-Logs (HSGR-, HCGR-Log) ausgewählt. Die natürlichen Radioaktivitäts-Logs lassen Regelmäßigkeiten bzw. Zyklizitäten erkennen. Innerhalb des untersuchten Abschnitts sind sowohl im HSGR- als auch im HCGR-Log zwei Zyklen vollständig dokumentiert, die jeweils durch starke Ausschläge am Top eines Zyklus begrenzt werden (Abb. 4.1). Der untere der beiden Zyklen erstreckt sich in beiden Logs von 348 mbsf bis 311 mbsf und hat eine annähernd konvexe Form (Cleaning Up-Trend bzw. Funnel-Trend), während der obere Zyklus (311 mbsf bis 279 mbsf) eine konkave Form zeigt (Bow-Trend). Anhand des FMS-Logs läßt sich die Abfolge in sedimentäre Pakete einteilen (Abb. 4.1). Ein solches Sedimentpaket wird durch dunklere Lagen (d.h. höhere elektrische Leitfähigkeit des Sediments) an der Basis und hellere Lagen am Top charakterisiert. Die Sedimentpakete werden ihrerseits durch dm-mächtige, sehr helle, resistive Lagen begrenzt. Diese Trends werden von einer Schichtung im cm- bis dm-Bereich überlagert (Abb. 4.1). Die durchschnittliche Mächtigkeit eines Sedimentpakets innerhalb des FMS-Logs beträgt 30-35 m. Die Trends des HSGR- und HCGR-Logs sind im Vergleich zu den oben beschriebenen Sedimentpaketen des FMS-Logs um ca. 5 m verschoben.

Homogene und massige Wacke- bis Packstones werden von einzelnen Grainstone-Lagen unterbrochen (Abb. 4.1), wobei Häufigkeit und Mächtigkeit dieser Lagen im unteren Abschnitt höher als im Bereich oberhalb 310 mbsf ist. Trotz geringen Kerngewinns der Kerne 32X, 35X, 36X und 37X, lassen sich Übereinstimmungen zwischen sedimentologischen Charakteristika der Abfolge und Log-Signaturen feststellen (Abb. 4.1). Im Allgemeinen korrespondieren monotone Wacke- bis Packstone-Bereiche mit allmählichen Farbänderungen im FMS-Log sowie mit mittleren oder hohen natürlichen Radioaktivitäten. Einzelne Grainstone-Intervalle sind hingegen oft mit sehr resistiven Lagen im FMS-Log und mittleren bis hohen natürlichen Radioaktivitäten im HSGR- und HCGR-Log assoziiert.



← **Abb. 4.1:** Gegenüberstellung des FMS-, HSGR- und HCGR-Logs, der stabilen Isotope (Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope) und der lithologischen Abfolge des untersuchten Abschnitts (Site 1131). Interpretierte Trends sind als Pfeile dargestellt. Das FMS-Log wird in zwei Sedimentpakete unterteilt (Pfeile zeigen Begrenzungen auf), HSGR- und HCGR-Log zeigen jeweils einen konvexen Zyklus unterhalb 310 mbsf und einen konkaven Trend oberhalb 310 mbsf. Der stärkste Ausschlag befindet sich am Top des Zyklus. Fluktuationen der Gamma-Strahlen-Logs sind um ca. 5 m gegenüber den Zyklen des FMS-Logs verschoben. Fluktuationen der Isotopenkurven sind im Text erläutert. Eine massige Wacke- bis Packstone-Abfolge wird häufig von Grainstonelagen und –Paketen unterbrochen.

Die Sauerstoff-Isotopenfluktuationen treten in Site 1131 mit einer größeren Wellenlänge auf, als dies in Site 1127 der Fall ist (Abb. 4.1). Die beobachteten Variationen innerhalb der Kohlenstoff-Isotopenkurve zeigen eine Wellenlänge, die der der Sauerstoff-Isotopenkurve gleicht (Abb. 4.1). Zur Rekonstruktion der Schwankungen des Meeresspiegels wurden die anhand Site 1127 gewonnenen Erkenntnisse hinzugezogen (vergl. Kapitel 3.2.1). Hierbei werden Zeiten des steigenden Meeresspiegels und des Meeresspiegel-Hochstands durch relativ leichte Sauerstoff- und schwere Kohlenstoff-Isotopen nachgezeichnet, während Zeiten der Meeresspiegel-Absenkung und des –Tiefstands durch schwere Sauerstoff- und leichte Kohlenstoff-Isotopen gekennzeichnet sind. Anhand dieser Kriterien können im untersuchten Abschnitt der Site 1131 zwei Intervalle des steigenden Meeresspiegels bzw. des Meeresspiegel-Hochstands definiert werden (Abb. 4.2): Der untere Bereich erstreckt sich zwischen 310 mbsf und 332 mbsf, der obere von 281 mbsf bis 285.5 mbsf. Der Bereich zwischen 285.5 mbsf bis 310 mbsf wurde während eines Meeresspiegel-Rückgangs bzw. eines –Tiefstands gebildet. Die Bereiche von 332 mbsf bis 348 mbsf und von 271 mbsf bis 281 mbsf wurden ebenso zu Zeiten des fallenden Meeresspiegels gebildet, jedoch befinden sich die entsprechenden oberen und unteren Grenzen dieser Abschnitte nicht im untersuchten Beprobungsintervall. Beide vollständig dokumentierten Meeresspiegel-Zyklen entsprechen in etwa den im HSGR- und HCGR-Log beobachteten Trends, sind jedoch im Vergleich zu den Sedimentpaketen des FMS-Logs verschoben. Im Allgemeinen korrespondieren Grainstone-Lagen und –Intervalle mit hohen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten (Abb. 4.2).

Eine Korngrößen-Analyse wurde für Site 1131 zwischen 310 mbsf und 348 mbsf durchgeführt (Abb. 4.3). Eine symmetrische Zu- und Abnahme der Korngröße ist besonders gut in der Fraktion  $< 32 \mu\text{m}$  und der Sand-Fraktion  $> 63 \mu\text{m}$  dokumentiert. Nach der oben vorgestellten Interpretation der Meeresspiegel-Veränderungen dominiert feinkörniges Material die Sedimentation dabei während Meeresspiegel-Absenkungen und –Tiefständen, während grobkörnigeres Material mit steigendem Meeresspiegel und Meeresspiegel-Hochständen assoziiert ist (Abb. 4.4).

Die quantitative Komponentenanalyse zeigt auf, daß Tunikaten Spikulae, Bioklasten, braune Bioklasten, Schwammnadeln, Bryozoen-Detritus und der Mikritgehalt nicht gleichmäßig innerhalb der sedimentären Abfolge verteilt sind, sondern z.T. deutliche Variationen aufweisen (Abb. 4.5). Innerhalb des untersuchten Abschnitts können zwei vollständige Zyklen unterschieden werden, die vor allem durch die Zu- und Abnahme der Tunikaten Spikulae und der Schwammnadeln charakterisiert werden. Der untere Zyklus erstreckt sich zwischen 348 mbsf und 310 mbsf, der obere Zyklus von 310 mbsf bis 284 mbsf. Ein dritter, unvollständig dokumentierter Zyklus läßt sich oberhalb 284 mbsf erkennen. Innerhalb eines

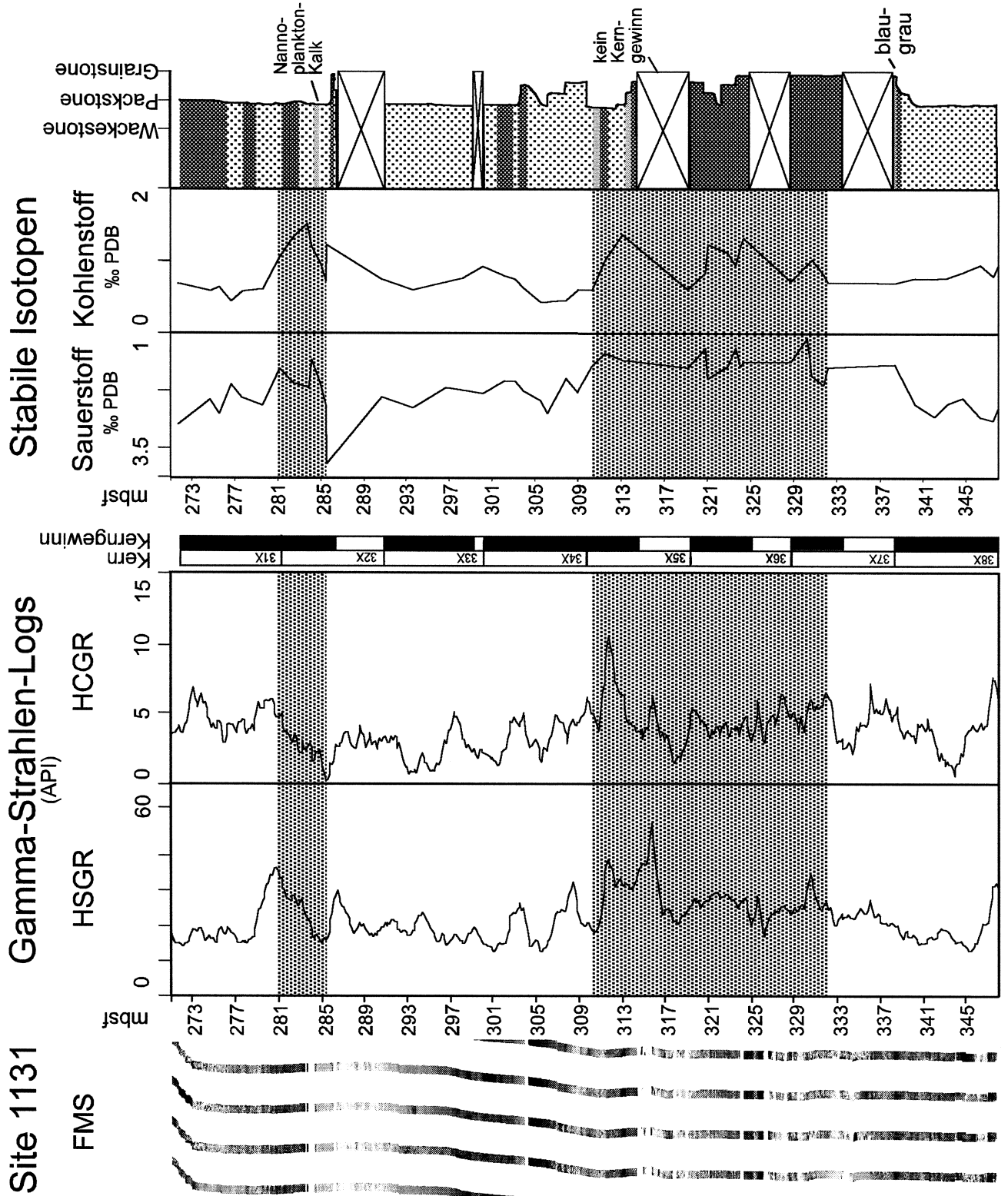
Zyklus sind Schwammnadeln im unteren Bereich häufig vertreten (vergl. Fototafel 5C) und nehmen zum Top hin ab, während die Häufigkeit der Tunikaten Spikulae zum Top hin ansteigt (Fototafel 5B). Gleichzeitig nimmt auch die Häufigkeit der braunen Bioklasten zu. Die Menge der Schwammnadeln und des Mikrits sind korreliert. Bryozoen-Detritus kann bis zu 18 % der Gesamtprobe ausmachen (vergl. Fototafel 5D), während koralliner Algen-Detritus lediglich maximale Werte von 1 % erreicht. Diese Variationen in der sedimentären Zusammensetzung der Ablagerungen weisen einen Zusammenhang mit dem jeweiligen Meeresspiegel-Stand auf (Abb. 4.6). Schwammnadeln und ein erhöhter Mikritanteil des Sediments überwiegen während Zeiten des fallenden Meeresspiegels bzw. während der Meeresspiegel-Tiefstände. Tunikaten Spikulae und braune Bioklasten sind am häufigsten in Intervallen, die während Meeresspiegel-Anstiegen bzw. während Meeresspiegel-Hochständen abgelagert wurden. Ebenso sind Bruchstücke koralliner Algen hauptsächlich auf Intervalle, die während der Meeresspiegel-Hochstände abgelagert wurden beschränkt.

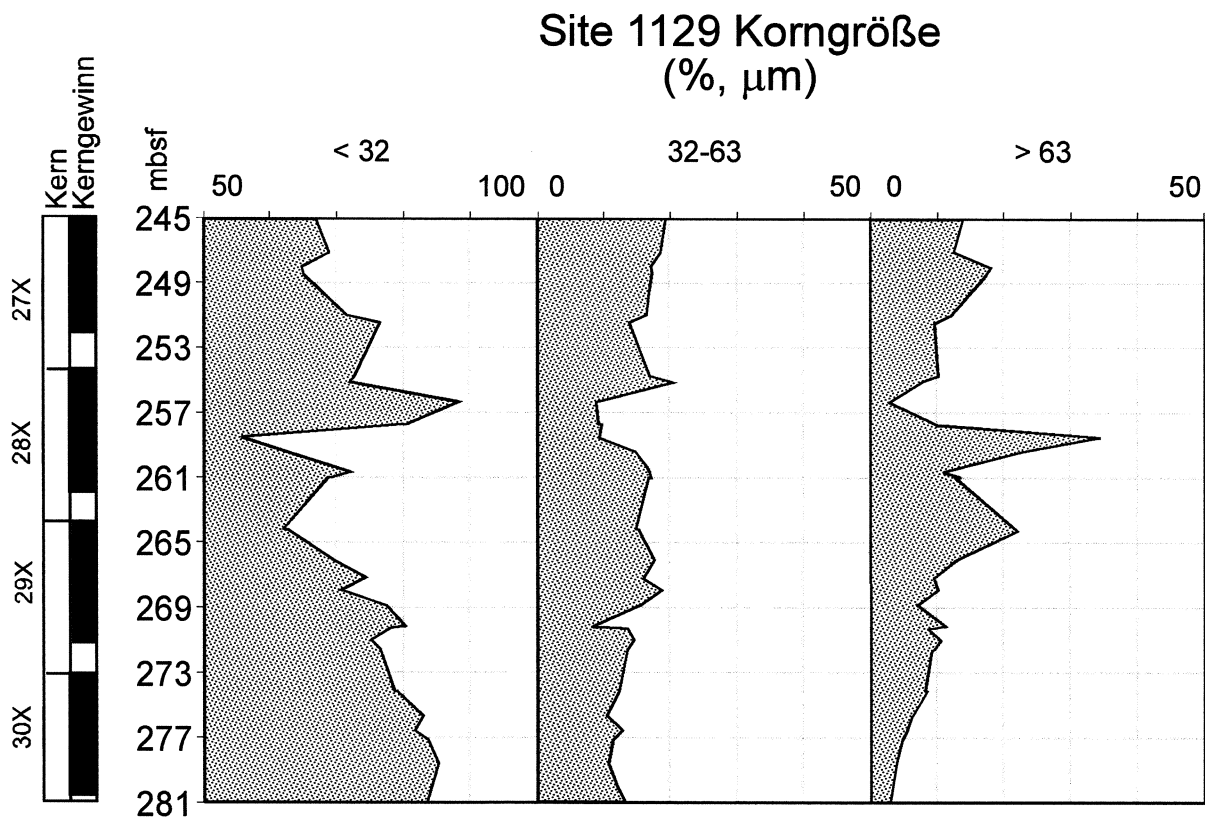
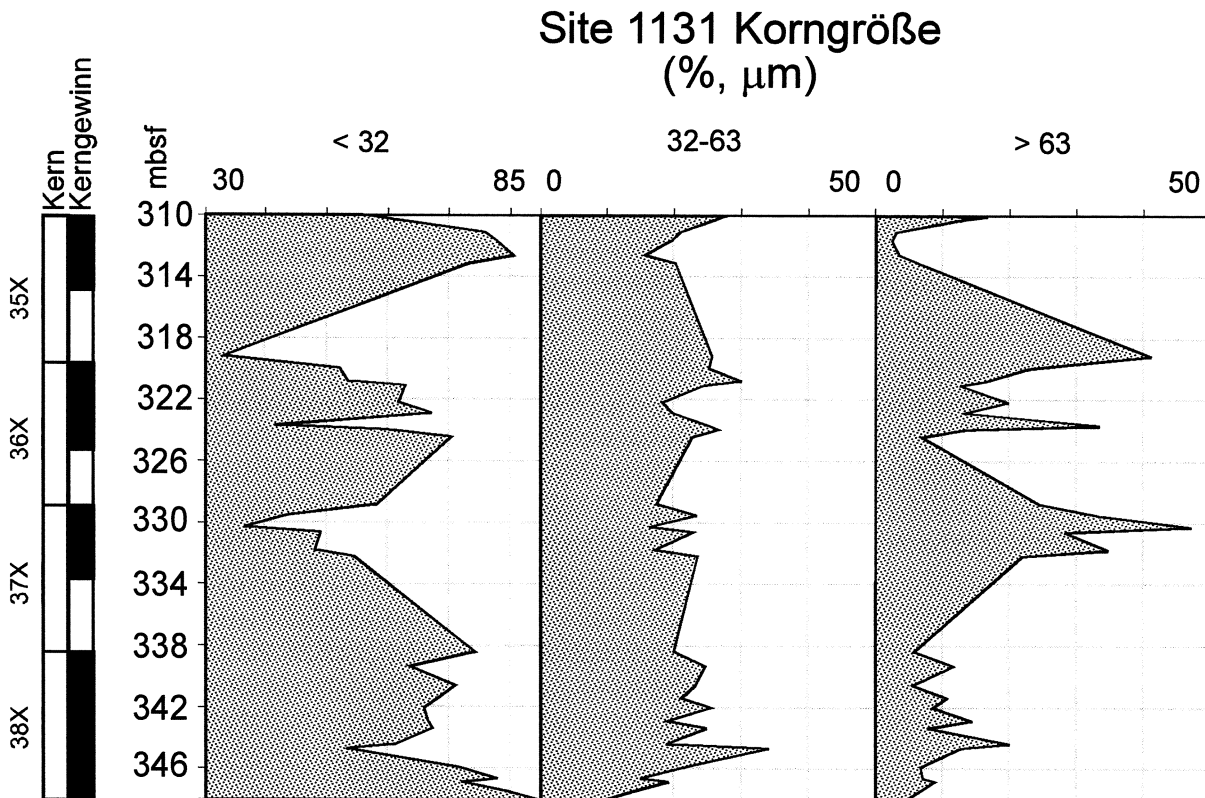
Abbildung 4.7 zeigt die Ergebnisse der karbonatmineralogischen Analyse (310 mbsf bis 348 mbsf). Aragonit und Hoch-Mg Kalzit sind am häufigsten in der Feinfraktion des untersuchten Sediments ( $< 32 \mu\text{m}$ ). Dolomit ist neben der Feinfraktion auch in der Fraktion  $32\text{-}63 \mu\text{m}$  vertreten. Aragonit und Hoch-Mg Kalzit sind am häufigsten oberhalb 332 mbsf. Aragonitgehalte erreichen hier Maximalwerte von 49 %, Hoch-Mg Kalzit kann bis zu 31 % der Gesamtprobe ausmachen. Im Gegensatz zu den übrigen Karbonatmodifikationen ist Dolomit vor allem zwischen 348 mbsf und 330 mbsf konzentriert. In einer Teufe von 332 mbsf erreicht der Dolomit seinen höchsten Gehalt von 21 %, darüber sind lediglich vernachlässigbare Dolomitgehalte festzustellen. Der Vergleich mit der, anhand der Sauerstoff-Isotopen rekonstruierten Meeresspiegel-Kurve (Abb. 4.8), zeigt, daß Aragonit und Hoch-Mg Kalzit in transgressiven bzw. Hochstands-Sedimenten zwischen 310 mbsf und 332 mbsf angereichert sind. Im Gegensatz hierzu erreicht der Dolomitgehalt sein Maximum in einer Teufe von 332 mbsf, in einem Bereich, der zu Beginn des Meeresspiegel-Anstiegs abgelagert wurde (Abb. 4.8).

### 4.2.3 Site 1129

Site 1129 ist die proximalste Bohrung innerhalb des untersuchten Kontinentalhang-Profiles (Abb. 1.5, 2.2). Die natürlichen Radioaktivitäts-Logs und das FMS-Log in Abb. 4.9 dokumentieren die geophysikalischen Eigenschaften der Sedimentabfolge zwischen 245 mbsf und 281 mbsf. Sowohl das HSGR- als auch das HCGR-Log zeigen Variationen der natürlichen Radioaktivität. Das HCGR-Log zeigt dabei einen annähernd symmetrischen Trend, der von einem starken Ausschlag am Top begrenzt wird (Abb. 4.9).

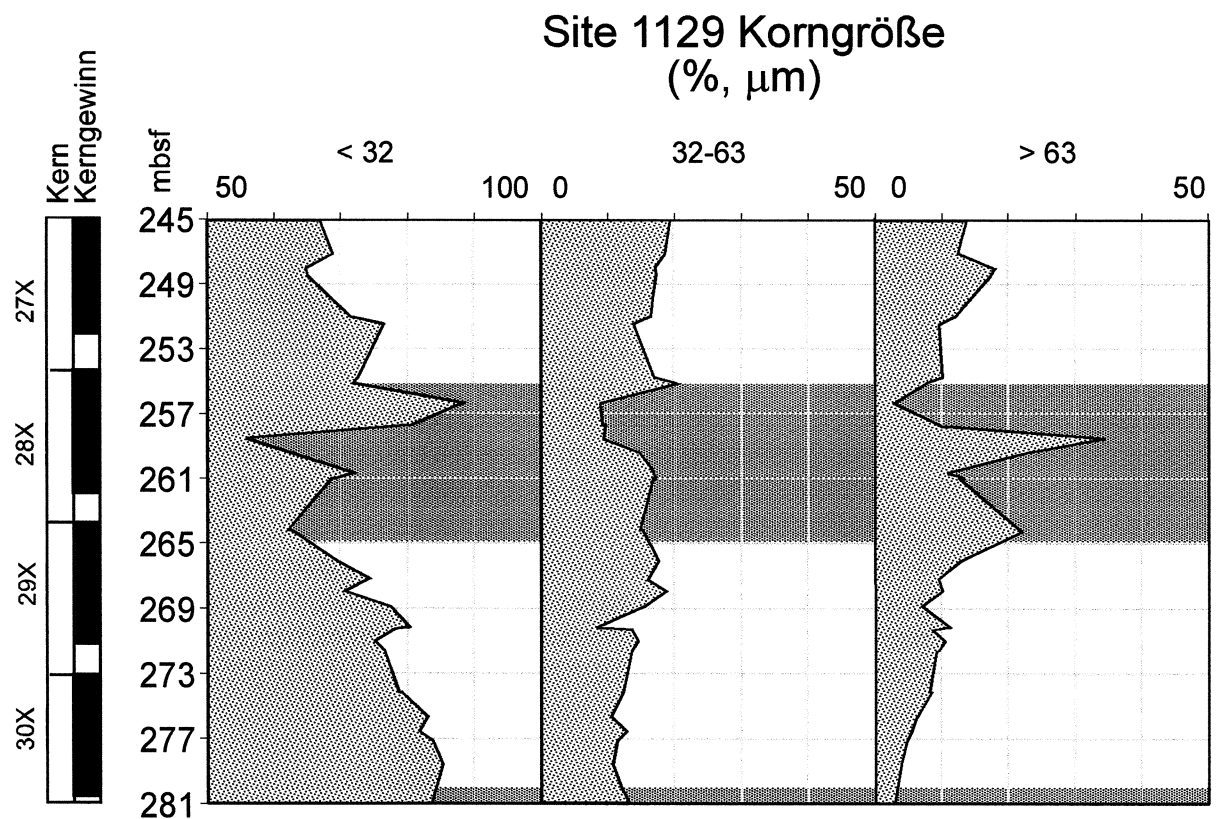
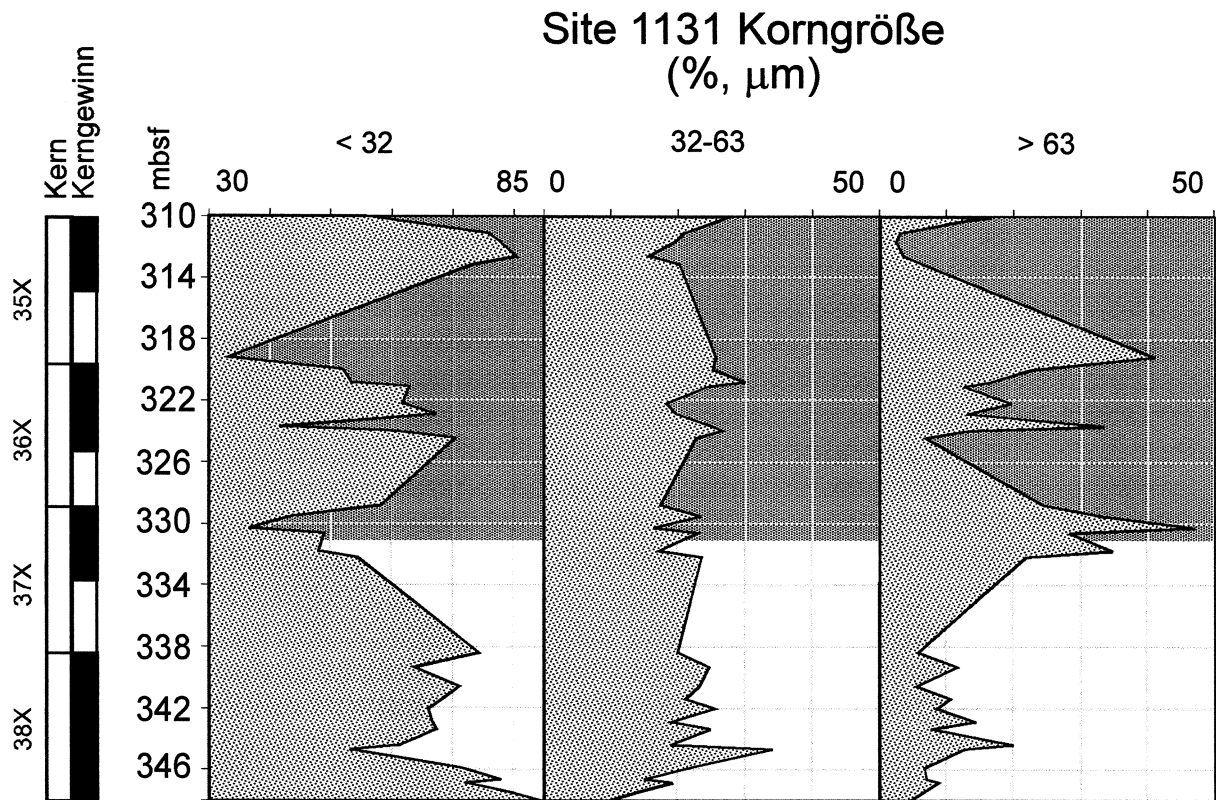
→ **Abb. 4.2:** Geophysikalische Bohrlochmessungen und lithologische Abfolge mit den auf Grundlage der Sauerstoff-Isotopenkurve interpretierten Veränderungen des Meeresspiegels (Site 1131). Leichte und relativ leichte Sauerstoff-Isotopenwerte zeigen ein Steigen des Meeresspiegels bzw. Meeresspiegel-Hochstände an (grau unterlegt). Schwerere Sauerstoffisotopen und Trends hin zu schweren Sauerstoffisotopen zeigen Meeresspiegel-Tiefstände an.





↑ **Abb. 4.3:** Korngrößen-Analyse der Site 1131 (348 mbsf bis 310 mbsf) und der Site 1129. Variationen der Korngröße lassen sich am besten anhand der Fraktion  $< 32 \mu\text{m}$  nachvollziehen. Site 1131: annähernd symmetrische Zu- und Abnahme der Korngröße; Site 1129: auf eine Korngrößenzunahme zwischen 281 mbsf und 257 mbsf folgt eine Korngrößenzunahme mit abruptem Rückgang der Korngröße am Top dieses Trends (Coarsening Upward-Zyklus).





↑ **Abb. 4.4:** Korngrößen-Analyse der untersuchten Intervalle aus Site 1131 und 1129 mit auf Grundlage der Sauerstoff-Isotopenkurve interpretierten Veränderungen des Meeresspiegels. Bereiche, die während des Meeresspiegel-Anstiegs bzw. -Hochstands abgelagert wurden zeigen im Allgemeinen eine Zunahme der Korngröße und sind hier grau unterlegt.

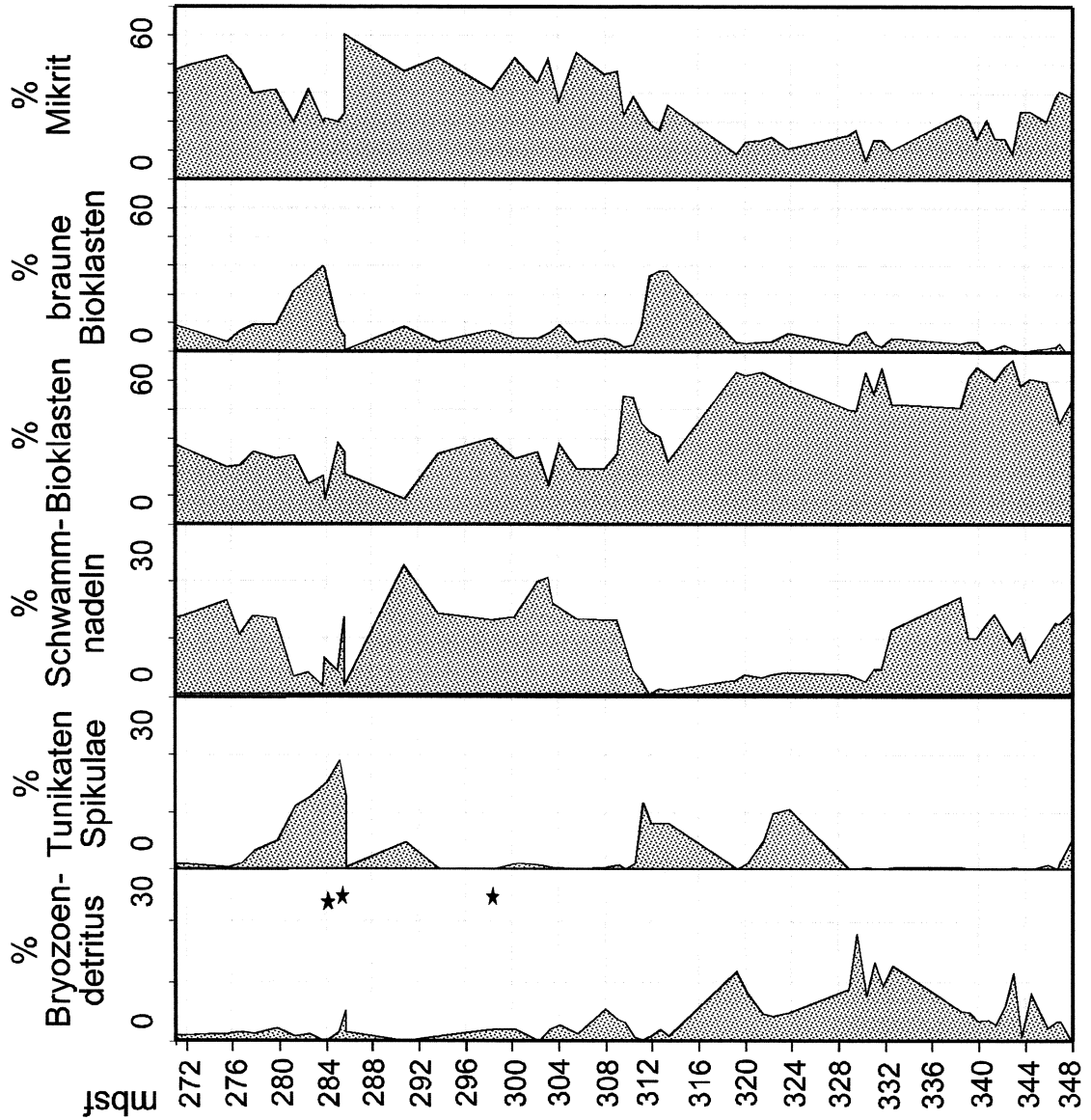
Ein ähnlicher Trend deutet sich zwar im HSGR-Log an, jedoch ist der Bereich zwischen 260 mbsf und 270 mbsf hier durch eine ganze Reihe ungewöhnlich starker Ausschläge charakterisiert (Abb. 4.9). Anhand des FMS-Logs lassen sich zwei Sedimentstapel unterscheiden. Der untere zwischen 260.5 mbsf und 280 mbsf ist vollständig dokumentiert und wird durch eine elektrisch leitfähigere Basis, sowie elektrisch resistivere Ablagerungen am Top charakterisiert. Das obere Sedimentpaket ist in dem hier untersuchten Bereich nicht vollständig dokumentiert, zeigt jedoch ebenso eine elektrisch leitfähige Basis. Im Bereich zwischen 260 mbsf und 266 mbsf wird dieser Trend zusätzlich durch eine Schichtung im cm- bis dm-Maßstab überlagert. Der Vergleich der natürlichen Radioaktivitäts-Logs und des FMS-Logs zeigt, daß starke Ausschläge im HSGR-Log sowohl mit sehr resistiven (z.B. 267 mbsf, 269 mbsf) als auch mit sehr leitfähigen FMS-Signaturen (z.B. 258.5 mbsf) korrespondieren. Der leitfähige Bereich in einer Teufe von 258.5 mbsf entspricht einem sehr starken Ausschlag im HCGR-Log. Bereiche mit niedrigen oder mittleren natürlichen Radioaktivitäten entsprechen oft Intervallen mit mittleren Farbtönen im FMS-Log.

Die sedimentäre Abfolge wird von hellgrauen bis olivgrauen Wacke- bis Packstones dominiert (Abb. 4.9). Eingeschaltet sind grobkörnigere Pack- bis Grainstones (z.B. 271 mbsf). In einer Teufe von 258.5 mbsf befindet sich ein Hartgrund, der von einer ca. 1 m mächtigen weißen Wacke- bis Packstone-Lage überlagert wird. Dem Hartgrund kann keine stark resistive (d.h. sehr helle) Lage im FMS-Log zugeordnet werden. Diese Zuordnung wäre nur dann möglich, wenn das FMS-Log um ca. 2 m in Relation zum Bohrkern zum Hangenden verschoben würde. Mögliche Ursachen dieser Abweichung sind auch hier z.B. in der Dehnung der verwendeten Kabelstränge oder Übertragungsfehler zwischen Meßgerät und Schiffsrechner während des Loggings zu suchen (vergl. z.B. Serra, 1984).

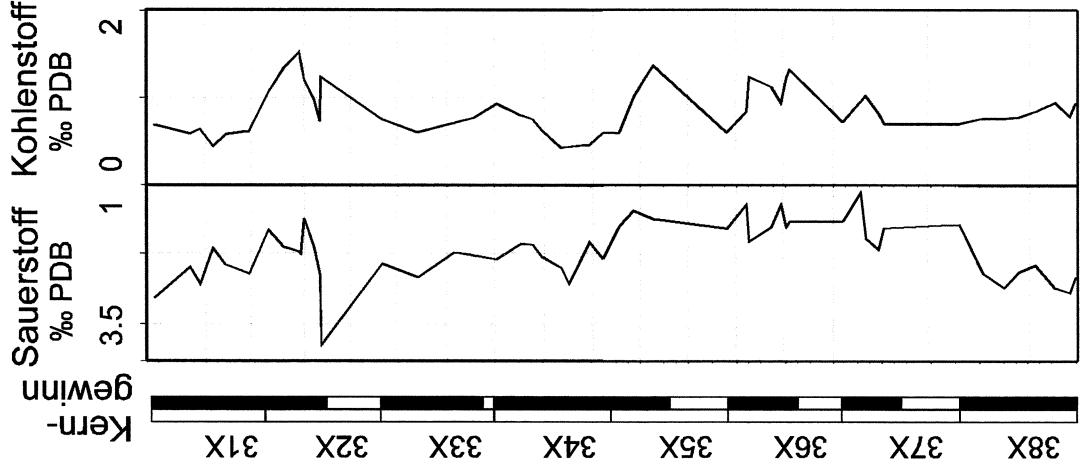
Innerhalb des untersuchten Abschnitts ist die Sauerstoff-Isotopenkurve zwischen 280 mbsf und 266 mbsf durch einen Trend in Richtung schwerer Isotope gekennzeichnet. Zwischen 266 mbsf und 255 mbsf kehrt sich dieser Trend um. Der Bereich zwischen 280 mbsf und 255 mbsf repräsentiert somit einen Zyklus, der annähernd 26 m mächtig ist. Generell korrespondieren Trends in Richtung schwerer  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit Trends in Richtung leichter Kohlenstoff-Isotope und umgekehrt. Analog der für Site 1127 und Site 1131 vorgestellten Interpretationen, wurden auch für Site 1129 Veränderungen des Meeresspiegels anhand der Sauerstoff-Isotopenkurve rekonstruiert (Abb. 4.10). Das Intervall zwischen 255 mbsf und 264 mbsf dokumentiert einen Meeresspiegel-Anstieg bzw. Hochstand. Ein Rückgang bzw. Tiefstand führte zur Ablagerung des Bereichs zwischen 264 mbsf und 280 mbsf. Der Bereich unterhalb 280 mbsf wird als Hochstands-Ablagerung interpretiert. Das Hochstands-Intervall ist hier jedoch nicht vollständig dokumentiert, d.h. die Untergrenze dieses Intervalls liegt nicht im Untersuchungsabschnitt. Ebenso verhält es sich mit dem Intervall oberhalb 255 mbsf, das einem Meeresspiegel-Rückgang zuzuordnen ist und dessen Obergrenze außerhalb des beprobten Abschnitts liegt (Abb. 4.10).

→ **Abb. 4.5:** Quantitative Faziesanalyse des ausgewählten Untersuchungsintervalls in Site 1131. Die Häufigkeiten der dargestellten sedimentären Komponenten fluktuieren innerhalb der sedimentären Abfolge. Die Häufigkeiten der Tunikaten Spikulae und der braunen Bioklasten verhalten sich antithetisch zu den Häufigkeiten der Schwammnadeln und des Mikrits. Bryozoen-Detritus überwiegt im Bereich unterhalb 310 mbsf, Rotalgenbruch tritt lediglich in vereinzelt Proben auf (Sterne).

Komponenten Site 1131



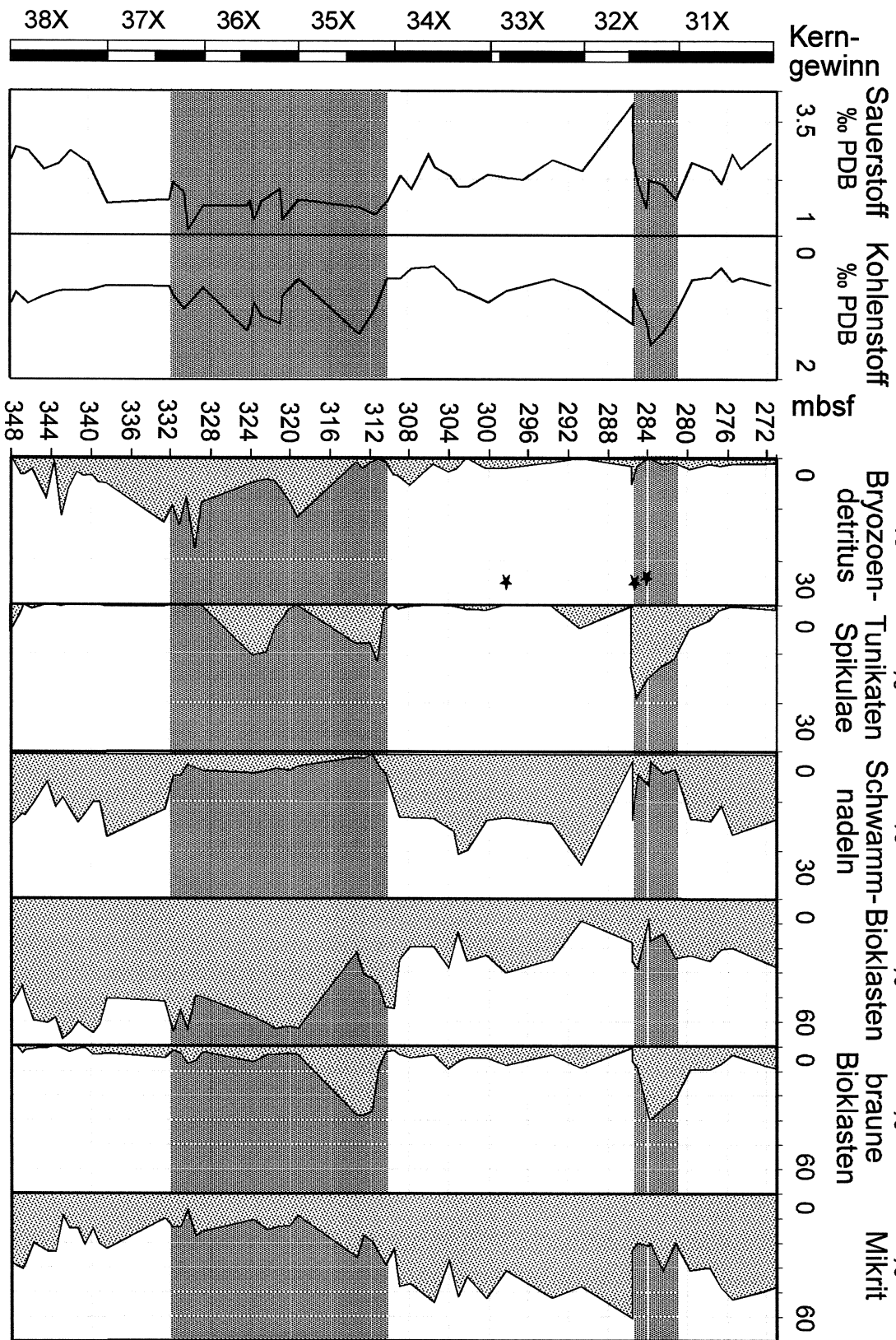
Stabile Isotope



# Stabile Isotope

# Komponenten

# Site 1131



← **Abb. 4.6:** Quantitative Faziesanalyse des untersuchten Intervalls (Site 1131) mit auf Grundlage der Sauerstoff-Isotopenkurve erstellten Interpretationen der Veränderungen des Meeresspiegels. Während des Meeresspiegel-Anstiegs und –Hochstands (grau unterlegt) überwiegen Tunikaten Spikulae und braune Bioklasten. Bryozoendetritus überwiegt im Bereich unterhalb 310 mbsf, Rotalgendetritus ist nur in einzelnen Proben vertreten (Sterne). Zeiten des fallenden Meeresspiegels bzw. der Tiefstände werden durch einen erhöhten Anteil an Schwammnadeln und Mikrit charakterisiert.

Im Gegensatz zu den oben beschriebenen Ablagerungen aus Site 1127 und Site 1131 ist der untersuchte Abschnitt aus Site 1129 frühdiagenetischen Veränderungen unterworfen. Diese frühe synsedimentäre Diagenese wird durch das Vorhandensein zementierter Intervalle innerhalb einer ansonsten weitgehend unverfestigten Abfolge deutlich (Abb. 4.9, Fototafel 5D). Solche zementierten Intervalle werden zudem von einem positiven Ausschlag der Sauerstoff-Isotopenkurve begleitet, der seinerseits auf verstärkte Zementation hinweist (z.B. 257 mbsf). Daher kann die Interpretation der Veränderungen des Meeresspiegels für diesen Bereich nicht ausschließlich auf der Interpretation der Trends der Sauerstoff-Isotopenkurve basieren. Marshall (1992) postuliert, daß die Kohlenstoff-Isotope im Vergleich zu den Sauerstoff-Isotopen in geringerem Maße einer diagenetischen Überprägung ausgesetzt sind. Tatsächlich zeigt die Kohlenstoff-Isotopenkurve deutlichere Trends innerhalb des untersuchten Abschnitts (Abb. 4.9). Vernachlässigt man nun die starken positiven Ausschläge der Sauerstoff-Isotopenkurve, die auf Zementation zurückzuführen sind (z.B. 257 mbsf), so zeigt sich, daß die Trends der Sauerstoff-Isotopenkurve in ihrer Mächtigkeit den Trends der Kohlenstoff-Isotopenkurve gleichen (Abb. 4.9).

Innerhalb des Abschnitts zwischen 245 mbsf und 281 mbsf variiert die Korngröße des untersuchten Sedimentmaterials erheblich (Abb. 4.3). Diese Variationen werden in der < 32 µm- und in der > 63 µm-Fraktion besonders deutlich. Zwischen 257 mbsf und 281 mbsf ist ein Coarsening Upward-Zyklus mit einer Mächtigkeit von 24 m ausgebildet. Vergleicht man die für Site 1129 interpretierten Veränderungen des Meeresspiegels mit den Ergebnissen der Korngrößen-Analyse, so wird deutlich, daß während Meeresspiegel-Absenkungen und –Tiefständen gebildete Ablagerungen in der Regel feinkörniger sind, als Ablagerungen des ansteigenden Meeresspiegels (Abb. 4.4). Während des späten Meeresspiegel-Hochstands zeigt die Korngrößen-Kurve jedoch einen abrupten Rückgang (Abb. 4.4).

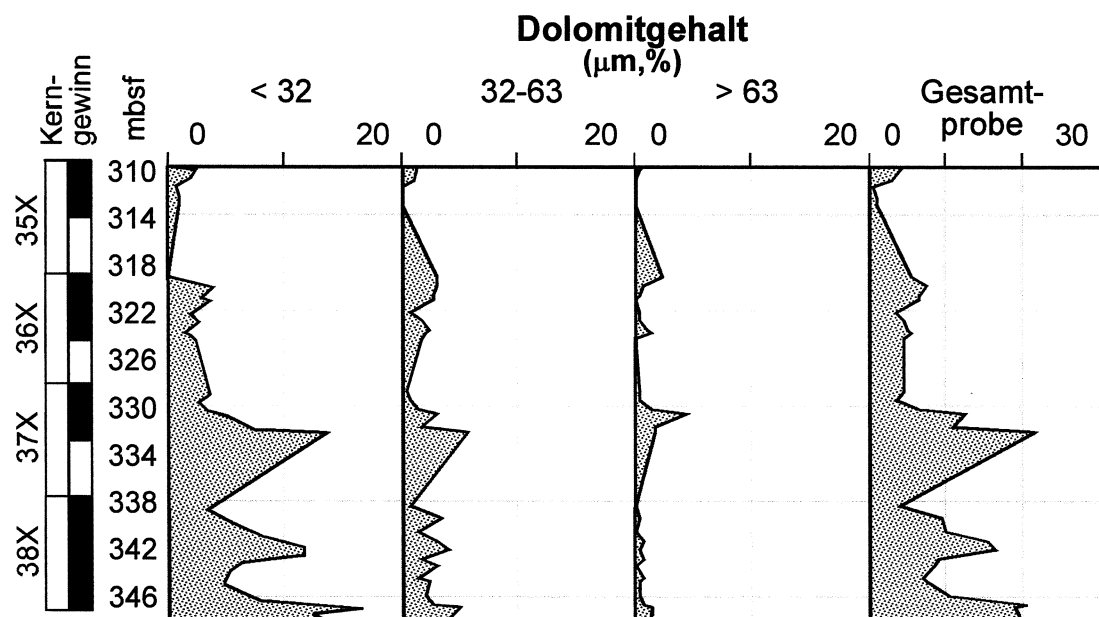
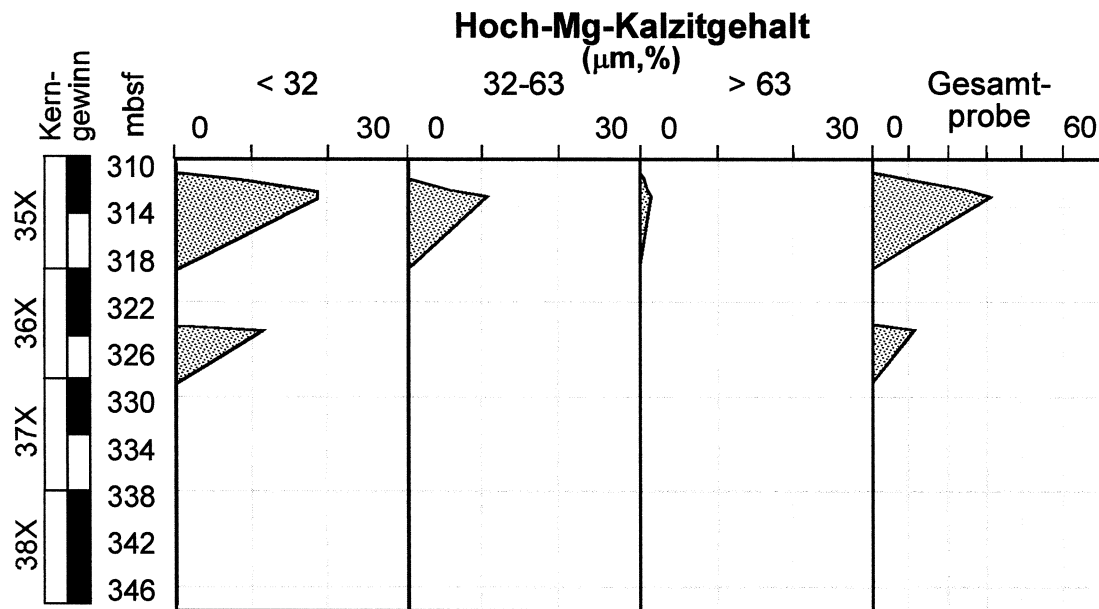
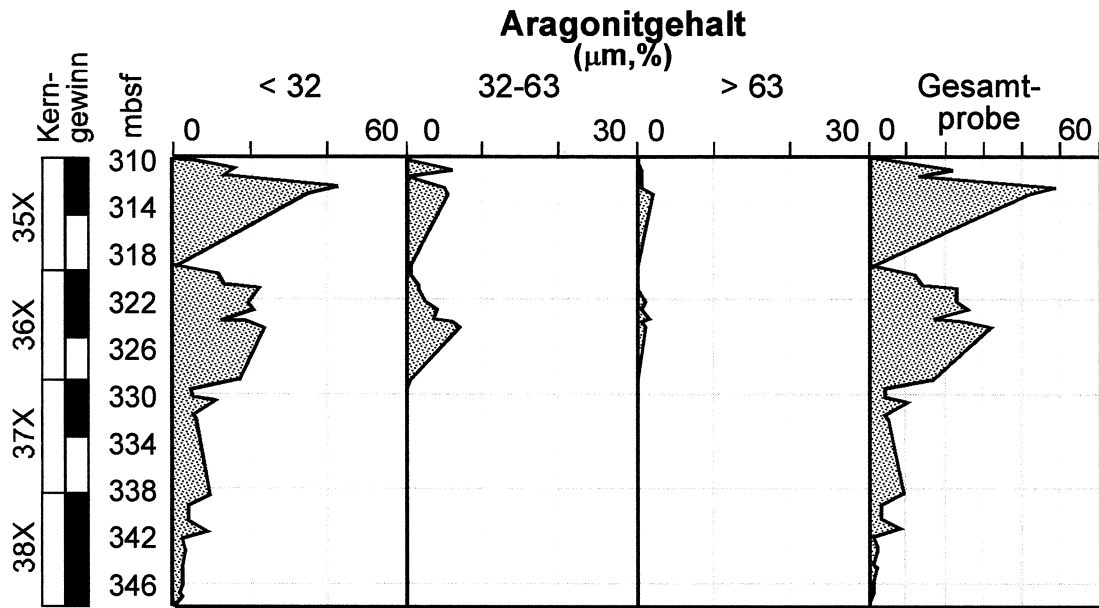
Die Komponenten-Analyse der untersuchten Proben der Site 1129 belegt Variationen in der kompositionellen Zusammensetzung des Gesteins (Abb. 4.11). Tunikaten Spikulae, Schwammnadeln, Bioklasten, braune Bioklasten, Bryozoen- und Rotalgen-Detritus und der Mikritgehalt weisen Variationen ihrer Häufigkeiten auf. Bereiche, die während Zeiten des steigenden Meeresspiegels und des Meeresspiegel-Hochstands abgelagert wurden, sind reich an Bryozoen-Detritus, Tunikaten Spikulae und braunen Bioklasten. Auch Rotalgenbruch tritt überwiegend innerhalb solcher Bereiche auf. Im Gegensatz hierzu dominieren Schwammnadeln und höhere Mikritgehalte in Ablagerungen, die während Zeiten des Meeresspiegel-Rückgangs bzw. –Tiefstands abgelagert wurden (Abb. 4.12).

Aragonit, Hoch-Mg Kalzit und Dolomit lassen sich anhand der karbonatmineralogischen Analyse für den ausgewählten Abschnitt der Site 1129 nachweisen (Abb. 4.13). Der Gehalt dieser Karbonatminerale ist insgesamt innerhalb der Feinfraktion  $< 32 \mu\text{m}$  am höchsten. Sie sind jedoch nicht gleichmäßig innerhalb der sedimentären Abfolge verteilt, sondern zeigen Häufigkeitsfluktuationen. Dabei kommen die höchsten Aragonitgehalte (annähernd 30 %) zwischen 265 mbsf und 255 mbsf vor. Die in Site 1129 gemessenen Hoch-Mg Kalzitgehalte sind meist niedriger als 5 % und beschränken sich weitgehend auf den Bereich zwischen 271 mbsf und 254 mbsf. Im unteren Bereich des Analyseabschnitts (281 mbsf bis 261 mbsf) kann Dolomit bis zu 12 % der Gesamtprobe stellen. Der Gehalt der einzelnen Karbonatmodifikationen fluktuiert in Abhängigkeit von Veränderungen des Meeresspiegels (Abb. 4.14): Maximale Aragonit-Konzentrationen sind Intervallen zuzuordnen, die während Zeiten des Meeresspiegel-Anstiegs bzw. –Hochstands abgelagert wurden. Fluktuationen des Hoch-Mg Kalzit verlaufen parallel zu den Aragonitschwankungen, sind jedoch weniger deutlich ausgeprägt. Im Gegensatz zu den metastabilen Karbonatmodifikationen erreicht der Dolomitgehalt sein Maximum in einem Abschnitt, der während des beginnenden Meeresspiegel-Anstiegs abgelagert wurde.

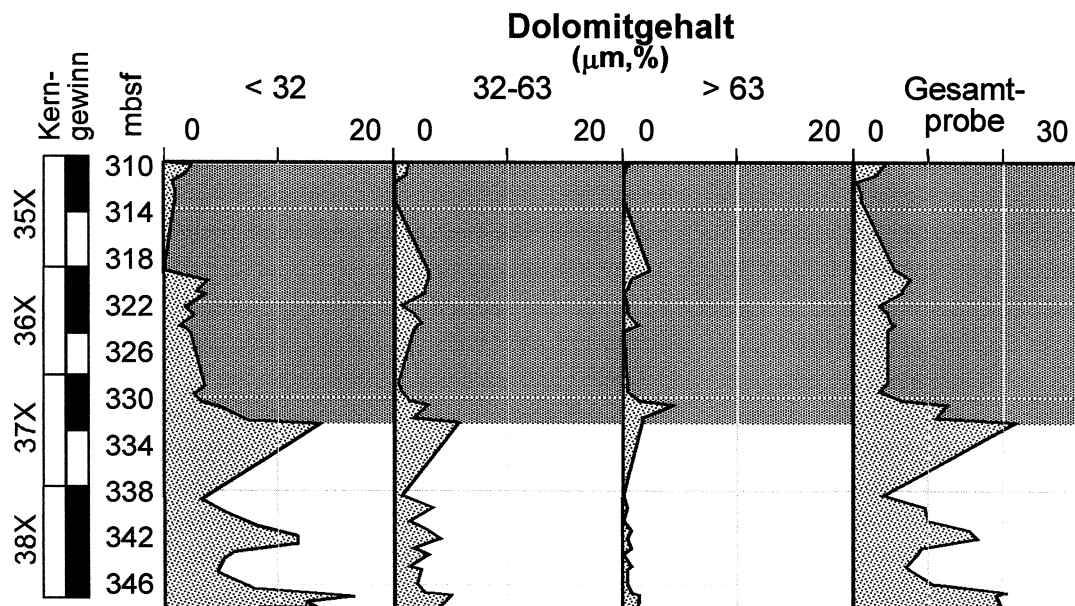
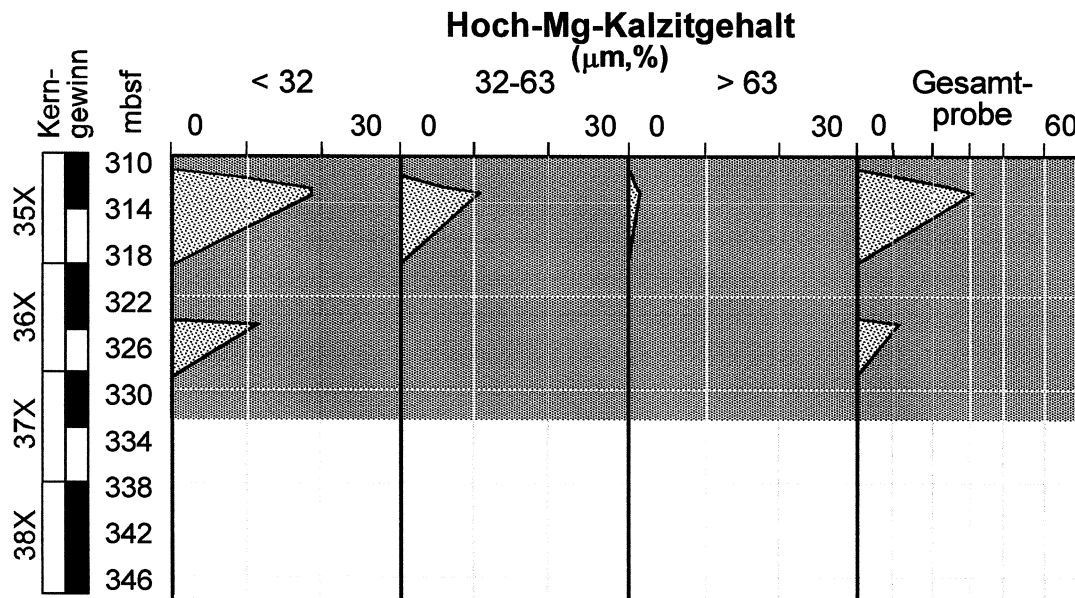
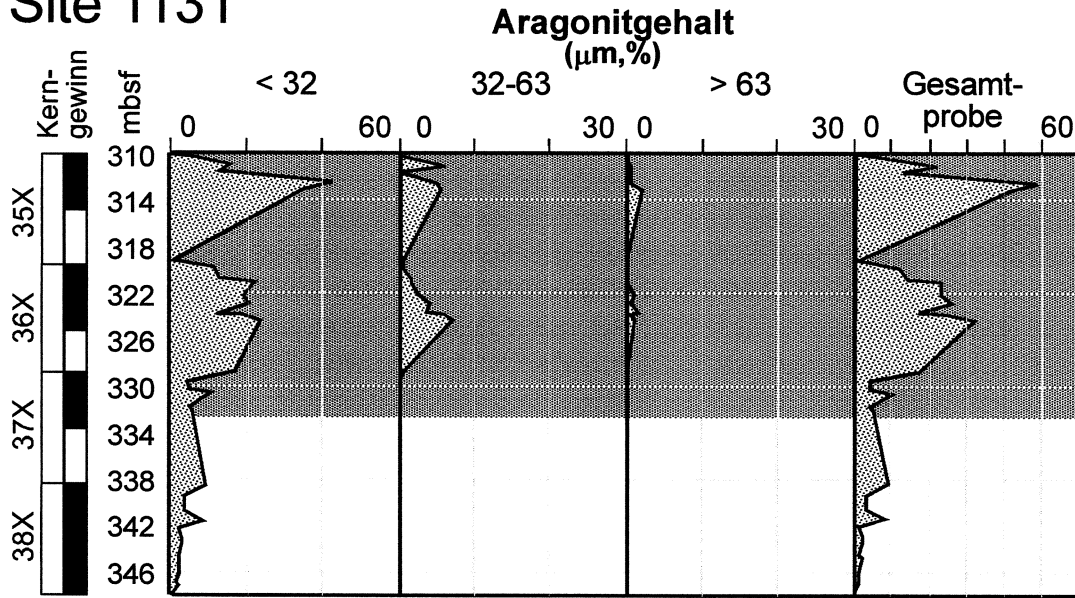
### 4.3 Korrelation entlang des oberen Kontinentalhangs

Die Korrelation der in Kapitel 4.2 dokumentierten sedimentären Zyklen, bzw. der Hochstands- und Tiefstands-Ablagerungen innerhalb der unterschiedlichen Bohrungen wird in Abbildung 4.15 präsentiert. Die Korrelation der Sedimentpakete basiert dabei im Wesentlichen auf den seismischen Korrelationshorizonten c17 und c18 (vergl. Kapitel 4.1) und auf den Variationen der Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopen. Die in der vorliegenden Arbeit definierten Begrenzungen der sedimentären Zyklen, d.h. die Untergrenzen der Intervalle, die während der Meeresspiegel-Tiefstände und –Rückgänge abgelagert wurden, und die Obergrenzen der Intervalle, die während der Meeresspiegel-Anstiege bzw. Hochstände abgelagert wurden, weichen von den präsentierten seismischen Korrelationshorizonten ab (Abb. 4.15). Während diese Abweichung in der proximalsten Site 1129 5-6 m beträgt, ist sie in Site 1131 mit 1.5 m geringer. In Site 1127 begrenzen die seismischen Horizonte ein einzelnes Hochstands-Intervall. Diese Abweichungen sind zumindest teilweise auf die geringe Teufengenauigkeit der c-Horizonte von  $\pm 5 \text{ m}$  zurückzuführen (vergl. Kapitel 4.1).

→ **Abb. 4.7:** Ergebnisse der karbonatmineralogischen Analyse (Site 1131; 348 mbsf bis 310 mbsf). Die Karbonatmodifikationen Aragonit, Hoch-Mg Kalzit und Dolomit sind in der Feinfraktion  $< 32 \mu\text{m}$  konzentriert und weisen Variationen ihrer jeweiligen Häufigkeit auf. Aragonit und Hoch-Mg Kalzit sind oberhalb 330 mbsf konzentriert. Der Dolomitgehalt ist am höchsten unterhalb 330 mbsf.



# Site 1131





← **Abb. 4.8:** Ergebnisse der karbonatmineralogischen Analyse (Site 1131; 348 mbsf bis 310 mbsf) mit den auf Grundlage der Sauerstoff-Isotopenkurve interpretierten Meeresspiegelveränderungen. Intervalle, die während des Meeresspiegel-Anstiegs bzw. Hochstands abgelagert wurden, sind hier grau unterlegt. Die übrigen Intervalle wurden während Meeresspiegel-Absenkungen bzw. –Tiefständen abgelagert. Aragonit- und Hoch-Mg Kalzit dominieren während Zeiten des Meeresspiegel-Anstiegs bzw. –Hochstands. Der Dolomitgehalt ist am größten zu Beginn des Meeresspiegel-Anstiegs.

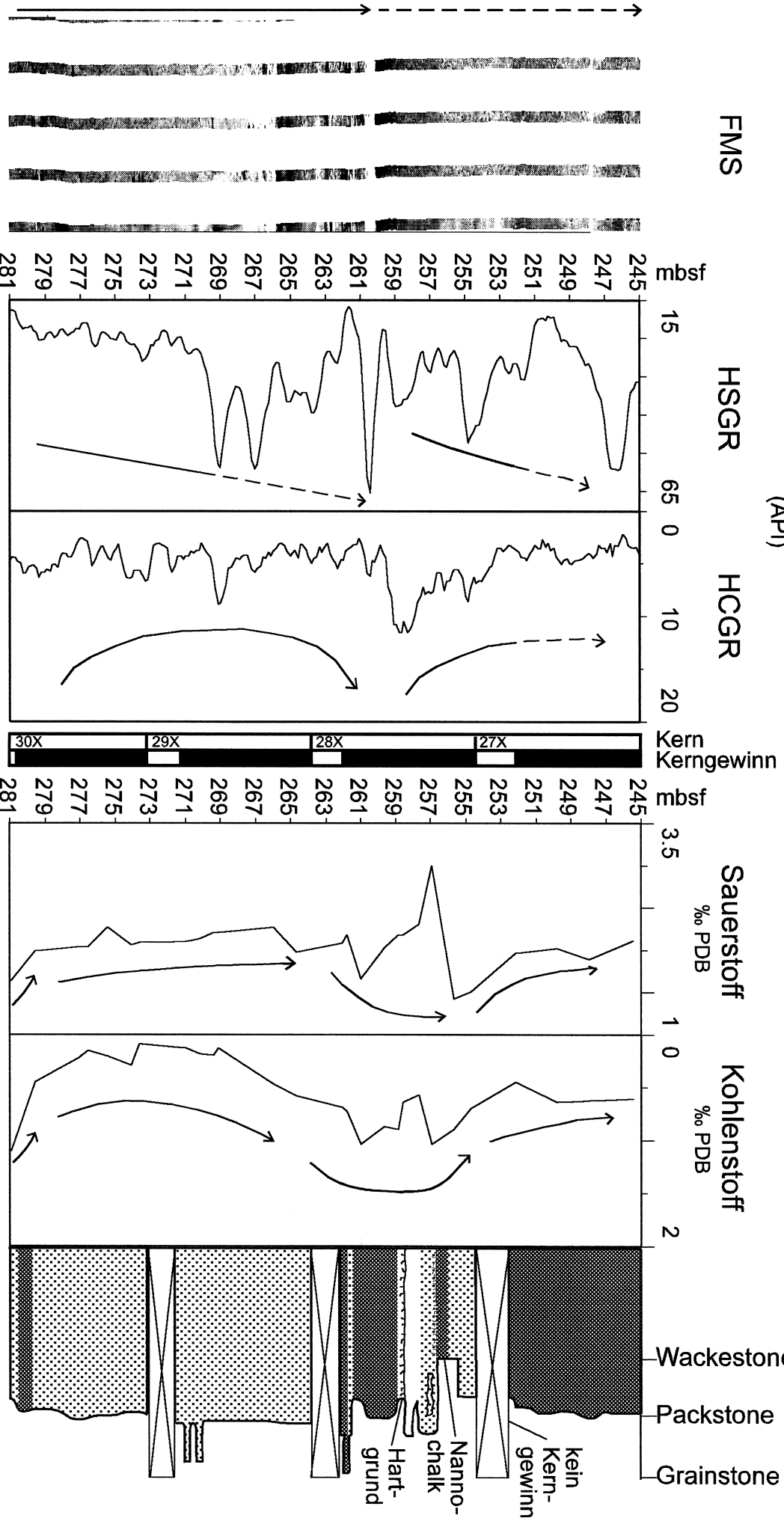
Entlang des Kontinentalhang-Profiles treten Variationen der Mächtigkeiten der Hochstands- und Tiefstands-Ablagerungen auf (Abb. 4.15). Sedimentäre Intervalle, die während Zeiten des Meeresspiegel-Tiefstands abgelagert wurden, zeigen eine Zunahme der Mächtigkeit von der proximalsten Position in Site 1129 (~ 15 m) hangabwärts bis zu dem mittleren Bereich des Profils in Site 1131. Darüberhinaus erreichen die Tiefstands-Ablagerungen in Site 1131 ihre maximale Mächtigkeit (~ 25 m). Ein beckenwärtiges Auskeilen der Tiefstands-Intervalle ist in Site 1127 zu erkennen (~ 4 m; Abb. 4.15). Die Mächtigkeiten der Intervalle, die während des Meeresspiegel-Anstiegs und –Hochstands abgelagert wurden, weisen ebensolche Unterschiede auf. Diese Intervalle sind in Site 1129 und 1131 geringmächtiger als die entsprechenden Tiefstands-Ablagerungen (~ 10 m in Site 1129 und ~ 5 m in Site 1131). Innerhalb der distalsten Bohrung Site 1127 sind Ablagerungen des Meeresspiegel-Anstiegs und –Hochstands jedoch mächtiger als die vergleichbaren Tiefstands-Ablagerungen (~ 11 m; Abb. 4.15).

Unabhängig von ihrer Position im Kontinentalhang-Profil, sind die sedimentären Zyklen durch eine ausgeprägte Polarität in Hinblick auf ihre Zusammensetzung gekennzeichnet (Abb. 4.15). Hierbei sind Tunikaten Spikulae, braune Bioklasten, Bryozoen- und Rotalgen-Detritus in Intervallen dominant, welche während Zeiten des Meeresspiegel-Anstiegs bzw. –Hochstands abgelagert wurden. Ablagerungen des Meeresspiegel-Rückgangs und –Tiefstands sind hingegen durch Schwammnadeln und Mikrit charakterisiert. Darüberhinaus variiert die Häufigkeit einiger dieser Komponenten entlang des Profils. Die Häufigkeit der Tunikaten Spikulae nimmt von den proximalen Bohrungen Site 1129 und 1131 beckenwärts bis zur distalsten Site 1127 ab. Im Gegensatz hierzu nimmt der Gehalt an Schwammnadeln, braunen Bioklasten und Mikrit in beckenwärtiger Richtung zu (Abb. 4.15).

Site 1129

Gamma-Strahlen-Logs  
(API)

Stabile Isotopen



← **Abb. 4.9:** Geophysikalische Bohrlochmessungen (FMS-, HSGR- und HCGR-Log) mit stabilen Isotopen und lithologischer Abfolge (Site 1129). Interpretierte Zyklen sind durch Pfeile dargestellt, gestrichelte Pfeile repräsentieren Zyklen, deren Basis bzw. Top außerhalb des Untersuchungsintervalls liegt.

#### 4.4 Interpretation und Diskussion der Ergebnisse

Die Beobachtungen, daß Sediment entlang eines proximal-distal Profils kontinuierlich während eines Base Level-Zyklus abgelagert wird, und daß Schichten, die an einer Lokalität abgelagert werden, zeitgleich zu Diskordanzflächen anderer Lokalitäten entstehen, wurden schon 1917 von Barrell zusammengefaßt. Indem er die Konzepte und Ideen von Barrell aufgriff, postulierte Busch (1959), daß stratigraphische Zyklen die Sedimentakkumulation während Base Level-Zyklen wiedergeben. Er verwendete erstmals den Begriff der genetischen Sequenz für eine stratigraphische Einheit, die alle Sedimente enthält, welche in allen zusammenhängenden Ablagerungsräumen während eines vollständigen Base Level-Zyklus abgelagert werden. Das Konzept des stratigraphischen Base Level wird dabei entsprechend Wheeler (1964) verwendet, der den Base Level als eine nicht-physische, undulierende und kontinuierliche Fläche versteht, die sich in Relation zur Erdoberfläche hebt und senkt. Während Base Level-Hebungen vergrößert sich der Bereich der Erdoberfläche unterhalb des Base Levels und zugleich der Anteil der Fläche, auf der Sediment zur Ablagerung kommt. Darüberhinaus wird der Base Level als eine Grenzfläche definiert, an der die Energie, die benötigt wird, um Sedimentfracht zu bewegen mit der Energie, die benötigt wird, um Sediment abzulagern im Gleichgewicht steht (Wheeler, 1964). Auf dem Eucla Schelf entspricht der Base Level der Wellenbasis (James et al., 1994; James et al., 2001), die sich in einer Wassertiefe von 70 m befindet. Für die in diesem Kapitel gezeigten Meeresspiegel-Tiefstände kann eine Absenkung des Meeresspiegels und damit auch der Wellenbasis bzw. des Base Levels von etwa 100 m angenommen werden (vergl. Kapitel 3.3.1, Abb. 3.7).

Cross & Lessenger (1998) beschreiben den Prozeß der Sediment Volumen Partitionierung als eine Folge des sich ändernden Akkomodationsraumes während der Base Level-Absenkung bzw. –Hebung. Bei der Sediment Volumen Partitionierung wird in unterschiedlichen Faziesbereichen entlang eines proximal-distal Profils in Abhängigkeit vom jeweils zur Verfügung stehenden Akkomodationsraum ein unterschiedliches Sedimentvolumen abgelagert und erhalten. Als Folge hiervon verändert die Sediment Volumen Partitionierung die Symmetrie stratigraphischer Zyklen entlang eines solchen Profils. Der Begriff Fazies-Differenzierung beschreibt einen Prozeß, in dem sich die einzelnen Faziesbestandteile, Faunenassoziationen und Faziesabfolgen eines geologischen Settings (z.B. des Eucla Schelf-Kontinentalhangs) aufgrund von Veränderungen des Base Levels abweichend voneinander entwickeln (Cross & Lessenger, 1998). Während Cross & Lessenger (1998) diese Konzepte erstmals für siliziklastische Ablagerungssysteme erarbeiteten, sollen diese Konzepte in der vorliegenden Arbeit auf einen nicht-tropischen Ablagerungsraum übertragen werden. Sowohl Sediment Volumen Partitionierung als auch Fazies-Differenzierung des nicht-tropischen Ablagerungssystems des Eucla Schelfs sind dennoch nicht nur eine Folge eines sich ändernden Base Levels, sondern vielmehr eine Folge der Menge und der Art der biogenen

Komponenten, die vom Eucla Schelf auf den Kontinentalhang und ins angrenzende Becken geschüttet werden. Die dafür zu Grunde liegenden Parameter hängen im Wesentlichen vom Grad der Überflutung des Eucla Schelfs ab (vergl. Kapitel 3.3).

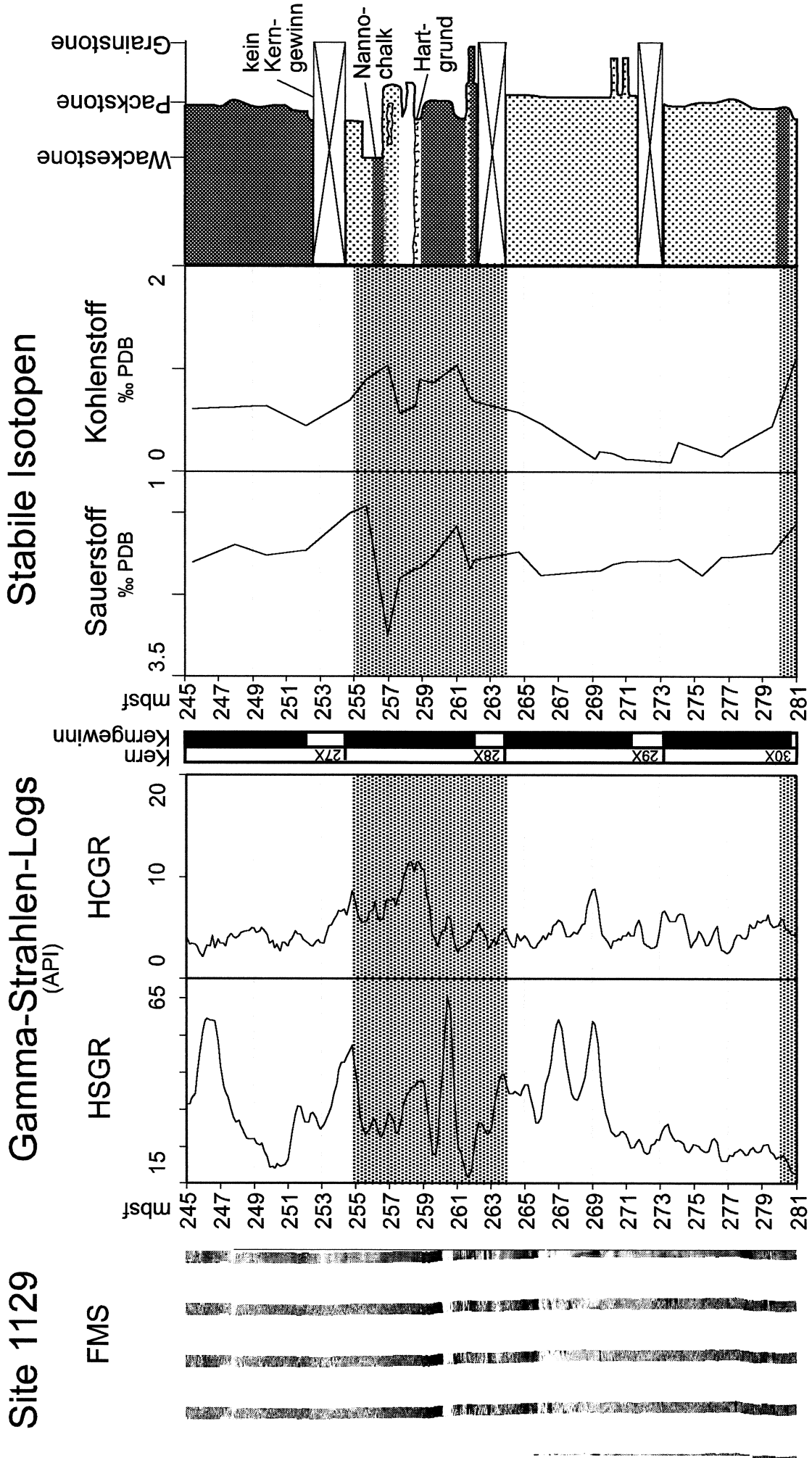
Die Konzepte der genetischen Stratigraphie, Sediment Volumen Partitionierung und Fazies-Differenzierung werden häufig in Zusammenhang mit Flachwasser-Ablagerungssystemen angewandt (z.B. Cross, 1988; Cross et al., 1993; Lerat et al., 2000; Grammer et al., 2000). Homewood & Eberli (2000) geben einen Überblick über die Anwendbarkeit dieser sedimentologischen Konzepte auf unterschiedliche Typen karbonatischer und karbonatisch-siliziklastischer Ablagerungssysteme. Bislang fehlen jedoch Beispiele genetischer Stratigraphie in Ablagerungsräumen des Kontinentalhangs und des Beckens, insbesondere für Kaltwasserkarbonat-Ablagerungssysteme weitgehend.

Die hier untersuchten pleistozänen nicht-tropischen Periplattform-Ablagerungen des Eucla Schelfs weisen genetische Sequenzen auf, deren Bildung im Wesentlichen von hochfrequenten Veränderungen des Meeresspiegels gesteuert wird (Abb. 4.16). Die genetischen Sequenzgrenzen bilden sich während Meeresspiegel-Tiefständen, d.h. in Intervallen, die durch schwerste  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte charakterisiert werden. Die genetischen Sequenzgrenzen drücken sich innerhalb der sedimentären Abfolge in Form abrupter Korngrößenwechsel oder als Umkehrpunkte in Korngrößen-Trends aus (Abb. 4.17).

Eine solche genetische Sequenz besteht im proximalsten Bereich (Site 1129) aus einem Coarsening Upward-Zyklus (Abb. 4.17), in beckenwärtiger Richtung wird dieser Coarsening Upward-Zyklus durch einen Coarsening Upward-Zyklus mit einer Korngrößenabnahme, d.h. mit einem Fining Upward-Anteil, am Top abgelöst (Sites 1131 und 1127; Abb. 4.17). Diese Korngrößenabnahme wird hier als Produkt der beginnenden Base Level-Absenkung interpretiert, die möglicherweise dazu führt, daß Sedimentmaterial, welches zuvor in oberen Bereichen des Kontinentalhangs abgelagert wurde, aufgearbeitet und anschließend in distalere Positionen entlang des Profils wieder abgelagert wird. Der Fining Upward-Anteil der genetischen Sequenz keilt zudem in beckenwärtiger Richtung aus (Abb. 4.17).

Die durchschnittliche Mächtigkeit einer hier dokumentierten genetischen Sequenz beträgt ca. 25 m unmittelbar beckenwärts der Schelfkante (Site 1129). Eine maximale Mächtigkeit von ca. 30 m wird in distalere Positionen erreicht (Site 1131), bevor die genetische Sequenz in beckenwärtiger Richtung erneut auskeilt und im Bereich der Site 1127 Mächtigkeiten von 10-15 m aufweist.

→ **Abb. 4.10:** Geophysikalische Bohrlochmessungen (FMS-, HSGR- und HCGR-Log), stabile Isotope (Sauerstoff- und Kohlenstoffisotope), lithologische Abfolge und auf Grundlage der Trends der Sauerstoff-Isotopenkurve interpretierte Meeresspiegelschwankungen. Intervalle, die während der Meeresspiegel-Hochstände abgelagert wurden, sind hier grau unterlegt (siehe Text für detaillierte Erläuterung).



Darüberhinaus ist eine genetische Sequenz in einen Hochstands- und einen Tiefstands-Abschnitt geteilt, wobei sich die Sedimentgeometrien der Tiefstands-Ablagerungen und die Sedimentgeometrien der Ablagerungen der Transgression bzw. des Meeresspiegel-Hochstands voneinander unterscheiden. Tiefstands-Ablagerungen sind hierbei linsenförmig ausgebildet und verjüngen sich in küstenwärtiger als auch in beckenwärtiger Richtung. Im Gegensatz hierzu weisen Transgressions- und Hochstands-Ablagerungen eine größere Erstreckung entlang des proximal-distal Profils auf und zeigen lediglich geringe Veränderung ihrer Mächtigkeiten (Abb. 4.16). Ursache dieser unterschiedlichen Sedimentgeometrien ist die Sediment Volumen Partitionierung. Während des Meeresspiegel-Hochstands befindet sich der innere bis mittlere Schelfbereich des Eucla Schelfs innerhalb der durch die Wellenbasis beeinflussten Zone (vgl. James et al., 1994; James et al., 2001). Dies verhindert eine nennenswerte sedimentäre Ablagerung. Zugleich ist der äußere Schelfbereich eine Region, in der Ablagerung stattfindet (James et al., 1994; Abb. 4.16-1 und Abb. 4.16-3). Während Meeresspiegel-Tiefständen fallen innerer und mittlerer Schelfbereich weitgehend trocken, während sich der äußere Schelfbereich innerhalb der wellendominierten Zone befindet. Dadurch ist der resultierende Material-Export auf den angrenzenden Kontinentalhang während des Meeresspiegel-Tiefstands stark eingeschränkt (Abb. 4.16-2 und 4.16-4).

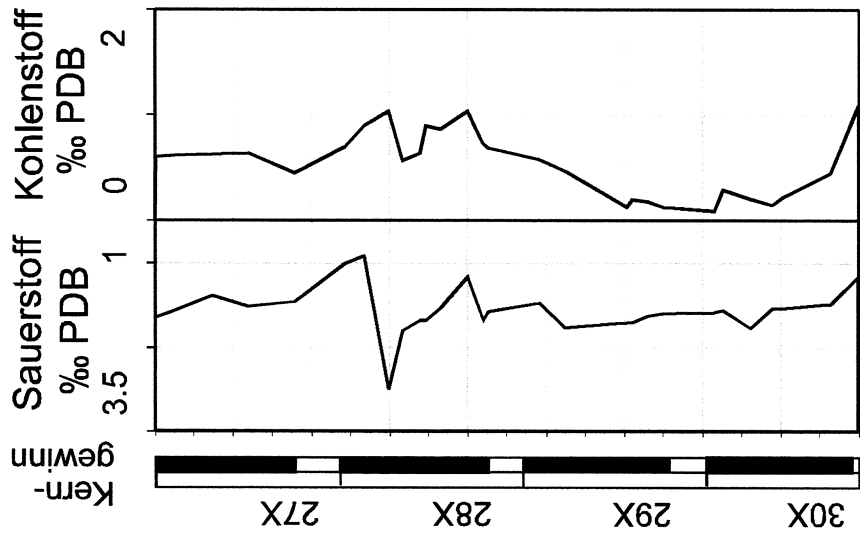
Innerhalb der genetischen Sequenzen werden Hochstands-Ablagerungen charakterisiert durch grobkörnige bioklastenreiche Pack- bis Grainstones mit überwiegend Tunikaten Spikulae, braunen Bioklasten und Bryozoen- und Rotalgen-Detritus. Tiefstands-Ablagerungen sind feinkörnige Packstones mit hohen Gehalten an Schwammnadeln und Mikrit.

Diese Polarität der sedimentären Komponenten sowie der Faunenvergesellschaftungen repräsentiert hier eine Hochstands- versus Tiefstands-Differenzierung der Karbonatfabrik. Im Rahmen dieser Studie ist es nicht möglich, die Kontrollfaktoren dieser Fazies-Differenzierung eindeutig zu bestimmen. Mögliche Ursachen sind jedoch in Veränderungen der Wassertemperatur entlang des Schelfs und/oder in Fluktuationen des Nährstoffeintrags als Folge unterschiedlicher paläozeanographischer Bedingungen entlang des Eucla Schelfs zu suchen (vergl. Kapitel 1.1.1 und 3.4).

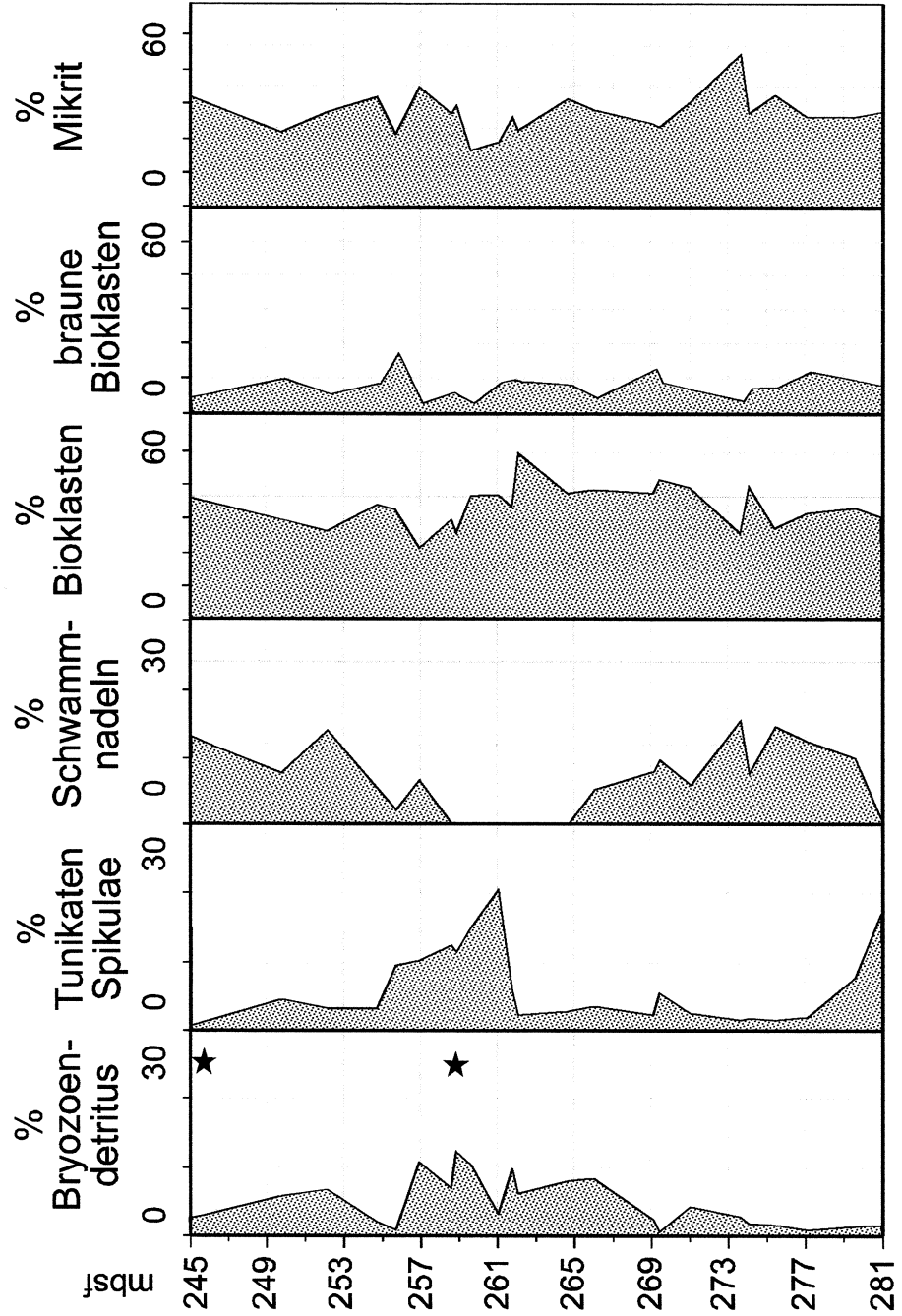
→ **Abb. 4.11:** Quantitative Faziesanalyse des untersuchten Intervalls (Site 1129) mit stabilen Isotopenkurven. Variationen der Häufigkeiten der unterschiedlichen sedimentären Komponenten zeigen einen Zusammenhang zwischen Tunikaten Spikulae und braunen Bioklasten und zwischen Schwammnadeln und dem Mikritgehalt. Bryozoen-Detritus ist lediglich von untergeordneter Bedeutung. Rotalgen-Detritus ist in vereinzelt Proben vorhanden.

# Site 1129

## Stabile Isotope

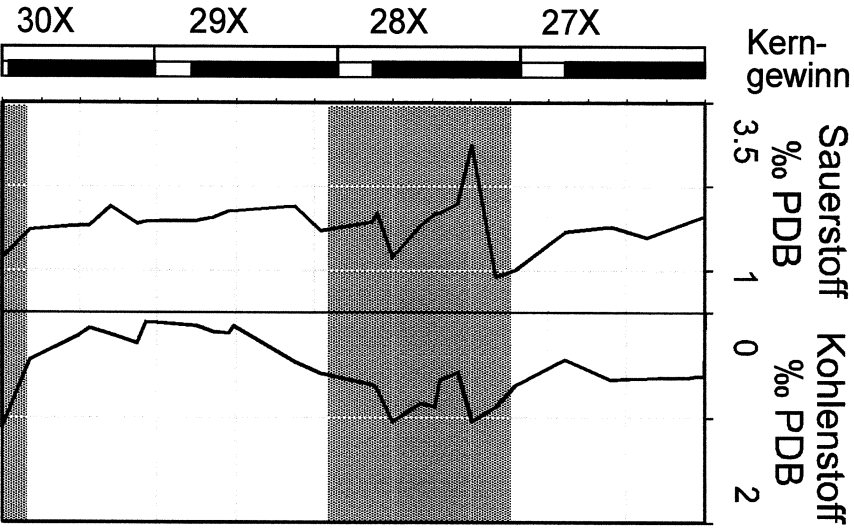


## Komponenten

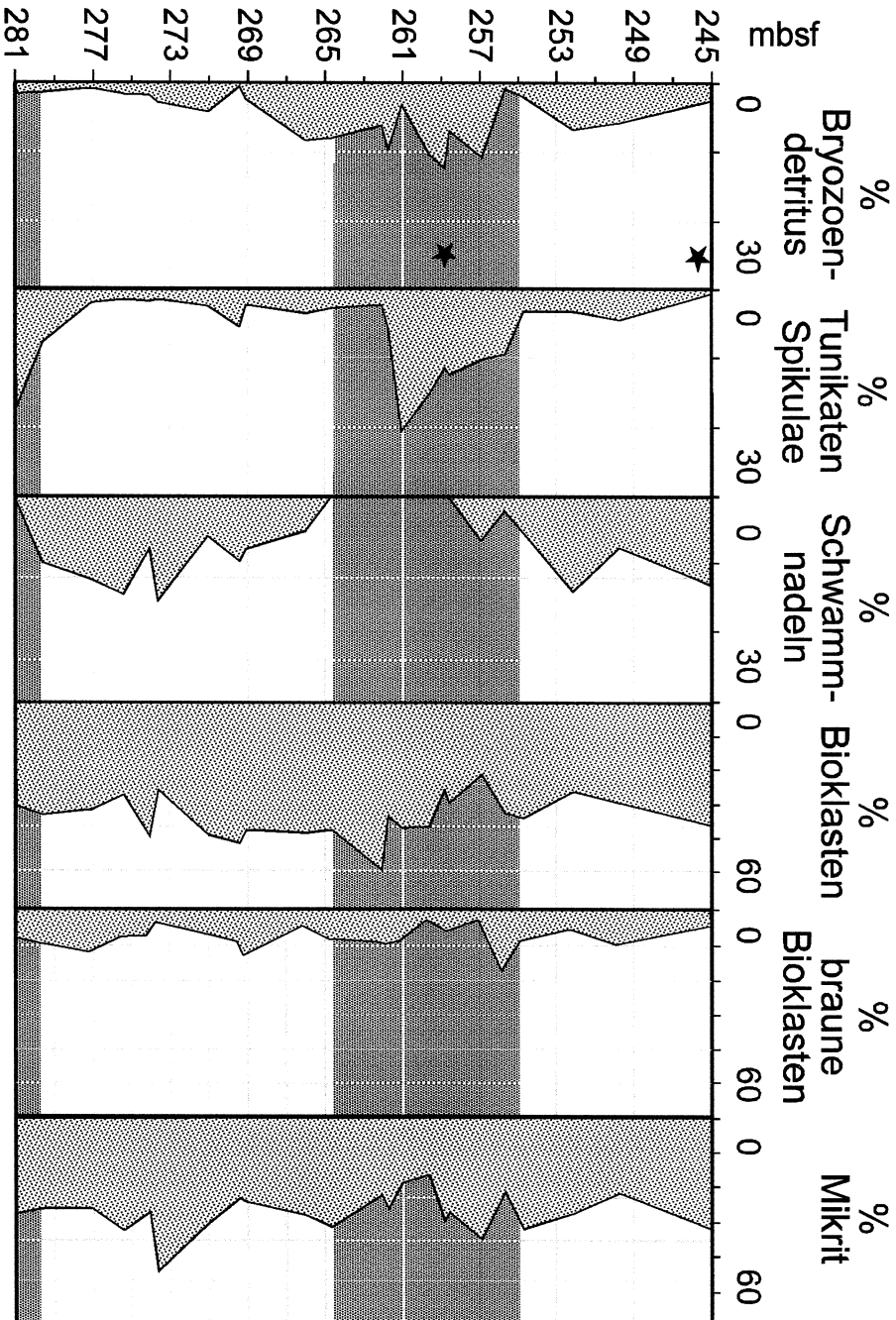


# Site 1129

## Stabile Isotope



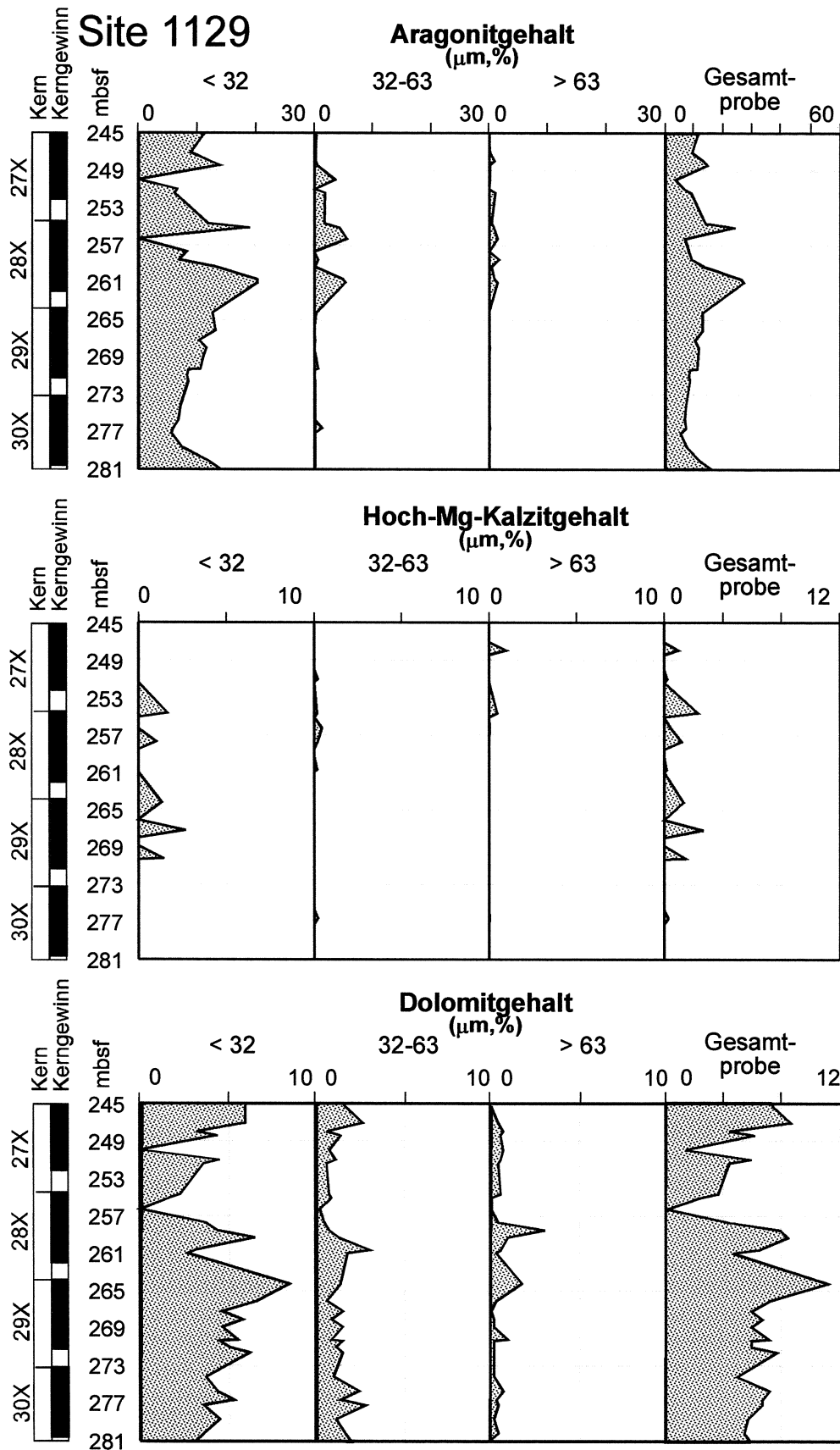
## Komponenten



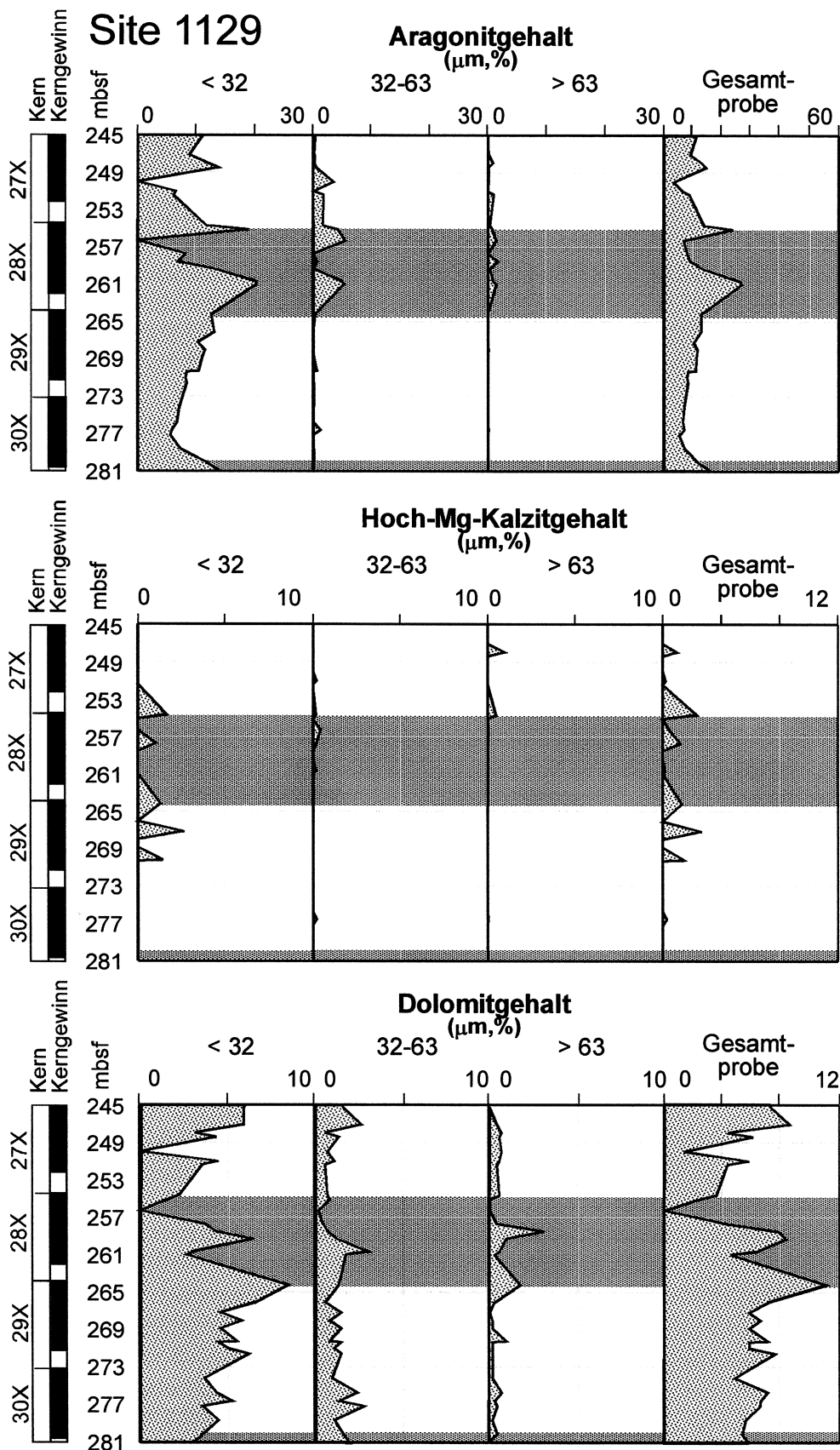


Aufgrund der speziellen Mineralogie der untersuchten Bioklasten (siehe Kapitel 3.3.4) führt die Fazies-Differenzierung zugleich auch zu einer Differenzierung der mineralogischen Zusammensetzung innerhalb der untersuchten sedimentären Abfolge. Aragonit und Hoch-Mg Kalzit sind hierbei in Ablagerungen angereichert, die während des Meeresspiegel-Anstiegs und –Hochstands entstehen. Dolomit ist am häufigsten in Ablagerungen, die während des frühen Meeresspiegel-Anstiegs gebildet werden. Sowohl die Ursachen der Veränderungen der karbonatmineralogischen Zusammensetzung als auch die Herkunft des Dolomits innerhalb der untersuchten sedimentären Abfolge werden in Kapitel 3.3.4 beispielhaft für Site 1127 diskutiert und können auf das gesamte Kontinentalthang-Ablagerungssystem des Eucla Schelfs übertragen werden. Die wichtigsten sedimentologischen und kompositionellen Charakteristika einer idealisierten genetischen Sequenz, wie sie sich aus den hier dargestellten Daten ergibt, sind in Abb. 4.18 zusammengefaßt. Die frühpleistozäne nicht-tropische Periplattformkarbonat-Abfolge des Eucla Schelfs wird dabei durch die Stapelung solcher genetischer Sequenzen gebildet (vergl. Abb. 4.16).

← **Abb. 4.12:** Quantitative Faziesanalyse des untersuchten Intervalls (Site 1129) mit stabilen Isotopenkurven und den anhand der Sauerstoff-Isotopenkurve interpretierten Meeresspiegelveränderungen. Intervalle, die während des ansteigenden Meeresspiegels bzw. des Meeresspiegel-Hochstands abgelagert wurden, sind grau unterlegt. Innerhalb dieser Intervalle überwiegen Tunikaten Spikulae und Bryozoen-Detritus, die Häufigkeit der braunen Bioklasten steigt jedoch nur wenig an. Zeiten des fallenden Meeresspiegels und des Meeresspiegel-Tiefstands werden durch einen erhöhten Schwammnadel- und Mikritgehalt charakterisiert.



↑ **Abb. 4.13:** Ergebnisse der XRD-Analyse des untersuchten Intervalls (Site 1129). Aragonit, Hoch-Mg Kalzit und Dolomit konzentrieren sich in der Feinfraktion der untersuchten Ablagerungen und weisen Variationen ihrer jeweiligen Häufigkeiten auf. Maximale Aragonitgehalte wurden in einer Tiefe von 265 mbsf bis 255 mbsf gemessen. Hoch-Mg Kalzit übersteigt in nur wenigen Proben 5 %. Hohe Dolomitgehalte sind im Bereich zwischen 281 mbsf und 261 mbsf zu verzeichnen.



↑ **Abb. 4.14:** Ergebnisse der karbonatmineralogischen Analyse des untersuchten Intervalls (Site 1129) mit auf Grundlage der Sauerstoff-Isotopenkurve interpretierten Meeresspiegel-Veränderungen. Aragonit ist am häufigsten während des Meeresspiegel-Anstiegs bzw. -Hochstands (grau unterlegt), während Dolomit am häufigsten zu Beginn des Meeresspiegel-Anstiegs ist. Hoch-Mg Kalzit zeigt lediglich geringfügige Fluktuationen, ist jedoch während des Meeresspiegel-Anstiegs am häufigsten.

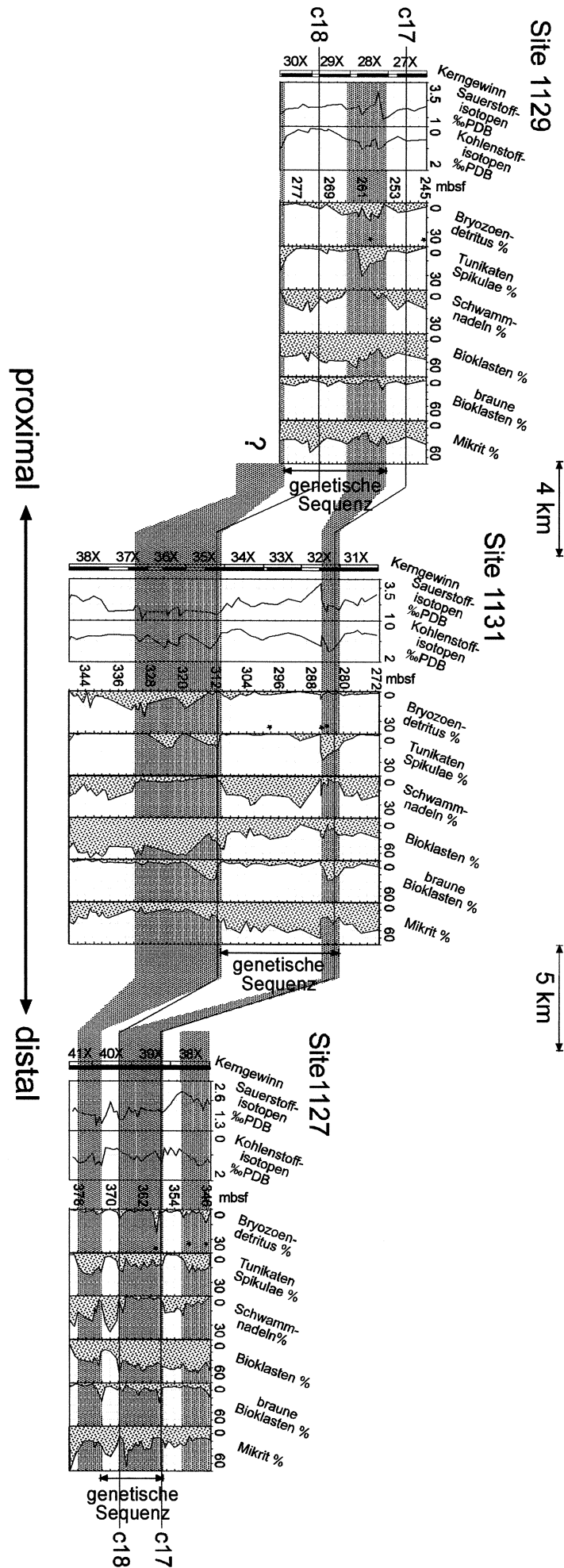
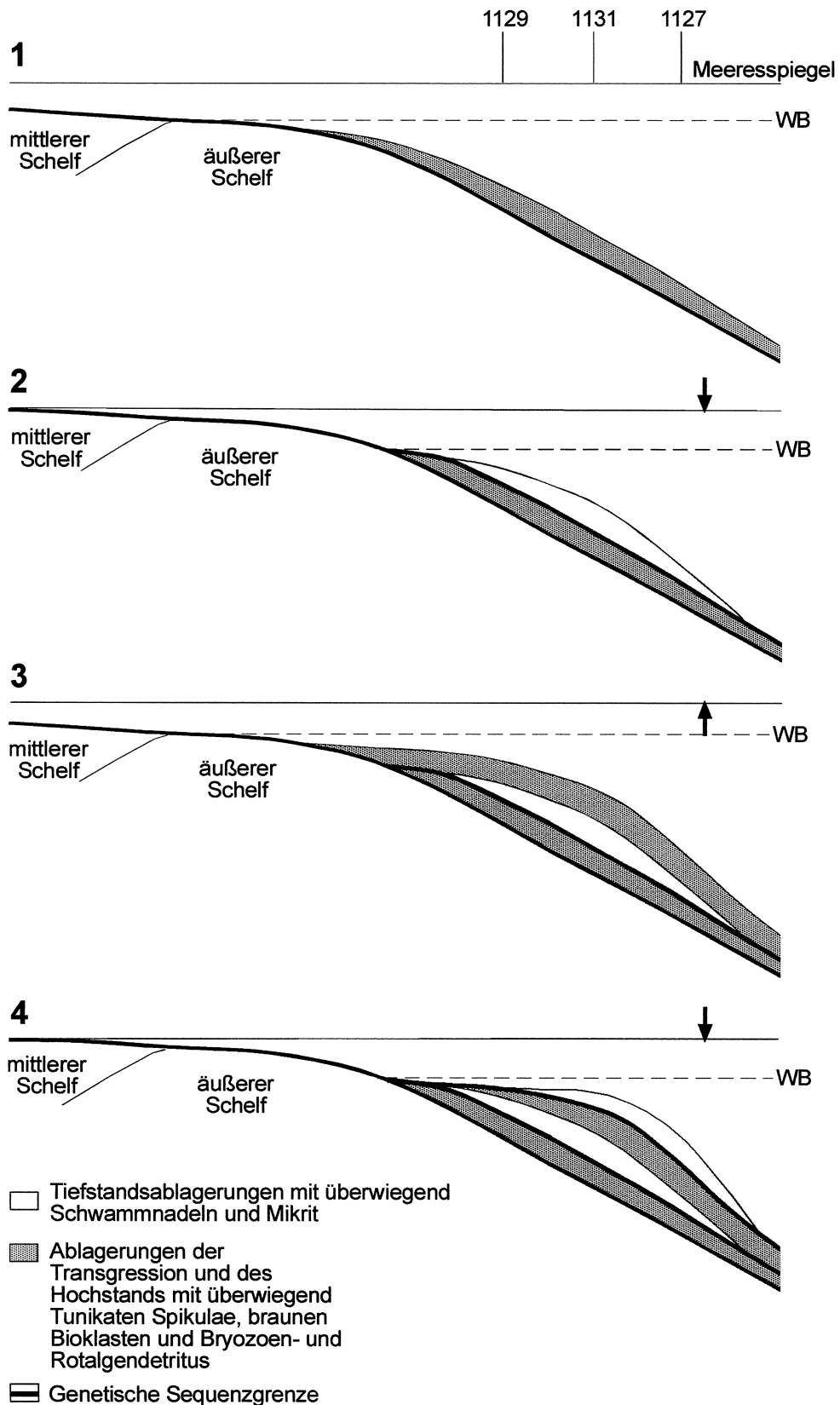
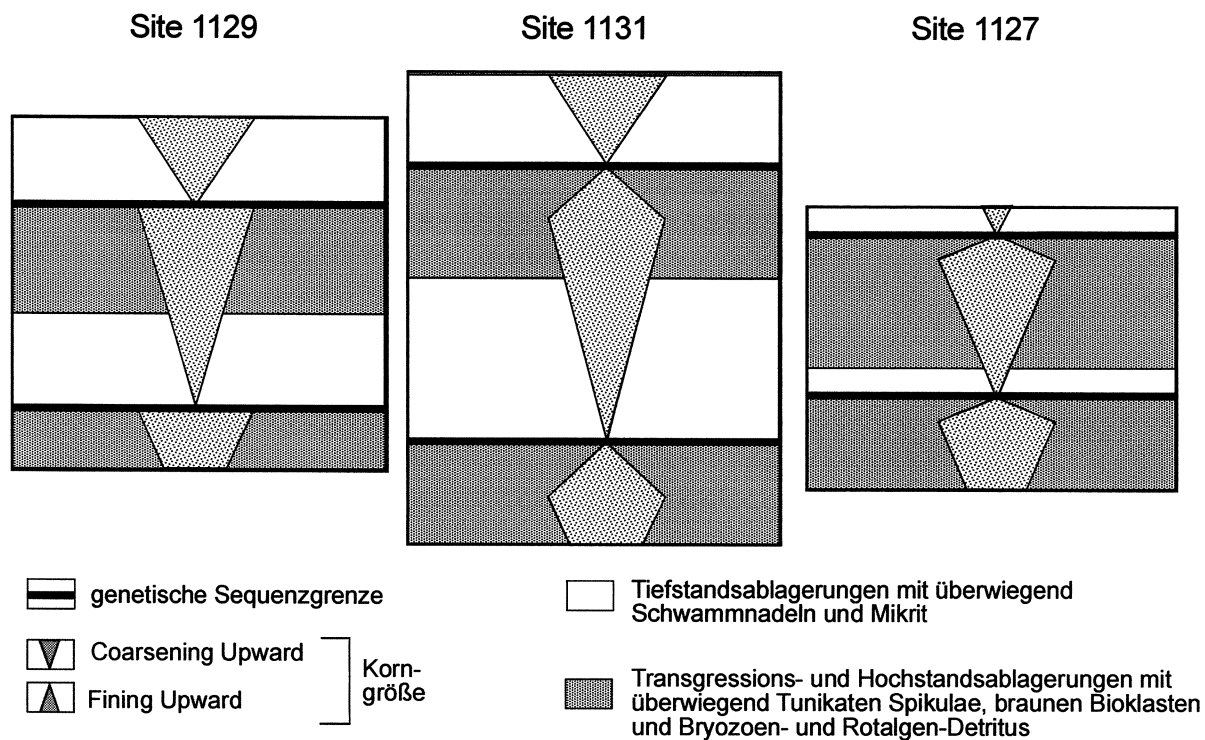


Abb. 4.15: Korrelation der analysierten Abschnitte mit Komponentenvariationen und stabilen Isotopen aus den Sites 1127, 1129 und 1131. Als Korrelationshorizonte dienen c17 und c18 (siehe Text für detaillierte Erläuterung). Intervalle, die während des Meeresspiegel-Anstiegs bzw. -Hochstands abgelagert wurden sind hier grau unterlegt.

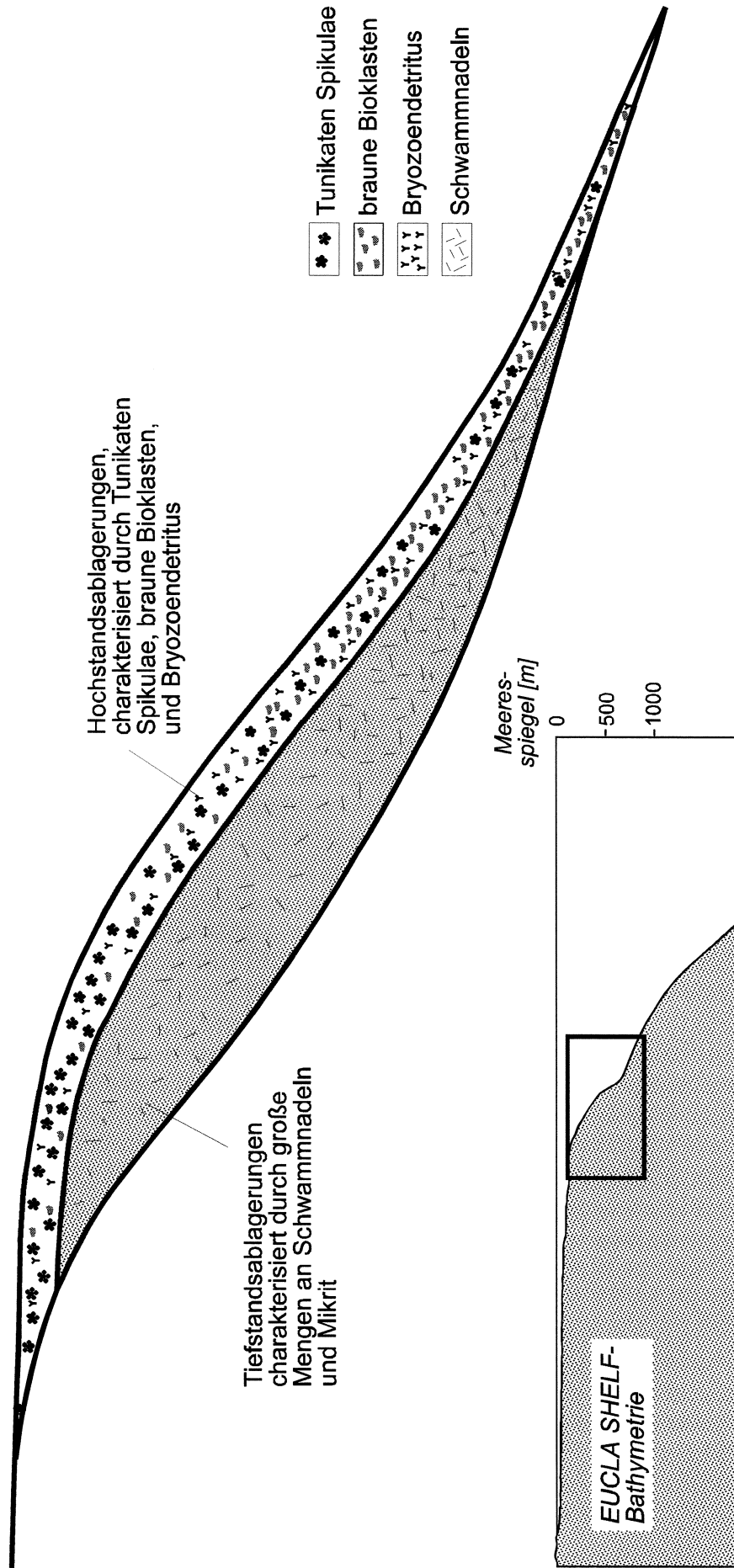


↑ **Abb. 4.16:** Ablagerungsmodell für die Bildung der hochfrequenten Periplattform-Zyklen des Eucla Schelf-Ablagerungssystems. Entlang des Kontinentalhangs haben Ablagerungen des Meeresspiegel-Hochstands (1, 3) eine größere laterale Erstreckung als Tiefstandsablagerungen (2, 4). Jeweils ein linsenförmiger Tiefstands-Körper und ein Hochstands-Intervall werden zu einer genetischen Sequenz zusammengefaßt. Die Grenzen der genetischen Sequenzen bilden die Basis des jeweiligen Tiefstands-Intervalls.



↑ **Abb. 4.17:** Genetische Sequenzgrenzen werden durch abrupte Korngrößenwechsel oder Umkehrpunkte in Korngrößen-Trends während der Meeresspiegel-Tiefstände verursacht. Die relative und absolute Mächtigkeit der Transgressions- und Hochstands-Ablagerungen versus Tiefstands-Ablagerungen ändert sich in Relation zur jeweiligen proximal-distal Position am Kontinentalhang. Entlang des Kontinentalhang-Profiles weist eine genetische Sequenz so einen unterschiedlichen internen Aufbau auf.

→ **Abb. 4.18:** Idealisierte genetische Sequenz eines nicht-tropischen Kontinentalhangs mit den in dieser Studie aufgezeigten Variationen der Komponentenführung. Siehe Text für detaillierte Erläuterung.



## 5 PERIPLATTFORM-KARBONATE DES SPÄTEN MITTELPLEISTOZÄNS (SITES 1127, 1129, 1131)

Die anhand der natürlichen Radioaktivitäts-Logs dokumentierte Zyklizität der pleistozänen Periplattform-Ablagerungen des Eucla Schelfs weist im Verlauf des Pleistozäns deutliche Veränderungen auf (Abb. 2.3, 2.4, 2.5). Hierbei variieren sowohl die Form der Zyklen als auch ihre Mächtigkeit. Während des frühen bis mittleren Pleistozäns überwiegen relativ gleichmäßig ausgebildete, geringmächtigere Zyklen mit geringer Amplitude (vergl. Kapitel 3, 4 dieser Arbeit). Demgegenüber dominieren während des späten mittleren Pleistozäns unregelmäßig ausgebildete Zyklen mit größeren Mächtigkeiten und größeren Amplituden. Zum Vergleich der sedimentären Zyklizität des frühen bis mittleren Pleistozäns (Kapitel 3, 4) mit der sedimentären Zyklizität des späten mittleren Pleistozäns wurden drei Abschnitte aufgrund ihres weitgehend vollständigen Kerngewinns und einer ausgeprägten Zyklizität in den natürlichen Radioaktivitäts-Logs beprobt und detailliert untersucht (Abb. 2.2, 2.3, 2.4, 2.5). Bei diesen Intervallen handelt es sich um 110.5 mbsf bis 170.6 mbsf in Site 1127 (Abb. 2.3), 140.4 mbsf bis 193.9 mbsf in Site 1129 (Abb. 2.4) und 197.2 mbsf bis 239.9 mbsf in Site 1131 (Abb. 2.5). Die anhand dieser Sedimente erarbeiteten Ergebnisse sollen zunächst dargestellt und anschließend im Kontext der vorherigen Kapitel diskutiert werden.

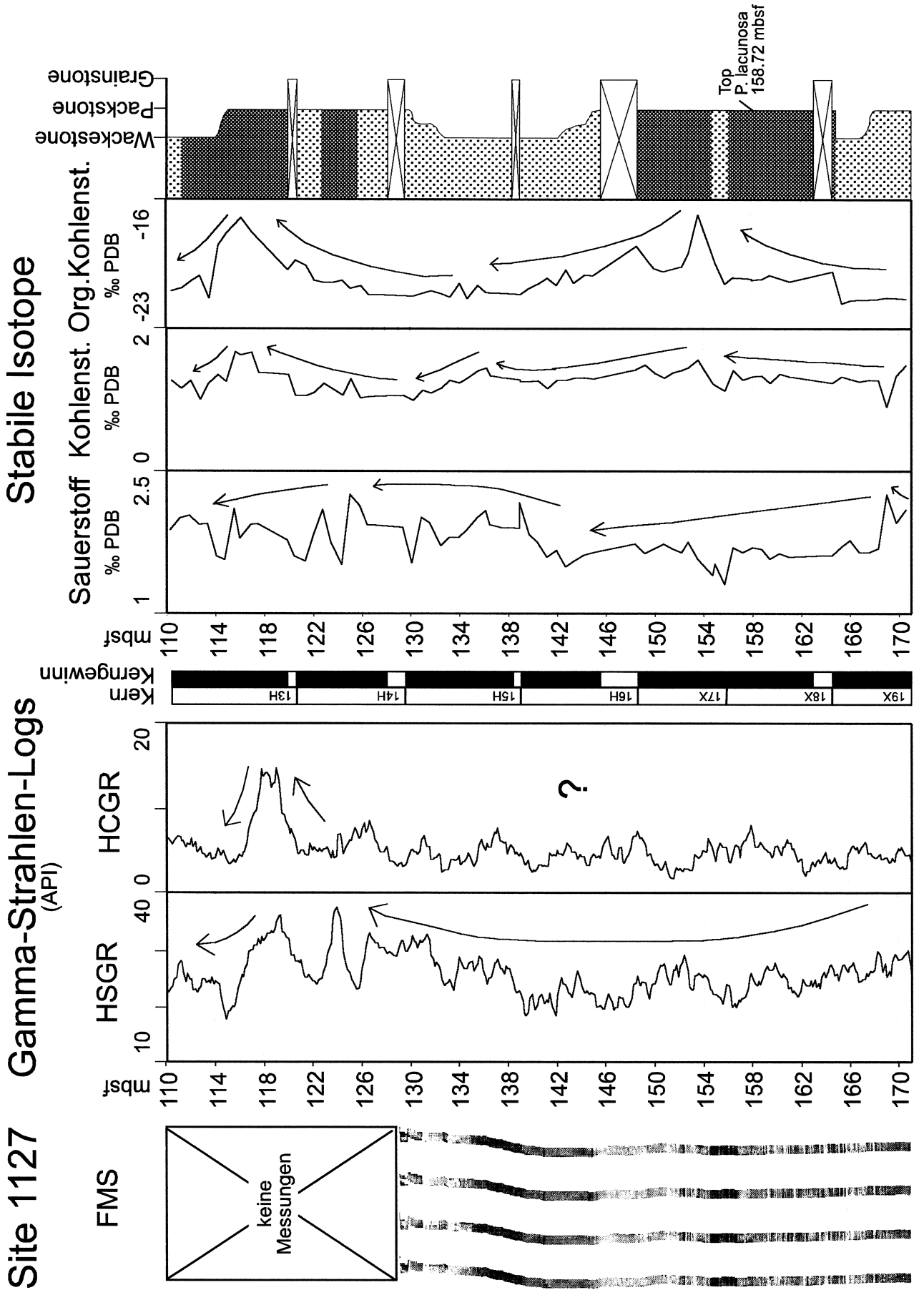
### 5.1 Ergebnisse

#### 5.1.1 Fazies

Die untersuchte Periplattform-Abfolge (Fototafeln 7, 8, 9, Abb. 5.1) erscheint makroskopisch monoton und beinhaltet feinkörnige (Fototafel 7B, 7D, 8B, 9A, 9B) bis grobkörnigere (Fototafel 7A, 7C, 8D, 9C, 9D) Packstones mit Wackestone- bzw. Grainstone-Einschaltungen. Die Ablagerungen unterscheiden sich lediglich geringfügig von den oben beschriebenen Sedimenten des frühen bis mittleren Pleistozäns (Kapitel 3, 4). Zusätzlich zu den in Kapitel 3.1.4 aufgelisteten Komponenten machen Bryozoen- und Rotalgen-Detritus jedoch einen wichtigen Bestandteil des Sediments aus (Fototafel 7D, 8C, 9C). Proben der proximalsten Site 1129 können dabei bis zu 20 % Bryozoen-Detritus enthalten. In diesen Ablagerungen schwimmen die meist großen Bryozoen-Bruchstücke in einer ansonsten feinkörnigen Matrix (Fototafel 8C). Rotalgen-Detritus erreicht in den grobkörnigeren Abschnitten der Site 1127 ein Maximum von 8 % (Fototafel 7C). In einzelnen Proben sind darüber hinaus Kotpillen angereichert (Fototafel 7D).

→ **Abb. 5.1:** FMS-, HSGR- und HCGR-Log mit den stabilen Isotopenkurven ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ) und dem Sediment-Profil des Abschnitts zwischen 110.5 mbsf und 170.6 mbsf (Site 1127). Trends der Log-Signaturen bzw. stabilen Isotopenkurven sind als Pfeile dargestellt. Innerhalb des HCGR-Logs ist eine Zyklizität nicht nachweisbar. Abschnitte ohne Kerngewinn sind durchgestrichen dargestellt.





### 5.1.2 Site 1127

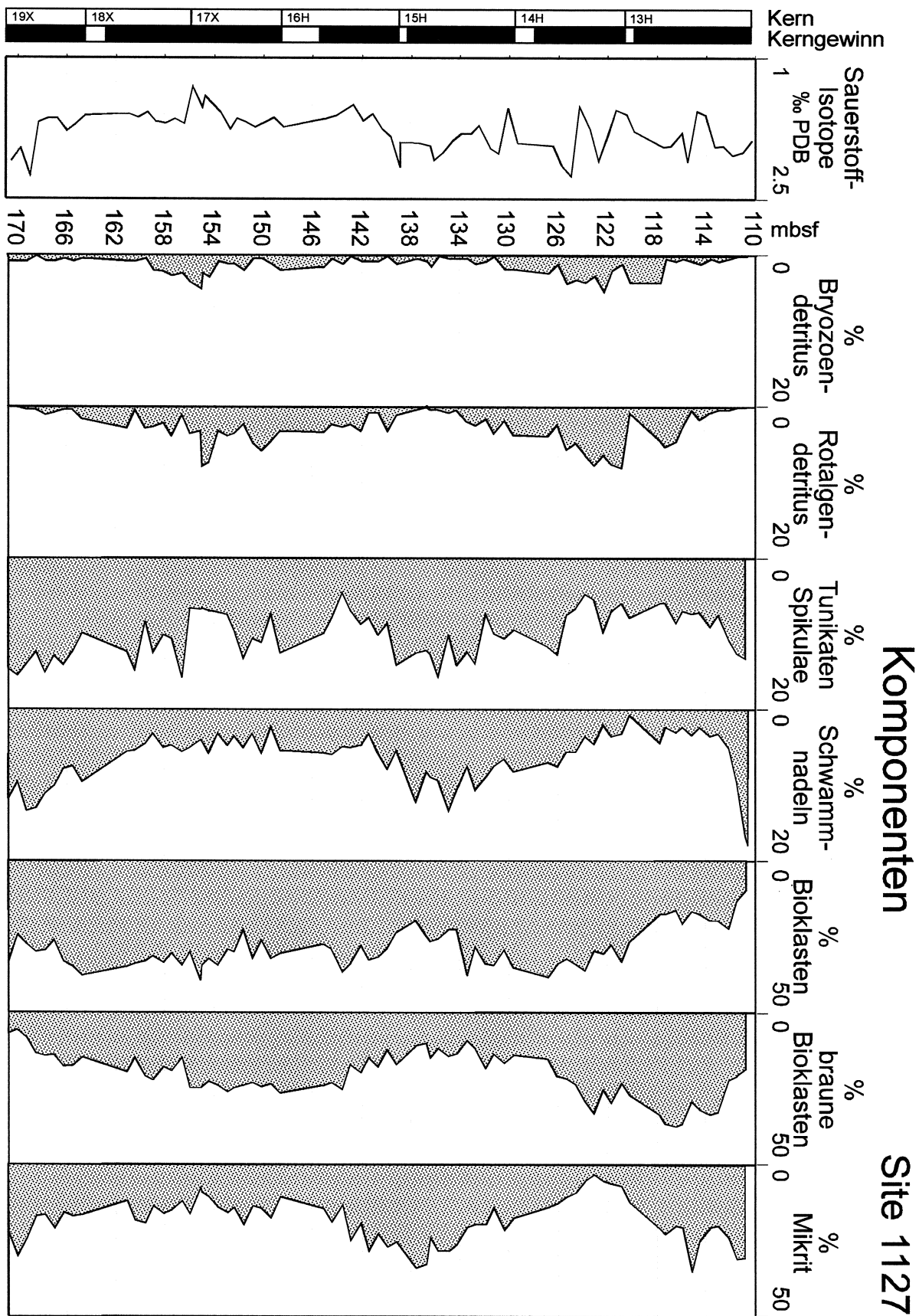
Im untersuchten Intervall ist die natürliche Radioaktivität des HSGR-Logs bis auf einige stärkere Ausschläge oberhalb 128 mbsf durch eine geringe Amplitude zwischen 20 und 30 API-Einheiten gekennzeichnet (Abb. 5.1). Hierdurch entsteht der Eindruck einer annähernd konstanten Kurve. Die genauere Betrachtung des HSGR-Logs zeigt jedoch, daß das HSGR-Log des untersuchten Abschnitts zwischen 171 mbsf und 122 mbsf von einem schwach ausgebildeten symmetrischen Zyklus bestimmt wird. Hierin wird ein kontinuierlicher Rückgang der natürlichen Radioaktivität zwischen 171 mbsf und 142 mbsf von einem kontinuierlichen Anstieg bis zum Radioaktivitäts-Maximum (124 mbsf) abgelöst. Demgegenüber läßt sich im HCGR-Log keine vergleichbare systematische Fluktuation feststellen. Das HCGR-Log wird aber auch hier durch eine Anzahl von Ausschlägen mit konstanter Amplitude geprägt. Dieses Logmuster wird in einer Teufe von 121 mbsf bis 116 mbsf von einem stärkeren Doppelpeak unterbrochen (15 API-Einheiten, Abb. 5.1). Das FMS-Log des hier untersuchten Intervalls zeigt eine Abfolge elektrisch leitfähiger (dunklerer) und resistiver (hellerer) Abschnitte (Abb. 5.1). Diese erreichen Mächtigkeiten von bis zu 10 m und gehen in der Regel allmählich ineinander über. Oberhalb einer Teufe von 129 mbsf existieren keine Formation MicroScans, ab ca. 130 mbsf wirken die Log-Signaturen gestört. Zwischen 170.6 mbsf und 152 mbsf ist eine Schichtung im cm- bis dm-Bereich erkennbar, die unterhalb 157 mbsf einen ansonsten weitaus resistiveren Abschnitt überlagert und dadurch dessen Logsignatur beinahe unkenntlich macht. Systematische Zusammenhänge zwischen den natürlichen Radioaktivitäts-Logs und dem FMS-Log sind hier nicht nachweisbar.

Der hier untersuchte Abschnitt der sedimentären Abfolge (110.5 mbsf bis 170.6 mbsf) wird von hell- bis olivgrauen unverfestigten Wackestones und un- bis teilweise verfestigten Packstones dominiert (Abb. 5.1). Innerhalb der überwiegend feinkörnigen und monotonen Ablagerungen ist makroskopisch vereinzelt Bryozoen-Detritus erkennbar (Shipboard Scientific Party, 2000). Die im FMS-Log erkennbaren Schichtungen und Trends sind anhand der während ODP Leg 182 angefertigten Kernbeschreibungen (VCDs) jedoch nicht nachzuvollziehen. Darüberhinaus läßt sich kein konkreter Bezug zwischen Gesteinsfarbe und Logsignaturen feststellen.

Die Sauerstoff-Isotopenkurve des untersuchten Intervalls der Site 1127 ist in Abbildung 5.1 dargestellt. Die Sauerstoff-Isotopenwerte fluktuieren dabei zwischen 1.30 ‰ und 2.25 ‰. Zwischen 171 mbsf und 168 mbsf herrschen schwere Werte vor (1.68 ‰ bis 2.25 ‰), die zwischen 168 mbsf und 142 mbsf von leichteren Werten abgelöst werden. Oberhalb 136 mbsf sind Trends innerhalb der Isotopenkurve aufgrund großer, hochfrequenter Amplitudenwechsel nur schwer nachweisbar. Insgesamt zeigt die Sauerstoff-Isotopenkurve jedoch im Bereich zwischen 142 mbsf und 122 mbsf isotopisch schwerere Werte als zwischen 122 mbsf und 110 mbsf. Die Kohlenstoffisotope des analysierten Intervalls fluktuieren zwischen 0.90 ‰ und 1.68 ‰ (Abb. 5.1). Zwischen 171 mbsf und 168 mbsf sowie zwischen 142 mbsf und 122 mbsf herrschen leichtere Kohlenstoff-Isotopenwerte vor. Zwischen 168 mbsf und 142 mbsf sowie zwischen 122 mbsf und 110 mbsf hingegen überwiegen schwerere Kohlenstoffisotope (Abb. 5.1). Die organischen Kohlenstoffisotope variieren zwischen -21.66 ‰ und -16.82 ‰ und zeigen einen ähnlichen Kurvenverlauf (Abb. 5.1).

Innerhalb des untersuchten Intervalls sind Fluktuationen der Häufigkeiten einzelner Komponentengruppen zu beobachten (Abb. 5.2). Hierbei handelt es sich um Tunikaten Spikulae, Schwammnadeln, braune Bioklasten, Mikrit, sowie Bryozoen- und Rotalgen-Detritus. Die Häufigkeit der ausgezählten Tunikaten Spikulae fluktuiert zwischen 5 % und 16 %. Der Gehalt an Schwammnadeln bewegt sich zwischen 1 % und 18 %. Die Häufigkeitsvariationen der Tunikaten Spikulae und der Schwammnadeln verlaufen weitgehend parallel zueinander, wobei ein Anstieg in der Anzahl der Tunikaten Spikulae mit einem Anstieg der Schwammnadeln korreliert (Abb. 5.2). Die Variationen des Mikritgehalts zeigen ebenso eine positive Korrelation mit Tunikaten Spikulae und Schwammnadeln (Variationen von 2 % bis 30 %). Braune Bioklasten (6 % bis 38 %), Bryozoen-detritus (bis 4 %) und die Bruchstücke koralliner Rotalgen (bis 8 %) zeigen indes ein entgegengesetztes Verhalten. Ein Anstieg ihrer jeweiligen Häufigkeit korreliert mit einem Rückgang der Häufigkeit der Tunikaten Spikulae, der Schwammnadeln und des Mikritgehalts (Abb. 5.2). Dunklere Bereiche im FMS-Log (z.B. 145 mbsf bis 135 mbsf) können mit einem Anstieg des Mikritgehalts und der zunehmenden Häufigkeit von Schwammnadeln, sowie einem Rückgang der braunen Bioklasten assoziiert werden. Elektrisch resistivere Bereiche (z.B. 154.5 mbsf bis 145 mbsf) sind mit einem relativ geringen Mikritgehalt und einem Rückgang der Schwammnadeln assoziiert. Darüber hinaus finden sich in solchen, elektrisch resistiveren Abschnitten verhältnismäßig viele braune Bioklasten und ein erhöhter Gehalt an Rotalgen. Ein Zusammenhang zwischen den Radioaktivitäts-Logs und den Komponentenfluktuationen läßt sich nicht zweifelsfrei feststellen. Zwar zeigt das HSGR-Log einen systematischen Trend (s.o.), jedoch ist dieser nicht unmittelbar mit den 30-35 m mächtigen, Komponentenfluktuationen vergleichbar.

Wie schon in Kapitel 3 und 4 dargestellt, lassen sich Fluktuationen der Sauerstoff-Isotopenkurve der Site 1127 zur Rekonstruktion der Meeresspiegel-Schwankungen am Eucla Schelf während des Pleistozäns heranziehen (vergl. Andres & McKenzie, 2002). Wendet man die in Kapitel 3 und 4 für das späte untere und das frühe mittlere Pleistozän gewonnenen Erkenntnisse auf das hier untersuchte späte mittlere Pleistozän an, ergibt sich folgende Meeresspiegel-Rekonstruktion: Die Bereiche der sedimentären Abfolge von 171 mbsf bis 168 mbsf und von 142 mbsf bis 122 mbsf können demnach mit ihren schweren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten als Zeiten des Meeresspiegel-Rückgangs, bzw. des Meeresspiegel-Tiefstands interpretiert werden. Andererseits stellen die Abschnitte von 168 mbsf bis 142 mbsf und von 122 mbsf bis 110 mbsf mit leichten  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten Bereiche dar, die höchstwahrscheinlich während eines Meeresspiegel-Anstiegs bzw. -Hochstands abgelagert wurden (Abb. 5.3). Der Vergleich des auf Grundlage der Sauerstoff-Isotopenkurve rekonstruierten Meeresspiegel-Verlaufs mit den Komponentenvariationen wird in Abb. 5.4 dargestellt. Während Zeiten des steigenden Meeresspiegels und des Meeresspiegel-Hochstands ist der Gehalt an braunen Bioklasten, Bryozoen- und Rotalgen-Detritus erhöht. Gleichzeitig sind die Häufigkeiten von Tunikaten Spikulae bzw. Schwammnadeln und Mikritgehalt verhältnismäßig gering. Die Häufigkeiten letzterer Komponenten erhöhen sich indes in den Zeiten eines fallenden Meeresspiegels.



← **Abb. 5.2:** Vergleich der Komponentenfluktuationen des untersuchten Abschnitts zwischen 110.5 mbsf und 170.6 mbsf (Site 1127) mit der Sauerstoff-Isotopenkurve. Die Häufigkeits-Variationen der Tunikaten Spikulae, Schwammnadeln und des Mikrits verlaufen parallel. Die Häufigkeiten brauner Bioklasten, des Bryozoen-Detritus und korallinen Rotalgen sind korreliert und verlaufen antithetisch zu den Variationen der Tunikaten Spikulae, Schwammnadeln und des Mikrits.

### 5.1.3 Site 1131

In dieser Bohrung zeigen sowohl HSGR- als auch HCGR-Log das Vorhandensein eines Trends mit einer symmetrischen Ab- und Zunahme der natürlichen Radioaktivität. In beiden Logs beginnt dieser Zyklus an der Basis mit einer hohen natürlichen Radioaktivität, auf die ein Rückgang und dann ein erneuter Anstieg folgt (Abb. 5.5). Während im HSGR-Log dieser Zyklus in einer Teufe von 209 mbsf beginnt und bei 233 mbsf endet, erscheint er im HCGR-Log um einige Meter verschoben (203 mbsf bis 230 mbsf). Die höchste natürliche Radioaktivität im HSGR-Log ist bei 232.5 mbsf, im HCGR-Log bei 230 mbsf zu beobachten. Das FMS-Log des untersuchten Abschnitts wird durch sehr helle, resistive Lagen in einer Teufe von 209.5 mbsf und 234 mbsf gegliedert. Durch diese Lagen wird ein Sedimentpaket begrenzt, welches einen kontinuierlichen Wechsel von einer dunklen Basis zu einem helleren Top, bzw. von elektrisch leitfähig zu nicht leitfähig zeigt (Abb. 5.5). Auch im Hangenden oberhalb 209.5 mbsf ist eine dunklere Basis zu erkennen, während im Liegenden unterhalb 234 mbsf resistive Bereiche dokumentiert sind, die auf eine Wiederholung des aufgezeigten Log-Musters schließen lassen.

Die sedimentäre Abfolge des untersuchten Abschnitts wird durch den Wechsel von hellgrauen bis olivgrauen partiell verfestigten Pack- und Grainstones gleicher Färbung charakterisiert (Abb. 5.5). Die Abfolge erscheint insgesamt gleichförmig mit überwiegend graduellen Übergängen. Zugleich ist eine starke Bioturbation zu beobachten. Systematische Übereinstimmungen zwischen dem FMS-Log, den natürlichen Radioaktivitäts-Logs und der Lithologie sind hier nicht festzustellen.

Innerhalb des untersuchten Intervalls treten Häufigkeits-Fluktuationen der Komponenten auf (Abb. 5.6). Zu nennen sind hierbei vor allen anderen Tunikaten Spikulae, Schwammnadeln, braune Bioklasten und der Mikritgehalt des Sediments. Der Gehalt an Tunikaten Spikulae fluktuiert zwischen 0.4 % und 16 %, während sich der Gehalt an Schwammnadeln zwischen 0 % und 17 % bewegt. Eine große Anzahl Tunikaten Spikulae korreliert in der Regel mit einer geringen Anzahl Schwammnadeln und umgekehrt. Die Häufigkeiten der Tunikaten Spikulae und Schwammnadeln verhalten sich demnach antithetisch (Abb. 5.6). Innerhalb der Häufigkeit der braunen Bioklasten treten Variationen zwischen 2 % und 34 % auf. Abbildung 5.6 zeigt jedoch auch auf, daß Häufigkeiten von mehr als 20 % brauner Bioklasten lediglich auf zwei Bereiche beschränkt sind. Häufungen brauner Bioklasten korrelieren mit einer großen Anzahl Tunikaten Spikulae und lediglich geringen Gehalten an Schwammnadeln. Der Mikritgehalt des untersuchten Sediments variiert zwischen 14 % und 38 %, wobei ein hoher Mikritgehalt zugleich mit hohen Gehalten an Schwammnadeln korreliert. Rotalgen-Detritus tritt nur in vereinzelten Proben auf (bis 4 %), und kommt stets gemeinsam mit hohen Gehalten an Tunikaten Spikulae vor (Abb. 5.6). Auch die Häufigkeit des Bryozoen-Detritus zeigt Variationen (bis 6 %), wobei ein konkreter Zusammenhang zwischen dessen Häufigkeit und

den übrigen Komponenten nur in vereinzelten Intervallen eindeutig feststellbar ist. Der größte Peak (6 %) ist in einer Teufe von 201.5 mbsf festzustellen und ist mit einem Anstieg des Gehaltes an Tunikaten Spikulae sowie einem lokalen Rückgang der Schwammnadeln assoziiert.

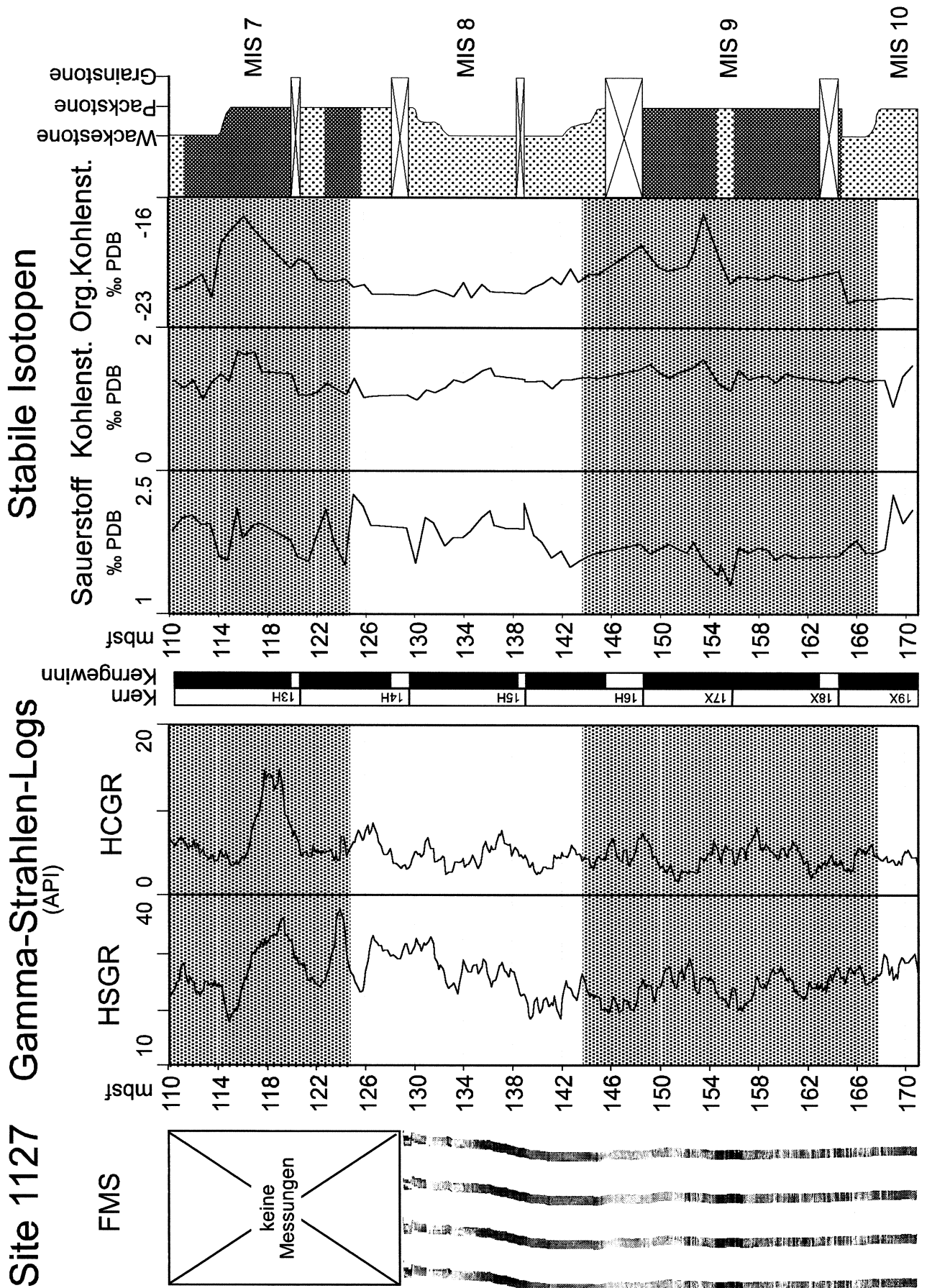
Insgesamt verlaufen die Kurven der in Abb. 5.5 gezeigten natürlichen Radioaktivität des untersuchten Abschnitts bzw. der Gehalt an Tunikaten Spikulae und Schwammnadeln parallel. An der Basis des beobachteten Radioaktivitäts-Zyklus zwischen 233 mbsf (HSGR-Log) und 231 mbsf (HCGR-Log) ist sowohl die höchste natürliche Radioaktivität als auch ein hoher Gehalt an Tunikaten Spikulae zu beobachten. Schwammnadeln fehlen in diesem Bereich der Sedimentabfolge völlig. Mit abnehmender natürlicher Radioaktivität zum Hangenden hin, nimmt auch die Häufigkeit der Tunikaten Spikulae ab, während Schwammnadeln an Häufigkeit zunehmen.

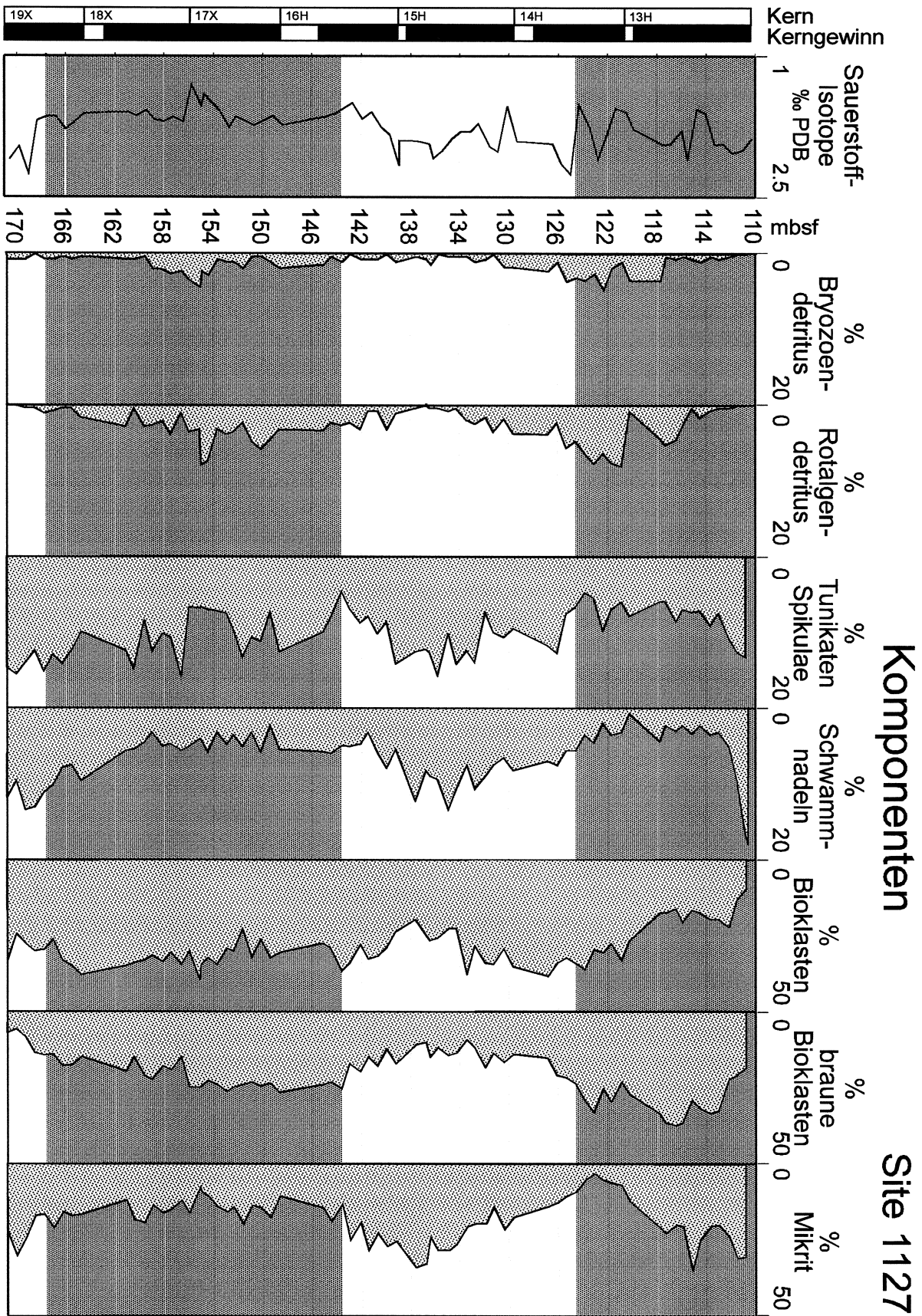
#### 5.1.4 Site 1129

Das HSGR-Log des untersuchten Abschnitts weist zwischen 194 mbsf und 152 mbsf zunächst einen Rückgang und anschließend einen Anstieg der natürlichen Radioaktivität auf (Abb. 5.7). Diese Logsignatur wird hier als symmetrischer Zyklus gedeutet, der jedoch durch einheitliche und hohe natürliche Radioaktivitäten zwischen 164 mbsf und 185 mbsf gestört wird. Im Gegensatz hierzu ist ein ähnlicher Trend innerhalb des HCGR-Logs zwischen 192 mbsf bis 146 mbsf ausgebildet (Abb. 5.7). Das FMS-Log zeigt die Alternation elektrisch leitfähiger und resistiver Bereiche, die ihrerseits von einer Schichtung im dm- bis m-Bereich überlagert werden (Abb. 5.7). Auffällig sind allmähliche Wechsel zwischen konduktiveren und resistiveren Bereichen. Diskrete Grenzflächen oder stark resistive Lagen sind nicht zwischengeschaltet. Die Abgrenzung einzelner Sedimentpakete innerhalb des FMS-Logs ist daher nicht möglich. Eine eindeutige Zuordnung der Trends der natürlichen Radioaktivitäten zu den Signaturen des FMS-Logs ist hier ebenfalls nicht möglich.

Abgesehen von vereinzelten vorkommenden hellgrauen Grainstone-Intervallen, die sich vor allem im oberen Bereich der untersuchten Abfolge konzentrieren, wird der untersuchte Abschnitt von hellgrauen bis olivgrauen, unverfestigten bis partiell verfestigten Packstones dominiert (Abb. 5.7). Die sedimentäre Abfolge ist durch starke Bioturbation geprägt und erscheint makroskopisch monoton. Am Top der Abfolge tritt eine blaßgelb gefärbte Packstone-Lage mit makroskopisch erkennbaren Bryozoen-Bruchstücken auf (Abb. 5.7).

→ **Abb. 5.3:** Die Abbildung zeigt das FMS-, HSGR- und HCGR-Log mit stabilen Isotopen ( $\delta^{18}\text{O}$ ,  $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{13}\text{Corg}$ ), das lithologische Profil des Abschnitts zwischen 110.5 mbsf und 170.6 mbsf und die auf Grundlage der Sauerstoff-Isotopenkurve interpretierten Meeresspiegel-Veränderungen (Site 1127). Die Ablagerungen des ansteigenden Meeresspiegels bzw. des Meeresspiegel-Hochstands werden durch relativ leichte  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte repräsentiert (grau unterlegt). Intervalle, die während Zeiten des Meeresspiegel-Rückgangs bzw. des Meeresspiegel-Tiefstands abgelagert wurden, sind hingegen durch relativ schwere  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gekennzeichnet.







← **Abb. 5.4:** Die Komponentenfluktuationen des untersuchten Abschnitts zwischen 110.5 mbsf und 170.6 mbsf (Site 1127) und die Sauerstoff-Isotopenkurve, sowie die anhand der Sauerstoff-Isotopen rekonstruierten Veränderungen des Meeresspiegels. Ablagerungen, die während des ansteigenden Meeresspiegels bzw. des Meeresspiegel-Hochstands gebildet wurden, zeigen einen erhöhten Gehalt an braunen Bioklasten, Bryozoen- und Rotalgen-Detritus. Ablagerungen des fallenden Meeresspiegels werden durch einen erhöhten Gehalt an Tunikaten Spikulae, Schwammnadeln und Mikrit charakterisiert.

Der Gehalt an Tunikaten Spikulae variiert innerhalb der lithologischen Abfolge zwischen 0 % und 21 % (Abb. 5.8). Auch die ausgezählten Schwammnadeln zeigen unterschiedliche Häufigkeiten von bis zu 9 %, wobei die Fluktuationen weniger stark ausgeprägt sind als dies bei den Tunikaten Spikulae der Fall ist (Abb. 5.8). Aus Abb. 5.8 wird weiterhin deutlich, daß es sich hierbei nicht um zufällige Variationen handelt, sondern daß die Häufigkeiten der Schwammnadeln und der Tunikaten Spikulae sich antithetisch zueinander verhalten: Ein hoher Gehalt an Tunikaten Spikulae korreliert mit einem niedrigem Gehalt an Schwammnadeln und umgekehrt. Auch die Häufigkeit der braunen Bioklasten variiert (5 % bis 26 %), es läßt sich jedoch kein Bezug zu den übrigen Komponenten herstellen (Abb. 5.8). Innerhalb der untersuchten Sedimentabfolge kann ein Mikritgehalt zwischen 21 % und 39 % nachgewiesen. Obwohl zwischen einzelnen Proben die Unterschiede im Mikritgehalt annähernd 20 % betragen, lassen sich diesbezüglich keine konkreten Trends oder Korrelationen mit den Häufigkeiten anderer Komponenten feststellen. Bruchstücke koralliner Algen sind in beinahe jeder zweiten Probe mit Häufigkeiten < 5 % vorhanden (Abb. 5.8). Rotalgen-Maxima (2 % bzw. 4 %) existieren in einer Teufe von 146.4 mbsf und 148.6 mbsf. Hierbei handelt es sich zugleich um den Bereich der Sedimentabfolge, der durch eine große Anzahl an Tunikaten Spikulae und lediglich vereinzelt vorkommende Schwammnadeln charakterisiert ist. Auch die Häufigkeit des Bryozoendetritus innerhalb der lithologischen Abfolge zeigt beträchtliche Schwankungen zwischen 0.4 % und 23 % (Abb. 5.8). Trends lassen sich hierbei kaum nachvollziehen. Es befindet sich jedoch ein Maximum von 12 % bis 16 % in einer Teufe von 172.76 mbsf bis 177.18 mbsf. Dieser Bereich wird, wie es für das Vorkommen der Rotalgen-Bruchstücke beschrieben wurde, durch das Vorhandensein zahlreicher Tunikaten Spikulae bei einem vergleichsweise geringen Gehalt an Schwammnadeln geprägt. Zusammenhänge zwischen den beobachteten Fluktuationen des Komponentengehalts und den Schwankungen der natürlichen Radioaktivität sind hier nicht nachvollziehbar.

## 5.2 Interpretation und Diskussion der Ergebnisse

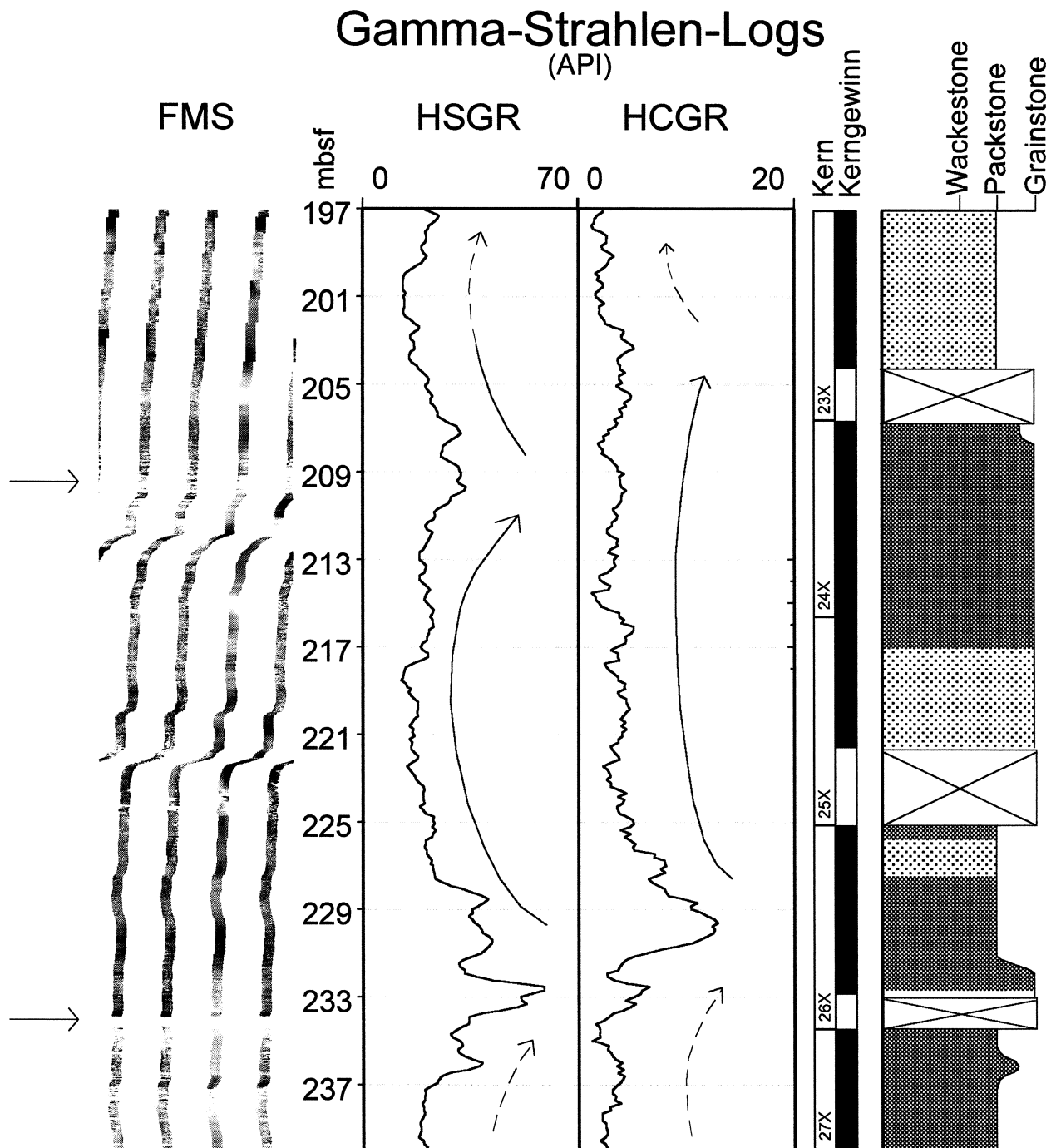
Eine erste stratigraphische Einordnung der Sedimente der ODP Site 1127 wird von Andres & McKenzie (2002) durchgeführt (vergl. Kapitel 3.3.1). Sie vergleichen globale klimatische Veränderungen während des Pleistozäns, die in Form der SPECMAP-Kurve von Imbrie et al. (1984) zusammengefaßt sind, mit einer von ihnen anhand der Sedimente der Site 1127 erstellten Sauerstoff-Isotopenkurve. Der Vergleich des in der vorliegenden Dissertation untersuchten Abschnitts von 110.5 mbsf bis 170.6 mbsf mit den von Andres & McKenzie

(2002) vorgestellten Daten ergibt für die hier untersuchten Sedimente eine Zuordnung zu den Marinen Isotopenstadien (MIS) 7 bis 10. Hierbei sind MIS 8 und 9 vollständig dokumentiert, während MIS 7 und 10 von dem ausgewählten Abschnitt nur teilweise abgedeckt werden (Abb. 5.3). Eine ähnliche stratigraphische Einordnung anhand der Sauerstoffisotopen existiert bereits für die oberen frühpleistozänen Abschnitte der Site 1129 und 1131 (Holbourn et al., 2002).

Der Vergleich der hier untersuchten Sedimente mit den von Holbourn et al. (2002) dargestellten Ergebnissen führt zu einem Mindestalter von MIS 13 für die untersuchten Abschnitte der Sites 1129 und 1131. Demnach sind die in diesem Kapitel untersuchten Sedimente dem mittleren Pleistozän zuzuordnen (vergl. Berggren et al., 1995). Die hier dokumentierten Komponentenfluktuationen ähneln prinzipiell den in Kapitel 3 und 4 für das späte untere und frühe mittlere Pleistozän dargestellten Fluktuationen der sedimentären Komponenten. Neben dieser grundsätzlichen Übereinstimmung treten jedoch Unterschiede auf, die im Folgenden erläutert und diskutiert werden sollen.

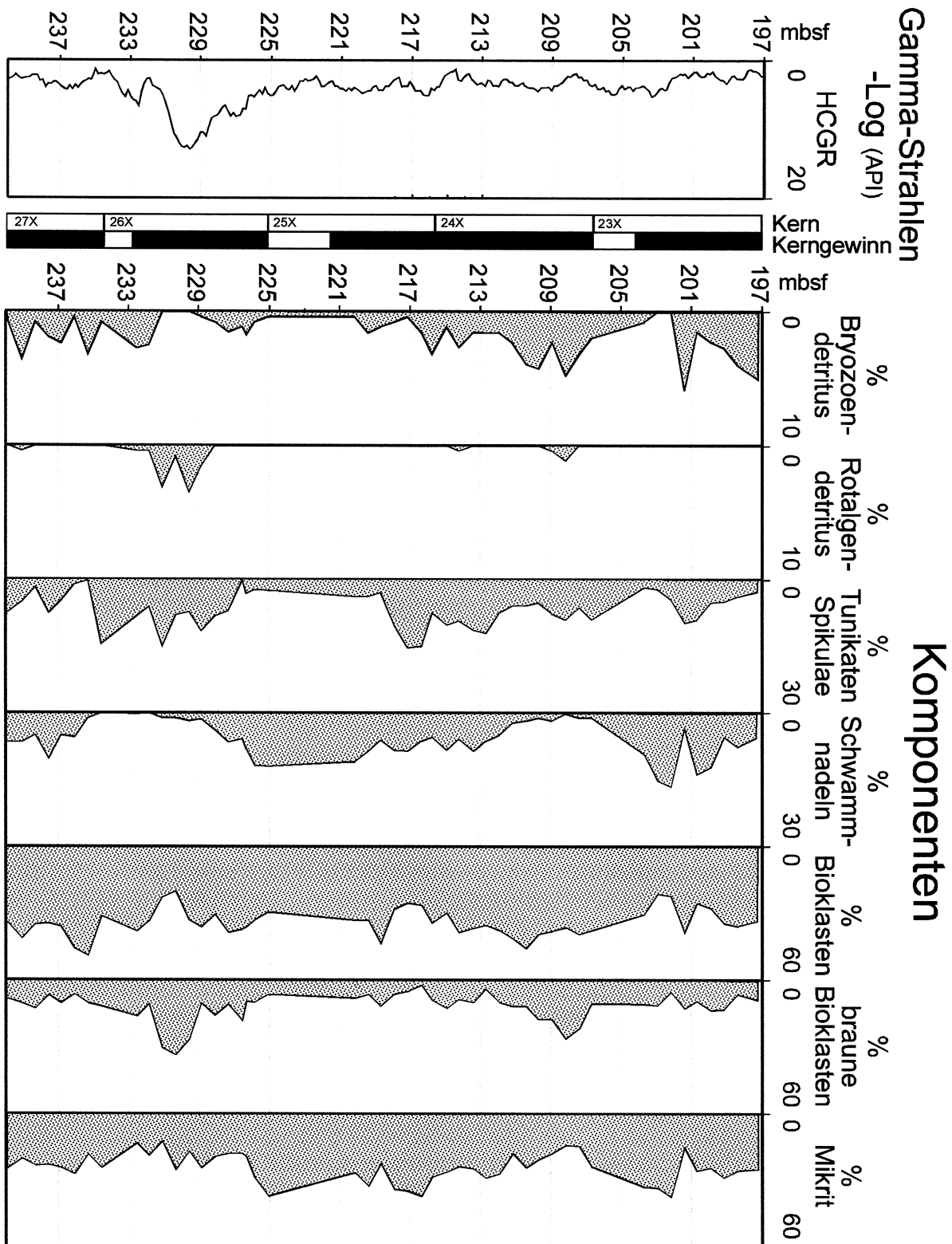
Die Unterschiede in beiden betrachteten Zeitabschnitten zeigen sich vor allem in der absoluten Häufigkeit einzelner Komponentengruppen innerhalb der Gesamtprobe. Insgesamt ist die Häufigkeit der ausgezählten Rotalgen-Fragmente aller Sites in den Abschnitten des mittleren Pleistozäns um den Faktor 4-10 größer als dies in den früh- bis mittelpleistozänen Intervallen (Kapitel 3, 4) der Fall ist. Daneben ist innerhalb der proximalsten Bohrung Site 1129 die Häufigkeit der braunen Bioklasten im mittelpleistozänen Untersuchungsbereich größer, als während des frühen bis mittleren Pleistozäns. Sowohl Rotalgen-Fragmente als auch braune Bioklasten sind Bildungen des inneren Schelfbereichs des Eucla Schelfs, die von dort in den Periplattform-Bereich geschüttet werden (James et al., 1997, Kapitel 3.3.3). Ein Anstieg der Häufigkeit dieser Komponenten wird daher als Zunahme des allochthonen Schelfeinflusses innerhalb der Periplattform-Ablagerungen interpretiert. Im Gegensatz dazu sind in allen untersuchten Bohrungen die Häufigkeiten der Schwammnadeln in den früh- bis mittelpleistozänen Sedimenten (Kapitel 3,4) höher als dies im mittleren Pleistozän der Fall ist. Schwammnadeln werden dabei als weitgehend autochthone Bildungen der Schelfkante und des oberen Kontinentalhangs interpretiert (siehe Kapitel 3.3.3). Die Variationen in der Komponentenführung können demnach als eine Folge der Progradation des Eucla Schelfs während des Pleistozäns interpretiert werden. Eine ausgeprägte Progradation der Schelfkante wird auch von anderen Autoren beschrieben (z.B. Bein & Taylor, 1981; Feary & James, 1995; Feary et al., 2000). Sie wird größenordnungsmäßig von James & von der Borch (1991) auf etwa 25 km während der letzten 30 Millionen Jahre geschätzt (vergl. Abb. 1.4, 2.2). Durch diese Schelf-Progradation während des Pleistozäns verändert sich dementsprechend die Position der untersuchten Bohrungen relativ zur Schelfkante bzw. zum Sediment exportierenden Schelfbereich des Eucla Schelfs, wobei die geographische Entfernung der Sites von der Schelfkante abnimmt. Vor diesem Hintergrund erscheint auch die Zunahme der Rotalgenfragmente während des späten mittleren Pleistozäns in allen drei Bohrungen, die sich in diesem Zeitabschnitt geographisch entsprechend näher am Schelf befanden, sowie die Zunahme der braunen Bioklasten in Site 1129 plausibel.

## Site 1131



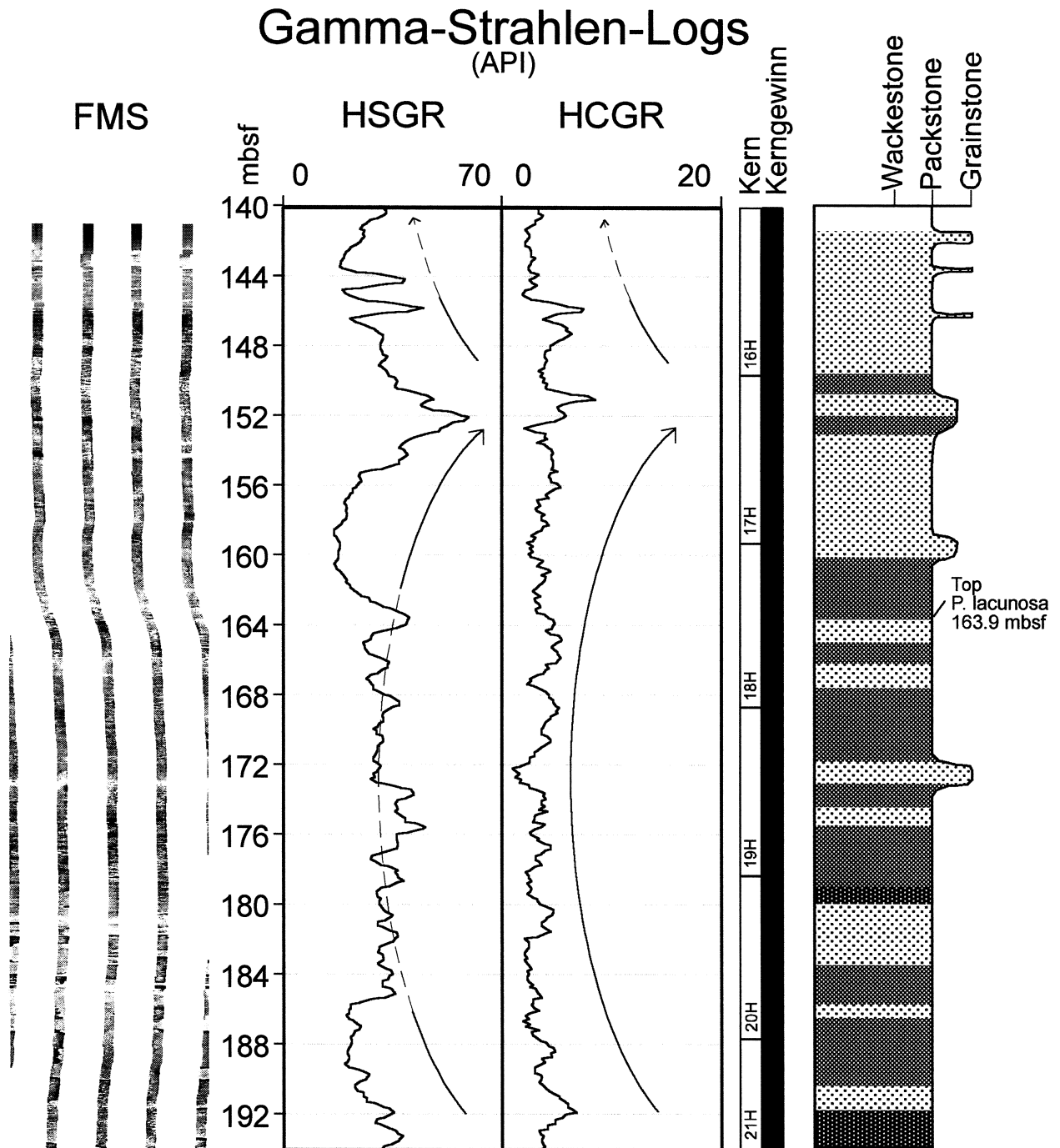
↑ **Abb. 5.5:** Das FMS-, HSGR- und HCGR-Log mit lithologischem Profil und interpretierten Trends bzw. Zyklen (Pfeile) des Abschnitts zwischen 197.2 mbsf und 239.9 mbsf (Site 1131). Das FMS-Log wird durch helle, stark resistente Lagen gegliedert (Querpeile). HSGR- und HCGR-Log werden jeweils durch einen vollständigen symmetrischen Zyklus charakterisiert. Kernverluste innerhalb der Abfolge sind durchgestrichen dargestellt.

## Site 1131



↑ **Abb. 5.6:** Komponentenfluktuationen des untersuchten Abschnitts zwischen 197.2 mbsf und 239.9 mbsf (Site 1131). Die dargestellten sedimentären Komponenten weisen deutliche Fluktuationen ihrer jeweiligen Häufigkeit auf. Die Häufigkeiten der Tunikaten Spikulae, der braunen Bioklasten, des Bryozoen- und des Rotalgen-Detritus sind miteinander korreliert und verhalten sich antithetisch zu den Variationen der Häufigkeit der Schwammnadeln und des Mikrits.

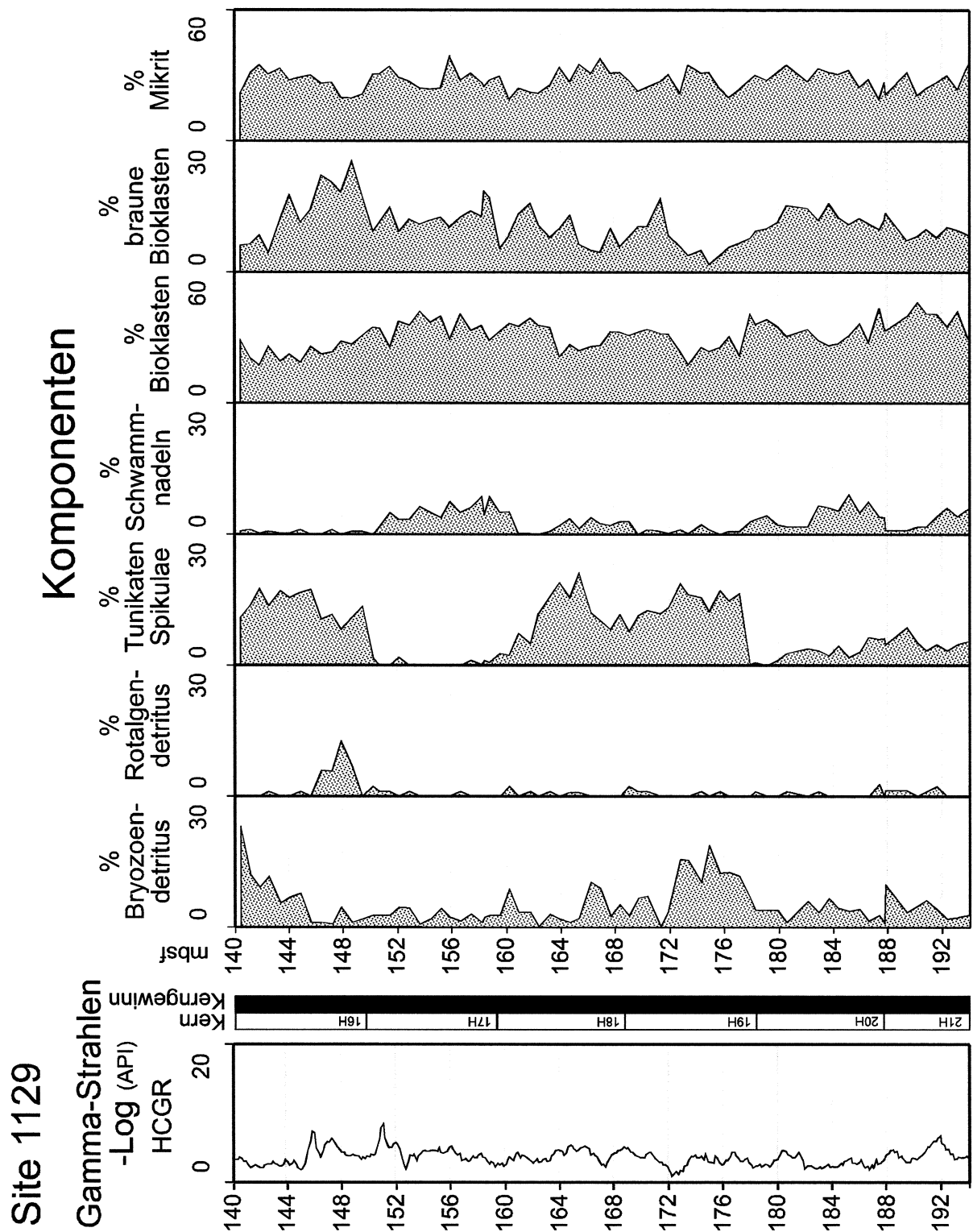
## Site 1129



↑ **Abb. 5.7:** Das FMS-, HSGR- und HCGR-Log mit dem lithologischen Profil des Abschnitts zwischen 140.4 mbsf und 193.9 mbsf (Site 1129). Zyklen der natürlichen Radioaktivitäts-Logs sind als Pfeile dargestellt. Beide natürlichen Radioaktivitäts-Logs zeigen jeweils einen vollständigen, symmetrischen Zyklus, der im HSGR-Log durch eine Abfolge relativ starker Ausschläge zwischen 164 mbsf und 185 mbsf gestört wird. Das FMS-Log zeigt Farbübergänge, wird jedoch nicht durch solche in konkrete Sedimentpakete gegliedert.

In den hier untersuchten mittelpleistozänen Ablagerungen variieren die Mächtigkeiten der Komponentenfluktuationen und der daraus abgeleiteten sedimentären Zyklen von Bohrung zu Bohrung: Im untersuchten Abschnitt der distalsten Bohrung Site 1127 beträgt die Mächtigkeit dieser Komponentenfluktuationen zwischen 167.5 mbsf und 124.5 mbsf etwa 40 m (Abb. 5.4). Innerhalb der intermediär positionierten Site 1131 sind solche Fluktuationen weniger deutlich ausgeprägt, lassen sich jedoch zwischen 237 mbsf und 211 mbsf erkennen. Komponentenfluktuationen treten demnach mit einer Mächtigkeit von ca. 25 m auf (Abb. 5.6). Ähnlich verhält es sich im hier dargestellten Abschnitt der proximalsten Bohrung Site 1129: Zwischen 178 mbsf und 150 mbsf ist ebenfalls ein ca. 25 m-mächtiger Zyklus zu erkennen (Abb. 5.8). Die dargestellten Mächtigkeiten können diesbezüglich jedoch nur Annäherungswerte sein, da sie sich in den in diesem Kapitel vorgestellten Abschnitten lediglich auf einen vollständig dokumentierten Zyklus stützen. Diese Mächtigkeiten sollen nun mit denen, die in Kapitel 3 und 4 für das frühe und mittlere Pleistozän ermittelt wurden, verglichen werden. Zyklusmächtigkeiten innerhalb der untersuchten Abfolge des frühen bis mittleren Pleistozäns sind 25 m in Site 1129, 30 m in Site 1131 und 10-15 m in Site 1127 (vergl. Kapitel 4.4 und Abb. 4.15). Während die Mächtigkeit der sedimentären Zyklen in Site 1127 von Früh- bis Mittelpleistozän bis zum späteren Mittelpleistozän der MIS 7-10 um mehr als das doppelte ansteigt, zeigt sie demgegenüber in den Sites 1129 und 1131 kaum nennenswerte Änderungen.

Die marine sedimentäre Überlieferung des Pleistozäns wird im Allgemeinen durch die sog. Mittelpleistozäne Revolution bzw. mittelquartäre Klimaänderung in Abschnitte unterteilt, deren sedimentäre Zyklizität von unterschiedlichen Erdorbitalparametern dominiert wird (Berger et al., 1994). Während des frühen Pleistozäns liegt die dominante Periode bei ca. 41.000 Jahren, nahe dem Zyklus der Neigung der Erdachse (Obliquität; Ruddiman et al., 1986). Die Zyklen werden hier als regelmäßiger und dichter beieinander liegend beschrieben, als dies im Spätquartär der Fall ist. Mittleres und spätes Pleistozän werden wiederum überwiegend von der Exzentrizität der Umlaufbahn der Erde um die Sonne beeinflusst. Die dominante Periode liegt hier entsprechend bei ungefähr 100.000 Jahren (Imbrie et al., 1984). Während des oberen frühen Pleistozäns und des mittleren Pleistozäns, zwischen 800.000 Jahren und 620.000 Jahren ereignet sich der Übergang zwischen beiden dominanten Perioden (Shackleton et al., 1990). Die in Kapitel 3 und 4 dieser Dissertation vorgestellten Zyklizitäten der Früh- bis Mittelpleistozänen Sedimente der Site 1127 entsprechen demnach dem Übergang zwischen beiden dominanten Zyklizitäten im späten frühen und frühen mittleren Pleistozän. In der im vorliegenden Kapitel untersuchten mittelpleistozänen Sedimentabfolge der Site 1127 tritt eine ca. 2.5fache Mächtigkeitszunahme auf. Dies entspricht in etwa dem Verhältnis von Obliquität (41.000 Jahre) zu Exzentrizität (100.000 Jahre). In diesem Zusammenhang wird daher die beachtliche Mächtigkeitszunahme der Zyklizität der Komponenten-Fluktuationen in Site 1127 als eine Folge des sich ändernden globalen Klimas und den sich daraus ergebenden Veränderungen der Frequenz der Meeresspiegel-Schwankungen interpretiert. Ungeklärt bleibt jedoch im Rahmen dieser Studie, warum die Komponenten-Fluktuationen in den hier untersuchten mittelpleistozänen Intervallen der Sites 1129 und 1131 keinerlei Auswirkungen der sog. Mittelpleistozänen Revolution, bzw. keine Mächtigkeitszunahme der untersuchten sedimentären Zyklizität, erkennen lassen.



↑ **Abb. 5.8:** Die Komponentenfluktuationen des untersuchten Abschnitts zwischen 140.4 mbsf und 193.9 mbsf (Site 1129). Die dargestellten sedimentären Komponenten weisen deutliche Fluktuationen ihrer jeweiligen Häufigkeit auf. Die Häufigkeiten der Tunikaten Spikulae, der braunen Bioklasten, des Bryozoen- und Rotalgen-Detritus sind miteinander korreliert und verhalten sich antithetisch zu den Variationen der Häufigkeiten der Schwammnadeln und des Mikrits.

Der untersuchte mittelpleistozäne Abschnitt der Site 1127 zwischen 110.5 mbsf und 170.6 mbsf unterscheidet sich wesentlich von allen bisher untersuchten Abschnitten der Abfolge. Während in den übrigen Untersuchungsabschnitten (vergl. Kapitel 3, 4, 5) ein antithetisches Verhalten der Häufigkeiten der Tunikaten Spikulae und der Schwammnadeln zu beobachten ist, wird es in diesem Fall durch eine parallel verlaufende Häufigkeitszunahme bzw. – abnahme beider Komponentengruppen charakterisiert (Abb. 5.2, 5.4). Holbourn et al. (2002) weisen anhand von benthischen Foraminiferen-Vergesellschaftungen der Sites 1129, 1131 und 1133 eine beträchtliche Veränderung des Nährstoffeintrags und damit der Paläoproduktivität des Eucla Schelfs während des mittleren Pleistozäns nach. In dieser Zeit wurde der östliche Eucla Schelf bis einschließlich MIS 9 durch ein oligotrophisches Milieu geprägt, während die Foraminiferen-Vergesellschaftungen der jüngeren Marinen Isotopenstadien ein mesotropisches Milieu anzeigen. Boekschoten (1981) beobachtet an aus Mauretaniens stammenden Tunikaten, daß diese in ihrer Eigenschaft als Suspensionsfresser (Brusca & Brusca, 1990) positiv auf einen erhöhten Nährstoffeintrag wie er z.B. durch Auftriebsereignisse hervorgerufen wird reagieren. Eine Veränderung des vorherrschenden Nährstoffregimes des mittelpleistozänen Eucla Schelfs könnte demnach auch die Häufigkeit der Tunikaten auf dem Schelfbereich sowie die Schüttung der Tunikaten Spikulae in den Periplattform-Bereich beeinflußt haben.

Die Übertragbarkeit der in Kapitel 3 und 4 an früh- bis mittelpleistozänen nicht-tropischen Ablagerungen des Eucla Schelfs gewonnenen Erkenntnisse auf das spätere mittlere Pleistozän des Eucla Schelf ist prinzipiell gegeben. Wichtige Unterschiede der untersuchten Zeitabschnitte sind hierbei jedoch die Zunahme der neritischen Komponenten, hier repräsentiert durch Rotalgen-Detritus und braune Bioklasten, sowie die Abnahme der Schwammnadeln innerhalb der mittelpleistozänen Sedimentabfolge. Darüberhinaus verändert sich zumindest in Site 1127 die dominante Meeresspiegel-gesteuerte Zyklizität in ihrer Wellenlänge, sowie das Verhalten der Häufigkeiten einzelner sedimentärer Komponenten innerhalb der Abfolge. Diese Eigenheiten des sedimentären Ablagerungssystems, die sich aus der Progradation der Schelfkante, der Veränderung der Zyklizität der Erdorbitalparameter von Obliquität- zu Exzentrizität und einem sich ändernden Nährstoffeintrag von oligotrophisch zu mesotropisch ergeben, müssen unbedingt zur Interpretation der vorgefundenen sedimentären Zyklizität hinzugezogen werden und schränken damit die Übertragbarkeit der in Kapitel 3 und 4 definierten Ablagerungs-Modelle ein.

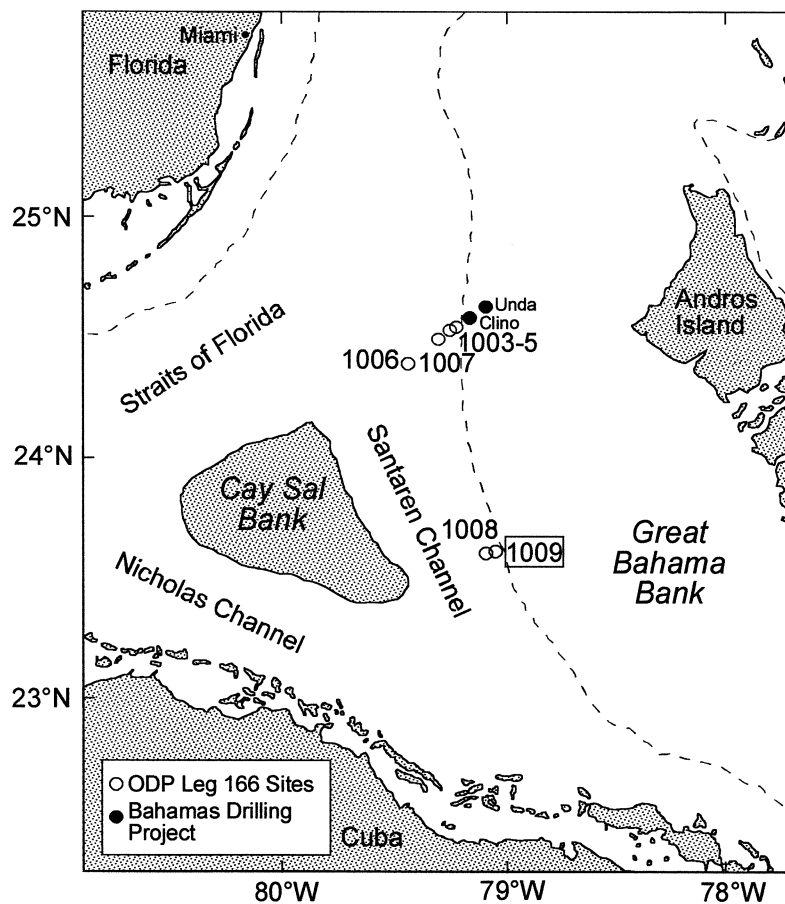


## 6 PLEISTOZÄNE TROPISCHE PERIPLATTFORM-KARBONATE DER GROSSEN BAHAMA BANK (SITE 1009)

### 6.1 Die Große Bahama Bank

#### 6.1.1 Geologie der Großen Bahama Bank

Das Bahamas-Archipel der Großen Bahama Bank (GBB) liegt zwischen 22° und 28° N am südöstlichen Kontinentalrand Nordamerikas. Es besteht aus mehreren durch Tiefwasser-Kanäle voneinander getrennten, isolierten Karbonatplattformen (Eberli, Swart, Malone, et al., 1997, Abb. 6.1). Bei den modernen Bahamas-Karbonatplattformen handelt es sich um sog. flat-topped Plattformen mit ausgedehnten Flachwasserbereichen (< 200 m Wassertiefe) und steilen Flanken. Die größte, ununterbrochene Plattform stellt mit einer Nord-Süd Erstreckung von ca. 400 km die Große Bahama Bank dar (Abb. 6.1).



↑ **Abb. 6.1:** Die westliche Flanke der Großen Bahama Bank mit den während ODP Leg 166 abgeteufte Bohrungen Site 1003 bis 1009 und den Bohrungen Unda und Clino (Bahamas Drilling Project; modifiziert aus Shipboard Scientific Party, 1997). Site 1009 befindet sich ca. 4.5 km westlich des Plattformrands in einer Wassertiefe von 307.9 m.

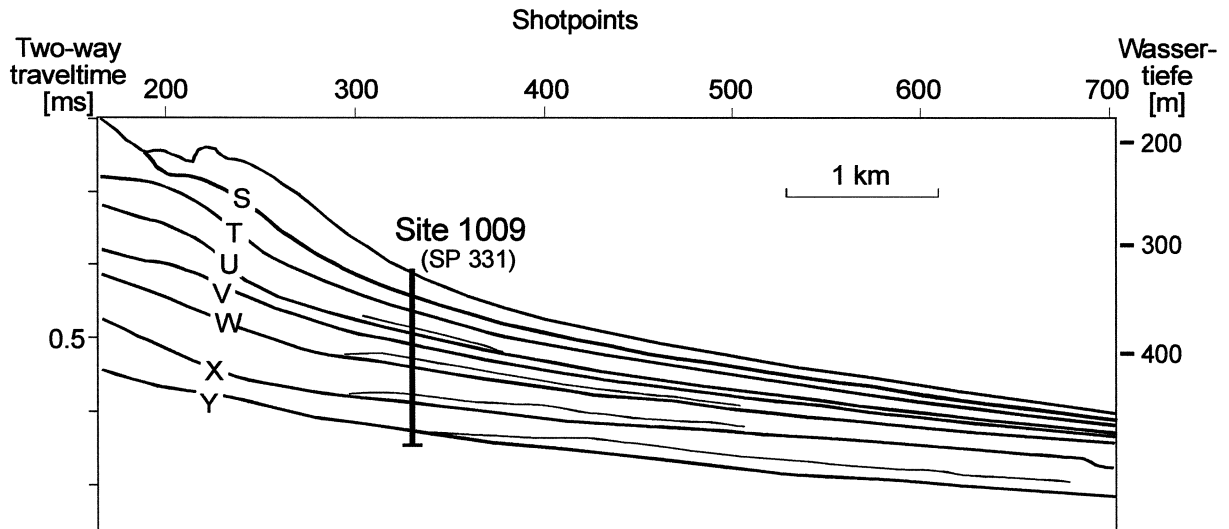
Die GBB ist durch ein geringes Relief und durch eine Wasserbedeckung von meist weniger als 10 m gekennzeichnet (Newell, 1955; Newell & Imbrie, 1955). Unterhalb der Plattformkante (40-60 m Wassertiefe) fällt die Plattformflanke bis in eine Wassertiefe von 135 bis 145 m annähernd vertikal ab (Grammer & Ginsburg, 1992; Grammer et al., 1993), anschließend folgt ein sanfterer Verlauf. Auf der Großen Bahama Bank selbst existiert eine aktive tropische Flachwasser-Karbonatfabrik (z.B. Illing, 1954; Newell et al., 1959; Purdy, 1963; Ball, 1967).

Das Ocean Drilling Program Leg 101 sollte die Entstehungsgeschichte der Bahamas-Karbonatplattformen klären, führte jedoch zu keinem eindeutigen Ergebnis (Austin, Schlager, Palmer, et al., 1986; Austin, Schlager et al., 1988; Eberli, Swart, Malone, et al., 1997). Erst Eberli & Ginsburg (1987; 1989) stellten hochauflösende seismische Profile durch die Große Bahama Bank vor, die Aufschluß über ihre interne Geometrie und damit über die Entstehungsgeschichte der GBB gaben. Die moderne Anordnung der Bahamas-Plattformen und –Kanäle ist demnach nicht lediglich eine Wiedergabe der jurassischen oder kretazischen Topographie (“Horst-und-Graben-Hypothese” von Mullins & Lynts, 1977). Ebenso wenig entstand das moderne Bahamas-Archipel aus einer größeren, ausgedehnteren Karbonatplattform (“Megabank-Hypothese” von Sheridan et al., 1981; Ladd & Sheridan, 1987), die ihrerseits während der mittleren Kreide ertrank und so die Basis der modernen Bahamas bildete (Schlager & Ginsburg, 1981). Vielmehr ist die moderne Anordnung der Bahamas-Karbonatplattformen das Ergebnis tektonischer Segmentation einer schon in der Kreide angelegten größeren Karbonatplattform in mehrere isolierte Plattformen. Darauf folgte die Auffüllung einiger der so entstandenen Intraplattform-Kanäle durch progradierende Sedimentkörper (Eberli & Ginsburg, 1987; 1989). Während des Känozoikums wiederholten sich diese Prozesse mehrmals und führten schließlich zu der modernen Topographie der Bahamas. Eine extensive Progradation wurde von Eberli & Ginsburg (1989) auch für die westliche Begrenzung der Großen Bahama Bank nachgewiesen. Diese Progradation führte zu einer beckenwärtigen Verschiebung des Plattform-Randes von ca. 27 km. Als Folge dessen besteht die westliche Begrenzung der Großen Bahama Bank aus zahlreichen, lateral gestapelten, progradierenden Sequenzen miozänen bis holozänen Alters. Schließlich verglichen Eberli & Ginsburg (1989) ihre Ergebnisse mit der von Haq et al. (1987) entwickelten Chart der globalen Meeresspiegel-Schwankungen und wiesen so nach, daß jeder dieser Progradationskörper das Resultat einer Meeresspiegel-Absenkung und eines darauffolgenden Meeresspiegel-Anstiegs ist.

### **6.1.2 Ocean Drilling Program Site 1009**

ODP Site 1009 wurde während ODP Leg 166 als letzte von insgesamt sieben Sites an der westlichen Flanke der Großen Bahama Bank abgeteuft (Eberli, Swart, Malone, et al., 1997, Abb. 6.1). Site 1009 befindet sich etwa 4.5 km westlich des Plattformrands in einer Wassertiefe von 307.9 m. Der Plattformrand befindet sich in etwa 19 m Wassertiefe. Im Gegensatz zu der von den Bahamas generell bekannten Schelfgeometrie mit seinen extrem steilen Flanken fällt der obere Kontinentalhang hier sanfter in beckenwärtige Richtung ab (Abb. 6.2) und bildet in einer Wassertiefe von etwa 100 m eine schmale Terrasse. Der

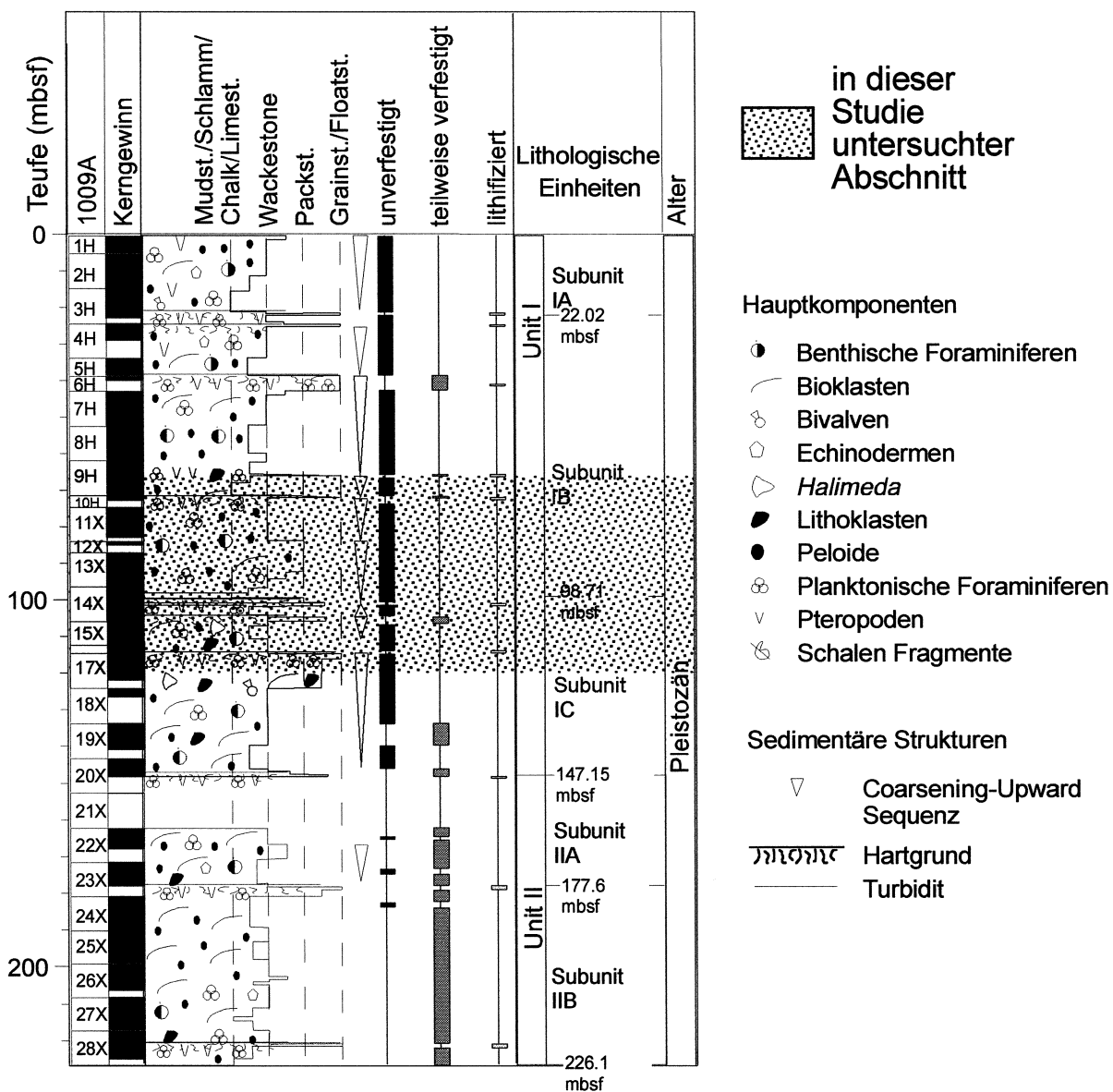
eigentliche Kontinentalhang beginnt erst unterhalb dieser Terrasse (Shipboard Scientific Party, 1997).



↑ **Abb. 6.2:** Interpretation eines senkrecht zum Plattformrand verlaufenden seismischen Profils mit Position der Bohrung Site 1009 (modifiziert aus Shipboard Scientific Party, 1997). Shipboard Scientific Party (1997) identifizierten acht seismische Sequenzen, die durch die seismischen Sequenzgrenzen S bis Y voneinander getrennt werden. Innerhalb einzelner Sequenzen sind Ablagerungen des Meeresspiegel-Tiefstands zu erkennen, die ihrerseits auf den Schelfhang beschränkt sind (Shipboard Scientific Party, 1997).

Site 1009 förderte 226.1 m Kernmaterial holozänen bis pleistozänen Alters. Bei den erbohrten Sedimenten handelt es sich um teilweise lithifizierte bis lithifizierte bioklasten- und peloidreiche Mudstones, Wackestones, Packstones und Grainstones mit zwischengeschaltetem Nannofossil-Schlamm. Der Karbonatgehalt dieser Periplattform-Karbonate beträgt im Allgemeinen mehr als 95 % (Shipboard Scientific Party, 1997). Eine erste lithologische Analyse der geförderten Sedimente an Bord der JOIDES Resolution erbrachte eine Einteilung der sedimentären Abfolge in zwei Großeinheiten (Subunit I und II, Abb. 6.3) und mehrere Untereinheiten. Zusätzlich konnten schon während der Bohrfahrt acht seismische Sequenzen (SS) in der erbohrten Abfolge identifiziert und datiert werden. Sie werden jeweils durch seismische Sequenzgrenzen (SSBs) voneinander getrennt (Shipboard Scientific Party, 1997; Abb. 6.2). Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Karbonatproben aus Site 1009 entstammen den Kernen 9H bis 17X in einer Teufe von 66.5 mbsf bis 117.25 mbsf. Der beprobte Intervall ist demnach dem unteren Abschnitt der lithologischen Subunit IB und dem oberen Abschnitt der Subunit IC zuzuordnen (Abb. 6.3).

# Site 1009



↑ **Abb. 6.3:** Übersicht der in Site 1009 geförderten 226.1 m mächtigen sedimentären Abfolge mit Hauptkomponenten, sedimentären Strukturen, Kerngewinn, Korngröße, dem Grad der Lithifizierung und den interpretierten Coarsening Upward-Zyklen (modifiziert aus Shipboard Scientific Party, 1997). Die Einteilung der Abfolge in lithologische Einheiten erfolgte sowohl aufgrund einer Abnahme der Lithifizierung von der Basis zum Top, als auch aufgrund einer Zunahme an Peloiden, der Mächtigkeit sowie der Häufigkeit der interpretierten Zyklen. Der grau unterlegte Bereich kennzeichnet den in der vorliegenden Arbeit untersuchten Abschnitt der sedimentären Abfolge zwischen 66.5 mbsf und 117.3 mbsf.

## 6.2 Ergebnisse

### 6.2.1 Lithologie

Die sedimentäre Abfolge erscheint makroskopisch als eine Abfolge aus blaßgelben, hellgrauen und weißen unverfestigten Mud- und Wackestones mit geringmächtigen Einschaltungen von Nannofossil-Schlamm, Packstones, Pack- bis Grainstones, Wacke- bis Floatstones und Floatstones (Abb. 6.4). Diese Abfolge wird in 5 Coarsening Upward-Zyklen unterteilt (117.5 mbsf bis 113.8 mbsf; 113.8 mbsf bis 98.5 mbsf; 98.5 mbsf bis 83.3 mbsf; 83.3 mbsf bis 70.8 mbsf; 70.8 mbsf bis 66.5 mbsf; Abb. 6.4). Jeder dieser Abschnitte beginnt mit feinkörnigen, mikritreichen Sedimenten an der Basis und endet mit einer bis zu 10 m mächtigen Packstone-, bzw. Floatstone-Bank am Top. Die Zyklen an der Basis und am Top des untersuchten Intervalls sind hier nicht vollständig dokumentiert, und zeigen lediglich den Top bzw. die Basis des entsprechenden Zyklus (Abb. 6.4). Die Mächtigkeit der vollständig dokumentierten Coarsening Upward-Zyklen variiert hierbei zwischen 12 und 15 m.

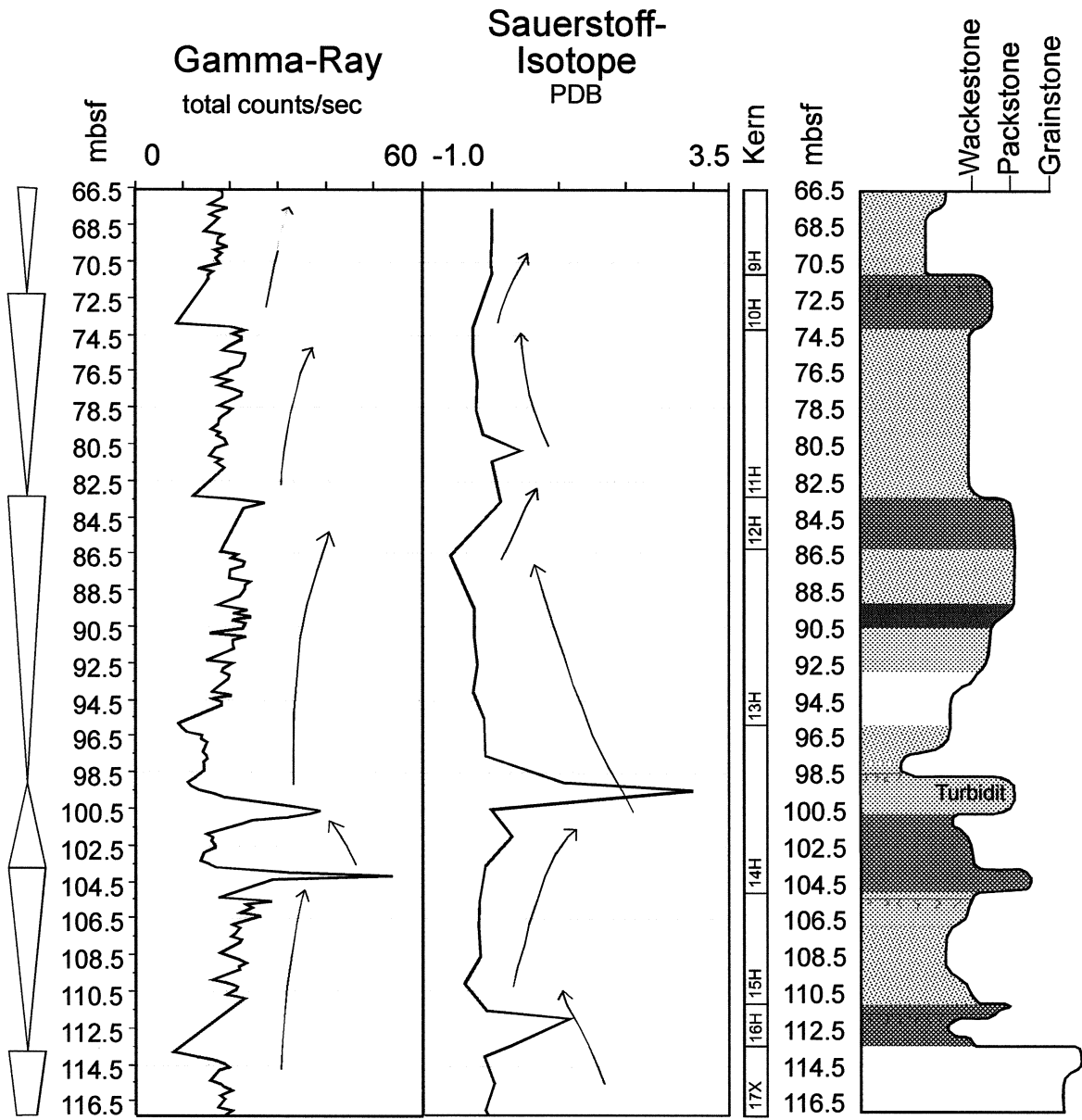
Shipboard Scientific Party (1997) beschreiben für den in dieser Studie untersuchten Abschnitt drei submarine Hartgründe (112 mbsf, 98.5 mbsf, 72 mbsf), die höchstwahrscheinlich während des Bohrvorganges durchbrochen wurden. Ihre Überbleibsel liegen nun in Form von Lithoklasten im Gestein vor (Abb. 6.5; siehe auch Fototafeln). Die Hartgründe befinden sich stets nahe des Tops der Coarsening Upward-Zyklen (Abb. 6.4). Eine teilweise lithifizierte Grainstone-Lage (105.5 mbsf) repräsentiert möglicherweise einen vierten Hartgrund (Shipboard Scientific Party, 1997). Eine ca. 2 m mächtige Packstone-Lage kurz unterhalb des Top des zweiten Coarsening Upward-Zyklus zwischen 100.5 mbsf und 98.5 mbsf weist einen Fining Upward-Trend auf und wird daher von Shipboard Scientific Party (1997) als turbiditische Sedimentabfolge interpretiert. Dieser Zyklus unterscheidet sich von den im Hangenden folgenden Zyklen durch die Ausbildung eines symmetrischen Anteils zwischen 105.3 mbsf und 98.5 mbsf (Abb. 6.4).

### 6.2.2 Logs

Die Analyse der natürlichen Radioaktivität beruht auf der am Bohrkern selbst gemessenen natürlichen Radioaktivität, da für Site 1009 keine geophysikalischen Bohrlochmessungen durchgeführt wurden (Shipboard Scientific Party, 1997; Abb. 6.4).

Innerhalb der untersuchten Abfolge sind zwei vollständig dokumentierte asymmetrische Zyklen mit niedriger natürlicher Radioaktivität an der Basis sowie einer erhöhten natürlichen Radioaktivität am Top zu beobachten (99.0 mbsf bis 83.3 mbsf; 83.3 mbsf bis 74.0 mbsf). Der Bereich zwischen 113.8 mbsf und 99.0 mbsf zeigt einen symmetrischen Zyklus mit niedriger natürlicher Radioaktivität an der Basis, einem auffallend starken Ausschlag in einer Teufe von 103.8 mbsf und einem erneuten Radioaktivitäts-Rückgang zwischen 103.8 mbsf und 99.0 mbsf. Die Bereiche unterhalb 113.8 mbsf und oberhalb 74.0 mbsf repräsentieren zwei nicht vollständig dokumentierte Radioaktivitäts-Zyklen im Liegenden, bzw. Hangenden des Untersuchungs-Intervalls (Abb. 6.4).

Site 1009



▽	von Shipboard Scientific Party (1997) interpretierte Korngrößentrends	↖	in dieser Studie interpretierte Trends
—	von Shipboard Scientific Party (1997) interpretierte Hartgründe		Gamma-Ray und Isotope wurden am erbohrten Kern gemessen, Lücken im Kerngewinn sind nicht dargestellt

← **Abb. 6.4:** Von Shipboard Scientific Party (1997) interpretierte Korngrößentrends, Natürliche Radioaktivität (Gamma-Ray), Sauerstoffisotopen (aus Malone, 2000) und lithologisches Profil (Site 1009): Es überwiegen helle Mud- bis Wackestones mit geringmächtigeren Pack-, Grain- und Floatstone-Einschaltungen. Das Gamma-Ray-Log wird durch asymmetrische Zyklen mit geringen Ausschlägen an der Basis und stärkeren Peaks am Top charakterisiert. Die starken positiven Ausschläge bei 112 mbsf, 99.5 mbsf und 80.9 mbsf korrelieren mit einem Hartgrund bzw. mit der von Shipboard Scientific Party (1997) innerhalb des untersuchten Sedimentprofils beschriebenen turbiditischen Sedimentabfolge. Diese Ausschläge werden daher als Folge von z.B. stärkerer Zementation interpretiert (siehe Text). Läßt man diese Ausschläge bei der Interpretation der Trends außer Acht, so zeigt die Sauerstoff-Isotopenkurve Trends hin zu leichteren Werten, die jeweils durch einen raschen Anstieg der Werte unterbrochen werden.

### 6.2.3 Fazies

Insgesamt handelt es sich bei den untersuchten Sedimenten um feinkörnige bis grobkörnige, mikrit- und bioklastenreiche Packstones (Fototafeln 10, 11, 12). Sie sind z.T. peloidreich. Zu den quantitativ herausragenden sedimentären Komponenten gehören planktonische (Fototafel 10C, 10D, 11C, 11D) und benthische Foraminiferen (Fototafel 10B, 11B, 12A), Tunikaten Spikulae (Fototafel 10B, 10D) und Bruchstücke kalkiger Grünalgen (Fototafel 11A). Schwammnadeln, Echinodermen- und Bivalvenbruch, sowie Ostrakodenschalen, Serpuliden- und Rotalgenbruchstücke sind quantitativ lediglich untergeordnet von Bedeutung. Neben den identifizierbaren Bioklasten treten unidentifizierbare, stark aufgearbeitete Bioklasten unterschiedlicher Färbung auf. Innerhalb des untersuchten Sediments sind Peloide (höchstwahrscheinlich Kotpillen) zum Teil fleckenartig angeordnet und weisen damit auf Bioturbation hin. Unter den benthischen Foraminiferen sind miliolide Formen häufig, gefolgt von rotaliiden und agglutinierenden Formen. Shipboard Scientific Party (1997) beschreiben submarine Hartgründe innerhalb dieser sedimentären Abfolge. Solche Hartgründe erscheinen in der Dünnschliffuntersuchung als grobkörnige und bioklastenreiche, teilweise verfestigte Packstones mit einer ungewöhnlich hohen Anzahl planktonischer Foraminiferen und mikritreicher Lithoklasten (Fototafel 12D). Die Matrix der untersuchten Sedimente besteht aus Aragonitnadeln, Mikrit und kalkigen Nannofossilien (Shipboard Scientific Party, 1997).

### 6.2.4 Stabile Isotope

Die hier verwendeten Sauerstoff-Isotopenwerte stammen aus Malone (2000), der die nicht interpretierten Messungen an Gesamtproben lediglich tabellarisch auflistet. Anhand dieser Sauerstoff-Isotopenkurve sollen die Veränderungen des Meeresspiegels während der Ablagerung des hier analysierten Intervalls rekonstruiert werden.

Die Sauerstoff-Isotopenwerte variieren innerhalb des untersuchten Intervalls zwischen  $-0.61$  ‰ und  $2.98$  ‰ (Abb. 6.4). Die Sauerstoff-Isotopenkurve zeigt dabei zwischen 117.3 mbsf und 110 mbsf eine Abnahme der Werte bis zu einem Minimum von  $-0.41$  ‰. Zwischen 110 mbsf und 102 mbsf steigt die Kurve erneut an. Diesem Anstieg folgt eine erneute Abnahme bis in eine Teufe von 86.6 mbsf ( $-0.61$  ‰). Ein weiterer Maximalwert von  $0.13$  ‰ folgt einer Zunahme der Sauerstoff-Isotopenwerte zwischen 86.6 mbsf und 83.6 mbsf. Der Bereich bis 74.1 mbsf ist wiederum durch eine Abnahme der Sauerstoff-Isotopenwerte gekennzeichnet.

Daraufhin folgt ein Anstieg der Sauerstoff-Isotopenkurve bis 71.1 mbsf (0.01 ‰) und ein erneuter Rückgang bis in eine Teufe von 66.5 mbsf. Drei ungewöhnlich starke positive Ausschläge in einer Teufe von 112 mbsf, 99.5 mbsf und 80.9 mbsf (Abb. 6.4) korrelieren mit einem Hartgrund bzw. mit der von Shipboard Scientific Party (1997) innerhalb des untersuchten Sedimentprofils beschriebenen turbiditischen Sedimentabfolge. Diese Ausschläge werden daher als Folge von z.B. stärkerer Zementation interpretiert und bei der Interpretation der Trends außer Acht gelassen.

### 6.2.5 Quantitative Faziesanalyse

Innerhalb des analysierten Intervalls treten Häufigkeitsfluktuationen einiger ausgezählter Komponenten auf (Abb. 6.5). Solche Fluktuationen sind bei folgenden Komponentengruppen zu beobachten: Planktonische und benthische Foraminiferen, Tunikaten Spikulae, Pelloide und Kotpillen, kalkige Grünalgen und Mikrit. Diese Häufigkeitsvariationen sind am deutlichsten innerhalb der benthischen Foraminiferen, der Pelloide und Kotpillen und des Mikrits erkennbar, die Schwankungen der Häufigkeiten der planktonischen Foraminiferen, der Tunikaten Spikulae und der kalkigen Grünalgen sind eher undeutlich und weniger einheitlich ausgebildet (Abb. 6.5). Die Häufigkeit der benthischen Foraminiferen variiert zwischen 1 % und 16 %, während die Häufigkeit der planktonischen Foraminiferen zwischen 0 % und 20 % variiert. Häufigkeitsschwankungen der Tunikaten Spikulae (2 % bis 13 %) sind weniger deutlich ausgeprägt. Innerhalb der kalkigen Grünalgen-Bruchstücke treten Häufigkeitsschwankungen von 2 % bis 23 % auf. Neben den benthischen Foraminiferen weist die Gruppe der Pelloide und Kotpillen die deutlichsten Häufigkeitsfluktuationen auf (bis 52 %). Die Summe aus unidentifizierbaren und gefärbten Bioklasten ist als Komponentengruppe "Bioklasten" zusammengefaßt (1 % bis 20 %). Der Mikritgehalt variiert zwischen 20 % und 80 %. Er erreicht im Vergleich zu den übrigen Komponentengruppen die höchsten Maximalwerte. Ein hoher Mikritgehalt korreliert dabei mit einem hohen Gehalt planktonischer Foraminiferen (Abb. 6.5). Ebenso korrelieren die Häufigkeitsschwankungen der benthischen Foraminiferen und der Pelloide und Kotpillen. Im Gegensatz hierzu sind hohe Gehalte benthischer Foraminiferen und Pelloide und Kotpillen im Allgemeinen mit einem geringen Mikritgehalt assoziiert. Desweiteren korrelieren hohe Gehalte an Pelloiden und Kotpillen und niedrige Gehalte kalkiger Grünalgen. Die Häufigkeiten der Tunikaten Spikulae sind im oberen Bereich des untersuchten Intervalls (oberhalb 95 mbsf) mit benthischen Foraminiferen und Pelloiden und Kotpillen invers korreliert. Unterhalb 95 mbsf, bzw. zwischen 95 mbsf und 117.3 mbsf lassen sich indes keinerlei Zusammenhänge zwischen den Häufigkeiten der Tunikaten Spikulae und denen anderer Komponenten feststellen (Abb. 6.5).

→ **Abb. 6.5:** Quantitative Komponentenanalyse (66.5 mbsf bis 117.3 mbsf; Site 1009). Die Häufigkeiten der plankt. und benth. Foraminiferen, Tunikaten Spikulae, Bioklasten, Pelloide und Kotpillen, Grünalgen, Lithoklasten und der Mikritanteil variieren innerhalb der Abfolge. Bereiche zwischen 113 mbsf und 117.3 mbsf, 94 mbsf und 102 mbsf, 77.5 mbsf und 83 mbsf, 66.5 mbsf und 73 mbsf werden durch die Zunahme plankt. Foraminiferen, Tunikaten Spikulae und des Mikritgehalts charakterisiert, die übrigen Bereiche weisen erhöhte Gehalte an benth. Foraminiferen und Pelloiden und Kotpillen auf.



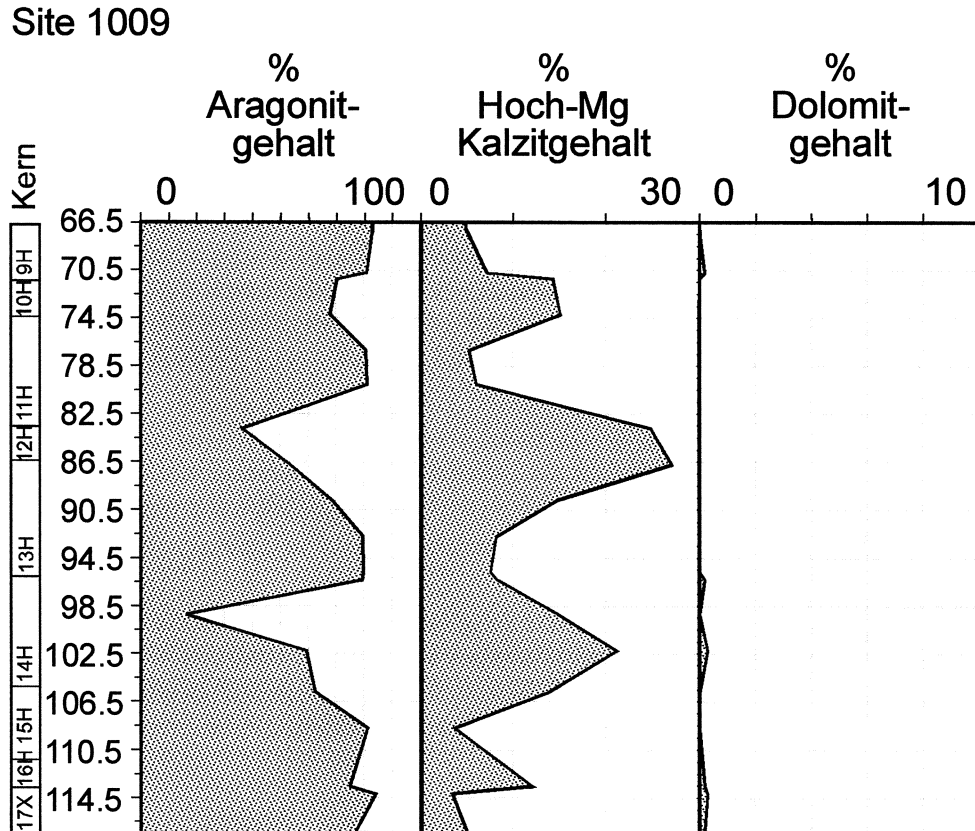


Insgesamt kann die untersuchte sedimentäre Abfolge in mehrere Bereiche gegliedert werden, die durch unterschiedliche Häufigkeiten der quantitativ erfassten Komponentengruppen gekennzeichnet sind: Die Bereiche zwischen 113 mbsf und 117.3 mbsf, 94 mbsf und 102 mbsf, 77.5 mbsf und 83 mbsf, sowie zwischen 66.5 mbsf und 73 mbsf werden insgesamt durch eine Zunahme planktonischer Foraminiferen und Tunikaten Spikulae, sowie des Mikritgehalts charakterisiert. Zugleich nimmt der Gehalt benthischer Foraminiferen und der Gehalt der Peloide und Kotpillen ab. Die Bereiche zwischen 102 mbsf und 113 mbsf, 83 mbsf und 94 mbsf, sowie zwischen 73 mbsf und 77.5 mbsf sind durch einen erhöhten Gehalt benthischer Foraminiferen und der Gruppe der Peloide und Kotpillen gekennzeichnet. Zudem weisen diese Abschnitte geringere Häufigkeiten planktonischer Foraminiferen, Tunikaten Spikulae, des Mikritgehalts und einen Rückgang kalkiger Grünalgen auf (Abb. 6.5).

### 6.2.6 Karbonatmineralogie

Die im Hinblick auf die Karbonatmineralogie diskutierten Daten entstammen Shipboard Scientific Party (1997): Die Sedimente der Site 1009 weisen einen Karbonatgehalt von ca. 95 % auf. Bei den übrigen Bestandteilen handelt es sich vor allem um organischen Kohlenstoff, biogene Kieselsäure und Tone. Die schon während ODP Leg 166 durchgeführte karbonatmineralogische Untersuchung der sedimentären Abfolge zeigt auffällige Häufigkeitsschwankungen der metastabilen Karbonatmodifikationen Aragonit und Hoch-Mg Kalzit. Diese Variationen der Häufigkeiten sind vom Top der Bohrung bis in eine Teufe von ca. 150 mbsf dokumentiert. Innerhalb dieser Häufigkeitsschwankungen läßt sich ein zyklisches Muster erkennen (Shipboard Scientific Party, 1997). Dabei zeigen Hoch-Mg Kalzit und Kalzit im Vergleich zu Aragonit ein antithetisches Verhalten. In Höhe der Aragonitminima steigt der Gehalt beider Kalzitmodifikationen an (Shipboard Scientific Party, 1997).

In der hier untersuchten Abfolge zwischen 117.25 und 66.5 mbsf variiert der Aragonitgehalt zwischen 16 % und 83 %. Hoch-Mg Kalzit weist Häufigkeiten zwischen 4 % und 27 % auf. Aragonitminima liegen in Teufen von 99.3 mbsf, 83.5 mbsf und 74.3 mbsf. Insgesamt fällt auf, daß die Amplituden der Aragonitminima im untersuchten Abschnitt von der Basis zum Top geringer werden (Abb. 6.6). Die Hoch-Mg Kalzitminima sind weniger leicht festzulegen. Maxima dieser Karbonatmodifikation liegen bei 102 mbsf, 86.3 mbsf und 74.3 mbsf (Abb. 6.6). In allen Fällen korreliert ein Rückgang des Aragonitgehalts mit einem Anstieg des Hoch-Mg Kalzitgehalts.



↑ **Abb. 6.6:** Ergebnisse der karbonatmineralogischen Analyse (Site 1009) nach Daten aus Shipboard Scientific Party (1997). Aragonit bildet mit bis zu 83 % den Hauptbestandteil der untersuchten Proben. Hoch-Mg-Kalzit erreicht bis zu 27 %, während der Dolomitgehalt unter 5 % bleibt. Die metastabilen Karbonatmodifikationen weisen zyklische Häufigkeitsschwankungen auf (Shipboard Scientific Party, 1997). Aragonitminima liegen in einer Teufe von 74.3 mbsf, 83.5 mbsf und 99.3 mbsf. Die Amplitude der Aragonitminima nimmt dabei von der Basis zum Top des untersuchten Intervalls ab. Hoch-Mg Kalzitmaxima liegen bei 74.3 mbsf, 86.3 mbsf und 102 mbsf. Die Rückgänge im Aragonitgehalt korrelieren mit Anstiegen im Hoch-Mg Kalzitgehalt.

### 6.3 Zyklizität der pleistozänen Periplattform-Ablagerungen der Großen Bahama Bank

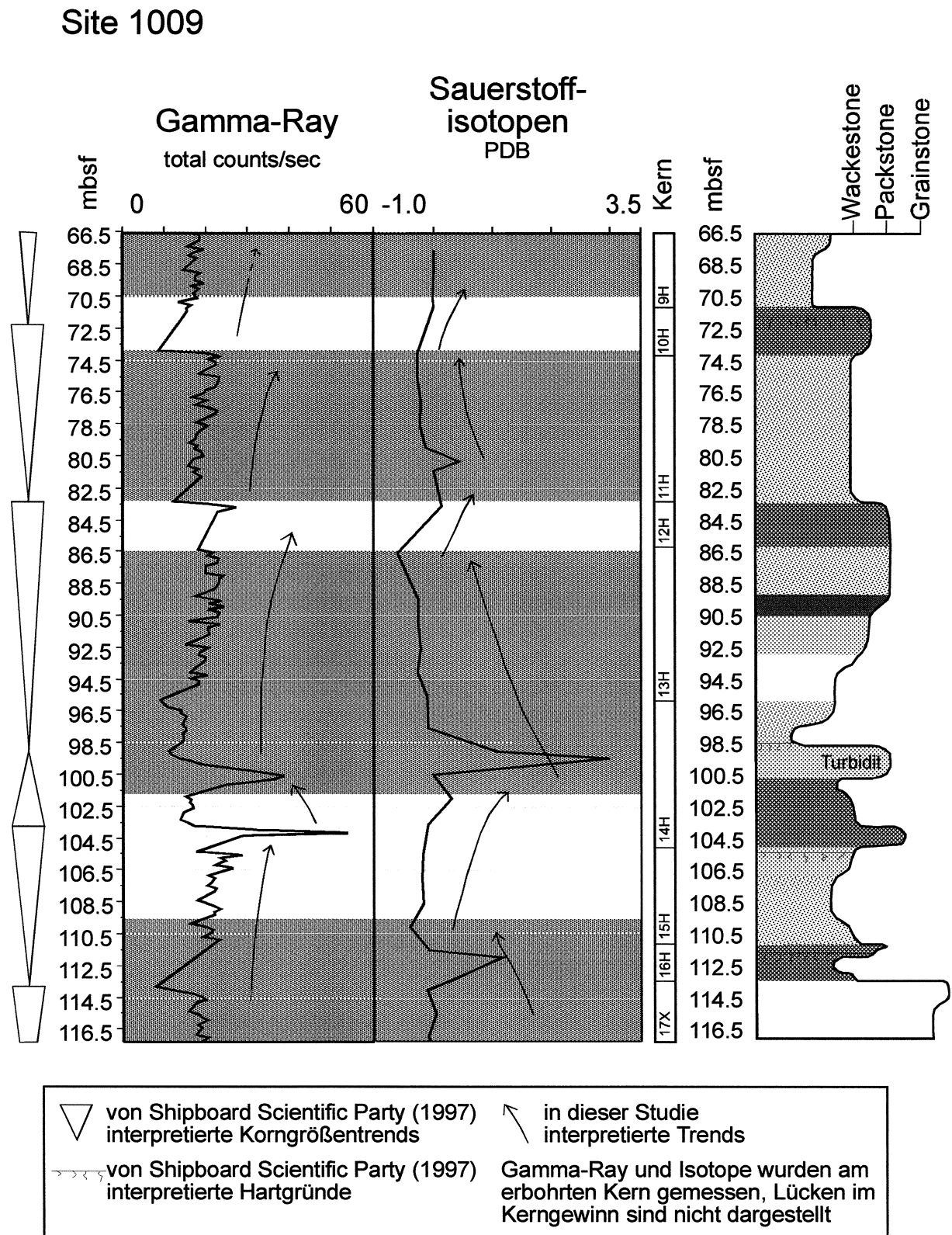
Als Grundlage zur Rekonstruktion einer Meeresspiegel-Kurve für den untersuchten Zeitabschnitt dienen die von Malone (2000) präsentierten  $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen an Gesamtproben der Site 1009 (Abb. 6.4). Zeiten mit steigendem Meeresspiegel bzw. Meeresspiegel-Hochständen werden dabei durch relativ leichte  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bzw. durch Trends hin zu leichteren Sauerstoffisotopen repräsentiert. Im Gegensatz hierzu werden schwere Sauerstoffisotopen und Trends zu schwereren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten als Folge eines Meeresspiegel-Rückganges interpretiert. Insgesamt kann der untersuchte Abschnitt der sedimentären Abfolge zwischen 66.5 mbsf und 117.25 mbsf in vier ca. 10-20 m mächtige Meeresspiegel-Zyklen gegliedert werden (Abb. 6.7). Im mittleren Bereich der untersuchten Abfolge sind zwei Meeresspiegel-Zyklen vollständig dokumentiert (110 mbsf bis 86.6 mbsf, 86.6 mbsf bis 74.1

mbsf). Im Hangenden folgt ein Zyklus, dessen Meeresspiegel-Anstieg nicht vollständig innerhalb des untersuchten Bereichs dokumentiert ist (74.1 mbsf bis 66.5 mbsf). Der Bereich zwischen 117.3 mbsf und 110 mbsf repräsentiert den Meeresspiegel-Anstieg eines weiteren Zyklus.

Der Vergleich des lithologischen Profils, der natürlichen Radioaktivität, der XRD-Analyse und der quantitativen Komponentenanalyse mit den rekonstruierten Veränderungen des Meeresspiegels (Abb. 6.7, 6.8, 6.9) führt zu folgenden Ergebnissen: Ablagerungen, die während des ansteigenden Meeresspiegels und des Meeresspiegel-Hochstands gebildet wurden, zeigen einen Anstieg der natürlichen Radioaktivität, der Korngröße, des Hoch-Mg Kalzitgehaltes, sowie eine Zunahme der Häufigkeit der Peloiden und Kotpillen, der benthischen Foraminiferen und der Tunikaten Spikulae. Im Gegensatz hierzu werden die geringmächtigeren Ablagerungen des fallenden Meeresspiegels bzw. Meeresspiegel-Tiefstands durch ein Maximum der natürlichen Radioaktivität, der Korngröße, des Hoch-Mg Kalzitgehalts sowie einer Zunahme größerer Grünalgen-Fragmente charakterisiert. Der Aragonitgehalt erreicht sein Maximum während des ansteigenden Meeresspiegels, geht während des Meeresspiegel-Hochstandes wieder zurück und erreicht schließlich in den Tiefstands-Ablagerungen sein Minimum (Abb. 6.9). Dolomit tritt lediglich während des späten Meeresspiegel-Hochstands und des frühen –Tiefstands auf. Eine Zusammenfassung dieser Ergebnisse ist in Abbildung 6.10 dargestellt.

Die sedimentären Muster dokumentieren das von zahlreichen Autoren beschriebene Prinzip des "Highstand Sheddings" (z.B. Droxler et al., 1983; Droxler & Schlager, 1985; Schlager et al. 1994): Während des fortschreitenden Meeresspiegel-Anstiegs und des –Hochstands ist die Große Bahama Bank überflutet und beherbergt eine ausgeprägte Karbonatfabrik (vergleiche Purdy, 1963; Enos, 1974). Während der Meeresspiegel-Hochstände wird so überwiegend neritisches Material in den Periplattform-Bereich geschüttet (z.B. Neumann & Land, 1975; Schlager et al., 1994; Rendle et al., 2000). Peloiden und andere abiogene Komponenten werden ausschließlich auf der überfluteten Karbonatplattform gebildet und anschließend in den Periplattform-Bereich transportiert (Haak & Schlager, 1989; Schlager et al., 1994). Auch der in Abb. 6.8 und 6.10 gezeigte Anstieg der Häufigkeit der benthischen Foraminiferen kann vor dem Hintergrund eines steigenden Meeresspiegels interpretiert werden, da es sich vielfach um miliolide Flachwasser-Formen handelt (Fototafel 11B). Der Ursprung des Aragonit (Abb. 6.9, 6.10) ist wiederum auf das auf der Karbonatplattform selbst gebildete neritische Material, wie z.B. die Aragonitnadeln kalkiger Grünalgen (Neumann & Land, 1975; Droxler et al., 1983; Droxler et al., 1988), die Spikulae desintegrierter Tunikaten und abiogene Aragonitbildungen (MacIntyre & Reid, 1992; Milliman et al., 1993), zurückzuführen.

Im Gegensatz zum Meeresspiegel-Anstieg bzw. Hochstand fällt die Große Bahama Bank während der Meeresspiegel-Tiefstände trocken, so daß lediglich geringe Mengen neritischen Materials gebildet und exportiert werden können (z.B. Droxler & Schlager, 1985; Schlager et al. 1994). Gleichzeitig nimmt der detritische Eintrag während der Meeresspiegel-Tiefstände zu (Reijmer et al., 1988; Rendle et al., 2000) und kann damit für den Anstieg der natürlichen Radioaktivität innerhalb der untersuchten Sedimente verantwortlich gemacht werden (vergl. Abb. 6.7).



↑ **Abb. 6.7:** Natürliche Radioaktivität, lithologische Abfolge und Korngrößen-Trends im Vergleich zu Veränderungen des Meeresspiegels, die anhand der Fluktuationen der Sauerstoff-Isotopenkurve interpretiert werden. Intervalle, die während des Meeresspiegel-Anstiegs und -Hochstands abgelagert wurden, zeigen einen Anstieg der natürlichen Radioaktivität sowie ihrer Korngröße (grau unterlegt). Ablagerungen des fallenden Meeresspiegels weisen jeweils ein Radioaktivitätsmaximum sowie ein Korngrößen-Maximum auf.

Der in der vorliegenden Arbeit beschriebene Anstieg der Korngröße in Meeresspiegel-Tiefstands-Sedimenten (Abb. 6.7, 6.10) entspricht Beobachtungen, welche von Rendle et al. (2000) für pleistozäne Ablagerungen der Sites 1003 und 1006 detailliert beschrieben werden. In diesem Zusammenhang muß auch der in der vorliegenden Arbeit beobachtete Anstieg der Grünalgen-Bruchstücke gesehen werden (Abb. 6.8, 6.10), da die gezählten Bioklasten der Tiefstands-Sedimente aufgrund ihrer Korngröße leichter unterschiedlichen Komponentengruppen zugeordnet werden können. Die während dieser Phase gebildeten Periplattformablagerungen zeigen minimale Aragonitgehalte (Abb. 6.9, 6.10; Droxler et al., 1983; Droxler et al., 1988; Schlager et al., 1994; Rendle et al., 2000). Demgegenüber ist der Hoch-Mg Kalzitgehalt während der Meeresspiegel-Tiefstände am höchsten und verhält sich damit zum Aragonitgehalt antithetisch (Abb. 6.9, 6.10). Mögliche Ursachen für diese Verteilung sind Hoch-Mg Kalzit-Zemente, die bereits während früher Phasen der Diagenese gebildet werden (Schlager & James, 1978; Westphal, 1997) oder aber der Eintrag von erodiertem und teilweise verfestigtem Detritus des oberen Schelfhangs (Rendle et al., 2000). Der Dolomitgehalt erreicht sein Maximum jeweils zu Beginn des Meeresspiegel-Tiefstands (Abb. 6.9, 6.10). Ähnliche Beobachtungen werden von Rendle et al. (2000) und Reijmer et al. (1988) als Folge eines detritischen Ursprungs des Dolomits oder als eine Folge frühdiagenetischer Veränderungen im Sediment interpretiert.

#### **6.4 Vergleich pleistozäner nicht-tropischer und tropischer Periplattform-Karbonate**

Schon während ODP Leg 166 wurde eine erste biostratigraphische Einordnung der erbohrten Sedimente vorgenommen. Dabei konnten innerhalb der geförderten Abfolge u.a. Nanno-Zonen definiert werden. Das letzte Auftreten von *Pseudoemiliana lacunosa* definiert die Basis der Zone NN 20, welche in Site 1009 in einer Teufe von 101.8 mbsf liegt (Shipboard Scientific Party, 1997). Dieses Nannofossildatum hat ein Alter von 0.41 Millionen Jahren (Ma). Shipboard Scientific Party (2000) geben für dieses Nannofossildatum eine Teufe von 158.7 mbsf in Site 1127 und von 163.9 mbsf in Site 1129 an. In beiden Bohrungen liegt damit die Basis von NN 20 innerhalb der untersuchten Intervalle (vergl. Abb. 5.1, 5.7). Abbildung 6.11 präsentiert die charakteristischen Merkmale der in dieser Arbeit untersuchten nicht-tropischen und tropischen pleistozänen Periplattform-Sedimentabfolgen und stellt sie einander gegenüber.

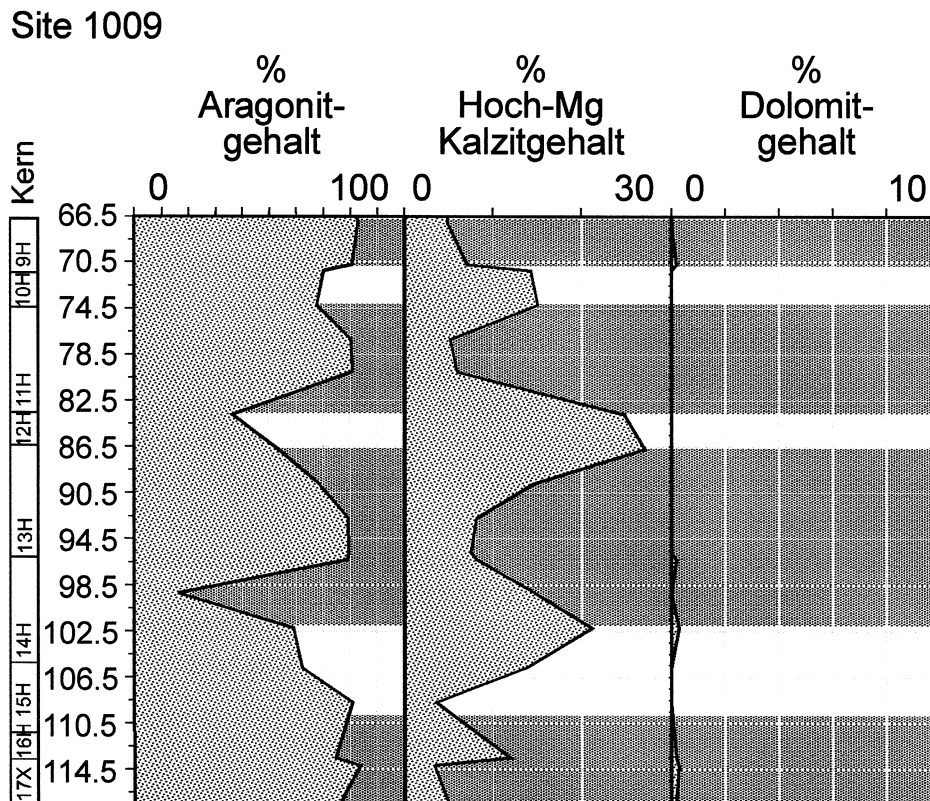
→ **Abb. 6.8:** Ergebnisse der quantitativen Faziesanalyse und die auf Grundlage der Sauerstoff-Isotopenkurve interpretierten Veränderungen des Meeresspiegels. Intervalle, die während des steigenden Meeresspiegels und des Meeresspiegel-Hochstands abgelagert wurden, zeigen eine Zunahme der Pelloide und Kotpillen, der benthischen Foraminiferen und der Tunikaten Spikulae (dunkel unterlegt). Ablagerungen des fallenden Meeresspiegels zeigen eine Abnahme des Mikritgehalts und eine Zunahme größerer Bioklasten (z.B. Grünalgen-Fragmente).



### 6.4.1 Korngröße

Die Gliederung in Coarsening Upward-Zyklen ist ein wesentliches Merkmal der früh- bis mittelpleistozänen Periplattform-Sedimentabfolge des Eucla Schelfs. Dabei dominiert während der Meeresspiegel-Tiefstände feinkörniges Material, während Meeresspiegel-Anstiege und –Hochstände einen erhöhten Eintrag an grobkörnigerem und meist stark aufgearbeitetem Material mit sich bringen (Abb. 6.11).

Die in dieser Studie untersuchte Periplattform-Abfolge der Großen Bahama Bank weist ein hierzu entgegengesetztes Muster auf. Die Sedimentabfolge wird zwar ebenso durch Coarsening Upward-Zyklen geprägt, deren feinkörnige Basis jedoch während Meeresspiegel-Anstiegen und Hochständen gebildet wird. In Tiefstands-Ablagerungen überwiegt hingegen grobkörniges und stark aufgearbeitetes Material (Abb. 6.11; Schlager et al., 1994; Rendle 2000). Diese entgegengesetzten Schüttungsmuster beider Ablagerungssysteme werden hier als Folge der unterschiedlichen Plattformgeometrien beider Ablagerungssysteme und der damit verbundenen unterschiedlichen Hydrodynamik interpretiert. Der “Shaved Shelf” steht hier einer “flat topped”-Plattform gegenüber.



↑ **Abb. 6.9:** Ergebnisse der karbonatmineralogischen Analyse (Daten aus Shipboard Scientific Party, 1997) und die auf Grundlage der Sauerstoff-Isotopenkurve interpretierten Veränderungen des Meeresspiegels. Die dunkel unterlegten Bereiche wurden während des ansteigenden Meeresspiegels und des Meeresspiegel-Hochstands abgelagert. Der Aragonitgehalt erreicht sein Maximum während des ansteigenden Meeresspiegels, geht während des Meeresspiegel-Hochstandes wieder zurück und erreicht sein Minimum in den Meeresspiegel-Tiefstands-Ablagerungen. Der Hoch-Mg Kalzitgehalt zeigt ein inverses Muster. Geringe Mengen an Dolomit kommen während des späten Meeresspiegel-Hochstands und des frühen –Tiefstands vor.



### 6.4.2 Sedimentäre Komponenten

Tunikaten Spikulae, braune Bioklasten, Bryozoen-Fragmente und Rotalgen-Detritus überwiegen in den untersuchten nicht-tropischen Sedimenten in Ablagerungen des ansteigenden Meeresspiegels und des Meeresspiegel-Hochstands. Schwammnadeln und große Mengen Mikrit sind vor allem in Tiefstands-Ablagerungen häufig. Im Gegensatz hierzu weisen die untersuchten tropischen Periplattform-Karbonate während des steigenden Meeresspiegels und des Meeresspiegel-Hochstands eine Zunahme der Peloiden und Kotpillen, der benthischen Foraminiferen und der Tunikaten Spikulae auf. Meeresspiegel-Tiefstands-Ablagerungen werden vor allem durch eine Zunahme größerer und stark abradierter Komponenten, sowie durch ein Minimum im Mikritgehalt charakterisiert (Abb. 6.11).

### 6.4.3 Mineralogie

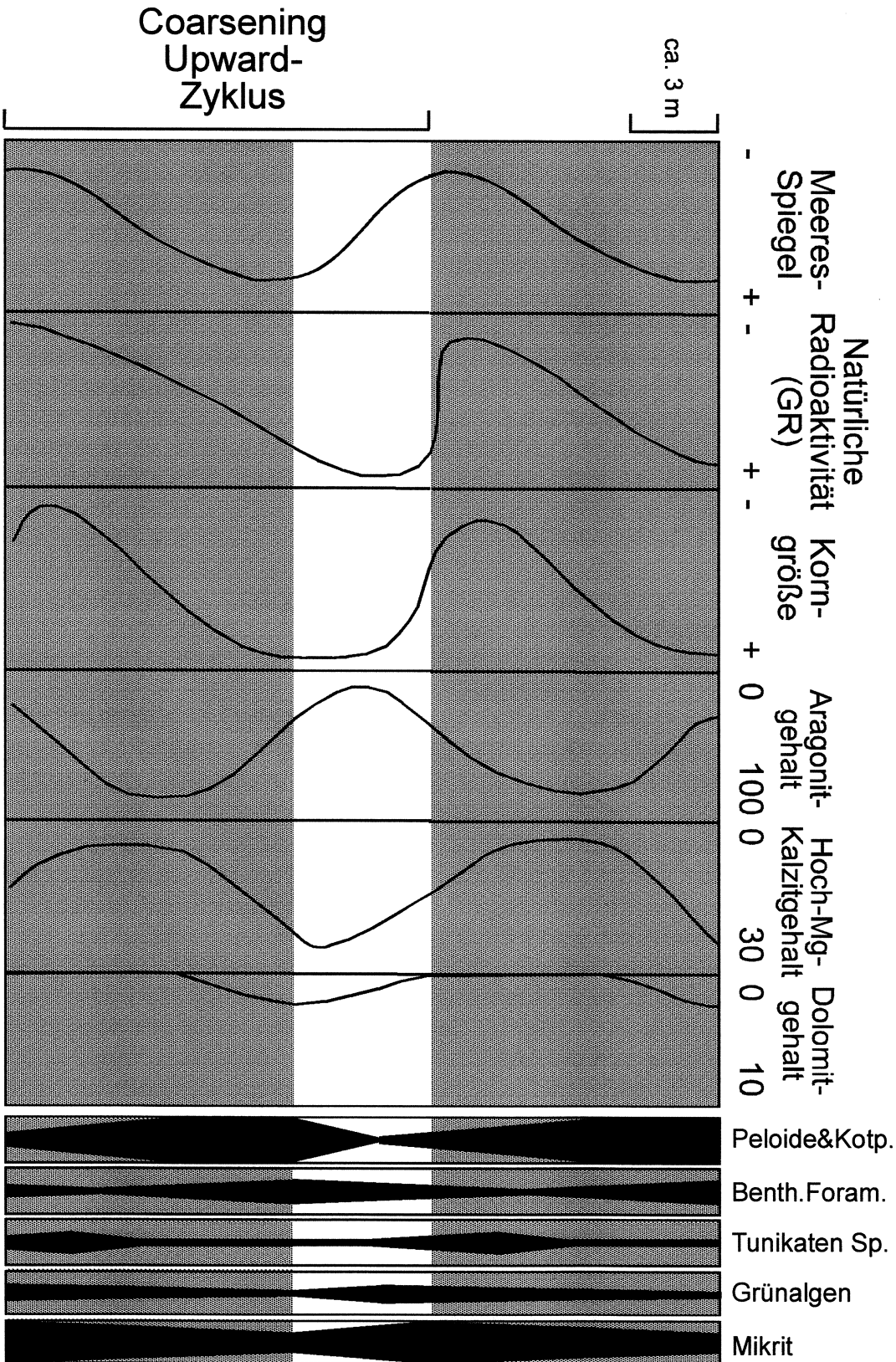
Aragonit und Hoch-Mg Kalzit sind in den untersuchten nicht-tropischen Sedimenten vor allem in Ablagerungen des ansteigenden Meeresspiegels und der Meeresspiegel-Hochstände konzentriert (Abb. 6.11). Insgesamt erreichen Aragonit und Hoch-Mg Kalzit ein Maximum von jeweils 34 % der Gesamtprobe. Als Hauptaragonitproduzenten sind dabei Tunikaten des äußeren Schelfbereichs zu nennen. Große Mengen an Hoch-Mg Kalzit werden mit einem erhöhten Eintrag brauner Bioklasten in Verbindung gebracht. Dolomit ist in Ablagerungen des frühen Meeresspiegel-Anstiegs häufig. In tropischen Periplattform-Ablagerungen der Großen Bahama Bank erreicht der Aragonitgehalt weit höhere Maximalwerte von 80% bis 90 % der Gesamtprobe.

Diese Maxima können dabei Zeiten des Meeresspiegel-Anstiegs und des -Hochstands zugeordnet werden (Abb. 6.11). Aragonitmaxima sind mit Hoch-Mg Kalzit-Minima assoziiert. Ablagerungen des Meeresspiegel-Tiefstands weisen im Gegensatz zu Hochstands-Ablagerungen erhöhte Gehalte an Hoch-Mg Kalzit auf. Im Gegensatz zu den oben beschriebenen nicht-tropischen Karbonaten sind in den untersuchten tropischen Karbonaten nicht Tunikaten sondern kalkige Grünalgen Hauptaragonitproduzenten. Daneben tragen jedoch auch abiogene Aragonitbildungen wesentlich zum Gesamtaragonitgehalt bei. Tunikaten wiederum sind als Aragonitproduzenten lediglich von untergeordneter Bedeutung. Der erhöhte Hoch-Mg Kalzit-Eintrag an der Flanke der Großen Bahama Bank ist an frühdiagenetische Zemente und partiell verfestigten Detritus des oberen Schelfhangs gebunden. Dolomit ist in den hier untersuchten Ablagerungen an der Site 1009 den Übergang von Meeresspiegel-Hochstand zu -Tiefstand gebunden.

Bahamas

Mineralogie (%)

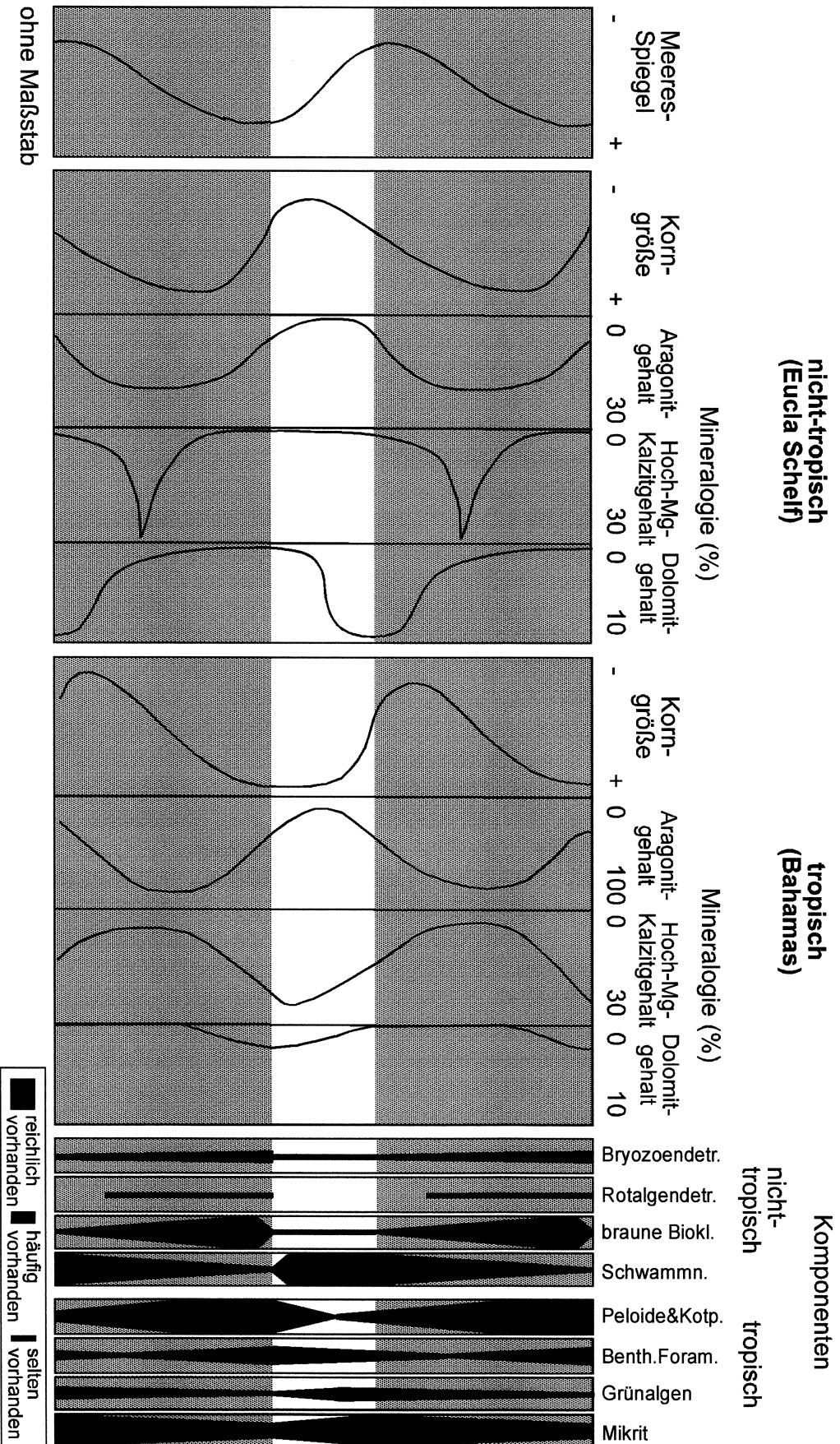
Komponenten



← **Abb. 6.10:** Zusammenfassung der sedimentären Charakteristika tropischer pleistozäner Sedimente der Site 1009. Während des ansteigenden Meeresspiegels und des Meeresspiegel-Hochstands (grau unterlegt) nehmen natürliche Radioaktivität, Korngröße, Hoch-Mg Kalzitgehalt, Pelloide und Kotpillen, benthische Foraminiferen und Tunikaten Spikulae zu. Tiefstands-Ablagerungen sind durch Radioaktivitäts-Maxima, Korngrößenmaxima und Hoch-Mg Kalzitmaxima gekennzeichnet. Gleichzeitig nimmt der Mikritgehalt in diesen Intervallen ab. Aragonitminima sind an Meeresspiegel-Tiefstände gebunden, Dolomit tritt während des späten Meeresspiegel-Hochstands und des frühen Tiefstands auf.

#### 6.4.4 Zyklenmächtigkeiten

Die Zyklenmächtigkeiten variieren in den untersuchten nicht-tropischen Karbonaten des Eucla Schelfs in Abhängigkeit von ihrer Entfernung zur Schelfkante zwischen 15 m und 30 m im oberen frühen Pleistozän und unteren mittleren Pleistozän (Kapitel 3), sowie von 25 m bis 40 m im mittleren Pleistozän (Kapitel 5). Demgegenüber beträgt die durchschnittliche Zyklenmächtigkeit der untersuchten tropischen Periplattform-Karbonate des mittleren Pleistozäns lediglich 10 m. Die Sedimentationsraten des hier untersuchten Abschnitts der Site 1009 werden von Shipboard Scientific Party (1997) als 7 cm/1000 Jahre (cm/ky) bis 35 cm/ky angegeben. Hingegen liegen die während des mittleren Pleistozäns erreichten Sedimentationsraten im untersuchten Periplattform-Bereich des nicht-tropischen Eucla Schelfs bei 24 bis 26 cm/ky (Shipboard Scientific Party, 2000). Damit sind sich die Sedimentationsraten dieses nicht-tropischen und dieses tropischen Ablagerungssystems während des Pleistozäns in etwa ebenbürtig.



**Abb. 6.11:** Vergleich der sedimentären Charakteristika der pleistozänen Periplattform-Karbonate des Eucalia Schelfs (nicht-tropisch) und der Bahamas (tropisch). Während eines Meeresspiegel-Anstiegs und -Rückgangs treten vor allem Unterschiede der Korngrößen-Trends und der Verteilung des Hoch-Mg-Kalzits in der sedimentären Abfolge auf. Ähnlichkeiten zwischen beiden Ablagerungssystemen sind in der Verteilung von Aragonit und Dolomit zu beobachten. Während die nicht-tropische Sedimentabfolge wesentlich durch die Häufigkeitsfluktuationen von Schwammnadeln, braunen Bioklasten und Bryozoen- und Rotalgen-Detritus bestimmt wird, lassen sich Komponentenfluktuationen des tropischen Ablagerungssystems anhand der Pelotide und Koptilien, der benthischen Foraminiferen, der Grünalgenfragmente und des Mikrits nachweisen.

## 7 AUSBLICK

Im Gegensatz zu einer Vielzahl bisher untersuchter nicht-tropischer Karbonate, weisen die Eucla Schelf Periplattform-Ablagerungen einen hohen Gehalt metastabiler Karbonate auf. Aufgrund der unterschiedlichen Mineralogie der in den Periplattform-Bereich geschütteten Bioklasten sind Aragonit und Hoch-Mg Kalzit nicht gleichmäßig in der sedimentären Abfolge verteilt. Vielmehr sind beide Karbonatmodifikationen in Ablagerungen des ansteigenden Meeresspiegels sowie in Hochstands-Ablagerungen konzentriert. Eine Konsequenz dieser mineralogischen Zusammensetzung ist das vergleichsweise hohe diagenetische Potential der Eucla Schelf Periplattform-Sedimentabfolge, welches dabei möglicherweise zu einer differentiellen Diagenese während späterer Stadien der Versenkung führt. Eine mineralogische Zusammensetzung, wie sie in den Eucla Schelf Kaltwasser-Karbonaten vorzufinden ist, bleibt dabei jedoch auf jurassische bis rezente Ablagerungssysteme beschränkt, da die Organismengruppe der Tunikaten erstmals im Jura auftritt (Boekschoten, 1981). Darüberhinaus beeinflusst die Korngrößenverteilung der untersuchten sedimentären Abfolge wesentlich die spätere Diagenese (vergl. Westphal, 1997; Rendle, 2000). Die geringere Permeabilität feinkörniger karbonatischer Ablagerungen in Abhängigkeit von der Entfernung zur Schelfkante stört den Durchfluß von Fluiden und verringert so zusätzlich das diagenetische Potential der Eucla Schelf Tiefstands-Ablagerungen.

In der vorliegenden Arbeit wird das mittelpleistozäne Eucla Schelf-Ablagerungssystem mit dem mittelpleistozänen Ablagerungssystem der Großen Bahama Bank verglichen, um so die wesentlichen Unterschiede zwischen pleistozänen Kaltwasser- und Warmwasser-Karbonaten aufzuzeigen. Dieser Vergleich basiert unter anderem auf den Ergebnissen der Bohrung Site 1009 am oberen Kontinentalhang einer subtropischen "flat topped"-Plattform. Um einen weiterführenden Vergleich nicht-tropischer und tropischer Ablagerungssysteme zu ermöglichen, sollte z.B. das Konzept der genetischen Sequenzen auf unterschiedlichste Karbonatsysteme, auch aus verschiedenen geologischen Epochen, angewandt werden. Als ein Beispiel könnten hierbei pleistozäne Ablagerungen des Florida Schelfs dienen, dessen rampenähnliche Geometrie in einem tropischen Setting sich zum Vergleich mit dem hier vorgestellten Eucla Schelf-Rampensystem eignet.

## 8 LITERATURVERZEICHNIS

- Abreu, V. & Anderson, J.** (1998) Glacial eustasy during the Cenozoic: Sequence stratigraphic implications. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **82**, 1385-1400.
- Alley, N.** (1998) Cenozoic stratigraphy, palaeoenvironments and geological evolution of the Lake Eyre Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **144**, 239-263.
- Andres, M. & McKenzie, J.** (2002) Data Report: Late Pleistocene Oxygen and Carbon isotope stratigraphy in bulk- and fine-fraction carbonate from the Great Australian Bight, ODP Leg 182, Site 1127. In: *Scientific Results 182* (Hrsg. Hine, A. & Feary, D. & Malone, M.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, **182**, 1-13.
- Austin, J.A. Jr., Schlager, W., Palmer, A.A., et al.** (Hrsg., 1986) Initial Reports, ODP Leg 101. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, **101**, 1-374.
- Austin, J.A. Jr., Schlager, W., et al.** (Hrsg., 1988) Scientific Results, ODP Leg 101. *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, **101**, 1-739.
- Ball, M.M.** (1967) Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. *Journal of Sedimentary Petrology*, **37**, 556-591.
- Barrell, J.** (1917) Rhythms and the measurement of geologic time. *Geological Society of America Bulletin*, **28**, 745-904.
- Bein, J. & Taylor, M.** (1981) The Eyre Sub-basin: recent exploration results. *APEA Journal*, **21**, 91-98.
- Berger, A. & Loutre, M. F.** (1994) Astronomical forcing through geological time. In: *Orbital forcing and cyclic sequences* (Hrsg. DeBoer, P.L. & Smith, D. G.), *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, **19**, 15-24.
- Berger, W., Bickert, T., Jansen, E., Yasuda, M. & Wefer, G.** (1994) Das Klima im Quartär-Rekonstruktion aus Tiefseesedimenten mit Hilfe der Milankovitch-Theorie. *Geowissenschaften*, **12**, 258-266.
- Berggren, W.A., Kent, D.V., Swisher, C.C. & Aubry, M.P.** (1995) A revised Cenozoic geochronology and chronostratigraphy. In: *Geochronology, time scales and global stratigraphic correlations: a unified temporal framework for an historical geology* (Hrsg. Berggren, W.A., Kent, D.V. & Hardenbol, J.), *Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, **54**, 129-212.
- Betzler, C., Brachert, T.C., Braga, J.C. & Martin, J.M.** (1997) Nearshore, temperate, carbonate depositional systems (lower Tortonian, Agua Amarga Basin, southern Spain), implications for carbonate sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology*, **113**, 27-53.
- Betzler, C., Martin, J.M. & Braga, J.C.** (2000) Non-tropical carbonates related to rocky submarine cliffs (Miocene, Almería, southern Spain). *Sedimentary Geology*, **131**, 51-65.
- Bickert, T. & Henrich, R.** (1989) Karbonate nahe der Arktis: Rezente Flachwasserkarbonate auf der Spitzbergenbank (Barentsschelf). *Geol. Pal. Mitt.*, **16**, 4-17.

- Boardman, M., Neumann, C., Baker, P., Dulin, L., Kenter, R., Hunter, G. & Kiefer, K.** (1986) Banktop responses to Quaternary fluctuations in sea level recorded in periplatform sediments. *Geology*, **14**, 28-31.
- Boeschoten, G.** (1981) On ascidian actinopaleontology. *Neues Jahrbuch für Geologie & Paläontologie, Monatshefte*, **2**, 76-83.
- Bone, Y. & James, N.** (1993) Bryozoans as carbonate sediment producers on the cool-water Lacedpede Shelf, Southern Australia. *Sedimentary Geology*, **86**, 247-271.
- Bone, Y. & James, N.P.** (1997) Bryozoan stable isotope survey from the cool-water Lacedpede Shelf, Southern Australia. In: *Cool-water carbonates* (Hrsg. James, N. & Clarke, A.), Society for Sedimentary Geology, Special Publication, **56**, 93-106.
- Bone, Y., James, N. & Kyser, K.** (1992) Syn-sedimentary detrital dolomite in Quaternary cool-water carbonate sediments, Lacedpede Shelf, south Australia. *Geology*, **20**, 109-112.
- Boreen, T. & James, N.** (1993) Holocene sediment dynamics on a cool-water carbonate shelf, southeastern Australia. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**, 574-588.
- Boreen, T. & James, N.** (1995) Stratigraphic sedimentology of Tertiary cool-water limestones, SE Australia. *Journal of Sedimentary Research*, **65**, 142-159.
- Boreen, T., James, N., Wilson, P. & Heggie, D.** (1993) Modern carbonate sediments, Otway Margin, southern Australia. *Marine Geology*, **112**, 35-56.
- Brachert, T.C., Betzler, C., Braga, J.C., Martin, J.M.** (1998) Microtaphofacies of a warm-temperate carbonate ramp (uppermost Tortonian to lowermost Messinian, southern Spain). *Palaios*, **13**, 459-475.
- Bradley, R.T. & Krause, F.F.** (1997) Upwelling, thermoclines and wave-sweeping on an equatorial carbonate ramp: Lower Carboniferous strata of western Canada. In: *Cool-water carbonates* (Hrsg. James, N. & Clarke, A.), Society for Sedimentary Geology, Special Publication, **56**, 365-390.
- Braga, J.C., Martin, J.M., Betzler, C. & Brachert, T.** (1996) Miocene temperate carbonates in the Agua Amarga Basin (Almeria, SE Spain). *Revista de la Sociedad Geologica de Espana*, **9**, 285-296.
- Brasier, M.D.** (1995) Fossil indicators of nutrient levels. 1: Eutrophication and climate change. In: *Marine Palaeoenvironmental Analysis from Fossils* (Hrsg. D.W. Bosence & P.A. Allison), Geological Society Spec. Publ., **83**, 113-132.
- Brookfield, H.E.** (1988) A mid-Ordovician temperate carbonate shelf- the Black River and Trenton Limestone Groups of southern Ontario, Canada. *Sedimentary Geology*, **60**, 137-154.
- Brusca, R. & Brusca, G.** (1990) *Invertebrates*. Sinauer Associates Inc., Sunderland, 922 S.
- Burne, R.V. & Colwell, J.B.** (1982) Temperate carbonate sediments of northern Spencer Gulf, South Australia: A high salinity "foramol" province. *Sedimentology*, **29**, 223-238.
- Busch, D.** (1959) Prospecting for stratigraphic traps. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **43**, 2829-2843.
- Carannante, G., Graziano, R., Pappone, G., Ruberti, D. & Simone, L.** (1999) Depositional systems and response to sea level oscillation of the Senonian foramol-shelves. Examples from central mediterranean areas. *Facies*, **40**, 1-24.

- Carannante, G., Severi, C. & Simone, L.** (1996) Off-shelf carbonate transport along foramol (temperate-type) open shelf margins: An example from the Miocene of the central-southern Apennines (Italy). *Mémoires Société Géologique de France*, **169**, 277-288.
- Carter, L.** (1975) Sedimentation on the continental terrace around New Zealand, a review. *Marine Geology*, **19**, 209-237.
- Chave, K.** (1967) Recent carbonate sediments – an unconventional view. *Journal of Geological Education*, **15**, 200-204.
- Collins, L.** (1988) Sediments and history of the Rottneest Shelf, southwest Australia: a swell-dominated, non-tropical carbonate margin. *Sedimentary Geology*, **60**, 15-50.
- Connolly, J. & von der Borch, C.** (1967) Sedimentation and physiography of the seafloor south of Australia. *Sedimentary Geology*, **1**, 181-220.
- Cresswell, G.** (1991) The Leeuwin Current-observations and recent models. In: *The Leeuwin Current* (Hrsg. Pearce, A., Walker, D.), Royal Society of Western Australia Journal, **74**, 1-15.
- Cross, T.** (1988) Controls on coal distribution in transgressive-regressive cycles, Upper Cretaceous, Western Interior, USA. In: *Sea-level changes: An integrated approach* (Hrsg. Wilgus et al.), SEPM Special Publication, **42**, 371-380.
- Cross, T., Baker, M., Chapin, M., Clark, M., Gardner, M., Hanson, M., Lessenger, M., Little, L., McDonough, K., Sonnenfeld, M., Valasek, D., Williams, M. & Witter, D.** (1993) Applications of high-resolution sequence stratigraphy to reservoir analysis. In: *Subsurface reservoir characterization from outcrop observations* (Hrsg. Eschard, R. & Doligez, B.), Éditions Technip, **51**, 11-33.
- Cross, T. & Lessenger, M.** (1998) Sediment volume partitioning: rationale for stratigraphic model evaluation and high-resolution stratigraphic correlation. In: *Sequence stratigraphy – concepts and applications* (Hrsg. Gradstein, F. & Sandvik, K. & Milton, N.), Norwegian Petroleum Society Special Publication, **8**, 171-195.
- Curry, W., Shackleton N., Richter, C. et al.** (1995, Hrsg.) Initial Reports, ODP Leg 154. *Proceedings Ocean Drilling Program*, **154**, 1-627.
- De Boer, P. & Smith, D.** (1994) Orbital forcing and cyclic sequences. In: *Orbital forcing and cyclic sequences* (Hrsg. De Boer, P., Smith, D.), Special Publication of the International Association of Sedimentology, **19**, 1-14.
- Domack, E.W.** (1988) Biogenic facies in the Antarctic glacimarine environment: Basis for a polar glacimarine summary. *Marine Geology*, **63**, 357-372.
- Draper, J.J.** (1988) Permian limestone in the southwestern Bowen Basin, Queensland: an example of temperate carbonate deposition. *Sedimentary Geology*, **60**, 155-162.
- Droxler, A.W. & Schlager, W.** (1985) Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidity frequency in the Bahamas. *Geology*, **13**, 799-802.
- Droxler, A., Schlager, W. & Whallon, C.** (1983) Quaternary aragonite cycles and oxygen-isotope record in Bahamian carbonate ooze. *Geology*, **11**, 235-239.
- Droxler, A., Bruce, C., Sager, W. & Watkins, D.** (1988) Pliocene-Pleistocene variations in aragonite content and planktonic oxygen-isotope record in Bahamian periplatform ooze,



- Hole 633A. In: Scientific Results 101 (Hrsg. Austin, J., Schlager, W., et al.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, **101**, 221-236.
- Dunham, R.** (1962) Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Classification of carbonate rocks (Hrsg. Ham, W.), American Association of Petroleum Geologists Memoir, **1**, 108-121.
- Eberli, G. & Ginsburg, R.N.** (1987) Segmentation and coalescence of platforms, Tertiary, NW Great Bahama Bank. *Geology*, **15**, 75-79.
- Eberli, G. & Ginsburg, R.N.** (1989) Cenozoic progradation of the northwestern Great Bahamas Bank. SEPM Special Publication, **44**, 339-351.
- Eberli, G., Swart, P., Malone, M. et al.** (Hrsg., 1997) Initial Reports, ODP Leg 166. Proceedings of the Ocean Drilling Program, **166**, 1-850.
- Enos, P.** (1974) Surface sediment facies of the Florida-Bahamas Plateau. Geological Society of America Map, 5 S.
- Farrow, G.E. & Fyfe, J.A.** (1988) Bioerosion and carbonate mud production on high-latitude shelves. *Sedimentary Geology*, **60**, 281-300.
- Feary, D. & James, N.** (1995) Cenozoic biogenic mounds and buried Miocene(?) barrier reef on a predominantly cool-water carbonate continental margin-Eucla basin, western Great Australian Bight. *Geology*, **23**, 427-430.
- Feary, D. & James, N.** (1998) Seismic stratigraphy and geological evolution of the Cenozoic, cool-water Eucla Platform, Great Australian Bight. American Association of Petroleum Geologists, **82**, 792-816.
- Feary, D., Hine, A., Malone, M., et al.** (Hrsg., 2000) Initial Reports, ODP Leg 182. Proceedings Ocean Drilling Program, **182** [CD-ROM].
- Flügel, E.** (1982) Microfacies analysis of limestones. Springer Verlag, Berlin, 633 S.
- Gammon, P.R. & James, N.P.** (2001) Palaeogeographical influence on late Eocene biosiliceous sponge-rich sedimentation, southern Western Australia. *Sedimentology*, **48**, 559-584.
- Gillespie, J. & Nelson, C.** (1997) Mixed siliciclastic-skeletal carbonate facies on Wanganui Shelf, New Zealand: A contribution to the temperate carbonate model. In: Cool-water carbonates (Hrsg. James, N., Clarke, A.), Society for Sedimentary Geology, Special Publication, **56**, 127-140.
- Glaser, K. & Droxler, A.** (1991) High production and highstand shedding from deeply submerged carbonate banks, Northern Nicaragua Rise. *Journal of Sedimentary Petrology*, **61**, 128-142.
- Gläser, I. & Betzler, C.** (2002) Facies partitioning and sequence stratigraphy of cool-water mixed carbonate-siliciclastic sediments (Upper Miocene Guadalquivir Domain, southern Spain). *International Journal of Earth Sciences*, **91**, 1041-1053.
- Gostin, V.A., Belperio, A.P., Cann, J.H.** (1988) The Holocene non-tropical coastal and shelf carbonate province of southern Australia. *Sedimentary Geology*, **60**, 51-70.
- Grammer, G.M. & Ginsburg, R.N.** (1992) Timing of deposition, diagenesis, and failure of steep carbonate slope in response to a high-amplitude/high-frequency fluctuation in sea level, Tongue of the Ocean, Bahamas. In: Carbonate Sequence Stratigraphy: recent

developments and applications (Hrsg. Loucks, R.G., & Sarg, J.F.), Australian Association of Petroleum Geologists Memoir, **57**, 107-131.

**Grammer, G.M., Ginsburg, R.N., Swart, P.K., McNeill, D.F., Jull, J.A. & Prezbindowski, D.R.** (1993) Rapid growth rates of syndepositional marine aragonite cements in steep marginal slope deposits, Bahamas and Belize. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**, 983-989.

**Grammer, G., Eberli, G., Van Buchem, F., Stevenson, G., & Homewood, P.** (2000) Application of high-resolution sequence stratigraphy in developing an exploration and production strategy for a mixed carbonate/siliciclastic system (Carboniferous) Paradox Basin, Utah, USA. In: Genetic stratigraphy on the exploration and production scales, (Hrsg. Homewood, P., Eberli, G.), *Elf EP Memoir*, **24**, 29-69.

**Haak, A.B. & Schlager, W.** (1989) Compositional variations in calciturbidites due to sea level fluctuations, Late Quaternary, Bahamas. *Geologische Rundschau*, **78**, 477-486.

**Hageman, S., Bone, Y., McGowran, B. & James, N.** (1995) Modern bryozoan assemblages and distribution on the cool-water Lacepede Shelf, Southern Australian Margin. *Australian Journal of Earth Sciences*, **42**, 571-580.

**Hardy, R. & Tucker, M.** (1988) X-ray powder diffraction of sediments. In: Techniques in sedimentology (Hrsg. Tucker, M.), Blackwell Science, London, 394 S.

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

**Henrich, R., Freiwald, A., Betzler, C., Bader, B., Schäfer, P., Samtleben, C., Brachert, T., Wehrmann, A., Zankl, H. & Kühlmann, D.** (1995) Controls on modern carbonate sedimentation on warm-temperate to Arctic coasts, shelves and seamounts in the Northern Hemisphere: Implications for fossil counterparts. *Facies*, **32**, 71-108.

**Herzfeld, M.** (1997) The annual cycle of sea surface temperature in the Great Australian Bight. *Progress in Oceanography*, **39**, 1-27.

**Hine, A., Feary, D., Malone, M. & Leg 182 Shipboard Scientific Party** (1999) Research in Great Australian Bight yields exciting early results. *Eos, Transactions, American Geophysical Union*, **80**, 525-526.

**Hine, A., Brooks, G., Mallinson, D., Brunner, C., James, N., Feary, D., Holbourn, A., Drexler, T. & Howd, P.** (2002) Data report: Late Pleistocene-Holocene sedimentation along the upper slope of the Great Australian Bight. In: Scientific Results ODP Leg 182 (Hrsg. Hine, A. & Feary, D. & Malone, M.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, **182**, 1-24.

**Holbourn, A., Kuhnt, W. & James, N.** (2002) Late Pleistocene isotope stratigraphy and paleoceanography of the Great Australian Bight: The benthic foraminiferal record. *Paleoceanography*, 10.1029/2001PA000643, 24. August 2002.

**Homewood, P. & Eberli, G.** (2000) Genetic stratigraphy on the exploration and production scales. In: Genetic stratigraphy on the exploration and production scales (Hrsg. Homewood, P. & Eberli, G.), *Elf EP Memoir*, **24**, 17-27.

**Huebner, P.** (1980) Well completion report JERBOA 1, Eyre Basin, Western Australia. Unpublished Esso Australian Limited Report, 178 S.

- Illing, L.V.** (1954) Bahamian calcareous sands. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **38**, 1-95.
- Imbrie, J., Hays, J., Martinson, D., McIntyre, A., Mix, A., Morley, J., Pisias, N., Prell, W. & Shackleton, N.** (1984) The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record. In: *Milankovitch and Climate* (Hrsg. Berger, A. & Imbrie, J. & Hays, J. & Kukla, G. & Saltzman, B.), NATO ASI Ser. C, *Math. Phys. Sci.*, **126**, 269-305.
- James, N.** (1983) Reef environment. In: *Carbonate depositional environments* (Hrsg. Scholle, P. & Bebout, D. & Moore, C.), *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, **33**, 345-462.
- James, N.** (1997) The cool-water carbonate depositional realm. In: *Cool-water carbonates* (Hrsg. James, N. & Clarke, A.), *Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, **56**, 1-20.
- James, N. P. & Choquette, P. W.** (1990) The meteoric diagenetic environment. In: *Diagenesis* (Hrsg. McIlreath, I. A. & Morrow, D. W.), *St. John's Geological Association of Canada*, **4**, 35-74.
- James, N. P. & Bone, Y.** (1989) Petrogenesis of Cenozoic, temperate-water calcarenites, south Australia: a model for meteoric/shallow burial diagenesis of shallow water calcite sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, **59**, 191-203.
- James, N.P. & Bone, Y.** (1991) Origin of a cool-water Oligocene-Miocene deep shelf limestone, Eucla Platform, southern Australia. *Sedimentology*, **38**, 323-341.
- James, N. & Bone, Y.** (2000) Eocene cool-water carbonate and biosiliceous sedimentation dynamics, St. Vincent Basin, South Australia. *Sedimentology*, **47**, 761-786.
- James, N. & Clarke, A.** (Hrsg., 1997) *Cool-water carbonates*. *Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, **56**, 1-440.
- James, N. & von der Borch, C.** (1991) Carbonate shelf edge off southern Australia: A prograding open-platform margin. *Geology*, **19**, 1005-1008.
- James, N., Boreen, T., Bone, Y. & Feary, D.** (1994) Holocene carbonate sedimentation on the west Eucla Shelf, Great Australian Bight: a shaved shelf. *Sedimentary Geology*, **90**, 161-177.
- James, N., Bone, Y., Hageman, S., Gostin, V. & Feary, D.** (1997) Cool-water carbonate sedimentation during the Terminal Quaternary, high-amplitude, sea-level cycle: Lincoln Shelf, southern Australia. In: *Cool-water carbonates* (Hrsg. James, N. & Clarke, A.), *Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, **56**, 53-76.
- James, N., Collins, L., Bone, Y. & Hallock, P.** (1999) Subtropical carbonates in a temperate realm: modern sediments on the southwest Australian Shelf. *Journal of Sedimentary Research*, **69**, 1297-1321.
- James, N., Feary, D., Surlyk, F., Simo, J., Betzler, C., Holbourn, A., Li, Q., Matsuda, H., Machiyama, H., Brooks, G., Andres, M., Hine, A. & Malone, M.** (2000) Quaternary bryozoan reef-mounds in cool-water, upper slope environments, Great Australian Bight. *Geology*, **28**, 647-650.

- James, N., Bone, Y., Collins, L. & Kyser, K.** (2001) Surficial sediments of the Great Australian Bight: Facies dynamics and oceanography on a vast cool-water carbonate shelf. *Journal of Sedimentary Research*, **71**, 549-567.
- Ladd, J.W. & Sheridan, R.E.** (1987) Seismic stratigraphy of the Bahamas. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **71**, 719-736.
- Lees, A. & Buller, A.** (1972) Modern temperate water and warm water shelf carbonate sediments contrasted. *Marine Geology*, **13**, 1767-1773.
- Lees, A.** (1975) Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. *Marine Geology*, **19**, 159-198.
- Lerat, O., Van Buchem, F., Eschard, R., Grammer, G. & Homewood, P.** (2000) Facies distribution and control by accommodation within high-frequency cycles of the Upper Ismay Interval (Pennsylvanian, Paradox Basin, Utah, USA). In: Genetic stratigraphy on the exploration and production scales (Hrsg. Homewood, P. & Eberli, G.), *Elf EP Memoir*, **24**, 71-91.
- Libes, S. M.** (1992) An introduction to marine biogeochemistry. Wiley, New York, 734 S.
- McGowran, B., Li, Q., Cann, J., Padley, D., McKirdy, D.M., Shafik, S.** (1997) Biogeographic impact of the Leeuwin Current in southern Australia since the late middle Eocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **136**, 19-40.
- MacIntyre, I.G. & Reid, R.P.** (1992) Comment on the origin of aragonite needle mud: a picture is worth a thousand words. *Journal of Sedimentary Petrology*, **62**, 1095-1097.
- Malone, M.** (2000) Data Report: Geochemistry and mineralogy of periplatform carbonate sediments: Sites 1006, 1008, and 1009. In: Scientific Results ODP Leg 166 (Hrsg. Swart, P.K. & Eberli, G.P. & Malone, M.J. & Sarg, J.F.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, **166**, 145-152.
- Marshall, J.** (1992) Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, **129**, 143-160.
- Marshall, A. & Davies, G.** (1978) Skeletal carbonate variation on the continental shelf of eastern Australia. *Australian Bureau of Mineral Resources Journal of Geology and Geophysics*, **3**, 85-92.
- Millmann, J.D., Freile, D., Steinen, R. & Wilber, R.J.** (1993) Great Bahama Bank aragonitic muds: mostly inorganically precipitated, mostly exported. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**, 589-595.
- Müller, G.** (1964) *Methoden der Sedimentpetrologie*. Schweizerbart (Nägele & Obermiller), New York, 283 S.
- Mullins, H.T. & Lynts, G.W.** (1977) Origin of the north-western Bahama Platform: review and reinterpretation. *Geological Society of America Bulletin*, **88**, 1447-1461.
- Nanson, G., Callen, R. & Price, D.** (1998) Hydroclimatic interpretation of Quaternary shorelines on South Australian playas. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **144**, 281-305.
- Nelson, C.** (1978) Temperate shelf carbonate sediments in the Cenozoic of New Zealand. *Sedimentology*, **25**, 737-771.

- Nelson, C.** (Hrsg., 1988) Non-tropical shelf carbonates-Modern and ancient. *Sedimentary Geology*, **60**, 1-367.
- Nelson, C.S., Hancock, G.E. & Kemp, P.J.** (1982) Shelf to basin, temperate skeletal carbonate sediments, Three Kings Plateau, New Zealand. *Journal of Sedimentary Petrology*, **52**, 717-732.
- Nelson, C.S., Harris, G.J. & Young, H.R.** (1988) Burial dominated cementation in non-tropical carbonates of the Oligocene Te Kuiti Group, New Zealand. *Sedimentary Geology*, **60**, 233-250.
- Neumann, A.C. & Land, L.S.** (1975) Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaco, Bahamas: a budget. *Journal of Sedimentary Petrology*, **45**, 763-786.
- Newell, N.D.** (1955) Bahama platforms. In: *The crust of the earth, a symposium* (Hrsg. Poldervaart, A.), Geological Society of America Special Paper, **62**, 303-316.
- Newell, N.D. & Imbrie, J.** (1955) Biogeological reconnaissance in the Bimini area, Great Bahama Bank. *Transactions of the New York Academy of Sciences*, **18**, 3-14.
- Newell, N.D., Imbrie, J., Purdy, E.G. & Thurber, D.L.** (1959) Organism communities and bottom facies, Great Bahama Bank. *American Museum of Natural History Bulletin*, **117**, 177-228.
- Nicolaides, S.** (1995) Cementation in Oligo-Miocene non-tropical shelf limestones, Otway Basin, Australia. *Sedimentary Geology*, **95**, 97-122.
- Passlow, V.** (1997) Slope sedimentation and shelf to basin sediment transfer: a cool-water carbonate example from the Otway Margin, southeastern Australia. In: *Cool-water carbonates* (Hrsg. James, N. & Clarke, A.), SEPM Special Publication, **56**, 107-125.
- Petschick, R.** (2002) Röntgendiffraktometrie in der Sedimentologie (K5). In: *Sediment 2002, Exkursionen und Kompaktkurse* (Hrsg. Hüssner, H. & Hinderer, M. & Götz, A. & Petschick, R.), Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **18**, 99-118.
- Pope, M.C. & Read, J.F.** (1997) High-resolution stratigraphy of the Lexington Limestone (late middle Ordovician), Kentucky, U.S.A.: A cool-water carbonate-clastic ramp in a tectonically active foreland basin. In: *Cool-water carbonates* (Hrsg. James, N. & Clarke, A.), Society for Sedimentary Geology, Special Publication, **56**, 411-430.
- Purdy, E.G.** (1963) Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank; petrography and reaction groups, sedimentary facies. *Geology*, **71**, 334-355.
- Rao, C.P.** (1988) Paleoclimate of some Permo-Triassic carbonates of Malaysia. *Sedimentary Geology*, **60**, 163-172.
- Rao, C.P.** (1996) Modern carbonates-tropical, temperate, polar: An introduction to sedimentology and geochemistry. *Carbonates, Howrah*, 206 S.
- Reijmer, J.J.G., Schlager, W. & Droxler, A.W.** (1988) Site 632: Pliocene-Pleistocene sedimentation cycles in a Bahamian basin. In: *Scientific Results, ODP Leg 101* (Hrsg. Austin Jr., J.A.A. & Schlager, W. & Comet, P.A. et al.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, **101**, 213-220.
- Rendle, R., Reijmer, J., Kroon, D. & Henderson, G.** (2000) Mineralogy and sedimentology of the Pleistocene to Holocene on the leeward margin of the Great Bahama Bank. In: *Scientific Results* (Hrsg. Swart, P. & Eberli, G. & Malone, M. & Sarg, J.), Proceedings of the Ocean Drilling Program, **166**, 61-76.

- Rohling, E., Fenton, M., Jorissen, F., Bertrand, P., Ganssen, G. & Caulet, J.** (1998) Magnitudes of sea-level lowstands of the past 500.000 years. *Nature*, **394**, 162-165.
- Ruddiman, W., McIntyre, A. & Raymo, M.** (1986) Matuyama 41.000-year cycles: North Atlantic Ocean and northern hemisphere ice sheets. *Earth and Planetary Science Letters*, **80**, 117-129.
- Schlager, W. & James, N.** (1978) Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas. *Sedimentology*, **25**, 675-702.
- Schlager, W. & Ginsburg, R.N.** (1981) Bahama carbonate platforms: the deep and the past. *Marine Geology*, **44**, 1-24.
- Schlager, W., Reijmer, J.J.G. & Droxler, A.W.** (1994) Highstand shedding of carbonate platforms. *Journal of Sedimentary Research*, **64**, 270-281.
- Schlumberger** (1986) Formation MicroScanner Service. Schlumberger Educational Services, Houston, 37 S.
- Schlumberger** (1989) Log interpretation principles/applications. Schlumberger Educational Services, Houston, 198 S.
- Scoffin, T.P.** (1988) The environments of production and deposition of calcareous sediments on the shelf west of Scotland. *Sedimentary Geology*, **60**, 107-124.
- Serra, O.** (1984) Fundamentals of well-log interpretation, 1: The acquisition of logging data. *Development in Petrology Science*, **15A**, 1-423.
- Shackleton, N.** (1987) Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, **6**, 183-190.
- Shackleton, N., Berger, A. & Peltier, W.** (1990) An alternative astronomical calibration of the lower Pleistocene timescale based on ODP Site 677. *Transactions Royal Society Edinburgh Earth Science*, **81**, 251-261.
- Sheridan, R.E., Crosby, J.T., Bryan, G.M. & Stoffa, P.L.** (1981) Stratigraphy and structure of southern Blake Plateau, Northern Florida Straits, and Northern Bahama Platform from multichannel seismic reflection data. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **65**, 2571-2593.
- Shipboard Scientific Party** (1997) Sites 1008/1009. In: Initial Reports, ODP Leg 166 (Hrsg. Eberli, G.P. & Swart, P.K. & Malone, M.J., et al. ), *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, **166**, 347-373.
- Shipboard Scientific Party** (2000) Sites 1126-1134. In: Initial Reports, ODP Leg 182 (Hrsg. Feary, D. & Hine, A. & Malone, M., et al.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program*, **182**, [CD-ROM].
- Siesser, W.** (1971) Mineralogy and diagenesis of some South African coastal and marine carbonates. *Marine Geology*, **10**, 15-38.
- Stagg, H., Cockshell, C., Willcox, J., Hill, A., Needham, D., Thomas, B., O'Brien, G. & Hough, L.** (1990) Basins of the Great Australian Bight region: geology and petroleum potential. *Continental Margin Progress*, Bureau of Mineralogy and Resources, Australia, **5**, 1-79.
- Stemmerik, L.** (1997) Permian (Artinskian-Kazanian) cool-water carbonates in North Greenland, Svalbard and the Western Barents Sea. In: *Cool-water carbonates* (Hrsg.

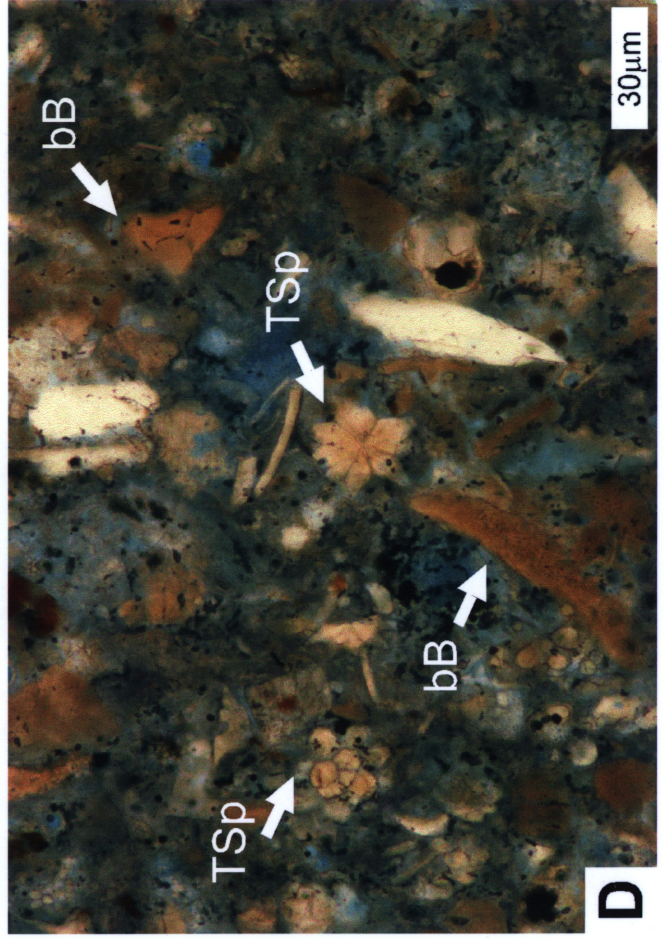
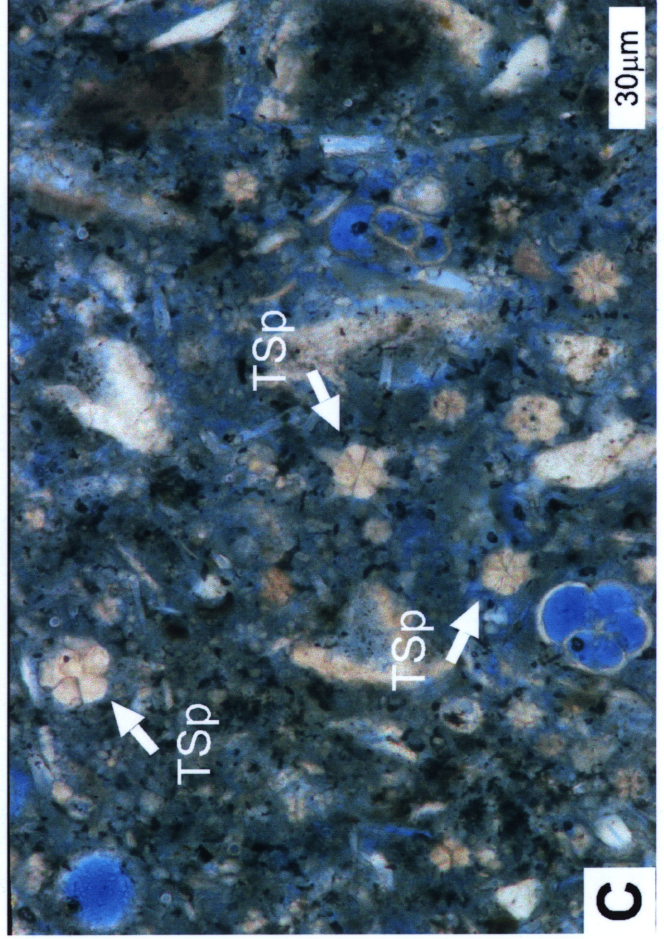
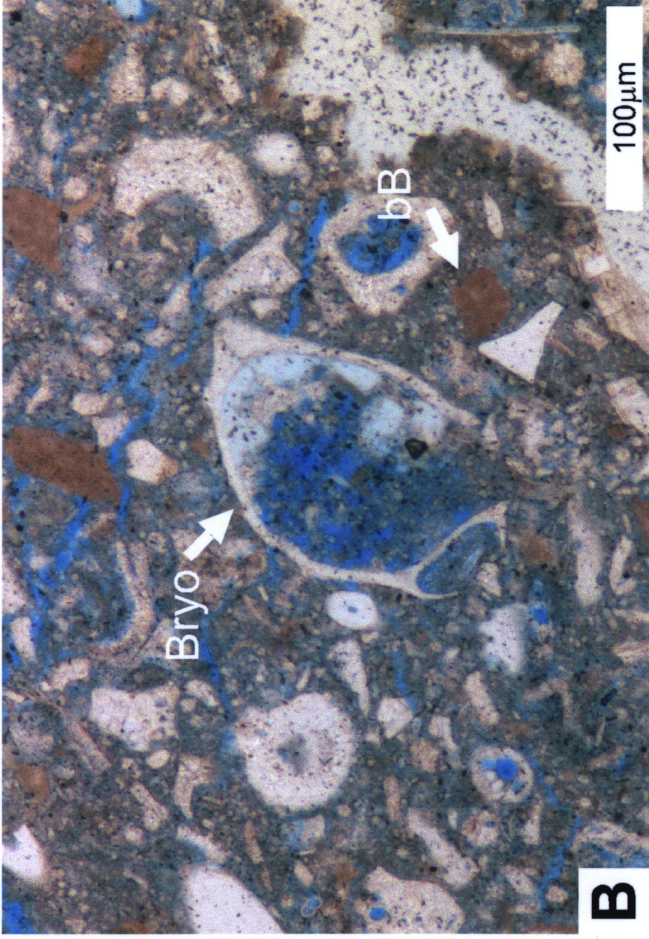
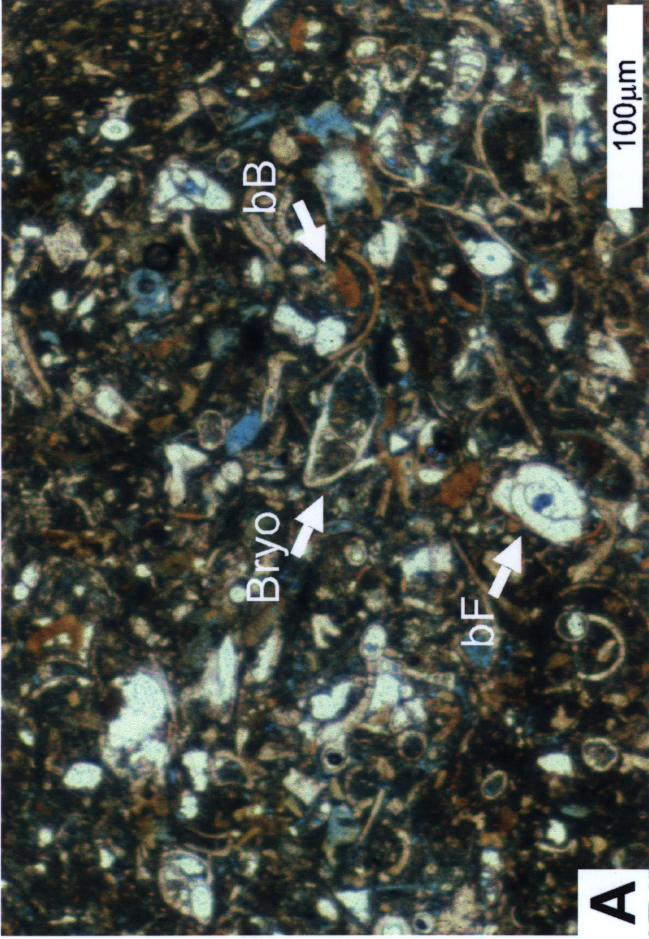
- James, N. & Clarke, A.), Society for Sedimentary Geology, Special Publication, **56**, 349-364.
- Surlyk, F.** (1997) A cool-water carbonate ramp with bryozoan mounds: Late Cretaceous – Danian of the Danish Basin. In: Cool-water carbonates (Hrsg. James, N. & Clarke, A.), Society for Sedimentary Geology, Special Publication, **56**, 293-308.
- Swan, A. & Sandilands, M.** (1995) Introduction to geological data analysis. Blackwell Science, London, 446 S.
- Swart, P.K., Wortmann, U.G., Mitterer, R.M., Malone, M.J., Smart, P.L., Feary, D.A. & Hine, A.C.** (2000) Hydrogen sulfide-rich hydrates and saline fluids in the continental margin of South Australia. *Geology*, **28**, 1039-1042.
- Wass, R., Conolly, J. & Macintyre, R.** (1970) Bryozoan carbonate sand continuous along southern Australia. *Marine Geology*, **9**, 41-62.
- Wells, P. & Wells, G.** (1994) Large-scale reorganization of ocean currents offshore Western Australia during the late Quaternary. *Marine Micropaleontology*, **24**, 157-186.
- Westphal, H.** (1997) Sediment input and diagenesis of periplatform carbonates on a leeward slope of Great Bahama Bank. Dissertation, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Kiel, 163 S.
- Westphal, H.** (1998) Carbonate platform slopes – A record of changing conditions. The Pliocene of the Bahamas. *Lecture Notes in Earth Science*, **75**, 1-197.
- Wheeler, H.** (1964) Baselevel, lithosphere surface, and time-stratigraphy. *Geological Society of America Bulletin*, **75**, 599-610.

## **ANHANG 1 - FOTOTAFELN**



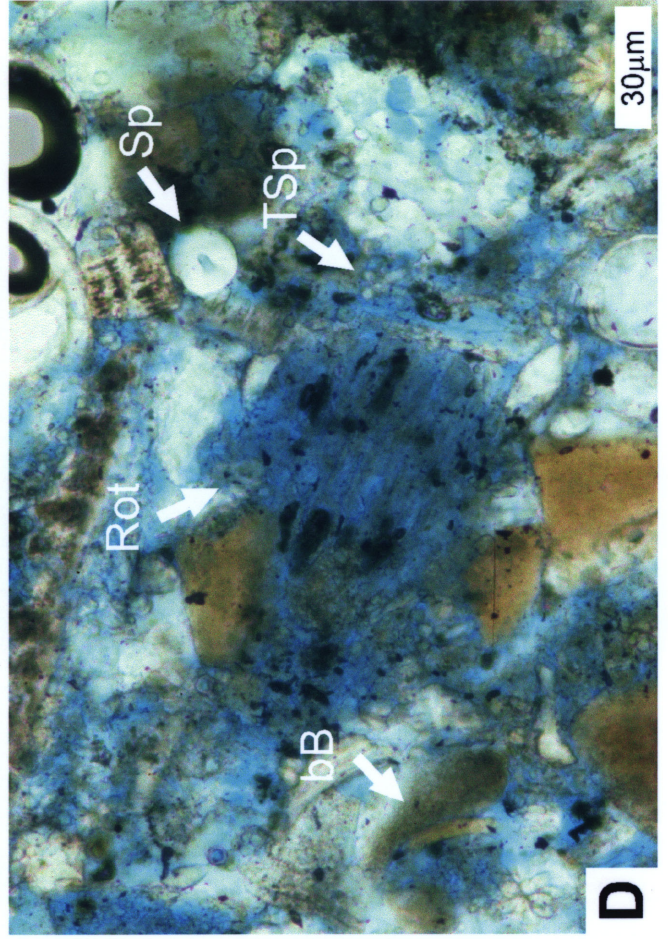
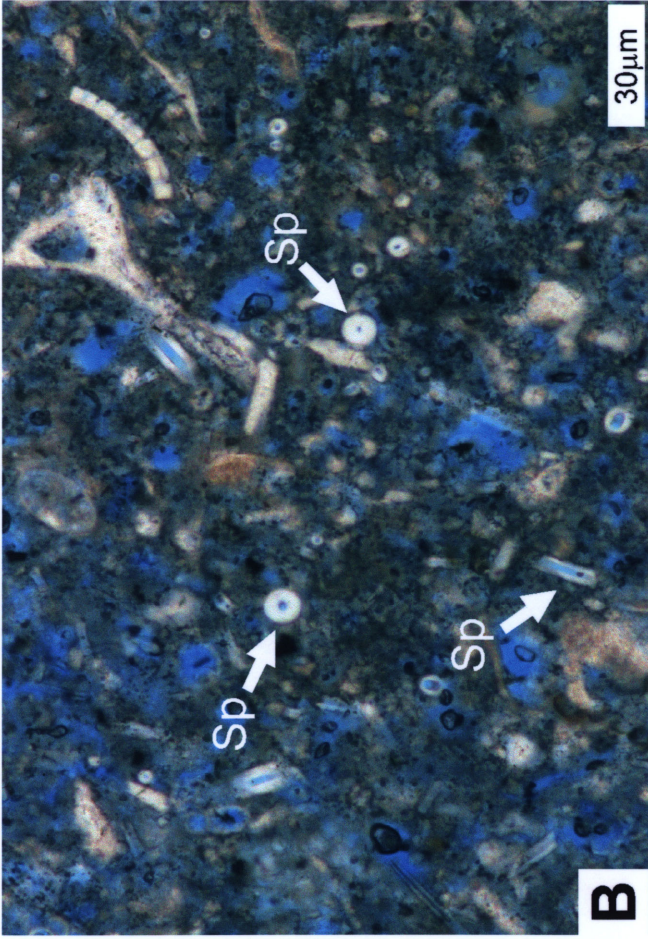
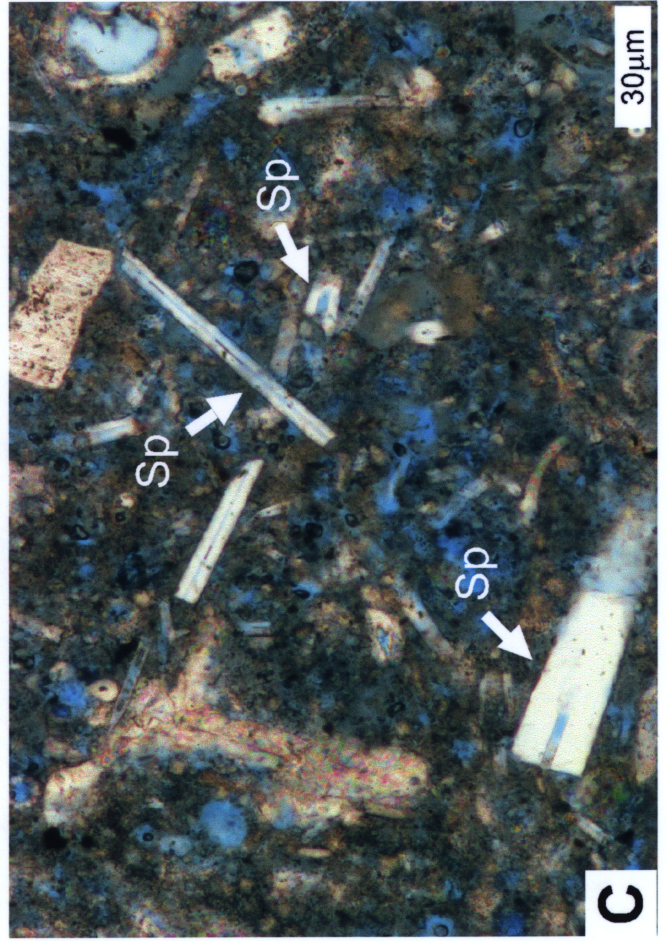
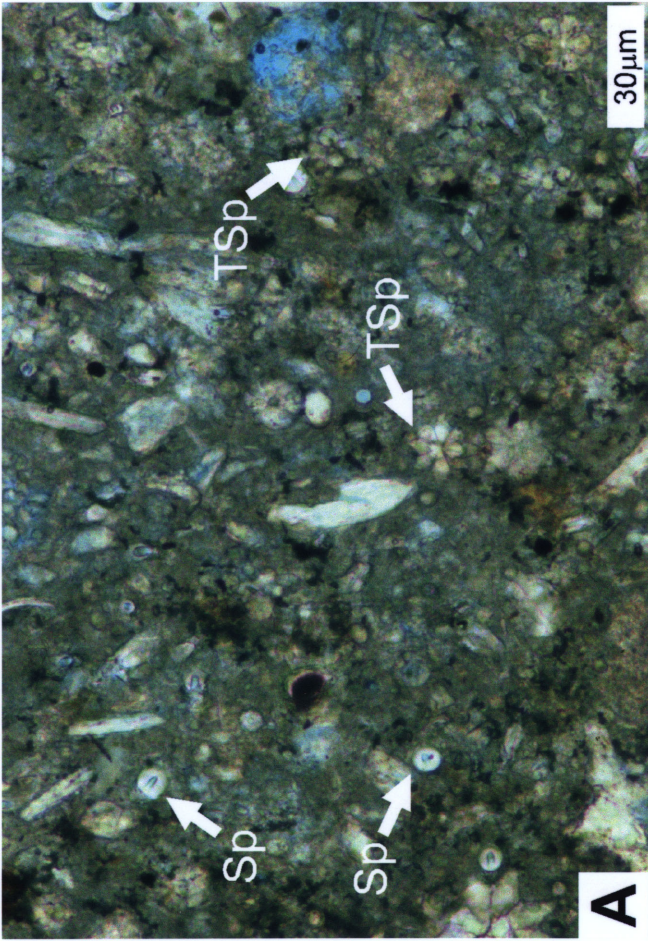
**Tafel 1**

- A) Probe: 1127B-39X2, 10-14; 100x Vergrößerung; Teufe: 358.6 mbsf; Grobkörniger bioklastenreicher Packstone mit Bryozoendetritus (Bryo), braunen Bioklasten (bB) und benthischen Foraminiferen (bF) in feinkörniger, mikritischer Matrix.
- B) Probe: 1127B-39X2, 10-14; 100x Vergrößerung; Teufe: 358.6 mbsf; Grobkörniger bioklastenreicher Packstone mit braunen Bioklasten (bB) und einem Bruchstück einer artikulaten Bryozoe (Bryo).
- C) Probe: 1127B-35X5, 87-97; 200x Vergrößerung; Teufe: 325.37 mbsf; Feinkörniger bioklastenreicher Wacke- bis Packstone mit zahlreichen Tunikaten Spikulae (TSp) in mikritischer Matrix.
- D) Probe: 1127B-39X1, 90-94; 200x Vergrößerung; Teufe: 357.9 mbsf; Sehr feinkörniger, bioklastenreicher und mikritreicher Packstone mit zahlreichen Tunikaten Spikulae (TSp) und braunen Bioklasten (bB).



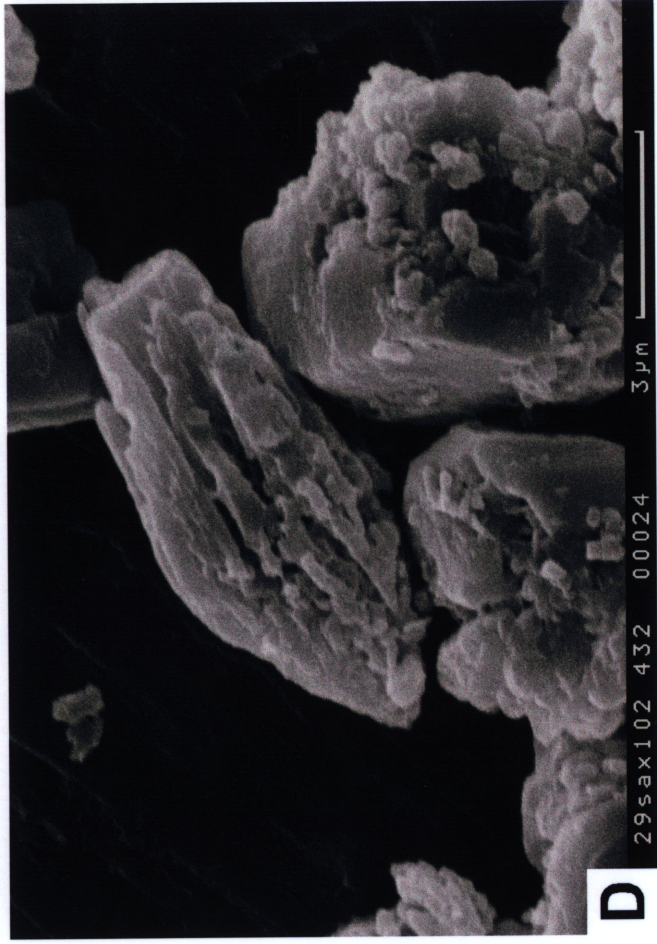
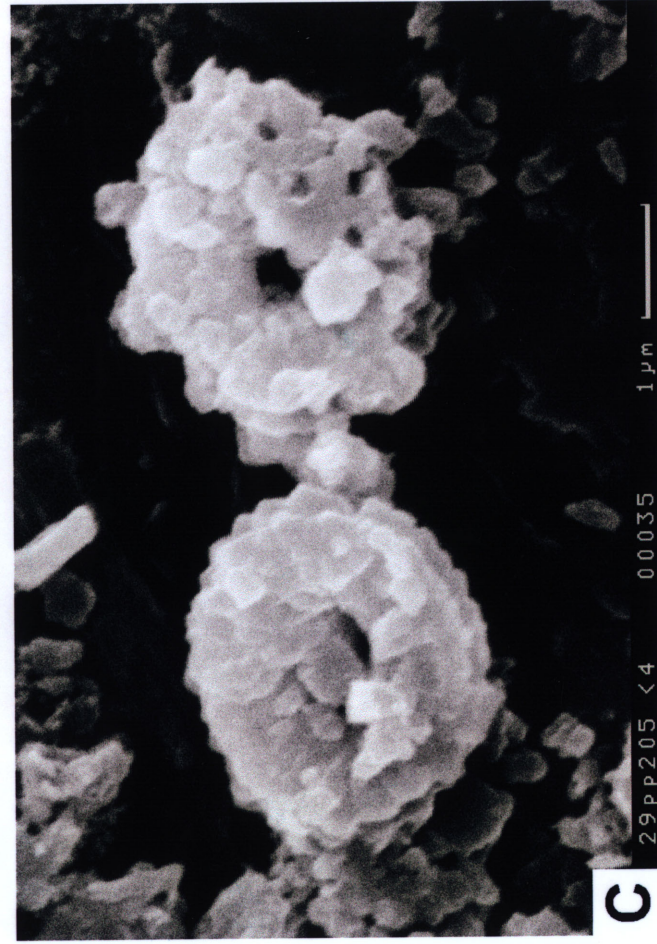
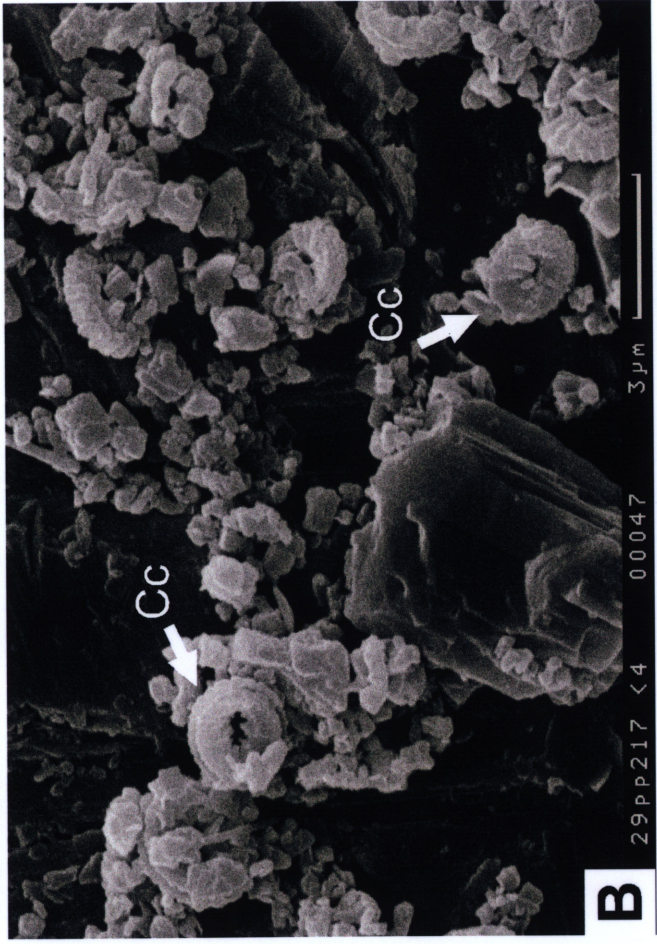
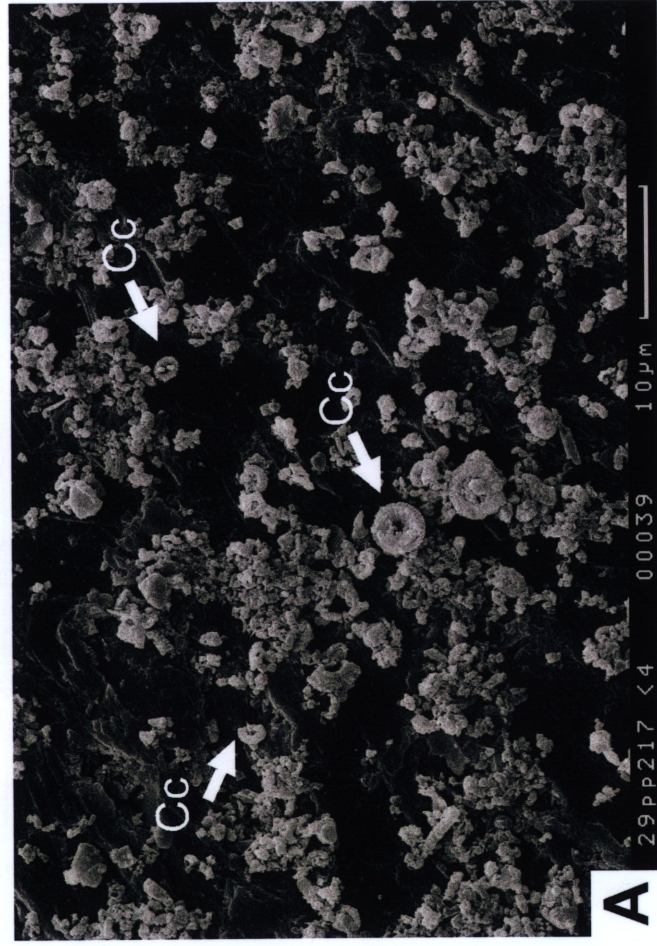
**Tafel 2**

- A) Probe: 1127B-39X1, 90-94; 200x Vergrößerung; Teufe: 357.9 mbsf; Sehr feinkörniger, bioklastenreicher und mikritreicher Packstone mit zahlreichen Tunikaten Spikulae (TSp) und Schwammnadeln (Sp).
- B) Probe: 1127B-37X3, 103-107; 200x Vergrößerung; Teufe: 341.73 mbsf; Sehr feinkörniger, bioklastenreicher und mikritreicher Packstone mit Schwammnadeln (Sp).
- C) Probe: 1127B-37X3, 103-107; 200x Vergrößerung; Teufe: 341.73 mbsf; Sehr feinkörniger, bioklastenreicher und mikritreicher Packstone mit Schwammnadeln (Sp).
- D) Probe: 1127B-36X2, 10-14; 200x Vergrößerung; Teufe: 329.7 mbsf; Grobkörniger, bioklastenreicher Packstone mit Schwammnadeln (Sp), Tunikaten Spikulae (TSp), braunen Bioklasten (bB) und einem Bruchstück einer korallinen Alge (Rot) in der Bildmitte. Die für Rotalgen typische Internstruktur ist aufgrund der schlechten Erhaltung nur mit Mühe zu erkennen.



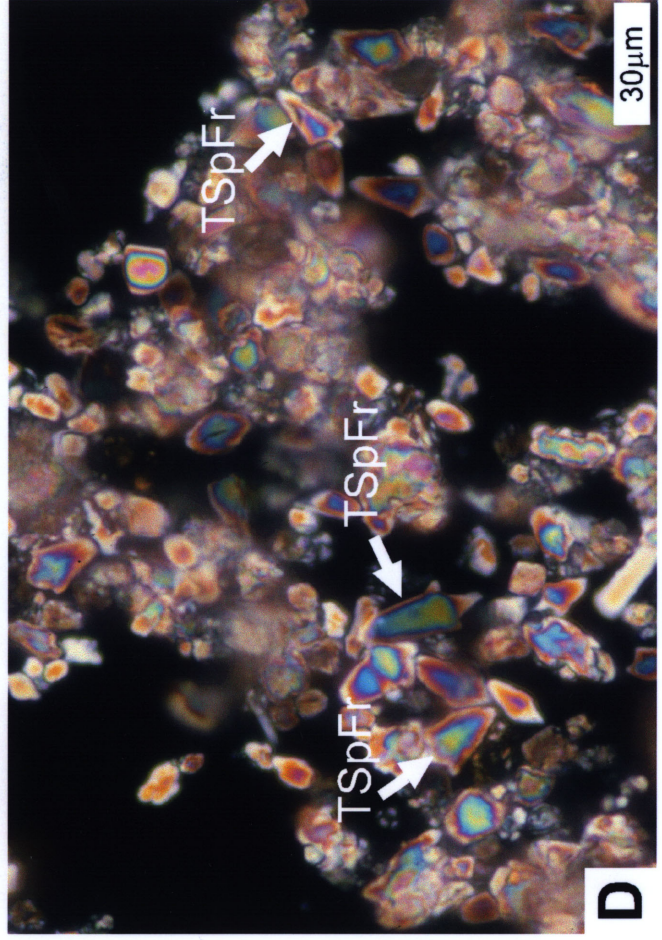
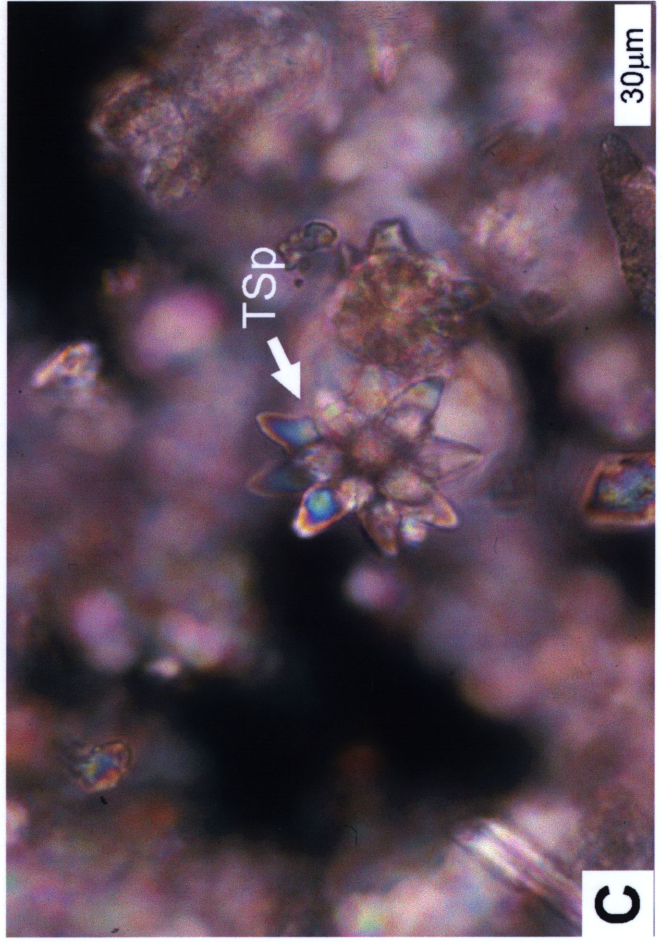
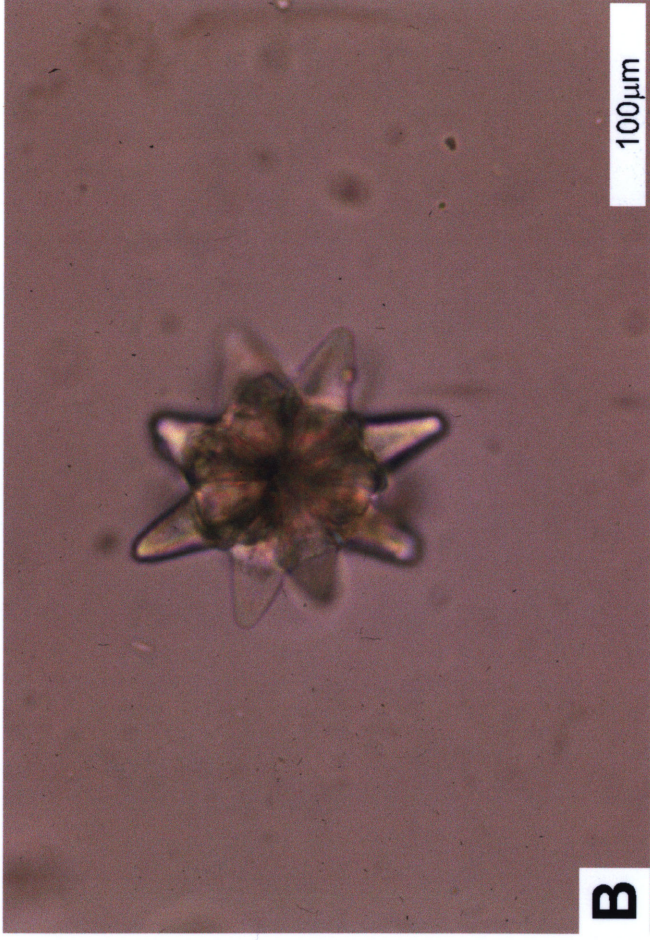
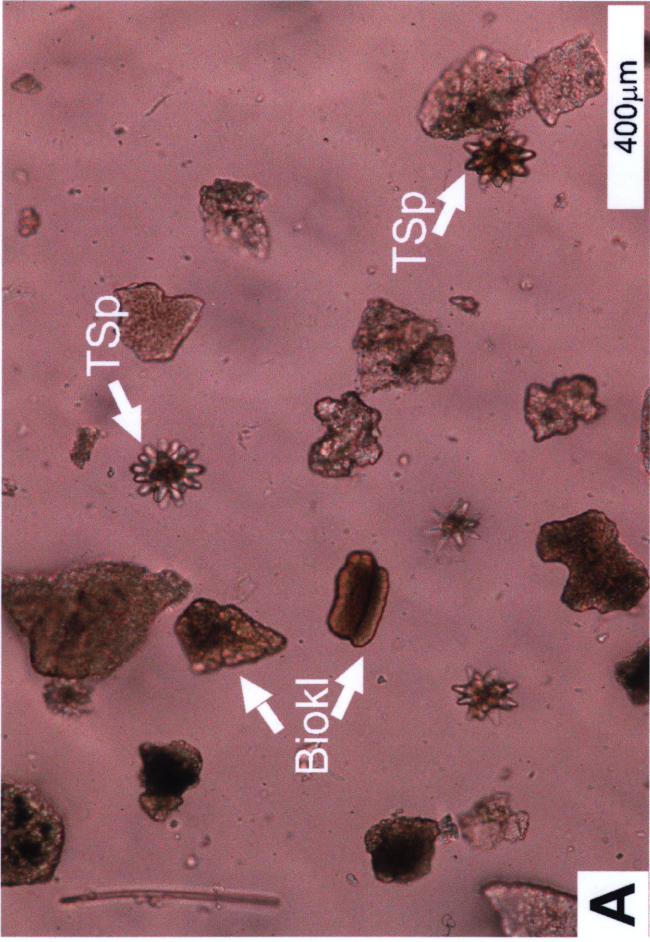
**Tafel 3**

- A) Probe: 1129C-37X6, 84-86; Teufe: 346.34 mbsf; Rasterelektronenmikroskop-Aufnahme der Feinfraktion ( $< 4 \mu\text{m}$ ) mit zahlreichen Coccolithen (Cc) und Bioerosionschips.
- B) Probe: 1129C-37X6, 84-86; Teufe: 346.34 mbsf; Rasterelektronenmikroskop-Aufnahme der Feinfraktion ( $< 4 \mu\text{m}$ ) mit deutlich erkennbaren Coccolithen (Cc) und Bioerosionschips.
- C) Probe: 1129C-35X2, 67-69; Teufe: 321.97 mbsf; Rasterelektronenmikroskopische Detailaufnahme zweier Coccolithen der Feinfraktion ( $< 4 \mu\text{m}$ ).
- D) Probe: 1129C-35X2, 10-14; Teufe: 321.4 mbsf; ; Rasterelektronenmikroskopische Detailaufnahme eines Tunikaten Spikula-Fragmentes.



**Tafel 4**

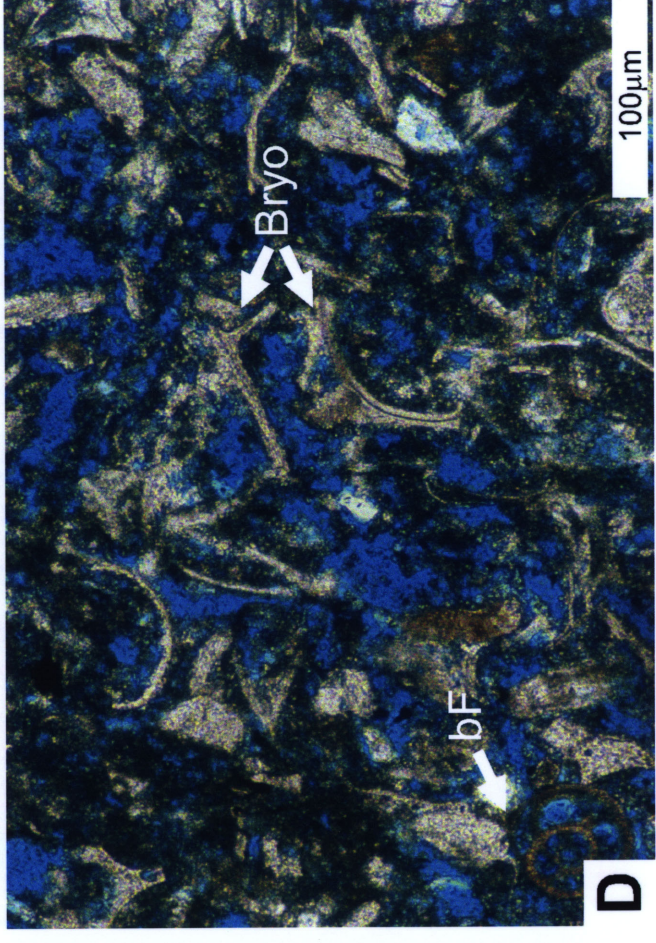
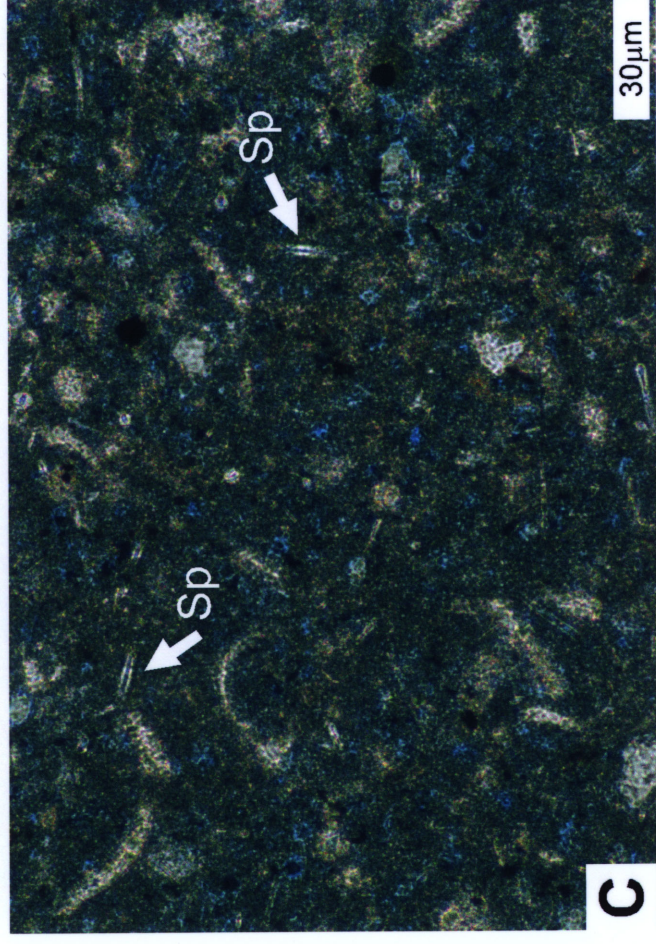
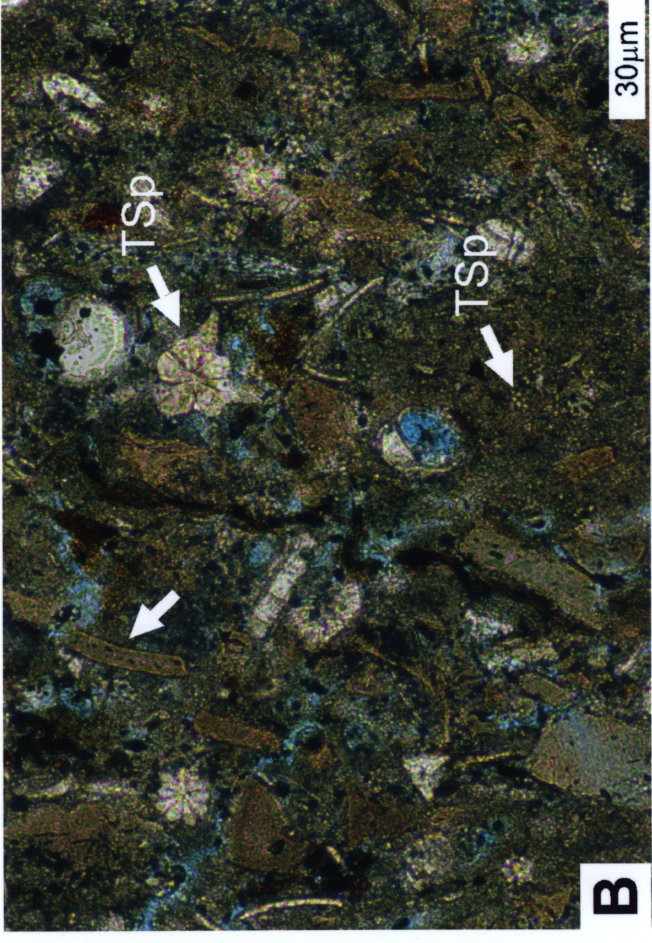
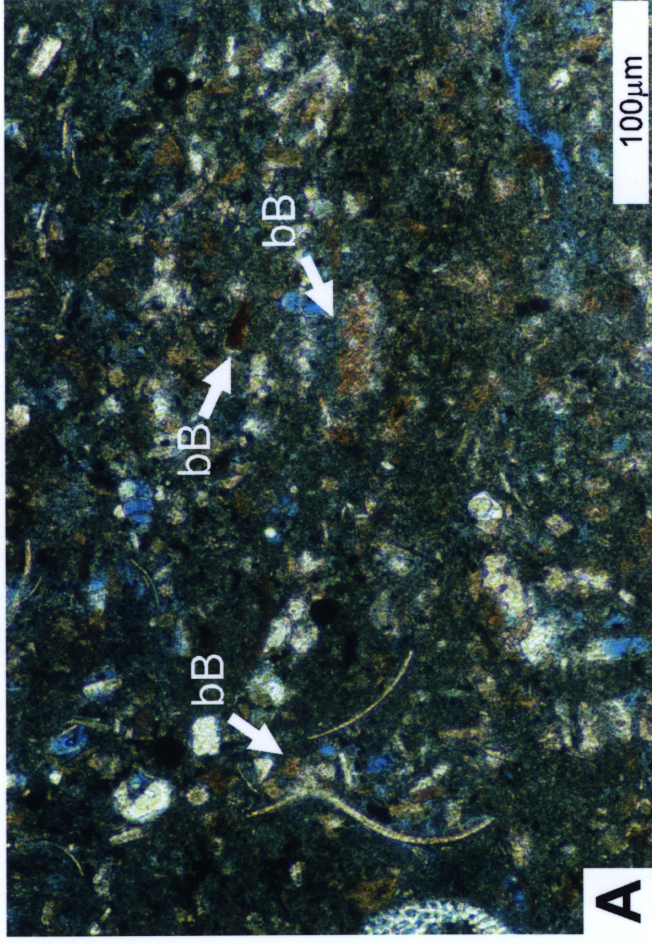
- A) Probe: 1131A-36XCC, 4-6; 25x Vergrößerung; Teufe: 324.41 mbsf; Smearslide der Grobsiltfraktion (32  $\mu\text{m}$  bis 63  $\mu\text{m}$ ) mit nicht-identifizierbaren Bioklasten (Biokl) und zahlreichen Tunikaten Spikulae (TSp).
- B) Probe: 1131A-36XCC, 4-6; 100x Vergrößerung; Teufe: 324.41 mbsf; Isolierte Tunikaten Spikula mit gut erkennbaren Internstrukturen (Smearslide der Grobsiltfraktion 32  $\mu\text{m}$  bis 63  $\mu\text{m}$ ).
- C) Probe: 1127B-39X1, 10-14; 200x Vergrößerung; Teufe: 357.1 mbsf; Isolierte Tunikaten Spikula (TSp) unter gekreuzten Nicols. Deutlich sichtbar ist die für Tunikaten Spikulae typische Internstruktur.
- D) Probe: 1127B-39X1, 10-14; 200x Vergrößerung; Teufe: 357.1 mbsf; Tunikaten Spikulae-Fragmente unter gekreuzten Nicols. Durch die typische Färbung der Fragmente (TSpFr) unterscheiden diese sich deutlich von den übrigen Bioklasten (Smearslide).





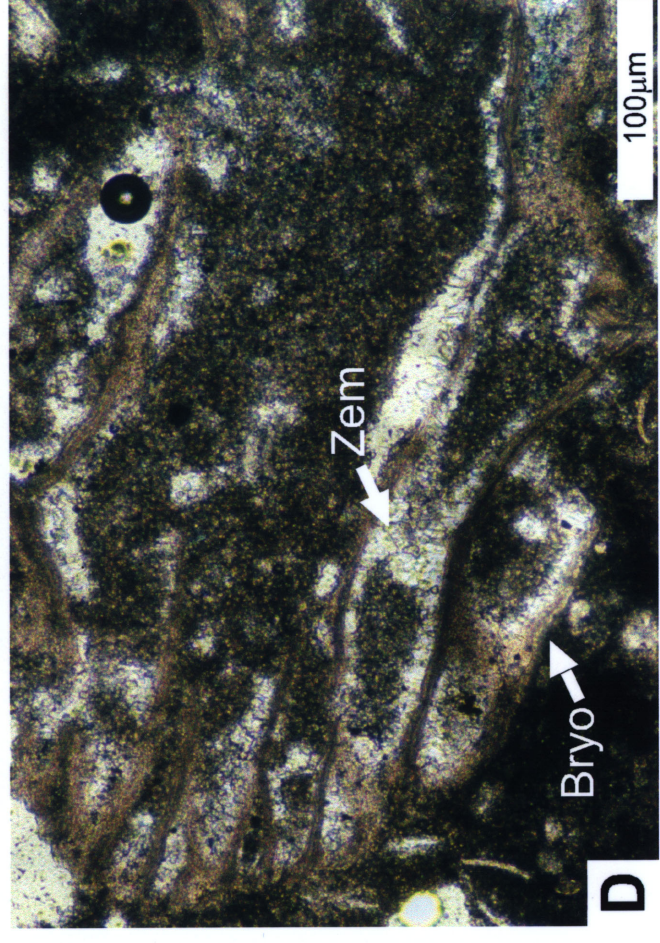
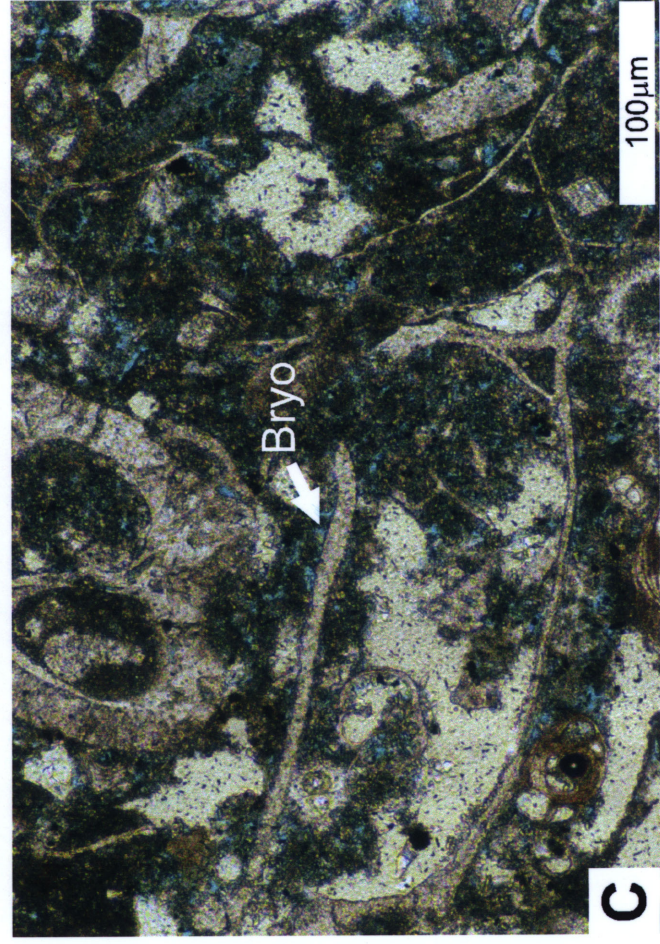
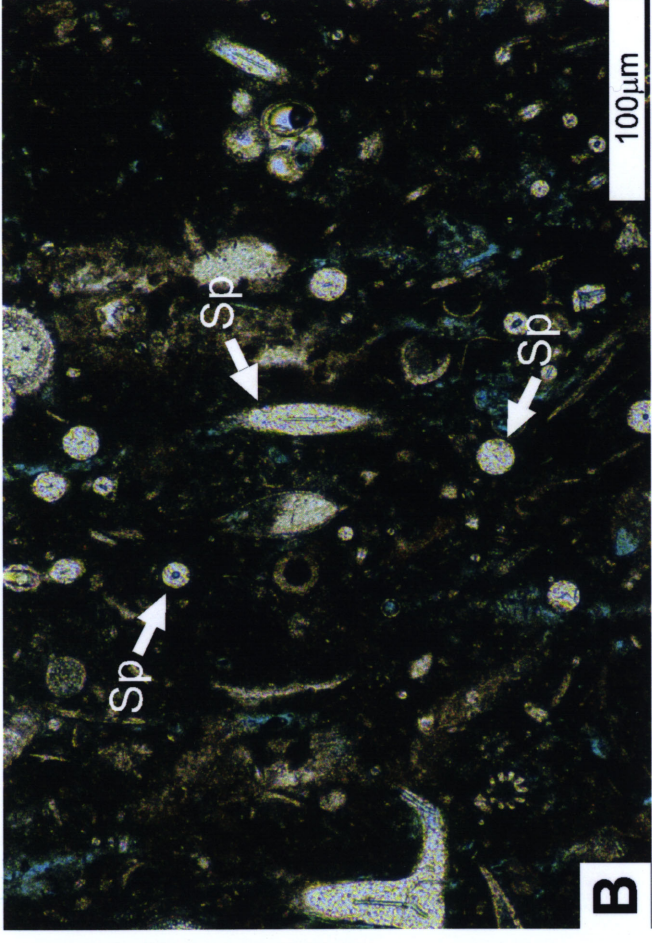
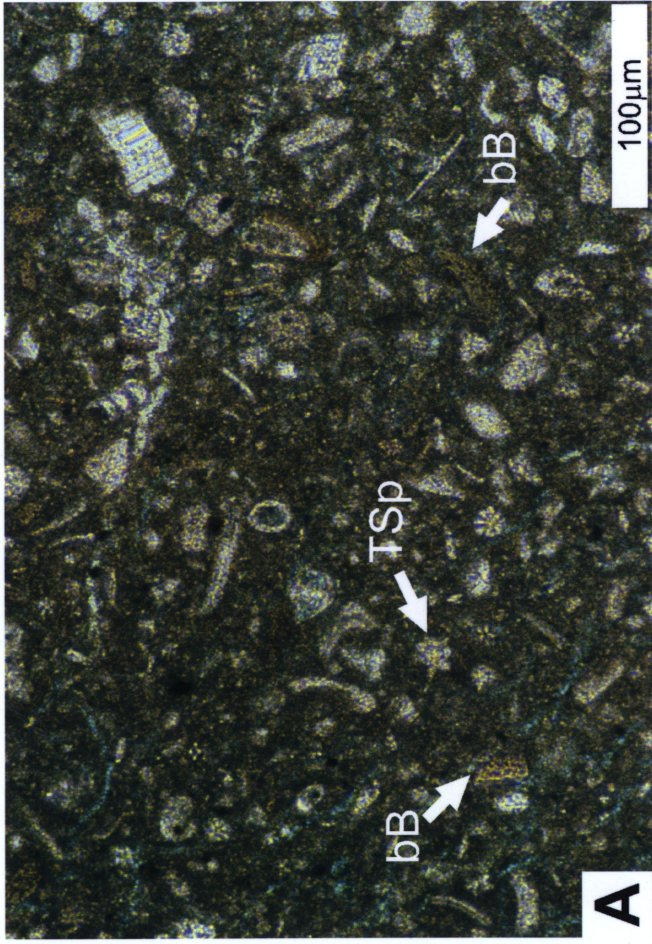
**Tafel 5**

- A) Probe: 1131A-38X1, 12-16; 100x Vergrößerung; Teufe: 338.42 mbsf; Feinkörniger, bioklastenreicher und mikritreicher Packstone mit zahlreichen braunen Bioklasten (bB).
- B) Probe: 1131A-32X2, 135-140; 200x Vergrößerung; Teufe: 283.75 mbsf; Bioklastenreicher Packstone mit zahlreichen Tunikaten Spikulae (TSp) und braunen Bioklasten (bB) unterschiedlicher Größe.
- C) Probe: 1131A-38X1, 12-16; 200x Vergrößerung; Teufe: 338.42 mbsf; Feinkörniger, bioklastenreicher und mikritreicher Packstone mit zahlreichen Schwammnadeln.
- D) Probe: 1131A-36X1, 10-14; 100x Vergrößerung; Teufe: 319.2 mbsf; Grobkörniger, bioklastenreicher Packstone mit zahlreichen Bryozoenfragmenten (Bryo) und benthischen Foraminiferen (bF).



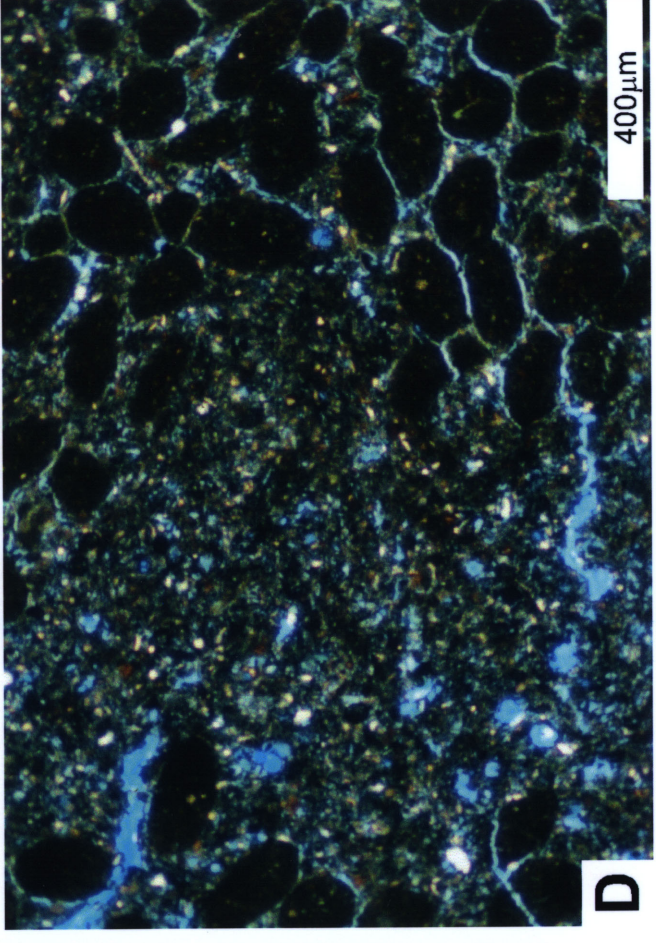
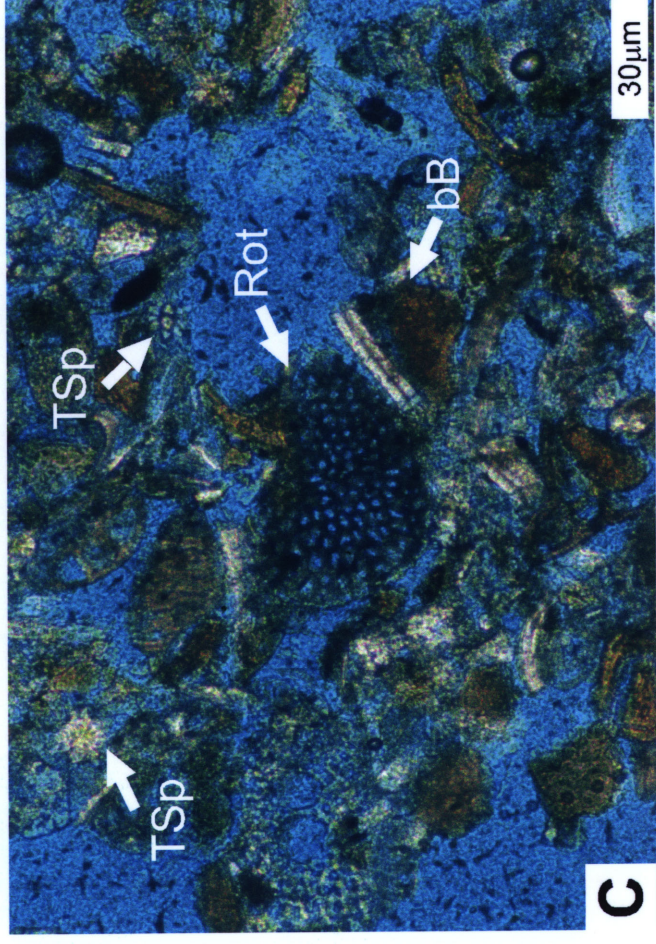
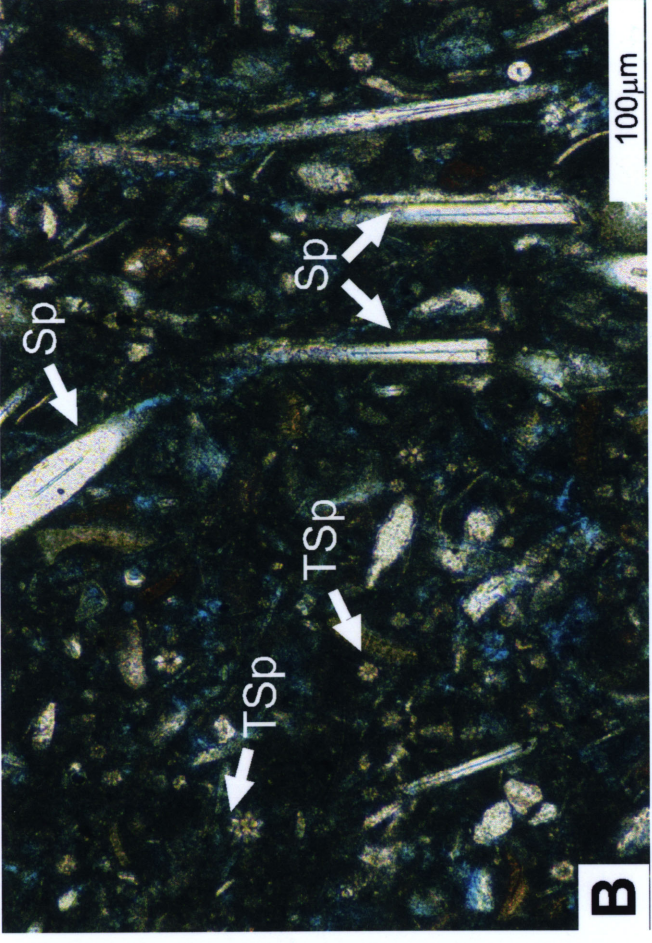
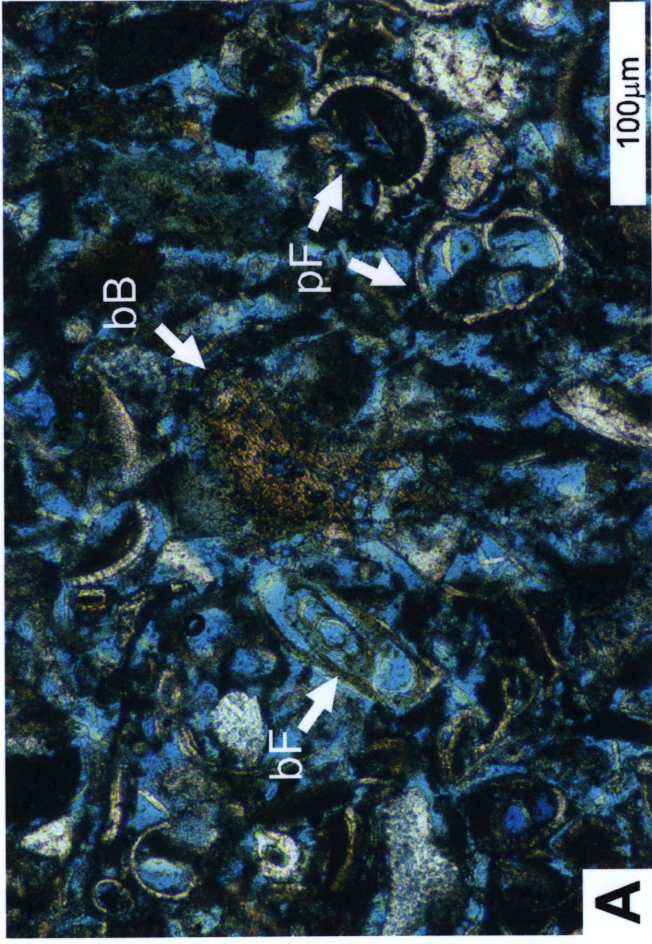
**Tafel 6**

- A) Probe: 1129C-28X5, 65-69; 100x Vergrößerung; Teufe: 261.05 mbsf; Feinkörniger, bioklastenreicher Packstone mit zahlreichen Tunikaten Spikulae (TSp) und braunen Bioklasten (bB).
- B) Probe: 1129C-30X2, 65-70; 100x Vergrößerung; Teufe: 275.45 mbsf; Feinkörniger, bioklastenreicher Packstone mit zahlreichen Schwammnadeln (Sp) in einer feinkörnigeren Matrix.
- C) Probe: 1129C-28X6, 40-44; 100x Vergrößerung; Teufe: 261.8 mbsf; Grobkörniger, bioklastenreicher Packstone mit Detritus einer artikulaten Bryozoe (Bryo) und zahlreichen großen Bioklasten.
- D) Probe: 1129C-28X2, 105-109; 100x Vergrößerung; Teufe: 256.95 mbsf; Grobkörniger, bioklastenreicher Pack- bis Grainstone mit großem Bryozoen-Klasten (Bryo) und teilweise mit Zement verfüllten Zooecien (Zem).



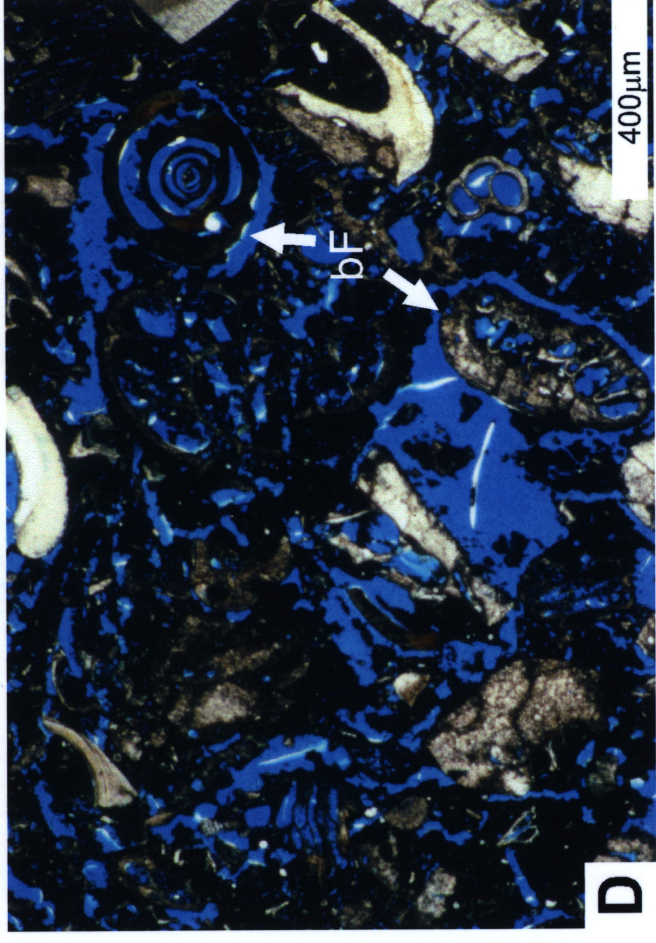
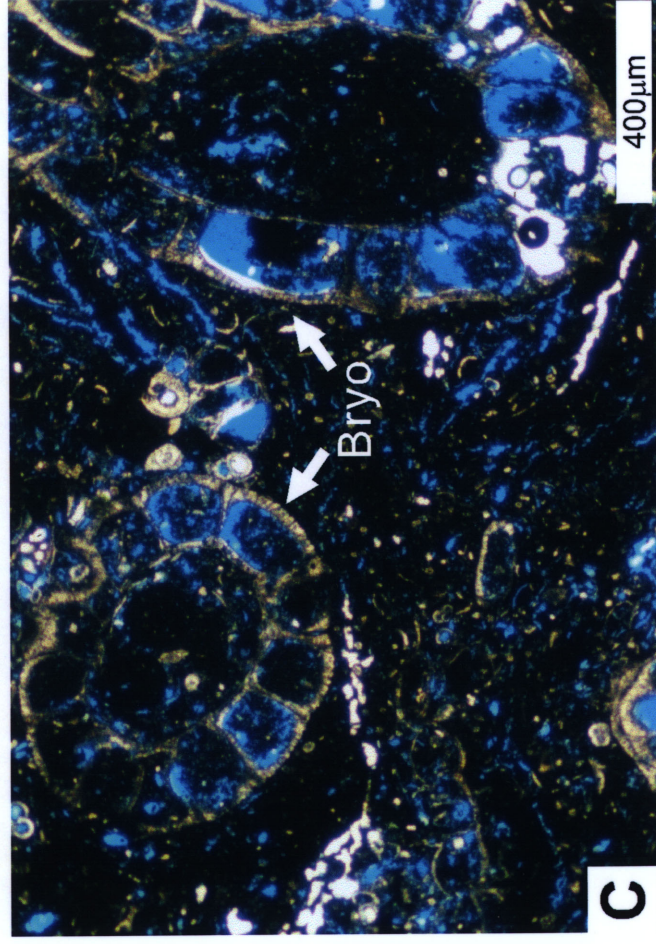
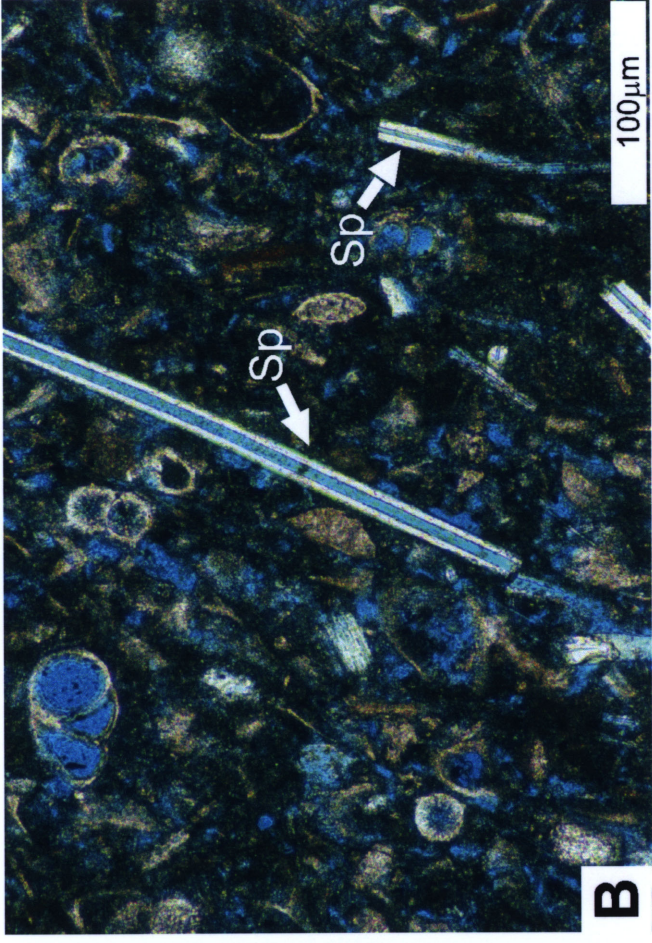
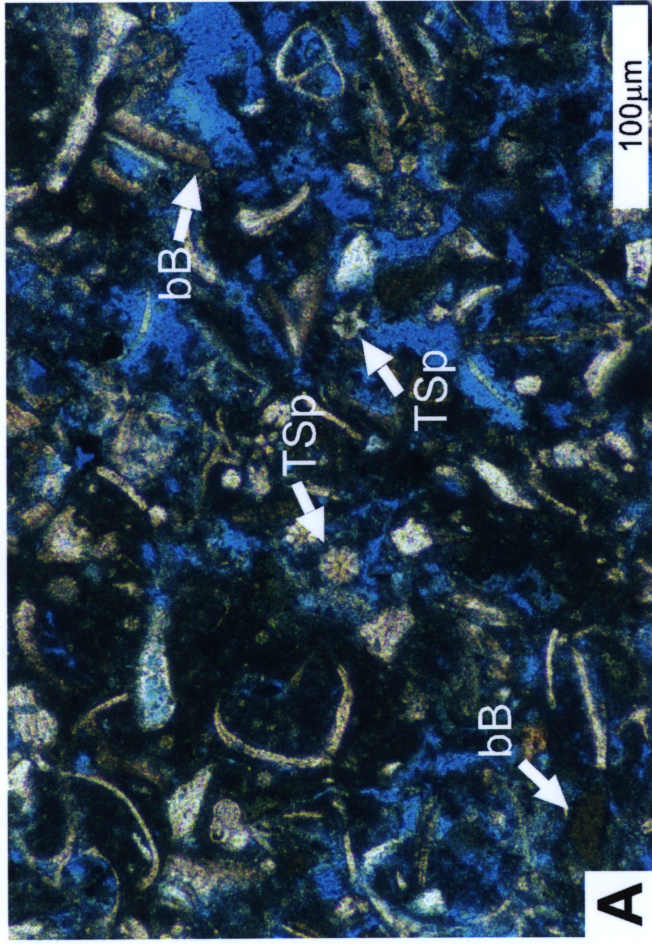
**Tafel 7**

- A) Probe: 1127B-14H1, 11-15; 100x Vergrößerung; Teufe: 120.01 mbsf; Grobkörniger, bioklastenreicher Packstone mit planktonischen Foraminiferen (pF), benthischen Foraminiferen (bF) und braunen Bioklasten (bB).
- B) Probe: 1127B-15H5, 94-98; 100x Vergrößerung; Teufe: 135.6 mbsf; Feinkörniger, bioklastenreicher Packstone mit Schwammnadeln (Sp) und Tunikaten Spikulae (TSp) in feinkörniger Matrix.
- C) Probe: 1127B-13H5, 94-98; 200x Vergrößerung; Teufe: 117.06 mbsf; Grobkörniger, bioklastenreicher und mikritarmer Packstone mit Tunikaten Spikulae (TSp), braunen Bioklasten (bB) und großem, gut erhaltenem Bruchstück einer korallinen Alge (Rot).
- D) Probe: 1127B-13H5, 94-98; 25x Vergrößerung; Teufe: 117.06 mbsf; Übersicht eines feinkörnigen, bioklastenreichen Packstones mit Peloiden (höchstwahrscheinlich Kotpillen).



**Tafel 8**

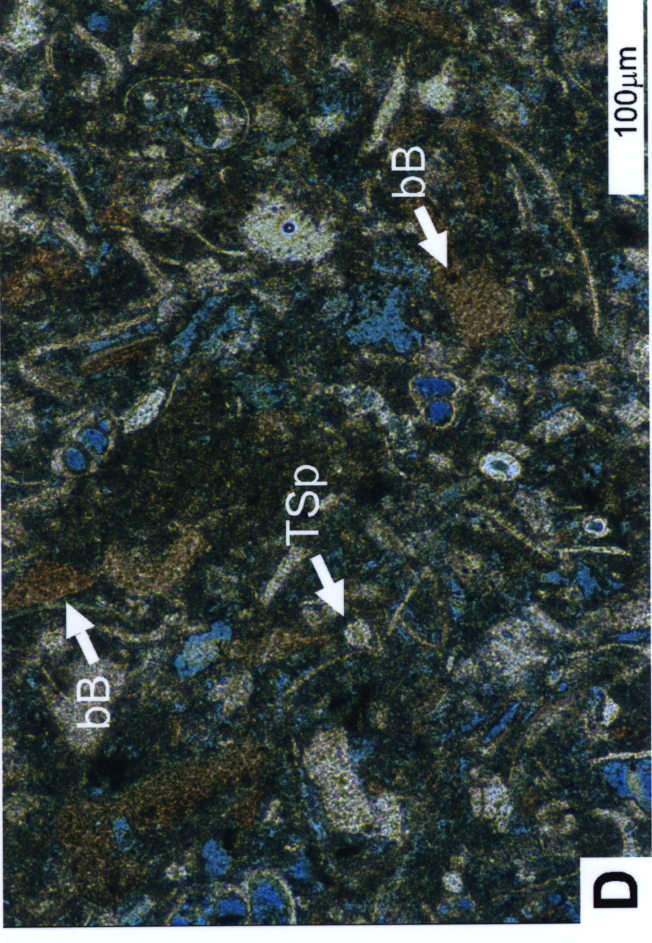
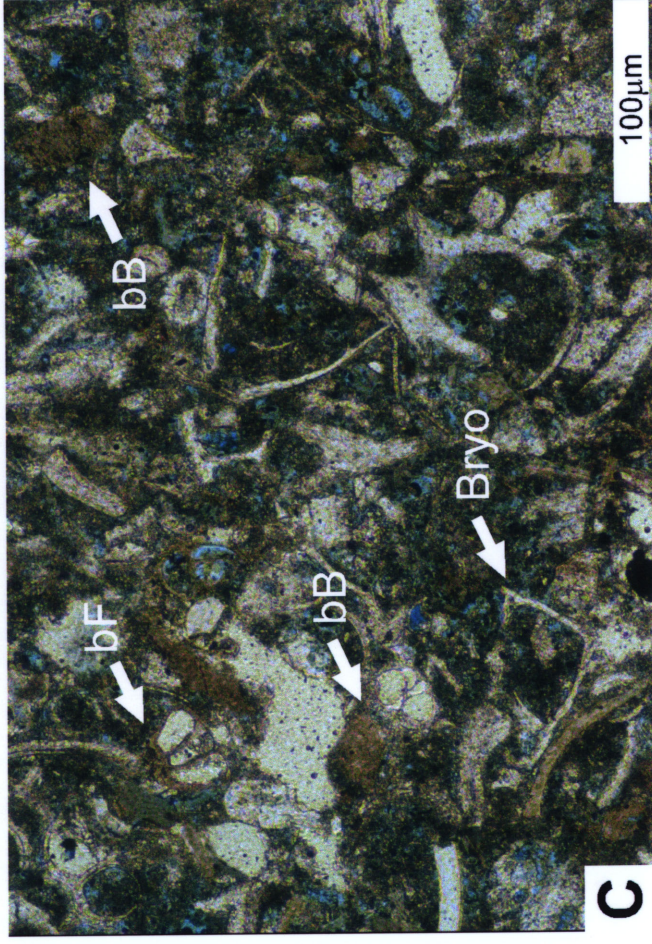
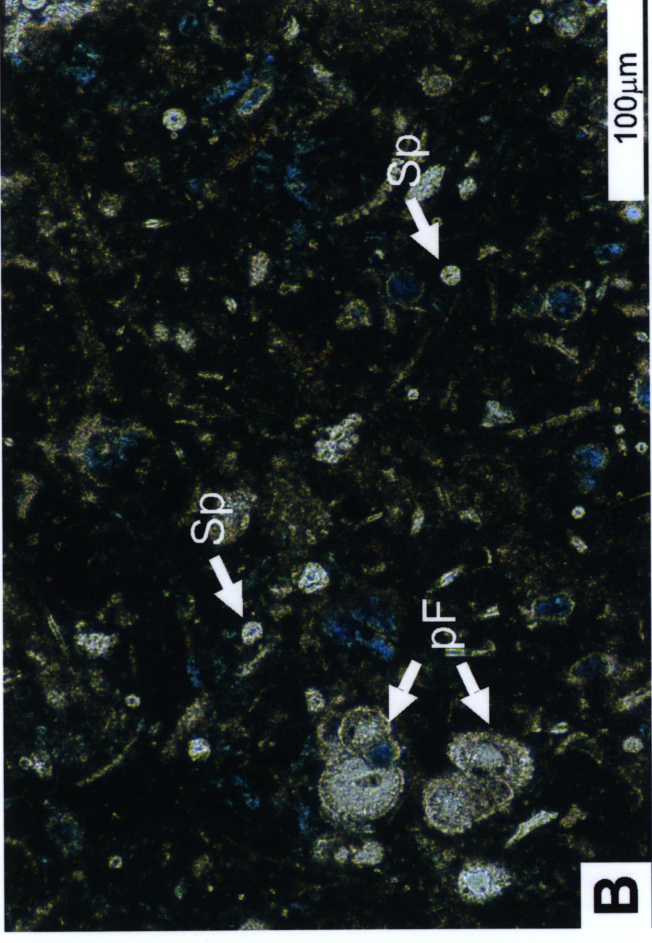
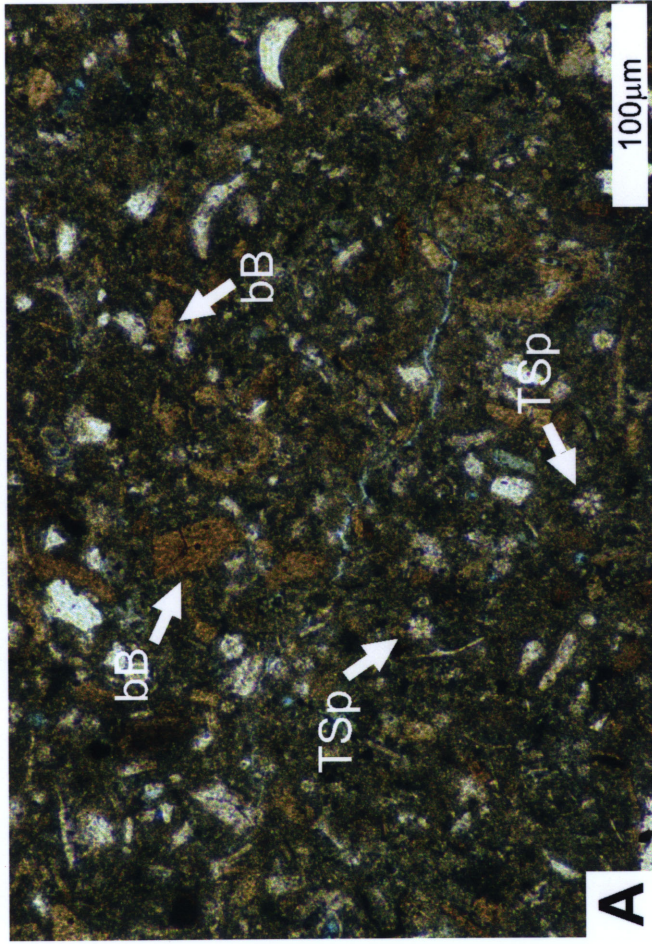
- A) Probe: 1129C-16H7, 10-14; 100x Vergrößerung; Teufe: 149.4 mbsf; Bioklastenreicher Packstone mit Tunikaten Spikulae (TSp) und braunen Bioklasten (bB).
- B) Probe: 1129C-20H5, 85-89; 100x Vergrößerung; Teufe: 185.15 mbsf; Feinkörniger, bioklastenreicher Packstone mit zahlreichen Schwammnadeln (Sp).
- C) Probe: 1129C-19H5, 10-14; 25x Vergrößerung; Teufe: 174.9 mbsf; Wacke- bis Floatstone mit gut erhaltenen Bryozoen-Fragmenten (Bryo) in feinkörniger Matrix.
- D) Probe: 1129C-16H1, 10-14; 25x Vergrößerung; Teufe: 140.4 mbsf; Sehr grobkörniger, bioklastenreicher Packstone mit nicht-identifizierbaren Bioklasten und benthischen Foraminiferen (bF).





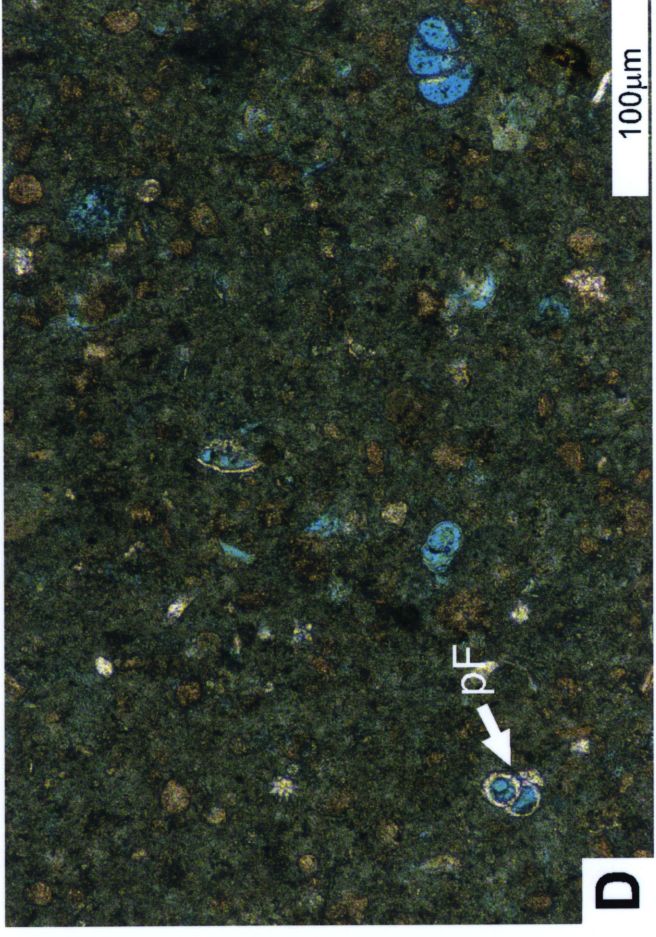
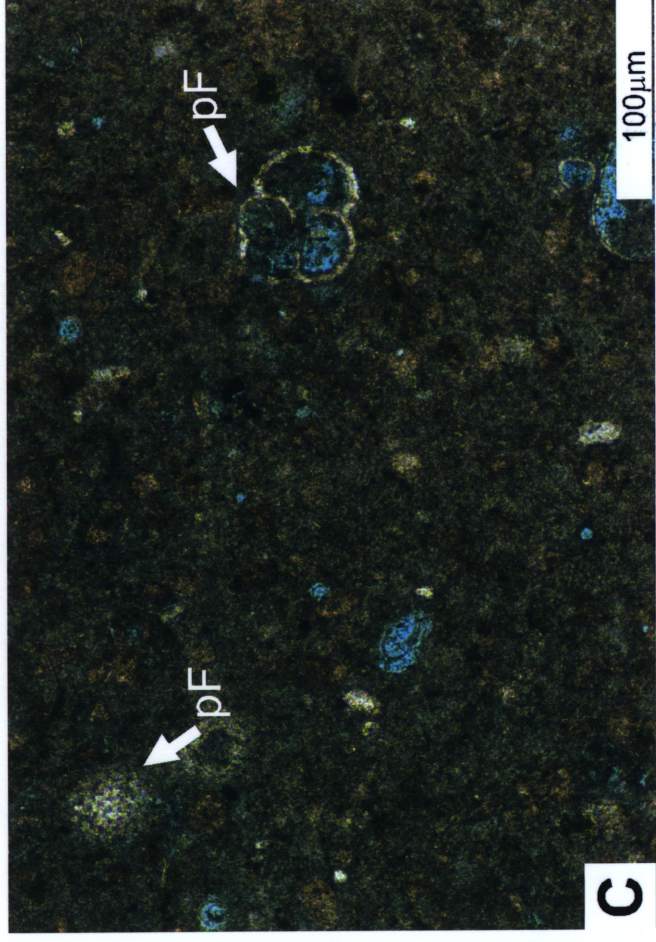
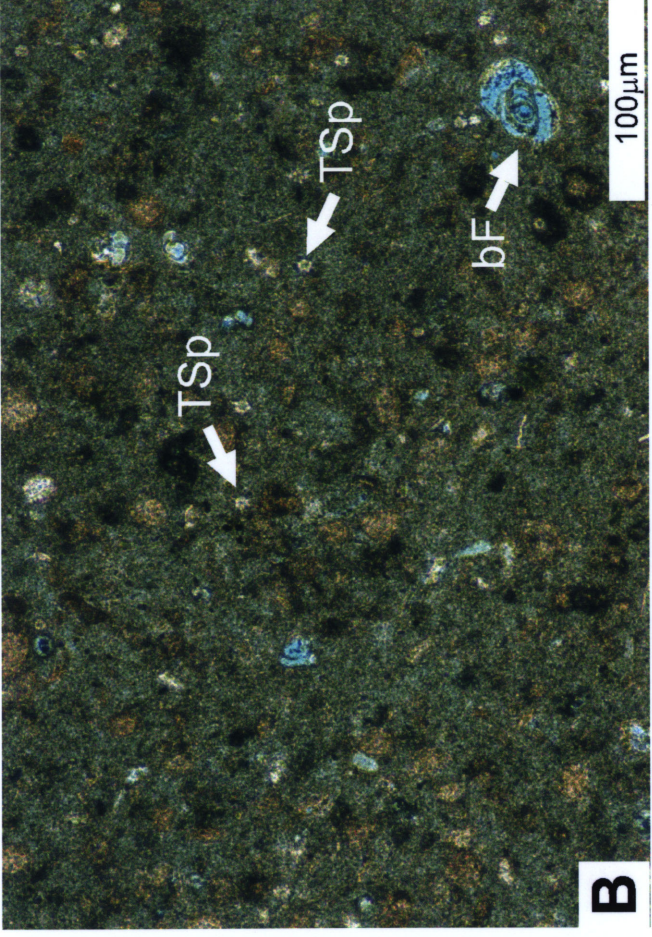
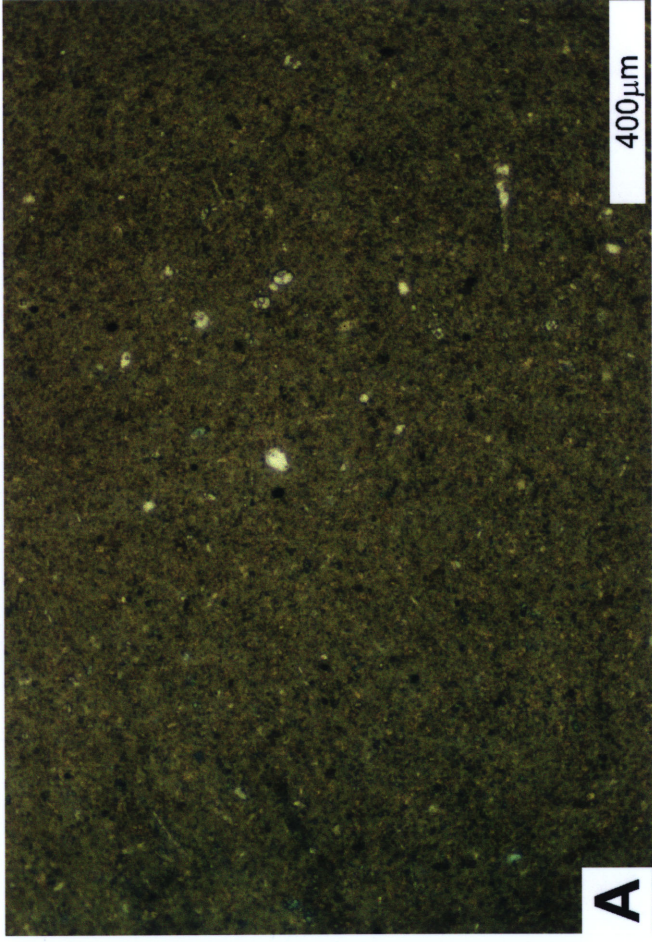
**Tafel 9**

- A) Probe: 1131A-26X4, 85-89; 100x Vergrößerung; Teufe: 230.35 mbsf; Übersicht eines feinkörnigen Packstone mit zahlreichen braunen Bioklasten (bB) und Tunikaten Spikulae (TSp).
- B) Probe: 1131A-26X1, 10-14; 100x Vergrößerung; Teufe: 225.1 mbsf; Feinkörniger, bioklastenreicher und mikritreicher Packstone mit planktonischen Foraminiferen (pF) und zahlreichen Schwammnadeln (Sp).
- C) Probe: 1131A-24X2, 10-14; 100x Vergrößerung; Teufe: 208.2 mbsf; Grobkörniger, bioklastenreicher Packstone mit benthischen Foraminiferen (bF), braunen Bioklasten (bB) und stark aufgearbeitetem Bryozoendetritus (Bryo).
- D) Probe: 1131A-24X2, 10-14; 100x Vergrößerung; Teufe: 208.2 mbsf; Grobkörniger, bioklastenreicher Packstone mit vielen braunen Bioklasten (bB) und Tunikaten Spikulae (TSp).



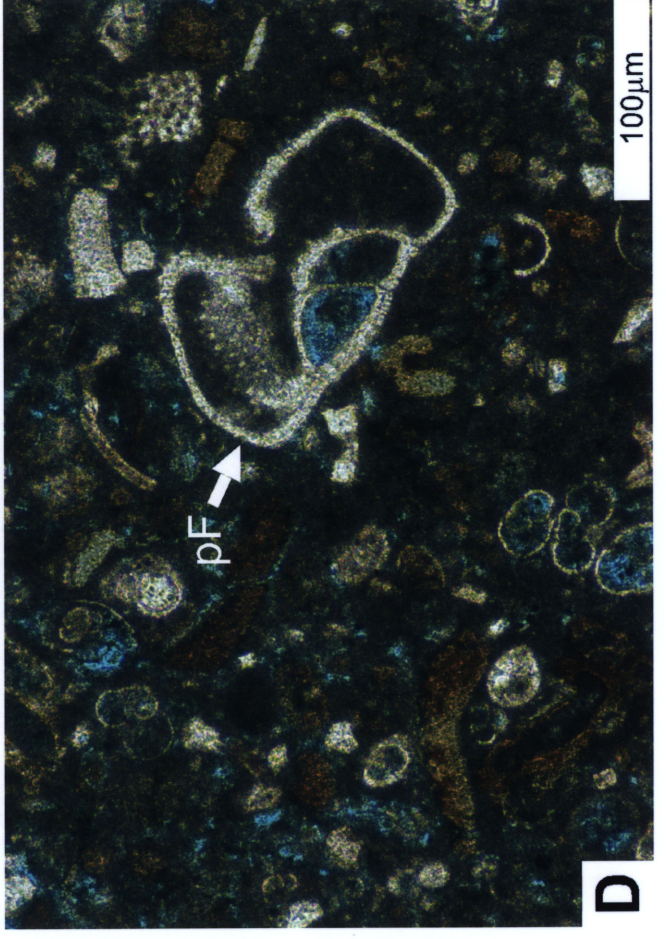
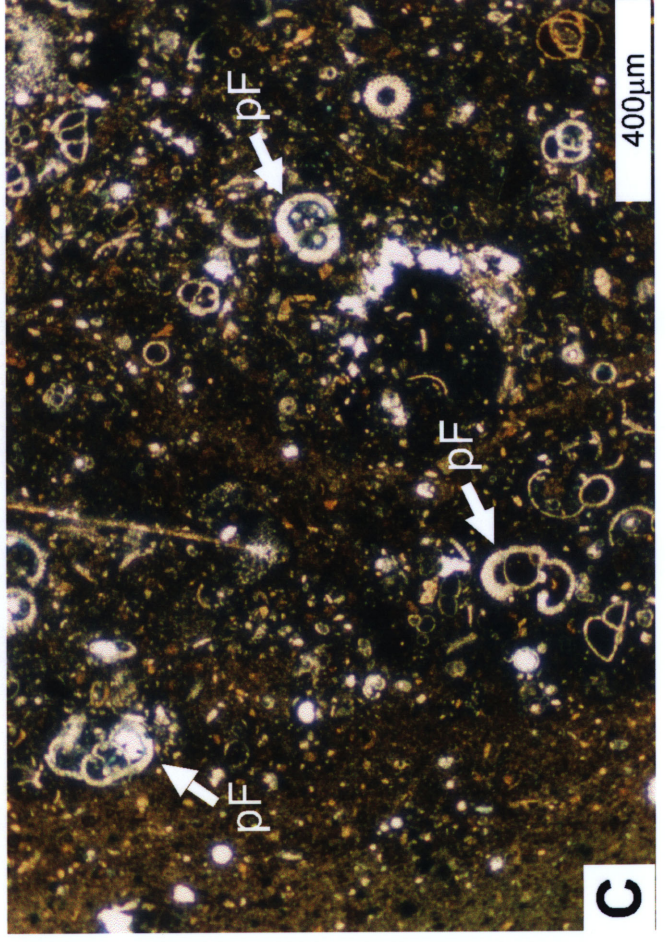
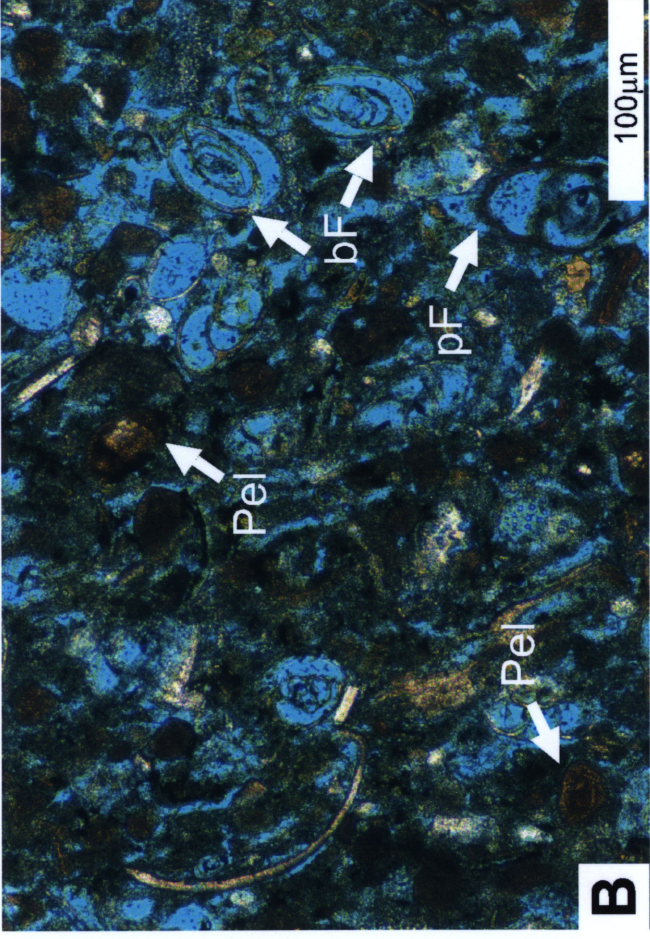
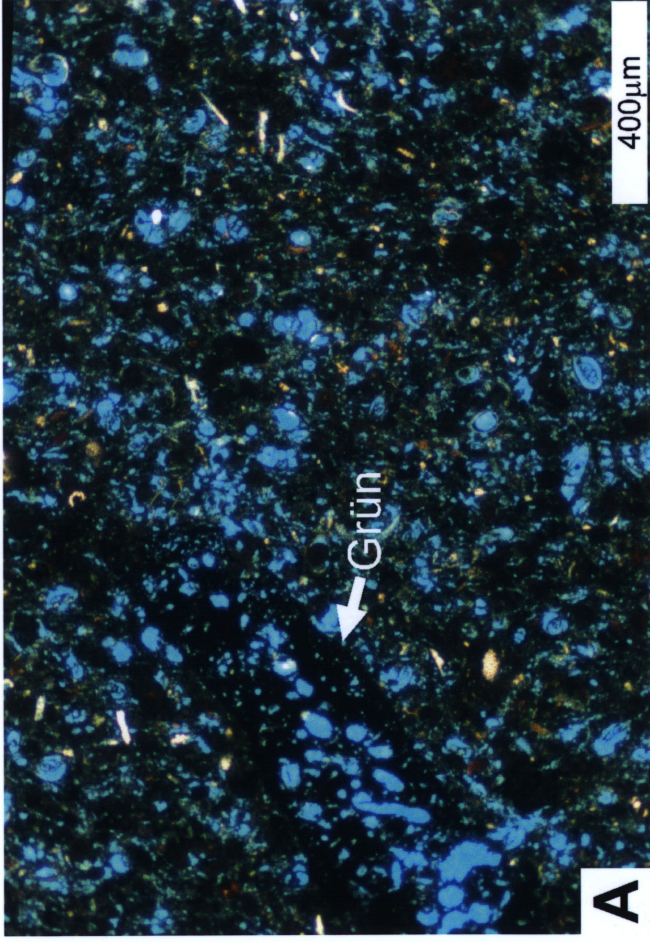
**Tafel 10**

- A) Probe: 1009A-9H4, 70-72; 25x Vergrößerung; Teufe: 66.5 mbsf; Übersichtsaufnahme eines Mud- bis Wackstones mit vereinzelt sedimentären Komponenten.
- B) Probe: 1009A-9H4, 70-72; 100x Vergrößerung; Teufe: 66.5 mbsf; Bei stärkerer Vergrößerung erscheint der Mud- bis Wackstone aus A) als extrem feinkörniger Packstone mit vielen braun gefärbten Bioklasten, vereinzelt Tunikaten Spikulae (TSp) und benthischen Foraminiferen (bF).
- C) Probe: 1009A-15X3, 70-72; 100x Vergrößerung; Teufe: 109.0 mbsf; Feinkörniger, bioklasten- und mikritreicher Packstone mit planktonischen Foraminiferen (pF).
- D) Probe: 1009A-15X3, 70-72; 100x Vergrößerung; Teufe: 109.0 mbsf; Feinkörniger, bioklasten- und mikritreicher Packstone mit zahlreichen planktonischen Foraminiferen (pF) und bräunlich gefärbten, stark aufgearbeiteten Bioklasten.



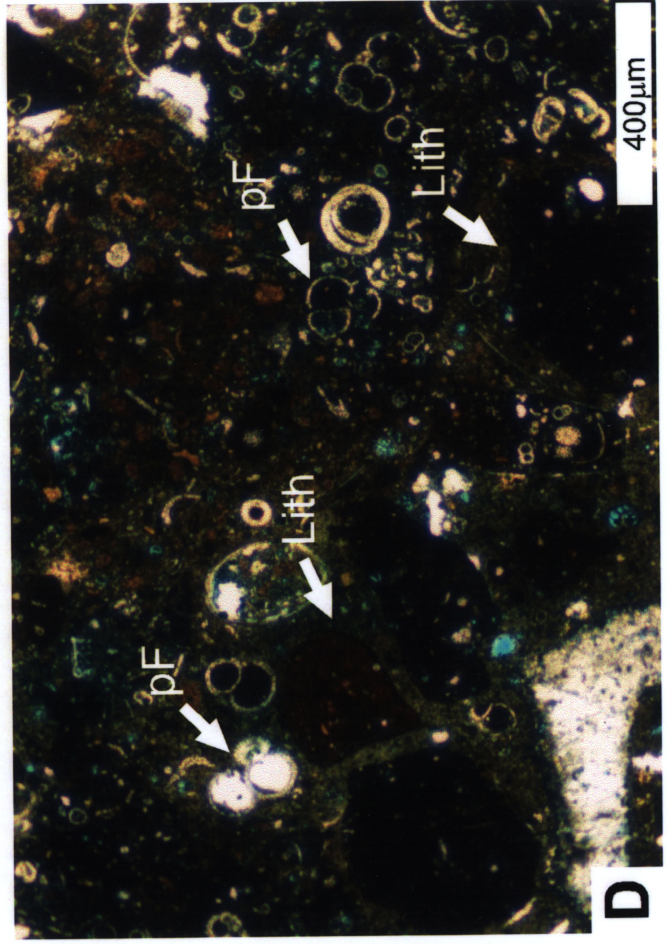
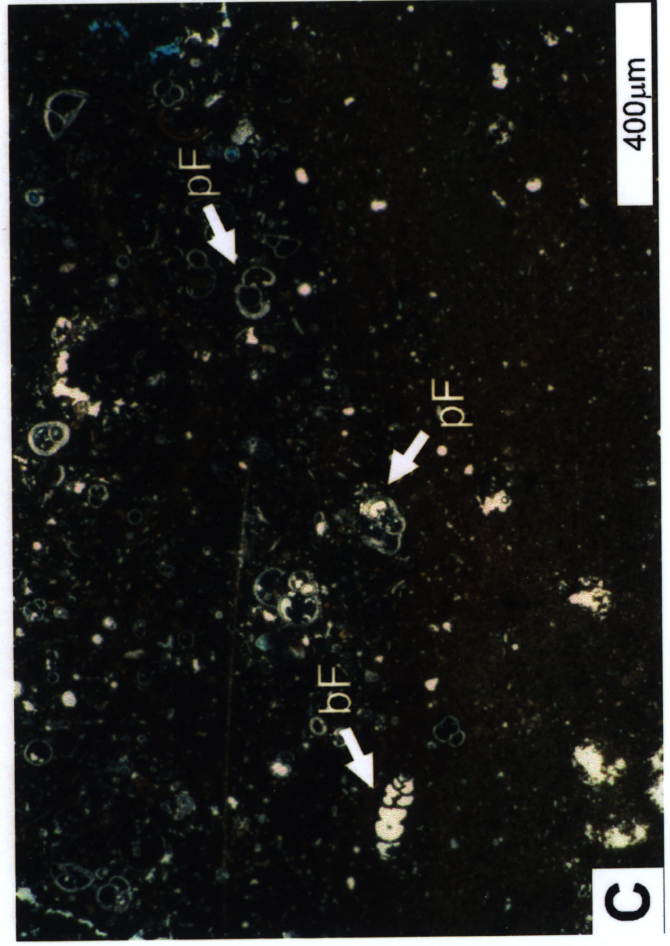
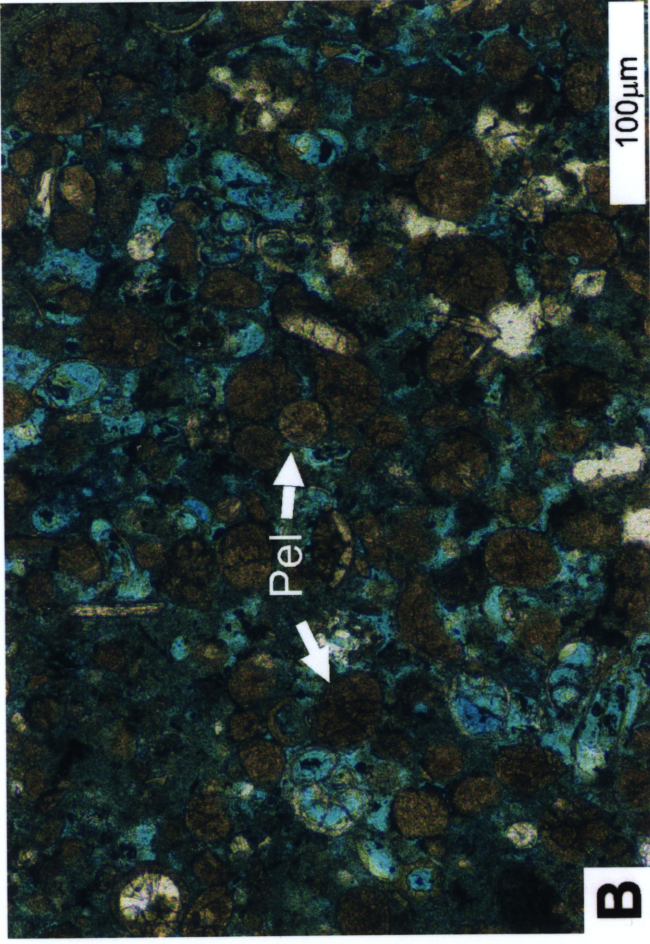
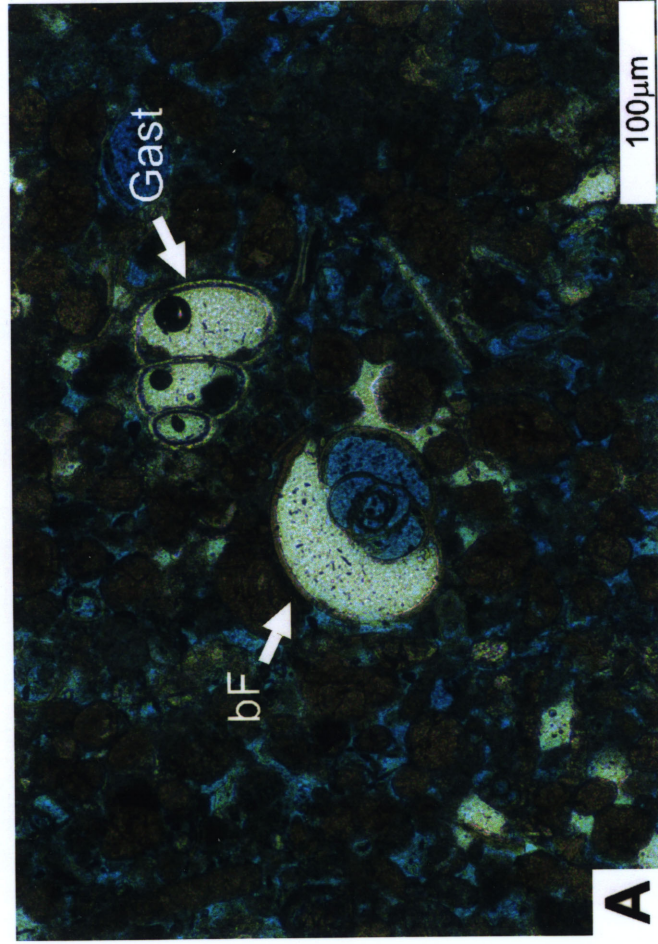
**Tafel 11**

- A) Probe: 1009A-13X1, 95-97; 25x Vergrößerung; Teufe: 87.25 mbsf; Grobkörniger, bioklastenreicher Packstone mit großem *Halimeda*-Bruchstück (Grün) mit gut erhaltener Internstruktur.
- B) Probe: 1009A-13X1, 95-97; 100x Vergrößerung; Teufe: 87.25 mbsf; Nahaufnahme eines grobkörnigen, bioklastenreichen Packstones mit Peloiden (Pel) und benthischen Foraminiferen (bF).
- C) Probe: 1009A-16X1, 28-30; 25x Vergrößerung; Grobkörniger, mikritreicher Packstone mit überwiegend planktonischen Foraminiferen (pF) in feinkörniger Matrix und Bioturbation.
- D) Probe: 1009A-16X1, 28-30; 100x Vergrößerung; Detaillaufnahme des grobkörnigen, bioklastenreichen Packstones aus C).



**Tafel 12**

- A) Probe: 1009A-11X1, 67-69; 100x Vergrößerung; Teufe: 74.47 mbsf; Peloidreicher, Packstone mit benthischer Foraminifere (bF) und Gastropode (Gast) im Zentrum.
- B) Probe: 1009A-11X1, 67-69; 100x Vergrößerung; Teufe: 74.47 mbsf; Peloidreicher, Packstone wie A).
- C) Probe: 1009A-16X1, 28-30; 25x Vergrößerung; Teufe: 112.08 mbsf; Grobkörniger, bioklastenreicher Packstone mit benthischen Foraminiferen (bF), planktonischen Foraminiferen (pF) und hohem Mikritanteil.
- D) Probe: 1009A-10X1, 111-113; 25x Vergrößerung; Teufe: 71.91 mbsf; Grobkörniger, bioklastenreicher Packstone mit planktonischen Foraminiferen (pF) und Lithoklasten (Lith).





## **ANHANG 2**

- Quantitative Faziesanalyse
- Korngrößen-Analyse
- Karbonatmineralogische-Analyse
- Analyse der Stablen Isotope

der Sites 1127, 1129, 1131 und 1009

Quantitative Faziesanalyse Site 1127B, 13H–16H

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe (mbsf)	%Byoz	Detr.	%Rotalg	Detr.	%Tunik	Sp.	%Schwamm	%Biokl.	%br. Biokl.	%Mikrit
1127B	13H	10-14	27CB14	110.50		0.00	0.00	0.00	13.31		17.49	9.13	17.11	29.66
1127B	13H	92-96	27CB15	111.32		0.00	0.00	0.00	12.69		9.62	13.08	21.15	30.38
1127B	13H	10-14	27CB16	112.00		0.39	0.39	10.89	10.89		5.06	22.18	22.57	23.35
1127B	13H	92-96	27CB17	112.82		0.80	0.40	7.57	7.57		3.19	19.92	32.67	19.52
1127B	13H	10-14	27CB18	113.50		0.40	0.80	9.20	9.20		3.60	20.00	33.60	19.60
1127B	13H	92-96	27CB19	114.32		1.20	1.60	7.20	7.20		2.40	17.60	32.00	24.00
1127B	13H	10-14	27CB20	114.93		0.77	0.39	7.34	7.34		3.47	16.60	29.34	34.75
1127B	13H	92-96	27CB21	115.75		0.39	2.75	7.06	7.06		2.35	20.78	36.86	20.00
1127B	13H	10-14	27CB22	116.22		0.78	4.69	8.59	8.59		3.13	16.41	37.50	19.53
1127B	13H	94-98	27CB23	117.06		0.40	5.26	6.07	6.07		2.43	17.41	36.84	21.86
1127B	13H	4-8	27CB24	117.56		3.61	4.42	6.02	6.02		4.42	17.67	33.73	20.08
1127B	14H	11-15	27CB25	120.01		3.54	0.79	7.87	7.87		0.79	26.77	27.17	11.42
1127B	14H	11-15	27CB26	120.66		1.20	8.00	6.00	6.00		3.20	33.20	23.20	6.40
1127B	14H	92-96	27CB27	121.47		1.98	7.51	7.11	7.11		3.56	27.67	29.64	5.53
1127B	14H	11-15	27CB28	122.16		4.72	6.30	9.84	9.84		1.97	30.71	25.59	4.72
1127B	14H	92-96	27CB29	122.97		2.71	7.75	5.43	5.43		4.65	29.84	33.33	2.33
1127B	14H	11-15	27CB30	123.66		3.53	6.27	4.71	4.71		3.53	36.47	29.41	4.71
1127B	14H	92-96	27CB31	124.47		3.19	4.78	6.77	6.77		5.58	34.26	23.90	8.37
1127B	14H	11-15	27CB32	125.16		3.79	5.68	7.58	7.58		5.68	32.58	21.97	9.85
1127B	14H	92-96	27CB33	125.97		1.20	2.41	12.85	12.85		7.63	34.14	21.29	12.05
1127B	14H	11-15	27CB34	126.66		2.35	3.92	11.76	11.76		7.06	38.43	15.29	13.33
1127B	15H	10-14	27CB35	129.50		1.88	3.76	9.40	9.40		8.27	35.34	14.29	16.92
1127B	15H	10-14	27CB36	130.26		1.90	1.90	10.65	10.65		6.46	29.28	16.73	20.53
1127B	15H	94-98	27CB37	131.10		0.00	3.59	9.96	9.96		7.57	34.66	13.55	13.15
1127B	15H	10-14	27CB38	131.76		0.82	1.63	7.35	7.35		8.98	34.29	18.37	18.78
1127B	15H	94-98	27CB39	132.60		1.10	2.57	13.97	13.97		10.66	28.31	12.13	19.12
1127B	15H	10-14	27CB40	133.26		0.40	1.99	12.35	12.35		7.57	37.85	9.56	19.92
1127B	15H	94-98	27CB41	134.10		0.40	0.40	14.23	14.23		10.67	22.92	13.83	25.30
1127B	15H	10-14	27CB42	134.76		0.41	0.82	10.20	10.20		13.47	22.86	14.69	27.76
1127B	15H	94-98	27CB43	135.60		0.00	0.39	15.69	15.69		9.41	25.88	11.76	27.45
1127B	15H	10-14	27CB44	136.26		1.55	0.39	12.79	12.79		8.91	26.74	15.12	23.26
1127B	15H	10-14	27CB45	136.61		0.79	0.00	12.20	12.20		8.27	25.20	10.24	31.89
1127B	15H	94-98	27CB46	137.45		0.40	0.40	12.65	12.65		12.25	19.76	11.07	33.20
1127B	16H	10-14	27CB47	139.00		1.19	1.19	14.23	14.23		5.53	23.72	17.00	24.51
1127B	16H	88-92	27CB48	139.78		0.00	3.15	8.66	8.66		7.87	29.13	12.60	26.38

Quantitative Faziesanalyse Site 1127B, 16H-19X

Site/Hole	Core/Sept.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe (mbsf)	%Bryoz.Detr.	%Rotalg.Detr.	%Tunik.Sp.	%Schwammn.	%Biokl.	%br.Biokl.	%Mikrit
1127B	16H	10-14	27CB49	140,50	0,79	0,79	10,24	5,91	31,89	18,11	22,05
1127B	16H	85-89	27CB50	141,25	0,80	0,80	7,97	3,19	32,67	15,14	27,49
1127B	16H	10-14	27CB51	142,00	0,79	3,17	8,73	4,76	28,17	19,84	18,65
1127B	16H	93-97	27CB52	142,83	0,00	2,38	6,80	5,10	34,01	17,35	24,15
1127B	16H	10-14	27CB53	143,50	1,14	2,65	4,55	4,92	36,74	25,38	12,50
1127B	16H	88-92	27CB54	144,28	0,40	2,40	8,00	6,00	29,20	23,20	18,00
1127B	16H	10-14	27CB55	145,00	1,54	3,47	10,04	5,79	27,41	24,32	13,90
1127B	17X	13-17	27CB56	148,53	1,96	3,14	12,55	5,49	30,59	26,67	9,80
1127B	17X	90-94	27CB57	149,30	1,15	4,62	7,31	2,31	32,31	23,85	16,92
1127B	17X	10-14	27CB58	150,00	0,39	5,81	11,24	5,81	26,36	24,42	13,57
1127B	17X	90-94	27CB59	150,80	0,40	4,78	10,76	3,19	32,27	23,11	12,75
1127B	17X	10-14	27CB60	151,50	1,96	2,35	13,33	5,10	22,75	23,92	18,82
1127B	17X	91-95	27CB61	152,31	1,20	3,60	9,60	3,60	30,40	24,80	13,20
1127B	17X	10-14	27CB62	152,83	1,20	3,98	7,57	4,78	29,48	26,29	15,14
1127B	17X	88-92	27CB63	153,61	0,80	3,20	7,20	3,20	34,40	24,00	13,20
1127B	17X	10-14	27CB64	154,33	2,88	7,41	7,00	5,76	32,51	22,63	9,88
1127B	17X	60-64	27CB65	154,83	2,35	7,84	6,67	4,31	34,51	24,71	8,63
1127B	18X	11-15	27CB66	155,01	4,40	3,20	6,80	4,00	39,60	24,80	6,80
1127B	18X	88-92	27CB67	155,78	3,53	3,53	6,67	5,10	30,20	25,10	15,29
1127B	18X	11-15	27CB68	156,51	2,28	1,14	15,97	5,70	34,60	15,21	11,03
1127B	18X	88-92	27CB69	157,28	2,76	3,94	10,63	4,72	30,71	19,29	14,17
1127B	18X	11-15	27CB70	158,01	2,17	2,17	10,14	5,07	33,70	18,12	15,58
1127B	18X	88-92	27CB71	158,78	1,98	2,77	12,65	3,16	31,62	22,53	12,65
1127B	18X	11-15	27CB72	159,51	0,42	2,93	8,37	4,60	33,47	20,92	18,41
1127B	18X	88-92	27CB73	160,28	0,78	0,39	14,90	5,49	34,12	14,90	17,65
1127B	18X	11-15	27CB74	161,01	0,80	2,80	12,40	5,60	34,80	19,60	11,20
1127B	19X	10-14	27CB75	164,60	0,40	1,61	10,08	9,68	37,90	14,92	15,73
1127B	19X	88-92	27CB76	165,38	0,80	0,40	12,40	7,60	35,20	17,60	16,40
1127B	19X	10-14	27CB77	166,10	0,39	0,39	14,17	7,87	33,46	18,11	14,96
1127B	19X	88-92	27CB78	166,88	0,78	0,78	12,94	10,20	26,27	14,12	20,39
1127B	19X	10-14	27CB79	167,60	0,80	1,20	15,14	11,16	29,88	14,74	15,94
1127B	19X	88-92	27CB80	168,38	0,00	0,40	12,40	13,20	30,40	13,60	16,40
1127B	19X	10-14	27CB81	169,10	0,80	0,40	13,94	13,55	27,49	8,37	23,90
1127B	19X	88-92	27CB82	169,88	0,80	0,00	15,60	9,60	24,40	6,00	29,20
1127B	19X	10-14	27CB83	170,60	0,80	0,00	14,74	11,95	33,47	7,17	21,51

Quantitative Faziesanalyse Site 1127B, 35X–38X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe (mbsf)	%Bryoz. Detr.	%Rotalg. Detr.	%Tunik. Sp.	%Schwammn.	%Biokl.	%br Biokl.	%Mikrit
1127B	35X1	9-13	1127sax106	318,59	3,14	0,39	7,06	7,84	34,12	8,24	18,04
1127B	35X1	87-92	1127sax107	319,37	1,48	0	9,96	9,59	37,64	18,82	8,12
1127B	35X2	9-13	1127sax108	320,09	0	0	7,17	8,76	41,43	17,93	7,97
1127B	35X2	87-92	1127sax109	320,87	0,4	0	10,32	10,32	33,33	21,83	9,13
1127B	35X3	9-13	1127sax110	321,59	0,79	0	6,32	6,32	39,53	17,79	13,04
1127B	35X4	9-13	1127sax112	323,09	0,8	0	14,34	10,36	32,67	15,54	13,15
1127B	35X4	87-92	1127sax113	323,87	0	0	7,58	9,39	46,21	9,39	14,08
1127B	35X5	9-13	1127sax114	324,59	0,39	0	11,28	15,95	32,3	6,61	20,23
1127B	35X5	87-92	1127sax115	325,37	0	0	8,63	15,29	41,18	2,75	23,53
1127B	35X6	8-12	1127sax116	326,08	0	0	9,13	18,65	24,21	4,37	28,97
1127B	35X6	102-106	1127sax117	327,02	0,4	0	9,2	11,2	28,4	4,4	32
1127B	35X7	12-16	1127sax118	327,62	1,16	0	15,44	8,49	30,12	18,53	13,13
1127B	36X1	10-14	1127sax119	328,2	1,58	0	9,49	3,56	37,15	17	13,83
1127B	36X1	87-91	1127sax120	328,97	0,39	0	12,02	3,49	37,21	19,38	10,85
1127B	36X2	10-14	1127sax121	329,7	4,1	0,75	12,69	4,48	32,46	19,03	10,45
1127B	36X2	87-91	1127sax122	330,47	0	0	15,33	6,9	24,14	31,8	9,58
1127B	36X3	10-14	1127sax123	331,2	0,76	0	12,93	4,18	33,84	28,52	11,03
1127B	36X3	87-91	1127sax124	331,97	3,13	0	10,55	5,08	38,28	24,22	6,25
1127B	36X4	10-14	1127sax125	332,7	1,12	0	13,06	7,46	34,33	21,64	8,96
1127B	36X4	87-91	1127sax126	333,47	1,09	0,72	13,77	7,61	29,35	22,64	9,78
1127B	36X5	10-14	1127sax127	334,2	1,96	0	14,51	6,67	23,92	22,35	14,51
1127B	36X5	87-91	1127sax128	334,97	3,54	0	10,24	5,12	38,19	17,72	12,6
1127B	36X6	10-14	1127sax129	335,7	5,2	0	11,6	6,8	28,4	19,2	14,8
1127B	36X6	87-91	1127sax130	336,47	1,17	0	14,06	5,08	31,25	19,92	15,23
1127B	36X7	10-14	1127sax131	337,2	1,93	0	14,29	5,41	28,96	17,37	14,29
1127B	37X1	6-10	1127sax132	337,76	1,47	0	5,49	2,2	35,16	11,72	20,88
1127B	37X2	7-10	1127sax134	339,27	2,34	0	10,94	6,64	38,67	10,16	18,75
1127B	37X2	103-107	1127sax135	340,23	3,46	0	2,69	8,46	48,08	8,85	13,08
1127B	37X3	7-11	1127sax136	340,77	0,37	0	6,74	8,61	46,82	2,25	25,47
1127B	37X3	103-107	1127sax137	341,73	0	0	2,32	16,22	41,7	1,54	22,78
1127B	37X4	7-11	1127sax138	342,27	0,76	0	4,18	12,93	41,83	2,66	23,19
1127B	37X4	103-107	1127sax139	343,23	1,41	0	0,71	9,89	27,21	1,06	35,34
1127B	37X5	7-11	1127sax140	343,77	1,2	0	1,59	13,15	39,04	2,39	24,7
1127B	37X5	103-107	1127sax141	344,73	1,89	0	7,55	1,13	31,7	14,34	24,53
1127B	37X6	7-11	1127sax142	345,27	1,18	0	8,66	0,39	42,91	18,9	17,32
1127B	37X6	103-107	1127sax143	346,23	9,24	2,01	10,84	2,81	30,52	11,65	15,66
1127B	38X1	10-14	1127sax145	347,4	2	0	12	5,6	39,2	6	15,6
1127B	38X1	74-76	1127sax146	348,2	1,57	0	10,2	3,53	46,27	6,27	16,47

Quantitative Faziesanalyse Site 1127B, 38X-41X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe (mbsf)	%Bryoz.Detr.	%Rotalg.Detr.	%Tunik.Sp.	%Schwammn.	%Biokl.	%br.Biokl.	%Mikrit
1127B	38X2	10-14	1127sax147	348,9	2,33	0	12,84	5,45	41,25	7	15,18
1127B	38X2	90-94	1127sax148	349,7	0,39	0	8,24	7,45	43,53	6,27	19,61
1127B	38X3	10-14	1127sax149	350,4	3,41	0,38	13,26	5,3	43,56	4,92	12,12
1127B	38X3	90-94	1127sax150	351,2	1,98	0	7,94	5,16	41,67	4,37	24,6
1127B	38X4	10-14	1127sax151	351,9	5,65	0	3,53	13,43	33,22	2,83	25,8
1127B	38X4	90-94	1127sax152	352,7	1,16	0	3,09	9,27	40,15	6,56	22,78
1127B	38X5	10-14	1127sax153	353,4	0,76	0	1,14	8,33	39,02	5,3	26,89
1127B	38X5	90-94	1127sax154	354,2	1,15	0	1,54	10,77	41,54	4,23	27,69
1127B	38X6	10-14	1127sax155	354,9	1,6	0	1,2	11,2	41,6	6	23,2
1127B	38X6	90-94	1127sax156	355,7	1,84	0	0,37	11,4	39,71	5,51	19,85
1127B	38X7	10-14	1127sax157	356,4	0,39	0	1,93	11,58	37,45	5,79	28,96
1127B	39X1	10-14	1127sax158	357,1	1,95	0	8,2	3,52	37,11	6,25	17,58
1127B	39X1	90-94	1127sax159	357,9	1,19	0	8,3	1,19	32,81	28,06	14,62
1127B	39X2	10-14	1127sax160	358,6	16,09	0,38	9,58	1,53	33,33	8,43	16,09
1127B	39X2	90-94	1127sax161	359,4	2,56	0	4,4	2,56	37,36	10,26	16,12
1127B	39X3	10-14	1127sax162	360,1	0,34	0	8,47	0,68	36,27	11,19	31,19
1127B	39X3	90-94	1127sax163	360,9	0,76	0	9,92	1,53	37,79	7,63	30,53
1127B	39X4	10-14	1127sax164	361,6	0	0	6,23	1,38	43,94	6,92	31,83
1127B	39X4	90-94	1127sax165	362,4	1,08	0	11,15	1,8	41,37	10,79	19,42
1127B	39X5	10-14	1127sax166	363,1	0	0	10,03	3,01	32,78	17,39	26,76
1127B	39X5	90-94	1127sax167	363,9	1,75	0	7,34	1,4	39,51	8,74	23,78
1127B	39X6	10-14	1127sax168	364,6	0,96	0	9,65	0,96	34,08	8,04	32,8
1127B	39X6	90-94	1127sax169	365,4	0,74	0	6,99	1,1	34,56	6,62	31,25
1127B	39X7	10-14	1127sax170	366,1	1,21	0	3,23	0,81	30,24	3,23	55,65
1127B	40X1	25-30		366,85	3,6	0	13,2	11,6	28,8	11,2	18
1127B	40X1	130-135	1127be70	367,9	6,45	0	11,47	2,51	45,88	7,17	13,98
1127B	40X2	25-30		368,35	1,89	0	5,66	16,98	26,42	9,81	26,79
1127B	40X3	32-36		369,92	0	0	2,51	24,73	15,77	4,3	40,86
1127B	40X4	10-14		371,2	0,39	0	2,76	18,11	14,17	5,51	36,61
1127B	40X4	104-108	1127be72	372,14	2,36	0	13,39	3,94	16,93	25,2	25,59
1127B	40X5	10-14		372,7	3,11	0	9,73	1,95	36,19	15,95	21,4
1127B	40X5	82-86		373,42	3,09	0	11,97	11,58	28,57	6,56	21,62
1127B	40X6	10-14		373,7	1,52	0	11,79	7,98	25,86	8,37	29,28
1127B	40XCC	5-9		374,33	0,75	0	14,61	17,6	31,09	1,87	20,22
1127B	41X1	25-29		376,45	1,81	0	14,08	14,44	29,24	3,97	20,22
1127B	41X2	10-14		377,8	0	0	8,99	10,86	26,97	1,5	32,96
1127B	41X2	100-104		378,7	0,72	0	1,09	21,38	22,1	1,81	40,22
1127B	41X2	142-147	1127be73	379,12	0,36	0	1,08	19,78	16,19	3,24	49,28

Quantitative Faziesanalyse Site 1129C, 16H-18H

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Tiefe(mbsf)	%Bryoz. Detr.	%Rotalg. Detr.	%Tunik. Sp.	%Schwammn.	%Biokl.	%br. Biokl.	%Mikrit.
1129C	16H1	10-14	29CB1	140,40	23,24	0,00	11,20	0,83	29,05	6,22	21,99
1129C	16H1	90-94	29CB2	141,20	12,31	0,00	13,85	1,15	20,77	6,54	31,54
1129C	16H2	10-14	29CB3	141,90	9,29	0,00	17,84	0,37	17,47	8,55	34,94
1129C	16H2	75-79	29CB4	142,55	11,81	0,39	13,78	0,79	26,38	4,72	30,71
1129C	16H3	10-14	29CB5	143,40	5,60	0,00	17,20	0,40	19,60	12,40	33,60
1129C	16H3	80-84	29CB6	144,10	7,06	0,00	15,69	0,39	22,75	17,65	28,24
1129C	16H4	10-14	29CB7	144,90	8,00	0,40	16,80	1,20	18,80	11,60	29,60
1129C	16H4	85-89	29CB8	145,65	1,24	0,00	17,43	0,00	26,56	14,52	30,29
1129C	16H5	10-14	29CB9	146,40	1,20	1,99	10,76	0,00	22,71	22,31	26,69
1129C	16H5	85-89	29CB10	147,15	0,78	1,95	11,72	1,17	23,44	20,70	27,34
1129C	16H6	10-14	29CB11	147,90	4,62	4,23	8,46	0,00	28,46	18,46	20,38
1129C	16H6	82-86	29CB12	148,62	1,20	2,40	11,20	0,80	27,20	25,60	20,00
1129C	16H7	10-14	29CB13	149,40	1,99	0,00	13,55	0,80	31,47	17,53	21,91
1129C	17H1	41-45	29CB14	150,21	2,76	0,79	1,97	0,00	35,04	9,45	31,10
1129C	17H1	90-94	29CB15	150,70	2,80	0,40	0,00	2,00	34,40	11,60	30,80
1129C	17H2	10-14	29CB16	151,40	2,77	0,40	0,00	5,14	25,69	15,02	34,78
1129C	17H2	87-91	29CB17	152,17	4,80	0,00	2,00	3,60	37,60	9,60	29,60
1129C	17H3	10-14	29CB18	152,90	4,37	0,40	0,00	3,57	36,11	12,30	27,78
1129C	17H3	90-94	29CB19	153,70	0,77	0,00	0,00	6,51	42,15	11,11	24,52
1129C	17H4	10-14	29CB20	154,40	1,95	0,00	0,39	5,08	37,11	12,11	24,22
1129C	17H4	95-99	29CB21	155,25	4,38	0,00	0,00	3,98	40,24	12,75	24,30
1129C	17H5	10-14	29CB22	155,90	2,39	0,00	0,00	7,57	29,48	10,36	39,04
1129C	17H5	90-94	29CB23	156,70	1,60	0,40	0,00	5,20	40,80	12,80	28,00
1129C	17H6	10-14	29CB24	157,40	3,20	0,00	1,20	6,40	33,60	14,00	31,20
1129C	17H6	90-94	29CB25	158,20	1,20	0,00	0,40	8,84	35,74	12,85	27,31
1129C	17H7	10-14	29CB26	158,40	2,39	0,00	1,20	4,38	33,07	18,73	25,50
1129C	17H7	50-54	29CB27	158,80	2,80	0,00	0,80	8,80	29,20	17,20	28,00
1129C	18H1	23-27	29CB28	159,53	2,78	0,00	2,78	5,16	33,33	5,56	30,16
1129C	18H1	90-94	29CB29	160,20	8,88	0,77	2,32	5,41	37,07	8,49	19,31
1129C	18H2	10-14	29CB30	160,90	3,53	0,00	7,45	0,39	35,69	13,33	24,71
1129C	18H2	96-100	29CB31	161,76	3,56	0,40	5,14	0,40	39,13	15,81	22,53
1129C	18H3	10-14	29CB32	162,40	0,39	0,00	12,06	0,00	35,80	10,89	22,18
1129C	18H3	90-94	29CB33	163,20	3,00	0,43	15,88	0,86	35,19	8,15	25,75
1129C	18H4	10-14	29CB34	163,90	1,88	0,00	19,17	2,26	21,80	10,15	34,21
1129C	18H4	90-94	29CB35	164,70	1,15	0,38	15,77	3,85	27,31	13,08	27,69
1129C	18H5	10-14	29CB36	165,40	2,26	0,38	21,13	1,51	24,53	6,42	35,47
1129C	18H5	90-94	29CB37	166,20	10,36	0,00	12,35	3,98	26,29	5,18	31,47
1129C	18H6	10-14	29CB38	166,90	8,95	0,00	10,51	2,72	26,85	4,67	38,13

Quantitative Faziesanalyse Site 1129C, 18H-21H

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe(mbsf)	%Bryoz.Detr.	%Rotalg.Detr.	%Tunik.Sp.	%Schwammn.	%Biokl.	%br.Biokl.	%Mikrit
1129C	18H6	90-94	29CB39	167,70	2,66	0,00	8,37	2,28	33,08	10,27	31,56
1129C	18H7	10-14	29CB40	168,40	5,34	0,00	11,83	3,05	32,82	6,11	32,06
1129C	19H1	23-27	29CB41	169,03	2,80	0,80	8,00	3,20	31,20	8,40	28,00
1129C	19H1	90-94	29CB42	169,70	6,75	0,40	11,51	0,00	32,54	10,71	23,02
1129C	19H2	10-14	29CB43	170,40	7,17	0,40	12,75	1,20	34,26	10,76	25,10
1129C	19H2	104-108	29CB44	171,34	0,40	0,00	11,95	0,80	32,27	17,13	27,49
1129C	19H3	10-14	29CB45	171,90	3,95	0,00	13,44	0,40	32,02	8,70	30,83
1129C	19H3	96-100	29CB46	172,76	15,60	0,00	18,80	1,20	24,00	6,00	22,40
1129C	19H4	10-14	29CB47	173,40	15,57	0,00	16,39	0,41	18,03	4,10	34,84
1129C	19H4	104-108	29CB48	174,34	10,40	0,40	15,60	2,40	26,00	5,20	31,20
1129C	19H5	10-14	29CB49	174,90	18,80	0,00	12,40	1,20	24,00	2,00	32,00
1129C	19H5	89-93	29CB50	175,69	12,45	0,40	17,27	0,00	25,70	4,02	24,50
1129C	19H6	10-14	29CB51	176,40	12,70	0,00	15,08	0,79	30,95	5,95	20,24
1129C	19H6	88-92	29CB52	177,18	11,74	0,00	16,67	0,76	22,35	6,82	24,24
1129C	19H7	10-14	29CB53	177,90	6,80	0,00	0,40	3,20	41,20	8,00	28,40
1129C	20H1	4-8	29CB54	178,34	3,97	0,40	0,79	3,57	36,51	9,52	30,56
1129C	20H1	85-89	29CB55	179,15	4,01	0,00	0,00	4,38	38,69	10,22	28,10
1129C	20H2	10-14	29CB56	179,90	3,95	0,00	1,19	2,37	35,57	11,46	32,02
1129C	20H2	85-89	29CB57	180,65	1,20	0,40	2,79	1,99	31,08	15,54	36,06
1129C	20H3	85-89	29CB59	182,15	5,98	0,00	3,98	1,99	34,26	14,74	27,49
1129C	20H4	10-14	29CB60	182,90	3,59	0,40	3,59	6,77	29,08	11,95	33,47
1129C	20H4	90-94	29CB61	183,70	6,80	0,00	2,40	6,40	26,80	16,00	32,00
1129C	20H5	10-14	29CB62	184,40	4,38	0,00	4,78	5,58	27,49	12,75	31,08
1129C	20H5	85-89	29CB63	185,15	3,83	0,00	1,92	9,20	31,42	11,11	32,57
1129C	20H6	10-14	29CB64	185,90	4,14	0,00	3,01	5,26	36,84	12,41	25,19
1129C	20H6	85-89	29CB65	186,65	1,42	0,00	6,64	7,58	27,96	11,37	28,44
1129C	20H7	10-14	29CB66	187,40	2,84	0,95	6,16	4,27	43,60	9,95	19,43
1129C	20H7	50-54	29CB67	187,80	1,37	0,00	6,39	4,11	34,70	12,33	27,40
1129C	21H1	10-14	29CB68	187,90	9,71	0,49	4,85	0,97	33,50	13,59	21,84
1129C	21H2	10-14	29CB70	189,40	3,47	0,50	8,91	0,99	40,10	7,43	31,68
1129C	21H2	90-94	29CB71	190,20	4,85	0,00	5,34	1,94	46,60	8,25	21,36
1129C	21H3	10-14	29CB72	190,90	6,37	0,40	3,59	1,99	41,43	9,96	24,30
1129C	21H3	85-89	29CB73	191,65	4,23	0,77	5,00	4,23	40,77	8,08	27,31
1129C	21H4	10-14	29CB74	192,40	1,94	0,00	3,49	6,20	35,27	10,47	30,62
1129C	21H4	85-89	29CB75	193,15	2,32	0,00	5,02	4,25	42,47	9,65	23,94
1129C	21H5	10-14	29CB76	193,90	2,78	0,00	5,56	5,95	31,35	8,73	34,13

Quantitative Faziesanalyse Site 1129C, 27X-30X

Stiel/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe(mbsf)	%Byoz. Detr.	%Rotalg. Detr.	%Tunik. Sp.	%Schwammn.	%Biokl.	%br. Biokl.	%Milkrit
1129C	27X1	80-84		245,5	2,77	0,4	1,19	12,65	35,57	4,74	31,23
1129C	27X4	60-64		249,8	5,79	0	4,63	7,72	29,73	9,65	22,01
1129C	27XCC	10-14		252,2	6,8	0	3,2	14	26,4	5,2	27,6
1129C	28X1	35-39		254,75	1,99	0	3,19	5,58	34,26	8,37	32,27
1129C	28X1	130-134		255,7	0,79	0	9,49	2,37	32,41	17	21,34
1129C	28X2	105-109		256,95	10,61	0	10,23	6,82	21,21	2,65	34,85
1129C	28X3	120-124		258,6	6,99	0	12,5	0,37	29,78	5,88	27,21
1129C	28X3	145-149		258,85	12,2	0,39	11,42	0	25,59	4,72	29,53
1129C	28X4	75-79		259,65	10,38	0	15	0	36,54	2,69	16,54
1129C	28X5	65-69		261,05	3,2	0	20,4	0	36,8	8,8	18,8
1129C	28X6	40-44		261,8	9,73	0	5,84	0	33,46	9,34	26,46
1129C	28XCC	5-9		262,09	6,25	0	2,34	0	49,22	8,98	22,27
1129C	29X1	80-85		264,7	8	0	2,8	0	37,6	8	31,6
1129C	29X2	60-65		266	8,4	0	3,6	5,2	38,4	4,4	28
1129C	29X4	75-80		269,15	2,36	0	2,36	7,87	37,4	12,6	24,02
1129C	29X4	105-110		269,45	0,78	0	5,49	9,8	41,57	8,63	23,14
1129C	29X6	12-17		271,02	4,14	0	2,63	6,02	39,1	6,39	30,45
1129C	30X1	30-32		273,6	2,8	0	1,6	15,6	25,6	3,2	44,4
1129C	30X1	80-85		274,1	1,95	0	1,95	7,78	39,69	7	27,24
1129C	30X2	65-70		275,45	1,58	0	1,58	14,62	27,27	7,51	32,41
1129C	30X3	80-85		277,1	0,79	0	1,98	12,3	31,75	11,9	26,19
1129C	30X5	30-32		279,6	1,53	0	7,66	9,96	32,95	9,2	26,44
1129C	30XCC	10-15		280,94	1,63	0	17,14	0,82	30,61	7,76	27,76



Quantitative Faziesanalyse Site 1131A, 23X-26X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe(mbsf)	%Bryoz.Detr.	%Rotalg.Detr.	%Tunik.Sp.	%Schwammn.	%Biokl.	%br.Biokl.	%Mikrit
1131A	23X1	20-24	31sax20	197,2	4,67	0	3,11	5,45	34,24	10,51	25,29
1131A	23X1	85-89	31sax21	198,45	4,06	0	4,06	7,75	36,16	6,64	25,83
1131A	23X2	10-14	31sax22	199,2	2,76	0	5,12	5,51	34,65	13,39	28,74
1131A	23X2	85-89	31sax23	199,95	2,31	0	5,38	12,31	28,08	13,85	24,23
1131A	23X3	10-14	31sax24	200,7	1,59	0	9,16	13,94	25,9	9,56	25,9
1131A	23X3	85-89	31sax25	201,45	5,93	0	9,88	3,56	38,74	13,04	15,02
1131A	23X4	10-14	31sax26	202,2	0	0	4,76	16,67	22,62	5,56	37,7
1131A	23X4	85-89	31sax27	202,95	0	0	2,41	15,26	21,69	11,65	33,33
1131A	23X5	10-14	31sax28	203,7	0,79	0	1,98	9,49	30,83	11,07	32,81
1131A	24X1	10-14	31sax30	206,7	2	0	9,2	1,2	38	10,8	24
1131A	24X1	85-89	31sax31	207,45	3,19	0	6,37	1,2	39,84	21,91	14,74
1131A	24X2	10-14	31sax32	208,2	4,8	1,2	9,2	0,4	36,4	26,8	14,4
1131A	24X2	85-89	31sax33	208,95	2,33	0,39	7,78	1,95	38,52	17,9	17,9
1131A	24X3	10-14	31sax34	209,7	4,28	0	5,45	1,17	39,69	17,9	20,62
1131A	24X3	85-89	31sax35	210,45	3,97	0	5,95	1,98	46,03	11,9	24,21
1131A	24X4	10-14	31sax36	211,2	2,4	0	6	2,4	41,6	12	18
1131A	24X4	85-89	31sax37	211,95	1,6	0	7,6	5,2	38	10	27,2
1131A	24X5	10-14	31sax38	212,7	1,63	0	12,24	6,53	35,51	4,49	28,98
1131A	24X5	10-14	31sax39	213,45	1,57	0	11,42	8,66	37,01	10,24	24,8
1131A	24X6	20-24	31sax40	214,3	2,67	0,38	9,54	6,11	38,93	8,78	23,66
1131A	24X6	85-89	31sax41	214,95	1,15	0	10,38	8,46	30	13,08	26,15
1131A	25X1	21-25	31sax42	215,81	3,19	0	7,57	5,58	34,66	9,16	28,29
1131A	25X1	85-89	31sax43	216,45	1,59	0	15,14	6,37	26,69	2,39	37,05
1131A	25X2	10-14	31sax44	217,2	0,4	0	15,48	8,73	25,79	5,16	34,92
1131A	25X2	85-89	31sax45	217,95	0,8	0	10,44	8,43	28,51	6,43	33,73
1131A	25X3	10-14	31sax46	218,7	1,15	0	3,08	6,15	43,85	11,92	22,31
1131A	25X3	85-89	31sax47	219,45	1,6	0	4	8,8	33,6	6,4	32,4
1131A	25X4	10-14	31sax48	220,2	0,4	0	3,95	11,07	33,2	8,3	26,48
1131A	26X1	10-14	31sax50	225,1	0,38	0	2,65	12,12	29,55	6,44	37,12
1131A	26X1	85-89	31sax51	225,85	0,8	0	2,39	11,95	33,47	10,36	28,69
1131A	26X1	135-139	31sax52	226,35	1,8	0	3,24	8,27	36,69	9,71	19,42
1131A	26X2	10-14	31sax53	226,6	1,2	0	0,4	6,02	37,35	18,47	18,07
1131A	26X2	85-89	31sax54	227,35	1,58	0	7,11	6,72	38,74	11,07	17,79
1131A	26X3	10-14	31sax55	228,1	0,8	0	8,37	3,98	30,68	16,33	19,52
1131A	26X3	85-89	31sax56	228,85	0,39	1,56	11,67	1,56	36,58	10,89	24,12

Quantitative Faziesanalyse Site 1131A, 26X-27X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Tiefe(mbsf)	%Bryoz	Detr.	%Rotalg.	Detr.	%Tunik.	Sp.	%Schwammr	%Biokl.	%br. Biokl.	%Mikrit
1131A	26X4	10-14	31sax57	229,6	0	0	3,53	0	7,45	1,96	33,33	27,06	17,25	
1131A	26X4	85-89	31sax58	230,35	0	0	0,8	0	8	1,2	20	34	25,2	
1131A	26X5	10-14	31sax59	231,1	0	0	3,17	0	15,08	1,19	23,02	30,56	12,7	
1131A	26X5	85-89	31sax60	231,85	2,51	0,42	0,42	0	6,28	0	33,89	11,3	18,83	
1131A	26X6	10-14	31sax61	232,6	2,8	0,4	0,4	0	8,4	0,4	38,4	16,8	13,6	
1131A	27X1	10-14	31sax62	234,6	0,79	0	0	0	14,62	0	31,62	11,86	24,11	
1131A	27X1	85-89	31sax63	235,35	3,19	0	0	0,4	0,4	1,2	49,4	10,76	18,33	
1131A	27X2	10-14	31sax64	236,1	0,4	0	0	0	1,2	5,58	46,22	6,37	27,09	
1131A	27X2	85-89	31sax65	236,85	2,39	0	0	0	4,78	5,18	36,25	10,76	24,3	
1131A	27X3	10-14	31sax66	237,6	1,93	0	0	0	7,72	10,42	34,75	6,95	22,78	
1131A	27X3	85-89	31sax67	238,35	0,8	0	0	0	2	5,2	35,2	12,8	23,6	
1131A	27X4	10-14	31sax68	239,1	3,59	0,4	0,4	0	5,18	6,77	41,43	10,76	20,32	
1131A	27X4	85-89	31sax69	239,85	0,78	0	0	0	7,45	6,67	34,9	9,02	24,31	

Quantitative Faziesanalyse Site 1131A, 31X-37X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe(mbsf)	%Bryoz.Detr.	%Rotalg.Detr.	%Tunik.Sp.	%Schwammn.	%Biokl.	%br.Biokl.	%Mikrit
1131A	31X1	30-32		271,7	1,15	0	0,77	13,79	26,82	8,43	39,08
1131A	31X3	115-120		275,55	1,18	0	0,39	16,47	20	3,92	43,14
1131A	31X4	75-80		276,65	1,59	0	1,19	10,71	20,63	7,14	38,49
1131A	31X5	30-32		277,7	1,23	0	3,28	13,93	25,41	9,84	30,33
1131A	31X6	75-80		279,65	2,29	0	4,96	13,36	23,28	9,54	31,3
1131A	32X1	30-32		281,2	0,82	0	11,07	3,28	24,59	21,72	20,08
1131A	32X2	10-15		282,5	1,19	0	12,65	3,95	14,62	25,3	31,23
1131A	32X2	135-140		283,75	0	0,4	14,8	1,6	17,6	30	20
1131A	32X3	0-5		283,9	0	0,41	15,04	6,5	8,54	29,27	21,54
1131A	32X4	10-15		285	1,58	0,4	18,97	4,35	28,46	9,09	20,55
1131A	32XCC	5-10		285,52	5,16	0	12,7	13,49	25,4	6,35	23,02
1131A	32XCC	10-15		285,57	1,59	0,4	0,4	1,59	17,93	0,8	51
1131A	33X1	30-32		290,7	0	0	4,71	22,75	9,41	9,41	38,04
1131A	33X3	30-32		293,7	0,8	0	0	14,34	25,1	3,98	42,63
1131A	33X6	40-45		298,3	1,98	0,79	0	13,1	30,56	7,94	31,35
1131A	34X1	30-32		300,2	1,99	0	1,2	13,55	23,11	5,18	42,63
1131A	34X2	75-80		302,15	0	0	0,79	19,84	25,79	4,76	33,73
1131A	34X3	105-110		303,95	2,79	0	0	15,14	28,29	9,96	27,09
1131A	34X3	30-32		303,2	2	0	0,4	20,4	14	6,4	42
1131A	34X4	115-120		305,55	1,24	0	0	13,28	19,5	3,73	44,4
1131A	34X6	55-60		307,95	5,38	0	0,38	13,08	19,62	5	36,92
1131A	34X7	10-15		309	3,57	0	0,79	13,1	25	3,97	38,1
1131A	35X1	10-14	31sax70	309,6	3,14	0	0	9,8	45,1	2,35	22,75
1131A	35X1	85-89	31sax71	310,35	0,76	0	1,14	4,18	44,49	2,66	29,28
1131A	35X2	10-14	31sax72	311,1	0,36	0	11,64	2,55	35,64	9,09	24,36
1131A	35X2	85-89	31sax73	311,85	0,8	0	8,03	0	32,93	26,91	19,68
1131A	35X3	10-14	31sax74	312,6	2	0	8	1,2	30,8	28,4	17,2
1131A	35X3	85-89	31sax75	313,35	0,8	0	7,97	0,8	22,31	28,29	26,29
1131A	36X1	10-14	31sax76	319,2	11,72	0	0	2,56	53,11	4,03	9,16
1131A	36X1	91-95	31sax77	320,01	8,3	0	1,19	3,56	51,78	3,16	13,04
1131A	36X2	85-89	31sax79	321,45	4,6	0	4,98	3,07	53,26	3,83	13,79
1131A	36X3	10-14	31sax80	322,2	4,3	0	9,68	3,58	51,25	3,58	15,05
1131A	36X4	10-14	31sax82	323,7	4,76	0	10,32	3,97	48,81	6,75	10,71
1131A	37X1	10-14	31sax84	328,8	8,8	0	0	3,6	40	2,4	15,6
1131A	37X1	85-89	31sax85	329,55	17,86	0	0	3,17	39,68	6,35	17,46

Quantitative Faziesanalyse Site 1131A, 37X-38X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe(mbsf)	%Bryoz. Detr.	%Rotalg. Detr.	%Tunik. Sp.	%Schwammn.	%Biokl.	%br. Biokl.	%Mikrit
1131A	37X2	10-14	31sax86	330,3	7,63	0	0,38	2,29	53,05	7,63	6,49
1131A	37X2	85-89	31sax87	331,05	13,25	0	0	4,42	45,38	3,21	14,06
1131A	37X3	10-14	31sax88	331,8	9,27	0	0	4,63	54,44	2,32	13,9
1131A	37X3	85-89	31sax89	332,55	12,6	0	0,39	11,42	42,13	4,72	10,24
1131A	38X1	12-16	31sax90	338,42	4,94	0	0,38	17,11	41,06	3,42	22,81
1131A	38X1	85-89	31sax91	339,15	4,81	0	0	9,97	51,55	3,78	20,62
1131A	38X2	10-14	31sax92	339,9	3,45	0	0	9,96	55,17	3,83	14,18
1131A	38X2	85-89	31sax93	340,65	3,68	0	0	12,27	52,76	0,92	21,17
1131A	38X3	10-14	31sax94	341,4	2,9	0	0	14,13	50,36	1,45	14,49
1131A	38X3	85-89	31sax95	342,15	5,91	0	0	11,42	55,12	2,76	14,57
1131A	38X4	10-14	31sax96	342,9	11,42	0	0,39	9,06	57,09	1,18	9,06
1131A	38X4	85-89	31sax97	343,65	0,77	0	0	10,81	48,65	0,39	23,55
1131A	38X5	10-14	31sax98	344,4	8	0	0	5,67	50,67	1	23,67
1131A	38X6	10-14	31sax100	345,9	2,33	0	0,78	10,08	49,61	1,55	20,16
1131A	38X6	85-89	31sax101	346,65	3,42	0	0	12,55	39,54	1,9	29,28
1131A	38X7	10-14	31sax102	346,9	3,37	0	1,5	12,36	35,58	3,37	30,71
1131A	38X7	75-79	31sax103	347,55	1,49	0	3,73	13,43	39,55	0	29,85

Quantitative Faziesanalyse Site 1009A, 9H-17X

Site/Hole	Core/Sect	Top/Bottom	Probennr.	Teufe (m)	%plankt. Foram.	%benth. Foram.	%Tunk. Sp.	%Biokl.	%br. Biokl.	%Biokl. Summe	%Peloides&Kotp.	%Mikrit	%Grünal.br.	%Lithokl.
1009A	9H4	70-72	9sax1	66,50	1,18	0,78	12,55	6,27	0,00	6,27	3,14	65,49	10,59	0,00
1009A	9H5	70-72	9sax2	68,00	2,41	2,81	8,03	2,81	0,00	2,81	0,40	70,68	11,24	0,00
1009A	9H6	70-72	9sax3	69,50	0,38	1,53	9,96	4,21	1,53	5,75	0,00	79,69	2,68	0,00
1009A	10X1	72-74	9sax4	71,52	9,13	5,56	7,94	6,35	0,40	6,75	2,38	53,97	7,94	3,17
1009A	10X1	111-113	9sax5	71,91	17,55	6,12	2,04	11,43	2,04	13,47	12,24	36,73	1,63	8,57
1009A	11X1	67-69	9sax6	74,47	5,95	13,10	1,59	2,78	1,59	4,37	52,38	20,24	1,98	0,00
1009A	11X2	75-77	9sax7	76,05	5,53	11,46	5,53	6,32	0,40	6,72	43,08	25,30	1,58	0,00
1009A	11X3	75-77	9sax8	77,55	6,09	6,96	7,39	0,87	0,00	0,87	40,87	33,48	3,04	0,00
1009A	11X4	75-77	9sax9	79,05	4,37	3,97	9,13	4,76	0,00	4,76	14,29	55,56	7,54	0,00
1009A	11X5	70-72	9sax10	80,03	4,31	4,31	9,41	6,27	0,00	6,27	10,98	53,73	9,80	0,00
1009A	11X6	75-77	9sax11	81,85	1,19	2,38	11,11	4,76	0,40	5,16	10,32	63,89	4,76	0,00
1009A	12X1	45-47	9sax12	83,75	4,40	14,40	4,40	12,00	1,60	13,60	8,40	31,20	22,80	0,00
1009A	13X1	95-97	9sax13	87,25	4,78	11,95	4,78	6,77	0,00	6,77	18,33	35,86	15,94	0,00
1009A	13X2	95-97	9sax14	88,75	4,38	15,94	3,98	5,18	0,00	5,18	21,91	38,25	9,56	0,00
1009A	13X3	45-47	9sax15	89,75	8,33	12,70	4,76	6,35	0,00	6,35	13,89	42,06	11,11	0,00
1009A	13X3	95-97	9sax16	90,25	4,00	12,80	7,20	3,60	0,00	3,60	18,00	35,20	19,20	0,00
1009A	13X4	70-72	9sax17	91,50	6,77	7,17	5,18	5,18	0,00	5,18	27,89	39,84	6,77	0,00
1009A	13X5	70-72	9sax18	93,00	2,76	3,54	5,12	5,51	0,00	5,51	36,61	37,01	9,06	0,00
1009A	13X6	70-72	9sax19	94,50	1,14	3,04	5,32	6,46	0,00	6,46	14,83	54,75	13,69	0,00
1009A	14X1	132-134	9sax20	97,12	1,20	5,58	10,76	8,37	0,00	8,37	1,99	51,79	19,12	0,00
1009A	14X2	95-97	9sax21	98,25	6,83	0,00	10,84	8,84	0,00	8,84	0,00	63,45	8,03	0,00
1009A	14X3	100-102	9sax22	99,80	19,61	4,31	3,53	10,59	0,39	10,98	0,00	40,78	15,29	0,00
1009A	14X4	95-97	9sax23	101,25	2,36	1,57	11,81	3,54	0,39	3,94	3,15	69,69	4,72	0,00
1009A	14X5	95-97	9sax24	102,75	2,67	4,58	6,11	4,20	2,67	6,87	6,11	53,05	20,23	0,00
1009A	14X6	130-132	9sax25	104,60	10,40	6,40	4,40	10,00	9,60	19,60	14,00	30,00	12,00	0,40
1009A	15X1	70-72	9sax26	106,00	2,62	12,73	4,87	3,75	3,75	7,49	28,84	33,71	8,61	0,00
1009A	15X2	70-72	9sax27	107,50	2,38	5,56	9,92	4,37	0,79	5,16	31,75	43,65	0,79	0,00
1009A	15X3	70-72	9sax28	109,00	2,80	8,00	8,40	3,20	4,00	7,20	14,80	54,40	2,40	0,00
1009A	15X4	70-72	9sax29	110,50	4,76	12,70	7,14	7,14	3,57	10,71	11,90	42,46	9,52	0,00
1009A	15X5	22-24	9sax30	111,52	3,97	5,56	6,75	6,35	0,40	6,75	0,79	72,62	1,98	0,00
1009A	16X1	28-30	9sax31	112,08	12,64	8,05	3,83	11,88	5,36	17,24	14,94	34,48	6,90	0,00
1009A	16X1	130-132	9sax32	113,10	4,88	6,50	7,32	7,32	5,69	13,01	15,85	44,72	4,88	0,00
1009A	17X1	45-50	9sax33	114,25	2,35	0,78	13,33	7,84	0,78	8,63	0,00	69,41	4,31	0,00
1009A	17X2	45-47	9sax34	115,75	4,38	8,76	7,57	10,76	4,78	15,54	11,95	41,83	9,56	0,00
1009A	17X3	45-47	9sax35	117,25	1,89	1,89	7,92	10,19	3,40	13,58	4,91	50,57	17,36	0,00

Korngrößen-Analyse Site 1127B, 35X-39X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Teufe(mbsf)	Probennr.	Teufe(mbsf)	% < 32	% 32-63	% > 63
1127B	35X1	9-13	318,59	1127sax106	318,59	77,35	11,66	10,99
1127B	35X1	87-92	319,37	1127sax107	319,37	72,58	18,58	8,84
1127B	35X2	9-13	320,09	1127sax108	320,09	68,48	18,08	13,44
1127B	35X2	87-92	320,87	1127sax109	320,87	71,73	19,69	8,58
1127B	35X3	9-13	321,59	1127sax110	321,59	74,7	17,87	7,43
1127B	35X3	87-97	322,34	1127sax111	322,37	76,01	17,41	6,58
1127B	35X4	9-13	323,09	1127sax112	323,09	78,86	15,25	5,89
1127B	35X4	87-92	323,87	1127sax113	323,87	75,98	15,62	8,4
1127B	35X5	9-13	324,59	1127sax114	324,59	81,68	14,14	4,17
1127B	35X5	87-92	325,37	1127sax115	325,37	82,26	12,76	4,98
1127B	35X6	8-12	326,08	1127sax116	326,08	85,7	11,03	3,28
1127B	35X6	102-106	327,02	1127sax117	327,02	82,88	12,88	4,24
1127B	35X7	12-16	327,62	1127sax118	327,62	74,69	19,34	5,96
1127B	36X1	10-14	328,2	1127sax119	328,2	72,12	19,33	8,55
1127B	36X1	87-91	328,97	1127sax120	328,97	74,67	18,44	6,9
1127B	36X2	10-14	329,7	1127sax121	329,7	74,42	19,35	6,22
1127B	36X2	87-91	330,47	1127sax122	330,47	78,86	16,88	4,26
1127B	36X3	10-14	331,2	1127sax123	331,2	79,13	16,41	4,46
1127B	36X3	87-91	331,97	1127sax124	331,97	70,7	17,44	11,86
1127B	36X4	10-14	332,7	1127sax125	332,7	73,64	19,4	6,96
1127B	36X4	87-91	333,47	1127sax126	333,47	71,27	21,12	7,61
1127B	36X5	10-14	334,2	1127sax127	334,2	75,73	17,35	6,93
1127B	36X5	87-91	334,97	1127sax128	334,97	72,64	15,52	11,84
1127B	36X6	10-14	335,7	1127sax129	335,7	74,78	17,88	7,35
1127B	36X6	87-91	336,47	1127sax130	336,47	71,97	19,44	8,59
1127B	36X7	10-14	337,2	1127sax131	337,2	66,94	22,11	10,95
1127B	37X1	6-10	337,76	1127sax132	337,76	66,84	25,93	7,23
1127B	37X1	65-67	338,35	1127pp129	338,35	72,77	22,65	4,58
1127B	37X2	7-10	339,27	1127sax134	339,27	72,01	22,48	5,51
1127B	37X2	103-107	340,23	1127sax135	340,23	70,28	21,5	8,23
1127B	37X3	7-11	340,77	1127sax136	340,77	79,3	17,66	3,05
1127B	37X3	87-89	341,57	1127pp130	341,57	79,12	17,5	3,38
1127B	37X4	7-11	342,27	1127sax138	342,27	85,1	12,09	2,82
1127B	37X4	103-107	343,23	1127sax139	343,23	83,12	12,96	3,93
1127B	37X5	7-11	343,77	1127sax140	343,77	80,54	14,57	4,89
1127B	37X5	92-94	344,62	1127pp131	344,62	87,28	10,91	1,8
1127B	37X6	7-11	345,27	1127sax142	345,27	86,75	12,62	0,63
1127B	37X6	103-107	346,23	1127sax143	346,23	73,02	23,26	3,72
1127B	38X1	10-14	347,40	1127sax145	347,4	65,08	22,78	12,15
1127B	38X1	74-76	348,04	1127-pp-132	348,04	73,22	18,59	8,19
1127B	38X2	10-14	348,90	1127sax147	348,9	61,97	26,83	11,19
1127B	38X2	90-94	349,70	1127sax148	349,7	65,93	23,97	10,1
1127B	38X3	10-14	350,40	1127sax149	350,4	73,14	16,18	10,68
1127B	38X3	74-76	351,04	1127-pp-133	351,04	75,05	19,46	5,48
1127B	38X4	10-14	351,90	1127sax151	351,9	73,26	17,5	9,24
1127B	38X4	90-94	352,70	1127sax152	352,7	76,44	19,07	4,5
1127B	38X5	10-14	353,40	1127sax153	353,4	78,01	17,49	4,51
1127B	38X5	74-76	354,04	1127-pp-134	354,04	75	21,16	3,84
1127B	38X6	10-14	354,90	1127sax155	354,9	79,78	16,48	3,74
1127B	38X6	90-94	355,70	1127sax156	355,7	78,44	15,83	5,74
1127B	38X7	10-14	356,40	1127sax157	356,4	78,36	14,85	6,79
1127B	38X7	39-41	356,69	1127-pp-135	356,69	79,87	14,6	5,53
1127B	39X1	10-14	357,10	1127sax158	357,1	77,35	16,53	6,12
1127B	39X2	10-14	358,60	1127sax160	358,6	56,79	19,64	23,57
1127B	39X2	74-76	359,24	1127-pp-136	359,24	65,96	20,21	13,82
1127B	39X2	90-94	359,40	1127sax161	359,4	55,31	17,94	26,74
1127B	39X3	10-14	360,10	1127sax162	360,1	76,17	13,18	10,65
1127B	39X3	90-94	360,90	1127sax163	360,9	73,51	16,43	10,06
1127B	39X4	10-14	361,60	1127sax164	361,6	70,3	24,26	5,45
1127B	39X4	74-76	362,24	1127-pp-137	362,24	73,39	20,49	6,13
1127B	39X5	10-14	363,10	1127sax166	363,1	85,73	12,34	1,93
1127B	39X5	90-94	363,90	1127sax167	363,9	70,11	19,95	9,93
1127B	39X6	10-14	364,60	1127sax168	364,6	68,85	19,58	11,57
1127B	39X6	74-76	365,24	1127-pp-138	365,24	77,36	20,22	2,43
1127B	39X7	10-14	366,10	1127sax170	366,1	66,44	22,34	11,22

Korngrößen-Analyse Site 1129C, 27X-30X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe(mbsf)	% <32	% 32-63	% >63
1129C	27X1	30 - 32	29C IS 69	245,00	18,27	56,35	25,38
1129C	27X1	62 - 64	1129 pp 171	245,32	67,23	19,15	13,62
1129C	27X2	87 - 89	1129 pp 172	247,07	68,97	18,62	12,41
1129C	27X3	30 - 32	29C IS 70	248,00	64,86	17,17	17,97
1129C	27X3	76 - 78	1129 pp 173	248,46	65,23	17,32	17,44
1129C	27X4	76 - 78	1129 pp 174	249,96	69,00	16,67	14,33
1129C	27X5	30 - 32	29C IS 71	251,00	71,61	16,48	11,91
1129C	27X5	74 - 76	1129 pp 175	251,44	76,45	13,94	9,62
1129C	28X1	30 - 32	29C IS 72	254,70	72,78	17,09	10,13
1129C	28X1	74 - 76	1129 pp 176	255,14	71,83	20,67	7,50
1129C	28X2	43 - 45	1129 pp 177	256,33	88,52	8,87	2,62
1129C	28X3	30 - 32	29C IS 73	257,70	80,51	9,66	9,83
1129C	28X3	114 - 116	1129 pp 180	258,54	55,83	9,55	34,62
1129C	28X4	45 - 47	1129 pp 181	259,35	62,67	14,77	22,57
1129C	28X5	30 - 32	29C IS 74	260,70	72,22	16,98	10,80
1129C	28X5	59 - 61	1129 pp 182	260,99	69,42	17,12	13,47
1129C	29X1	30 - 32	29C IS 75	264,20	62,77	15,24	21,99
1129C	29X2	69 - 71	1129 pp 184	266,09	69,58	17,51	12,91
1129C	29X3	30 - 32	29C IS 76	267,20	74,33	16,10	9,57
1129C	29X3	110 - 112	1129 pp 185	268,00	70,77	18,84	10,39
1129C	29X4	45 - 47	1129 pp 186	268,85	77,47	15,52	7,01
1129C	29X5	30 - 32	29C IS 77	270,20	80,42	8,25	11,32
1129C	29X5	42 - 44	1129 pp 187	270,32	77,90	13,57	8,53
1129C	29X6	9 - 11	1129 pp 188	270,99	75,00	14,50	10,50
1129C	29XCC	8 - 10	1129 pp 189	271,57	76,69	13,84	9,47
1129C	30X1	86 - 88	1129 pp 190	274,16	79,04	12,37	8,59
1129C	30X2	86 - 88	1129 pp 191	275,66	82,91	10,59	6,51
1129C	30X3	30 - 32	29C IS 79	276,60	81,70	12,72	5,58
1129C	30X3	86 - 88	1129 pp 192	277,16	83,87	11,40	4,73
1129C	30X4	86 - 88	1129 pp 193	278,66	85,19	10,76	4,05
1129C	30X5	86 - 88	1129 pp 194	280,16	84,36	12,23	3,41

Korngrößen-Analyse Site 1131A, 35X-38X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe(mbsf)	% <32	% 32-63	% >63
1131A	35X1	83-85	1131pp160	310,33	60,92	26,16	12,92
1131A	35X2	10-14	1131sax72	311,10	75,91	20,95	3,15
1131A	35X2	66-68	1131pp161	311,66	77,90	19,63	2,46
1131A	35X3	10-14	1131sax74	312,60	80,57	15,72	3,71
1131A	35X3	66-68	1131pp162	313,16	73,13	20,25	6,63
1131A	36X1	10-14	1131sax76	319,20	33,14	25,67	41,19
1131A	36X2	23-27	1131sax78	319,99	52,16	25,10	22,75
1131A	36X1	89-91	1131-pp-163	320,83	53,45	30,00	16,55
1131A	36X2	50-52	1131-pp-164	321,10	62,93	24,48	12,59
1131A	36X3	10-14	1131sax80	322,20	61,84	18,38	19,78
1131A	36X3	76-78	1131-pp-165	322,86	67,11	19,86	13,03
1131A	36X4	10-14	1131sax82	323,70	41,55	25,05	33,40
1131A	36X4	32-34	1131-pp-166	323,92	60,17	26,59	13,25
1131A	36XCC	4-6	1131-pp-167	324,41	70,38	22,74	6,88
1131A	37X1	9-11	1131-pp-168	328,79	58,20	17,27	24,53
1131A	37X1	85-89	1131sax85	329,55	43,35	23,41	33,24
1131A	37X2	10-14	1131sax86	330,30	36,48	16,39	47,13
1131A	37X2	47-49	1131-pp-169	330,67	48,88	22,92	28,20
1131A	37X3	10-14	1131sax88	331,80	47,96	17,20	34,84
1131A	37X3	49-51	1131-pp-170	332,19	54,46	23,60	21,94
1131A	38X1	10-12	1131-pp-171	338,40	74,29	19,91	5,81
1131A	38X1	109-111	1131-pp-172	339,39	63,58	24,75	11,68
1131A	38X2	77-79	1131-pp-173	340,57	71,06	23,27	5,68
1131A	38X3	10-14	1131sax94	341,40	68,26	21,01	10,73
1131A	38X3	76-78	1131-pp-174	342,06	65,92	25,53	8,56
1131A	38X4	10-14	1131sax96	342,90	66,56	19,04	14,40
1131A	38X4	62-64	1131-pp-175	343,42	67,34	24,87	7,79
1131A	38X5	10-14	1131sax98	344,40	61,29	18,75	19,97
1131A	38X5	37-39	1131-pp-176	344,67	53,27	34,11	12,62
1131A	38X6	11-13	1131-pp-177	345,91	71,69	21,51	6,80
1131A	38X6	85-89	1131sax101	346,65	77,95	14,93	7,12
1131A	38X7	10-14	1131sax102	346,90	71,99	19,17	8,84
1131A	38X7	75-79	1131sax103	347,55	80,12	13,40	6,48



Karbonatmineralogische-Analyse Site 1127B, 37X-39X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Teufe(mbsf)	Probennr.	McGP% <4	DoGP% <4	ArGP% <4
1127B	37X1	6-10	337.76	1127sax132	0,61	0,07	1,93
1127B	37X1	65-67	338.35	1127pp129	0,67	0,08	1,97
1127B	37X2	7-10	339.27	1127sax134	0,17	0,02	0,56
1127B	37X2	103-107	340.23	1127sax135	0,24	0,04	0,87
1127B	37X3	7-11	340.77	1127sax136	0,25	0,05	1,23
1127B	37X3	87-89	341.57	1127pp130	0,12	0,03	0,5
1127B	37X4	7-11	342.27	1127sax138	0,03	0,01	0,23
1127B	37X4	103-107	343.23	1127sax139	0,1	0,04	0,18
1127B	37X5	7-11	343.77	1127sax140	0,06	0,03	0,14
1127B	37X5	92-94	344.62	1127pp131	0	0	0
1127B	37X6	7-11	345.27	1127sax142	0,87	0,03	0,72
1127B	37X6	103-107	346.23	1127sax143	0,19	0,01	0,31
1127B	38X1	10-14	347.40	1127sax145	3,01	0	5,23
1127B	38X1	74-76	348.04	1127-pp-132	3,28	0,25	5,09
1127B	38X2	10-14	348.90	1127sax147	1,44	0,14	3,36
1127B	38X2	90-94	349.70	1127sax148	1,29	0,32	3,15
1127B	38X3	10-14	350.40	1127sax149	2,46	0,6	5,64
1127B	38X3	74-76	351.04	1127-pp-133	1,7	0,4	4,38
1127B	38X4	10-14	351.90	1127sax151	1,7	0,45	4,59
1127B	38X4	90-94	352.70	1127sax152	1,87	0,67	4,62
1127B	38X5	10-14	353.40	1127sax153	0,47	0,25	1,83
1127B	38X5	74-76	354.04	1127-pp-134	1,17	0,05	2,78
1127B	38X6	10-14	354.90	1127sax155	2,5	0,16	5,19
1127B	38X6	90-94	355.70	1127sax156	2,05	0,11	5,48
1127B	38X7	10-14	356.40	1127sax157	0,63	0,05	1,28
1127B	38X7	39-41	356.69	1127-pp-135	0,2	0,01	0,42
1127B	39X1	10-14	357.10	1127sax158	4,75	0,36	6,9
1127B	39X2	10-14	358.60	1127sax160	3,4	0,17	3,28
1127B	39X2	74-76	359.24	1127-pp-136	1,29	0	1,09
1127B	39X2	90-94	359.40	1127sax161	3,14	0,04	3,21
1127B	39X3	10-14	360.10	1127sax162	5,37	0,23	7,05
1127B	39X3	90-94	360.90	1127sax163	1,49	0,03	2,94
1127B	39X4	10-14	361.60	1127sax164	0,4	0,01	1,11
1127B	39X4	74-76	362.24	1127-pp-137	4,17	0	5,22
1127B	39X5	10-14	363.10	1127sax166	0,38	0,02	0,45
1127B	39X5	90-94	363.90	1127sax167	0,12	0	0,24
1127B	39X6	10-14	364.60	1127sax168	1,16	0,02	1,63
1127B	39X6	74-76	365.24	1127-pp-138	4,63	0,2	6,28
1127B	39X7	10-14	366.10	1127sax170	0,16	0,01	0,83

Karbonatmineralogische-Analyse Site 1127B, 37X-39X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Teufe(mbsf)	Probennr.	McGP%4-32	DoGP%4-32	ArGP%4-32
1127B	37X1	6-10	337.76	1127sax132	8,1	2,69	22,18
1127B	37X1	65-67	338.35	1127pp129	8,57	3,24	21,6
1127B	37X2	7-10	339.27	1127sax134	0	4,2	20,89
1127B	37X2	103-107	340.23	1127sax135	6,38	6,48	19,86
1127B	37X3	7-11	340.77	1127sax136	0	4,39	21,09
1127B	37X3	87-89	341.57	1127pp130	2,81	6,11	23,14
1127B	37X4	7-11	342.27	1127sax138	3,35	3,8	16,75
1127B	37X4	103-107	343.23	1127sax139	3,85	1,34	7,31
1127B	37X5	7-11	343.77	1127sax140	0	2,04	9,68
1127B	37X5	92-94	344.62	1127pp131	12,15	2,65	17,02
1127B	37X6	7-11	345.27	1127sax142	26,42	1,27	15,07
1127B	37X6	103-107	346.23	1127sax143	13,68	2,41	14,45
1127B	38X1	10-14	347.40	1127sax145	6,74	1,21	14,18
1127B	38X1	74-76	348.04	1127-pp-132	6,68	2,6	17,93
1127B	38X2	10-14	348.90	1127sax147	5,72	2,45	16,05
1127B	38X2	90-94	349.70	1127sax148	8,05	2,69	15
1127B	38X3	10-14	350.40	1127sax149	1,59	3,65	17,25
1127B	38X3	74-76	351.04	1127-pp-133	2,26	5,93	16,49
1127B	38X4	10-14	351.90	1127sax151	1,81	4,09	14,61
1127B	38X4	90-94	352.70	1127sax152	2,1	6,59	14,02
1127B	38X5	10-14	353.40	1127sax153	3,14	3,2	12,69
1127B	38X5	74-76	354.04	1127-pp-134	1,91	6,5	16,65
1127B	38X6	10-14	354.90	1127sax155	1,59	2,99	16,7
1127B	38X6	90-94	355.70	1127sax156	0,95	5,3	16,43
1127B	38X7	10-14	356.40	1127sax157	2,35	2,17	12,26
1127B	38X7	39-41	356.69	1127-pp-135	5,18	1,97	11,89
1127B	39X1	10-14	357.10	1127sax158	5,59	1,75	10,84
1127B	39X2	10-14	358.60	1127sax160	5,73	4,73	9,73
1127B	39X2	74-76	359.24	1127-pp-136	10,73	0,54	11,84
1127B	39X2	90-94	359.40	1127sax161	6,66	0,85	8,99
1127B	39X3	10-14	360.10	1127sax162	3,06	2,83	18,71
1127B	39X3	90-94	360.90	1127sax163	7,77	4,54	15,45
1127B	39X4	10-14	361.60	1127sax164	9,88	3,24	20,25
1127B	39X4	74-76	362.24	1127-pp-137	5,01	3,41	19,05
1127B	39X5	10-14	363.10	1127sax166	29,2	2,14	18,94
1127B	39X5	90-94	363.90	1127sax167	18,2	1,32	14,7
1127B	39X6	10-14	364.60	1127sax168	17,37	1,74	18,36
1127B	39X6	74-76	365.24	1127-pp-138	5,87	3,34	19,26
1127B	39X7	10-14	366.10	1127sax170	2,43	4,01	19,38

Karbonatmineralogische-Analyse Site 1127B, 37X-39X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Teufe(mbsf)	Probennr.	McGP%32-63	DoGP%32-63	ArGP%32-63
1127B	37X1	6-10	337.76	1127sax132	0	0,84	8,52
1127B	37X1	65-67	338.35	1127pp129	0	1,78	7,24
1127B	37X2	7-10	339.27	1127sax134	0	1,37	5,93
1127B	37X2	103-107	340.23	1127sax135	1,37	3,18	1,86
1127B	37X3	7-11	340.77	1127sax136	1,1	1,33	1,43
1127B	37X3	87-89	341.57	1127pp130	0,99	1,84	0,79
1127B	37X4	7-11	342.27	1127sax138	0,62	0,72	0,37
1127B	37X4	103-107	343.23	1127sax139	0,81	0,21	0,49
1127B	37X5	7-11	343.77	1127sax140	0,69	0,61	0,57
1127B	37X5	92-94	344.62	1127pp131	0,93	0,26	3,25
1127B	37X6	7-11	345.27	1127sax142	6,31	0,21	3,68
1127B	37X6	103-107	346.23	1127sax143	7,44	0,52	6,09
1127B	38X1	10-14	347.40	1127sax145	3,55	1,42	6,93
1127B	38X1	74-76	348.04	1127-pp-132	0	0,49	6,04
1127B	38X2	10-14	348.90	1127sax147	1,75	1,13	8,61
1127B	38X2	90-94	349.70	1127sax148	1,15	1	5,75
1127B	38X3	10-14	350.40	1127sax149	1,19	0,85	3,87
1127B	38X3	74-76	351.04	1127-pp-133	0,99	1,37	3,3
1127B	38X4	10-14	351.90	1127sax151	1,06	0,82	1,98
1127B	38X4	90-94	352.70	1127sax152	1,28	2,49	1,15
1127B	38X5	10-14	353.40	1127sax153	0	0,75	1,02
1127B	38X5	74-76	354.04	1127-pp-134	1,13	1,24	1,6
1127B	38X6	10-14	354.90	1127sax155	0,8	0,65	1,26
1127B	38X6	90-94	355.70	1127sax156	1,25	0,92	1,19
1127B	38X7	10-14	356.40	1127sax157	1,27	0,57	0,76
1127B	38X7	39-41	356.69	1127-pp-135	0,91	0,38	0,7
1127B	39X1	10-14	357.10	1127sax158	1,96	0,19	3,72
1127B	39X2	10-14	358.60	1127sax160	4,87	0,31	5,67
1127B	39X2	74-76	359.24	1127-pp-136	1,76	0,19	5,55
1127B	39X2	90-94	359.40	1127sax161	1,46	1,16	4,36
1127B	39X3	10-14	360.10	1127sax162	1,05	0,77	4,44
1127B	39X3	90-94	360.90	1127sax163	0	0,91	3,31
1127B	39X4	10-14	361.60	1127sax164	5,34	1,68	6,59
1127B	39X4	74-76	362.24	1127-pp-137	2,36	1,23	6,6
1127B	39X5	10-14	363.10	1127sax166	2,94	0,25	4,17
1127B	39X5	90-94	363.90	1127sax167	4,2	0,21	6,08
1127B	39X6	10-14	364.60	1127sax168	4,59	0,35	6,66
1127B	39X6	74-76	365.24	1127-pp-138	0	0,8	7,75
1127B	39X7	10-14	366.10	1127sax170	0	1,42	3,87

Karbonatmineralogische-Analyse Site 1127B, 37X-39X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Teufe(mbsf)	Probennr.	Mc%63-250	Do%63-250	Ar%63-250
1127B	37X1	6-10	337.76	1127sax132	0	0,1	1,05
1127B	37X1	65-67	338.35	1127pp129	0,72	0,05	0,6
1127B	37X2	7-10	339.27	1127sax134	0	0,13	0,33
1127B	37X2	103-107	340.23	1127sax135	0,76	0,36	0
1127B	37X3	7-11	340.77	1127sax136	0	0	0
1127B	37X3	87-89	341.57	1127pp130	0,45	0,11	0
1127B	37X4	7-11	342.27	1127sax138	0,51	0,04	0
1127B	37X4	103-107	343.23	1127sax139	0	0	0
1127B	37X5	7-11	343.77	1127sax140	0,22	0,1	0
1127B	37X5	92-94	344.62	1127pp131	0	0	0
1127B	37X6	7-11	345.27	1127sax142	0,08	0	0,05
1127B	37X6	103-107	346.23	1127sax143	0,67	0,03	0,39
1127B	38X1	10-14	347.40	1127sax145	0	0	0
1127B	38X1	74-76	348.04	1127-pp-132	0,75	0,17	1,2
1127B	38X2	10-14	348.90	1127sax147	0,94	0,25	1,62
1127B	38X2	90-94	349.70	1127sax148	1,89	0,27	0,76
1127B	38X3	10-14	350.40	1127sax149	0,97	0,19	0,82
1127B	38X3	74-76	351.04	1127-pp-133	1,1	0,12	0,15
1127B	38X4	10-14	351.90	1127sax151	0,78	0,39	0
1127B	38X4	90-94	352.70	1127sax152	0,32	0,34	0
1127B	38X5	10-14	353.40	1127sax153	0,52	0,17	0
1127B	38X5	74-76	354.04	1127-pp-134	0	0	0
1127B	38X6	10-14	354.90	1127sax155	0,82	0,05	0
1127B	38X6	90-94	355.70	1127sax156	0	0	0
1127B	38X7	10-14	356.40	1127sax157	0,81	0,06	0
1127B	38X7	39-41	356.69	1127-pp-135	0,75	0,05	0,05
1127B	39X1	10-14	357.10	1127sax158	0,79	0,07	0,33
1127B	39X2	10-14	358.60	1127sax160	3,89	0,56	3,29
1127B	39X2	74-76	359.24	1127-pp-136	1	0,04	1,92
1127B	39X2	90-94	359.40	1127sax161	1,81	0,17	2,88
1127B	39X3	10-14	360.10	1127sax162	0,74	0,16	1,65
1127B	39X3	90-94	360.90	1127sax163	1,03	0,47	0,53
1127B	39X4	10-14	361.60	1127sax164	0	0	0
1127B	39X4	74-76	362.24	1127-pp-137	0,43	0,25	1,23
1127B	39X5	10-14	363.10	1127sax166	0,22	0,04	0,5
1127B	39X5	90-94	363.90	1127sax167	1,23	0,04	2,04
1127B	39X6	10-14	364.60	1127sax168	1,66	0,23	2,99
1127B	39X6	74-76	365.24	1127-pp-138	0	0	0
1127B	39X7	10-14	366.10	1127sax170	1,07	0,45	0,5
					bezogen auf Gesamtprobe (GP)		

Karbonatmineralogische-Analyse Site 1127B, 37X-39X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Teufe(mbsf)	Probennr.	McGP%bulk	DoGP%bulk	ArGP%bulk
1127B	37X1	6-10	337.76	1127sax132	8,71	3,7	33,68
1127B	37X1	65-67	338.35	1127pp129	9,96	5,15	31,41
1127B	37X2	7-10	339.27	1127sax134	0,17	5,72	27,71
1127B	37X2	103-107	340.23	1127sax135	8,75	10,06	22,59
1127B	37X3	7-11	340.77	1127sax136	1,35	5,77	23,75
1127B	37X3	87-89	341.57	1127pp130	4,37	8,09	24,43
1127B	37X4	7-11	342.27	1127sax138	4,51	4,57	17,35
1127B	37X4	103-107	343.23	1127sax139	4,76	1,59	7,98
1127B	37X5	7-11	343.77	1127sax140	0,97	2,78	10,39
1127B	37X5	92-94	344.62	1127pp131	13,08	2,91	20,27
1127B	37X6	7-11	345.27	1127sax142	33,68	1,51	19,52
1127B	37X6	103-107	346.23	1127sax143	21,98	2,97	21,24
1127B	38X1	10-14	347.40	1127sax145	13,3	2,63	26,34
1127B	38X1	74-76	348.04	1127-pp-132	10,71	3,51	30,26
1127B	38X2	10-14	348.90	1127sax147	9,85	3,97	29,64
1127B	38X2	90-94	349.70	1127sax148	12,38	4,28	24,66
1127B	38X3	10-14	350.40	1127sax149	6,21	5,29	27,58
1127B	38X3	74-76	351.04	1127-pp-133	6,05	7,82	24,32
1127B	38X4	10-14	351.90	1127sax151	5,35	5,75	21,18
1127B	38X4	90-94	352.70	1127sax152	5,57	10,09	19,79
1127B	38X5	10-14	353.40	1127sax153	4,13	4,37	15,54
1127B	38X5	74-76	354.04	1127-pp-134	4,21	7,79	21,03
1127B	38X6	10-14	354.90	1127sax155	5,71	3,85	23,15
1127B	38X6	90-94	355.70	1127sax156	4,25	6,33	23,1
1127B	38X7	10-14	356.40	1127sax157	5,06	2,85	14,3
1127B	38X7	39-41	356.69	1127-pp-135	7,04	2,41	13,06
1127B	39X1	10-14	357.10	1127sax158	13,09	2,37	21,79
1127B	39X2	10-14	358.60	1127sax160	17,89	5,77	21,97
1127B	39X2	74-76	359.24	1127-pp-136	14,78	0,77	20,4
1127B	39X2	90-94	359.40	1127sax161	13,07	2,22	19,44
1127B	39X3	10-14	360.10	1127sax162	10,22	3,99	31,85
1127B	39X3	90-94	360.90	1127sax163	10,29	5,95	22,23
1127B	39X4	10-14	361.60	1127sax164	15,62	4,93	27,95
1127B	39X4	74-76	362.24	1127-pp-137	11,97	4,89	32,1
1127B	39X5	10-14	363.10	1127sax166	32,74	2,45	24,06
1127B	39X5	90-94	363.90	1127sax167	23,75	1,57	23,06
1127B	39X6	10-14	364.60	1127sax168	24,78	2,34	29,64
1127B	39X6	74-76	365.24	1127-pp-138	10,5	4,34	33,29
1127B	39X7	10-14	366.10	1127sax170	3,66	5,89	24,58

Karbonatmineralogische-Analyse Site 1129C, 27X-30X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe(mbsf)	McGP%<32	DoGP%<32	ArGP%<32
1129C	27X1	62 -64	1129 pp 171	245,32	0,00	5,94	10,91
1129C	27X2	87 - 89	1129 pp 172	247,07	0,00	5,87	8,89
1129C	27X3	30 - 32	29C IS 70	248	0,00	3,17	12,11
1129C	27X3	76 - 78	1129 pp 173	248,46	0,00	4,39	13,99
1129C	27X4	76 - 78	1129 pp 174	249,96	0,00	0,00	0,00
1129C	27X5	30 - 32	29C IS 71	251	0,00	4,50	6,52
1129C	27X5	74 - 76	1129 pp 175	251,44	0,00	3,57	6,23
1129C	28X1	30 - 32	29C IS 72	254,7	1,65	2,31	11,90
1129C	28X1	74 - 76	1129 pp 176	255,14	0,00	1,67	19,00
1129C	28X2	43 - 45	1129 pp 177	256,33	0,00	0,00	0,00
1129C	28X3	30 - 32	29C IS 73	257,7	1,00	3,68	8,22
1129C	28X3	114 - 116	1129 pp 180	258,54	0,00	4,36	6,96
1129C	28X4	45 - 47	1129 pp 181	259,35	0,00	6,47	13,29
1129C	28X5	30 - 32	29C IS 74	260,7	0,00	3,05	20,31
1129C	28X5	59 - 61	1129 pp 182	260,99	0,00	2,62	20,28
1129C	29X1	30 - 32	29C IS 75	264,2	1,32	8,37	12,68
1129C	29X2	69 - 71	1129 pp 184	266,09	0,00	6,55	13,14
1129C	29X3	30 - 32	29C IS 76	267,2	2,68	4,66	10,31
1129C	29X3	110 - 112	1129 pp 185	268	0,00	5,77	11,66
1129C	29X4	45 - 47	1129 pp 186	268,85	0,00	4,60	11,13
1129C	29X5	30 - 32	29C IS 77	270,2	1,46	5,53	10,53
1129C	29X5	42 - 44	1129 pp 187	270,32	0,00	4,46	8,57
1129C	29X6	9 - 11	1129 pp 188	270,99	0,00	5,06	8,26
1129C	29XCC	8 - 10	1129 pp 189	271,57	0,00	6,16	8,56
1129C	30X1	86 - 88	1129 pp 190	274,16	0,00	3,75	7,23
1129C	30X2	86 - 88	1129 pp 191	275,66	0,00	4,39	6,81
1129C	30X3	30 - 32	29C IS 79	276,6	0,00	5,29	5,89
1129C	30X3	86 - 88	1129 pp 192	277,16	0,00	3,58	5,60
1129C	30X4	86 - 88	1129 pp 193	278,66	0,00	4,47	7,48
1129C	30X5	86 - 88	1129 pp 194	280,16	0,00	3,52	12,07

Karbonatmineralogische-Analyse Site 1129C, 27X-30X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe(mbsf)	McGP%32-63	DoGP%32-63	ArGP%32-63
1129C	27X1	62 - 64	1129 pp 171	245,32	0,00	1,61	0,41
1129C	27X2	87 - 89	1129 pp 172	247,07	0,00	2,64	0,29
1129C	27X3	30 - 32	29C IS 70	248	0,00	0,63	0,29
1129C	27X3	76 - 78	1129 pp 173	248,46	0,00	1,40	0,53
1129C	27X4	76 - 78	1129 pp 174	249,96	0,00	0,67	3,58
1129C	27X5	30 - 32	29C IS 71	251	0,23	1,15	0,24
1129C	27X5	74 - 76	1129 pp 175	251,44	0,00	0,53	1,86
1129C	28X1	30 - 32	29C IS 72	254,7	0,20	0,76	1,74
1129C	28X1	74 - 76	1129 pp 176	255,14	0,00	0,78	4,31
1129C	28X2	43 - 45	1129 pp 177	256,33	0,44	0,20	5,62
1129C	28X3	30 - 32	29C IS 73	257,7	0,22	0,44	0,10
1129C	28X3	114 - 116	1129 pp 180	258,54	0,00	0,70	0,73
1129C	28X4	45 - 47	1129 pp 181	259,35	0,00	1,26	0,23
1129C	28X5	30 - 32	29C IS 74	260,7	0,19	3,05	5,03
1129C	28X5	59 - 61	1129 pp 182	260,99	0,00	1,72	5,40
1129C	29X1	30 - 32	29C IS 75	264,2	0,00	1,37	0,42
1129C	29X2	69 - 71	1129 pp 184	266,09	0,00	0,55	0,00
1129C	29X3	30 - 32	29C IS 76	267,2	0,00	1,43	0,22
1129C	29X3	110 - 112	1129 pp 185	268	0,00	0,85	0,07
1129C	29X4	45 - 47	1129 pp 186	268,85	0,00	1,46	0,30
1129C	29X5	30 - 32	29C IS 77	270,2	0,00	0,81	0,70
1129C	29X5	42 - 44	1129 pp 187	270,32	0,00	1,45	0,17
1129C	29X6	9 - 11	1129 pp 188	270,99	0,00	1,04	0,12
1129C	29XCC	8 - 10	1129 pp 189	271,57	0,00	1,50	0,13
1129C	30X1	86 - 88	1129 pp 190	274,16	0,00	0,97	0,13
1129C	30X2	86 - 88	1129 pp 191	275,66	0,00	2,37	0,11
1129C	30X3	30 - 32	29C IS 79	276,6	0,24	1,35	1,34
1129C	30X3	86 - 88	1129 pp 192	277,16	0,00	2,82	0,07
1129C	30X4	86 - 88	1129 pp 193	278,66	0,00	1,12	0,17
1129C	30X5	86 - 88	1129 pp 194	280,16	0,00	1,67	0,20

Karbonatmineralogische-Analyse Site 1129C, 27X-30X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe(mbsf)	McGP%>63	DoGP%>63	ArGP%>63
1129C	27X1	62 - 64	1129 pp 171	245,32	0,00	0,00	0,00
1129C	27X2	87 - 89	1129 pp 172	247,07	0,00	0,51	0,20
1129C	27X3	30 - 32	29C IS 70	248	1,00	0,67	1,01
1129C	27X3	76 - 78	1129 pp 173	248,46	0,00	0,62	0,15
1129C	27X4	76 - 78	1129 pp 174	249,96	0,00	0,68	0,18
1129C	27X5	30 - 32	29C IS 71	251	0,00	0,58	0,00
1129C	27X5	74 - 76	1129 pp 175	251,44	0,00	0,45	1,09
1129C	28X1	30 - 32	29C IS 72	254,7	0,50	0,60	0,41
1129C	28X1	74 - 76	1129 pp 176	255,14	0,00	0,09	0,83
1129C	28X2	43 - 45	1129 pp 177	256,33	0,07	0,03	1,46
1129C	28X3	30 - 32	29C IS 73	257,7	0,00	0,47	0,06
1129C	28X3	114 - 116	1129 pp 180	258,54	0,00	3,06	1,75
1129C	28X4	45 - 47	1129 pp 181	259,35	0,00	1,01	0,40
1129C	28X5	30 - 32	29C IS 74	260,7	0,00	0,52	0,92
1129C	28X5	59 - 61	1129 pp 182	260,99	0,00	0,34	1,55
1129C	29X1	30 - 32	29C IS 75	264,2	0,00	1,79	0,00
1129C	29X2	69 - 71	1129 pp 184	266,09	0,00	0,33	0,08
1129C	29X3	30 - 32	29C IS 76	267,2	0,00	0,07	0,02
1129C	29X3	110 - 112	1129 pp 185	268	0,00	0,24	0,14
1129C	29X4	45 - 47	1129 pp 186	268,85	0,00	0,14	0,00
1129C	29X5	30 - 32	29C IS 77	270,2	0,00	0,99	0,09
1129C	29X5	42 - 44	1129 pp 187	270,32	0,00	0,15	0,00
1129C	29X6	9 - 11	1129 pp 188	270,99	0,00	0,13	0,00
1129C	29XCC	8 - 10	1129 pp 189	271,57	0,00	0,16	0,00
1129C	30X1	86 - 88	1129 pp 190	274,16	0,00	0,24	0,07
1129C	30X2	86 - 88	1129 pp 191	275,66	0,00	0,65	0,00
1129C	30X3	30 - 32	29C IS 79	276,6	0,06	0,28	0,21
1129C	30X3	86 - 88	1129 pp 192	277,16	0,00	0,41	0,04
1129C	30X4	86 - 88	1129 pp 193	278,66	0,00	0,16	0,09
1129C	30X5	86 - 88	1129 pp 194	280,16	0,00	0,46	0,03



Karbonatmineralogische-Analyse Site 1131A, 35X-38X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe(mbsf)	McGP%<32	DoGP%<32	ArGP%<32
1131A	35X1	83-85	1131pp160	310,33	0	2,48	5,26
1131A	35X2	10-14	1131sax72	311,1	0	2	15,53
1131A	35X2	66-68	1131pp161	311,66	8,89	0,74	12,8
1131A	35X3	10-14	1131sax74	312,6	18,38	1,1	42,82
1131A	35X3	66-68	1131pp162	313,16	18,31	0,97	34,56
1131A	36X1	10-14	1131sax76	319,2	0	0,22	0,52
1131A	36X1	89-91	1131-pp-163	319,99	0	3,85	11,4
1131A	36X2	23-27	1131sax78	320,83	0	3,04	12,2
1131A	36X2	50-52	1131-pp-164	321,1	0	3,61	21,57
1131A	36X3	10-14	1131sax80	322,2	0	2,1	19,07
1131A	36X3	76-78	1131-pp-165	322,86	0	2,63	20,44
1131A	36X4	10-14	1131sax82	323,7	0	1,62	11,99
1131A	36X4	32-34	1131-pp-166	323,92	0	1,93	17,98
1131A	36XCC	4-6	1131-pp-167	324,41	11,28	2,56	23,57
1131A	37X1	9-11	1131-pp-168	328,79	0	3,58	16,59
1131A	37X1	85-89	1131sax85	329,55	0	2,69	3,9
1131A	37X2	10-14	1131sax86	330,3	0	3,5	4,46
1131A	37X2	47-49	1131-pp-169	330,67	0	5,07	10,46
1131A	37X3	10-14	1131sax88	331,8	0	7,56	4,57
1131A	37X3	49-51	1131-pp-170	332,19	0	13,72	5,04
1131A	38X1	10-12	1131-pp-171	338,4	0	3,53	9,2
1131A	38X1	109-111	1131-pp-172	339,39	0	5,56	3,48
1131A	38X2	77-79	1131-pp-173	340,57	0	8,29	3,48
1131A	38X3	10-14	1131sax94	341,4	0	11,88	8,4
1131A	38X3	76-78	1131-pp-174	342,06	0	11,8	1,54
1131A	38X4	10-14	1131sax96	342,9	0	6,34	2,77
1131A	38X4	62-64	1131-pp-175	343,42	0	5,4	2,53
1131A	38X5	10-14	1131sax98	344,4	0	4,94	1,66
1131A	38X5	37-39	1131-pp-176	344,67	0	4,86	2,01
1131A	38X6	11-13	1131-pp-177	345,91	0	7,87	1,45
1131A	38X6	85-89	1131sax101	346,65	0	16,8	1,37
1131A	38X7	10-14	1131sax102	346,9	0	12,49	1,49
1131A	38X7	75-79	1131sax103	347,55	0	13,36	0

Karbonatmineralogische-Analyse Site 1131A, 35X-38X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe(mbsf)	McGP%32-63	DoGP%32-63	ArGP%32-63
1131A	35X1	83-85	1131pp160	310,33	0	1,31	0,81
1131A	35X2	10-14	1131sax72	311,1	0	1,19	6,33
1131A	35X2	66-68	1131pp161	311,66	0	0	0
1131A	35X3	10-14	1131sax74	312,6	5,69	0,3	5,07
1131A	35X3	66-68	1131pp162	313,16	10,51	0,16	5,44
1131A	36X1	10-14	1131sax76	319,2	0	3,12	0,59
1131A	36X1	89-91	1131-pp-163	319,99	0	3,06	0,81
1131A	36X2	23-27	1131sax78	320,83	0	2,94	1,57
1131A	36X2	50-52	1131-pp-164	321,1	0	2,9	1,8
1131A	36X3	10-14	1131sax80	322,2	0	0,88	2,93
1131A	36X3	76-78	1131-pp-165	322,86	0	1,7	4,38
1131A	36X4	10-14	1131sax82	323,7	0	2,32	3,86
1131A	36X4	32-34	1131-pp-166	323,92	0	2,19	6,35
1131A	36XCC	4-6	1131-pp-167	324,41	0	1,9	7,37
1131A	37X1	9-11	1131-pp-168	328,79	0	0,61	0,62
1131A	37X1	85-89	1131sax85	329,55	0	0,82	0
1131A	37X2	10-14	1131sax86	330,3	0	1,57	0
1131A	37X2	47-49	1131-pp-169	330,67	0	3,16	0
1131A	37X3	10-14	1131sax88	331,8	0	1,77	0,3
1131A	37X3	49-51	1131-pp-170	332,19	0	5,74	0
1131A	38X1	10-12	1131-pp-171	338,4	0	0,76	0
1131A	38X1	109-111	1131-pp-172	339,39	0	3,37	0
1131A	38X2	77-79	1131-pp-173	340,57	0	1,63	0
1131A	38X3	10-14	1131sax94	341,4	0	3,13	0
1131A	38X3	76-78	1131-pp-174	342,06	0	4,09	0
1131A	38X4	10-14	1131sax96	342,9	0	1,86	0
1131A	38X4	62-64	1131-pp-175	343,42	0	3,01	0
1131A	38X5	10-14	1131sax98	344,4	0	1,37	0
1131A	38X5	37-39	1131-pp-176	344,67	0	2,57	0
1131A	38X6	11-13	1131-pp-177	345,91	0	2,23	0
1131A	38X6	85-89	1131sax101	346,65	0	2,82	0,1
1131A	38X7	10-14	1131sax102	346,9	0	4,98	0
1131A	38X7	75-79	1131sax103	347,55	0	4,38	0,11

Karbonatmineralogische-Analyse Site 1131A, 35X-38X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe(mbsf)	MCGP%>63	DoGP%>63	ArGP%>63
1131A	35X1	83-85	1131pp160	310,33	0	0,36	0,22
1131A	35X2	10-14	1131sax72	311,1	0	0,07	0,66
1131A	35X2	66-68	1131pp161	311,66	0,58	0,03	0,91
1131A	35X3	10-14	1131sax74	312,6	1,18	0,04	0,92
1131A	35X3	66-68	1131pp162	313,16	1,78	0,05	2,05
1131A	36X1	10-14	1131sax76	319,2	0	2,44	0
1131A	36X1	89-91	1131-pp-163	319,99	0	0,81	0
1131A	36X2	23-27	1131sax78	320,83	0	0,56	0,49
1131A	36X2	50-52	1131-pp-164	321,1	0	0,29	0,18
1131A	36X3	10-14	1131sax80	322,2	0	0,57	1,01
1131A	36X3	76-78	1131-pp-165	322,86	0	0,35	0,93
1131A	36X4	10-14	1131sax82	323,7	0	1,06	1,73
1131A	36X4	32-34	1131-pp-166	323,92	0	1,49	0,88
1131A	36XCC	4-6	1131-pp-167	324,41	0	0,2	1,18
1131A	37X1	9-11	1131-pp-168	328,79	0	0,55	0
1131A	37X1	85-89	1131sax85	329,55	0	0,39	0,36
1131A	37X2	10-14	1131sax86	330,3	0	1,53	0,3
1131A	37X2	47-49	1131-pp-169	330,67	0	4,4	0
1131A	37X3	10-14	1131sax88	331,8	0	1,83	0
1131A	37X3	49-51	1131-pp-170	332,19	0	1,94	0
1131A	38X1	10-12	1131-pp-171	338,4	0	0,09	0
1131A	38X1	109-111	1131-pp-172	339,39	0	0,48	0
1131A	38X2	77-79	1131-pp-173	340,57	0	0,15	0
1131A	38X3	10-14	1131sax94	341,4	0	0,69	0
1131A	38X3	76-78	1131-pp-174	342,06	0	0,52	0
1131A	38X4	10-14	1131sax96	342,9	0	0,87	0
1131A	38X4	62-64	1131-pp-175	343,42	0	0,2	0
1131A	38X5	10-14	1131sax98	344,4	0	0,94	0
1131A	38X5	37-39	1131-pp-176	344,67	0	0,33	0
1131A	38X6	11-13	1131-pp-177	345,91	0	0,44	0
1131A	38X6	85-89	1131sax101	346,65	0	0,87	0,07
1131A	38X7	10-14	1131sax102	346,9	0	1,4	0
1131A	38X7	75-79	1131sax103	347,55	0	1,57	0

Karbonatmineralogische-Analyse Site 1009A, 9H-17X

Daten aus Malone (2000)												
Leg	Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Teufe (mbsf)	%Unlös.	Rückst.	% Arag.	% Qtz	% LMC	% HMC	% Dol	
166	1009A	9H3	39-40	64,69	5,2	61,8	0,1	10,8	22	0	0	
166	1009A	9H5	39-40	67,69	5,8	83,3	0	5,8	5	0	0	
166	1009A	9H7	39-40	70,69	5,7	80,8	0	6,1	7,2	0,2	0	
166	1009A	10H1	39-40	71,19	5,4	70,3	0	10	14,3	0	0	
166	1009A	11H1	39-40	74,19	6,5	67,7	0	10,6	15,1	0	0	
166	1009A	11H3	39-40	77,19	5,2	80,6	0	8,9	5,3	0	0	
166	1009A	11H5	39-40	79,99	5,9	80,9	0	7,1	6,1	0	0	
166	1009A	12H1	39-40	83,69	5,1	36,4	0	33,7	24,7	0	0	
166	1009A	13H1	39-40	86,69	5,1	53,4	0	14,4	27	0	0	
166	1009A	13H3	39-40	89,69	5,8	68,5	0	11,2	14,6	0	0	
166	1009A	13H5	39-40	92,69	5,5	79,4	0	6,8	8,2	0	0	
166	1009A	13H7	39-40	95,69	5,7	79,7	0	7	7,6	0	0	
166	1009A	14H1	53-54	96,33	5,7	79,2	0	6,6	8,3	0,2	0	
166	1009A	14H3	39-40	99,19	3,8	16,3	0	65	14,8	0	0	
166	1009A	14H5	39-40	102,19	6,1	59,3	0	13,2	21,1	0,3	0	
166	1009A	15H1	39-40	105,69	6,8	62,5	0	17	13,7	0	0	
166	1009A	15H3	39-40	108,69	5,1	81,1	0	10	3,7	0	0	
166	1009A	16HCC	21-22	113,51	1,3	74,9	0	11,5	12,1	0,2	0	
166	1009A	17X1	39-40	114,19	5,1	84	0	7,1	3,5	0,3	0	
166	1009A	17X3	39-40	117,19	5,4	77	0	12,4	5	0,2	0	

Analyse der Stablen Isotope Site 1127B, 13H-19X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe (mbsf)	d18O(PDB)	d13C(PDB)	d13Corg(PDB)
1127B	13H	10-14	27CB14	110,50	1,87	1,27	-20,99
1127B	13H	92-96	27CB15	111,32	2,00	1,16	-20,79
1127B	13H	10-14	27CB16	112,00	2,03	1,27	-20,48
1127B	13H	92-96	27CB17	112,82	1,93	1,01	-20,15
1127B	13H	10-14	27CB18	113,50	1,94	1,23	-21,38
1127B	13H	92-96	27CB19	114,32	1,60	1,36	-18,48
1127B	13H	10-14	27CB20	114,93	1,56	1,26	-17,82
1127B	13H	92-96	27CB21	115,75	2,10	1,68	-17,82
1127B	13H	10-14	27CB22	116,22	1,79	1,63	-16,99
1127B	13H	94-98	27CB23	117,06	1,93	1,67	-17,73
1127B	13H	4-8	27CB24	117,56	1,94	1,39	-17,73
1127B	14H	11-15	27CB25	120,01	1,77	1,36	-19,81
1127B	14H	11-15	27CB26	120,66	1,60	1,07	-19,29
1127B	14H	92-96	27CB27	121,47	1,55	1,06	-19,59
1127B	14H	11-15	27CB28	122,16	1,81	1,11	-20,39
1127B	14H	92-96	27CB29	122,97	2,09	1,23	-20,50
1127B	14H	11-15	27CB30	123,66	1,75	1,16	-20,50
1127B	14H	92-96	27CB31	124,47	1,51	1,07	-20,38
1127B	14H	11-15	27CB32	125,16	2,25	1,30	-20,82
1127B	14H	92-96	27CB33	125,97	2,13	1,03	-20,68
1127B	14H	11-15	27CB34	126,66	1,93	1,05	-21,16
1127B	15H	10-14	27CB35	129,50	1,90	1,07	-20,68
1127B	15H	10-14	27CB36	130,26	1,53	1,00	-21,26
1127B	15H	94-98	27CB37	131,10	2,01	1,14	-21,26
1127B	15H	10-14	27CB38	131,76	1,95	1,10	-20,96
1127B	15H	94-98	27CB39	132,60	1,71	1,17	-21,15
1127B	15H	10-14	27CB40	133,26	1,80	1,28	-21,33
1127B	15H	94-98	27CB41	134,10	1,80	1,24	-20,55
1127B	15H	10-14	27CB42	134,76	1,87	1,31	-21,37
1127B	15H	94-98	27CB43	135,60	2,01	1,41	-20,65
1127B	15H	10-14	27CB44	136,26	2,08	1,45	-21,06
1127B	15H	10-14	27CB45	136,61	1,93	1,34	-21,06
1127B	15H	94-98	27CB46	137,45	1,90	1,32	-21,06
1127B	16H	10-14	27CB47	139,00	2,16	1,26	-21,19
1127B	16H	88-92	27CB48	139,78	1,83	1,26	-20,84
1127B	16H	10-14	27CB49	140,50	1,75	1,27	-20,59
1127B	16H	85-89	27CB50	141,25	1,59	1,16	-20,27
1127B	16H	10-14	27CB51	142,00	1,66	1,28	-20,66
1127B	16H	93-97	27CB52	142,83	1,49	1,28	-19,79
1127B	16H	10-14	27CB53	143,50	1,55	1,31	-20,53
1127B	16H	88-92	27CB54	144,28	1,61	1,32	-20,08
1127B	16H	10-14	27CB55	145,00	1,64	1,30	-20,13
1127B	17X	13-17	27CB56	148,53	1,73	1,43	-18,54
1127B	17X	90-94	27CB57	149,30	1,63	1,50	-19,23
1127B	17X	10-14	27CB58	150,00	1,68	1,38	-19,73
1127B	17X	90-94	27CB59	150,80	1,73	1,31	-19,93
1127B	17X	10-14	27CB60	151,50	1,68	1,38	-19,78
1127B	17X	91-95	27CB61	152,31	1,64	1,42	-19,65
1127B	17X	10-14	27CB62	152,83	1,75	1,46	-18,86
1127B	17X	88-92	27CB63	153,61	1,57	1,57	-16,82
1127B	17X	60-64	27CB65	154,83	1,40	1,24	
1127B	18X	11-15	27CB66	155,01	1,52	1,21	-19,40
1127B	18X	88-92	27CB67	155,78	1,30	1,13	-20,58
1127B	18X	11-15	27CB68	156,51	1,69	1,42	-20,18
1127B	18X	88-92	27CB69	157,28	1,64	1,29	
1127B	18X	11-15	27CB70	158,01	1,69	1,33	-20,39
1127B	18X	88-92	27CB71	158,78	1,67	1,34	-20,33
1127B	18X	11-15	27CB72	159,51	1,57	1,24	-20,12
1127B	18X	88-92	27CB73	160,28	1,63	1,37	
1127B	18X	11-15	27CB74	161,01	1,59	1,33	-20,47
1127B	19X	10-14	27CB75	164,60	1,61	1,24	-19,91
1127B	19X	88-92	27CB76	165,38	1,70	1,33	-21,66
1127B	19X	10-14	27CB77	166,10	1,77	1,30	-21,48
1127B	19X	88-92	27CB78	166,88	1,64	1,26	
1127B	19X	10-14	27CB79	167,60	1,64	1,29	-21,44
1127B	19X	88-92	27CB80	168,38	1,68	1,28	-21,40
1127B	19X	10-14	27CB81	169,10	2,25	0,91	-21,36
1127B	19X	88-92	27CB82	169,88	1,95	1,34	
1127B	19X	10-14	27CB83	170,60	2,09	1,49	-21,40

Analyse der Stablen Isotope Site 1127B, 35X-41X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe (mbsf)	d18O(PDB)	d13Corg(PDB)	d13C(PDB)
1127B	35X1	9-13	1127sax106	318,59	2,3	-20,64	0,8
1127B	35X1	87-92	1127sax107	319,37	1,91	-19,38	1
1127B	35X2	9-13	1127sax108	320,09	1,79	-18,9	1,04
1127B	35X2	87-92	1127sax109	320,87	1,84	-18,99	1
1127B	35X3	9-13	1127sax110	321,59	1,84	-19,39	0,99
1127B	35X4	9-13	1127sax112	323,09	1,93	-19,18	0,98
1127B	35X4	87-92	1127sax113	323,87	1,93	-19,53	0,9
1127B	35X5	9-13	1127sax114	324,59	2,04	-19,3	0,92
1127B	35X5	87-92	1127sax115	325,37	2,05	-20,37	0,45
1127B	35X6	8-12	1127sax116	326,08	1,88	-20,5	0,83
1127B	35X6	102-106	1127sax117	327,02	2,04	-20,61	0,41
1127B	35X7	12-16	1127sax118	327,62	2,03	-20,82	1,37
1127B	36X1	10-14	1127sax119	328,20	2,11	-19,2	1,12
1127B	36X1	87-91	1127sax120	328,97	2,04	-19,14	1,07
1127B	36X2	10-14	1127sax121	329,70	1,87	-18,57	1,2
1127B	36X2	87-91	1127sax122	330,47	2	-18,84	1,13
1127B	36X3	10-14	1127sax123	331,20	1,84	-18,49	1,09
1127B	36X3	87-91	1127sax124	331,97	1,81	-18,82	1,05
1127B	36X4	10-14	1127sax125	332,70	2,13	-18,59	1,17
1127B	36X4	87-91	1127sax126	333,47	1,79	-18,21	1,17
1127B	36X5	87-91	1127sax128	334,97	1,96	-19,61	0,86
1127B	36X6	10-14	1127sax129	335,70	1,77	-19,43	1,15
1127B	36X7	10-14	1127sax131	337,20	1,72	-19,54	1,02
1127B	37X1	6-10	1127sax132	337,76	1,8	-17,99	1,03
1127B	37X2	7-11	1127sax134	339,27	2,02	-19,96	0,93
1127B	37X2	103-107	1127sax135	340,23	2,14	-20,3	0,65
1127B	37X3	7-11	1127sax136	340,77	2,18	-20,15	0,69
1127B	37X3	103-107	1127sax137	341,73	2,29	-20,31	0,58
1127B	37X4	7-11	1127sax138	342,27	2,19	-20,81	0,51
1127B	37X4	103-107	1127sax139	343,23	2,06	-21,01	0,49
1127B	37X5	7-11	1127sax140	343,77	1,97	-20,58	0,38
1127B	37X6	103-107	1127sax143	346,23	2,14	-20,15	1,06
1127B	38X1	10-14	1127sax145	347,40	1,83	-19,37	1,28
1127B	38X2	10-14	1127sax147	348,90	2,14	-20,18	1,29
1127B	38X2	90-94	1127sax148	349,70	2,05	-20,18	1,03
1127B	38X3	10-14	1127sax149	350,40	2,21	-17,44	1,09
1127B	38X3	90-94	1127sax150	351,20	2,22	-20,26	0,95
1127B	38X4	10-14	1127sax151	351,90	2,29	-20,3	0,85
1127B	38X4	90-94	1127sax152	352,70	2,34	-20,73	0,77
1127B	38X5	10-14	1127sax153	353,40	2,29	-20,5	0,66
1127B	38X5	90-94	1127sax154	354,20	2,23	-20,18	0,94
1127B	38X6	10-14	1127sax155	354,90	2,14	-20,56	0,75
1127B	38X6	90-94	1127sax156	355,70	1,99	-20,83	0,62
1127B	39X1	10-14	1127sax158	357,10	1,82	-20,61	0,62
1127B	39X4	10-14	1127sax164	361,60	1,84	-19,11	0,96
1127B	39X4	90-94	1127sax165	362,40	1,88	-19,5	1,11
1127B	39X5	10-14	1127sax166	363,10	1,89	-19,26	1,14
1127B	39X5	90-94	1127sax167	363,90	1,64	-19,29	0,94
1127B	39X6	10-14	1127sax168	364,60	1,85	-19,68	1,09
1127B	39X6	90-94	1127sax169	365,40	1,76	-20,71	1,09
1127B	39X7	10-14	1127sax170	366,10	1,9	-20,76	0,91
1127B	40X1	25-23		366,85	2,00		0,90
1127B	40X1	130-135	1127be70	367,90	2,02		0,78
1127B	40X2	25-30		368,35	2,21		0,72
1127B	40X2	113-118	1127be71	369,23	2,20		0,74
1127B	40X3	32-36		369,92	2,47		0,72
1127B	40X4	10-14		371,20	2,08		0,67
1127B	40X4	104-108	1127be72	372,14	1,89		1,41
1127B	40X5	10-14		372,70	2,08		1,21
1127B	40X5	82-86		373,42	1,84		1,32
1127B	40X6	10-14		373,70	2,14		1,35
1127B	40XCC	5-9		374,33	2,11		0,89
1127B	41X1	25-29		376,45	2,16		1,26
1127B	41X2	10-14		377,80	2,19		1,27
1127B	41X2	100-104		378,70	2,31		1,09
1127B	41X2	142-147	1127be73	379,12	2,21		1,05

Analyse der Stablen Isotope Site 1129C, 27X-30X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe(mbsf)	d18O(PDB)	d13C(PDB)
1129C	27X1	80-84		245,5	2,19	0,61
1129C	27X3	30-32	1129Cis70	248	1,97	0,63
1129C	27X4	60-64		249,8	2,10	0,64
1129C	27XCC	10-14		252,2	2,04	0,45
1129C	28X1	35-39		254,75	1,59	0,70
1129C	28X1	130-134		255,7	1,50	0,90
1129C	28X2	105-109		256,95	3,08	1,04
1129C	28X3	30-32	1129Cis73	257,7	2,38	0,57
1129C	28X3	120-124		258,6	2,26	0,64
1129C	28X3	145-149		258,85	2,26	0,90
1129C	28X4	75-79		259,65	2,11	0,87
1129C	28X5	65-69		261,05	1,74	1,04
1129C	28X6	40-44		261,8	2,26	0,73
1129C	28XCC	5-9		262,09	2,16	0,69
1129C	29X1	80-85		264,7	2,06	0,58
1129C	29X2	60-65		266	2,35	0,47
1129C	29X4	75-80		269,15	2,29	0,13
1129C	29X4	105-110		269,45	2,29	0,20
1129C	29X5	30-32	1129Cis77	270,2	2,21	0,18
1129C	29X6	12-17		271,02	2,18	0,13
1129C	30X1	30-32	1129Cis78	273,6	2,17	0,09
1129C	30X1	80-85		274,1	2,14	0,29
1129C	30X2	65-70		275,45	2,35	0,21
1129C	30X3	30-32	1129Cis79	276,6	2,12	0,15
1129C	30X3	80-85		277,1	2,12	0,22
1129C	30X5	30-32	1129Cis80	279,6	2,07	0,45
1129C	30XCC	10-15		280,94	1,72	1,10

Analyse der Stablen Isotope Site 1131A, 31X-38X

Site/Hole	Core/Sect.	Top/Bottom	Probennr.	Teufe(mbsf)	d18O(PDB)	d13C(PDB)
1131A	31X1	30-32		271,70	2,59	0,69
1131A	31X3	30-32	1131A-82	274,70	2,15	0,59
1131A	31X3	115-120		275,55	2,40	0,64
1131A	31X4	75-80		276,65	1,89	0,45
1131A	31X5	30-32		277,70	2,12	0,58
1131A	31X6	75-80		279,65	2,25	0,62
1131A	32X1	30-32		281,20	1,62	1,06
1131A	32X2	10-15		282,50	1,87	1,34
1131A	32X2	135-140		283,75	1,94	1,52
1131A	32X3	0-5		283,90	1,96	1,41
1131A	32X3	30-32	1131A-85	284,20	1,46	1,20
1131A	32X4	10-15		285,00	1,89	0,97
1131A	32XCC	5-10		285,52	2,27	0,73
1131A	32XCC	10-15		285,57	3,26	1,23
1131A	33X1	30-32		290,70	2,11	0,75
1131A	33X3	30-32		293,70	2,30	0,60
1131A	33X5	30-32	1131A-88	296,70	1,95	0,71
1131A	33X6	40-45		298,30	1,99	0,77
1131A	34X1	30-32		300,20	2,05	0,93
1131A	34X2	75-80		302,15	1,83	0,80
1131A	34X3	30-32		303,20	1,84	0,75
1131A	34X3	105-110		303,95	2,01	0,63
1131A	34X4	115-120		305,55	2,17	0,43
1131A	34X5	30-32	1131A-91	306,20	2,39	0,44
1131A	34X6	55-60		307,95	1,79	0,46
1131A	34X7	10-15		309,00	2,03	0,60
1131A	35X1	83-85	1131pp160	310,33	1,58	0,60
1131A	35X2	50-55		311,50	1,36	1,01
1131A	35X3	66-68	1131pp162	313,16	1,47	1,37
1131A	36X1	10-14	1131sax76	319,20	1,61	0,61
1131A	36X2	23-27	1131sax78	320,83	1,27	0,84
1131A	36X2	50-55		321,06	1,80	1,24
1131A	36X3	76-78	1131pp165	322,86	1,58	1,12
1131A	36X4	10-14	1131sax82	323,70	1,26	0,94
1131A	36X4	50-55		324,10	1,58	1,22
1131A	36XCC	4-6	1131pp167	324,41	1,51	1,32
1131A	37X1	9-11	1131pp168	328,79	1,50	0,73
1131A	37X2	10-14	1131sax86	330,30	1,09	0,96
1131A	37X2	50-55		330,71	1,74	1,03
1131A	37X3	10-14	1131sax88	331,80	1,91	0,82
1131A	37X3	49-51	1131pp170	332,19	1,61	0,71
1131A	38X1	10-12	1131pp171	338,40	1,55	0,70
1131A	38X2	50-55		340,30	2,24	0,77
1131A	38X3	76-78	1131pp174	342,06	2,45	0,76
1131A	38X4	50-55		343,30	2,23	0,78
1131A	38X5	37-39	1131pp176	344,67	2,13	0,85
1131A	38X6	50-55		346,30	2,46	0,95
1131A	38X7	75-79	1131sax103	347,55	2,52	0,79



Analyse der Stablen Isotope Site 1009A

Site 1009 - Daten aus Malone (2000)	
Teufe(mbsf)	d18O(PDB)
65,14	2,1
66,09	0,25
67,59	0
69,09	0
70,59	-0,01
71,09	0,01
74,09	-0,27
75,59	-0,28
77,09	-0,22
78,59	-0,23
79,89	-0,13
80,87	0,43
81,39	0
83,59	0,13
86,59	-0,61
89,59	-0,26
91,09	-0,26
92,59	-0,22
94,09	-0,27
95,59	-0,12
97,59	-0,1
99,09	1,07
99,54	2,98
100,59	-0,01
102,09	0,3
103,59	-0,1
105,59	-0,18
107,09	-0,2
108,59	-0,17
110,09	-0,41
111,58	-0,09
111,98	1,15
113,57	0,28
114,09	-0,12
115,59	0,04
117,09	-0,1
118,59	0,15

## **LEBENS LAUF**

Sabine Saxena  
Bodelschwinghstr. 19  
61118 Bad Vilbel

geb. 16.07.1973 in Frankfurt am Main

### **Schulischer & Akademischer Werdegang**

- |                                       |  |
|---------------------------------------|--|
| 1980-1984                             | Besuch der Günderrode-Grundschule in Frankfurt am Main   |
| 1984-1993                             | Besuch des Goethe-Gymnasiums in Frankfurt am Main  |
| 14.06.1993                            | Erlangen der Allgemeinen Hochschulreife  |
| Oktober 1993                          | Beginn des Studiums der Geologie-Paläontologie an der Johann Wolfgang Goethe-Universität in Frankfurt am Main  |
| August-Oktober 1996 und März-Mai 1997 | Geländearbeit und Anfertigung der Diplomkartierung in Griechenland mit dem Titel „Geologische Kartierung der Umgebung von Kap Araxos (Südteil), Blatt Nea Manolas“; Betreuung Dr. K.-P. Winter und Prof. Dr. G. Kowalczyk  |
| Mai 1997-Dezember 1998                | Anfertigung der Diplomarbeit mit dem Titel „Mikrofazielle und Sequenzstratigraphische Interpretation von Unter- und Mittelmiozänen Periplattformkarbonaten der Großen Bahama Bank“; Betreuung Prof. Dr. C. Betzler   |
| 10. März 1999                         | Abschluß des Studiums der Geologie-Paläontologie mit dem Diplom  |
| seit 16. März 1999                    | Wissenschaftliche Mitarbeiterin am Fachbereich Geowissenschaften der J.W. Goethe-Universität in Frankfurt am Main mit dem Thema „Ablagerungsdynamik und Sequenzstratigraphie nicht-tropischer Periplattform-Karbonate des Eucla Schelfs (Pleistozän, Südwestaustralien)“; Arbeitsgruppe „Sequenzstratigraphie und Paläökologie“ von Prof. Dr. C. Betzler |