

BERICHTE
aus dem
INSTITUT FÜR MEERESKUNDE
an der
CHRISTIAN-ALBRECHTS-UNIVERSITÄT • KIEL

Nr. 313
2000

Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse
in biogenem Carbonat
planktischer Foraminiferen und benthischer Ostracoden

von

Anja Müller



25. Juli 2000

DOI 10.3289/IFM-BER_313

Kopien dieser Arbeit können bezogen werden bei:
Institut für Meereskunde an der Universität Kiel
Abt. Meereschemie
Düsternbrooker Weg 20
24105 Kiel, Deutschland

ISSN

Diese Arbeit wurde von der Mathematisch-
Naturwissenschaftlichen Fakultät der
Universität Kiel als Dissertation angenommen.

Inhaltsverzeichnis:

Zusammenfassung / Abstract

| | | Seite |
|----------|--|-----------|
| 1 | Einleitung und Fragestellung | 1 |
| 1.1 | Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnis in Gehäusen planktischer Foraminiferen | 2 |
| 1.2 | Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse in Klappen benthischer Ostracoden | 6 |
| 2 | Material, Methoden und Analytik | 9 |
| 2.1 | Probennahme während der M39/1 Expedition | 12 |
| 2.1.1 | Wasserproben | 12 |
| 2.1.2 | Sedimentproben der M39/1 Expedition | 14 |
| 2.2 | Aufbereitung der Mikrofossilien und Analytik | 14 |
| 2.3 | Pulverdiffraktometeranalyse | 21 |
| 3 | Äquatorialer Ostatlantik | 21 |
| 3.1 | Ozeanographische Situation | 21 |
| 3.2 | Ergebnisse und Diskussion der Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse sowie der rekonstruierten Oberflächenwassertemperaturen | 23 |
| 4 | Rockall Plateau | 40 |
| 4.1 | Ozeanographische Situation | 40 |
| 4.2 | Ergebnisse und Diskussion der Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse sowie der rekonstruierten Oberflächenwassertemperaturen | 41 |
| 5 | Karibik | 49 |
| 5.1 | Ozeanographische Situation | 49 |
| 5.2 | Ergebnisse und Diskussion der Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse sowie der rekonstruierten Oberflächentemperaturen | 51 |
| 6 | Golf von Cadiz und Westiberischer Kontinentalhang | 66 |
| 6.1 | Ozeanographische Situation | 66 |
| 6.2 | Ergebnisse und Diskussion | 69 |
| 6.2.1 | Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnis im Calcit planktischer Foraminiferen und Diskussion der rekonstruierten SST | 69 |
| | a) Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnis planktischer Foraminiferen aus Oberflächenproben | 69 |
| | b) Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnis planktischer Foraminiferen aus Sedimentkernen im Golf von Cadiz und am Westiberischen Kontinentalhang | 77 |
| 6.2.2 | Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse benthischer Ostracoden | 82 |
| 7 | Paläo-ozeanographische Bedeutung des Sr/Ca-Verhältnisse planktischer Foraminiferen | 90 |

| | | |
|---------------|--|------------|
| 8 | Ableitung eines Modells für die Magnesium-Temperatur- bzw. Strontium-Temperatur-Abhängigkeit verschiedener Mikrofossilien | 95 |
| 9 | Schlußfolgerung und Ausblick | 103 |
| 10 | Literaturverzeichnis | 106 |
| 11 | Danksagung | 121 |
| Anhang | | |
| A | A.1 Chemikalienliste | 123 |
| | A.2 Verwendete Standards | 123 |
| | A.3 Verwendete Geräte | 124 |
| | A.4 Meßparameter der ICP-OES | 124 |
| | A.5 Meßparameter des Pulverdiffraktometers | 124 |
| | A.6 Ergebnisse der Pulverdiffraktogramme | 124 |
| B | B.1 Kernpositionen und Kernlängen | 125 |
| | B.2 Positionen und Wassertiefen der Oberflächenproben | 126 |
| | B.3 CTD-Positionen | 126 |
| C | Meßergebnisse der Sedimentproben | |
| | C.1 GeoB 1112 | 127 |
| | C.2 GeoB 1105 | 131 |
| | C.3 M35003 | 135 |
| | C.4 M35027 | 136 |
| | C.5 M35053 | 138 |
| | C.6 M23414 | 139 |
| | C.7 M39008 | 141 |
| | C.8 M39036 | 143 |
| | C.9 M39058 | 144 |
| | C.10 M39059 | 145 |
| | C.11 M39064 | 147 |
| | C.12 Oberflächenproben der M39/1 | 148 |
| | C.13 Reinigungsversuche | 148 |
| | C.14 Variationsbreite einer Probe | 149 |
| | C.15 Größen-Abhängigkeit | 149 |
| | C.16 E49-19 Sr/Ca-Verhältnisse des Paläo-Meerwassers | 149 |
| D | Mg-, Ca- und Sr-Konzentration im Meerwasser und CTD-Daten | 150 |
| E | Profile der Sedimentkerne M39058, M39059 und M39064 | 156 |
| F | F.1 CTD-Profile | 158 |
| | F.2 Element:Salinitätsbeziehung der Meerwasserproben | 164 |
| G | Tabellarische Übersicht über das biologische Verhalten der verwendeten Mikrofossilien | 165 |
| H | Berechnungen der Paläo-Temperatur und Paläo-Salinität aus $\delta^{18}\text{O}$-Werten | 167 |
| I | Verwendete Abkürzungen | 168 |
| J | 1) Abbildungsverzeichnis / Figure captions | 170 |
| | 2) Tabellenverzeichnis / Table captions | 182 |

Zusammenfassung

Aus gezielt ausgewählten Regionen des Atlantiks (äquatorialer Ostatlantik, Karibik, Westiberischer Kontinentalhang, Golf von Cadiz und Rockall Plateau) wurden 11 Sedimentkerne auf Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse verschiedener planktischer Foraminiferen (*G. bulloides*, *G. sacculifer* und *G. ruber* w.) hin untersucht. Anhand der Mg/Ca-Verhältnisse wurden paläo-ozeanographische Rekonstruktionen der Paläo-Oberflächenwassertemperaturen durchgeführt. Zur Rekonstruktion von Bodenwassertemperaturen wurden im Golf von Cadiz und am Westiberischen Kontinentalhang das Mg/Ca- bzw. Sr/Ca-Verhältnis benthischer Ostracoden (*Krithe* sp. und *Henryhowella* sp.) der Sedimentkerne der M39/1 Expedition herangezogen.

Mg/Ca-Verhältnisse planktischer Foraminiferen:

An den Kernen GeoB 1105 und GeoB 1112 aus dem **äquatorialen Ostatlantik** konnte gezeigt werden, daß die Magnesium-Paläo-Thermometrie sinnvolle Paläo-Oberflächenwassertemperaturen liefert. Die berechneten Temperaturen der Sedimentoberflächenproben wurden mit den rezenten Meeresoberflächenwassertemperaturen verglichen. Unter Verwendung artspezifischer Kalibrierungen wurden deutliche Glazial/Interglazial-Wechsel mit Amplituden von ca. 3 °C ermittelt. Anhand der Magnesium-Temperatur-Berechnungen verschiedener planktischer Foraminiferenarten ist eine Rekonstruktion des äquatorialen Gegenstromes (EUC) zu verschiedenen Zeiten möglich. Mit Hilfe der Magnesium-Temperaturen und den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von *G. sacculifer* konnten Paläo-Salinitäten berechnet werden.

In der **Karibik** konnte anhand der Mg/Ca-Verhältnisse von *G. sacculifer* ein ausgeprägter Temperaturgradient des Paläo-Oberflächenwassers von 260 000 bis vor ca. 30 000 Jahre v.h. in Nord-Süd-Erstreckung dokumentiert werden. Des Weiteren wurde ein zwar geringer, aber dennoch ausgeprägter Temperaturgradient in Ost-West-Richtung bis 35 000 Jahren v.h. beobachtet. Von ca. 30 000 Jahren v.h. bis heute spiegelt die Magnesium-Paläo-Thermometrie die ozeanographische Situation wieder, wie sie rezent vorliegt.

Am **Rockall Plateau** zeigten die Mg/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides* deutliche Glazial/Interglazial-Wechsel, wobei die holozäne Magnesium-Temperatur aber zu hohe Temperaturen im Vergleich zur rezenten Situation ergaben. Im Vergleich zu anderen rekonstruierten Temperaturen (TFT und U_{37}^K) zeigte das Magnesium-Temperatur-Profil mit ca. 5 °C die geringste Glazial/Interglazial-Amplitude. Mit Hilfe der Magnesium-Temperaturen und den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von *G. bulloides* konnten Paläo-Salinitäten berechnet werden.

Im **Golf von Cadiz** wurden ungewöhnlich hohe Mg/Ca-Verhältnisse (Anomalien), vor allem bei der Foraminiferenart *G. bulloides*, beobachtet, die in Temperatur übersetzt zu unrealistischen Ergebnissen führten. Da keine abnormen Änderungen hinsichtlich der Magnesium-, Calcium- oder Strontium-Salinitätsbeziehung im Meerwasser gefunden wurden, scheinen weitere Parameter sowie Vitaleffekte das Magnesium-Temperatur-Signal zu überlagern. Am **Westiberischen Kontinentalhang** wurden ungewöhnliche Mg/Ca-Schwankungen erhalten.

Fazit: *Anwendbarkeit der Magnesium-Paläo-Thermometrie*

Die Magnesium-Methode zur Berechnung von Paläo-Oberflächenwassertemperaturen sollte nur an Sedimentkernen des offenen Ozeans oberhalb der Lysokline angewendet werden.

Kerne am Kontinentalhang oder auf dem Schelf können dagegen eine Überlagerung des Temperatur-Signals durch andere Parameter und / oder Vitaleffekte zeigen. *G. sacculifer* eignet sich zur Berechnung von Paläo-Oberflächenwassertemperaturen sehr gut. Zum einen besteht eine gut untersuchte Magnesium-Temperatur-Beziehung, zum anderen scheint das Mg/Ca-Verhältnis dieser Art kaum durch Vitaleffekte beeinflusst zu werden. Die Ergebnisse dieser Studie zeigt, daß *G. bulloides* nur eingeschränkt als Paläo-SST-Proxy angewendet werden sollte.

Bedeutung und Anwendung des Sr/Ca-Verhältnisses planktischer Foraminiferen hinsichtlich paläo-ozeanographischer Fragestellungen

Nach den Ergebnissen dieser Arbeit stellt das Sr/Ca-Verhältnis planktischer Foraminiferen ein Proxy für das Sr/Ca-Verhältnis des Paläo-Meerwassers dar. Der Vergleich des rekonstruierten Sr/Ca-Verhältnisses des Paläo-Meerwassers, das aus dem Sr/Ca-Verhältnis planktischer Foraminiferen der letzten 150 000 Jahren v.h. errechnet wurde, mit einem Modell (Stoll & Schrag, 1998), das die Veränderung des globalen ozeanischen Sr/Ca-Verhältnisses beschreibt, zeigt, daß das rekonstruierte Sr/Ca-Verhältnis diese globalen Sr/Ca-Veränderungen des Paläo-Ozeans wiedergibt. Der auffällige zeitliche Versatz zu den Glazial/Interglazial-Wechseln ist vermutlich auf die Kombination aus glazial/interglazialen Meerwasserspiegelschwankungen und der Strontiumfreisetzung durch die Umkristallisation von biogenem Aragonit zu Calcit auf den Schelfen zurückzuführen.

Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse benthischer Ostracoden:

Krithe sp. zeigt sehr variable intraspezifische Mg/Ca-Verhältnisse, die bei der Berechnung der Bodenwassertemperatur zu einem zu großen Fehler führen und wahrscheinlich durch erhöhte Strontium-Konzentrationen hervorgerufen werden. Große Temperaturänderungen und / oder verschiedene Wassermassen mit deutlich unterscheidbarem Magnesium-Signal können erfaßt werden, genauere Bodenwassertemperatur-Rekonstruktionen läßt diese Methode jedoch nicht zu. Dies konnte in Ansätzen am Beispiel des Mittelmeerausstromwassers (MOW) am Westiberischen Kontinentalhang und im Golf von Cadiz gezeigt werden.

Die Sr/Ca-Verhältnisse von *Henryhowella* sp. eignen sich sehr gut zur Berechnung von Bodenwassertemperaturen. Allerdings können mit dieser Art nur interglaziale Bodenwassertemperaturen ermittelt werden.

Modell zur Anwendbarkeit von Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnissen im Biogencarbonat als Paläo-Temperatur-Proxy:

Die Beobachtung, daß Foraminiferencalcit mit geringen Sr/Ca-Verhältnissen (< 1,5 mmol/mol) eine gute Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit und der Calcit benthischer Ostracoden mit erhöhten Sr/Ca-Verhältnissen eine schlechte Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit (*Krithe* sp.) bzw. eine Strontium-Temperatur-Abhängigkeit (*Henryhowella* sp.) zeigt, führt zu folgendem Modell zur Anwendbarkeit von Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnissen von Biogencarbonat als Paläo-Temperatur-Proxy:

Eine Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit ist dann gegeben, wenn die Strontium-Konzentration im Calcit gering ist (planktische Foraminiferen; benthische Foraminiferen). Je mehr Strontium das Calcitgitter enthält, desto unsensibler wird die Magnesium-Temperatur-

Abhängigkeit (*Krithe* sp.), bis es schließlich zu einer Strontium-Temperatur-Abhängigkeit (*Henryhowella* sp.) kommt. Bei weiterer Zunahme des Strontium-Gehaltes im Biogencarbonat kommt es zu einer Modifikationsänderung von Calcit zu Aragonit (Korallen), der dann eine deutliche Strontium-Temperatur-Abhängigkeit zeigt.

Abstract

The Mg/Ca and Sr/Ca ratios of planktic foraminifers (*Globigerina bulloides*, *Globigerinoides sacculifer* and *Globigerinoides ruber* white variety) from 11 sediment cores from the Atlantic Ocean (equatorial East Atlantic, Carribean, West Iberian Continental Margin, Gulf of Cadiz and Rockall Plateau) have been analyzed. The Mg/Ca ratios were used to reconstruct past sea-surface temperatures (SST). To reconstruct past bottom-water temperatures, the Mg/Ca or Sr/Ca ratios of benthic ostracodes (*Krithe* sp. and *Henryhowella* sp.) from sediment cores obtained during the M39/1 expedition were also used.

Mg/Ca ratios of planktic foraminifers

Past SST reconstructions were obtained very successfully for sediment cores GeoB 1105 and GeoB 1112 from the **equatorial East Atlantic**. Calculated magnesium SSTs of the core tops were first compared against modern ocean SSTs, and then by applying species-dependent magnesium-temperature calibrations, a change of 3 °C for glacial/interglacial changes was found. Through reconstructions of magnesium SSTs for different planktic foraminifers, living at different water depth, it was possible to determine the conditions of the Equatorial Undercurrent (EUC) system for different time slices. Past salinities were also calculated by using a combination of magnesium SSTs and $\delta^{18}\text{O}$ values of *G. sacculifer* from the same horizons in the core.

In the **Carribean** the Mg/Ca ratios gathered from *G. sacculifer* showed a distinct north-south temperature gradient of the past SSTs for the time interval ranging from 260-30 kyr BP. In addition, in the east-westerly direction a temperature gradient of less significance was found. For the last 30 kyr, the magnesium-temperatures follow the modern oceanographic pattern.

On the **Rockall Plateau**, the Mg/Ca ratios of *G. bulloides* showed characteristic glacial to interglacial fluctuations, whereas calculated magnesium-temperatures for the Holocene were much higher than for the present situation. The magnesium-temperatures show only a 5°C difference between the glacial to interglacial temperature amplitude in comparison with other SST reconstruction techniques (e.g. TFT and U_{37}^K). Past salinities were calculated by applying both, the magnesium-temperatures and $\delta^{18}\text{O}$ measurements of *G. bulloides*.

In the **Gulf of Cadiz**, the Mg/Ca ratios, especially for *G. bulloides*, were extremely high and are considered too unrealistic in calculating past SST as no anomalies in salinity and Mg, Ca and Sr concentrations of seawater could be detected. It is likely that additional parameters (e.g. vital effects) influenced the magnesium-temperature signal. Unusual variations of Mg/Ca ratios were also observed for the **West Iberian Margin**.

Application: Practicability of the magnesium paleo-thermometer

Only sediment cores from the open ocean, gathered above the lysocline can be used to reconstruct past SSTs using Mg/Ca ratios of planktic foraminifers. Magnesium-temperatures

of cores from the continental margins or from the shelves may show imprints of additional parameters and/or vital effects. *G. sacculifer* is a very suitable foraminifer with respect to past SST reconstructions. The magnesium-temperature dependence of this species is very well known and its vital effects seem to be of minor importance. Unlike *G. sacculifer*, the suitability of *G. bulloides* as a past SST proxy is very limited as documented in this thesis.

Importance and use of the Sr/Ca-ratio of planktic foraminifers in paleoceanography:

A comparison of Sr/Ca ratios based on planktic foraminifers with the modelled Sr/Ca profile of seawater (Stoll & Schrag, 1998) for the last 150 kyr shows that the reconstructed Sr/Ca ratios reflect the global Sr/Ca ratios of seawater and therefore can be used as a proxy for Sr/Ca ratios of ancient seawater. The time offset with respect to glacial/interglacial changes is assumed to be a combination of eustatic sea-level fluctuations and the strontium release due to recrystallization of biogenic aragonite to calcite on continental shelves.

Mg/Ca and Sr/Ca ratios of benthic ostracods:

Krithe sp. shows very variable intraspecific Mg/Ca ratios, which may lead to errors when used for the reconstruction of past deep-water temperatures. Increased Sr/Ca ratios in calcite are a possible explanation for the intraspecific magnesium variability. Thus, only major temperature changes, and/or different water masses with distinguishable magnesium signals, can be traced, whereas accurate reconstructions of bottom-water temperatures are not possible with this method. This is demonstrated by the Mediterranean Outflow Water (MOW) in the area of the Gulf of Cadiz and the West Iberian Margin, which shows an increase of deep-water temperatures by $\approx 5^{\circ}\text{C}$ from Last Glacial Maximum (LGM) to the Holocene.

The Sr/Ca ratios of the ostracod *Henryhowella* sp. is proving to be a good proxy for deep-water temperatures. However, only interglacial deep-water temperatures could be reconstructed using this species.

A model for using the Mg/Ca and Sr/Ca ratios of biogenic carbonate as a paleo temperature proxy:

With $< 1.5\text{mmol/mol}$, foraminiferal calcite has a lower Sr/Ca ratios than for benthic ostracodes and therefore it shows a good magnesium-temperature dependence. Due to the higher Sr/Ca ratios in the calcite of benthic ostracodes (*Krithe* sp.), the magnesium-temperature dependence is only small, but a strontium-temperature dependence could be demonstrated. This leads to the following model for using Mg/Ca and Sr/Ca ratios of biogenic carbonate as a paleo-temperature proxy:

a magnesium-temperature dependence can be found if the strontium concentration of calcite is low (as in foraminifers). If there is more strontium within the calcite lattice (*Krithe* sp.), the magnesium-temperature dependence is less sensitive and/or a strontium-temperature dependence (*Henryhowella* sp.) thus exists.

However, even if more strontium is added to the carbonate, a transformation from calcite to aragonite (corals) is then observed. The Sr/Ca ratios of this aragonite will then show a strontium-temperature dependence.

1 Einleitung und Fragestellung

In der Erdgeschichte gab es immer wieder starke Klima-Schwankungen. Hochauflösend sind diese z.B. in Eiskernbohrungen (z.B. Vostok-, GRIP-, GISP-Eiskerne; z.B. Johnsen et al., 1972; Jouzel et al., 1987; Dansgaard et al., 1993; Grootes et al., 1993; Bender et al., 1994; Johnsen et al., 1995; Petit et al., 1999) sowie in See- und Meeressedimenten dokumentiert (z. B. Bond et al., 1993; Charles et al., 1996; Vimeux et al., 1999; Blunier et al., 1999).

Zur Klima-Rekonstruktion werden sogenannte „Proxies“ verwendet. Hierbei handelt es sich um Parameter wie z.B. Stoff-Konzentrationen, Isotopen- oder unterschiedliche Element-Konzentrationsverhältnisse, die sich je nach Klima-Schwankung bzw. Umwelt-Situation, wie z.B. Schwankungen in Temperatur, Salzgehalt oder Atmosphärenzusammensetzung, ändern. In den Kalkschalen von benthischen oder planktischen Foraminiferen sind verschiedene Element- und/oder Isotopenverhältnisse als Proxies „konserviert“. In dieser Arbeit soll ein neuer Paläo-Temperatur-Proxy (Mg/Ca-Verhältnis) an Sedimentkernen untersucht und auf die Anwendbarkeit geprüft werden und das Sr/Ca-Verhältnis verschiedener Mikrofossilien analysiert werden.

Folgende Fragen stehen im Vordergrund:

- Spiegeln Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse planktischer Foraminiferen in Sedimentkernen unterschiedlicher Meeresgebiete des Atlantiks Änderungen der Paläo-Umwelt (Glazial/Interglazial-Wechsel) wider?
- In welchen Meeresgebieten des Atlantiks kann dieses Mg/Ca-Signal in Temperatur übersetzt werden?
- Zeigen verschiedene Mikrofossilien Unterschiede in ihren Elementverhältnissen?
- Welches Potential steckt in der Magnesium-Paläo-Thermometrie?
- Welche Rolle spielen physiologische Prozesse für den Einbau von Magnesium und Strontium in das Biogencarbonat?
- Welche paläo-ozeanographische Bedeutung hat das Sr/Ca-Verhältnis ?

Um die Paläo-Anwendbarkeit dieser Elementverhältnisse aus Mikrofossilien zu testen, werden folgende Ansätze verfolgt:

- An Sedimentkernen unterschiedlicher Gebiete werden verschiedene planktische Foraminiferenarten auf ihre Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse hin untersucht, um festzustellen, wo diese Magnesium-Paläo-Thermometrie-Methode anzuwenden ist und wo die methodischen Grenzen anzusetzen sind. Dafür wurden Sedimentkerne aus den folgenden Gebieten des Atlantiks ausgewählt:
 - * Äquatorialer Ostatlantik
 - * Rockall Plateau
 - * Karibik
 - * Golf von Cadiz und Westiberischer Kontinentalhang
- Um die erhaltenen Paläo-Temperaturen der Magnesium-Paläo-Thermometrie zu überprüfen, werden diese Temperaturen mit denen anderer Proxies verglichen:
 - Faunenanalyse (MAT/RAM und TFT)
 - U_{37}^K bzw. U_{37}^K -Index
 - Sauerstoffisotopen-Verhältnisse

- Mikrofossilien sollen aus Oberflächenproben aus dem Golf von Cadiz und entlang des Westiberischen Kontinentalhanges analysiert und die erhaltenen Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse mit der Oberflächenwassertemperatur und -zusammensetzung verglichen werden.
- Zur Rekonstruktion des Mittelmeerausstroms (MOW) mittels Mg/Ca- und/oder Sr/Ca-Verhältnisse benthischer Ostracoden wird versucht, Veränderungen der Tiefenlage des Paläo-MOW anhand von Sedimentkernen unterschiedlicher Wassertiefen im Golf von Cadiz und entlang des Westiberischen Kontinentalhanges zu rekonstruieren.

Um diese Ansätze verfolgen zu können, mußten zuerst Reinigungsmethoden überprüft und Meßmethoden entwickelt werden. Weiterhin wurden durch Mehrfachmessungen die Abweichungen innerhalb einer Probe und, so weit es möglich war, auch die Abhängigkeit des Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisses von der Größe der Individuen untersucht. Das folgende Kapitel soll einen Überblick über den Stand der Forschung geben.

1.1 Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnis in Gehäusen planktischer Foraminiferen

Chave (1954 a,b) untersuchte verschiedene schalenbildende marine Organismen in Bezug auf ihre Magnesium-Gehalte. Er zeigte die erste Mg/Ca-Temperatur-Korrelation an Foraminiferen auf, ohne jedoch eine Artenspezifikation vorzunehmen. Emiliani (1955) fand heraus, daß sich der Strontium-Gehalt im Calciumcarbonat in bestimmten Foraminiferen nur geringfügig unterscheidet und postulierte einen Strontium-Calcium-Austausch im Kristallgitter des Calcits. Kinsley (1960) zeigte auf, daß z.B. Gastropoden mit Magnesium aus dem Sediment verunreinigt waren.

Um Element-Konzentrationen in unterschiedlichen Bereichen eines Foraminiferengehäuses zu messen, wurde die Elektronenstrahl-Mikrosondenanalytik angewandt (Lipps & Ribbe, 1967; Puechmaille, 1994; Nürnberg, 1995). Nürnberg et al. (1996) zeigten an kultivierten *Globigerinoides sacculifer*, daß die Gehalte an Magnesium bei gleicher Temperatur von Hälterungsversuchen in dem gametogenetischen Calcit, der sich während der Reproduktion bildet, höher (Mg/Ca ca. 8,5 mmol/mol) als im Primärcalcit (Mg/Ca ca. 2,5 mmol/mol) sind. Der gametogenetische Calcit von *G. sacculifer* konnte aber bis jetzt nicht in Sedimentkernen gefunden werden. Brown (1996) und Nürnberg (pers. comm., 1998) fanden bei fossilen *Globigerina bulloides* dagegen eine Magnesium-Anreicherung im primären inneren Calcit und eine Abreicherung in dem gametogenetischen Calcit. Dies weist auf artspezifische Unterschiede hin.

Savin & Douglas (1973) verglichen den Magnesium-Gehalt planktischer Foraminiferengehäusen mit Isotopen-Temperaturen. Sie belegten eine artenunabhängige Korrelation zwischen Temperatur und Magnesium-Konzentration, wobei höhere Magnesium-Werte höhere Temperaturen kennzeichnen. Kilbourne & Sen Gupta (1973) beschrieben einen Zusammenhang zwischen den Magnesium-Konzentrationen in planktischen Foraminiferen und der Wassertemperatur ihres Lebensraumes. Cronblad & Malmgren (1981) fanden den Zusammenhang zwischen Klima-Schwankungen ($\delta^{18}\text{O}$) und dem Strontium- und Magnesium-Gehalt in *G. bulloides* und *Globorotalia inflata* in Sedimenten des Indischen Ozeans (hohe Konzentrationen im Interglazial). Brown (1996) konnte diese Sr/Ca-Verhältnisse allerdings nicht bestätigen (zu Sr: vergleiche auch Kap. 7).

• Mg/Ca-Verhältnis und Temperatur-Abhängigkeit

Über einen längeren Zeitraum hinweg wurde kontrovers diskutiert, ob es eine Korrelation von Mg/Ca- und / oder Sr/Ca-Verhältnis mit der Temperatur, den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten oder den Lebensbereichen der planktischen Foraminiferen gibt (Mg/Ca: Savin & Douglas, 1973; Kilbourne & Sen Gupta, 1973; Opdyke et al., 1993; Sr/Ca: Bender et al., 1975; Opdyke et al. 1993). Allerdings wurde nie eine Korrelation mit Klima-Signalen an einzelnen Arten gefunden (Mg/Ca: Savin & Douglas, 1973; Mg/Ca: Bender et al., 1975).

Nach den Beobachtungen von Cronblad & Malmgren (1981) an Oberflächenproben und Sedimentkernen publizierte Nürnberg (1995) erstmals eine artspezifische Magnesium-Temperatur-Kalibrierung für *Neogloboquadrina pachyderma* sin. Anhand von Hälterungsversuchen mit *G. sacculifer*, die einen Temperatur-Bereich von 19,5 bis 29,5 °C umfaßten, konnten Nürnberg et al. (1996) die Korrelation von Mg/Ca-Verhältnissen mit der Wassertemperatur aufzeigen.

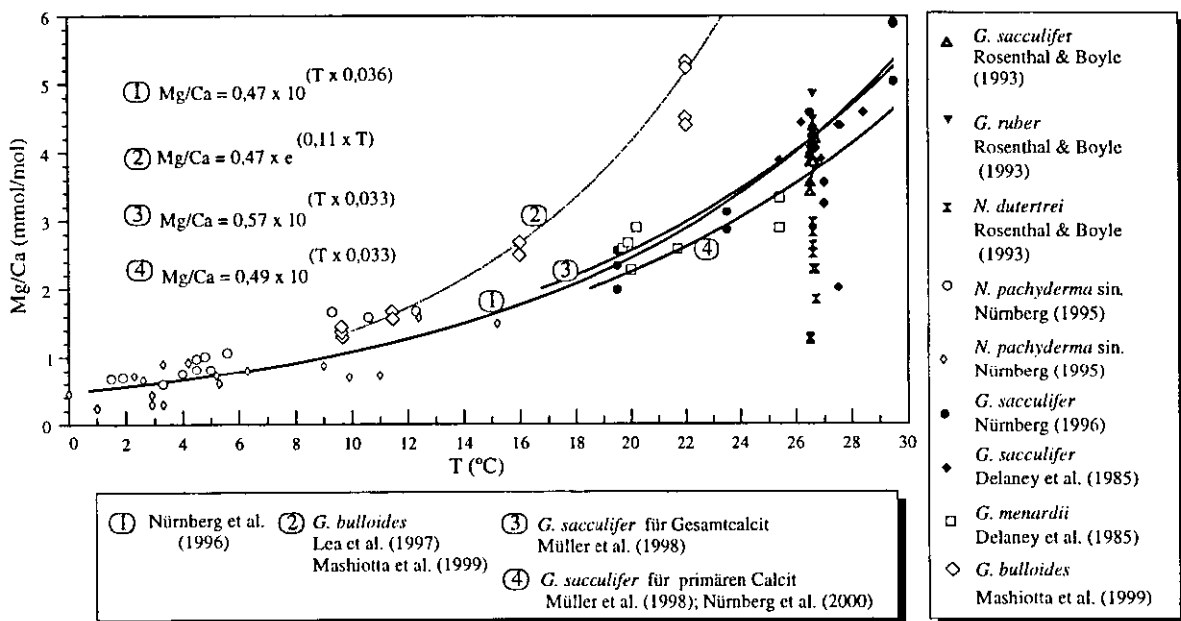


Abb. 1-1 Mg/Ca-Temperatur-Korrelation im Calcit planktischer Foraminiferen.

Nürnberg et al. (1996) versuchten, eine allgemeingültige Kalibrierung aufzustellen, die auf Untersuchungen an Sedimentoberflächen, Hälterungsversuchen sowie Literaturdaten basierte (Abb. 1-1, Kurve 1). Die für diese allgemeingültige Kalibrierung (Kurve 1) verwendeten Probenlokationen sind in Abb. 1-2 dargestellt. Da diese Proben aus unterschiedlichen Meeresgebieten stammen und eine Korrelation der Mg/Ca-Verhältnisse mit der Oberflächenwassertemperatur (SST) zeigen, ist eine Magnesium-Temperatur-Beziehung gerechtfertigt und stellt somit die Grundlage für diese Arbeit dar. Eine Artenspezifikation wurde nicht vorgenommen. Da aber jede planktische Foraminifere ein bestimmtes Tiefenhabitat bevorzugt (z.B. Bé & Tonderlund, 1971), wird in dieser Arbeit eine artspezifische Kalibrierung angestrebt, um eine höhere Genauigkeit der Paläo-Oberflächenwassertemperatur-Rekonstruktion zu ermöglichen. Daher verbesserten Müller et al. (1998) und Nürnberg et al. (2000) die Kalibrierung für *G. sacculifer* unter Berücksichtigung der Artenspezifikation und der verschiedenen Calcitarten (Abb. 1-1, Kurve 3, 4). Abb. 1-1 zeigt die unterschiedlichen Magnesium-Temperatur-Beziehungen für planktische Foraminiferen. Die Kalibrierung von *G. bulloides* durch Lea et al. (1997) und

Mashiotta et al. (1999) wurde anhand von Hälterungsversuchen und Sedimentoberflächenproben über einen Temperaturbereich von 9,7 °C bis 25 °C erstellt (Abb. 1-1, Kurve 2).

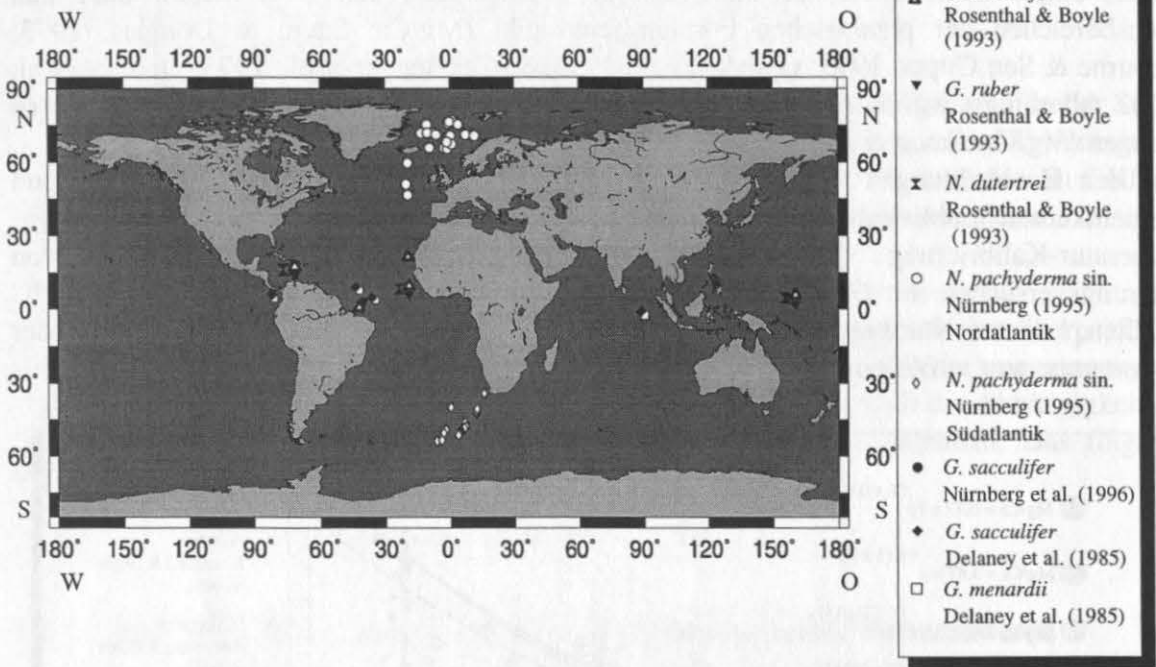


Abb. 1-2 Skizze der Probenlokationen, die die Grundlage der allgemeingültigen Kalibrierung (Kurve 1 in Abb. 1-1; Nürnberg et al., 1996) sowie den Beweis der Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit darstellen.

Um eine möglichst genaue Paläo-SST-Rekonstruktion durchführen zu können, wurde für die Foraminiferenarten *G. sacculifer* (Kurve 4) und *G. bulloides* (Kurve 2) eine artspezifische Magnesium-Temperatur-Beziehung verwendet und mit den Temperaturen der allgemeinen Kalibrierung (Kurve 1) verglichen. Da für *Globigerinoides ruber* w. (weiß) keine artspezifische Kalibrierung vorlag, wurde generell die allgemeine Kalibrierung (Nürnberg et al., 1996) verwendet. Es wurde in Kauf genommen, daß eine artspezifische Kalibrierung für *G. ruber* w. von dieser verwendeten Kalibrierung abweichen könnte und dadurch ein Temperaturfehler entsteht.

Es gelten folgende Kalibrierungen:

$$G. sacculifer \text{ (prim. Calcit): } T = 1/0,033 \times \log [(Mg/Ca)/0,49] \quad (1-1)$$

(Müller et al., 1998; Nürnberg et al., 2000)

$$G. ruber \text{ w. (allgemeine Kalibrierung): } T = 1/0,036 \times \log [(Mg/Ca)/0,47] \quad (1-2)$$

(Nürnberg et al., 1996)

$$G. bulloides \quad T = 1/0,11 \times \ln [(Mg/Ca)/0,46] \quad (1-3)$$

(Lea et al., 1997; Mashiotta et al., 1999)

mit T in °C;
Mg/Ca in mmol/mol

- **Mg/Ca-Verhältnis und Salinitätsabhängigkeit**

Der Einfluß der Salinität auf das Magnesium-Signal wird in der Literatur kontrovers diskutiert (Savin & Douglas, 1973; Yusuf, 1980; Nürnberg et al., 1996; Hastings et al., 1998; Lea et al., 1999). Hälterungsversuche an *G. sacculifer* bei unterschiedlichen Salinitäten (26, 35 und 44), aber konstanter Temperatur (26,5 °C), zeigen eine Zunahme des Mg/Ca-Verhältnisses (Nürnberg et al., 1996) (26: 1,46 mmol/mol; 35: 3,76 mmol/mol; 44: 7,14 mmol/mol).

Hälterungsstudien an *G. sacculifer* im Salinitätsbereich von 33 und 36 zeigen keinen eindeutigen Trend (Nürnberg et al., 1996). Ein möglicher Temperaturfehler, der durch ozeanweite Salinitätsschwankungen im Wechsel von Glazial und Interglazial hervorgerufen würde, läge mit ca. 0,5 °C innerhalb des Fehlerbereiches. Dies wurde auch durch neue Hälterungsversuche bestätigt (Mashiotta et al., 1999).

- **Einfluß der Änderung des Mg/Ca- bzw. Sr/Ca-Verhältnisses des Meerwassers auf das Mg/Ca- bzw. Sr/Ca-Verhältnis der Foraminiferen**

Da der natürliche Calcit kein reines Calciumcarbonat darstellt, sondern noch Spuren anderer Elemente (El) beinhaltet, sagt der Distribution-coefficient*¹ (D_{El}) (Def. siehe Anhang I) im marinen System aus, inwieweit die Meerwasserzusammensetzung einen Einfluß auf die Elementzusammensetzung des Calcits hat (Mucci & Morse, 1990; Morse & Bender, 1990).

Hälterungsversuche wurden an planktischen Foraminiferen durchgeführt, um die thermodynamische Abhängigkeit des D_{El} quantitativ zu erfassen (Delaney et al., 1985; Brown, 1996). Diese Ergebnisse sollten auf natürliche Bedingungen angewendet und dann auf fossile planktische Foraminiferen übertragen werden. Delaney et al. (1985) untersuchten in Hälterungsversuchen den Einfluß des Meerwassers mit verschiedenen Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnissen auf die Gehäusezusammensetzung planktischer Foraminiferen.

Das Mg/Ca-Verhältnis von *G. sacculifer* zeigte keinen eindeutigen Trend bei steigendem Mg/Ca-Verhältnis in der Hälterungslösung. Brown (1996) widerlegte die Erkenntnisse von Delaney et al. (1985), da eine Abhängigkeit der Mg/Ca-Verhältnisse von *G. sacculifer* von den Mg/Ca-Verhältnissen der Hälterungslösung beobachtet werden konnte. Für diese Art zeigte sich, daß die Mg/Ca-Gehalte im Foraminiferengehäuse mit steigender Mg/Ca-Konzentration in der Lösung zunehmen. *G. ruber* zeigte in diesen Hälterungsversuchen hohe Magnesium-Konzentrationen, die als Streß-Signal interpretiert wurden (Brown, 1996).

Delaney et al. (1985) beschrieben eine Zunahme des Sr/Ca-Verhältnisses in den Gehäusen von *G. sacculifer* mit ansteigendem Sr/Ca-Verhältnis im Wasser. Die Sr/Ca-Werte in den Gehäusen von *G. ruber* und *G. sacculifer* waren der Sr/Ca-Konzentration des Meerwassers proportional (Brown, 1996).

Des Weiteren untersuchte Brown (1996) die Temperatur-Abhängigkeit der D_{Sr} - und D_{Mg} -Werte an *G. sacculifer* und *G. ruber* bei 21 °C und 26,2 °C. Bei beiden Arten beobachtete sie eine Abnahme des D_{Sr} -Wertes bei zunehmender Temperatur. Der D_{Mg} -Wert zeigte hingegen bei beiden Arten eine Zunahme bei steigender Temperatur. Die Calcifizierungsrate schien temperaturunabhängig, aber abhängig von der Magnesium-Konzentration in der Lösung zu sein. Der D_{Sr} -Wert und D_{Mg} -Wert von *G. sacculifer* und *G. ruber* sind unabhängig von der Calcifizierungsrate (Brown, 1996).

Wichtig ist, daß das Mg/Ca-Verhältnis des Meerwassers durch die Zeit als konstant betrachtet werden kann, da Magnesium sich im Meerwasser konservativ verhält (Bearman, 1995), die Calcium-Konzentration nur geringfügig durch die Produktion von kalkhaltigen Skeletten variiert und die Verweildauer der Elemente im Ozean in der Größenordnung von Millionen Jahren liegt (Magnesium: $1,3 \times 10^7$ a; Calcium: $1,1 \times 10^6$ a; Broecker & Peng, 1982).

Für das Sr/Ca-Verhältnis trifft dieser Sachverhalt nicht unbedingt zu, da das konservative Verhalten von Strontium kontrovers diskutiert wird. Die Strontium-Konzentration kann durch verstärkte Produktion von SrSO_4 durch Acantharia im Oberflächenwasser abgereichert sein (Brass & Turekian, 1974; Bernstein et al., 1987; de Villiers, 1999; vergl. Anhang F.2 a). Stoll & Schrag (1998) postulieren geringfügige globale Änderungen des Sr/Ca-Verhältnisses des Paläo-Ozeans von $\pm 1 \%$ (vergl. auch Kap. 7). Aber auch Strontium hat eine lange Verweildauer im Ozean ($5,1 \times 10^6$ a; Broecker & Peng, 1982).

- **Tiefenabhängigkeit und Lösungseffekte des Mg/Ca-Signals**

Über Tiefenabhängigkeit und Beeinflussung des Foraminiferencalcits durch Carbonatlösung diskutieren Berger (1968, 1970), Lorens et al. (1977), Bonneau et al. (1980), Berelson et al. (1990), Wu et al. (1990), Rosenthal & Boyle (1993), Berelson et al. (1994), Lohmann (1995), Martin & Sayles (1996), Brown & Elderfield (1996) und Brown (1996).

Danach wird unterhalb der Calcitlysokline verstärkt Magnesium aus dem Calcit herausgelöst. Lowenstam (1961) wies darauf hin, daß Magnesium schneller aus dem Calcitgitter entfernt wird als Strontium.

Lohmann (1995) beschrieb die Gewichtsabnahme von *G. sacculifer* in Abhängigkeit von der Wassertiefe. Er postulierte, daß der Foraminiferencalcit schon 2 km über der Calcitlysokline bis zu 50% gelöst sein kann und erstellte ein Modell für dieses Lösungsphänomen.

Um den Zusammenhang zwischen Magnesium-Konzentration im Calcit und des Sättigungsgrades quantitativ zu erfassen, entwickelten Brown & Elderfield (1996) ein Modell, das die Abhängigkeit des Magnesium-Gehaltes im Calcit mit der Tiefe und der Carbonat-Sättigung (ΔCO_3^{2-}) beschreibt. Daher werden in dieser Arbeit nur Sedimentkerne oberhalb der Lysokline verwendet (vergl. Kap. 2).

- **Mg/Ca- Verhältnis in Abhängigkeit von der Größe des Foraminiferengehäuses**

Rosenthal & Boyle (1993) untersuchten die Mg/Ca-Verhältnisse in Abhängigkeit von der Gehäusegröße (300-700 μm) bei *G. sacculifer*, wobei eine Variationsbreite der Mg/Ca-Werte $< 0,5$ mmol/mol auftritt. Diese Unterschiede im Mg/Ca-Gehalt sind vernachlässigbar, da sie innerhalb des Fehlerbereichs liegen. Es ist weiterhin für das Mg/Ca-Verhältnis nicht entscheidend, ob die Foraminifere eine sackförmige Endkammer gebildet hat oder nicht (Nürnberg et al., 1996).

1.2 Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse in Klappen benthischer Ostracoden

Ostracodenklappen wurden in der Vergangenheit wiederholt auf ihren Magnesium-Gehalt hin untersucht (Clarke & Wheeler, 1922; Chave, 1954 a, b). An Ostracoden von Oberflächenproben fanden Chave (1954 a) mittels Röntgendiffraktometrie und Clarke & Wheeler (1922) mittels naßchemischer Analysen eine positive Korrelation zwischen der Temperatur und dem Magnesium-Gehalt. Diese Ergebnisse wurden in der Literatur oft bestätigt (z.B. Revelle & Fairbridge, 1957; Lowenstam, 1963; Dodd, 1967; Wolfe et al., 1967; Bathurst, 1971; Blatt et al., 1972; Cadot et al., 1972; Lippmann, 1973; Milliman, 1974, Cadot & Kaesler, 1977; Dwyer et al., 1995; Corrège & DeDeckker, 1997). Nach Cadot et al. (1972) und Cadot & Kaesler (1977) ist die Mg/Ca-Variation in unterschiedlichen Bereichen der Halbschalen von Vertretern der *Cytheracea* relativ gering.

Cadot & Kaesler (1977) bewiesen, daß sich Ostracoden hervorragend eignen, den Einfluß der Temperatur und der Wassertiefe auf den Magnesium-Einbau abzuschätzen. DeDeckker et al. (1999) postulierten eine Temperatur-Abhängigkeit von Strontium und Magnesium anhand von Hälterungsversuchen mit der Ostracode *Cyprideis* sp. Bei niedrigen Temperaturen ist eine Strontium-Temperatur-Abhängigkeit zu beobachten. Wenn die Wassertemperatur weiter ansteigt, übernimmt Magnesium diese Funktion der Temperatur-Abhängigkeit. Eine genaue Temperatur für diesen Übergang wurde nicht angegeben.

• **Mg/Ca und Sr/Ca-Verhältnisse in den Klappen von *Krithe* sp.**

Dwyer et al. (1995) sowie Corrège & DeDeckker (1997) nutzten die an *Krithe* sp. aufgezeigte Magnesium-Temperatur-Beziehung zur Rekonstruktion von Bodenwassertemperaturen (Abb. 1-3). Dwyer et al. (1995) verwendeten Mg/Ca-Verhältnisse von *Krithe* sp., um die Bodenwassertemperatur im Nordatlantik zu ermitteln. Sie stellten eine Kalibrier-Kurve auf, mit der sie Bodenwassertemperaturen von 0 bis 5 °C in einer Tiefe von 3400 m durch die Zeit (spätes Pliozän: 3,2-2,3 Mio. Jahre v.h.; Quartär: 220 000 - 0 Jahre v.h.) rekonstruierten. Die Kurve der Mg/Ca-Verhältnisse zeigte eine gute Übereinstimmung mit der Kurve der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte benthischer Foraminiferen. Corrège & DeDeckker (1997) rekonstruierten Bodenwassertemperaturen in der Korallensee in einem Zeitraum von 120 000 - 0 Jahre v.h. mittels einer eigenen Kalibrierung für das Mg/Ca-Verhältnis von *Krithe* sp. Die rekonstruierten Temperaturen in der Wassertiefe von 1630 m variieren über einen größeren Zeitraum von 1 bis 4 °C und zeigten ebenfalls eine gute Korrelation mit den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten benthischer Foraminiferen.

Die Kalibrierungen wurden anhand von Messungen an *Krithe* sp. erstellt. Allerdings unterscheiden sich die Magnesium-Temperatur-Kalibrierungen (Kurven 1, 2 und 3; Abb. 1-3). Daß eine Korrelation der Mg/Ca-Verhältnisse mit der Temperatur besteht, steht außer Zweifel, jedoch ist die Temperatur-Empfindlichkeit des Signals von *Krithe* sp. noch wenig untersucht. Die Mg/Ca-Werte, die zur Kalibrierung verwendet wurden, weisen bei gleicher Temperatur eine große Streuung auf (Dwyer et al. 1995; Corrège & DeDeckker, 1997). Hier stellt sich die Frage, ob bei niedrigen Temperaturen das Magnesium-Signal ein reines Temperatur-Signal ist, oder ob und inwieweit dieses von anderen physiologischen Prozessen überlagert und beeinflußt wird.

Es stellt sich weiterhin die Frage, ob eine exakte Berechnung der Tiefenwassertemperatur aufgrund der großen Streuung der Mg/Ca-Werte möglich ist, oder ob nur Wassermassen mit ausgeprägten Temperatur-Gradienten differenziert werden können. Um eventuelle Einflüsse der Salinität und des Druckes neben der Temperatur zu erhalten, wurden die Mg/Ca-Werte und die Sr/Ca-Werte der *Krithe* sp. von Oberflächenproben aus dem Golf von Cadiz verglichen (Müller & Nürnberg, 1997; Nürnberg, pers. comm., 1999). Die beste Korrelation mit $R = 0,8$ zeigte die Mg/Ca-Temperatur-Beziehung. Das Sr/Ca-Verhältnis zeigte keinerlei Korrelation mit Salinität, Temperatur und Wassertiefe (Müller & Nürnberg, 1997).

Für die Rekonstruktion der Bodenwassertemperaturen im Gebiet des westiberischen Kontinentalhanges und im Golf von Cadiz wurde die Kalibrierung (1-5) von Corrège & DeDecker (1997) verwendet.

$$T = ([\text{Mg}/\text{Ca}] \times 520 - 3,3)/1000 \quad (1-5)$$

mit T in °C
Mg/Ca in mmol/mol

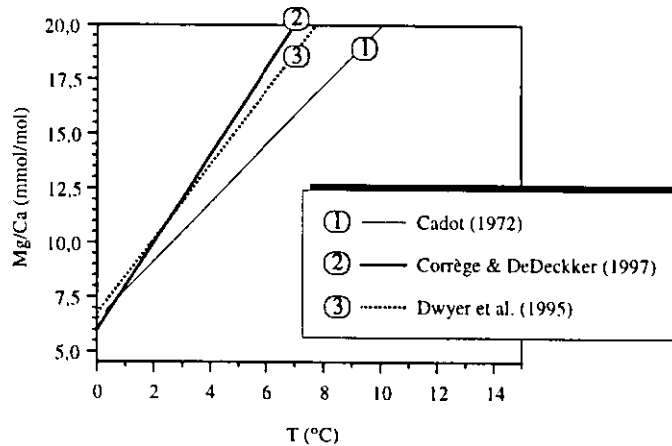


Abb. 1-3 Ein Vergleich der Mg/Ca-Temperatur-Beziehung von *Krithe* sp. aus unterschiedlichen Seegebieten: Tasmansee, Tasman Plateau und Magellan Straße (Cadot, 1972); dem Nordatlantik (Dwyer et al., 1995); aus der Korallensee (Corrège & DeDecker, 1997).

• **Mg/Ca und Sr/Ca-Verhältnisse in den Klappen von *Henryhowella* sp.**

Über das Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnis in den Klappen von *Henryhowella* sp. ist wenig bekannt. Da *Henryhowella* sp. auch zu den *Cytheracea* gehört, sollten die Mg/Ca-Verhältnisse mit denen von *Krithe* sp. vergleichbar sein (Cadot & Kaesler, 1977). Dies ist aber nicht der Fall. Vielmehr scheint *Henryhowella* sp. Magnesium willkürlich einzubauen (Müller & Nürnberg, 1997), da die Mg/Ca-Verhältnisse sehr stark variieren (vergl. Kap. 2.2). Die Sr/Ca-Gehalte sind dagegen sehr konstant. Anhand von Oberflächenproben ergaben die Sr/Ca-Verhältnisse von *Henryhowella* sp. eine gute Temperaturkorrelation (Nürnberg, pers comm., 1999):

$$T = [\text{Sr}/\text{Ca}] / 0,223 - 2,233 \quad (1-6)$$

mit T in °C
Sr/Ca in mmol/mol

Auf die Bestimmung der einzelnen Arten wurde verzichtet, da Ostracoden in Sedimentkernen eher selten vorkommen. Des Weiteren sind artspezifische Variationen der Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse in Ostracoden bis heute nicht bekannt.

2 Material, Methoden und Analytik

• Material und Probenauswahl

Generell wurden nur Sedimentkerne oberhalb der Lysokline ausgewählt, da das Magnesium-Signal als Paläo-Temperatur-Signal unterhalb der Lysokline nicht mehr verwendet werden sollte (z.B. Brown & Elderfield, 1996; Brown, 1996).

Um die Anwendbarkeit dieser Magnesium-Paläo-Thermometrie in verschiedenen Meeresgebieten zu überprüfen, wurden Kerne im offenen Atlantik (GeoB 1105, GeoB 1112, M23414), Sedimentkerne aus der Karibik (M35003, M35027 und M35053) und Sedimentkerne, die während der M39/1 Expedition aus dem ozeanographisch anspruchsvollen Gebiet des Golf von Cadiz und des Westiberischen Kontinentalhanges gekernt wurden, untersucht. Bis auf diese Sedimentkerne der M39/1 Expedition wurden nur Kerne mit einer vollständigen Stratigraphie ausgesucht, an denen ausgeprägte glazial/interglaziale Wechsel in den $\delta^{18}\text{O}$ -Signalen zu erkennen waren. Weiterhin wurden Kerne bevorzugt, an denen andere Paläo-SST-Rekonstruktionen, wie U_{37}^K - und / oder Faunenanalysen (TFT, MAT oder RAM), durchgeführt worden waren. Somit sollte es möglich sein, die verschiedenen SST der unterschiedlichen Methoden, die zu der Rekonstruktion von Oberflächenwassertemperaturen herangezogen werden, mit den Magnesium-Temperaturen zu vergleichen. Zusätzlich wurden 5 Sedimentkerne (Golf von Cadiz und vor Portugal) auf die Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse benthischer Ostracoden hin analysiert, um die Bodenwassertemperaturen zu rekonstruieren und Änderungen des Mittelmeerausstroms (MOW) zu erfassen. Die Kernlokationen sind in Abb. 2-1 mit den Oberflächenströmungen dargestellt.

Äquatorialer Ostatlantik

Der Kern **GeoB 1112** in einer Wassertiefe von 3125 m reicht bis in das Isotopenstadium 8 (ca. 275 000 Jahre v.h.) zurück und zeigt drei Glazial/Interglazial-Wechsel. Die Isotopenanalyse erfolgte an *G. ruber* und *G. sacculifer* (Meinecke, 1992). Im Probenintervall von 5 cm wurden *G. sacculifer*, jede zweite Probe *G. ruber* w. und *G. bulloides* auf ihre Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse hin untersucht (Fraktion > 300 μm) (siehe Anhang C.1). Die Einstufung der Stadiengrenzen erfolgte nach Martinson et al. (1987).

Der Kern **GeoB 1105** des äquatorialen Ostatlantiks stammt aus einer Wassertiefe von 3225 m, reicht bis in das Isotopenstadium 11 (370 000 Jahre v.h.) zurück und zeigt fünf Glazial/Interglazial-Wechsel. Die Isotopenanalyse erfolgte an *G. ruber* (Meinecke, 1992). Im Probenintervall von 10 cm wurde *G. sacculifer* bis in das Stadium 11 auf ihre Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse hin untersucht (Fraktion > 150 μm). *G. bulloides* wurde in 10 cm Abständen bis Stadium 7 analysiert (Fraktion > 150 μm) (siehe Anhang C.2). Die Einstufung der Stadiengrenzen erfolgte nach Martinson et al. (1987).

Rockall Plateau:

Die Position des Sedimentkernes **M23414** liegt westlich von Irland im Nordatlantik in einer Wassertiefe von 2196 m. Mit einer Länge von 855 cm reicht dieser Kern bis ins Isotopenstadium 8 zurück. In 5 cm Intervallen wurde das Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnis dieses Kernes bis 160 cm und in 10 cm Abständen bis 650 cm (Isotopenstadium 7) auf *G. bulloides* analysiert (Fraktion > 250 μm) (siehe Anhang C.6). Die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven von *G. bulloides* sowie das Altersmodell wurden von Jung (1996) entwickelt. Die Einstufung der Stadiengrenzen erfolgte nach Martinson et al. (1987).

Karibik:

Die Position des Sedimentkernes **M35003** liegt in der Grenada Passage in einer Wassertiefe von 1299 m. Mit einer Länge von 958 cm reicht dieser Kern bis in das Isotopenstadium 4 zurück. In 10 cm Intervallen wurde *G. sacculifer* auf ihr Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnis hin analysiert (Fraktion > 250 µm) (siehe Anhang C.3). Die $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von *Cibicidoides wuellerstorfi* sowie das Altersmodell basieren auf den Arbeiten von Hüls (1999) und Stüber (1999). Die Einstufung der Stadiengrenzen erfolgte nach Martinson et al. (1987).

Der Sedimentkern **M35027** stammt vom Kontinentalhang südlich von Puerto Rico aus 1814 m Wassertiefe. Er hat eine Länge von 1106 cm und reicht bis ins Isotopenstadium 10 zurück. In 5 cm Intervallen bis in eine Teufe von 5,00 m und in 10 cm Abständen bis in eine Teufe von 8,50 m (Isotopenstadium 8) wurde *G. sacculifer* auf ihr Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnis hin analysiert (Fraktion > 250 µm) (siehe Anhang C.4). Die stabilen Isotopen-Kurven ($\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$) benthischer Foraminiferen sowie das Altersmodell basieren auf der Arbeit von Lembke (1997). Die Einstufung der Stadiengrenzen erfolgte nach Martinson et al. (1987).

Die Position des Sedimentkernes **M35053** liegt im südöstlichen Einzugsbereich der Pedro Bank aus 1698 m Wassertiefe. Er hat eine Länge von 960 cm und reicht bis ins Isotopenstadium 13 zurück. Dieser Kern wurde in 10 cm Intervallen bis in eine Teufe von 5,10 m (Isotopenstadium 8) untersucht. Die Art *G. sacculifer* wurde auf ihr Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnis hin analysiert (Fraktion > 250 µm) (siehe Anhang C.5). Die stabilen Isotopen-Kurven ($\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$) an benthischen Foraminiferen und das Altersmodell wurden ebenfalls von Lembke (1997) erstellt. Die Einstufung der Stadiengrenzen erfolgte nach Martinson et al. (1987).

Golf von Cadiz und Westiberischer Kontinentalhang

Der Sedimentkern **M39008** stammt aus dem Golf von Cadiz aus einer Wassertiefe von 577 m und weist durch den Flußeintrag des Guadalquivir eine sehr hohe Sedimentationsrate auf (Schönfeld, pers. comm., 1999). Mit einer Länge von 560 cm reicht dieser Kern bis ins letzte Glazial zurück. Dieser Kern weist ein ca. 360 cm mächtiges Holozän auf. Ostracoden (*Krithe* sp. und *Henryhowella* sp.) und planktische Foraminiferen (*G. bulloides* und *G. ruber* w.) wurden aus der Fraktion > 250 µm ausgewählt (siehe Anhang C.7). Die stratigraphische Einstufung erfolgte durch Schönfeld (pers. comm., 1999).

Die Position des Sedimentkernes **M39036** liegt vor Portugal in einer Wassertiefe von 1749 m. Mit einer Länge von 705 cm reicht dieser Kern bis in das Isotopenstadium 3 zurück. Der oberen Teil (0-50 cm) besteht aus holozänen Sedimenten, dann folgen die Termination 1B, die jüngere Dryas, Termination 1A und das letzte Glazial mit den Heinrich Events (Schönfeld, pers. comm., 1999). Ostracoden (*Krithe* sp.) und planktische Foraminiferen (*G. bulloides*) wurden aus der Fraktion > 250 µm ausgewählt (siehe Anhang C.8). Die stratigraphische Einstufung erfolgte durch Schönfeld (pers. comm., 1999).

Die Position des Sedimentkernes **M39058** liegt in einer Wassertiefe von 1977 m vor Portugal. Da dieser Kern mit einer Länge von 178 cm durch sehr starke Umlagerungen geprägt ist, wie dies die AMS- ^{14}C -Datierungen mit einer Altersumkehr im Kernabschnitt zwischen 80 und 100 cm bestätigen, kann daher eine Interpretation bis zu einer Kernteufe von 34 cm (Holozän) vorgenommen werden (Schönfeld, pers. comm., 1999). Ostracoden (*Krithe* sp. und *Henryhowella* sp.) und planktische Foraminiferen (*G. bulloides*) wurden aus der Fraktion

> 250 μm ausgewählt (siehe Anhang C.9). Die stratigraphische Einstufung erfolgte durch Schönfeld (pers. comm., 1999).

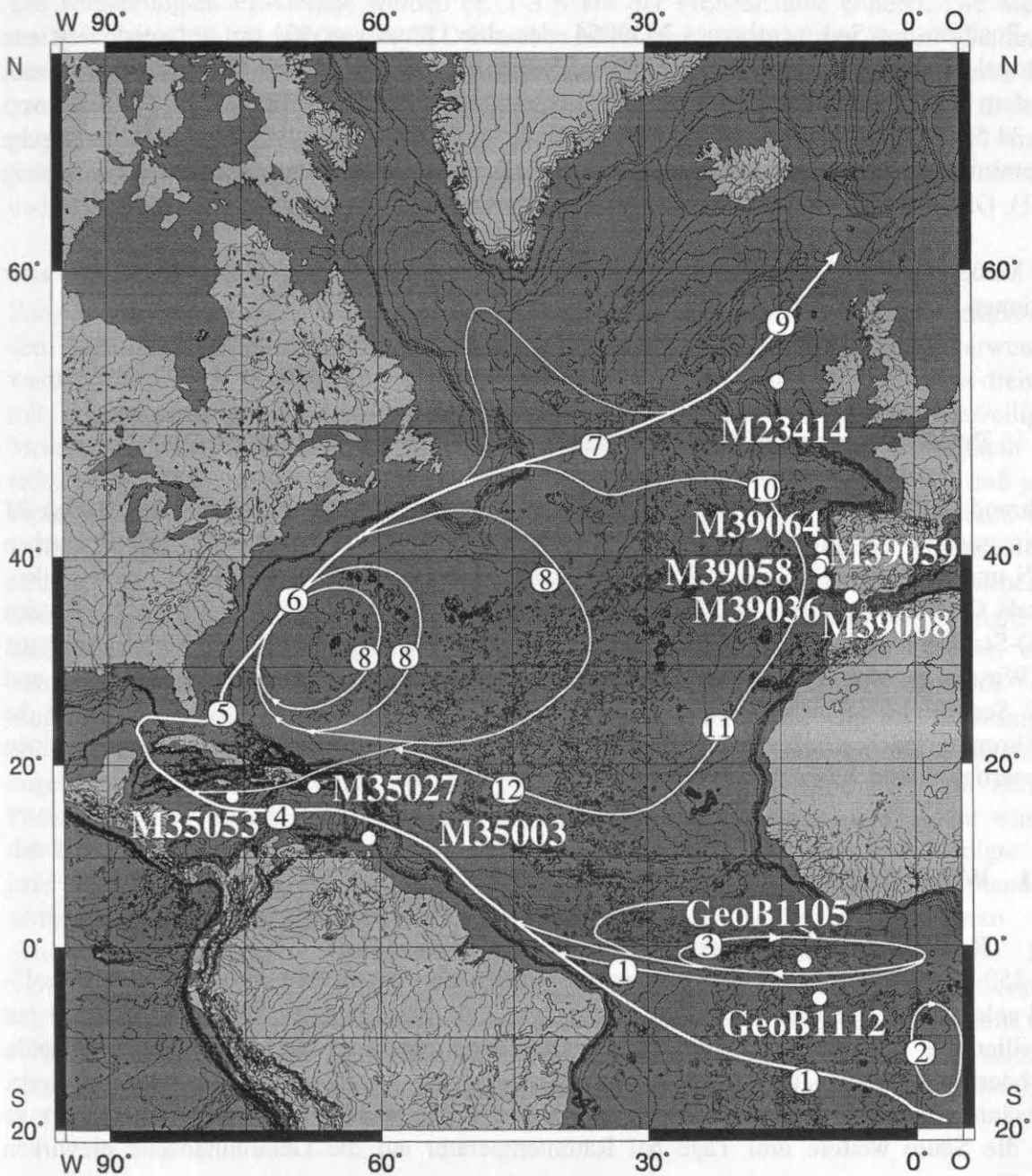


Abb. 2-1 Übersichtskarte der bearbeiteten Sedimentkerne mit der schematischen Darstellung der Oberflächenströmungen modifiziert nach Tomczak & Godfrey (1994): 1 = Südäquatorialstrom; 2 = Angolastrom; 3 = äquatorialer Gegenstrom; 4 = Karibikstrom; 5 = Floridastrom; 6 = Golfstrom; 7 = nordatlantische Drift; 8 = subtropischer Wirbel; 9 = Norwegenstrom; 10 = Portugalstrom; 11 = Kanarenstrom; 12 = Nordäquatorialstrom (Die Darstellung der Oberflächenströmungen erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit).

Der Sedimentkern M39059 mit einer Länge von 75 cm stammt aus einer Wassertiefe von 1605 m vor Portugal. Dieser Kern dokumentiert nur einen Ausschnitt des letzten glazialen Maximums (LGM) (Schönfeld, pers. comm., 1999). Ostracoden (*Krithe* sp., *Henryhowella* sp. und *Bythocypris* sp.) und planktische Foraminiferen (*G. bulloides*) wurden aus der Fraktion

> 250 μm ausgewählt (siehe Anhang C.10). Die stratigraphische Einstufung erfolgte durch Schönfeld (pers. comm., 1999).

Die Position des Sedimentkernes **M39064**, der eine Länge von 401 cm aufweist, liegt vor Portugal in einer Wassertiefe von 1140 m. Nur die Oberflächenprobe dieses Kernes scheint aus dem Holozän zu sein. Die AMS- ^{14}C -Datierung aus 40 cm Teufe ergibt ein ^{14}C -Alter von ca. 34 500 Jahren v.h. Ostracoden (*Krithe* sp. und *Henryhowella* sp.) und planktische Foraminiferen (*G. bulloides*) wurden aus der Fraktion > 250 μm ausgewählt (siehe Anhang C.11). Die stratigraphische Einstufung erfolgte durch Schönfeld (pers. comm., 1999).

Die Meßergebnisse der Analysen sind in Anhang C und die geographischen Positionen aller Stationen in Anhang B aufgeführt.

2.1 Probenentnahme während der METEOR 39/1 Expedition

Während der METEOR 39/1 Expedition zum Westiberischen Kontinentalhang wurden 31 Sedimentstationen am portugiesischen Kontinentalhang und im Golf von Cadiz zwischen 35°N und 45°N, die sich auf mehrere Tiefenprofile von 800 - 3000 m Wassertiefe aufteilen, mittels Großkastengreifer (GKG), Multicorer (MUC) und Schwerelot (SL) beprobt. An den CTD-Stationen der METEOR 39/1 Expedition wurden Wasserproben für chemische Analysen mit Wasserschöpfern genommen (Anhang B.3). Zusätzlich wurden an den CTD-Stationen und an 2 Sediment-Stationen Bodenwasserproben sowohl für Elementanalysen als auch für die Bestimmung der Carbonatsättigung entnommen. Die Beprobung deckt somit einen Wassertiefenbereich bis max. 3400 m ab.

2.1.1 Wasserproben

• Reinigung der Probengefäße für die M39/1 Expedition

Die 250 ml PE-Gefäße für die Wasserproben wurden eine Woche in einem 2%igen Mucosol®-Bad gelegt. Anschließend wurden sie dreimal mit Leitungswasser tensidfrei und zweimal mit destilliertem Wasser gewaschen und anschließend zweimal mit Reinstwasser gespült. Nachdem alle Gefäße mit Reinstwasser gefüllt worden waren, wurde jeweils 1 ml konz. Salzsäure zugegeben und verschlossen. Nach drei Tagen wurden alle Gefäße umgedreht, so daß die Säure weitere drei Tage bei Raumtemperatur auf die Gefäßinnenseite einwirken konnte.

Nachdem die Gefäße entleert und zweimal mit Reinstwasser gespült wurden, wurden sie mit Reinstwasser gefüllt, mit jeweils 1 ml konz. Salpetersäure versehen und verschlossen. Wiederum nach drei Tagen wurden sie umgedreht und weitere drei Tage bei Raumtemperatur stehen gelassen. Nach diesem Schritt sollten die Verunreinigungen oxidativ entfernt worden sein. Die Flaschen wurden wieder zweimal mit Reinstwasser gespült, mit Reinstwasser gefüllt und je 0,25 ml konz. Salpetersäure zur Konservierung zugegeben. Anschließend wurden sie verschlossen, mit Parafilm® versiegelt und in Schlauchfolie eingeschweißt. Zur Kontrolle wurde das Wasser, das zur Konservierung dieser vorgereinigten Flaschen diente, aus drei Flaschen ebenfalls analysiert.

- **Meerwasserprobennahme aus Kranzwasserschöpfern (CTD) während der M 39/1 Expedition**

Die vorgereinigten PE-Gefäße wurden ca. 1-3 h vor der Probennahme entleert. Die Meerwasserproben (250 ml) wurden aus CTD-Flaschen mit einem vorgereinigten Tygon[®]-Schlauch entnommen, ebenso das überstehende Bodenwasser der Multicorer-Rohre. Es wurde auf genügend Vorlauf geachtet. Die Probenflaschen wurden mit dem Probenwasser dreimal gespült und dann gefüllt (250 ml). Dann wurden alle Proben mit jeweils 0,25 ml konz. Salzsäure angesäuert, verschlossen, mit Parafilm[®] versiegelt, in Schlauchfolie eingeschweißt und bei 4 °C gelagert.

- **Analytik der Wasserproben**

Zur Analyse wurden die Wasserproben der M39/1 und der ANTARKTIS XI/2 Expedition aus dem Südatlantik herangezogen. Alle Gefäße, die für die Analytik und Reinigung verwendet wurden, wurden vor Gebrauch mit heißer verd. Salzsäure (1 N) behandelt, mindestens dreimal mit Reinstwasser gespült und im staubfreien Raum getrocknet. 0,4 ml der jeweiligen Meerwasserprobe wurden auf 1:10 mit Reinstwasser verdünnt, um den Salzgehalt zu reduzieren. Als interner Standard wurde zu jeder Probe soviel Yttrium zugegeben, daß jede Probe genau 10 ppm des internen Standards enthielt, um die Messung zu stabilisieren und Drifterscheinungen während der Messung zu minimieren. Um einen Matrixeffekt auszuschließen, wurden den Kalibrier-Standards dem Meerwasser entsprechende Konzentrationen an Natrium (1077 mg/l) als Natriumchlorid (reinst) und Kalium (38 mg/l) als Kaliumchlorid (suprapur) zugemischt. Natriumchlorid und Kaliumchlorid besaßen eine ausreichende Reinheit, so daß eine Verunreinigung der Meerwasser-Standards mit Magnesium, Calcium und Strontium unterhalb der Nachweisgrenze lag. Die Messungen erfolgten an einer ICP-OES mit Polychromator. Es wurden die intensiven und weitgehend ungestörten Element-Linien für die Analytik ausgewählt. Die Detektion erfolgte mittels Photomultipliern, deren Hochspannungen den Konzentrationsbereichen so angepaßt waren, daß ein optimales Signal erhalten wurde. Die Zentrierung des Polychromators erfolgte vor jeder Meßreihe mit einer 1 M Fe-Lösung. Nach jeweils 5 Analysen wurde ein Standard gemessen, um Drifterscheinungen zu erfassen und auszuschließen. Es waren nur Schwankungen innerhalb des methodischen Fehlers zu beobachten ($< \pm 2,5 \%$). Die Verunreinigungen der verwendeten Standards lagen unter dem Nachweisbereich des Gerätes. Mit den verwendeten Eichstandards wurde eine Korrelation von 0,9999 für Magnesium und 0,99999 für Calcium und Strontium für die erstellte Eichgerade erhalten. Die relative Standardabweichung betrug $< 1\%$ für Magnesium, Calcium und Strontium (Daten: Anhang D; CTD-Profile: Anhang F).

- **Carbonat-Analyse (CO_3^{2-}) der Wasserproben der M39/1 Expedition**

Die 250 ml und 350 ml Duranglasgefäße mit Duranglasstopfen wurden 1 Tag in ein 60 °C heißes 3%iges Mucosol[®]-Bad gelegt, um Fettreste zu entfernen. Dann wurden sie einmal mit destilliertem Wasser und dreimal mit Reinstwasser gespült und im Trockenschrank getrocknet. Nachdem keine Kalkspuren zu erkennen waren, wurden die Flaschen in Schlauchfolie eingeschweißt.

Die Probenentnahme erfolgte nach Doe (1994). Die Meerwasserproben (250 ml/ 350 ml) wurden schnellstmöglich aus CTD-Flaschen mit einem vorgereinigten Tygon[®]-Schlauch entnommen, um einen CO_2 -Austausch mit der Atmosphäre so gering wie möglich zu halten. Ebenso wurde mit dem überstehenden Wasser der Multicorerrohre verfahren. Der vorgeschriebene Headspace^{*)} der gefüllten Probenflaschen von 2 Vol.% wurde eingehalten.

Dann wurden die Proben mit gesättigter Quecksilber-II-chlorid-Lösung versetzt, um Lebewesen zu vergiften (250 ml Flaschen mit 50 μ l gesättigter Quecksilber-II-chlorid-Lösung und 350 ml Flaschen mit 75 μ l gesättigter Quecksilber-II-Chlorid-Lösung). Die Flaschen wurden dann schnellstmöglich mit eingefetteten Duranstopfen (Apizon[®]-L) luftdicht verschlossen, der Schliff mit einer Schliffklammer gesichert und mit Tape versiegelt.

Die Bestimmung der Carbonatsättigung wurde von Dr. Körtzinger und Dr. Mintorp an dem Institut für Meereskunde (Universität Kiel) durchgeführt. Es wurde der Σ CO₂-Wert nach Doe (1994) bestimmt. Der Alkalinitätswert wurde nach Bainbridge et al. (1981) ermittelt (vergl. Kap. 6.2.1).

2.1.2 Sedimentproben der M39/1 Expedition

Während der M39/1 Expedition wurden die Sedimentoberflächen an allen Stationen beprobt (der obere Zentimeter sowohl aus Multicorer-Rohren als auch aus Großkastengreifern). Multicorer-Rohre wurden zentimeterweise beprobt (Anhang B). Benthische Ostracoden (u.a. *Krithe* sp., *Henryhowella* sp.) und planktische Foraminiferen (*G. ruber*, *G. bulloides*, *G. sacculifer* und *Orbulina universa*) wurden aus den gefriergetrockneten, geschlammten und fraktionierten Proben (>250 μ m) ausgelesen. Die planktische Foraminifere *O. universa* wurde nur für methodische Untersuchungen herangezogen, da diese Art in großer Anzahl zur Verfügung stand.

2.2 Aufbereitung der Mikrofossilien und Analytik

• Untersuchung der verschiedenen Reinigungsverfahren

Da die Mikroorganismen verschiedene Verunreinigungen enthalten, müssen die Proben entsprechend vorbehandelt werden (Boyle & Keigwin, 1985/86). Auf eine Magnesium-Kontamination wies erstmals Krinsley (1960) hin. In der Literatur werden verschiedene Reinigungsverfahren beschrieben (Boyle, 1981; Boyle & Keigwin, 1985/86; Brown, 1996; Hastings et al., 1998; Mashiotta et al., 1999), die stark voneinander abweichen. Daher war es wichtig, diese Reinigungsverfahren und Reinigungsschritte zu vergleichen und für die Elemente Strontium und Magnesium zu testen. Dazu wurden von zwei planktischen Foraminiferenarten (*G. bulloides* und *O. universa*) je ca. 50 Stück (ca. 1,0 mg) aus einer Oberflächenprobe ausgelesen, zwischen Glasplatten zerstoßen, den unterschiedlichen Reinigungsschritten und Reinigungsverfahren unterzogen und in 0,1 N Salpetersäure aufgelöst. 100 μ l der Probe wurden mit 1,50 ml 20 ppm Y-Standard versetzt und auf 3,00 ml mit Reinstwasser aufgefüllt.

Anschließend wurden die Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse analysiert: pro Reinigungsversuch wurden je 2 Proben für jede Foraminiferenart getestet. Die Mikrofossilien stammen aus einer Oberflächenprobe vor Portugal (M39059-2) (siehe Anhang C.13).

• Versuch 1):

Die Proben wurden dreimal mit Reinstwasser gespült, jedesmal 2 min mit Ultraschall behandelt und in salzsäuregereinigte Gefäße umgefüllt.

• Versuch 2):

Die Proben wurden dreimal mit Reinstwasser, einmal mit dest. Methanol und zweimal mit Reinstwasser gespült, wobei sie jedesmal 2 min mit Ultraschall behandelt wurden.

- Versuch 3): Verfahren modifiziert nach Boyle (Boyle, 1981; Boyle & Keigwin, 1985/86):

Auf den Reduktionsschritt in der Methode nach Boyle (1981) konnte aufgrund der Ergebnisse von Hastings (Hastings et al., 1998) verzichtet werden. Die Proben wurden dreimal mit Reinstwasser, einmal mit dest. Methanol und zweimal mit Reinstwasser gespült und jedesmal 2 min mit Ultraschall behandelt. Dann wurden sie 30 min mit einem Gemisch aus heißer 0,1 N Natronlauge / Wasserstoffperoxid (30 ml 0,1 N NaOH/ ca. 10 µl 30 % H₂O₂) behandelt, wobei die Proben alle 10 min für 2 min mit Ultraschall behandelt wurden. Die Proben wurden dann dreimal mit Reinstwasser gewaschen, wobei sie jedesmal 2 min mit Ultraschall behandelt wurden.

- Versuch 4): Verfahren modifiziert nach Brown (1996):

Die Proben wurden dreimal mit Reinstwasser, einmal mit dest. Methanol und zweimal mit Reinstwasser gespült und jedesmal 2 min mit Ultraschall behandelt. Dann wurden sie mit Ammoniumchlorid-Lösung und für 2 min mit Ultraschall behandelt. Die Proben wurden dann dreimal mit Reinstwasser gewaschen, wobei sie jedesmal 2 min mit Ultraschall behandelt wurden.

- Versuch 5): Verfahren modifiziert nach Hastings et al. (1998):

Die Proben wurden dreimal mit Reinstwasser gespült und jedesmal 2 min mit Ultraschall behandelt. Dann wurden sie 30 min mit einem Gemisch aus heißer 0,1 N Natronlauge / Wasserstoffperoxid (30 ml 0,1 N NaOH / ca. 10 µl H₂O₂ 30 %) erhitzt. Hierbei wurden die Proben alle 10 min für 2 min mit Ultraschall behandelt. Die Proben wurden dann dreimal mit Reinstwasser gewaschen, wobei sie jedesmal 2 min mit Ultraschall behandelt wurden.

- Versuch 6): Kombination aus den Versuchen 3 und 4:

Die Proben wurden dreimal mit Reinstwasser, einmal mit dest. Methanol und zweimal mit Reinstwasser gespült und jedesmal 2 min mit Ultraschall behandelt. Dann wurden sie mit Ammoniumchlorid-Lösung gespült und für 2 min ins Ultraschallbad gestellt. Nachdem sie dreimal mit Reinstwasser/ 2 min Ultraschall nachbehandelt worden waren, wurden sie 30 min mit einem Gemisch aus heißer 0,1 N Natronlauge/ Wasserstoffperoxid (30 ml 0,1 N NaOH / 10 µl 30% H₂O₂) erhitzt, wobei die Proben alle 10 min für 2 min ins Ultraschallbad gestellt wurden. Die Proben wurden dann dreimal mit Reinstwasser gewaschen, wobei sie jedesmal 2 min mit Ultraschall behandelt wurden.

Das Experiment zeigt eine Änderung der Mg/Ca-Konzentration der nur mit dreimal Reinstwasser behandelten Proben (Versuch 1) im Vergleich zu den Proben der übrigen Reinigungsverfahren (Versuch 2 - 6) (Abb. 2-2). Es wurden jedoch vergleichbare Mg/Ca-Konzentrationen bei den literaturbekannten Reinigungsverfahren erhalten. Für die weiteren Kernuntersuchungen wurde das intensivere Reinigungsverfahren nach Boyle (1981) ohne Reduktionsschritt (Versuch 3) verwendet, da vor allem bei tieferen und älteren Foraminiferegehäusen mit einer stärkeren Kontamination zu rechnen ist.

Für Strontium zeigte sich keinerlei Veränderung der Sr/Ca-Werte während den verschiedenen Reinigungsschritten. Für Strontium wurden die gleichen Reinigungsverfahren wie für Magnesium angewendet (Abb. 2-3).

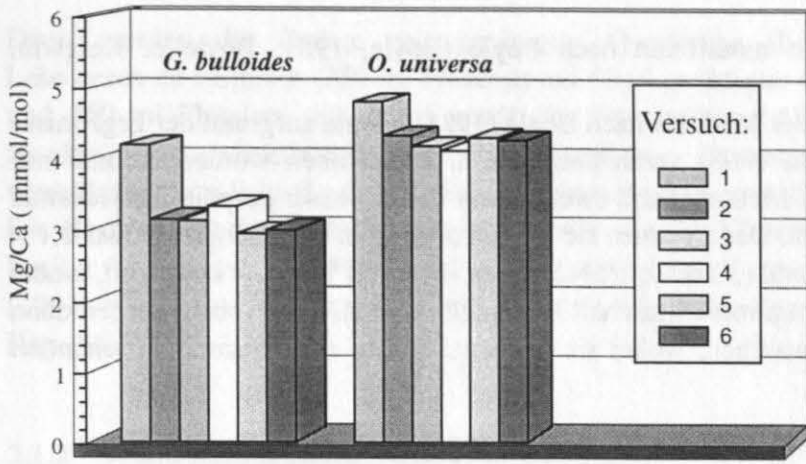


Abb. 2-2 Vergleich der verschiedenen Reinigungsschritte für Mg/Ca-Verhältnisse an *G. bulloides* und *O. universa*.

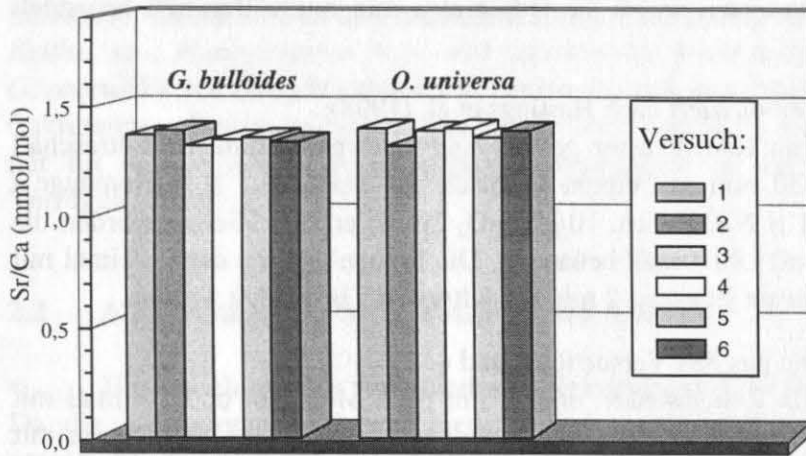


Abb. 2-3 Vergleich der verschiedenen Reinigungsschritte für Sr/Ca-Verhältnisse an *G. bulloides* und *O. universa*.

• Reinigung der Mikrofossilien aus den Sedimentkernen

Benthische Ostracoden (u.a. *Krithe* sp., *Henryhowella* sp.) und planktische Foraminiferen (*G. ruber*, *G. bulloides* und *G. sacculifer*) wurden aus dem Kernmaterial, das fraktioniert gesiebt zur Verfügung gestellt wurde, ausgelesen. Aus dem Vergleich verschiedener Reinigungsverfahren wurde folgende Methode zur Reinigung entwickelt:

0,5 - 1,2 mg Foraminiferengehäuse (das entspricht ca. 50 Exemplaren von *G. bulloides* und *G. ruber*, ca. 25 Exemplaren von *G. sacculifer*) wurden in ein Reaktionsgefäß umgefüllt, nachdem die planktischen Foraminiferen zwischen Glasplatten zerdrückt wurden, um die Kammern zu öffnen. Benthische Ostracoden (ca. 1 - 6 Exemplare) wurden unzerstört in die Reaktionsgefäße überführt. Anschließend wurde das Material nach der Methode 3) gereinigt. Die so präparierten Reste der Mikroorganismen wurden in saubere Reaktionsgefäße¹⁾ überführt und in 0,1 N Salpetersäure im Ultraschallbad aufgelöst. 100 µl dieser Lösung wurden mit 100 µl 20 ppm Y-Lösung versetzt, auf 1,5 ml mit 10 ppm Y-Lösung aufgefüllt und analysiert.

¹⁾ Die Reaktionsgefäße und die ICP-Meßgefäße wurden mit verdünnter Salzsäure bei 60 °C mindestens 1 Woche vorbehandelt. Anschließend wurden sie dreimal mit Reinstwasser ausgespült und in einem Reinraum-Arbeitsplatz getrocknet. Die Gefäße jeder Charge wurden nach der Reinigung auf ihre Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse hin analysiert. Es wurden keine Verunreinigungen der Gefäße festgestellt.

• ICP-OES-Analyse der Mikrofossilien

Die Analysen erfolgten mit 10 ppm Yttrium als internen Standard an einer ICP-OES mit Polychromator. Es wurden die intensiven und weitgehend ungestörten Element-Linien für die Analytik ausgewählt (Anhang A). Die Detektion erfolgte an einem Photomultiplier, dessen Hochspannung den Konzentrationsbereichen so angepaßt war, daß ein optimales Signal erhalten wurde (Anhang A). Die Zentrierung des Polychromators erfolgte vor jeder Meßreihe mit einer 1 M Fe-Lösung bei 238,207 nm. Alle 4 - 8 Analysen wurde ein Standard gemessen, um Drifterscheinungen zu kontrollierten. Die Verunreinigungen der verwendeten Standards lagen unter dem Nachweisbereich des Gerätes. Mit den verwendeten Eichstandards wurde eine Korrelation von mindestens 0,99999 für Magnesium, 0,99999 für Calcium und 0,99999 für Strontium für die Eichgerade erhalten. Die relative Standardabweichung pro Probemessung betrug < 1% für Magnesium, Calcium und Strontium.

• Vergleich der analytischen Verfahren ICP-OES und Mikrosonde

Ein Methodenabgleich war besonders wichtig, da die Magnesium-Temperatur-Kalibrierungen für *G. sacculifer* und die verschiedene Kalibrierung (Nürnberg et al., 1996; Gl. 1-1; Gl. 1-2) auf Mikrosondenanalytik beruhten, aber die Reinigung der Mikrofossilien in den Sedimentkernen nach chemischen Methoden durchgeführt wurde. Die ICP-OES-Analytik sowie die Probenaufbereitung wurden wie beschrieben durchgeführt. Die parallele Analyse von verschiedenen Foraminiferenarten (untere Punktwolke, niedrige Mg/Ca-Verhältnisse: *N. pachyderma* sin.; obere Punktwolke, höhere Mg/Ca-Verhältnisse: *G. bulloides*) aus unterschiedlichem Probenmaterial führte zu einer ausreichenden Übereinstimmung (Abb. 2-4). Die Mikrosondendaten (Nürnberg, pers. comm., 1999) wurden den ICP-Daten angeglichen.

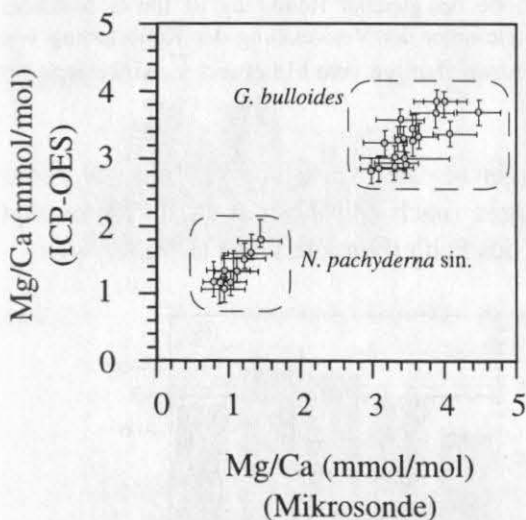


Abb. 2-4

Vergleich der Mikrosonden-Daten mit den ICP-OES-Daten unter Verwendung zweier Foraminiferenarten.

• Untersuchung der intraspezifischen Variabilität der Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse einer Probe in planktischen Foraminiferen

Um die Variationsbreite einer Probe und damit den methodischen Fehler zu erfassen, wurden ca. 500 Exemplare von *G. bulloides* und 400 Exemplare von *G. sacculifer* aus einer Probe ausgelesen, auf 8 bzw. 5 Gefäße verteilt und dem oben beschriebenen Reinigungsverfahren unterzogen. Nach der ICP-OES-Messung wurde für *G. bulloides* eine Abweichung vom Mittelwert \bar{x} (3,31 mmol/mol) von $\pm 0,4$ mmol/mol Mg/Ca (RSD = 4,8) erhalten. Dies

entspricht einer Temperatur-Abweichung von $\pm 1 \text{ }^\circ\text{C}$ (Abb. 2-5) (RSD = 2,5). Für die Umrechnung in Temperaturen wurde die artspezifische Kalibrierung von Lea et al. (1997) und Mashiotta et al. (1999) verwendet. Für *G. sacculifer* wurde eine Abweichung vom Mittelwert \bar{x} (3,68 mmol/mol) von $\pm 0,14 \text{ mmol/mol Mg/Ca}$ erhalten (RSD = 2,7). Dies entspricht einer Temperaturabweichung vom Mittelwert \bar{x} (26,5 $^\circ\text{C}$) von $\pm 0,5 \text{ }^\circ\text{C}$ bei Verwendung der artspezifischen Kalibrierung (Abb. 2-6) (RSD = 1,4). Die planktische Foraminifere *G. ruber* kann in zwei Arten *G. ruber w.* und *G. ruber r.* unterschieden werden. Daher stand die Frage im Raum, ob die Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse in *G. ruber w.* und *G. ruber r.* untereinander vergleichbar sind und wie groß die Variation in einer Probe ist. Analog zu *G. sacculifer* und *G. bulloides* wurden 200 Exemplare von *G. ruber w.* und 100 Exemplare von *G. ruber r.* zwischen Glasplatten zerdrückt. Sie wurden jeweils auf 4 bzw. 2 Gefäße verteilt und dem oben beschriebenen Reinigungsverfahren unterzogen. Nach der ICP-OES-Messung wurde eine Abweichung vom Mittelwert \bar{x} (3,74 mmol/mol) für *G. ruber w.* von $\pm 0,24 \text{ mmol/mol Mg/Ca}$ (RSD = 5,1) erhalten. Nach der Temperatur-Kalibrierung (Nürnberg et al., 1996) entspricht dies einer Abweichung vom Mittelwert \bar{x} (25,2 $^\circ\text{C} \pm 0,7 \text{ }^\circ\text{C}$; RSD = 1,5) (Abb. 2-7).

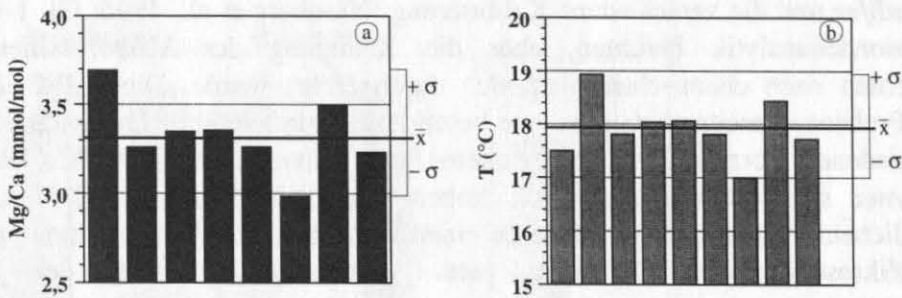


Abb. 2-5 a) Die Mg/Ca-Variationsbreite der gleichen Probe bei gleicher Reinigung ist für *G. bulloides* abgebildet. b) Die Temperaturberechnung erfolgte unter der Verwendung der Kalibrierung von Lea et al., 1997 und Mashiotta et al., 1999. Die Abweichungen vom Mittelwert \bar{x} wird durch $\pm \sigma$ angezeigt.

Die Mg/Ca-Werte von *G. ruber r.* sind etwas niedriger als die Werte von *G. ruber w.*, aber nicht deutlich unterschiedlich. In Temperatur übertragen (nach Nürnberg et al., 1996) beträgt der Unterschied unter $1 \text{ }^\circ\text{C}$ und liegt damit innerhalb des Fehlerbereiches von *G. ruber w.*

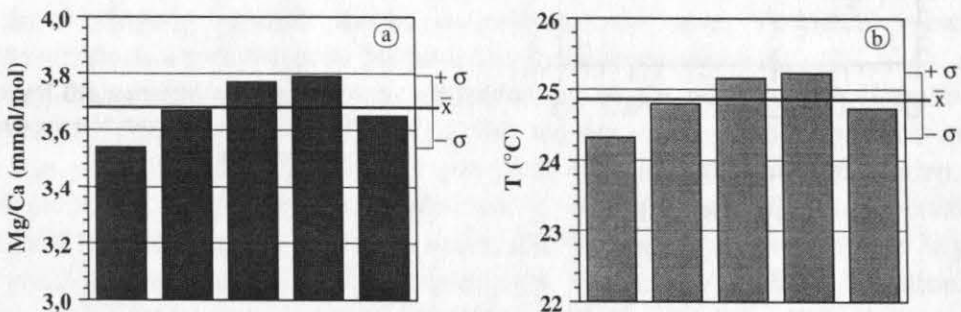


Abb. 2-6 a) Die Mg/Ca-Variationsbreite der gleichen Probe bei gleicher Reinigung ist für *G. sacculifer* abgebildet. b) Die Temperaturberechnung erfolgte unter der Verwendung der artspezifischen Kalibrierung (Nürnberg et al., 2000). Die Abweichungen vom Mittelwert \bar{x} wird durch $\pm \sigma$ angezeigt.

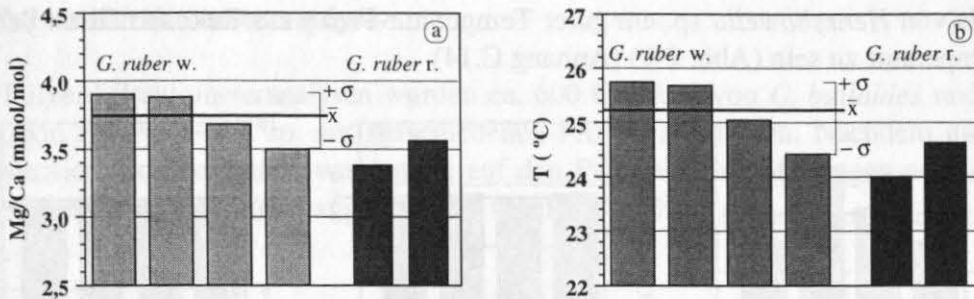


Abb. 2-7 a) Die Mg/Ca-Variationsbreite der gleichen Probe bei gleicher Reinigung ist für *G. ruber w.* und *G. ruber r.* abgebildet. b) Die Temperaturberechnung erfolgte nach der Kalibrierung von Nürnberg et al. (1996). Die Abweichungen vom Mittelwert \bar{x} wird durch $\pm\sigma$ angezeigt.

Um die Variationsbreite der Sr/Ca-Verhältnisse zu erfassen, wurden die gleichen Probelösungen wie zur Untersuchung der Variation der Mg/Ca-Verhältnisse verwendet, da die Elementanalyse simultan erfolgt. Nach der ICP-OES-Messung wurde für *G. bulloides* eine Abweichung vom Mittelwert (1,27 mmol/mol) von $\pm 0,02$ mmol/mol Sr/Ca (RSD = 1,2) erhalten. Für *G. sacculifer* wurde eine Abweichung vom Mittelwert (1,28) von $\pm 0,014$ mmol/mol Sr/Ca (RSD = 0,9) ermittelt und die Sr/Ca-Werte von *G. ruber w.* variieren um $\pm 0,02$ mmol/mol um den Mittelwert (1,38 mmol/mol) (RSD = 1,3). Zwischen *G. ruber w.* und *G. ruber r.* kann kein Unterschied in den Sr/Ca-Verhältnissen festgestellt werden (Abb. 2-8). Die Variation der Sr/Ca-Verhältnisse der untersuchten Arten ist deutlich niedriger als die Variation der Mg/Ca-Verhältnisse (Anhang C.14).

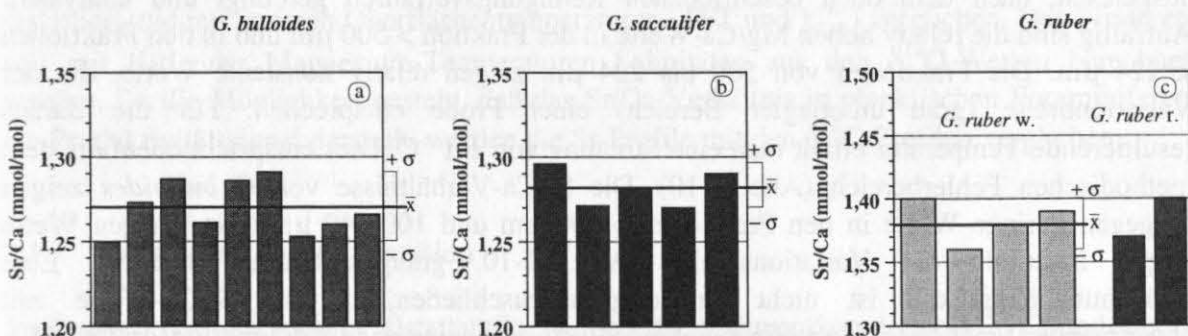


Abb. 2-8 Die Sr/Ca-Variationsbreite der gleichen Probe bei gleicher Reinigung von *G. bulloides*, *G. sacculifer*, *G. ruber w.* und *G. ruber r.* Die Abweichungen vom Mittelwert \bar{x} wird durch $\pm\sigma$ angezeigt.

• Untersuchung der intraspezifischen Variabilität des Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisses einer Probe von *Henryhowella sp.*

Aus einer Probe (M39064) wurden alle *Henryhowella sp.* (9 Exemplare) unter dem Mikroskop ausgelesen und die Halbschalen auf 4 Proben verteilt. Nachdem sie nach dem oben beschriebenen Reinigungsverfahren gesäubert, aufgelöst und verdünnt worden waren, wurden sie analysiert. Diese Spezies zeigte kein einheitliches Mg/Ca-Verhältnis, wie an der großen Variation deutlich zu erkennen ist (Mittelwert \bar{x} : 15,9 mmol/mol \pm 4,7 mmol/mol). Das Sr/Ca-Verhältnis zeigt eine Abweichung von $\pm 0,08$ mmol/mol (Mittelwert 2,81 mmol/mol), die aus den Sr/Ca-Werten resultierenden Temperaturen (Gl. 1-6, Kap. 1.2) zeigen eine Variationsbreite von nur $\pm 0,3$ °C (Mittelwert \bar{x} : 10,3 °C) an. Damit scheint das Sr/Ca-

Verhältnis von *Henryhowella* sp. ein guter Temperatur-Proxy zur Rekonstruktion der Bodentemperatur zu sein (Abb. 2-9) (Anhang C.14).

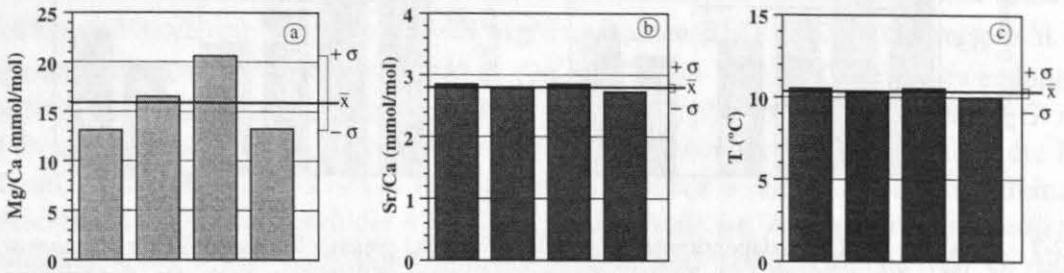


Abb. 2-9 Die Mg/Ca- (a) und Sr/Ca-Variationsbreite (b) sowie die aus den Sr/Ca-Werten berechneten Temperatur-Variationen der gleichen Probe bei gleicher Reinigung von *Henryhowella* sp. Die Abweichungen vom Mittelwert \bar{x} wird durch $\pm \sigma$ angezeigt.

Eine Untersuchung der Variationsbreite der Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse konnte aufgrund des mangelnden Probenmaterials an *Krithe* sp. nicht durchgeführt werden.

- **Größen-Abhängigkeit der Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse innerhalb der Foraminiferenart *G. bulloides***

Um die Mg/Ca- und Sr/Ca-Abhängigkeit von der Gehäusegröße einer Foraminiferenart zu untersuchen, wurde eine Probe in 11 verschiedene Fraktionen gesiebt, max. 50 *G. bulloides* ausgelesen, nach dem oben beschriebenen Reinigungsverfahren gereinigt und analysiert. Auffällig sind die relativ hohen Mg/Ca-Werte in der Fraktion $> 500 \mu\text{m}$ und in den Fraktionen $< 224 \mu\text{m}$. Die Fraktionen von 500 bis $224 \mu\text{m}$ zeigen relativ konstante Werte, die der Variationsbreite (grau unterlegter Bereich) einer Probe entsprechen. Für die daraus resultierende Temperatur erhält man eine Streuung von $\pm 1^\circ\text{C}$. Dies entspricht ebenfalls dem methodischen Fehlerbereich (Abb. 2-10). Die Sr/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides* zeigen hingegen geringe Werte in den Fraktionen $> 500 \mu\text{m}$ und $100-140 \mu\text{m}$. Die übrigen Werte liegen innerhalb der Variationsbreite (Abb. 2-10, graugestrichelter Bereich). Eine Größenunabhängigkeit ist nicht eindeutig auszuschließen, da die Sr/Ca-Werte mit abnehmender Fraktionsgröße stetig zunehmen und ein Maximum in den Fraktionsgrößen 250-200 μm erreicht wird (Abb. 2-10). Daher werden in dieser Arbeit nur Mikrofossilien der Fraktionen $> 250 \mu\text{m}$ (dunkelgraue Balken) verwendet (Anhang C.15).

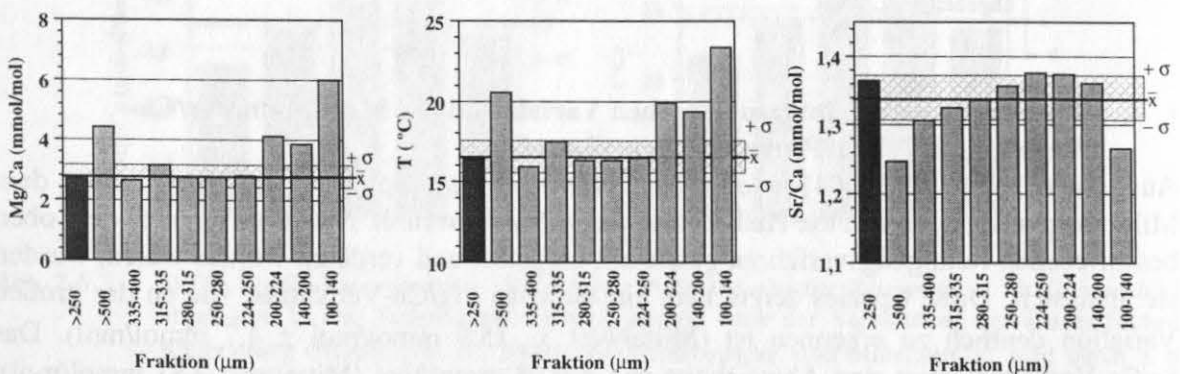


Abb. 2-10 Die Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides* in Abhängigkeit von der Größe der Gehäuse. Der graugestrichelte Bereich zeigt die Variationsbreite ($\pm \sigma$) an. Die dunkelgrauen Balken stellen die Fraktion $> 250 \mu\text{m}$ dar, die in den Sedimentproben verwendet werden.

2.3 Pulverdiffraktometeranalyse

Für die Pulverdiffraktometeranalysen wurden ca. 600 Gehäuse von *G. bulloides* und ca. 200 Klappen von *Henryhowella* sp. aus verschiedenen Proben ausgelesen. Nachdem die Proben fein pulverisiert worden waren, wurden sie auf den Probenhalter aufgetragen und analysiert (Schur, pers. comm., 1999) (Anhang A.5, A.6; vgl. Kap. 8).

3 Äquatorialer Ostatlantik

Im Folgenden werden die untersuchten Meeresgebiete getrennt vorgestellt. Zuerst wird jeweils auf die ozeanographischen Situationen der Gebiete eingegangen, gefolgt von der Vorstellung der Ergebnisse und Diskussion der bearbeiteten Kerne. Die Mg/Ca- und Sr/Ca-Profile werden geglättet, da die Elemente (Mg und Sr) heterogen in das Calcitgitter eingebaut werden. Die geglätteten Kurven werden zur Interpretation herangezogen.

Anhand der Mg/Ca-Verhältnisse ausgewählter planktischer Foraminiferen der gleichen Kerne sollen die artspezifischen Unterschiede und die Anwendbarkeit der unterschiedlichen Kalibrierkurven untersucht werden. Um die Magnesium-Paläo-Thermometrie-Methode auf ihre Sensibilität zu prüfen, wurden 2 Sedimentkerne in unterschiedlichen ozeanischen Situationen des äquatorialer Ostatlantiks ausgewählt.

Anschließend werden die aus den Mg/Ca-Verhältnissen berechneten Oberflächentemperaturen diskutiert und mit anderen Oberflächentemperaturen (TFT und U_{37}^K) verglichen. Des Weiteren soll mit Hilfe der Magnesium-Temperaturen Salinitäten aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten berechnet werden. Da die Möglichkeit besteht, daß das Sr/Ca-Verhältnis in planktischen Foraminiferen ein Produktivitätssignal darstellt, werden die Sr-Profile mit den $\delta^{13}\text{C}$ -Profilen verglichen.

3.1 Ozeanographische Situation

Im Bereich des äquatorialen Ostatlantiks wurden die Sedimentkerne GeoB 1112 und GeoB 1105 untersucht (Kernpositionen: siehe Anhang B.1; Abb. 2-1).

Der Kern GeoB 1105 liegt im Bereich eines saisonalen Auftriebsgebietes, der äquatorialen Divergenz, im Gegensatz zu Kern GeoB 1112, der ca. 5° südlich im Bereich des Südäquatorialstromes (SEC) liegt. Die Oberflächenströmungen werden überwiegend durch die saisonal wechselnden Winde angetrieben. Der vorherrschende Ostwind sorgt für einen starken Wassermassentransport in Richtung Südamerika, wo der geringere Teil dieses Stromes nach Süden fließt und ein Bestandteil des südatlantischen antizyklonischen Wirbels darstellt. Der Hauptanteil dieses Südäquatorialstromes (SEC) überquert den Äquator und wird durch die Coriolis-Kraft abgelenkt. Durch diese Ablenkung und die dort vorherrschenden Winde resultiert eine meridionale Zirkulationszelle in der durchmischten Deckschicht des äquatorialen Atlantiks (Philander & Pacanowski, 1986a, 1986b). So wird nördlich des Äquators eine Konvergenz und 1 - 2° südlich davon eine Divergenz beobachtet (Abb. 3-1).

Von Mai bis September herrschen starke Südostpassat-Winde vor. Sie verstärken den SEC und bewirken die Änderung des Nordäquatorialen Stromes (NEC) in den Nordäquatorialen Gegenstrom (NECC) während des Herbstes und Winters (Ravelo et al., 1990). Dieser Oberflächenstrom begrenzt den SEC. Im Mischungsgebiet beider Ströme kommt es zu einer

starken Konvergenz des Oberflächenwassers und zum Absinken der Thermokline. Dieses Wasser wird im Bereich der Thermokline zum Äquator transportiert und verstärkt den äquatorialen Unterstrom (EUC), der nach Osten fließt. Der EUC fließt in einer Tiefe von ca. 50 - 125 m parallel zum Äquator (Katz et al., 1981; Peterson & Stramma, 1991; Tomczak & Godfrey, 1994; Stramma & Schott, 1999). An der äquatorialen Divergenzzone (0° S und 2° S) treiben kältere Wassermassen auf (schraffiertes Gebiet in Abb. 3-2) und führen zu einer Verringerung der Oberflächenwassertemperatur und Verflachung der Thermokline (Abb. 3-1).

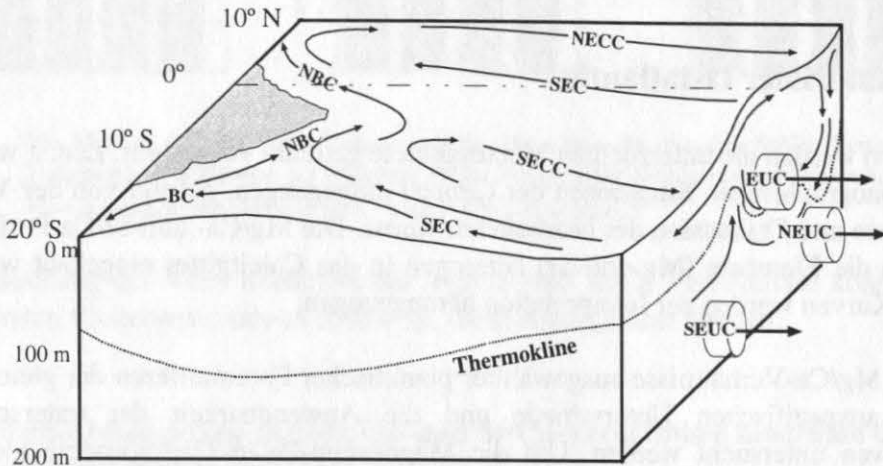


Abb. 3-1 Schematische Darstellung der Deckschicht und der oberen Meeresströmungen des äquatorialen Atlantiks (modifiziert nach Meinecke, 1992). EUC = äquatorialer Unterstrom; NEUC = nordäquatorialer Unterstrom; SEUC = südäquatorialer Unterstrom; BC = Brasilienstrom; SEC = Südäquatorialer Gegenstrom; SECC = südäquatorialer Gegenstrom; NBC = Nordbrasilianischer Küstenstrom; NECC = Nordäquatorialer Gegenstrom.

Das saisonale Auftreten der Passatwinde (Mai-September; Nord-Sommer) führt daher zu einem saisonal unterschiedlichen Strömungsmuster (Stramma & Schott, 1999) und einem verstärkten Auftrieb. Es ist deutlich zu erkennen, daß während der Monate Juni bis August das Auftriebsgeschehen stark genug ist, um Wassermassen bis zur Oberfläche aufsteigen zu lassen (Levitus & Boyer, 1994). In den übrigen Monaten erreicht das kältere Auftriebswasser die Oberfläche nicht.

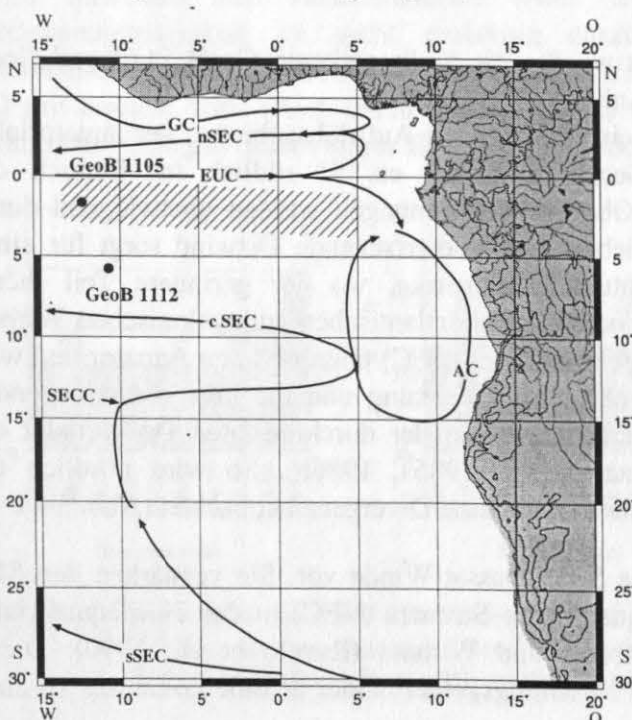


Abb. 3-2 Schematische Darstellung der Oberflächenströme zur Zeit des Herbstes an den Kernpositionen der Kerne GeoB 1105 und GeoB 1112 nach Stramma & Schott (1999): EUC = äquatorialer Unterstrom; AC = Angolastrom; SEC = Südäquatorialer Gegenstrom mit seinen Ästen: sSEC = südlicher Südäquatorialer Gegenstrom; cSEC = zentraler Südäquatorialer Gegenstrom; nSEC = nördlicher Südäquatorialer Gegenstrom; SECC = südäquatorialer Gegenstrom; GC = Guineastrom. Die äquatoriale Divergenz wurde schraffiert eingezeichnet.

3.2 Ergebnisse und Diskussion der Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse sowie der rekonstruierten Oberflächenwassertemperaturen

In dem Kern **GeoB 1112** liegen die Mg/Ca-Werte von *G. ruber* w. (Abb. 3-3 c) in einem Bereich von 2,7 bis 4,2 mmol/mol und zeigen deutliche Glazial/Interglazial-Wechsel mit einer Amplitude von 0,5-1 mmol/mol. Die Mg/Ca-Kurve zeigt eine sehr gute Übereinstimmung mit der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von *G. ruber* (Meinecke, 1992) (Abb. 3-3 a). Die glazialen Kernabschnitte zeigen überwiegend niedrigere Mg/Ca-Werte, die zwischen ca. 2,7 bis 3,2 mmol/mol schwanken, wobei die niedrigsten Werte im Stadium 2 liegen. Diese Mg/Ca-Verhältnisse sind noch niedriger als in Stadium 6 und 8. Die Interglaziale zeigen dagegen erhöhte Mg/Ca-Verhältnisse. Ein Maximum ist dem Substadium 7.5 (4,2 mmol/mol) zuzuordnen. In den Substadien 7.3 und 7.1 sind die Maxima in den Mg/Ca-Verhältnissen nur leicht ausgeprägt, dennoch deutlich erkennbar. Der Übergang von Stadium 6 zu Stadium 5 ist durch einen deutlichen Anstieg der Mg/Ca-Werte von 2,9 bis 4,0 mmol/mol geprägt. Ein weiteres Maximum zeigt sich im Isotopsubstadium 5.5 ($\approx 4,0$ mmol/mol). Die folgenden Substadien 5.3 und 5.1, die ebenfalls deutlich durch die Sauerstoffisotopenverhältnisse angezeigt werden, weisen nur schwach ansteigende, aber deutliche Erhöhungen der Mg/Ca-Werte auf.

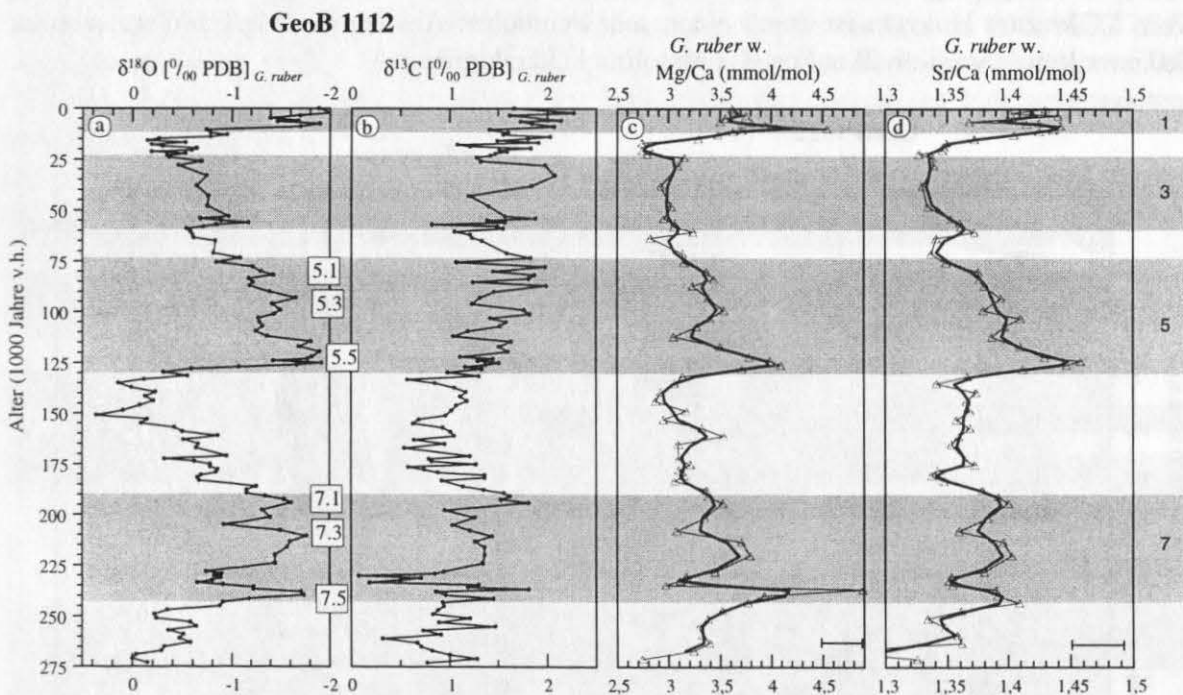


Abb. 3-3 Kernprofil von GeoB 1112: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ - (b) Werte von *G. ruber* (Meinecke, 1992) mit den Mg/Ca- (c) und Sr/Ca- (d) Werten von *G. ruber* w. Die dünne Kurve mit den Meßpunkten stellt die Originaldaten dar. Die breitere Linie zeigt die aus den Rohdaten resultierende geglättete Kurve. Die Isotopenstadien 1, 3, 5, 7 sind grau unterlegt. Die Stadiengrenzen wurden nach Martinson et al. (1987) eingetragen.

Der klimatische Umschwung vom letzten glazialen Maximum (LGM) zum Holozän ist durch einen deutlichen Anstieg der Mg/Ca-Werte von ca. 2,7 mmol/mol (Stadium 2) auf ca. 4,2 mmol/mol charakterisiert. Anschließend fallen die Mg/Ca-Verhältnisse zum jüngeren Holozän (3,6 mmol/mol) ab. Bei dem Vergleich von Substadium 5.5 mit dem jüngeren Holozän ist auffällig, daß die Mg/Ca-Werte in Substadium 5.5 ca. 0,4 mmol/mol höher sind als der durchschnittliche Wert (3,6 mmol/mol) des jüngeren Holozäns.

Die Sr/Ca-Verhältnisse (Abb. 3-3 d) variieren zwischen 1,32 und 1,44 mmol/mol und zeigen ebenfalls einen Glazial/Interglazial-Wechsel mit niedrigen Sr/Ca-Werten im Glazial. Die Glazial/Interglazial-Amplitude beträgt 0,05 - 0,1 mmol/mol. Die Parallelität der Mg/Ca- (Abb. 3-3 c) und Sr/Ca-Kurven (Abb. 3-3 d) von *G. ruber* w. ist hier hervorzuheben.

Die Mg/Ca-Werte von *G. bulloides* (Abb. 3-4 c) liegen in einem Bereich von 3,0 bis 4,6 mmol/mol. Wird die Mg/Ca-Kurve mit der Sauerstoffisotopen-Kurve von *G. ruber* (Meinecke, 1992) (Abb. 3-4 a) verglichen, so ist zwar eine Ähnlichkeit beider Kurven zu erkennen, doch werden auch kleinere Abweichungen deutlich. Diese Mg/Ca-Kurve ist jedoch deutlich unruhiger als die von *G. ruber* w. (Abb. 3-3 c). Die Glazial/Interglazial-Amplitude der Mg/Ca-Werte von *G. bulloides* beträgt 1 mmol/mol.

Die Glaziale zeigen Mg/Ca-Verhältnisse von 3,0 bis 3,5 mmol/mol, wobei die niedrigeren Mg/Ca-Werte in den Isotopenstadien 4 und 2 zu erkennen sind. Die Interglaziale zeigen höhere Mg/Ca-Verhältnisse. Ein deutliches Maximum ist im Substadium 7.5 (4,7 mmol/mol) zu erkennen. Die Substadien 7.3 und 7.1 sind weniger deutlich ausgeprägt. Im Übergang vom Stadium 6 zum Substadium 5.5 ist ein deutlicher Anstieg von 3,2 mmol/mol auf 3,9 mmol/mol zu erkennen. Substadium 5.5 zeigt vergleichbare Werte wie 5.3 (ca. 3,9 mmol/mol). Auch bei dem Substadium 5.1 läßt sich noch ein Maximum erkennen, das schlechter ausgeprägt ist als die früheren Substadien 5.5 und 5.3. Der klimatische Umschwung vom LGM zum Holozän ist durch einen sehr deutlichen Anstieg der Mg/Ca-Werte von ca. 3,0 mmol/mol (Stadium 2) auf ca. 4,4 mmol/mol charakterisiert.

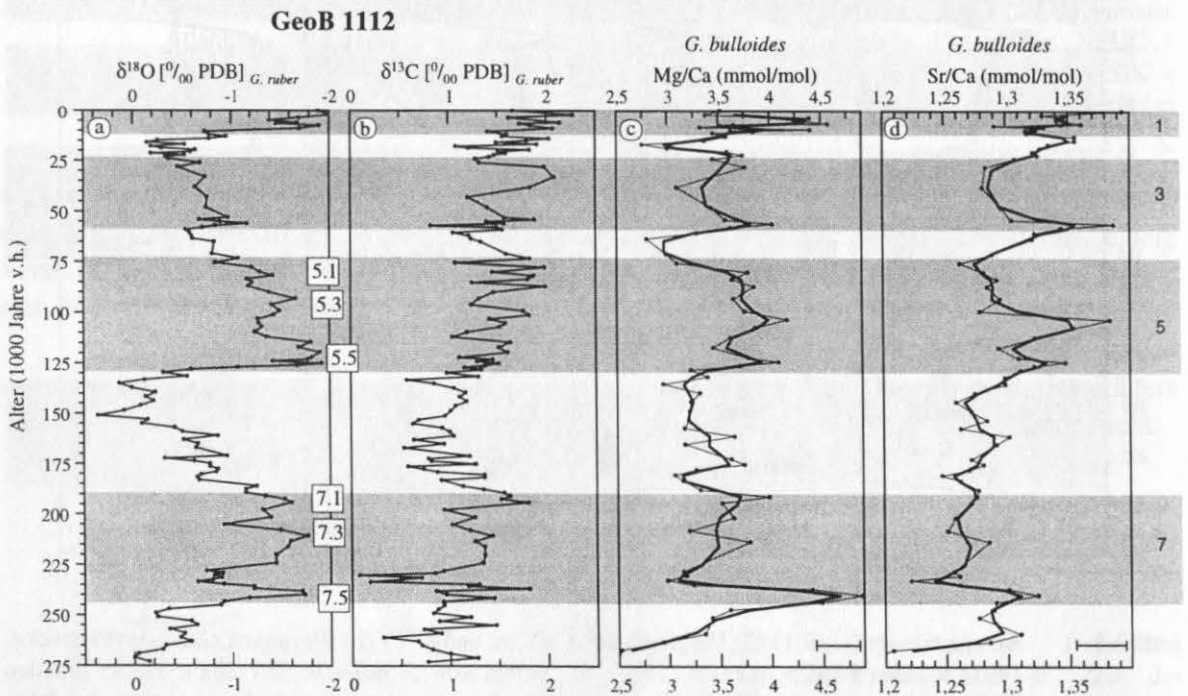


Abb. 3-4 Kernprofil von GeoB 1112: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) von *G. ruber* (Meinecke, 1992) mit den Mg/Ca- (c) und Sr/Ca-Werten (d) von *G. bulloides*. Die dünne Kurve mit den Meßpunkten gibt die Originaldaten wieder. Zur Interpretation werden die geglätteten dicken Kurven herangezogen. Die Isotopenstadien 1, 3, 5, 7 sind grau unterlegt. Die Stadiengrenzen wurden nach Martinson et al. (1987) eingetragen.

Auch hier ist der Abfall der Mg/Ca-Verhältnisse vom älteren zum jüngeren Holozän (4,4 bis 3,5 mmol/mol) zu beobachten, der allerdings noch deutlicher ausfällt als bei *G. ruber* w.

Die Sr/Ca-Verhältnisse (Abb. 3-4 d) variieren von 1,25 bis 1,35 mmol/mol und zeigen schwach ausgeprägte Glazial/Interglazial-Wechsel. Eine Ähnlichkeit der Sr/Ca-Kurve mit der Mg/Ca-Kurve (Abb. 3-4 c) ist noch schwach erkennbar, aber nicht mehr so deutlich wie bei *G. ruber w.* (vergl. Abb. 3-3). Des Weiteren gibt es keine Parallelität zwischen der Kohlenstoffisotopen-Kurve (Meinecke, 1992) (Abb. 3-4 b) und der Mg/Ca- (Abb. 3-4 c) bzw. Sr/Ca-Kurve (Abb. 3-4 d).

Die Mg/Ca-Werte von *G. sacculifer* (Abb. 3-5 c) liegen in einem Bereich von 3,0 bis 4,0 mmol/mol und zeigen eine deutliche Glazial/Interglazial-Amplitude von 0,5 - 1,0 mmol/mol. Der Glazial/Interglazial-Wechsel der Mg/Ca-Verhältnisse von *G. sacculifer* stimmt sehr gut mit der Sauerstoffisotopen-Kurve von *G. ruber* (Meinecke, 1992) (Abb. 3-5 a) überein. Die Werte der Glaziale variieren zwischen 3,0 bis 3,3 mmol/mol. Im Stadium 6 ist eine höhere Variabilität (3,0 bis 3,5 mmol/mol) zu erkennen. Die Mg/Ca-Werte vom Stadium 2 zeigen niedrigere Werte als im Stadium 6. Ein absolutes Maximum der Mg/Ca-Kurve zeigt sich im interglazialen Substadium 7.5 (4,0 mmol/mol). Die Substadien 7.3 und 7.1 sind ebenfalls deutlich ausgeprägt. Der Klima-Umschwung vom Stadium 6 zum Substadium 5.5 ist sehr deutlich in dem Anstieg von 3,1 auf 3,9 mmol/mol zu erkennen. Durch einen Anstieg des Mg/Ca-Verhältnisses um ca. 0,6 mmol/mol von 3,1 mmol/mol auf 3,7 mmol/mol ist der Übergang von Stadium 2 in das Stadium 1 charakterisiert. Die hier analysierten Mg/Ca-Verhältnisse stimmen sehr gut mit denen des äquatorialen Atlantik-Kernes EN066-17GGC von Hastings et al. (1998) überein, die mit anderen analytischen Verfahren erstellt wurden (ICP-MS, AAS). Das bestätigt zusätzlich die analytische Richtigkeit der hier verwendeten analytischen Methode.

Die Sr/Ca-Verhältnisse (Abb. 3-5 d) variieren zwischen 1,23 und 1,28 mmol/mol und zeigen ein Glazial/Interglazial-Signal mit niedrigen Sr/Ca-Werten im Glazial. Die Amplitude beträgt 0,05 - 0,07 mmol/mol.

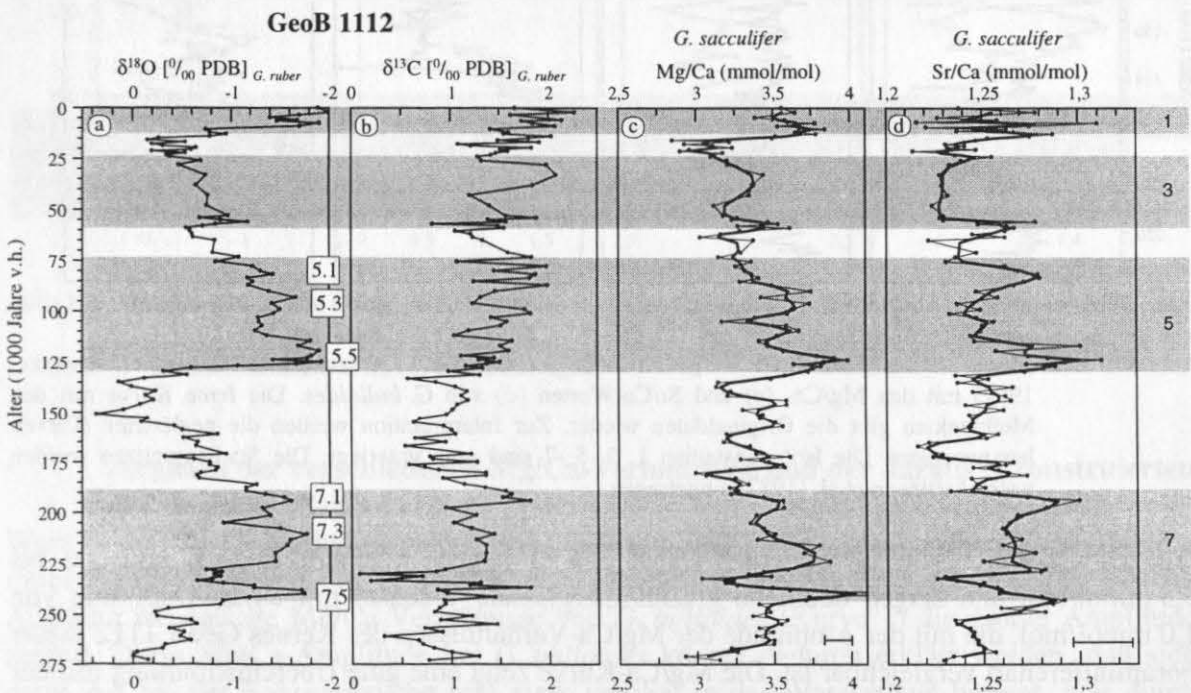


Abb. 3-5 Kernprofil von GeoB 1112: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) von *G. ruber* (Meinecke, 1992) mit den Mg/Ca-(c) und Sr/Ca-Werten (d) von *G. sacculifer*. Die Isotopenstadien 1, 3, 5, 7 sind grau unterlegt. Die Stadiengrenzen wurden nach Martinson et al. (1987) eingetragen.

Die in dem Kern **GeoB 1105** analysierten Mg/Ca-Werte von *G. bulloides* (Abb. 3-6 c) liegen in einem Bereich von 1,0 bis 3,9 mmol/mol und zeigen ein glazial/interglaziales Signal mit einer Amplitude von 2 mmol/mol. Ein weitgehend paralleler Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve (Meinecke, 1992) (Abb. 3-6 a) mit der Mg/Ca-Kurve ist bis zur Mitte des Stadiums 6 zu erkennen. Die Mg/Ca-Verhältnisse in den Glazialen liegen zwischen 1,0 und 3,0 mmol/mol, wobei die niedrigsten Werte während des frühen Stadiums 6 zu erkennen sind. Im jüngeren Isotopenstadium 6 liegen die Mg/Ca-Werte auf deutlich höherem Niveau und sind mit denen des Stadiums 2 vergleichbar. Im Stadium 7 variieren die Mg/Ca-Verhältnisse sehr stark (1 - 2,2 mmol/mol). Die Sauerstoffisotopenereignisse 5.5, 5.3 und 5.1 werden durch Maxima (3,9 mmol/mol, 4,0 mmol/mol, 3,4 mmol/mol) in der Mg/Ca-Kurve angezeigt. Die Sr/Ca-Verhältnisse (Abb. 3-6 d) variieren zwischen 1,34 und 1,37 mmol/mol und zeigen keine erkennbaren Glazial/Interglazial-Wechsel. Deutlich zu erkennen, sind die Einbrüche in den Stadien 4 und 6 auf ca. 1,3 mmol/mol, die weder in der Mg/Ca-Kurve noch in der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve (Meinecke, 1992) wiederzufinden sind. Mit der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve (Meinecke, 1992) (Abb. 3-6 b) zeigen weder die Mg/Ca- noch die Sr/Ca-Kurve eine Ähnlichkeit.

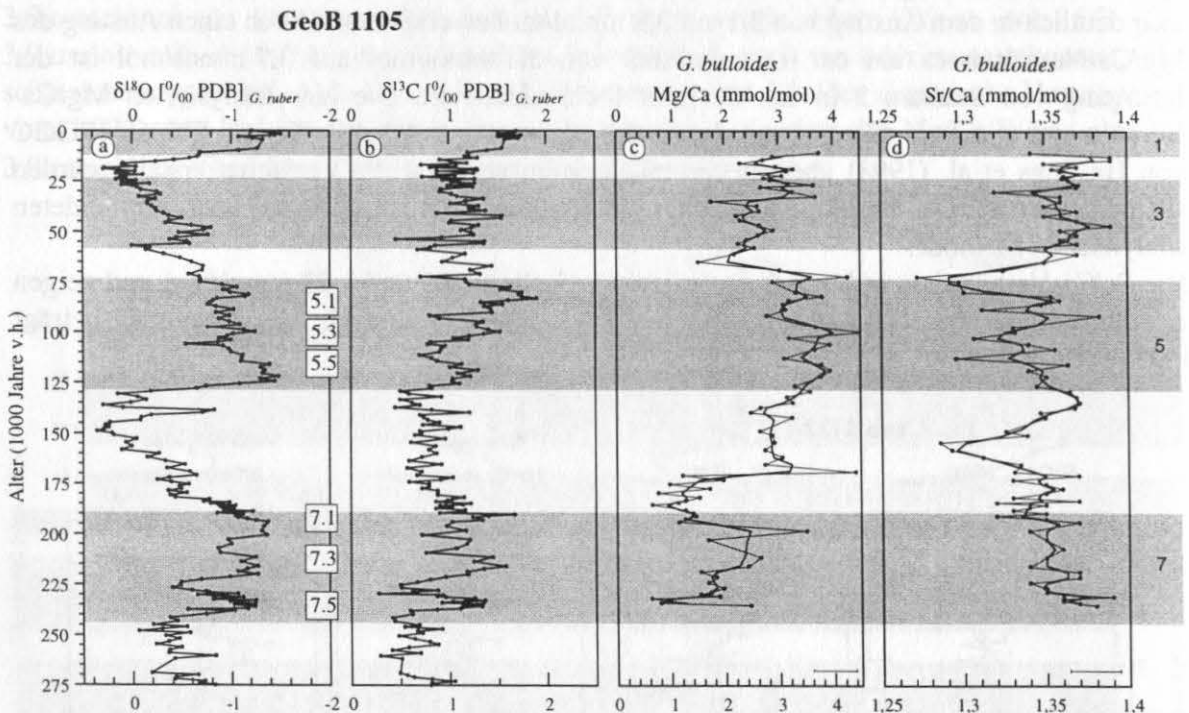


Abb. 3-6 Kernprofil des GeoB 1105: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) von *G. ruber* (Meinecke, 1992) mit den Mg/Ca- (c) und Sr/Ca-Werten (d) von *G. bulloides*. Die feine Kurve mit den Meßpunkten gibt die Originaldaten wieder. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven herangezogen. Die Isotopenstadien 1, 3, 5, 7 sind grau unterlegt. Die Stadiengrenzen wurden nach Martinson et al. (1987) eingetragen.

Die Mg/Ca-Werte von *G. sacculifer* (Abb. 3-7 c) liegen in einem Bereich von 2,6 bis 3,5 mmol/mol und zeigen deutliche glazial/interglaziale Wechsel mit einer Amplitude von 1,0 mmol/mol, die mit der Amplitude der Mg/Ca-Verhältnissen des Kernes GeoB 1112 dieser Foraminiferenart vergleichbar ist. Die Mg/Ca-Kurve zeigt eine gute Übereinstimmung mit der Kurve der Sauerstoffisotopen (Meinecke, 1992) (Abb. 3-7 a). Die Mg/Ca-Verhältnisse in den Glazialen variieren zwischen 2,5 und 3,0 mmol/mol, wobei die niedrigsten Werte im Stadium 2 zu beobachten sind. Die Klima-Veränderung von Stadium 10 zu 9 ist durch einen Anstieg

von 2,6 auf 3,1 mmol/mol charakterisiert. Weitere Maxima zeigt die Mg/Ca-Kurve während der Substadien 7.5, 7.3 und 7.1, wobei 7.3 (3,4 mmol/mol) am stärksten ausgeprägt ist. Eine weitere markante Klima-Veränderung zeigt der Übergang von Stadium 6 zum Substadium 5.5, der durch einen Anstieg der Mg/Ca-Kurve von 2,7 auf über 3,5 mmol/mol charakterisiert ist. Substadium 5.3 wird nicht sichtbar, im Gegensatz zu dem Maximum von 3,3 mmol/mol, das dem Substadium 5.1 zuzuordnen ist. Der Klima-Umschwung von Stadium 2 zum Holozän ist als ein Anstieg von 2,7 auf 3,3 mmol/mol zu beobachten. Die Sr/Ca-Verhältnisse (Abb. 3-7 d) liegen zwischen 1,25 und 1,42 mmol/mol und zeigen ein nur schwaches glazial/interglaziales Signal mit niedrigen Sr/Ca-Werten im Glazial. Die Amplitude beträgt 0,05 - 0,1 mmol/mol. Keine der Mg/Ca- und Sr/Ca-Kurve (Abb. 3-7 c; d) von *G. sacculifer* zeigt eine Korrelation mit der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve (Abb. 3-7 b).

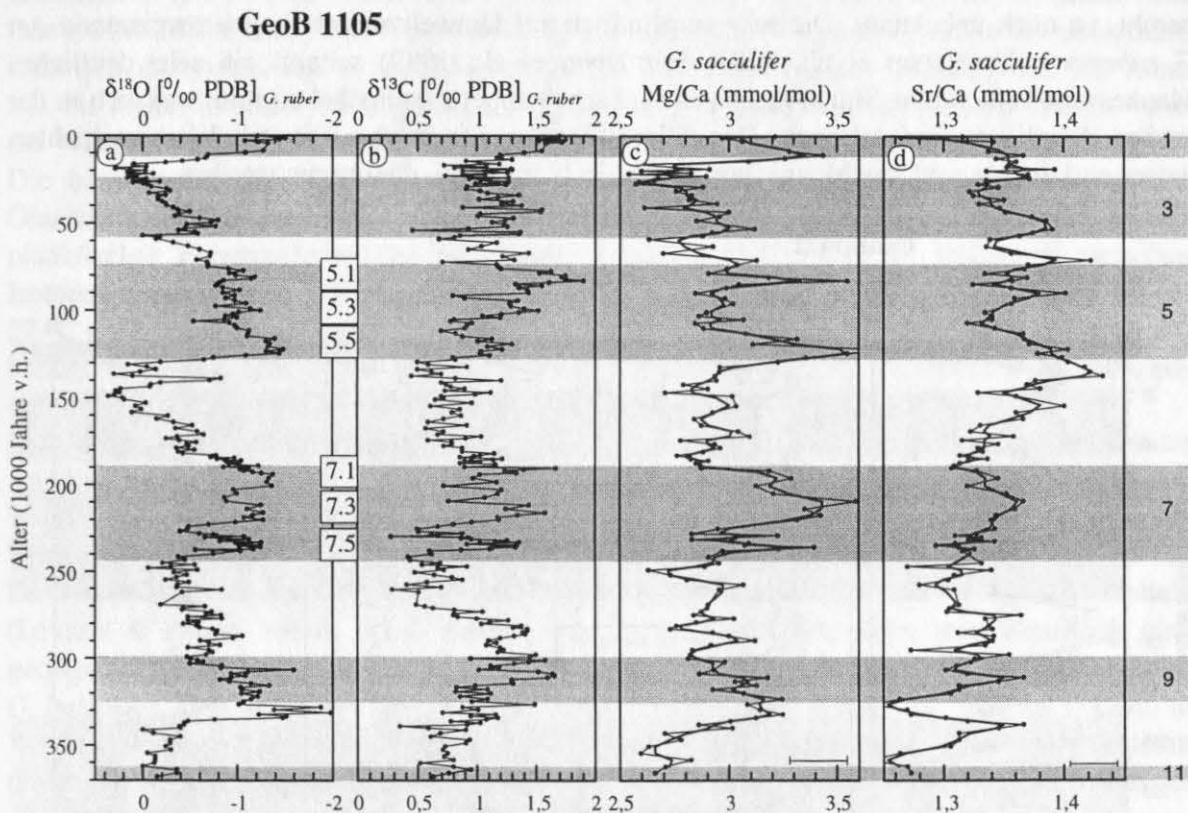


Abb. 3-7 Kernprofil von GeoB 1105: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ - (b) Werte von *G. ruber* (Meinecke, 1992) mit den Mg/Ca-(c) und Sr/Ca-Werten (d) von *G. sacculifer*. Die Stadiengrenzen wurden nach Martinson et al. (1987) eingetragen.

- **Vergleich der verschiedenen Mg/Ca-Verhältnisse und der daraus rekonstruierten SST des SEC (GeoB 1112)**

Werden die Mg/Ca-Verhältnisse der verschiedenen analysierten planktischen Foraminiferen miteinander verglichen, so zeigt sich eine Parallelität der Mg/Ca-Kurven (Abb. 3-8 b). Auffällig ist, daß die Mg/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides* (Kurve 1) die größte Amplitude zeigen. Diese Mg/Ca-Amplitude bei *G. bulloides* könnte dadurch erklärt werden, daß sich diese Art bei der Nahrungssuche sehr stark vertikal in der Wassersäule bewegt, was durch Planktonfänge von Sauter & Thunell (1991) anhand von stabilen Isotopenverhältnissen ($\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{18}\text{O}$) belegt wird (vergleiche Lebensbedingungen von *G. bulloides*: Anhang G). Die Verteilung und Häufigkeit von *G. bulloides* steht in direktem Zusammenhang mit dem Nahrungsangebot (Giraudeau, 1993). In Planktonfängen im Golf von Kalifornien fand Berger

(1969) lebende *G. bulloides* in Wassertiefen oberhalb 150 m, wobei kleinere Tiere oberhalb und größere unterhalb von 100 m vorgefunden wurden. Da diese Art ein weites Temperaturspektrum mit einem optimalen Temperatur-Bereich von 10 - 20 °C (Niebler, 1995; Wang et al., 1995) bzw. 3 - 19 °C (Bé & Tolderlund, 1971) tolerieren, scheint *G. bulloides* in einem tieferen Stockwerk zu leben als *G. ruber* w. und *G. sacculifer* (Berger, 1969).

G. ruber w. (Abb. 3-8 b, Kurve 3) zeigt generell niedrigere Mg/Ca-Werte als *G. sacculifer* (Abb. 3-8 b, Kurve 2), obwohl *G. ruber* w. in flacheren Bereichen der Wassersäule leben soll (< 30 m der Wassersäule (Hemleben & Spindler, 1983) und am dichtesten unter der Wasseroberfläche (Vergna-Grazzini, 1976; Kahn, 1979; Fairbanks et al., 1980; 1982; Hemleben & Spindler, 1983; Deuser, 1987; Niebler, 1995). Daher sollte *G. ruber* w. eigentlich mehr Magnesium enthalten, falls der Magnesium-Einbau in beiden Arten auf gleichartige Mechanismen zurückzuführen ist. Inwieweit dies auf artspezifische Unterschiede beruht, ist noch unbekannt. Die sehr empfindlich auf Umweltveränderungen reagierende Art *G. ruber* w. (Hemleben et al., 1987; Hemleben et al., 1989) scheint ein sehr deutliches Magnesium-Temperatur-Signal zu zeigen und sehr temperatursensibel zu sein, was sich in der großen Amplitude widerspiegelt. Das Klima-Signal sollte in den obersten Wasserschichten besser und direkter auf das Magnesium-Signal in *G. ruber* w. übertragen werden.

GeoB 1112

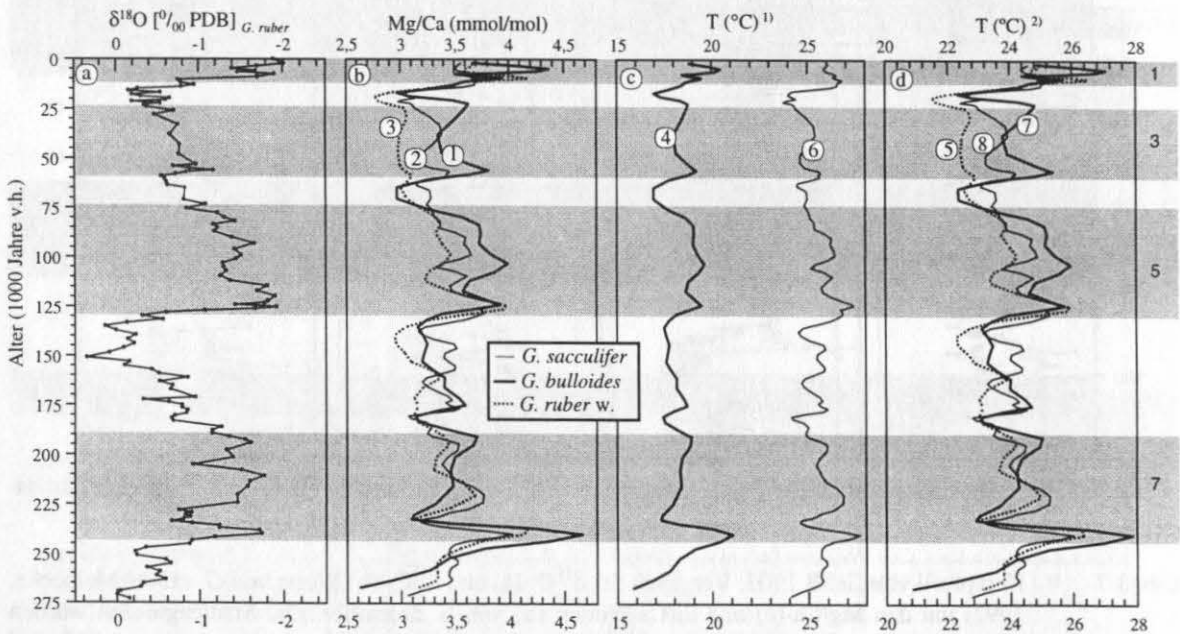


Abb. 3-8 Kernprofil des GeoB 1112: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (a) von *G. ruber* mit den geglätteten Mg/Ca-Kurven (b) von *G. bulloides* (1), *G. sacculifer* (2) und *G. ruber* w. (3) (c) artspezifische Temperaturen T^1 für *G. bulloides* (4) (Lea et al., 1997; Mashiotta et al., 1999) und *G. sacculifer* (6) (Nürnberg et al., 2000); (d) Temperaturen T^2 nach der allgemeinen Kalibrierung berechnet (Nürnberg et al., 1996) *G. ruber* w. (5); *G. bulloides* (7) und *G. sacculifer* (8).

Werden die Temperaturen der Mg/Ca-Verhältnisse der drei untersuchten Arten mit der allgemeinen Kalibrierung für planktische Foraminiferen (Nürnberg et al., 1996) berechnet, erhält man für alle drei Arten Wassertemperaturen der oberen 0 - 100 m der Wassersäule (Abb. 3-8 d). Die Temperatur der Mg/Ca-Verhältnisse von *G. ruber* w., *G. bulloides* und *G. sacculifer*, die nach der allgemeinen Kalibrierung (Nürnberg et al., 1996) (Abb. 3-8 d 5) berechnet wurde, beträgt für die Oberflächenprobe 25 °C. Dies entspricht der Jahresdurchschnittstemperatur des Oberflächenwassers (0 - 100 m; Levitus & Boyer, 1994).

Dies zeigt, daß die Kalibrierung von Nürnberg et al. (1996) generell anwendbar ist, aber nur eine grobe Näherung der Oberflächenwassertemperatur erhalten werden kann. Da die hier analysierten Foraminiferen nicht die gleiche Habitattiefe bevorzugen, können die Mg/Ca-Verhältnisse nicht die gleichen Temperaturen zeigen, wie in Abb. 3-8 d dargestellt. Um jedoch das Potential dieser Methode auszuschöpfen und genauere Aussagen über die Temperatur machen zu können, wird eine artenspezifische Temperatur-Berechnung angestrebt. Welches Potential in dieser Methode unter Verwendung der artspezifischen Kalibrierung steckt, soll im Folgenden aufgezeigt werden.

Die artspezifisch berechnete Temperatur (Nürnberg et al., 2000) der Oberflächenprobe aus Mg/Ca-Verhältnissen von *G. sacculifer* entspricht mit ca. 26 °C der rezenten Temperatur der oberen 40 m der Wassersäule im Mai / Juni (Levitus & Boyer, 1994), was zum einen der Habitattiefe (25 - 40 m; Fairbanks et al., 1982) und zum anderen dem Zeitraum des maximalen Auftretens (Mai / Juni) (Donner, pers. comm., 1998) von *G. sacculifer* entspricht. Geht man davon aus, daß *G. sacculifer* in dem zu rekonstruierenden Zeitraum (275 000 Jahre v.h. bis heute) in dieser Tiefe gelebt hat, so sollten die Paläo-Temperaturen der oberen 40 m der Wassersäule unter Verwendung dieser Art erhalten werden.

Die berechneten Magnesium-Temperaturen von *G. sacculifer* (Abb. 3-8 c 6) zeigen eine Glazial/Interglazial-Amplitude von 2 - 3 °C, die durch Sauerstoffisotopen-Verhältnisse planktischer Foraminiferen des tropischen Atlantiks (2,0 - 2,6 °C Differenz zwischen Isotopenstadium 1 und 2; Billups & Spero, 1996) bestätigt werden. Substadium 5.5 ist mit ca. 27 °C wärmer als das Holozän. Die Temperatur-Differenz zwischen Stadium 1 und Stadium 6 beträgt nach der Temperatur-Berechnung von *G. sacculifer* ca. 3 °C. Dies wird ebenfalls durch die Studien von Billups & Spero (1996) belegt (Differenz nicht größer als 3,4 °C).

Die Magnesium-Temperaturen von *G. bulloides* (Abb. 3-8 c 4), die mittels artspezifischer Kalibrierung (Lea et al., 1997; Mashiotta et al., 1999) berechnet wurden, zeigen prinzipiell um 7 - 8 °C tiefere Temperaturen mit größerer Amplitude (max. 5 °C) als die Magnesium-Temperaturen von *G. sacculifer*. Für die Oberflächenprobe beträgt die Temperatur 18 - 19 °C. Dies entspricht der Jahresdurchschnittstemperatur der oberen 70 - 120 m der Wassersäule (Levitus & Boyer, 1994). Da *G. bulloides* in dieser Tiefe lebt, sollte man eigentlich eine geringere Temperatur-Amplitude erwarten. Um diese Amplitude zu erhalten, muß *G. bulloides* sich stark vertikal in der Wassersäule bewegt haben. *G. bulloides* kann in Wassertiefen von bis zu 1000 m angetroffen werden (Fairbanks et al., 1982). Somit kann davon ausgegangen werden, daß durch diese Art sehr wahrscheinlich Paläo-Temperaturen der oberen ca. 80 - 200 m der Wassersäule widergespiegelt werden.

- **Vergleich der Magnesium-Temperaturen mit SST-Berechnungen von Alkenonen ($T_{U_{37}^K}$) und Transferfunktion (TFT) im Gebiet des SEC**

Im Folgenden werden die Magnesium-Temperaturen mit den Temperaturen, die auf anderen Methoden ($T_{U_{37}^K}$: Alkenonisomerenverhältnisse ($C_{37:2} / C_{37:2} + C_{37:3}$) in Coccolithophoriden; z.B. *Emiliana huxleyi*; z.B.: Prahl & Wakeham, 1987; Prahl et al., 1988; Rosell-Melé et al., 1995) und TFT: Faunenanalysen (Imbrie & Kipp, 1971)) basieren, herangezogen und diskutiert, um die Anwendbarkeit der Magnesium-Paläo-Thermometrie-Methode zu überprüfen (Abb. 3-9). Bei dem Vergleich der verschiedenen Temperaturen (TFT in GeoB 1112: Meinecke, 1992; $T_{U_{37}^K}$ in GeoB 1105: Schneider et al., 1996) fällt auf, daß die Magnesium-Temperatur von *G. sacculifer* und *G. ruber* w. im gleichen Temperatur-Bereich wie die TFT_{warm} (=Winter) liegt (Abb. 3-9 a), während die TFT_{kalt} (=Sommer) den Temperatur-Bereich von *G. bulloides* zeigt (Abb. 3-9 b). Dies bedeutet nicht, daß die verschiedenen Magnesium-Temperaturen zwingend saisonale Temperaturen reflektieren, sondern daß dieses Phänomen durch die artspezifische

Kalibrierung und durch die unterschiedliche Lebenstiefe der einzelnen Art hervorgerufen wird. Abb. 3-9 a zeigt eine Übereinstimmung in der Amplitude (3 °C) der $T_{U_{37}^K}$ -Kurve (Schneider et al., 1996) des benachbarten Kernes GeoB 1105 (Kurve 4) und der Magnesium-Temperatur-Kurve von *G. sacculifer* (Kurve 1). Die U_{37}^K -Temperaturen liegen meist geringfügig (0,5 °C) über den Temperaturen der Art *G. sacculifer*, da Coccolithophoriden flacher leben (generell: obere 30 m; Herbert et al., 1998; bzw. obere 10 m; Sikes & Keigwin, 1994) und somit wärmere Temperaturen zeigen müssen. Zudem wurde von Sikes & Keigwin (1994) beobachtet, daß sich Coccolithophoriden in den Tropen verstärkt in den oberen 10 m aufhalten und die U_{37}^K -Temperatur eine mittlere Jahrestemperatur darstellt (Müller et al., 1998 a). Dieses entspricht exakt der rezenten Situation (Levitus & Boyer, 1994; Abb. 3-13 e). Erstaunlich ist die fast exakte Übereinstimmung der Magnesium-Temperatur-Kurve von *G. ruber w.* mit der TFT_{warm} von Stadium 5 bis ins Holozän. Nur geringfügige Abweichungen beider Kurven sind in den Glazialen 2 und 4 sowie vor Isotopenstadium 5 festzustellen. Dies bestätigt die Richtigkeit und Anwendbarkeit der Kalibrierung von Nürnberg et al. (1996) und zeigt, daß die artspezifische Kalibrierung von *G. ruber w.* eine vergleichbare Steigung haben sollte. Die nach der Kalibrierung von Nürnberg et al. (1996) berechneten Magnesium-Temperaturen ergeben wahrscheinlich ähnlich wie die Temperaturen aus Faunenanalysen ein Integral über einen großen vertikalen Bereich der Wassersäule.

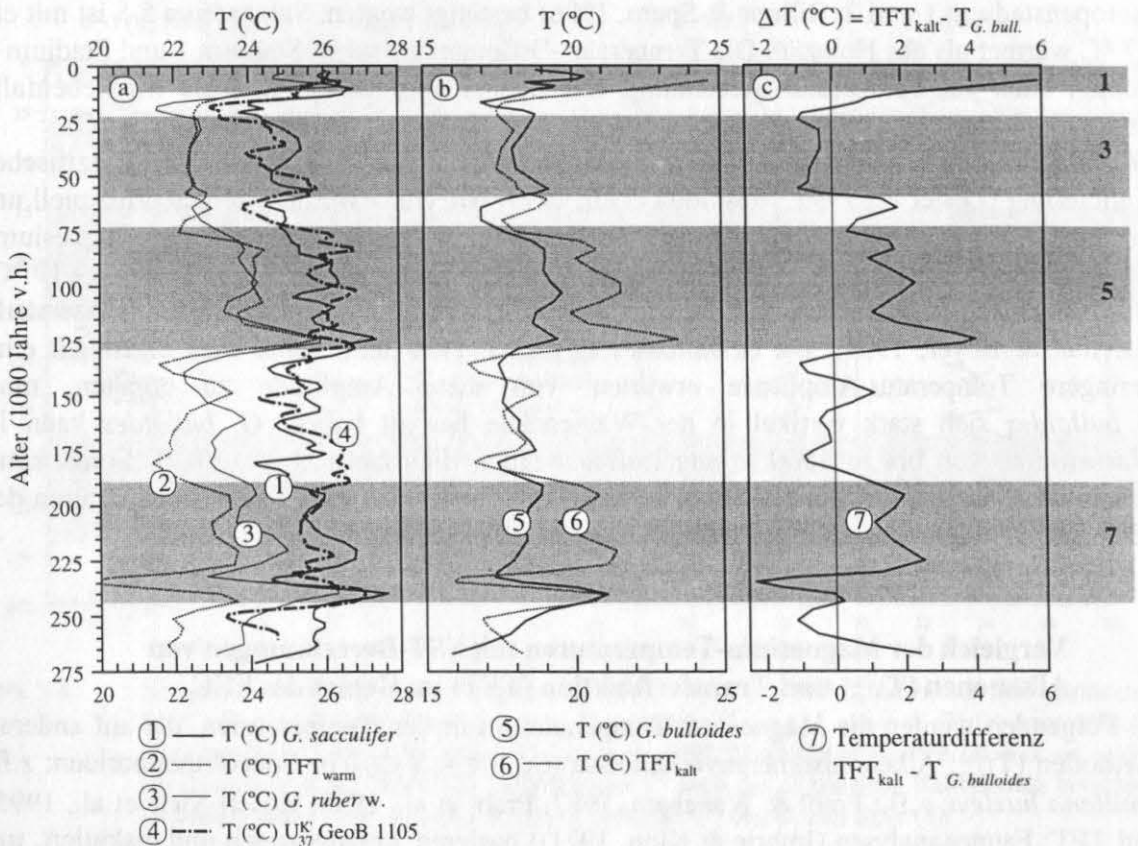


Abb. 3-9 Kernprofil des GeoB 1112: (a) Vergleich der geglätteten Magnesium-Temperatur-Kurven von *G. ruber w.* und *G. sacculifer* mit der TFT_{warm} (Meinecke, 1992) und der U_{37}^K -Temperatur-Kurve des GeoB 1105 (Schneider et al., 1996). (b) Vergleich der TFT_{kalt} mit der Temperatur-Kurve von *G. bulloides* und die daraus erhaltene Temperaturdifferenz ($TFT_{kalt} - T_{G. bulloides}$) (c).

Abb. 3-9 b vergleicht die Temperatur-Kurven von *G. bulloides* und der TFT_{kalt} . Obwohl *G. bulloides* schon für ihren tiefen Lebensbereich eine zu hohe Amplitude mit 4 bis 5 °C

zeigt, gibt die TFT_{kalt} eine noch größere Glazial/Interglazial-Amplitude von 6 bis 8 °C an. Diese erscheint deutlich zu groß und dürfte daher unrealistisch sein (1 - 3 °C: CLIMAP, 1981; McIntyre et al., 1989; Thunell et al., 1994; Sikes & Keigwin, 1994; Stott & Tang, 1996; Billups & Spero, 1996; 4 °C: Curry & Oppo, 1997). Die Differenz dieser beiden Temperaturkurven ($TFT_{\text{kalt}} - T_{G. \text{bull.}}$) ist in Abb. 3-9 c dargestellt. Auffällig sind die großen positiven Abweichungen, die vorwiegend während der warmen Isotopenstadien 1, 5 und 7 zu beobachten sind. Da die Kommunalitäten zur Berechnung der TFT zwischen 0,79 bis 0,97 variieren, scheint bei der Berechnung kein ersichtlicher Fehler vorzuliegen. Nur für eine Probe (73 cm Kernteufe) konnte keine analoge Situation gefunden werden (Meinecke, 1992). Somit können die Unterschiede nur aufgezeigt, aber der Grund für diese Unterschiede nicht aufgeklärt werden.

• Vergleich der Magnesium-Temperatur mit den Temperaturen aus Sauerstoff-isotopenverhältnissen des SEC

Im Folgenden werden Temperaturen aus Sauerstoffisotopenverhältnissen ($T_{\delta^{18}\text{O}}$) berechnet und mit Magnesium-Temperaturen verglichen. Dazu mußten die Sauerstoffisotopenverhältnisse ($\delta^{18}\text{O}$) und die Magnesium-Temperaturen der gleichen Art vorliegen, um Vitaleffekte zu minimieren. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. ruber* und *G. sacculifer* wurden von Meinecke (1992) analysiert und für die Berechnung unter Berücksichtigung der Artenspezifikation herangezogen (siehe Anhang H).

Die berechneten $\delta^{18}\text{O}$ -Temperaturen werden in Abb. 3-10 d mit den Magnesium-Temperaturen verglichen. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Temperaturen beider Foraminiferenarten (Kurven 1; 3 in Abb. 3-10 d) zeigen ein deutliches Glazial/Interglazial-Signal mit einer Amplitude von 4 °C für *G. sacculifer* und 3 °C für *G. ruber* w., die damit größer sind als die Magnesium-Temperaturamplitude von *G. sacculifer* (Kurve 2). Die $T_{\delta^{18}\text{O}}$ -Kurven zeigen somit vergleichbare Glazial/Interglazial-Amplituden wie die Temperaturen der Faunenanalyse und der Magnesium-Temperatur von *G. ruber* w. Die Kurven der Magnesium-Temperatur von *G. ruber* w. (Kurve 4) und der $\delta^{18}\text{O}$ -Temperatur von *G. sacculifer* (Kurve 1) zeigen eine relativ gute Übereinstimmung. Die $T_{\delta^{18}\text{O}}$ -Kurve von *G. ruber* w. (Kurve 3) liegt in den Stadien 7, 5 und 1 bis zu 1,5 °C über den Magnesium-Temperaturen von *G. sacculifer* (Kurve 1). Vergleicht man die rezenten Temperaturen, dann liegen die $\delta^{18}\text{O}$ -Temperaturen von *G. ruber* w. (Kurve 3) mit ca. 28 °C deutlich zu hoch im Vergleich zu den rezenten Temperaturen (Levitus & Boyer, 1994) (vergl. Abb. 3-13) und scheinen deshalb unrealistisch zu sein. Realistisch dagegen sind die $T_{\delta^{18}\text{O}}$ -Werte von *G. sacculifer* (25 °C) (Kurve 1). Da allerdings für die Berechnung der $T_{\delta^{18}\text{O}}$ -Werte generell sehr viele Annahmen gemacht werden müssen (globaler Eiseffekt; lokale $\delta^{18}\text{O}$ -Salinitätsbeziehung; Vitaleffekte der einzelnen Foraminiferen in $\delta^{18}\text{O}$ -Werte), wird die Temperatur-Rekonstruktion ungenauer.

Des Weiteren zeigen die Magnesium-Temperaturen (2; 4) eine frühere SST-Änderung an, die zeitlich vor dem Isotopen-Signal (1; 3) zu beobachten ist. Dieses Phänomen wurde schon von Nürnberg (1991) und Lea et al. (1997) in anderen Kernen beobachtet. Der Grund dafür liegt auf der Hand: Wenn die Wassertemperatur ansteigt, dann reagieren die Foraminiferen sofort mit einem erhöhten Magnesium-Einbau in ihr Calcitgerüst, der der Wassertemperatur proportional ist. Einer Änderung im Isotopen-Verhältnis des Calcits liegt eine Änderung des Isotopen-Verhältnisses im Meerwasser sowie der Salinität und der Temperatur zugrunde. Die Änderung des Isotopen-Verhältnisses im Meerwasser geschieht u.a. durch Verdunstung und Niederschläge, was deutlich längere Zeiträume in Anspruch nimmt. Somit spielt der Temperatureinfluß im Isotopen-Verhältnis von Biogen calcit nicht die alleinige Rolle wie im Mg/Ca-Verhältnis.

• Salinitätsveränderung des SEC in der Zeit

Um die Glazial/Interglazial-Änderung der Salinität abschätzen zu können, werden mit Hilfe der Magnesium-Temperatur und der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte Salinitäten berechnet. Wang et al. (1995) berechneten Paläo-Salinitäten aus $\delta^{18}\text{O}$ -Werten planktischer Foraminiferen und Paläo-Temperaturen, die mittels Faunenanalyse bestimmt wurden. Dabei müssen die verwendeten Temperaturen salinitätsunabhängig sein. Da davon auszugehen ist, daß das Mg/Ca-Verhältnis von *G. sacculifer* wie auch das von *G. ruber w.* salinitätsunabhängig ist, sollte eine Paläo-Salinitätsberechnung möglich sein (siehe Anhang H; Kap. 1.1). Die Paläo-Salinitäten sind in Abb. 3-10 c dargestellt. Für *G. sacculifer* variieren sie zwischen 34 - 37 und entsprechen damit den Angaben von Wang et al. (1995), Hastings et al. (1998) und Cortijo et al. (1999). Für Oberflächenproben wird eine Salinität von 35,5 berechnet, was im Rahmen der Genauigkeit mit der Salinität nach Levitus & Boyer (1994) übereinstimmt. Somit wird eine Salinitätsrekonstruktionen möglich und sinnvoll. Auch die Paläo-Salinitäten von *G. ruber w.* zeigen eine ähnliche Amplitude wie *G. sacculifer*, aber die Absolutwerte liegen um ca. 3 Einheiten deutlich niedriger. Für den rezenten Wert wird eine Salinität von 33 berechnet, die zu niedrig erscheint. Dies sollte durch die Magnesium-Temperatur von *G. ruber w.* bedingt sein, die nicht artspezifisch ermittelt werden konnte.

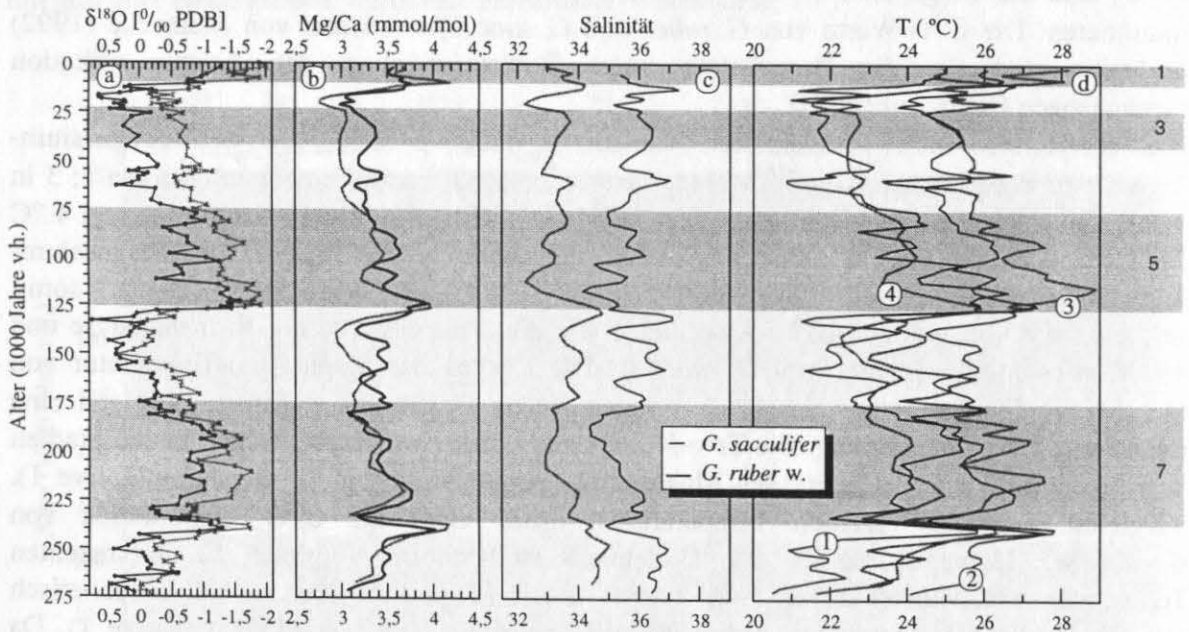


Abb. 3-10 a) Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Profile von GeoB 1112 von *G. ruber* und *G. sacculifer*; b) Vergleich der Mg/Ca-Verhältnisse des GeoB 1112 von *G. ruber w.* und *G. sacculifer*; c) Vergleich der artspezifisch berechneten Paläo-Salinitäten unter Verwendung der Magnesium-Temperaturen; d) Vergleich der Magnesium-Temperatur (T_{Mg}) mit den Isotopen-Temperaturen ($T_{\delta^{18}\text{O}}$); Kurve (1) $T_{\delta^{18}\text{O}}$ von *G. sacculifer*; Kurve (2) T_{Mg} von *G. sacculifer*; Kurve (3) $T_{\delta^{18}\text{O}}$ von *G. ruber w.*; Kurve (4) T_{Mg} von *G. ruber w.*

• Vergleich der verschiedenen Mg/Ca-Verhältnisse und der daraus errechneten SST der äquatorialen Divergenz (GeoB 1105)

Im Gegensatz zu dem parallelen Verlauf der Mg/Ca-Verhältnisse im Gebiet des SEC zeigt sich eine nur mäßige Parallelität der Mg/Ca-Kurven von *G. bulloides* und *G. sacculifer* im Gebiet des äquatorialen Auftriebs im Kern GeoB 1105 (Abb. 3-11 b). Auffällig ist, daß die Mg/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides*, analog zu Kern GeoB 1112, eine größere Amplitude besitzen als die von *G. sacculifer*. Abb. 3-11 d zeigt die berechneten Temperaturen der zwei

analysierten Arten, die aus den Mg/Ca-Verhältnissen nach einer Kalibrierung von Nürnberg et al. (1996) erhalten wurden. Es scheint, daß für *G. bulloides* die berechneten SST zu warm sind und die glazial/interglaziale Amplitude zu groß ist. Aus diesem Grund werden analog zu Kern GeoB 1112 die artspezifischen Kalibrierungen von Lea et al. (1997), Mashiotta et al. (1999) und Nürnberg et al. (2000) angewendet.

Die Magnesium-Temperaturen von *G. sacculifer*, die nach Nürnberg et al. (2000) berechnet wurden, entsprechen mit 25 °C der rezenten Temperatur der oberen 40 m im Mai / Juni (Levitus & Boyer, 1994), was dem Lebens- sowie dem Temperaturbereich von *G. sacculifer* entspricht (Bé & Tolderlund, 1971; Fairbanks & Wiebe, 1980; Erez & Honjo, 1981; Fairbanks et al., 1982; Hemleben et al., 1989; Bijma & Hemleben, 1994). Die berechneten Magnesium-Temperaturen von *G. sacculifer* (Abb. 3-11 c) zeigen eine Glazial/Interglazial-Amplitude von 3 - 4 °C, die durch die Studien von Van Campo et al. (1990) vor Südafrika bestätigt werden (SST im LGM ca. 3 - 4 °C niedriger als im Holozän). Substadium 5.5 ist mit 27 °C ebenfalls wärmer als das Holozän.

Die Magnesium-Temperatur von *G. bulloides* (Lea et al., 1997; Mashiotta et al., 1999) zeigt mindestens 7 °C tiefere Temperaturen mit merklich höherer Amplitude (max. 10 °C) als die Magnesium-Temperatur von *G. sacculifer* (Abb. 3-11 c). Die generell niedrigeren Magnesium-Temperaturen von *G. bulloides* spiegeln die Temperaturen des tieferen Habitates gegenüber *G. sacculifer* wider. Um diese Temperatur-Amplitude zu erhalten, hätte *G. bulloides* in den Interglazialen in wärmeren Wasserschichten leben müssen. In den Glazialen wäre sie dann in kältere und tiefere Regionen abgesunken.

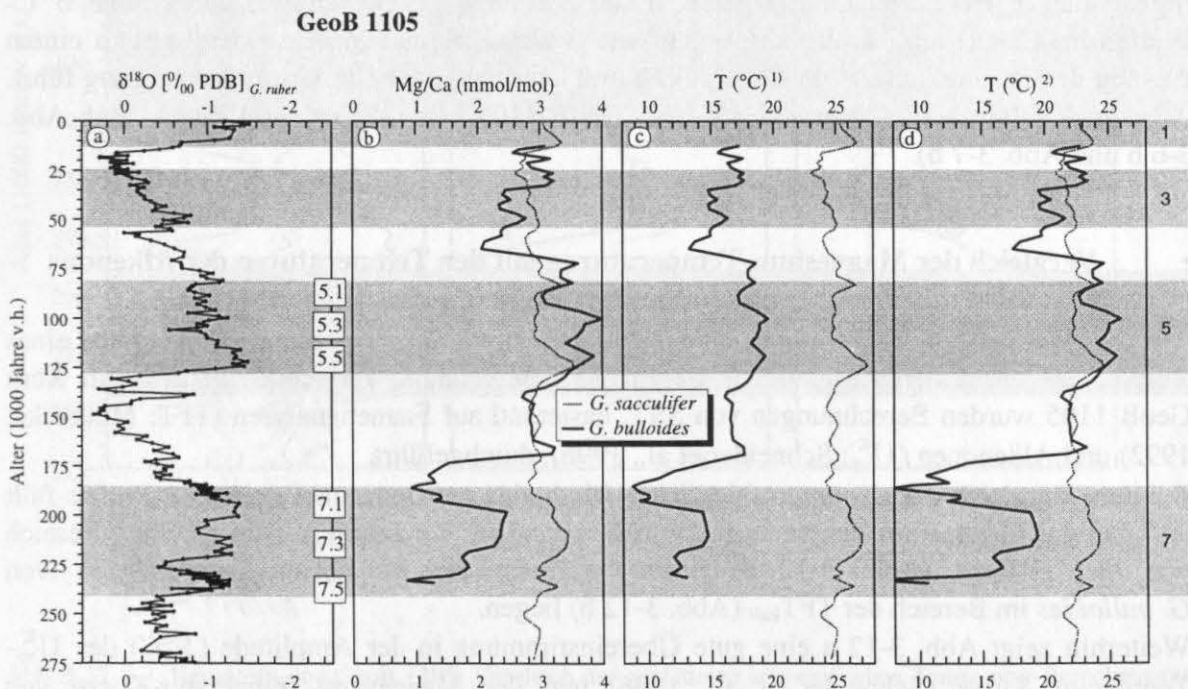


Abb. 3-11 Kernprofil von GeoB 1105: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (a) von *G. ruber* (Meinecke, 1992) mit den geglätteten Mg/Ca-Kurven (b) von *G. bulloides* und *G. sacculifer*, sowie die aus den Mg/Ca-Daten errechneten artspezifischen Temperaturen T¹ (°C) (c) im Vergleich zu den Temperaturen T² (°C) nach Nürnberg et al. (1996) (d).

Auffällig sind starke Temperatur-Änderungen während der Isotopenstadien 3, 6 und 7. Die berechnete Magnesium-Temperatur von *G. bulloides* für das Holozän beträgt ca. 17 °C. Dies

entspricht der Jahresdurchschnittstemperatur der oberen 70 - 120 m (Levitus & Boyer, 1994). Die Kurve zeigt neben einer ausgeprägten Amplitude einen extremen Einbruch ab Stadium 7 bis Mitte Stadium 6, der von *G. sacculifer* nicht widergespiegelt wird. Dies könnte ein Anzeichen für den Auftrieb extrem kalter Wassermassen (ca. 10 °C) zu dieser Zeit sein, die wie heute nur in stark abgeschwächter Form in den Lebensbereich (obere 40 m der Wassersäule) von *G. sacculifer* reichen. Dies wird dadurch gestützt, daß die Häufigkeit von *G. bulloides* zu dieser Zeit sehr gering ist. Giraudeau (1993) beschreibt ein ähnliches Phänomen vor Nordwestafrika zwischen Lüderitz und Cape Columbine mit einem sehr starken Küstenauftrieb und gleichzeitig einer geringen Häufigkeit von *G. bulloides* (< 5%). Eine andere Möglichkeit besteht darin, daß *G. bulloides* zu diesen Zeiten in tiefere Wasserstockwerke abgesunken ist. 10 °C Wassertemperatur findet man heute in einer Wassertiefe von ca. 300 m (Levitus & Boyer, 1994). Diese Habitattiefe (Berger, 1969; Fairbanks et al., 1982; Oberhänsli et al., 1992) wie auch der Temperatur-Bereich (Bé & Tolderlund, 1971; Wang et al., 1995) entspricht durchaus den Lebensbedingungen von *G. bulloides*.

Zum anderen hätten diese Einbrüche (Stadium 4 und Übergang Stadium 7 - 6) auch durch Carbonatlösung verursacht worden sein könnten. Selektive Carbonatlösung an *G. bulloides* wird in diesem Kern aus mehreren Gründen ausgeschlossen: *G. bulloides* ist nach Berger (1968) lösungsresistenter als *G. sacculifer*. Hätte in dem Kern auch nur geringfügig Carbonatlösung stattgefunden, so sollte das Mg/Ca-Verhältnis von *G. sacculifer* zuerst verändert worden sein und damit zu niedrige Mg/Ca-Verhältnisse zeigen müssen. Hier ist aber der umgekehrte Fall zu beobachten. Ein weiteres Indiz für Carbonatlösung stellt das $\delta^{13}\text{C}$ -Signal dar. In Hochproduktivitätsgebieten (im Sediment gekennzeichnet durch hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werten im Calcit) remineralisieren organische Bestandteile am Meeresboden, was zu einem Anstieg des Partialdruckes von CO_2 ($p\text{CO}_2$) und damit zu einer Carbonatuntersättigung führt. Allerdings zeigt die $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve des Kernes GeoB 1105 keine dieser Anzeichen (vergl. Abb. 3-6 b und Abb. 3-7 b).

- **Vergleich der Magnesium-Temperaturen mit den Temperaturen der Alkenone (U_{37}^{K}) und der Transferfunktion im Gebiet der äquatorialen Divergenz**

Um die Anwendbarkeit der Magnesium-Paläo-Thermometrie zu überprüfen, bedarf es eines Vergleiches mit anderen Methoden, die zur SST-Berechnung verwendet werden. An Kern GeoB 1105 wurden Berechnungen von SST, basierend auf Faunenanalysen (TFT: Meinecke, 1992) und Alkenonen (U_{37}^{K} : Schneider et al., 1996), durchgeführt.

Bei dem Vergleich der mit unterschiedlichen Methoden gewonnenen Temperatur-Profile fällt auf, daß die Magnesium-Temperaturen von *G. sacculifer* wiederum in dem gleichen Bereich wie die TFT_{warm} (Abb. 3-12 a) liegen, während die Magnesium-Temperaturen von *G. bulloides* im Bereich der TFT_{kalt} (Abb. 3-12 b) liegen.

Weiterhin zeigt Abb. 3-12 a eine gute Übereinstimmung in der Amplitude (3 °C) der U_{37}^{K} -Temperatur-Kurve (Schneider et al., 1996) und der Magnesium-Temperatur-Kurve von *G. sacculifer*. Die U_{37}^{K} -Temperaturen liegen 0,5 - 3 °C über den Magnesium-Temperaturen von *G. sacculifer*. Die rezenten Oberflächentemperaturen (Levitus & Boyer, 1994) zeigen in der Habitattiefe (obere 10 m der Wassersäule; Sikes & Keigwin, 1994; Müller et al., 1998 a) der Coccolithophoriden keinen Auftrieb (vergl. Abb 3-13 e). Daher können die U_{37}^{K} -Temperaturen das Auftriebsgeschehen nicht widerspiegeln. *G. sacculifer* hingegen lebt in tiefere Bereichen, die durch die kälteren auftriebenden Wassermassen des EUC beeinflusst werden. Im Vergleich zu der rezenten Situation (Levitus & Boyer, 1994) zeigt *G. sacculifer* hingegen eine saisonale Temperatur zur Zeit des beginnenden Auftriebs (Mai / Juni) (Abb. 3-

13). Die TFT_{warm} liegt bis auf Stadium 1 ca. 1 - 3 °C unter der Magnesium-Temperatur von *G. sacculifer*.

Abb. 3-12 b zeigt die Magnesium-Temperatur-Kurve von *G. bulloides* und die TFT_{kalt} . Beide Temperatur-Kurven liegen im gleichen Bereich. Dies bedeutet nicht, daß das Magnesium-Temperatur-Signal von *G. bulloides* in der kalten Jahreszeit gebildet wird, denn wenn es sich hier um eine mittlere Jahrestemperatur handelt, wird dieses Signal durch das tiefe Habitat (Leben in kühleren Wassermassen) geprägt (vergl. GeoB 1112, Abb. 3-9 b).

Auffällig ist die sehr große Differenz der TFT_{kalt} und Magnesium-Temperatur von *G. bulloides* in Stadium 7 (Abb. 3-12 b und c). Da die Kommunalitäten zur Berechnung der TFT anloge Werte ($>0,8$) zu Kern GeoB 1112 (Meinecke, 1992) aufweisen, scheint bei der Berechnung kein ersichtlicher Fehler vorhanden zu sein. Werden die Temperaturdifferenzen ($TFT_{kalt} - T_{G. bulloides}$) beider Kerne verglichen (Abb. 3-9 c; Abb. 3-12c), so ist in dem Kern 1112 eine stärkere positive Abweichung während der Stadien 1, 5 und 7 zu beobachten, die in dem Kern GeoB 1105 in den Stadien 1-5 nicht beobachtet wird. Dieses Phänomen kann hier nur aufgezeigt, aber nicht gekärt werden.

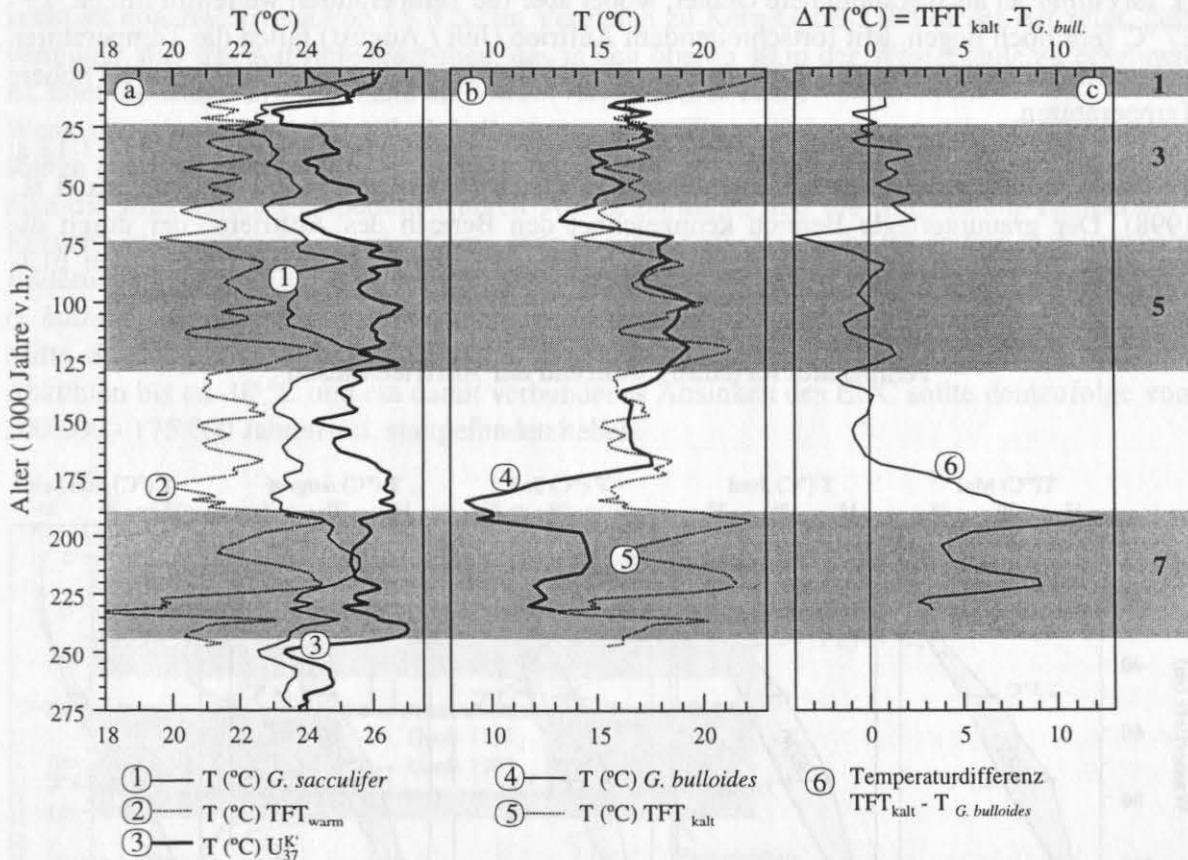


Abb. 3-12 Kernprofil von GeoB 1105: Vergleich der geglätteten artspezifischen Temperatur-Berechnungen von *G. sacculifer* mit TFT_{warm} und der U_{37}^K -Temperatur-Kurve (a). Vergleich der TFT_{kalt} mit der geglätteten Temperatur-Kurve von *G. bulloides* (b) und die daraus erhaltene Temperaturdifferenz ($TFT_{kalt} - T_{G. bulloides}$) (c).

Obwohl *G. bulloides* für ihren tiefen Lebensbereich eine sehr hohe Amplitude von ca. 4 - 5 °C anzeigt, gibt die TFT (b) eine noch größere Glazial/Interglazial-Amplitude von 6 bis 8 °C an. Dies erscheint für dieses Gebiet deutlich zu hoch, da Vergleiche mit anderen Gebieten ebenfalls geringere Amplituden erkennen lassen (ca. 5 °C: Thomson et al., 1995; Curry &

Oppo, 1997; Stute et al., 1995; 3 - 4 °C: Van Campo et al., 1990; ca. 2 °C: Ballentine & Hall, 1998; CLIMAP, 1981; Broecker, 1986; 2 - 4 °C: Rostek et al., 1993; Rosell-Melé, 1998 a, b). Einen Vergleich der Isotopen-Temperaturen analog zu GeoB 1112 konnte nicht durchgeführt werden, da keine Sauerstoffisotopen-Daten von *G. bulloides* und *G. sacculifer* zugänglich waren.

• Temperaturvergleich der beiden äquatorialen Kerne GeoB 1105 und GeoB 1112

* Rezente Situation

Um die Genauigkeit der Magnesium-Temperaturen beider Kerne abzuschätzen, werden im Folgenden die holozänen Magnesium-Temperaturen mit den rezenten Temperaturen der oberen Wassersäule verglichen. Abb. 3-13 a - d zeigen die Situation von Mai bis August in den oberen 120 m der Wassersäule, während Abb. 3-13 e die Jahresmittelwerte darstellt (Levitus & Boyer, 1994). Mit Beginn des Auftriebsgeschehens im Mai / Juni zeigt die äquatoriale Divergenz ca. 1 - 2 °C niedrigere Temperaturen im Bereich des Habitates von *G. sacculifer* an als das südlichere Gebiet, wobei aber die Temperaturen weiterhin mit ca. 25 - 27 °C sehr hoch liegen. Mit fortschreitendem Auftrieb (Juli / August) fallen die Temperaturen in beiden Gebieten um ca. 2 - 3 °C ab. Allerdings zeigt das südlichere Gebiet generell höhere Temperaturen.

Das Tiefenhabitat von *G. sacculifer* liegt zwischen ca. 20 bis 40 m Wassertiefe (Abb. 3-13 a; b). Diese Angabe wird durch Plankton-Studien bestätigt (Oberhänsli et al., 1992; Ufkes et al., 1998). Der grauunterlegte Bereich kennzeichnet den Bereich des Auftriebs, der durch die Temperatur-Differenz ($T_{\text{GeoB 1112}} > T_{\text{GeoB 1105}}$) beider Regionen sichtbar wird und den EUC darstellt.

Temperaturverteilung während der Auftriebssaison

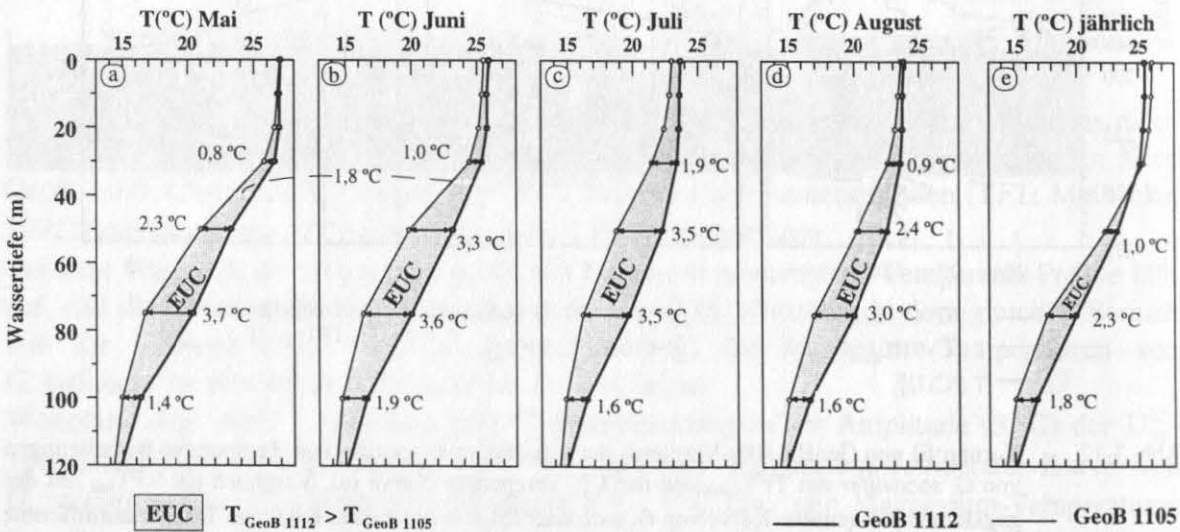


Abb. 3-13 Rezente Temperatur-Profile durch die Wassersäule in unmittelbarer Nähe zu den Kernlokationen GeoB 1112 und GeoB 1105 nach Levitus & Boyer (1994) (Positionsangaben siehe Anhang B) während des stärksten saisonalen Auftriebs von Mai - August (a) - (d) sowie die Jahresmittelwerte (e). Die Temperaturdifferenz ($T_{\text{GeoB 1112}} > T_{\text{GeoB 1105}}$) an beiden Kernpositionen (grau unterlegt) wird durch den EUC hervorgerufen.

Vergleicht man die Oberflächentemperaturen der Mg/Ca-Werte von *G. sacculifer* der Oberflächenproben beider Kerne, so kann die rezente Situation des beginnenden Auftriebes während Mai und Juni exakt wiedergefunden werden. Die absolute Magnesium-Temperatur der Oberflächenprobe des GeoB 1112 beträgt $26\text{ °C} \pm 0,5$. Somit kommen andere Monate nicht in Frage, da diese Temperatur nur in den Monaten Mai - Juni in einer Wassertiefe von 30 - 40 m beobachtet wurde. Während dieser Zeit ist die Magnesium-Temperatur des Kernes GeoB 1105 ca. 2 °C kälter, was ebenfalls der rezenten Situation entspricht. *G. sacculifer* tritt zudem zu dieser Jahreszeit verstärkt auf (Donner, pers. comm., 1998).

Die Magnesium-Temperaturen von *G. bulloides* weisen auf ein Tiefenhabitat hin, das unterhalb von *G. sacculifer* liegt. Das Tiefenhabitat für *G. bulloides* wird zwischen 80 und 200 m Wassertiefe angenommen, da in dieser Wassertiefe die optimale Temperatur für *G. bulloides* vorgefunden wird (Bé & Tolderlund, 1971).

* Situation der letzten 270 000 Jahre

Da die Magnesium-Temperatur-Kurve von *G. sacculifer* des Kernes GeoB1112 ein nahezu konstant höheres Niveau von $1 - 3\text{ °C}$ im Vergleich zu Kern GeoB 1105 dieser Art zeigt, läßt vermuten, daß das Auftriebsgeschehen, das in den oberen 40 m der Wassersäule zu erkennen ist, über die letzten 270 000 Jahre aktiv war (vergl. Abb. 3-14 a).

Wenn man davon ausgeht, daß *G. bulloides* in einer Wassertiefe von ca. 80 und 200 m lebt, sollten die Temperaturen des EUC durch diese Mg/Ca-Verhältnisse erfaßt werden. Vergleicht man die Magnesium-Temperatur-Kurven von *G. bulloides* und die Magnesium-Temperatur-Kurven von *G. sacculifer* beider Kerne miteinander (Abb. 3-14 a, b), so sollten sich vertikale Änderungen des EUC der letzten 270 000 Jahre rekonstruieren lassen. Anhand der *G. bulloides*-Kurven (Abb. 3-14 b) läßt sich erkennen, daß sich das Wasser des EUC von Mitte Stadium 4 bis Mitte Stadium 3 hin stark abgekühlt hat. Ein wesentlich stärkeres Abkühlen bis ca. 10 °C und ein damit verbundenes Absinken des EUC sollte demzufolge von 200 000 - 175 000 Jahren v.h. stattgefunden haben.

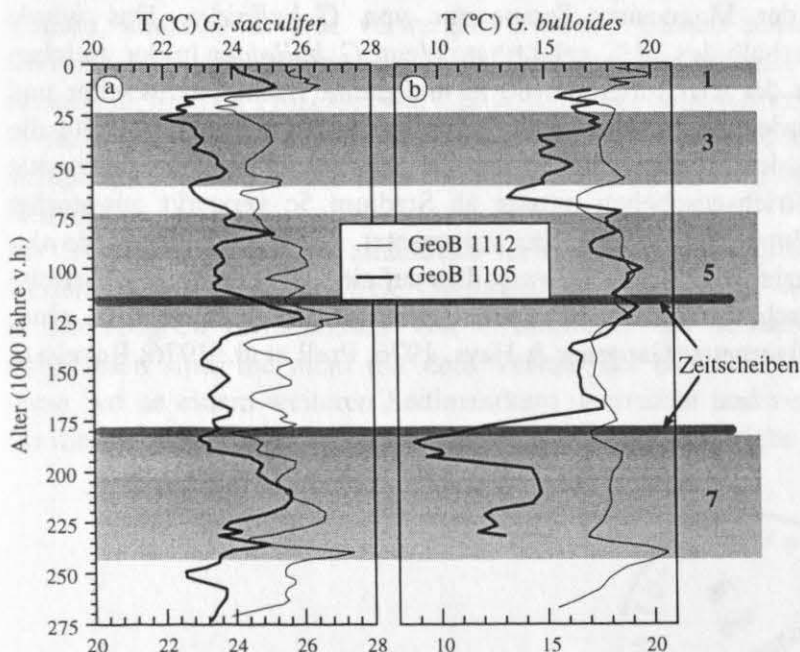


Abb. 3-14 Vergleich der Sedimentkerne GeoB 1112 und GeoB 1105. a) Magnesium-Temperaturen von *G. sacculifer*. b) Magnesium-Temperaturen von *G. bulloides*. Zeitscheiben: 180 000 und 120 000 Jahre v.h.

Im Folgenden werden die vertikalen Wasserprofile zweier Zeitscheiben näher betrachtet, währenddessen die Magnesium-Temperatur-Kurven beider Kerne einmal keinen bzw. nur einen geringfügigen Temperatur-Unterschied und einmal einen maximalen Temperaturunterschied zeigen. Da die Situation der minimalen Differenz generell während des Stadiums 5 zu beobachten ist, wurde die Zeitscheibe bei ca. 120 000 Jahre v.h. ausgewählt. Eine maximale Temperatur-Differenz beider Kerne wurde bei ca. 180 000 Jahren v.h. beobachtet (zweite Zeitscheibe; Abb. 3-14).

Da die Magnesium-Kurven von *G. sacculifer* den Temperatur-Bereich der oberen 20 - 40 m und die Magnesium-Kurven von *G. bulloides* den Temperatur-Bereich zwischen ca. 80 - 200 m anzeigen, sollte die Temperatur-Differenz die Änderung des EUC darstellen. Beide Zeitscheiben werden mit dem rezenten vertikalen Profil durch die Wassersäule verglichen (Abb. 3-15). Die vertikalen Temperatur-Profile könnten während der ausgewählten Zeitscheiben wie in Abb. 3-15 a, b skizziert ausgesehen haben.

* **Zeitscheibe 180 000 Jahre v.h. (Abb. 3-15 a)**

Da die Magnesium-Kurven von *G. bulloides* zu dieser Zeit eine extreme Temperatur-Differenz zeigen, ist eine Intensitätszunahme des EUC verbunden mit einer Temperatur-Erniedrigung denkbar, wobei eine Ausdehnung des EUC in vertikaler Richtung möglich erscheint. Das müßte ein Absinken der Thermokline zur Folge gehabt haben, da der rezente EUC auch im Bereich der Thermokline strömt (Dietrich et al., 1975; McPhaden, 1984; Hastenrath & Merle, 1987; Meineke, 1992) (Abb. 3-15 c). Da diese äquatorialen Meeresströmungen durch die Passatwinde angetrieben werden, sollte es in dieser Zeit zu einer deutlich stärkeren atmosphärischen Zirkulation gekommen sein (Philander & Pacanowski, 1986b; Meinecke, 1992).

* **Zeitscheibe 120 000 Jahre v.h. (Abb. 3-15 b)**

Zum Ende des Stadiums 6 bis Mitte Stadium 5 (100 000 Jahre v.h.) zeigen beide Kerne eine exakte Übereinstimmung in der Magnesium-Temperatur von *G. bulloides*. Das würde bedeuten, daß *G. bulloides* unterhalb des EUC gelebt hat. Wenn *G. bulloides* in der gleichen Wassertiefen gelebt hat, müßte der EUC oberhalb 80 m und damit flacher, schwächer und wärmer gewesen sein. Dies würde auf eine Verflachung der Thermokline hinweisen. Für die atmosphärische Zirkulation bedeutet dies eine generelle Abschwächung der Intensität (schwächere Winde). Das Auftriebsgeschehen müßte ab Stadium 5c verstärkt ausgeprägt sein, was eine Intensitätszunahme der Passatwinde voraussetzt. Da die Unterschiede der *G. bulloides*-Kurven in den Glazialen größer sind, weist dies auf eine stärkere atmosphärische Zirkulation hin, verursacht durch stärkere Passatwinde. Diese führten wiederum zu einer Verstärkung der äquatorialen Divergenz (Gardener & Hays, 1976; Prell et al., 1976; Ravelo et al., 1990; Meinecke, 1992).

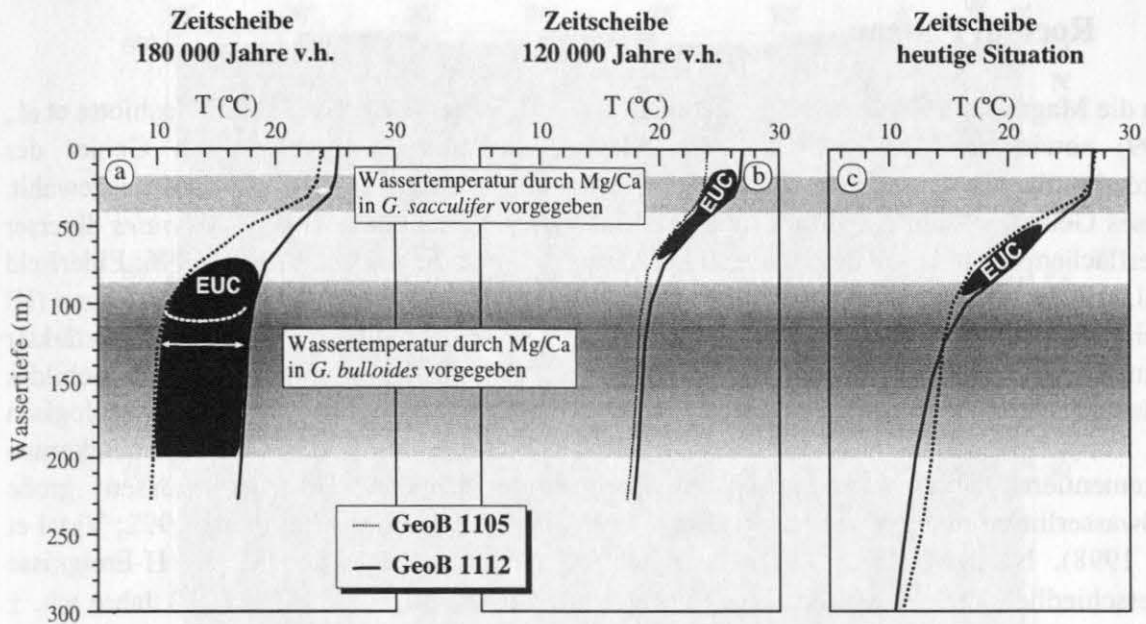


Abb. 3-15 Skizze der ozeanographischen Situationen der oberen 300 m der Wassersäule, die anhand der Magnesium-Temperaturen planktischer Foraminiferen abgeleitet werden. a) zeigt die Situation vor ca. 180 000 Jahren v.h., die durch eine sehr große Differenz der Magnesium-Temperaturen von *G. bulloides* charakterisiert wird. Der äquatoriale Unterstrom (EUC) war tiefer, stärker und hatte eine größere vertikale Ausdehnung im Vergleich zu heute. b) zeigt die Situation vor ca. 120 000 Jahren v.h., die durch fast identische Magnesium-Temperaturen beider Arten gekennzeichnet ist. Der äquatoriale Unterstrom (EUC) war flacher, schwächer und wärmer im Vergleich zu heute. c) zeigt die rezente Situation zur Zeit des beginnenden Auftriebs (Mai) Levitus & Boyer (1994); die Tiefe des EUC nach Dietrich et al. (1975).

• Methodische Schlussfolgerung

Mit Hilfe der Mg/Ca-Verhältnisse, die nach artspezifischer Kalibrierung in SST umgerechnet wurden, konnten für jede verwendete Foraminiferenart realistische Temperaturen erhalten werden. Mit der Magnesium-Paläo-Thermometrie können sogar die unterschiedlichen ozeanographischen Prozesse, wie z.B. äquatorialer Auftrieb, erfasst werden. Diese Methode ist in diesem Gebiet des Atlantiks anwendbar. Erstmals wurden mit Hilfe der Magnesium-Temperaturen Paläo-Salinitäten errechnet, die für *G. sacculifer* zu realistischen Werten führten.

Im Vergleich der Mg/Ca-Verhältnisse verschiedener planktischer Foraminiferen untereinander werden in dem Gebiet des SEC (Sedimentkern GeoB 1112) vergleichbare Werte erhalten. Da in den Mg/Ca-Verhältnissen von *G. bulloides* des Kernes GeoB 1105 Besonderheiten aufgetreten sind, die nicht mit dem Verlauf der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve übereinstimmen, soll speziell diese Art an einem weiteren Sedimentkern untersucht und verstärkt auf ihre Anwendbarkeit für die Magnesium-Paläo-Thermometrie geprüft werden (siehe Kap. 4).



4 Rockall Plateau

Um die Magnesium-Temperatur-Beziehung für *G. bulloides* (Lea et al., 1997; Mashiotta et al., 1999) sowie die Anwendbarkeit der Magnesium-Paläo-Thermometrie im Gebiet des Nordatlantiks zu überprüfen, wurde der Kern M23414 vom Rockall Plateau ausgewählt. Dieses Gebiet ist zum einen von Interesse, da Mg/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides* diverser Oberflächenproben keine Beziehungen zur Wassertemperatur zeigen (Brown, 1996; Elderfield et al., 1998). Zum anderen sind in diesem Kern zu verschiedenen Zeiten Heinrich-Lagen (H) (Heinrich, 1988) dokumentiert (Jung, 1996). Die H-Ereignisse gehen mit verstärkter Schmelzwasserschüttung einher, die durch den Zerfall des laurentinischen Eisschildes verursacht wurden (MacAyeal, 1993). Diese Schmelzwasserereignisse sind sedimentologisch als verstärktes Auftreten von eistransportiertem Material (IRD) in Sedimentkernen dokumentiert (Bond et al., 1993). Die abschmelzenden Eisberge müssen große Süßwasserlinsen hinterlassen haben (Bond et al., 1992, 1993; Broecker et al., 1992; Vidal et al., 1998). Nach Maslin et al. (1995) hat sich die Salinität während der H-Ereignisse unterschiedlich stark erniedrigt (H1 (15 000 Jahre v.h. \pm 700) - 33; H2 (22 200 Jahre v.h. \pm 1 100) - 33,5; H3 (27 200 Jahre v.h. \pm 1 600) - 33; H4 (35 100 Jahre v.h. \pm 1 400) - 31; Altersangaben nach Elliot et al. (1998)). Neben der Erniedrigung der Salinität (Bond et al., 1992, 1993; Bond & Lotti, 1995; Labeyrie et al., 1995; Maslin et al., 1995; Cortijo et al., 1997) senkte sich gleichzeitig die SST ab (Bond et al., 1993; Maslin, 1995; Maslin et al., 1995; Sarnthein et al., 1995). Wenn es zu einer Absenkung der SST in Verbindung mit einer Salinitätserniedrigung kam (Elliot et al., 1998), sollte ein entsprechendes Signal dazu in den Elementverhältnissen der planktischen Foraminiferen zu erkennen sein, wenn man davon ausgeht, daß die planktischen Foraminiferen in diesem Wasserkörper gelebt haben. Falls die planktischen Foraminiferen unter dem entstandenen Süßwasserdeckel gelebt haben, sollten die Elementverhältnisse der planktischen Foraminiferen keine Signale zeigen.

4.1 Ozeanographische Situation

Für das heutige Klima in Nordwest-Europa sind die Wassermassenzirkulationen im Nordatlantik und im Europäischen Nordmeer entscheidend. Die warmen Wassermassen, die durch den Golfstrom und die Nordatlantische Drift in den nördlichen Atlantik und weiter bis in den Arktischen Ozean transportiert werden, sind für das milde Klima in Nordwest-Europa verantwortlich (Dickson et al., 1990). Vorallem die Tiefenwasserbildung des Nordatlantiks (NADW), die von der Dichte des Oberflächenwassers und damit von der Oberflächentemperatur und der Oberflächensalinität abhängig ist, ist ein wesentlicher Antriebsmechanismus für die heutige thermohaline Zirkulation (Conveyor Belt) durch die Weltmeere (Broecker & Peng, 1982). Vom Rockall Plateau wurde der Kern M23414 untersucht und mit den Kernen SU9008, SU9039, K 708, NA87-25 und M23415 verglichen. Die Positionen der Kerne sind in Abb. 4-1 dargestellt.



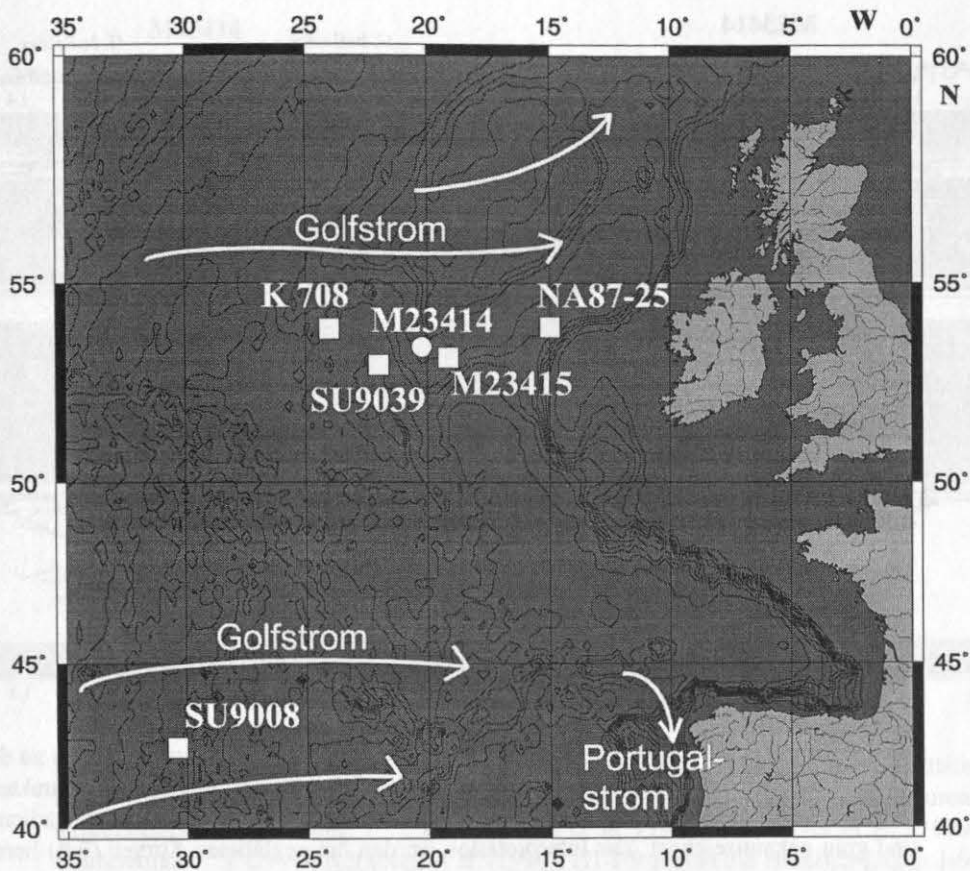


Abb. 4-1 Schematische Darstellung der Oberflächenströmung mit der Kernposition des analysierten Kernes M23414 (weißer Kreis) und den Positionen der Kerne SU90-08, SU90-39, K 708, NA87-25 und M23415 (weiße Rechtecke), die für die Diskussion herangezogen werden.

4.2 Ergebnisse und Diskussion der Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse sowie der rekonstruierten Oberflächenwassertemperaturen

An *G. bulloides* wurde das Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnis des Sedimentkernes M23414 analysiert. Zusätzlich lagen an diesem Kern die stabilen Isotopen-Verhältnisse der gleichen Foraminiferenart (Jung, 1996) vor, so daß ein direkter Vergleich zwischen Proxies in einer Art gewährleistet war.

Die Mg/Ca-Werte von *G. bulloides* (Abb. 4-2 c) zeigen eine gute Übereinstimmung mit der Sauerstoffisotopen-Kurve dieser Art (Jung, 1996) (Abb. 4-2 a). Die Mg/Ca-Verhältnisse variieren zwischen 2 und 4 mmol/mol und zeigen einen Glazial/Interglazial-Wechsel von ca. 1,5 mmol/mol. Die Mg/Ca-Werte der Glaziale variieren um 2 bis 2,8 mmol/mol, wobei die niedrigsten Werte in Stadium 2 zu beobachten sind. In Stadium 7 schwanken die Mg/Ca-Werte um 3 mmol/mol und verringern sich während Stadium 6 auf ca. 2,8 mmol/mol. Am Übergang des Stadiums 6 zu Substadium 5.5 zeigen die Mg/Ca-Verhältnisse einen Anstieg von 2,6 mmol/mol bis 4,2 mmol/mol. Im Stadium 5 sind die Substadien 5.5 und 5.3 im Mg/Ca-Verhältnis mit 4,2 mmol/mol und 3,3 mmol/mol deutlich zu erkennen. Das Substadium 5.1 ist im Gegensatz dazu in der Mg/Ca-Kurve nicht ausgeprägt. In den Isotopenstadien 3 und 2 schwanken die Mg/Ca-Verhältnisse um 2,5 mmol/mol. Der Klima-Umschwung vom LGM zum Holozän zeigt sich in einem Anstieg der Mg/Ca-Werte von 2,2 mmol/mol auf über 3,5 mmol/mol.

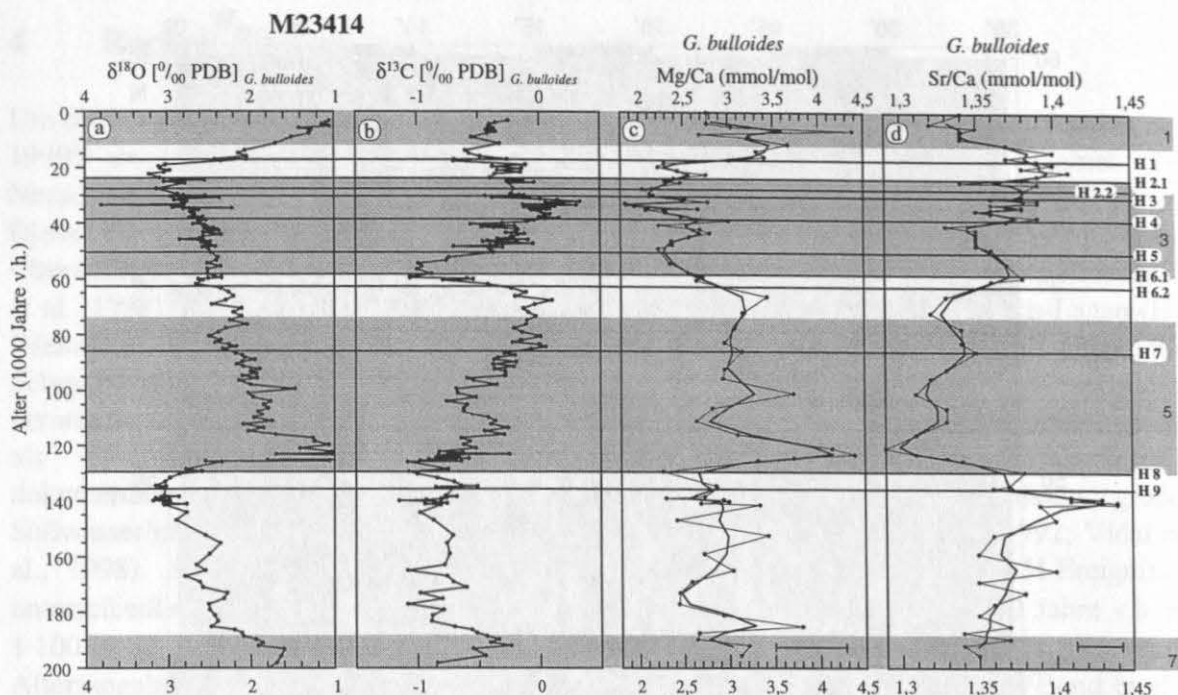


Abb. 4-2 Kernprofil von M23414: $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) (Jung, 1996) im Vergleich zu den Mg/Ca- (c) und Sr/Ca-Werten (d) von *G. bulloides*. Die feine Kurve mit den Meßpunkten gibt die Originaldaten wieder. H1-H9 zeigen die Heinrich-Lagen 1-9 an. Die Isotopenstadien 1, 3, 5, 7 sind grau gekennzeichnet. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven (fett) herangezogen. Die Stadiengrenzen wurden nach Martinson et al. (1987) eingetragen.

Die Sr/Ca-Verhältnisse (Abb. 4-2 d) liegen zwischen 1,3 und 1,4 mmol/mol und zeigen ein Glazial/Interglazial-Signal mit hohen Sr/Ca-Werten während der Glaziale. Die Amplitude beträgt 0,05 - 0,1 mmol/mol. Die Sr/Ca-Kurve ist gegenläufig zur Mg/Ca-Kurve. Eine Korrelation der Sr/Ca-Kurve mit der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve (Jung, 1996) (Abb. 4-2 b) ist nicht zu erkennen.

Aus den Mg/Ca-Verhältnissen wurden zwei Temperaturen berechnet (Abb. 4-3): die Temperatur T^1 nach der artspezifischen Kalibrierung von Lea et al. (1997) und Mashiotta et al. (1999) und die Temperatur T^2 nach der Kalibrierung von Nürnberg et al. (1996). Die berechneten Temperaturen nach der Kalibrierung von Lea et al. (1997) und Mashiotta et al. (1999) sind generell ca. 5 °C niedriger und zeigen eine geringere Amplitude als die berechneten Temperaturen nach Nürnberg et al. (1996). Da die Magnesium-Temperaturen, die nach Nürnberg et al. (1996) ermittelt wurden, im Vergleich zu der rezenten Situation (vergl. Abb. 4-4; Levitus & Boyer, 1994) zu hoch erscheinen, soll im Folgenden nur auf die artspezifisch berechnete Temperatur eingegangen werden (vergl. Abb. 4-3 c). In Stadium 6 und 7 variiert die Temperatur zwischen 15 und 17 °C. Bei dem Übergang von Stadium 6 zum Substadium 5.5 steigt die Temperatur auf über 19 °C an und liegt damit um ca. 0,5 °C über den wärmsten Temperaturen des Holozäns. Nach dem Sauerstoffisotopen-Ereignis 5.5 fällt die Temperatur auf 16 °C ab. Im verbleibenden Stadium 5 variieren die Temperaturen zwischen 17 - 18 °C. Während Stadium 4 noch hohe Temperaturen um 17 °C zeigt, zeichnet sich Stadium 3 durch sehr kurzzeitliche Schwankungen um ca. 15 °C aus. Vom LGM bis hin zum Holozän steigt die Temperatur von durchschnittlich 15 °C auf über 18 °C an. Die holozäne Temperatur variiert zwischen 16,5 und 18,5 °C, wobei ein Temperatur-Abfall von ca. 8 000 Jahren v.h. bis heute zu erkennen ist.

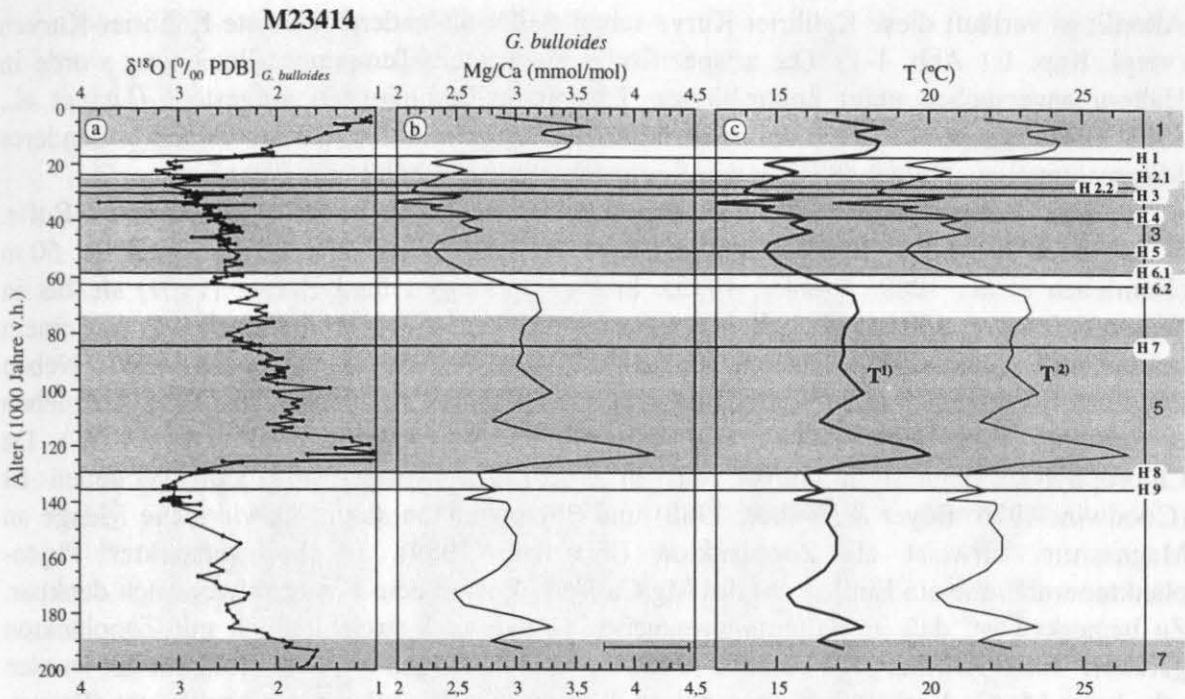


Abb. 4-3 Kernprofil des M23414: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (a) (Jung, 1996) mit der geglätteten Mg/Ca-Kurve (b) von *G. bulloides*, (c) Temperatur-Vergleich der errechneten Temperaturen nach der artspezifischen Kalibrierung T^1 (°C) nach Lea et al. (1997); Mashiotta et al. (1999) und der Kalibrierung T^2 (°C) von Nürnberg et al. (1996). H1-H9 zeigen die Heinrich-Lagen 1-9 an.

An dieser Kernposition liegen im Hochsommer die rezenten Temperaturen nach Levitus & Boyer (1994) bei maximal $14,7\text{ }^\circ\text{C}$ (Abb. 4-4 c). Die Salinitätsunterschiede ($36,5 - 37,0$) in der Wassersäule sind zu verschiedenen Jahreszeiten nicht so groß, als daß sie einen Einfluß auf das Mg/Ca-Verhältnis haben können. Allerdings liegt die berechnete Temperatur T^1 der Oberflächenprobe mit $16,5\text{ }^\circ\text{C}$ ca. $2\text{ }^\circ\text{C}$ über der rezenten Sommerwassertemperatur der obersten Wasserschichten. Daher sollte für *G. bulloides* nur die Kalibrierung von Lea et al. (1997) und Mashiotta et al. (1999) zur Berechnung von SST verwendet werden, obwohl diese ebenfalls noch nicht optimal zu sein scheint.

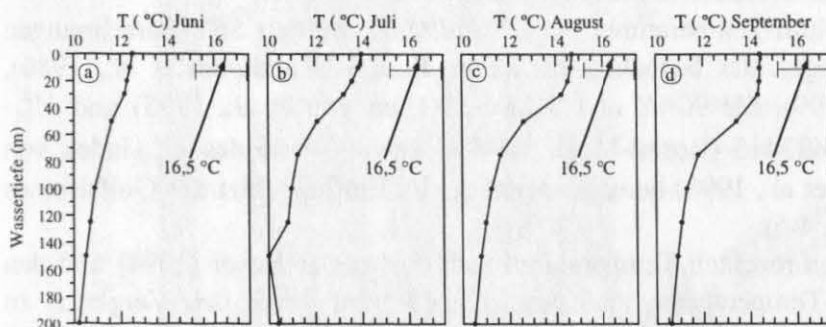


Abb. 4-4 Sommer-Temperaturen nach Levitus & Boyer (1994) an der Kernposition M23414 im Vergleich zu der berechneten artspezifischen Magnesium-Temperatur der Oberflächenprobe (Fehlerbalken geben Temperaturfehler an).

Verschiedene Gründe können vorliegen, weshalb die Foraminiferenart *G. bulloides* eine zu warme Temperatur anzeigt:

- Eine Erklärung wäre die inkorrekte Magnesium-Temperatur-Beziehung in Bezug auf diese Art. Um kältere Temperaturen zu erhalten, müßte die Kalibrier-Kurve noch steiler verlaufen als die Kalibrier-Kurve nach Lea et al. (1997) und Mashiotta et al. (1999).

Allerdings verläuft diese Kalibrier-Kurve schon steiler als andere bekannte Kalibrier-Kurven (vergl. Kap. 1.1 Abb. 1-1). Die artspezifische Magnesium-Temperatur-Beziehung wurde in Hälterungsversuchen unter kontrollierten Temperatur-Bedingungen aufgestellt (Lea et al., 1997; Mashiotta et al., 1999). Es ist denkbar, daß *G. bulloides* in diesem Gebiet ein anderes Magnesium-Signal bildet als unter den Streßbedingungen der Hälterungsversuche.

- Das Lebensverhalten von *G. bulloides* spielt möglicherweise eine große Rolle. *G. bulloides* hat keine Symbionten und lebt meist in einer Wassertiefe oberhalb 50 m (Hemleben et al., 1989; Niebler, 1995). In Planktonfängen fand Berger (1969) sie bis in Wassertiefen von 150 m. *G. bulloides* toleriert ein weites Temperatur-Spektrum mit einem optimalen Temperatur-Bereich von 10 - 20 °C (Niebler, 1995; Wang et al., 1995)). Neben Zooplankton kann sich *G. bulloides* auch von Phytoplankton ernähren (Miro, 1971; Hemleben & Spindler, 1983; Hemleben et al., 1989; Giraudeau, 1993; Watkins et al., 1998). Da Chlorophyll *a* Magnesium enthält, das in einem Porphyringerüst komplexgebunden ist (Goodwin, 1976; Beyer & Walter, 1988) und Phytoplankton somit die vierfache Menge an Magnesium aufweist als Zooplankton (Bearman, 1989), ist bei verstärkter Phytoplanktonernährung ein Einfluß auf das Mg/Ca-Verhältnis in dem Foraminiferencalcit denkbar. Zu bemerken ist, daß in Hälterungsversuchen *G. bulloides* ausschließlich mit Zooplankton gefüttert wurde (Bijma, pers. comm., 1998). In Planktonfängen aus dem Nordatlantik wurden sehr hohe Mg/Ca-Verhältnisse (von bis zu 13 mmol/mol) in dieser Art beobachtet (Brown, 1996; Elderfield, pers. comm., 1998; Elderfield et al., 1998), die auf keinen Fall die Temperatur widerspiegeln können. Zusätzlich fand Brown (1996) an Oberflächenproben des Atlantiks weder eine Abhängigkeit der Mg/Ca-Verhältnisse von der Wassertiefe noch eine Abhängigkeit von der Temperatur, da eine sehr große Streuung der Mg/Ca-Werte (1,9 - 6,6 mmol/mol) erhalten wurde. Die Mg/Ca-Verhältnisse nehmen von 42 °N bis 55 °N ab. Nördlich von 55 °N steigen die Mg/Ca-Verhältnisse an und haben eine sehr große Streuung (1,8 - 6,6 mmol/mol; Brown, 1996). Der Mg/Ca-Wert (2,77 mmol/mol) der Oberfläche des Kernes M23414 fällt in dieses Intervall. Da im Nordatlantik eine sehr große Variation der Mg/Ca-Verhältnisse für rezenten Individuen beobachtet wird, ist hervorzuheben, daß die Mg/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides* des Kernes M23414 Klima-Schwankungen zeigen.

- **Vergleich der Magnesium-Temperaturen mit SST-Berechnungen von Alkenonen (U_{37}^K) und Transferfunktionen benachbarter Kerne**

Zum Vergleich der Magnesium-Temperaturen von *G. bulloides* werden SST-Berechnungen aus Faunenvergesellschaftungen der benachbarten Kerne K 708 (Ruddiman et al., 1986), NA87-25 (Cortijo et al., 1999), SU 90-08 und SU 90-39 (Labeyrie et al., 1995) und U_{37}^K -Temperaturen des Kernes M23415 (Rosell-Melé, 1998 a) sowie Werte des U_{37}^K -Index von Kern SU 90-08 (Villanueva et al., 1998) herangezogen, die im Einflußgebiet des Golfstromes liegen (vergl. Abb. 4-1, Abb. 4-5).

Die Diskrepanz zwischen den rezenten Temperaturen nach Levitus & Boyer (1994) und den rekonstruierten Magnesium-Temperaturen im Kern M23414 wird durch den Vergleich zu anderen Temperatur-Bestimmungsmethoden relativiert. Die SST von SU 90-39 und SU 90-08 wurden nach der Methode von Imbrie & Kipp (1971) berechnet, bei der die Temperaturen aus Änderungen der planktischen Foraminiferenvergesellschaftungen abgeleitet werden. Die TFT der Kerne SU 90-39 und SU 90-08 zeigen generell sehr große Glazial/Interglazial-Amplituden (> 15 °C) (vergl. Abb. 4-5 e; d). Die TFT von Kern SU 90-08 (Abb. 4-5 d) liegen generell ca. 2 °C über den TFT vom Kern SU 90-39 (Abb. 4-5 e). Die holozänen TFT_{Sommer} des Kernes SU 90-39 liegen ca. 4 °C über den TFT_{Winter}. Für das Substadium 5.5 werden 18 - 20 °C er-

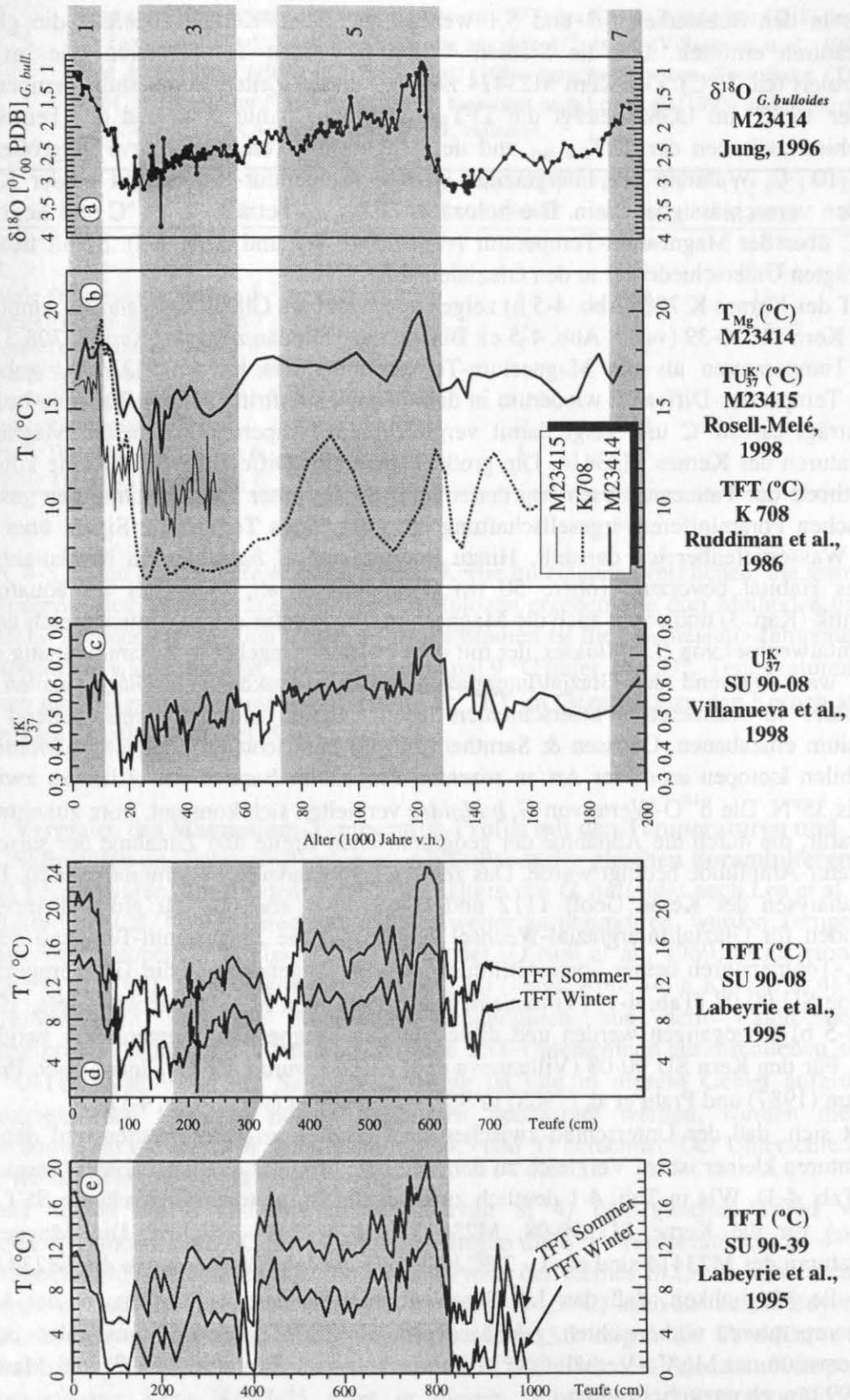


Abb. 4-5 Vergleich der Kerne: a) M23414: $\delta^{18}\text{O}_{G. \text{bulloides}}$; b) M23414: T_{Mg} ; K708: TFT; M23415: TU_{37}^{K} ; c) SU 90-08: U_{37}^{K} ; d) SU 90-08: TFT gegen Teufe aufgetragen; e) SU 90-39: TFT gegen Teufe aufgetragen.

rechnet. In den Substadien 5.3 und 5.1 werden an beiden Kernen ebenfalls die gleichen Temperaturen ermittelt. Für die Stadien 4 und 6 werden Temperaturen wie im LGM rekonstruiert (ca. 5 °C). Der Kern M23414 zeigt zu diesen Zeiten Magnesium-Temperaturen von über 15 °C. Im LGM beträgt die TFT_{Sommer} hingegen nur 5 °C und der Temperatur-Unterschied zwischen der TFT_{Sommer} und der Magnesium-Temperaturkurve vergrößert sich um ca. 10 °C. Während der Interglaziale ist der Temperatur-Unterschied beider Kerne / Methoden vernachlässigbar klein. Die holozäne TFT_{Sommer} beträgt ca. 18 °C und liegt damit ca. 1 °C über der Magnesium-Temperatur (vergl. Tab. 4-1 und Abb. 4-5). Somit treten die ausgeprägten Unterschiede nur in den Glazialen auf.

Die TFT des Kernes K 708 (Abb. 4-5 b) zeigen vergleichbare Glazial/Interglazial-Amplituden wie der Kern SU 90-39 (vergl. Abb. 4-5 e). Bis auf das Holozän zeigt der Kern K 708 3 - 7 °C tiefere Temperaturen als die Magnesium-Temperaturen des Kernes M23414, wobei die größere Temperatur-Differenz wiederum in den Glazialen auftritt (Abb. 4-5 b). Die holozäne TFT beträgt ca. 18 °C und zeigt damit vergleichbare Temperaturen wie die Magnesium-Temperaturen des Kernes M23414. Die große Temperatur-Differenz beider Kerne könnte in der Methode der Faunenanalysen begründet sein, da sie unter Zuhilfenahme der gesamten planktischen Foraminiferenvergesellschaftung ein integriertes Temperatur-Signal über einen weiten Wassertiefenbereich darstellt. Hinzu kommt, daß *G. bulloides* im Nordatlantik ein flacheres Habitat bevorzugt (obere 50 m) (Fairbanks et al., 1980) als im äquatorialen Ostatlantik (Kap. 3) und somit auch die Magnesium-Temperatur diesen Tiefenbereich anzeigt. Ein Habitatwechsel von *G. bulloides*, der mit dem Nahrungsangebot in Zusammenhang stehen könnte, wäre während der Glazial/Interglazial-Wechsel denkbar. Zu Glazial-Zeiten hätte *G. bulloides* in wärmeren Wasserschichten leben müssen, um dann entsprechend mehr Magnesium einzubauen. Ganssen & Sarnthein (1983) beobachteten ähnliche Phänomene in den stabilen Isotopen an dieser Art an rezenten Proben im Bereich des Atlantiks zwischen 12°N bis 35°N. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. bulloides* verhielten sich konstant, trotz zunehmender Temperatur, die durch die Abnahme der geographischen Breite und Zunahme der saisonalen Temperatur-Amplitude bedingt wurde. Das zeigten keine anderen Foraminiferenarten. Da die Faunenanalysen der Kerne GeoB 1112 und GeoB 1105 ebenfalls zu große Temperatur-Amplituden für Glazial/Interglazial-Wechsel zeigen und die Magnesium-Temperaturen mit den U_{37}^K -Temperaturen besser übereinstimmen, soll im Folgenden auf die U_{37}^K -Temperaturen der Kerne SU 90-08 (Tab. 4-1) (Villanueva et al., 1998) und M23415 (Rosell-Melé, 1998 a) (Abb. 4-5 b) eingegangen werden und diese mit den Magnesium-Temperaturen verglichen werden. Für den Kern SU 90-08 (Villanueva et al., 1998) wurde der U_{37}^K -Index nach Prahl & Wakeham (1987) und Prahl et al. (1988) in SST umgerechnet (vergl. Tab. 4-1).

Es zeigt sich, daß der Unterschied zwischen den Magnesium-Temperaturen und den U_{37}^K -Temperaturen kleiner ist im Vergleich zu den Temperaturen der Faunenanalysen (vergl. Abb. 4-5 b; Tab. 4-1). Wie in Tab. 4-1 deutlich zu erkennen ist, werden vergleichbare SST ($T_{U_{37}^K}$ und T_{Mg}) für die Kerne SU 90-08, M23415 und M23414 erhalten. Die Magnesium-Temperaturen des M23414 sind ca. 1 - 2 °C höher als die U_{37}^K -Temperaturen des M23415. Es besteht die Möglichkeit, daß das U_{37}^K -Signal zu einer anderen Jahreszeit, in der kältere Wassertemperaturen vorherrschten, gebildet wurde als das Magnesium-Signal oder, daß die Transformation der Mg/Ca-Verhältnisse in Temperatur nach Lea et al. (1997) und Mashiotta et al. (1999) noch unzureichend ist.

Tab. 4-1 Temperatur-Berechnung der Kerne: Temperatur (TFT) des K 708; Temperatur (TFT) des SU 90-39; Temperatur (TU_{37}^K) des SU 90-08, die aus dem U_{37}^K -Index (Villanueva et al., 1998) nach Prahl & Wakeham (1987) und Prahl et al. (1988) berechnet wurden. Temperatur (TU_{37}^K) des M23415; Temperatur (TMg) des M23414, berechnet nach Lea et al. (1997) und Mashiotta et al. (1999) aus den Mg/Ca-Verhältnissen von *G. bulloides*.

| Zeit | TFT (°C) | TFT (°C) | TU_{37}^K (°C) | TU_{37}^K (°C) | TMg (°C) |
|----------------------------------|----------|----------|------------------|------------------|----------|
| | K 708 | SU 90-39 | SU 90-08 | M23415 | M23414 |
| Holozän | 18-20 | 18 | 19 | 16-18 | 16-18 |
| LGM | 6 | 5 | 11 | 10-12 | 15 |
| minimale Temperatur in Stadium 3 | 6 | 6 | 12 | 12 | 13 |
| maximale Temperatur in Stadium 3 | 8 | 12 | 17 | 14 | 16 |
| minimale Temperatur in Stadium 4 | 8 | 5 | 12 | - | 16 |
| maximale Temperatur in Stadium 4 | 9 | 13 | 17 | - | 18 |
| Temperatur in Stadium 5 | 8-14 | 12-18 | 18 | - | 18 |
| maximale Temperatur in 5.5 | 13 | 21 | 22 | - | 20 |
| minimale Temperatur in Stadium 6 | 8 | 5 | 15 | - | 15 |
| maximale Temperatur in Stadium 6 | 13 | 12 | 16 | - | 16 |

In Abb. 4-5 b sind die SST dreier benachbarter Kerne miteinander verglichen, die jeweils mit einer anderen Methode berechnet wurden. Im Holozän ergeben alle drei Methoden ungefähr die gleiche Temperatur. In allen anderen Isotopenstadien ist die Magnesium-Temperatur von *G. bulloides* am wärmsten. Die TFT liegen maximal 9 °C tiefer. Die U_{37}^K -Temperaturen liegen zwischen den Magnesium-Temperaturen und den TFT im Gegensatz zu den Kernen aus dem äquatorialen Ostatlantik (vergl. Kap. 3.2).

• Vergleich des Magnesium-Temperatur-Profiles mit den Temperaturen und Salinitäten aus Sauerstoffisotopenverhältnissen der gleichen Foraminiferenart

Um die Temperaturen, die aus dem Mg/Ca-Verhältnis von *G. bulloides* nach Lea et al. (1997) und Mashiotta et al. (1999) berechnet wurden, weiter zu überprüfen, wurden Temperaturen aus Sauerstoffisotopenverhältnisse ($T_{\delta^{18}O}$) berechnet (O'Neil et al., 1969; Shackleton, 1974; Duplessy et al., 1991; Berechnung siehe Anhang H) (vergl. Abb. 4-6 e Kurven 3; 4). Da die $\delta^{18}O$ -Temperaturen und die Magnesium-Temperaturen aus dem Calcit derselben Foraminiferenart stammen, sollten artspezifische SST-Unterschiede auszuschließen sein. Da die $\delta^{18}O$ -Temperatur von der Salinität abhängig ist und in diesem Gebiet aufgrund der ozeanographischen Situation höhere Salinitäten beobachtet werden, wurden die $\delta^{18}O$ -Temperaturen für die rezenten Salinitäten von 36,5 und 37 berechnet. Der Unterschied ist mit 0,6 °C für die höhere Salinität relativ gering.

Generell zeigen die $\delta^{18}O$ -Temperaturen (Kurven 3; 4) den gleichen Trend wie die Magnesium-Temperaturen (Kurve 5), allerdings liegen die $\delta^{18}O$ -Temperatur ca. 2 - 4 °C unter den Magnesium-Temperaturen. Für die jüngste Probe des Kernes M23414 werden ca. 15 °C berechnet, was mit der rezenten Sommer-Temperatur (14,5 °C) nach Levitus & Boyer (1994) übereinstimmt (vergl. Abb. 4-4). Für das Substadium 5.5 zeigen die $T_{\delta^{18}O}$ -Kurven (3; 4) Temperaturen von ca. 16 °C und liegen damit ca. 1,5 °C über den holozänen Temperaturen. Der benachbarte Kern NA87-25 zeigt in diesem Substadium 5.5 exakt die gleichen Temperaturen (MAT) an (Cortijo et al., 1999).

Des Weiteren wurden anhand der Magnesium-Temperaturen, die unabhängig von der Salinität sind (siehe Kap. 1.1), und der Sauerstoffisotopenverhältnisse ($\delta^{18}O$) von *G. bulloides* Paläo-Salinitäten berechnet (Wang et al., 1995) (Abb. 4-6 d: 1; 2). Die berechneten Paläo-Salinitäten

variieren zwischen 35,5 bis 38. Die höchste Salinität wird im Substadium 5.5 beobachtet. Für den Kern NA87-25 (vergl. Abb. 4-1) wurden während des Sauerstoffisotopen-Ereignisses 5.5 Salinitäten von 35 bis 36,5 berechnet. Für den südlichen Kern SU 90-03 werden Salinitäten von über 39 in diesem Zeitraum berechnet (Cortijo et al., 1999). Die mit Hilfe der Magnesium-Temperaturen berechneten Salinitäten für den M23414 erscheinen zwar hoch, aber in Substadium 5.5 durchaus realistisch zu sein.

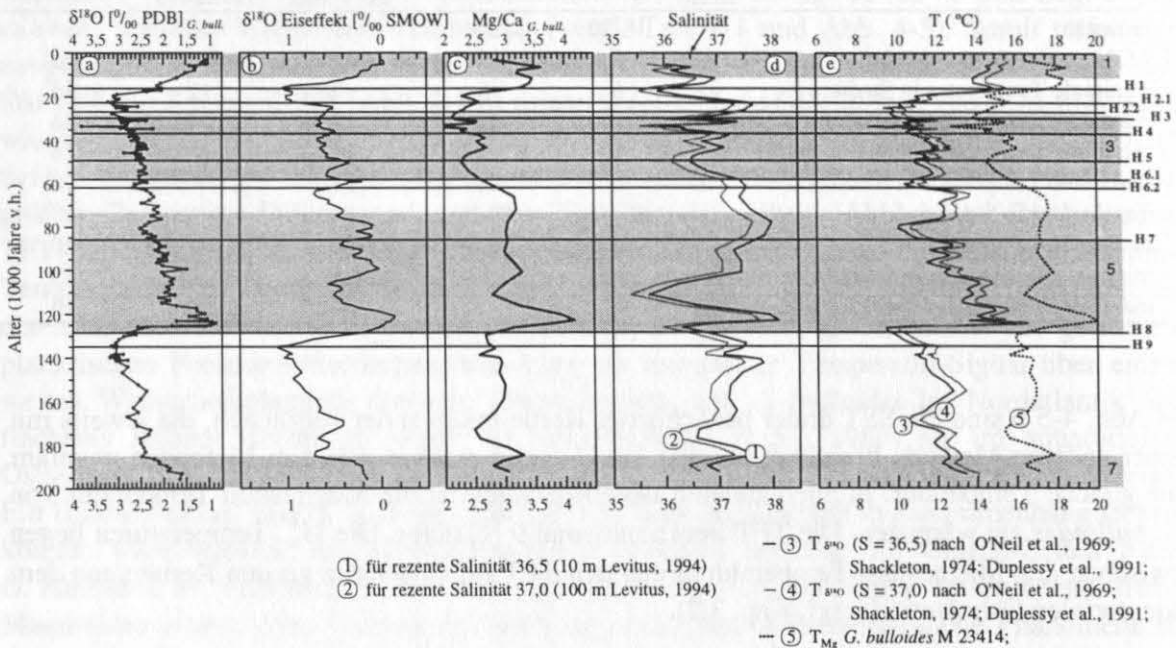


Abb. 4-6 a) $\delta^{18}\text{O}$ -Profil von *G. bulloides* des Kernes M23414 (Jung, 1996); b) $\delta^{18}\text{O}$ -Profil des Eiseffektes nach Vogelsang (1990); c) Mg/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides* M23414. d) Vergleich der berechneten Paläo-Salinitäten von *G. bulloides* unter Verwendung der Magnesium-Temperaturen 1) für $S = 36,5$; 2) für $S = 37,0$. Der Pfeil deutet die rezente Salinität für eine Wassertiefe von 10 m an. e) Vergleich der Temperaturen: 3) $T_{\delta^{18}\text{O}}$ für $S = 36,5$; 4) $T_{\delta^{18}\text{O}}$ für $S = 37,0$; 5) T_{Mg} von *G. bulloides*. H1-H9 zeigen die Heinrich-Lagen 1-9 an. Die Isotopenstadien 1, 3, 5, 7 sind grau unterlegt.

Die rezente Salinität (Levitus & Boyer, 1994) liegt allerdings deutlich höher als die berechneten Salinitäten und zeigt, daß Salinitätsberechnungen sehr kritisch zu betrachten sind. Generell werden Schmelzwasserereignisse (H-Ereignisse) im $\delta^{18}\text{O}$ -Signal der planktischen Foraminiferen sichtbar (Weinelt, 1993; Maslin et al., 1995). Während der H-Ereignisse H1 und H4, die sehr stark ausgeprägt waren (Schönfeld, pers. comm., 1999), werden für diesen Kern M23414 keine niedrigere Salinitäten berechnet. Die H-Ereignisse waren entweder in dieser Gegend nicht sehr stark ausgeprägt und/oder konnten nicht im Calcit konserviert werden, so daß der Einfluß der Süßwasserlinsen der Schmelzwasserereignisse weder in den Mg/Ca-Verhältnissen noch in den berechneten Salinitäten von *G. bulloides* erhalten werden konnte.

• Methodische Schlußfolgerung

In diesem Gebiet zeigen die Mg/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides* klare Glazial/Interglazial-Wechsel. Die SST, die nach Anwendung der artspezifischen Kalibrierung erhalten wurden, liegen im Vergleich zu den rezenten Temperaturen nach Levitus & Boyer (1994) zu hoch. Aber auch andere Kerne dieser Gegend, deren SST nach anderen Methoden rekonstruiert wurden, zeigen diesen Unterschied. Somit ist die Magnesium-Paläo-Thermometrie in diesem

Meeresgebiet unter Verwendung von *G. bulloides* und der artspezifischen Kalibrierung (Lea et al., 1997; Mashiotta et al., 1999) anwendbar, aber es scheint, daß die Magnesium-Temperatur-Beziehung von *G. bulloides* noch nicht vollkommen ist. Eventuell sollte eine art- und gebietspezifische Kalibrierung entwickelt werden. Die Kurve der Sr/Ca-Verhältnisse verhält sich indifferent im Vergleich zu den klimarelevanten Proxies (Abb. 4-2).

5 Karibik

In der Karibik sollen die Mg/Ca-Verhältnisse von *G. sacculifer* auf ihre Anwendbarkeit als Paläo-Signal getestet werden. Diese Foraminiferenart scheint nach den Erkenntnissen von Kapitel 3 sehr gute Ergebnisse bezüglich der Anwendbarkeit der Magnesium-Paläo-Thermometrie zu liefern. In diesem Randgebiet des Atlantiks soll diese Methode an verschiedenen Sedimentkernen angewandt werden. Im Vergleich zu den rezenten SST und den rekonstruierten SST anderer Methoden sollen die erhaltenen Magnesium-Temperaturen von *G. sacculifer* auf ihre Anwendbarkeit hin überprüft werden. Die Sr/Ca-Verhältnisse sollen analysiert werden, um eine paläo-ozeanographische Interpretation zu ermöglichen.

5.1 Ozeanographische Situation

Das Karibische Meer ist ein Randmeer, das durch die Inselketten der kleinen und großen Antillen vom Atlantik abgegrenzt wird. Relativ salzreiches Bodenwasser strömt über die Schwellen in das Karibische Becken hinein. Die Schwellentiefen der verschiedenen Passagen betragen zwischen 740 und 2200 m, so daß das Einströmen von carbonatkorrosivem Antarktischen Bodenwasser (AABW), das in einer Tiefe von 4000 - 5000 m liegt (Ingmanson & Wallace, 1979), verhindert wird. Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW) strömt vorwiegend durch die Windward-Passage und die Jungfern-Passage ein (Ribbat et al., 1976; Morrison & Nowlin, 1982). Carbonatkorrosives Antarktisches Zwischenwasser (AAIW) strömt in einer Tiefe von 600 - 800 m ausschließlich durch die östlichen Passagen (Grenada-, St. Vincent- und St. Lucia-Passage) ein (Wüst, 1964; Gordon, 1967; Stalcup & Metcalf, 1972). Die Oberflächenhydrographie der Karibik wurde eingehend von Nielsen (1925), Jacobsen (1929), Seiwel (1938), Parr (1938), Wüst (1963), (1964), Gordon (1967), Stalcup & Metcalf (1972), Stalcup et al. (1974), Metcalf & Stalcup (1976) und Kinder et al. (1985) diskutiert. Danach strömt der Nordäquatorialstrom (NEC) als Karibikstrom durch die kleinen Antillen in die Karibik ein und verläßt den Golf von Mexiko als Floridastrom, der die Hauptwurzel des Golfstroms darstellt (Gordon, 1967). Des Weiteren strömt Oberflächenwasser durch die großen Antillen ein, das aus der südlichen Sargasso See (nördlich von 18,5°N) mit sehr hohen Salinitäten stammt (Nielsen, 1925; Parr, 1938; Seiwel, 1938). Dieses Oberflächenwasser, das durch die großen Antillen in die Karibik einströmt, wird zwischen 21° - 23°N und ca. 55°W gebildet und hat Salinitäten > 37,2 (Wüst, 1964). Somit liegen die Quellen des in die Karibik einströmenden Wassers im Norden und Süden. Die Karibik zeichnet sich durch eine negative Wasserbilanz aus (Verdunstung überwiegt gegenüber Niederschlägen), welche eine Salinitätserrhöhung zur Folge hat. Der Jahresmittelwert der Salinität der oberen 200 m beträgt bei den kleinen Antillen ca. 36,1, in der Straße von Yucatan ca. 36,2 und in der Straße von Florida ca. 36,4 (Etter et al., 1987) (maximale Salinität 100 - 200 m 36,8 / 36,9). Der Flußeintrag des Amazonas und des Orinocos erniedrigt die Salinität des in die Karibik durch die kleinen Antillen einströmenden Oberflächenwassers. Moore et al. (1986) konnten anhand

von Radiummessungen belegen, daß 15 - 20 % des Oberflächenwassers, das durch die kleinen Antillen in die Karibik einströmt, Flußwasser des Orinocos und des Amazonas darstellen. Der Flußeintrag ist saisonal stark unterschiedlich (stärkster Einfluß von Mai bis November). Dadurch kann die Salinität des Oberflächenwassers im Gebiet der östlichen Karibik auf 33 herabsinken (Tomczak & Godfrey, 1994).

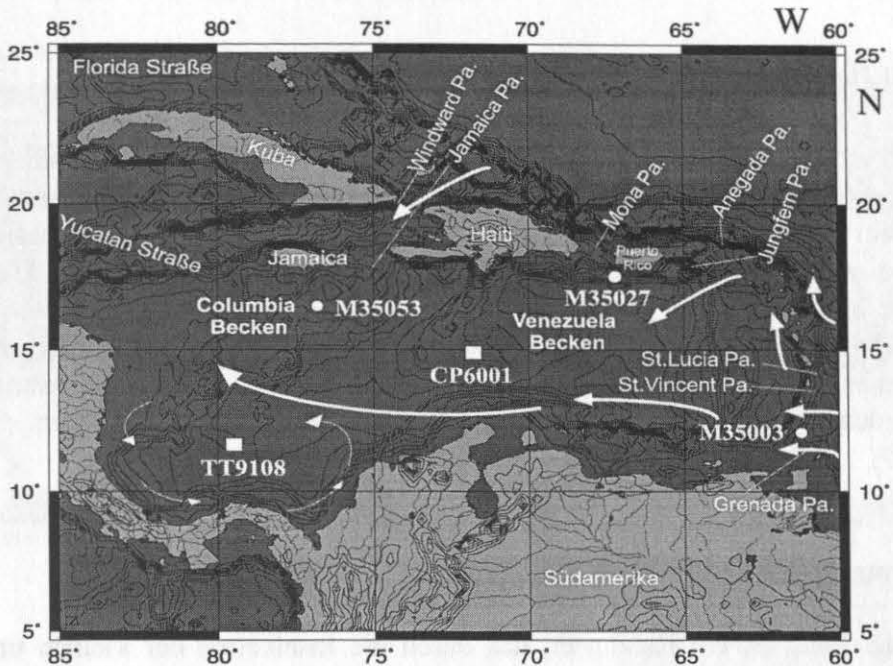


Abb. 5-1 Lage der bearbeiteten Kerne M35003, M35027 und M35053 (weiße Kreise) und die für die Diskussion herangezogenen Kerne CP 6008 und TT 9108 (weiße Rechtecke) mit den Hauptströmungsrichtungen des Oberflächenwassers nach Wüst (1964).

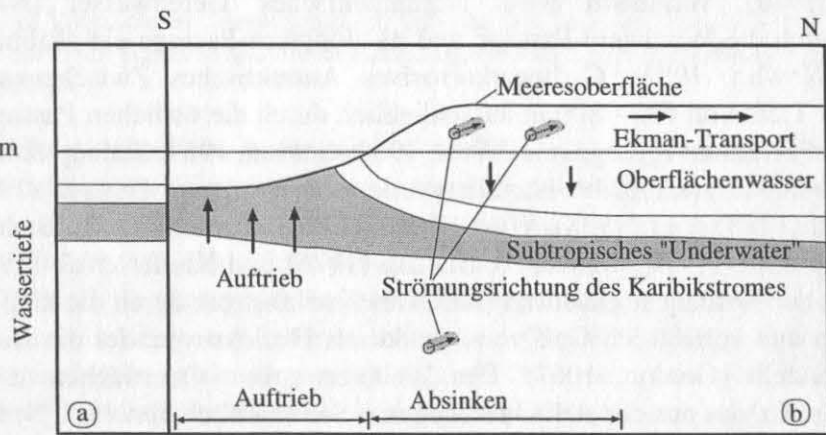


Abb. 5-2 Schematisches Strömungsprofil der Karibik in Nord-Süd-Ausrichtung modifiziert nach Gordon (1967): a) ungestört, b) lokales Auftriebsgeschehen durch Windstreß hervorgerufen.

Der Nordostpassat, der in den Monaten Januar bis März am stärksten ist, treibt die Oberflächenströmung der Karibik an (Wüst, 1964; Gordon, 1967). Durch den Ekman-Transport werden die oberen Wasserschichten (obere 100 m) nach Norden gedrückt, wodurch dort ein dicker Keil von homogenem Oberflächenwasser zu beobachten ist, der wiederum eine Konvergenz (Absinken von Oberflächenwasser) zur Folge hat (Gordon, 1967). Durch den Transport von Oberflächenwasser nach Norden kann im südlichen Teil der Karibik kälteres Wasser mit einer höheren Dichte an die Oberfläche steigen (Gordon, 1967). Anhand eines

Nord-Südprofilen (bei 74°N) beschrieb Gordon (1967), daß bis in den südlicheren Mittelteil dieses Profiles (ca. 90 km vor der südamerikanischen Küste) das ca. 2 °C kältere subtropische „Underwater“ zur Oberfläche durchkommt. Dieser Auftrieb findet in den oberen 300 m statt (Gordon, 1967) (vergl. Abb. 5-2). In den Sommermonaten Juni / Juli nehmen die Passatwinde ab, was zu einer Intensitätsabnahme des ganzjährig zu beobachtenden Auftriebs führt (vergl. Levitus & Boyer, 1994).

5.2 Ergebnisse und Diskussion der Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse und der rekonstruierten Oberflächentemperaturen

Um die Paläo-SST der Karibik zu rekonstruieren, wurden drei Sedimentkerne (M35003, M35027 und M35053) ausgewählt. Zum Vergleich wurden die Kerne TT9108 (Wassertiefe 2540 m) und CP6001 (Wassertiefe 3645 m) aus der südlichen Karibik herangezogen, an denen Hastings et al. (1998) Magnesium-Untersuchungen an *G. sacculifer* durchgeführt haben. Zum Vergleich der Magnesium-Temperaturen sollen die Temperaturen der Faunenzählungen der Kerne M35003 und M35027 (Hüls, 2000) herangezogen werden.

Die Mg/Ca-Werte von *G. sacculifer* des Kernes **M35003** liegen zwischen 3,2 und 4,4 mmol/mol und zeigen einen Glazial/Interglazial-Wechsel von 0,9 mmol/mol (vergl. Abb. 5-3 d). Hier ist eine Übereinstimmung der Mg/Ca-Kurve mit der Sauerstoffisotopen-Kurve der benthischen Foraminifere *C. wuellerstorfi* (Abb. 5-3 a) (Stüber, 1999; Hüls, 2000) erkennbar. Im LGM werden Mg/Ca-Werte von ca. 3,0 mmol/mol erhalten. Die Mg/Ca-Werte der Interglaziale liegen über den Mg/Ca-Verhältnissen des Glazials, wobei die holozänen Werte um ca. 0,5 - 0,8 mmol/mol höher sind als die in Stadium 3. Die Mg/Ca-Kurve zeigt einen Temperatur-Abfall ab ca. 4 000 Jahren v.h. bis heute von 4,4 mmol/mol auf ca. 4,0 mmol/mol. Die Sr/Ca-Verhältnisse (Abb. 5-3 c) zeigen geringfügige Schwankungen zwischen 1,35 bis 1,42 mmol/mol mit hohen Sr/Ca-Werten während des LGM. Die Amplitude beträgt 0,05 - 0,07 mmol/mol. Die Sr/Ca-Kurve zeigt Sr-Maxima, die nicht mit der Sauerstoffisotopen-Kurve (Abb. 5-3 a) übereinstimmen.

Die Umrechnung der Mg/Ca-Werte (Abb. 5-3 d) nach Nürnberg et al. (2000) führt zu der Temperatur-Kurve in Abb. 5-3 e. Die Glazial/Interglazial-Amplitude beträgt ca. 3 °C, wobei die Wassertemperatur vor ca. 5000 Jahren v.h. (holozänes Wärmemaximum) um ca. 1 °C wärmer ist als die rezente Temperatur von ca. 26 °C.

M35003

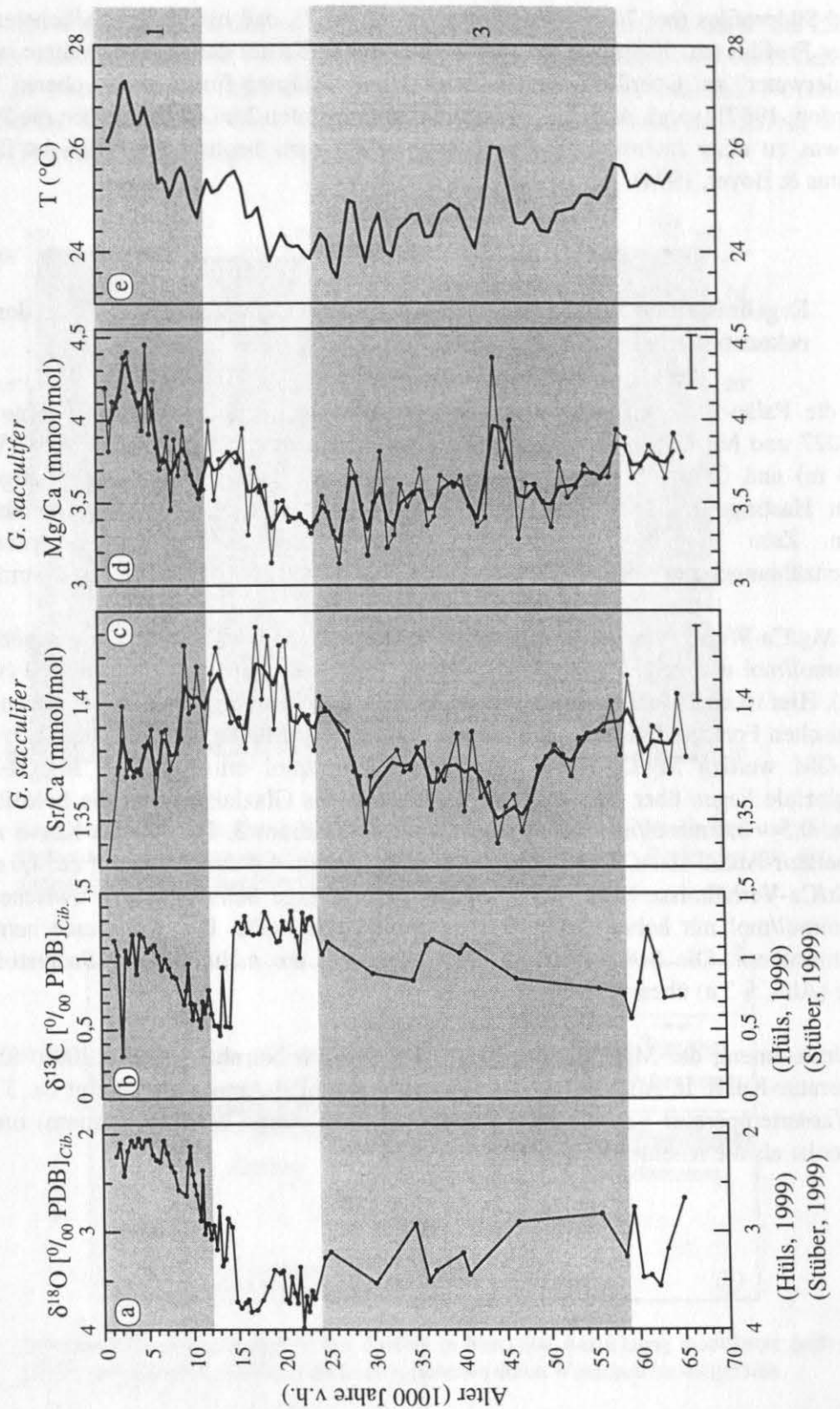


Abb. 5-3

Kernprofil des M35003: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) der Benthosforaminifere *C. wuellerstorfi* (Stüber, 1999; Hüls, 2000) mit den Mg/Ca- (c) und Sr/Ca-Werten (d) von *G. sacculifer*. (e) Die Magnesium-Temperaturen von *G. sacculifer* wurden nach Nürnberg et al. (2000) berechnet. Die dünne Kurve mit den Meßpunkten stellt die Originaldaten dar. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven herangezogen. Die graunterlegten Bereiche stellen die Isotopenstadien 1 und 3 dar, die nach Martinson et al. (1987) eingestuft wurden.

Die Mg/Ca-Werte von *G. sacculifer* des Kernes **M35027** liegen zwischen 3,9 und 6,5 mmol/mol und zeigen einen Glazial/Interglazial-Wechsel von über 1 mmol/mol (Abb. 5-4 d). Auffällig ist die generelle Übereinstimmung der Magnesium-Kurve (Abb. 5-4 d) mit der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve der benthischen Foraminifere *C. wuellerstorfi* (Abb. 5-4 a) (Lembke, 1997). Vor 185 000 Jahren v.h. ist ein Minimum in den Mg/Ca-Werten zu erkennen, das mit 3,9 mmol/mol das Niveau des Stadiums 2 erreicht. In den Isotopenstadien 3 und 4 bleiben die Mg/Ca-Werte ebenfalls auf dem Niveau des Stadiums 2. Auffällig ist ein außerordentlicher Abfall der Mg/Ca-Verhältnisse am Übergang des Stadiums 5 zu 4 von 5 mmol/mol auf 4 mmol/mol. Vor dieser Stadiengrenze liegen die Mg/Ca-Verhältnisse mit ca. 4,5 bis 5,8 mmol/mol weit über dem holozänen Niveau. Im Substadium 5.5 wird ein absolutes Maximum mit über 6,5 mmol/mol erhalten, das ca. 3 mmol/mol über den Maxima der Kerne GeoB 1112 und GeoB 1105 liegt. Im verbleibenden Stadium 5 fallen die Werte auf ca. 5 mmol/mol.

Die Sr/Ca-Verhältnisse (Abb. 5-4 c) zeigen ein undeutliches Glazial/Interglazial-Signal mit niedrigen Sr/Ca-Werten im Glazial. Die Amplitude beträgt ca. 0,1 mmol/mol. Im Stadium 5 kann man hohe Schwankungen des Sr/Ca-Verhältnisses erkennen (vergl. Abb. 5-4 c). Ein vergleichbarer Trend mit der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve (Abb. 5-4 b) ist nicht zu erkennen.

Die Umrechnung der Mg/Ca-Werte (Abb. 5-4 d) für *G. sacculifer* nach Nürnberg et al. (2000) führt zu der Temperatur-Kurve in Abb. 5-4 e. Im Stadium 5 liegen die Temperaturen mit über 30 °C höher als im Holozän. Ein Temperatur-Maximum von 34 °C wird im Substadium 5.5 erreicht. In den Stadien 4 bis 2 schwanken die Magnesium-Temperaturen zwischen 27 °C und 28 °C. Die Kernoberflächenprobe ist mit ca. 5 000 Jahren v.h. relativ alt (Hüls, pers. comm., 1999). Die zu dieser Zeit rekonstruierte Magnesium-Temperatur beträgt ca. 29 °C und ist damit um ca. 1 °C höher als rezent (28 °C, Levitus & Boyer, 1994). Die holozänen Magnesium-Temperaturen variieren um 29 °C. Magnesium-Temperaturen über 29,5 °C können als nicht gesichert gelten, da die Kalibrierung für *G. sacculifer* nur eine Gültigkeit bis max. 29,5 °C hat (vergl. Kap. 1.1). Daher sind alle Temperaturen über 29,5 °C nur unter der Voraussetzung diskutierbar, daß der Magnesium-Einbau dieser planktischen Foraminiferenart auch bei höheren Temperaturen der Magnesium-Temperatur-Funktion uneingeschränkt folgt. Nur ein Einbruch bei 185 000 Jahren v.h. (Übergang Stadium 7 zu Stadium 6) mit einem Temperatur-Minimum von 28 °C liegt innerhalb der Eichkurve und erreicht das Niveau von Stadium 2 - 4.

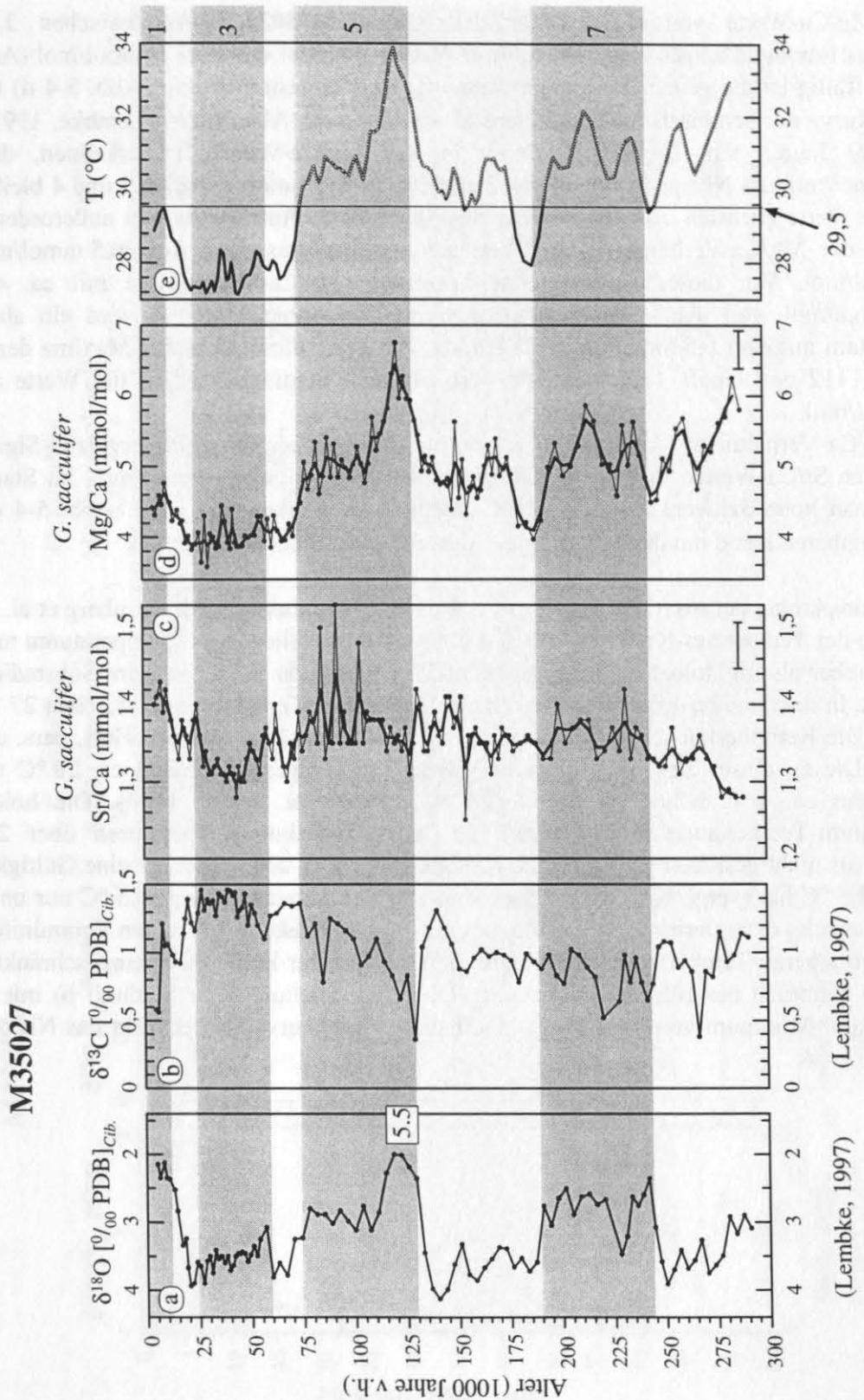


Abb. 5-4

Kernprofil des M35027: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ - Werte (b) der Benthosforaminifere *C. wuellerstorfi* (Lembke, 1997) mit den Mg/Ca- (c) und Sr/Ca-Werten (d) von *G. sacculifer*. Die dünne Kurve mit den Meßpunkten stellt die Originaldaten dar. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven herangezogen. (e) stellt die aus den Mg/Ca-Verhältnissen berechneten Temperaturen nach Nürnberg et al. (2000) dar, die oberhalb von 29,5 °C als nicht gesichert angesehen werden müssen. Die Isotopenstadiengrenzen wurden nach Martinson et al. (1987) eingestuft.

Die Mg/Ca-Werte von *G. sacculifer* des Kernes M35053 (Abb. 5-5 d) liegen zwischen 3,9 und 6,8 mmol/mol und zeigen einen Glazial/Interglazial-Wechsel von über 1 mmol/mol. Auffällig ist die gute Übereinstimmung der Magnesium-Kurve (Abb. 5-5 d) mit der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von *C. wuellerstorfi* (Lembke, 1997) (Abb. 5-5 a).

In den Glazialen werden generell niedrigere Mg/Ca-Verhältnisse erhalten, wobei der niedrigste Wert mit ca. 4,0 mmol/mol nur im Stadium 2 beobachtet wird.

Von Stadium 8 bis zu dem Isotopenstadium 3 liegen die Mg/Ca-Werte deutlich über dem holozänen Mg/Ca-Niveau (ca. 4,5 mmol/mol). Im Isotopenstadium 7 variieren die Mg/Ca-Werte zwischen 5,5 und 6,2 mmol/mol, wobei die Substadien 7.5 und 7.3 den Maxima von über 6 mmol/mol zuzuordnen sind. Das Sauerstoffisotopen-Ereignis 7.1, das in der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve schwach ausgeprägt ist, ist in der Mg/Ca-Kurve nicht zu erkennen. Der Klima-Umschwung an der Grenze von Stadium 6 zu Stadium 5 ist durch einen steilen Anstieg der Mg/Ca-Werte charakterisiert, bis das absolute Mg/Ca-Maximum mit ca. 7 mmol/mol in dem Sauerstoffisotopen-Ereignis 5.5 erreicht ist. Zum Sauerstoffisotopen-Ereignis 5.4 hin fallen die Werte auf ca. 5 mmol/mol ab. Ein relatives Maximum mit ca. 5,5 mmol/mol wird bei 95 000 Jahren v.h. erreicht und dem Substadium 5.3 zugeordnet. Die Mg/Ca-Kurve fällt dann stetig bis Mitte des Isotopenstadiums 4 ab. Zum Ende dieses Glazials hin steigen die Mg/Ca-Verhältnisse um ca. 0,4 mmol/mol von 5,0 bis auf 5,4 mmol/mol an.

Die Sr/Ca-Werte (Abb. 5-5 d) variieren zwischen 1,24 und 1,39 mmol/mol. Ein genereller Trend in dieser Kurve im Vergleich zu der Sauerstoffisotopen-Kurve (Abb. 5-5 a) und der Kohlenstoffisotopen-Kurve (Abb. 5-5 b) ist nicht zu beobachten. Es handelt sich vielmehr um Schwankungen, die nicht signifikant zu sein scheinen.

Die Umrechnung der Mg/Ca-Werte (Abb. 5-5 d) von *G. sacculifer* nach Nürnberg et al. (2000) führt zu der Temperatur-Kurve in Abb. 5-5 e. Generell liegen alle Temperaturen vor 30 000 Jahren v.h. über 30 °C und damit deutlich über der Temperatur des Holozäns (29 °C). Ein Temperatur-Maximum von fast 35 °C wird im Substadium 5.5 erreicht. Ab Ende des Stadiums 4 bis zum Ende des Stadiums 3 hin fallen die Oberflächentemperaturen von 32 °C auf 27 °C. Im Stadium 2 steigen sie dann wieder auf 29 °C an. Die rekonstruierte Oberflächentemperatur für das Holozän beträgt ca. 28,5 °C. Von ca. 9 000 Jahren v.h. bis heute wird ein Temperatur-Abfall von 0,6 °C beobachtet.

• Problem der Kalibrierkurve

Da alle rekonstruierten Temperaturen über 29,5 °C nicht als gesichert gelten, soll hier näher auf dieses Problem eingegangen werden. Kurve 4 nach der Gleichung (1-1) (Kap. 1.1) zeigt die hier verwendete Kalibrierung von Nürnberg et al. (2000) in einem Gültigkeitsbereich von 19,5 - 29,5 °C (1,98 - 5,91 mmol/mol). Es ist aber durchaus denkbar, daß der Verlauf der Magnesium-Temperatur-Beziehung oberhalb 29,5 °C steiler verläuft. Damit würden für Mg/Ca-Verhältnisse von *G. sacculifer* größer 5,91 mmol/mol niedrigere Temperaturen erhalten werden, die im Bereich von ca. 32 °C lägen und damit realistischer wären.



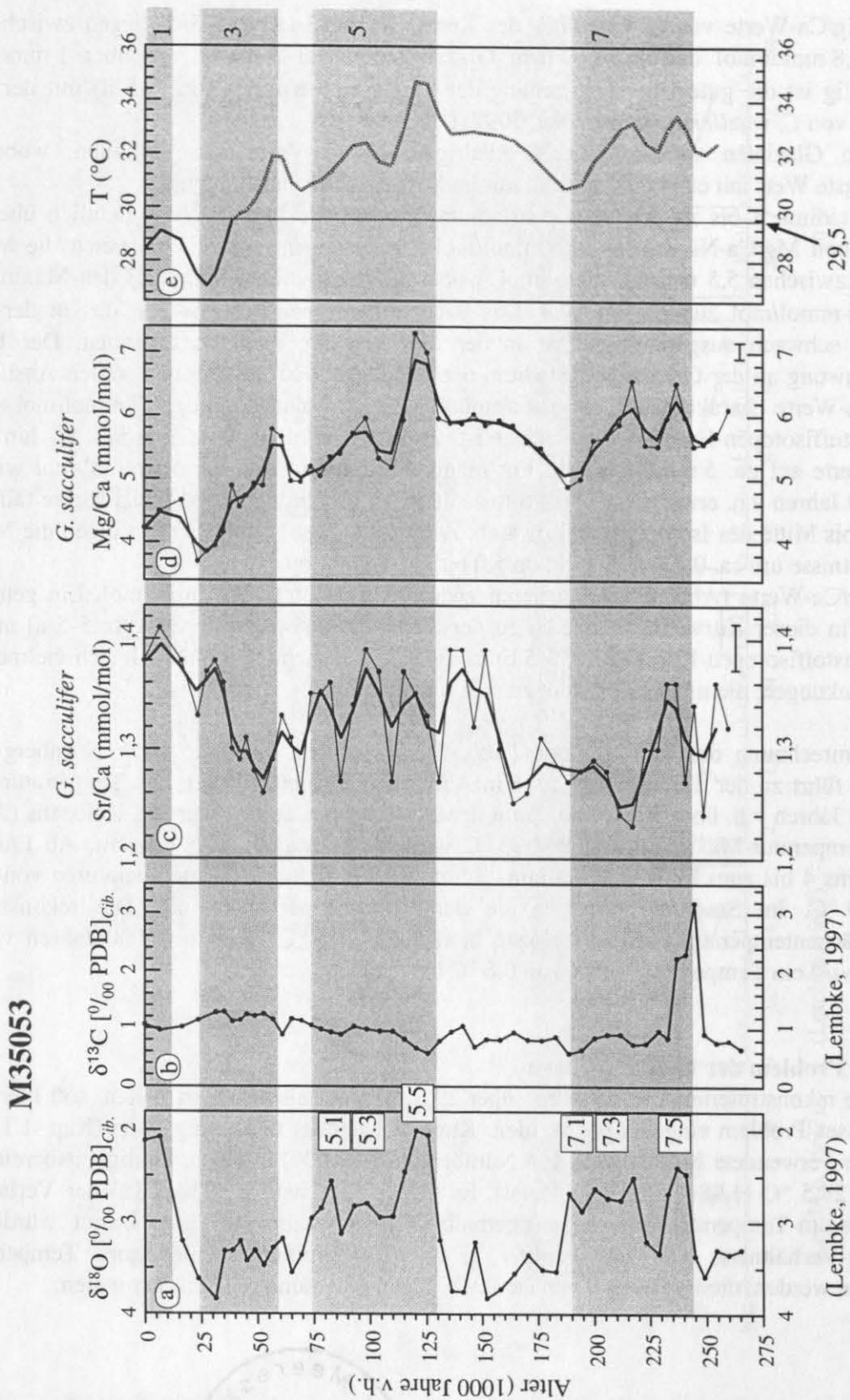


Abb. 5-5

Kernprofil des M35053: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) von *C. wuellerstorfi* (Lembke, 1997) mit den Mg/Ca- (c) und Sr/Ca-Werten (d) von *G. sacculifer*. Die dünneren Kurven (c, d) mit den Meßpunkten stellen die Originaldaten dar. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven herangezogen. Die berechneten Temperaturen (e) nach Nürnberg et al. (2000.) oberhalb von 29,5 °C gelten als nicht gesichert. Die Isotopenstadiengrenzen wurden nach Martinson et al. (1987) eingetragen.

• Vergleich der berechneten SST verschiedener Methoden am Beispiel des M35003 und des M35027

Um die Magnesium-Temperaturen zu überprüfen, wurden diese mit den Temperaturen der Faunenzählungen TFT_{warm} und $TMAT_{warm}$ (Hüls, 2000) verglichen (Abb. 5-6, Abb. 5-7). In Abb. 5-6 c werden die TFT_{warm} der oberen 0 - 50 m der Wassersäule mit den Magnesium-Temperaturen von *G. sacculifer* für den Kern M35003 verglichen. In Stadium 3 zeigt die Magnesium-Temperatur-Kurve ca. 1 - 2 °C wärmere Temperaturen als die TFT_{warm} . Die $TMAT_{warm}$ zeigen im Stadium 3 vergleichbare Temperaturen wie die Magnesium-Temperaturen. In Stadium 2 und im Holozän liegen die $TMAT_{warm}$ ca. 1 - 2 °C über den Magnesium-Temperaturen. Hüls (2000) führt das auf verstärkten Auftrieb kalter Wassermassen in Verbindung mit einer Verflachung der Thermokline zurück, da in der Faunenzusammensetzung verstärkt *N. dutertrei*, *N. pachyderma* und *G. bulloides* vorgefunden werden. So bleibt für den Lebensraum von *G. sacculifer* mit einem optimalen Temperaturbereich (20 - 30 °C) nur das oberste Stockwerk der Wassersäule. Während des Holozäns wird eine gute Übereinstimmung der Temperatur-Kurven TFT_{warm} und der Magnesium-Temperatur-Kurve beobachtet, was der rezenten Situation entspricht. Alle SST-Rekonstruktionen zeigen zwar geringfügige Unterschiede, aber dennoch klare Glazial/Interglazial-Wechsel auf vergleichbarem Temperaturniveau.

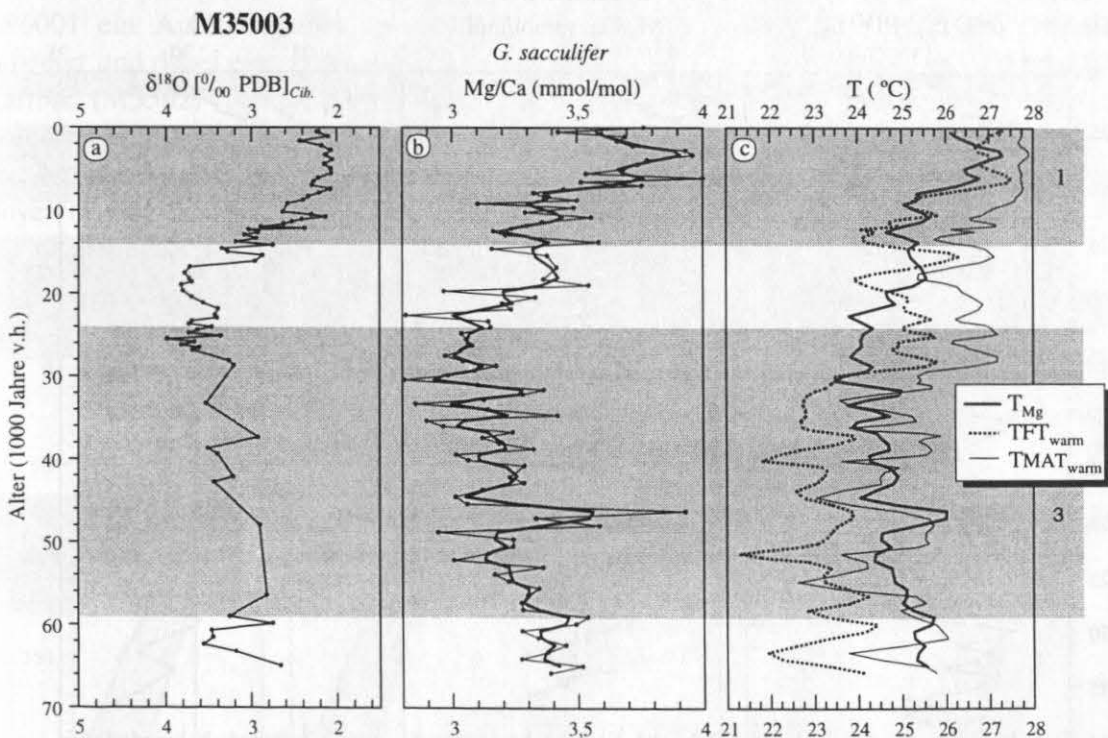


Abb. 5-6 Kernprofil des M35003: a) Vergleich der Sauerstoffisotopenverhältnisse benthischer Foraminiferen (*C. wuellerstorfi*) (Hüls, 2000; Stüber, 1999); b) Darstellung der Mg/Ca-Verhältnisse von *G. sacculifer*; c) Vergleich der Temperaturen verschiedener Methoden (T_{Mg} , $TMAT_{warm}$ 0 - 50 m und TFT_{warm} 0 - 50 m (Hüls, 2000) als geglättete Kurven). Die Isotopenstadien 3 und 1 sind grau unterlegt.

Der Temperatur-Unterschied vom LGM zum Holozän beträgt 2 - 3 °C in den U_{37}^K -Temperaturen (Rühlemann, pers. comm., 1998) und zeigt damit vergleichbare Glazial/Interglazial-Amplituden. Ähnliche Glazial/Interglazial-Differenzen wurden auch von Rostek et al. (1993) im Indischen Ozean und von Sikes & Keigwin (1994) im westlichen äquatorialen Atlantik und im äquatorialen Ostatlantik (vergl. Kap. 3) gefunden. Eine

Temperatur-Differenz von bis zu 4 °C wurde anhand von $\delta^{18}\text{O}$ -Daten (*G. ruber*) im Cariaco Becken rekonstruiert (Lin et al., 1997).

In Abb. 5-7 c ist der Verlauf der rekonstruierten SST-Kurven ($\text{TMAT}_{\text{warm}}$ 0 - 50 m und TFT_{warm} 0 - 50 m nach Hüls, 2000) und der Magnesium-Temperatur-Kurve des Kernes M35027 dargestellt. Weder die $\text{TMAT}_{\text{warm}}$ - noch die TFT_{warm} -Kurven zeigen eine Übereinstimmung mit den Glazial/Interglazial-Wechseln der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven der benthischen und planktischen Sauerstoffisotopen-Kurven (Abb. 5-7 a) im Gegensatz zu der Mg/Ca-Kurve (Abb. 5-7 b) und der Magnesium-Temperatur-Kurve (Abb. 5-7 c) von *G. sacculifer*. Weder die $\text{TMAT}_{\text{warm}}$ - noch die TFT_{warm} -Kurven zeigen im Substadium 5.5 eine Temperaturerhöhung, sodaß diese Methoden ebenfalls keinen unbegrenzten Einsatzbereich zu haben scheinen. Eine Möglichkeit könnten sehr stark saisonal-bedingte Änderungen in der Faunen-zusammensetzung im Substadium 5.5 sein, da sehr hohe saisonale Schwankungen in Korallen-Daten beobachtet werden (Winter et al., unpubl.). Welche genauen Gründe für diese Unterschiede in den Temperatur-Kurven verantwortlich sind, ist nicht bekannt und kann im Rahmen dieser Arbeit nur aufgezeigt, aber nicht erklärt werden.

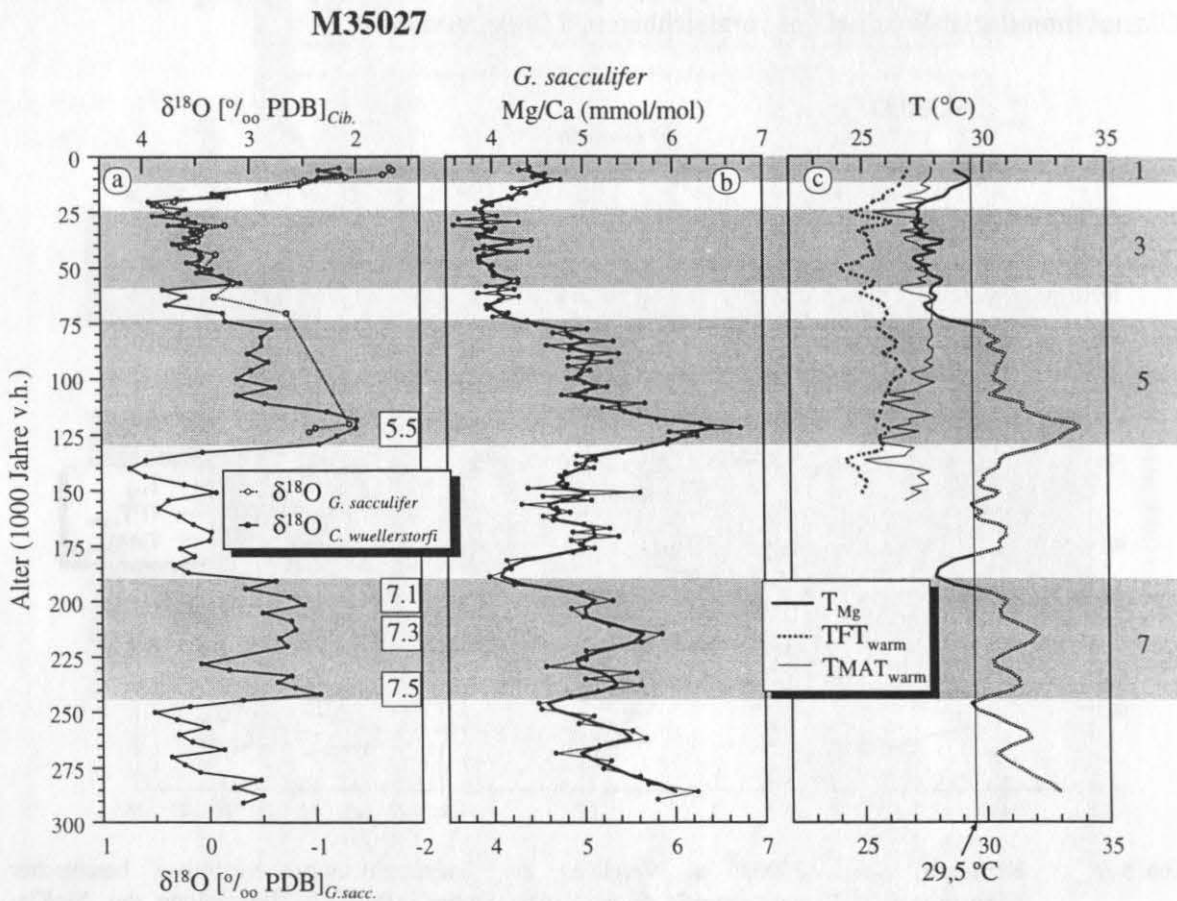


Abb. 5-7 Kernprofil des M35027: a) Vergleich der Sauerstoffisotopenverhältnisse planktischer (*G. sacculifer*) und benthischer Foraminiferen (*C. wuellerstorfi*) (Hüls, 2000; Stüber, 1999); b) stellt die Mg/Ca-Verhältnisse von *G. sacculifer* dar; c) Vergleich der Temperaturen verschiedener Methoden (T_{Mg} , TFT_{warm} und $\text{TMAT}_{\text{warm}}$ (Hüls, 2000)).

• Vergleich der Magnesium-Temperaturen mit rezenten Temperaturen

Bevor paläo-ozeanographische Rekonstruktionen diskutiert werden, sollen die Magnesium-Temperaturen der Oberflächenproben der Kerne mit der rezenten Temperatur nach Levitus & Boyer (1994) verglichen werden (Abb. 5-8; Tab. 5-1). Kapitel 5.1 zeigt, daß regionale Unterschiede in Bezug auf die Temperatur in der Karibik zu erwarten sind. Vergleicht man die rekonstruierten Oberflächentemperaturen der jüngsten Probe der Sedimentkerne M35003, M35053, TT9108 und CP6001 miteinander, so stellt man fest, daß die rekonstruierte Temperatur des nördlichen Kernes M35053 mit 28,4 °C ca. 1 - 2 °C wärmer ist als die Temperaturen der südlicheren Kerne M35003, TT9108 und CP6001 (vergl. Tab. 5-1).

Tab. 5-1 Vergleich der Magnesium-Temperaturen der Kernoberflächenproben mit den rezenten Wassertemperaturen nach Levitus & Boyer, (1994) während der Monate August-November in einer Wassertiefe von 20-75 m

| Kern | TMg (°C) | T (°C) August - November; Wassertiefe 20 - 75 m |
|---------------------------|-----------|---|
| M35003, TT9108 und CP6001 | 26 - 27 | 26 - 28 |
| M35053 | 28,4 | ca. 28 |

Gordon (1967) beschreibt in unmittelbarer Nähe zu den Kernen M35003, TT9108 und CP6001 ein Auftriebsgebiet, in dem das subtropische „Underwater“ bis zur Oberfläche aufsteigt und dabei eine Abkühlung der Oberfläche um ca. 2 °C im Vergleich zur nördlichen Karibik (M35027 und M35053) verursacht. Wüst (1964) erklärt das Auftriebsgeschehen dadurch, daß die vorherrschenden Passatwinde die Oberflächenwassermassen antreiben und das Aufsteigen kälterer Wassermassen nach sich ziehen. Die Temperaturen nach Levitus & Boyer (1994) belegen, daß diese Temperatur-Differenz und damit der Auftrieb zwar mit unterschiedlicher Intensität aber ganzjährig stattfindet (Abb. 5-2; Abb. 5-8 a - e).

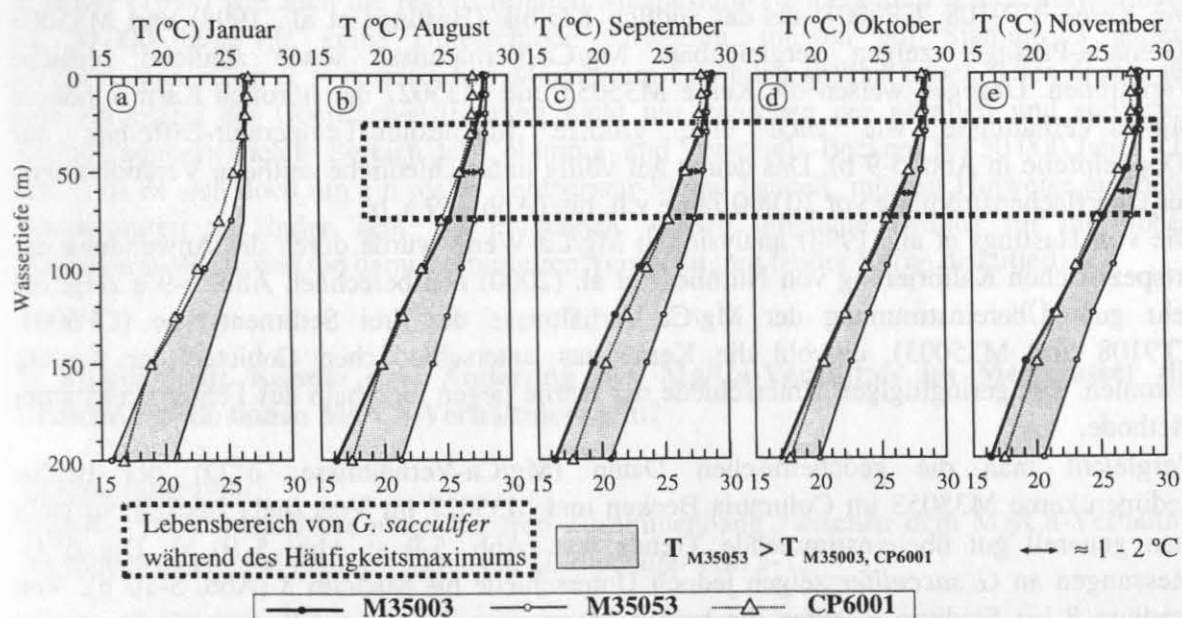


Abb. 5-8 Vergleich der rezenten Temperaturen von Januar (a) und August bis November (b - e) an den Kernpositionen M35003, CP6001 und M35053 nach Levitus & Boyer (1994). Der schwarze Doppelpfeil stellt die beobachtete Magnesium-Temperatur-Differenz (1 - 2 °C) der Kerne M35003 und M35053 dar ($T_{M35053} > T_{M35003, CP6001}$). Der gepunktete Kasten deutet den Lebensbereich von *G. sacculifer* an. Diese Art zeigt ein verstärktes Auftreten im Spätsommer und Herbst (Häufigkeitsmaximum).

Hier schließt sich die Frage an, wann und wo sich das Mg/Ca-Verhältnis von *G. sacculifer* gebildet hat. Anhand von Planktonfängen in der Karibik stellte Miro (1971) fest, daß sich die Zusammensetzung der lokalen Planktonfauna in Abhängigkeit von der Jahreszeit sehr stark ändert. In der Zeit des stärksten Auftriebes von Januar bis Februar wird eine Phytoplanktonblüte beobachtet, die zu einer monospezifische Population von ausschließlich *G. bulloides* führt. Während des weniger ausgeprägten Auftriebs im Sommer und Herbst treten zunehmend die flachlebenden planktischen Foraminiferenarten *G. ruber* und *G. sacculifer* in Erscheinung. Daß das Mg/Ca-Signal von *G. sacculifer* saisonale Temperatur-Verhältnisse reflektiert, wird durch den Vergleich der Magnesium-Temperaturen mit den rezenten Temperaturen (Levitus & Boyer, 1994) deutlich. Abb. 5-8 zeigt die Wassertemperaturen der oberen 200 m der Wassersäule (Levitus & Boyer, 1994) für die nördliche Kernposition M35053 und für die südlichen Kernpositionen M35003 und CP6001 im Auftriebsgebiet: zum einen für den Zeitraum des stärksten Auftriebs im Januar (a) - zum anderen für den Zeitraum August bis November (b - e), währenddessen *G. sacculifer* auftritt und das Magnesium-Signal bildet. Im Sommer und Herbst besteht eine Temperatur-Differenz von ca. 1 - 2 °C in ca. 30 - 75 m, dem wahrscheinlichsten Habitat von *G. sacculifer* (Fairbanks & Wiebe, 1980; Erez & Honjo, 1981; Fairbanks et al., 1982; Hemleben et al., 1989; Bijma & Hemleben, 1994). Zwischen den Kernen M35003, TT9108 und CP6001 im Auftriebsgebiet und dem nördlichen Kern M35053 wird offensichtlich die Sommer-Temperatur von dem Mg/Ca-Signal widergespiegelt. Somit wird hier ein saisonales Temperatur-Signal beobachtet. Ein anderer Zeitraum kommt nicht in Frage, da zum einen die Absoluttemperaturen zu niedrig sind und zum anderen *G. sacculifer* seltener auftritt. Die vorliegenden Magnesium-Daten sprechen dafür, daß das Auftriebsgeschehen an den drei südlichen Kernpositionen aktiv ist.

- **Vergleich der Magnesium-Temperatur in der Grenada-Passage mit den Magnesium-Temperaturen der südlichen und nördlichen Karibik in der Zeit**

Die Kerne TT9108, CP6001 aus der südlich Karibik (Hastings et al., 1998) und M35003 (Grenada-Passage) zeigen vergleichbare Mg/Ca-Verhältnisse sowie ähnliche zeitliche Variationen. Dagegen weisen die Kerne M35053 und M35027 der nördlich Karibik höhere Mg/Ca-Verhältnisse wie auch eine größere Magnesium-Temperatur-Differenz auf (Doppelpfeile in Abb. 5-9 b). Das deutet auf völlig unterschiedliche zeitliche Veränderungen der Oberflächenströmung vor 30 000 Jahre v.h. hin (Abb. 5-9 a, b).

Die von Hastings et al. (1998) analysierten Mg/Ca-Werte wurde durch die Anwendung der artspezifischen Kalibrierung von Nürnberg et al. (2000) neu berechnet. Abb. 5-9 a zeigt die sehr gute Übereinstimmung der Mg/Ca-Verhältnisse der drei Sedimentkerne (CP6001, TT9108 und M35003), obwohl die Kerne aus unterschiedlichen Gebieten der Karibik stammen. Die geringfügigen Unterschiede der Kerne liegen innerhalb des Fehlerbereichs der Methode.

Vergleicht man die geochemischen Daten (Mg/Ca-Verhältnisse; $\delta^{18}\text{O}$) der beiden Sedimentkerne M35053 im Columbia Becken und M35027 im Venezuela Becken, so stellt man generell gut übereinstimmende Trends fest (Abb. 5-9 a; Abb. 5-10 a). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen an *G. sacculifer* zeigen jedoch Unterschiede bis Stadium 3 (Abb. 5-10 b). Von Stadium 8 bis Stadium 5 laufen die beiden Magnesium-Temperatur-Kurven (5; 6) parallel zueinander mit einer relativ konstanten Differenz von ca. 0,5 mmol/mol ($\cong 1\text{ }^\circ\text{C}$) in den Isotopenstadien 7 und 5 und ca. 1 mmol/mol ($\cong 2\text{ }^\circ\text{C}$) Differenz im Isotopenstadium 6. In den Stadien 4 und 3 vergrößert sich diese Differenz bis auf ca. 1,5 mmol/mol ($\cong 4\text{ }^\circ\text{C}$) (Doppelpfeile in Abb. 5-9 b). Erst ab ca. 30 000 Jahre v.h. verhalten sich die beiden Mg/Ca-Kurven identisch. Bis auf diese jüngsten Kernabschnitte zeigt der westliche Kern durchgehend höhere Mg/Ca-Verhältnisse.

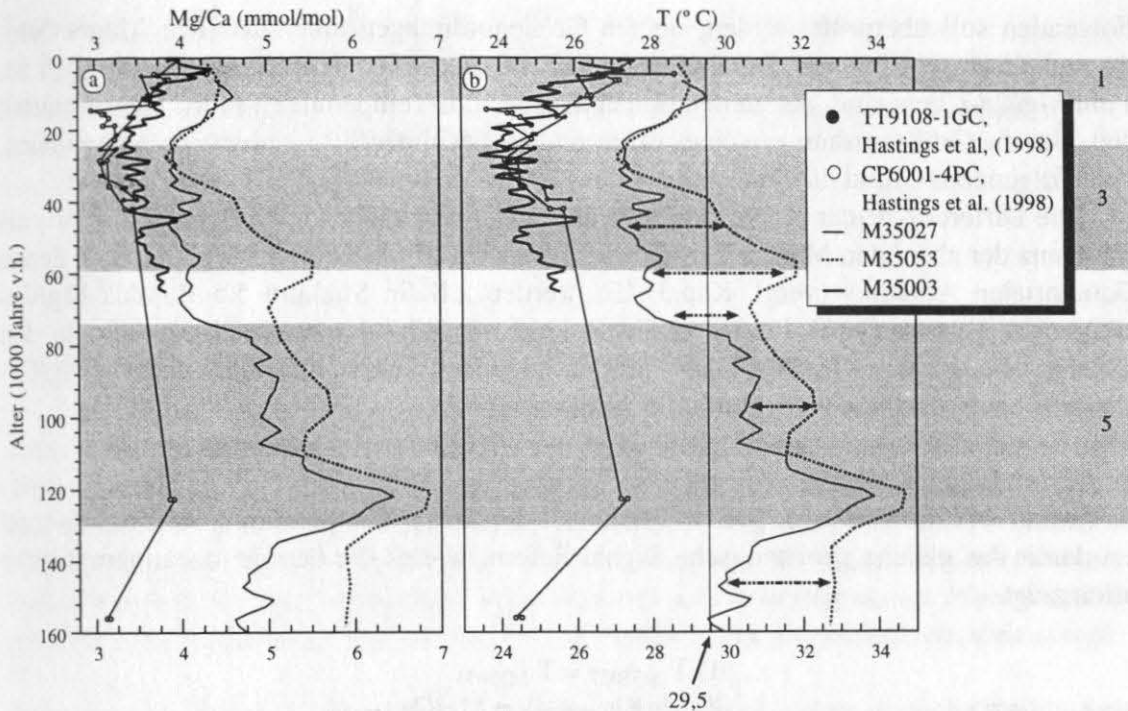


Abb. 5-9 Vergleich der Sedimentkerne M35003, M35027, M35053, TT9108 und CP6001: a) Mg/Ca-Verhältnisse; b) berechnete Magnesium-Temperaturen. Die Kurven der M35-Kerne wurden geglättet (Ausnahme CP6001 und TT9108; Hastings et al., 1998). Die gestrichelten Pfeile deuten die unterschiedlichen Magnesium-Temperaturen an, die ev. auf Veränderungen der Oberflächenströmung im Vergleich zur Situation ab 30 000 Jahre v.h. bis heute hinweisen. Die Magnesium-Temperaturen der Kerne CP6001 und TT9108 wurden nach der Gleichung (1-1) neu berechnet.

Da an beiden Kernpositionen (M35053 und M35027) die rezenten Temperaturen nach Levitus & Boyer (1994) wie auch die rekonstruierten Magnesium-Temperaturen beider Kernen nach ca. 30 000 Jahre v.h. keine Unterschiede aufweisen, müssen vor Stadium 3 andere Mechanismen zu einer systematischen Magnesium-Erhöhung geführt haben. Dies deutet auf eine Änderung der Oberflächenströmung nicht nur zwischen der nördlich und südlichen Karibik, sondern auch in Bereich des Columbia- und Venezuela-Beckens bis 30 000 Jahre v.h. hin. Falls es sich doch um ein reales Temperatur-Signal handelt, müssen Hinweise auf hohe Temperaturen zu finden sein. Im Folgenden werden mögliche Gründe für die hohen Magnesium-Werte und die daraus ermittelten Temperaturen beider Kerne diskutiert:

1) Möglichkeit: Könnte eine Änderung des Mg/Ca-Verhältnis im Meerwasser die Ursache für die hohen Mg/Ca-Verhältnisse sein?

-Magnesiumzufuhr:

Brown (1996) beobachtete einen linearen Zusammenhang zwischen dem Mg/Ca-Verhältnis des Meerwassers und dem des Calcits in *G. sacculifer* (Gl. 5-1).

$$(\text{Mg/Ca})_{\text{Calcit}} = 1,68 + 0,59 \cdot (\text{Mg/Ca})_{\text{Meerwasser}} \quad (5-1)$$

mit:

$(\text{Mg/Ca})_{\text{Calcit}}$ in mmol/mol;

$(\text{Mg/Ca})_{\text{Meerwasser}}$ in mol/mol

nach Brown (1996)

Im Folgenden soll überprüft werden, ob die Größenordnungen einer externen Magnesiumzufuhr realistisch sein können. Da aber die wirkliche Paläo-Temperatur nicht zugänglich ist, kann ein Mg/Ca-Überschuß, der zu den hohen Magnesium-Temperaturen führt, nicht ermittelt werden. Um die Größenordnungen eines externen Magnesiumzuflusses abschätzen zu können, wird aus folgendem Grund die Differenz beider Kerne (M35053-M35027) betrachtet:

Die Differenz beider Kerne (M35053-M35027) ist kleiner (ca. 0,5 - 1 mmol/mol) als die Differenz der absoluten Mg/Ca-Verhältnissen dieser Karibik-Kerne im Vergleich zu denen des äquatorialen Atlantiks (vergl. Kap.3). Es werden z.B. in Stadium 5.5 für das Mg/Ca-Verhältnis der Kerne GeoB 1105 und GeoB 1112 ca. 3,5 - 4 mmol/mol erhalten. In den Karibik-Kernen liegen die Mg/Ca-Verhältnisse jedoch über 6,5 mmol/mol (Mg/Ca-Unterschied beider Gebiete ca. 3 mmol/mol in Stadium 5.5).

Daher werden folgende Annahmen gemacht:

Beide Kerne (M35027 und M35053) sollten vergleichbare Temperaturen reflektieren und sollten damit das gleiche geochemische Signal liefern, wie es die heutige ozeanographische Situation zeigt.

$$\Rightarrow \begin{array}{l} 1) T_{M35027} = T_{M35053} \\ 2) Mg/Ca_{M35027} = Mg/Ca_{M35053} \end{array}$$

Der Unterschied beider Kerne sollte daher ausschließlich auf eine Änderung des Mg/Ca-Verhältnisses im Meerwasser zurückzuführen sein:

Man berechnet zunächst mittels Gleichung (5-1) aus dem jeweiligen Mg/Ca-Verhältnis des Foraminiferencalcits den Mg/Ca-Wert des Meerwassers für jeden Kern und bildet anschließend die Differenz (Δ) beider Kerne. Die erhaltenen Differenzen (Δ) zu unterschiedlichen Zeiten sind in Tab. 5-2 zusammengestellt. Das rezente Mg/Ca-Verhältnis des Meerwassers beträgt $\cong 5,4$ mol/mol. Zu dieser Differenz (Δ) wird das rezente Mg/Ca-Verhältnis des Meerwassers (5,4 mol/mol) addiert, da das Mg/Ca-Verhältnis von *G. sacculifer* des Kernes M35027 durch Temperatur und nicht durch Änderung des Mg/Ca-Verhältnisses des Meerwassers gebildet sein soll. So erhält man das damalige Mg/Ca-Verhältnis (Z) des Paläo-Meerwassers an der Position M35053. Um keine genaue Angabe des Volumens machen zu müssen, wird eine 1:1 Mischung (Paläo-Meerwassers : externer Zufluß (X)) angenommen.

Dann gilt :

$$(1 \cdot X + 1 \cdot 5,4) : 2 = Z \quad (5-2)$$

$$\Rightarrow X = Z \cdot 2 - 5,4$$

Obwohl eine 1:1 Mischung unrealistisch ist, stellen diese so ermittelten Mg/Ca-Konzentration des externen Zuflusses (X) eine Mindestkonzentration dar, die benötigt wird, um in den Foraminiferengehäusen diese Differenz der Mg/Ca-Verhältnisse in beiden Kernen hervorrufen zu können. Die zugeführten Konzentrationen müssen somit noch weit höher liegen als die hier im Modell berechneten Mg/Ca-Verhältnisse (>7 mol/mol). Vergleich man diesen Wert mit Flußwasser, dessen gemittelt Mg/Ca-Verhältnis weltweit nur 0,4 mol/mol (Broecker & Peng, 1982) beträgt, dann zeigt sich, daß eine externe Magnesium-Zufuhr, die eine Erhöhung der Magnesium-Konzentration im Meerwasser nach sich zieht, als Grund für die hohen Mg/Ca-Verhältnisse im Foraminiferencalcit auszuschließen ist. Eine Anreicherung von Magnesium im Calcit der Foraminiferen muß daher andere Gründe haben.

Tab. 5-2 Differenzen der theoretischen Mg/Ca-Verhältnisse des Meerwassers.

| Alter (1000 Jahre v.h.) | Differenz des Mg/Ca- Verhältnisses des Meerwassers der beiden Kerne (mol/mol) (Δ) | berechneter Mg/Ca-Wert des Meerwassers an der Kernposition M35053 (mol/mol) $Z = (5,4 + \Delta)$ | Mg/Ca-Konzentration des externen Zuflusses (mol/mol) (X) |
|----------------------------------|---|---|--|
| 60 | 2,37 | 7,77 | 10,14 |
| 122 | 0,85 | 6,25 | 7,10 |
| 140 | 1,18 | 6,58 | 7,76 |
| 185 | 1,36 | 6,76 | 8,12 |
| 212 | 1,01 | 6,41 | 7,42 |

Falls sich die Magnesium-Konzentration des Paläo-Meerwassers geändert haben soll und diese Änderung auf eine Umkristallisation von Aragonit (Carbonatplattform) zu Calcit zurückzuführen ist, sollte dieses auch eine starke Änderung im Sr/Ca-Verhältnis im Meerwasser zur Folge haben. Dies sollte wiederum in dem Sr/Ca-Verhältnis des Foraminiferencalcits zu beobachten sein, weil das Sr/Ca-Verhältnis im Meerwasser in der gleichen Größenordnung liegt wie das Sr/Ca-Verhältnis im Foraminiferencalcit (vergl. Kap. 7).

Trotz der sehr langen Verweildauer von Strontium im Ozean gab es zeitliche Änderungen des Strontium-Gehaltes (Stoll & Schrag, 1998). Strontium kann dem Meerwasser durch Flußeintrag, durch hydrothermale Quellen oder durch Verwitterungsprozesse von Aragonit, der wegen seiner Kristallstruktur höhere Konzentrationen an Strontium aufweist, zugeführt werden. Dagegen enthalten Tiefseesedimente, die vorwiegend calcitisch sind, deutlich weniger Strontium. Änderungen der Akkumulationsraten auf dem Schelf im Vergleich zur Tiefsee können die Strontium-Konzentration im Meerwasser beeinflussen (Turekian, 1963; Graham et al., 1982). Weit wichtiger hingegen ist die Rekristallisation von instabilem Aragonit vom Schelf zu Calcit, was zu einem Anstieg des Sr/Ca-Verhältnisses im Meerwasser führt, besonders zu Zeiten niedriger Meeresspiegel (Stoll & Schrag, 1998). Falls eine Erosion carbonatischer Plattformen hier eine Rolle gespielt hat, müßten die planktischen Foraminiferen im Glazial höhere Sr/Ca-Verhältnisse zeigen als in den Interglazialen. Die Variationen innerhalb der Kerne betragen nur ca. 0,2 mmol/mol und sind damit nicht signifikant. Vergleicht man die Sr/Ca-Verhältnisse der Kerne M35003 (Abb. 5-3 c), M35027 (Abb. 5-4 c) und M35053 (Abb. 5-5 c) untereinander, so stellt man je nach geographischer Lage keine systematische Änderung fest. Ebenfalls sind keine signifikanten Unterschiede in den Absolutwerten der Sr/Ca-Verhältnisse zu erkennen. Daher kann die Erosion carbonatischer Plattformen keine Rolle gespielt haben und scheidet auch als Magnesium-Quelle für die hohen Mg/Ca-Verhältnisse in *G. sacculifer* aus.

Änderung des Calcium-Gehaltes im Meerwasser

Falls eine Änderung des Calcium-Gehaltes im Meerwasser stattgefunden hat, sollte sich auch das Sr/Ca-Verhältnis des Meerwassers ändern. Ein derartiges Phänomen sollte sich auf das Sr/Ca-Verhältnis im Calcit eher auswirken als eine Änderung des Mg/Ca-Verhältnisses, da das Sr/Ca-Verhältnis des Meerwassers in der gleichen Größenordnung liegt wie das des Foraminiferencalcits. Das Mg/Ca-Verhältnis des Meerwassers ist um den Faktor 1000 größer als das des Foraminiferencalcits. Da aber alle drei Kerne keine Unterschiede im Sr/Ca-Verhältnis von *G. sacculifer* zeigen, ist eine Änderung der Calcium-Konzentration im Meerwasser auszuschließen.



2.) Möglichkeit: Salinitätsänderung

In der Literatur wurde der Salinitätseinfluß auf das Mg/Ca-Verhältnis von *G. sacculifer* ausführlich diskutiert (Nürnberg et al., 1996; Hastings et al., 1998; Lea et al., 1999). Anhand der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte und der Magnesium-Temperatur von *G. sacculifer* können die Paläo-Salinitäten berechnet werden. Wie in Kapitel 3.2 gezeigt wurde, war es möglich, mit Hilfe der Magnesium-Temperaturen aus $\delta^{18}\text{O}$ -Werten realistische Paläo-Salinitäten zu berechnen. Die Paläo-Salinitäten der Kerne M35027 und M35053 wurden analog berechnet (siehe Anhang H) und sind in Abb. 5-10 c dargestellt. Für den Kern M35027 wurden Paläo-Salinitätsschwankungen von ca. 35 bis 40 und für den M35053 von 34,6 bis 40 ermittelt. Hier könnte sich allerdings folgender Zirkelschluß einstellen: Wenn die Salinitäten so stark geschwankt haben sollen, wie es die Kurven 1 und 2 in Abb. 5-10 c zeigen, dann wäre das Mg/Ca-Verhältnis von *G. sacculifer* nicht mehr salinitätsunabhängig und damit die Voraussetzung zur Salinitätsberechnung nicht mehr erfüllt.

So hohe Salinitätsunterschiede, wie sie in Abb. 5-10 c (1; 2) dargestellt sind, müßten aber auch in anderen Sedimentkernen im Bereich des Florida Stroms und des Golfstroms wiederzufinden sein, da der Karibikstrom in den Florida- und Golfstrom übergeht. Der Kern JPC 37 (Wassertiefe 2972 m) zeigt lediglich Salinitätsschwankungen von 35 - 36 im Sauerstoffisotopen-Ereignis 5.5 (Cortijo et al., 1999).

Da der Meeresspiegel im Sauerstoffisotopen-Ereignis 5.5 2 - 6 m höher war als heute und der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Wassers maximal um $-0,066$ ‰ niedriger war (Nyberg et al., 1996; Winter et al., unpubl.), kann diese Salinitätsänderung, wie in Abb. 5-10 c dargestellt, nicht möglich gewesen sein und kommt als Ursache für die hohen Mg/Ca-Verhältnisse deshalb nicht in Frage (siehe Kap. 1.1). Wenn sich die Salinität nicht drastisch geändert hat, zeigen die Mg/Ca-Verhältnisse von *G. sacculifer* die Paläo-Temperatur an.

3.) Möglichkeit: Diagenese

Diagenese spielt erst auf wesentlich längeren Zeitskalen eine Rolle (Richter & Liang, 1993) und kann deshalb hier vernachlässigt werden. Falls diagenetische Prozesse für diese Erhöhung der Mg/Ca-Verhältnisse verantwortlich sind, dann sollten andere Mg/Ca-Profile ebenfalls eine Zunahme des Mg/Ca-Verhältnisses mit zunehmendem Alter zeigen. Solche Änderungen werden weder an den Mg/Ca- noch an den Sr/Ca-Verhältnissen planktischer Foraminiferen und/oder benthischer Ostracoden beobachtet (z.B. Dwyer et al., 1995; Corrège & DeDeckker, 1997; Brown, 1996; Hastings et al., 1998; Mashiotta et al., 1999). Daher können diagenetische Veränderungen keine Rolle gespielt haben.

4.) Möglichkeit: Temperatur

Da die Faunenanalysen (vergl. Abb. 5-7 c) nicht genug Information liefern können, werden die Magnesium-Temperaturen von *G. sacculifer* mit den $\delta^{18}\text{O}$ -Temperaturen ($T^{\delta^{18}\text{O}}$), die aus den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten derselben Foraminiferenart nach Erez & Luz (1983) berechnet (vergl. Anhang H) wurden, für beide Sedimentkerne verglichen (Abb. 5-10 d; Kurven 3; 4; 5; 6).

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Temperaturen (Abb. 5-10 d; 3; 4) beider Kerne zeigen keine Übereinstimmung mit den Magnesium-Temperaturen (Abb. 5-10 d; 5; 6) und liegen deutlich unter der Magnesium-Temperatur (in Substadium 7 ca. 9 °C tiefer als die Magnesium-Temperatur). In den Isotopenstadien 4 und 3 variiert die $\delta^{18}\text{O}$ -Temperatur zwischen $20 - 24$ °C. Die Temperatur-Differenz beider Methoden liegt damit bei ca. 4 °C. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Temperaturen zeigen einen Anstieg vom LGM zum Holozän von ca. 5 °C im Gegensatz zu der Magnesium-Temperatur ($2,5 - 3$ °C), was auch die anderen Karibik-Kerne (TT9108; CP6001; M35003) bestätigen. Die

$\delta^{18}\text{O}$ -Temperaturen liegen im Holozän mit $27\text{ }^\circ\text{C}$ ca. $1,5 - 2\text{ }^\circ\text{C}$ niedriger als die Magnesium-Temperaturen.

Im Vergleich zu den Temperatur-Profilen nach Levitus & Boyer (1994) (Abb. 5-8) liegen diese $\delta^{18}\text{O}$ -Temperaturen damit für die angenommene Habitattiefe von *G. sacculifer* (25 - 75 m Wassertiefe) zu niedrig. Vergleicht man die $\delta^{18}\text{O}$ -Temperaturen in Stadium 5 mit denen des Holozäns, dann liegen diese ca. $2\text{ }^\circ\text{C}$ unter den holozänen Temperaturen. Dieser Trend widerspricht der Annahme, daß lokal zumindest Substadium 5.5 wärmer war als das Holozän (z.B.: Karibik: Hastings et al., 1998; Bereich des Golfstromes: Cortijo et al., 1999; Äquatorialer Atlantik: Meinecke, 1992; Hastings et al., 1998; Nördlicher Atlantik: Labeyrie et al., 1995; Rockall Plateau: Ruddiman et al., 1986; Jung, 1996).

Die ungewöhnlich hohen Magnesium-Temperaturen von über $33\text{ }^\circ\text{C}$ bzw. $34\text{ }^\circ\text{C}$ im Substadium 5.5 werden in beiden Kernen erhalten. Da durch hohe Temperaturen die Verdunstungsrate zunimmt, kommt es verstärkt zur Wolkenbildung. Dadurch sollten Temperaturen über $30\text{ }^\circ\text{C}$ nicht möglich sein (Zahn, pers. comm., 1999; Haug, pers. comm., 1999).

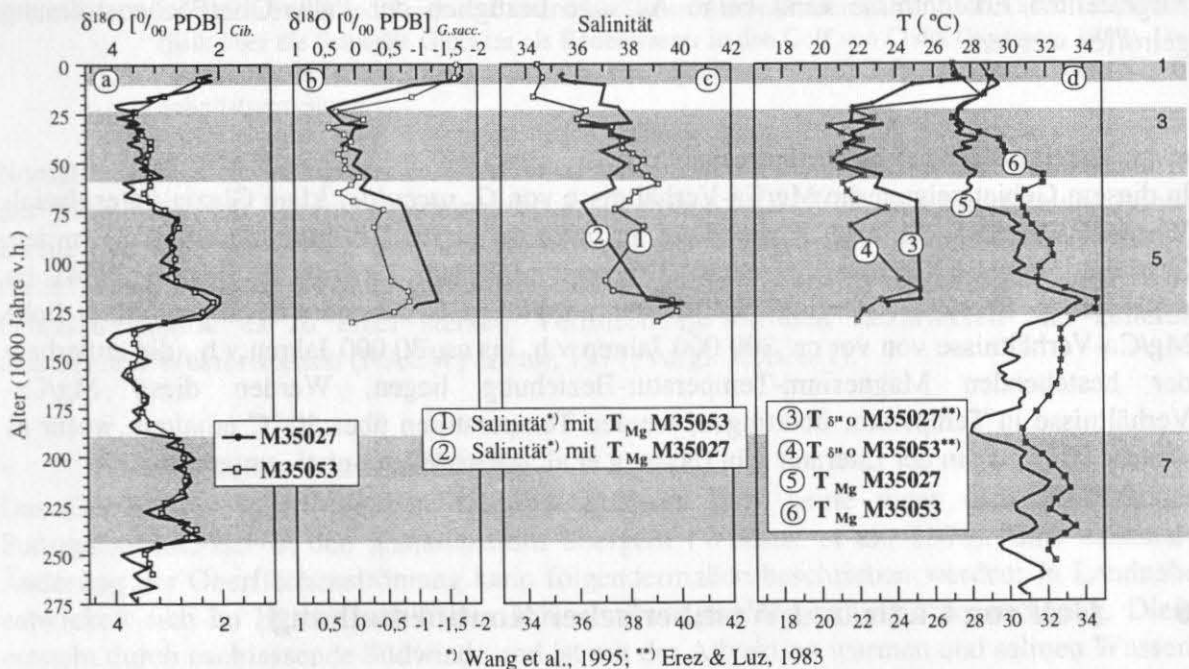


Abb. 5-10 Vergleich der Sedimentkerne M35027 und M35053 a) Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von *C. wuellerstorfi* (Lembke, 1997). b) Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven der planktischen Foraminifere *G. sacculifer*, c) Vergleich der berechneten Paläo-Salinitäten basierend auf Magnesium-Temperaturen (1; 2) d) Vergleich der berechneten Temperaturen: $\delta^{18}\text{O}$ -Temperaturen ($T^{\delta^{18}\text{O}}$) (3; 4) und Magnesium-Temperaturen (5; 6) von *G. sacculifer*.

Allerdings ermittelten Nyberg et al. (1996) und Winter et al. (unpubl.) anhand stabiler Isotope von Korallen in der Nähe der Mona-Passage ebenfalls Oberflächentemperaturen im Sommer von über $30\text{ }^\circ\text{C}$ (max. $32\text{ }^\circ\text{C}$) im Substadium 5.5. Während dieser Zeit postulieren sie größere saisonale Temperatur-Unterschiede als heute, die durch das vorherrschende Strömungssystem zu dieser Zeit verursacht sein sollten (Crowley & North, 1991; Lozhkin & Anderson, 1995). Eventuell waren saisonal so hohe Temperaturen möglich. Es sei hier noch einmal darauf hingewiesen, daß die Magnesium-Temperaturen über $29,5\text{ }^\circ\text{C}$ außerhalb der Eichreihe liegen und Aussagen über exakte Temperaturen daher nicht möglich sind. Daraus ergibt sich folgende Frage: Wie sah die Wasserzirkulation vor Stadium 3 in der nördlichen Karibik aus?

Da sich die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven von *C. wuellerstorfi* in den beiden Kernen nicht unterscheiden, ist eine unterschiedliche Tiefenströmung auszuschließen. Demgegenüber sprechen die Ergebnisse der Magnesium-Untersuchungen und die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte planktischer Foraminiferen dafür, daß die Oberflächenströmung von 250 000 bis ca. 30 000 Jahren v.h. in dieser Gegend deutlich anders war und erst seit 30 000 Jahren v.h. in die heutige Situation übergegangen ist. Anhand der Magnesium-Temperaturen beider Kerne kann ein Temperatur-Gradient in diesem Zeitraum festgestellt werden. Der westlichere Kern M35053 zeigt höhere Mg/Ca-Werte und damit höhere Temperaturen als der Kern M35027. Ein derartiger Temperatur-Gradient wurde auch mit einem GCM-Modell (Montoya et al., 1996) während des Sauerstoffisotopen-Ereignisses 5.5 erhalten. Durch diese Modellierungen wurden westlich und nördlich der Mona-Passage (siehe Abb. 5-1) ebenfalls wärmere Wassertemperaturen errechnet. Deshalb ist es denkbar, daß eine wärmere Oberflächenwassermasse durch die Anegada-Passage eingeströmt ist. Diese Oberflächenwassermasse floß in westliche Richtung und muß sich weiter aufgeheizt haben. Mit diesem Modell ist nach Montoya et al. (1996) eine genauere Rekonstruktion der karibischen Oberflächenströmung nicht möglich und auch anhand der hier dargestellten Erkenntnisse kann keine Aussage bezüglich der Paläo-Oberflächenströmung getroffen werden.

- **Methodische Schlußfolgerung**

In diesem Gebiet zeigten die Mg/Ca-Verhältnisse von *G. sacculifer* klare Glazial/Interglazial-Wechsel. Die SST, die nach Anwendung der artspezifischen Kalibrierung erhalten wurden, liegt im Vergleich zu den rezenten Temperaturen nach Levitus & Boyer (1994) im realistischen Bereich. Allerdings zeigen die nördlichen Sedimentkerne ungewöhnlich hohe Mg/Ca-Verhältnisse von vor ca. 300 000 Jahren v.h. bis ca. 30 000 Jahren v.h., die außerhalb der bestehenden Magnesium-Temperatur-Beziehung liegen. Werden diese Mg/Ca-Verhältnisse in Temperatur übertragen, werden Temperaturen über 30 °C erhalten, wofür es weitere Hinweise in der Literatur gibt (Nyberg et al., 1996; Winter et al., unpubl.).

6 Golf von Cadiz und Westiberischer Kontinentalhang

In diesem Kapitel soll die Anwendbarkeit der Magnesium-Paläo-Thermometrie in einem weiteren Randgebiet des Atlantiks überprüft werden. Im Gebiet des Golfs von Cadiz und des Westiberischen Kontinentalhanges, das wegen des Mittelmeerausstromes (MOW) ein ozeanographisch spezielles Gebiet darstellt, werden Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse planktischer Foraminiferen und benthischer Ostracoden in Sedimentkernen und Oberflächenproben der M39/1-Expedition analysiert.

6.1 Ozeanographische Situation

- **Golf von Cadiz**

Die Meeresbodenoberfläche des Golfs von Cadiz wird durch das Mittelmeerausstromwasser (MOW) beeinflusst, das bei Gibraltar mit einer Strömungsgeschwindigkeit von 100 cm/sec austritt (Zenk, 1971). Das MOW ist eine Wassermasse, die sehr warm und salzreich ist. Sie entsteht durch die negative Wasserbilanz des Mittelmeeres, d.h. dem Mittelmeer wird durch Verdunstung mehr Wasser entzogen als durch Regen und Flüsse eingetragen wird. So kommt

es zu Salinitäten > 37 . Kühlt die Wasseroberfläche ab, kommt es zur Konvektion. Das salzreiche Tiefenwasser mit einer größeren Dichte (niedrigere Temperatur und höherer Salinität) fließt als MOW über die Schwelle von Gibraltar ab (vergl. Abb. 6-1 a und b).

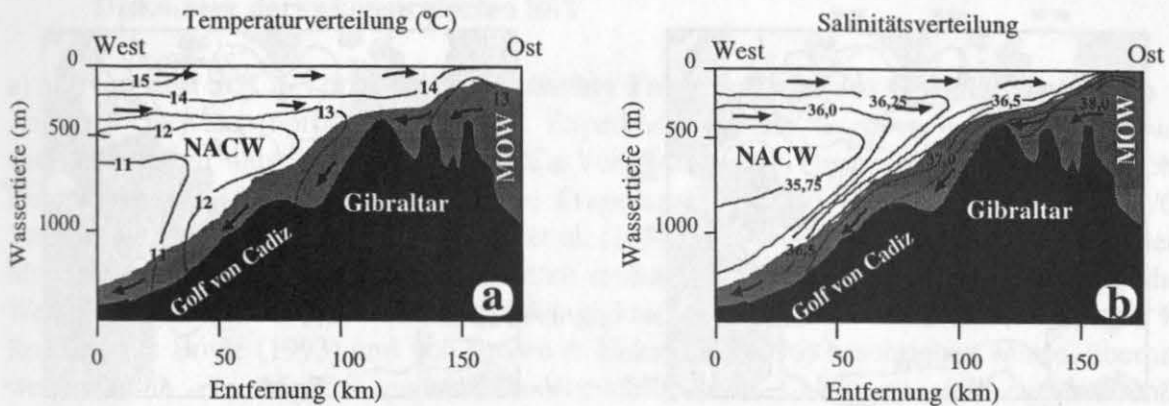


Abb. 6-1 Vertikales Profil und Skizze der unterschiedlichen Wassermassen im Golf von Cadix. Das MOW fließt über die Schwelle Gibraltar als Bodenwasser in den Golf von Cadix (Bearman, 1989). Das NACW als Oberflächenwasser strömt in das Mittelmeer ein: a) Temperaturverteilung ($^{\circ}\text{C}$); b) Salinitätsverteilung.

Nordatlantisches Zwischenwasser (NACW) wird durch die vorherrschenden Westwinde in das Mittelmeer bei Gibraltar hineingedrückt, während das MOW aufgrund seiner hohen Dichte (Salinität 38,4) über die Gibraltarschwelle als Tiefenwasser in den Golf von Cadix fließt. Durch die hohe Strömung und den ausgeprägten Gezeitenrhythmus in der Straße von Gibraltar kommt es zu einer starken Vermischung mit den salzärmeren und kälteren atlantischen Wassermassen (NACW) (Zenk, 1971; vergl. Abb. 6-1).

• Westiberischer Kontinentalhang

Das Gebiet des Westiberischen Kontinentalhanges liegt heute unter dem Einfluß des Portugalstroms, der in den Kanarenstrom übergeht (Wooster et al., 1976). Eine saisonale Änderung der Oberflächenströmung kann folgendermaßen beschrieben werden: In Landnähe entwickelt sich im Herbst und Winter eine nördlich gerichtete Oberflächenströmung. Diese entsteht durch nachlassende Südwinde und ist mit der Advektion warmen und salinen Wassers verbunden (Haynes & Barton, 1990). Diese Strömung fließt im Sommer als kalter Portugalstrom nach Süden. Es entsteht ein saisonaler, lokaler Auftrieb (Sommer) (Fiúza et al., 1982, Fiúza, 1983; Abrantes, 1991). Bei starken Winden kann sich das Auftriebsgebiet bis 200 km vor die portugiesische Küste erstrecken (Monteiro et al., 1981; Fiúza, 1983). Die kalten aufsteigenden Wassermassen aus einer Tiefe von 60 - 120 m haben im Sommer eine Wassertemperatur von ca. 16 - 17 $^{\circ}\text{C}$ (Fiúza, 1983) und sind vor allem im südlicheren Gebiet zwischen Cape Espichel und Cape St. Vincente und vor der Algarve salzarm (Fiúza, 1980). Im Atlantik fließt das MOW in einer Tiefe von 750 - 1500 m (Zenk, 1975 a, b; Reid & Lynn, 1979; Kawase & Sarmiento, 1986; Zenk & Armi, 1990). Bis in die Karibik hinein können MOW-Wassermassen verfolgt werden (Dietrich et al., 1975; Haddad & Droxler, 1996). Der Hauptteil des MOW wird durch die Coriolis-Kraft nach Norden abgelenkt und fließt in einer Wassertiefe von 750 - 1500 m am Westiberischen Kontinentalhang entlang (vergl. Abb. 6-2 a und b).

Das Profil der Wassersäule vor dem Westiberischen Kontinentalhang ist durch verschiedene Wassermassen charakterisiert: Nordatlantisches Zentralwasser (NACW) 0 - 750 m, Mittel-

meerausstromwasser (MOW) 750 - 1500 m und Nordatlantisches Tiefenwasser (NADW) > 1500 m (Harvey & Theodorou, 1986; McCartney, 1992; Schmitz & McCartney, 1993) (siehe CTD-Profile im Anhang F.1).

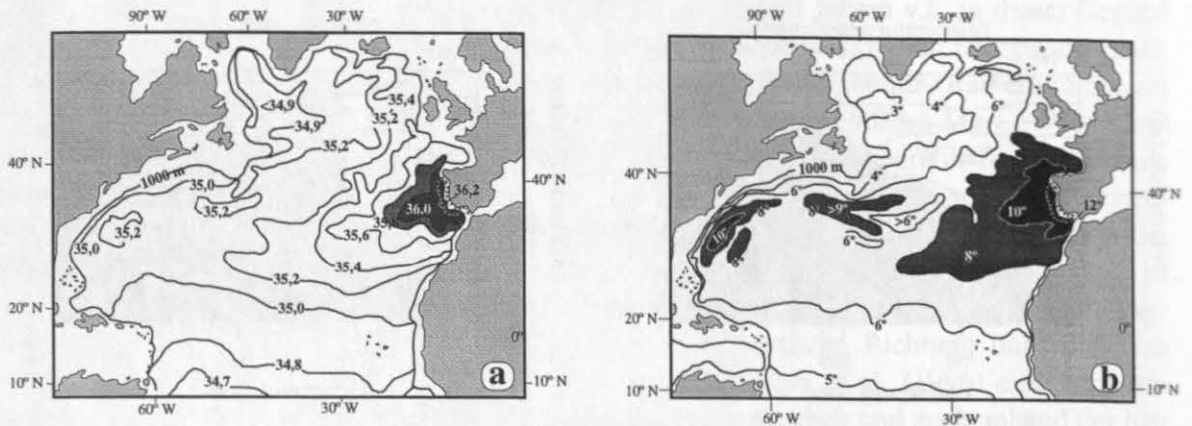


Abb. 6-2 Ausbreitung des MOW im Nordatlantik, charakterisiert durch a) Salinität und b) Temperatur, modifiziert nach Bearman, (1989); grau gepunktet deutet die Probenlokationen an (vergl. Abb. 6-3).

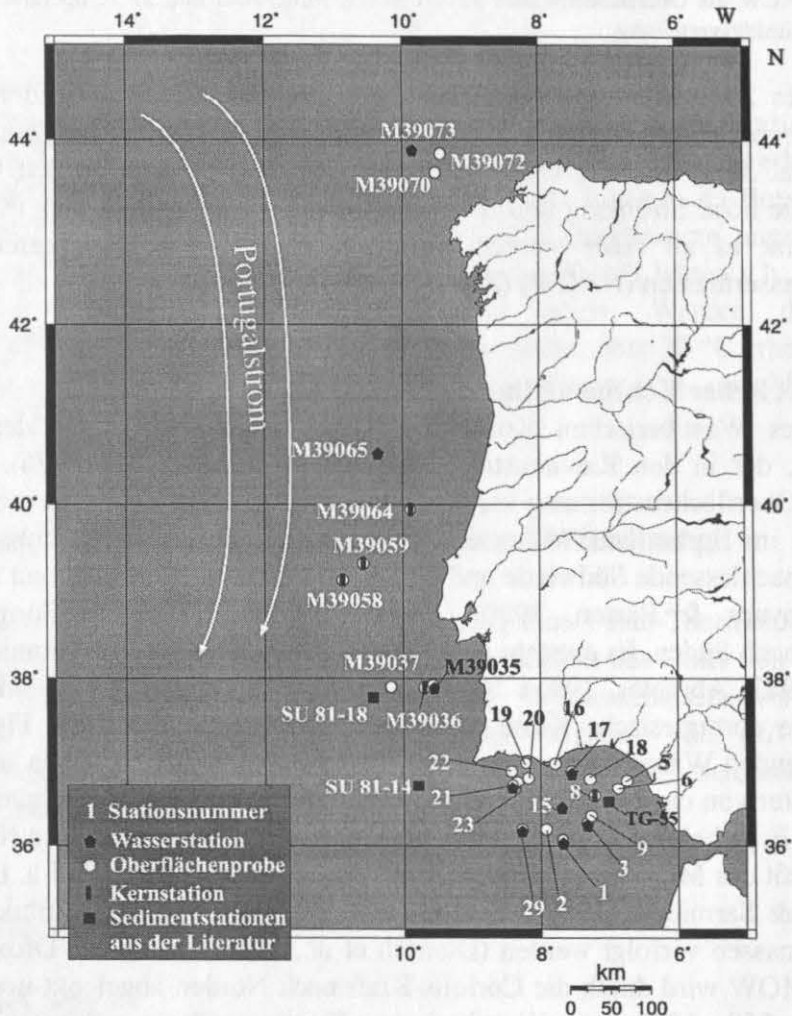


Abb. 6-3 Lage der bearbeiteten Kerne M39008, M39036, M39058, M39059 und M39064 (dunkle Säulen) und die für die Diskussion herangezogenen Kerne 81-14, TG-55 und SU81-18 (schwarze Rechtecke) sowie die Lage der Wasserstationen und Oberflächenproben mit der Hauptströmungsrichtung des Oberflächenwassers nach Tomczak und Godfrey (1974).

6.2 Ergebnisse und Diskussion

6.2.1 Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnis im Calcit planktischer Foraminiferen und Diskussion der rekonstruierten SST

a) Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnis planktischer Foraminiferen aus Oberflächenproben

Aus den Oberflächenproben der M39/1 Expedition wurden *G. ruber* w. und *G. bulloides* ausgewählt, um ihre Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse mit rezenten physiko-chemischen Parametern zu vergleichen. Hier soll der Frage nachgegangen werden, ob die aus Mg/Ca-Verhältnissen von *G. bulloides* nach Lea et al. (1997) und Mashiotta et al. (1999) berechneten Magnesium-Temperaturen den beobachteten rezenten Oberflächentemperaturen entsprechen. Weiterhin soll die mögliche Tiefenabhängigkeit der Mg/Ca-Verhältnisse, wie sie von Rosenthal & Boyle (1993) und von Brown & Elderfield (1996) beschrieben wurde, überprüft werden. Um die Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse im Calcit zu den entsprechenden Verhältnissen im Meerwasser in Beziehung zu setzen, wurden im Golf von Cadiz und vor Portugal Wasserproben untersucht. So sollen mögliche Parameter herausgefunden werden, die das Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnis in planktischen Foraminiferen beeinflussen.

Die Mg/Ca-Verhältnisse variieren für *G. bulloides* zwischen 3,2 und 12,3 mmol/mol und für *G. ruber* w. zwischen 2,2 und 6,7 mmol/mol. Regionale Ursachen für das Auftreten dieser erhöhten Mg/Ca-Verhältnisse sind nicht erkennbar. Im Folgenden werden verschiedene Gruppen von Magnesium-Anomalien definiert.

Als normal werden Mg/Ca-Verhältnisse bezeichnet, die der Wassertemperatur innerhalb der Fehlergrenzen der Methode (unter Verwendung der Kalibrierung von Lea et al. (1997) und Mashiotta et al. (1999) für *G. bulloides* und von Nürnberg et al. (1996) für *G. ruber* w. entsprechen (± 1 °C). Als Anomalie sollen Abweichungen von den Mg/Ca-Werten bezeichnet werden, die nach Umrechnung (Lea et al., 1997; Mashiotta et al., 1999; Nürnberg et al., 1996) in Oberflächentemperaturen innerhalb des Fehlerbereiches unrealistische Temperaturen (nach Levitus & Boyer, 1994: $> 21,0$ °C) ergeben. Erhöhte Mg/Ca-Werte werden in 3 Gruppen unterteilt, je nach Höhe der Mg/Ca-Verhältnisse bzw. Temperatur und als Anomalien definiert (Tab. 6-1):

Tab. 6-1 Definition der Magnesium-Anomalien:

| Anomalie | Mg/Ca (mmol/mol) | T (°C) nach Lea et al. (1997) für <i>G. bulloides</i> | T (°C) nach Nürnberg et al. (1996) für <i>G. ruber</i> w. |
|------------|---------------------|--|--|
| gering | 4,5 - 5,8 | 21 - 23 | 27,3 - 30,6 |
| stark | 5,81 - 8,0 | 23,1 - 26,0 | 30,6 - 34,5 |
| sehr stark | $> 8,0$ | $> 26,0$ | $> 34,5$ |

In Abb. 6-4 sind die Mg/Ca-Verhältnisse beider Arten - nach Anomalien gruppiert - geographisch dargestellt. Die Mg/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides* und *G. ruber* w. der Oberflächenproben des Golfs von Cadiz sind ausschnittsvergrößert in Abb. 6-5 dargestellt. Ein genereller Trend der Anomalien in Bezug auf die geographische Lage der Proben ist nicht zu erkennen. Die stärksten Anomalien werden im Norden des Golfs von Cadiz dicht unter Land vorgefunden, wie auch nordwestlich der Iberischen Halbinsel (Abb. 6-4).



Abb. 6-4 Gruppierete Mg/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides* und *G. ruber w.* aus den Oberflächenproben im Golf von Cadiz und vor Portugal. Die Symbole stellen die Magnesium-Anomalie dar. Die Zahlen geben die gekürzten Stationsnummer an.

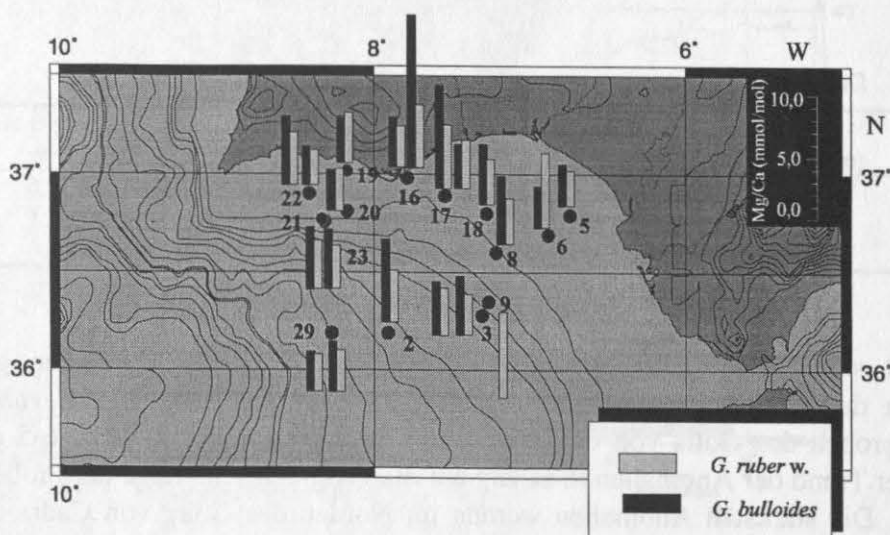


Abb. 6-5 Schematische Darstellung der Mg/Ca-Verhältnisse aus Oberflächenproben von *G. ruber w.* und *G. bulloides* im Golf von Cadiz. Die Mg/Ca-Werte der Stationen sind in Anhang B zusammengestellt. Die Höhe der Balken entspricht der Konzentration der Mg/Ca-Verhältnisse in mmol/mol.

Die Sr/Ca-Werte von *G. ruber w.* variieren zwischen 1,40 und 1,46 mmol/mol und liegen im Durchschnitt 0,04 mmol/mol über den Sr/Ca-Werten von *G. bulloides*, die zwischen 1,36 und 1,43 mmol/mol schwanken (Abb. 6-6; Abb. 6-7). Diese Werte entsprechen denen von Brown (1996) aus dem Nordatlantik. Die Sr/Ca-Verhältnisse in beiden Arten sind relativ konstant, die Schwankungen der Verhältnisse liegen nur knapp über dem Fehlerbereich. Auch an den Proben, an denen Anomalien im Mg/Ca-Verhältnis aufgetreten sind, zeigen die Sr/Ca-Verhältnisse keine auffallend abweichenden Werte (vergl. Abb. 6-7). Gleiches wurde in den Sedimentkernen beobachtet (vergl. Abb. 6-11 und Anhang E).

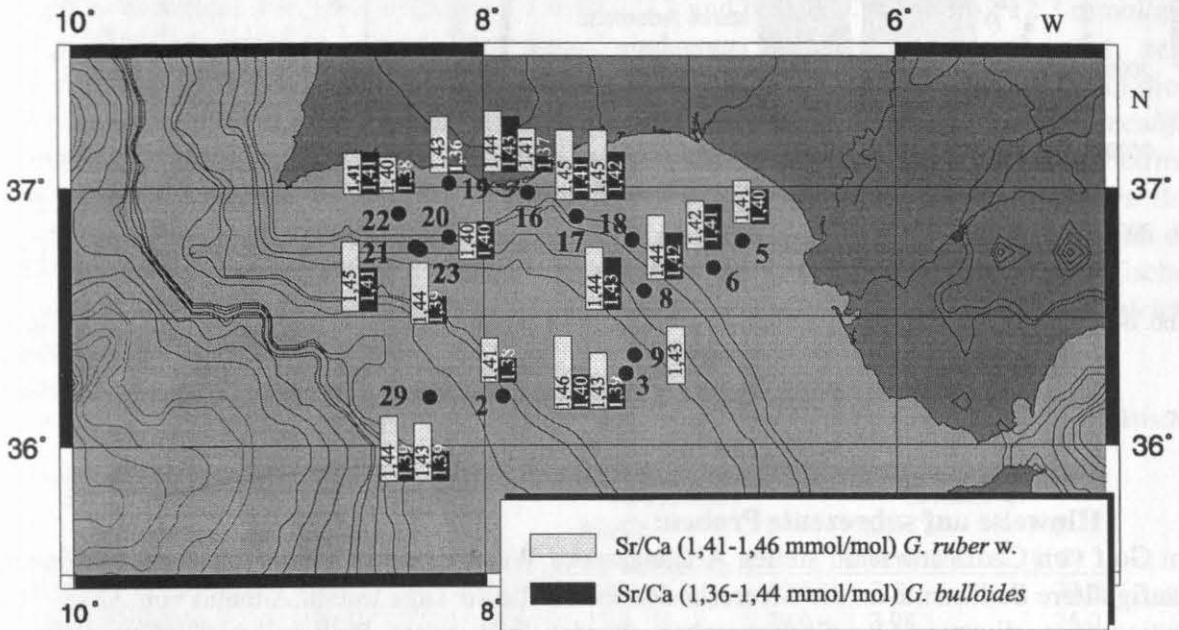


Abb. 6-6 Darstellung der Sr/Ca-Verhältnisse aus Oberflächenproben von *G. ruber w.* und *G. bulloides* im Golf von Cadiz.

Die extreme Streuung der Mg/Ca-Verhältnisse und die damit erhaltenden großen Variationen der Temperaturen von ca. 17 bis 29 °C, die unter Verwendung der Kalibrierung von Lea et al. (1997) und Mashiotta et al. (1999) errechnet werden, zeigt, daß in diesem Gebiet die Magnesium-Temperatur-Beziehung von *G. bulloides* beeinflusst wird. Daher werden verschiedene Ansätze verfolgt, um diese Magnesium-Anomalien der Oberflächenproben zu erklären.

- **Überprüfung der Tiefenabhängigkeit:**

Eine Tiefenabhängigkeit des Mg/Ca-Verhältnisses, wie sie in der Literatur beschrieben wurde (Rosenthal & Boyle, 1993; Brown, 1996; Brown & Elderfield, 1996), ist hier weder an den Sr/Ca- noch an den Mg/Ca-Verhältnissen beider Foraminifererarten zu beobachten (vergl. Abb. 6-7). Es konnten auch kein verstärktes Auftreten von Anomalien im Bereich des MOW, das auf diagenetische Prozesse hinweisen könnte, gefunden werden. Somit müssen im Folgenden andere Ursachen für die Streuung diskutiert werden.

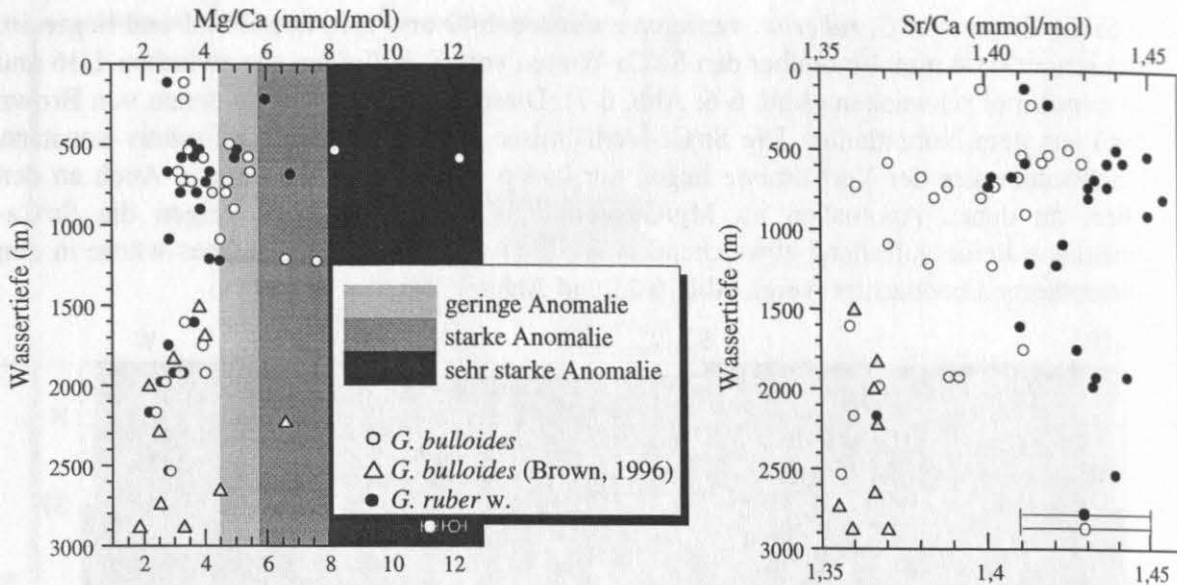


Abb. 6-7 Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse von *G. ruber w.* (volle Symbole) und *G. bulloides* (offene runde Symbole) der Oberflächenproben aus dem Golf von Cadiz und vom Westiberischen Kontinentalhang sowie die Mg/Ca- und Sr/Ca-Werte von *G. bulloides* des Nordatlantiks (offene Dreiecke) (Brown, 1996) gegen die Wassertiefe (m) aufgetragen.

• Hinweise auf subrezente Proben:

Im Golf von Cadiz sowie an steilen Abhängen des Westiberischen Kontinentalhanges können häufig ältere Sedimente an die Meeresbodenoberfläche zu Tage treten. Anhand von AMS- ^{14}C -Datierungen diverser Oberflächenproben wurden subrezente Proben im Golf von Cadiz gefunden (Bader, pers. comm., 1999).

Nach Levitus & Boyer (1994) wird für den Golf von Cadiz eine Oberflächenwassertemperatur von 18 - 21 °C angenommen. Dieser Temperatur-Bereich entspricht einem Mg/Ca-Verhältnis von 3,3 - 4,5 mmol/mol für *G. bulloides* (Lea et al., 1997; Mashiotta et al., 1999). Proben, deren Werte darüber liegen, müssen kritisch betrachtet werden. Hierzu ein Beispiel: An der Position M39016-2 wird ein Mg/Ca-Verhältnis von > 12 mmol/mol erhalten. Der gleiche Wert wird im Sedimentkern M39008 ausschließlich nur während der Jüngerer Dryas beobachtet. Es ist daher anzunehmen, daß diese Oberflächenprobe M39016-2 subrezent ist.

Werden die einzelnen subrezenten Oberflächenproben, die datiert wurden, mit den hier analysierten Oberflächenproben verglichen, so zeigt sich, daß hier ebenfalls subrezente Proben als Oberflächenproben erhalten wurden. Die Oberflächenproben M39024 und M39028 mit einer ^{14}C -Datierung von 10 260 Jahren v.h. und 3 560 Jahren v.h. (Bader, pers. comm., 1999) liegen in der Nähe der Proben M39021 bis M39023, die somit nicht rezent sind. An der Position M39006-1 werden ^{14}C -Alter von ca. 9 700 Jahren erhalten (Bader, pers. comm., 1999), das Mg/Ca-Verhältnis von *G. ruber w.* zeigt einen erhöhten Werte von 6,0 mmol/mol ($T = 30,8\text{ °C}$). Nach dem Vergleich der Mg/Ca-Werte an der Position mit dem Sedimentkern M39008 wird ein Alter von ca. 12 000 Jahren v.h. ermittelt. Somit enthält die Oberflächenprobe mit hoher Wahrscheinlichkeit älteres umgelagertes Material. Es scheint in diesem Gebiet möglich, mittels charakteristischer Mg/Ca-Verhältnisse planktischer Foraminiferen rezente und subrezente Proben zu trennen. Dazu wurde folgendes Kriterium aufgestellt: Alle Oberflächenproben, für die ein Mg/Ca-Verhältnis größer 4,5 mmol/mol erhalten wurde (d.h. Magnesium-Temperaturen > rezente Temperaturen von max. 21 °C),

werden als nicht rezent betrachtet. Dies gilt für folgende Proben: M39002-3, M39003-2, M39006-1, M39008-4, M39009-1, M39016-2, M39018-1, M39021-5, M39022-1, M39023-3. Dabei kann nicht ausgeschlossen werden, daß unter Verwendung dieses Kriteriums nicht rezente Proben als rezente Proben angesehen werden, deren Mg/Ca-Verhältnisse zwischen 3,3 - 4,5 mmol/mol liegen und somit ebenfalls die heutige Temperatur zeigen.

Ungewöhnlich ist, daß an Position M39016 die Mg/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides* zweier unterschiedlicher Proben stark voneinander abweichen. Für den GKG M39016-1 wurde ein Mg/Ca-Verhältnis von 3,97 mmol/mol ($T = 19,6\text{ }^{\circ}\text{C}$) und für MUC M39016-2 12,3 mmol/mol ($T = 29,9\text{ }^{\circ}\text{C}$) gemessen. Einen ähnlichen Trend, nur nicht so stark ausgeprägt, zeigt *G. ruber w.* (M39016-1 GKG: 3,28 mmol/mol; M39016-2 MUC: 3,98 mmol/mol). Um diese Werte zu überprüfen, wurde aus diesen Proben auch das Mg/Ca-Verhältnis von *G. sacculifer* bestimmt. Für den GKG M39016-1 wurde ein Mg/Ca-Verhältnis von 2,99 mmol/mol ($T = 23,8\text{ }^{\circ}\text{C}$) und für MUC M39016-2 4,7 mmol/mol ($T = 29,8\text{ }^{\circ}\text{C}$) erhalten. In allen drei planktischen Foraminiferenarten wird der gleiche Trend festgestellt. Des Weiteren zeigen die Temperaturen für die Probe des MUC M39016-2, die jeweils nach den artspezifischen Kalibrierungen für *G. bulloides* und *G. sacculifer* berechnet wurden, exakt die gleiche Temperatur (vergl. Tab. 6-2).

Tab. 6-2 Vergleich der Mg/Ca-Verhältnisse mit den Temperaturen verschiedener planktischer Foraminiferen zweier Oberflächenproben der gleichen Lokation

| Station/Gerät | <i>G. sacculifer</i> | | <i>G. bulloides</i> | | <i>G. ruber w.</i> | |
|---------------|----------------------|-----------------------------|---------------------|-----------------------------|---------------------|-----------------------------|
| | Mg/Ca (mmol/mol) | T ($^{\circ}\text{C}$) | Mg/Ca (mmol/mol) | T ($^{\circ}\text{C}$) | Mg/Ca (mmol/mol) | T ($^{\circ}\text{C}$) |
| M39016-1 GKG | 2,99 | 23,8 | 3,97 | 19,6 | 3,28 | 23,6 |
| M39016-2 MUC | 4,7 | 29,8 | 12,3 | 29,9 | 3,98 | 26,0 |

Unter Berücksichtigung dieses Kriteriums und im Vergleich zu den ^{14}C -Datierungen von Bader (pers. comm., 1999) können somit nur noch die Proben M39003-1, M39005-3, M39016-1, M39017-5, M39019-2, M39020-1, M39022-3, M39029-3, M39029-6, M39036-1, M39037-3, M39058-1, M39059-2 und M39072-1 als rezent betrachtet werden.

• Vergleich der Meerwasserparameter mit den M39/1-Oberflächenproben

- Magnesium-, Calcium- und Strontium-Konzentrationen des Meerwassers

Um mögliche Einflüsse (z.B. Flußeintrag) der Magnesium-, Calcium- und Strontium-Konzentrationen des Meerwassers auf die Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse in den planktischen Foraminiferen abzuschätzen, wurden Wasserproben aus dem Golf von Cadiz und vor Portugal auf ihre Magnesium-, Calcium- und Strontium-Konzentrationen hin untersucht und die Ergebnisse mit den Ergebnissen der Südatlantikproben verglichen. Magnesium, Calcium und Strontium sind Hauptelemente des Meerwassers ($> 1\text{ mg/l}$) (Culkin, 1965; Dietrich et al., 1975). Als konservatives Element verhält sich Magnesium proportional zur Salinität (Lea & Spero, 1992; Bearman et al., 1995) (vergl. Abb. 6-8).

Wie Abb. 6-8 zeigt, werden für Magnesium-Konzentrationen von 1280 bis 1380 ppm, für Calcium-Konzentrationen von 390 bis 450 ppm und für Strontium-Konzentrationen von 7600 bis 8300 ppb ermittelt. Die Zuordnung der verschiedenen Wassermassen erfolgte anhand der Salinität und Temperatur, die für die unterschiedlichen Wassermassen charakteristisch sind (Carmack, 1974; 1977; Ingmanson & Wallace, 1979; Kennish, 1994). Das MOW zeichnet

sich durch hohe Temperaturen und hohe Salinitäten aus und enthält dementsprechend hohe Konzentrationen an Magnesium (1350 - 1390 ppm), Calcium (430 - 455 ppm) und Strontium (8100 - 8400 ppb). Eine Erniedrigung der Salinität durch den Eintrag von Flußwasser und demzufolge auch Änderungen der Element-Konzentrationen, vor allem im Golf von Cadiz, sind nicht zu beobachten. Unterschiede bezüglich des Element/Salinitätsverhältnisses zu den Südatlantik-Proben sind nicht erkennbar (vergl. Abb. in Anhang F.1 und F.2).

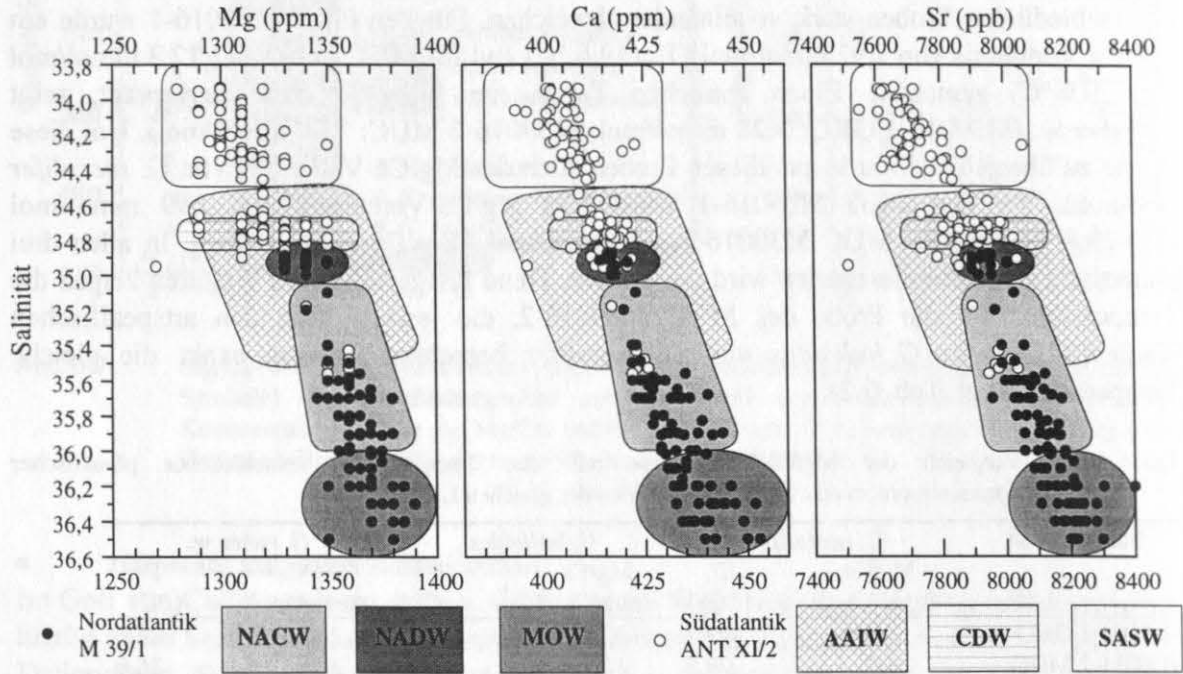


Abb. 6-8 Magnesium-, Calcium- und Strontium-Konzentrationen verschiedener Wassermassen in Abhängigkeit von der Salinität: NACW (Nordatlantisches Zentralwasser); NADW (Nordatlantisches Tiefenwasser); MOW (Mittelmeerausstromwasser); AAIW (Antarktisches Zwischenwasser); CDW (Zirkumpolares Tiefenwasser); SASW (Subantarktisches Oberflächenwasser).

Berechnet man aus den Absolutkonzentrationen die Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse im Meerwasser, werden Mg/Ca-Verhältnisse von 5,1 bis 5,5 mol/mol und Sr/Ca-Verhältnisse von 8,3 bis 8,8 mmol/mol erhalten (Abb. 6-9).

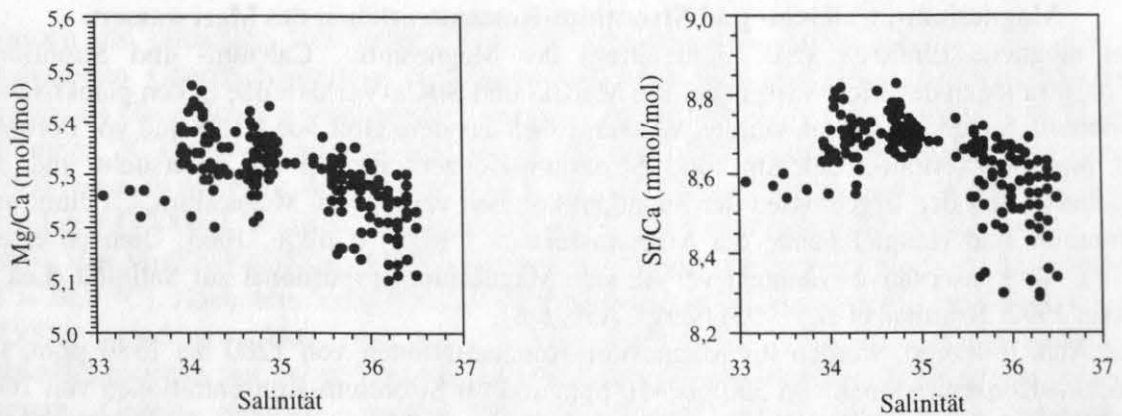


Abb. 6-9 Mg/Ca-Verhältnisse und Sr/Ca-Verhältnisse im Meerwasser aufgetragen gegen die Salinität.

Abb. 6-9 zeigt eine geringfügige Abnahme der Mg/Ca- wie auch der Sr/Ca-Verhältnisse im Meerwasser bei Zunahme der Salinität. Publierte Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse bestätigen diese Variabilität (Mg/Ca: mol/mol = 5,21 - 5,49; Sr/Ca: mmol/mol = 8,59 - 8,89; Dietrich et al., 1975; Bearman et al., 1995; bzw. Sr/Ca: 8,48 - 8,64 mmol/mol, de Villiers, 1999), sodaß dieser Trend als nicht signifikant zu bewerten ist. Somit kann kein Zusammenhang zwischen den aufgetretenen Anomalien und der Magnesium-, Calcium- und Strontium-Konzentration des Meerwassers gefunden werden.

- **Einfluß der Mg/Ca- und der Sr/Ca-Konzentration des Meerwassers auf die Zusammensetzung des Foraminiferencalcits**

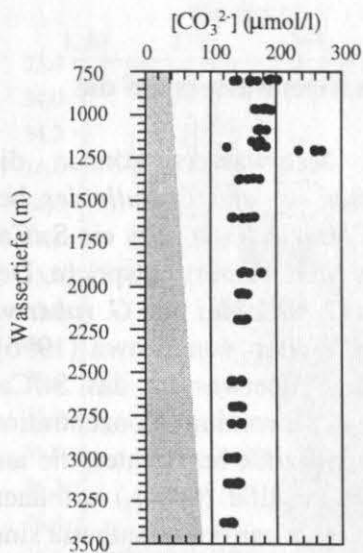
Mit Hilfe der analysierten Element-Konzentrationen des Meerwassers können die Distribution-coefficienten^{*)} der Elementverhältnisse für *G. ruber* w. und *G. bulloides* bestimmt werden (vergl. Anhang C.12; Anhang I). Der Calcit der Foraminiferen zeigt ein Sr/Ca-Verhältnis, das in der Größenordnung dem Sr/Ca-Verhältnis des Meerwassers entspricht. Der Distribution-coefficient^{*)} D_{Sr} für die planktischen Foraminiferen *G. bulloides* und *G. ruber* w. variiert zwischen 0,16 und 0,17. Diese Werte entsprechen den Werten von Brown (1996). Daher sollten Änderungen in der Strontium-Konzentration des Meerwassers das Sr/Ca-Verhältnis des Foraminiferencalcits beeinflussen. Eine Abnahme der Strontium-Konzentration im Oberflächenwasser wurde von Bernstein et al. (1987) im Nordpazifik beobachtet, die auf verstärktes Auftreten von Acantharia, die ihr Skelett aus Strontiumsulfat ($SrSO_4$) aufbauen und daher Strontium dem Oberflächenwasser entziehen, zurückgeführt wurde. Acantharia sind in allen Weltozeanen präsent (Bernat et al., 1972; Brass & Turekian, 1974; Bruland, 1983; Bernstein et al., 1987; DeDeckker, pers. comm., 1999), sodaß es durchaus Schwankungen im Strontium-Gehalt des Meerwassers zu geben scheint. Des Weiteren wurde ein vertikales Strontium-Profil mit einem Maximum in der Nähe der Sauerstoffminimumzone in der Sargasso See beschrieben (Mackenzie, 1964), sodaß das Strontium kein konservatives Verhalten zeigt. Dies bestätigte auch die neueste Studie von de Villiers (1999) (vergl. Anhang F.2 Abb. a).

Das Mg/Ca-Verhältnis im Foraminiferencalcit ist um die Größenordnung 1:1000 geringer als im Meerwasser. Der Distribution-coefficient^{*)} D_{Mg} für die planktischen Foraminiferen *G. bulloides* und *G. ruber* w. variiert zwischen $0,5 \times 10^{-3}$ und $0,9 \times 10^{-3}$ für die Mg/Ca-Verhältnisse bis 4,5 mmol/mol („normale Mg/Ca-Verhältnisse“). Für die Anomalien werden für den Distribution-coefficient^{*)} D_{Mg} Werte von $0,9 \times 10^{-3}$ bis $2,4 \times 10^{-3}$ erhalten, die somit doppelt so hoch sein können als die „normalen“ Werte. Trotzdem ist der Distribution-coefficient^{*)} D_{Mg} sehr viel kleiner als 1. Demzufolge scheinen die Konzentrationsänderungen von Magnesium und Calcium im Meerwasser für das Mg/Ca-Verhältnis in der Calcitschale eine untergeordnete Rolle zu spielen. Nur bei sehr großen Änderungen des Mg/Ca-Verhältnisses im Meerwasser ist ein Einfluß auf das Mg/Ca-Verhältnis der planktischen Foraminiferen zu erwarten. Somit kann man zusammenfassend sagen, daß geringfügige Änderungen im Mg/Ca-Verhältnis im Meerwasser keinen Effekt auf das Mg/Ca-Verhältnis in den planktischen Foraminiferen haben und daß die Anomalien in den Oberflächenproben und in den Kernen andere Gründe haben müssen.

- **Veränderung durch Carbonatlösung**

Da heute arktisches Tiefenwasser bis zum Westiberischen Kontinentalhang vordringt, wird dort ab ca. 1000 m Wassertiefe eine verstärkte Fragmentierung der Foraminiferengehäuse beobachtet (Thiede, 1973). Somit könnten Veränderungen des Mg/Ca-Verhältnisses durch diagenetische Prozesse im Sediment stattgefunden haben. Da aber die Carbonatmessungen des

Bodenwassers im Golf von Cadiz und vor Portugal eine deutliche Carbonat-Übersättigung zeigen und keine Tiefenabhängigkeit des Mg/Ca-Verhältnisses zu beobachten ist (vergl. Abb. 6-7), wird eine Veränderung dieses Element-Verhältnisses ausgeschlossen (Abb. 6-10). Die Berechnung der Carbonat-Konzentration erfolgte nach Bearman (1989) (Gl. 6-1). Die Alkalinität (A) wurde aus Bainbridge et al. (1981) entnommen (Stationen 24 / Leg III; 25 / Leg III; 26 / Leg III; 27 / Leg III; 28 / Leg III; 29 / Leg III).



$$[\text{CO}_3^{2-}] = A - [\Sigma\text{CO}_2] \quad (6-1)$$

mit: A Alkalinität
 $[\text{CO}_3^{2-}]$ Carbonatkonzentration
 $[\Sigma\text{CO}_2]$ Gesamtcarbonatkonzentration

Abb. 6-10 Carbonat-Gehalt in den Bodenwasserproben im Golf von Cadiz und vor Portugal liegt im übersättigten Bereich.

Carbonatuntersättigung

- Beeinflussung des Mg/Ca-Verhältnisses des Foraminiferencalclits durch Verunreinigung des Meerwassers mit Schwermetallen

Eine weitere Möglichkeit der Beeinflussung des Mg/Ca-Verhältnisses im Foraminiferencalclit besteht darin, daß erhöhte Schwermetallionen-Konzentrationen im Meerwasser des Golfs von Cadiz zu einer Erhöhung der Magnesium-Konzentration im Calclitgitter führen. An benthischen Foraminiferen wurden in verschiedenen Gebieten (Sørfjord, Westnorwegen: Alve, 1991; im Mittelmeer vor Haifa: Alve, 1995 und südlich von England: Sharifi et al., 1991) starke morphologische Veränderungen und abnormale Kammerbildungen bis hin zu Zwillingformen beobachtet, die auf eine erhöhte Schwermetallkonzentration (z.B. Hg, Pb, Cu, Cd, Cr, Zn, Ni und Co) im Meerwasser zurückgeführt wurden (Alve, 1995). Die hohen Schwermetallkonzentrationen sind anthropogen bedingt und treten vor allem in den Küstenbereichen und in Meeresrandgebieten auf. Yanko & Kronfeld (1992) fanden im Mittelmeer vor der israelischen Küste, die sehr stark mit Schwermetallen verunreinigt ist, erhöhte Magnesium- und Schwefelkonzentrationen im Calclitgitter benthischer Foraminiferen. Sie führten dies auf einen Defekt der biologischen Barriere zurück, die für die Aufnahme („Ausbau“) des Magnesiums in das Calclitgitter verantwortlich ist.

Im Oberflächenwasser des Mittelmeeres, das aus dem Golf von Cadiz durch die Straße von Gibraltar in das Mittelmeer einströmt, wurden erhöhte Schwermetallionen-Konzentrationen gefunden, die bis zu 40-fach erhöht waren (Spivack et al., 1983; Boyle et al., 1985; Boyle et al., 1985; van Geen et al., 1988; van Geen et al., 1990; van Geen & Boyle, 1990; van Geen et al., 1991; Morley et al., 1997). Die Liefergebiete dieser Schwermetalle (vor allem Cu, Ni, Cd und Zn) liegen u. a. im Gebiet der spanischen Küste (Golf von Cadiz) (van Geen & Boyle, 1990; van Geen et al., 1991). Eine verstärkte Zufuhr der Schwermetalle durch diagenetische

Prozesse auf dem Schelf wird für wahrscheinlich gehalten, wobei eine anthropogen verursachte Zufuhr ebenfalls nicht auszuschließen ist (van Geen et al., 1991). Die beiden Flüsse Guadalquivir und Guadiana, die in den Golf von Cadiz münden, enthalten keine signifikant erhöhte Schwermetall-Konzentration im Vergleich zu anderen Flüssen (Mississippi, Amazonas). Van Geen et al. (1991) konnten aber nicht ausschließen, daß es gelegentliche Episoden eines verstärkten Eintrages hoher Schwermetall-Konzentrationen durch die Flüsse gibt. Im Hinterland befinden sich große Erzlagerstätten (Iberischer Pyrit-Gürtel), die kommerziell genutzt werden. Im Rio Tinto wurden erhöhte Konzentrationen (10 - 20 - fach) an verschiedenen Schwermetallen (As, Cd, Cu, Pb, Sb, Zn) gemessen (Nelson & Lamothe, 1993). Nickel hingegen wird in erhöhten Konzentrationen in den Flüssen Guadalquivir und Tejo gefunden und in den Ozean eingetragen (van Geen et al., 1990). Diese erhöhten Nickel-Konzentrationen sind allerdings typisch für Meerwasser in Küstenregionen. Weiterer Schwermetall-Eintrag in das Meer erfolgte durch Verklappung von Industrieabfällen am Kontinentalhang bis 1990. Diese Abfälle waren sehr stark mit Schwermetallen kontaminiert (Palanques et al., 1995).

An den verwendeten planktischen Foraminiferen waren keine Verkümmerng oder Veränderung der Kammern zu erkennen. Wenn man annehmen darf, daß planktische Foraminiferen ähnlich wie benthische Foraminiferen auf erhöhte Schwermetall-Konzentration in ihrem Lebensraum mit erhöhtem Magnesium-Einbau in das Calcitgitter reagieren, könnten die Anomalien erklärt werden. Dieses würde eher für einen enzymatisch gesteuerten Einbau von Magnesium in das Calcitgitter sprechen, als für einen ausschließlich thermodynamischen Vorgang (Mashiotta et al., 1999). Ob, welche und ab welcher Konzentration Schwermetalle zu erhöhten Magnesium-Gehalten in dem Calcit planktischer Foraminiferen führen, muß an Hälterungsversuchen überprüft werden.

b) Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnis planktischer Foraminiferen aus Sedimentkernen im Golf von Cadiz und am Westiberischen Kontinentalhang

Die Mg/Ca-Werte von *G. bulloides* (Abb. 6-11 c) des Sedimentkernes **M39008** (Golf von Cadiz) liegen zwischen 2,5 und 10 mmol/mol und zeigen einen Glazial/Interglazial-Wechsel von ca. 3 mmol/mol. Eine Übereinstimmung mit der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve (Abb. 6-11 a) ist im Bereich des LGM und des Holozäns zu erkennen. Während der Jüngeren Dryas zeigt die Magnesium-Kurve eine sehr starke Anomalie. Die Mg/Ca-Verhältnisse, die während des Glazials um 2 - 3 mmol/mol variieren, steigen zur Zeit der Jüngeren Dryas auf über 10 mmol/mol an. Zeitgleich zu dem Mg/Ca-Maximum in der Jüngeren Dryas werden hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Abb. 6-11 b) beobachtet. Zum Holozän hin fallen die Mg/Ca-Werte auf ca. 5 mmol/mol. Der obere Kernabschnitt zeigt eine große Schwankung von 3 bis 7 mmol/mol, die ungewöhnlich ist. Eine sehr hohe Sedimentationsrate (2 m / 1000 Jahre) wird im Zeitraum von ca. 8 000 - 9 000 Jahren v.h. beobachtet, die eventuell auf einen verstärkten terrigenen Eintrag durch den Guadalquivir verursacht wurde (Schönfeld, pers. comm., 1999).

Trotz der extrem hohen Mg/Ca-Werte zeigen die Sr/Ca-Werte (d) keine Anomalien, sondern variieren innerhalb des Fehlerbereiches um ca. 1,45 mmol/mol. Diese Kurve zeigt keine Korrelation zu der Mg/Ca-Kurve.

Die Mg/Ca-Werte von *G. ruber* w. (Abb. 6-11 d) variieren zwischen 2,5 und 5,5 mmol/mol. Die Mg/Ca-Verhältnisse nehmen von glazialen Werten (ca. 2,4 mmol/mol) zu interglazialen Werten (ca. 3,4 mmol/mol) signifikant zu und verlaufen parallel zum Sauerstoffisotopen-Profil (a). Auffällig sind kurzfristige signifikant erhöhte Mg/Ca-Verhältnisse während der Terminationen T1A und T1B, die bislang nicht zu erklären sind. Die Übereinstimmung der

Mg/Ca-Werte mit dem $\delta^{18}\text{O}$ -Profil spricht jedoch für das Potential von *G. ruber w.* für Rekonstruktionen der Paläo-SST.

Die Variation der Sr/Ca-Verhältnisse (Abb. 6-11 c) liegt innerhalb des Fehlerbereiches und ist daher nicht signifikant. Auch während der Terminationen, wo kurzfristige hohe Mg/Ca-Werte beobachtet werden, zeigen die Sr/Ca-Verhältnisse keine Veränderung.

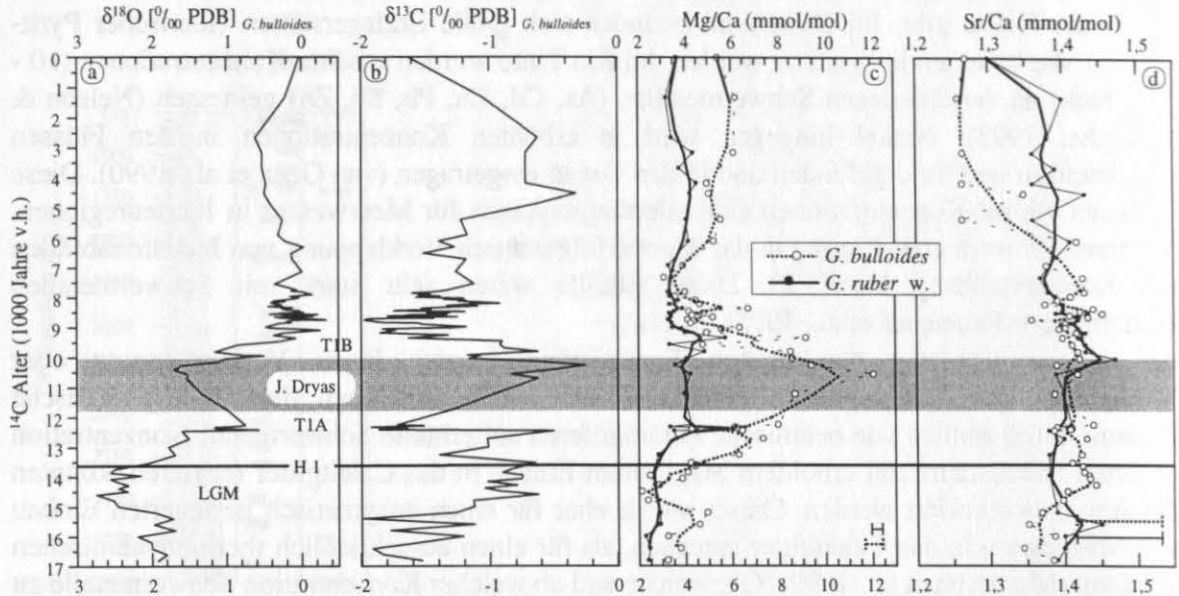


Abb. 6-11 Kernprofil des Kernes M39008: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) von *G. bulloides* (Schönfeld, unpubl.) mit den Mg/Ca- (c) und Sr/Ca-Werten (d) von *G. bulloides* (gepunktete Linie mit offenen Symbolen) und *G. ruber w.* (durchgezogene Linie mit gefüllten Symbolen). LGM: letztes glaziales Maximum; H: Heinrich-Ereignis; T1A: Termination 1A; T1B: Termination 1B. Die stratigraphische Einstufung erfolgte nach Schönfeld (pers. comm., 1999).

• Berechnung der Magnesium-Temperaturen

Eine Umrechnung der Mg/Ca-Verhältnisse von *G. ruber w.* in Paläo-SST erfolgt nach Nürnberg et al. (1996). Für das LGM werden ca. 3 °C niedrigere Temperaturen berechnet als für das Holozän. Jedoch liegen die berechneten Temperaturen des LGM des Kernes M39008 über 20 °C. In der Termination 1A und 1B sowie während der Jüngerer Dryas werden Temperaturen von 24 °C bis 30 °C berechnet. Die Temperaturen des Holozäns von *G. ruber w.* liegen zwischen 24 °C und 27 °C und sind damit etwas niedriger als in der Termination (Abb. 6-12 c). Generell sind aber diese Temperaturen zu hoch, was darauf zurückgeführt wird, daß keine artspezifische Kalibrierung angewendet werden konnte. Weiterhin scheint hier das Mg/Ca-Verhältnis noch zusätzlich durch Vitaleffekte oder andere Umweltfaktoren beeinflusst zu sein. Vergleicht man die Mg/Ca-Verhältnisse des Kernes M39008 von *G. ruber w.* mit denen des GeoB 1112 (Kap. 3.2), so liegen die Mg/Ca-Verhältnisse des Kernes GeoB 1112 niedriger und damit sind auch die Temperaturen tiefer. Die Magnesium-Temperaturen von *G. bulloides* (Lea et al., 1997; Mashiotta et al., 1999) liegen für das LGM generell unter den Temperatur des Holozäns. Die Absoluttemperaturen des Glazials liegen zwischen 15 und 19 °C. Die maximale Differenz LGM - Holozän beträgt 7 °C. Zur Zeit der Jüngerer Dryas werden Temperaturen bis maximal 28° C berechnet, die aber unrealistisch zu sein scheinen. Im Holozän variieren die Temperaturen zwischen 18 °C und 23 °C. Werden die Magnesium-Temperaturen beider Arten aus der Oberflächenprobe des Kernes mit den Sommer-Temperaturen nach Levitus & Boyer (1994) verglichen, dann ist die

Temperatur von *G. ruber* w. mit einer Temperatur von ca. 25 °C eine fast 3 °C höhere Temperatur als die rezente Wassertemperatur des wärmsten Monats (August, 22 °C) bei einer Wassertiefe von 0 m. *G. bulloides* zeigt mit einer Temperatur von ca. 23 ± 1 °C hingegen Temperaturen, die nach Levitus & Boyer (1994) rezent vorgefunden werden.

Da ein analytischer Fehler auszuschließen ist, wird vermutet, daß Vitaleffekte oder Umwelteinflüsse das Magnesium-Temperatur-Signal während der Jüngerer Dryas überlagern. Dies wird dadurch unterstützt, daß sehr hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (> -1 ‰) in *G. bulloides* beobachtet werden, die darauf hinweisen, daß das Oberflächenwasser durch sehr starke Phytoplanktonblüten an ^{12}C verringert war und daher das $\delta^{13}\text{C}$ im Calcit von *G. bulloides* hohe Werte annimmt (Kroon & Ganssen, 1988, 1989). Wenn dies der Fall gewesen ist, dann hat es hier eine starke Änderung in dem Nahrungsangebot (Phytoplankton) gegeben, sodaß sich der Verdacht aus Kapitel 4 erhärtet, daß Phytoplankton verstärkt als Nahrungsgrundlage eine Erhöhung des Mg/Ca-Verhältnisses zur Folge haben kann. Allerdings sind im holozänen Kernabschnitt ebenfalls hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 2 000 und 5 000 Jahre v.h. zu beobachten, ohne daß der Calcit stark erhöhte Mg/Ca-Werte zeigt. Dieses Phänomen kann zur Zeit nicht aufgeklärt werden. Hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte scheinen damit nicht zwangsläufig mit erhöhten Mg/Ca-Werte gekoppelt zu sein, sondern es ist wahrscheinlicher, daß darüber hinaus noch andere Faktoren eine Rolle spielen. Ein Einfluß von Schwermetallen wäre denkbar, der aber aufgrund der zur Zeit noch fehlenden Erkenntnissen spekulativ ist, aber nicht ausgeschlossen werden kann. In Südspanien gibt es große Erzvorkommen (iberischer Pyrit-Gürtel) (Munha et al., 1986). Es könnte durchaus möglich gewesen sein, daß durch verstärkte Erosion auf der Iberischen Halbinsel während der Jüngerer Dryas vermehrt Schwermetalle durch die Flüsse (u.a. Guadalquivir) in den Golf von Cadiz transportiert worden sind. Zu dem lag die Mündung des Guadalquivir zur Zeit der Meeresspiegeltiefstände (LGM und Jüngere Dryas) in der Nähe der heutigen Schelfkante (Sierro et al., 1999) und damit in der Nähe der Kernposition des M39008. In dem benachbarten Kern TG-55 wurde sehr viel terrigenes Material dieses Flusses gefunden (Sierro et al., 1999). *G. bulloides* und *G. ruber* w. könnten darauf mit erhöhtem Magnesium-Einbau in das Calcitgitter reagiert haben.

• Vergleich mit anderen Temperatur-Proxies

Im Folgenden werden die Magnesium-Temperaturen mit den Temperaturen, die nach der U_{37}^K -Methode an diesem Kern berechnet wurden (Cacho-Lascorz, pers. comm., 1999), verglichen. Für das LGM werden mit der U_{37}^K -Methode 15 °C erhalten, was auch die Temperatur der Mg/Ca-Werte der *G. bulloides* zeigt (Abb. 6-12 c). In der Jüngerer Dryas liegen die U_{37}^K -Temperaturen bei ca. 18 °C und damit um 2 °C unter dem holozänen Niveau. Im Holozän schwanken diese Temperaturen um 20 °C, was der durchschnittlichen Sommer-SST nach Levitus & Boyer (1994) entspricht. Hier liegen die U_{37}^K -Temperaturen unter den Magnesium-Temperaturen für beide Arten. Dagegen zeigen die TFT des Sedimentkernes SU 81-14 (Bard et al., 1989) (vergl. Abb. 6-3) generell eine größere Glazial/Interglazial-Amplitude (über 10 °C). Für das LGM werden noch tiefere Temperaturen (ca. 6 °C) erhalten. Für die Jüngere Dryas werden ca. 8 °C ermittelt (Abb. 6-12). Im westlichen Mittelmeer werden mittels Faunenanalysen Sommer-SST des LGM von ca. 14 °C berechnet (Thiede, 1978; Thunell, 1979; Bigg, 1994). Somit entsprechen die TFT westlich der Kernposition weder im Glazial noch in der Jüngerer Dryas den Temperaturen der Coccolithophoriden und den Magnesium-Temperaturen von *G. bulloides*, da sie niedriger sind. Dagegen werden im westlichen Teil des Mittelmeeres, also östlich der Kernposition, vergleichbare Temperaturen erhalten. Die berechneten Temperaturen für das Holozän zeigen Sommer-Temperaturen von 18 - 21 °C im Sedimentkern SU81-14, die ungefähr den Temperaturen der Magnesium-Methode

entsprechen. Somit scheint es methodisch bedingt, daß die Temperaturen der Faunenanalysen immer eine höhere Glazial/Interglazial-Amplitude zeigen als die Temperaturen der U_{37}^K - und der Magnesium-Methode.

Die Temperatur, die aus den Mg/Ca-Verhältnissen von *G. ruber w.* errechnet wurde, zeigt eine Abkühlung um 3 - 4 °C im LGM. In der Literatur werden Temperatur-Unterschiede (Transferfunktion) zwischen Glazial/Interglazial von 4 bis 6 °C im westlichen Mittelmeer postuliert (Thiede, 1978; Thunell, 1979; CLIMAP, 1981). Bethoux (1984) diskutiert eine Temperatur-Erniedrigung der Oberflächenwassertemperatur von ca. 5 °C in dem Gebiet südlich der Iberischen Halbinsel. Deshalb scheinen die Absoluttemperaturen von *G. ruber w.* zwar inkorrekt, die Differenz (Holozän-Glazial) dagegen richtig zu sein. Für das Holozän werden nach der TFT dieses Kernes ca. 19 °C erhalten, was mit der Temperatur nach Levitus & Boyer (1994) übereinstimmt. Daraus kann man schließen, daß die Steigung der Eichkurve in diesem Temperatur-Intervall korrekt, aber die Beziehung für die Absolutwerte noch fehlerhaft zu sein scheint (vergl. Abb. 6-12 c; vergl. Kap. 3).

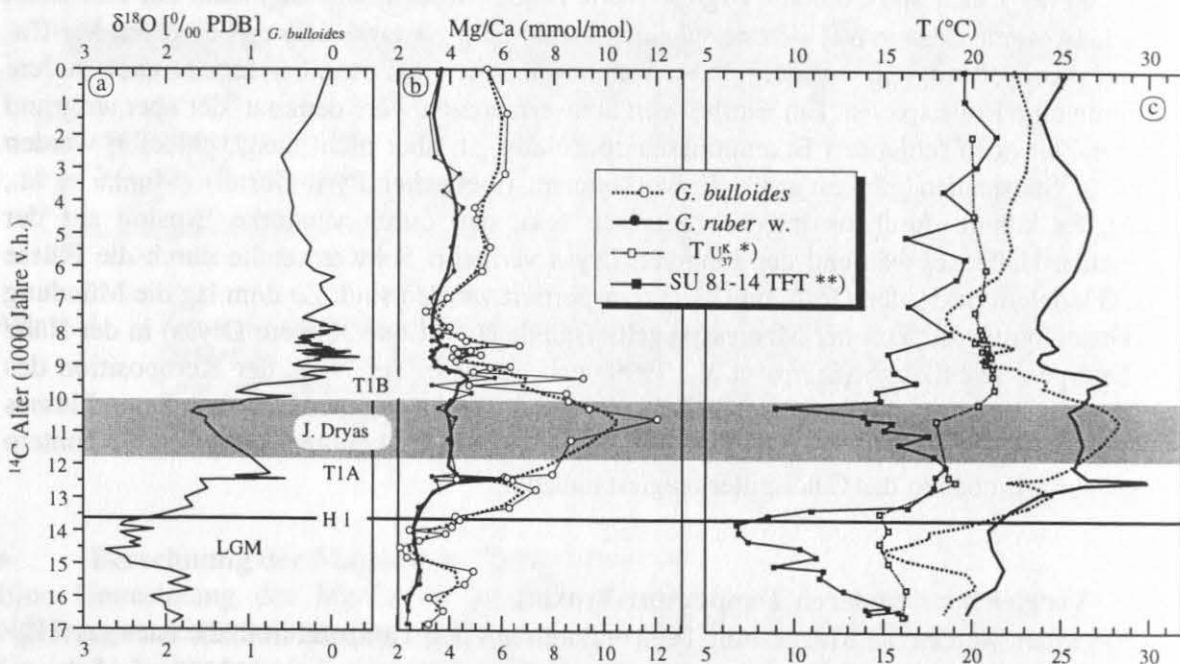


Abb. 6-12 Kernprofil M39008: Vergleich der $\delta^{18}O$ -Werte (a) (Schönfeld, unpubl.) mit den Mg/Ca-Werten (b) von *G. bulloides* und *G. ruber w.*, den Magnesium-Temperaturen (c) von *G. bulloides* (Lea et al., 1997 und Mashiotta et al. 1999), den Magnesium-Temperaturen von *G. ruber w.* (Nürnberg et al., 1996), den U_{37}^K -Temperaturen* (Cacho-Lascorz, pers. comm., 1999) und den TFT des SU81-14** (Bard et al., 1989). Die stratigraphische Einstufung erfolgte von Schönfeld (pers. comm., 1999).

Die Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides* wurden an den Kernen **M39036**, **M39058**, **M39059** und **M39064** vom Westiberischen Kontinentalhang analysiert (vergl. Abb. 6-3). Da die Sedimentkerne M39058, M39059 und M39064 den Anforderungen einer ungestörten Abfolge nicht genügen, sind die Abbildungen dieser Sedimentkerne im Anhang E zusammengefaßt und werden hier nicht diskutiert.

Die Mg/Ca-Werte im Biogencarbonat von *G. bulloides* (Abb. 6-13 d) des Sedimentkernes **M39036** variieren zwischen 2,4 und 4 mmol/mol, was ungewöhnlich ist. Von vor ca. 29 000 - 17 000 Jahren v.h. zeigen die Mg/Ca-Verhältnisse eine deutliche Zunahme der Amplitude und der Frequenz (2 bis 5 mmol/mol). Die Mg/Ca-Werte zeigen keine Glazial/Interglazial-

Wechsel. Im holozänen Kernabschnitt ist ein Maximum von ca. 4 mmol/mol signifikant. Eine Korrelation der Mg/Ca-Verhältnissen mit den $\delta^{18}\text{O}$ - (Abb. 6-13 a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven (Abb. 6-13 b) ist nicht zu erkennen. Die Sr/Ca-Verhältnisse (c) variieren von 1,35 bis 1,41 mmol/mol und zeigen leicht höhere Werte zwischen 20 000 und 12 000 Jahren v.h.

Insgesamt variieren in diesem Profil die berechneten Magnesium-Temperaturen zwischen 15 und 20 °C (Abb. 6-13 e). Bei ca. 4 000 Jahren ist ein Temperatur-Maximum von 19,5 °C zu beobachten. Die Oberflächenprobe zeigt eine berechnete Magnesium-Temperatur von ca. 17 °C. Dieses entspricht der Wassertemperatur der oberen 50 m der Wassersäule im Zeitraum von Mai bis November (Levitus & Boyer, 1994).

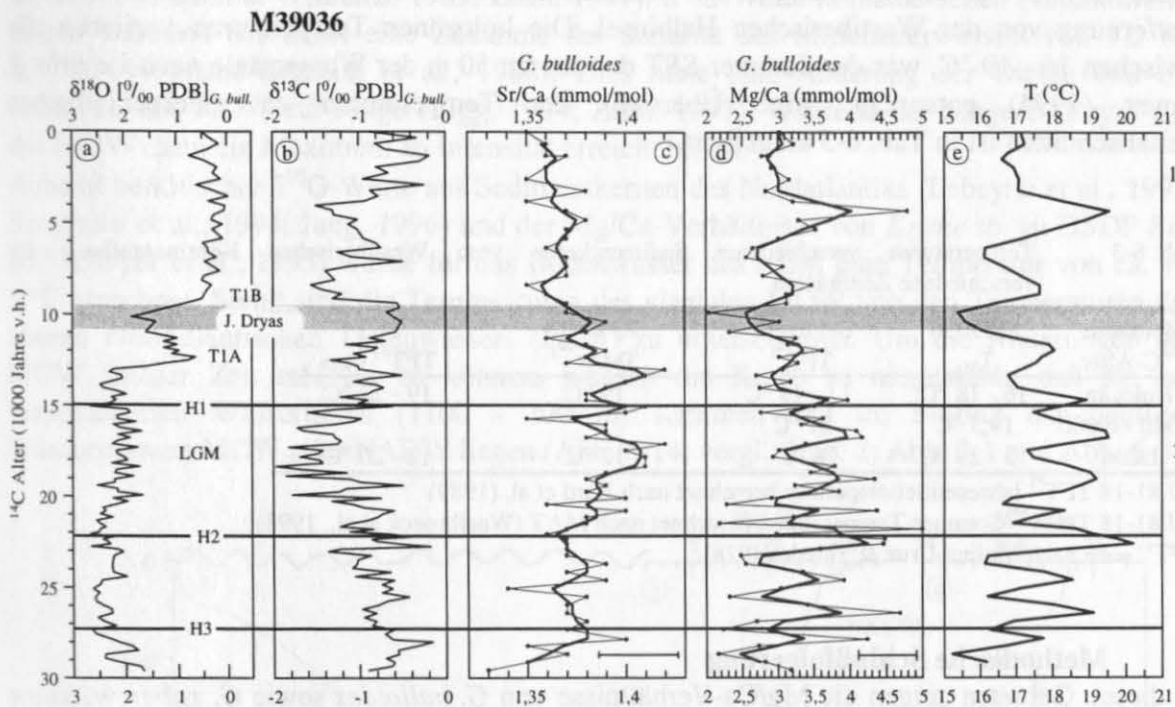


Abb. 6-13 Kernprofil des M39036: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) (Schönfeld, unpubl.) mit den Sr/Ca- (c) und Mg/Ca-Werten (d) von *G. bulloides*. Die Magnesium-Temperaturen (e) wurden nach Lea et al. (1997) und Mashiotta et al. (1999) berechnet. Die feine Kurve mit den Meßpunkten gibt die Originaldaten wieder. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven (fette Linie) herangezogen. Die stratigraphische Einstufung erfolgte von Schönfeld (pers. comm., 1999).

• Vergleich der rekonstruierten SST verschiedener Sedimentkerne vom Westiberischen Kontinentalhang

Im Sedimentkern SU 81-18 (Bard et al., 1989; Waelbroeck et al., 1998) wurden die SST nach der Transfer Function Methode (TFT) von Imbrie & Kipp (1971) und nach MAT (Hutson, 1979; Prentice, 1980; Overpeck et al., 1985; Prell, 1985) berechnet. Die Jahresmitteltemperaturen (TFT) des SU 81-18 während des Holozäns liegen zwischen 16 ° und 19 °C (Bard et al., 1989). Die Sommer-Temperatur, berechnet nach MAT, variiert im Holozän um 19 °C (Waelbroeck et al., 1998). Die TFT zeigen ein Temperatur-Maximum von über 20 °C zwischen 5 000 und 6 000 Jahren v.h. (Bard et al., 1989). Ein ähnliches Maximum wird auch in den berechneten Magnesium-Temperaturen des Kernes M39036 (19,5 °C) erhalten. Dieses Temperatur-Maximum wird bei der Temperatur-Rekonstruktion des SU 81-18 nach MAT nicht beobachtet. Im Glazial fallen die Sommer-TMAT auf ca. 12 °C (Waelbroeck et al., 1998).

Molina-Cruz & Thiede (1977, 1978) rekonstruierten eine TFT_{warm} für das LGM von 12 - 20 °C für diese Gegend, da polare Wassermassen bis dorthin vorgedrungen sind. Diese polare Wassermasse, die aus der Biscaya in südliche Richtung floß, hat sich verstärkt entlang des Kontinentalhangs ausgebreitet, sodaß eine stufenweise Temperaturzunahme nach Westen (Isotherme parallel zum Kontinentalhang) beobachtet wurde (Molina-Cruz & Thiede, 1978). Die Magnesium-Temperaturen des LGM der Kerne M39036 und M39059 (Anhang E) variieren zwischen 17 ° und 20 °C und zeigen sehr starke Temperaturschwankungen, die wahrscheinlich auf die unterschiedlich starke Ausbreitung dieser kalten Wassermassen zurückgeführt werden können. Um eine exakte Aussage diesbezüglich machen zu können, bedarf es weiterer Untersuchungen von Sedimentkernen dieser Gegend in unterschiedlicher Entfernung von der Westiberischen Halbinsel. Die holozänen Temperaturen variieren alle zwischen 16 - 19 °C, was der Sommer-SST der oberen 50 m der Wassersäule nach Levitus & Boyer (1994) entspricht. Eine Übersicht der Temperaturen zu unterschiedlichen Zeitabschnitten ist in Tab. 6-3 aufgelistet.

Tab. 6-3 Temperaturen verschiedener Sedimentkerne vom Westiberischen Kontinentalhang für verschiedene Zeiträumen.

| Zeitraum/ ¹⁴ C-Alter | M39036 T_{Mg} | SU 81-18 $TFT^{*})$ | SU 81-18 $TMAT^{**})$ | SST $TFT^{+})_{\text{warm}}$ |
|------------------------------------|---------------------------|------------------------|--------------------------|---------------------------------|
| Holozän | 16 - 18 °C | 17 - 19 °C | 19 °C | 19 - 22 °C |
| 4 000 - 6 000 | 19,5 °C | 21 °C | - | - |
| LGM | 15 - 20 °C | 6 °C | 12 °C | 12 - 20 °C |

SU 81-18 $TFT^{*})$ Jahresmitteltemperatur berechnet nach Bard et al. (1989)

SU 81-18 $TMAT^{**})$ Sommer-Temperaturen berechnet nach MAT (Waelbroeck et al., 1998)

$TFT^{+})_{\text{warm}}$ nach Molina-Cruz & Thiede (1978).

• Methodische Schlußfolgerung

In diesen Gebieten zeigen die Mg/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides* sowie *G. ruber* w. keine eindeutigen Glazial/Interglazial-Wechsel. Im Golf von Cadiz zeigt das Mg/Ca-Verhältnis kein Temperatursignal. Es deutet vieles darauf hin, daß eine der Ursachen für die Störung der Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit in enzymatischen Prozessen der planktischen Foraminiferen zu suchen ist. Am Westiberischen Kontinentalhang werden ungewöhnliche Schwankungen beobachtet, die durch kalte Wassermassen aus der Biscaya hervorgerufen wurden.

6.2.2 Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse benthischer Ostracoden

Zur Rekonstruktion der Bodenwassertemperaturen anhand der Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse benthischer Ostracoden wurden *Krithe* sp. und *Henryhowella* sp. ausgewählt. Das Mg/Ca-Verhältnis in *Krithe* sp. wurde bereits von Dwyer et al. (1995) und Corrège & DeDeckker (1997) zur Bestimmung von Bodenwassertemperaturen genutzt. Die Berechnungen der Temperatur aus den Mg/Ca-Verhältnissen von *Krithe* sp. erfolgte nach der Magnesium-Temperatur-Beziehung von Corrège & DeDeckker (1997). In den Forschungsprojekten Nu 60/5-1 und Nu 60/5-2 wurde erstmals eine Sr/Ca-Temperatur-Korrelation für *Henryhowella* sp. (Müller & Nürnberg, 1997; Nürnberg, pers. comm., 1998) entwickelt und für die Berechnung der Temperatur herangezogen (vergl. Kap. 1.2).

Da im Golf von Cadiz und vor Portugal im Bereich des Mittelmeerausstromes sehr spezielle Umweltbedingungen herrschen (relativ hohe Salinität und hohe Temperatur), ist nicht auszuschließen, daß auch hier wieder die Mg/Ca-Konzentration durch physiologische Prozesse beeinflusst wird. Davon ausgehend, daß deutliche Temperaturunterschiede zwischen MOW (11 °C) und NADW (ca. 2 - 3°C) bestehen, sollte es möglich sein, durch die Element-Temperatur-Beziehungen der Ostracoden unterschiedliche Wassermassen in entsprechender Wassertiefe auch durch die Zeit zu identifizieren. Es gibt Hinweise, daß der Mittelmeeraustrom zur Zeit des LGM um ca. 50 % reduziert (Zahn et al., 1987, Zahn, 1997) und die Temperatur dieser Wassermasse ca. 5 °C kälter als heute war (Thunell, 1979; Zahn et al., 1987; Thunell & Williams, 1989; Zahn, 1997). $\delta^{18}\text{O}$ -Werte in planktischen Foraminiferen zeigen während des LGM eine Zunahme der Salinität des Mittelmeerwassers von 1,2 bis 2,7 ‰ (Vergnaud-Grazzini et al., 1988). Dies hatte eine Änderung der Dichte und ein Absinken des MOW zur Folge (Bigg, 1994; Zahn, 1997). Während der Jüngeren Dryas soll das MOW dann ein Maximum an Intensität erreicht haben.

Anhand benthischer $\delta^{18}\text{O}$ -Werte aus Sedimentkernen des Nordatlantiks (Labeyrie et al., 1992; Sarnthein et al., 1994; Jung, 1996) und der Mg/Ca-Verhältnisse von *Krithe* sp. an DSDP Site 607 (Dwyer et al., 1995) wurde für das Bodenwasser des LGM eine Temperatur von ca. 1 - 2 °C errechnet. Somit sind die Temperaturen des glazialen MOW von den Temperaturen des oberen Nordatlantischen Tiefenwassers (LGM) zu unterscheiden. Um die Änderungen des MOW in der Zeit erfassen zu können, wurden die Kerne so ausgewählt, daß sie aus verschiedenen Wassertiefen (1100 - 2000 m) stammen und im Einfluß der heutigen Wassermassen MOW oder NADW liegen (Abb. 6-14; vergl.: Kap. 2; Abb. 2-1 und Abb. 6-3).

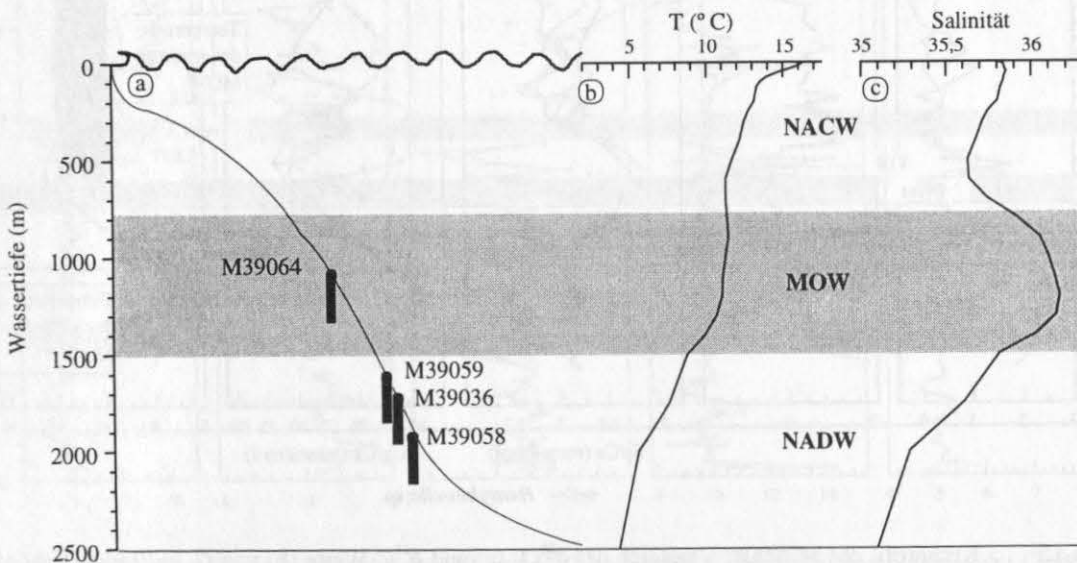


Abb. 6-14 Tiefenlage der bearbeiteten Sedimentkerne des Westiberischen Kontinentalhanges (a) im Vergleich zu den Wassermassen NACW, MOW und NADW und deren Temperatur (b) und Salinität (c).

Der Sedimentkern **M39008** liegt in einer Wassertiefe von 577 m im Golf von Cadiz und wird vom Mittelmeerausstrom erfaßt. Analysiert wurden das Biogencarbonat von *Henryhowella* sp. und *Krithe* sp. (Abb. 6-15). *Krithe* sp. fehlt in der Jüngeren Dryas, *Henryhowella* sp. ist im LGM nicht präsent.

Das Mg/Ca-Verhältnis von *Krithe* sp. (Abb. 6-15 d) variiert zwischen 11 und 24 mmol/mol und zeigt einen Glazial/Interglazial-Wechsel. Im LGM liegen die Mg/Ca-Verhältnisse mit

11 mmol/mol tiefer als im Holozän, wo die Mg/Ca-Verhältnisse zwischen 18 bis 24 mmol/mol schwanken. Das Sr/Ca-Verhältnis (c) variiert generell zwischen 3 und 4 mmol/mol.

Das Mg/Ca-Verhältnis von *Henryhowella* sp. (Abb. 6-15 d) variiert sehr stark zwischen 8 bis 32 mmol/mol. Es scheint keinen Zusammenhang mit den Tiefenwasseränderungen zu geben. Das Sr/Ca-Verhältnis (c) variiert generell zwischen 2,8 und 3,3 mmol/mol, wobei während der Jüngeren Dryas niedrige Sr/Ca-Verhältnisse um ca. 2,5 mmol/mol beobachtet werden.

Im LGM liegen die Temperaturen, die aus den Mg/Ca-Werten von *Krithe* sp. berechnet wurden, bei ca. 6 °C und bestätigt somit die von Zahn et al. (1987) postulierte Temperaturerniedrigung des MOW um ca. 5 °C. Einen Einfluß der Salinität auf das Elementverhältnis scheint nicht gegeben zu sein. In der Jüngeren Dryas zeigen die Bodenwassertemperaturen, die aus den Sr/Ca-Verhältnissen von *Henryhowella* sp. errechnet wurden, etwas höhere Bodenwassertemperaturen (um 10 °C). Für das Holozän werden Bodenwassertemperaturen aus dem Mg/Ca-Verhältnis von *Krithe* sp. von 7 - 10 °C berechnet, die der rezenten Bodenwassertemperatur des MOW mit 10 - 12 °C entsprechen.

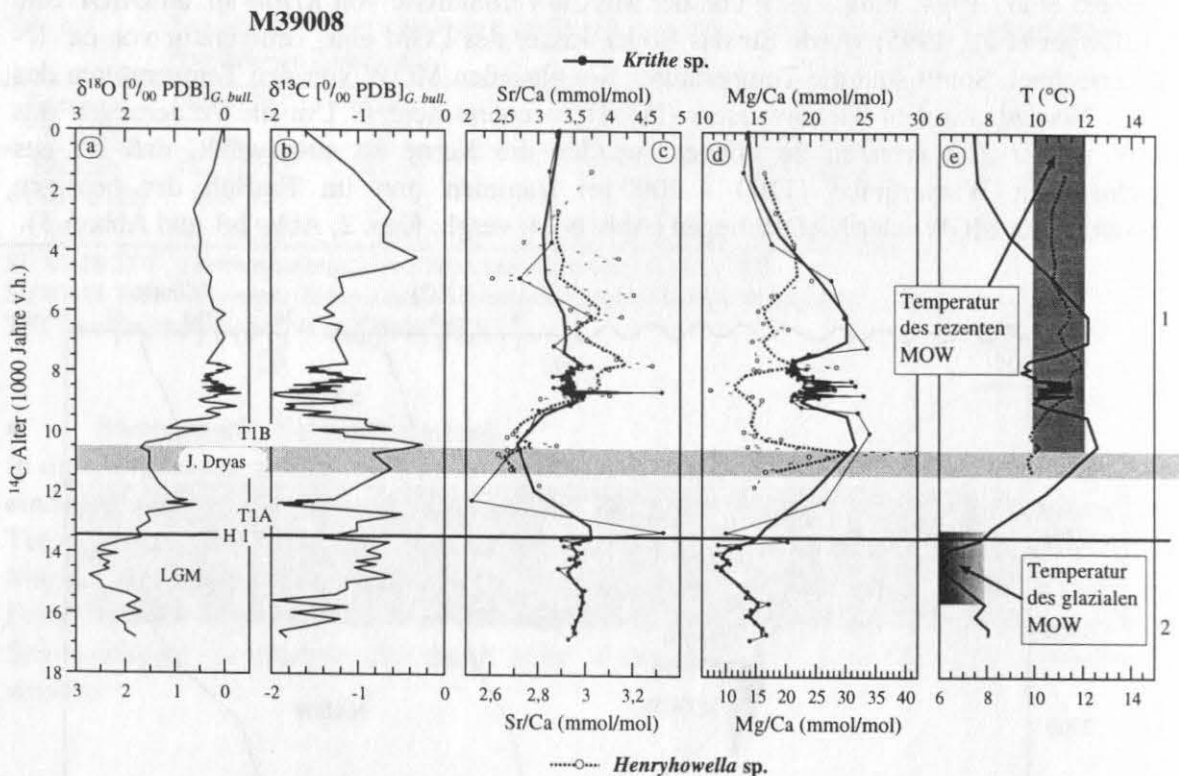


Abb. 6-15 Kernprofil des M39008: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) von *G. bulloides* (Schönfeld, unpubl.) mit den Sr/Ca- (c) und Mg/Ca-Werten (d) von *Krithe* sp. (obere Achsenskalierung; gefüllte Symbole; durchgezogene Linie) und *Henryhowella* sp. (untere Achsenskalierung; offene Symbole; unterbrochene Linie); (e): aus Mg/Ca-Werten von *Krithe* sp. und aus Sr/Ca-Werten von *Henryhowella* sp. berechnete Bodenwassertemperaturen. Der Bereich der Jüngeren Dryas ist hellgrau markiert. Der rezente Temperatur-Bereich des MOW ist dunkelgrau unterlegt. Der Temperatur-Bereich für das glaziale MOW ist grau schattiert. Die feine Kurve mit den Meßpunkten gibt die Originaldaten wieder. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven herangezogen. Die stratigraphische Einstufung erfolgte von Schönfeld (pers. comm., 1999). H1 bedeutet Heinrichereignis 1.

Die Strontium-Temperaturen von *Henryhowella* sp. zeigen hingegen eine Bodenwassertemperatur von ca. 11 °C, was der heutigen Temperatur des MOW entspricht (Levitus & Boyer, 1994; CTD-Temperaturprofile der M39/1-Expedition, siehe Anhang D und F.1).

Somit zeigen beide Temperaturen generell Werte von ca. 10 - 12 °C während des Holozäns, wobei die Strontium-Temperaturen von *Henryhowella* sp. konstante Werte von ca. 11 °C ergeben. Die Magnesium-Temperaturen von *Krithe* sp. zeigen größere Variationen. Da beide Arten im holozänen Kernabschnitt ungefähr die gleichen Temperaturen zeigen, scheint sich die Temperatur des MOW über diesen Zeitraum nicht signifikant geändert zu haben (Abb. 6-15 e).

Der Sedimentkern **M39036**, vor Portugal positioniert, stammt aus einer Wassertiefe von 1749 m. Er wird heute vom Mittelmeerausstrom nicht erfaßt und liegt im heutigen NADW. Es wurden nur *Krithe* sp. in diesem Kern beobachtet. *Henryhowella* sp. wurden nicht gefunden. Die rezente Bodenwassertemperatur beträgt 6 - 8 °C.

Die Mg/Ca-Werte von *Krithe* sp. (Abb. 6-16 d) variieren zwischen 8 und 12 mmol/mol. Die Schwankungen scheinen unabhängig von Klima-Veränderungen zu sein. Ferner sind Korrelationen zu den stabilen Isotopen-Kurven (a) und (b) nicht möglich. Die Sr/Ca-Verhältnisse (c) variieren zwischen 2,8 und 3,5 mmol/mol. Auch hier lassen sich weder Übereinstimmungen mit den zur Klima-Rekonstruktion relevanten Kurven (Abb. 6-16 a und Abb. 6-16 b) noch mit den Mg/Ca-Verhältnissen (Abb. 6-16 d) feststellen.

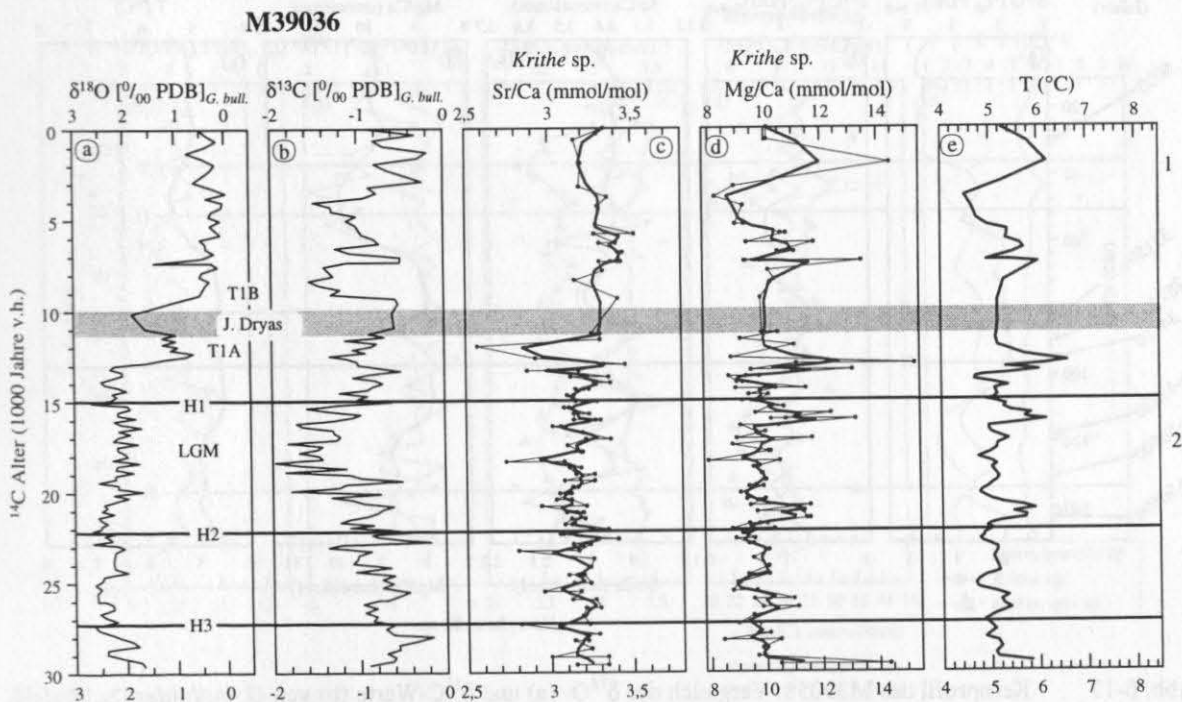


Abb. 6-16 Kernprofil des M39036: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) von *G. bulloides* (Schönfeld, unpubl.) mit den Sr/Ca- (c) und Mg/Ca-Werten (d) von *Krithe* sp. und die aus den Mg/Ca-Werten resultierenden Temperaturen (e) für das Tiefenwasser. Der Bereich der Jüngerer Dryas ist grau unterlegt. Die feine Kurve mit den Meßpunkten gibt die Originaldaten wieder. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven herangezogen. Die stratigraphische Einstufung erfolgte von Schönfeld (pers. comm., 1999).

Generell variieren die berechneten Magnesium-Temperaturen zwischen 4,5 und 6,4 °C über den Zeitraum der letzten 30 000 Jahre v.h. Die glazial/interglazial bedingte Änderung der Bodenwassertemperatur ist nicht zu erkennen. Da die rezente Temperatur in dieser Wassertiefe 6 - 8 °C beträgt (Levitus & Boyer, 1994; CTD-Temperaturprofile der M39/1-Expedition, siehe Anhang D und F.1), scheinen die berechneten Magnesium-Temperaturen etwas zu niedrig zu sein. Dies ist wahrscheinlich auf eine noch unzureichende Magnesium-

Temperatur-Beziehung zurückzuführen. Da im Golf von Cadiz ein deutliches Glazial-Signal des MOW mit einer Magnesium-Temperatur von *Krithe* sp. von ca. 6 °C zu erkennen war und hier ebenfalls 5 - 6 °C im LGM ermittelt werden (Abb. 6-16 e), scheint dieser Kern vom glazialen MOW erfaßt worden zu sein. Ein Einfluß von glazialen Wassermassen (oberes Nordatlantisches Tiefenwasser bzw. glaziales Nordatlantisches Zwischenwasser) kann ausgeschlossen werden, da diese Temperaturen deutlich unter 6 °C liegen müßten. Als Interpretation gilt, daß die Wassertemperatur des glazialen MOW zufällig der Bodentemperatur des rezenten NADW in dieser Wassertiefe entspricht und keine Temperatur-Differenz zwischen holozäner Bodentemperatur des NADW in einer Wassertiefe von 1749 m und der glazialen Wassertemperatur des MOW zu erkennen ist.

Obwohl die folgenden Sedimentkerne den Anforderungen einer ungestörten Abfolge nur zum Teil genügen, sollen sie im Rahmen der Möglichkeiten zur Rekonstruktion des MOW herangezogen werden. Der Sedimentkern **M39058** liegt in einer Wassertiefe von 1977 m vor Portugal unterhalb des MOW im heutigen NADW.

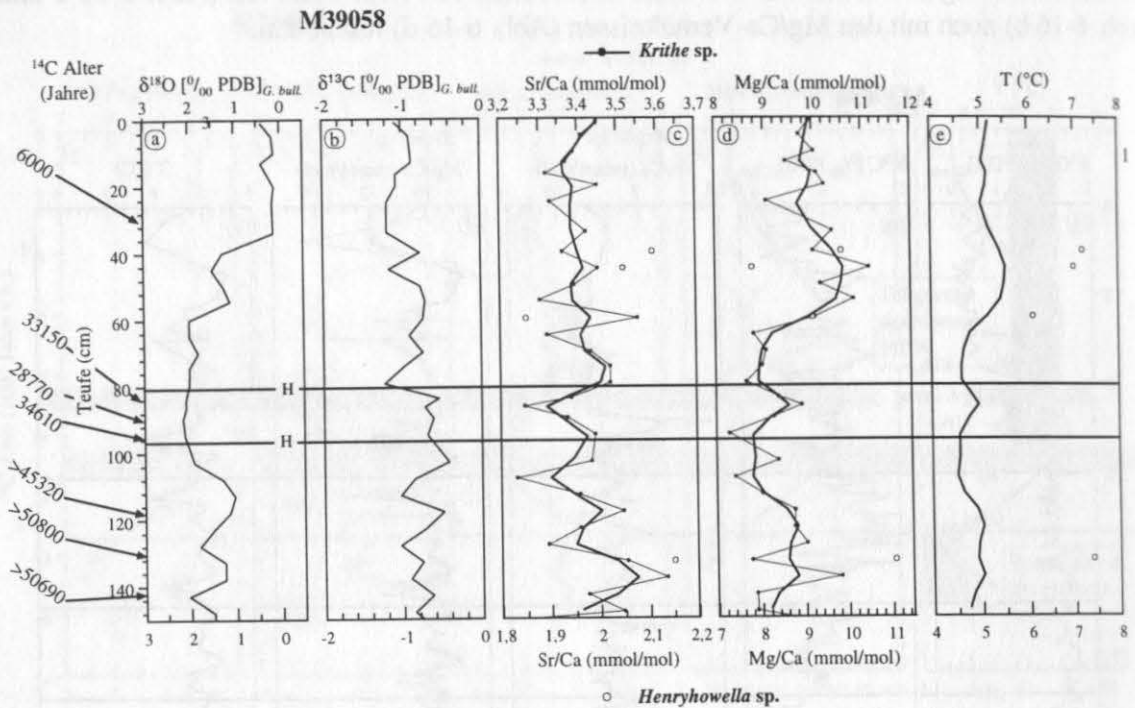


Abb. 6-17 Kernprofil des M39058: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) von *G. bulloides* (Schönfeld, unpubl.) mit den Sr/Ca- (c) und Mg/Ca-Werten (d) von *Krithe* sp. (obere Achsenskalierung; gefüllte Symbole; durchgezogene Linie) und *Henryhowella* sp. (untere Achsenskalierung; offenes Symbol); (e) die berechneten Bodentemperaturen. Die feine Kurve mit den Meßpunkten gibt die Originaldaten wieder. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven herangezogen. Die AMS- ^{14}C -Datierungen sind an den entsprechenden Kernteufen abgebildet. Die stratigraphische Einstufung erfolgte von Schönfeld (pers. comm., 1999).

Da dieser Kern durch sehr starke Umlagerungen geprägt ist, kann eine Interpretation nur bis zu einer Kerntiefe von 34 cm (Holozän) vorgenommen werden (Schönfeld, pers. comm., 1999). Die rezente Bodentemperatur beträgt an dieser Lokation ca. 4 °C (Levitus & Boyer, 1994; CTD-Temperaturprofil der M39/1-Expedition, siehe Anhang D und F.1). Die Mg/Ca-Verhältnisse (Abb. 6-17 d) von *Krithe* sp. variieren zwischen 8,4 mmol/mol und 10,5 mmol/mol. Im Holozän liegen die Mg/Ca-Verhältnisse bei ca. 9,5 bis 10 mmol/mol. Die Sr/Ca-Verhältnisse (c) von *Krithe* sp. variieren insignifikant um ca. 3,4 mmol/mol.

Henryhowella sp. wurden in diesem Kern nur vereinzelt (in 4 Proben) gefunden. Im holozänen Kernabschnitt waren sie nicht vorhanden, wurden aber in älteren Kernabschnitten vorgefunden. Da *Henryhowella* sp. als Interglazialart normalerweise nicht im Glazial vorkommt, dürften Umlagerungen für ihr Vorkommen in den älteren Kernabschnitten verantwortlich sein. Die Mg/Ca-Verhältnisse zeigen Werte zwischen 8 und 11 mmol/mol (Abb. 6-17 d). Die Sr/Ca-Verhältnisse (Abb. 6-17 c) variieren zwischen 1,8 und 2,2 mmol/mol.

Durch diesen Sedimentkern hindurch zeigen die Bodenwassertemperaturen, die aus den Mg/Ca-Verhältnissen von *Krithe* sp. ermittelt wurden, eine konstante Temperatur von ca. 5 °C. Für die holozäne Tiefenwassertemperatur wird ca. 5 °C berechnet, was ca. 1 °C über der rezenten Tiefenwassertemperatur von 4 °C liegt.

Der Sedimentkern **M39059** stammt aus einer Wassertiefe von 1605 m vor Portugal und liegt im heutigen NADW. Dieser Kern dokumentiert nur einen Ausschnitt des LGM (Schönfeld, pers. comm., 1999). Für *Bythocypris* sp. wurde die Magnesium-Temperatur-Beziehung nach Corrège & DeDeckker (1997) aufgestellt und hier verwendet.

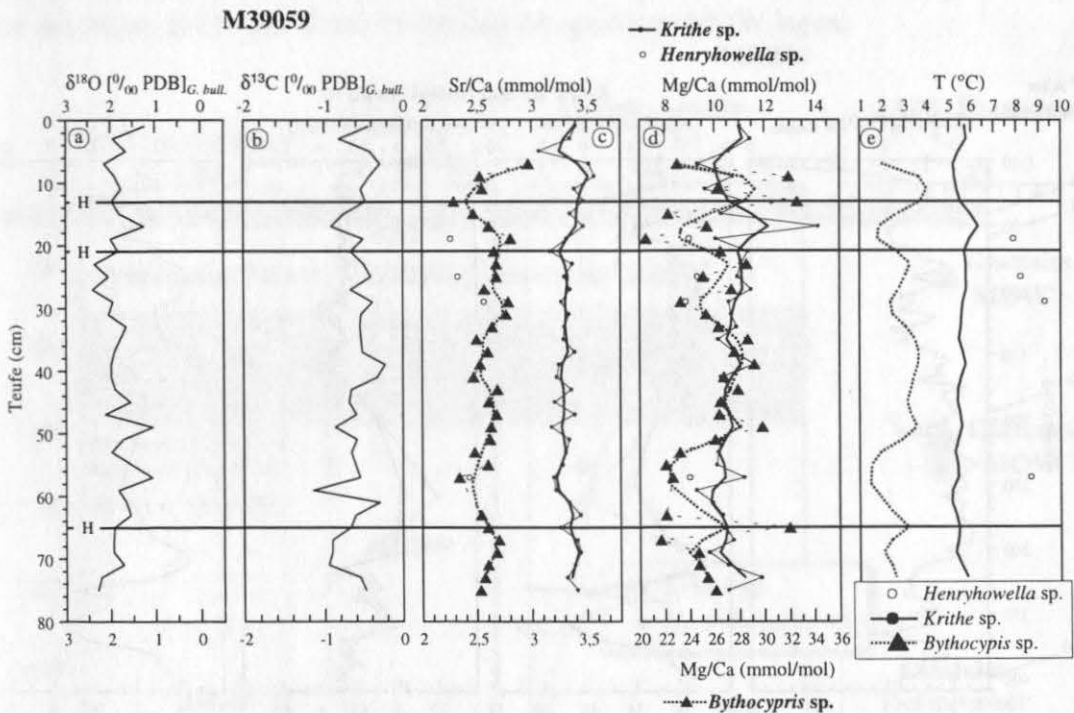


Abb. 6-18 Kernprofil des M39059: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) von *G. bulloides* (Schönfeld, unpubl.) mit den Sr/Ca- (c) und Mg/Ca-Werten (d) von *Krithe* sp. (obere Achsenskalierung; gefüllte Kreise; durchgezogene Linie), *Henryhowella* sp. (obere Achsenskalierung; offene Symbole) und *Bythocypris* sp. (untere Achsenskalierung; gefüllte Dreiecke; gestrichelte Linie); (e) die aus den Mg/Ca-Werten von *Krithe* sp. sowie *Bythocypris* sp. und die aus den Sr/Ca-Werten von *Henryhowella* sp. resultierenden Bodenwassertemperaturen. Die feine Kurve mit den Meßpunkten gibt die Originaldaten wieder. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven herangezogen. Die stratigraphische Einstufung erfolgte von Schönfeld (pers. comm., 1999).

Die Mg/Ca-Verhältnisse von *Krithe* sp. variieren zwischen 10 bis 12 mmol/mol (Abb. 6-18 d). Die Sr/Ca-Verhältnisse zeigen Schwankungen um 3,4 mmol/mol (Abb. 6-18 c). Die Mg/Ca-Verhältnisse von *Henryhowella* sp. variieren um ca. 9 mmol/mol (Abb. 6-18 d). Die Sr/Ca-Verhältnisse liegen zwischen 2,2 und 2,6 mmol/mol (Abb. 6-18 c). Die Mg/Ca-Verhältnisse von *Bythocypris* sp. variieren zwischen 22 und 29 mmol/mol und zeigen im Vergleich zu den

beiden anderen Ostracodenarten relativ hohe Mg/Ca-Verhältnisse (Abb. 6-18 d). Die Sr/Ca-Verhältnisse zeigen Werte von 2,2 - 2,7 mmol/mol, die mit den beiden anderen Arten vergleichbar sind (Abb. 6-18 c).

Die Magnesium-Temperaturen von *Krithe* sp. variieren zwischen 5 - 6 °C. Im Glazial dürfte die Wassertemperatur des MOW ca. 5 - 6 °C betragen haben. Damit könnten die errechneten Magnesium-Temperaturen von *Krithe* sp. realistisch sein. Die Strontium-Temperaturen von *Henryhowella* sp. zeigen ca. 8 - 9 °C. Diese Klappen dürften durch Umlagerungen in den Kern gelangt sein. Die berechneten Magnesium-Temperaturen von *Bythoypriis* sp. variieren zwischen 2 - 4 °C. Diese Temperaturen erscheinen zu tief und deuten auf eine noch unzureichende Magnesium-Temperatur-Beziehung hin (vergl. Abb. 6-18 e).

Der Sedimentkern M39064 vor Portugal liegt in einer Wassertiefe von 1140 m im rezenten MOW, das in dieser Tiefe eine Temperatur von 10 - 11 °C zeigt (Levitus & Boyer, 1994; CTD-Temperaturprofil der M39/1-Expedition, siehe Anhang D und F.1). Die Oberflächenprobe dieses Kernes scheint aus dem Holozän zu sein. Diese Einstufung basiert auf die niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von *G. bulloides* und auf der Anwesenheit von *Henryhowella* sp.

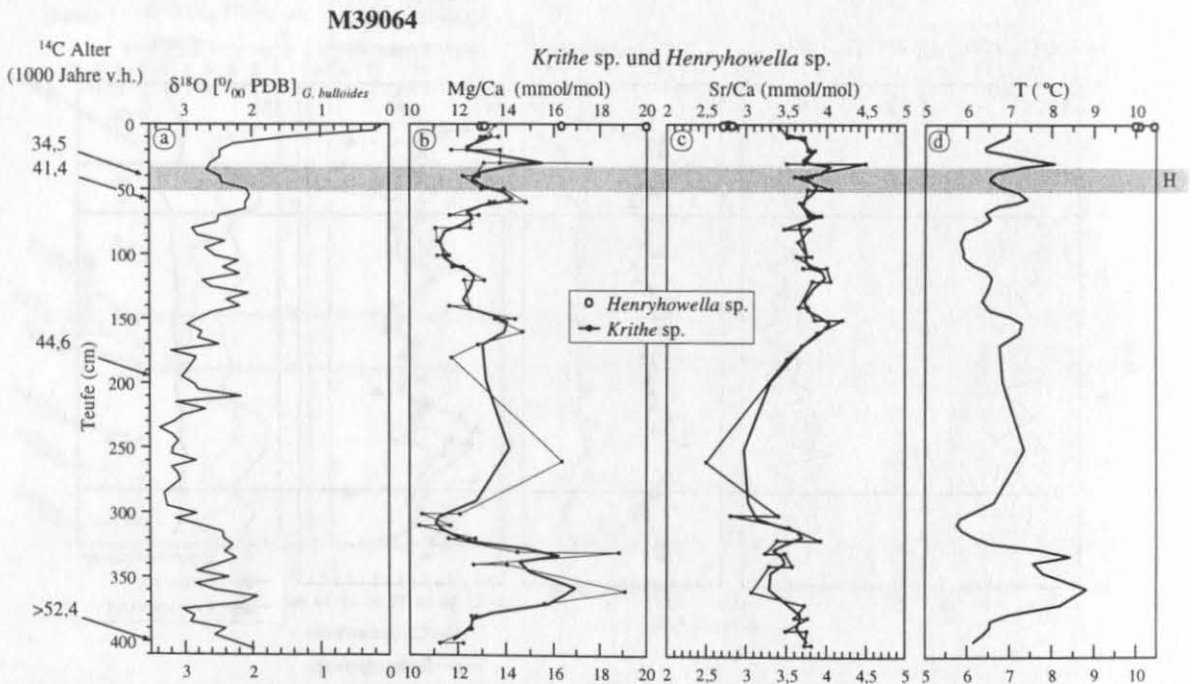


Abb. 6-19 Kernprofil des M39064: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (a) von *G. bulloides* (Schönfeld, unpubl.) mit den Mg/Ca- (b), Sr/Ca-Werten (c) und den Bodenwassertemperaturen von *Krithe* sp. und *Henryhowella* sp. (d). Nur die Oberflächenprobe dieses Kernes, die definitiv aus dem Holozän stammt, ist interpretierbar. Der übrige Sedimentkern scheint sehr stark durch Umlagerungen geprägt, sodaß eine Interpretation nicht möglich ist. Die stratigraphische Einstufung erfolgte von Schönfeld (pers. comm., 1999). H bedeutet Heinrich-Lage.

Das Mg/Ca-Verhältnis (Abb. 6-19 b) von *Krithe* sp. zeigt für die Oberflächenproben ca. 13 mmol/mol. In diesem Kern zeigen die Mg/Ca-Verhältnisse von *Krithe* sp. eine große Variation von 12 - 18 mmol/mol. Die Sr/Ca-Werte (Abb. 6-19 c) schwanken zwischen 3 und 4 mmol/mol. Die Mg/Ca-Verhältnisse von *Henryhowella* sp. in der Oberflächenprobe zeigen sehr große Schwankungen von 13 - 20 mmol/mol (Abb. 6-19 b). Die Sr/Ca-Werte sind mit 2,80 mmol/mol \pm 0,07 sehr konstant (Abb. 6-19 c). Die errechnete Strontium-Temperatur

(*Henryhowella* sp.) von 10,0 - 10,5 °C entspricht der rezenten Tiefenwassertemperatur (Levitus & Boyer, 1994; CTD-Temperaturprofil der M39/1-Expedition, siehe Anhang D und F.1). Die Magnesium-Temperaturen von *Krithe* sp. liegen bei 7 °C und sind zu niedrig.

• Rekonstruktion des glazialen MOW im Golf von Cadiz und am Westiberischen Kontinentalhang

Das Ziel war, anhand der hier aus unterschiedlichen Wassertiefen untersuchten Kerne das Paläo-MOW hinsichtlich der Temperatur zu rekonstruieren und die Tiefenlage abzugrenzen. Da die während der M39/1 Expedition gezogenen Kerne nicht alle den hohen Anforderungen genügten, kann das Paläo-MOW im Rahmen dieser Untersuchung nur bedingt rekonstruiert werden. Immerhin ist eine Unterscheidung zwischen MOW und glazialen Bodenwasser möglich, da dies eine Temperatur von nur ca. 1 - 2 °C aufweist (Labeyrie et al., 1992; Sarnthein et al., 1994; Dwyer et al., 1995; Jung, 1996). In Abb. 6-20 kann daher nur unvollständig die Rekonstruktion des Paläo-MOW schematisch dargestellt werden. Da für das glaziale MOW im Golf von Cadiz eine Temperatur von ca. 6 °C berechnet wurde und die Sedimentkerne M39036 und M39059 im LGM ebenfalls diese Temperatur zeigen, kann man davon ausgehen, daß beide Kerne im Einfluß des glazialen MOW lagen.

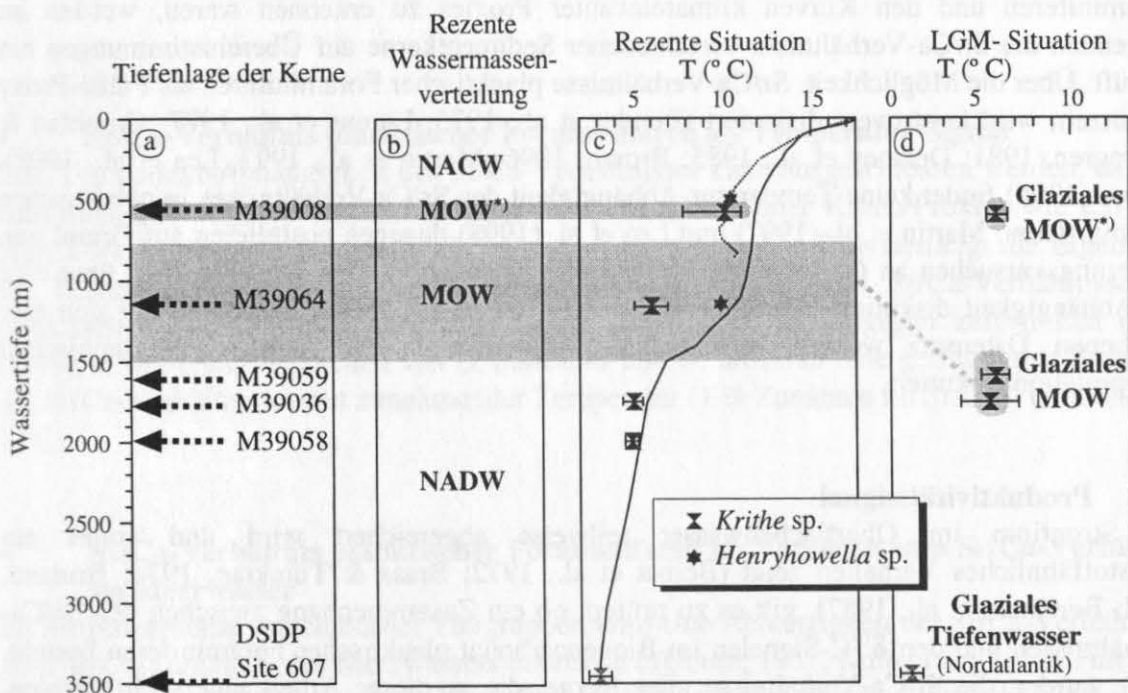


Abb. 6-20 Vergleich der rezenten und glazialen Wassermassen-Profile im Golf von Cadiz und am Westiberischen Kontinentalhang: a) Darstellung der Wassertiefe der Sedimentkerne, aus denen die zur Bodenwassertemperatur-Rekonstruktion herangezogenen Ostracoden stammen. b) Verteilung der rezenten Wassermassen NADW, MOW, NACW; MOW* (= MOW im Golf von Cadiz). c) Vergleich der rezenten Temperaturen der verschiedenen Wassermassen: Die Symbole stellen die aus den Mg/Ca- bzw. Sr/Ca-Verhältnissen ermittelte Ostracoden-Temperaturen dar. Zum Vergleich wurde der DSDP Site 607 aus dem Nordatlantik (Wassertiefe ca. 3500 m) hinzugezogen (Dwyer et al., 1995). Die durchgezogene Linie zeigt das Temperatur-Profil am Westiberischen Kontinentalhang nach Levitus & Boyer (1994), die gestrichelte Linie das Temperatur-Profil im Golf von Cadiz nach Levitus & Boyer (1994). d) stellt die rekonstruierte Temperatur und Tiefe des glazialen MOW im Golf von Cadiz (MOW*) und am Westiberischen Kontinentalhang dar.

Das MOW war zu Zeiten des LGM auf eine Wassertiefe zwischen 1600 - 1750 m abgesunken, was auch die Studie von Schönfeld (1998) bestätigt (Abb. 6-20 d).

- **Methodische Schlußfolgerung**

Anhand der starken Variationen der Mg/Ca-Verhältnisse bei *Krithe* sp. und der daraus resultierenden Bodenwassertemperaturen ($< 2\text{ }^{\circ}\text{C}$) zeigt sich deutlich, daß geringe Schwankungen und Änderungen der Bodenwassertemperaturen nicht zu rekonstruieren sind. Wassermassen mit einem großen Temperaturgradient, wie MOW/NADW können hingegen erfaßt werden. Die Sr/Ca-Verhältnisse von *Henryhowella* sp. dagegen eignen sich sehr gut, um die Bodenwassertemperatur zu rekonstruieren.

7 Paläo-ozeanographische Bedeutung des Sr/Ca-Verhältnisses planktischer Foraminiferen

Da in den Kapiteln 3 - 6 keine Korrelation zwischen den Sr/Ca-Verhältnissen planktischer Foraminiferen und den Kurven klimarelevanter Proxies zu erkennen waren, werden im Folgenden die Sr/Ca-Verhältnisse verschiedener Sedimentkerne auf Übereinstimmungen hin geprüft. Über die Möglichkeit, Sr/Ca-Verhältnisse planktischer Foraminiferen als Paläo-Proxy zu nutzen, wird kontrovers diskutiert (Bender et al., 1975; Lorens et al., 1977; Cronblad & Malmgren, 1981; Delaney et al., 1985; Brown, 1996; Martin et al., 1997; Lea et al., 1998). Brown (1996) findet keine Temperatur-Abhängigkeit des Sr/Ca-Verhältnisses in planktischen Foraminiferen. Martin et al. (1997) und Lea et al. (1998) dagegen postulieren auf Grund von Hälterungsversuchen an *G. bulloides* eine positive Korrelation. Des Weiteren wird über eine pH-Abhängigkeit diskutiert (Martin et al., 1997; Lea et al., 1998). Basierend auf den hier erhobenen Datensatz werden verschiedene Möglichkeiten der paläo-ozeanographischen Interpretation diskutiert.

- **Produktivitätssignal**

Da Strontium im Oberflächenwasser teilweise abgereichert wird und somit ein nährstoffähnliches Verhalten zeigt (Bernat et al., 1972; Brass & Turekian, 1974; Bruland, 1983; Bernstein et al., 1987), gilt es zu prüfen, ob ein Zusammenhang zwischen den Sr/Ca-Verhältnissen und den $\delta^{13}\text{C}$ -Signalen im Biogencarbonat planktischer Foraminiferen besteht. Dazu wurden die Sr/Ca-Verhältnisse aller Kerne, die in dieser Arbeit untersucht wurden, gegen die entsprechenden $\delta^{13}\text{C}$ -Werte planktischer Foraminiferen aufgetragen (Abb. 7-1), da $\delta^{13}\text{C}$ -Signale in planktischen Foraminiferen als Paläo-Produktivitäts- bzw. Nährstoffanzeiger gelten (Kroopnick, 1985). Im Oberflächenwasser reichert sich das ^{13}C -Isotop an, da während der Photosynthese eine Isotopenfraktionierung stattfindet und bevorzugt das ^{12}C -Isotop zum Aufbau von organischem Material verwendet wird. Das Kohlenstoff-Isotopen-Verhältnis des Meerwassers, in dem die Foraminifere lebt, wird dann proportional in das Exoskelett eingebaut (Sautter & Thunell, 1991). Abb. 7-1 zeigt ungerichtete Punktwolken. Der einzige Unterschied zwischen den tropischen (GeoB 1112, GeoB 1105; M35027 und M35053) und den Kerne nördlicher Breite besteht darin, daß die $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der tropischen Kerne höhere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ($> 0\text{ }^{\circ}/_{00}$) aufweisen. Die nördlicheren Kerne zeigen niedrigere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte ($< 0\text{ }^{\circ}/_{00}$). Dies sind artspezifische Unterschiede (Vitaleffekte), die auch von Ganssen & Sarnthein (1983) und Kroon & Ganssen (1989) beobachtet wurden. *G. bulloides* zeigt

niedrigere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte. Bei *G. ruber* w. und *G. sacculifer* werden höhere $\delta^{13}\text{C}$ -Werte beobachtet. Auch die Sr/Ca-Werte verhalten sich indifferent. Unterschiede zwischen den Foraminiferenarten sind schwer zu erkennen. *G. ruber* w. enthält geringfügig höhere Sr/Ca-Werte (0,03 - 0,1 mmol/mol) als *G. bulloides* und *G. sacculifer*.

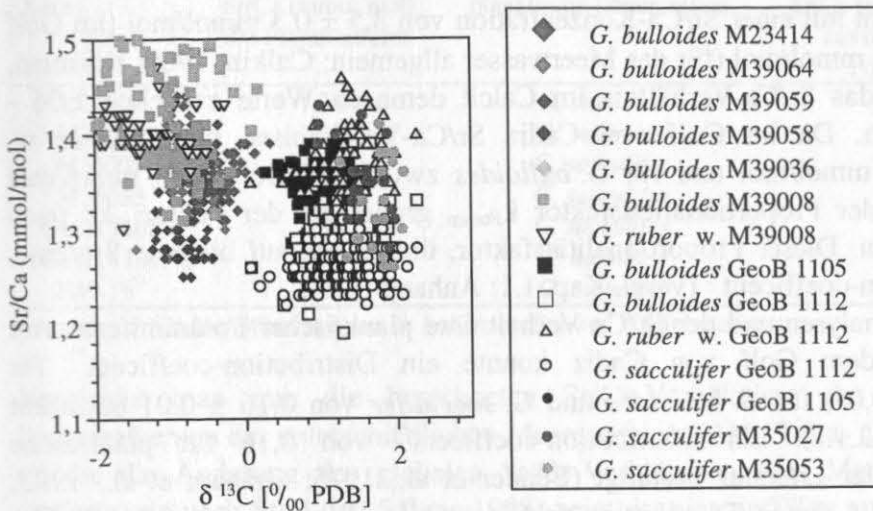


Abb. 7-1 Sr/Ca-Verhältnis verschiedener planktischer Foraminiferen der unterschiedlichen Kerne gegen die entsprechende $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aufgetragen.

• Sr/Ca-Verhältnis planktischer Foraminiferen als Temperatur-Signal

Eine Temperatur-Abhängigkeit des Sr/Ca-Verhältnisses kann ausgeschlossen werden, da kein einheitlicher Trend im Vergleich zu den Temperatur- und/oder Klima-Proxies wie z.B. den Mg/Ca-Verhältnissen bzw. den $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven beobachtet wurde. Dies bestätigt die Ergebnisse der Hälterungsversuche, die keine Temperatur-Abhängigkeit des Sr/Ca-Verhältnisses in planktischen Foraminiferen aufgezeigt haben (Brown, 1996). Dagegen zeigen Lea et al. (1999) in Hälterungsversuchen von *G. bulloides* und *O. universa* eine geringfügige Zunahme des Sr/Ca-Verhältnisses mit zunehmender Temperatur (1 % Zunahme im Sr/Ca-Verhältnis pro 1 °C).

• Sr/Ca-Verhältnis planktischer Foraminiferen im Vergleich zum Sr/Ca-Verhältnis im Meerwasser

Im Biogencarbonat verschiedener Tiergruppen wird eine Abhängigkeit der Sr/Ca-Verhältnisse vom Sr/Ca-Verhältnis des Meerwassers beobachtet (Odum, 1951; Kulp et al., 1952; Turekian, 1955; Lowenstam, 1961; Lerman, 1965; Ohde & Kitano, 1984; Brown, 1996). Als Beispiel sei das Sr/Ca-Verhältnis von *Exogyra* sp. und *Crassostrea* sp. genannt, das proportional dem Sr/Ca-Verhältnis des Meerwassers ist (Lowenstam, 1961). Der Distribution-coefficient* (Anhang I) von Strontium zwischen der Lösung und dem gefällten Carbonat (Aragonit und Calcit) ist gut untersucht (Holland et al., 1963; Bodine et al., 1965; Kinsman & Holland, 1969; Kitano et al., 1971; Kitano & Terao, 1972; Katz et al., 1972; Lorens, 1981). Nach Holland (1960, 1962) ist bei der Fällung von Calcit und Aragonit aus wässrigen Lösungen bekannter Strontium- und Calcium-Konzentration die Zusammensetzung des Feststoffes (Sr \ll Ca) proportional der Zusammensetzung der Mutterlösung. Es gilt ein konstanter Faktor (k) für:

$$k \left(\text{m Sr}^{2+} / \text{m Ca}^{2+} \right)_{\text{aq}} = N \left(\text{SrCO}_3 \right)_{\text{cal}} \quad (7-1)$$

mit m = Stoff-Konzentration (mol/l)
 N = Menge an SrCO_3 im Calciumcarbonat in der Calcitmodifikation
 für $k_{25^\circ\text{C}} = 0,13 \pm 0,02$ (Holland, 1960) bzw.
 $k_{25^\circ\text{C}} = 0,14 \pm 0,02$ (Holland, 1962)

Auf das Meerwassersystem mit einer Sr/Ca-Konzentration von $8,5 \pm 0,3$ mmol/mol (im Golf von Cadiz) bzw. $8,6 \pm 0,4$ mmol/mol (für das Meerwasser allgemein; Culkin, 1965; Kinsman, 1969) übertragen, sollte das Sr/Ca-Verhältnis im Calcit demnach Werte zwischen 1,06 - 1,17 mmol/mol aufweisen. Da im Golf von Cadiz Sr/Ca-Verhältnisse für *G. ruber* w. zwischen 1,40 und 1,46 mmol/mol und für *G. bulloides* zwischen 1,36 - 1,43 mmol/mol gemessen wurden, muß der Proportionalitätsfaktor k_{Foram} größer als der Faktor „ k “ nach Holland (1960; 1962) sein. Dieser Proportionalitätsfaktor, übertragen auf biogene Systeme, entspricht dem Distribution-coefficient^{*)} (vergl. Kap. 1.1; Anhang I).

Anhand der Meerwasseranalysen und der Sr/Ca-Verhältnisse planktischer Foraminiferen von Oberflächenproben aus dem Golf von Cadiz konnte ein Distribution-coefficient^{*)} für *G. ruber* w. von $0,17 \pm 0,01$, für *G. bulloides* und *G. sacculifer* von $0,16 \pm 0,01$ bestimmt werden (vergl. Kap. 6.2.1.a). Ein Distribution-coefficient^{*)} von 0,16 für planktische Foraminiferen wurde in der Literatur bestätigt (Bender et al., 1975; Graham et al., 1982; Delaney et al., 1985). Mit diesen Distribution-coefficienten^{*)} sollen im Folgenden Sr/Ca-Verhältnisse des Paläo-Meerwassers berechnet werden. Hierfür wurden Kerne aus verschiedenen Meeresgebieten ausgewählt: nördlicher Atlantik (M23414), äquatorialer Atlantik (GeoB 1105), Karibik: (M35003 und M35053) und dem Südpazifik (E49-19; Brown, 1996) (Abb. 7-2).

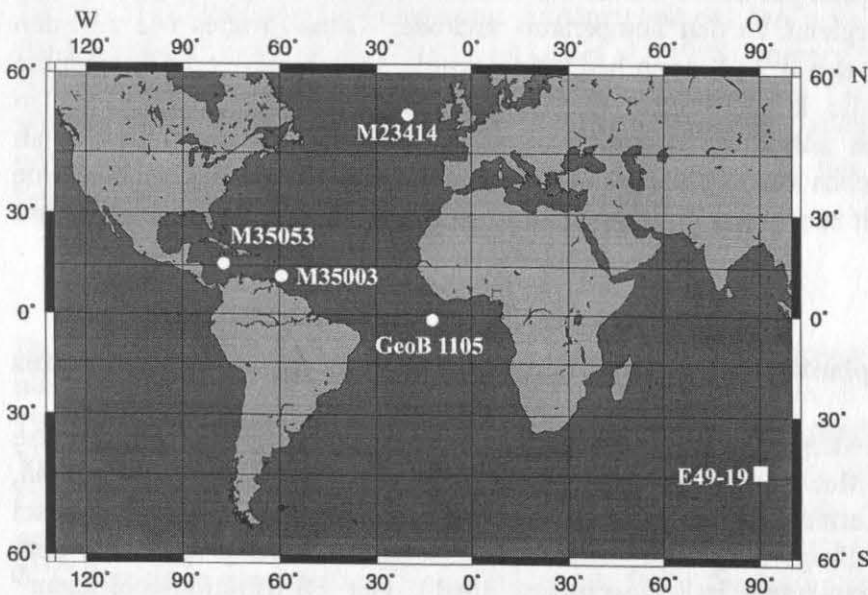


Abb. 7-2 Übersicht über die Kernpositionen der Sedimentkerne, an denen das Sr/Ca-Verhältnis des Paläo-Meerwassers berechnet wurde. Runde Symbole zeigen die Lokationen der in dieser Arbeit analysierten Kerne. Die Position des Kernes E49-19 aus der Arbeit von Brown (1996) wurde durch ein rechteckiges Symbol dargestellt.

Bevor eine Interpretation dieser rekonstruierten Sr/Ca-Verhältnisse des Paläo-Meerwassers möglich ist, müssen zuerst die berechneten Sr/Ca-Verhältnisse der Oberflächenproben der Kerne mit dem rezenten Sr/Ca-Verhältnis im Meerwasser verglichen werden. Unter der Annahme, daß Strontium und Calcium ein streng konservatives Verhalten zeigen, gilt ein Sr/Ca-Verhältnis für das rezente Ozeanwasser von $8,60 \pm 0,4$ mmol/mol (Culkin, 1965; Kinsman, 1969), das sich unabhängig von der Salinität verhält. Tab. 7-1 vergleicht die aus den Sr/Ca-Verhältnissen der planktischen Foraminiferen berechneten Sr/Ca-Verhältnisse des Meerwassers mit dem Literaturwert von $8,60 \pm 0,4$ mmol/mol. Bei allen Kernen werden realistische Sr/Ca-Verhältnisse für das rezente Meerwasser erhalten, die innerhalb der von Culkin (1965) und Kinsman (1969) angegebenen Fehlergrenzen liegen.

Tab. 7-1 Vergleich der rezenten Sr/Ca-Verhältnisse des Meerwassers:
 Durchschnittswert für den Weltozean: $8,6 \pm 0,4$ mmol/mol (Culkin, 1965; Kinsman, 1969).
 Sr/Ca-Verhältnisse des Meerwasser berechnet aus dem Sr/Ca-Verhältnis verschiedener planktischer Foraminiferen unterschiedlicher Kernoberflächenproben mit Hilfe des D_{Foram} (= 0,16 für *G. bulloides* und *G. sacculifer*).

| Kern | Sr/Ca (mmol/mol) der Foraminiferen | planktische Foraminifere | Sr/Ca (mmol/mol) des Meerwassers aus dem Sr/Ca-Verhältnis der Foraminiferen berechnet |
|----------------------|------------------------------------|--------------------------|---|
| M23414 | 1,34 | <i>G. bulloides</i> | 8,39 |
| M39036 | 1,35 | <i>G. bulloides</i> | 8,44 |
| M35003 | 1,33 | <i>G. sacculifer</i> | 8,33 |
| M35053 | 1,38 | <i>G. sacculifer</i> | 8,62 |
| GeoB 1105 | 1,34 | <i>G. sacculifer</i> | 8,25 |
| GeoB 1105 | 1,32 | <i>G. bulloides</i> | 8,39 |
| E49-19 ¹⁾ | 1,42 | <i>G. bulloides</i> | 8,88 |

¹⁾ Aus den Sr/Ca-Verhältnissen von *G. bulloides* (Brown, 1996) berechnet.

Vergleicht man nun die berechneten Sr/Ca-Verhältnisse des Paläo-Ozeans aus den Sedimentkernen der unterschiedlichen Meeresgebiete (Abb. 7-3 a - d) mit der Kurve (Abb. 7-3 e), die die Änderung des globalen Sr/Ca-Verhältnisses des Meerwassers gegen die Zeit (aufgetragen nach Stoll und Schrag, 1998) zeigt, ist eine auffällig gute Übereinstimmung aller Kurven in bestimmten Altersabschnitten zu erkennen. In allen Sr/Ca-Kurven (Abb. 7-3 a-d) wird ein Maximum zwischen 125 000 - 145 000 Jahren v.h. beobachtet. Zeitgleich wird ein globaler Anstieg des Sr/Ca-Verhältnisses im Weltozean um ca. 1 % postuliert (Stoll & Schrag, 1998). Ein weltweiter Abfall des Sr/Ca-Verhältnisses um fast 1 % im Meerwasser führt zu einem Minimum vor ca. 25 000 Jahren v.h., das ebenfalls in allen Kernprofilen mehr oder weniger stark ausgeprägt ist. Bei 15 000 Jahren v.h. wird wieder ein Anstieg der Sr/Ca-Verhältnisses um ca. 1 % postuliert, der in allen Kernprofilen zu erkennen ist. Besonders ausgeprägt zeigt sich dieses Maximum in dem Kern M23414 aus dem Nördlichen Atlantik sowie dem Kern M35003 (Grenada-Passage). Eine sehr gute Übereinstimmung mit der Kurve der globalen Änderung des Sr/Ca-Verhältnisses (e) zeigt der Kern M23414 vom Rockall Plateau. Der Kern aus dem Südpazifik E49-19 (a) (Brown, 1996) wurde leider nur in großen Probenintervallen analysiert, so daß hier dieser globale Trend nicht so stark zu erkennen ist. Kleinere Abweichungen sind auch zu beobachten, die wohl auf lokale Phänomene, wie z. B. Acantharia-Produktion und/oder Vitaleffekte, zurückgeführt werden können. Die berechneten Sr/Ca-Verhältnisse des Paläo-Atlantikwassers variieren allerdings mit Werten von 7,9 bis 9,2 mmol/mol $\gg \pm 1\%$ stärker (Abb. 7-3 a - d) als die ermittelten maximalen Änderungen des Sr/Ca-Verhältnisses von $\pm 1\%$ nach der Modellierung von Stoll & Schrag (1998).

Die übereinstimmenden Extrema der Sr/Ca-Verhältnisse im Meerwasser stimmen nicht exakt mit den Sauerstoffisotopenstadien (f) überein, sondern zeigen einem zeitlichen Versatz. Dieser Versatz beruht auf der Tatsache, daß Strontium durch Rekristallisation von Aragonit zu Calcit auf den Schelfen freigesetzt wird und eine Änderung des Sr/Ca-Verhältnisses im Meerwasser hervorruft (Schlanger, 1988; Stoll & Schrag, 1996, 1998). Die Strontium-Freisetzung geschieht vorwiegend in den ausgeprägten Glazial-Phasen. Dabei werden bis zu 90% des Strontiums in den Schelfcarbonaten innerhalb von 100 000 Jahren v.h. freigesetzt (Gavish & Friedman, 1969; Morrow & Mayers, 1978). Zusätzlich spielt die glazial/interglaziale Meerwasserspiegelschwankung eine wichtige Rolle. Die Kombination beider Faktoren bewirkt den zeitlichen Versatz zu den Glazial/Interglazial-Zyklen der stabilen Sauerstoffisotope. Des Weiteren wird Strontium durch Flüsse und hydrothermale Aktivitäten in das Meerwasser eingetragen (Hodell et al., 1989; Palmer & Edmond, 1989). Dieser Strontium-Eintrag wird allerdings in dem Modell von Stoll & Schrag (1998) über die Zeit als relativ konstant angesehen.

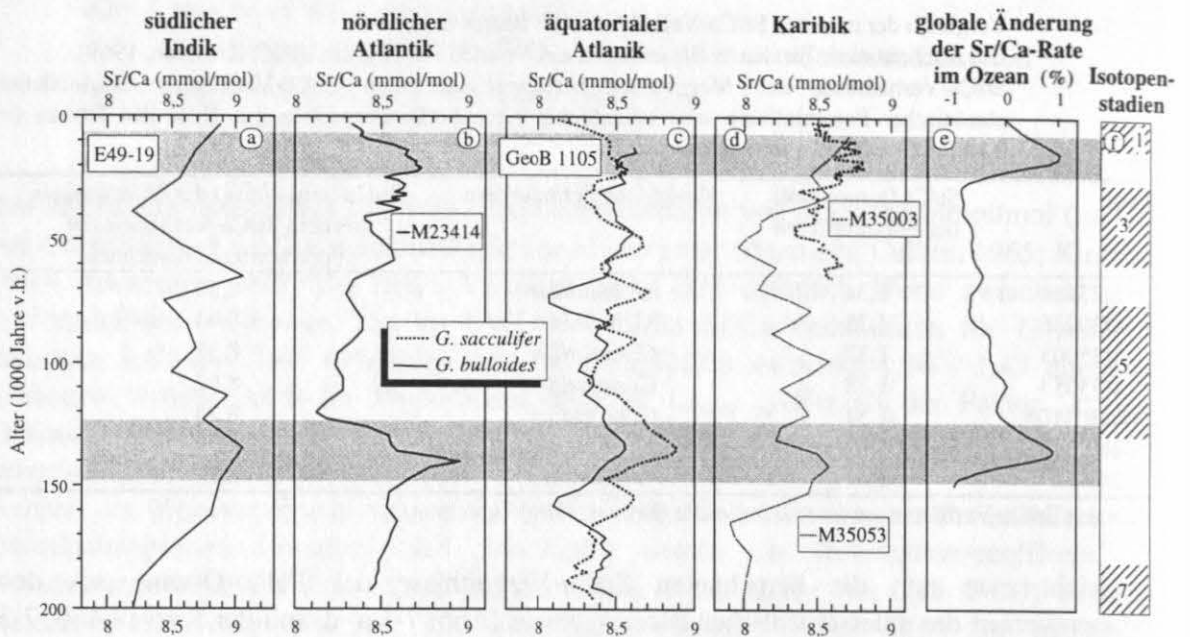


Abb. 7-3 a) - d) Die rekonstruierten Sr/Ca-Verhältnisse des Paläo-Meerwassers verschiedener Meeresgebiete:
 a) Südlicher Indik: E49-19 (berechnet aus den Sr/Ca-Verhältnissen von *G. bulloides* aus Brown (1996); die Kurve ist nicht geglättet);
 b) Nördlicher Atlantik: M23414, geglättet, berechnet aus den Sr/Ca-Verhältnissen von *G. bulloides*;
 c) Äquatorialer Atlantik: GeoB 1105, geglättet, berechnet aus den Sr/Ca-Verhältnissen von *G. sacculifer* und *G. bulloides*;
 d) Karibik: M35003, geglättet (Grenada-Passage), M35053, geglättet (nord-westliche Karibik) berechnet aus den Sr/Ca-Verhältnissen von *G. sacculifer*;
 e) Änderung des Sr/Ca-Verhältnisses des Meerwassers (%) nach dem Modell von Stoll & Schrag (1998).
 f) Darstellung der $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenstadien: Die Isotopenstadien 1; 3; 5 und 7 wurden schraffiert dargestellt.
 Die grau unterlegten Bereiche deuten die übereinstimmenden Maxima an.

Der zeitliche Versatz ist wahrscheinlich auch der Grund, warum bis jetzt die Interpretation des Sr/Ca-Verhältnisses der planktischen Foraminiferen nicht möglich war, da stets nach Glazial/Interglazial-Variationen gesucht wurde. Auch in dieser Arbeit wurde in den Kapiteln 3 bis 6 nach Parallelen zu den Klima-Proxies Ausschau gehalten. Ein weiterer Grund für die Schwierigkeit der Interpretation liegt in der geringen Schwankungsbreite der Sr/Ca-Verhältnisse planktischer Foraminiferen, die sehr nahe an der analytischen Auflösung liegt. Erst Abb. 7-3 a-d konnte die globalen Übereinstimmungen aufzeigen.

Zusammenfassend kann festgestellt werden: der Hauptfaktor, der das Sr/Ca-Verhältnis in planktischen Foraminiferen beeinflusst, scheint das Sr/Ca-Verhältnis des Meerwassers zu sein. Allerdings ändert sich das Sr/Ca-Verhältnis in planktischen Foraminiferen erst signifikant, wenn Änderungen des Sr/Ca-Verhältnisses im Meerwasser von ca. 1% beobachtet werden. Kleinere Änderungen können durch andere lokale Faktoren überlagert werden. Somit stellt das Sr/Ca-Verhältnis planktischer Foraminiferen ein Meerwasser-Proxy für das Sr/Ca-Verhältnis des Paläo-Ozeans dar und ist nicht zeitgleich an Glazial/Interglazial-Zyklen der Isotopenstadien gekoppelt.

8 Ableitung eines Modells für die Magnesium-Temperatur- bzw. Strontium-Temperatur-Abhängigkeit verschiedener Mikrofossilien

Es soll der Frage nachgegangen werden, warum planktische Foraminiferen eine strengere, Ostracoden dagegen eine weniger strenge Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit (*Krithe* sp.) bzw. Strontium-Temperatur-Abhängigkeit (*Henryhowella* sp.) zeigen.

Zu Beginn wird auf die unterschiedliche Zusammensetzung und die Eigenschaften der Calciumcarbonatmodifikationen eingegangen.

Natürlich vorkommende kristalline Calciumcarbonatmodifikationen sind Calcit, Aragonit und Vaterit. Über die Eigenschaften der Carbonatmodifikationen und die verschiedenen Einflußfaktoren auf ihre Bildung existiert umfangreiche Literatur, worin die Carbonat-Chemie mit den Biogencarbonaten verglichen und/oder die Erkenntnisse auf das biologische System übertragen werden (z.B. Terada, 1953 a, b; Lowenstam, 1954 a, b; 1964; Goldsmith et al., 1955, 1958; 1961; Lippmann, 1960; Holland, 1960, 1962, 1963; Goldsmith & Heard, 1961; Kitano, 1962, 1964; Holland et al., 1963; 1964; Lerman, 1965; Kitano & Hood, 1965; Kitano & Kanamori, 1966; Kinsman, 1969; Kinsman & Holland, 1969; Kitano et al., 1971; Kitano & Terao, 1972; Katz et al., 1972; Katz, 1973; Plummer & Mackenzie, 1974; Berner, 1975, 1978; de Boer, 1977; Millero, 1979; Morse et al., 1979; Devery & Ehlmann, 1981; Lahann & Siebert, 1982; Mackenzie et al., 1983; Mucci, 1983, 1987; Mucci & Morse, 1983; Sass et al., 1983; Ohde & Kitano, 1984; Pingitore & Eastman, 1986; Bischoff et al., 1985; 1987; Burton & Walter, 1987; 1991; Oomori et al., 1987; Mucci et al., 1989; Morse & Mackenzie, 1990; Morse & Bender, 1990; Carpenter et al., 1991; Pingitore et al., 1992; Zuddas & Mucci, 1998; Pokrovsky et al., 1999; Pokrovsky & Schott, 1999; Mashiotta et al., 1999). Tab. 8-1 listet die mineralogischen und kristallographischen Unterschiede der

wichtigsten Carbonatmodifikationen auf. Calcit ist die thermodynamisch stabilste Form. Aragonit hat eine höhere Dichte und ist unter erhöhtem Druck stabil (Morse & Mackenzie, 1990) (Abb. 8-1). Im Gegensatz zu Calcit und Aragonit ist Vaterit im natürlichen System metastabil und wird als biologisches Material kaum beobachtet (Albright, 1971).

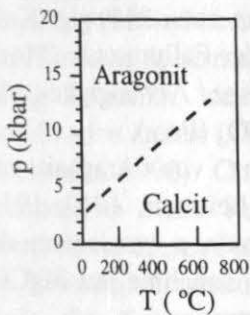


Abb. 8-1 p,T-Diagramm für das Aragonit-Calcit-System (nach Klein & Hurlbut, 1993).

Tab. 8-1 Unterschiede der CaCO₃-Modifikationen (Holleman & Wiberg, 1985; Mucci & Morse, 1990).

| | Calcit | Aragonit |
|-------------------------------|----------------------|----------------------|
| Kristallstruktur | rhomboedrisch | orthorhombisch |
| Volumen der Elementarzelle | 367,9 Å ³ | 226,8 Å ³ |
| Größe des Fremdkations | < 1 Å | > 1 Å |
| | (Mg, Fe, Mn, Zn, Cd) | (Ba, Sr, Pb) |
| Koordinationszahl des Kations | 6 | 9 |

In welcher Kristallstruktur das Carbonat auskristallisiert, ist u. a. abhängig vom Ionenradius der Kationen (Tab. 8-1). Der Einbau der Fremdionen Magnesium und Strontium in das Carbonat erfolgt hauptsächlich durch Substitution von Calcium auf Calciumgitterplätzen (Mucci & Morse, 1990; Pingitore et al., 1992). In begrenztem Umfang kann Strontium aber auch in Zwischengitterplätzen eingebaut werden (Pingitore & Eastman, 1986). Magnesit

(MgCO_3) ist isotyp zu Calcit, während Strontianit (SrCO_3) isotyp zu Aragonit ist (Matthes, 1987; Mak & Zhon, 1992). Daß CaCO_3 in beiden Modifikationen vorkommt, liegt in dem Ionenradius von Calcium (0,99 Å) begründet (Ramdohr & Strunz, 1978). Das kleinere Magnesiumion (0,66 Å) (Ramdohr & Strunz, 1978) ersetzt das Calcium auf seinem Gitterplatz (Chave, 1952; Goldsmith et al., 1955). Eine Änderung der Gitterkonstante im Calcitgitter in Abhängigkeit von der Magnesium-Konzentration fanden Chave (1952) und Goldsmith et al. (1958; 1961) anhand von pulverdiffraktometrischen Untersuchungen. Morphologische Veränderungen an synthetischen Magnesiumcalciten beobachteten Devery & Ehlmann (1981), doch kann Calcium durch das große Strontiumion (1,12 Å) (Ramdohr & Strunz, 1978) nur bis zu einer bestimmten Konzentration (Grenzkonzentration abhängig von Druck und Temperatur) unter Erhaltung der calcitischen Struktur substituiert werden (Depmeier, pers. comm., 1999). Wie hoch diese Konzentration ist (vorausgesetzt, daß Druck und Temperatur konstant sind), wird kontrovers diskutiert. Terada (1953 a; b) beschreibt eine Strontium-Konzentration von bis zu 10 mol % im Calcitgitter bei 25 °C. Nach Lerman (1965) und Pingitore & Easterman (1986) ist dieser Wert um Größenordnungen zu groß. Im anorganischen Calcit konnte bei 25 °C und 1 atm eine Strontium-Konzentration von bis zu 1,88 mmol/mol gemessen werden (Pingitore & Easterman, 1986). Ein ternäres System MgCO_3 - CaCO_3 - SrCO_3 mit der entsprechenden Zuordnung der Kristall-Strukturen ist nicht bekannt (Lerman, 1965). Es gibt ein solches System nur für BaCO_3 - CaCO_3 - SrCO_3 bei 25 °C und 1 atm (Terada, 1953 a; b) und ein binäres System für Dolomit-Calcit ($\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$ - CaCO_3) (Goldsmith & Heard, 1961). Die Fällungsrate von Aragonit ist stark abhängig von der Temperatur. Sie wird nicht durch den Sättigungsgrad beeinflusst (Burton & Walter, 1987). Für Magnesium wird der Proportionalitätsfaktor $k = \text{Distributien-coefficient}^*$ oberhalb eines Mg/Ca-Verhältnisses von 7,5 mol% mit 0,0123 angegeben (Mucci & Morse, 1983). Oberhalb dieses Konzentrationsbereiches zeigt die Fällung von MgCO_3 klassisches thermodynamisches Verhalten (Mucci & Morse, 1983). Zudem ist dieser Faktor stark temperaturabhängig (Katz, 1973; Mucci, 1987; Burton & Walter, 1991) und auch abhängig von der Fällungsrate (Morse & Bender, 1990). Zusätzlich fanden Burton & Walter (1991) eine Abhängigkeit des $\text{Distributien-coefficients}^*$ für Magnesiumcalcit vom Partialdruck des CO_2 (P_{CO_2}).

Magnesiumionen in der Mutterlösung begünstigen die Ausfällung von Aragonit aus carbonatübersättigtem Meerwasser oder magnesiumreicher Lösung (Leitmeir, 1910; 1916; Lippmann, 1960; 1973; Kitano, 1962; Simkiss, 1964). Magnesiumionen werden an der Calcitoberfläche adsorbiert und in die Kristallstruktur eingebaut. Die Zunahme des MgCO_3 korreliert mit der angereicherten adsorbierten Magnesiumionen-Konzentration.

Kinetische Daten zur Fällung verschiedener Magnesiumcalcite zeigen dagegen, daß Magnesiumionen die Fällung von Calcit stark hindern (Mucci & Morse, 1983) und das Kristallwachstum durch die Anwesenheit von Magnesiumionen beeinträchtigt wird. Ein Modell für den Prozeß an den Kristalloberflächen von Magnesit erstellten Pokrovsky et al., (1999). Die Kinetik und der Mechanismus für die Magnesit-Lösung wurden von Pokrovsky & Schott (1999) untersucht.

Organische Verbindungen beeinflussen ebenfalls die Fällung von Calcit und Aragonit (Kitano, 1962; Kitano & Hood, 1965; Kitano & Kanamori, 1966; Mucci, 1987). Experimente von Kitano (1962) zeigten, daß in Abwesenheit von organischen Verbindungen Magnesiumionen die Fällung von Aragonit begünstigen, das weniger Magnesium im Kristallgitter enthält. Bei Anwesenheit organischer Materialien (Maleate oder Citrate) wird Calcit auch in Anwesenheit von Magnesiumionen gefällt (Kitano & Hood, 1965; Kitano & Kanamori, 1966). Ferner ist die Zusammensetzung des Calcits hinsichtlich des Mg/Ca-Verhältnisses über thermodynamische Prozesse (van't Hoffsche Reaktionsisobare) stark abhängig von der Temperatur (Garrels & Christ, 1965; Katz, 1973; Burton & Walter, 1987; Oomori et al., 1987; Mashiotta et al., 1999).

Somit sind die Hauptfaktoren, die einen Einfluß auf die Magnesium-Konzentration im Calciumcarbonat haben, folgende:

- 1) die Wachstumsgeschwindigkeit des Kristalls (Berner, 1975; 1978),
- 2) die Zusammensetzung der Mutterlösung (Berner, 1975; Morse et al., 1979; Mucci & Morse, 1983),
- 3) organisches Material (Kitano, 1962; Kitano & Hood, 1965; Kitano & Kanamori, 1966; Mucci, 1987),
- 4) Temperatur (Chilingar, 1962; Glover & Sippel, 1967; Kinsman & Holland, 1969; Katz, 1973; Fürchtbauer & Hardie, 1976; Mackenzie et al., 1983; Mucci, 1987; Burton & Walter, 1987, 1991).

Des Weiteren sind die Magnesium-Konzentration und die Strontium-Konzentration im Calcit unabhängig von dem Sättigungsgrad der Lösung (Mucci & Morse, 1983).

Da aber im biogenen Calcit/Aragonit physiologische Komponenten hinzukommen, stellt sich die Frage, wie stark sich diese auf die Zusammensetzung des Carbonats auswirken. Morse & Bender (1990) zeigten, daß der Partition-coefficient* von Magnesium in biogenem Calcit sehr stark von biologischen Prozessen beeinflußt wird.

Biogener Calcit und Aragonit werden von vielen marinen Mikroorganismen als Gerüstskelett ausgebildet. Die dort eingebauten Fremdionen wurden eingehend untersucht (Clarke & Wheeler, 1917; Chave, 1952, 1954 a, b; Dodd, 1967; Morse & Mackenzie, 1990; Carpenter et al., 1991; Carpenter & Lohmann, 1992). Mögliche Beziehungen zwischen der Konzentration der Nebenelemente und der taxonomischen Ebene, der Mineralogie des Skelettes, der Temperatur und der Salinität wurden erörtert, speziell für Magnesium durch Chave (1952; 1954 a, b), Krinsley (1960), Turekian & Armstrong (1960; 1961) und Lowenstam (1961), und für Strontium durch Odum (1951; 1957), Kulp et al. (1952), Lowenstam (1954 a, b; 1961), Turekian (1955), Imbrie (1955), Thompson & Chow (1955), Bowen (1956), Krinsley (1960) und Turekian & Armstrong (1960; 1961). Biogener wie auch anorganischer Calcit enthält wenig Strontium, kann aber sehr viel Magnesium enthalten, ohne daß sich die Kristallmodifikation ändert (Chave, 1954 a, b; Lowenstam, 1964; Dodd, 1967; Katz, 1973; Morse & Mackenzie, 1990). Chave (1952) beobachtete röntgendiffraktometrisch eine Änderung der Peakposition eines Reflexes mit der Magnesium-Konzentration im biogenen Calcit. Er interpretierte dieses Phänomen mit der Substitution von Calcium durch Magnesium, wodurch das Kristallgitter schrumpft. Nach Lowenstam (1964) bestimmt die Kristallchemie in erster Linie die Konzentration von Strontium in biogenen Carbonaten. Die geringfügigen Unterschiede in der Strontium-Konzentration machen die Physiologie und die taxonomische Ebene aus.

Die Stabilität des natürlichen und des synthetischen Magnesiumcalcits ist gut untersucht (Lowenstam, 1961; Lerman, 1965; Plummer & Mackenzie, 1974; Walter & Morse, 1985; Bischoff et al., 1987; Mucci, 1987; Pokrovsky & Schott, 1999; Pokrovsky et al., 1999). Lerman (1965) berechnete die freie Gibbs-Energie für die Mischung von Magnesiumcarbonat und Calciumcarbonat bei 25 °C und 1 atm. Dabei wurde ein instabiler Bereich (Mischungslücke) zwischen der Zusammensetzung $Mg_{0,1}Ca_{0,9}CO_3$ und $Mg_{0,464}Ca_{0,536}CO_3$ erhalten. Dies zeigt, daß die Mg/Ca-Verhältnisse des biogenen Calcits der Foraminiferen und Ostracoden thermodynamisch stabil, aber nicht im Gleichgewicht mit dem System stehen. Für das Gleichgewicht mit Meerwasser/Calcit werden zwischen 2 bis 8,5 mol % $MgCO_3$ im Feststoff ermittelt (Katz, 1973; Plummer & Mackenzie, 1974; Berner, 1975). Generell gilt, daß biogener Calcit bei gleichem Magnesium-Gehalt leichter löslich ist als anorganischer Calcit (Bischoff et al., 1987). Die Löslichkeit ist abhängig von der Magnesium-Konzentration. Magnesiumreicher Calcit mit einem Mg/Ca-Verhältnis von 110 mmol/mol zeigt ein ähnliches Löslichkeitsverhalten wie Aragonit. Lowenstam (1961) beobachtete an Brachiopoden, daß

Magnesium schneller aus fossilem Calcit herausgelöst wird als Strontium. Ohde & Kitano (1984) fanden eine Zunahme der Strontium-Konzentration mit abnehmender Stabilität des marinen Calcits.

Um die Elementkonzentrationen der analysierten Mikrofossilien vergleichen zu können, wurden die analysierten Magnesium-, Calcium- und Strontium-Konzentrationen in der Meßlösung aller Sedimentkerne dieser Studie gegeneinander aufgetragen (Abb. 8-2 bis 8-4). Die Sr/Ca-Werte der einzelnen Arten verhalten sich unterschiedlich. Die planktischen Foraminiferen *G. ruber* w., *G. bulloides*, *G. sacculifer* und *N. pachyderma* sin. bilden eine Gruppe mit geringeren Strontium-Gehalten. Benthische Ostracoden zeigen dagegen höhere Strontium-Gehalte. Erstaunlicherweise gruppieren sich die Sr/Ca-Verhältnisse jeweils für benthische Ostracoden und planktische Foraminiferen, obwohl es sich hier um Daten aller analysierten Sedimentkerne handelt, die zudem aus unterschiedlichen Meeresgebieten und Wassertiefen kommen. Es stellt sich die Frage, ob dies physiologisch bedingt ist oder ob sich kristallographische und/oder chemische Unterschiede dokumentieren lassen. Es ist durchaus denkbar, daß die erhöhten Strontium-Konzentrationen eine Änderung der Kristallgitterkonstante bewirken und „Streß“ im Kristallgitter verursachen (Mucci & Morse, 1983). Vergrößerungen der Elementarzelle durch Substitution von Calcium durch Strontium ist bekannt (Mackenzie et al., 1983).

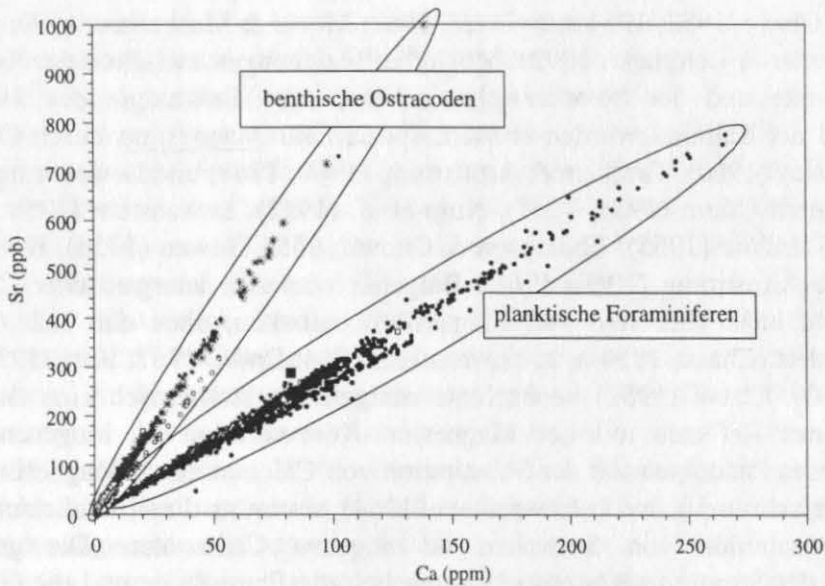


Abb. 8-2 Aufgetragen sind die Calcium-Konzentrationen über Strontium-Konzentrationen der Analyselösung von planktischen Foraminiferen und benthischen Ostracoden aller untersuchten Kerne. Die Sr/Ca-Verhältnisse der planktischen Foraminiferen zeigen eine geringere Steigung. Die Sr/Ca-Verhältnisse der benthischen Ostracoden ergeben eine größere Steigung.

Änderungen der Kristallgitterkonstante in Abhängigkeit vom Magnesium-Gehalt in anorganischem Calcit wurden von Goldsmith et al. (1955; 1958; 1961) und Goldsmith & Heard (1961) anhand röntgendiffraktometrischer Untersuchungen beobachtet.

Vergleicht man die Magnesium-Konzentrationen mit den Calcium-Konzentrationen (vergl. Abb. 8-3), so lassen sich näherungsweise vier Äste identifizieren. Der Ast mit der geringsten Steigung stellt die Gruppe der *N. pachyderma* sin. dar. Diese Foraminiferenart lebt als polare Art bei niedrigen Temperaturen und enthält dementsprechend auch weniger Magnesium im Vergleich zu den anderen planktischen Foraminiferen *G. ruber* w., *G. bulloides* und *G. sacculifer*. Die Ostracoden bilden zwei Gruppen: die eine Gruppe wird von *Bythocypris* sp. gebildet, die andere Gruppe, die etwas weniger Magnesium in ihrem Biogencarbonat enthält,

besteht aus *Henryhowella* sp. und *Krithe* sp. Darüber hinaus ist eine große Streuung der Werte um die jeweiligen Äste zu beobachten, was durch den Temperatur-Einfluß hervorgerufen wird.

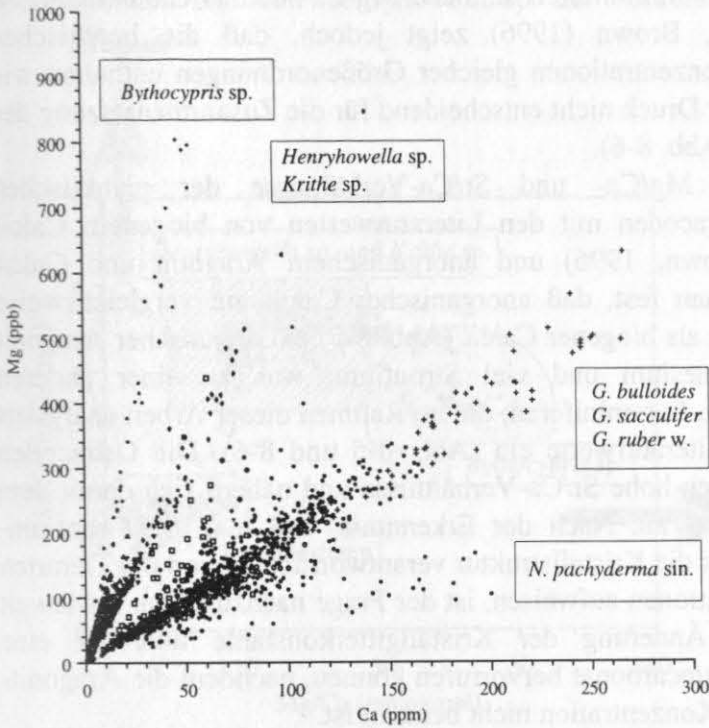


Abb. 8-3 Magnesium-Konzentration über der Calcium-Konzentration der Analysenlösungen aufgetragen. Eindeutig sind die Unterschiede der Mg/Ca-Verhältnisse in den verschiedenen Arten zu erkennen. Der Temperatur-Einfluß auf das Mg/Ca-Verhältnis wird durch die große Streuung um die einzelnen Äste gekennzeichnet.

Werden die Magnesium-Konzentrationen über die Strontium-Konzentrationen der benthischen Ostracoden *Krithe* sp. und *Henryhowella* sp. und der planktischen Foraminiferen *G. ruber* w., *G. bulloides* und *G. sacculifer* aufgetragen, so bilden sie eine Punktwolke (Abb. 8-4). *N. pachyderma* sin. fällt wegen ihrer niedrigen Magnesium-Konzentrationen heraus.

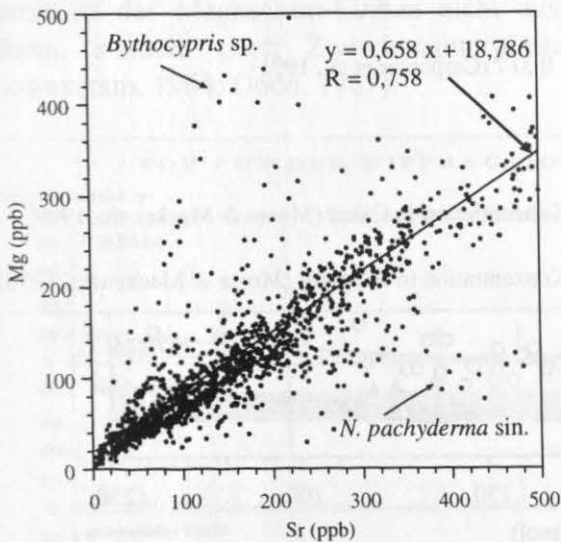


Abb. 8-4 Magnesium-Konzentration gegen die Strontium-Konzentration der Analysenlösung der einzelnen Mikrofossilien aufgetragen.

Es ist nicht bekannt, warum Ostracoden mehr Magnesium in ihre Schale einbauen als planktische Foraminiferen. Ostracoden leben im Bereich des kalten Bodenwassers und sollten deshalb weniger Magnesium in ihre Schale einbauen als planktische Foraminiferen, die (außer *N. pachyderma* sin.) im wärmeren Oberflächenwasser leben. In der Literatur wird eine Abnahme der Magnesium-Konzentration mit Temperatur-Abnahme und/oder Tiefenzunahme beschrieben (Chave, 1954 a, b; Fürchtbauer & Hardie, 1976; Schlager & James, 1978; Burton

& Walter, 1987). Da thermodynamische Phänomene immer Temperatur- und Druck-abhängig sind, könnte der Druck eine Rolle spielen. Wie groß der Einfluß des Druckes auf das System ist, ist nicht bekannt. Falls er einen entscheidenden Einfluß auf die Zusammensetzung des Calcits hat, dann sollten benthische Foraminiferen ähnliche Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse zeigen wie benthische Ostracoden. Brown (1996) zeigt jedoch, daß die benthischen Foraminiferen Mg/Ca- und Sr/Ca-Konzentrationen gleicher Größenordnungen enthalten wie planktische Foraminiferen, so daß der Druck nicht entscheidend für die Zusammensetzung des biogenen Carbonats zu sein scheint (Abb. 8-6).

Vergleicht man die analysierten Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse der planktischen Foraminiferen und benthischen Ostracoden mit den Literaturwerten von biogenem Calcit (Carpenter & Lohmann, 1992; Brown, 1996) und anorganischem Aragonit und Calcit (Carpenter et al., 1991), so stellt man fest, daß anorganischer Calcit ein vergleichsweise niedrigeres Sr/Ca-Verhältnis aufweist als biogener Calcit (Abb. 8-5). Anorganischer Aragonit enthält hingegen sehr wenig Magnesium und viel Strontium, was zu einer anderen Kristallstruktur führt. Die planktischen Foraminiferen, die im Rahmen dieser Arbeit analysiert wurden, fügen sich nahtlos in die Literaturwerte ein (Abb. 8-5 und 8-6). Die Ostracoden *Krithe* sp. und *Henryhowella* sp. zeigen hohe Sr/Ca-Verhältnisse und nähern sich damit dem anorganischen und biogenen Aragonit an. Nach der Erkenntnis, daß u.a. die Strontium-Konzentration im Calciumcarbonat für die Kristallstruktur verantwortlich ist und die Tierarten unterschiedliche Strontium-Konzentrationen aufweisen, ist der Frage nachzugehen, inwieweit die enthaltenen Fremdionen eine Änderung der Kristallgitterkonstante und/oder eine Änderung der Modifikation im Calciumcarbonat hervorrufen können, nachdem die Aragonit-Calcitgrenze aufgrund der Strontium-Konzentration nicht bekannt ist.

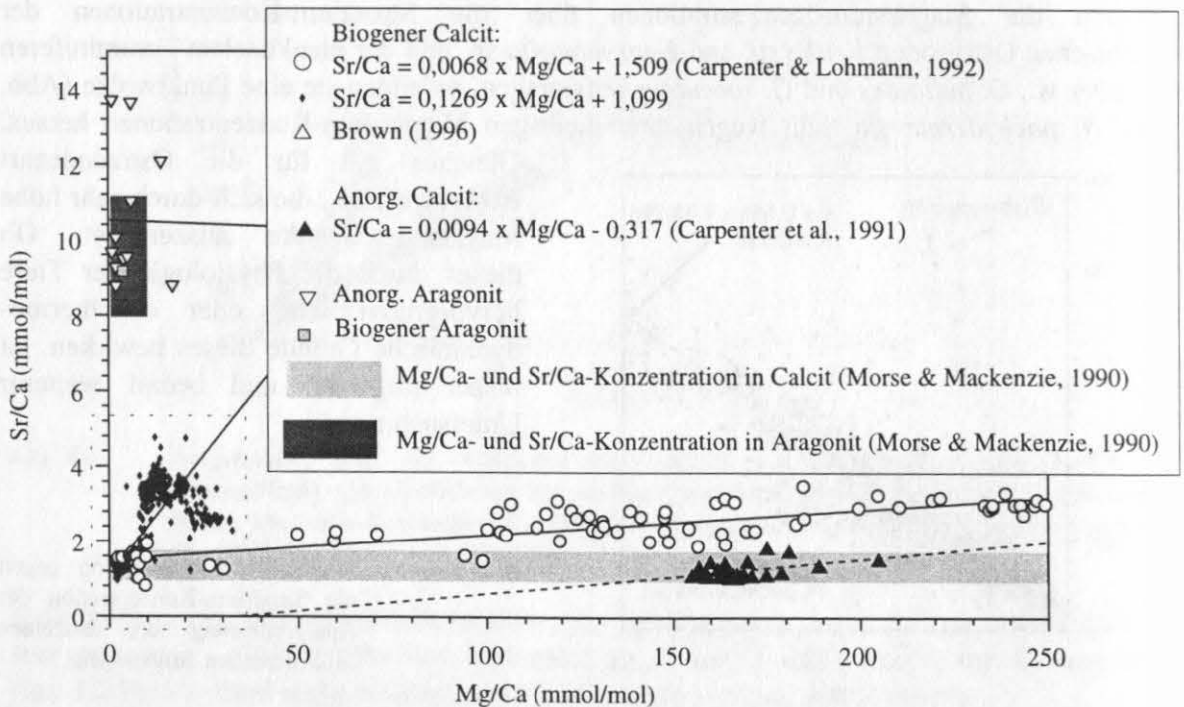


Abb. 8-5 Vergleich der Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse unterschiedlicher Calciumcarbonate: biogener Calcit (Rhodophyta, Bryozoa, Echinoderma, Coelenterata, Protista [Foraminiferen], Crustacea) nach Carpenter & Lohmann (1992); benthische Foraminiferen nach Brown (1996); planktische Foraminiferen und benthische Ostracoden dieser Arbeit (Werte liegen innerhalb des gestrichelten Rechtecks und als Ausschnittsvergrößerung in Abb. 8-6 dargestellt); anorganischer Calcit und anorganische Aragonit nach Carpenter et al. (1991).

Um eine Änderung der Kristallgitterkonstante und/oder unterschiedliche Kristallstrukturen erkennen zu können, wurden Messungen am Röntgendiffraktometer durchgeführt. Wie Abb. 8-7 zeigt, sind die Pulverdiffraktogramme von *G. bulloides* als Vertreter der planktischen Foraminiferen und von *Henryhowella* sp. als Vertreter der Ostracoden identisch mit dem Pulverdiffraktogramm des anorganischen Calcits.

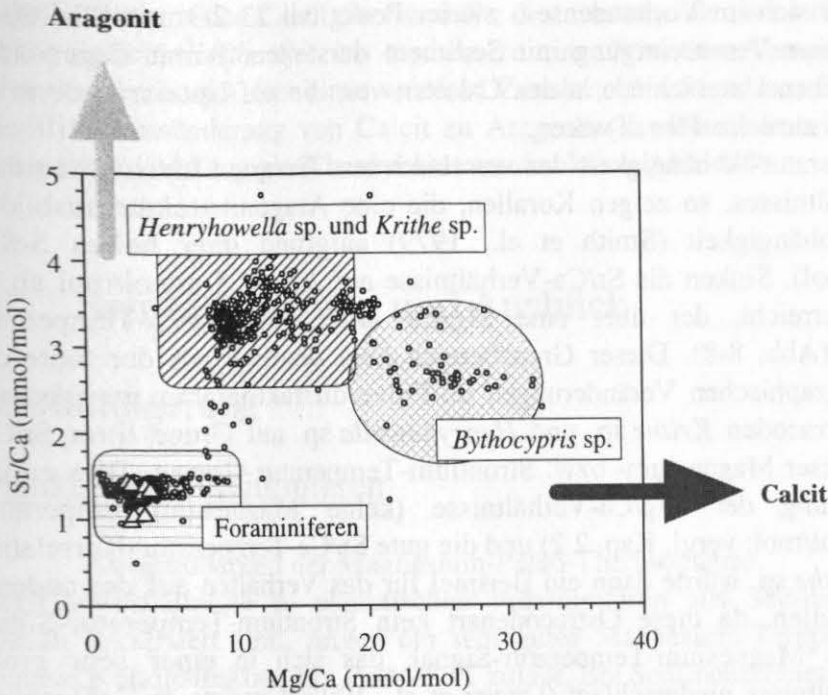


Abb. 8-6 Sr/Ca- und Mg/Ca-Verhältnisse im Biogencarbonat verschiedener Tierarten, die im Rahmen dieser Arbeit analysiert wurden (Ausschnittsvergrößerung des gestrichelten Rechtecks aus Abb. 8-5). Die Dreiecke stellen die Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse benthischer Foraminiferen dar (Brown, 1996).

Die pulverdiffraktographischen Untersuchungen waren wichtig, da z.B. im Calciumcarbonatskelett der Rotalge *Goniolithon* durch röntgendiffraktometrische Analysen Brucit [$\text{Mg}(\text{OH})_2$] als eine weitere mineralische Phase identifiziert wurde (Schmalz, 1965; Weber & Kaufman, 1965). Ähnliche Beobachtungen wurden von Lowenstam (1964) gemacht. Somit ist der Magnesium-Einbau nicht ausschließlich auf Calciumsubstitution zurückzuführen, sondern auch Zwischengitterplätze können von Magnesium besetzt werden (Lowenstam, 1964; Dodd, 1967).

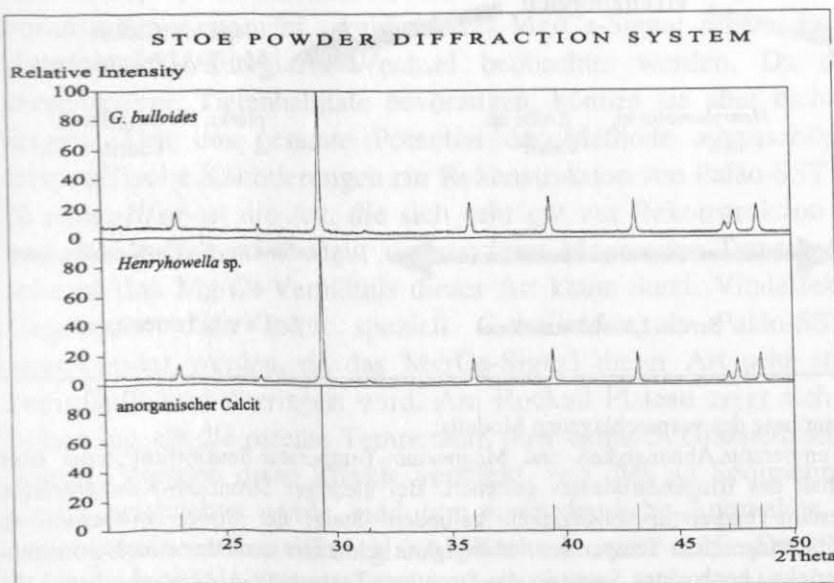


Abb. 8-7 Vergleich der Pulverdiffraktogramme von *G. bulloides*, *Henryhowella* sp. und von anorganischem Calcit (Bayliss et al., 1986).

Des Weiteren können beide Modifikationen in biogenem Calciumcarbonat nebeneinander koexistieren, wie es in Schalen von Mollusken beobachtet wurde (Turekian & Armstrong,

1960; Mackenzie et al., 1983). Beide Möglichkeiten (mehrere Kristallstrukturen im Biogencarbonat) hätten unweigerlich einen Einfluß auf das El/Ca-Verhältnis, das aber auf Grund dieser Analyse ausgeschlossen werden kann. Der einzige Unterschied der Diffraktogramme der untersuchten Proben zu dem anorganischen Calcitdiffraktogramm (Bayliss et al., 1986) zeigt sich im Vorhandensein zweier Peaks bei $23\ 2\theta$ und $27\ 2\theta$, die Quarz signalisieren und eine Verunreinigung mit Sediment darstellen. Somit liegen keine meßbaren kristallographischen Unterschiede in den Calciten vor, die auf Unterschiede in der Fremdionen-Konzentration zurückzuführen wären.

Vergleicht man die Temperatur-Abhängigkeit der verschiedenen Tierarten hinsichtlich ihres Mg/Ca- bzw. Sr/Ca-Verhältnisses, so zeigen Korallen, die eine Aragonitstruktur ausbilden, eine Sr/Ca-Temperatur-Abhängigkeit (Smith et al., 1979) aufgrund ihrer hohen Sr/Ca-Verhältnisse (> 8 mmol/mol). Sinken die Sr/Ca-Verhältnisse auf 2,5 - 4,8 mmol/mol ab, so wird ein Grenzbereich erreicht, der über eine Mg/Ca- oder eine Sr/Ca-Temperatur-Abhängigkeit entscheidet (Abb. 8-8). Dieser Grenzbereich liegt deutlich auf der Seite des Calcits, da keine kristallographischen Veränderungen im Pulverdiffraktogramm zu erkennen sind. Somit liegen die Ostracoden *Krithe* sp. und *Henryhowella* sp. auf Grund ihrer Sr/Ca-Verhältnisse gerade auf dieser Magnesium- bzw. Strontium-Temperatur-Grenze. Dies erklärt einmal die große Streuung der Mg/Ca-Verhältnisse (keine Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit) ($\pm 4,75$ mmol/mol; vergl. Kap. 2.2) und die gute Sr/Ca-Temperatur-Korrelation von *Henryhowella* sp.. *Krithe* sp. würde dann ein Beispiel für das Verhalten auf der anderen Seite dieser Grenze darstellen, da diese Ostracodenart kein Strontium-Temperatur-Signal zeigt, aber ein ungenaues Magnesium-Temperatur-Signal, das sich in einer sehr großen Streuung der Mg/Ca-Verhältnisse niederschlägt (Dwyer et al., 1995; Corrège & DeDecker, 1997). Die vergleichbar hohen Sr/Ca-Verhältnisse von *Krithe* sp. scheinen somit für die schlechte Magnesium-Temperatur-Korrelation verantwortlich zu sein. Fallen die Sr/Ca-Verhältnisse auf ca. 1,2 - 1,5 mmol/mol, was den Gehalten der planktischen Foraminiferen entspricht, wird eine gute Magnesium-Temperatur-Korrelation beobachtet. Somit ist der Grund für eine Magnesium- bzw. Strontium-Temperatur-Abhängigkeit in dem Sr/Ca-Verhältnis des Calcits zu suchen.

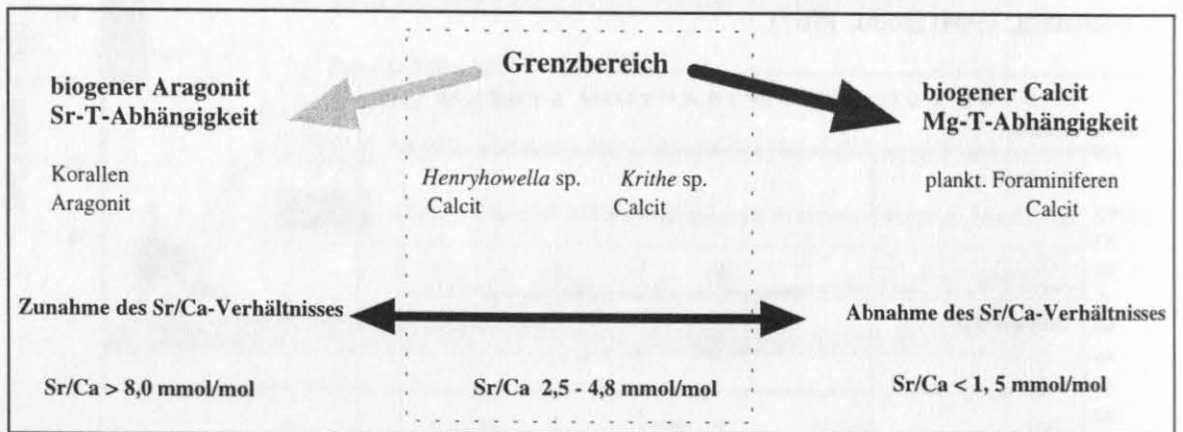


Abb. 8-8

Schematische Darstellung des vorgeschlagenen Modells:

Die Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit und Magnesium-Temperatur-Sensibilität wird über den Strontium-Gehalt des Biogencarbonates gesteuert. Bei niedriger Strontium-Konzentration wird eine Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit gefunden. Steigt der Strontium-Gehalt im Carbonat an, wird die Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit schlechter und/oder eine Strontium-Temperatur-Abhängigkeit beobachtet. Somit ist die Strontium-Temperatur-Abhängigkeit und die Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit in erster Linie von der Strontium-Konzentration im biogenem Carbonat und nicht von der Kristallstruktur abhängig.

Zusammenfassend gilt über die Anwendbarkeit von Biogencarbonat als Paläo-Temperatur-Proxy:

Eine Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit ist dann gegeben, wenn die Strontium-Konzentration im Calcit gering ist (planktische Foraminiferen; benthische Foraminiferen). Je mehr Strontium das Calcitgitter enthält, desto unsensibler wird die Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit (*Kriethe* sp.), bis es dann zu einer Strontium-Temperatur-Abhängigkeit kommt (*Henryhowella* sp.). Bei einer weiteren Zunahme des Strontium-Gehaltes kommt es zu einer Modifikationsänderung von Calcit zu Aragonit (Korallen), wobei weiterhin eine Strontium-Temperatur-Abhängigkeit beobachtet werden kann (Abb. 8-8).

9 Schlußfolgerung und Ausblick

Schlußfolgerung

Planktische Foraminiferen

- Anwendbarkeit der Magnesium-Paläo-Thermometrie:
Mg/Ca-Verhältnisse in planktischen Foraminiferen aus Sedimentkernen, die im offenen Ozean lokalisiert sind, zeigen ein sehr gutes Magnesium-Temperatur-Signal, das eine sehr genaue Rekonstruktion der Paläo-SST zuläßt. Bei Sedimentkernen, die auf dem Schelf oder in Kontinentalnähe liegen, kann das Mg/Ca-Signal durch weitere Faktoren und Parameter beeinflusst und/oder überlagert sein, so daß eine strenge Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit nicht mehr gegeben ist und eine Paläo-SST-Rekonstruktion nicht mehr sinnvoll erscheint. Daher sollte diese Methode nur an Kernen des offenen Ozeans angewendet werden.

- Vergleich der Mg/Ca-Verhältnisse verschiedener planktischer Foraminiferen und deren Anwendbarkeit als Paläo-SST-Proxy

Am Beispiel des Kernes GeoB 1112 konnte gezeigt werden, daß alle untersuchten Foraminiferenarten ein vergleichbares Mg/Ca-Signal zeigen. Es konnten in allen drei Arten klare Glazial/Interglazial-Wechsel beobachtet werden. Da die unterschiedlichen Arten verschiedene Tiefenhabitate bevorzugen, können sie aber nicht die gleichen Temperaturen zeigen. Um das gesamte Potential der Methode auszuschöpfen, sollten daher generell artspezifische Kalibrierungen zur Rekonstruktion von Paläo-SST herangezogen werden.

G. sacculifer ist die Art, die sich sehr gut zur Rekonstruktion von Paläo-SST eignet. Dies basiert einmal auf der gut untersuchten Magnesium-Temperatur-Beziehung, zum anderen scheint das Mg/Ca-Verhältnis dieser Art kaum durch Vitaleffekte beeinflusst zu werden. Im Gegensatz dazu sollte speziell *G. bulloides* als Paläo-SST-Proxy nur eingeschränkt angewendet werden, da das Mg/Ca-Signal dieser Art sehr stark durch andere Parameter beeinflusst und überlagert wird. Am Rockall Plateau zeigt sich, daß die rekonstruierte SST höher lag als die rezente Temperatur, aber dennoch Glazial/Interglazial-Wechsel zu erkennen waren. Werden diese Effekte verstärkt, wie dies an Sedimenten im Gebiet des Golfs von Cadiz beobachtet wurde, sind zum einen deutliche Anomalien zu beobachten, zum anderen treten keine Glazial/Interglazial-Wechsel mehr auf. Des Weiteren sind die Mg/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides* im äquatorialen Atlantik (max. 4 mmol/mol) niedriger als im nördlichen Nordatlantik (max. 4,5 mmol/mol).

- Vergleich der Magnesium-Methode mit anderen Methoden

Alle Paläo-SST, die nach unterschiedlichen Methoden (U_{37}^K , $U_{37}^{K'}$, Faunenanalysen und Mg/Ca-Verhältnisse) ermittelt wurden, zeigen deutliche Glazial/Interglazial-Wechsel. Die U_{37}^K -Temperaturen und die Magnesium-Temperaturen zeigen im tropischen Atlantik vergleichbare Glazial/Interglazial-Amplituden. Die $U_{37}^{K'}$ -Temperaturen sind geringfügig höher, da Coccolithophoriden flacher leben als planktische Foraminiferen. Die TFT zeigen generell größere Glazial/Interglazial-Amplituden. Vor allem im LGM sind die TFT im nördlichen Nordatlantik (Rockall Plateau und Golf von Cadiz) deutlich niedriger als die Magnesium-Temperaturen.

- Biochemischer Mechanismus, der für den Magnesium-Einbau in das Calcitgitter und die Temperatur-Abhängigkeit verantwortlich ist

Bisher werden ausschließlich thermodynamische Prozesse für die Temperatur-Abhängigkeit und den Magnesium-Einbau in das Calcit der planktischen Foraminiferen verantwortlich gemacht. In dieser Arbeit werden viele Hinweise auf biochemische (enzymatische) Prozesse gefunden, u.a. unterschiedliche Mg/Ca-Verhältnisse verschiedener Foraminiferen bei gleicher Temperatur (z.B. Vergleich der Magnesium-Temperatur-Beziehungen von *G. bulloides* und *G. sacculifer*), Einfluß der Nahrung (Phytoplankton/Zooplankton), Einfluß von Schwermetallen (als Enzymgifte), die eine Temperatur-Abhängigkeit nicht ausschließen, aber Überlagerungen des interpretierbaren Magnesium-Temperatur-Signals und Vitaleffekte erklären.

- Anwendbarkeit des Sr/Ca-Verhältnisses in planktischen Foraminiferen

Das Sr/Ca-Verhältnis in planktischen Foraminiferen stellt ein Proxy dar, mit dem eine Paläo-Rekonstruktion des Sr/Ca-Verhältnisses im Meerwasser möglich ist. Dieser Proxy hat eine eingeschränkte Bedeutung hinsichtlich der Klima-Entwicklung, da noch weitere Faktoren, wie z. B. Acantharia-Produktion neben der Umkristallisation von Calcit zu Aragonit das Sr/Ca-Verhältnis im Ozean beeinflussen können.

Benthische Ostracoden

- *Krithe* sp. zeigt ein sehr variables Mg/Ca-Verhältnis, das bei der Berechnung der Bodenwassertemperatur zu einem großen Temperatur-Fehler führt. Da die Schwankungen in der Bodenwassertemperatur relativ gering sind, ist diese Methode deshalb nur bedingt anwendbar. Große Temperatur-Änderungen und/oder Wassermassen können erfaßt werden, genauere Bodenwassertemperatur-Rekonstruktionen läßt diese Methode jedoch nicht zu.

- *Henryhowella* sp. eignet sich sehr gut, um anhand ihrer Sr/Ca-Verhältnisse Tiefenwassertemperaturen zu rekonstruieren. Die Mg/Ca-Verhältnisse variieren sehr stark und können daher keine paläo-ozeanographische Bedeutung haben.

Ausblick

Diese Arbeit hat viele Aspekte zur Unterstützung der Magnesium-Thermometrie aufgezeigt. Dabei ergaben sich offene Fragen, die im Rahmen dieser Untersuchung nicht beantwortet werden können. Folgende Kernfragen erfordern zusätzliche Untersuchungen:

- ◆ Wie fraktionieren planktische Foraminiferen und die benthischen Ostracoden Magnesium in ihrem Exoskelett und welche Faktoren neben der Temperatur beeinflussen diese Fraktionierung?
- ◆ Es gilt herauszufinden, welche biochemischen Vorgänge (z.B. enzymatische Abläufe) für die Fraktionierung verantwortlich sind. Um neben der Temperatur noch weitere Umweltparameter zu erhalten, sollten verstärkt Hälterungsversuche mit unterschiedlichen Zielen durchgeführt werden. In dieser Arbeit wurden verschiedene Parameter (Schwermetall-Konzentration im Meerwasser, das Nahrungsangebot oder der Chlorophyll-Gehalt der Nahrung) diskutiert, deren Einfluß auf das Mg/Ca-Verhältnis verschiedener symbiontischer (*G. sacculifer* und *G. ruber* w.) und nichtsymbiontischer (*G. bulloides*) planktischer Foraminiferen überprüft werden sollte.
- ◆ Den Ursachen für den Unterschied zwischen den Magnesium-Temperatur-Beziehungen zwischen *G. bulloides* und *G. sacculifer* gilt es, auf den Grund zu gehen.
- ◆ Des Weiteren müssen artspezifische Magnesium-Temperatur-Beziehungen erstellt werden, speziell für *G. ruber* w. Die Kalibrierung für *G. sacculifer* sollte ausgeweitet werden, um die Temperaturen über 29,5 °C der Kerne M35027 und M356053 abzusichern.
- ◆ Es gilt dringend zu überprüfen, ob die Ergebnisse der Hälterungsversuche auf die Umweltbedingungen in der freien Natur übertragen werden können, oder ob sie ein Streß-Signal darstellen. Dieses könnte verstärkt an Material von Planktonfängen untersucht werden.
- ◆ Weiterhin sollten Planktonfänge über mehrere Jahre hinweg kontinuierlich durchgeführt und Sedimentfallen ausgebracht werden, um die Änderungen in den Habitattiefen der Tiere sowie eventuelles saisonales Auftreten bestimmter Arten besser erfassen zu können. Darüber hinaus sollten zusätzlich die unterschiedlichsten Meerwasserparameter (z. B. Nährstoff-Gehalt, Chlorophyll-Gehalt, Schwermetall-Konzentrationen, biologische Vergesellschaftungen) analysiert werden, um gegebenenfalls Beziehungen zwischen Umweltparametern und dem Mg/Ca-Verhältnis verschiedener planktischer Foraminiferenarten besser erfassen zu können und damit den Paläo-Ozean genauer rekonstruieren zu können.
- ◆ An den Kernen GeoB 1112 und GeoB 1105 können noch weitere Foraminiferenarten auf ihr Mg/Ca-Verhältnis hin analysiert werden, um weitere Details über die ozeanographische Situation zu erhalten. Falls dort artspezifische Unterschiede auftreten, könnten noch weitere Informationen über die Magnesium-Temperatur-Beziehungen erhalten werden.
- ◆ Des Weiteren sollte verstärkt an Proben in der Karibik gearbeitet werden, um dort die paläo-ozeanographische Situation besser erfassen zu können. Vor allem sollte die ozeanographische Situation der Oberflächenwasserzirkulation vor Stadium 3 untersucht

werden, um einen möglichen Übergang von der karibischen Paläo-Ozeanzirkulation zur rezenten Situation zu erhalten. Weitere Kerne sollten dazu mit guter zeitlicher Auflösung in einem Nord-Süd-Transekt sowie einem Ost-West-Transekt bearbeitet werden. An den in dieser Arbeit untersuchten Kernen könnten zusätzlich noch andere planktische Foraminiferenarten auf ihr Mg/Ca-Verhältnis hin untersucht werden, um somit ein vertikales Paläo-Temperatur-Profil der verschiedenen Wasserschichten zu erhalten.

◆ Zur weiteren Überprüfung und Erweiterung des Modells zur Magnesium-Temperatur- bzw. Strontium-Temperatur-Beziehung in Abhängigkeit von der Kristallstruktur sollten weitere carbonatschalige Tiere untersucht werden.

10 Literaturverzeichnis

- Abrantes, F., (1991) Increased upwelling off Portugal during the last glaciation: Diatom evidence, *Mar. Micropaleontol.*, **17**, 285-310.
- Albright, J.N., (1971) Vaterite stability, *Am. Mineral.*, **56**, 620-624.
- Athersuch, J., Horne, D.J., Whittaker, J.E., (1989) Marine and Brackish Water Ostracods, *The Bath Press*, Avon, 343 pp.
- Alve, E., (1991) Benthic foraminifera in sediment cores reflecting heavy metal pollution in Sørfjord, western Norway, *J. Foram. Res.*, **21**, **1**, 1-19.
- Alve, E., (1995) Benthic foraminifera response to estuarine pollution: a review, *J. Foram. Res.*, **25**, **3**, 190-203.
- Bainbridge, A.E., Broecker, W.S., Spencer, D., Harmon, H., (1981) *GEOSECS Atlantic Expedition, Hydrographic data (1972-1973)*, Washington: US. Govt. Print. Off., 121 pp.
- Ballentine, C.J., Hall, C.M., (1998) A non-linear inverse technique for calculating paleotemperature and other variables using noble gas concentrations in groundwater: the Last Glacial Maximum in the continental tropics reexamined, *Miner. Mag.*, **62A**, 100-102.
- Bard, E., Fairbanks, R., Arnold, M., Maurice, P., Duprat, J., Moyes, J., Duplessy, J.-C., (1989) Sea-level estimates during the last deglaciation based on $\delta^{18}\text{O}$ and accelerator mass spectrometry ^{14}C ages measured in *Globigerina bulloides*, *Quart. Res.*, **31**, 381-391.
- Bartlein, P.J., Prentice, I.C., Webb, T., (1986) Climatic response surface from pollen data for some eastern North American taxa, *J. Biogeogr.*, **13**, 35-57.
- Bathurst, R.G.C. (1971) Carbonate sediments and their diagenesis, In: *Developments in Sedimentology 12*, Elsevier, Amsterdam, Oxford, New York, Netherlands, 620 pp.
- Bayliss, P., Erd, D.C., Mrose, M.E., Sabina, A.P., Smith, D.K., (1986) Mineral Powder Diffraction File, Data Book, JCPDS, International Centre for diffraction data, Swarthmore, PA, United States, 1393 pp.
- Bé, A.W.H., Tolderlund, D.S., (1971) Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian oceans. In: *The Micropaleontology of the Oceans*, (eds. B.M. Funnell and W.R. Riedel), *Cambridge Univ. Press.*, 105-149.
- Bé, A.W.H., (1980) Gametogenic calcification in a spinose planktonic foraminifera, *Globigerinoides sacculifer* (Brady), *Mar. Micropaleont.*, **5**, 283-310.
- Bé, A.W.H., Caron, D.A., Anderson, O.R., (1981) Effects of feeding frequency on life processes of the planktonic foraminifera *Globigerinoides sacculifer* in laboratory culture, *J. Mar. Biol. Assoc. U.K.*, **61**, 256-277.
- Bearman, G., (1989) Seawater: Its composition, properties and behaviour, *The Open University, Pergamon*, Oxford, New York, Beijing, Frankfurt, Sao Paulo, Sydney, Tokyo, Toronto, 168 pp.
- Bearman, G., (1989) Ocean Circulations, *The Open University, Pergamon*, Oxford, New York, Beijing, Frankfurt, Sao Paulo, Sydney, Tokyo, Toronto, 238 pp.
- Bearman, G., (1995) Oceanchemistry and Deep-sea sediments, *The Open University, Pergamon*, Oxford, New York, Beijing, Frankfurt, Sao Paulo, Sydney, Tokyo, Toronto, 132 pp.
- Bender, M.L., Lorenson, R.B., Williams, D.F., (1975) Sodium, magnesium and strontium in the tests of planktonic foraminifera, *Micropaleontol.*, **21**, 448-459.
- Bender, M., Sowers, T., Dickson, M.-L., Orchardo, J., Grootes, P., Mayewski, P.A., Meese, D.A., (1994) Climate correlations between Greenland and Antarctica during the past 100 000 years, *Nature*, **372**, 663-666.

- Berelson, W.M., Hammond, D.E., Cutter, G.A., (1990) In situ measurements of calcium carbonate dissolution rates in deep-sea sediments, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **54**, 3031-3020.
- Berelson, W.M., Hammond, D.E., McManus, J., Kilgore, T.E., (1994) Dissolution kinetics of calcium carbonate in equatorial Pacific sediments, *Global Biogeochem. Cycles*, **8**, 219-235.
- Berger, W.H., (1968) Planktonic foraminifera: selective solution and paleoclimatic interpretation, *Deep-Sea Res.*, **15**, 31-43.
- Berger, W.H., (1969) Ecologic patterns of living planktonic foraminifera, *Deep-Sea Res.*, **16**, 1-24.
- Berger, W.H., (1970) Planktonic foraminifera: selective solution and the lysocline, *Mar. Geol.*, **8**, 111-138.
- Bernat, M., Church, T., Allegre, C.J., (1972) Barium and strontium concentrations in Pacific and Mediterranean sea water profiles by direct isotope dilution mass spectrometry, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **16**, 75-80.
- Berner, R.A., (1975) The role of magnesium in the crystal growth of calcite and aragonite from seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, 489-504.
- Berner, R.A., (1978) Equilibrium kinetics and the precipitation of magnesium calcite from seawater, *Am. J. Sci.*, **278**, 1435-1477.
- Bernstein, R.E., Betzer, P.R., Feely, R.A., Byrne, R.H., Lamb, M.F., Michaels, A.F., (1987) Acantharian fluxes and strontium to chlorinity ratio in the North Pacific Ocean, *Science*, **237**, 1490-1494.
- Bethoux, J.P., (1984) Paléo-hydrologie de la Méditerranée au cours des derniers 20 000 ans, *Oceanol. Acta*, **7**, 43-48.
- Beyer, H., Walter, W., (1988) Lehrbuch der organischen Chemie, *S. Hirzel Verlag*, Stuttgart, 714-715.
- Bickert, T., Wefer, G., (1996) Late Quaternary deep water circulation in the South Atlantic: Reconstruction from carbonate dissolution and benthic stable isotopes, In: *The South Atlantic: Present and Past Circulation* (eds. G. Wefer, W.-H. Berger und D.J. Webb), *Springer Verlag*, Berlin, Heidelberg, New York, 599-620.
- Bigg, G.R., (1994) An ocean general circulation model view of the glacial Mediterranean thermohaline circulation, *Paleoceanography*, **9**, 5, 705-722.
- Bijma, J., Faber, W.W., Hemleben, C., (1990) Temperature and salinity limits for growth and survival of some planktic foraminifers in laboratory cultures, *J. Foram. Res.*, **20**, 2, 95-116.
- Bijma, J., Hemleben, C., (1994) Population dynamics of the planktic foraminifer *Globigerinoides sacculifer* (Brady) from the central Red Sea, *Deep-Sea Res.*, **41**, 3, 485-510.
- Bijma, J., Hemleben, C., Wellnitz, K., (1994) Lunar-influenced carbonate flux of the planktic foraminifer *Globigerinoides sacculifer* (Brady) from the central Red Sea, *Deep-Sea Res.*, **41**, 3, 511-530.
- Billups, K., Spero, H.J., (1996) Reconstructing the stable isotope geochemistry and paleotemperatures of the equatorial Atlantic during the last 150 000 years: Results from individual foraminifera, *Paleoceanography*, **11**, 2, 217-238.
- Bischoff, W.D., Sharma, S.K., Mackenzie, F.T., (1985) Carbonate ion disorder in synthetic and biogenic magnesian calcites: a Raman spectral study, *Am. Mineral.*, **70**, 581-589.
- Bischoff, W.D., Mackenzie, F.T., Bishop, F.C., (1987) Stabilities of synthetic magnesian calcites in aqueous solution: Comparison with biogenic materials, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 1413-1423.
- Blatt, H., Middleton, G.V., Murray, R.C., (1972) Origin of sedimentary rocks, *Prentice-Hall*, 634 pp.
- Blunier, T., Chappellaz, J., Schwander, J., Dällenbach, A., Stauffer, B., Stocker, T.F., Raynaud, D., Jouzel, J., Clausen, H.B., Hammer, C.U., Johnsen, S.J., (1999) Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period, *Nature*, **394**, 739-743.
- Bodine, M.W., Holland, H.D., Borcsik, M., (1965) Coprecipitation of manganese and strontium with calcite. *Symposium: Problems of postmagmatic ore deposition*, Prague, **2**, 401-406.
- Bond, G., Heinrich, H., Broecker, W.S., Labeyrie, L., McManus, J., Andrews, J., (1992) Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic ocean during the last glacial period, *Nature*, **360**, 245-249.
- Bond, G., Broecker, W., Johnson, S., McManus, J., Labeyrie, L., Jouzel, J., Bonani, G., (1993) Correlations between climatic records from North Atlantic sediments and Greenland ice, *Nature*, **365**, 143-147.
- Bond, G.C., Lotti, R., (1995) Iceberg discharges into the North Atlantic on millennial time scales during the last glaciation, *Science*, **267**, 1005-1010.
- Bonneau, M.-C., Vergnaud-Grazzini, C., Berger, W.H., (1980) Stable isotope fractionation and differential dissolution in recent planktonic foraminifera from Pacific box-cores, *Oceanol. Acta*, **3**, 377-382.
- Bouvier-Soumagnac, Y., Duplessy, J.-C., (1995) Carbon and oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera from laboratory culture, plankton tows and recent sediment: Implications for the reconstruction of paleoclimatic conditions and of the global carbon cycle, *J. Foram. Res.*, **15**, 302-320.
- Bowen, H.J.M., (1956) Strontium and barium in the sea water and marine organisms, *J. Mar. Biol. Ass. Uk* **37**, **35**, 451-460.
- Boyle, E.A., (1981) Cadmium, Zinc, Copper and Barium in foraminifera tests, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **53**, 11-35.

- Boyle, E.A., Chapnick, S.D., Bai, X.X., Spivack, A. (1985) Trace metal enrichments in the Mediterranean Sea, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **74**, 405-419.
- Boyle, E.A., Keigwin, L.D., (1985/86) Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 215 000 years: changes in deep ocean circulation and chemical inventories, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **76**, 135-150.
- Brass, G.W., Turekian, K.K., (1974) Strontium distribution in Geosec oceanic profiles, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **23**, 141-147.
- Brassell, S.C., Eglinton, G., Marlow, I.T., Pflaumann, U., Sarnthein, M., (1986) A new tool for climatic assessment, *Nature*, **320**, 129-133.
- Broecker, W.S., Peng, T.H., (1982) Tracers in the sea, *Elditio, Palisades*, New York, 690 pp.
- Broecker, W.S. (1986) Oxygen isotope constraints on surface ocean temperatures, *Quat. Res.* **26**, 121-134.
- Broecker, W.S., Bond, G., Klas, M., Clark, C., McManus, J., (1992) Origin of the Northern Atlantic Heinrich events, *Climate Dyn.*, **6**, 265-273.
- Brown, S.J., (1996) Controls on the trace metal chemistry of foraminiferal calcite and aragonite, *PhD Thesis*, University of Cambridge, 231 pp.
- Brown, S.J., Elderfield, H., (1996) Variations in Mg/Ca and Sr/Ca ratios of planktonic foraminifera caused by postdepositional dissolution: Evidence of shallow Mg-dependent dissolution, *Paleoceanography*, **11**, **5**, 543-551.
- Bruland, K.W., (1983) Trace elements in sea-water, In: *Chemical Oceanography*, (eds. J.P. Riley und R. Chester), *Academic Press.*, **8**, 158-220.
- Burton, E.A., Walter, L.M., (1987) Relative precipitation rates of aragonite and magnesium calcite from seawater: Temperature or carbonate ion control?, *Geology*, **15**, 111-114.
- Burton, E.A., Walter, L.M., (1991) The effect of p_{CO_2} and temperature on magnesium incorporation in calcite in seawater and MgCl_2 - CaCl_2 , *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 777-785.
- Busenberg, E., Plummer, L.N., Parker, V.B., (1984) The solubility of strontianite in CO_2 - H_2O solutions between 2 and 91 °C, the association constants of SrHCO_3 (aq) and SrCO_3 between 5 - 80°C, and an evaluation of the thermodynamic properties of Sr^{2+} (aq) and SrCO_3 (cr) at 25 °C and 1 atm total pressure, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 2021-2035.
- Cadot, H.M., van Schmus, W.R., Kaesler, R.L., (1972) Magnesium in calcite of marine ostracoda, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **83**, 3519-3522.
- Cadot, H.M., Kaesler, R.L., (1977) Magnesium content of calcite in carapaces of benthic marine ostracoda, *Paleontological Contributions, University of Kansas*, **87**, 1-23.
- Carmack, E.C., (1974) A quantitative characterization of watermasses in the Weddell Sea during summer, *Deep-Sea Res.*, **21**, 431-443.
- Carmack, E.C., (1977) Water characteristics of the Southern Ocean south of the Polar Front, In: *A Voyage of Discovery*, (ed. M.V. Angel), *Deep-Sea Res.*, **22**, 711-724.
- Caron, D.A., Bé, A.W.H., Anderson, O.R., (1981) Effects of variations in light intensity on life processes of the planktonic foraminifera *Globigerinoides sacculifer* in laboratory culture, *J. Mar. Biol. Ass. U.K.*, **62**, 435-452.
- Carpenter, S.J., Lohmann, K.C., Holden, P., Walter, L., Huston, T.J., Halliday, A.N., (1991) $\delta^{18}\text{O}$ values, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and Mg / Sr ratios of Late Devonian abiogenic marine calcite: Implications for the composition of ancient seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 1991-2010.
- Carpenter, S.J., Lohmann, K.C., (1992) Sr/Mg ratios of modern marine calcite: Empirical indicators of ocean chemistry and precipitation rate, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 1837-1849.
- Charles, C.D., Lynch-Stieglitz, J., Ninnemann, U.S., Fairbanks, R.G., (1996) Climate connections between hemisphere revealed by deep sea sediment core/ice core correlations, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **142**, 19-27.
- Chave, K.E., (1952) A solid solution of calcite and dolomite, *J. Geol.*, **60**, 190-192.
- Chave, K.E., (1954a) Aspects of the biogeochemistry of magnesium 1. calcareous marine organisms, *J. Geol.*, **62**, 266-283.
- Chave, K.E., (1954b) Aspects of the biogeochemistry of magnesium 2. calcareous sediments and rocks, *J. Geol.*, **62**, 587-599.
- Chilingar, G.V., (1962) Dependence on temperature of Ca/Mg ratio of skeletal structures of organisms and direct chemical precipitates out of seawater, Southern California, *Acad. Sci. Bull.*, **61**, 45-60.
- Clarke, R.W., Wheeler, W.C., (1917) The inorganic constituents of marine invertebrates, *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper*, Reston, VA, United States, 56 pp.
- Clarke, R.W., Wheeler, W.C., (1922) The inorganic constituents of marine invertebrates, *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper*, Reston, VA, United States, 62 pp.

- CLIMAP Project Members, (1981) Seasonal reconstructions of earth's surface at the last glacial maximum, *Geol. Soc. Am. Map and Chart Ser.*, MC-36, 1-18.
- Corrège, T., DeDeckker, P., (1997) Faunal and geochemical evidence for changes in intermediate water temperature and salinity in the western Coral Sea (northeast Australia) during the late quaternary, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **313**, 183-205.
- Cortijo, E., Labeyrie, L., Vidal, L., Vautravers, M., Chapman, M., Duplessy, J.-C., Elliot, M., Arnold, M., Turon, J.L., Auffret, G., (1997) Changes in the sea surface hydrography associated with Heinrich event 4 in the North Atlantic Ocean between 40 ° and 60 °N, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 29-45.
- Cortijo, E., Lehmann, S., Keigwin, L., Chapman, M., Paillard, D., Labeyrie, L., (1999) Changes in meridional temperature and salinity gradients in the North Atlantic Ocean (30 ° - 72 °N) during the last interglacial period, *Paleoceanography*, **14**, **1**, 23-33.
- Craig, H., (1953) The geochemistry of stable carbon isotopes, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **3**, 53-92.
- Cronblad, H.G., Malmgren, B.A., (1981) Climatically controlled variation of Sr and Mg in quaternary planktonic foraminifera, *Nature*, **291**, 61-64.
- Crowley, T.J., North, G.R.E., (1991) *Paleoclimatology*, Oxford University Press, United Kingdom, 349 pp.
- Culkin, F., (1965) The major constituents of sea water. In: *Chemical oceanography*, (eds. J.P. Riley und G. Skirrow), **1**, 121-158.
- Curry, W.B., Lohmann, G.P., (1986) Late Quaternary carbonate sedimentation at Sierra Leone Rise, *Mar. Geol.*, **70**, 223-250.
- Curry, W.B., Oppo, D.W., (1997) Synchronous, high-frequency oscillations in the tropical sea surface temperatures and North Atlantic Deep Water production during the last glacial cycle, *Paleoceanography*, **12**, **1**, 1-14.
- Dansgaard, W., Johnson, J.J., Clausen, B.H., Dahl-Jensen, D., Gundestrup, N.S., Hammer, C.U., Hvidberg, C.S., Steffensen, J.P., Sveinbjørnsdóttir, A.E., Jouzel, J., Bond, G., (1993) Evidence for general instability of the past climate from a 250-kyr ice-core record, *Nature*, **364**, 218-220.
- de Boer, R.B., (1977) Influence of seed crystals on the precipitation of calcite and aragonite, *Am. J. Sci.*, **277**, 38-60.
- DeDeckker, P., Chivas, A.R., Shelley, J.M.G., (1999) Uptake of magnesium and strontium in the euryhaline ostracod *Cyprideis* determined from in vitro experiments, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **148**, 105-116.
- Delaney, M.L., Bé, A.W.H., Boyle, E.A. (1985) Li, Sr, Mg and Na in foraminiferal calcite shells from laboratory culture, sediment traps and sediment cores, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**, 1327-1341.
- Deuser, W.G., (1987) Seasonal variations in isotopic composition and deep-water fluxes of the tests of perennially abundant planktonic foraminifera of the Sargasso sea: Results from sediment-trap collections and their paleoceanographic significance, *J. Foram. Res.*, **17**, 14-27.
- Devery, D.M., Ehlmann, A.J., (1981) Morphological changes in a series of synthetic magnesium - calcites, *Am. Mineral.*, **66**, 592-595.
- de Villiers, S. (1999) Seawater strontium and Sr/Ca variability in the Atlantic and Pacific oceans, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **171**, 623-634.
- Dickson, R.R., Gmitrowicz, E.M., Watson, A.J., (1990) Deep-water renewal in the northern North Atlantic, *Nature*, **344**, 848-850.
- Dietrich, G., Kalle, K., Krauss, W., Siedler, G., (1975) *Allgemeine Meereskunde*, Gebrüder Borntraeger, 593 pp.
- Dingle, R.V., Lord, A.R., (1990) Benthic ostracodes and deep water masses in the Atlantic Ocean, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **80**, 213-235.
- Dingle, R.V., Giraudeau, J., (1993) Benthic ostracoda in the Benguela System (SE Atlantic): a multivariate analysis, *Mar. Micropaleontol.*, **22**, 71-92.
- Dodd, R.J., (1967) Magnesium and strontium in calcareous skeletons: a review, *J. Paleontol.*, **41**, **6**, 1313-1329.
- Doe (1994) Handbook of methods for the analysis of the various parameters of the carbon dioxide system in sea water; version 2, (eds. A.G. Dickson and C. Goyet), ORNL/CDIAC-74, 216 pp.
- Duplessy, J.-C., Bé, A.W.H., (1981) Oxygen-18 enrichment of planktonic foraminifera due to gametogenetic calcification below the euphotic zone, *Science*, **213**, 1247-1250.
- Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Juillet-Leclerc, A., Maitre, F., Josette, D., Sarnthein, M., (1991) Surface salinity reconstruction of the North Atlantic during the last glacial maximum, *Oceanol. Acta*, **14**, 311-324.
- Dwyer, G.S., Cronin, T.M., Baker, P.A., Raymo, M.E., Buzas, J.S., Corrège, T., (1995) North Atlantic deepwater temperature change during late pliocene and late quaternary climatic cycles, *Science*, **270**, 1347-1351.
- Elderfield, H., Rickaby, R., Chapman, M., Greaves, M., (1998) Reconstructing past sea surface temperatures and nutrients using Mg/Ca and Cd/Ca in planktonic Foraminifera, 6th International Conference on Paleoceanology, (ICP IV), 22.-28. August, Abstract Volume, 102.

- Elliot, M., Labeyrie, L., Bond, G., Cortijo, E., Turon, J.-L., Tisnerat, N., Duplessy, J.-C., (1998) Millennial-scale iceberg discharges in the Irminger Basin during the last glacial period: relationship with Heinrich events and environmental settings, *Paleoceanography*, **13**, 5, 433-446.
- Emiliani, C., (1955) Pleistocene temperatures, *J. Geol.*, **63**, 538-578.
- Erez, J., Honjo, S., (1981) Comparison of isotopic composition of planktonic foraminifera in plankton tows, sediment traps and sediments, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **33**, 129-156.
- Erez, J., Luz, B., (1983) Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 1025-1031.
- Erez, J., Almogi-Labin, A., Avraham, S., (1991) On the life history of planktonic foraminifera: Lunar reproduction cycle in *Globigerinoides sacculifer*, *Paleoceanography*, **6**, 3, 295-306.
- Etter, P.C., Lamb, P.J., Portis, D.H., (1987) Heat and freshwater budgets of the Caribbean Sea with revised estimates for the Central American Seas, *Journal of Physical Oceanography*, **17**, 1232-1248.
- Fairbanks, R.G., Wiebe, P.H., (1980) Foraminifera and chlorophyll maximum: Vertical distribution, seasonal succession and paleoceanographic significance, *Science*, **207**, 1524-1525.
- Fairbanks, R.G., Wiebe, P.H., Bé, A.W.H., (1980) Vertical distribution and isotopic composition of living planktonic foraminifera in the western North Atlantic, *Science*, **207**, 61-63.
- Fairbanks, R.G., Sverdrlove, M., Free, R., Wiebe, P.H., Bé, A.W.H., (1982) Vertical distribution and isotopic composition of living planktonic foraminifera from the Panama Basin, *Nature*, **298**, 841-844.
- Fiúza, A.F.G., (1980) The portuguese coastal upwelling system, in preprints to the seminar on the present problems of oceanography in Portugal, Lisboa, 19.-20. November, 31.
- Fiúza, A.F.G., Macedo, M.E., Guerreiro, M.R., (1982) Climatological space and time variation of the Portuguese coastal upwelling, *Oceanol. Acta*, **5**, 1, 31-40.
- Fiúza, A.F.G., (1983) Upwelling patterns off Portugal, NATO conference series, In: *Coastal Upwelling: Its Sediment Record, Part A: Responses of the Sedimentary Regime to Present Coastal Upwelling IV: 10a*, (eds. E. Suess und J. Thiede), *Plenum Press*, 85-98.
- Fürchtbauer, H., Hardie, L.A., (1976) Experimentally determined homogeneous distribution coefficients for precipitated magnesian calcites: application to marine carbonate cements (abstr.), *Ann. Mtg. Geol. Soc. Amer.*, **8**, 877.
- Ganssen, G., Sarnthein, M., (1983) Stable-isotope composition of foraminifera: The surface and bottom water record of coastal upwelling, NATO conference series, In: *Coastal Upwelling: Its Sediment Record, Part A: Responses of the Sedimentary Regime to Present Coastal Upwelling* (eds. E. Suess und J. Thiede) *Plenum Press*, 99-121.
- Gardner, J.V., Hays, J.D., (1976) Response of sea-surface temperatures and circulation to global climatic change during the past 200 000 years in the eastern equatorial Atlantic Ocean., *Geol. Soc. Am. Mem.*, **145**, 221-246.
- Garrels, R.M., Christ, C.L., (1965) Solution, minerals and equilibria, *Freeman, Cooper and Co.*, 360 pp.
- Gavish, E., Friedman, G., (1969) Progressive diagenesis in Quaternary to Late Tertiary carbonate sediments: sequence and time scale, *J. Sedimentary Petrology*, **39**, 980-1006.
- Gersonde, R., (1995) Die Expedition ANTARKTIS-XI/2 mit FS „Polarstern“ 1993/1994, *Ber. Polarf.*, **163**, 133 pp.
- Gill, E. D., (1968) Oxygen isotope paleotemperature determinations from Victoria, Australia, *Tuatara*, **16**, 56-61.
- Giraudeau, J., (1993) Planktonic foraminiferal assemblages in the surface sediments from the southwest African continent margin, *Mar. Geol.*, **110**, 47-62.
- Glover, E.D., Sippel, R.F., (1967) Synthesis of magnesium calcites, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, 603-614.
- Goldsmith, J.R., Graf, D.L., Joensuu, O.I., (1955) The occurrence of magnesian calcites in nature, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **7**, 212-230.
- Goldsmith, J.R., Graf, D.L., Chodos, A.A., Joensuu, O.I., McVicker, L.D., (1958) Relation between lattice constants and composition of the Ca-Mg carbonates, *Am. Mineral.*, **43**, 84-101.
- Goldsmith, J.R., Graf, D.L., Heard, H.C., (1961) Lattice constants of the calcium-magnesium carbonates, *Am. Mineral.*, **46**, 453-457.
- Goldsmith, J.R., Heard, H.C., (1961) Subsolidus phase relations in the system CaCO₃-MgCO₃, *J. Geol.*, **69**, 45-74.
- Goodwin, T.W., (1976) Chemistry and biochemistry of plant pigments, *Academic Press*, **1**, 234 pp.
- Gordon, A.L., (1967) Circulation of the Caribbean Sea, *J. Geophys. Res.*, **72**, 24, 6207-6223.
- Graham, D.W., Bender, M.L., Williams, D.F., Keigwin, L.D., (1982) Strontium-calcium ratios in Cenozoic planktonic foraminifera, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 1281-1292.
- Grootes, P.M., Stuiver, M., White, J.W., Johnsen, S., Jouzel, J., (1993) Comparison of oxygen isotope records from the GISP 2 and GRIP Greenland ice cores, *Nature*, **366**, 552-554.

- Haddad, G.A., Droxler, A.W., (1996) Metastable CaCO₃ dissolution at intermediate water depths of the Caribbean and western North Atlantic: Implications for intermediate water circulation during the past 200 000 years, *Paleoceanography*, **11**, 6, 701-716.
- Harvey, J.G., Theodorou, A., (1986) The circulation of the Norwegian Sea overflow water in the eastern North Atlantic, *Oceanol. Acta.*, **9**, 393-402.
- Hastenrath, S., Merle, J., (1987) Annual cycle of subsurface thermal structure in the tropical Atlantic Ocean, *J. Phys. Oceanogr.*, **17**, 1518-1538.
- Hastings, D.W., Russell, A.D., Emerson, S.R., (1998) Foraminiferal magnesium in *G. sacculifer* as a paleotemperature proxy, *Paleoceanography*, **13**, 2, 161-169.
- Haynes, R., Barton, E.D., (1990) A poleward flow along the Atlantic coast of the Iberian Peninsula, *J. Geophys. Res.*, **95** (C7), **11**, 414-425.
- Heinrich, H., (1988) Origin and consequences of cyclic ice-rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130 000 years, *Quat. Res.*, **29**, 142-152.
- Hemleben, C., Spindler, M., (1983) Recent advances in research on living planktonic foraminifera, *Utrecht Micropaleont. Bull.*, **30**, 141-170.
- Hemleben, C., Spindler, M., Breiting, I., Ott, R., (1987) Morphological and physiological responses of *Globigerinoides sacculifer* (Brady) under varying laboratory conditions, *Mar. Micropaleont.*, **12**, 305-324.
- Hemleben, C., Spindler, M., Anderson, O.R., (1989) Modern planktonic foraminifera, *Springer-Verlag*, New York, Berlin, Heidelberg, 335 pp.
- Henderson, L.M., Kracek, F.C., (1927) The fractional precipitation of barium and radium chromates, *J. Am. Chem. Soc.*, **49**, 739.
- Herbert, T.D., Schuffert, J.D., Thomas, D., Lange, C., Weinheimer, A., Peleo-Alampay, A., Herguera, J.C., (1998) Depth and seasonality of alkenone production along the California margin inferred from a core top transect, *Paleoceanography*, **13**, 3, 263-271.
- Hodell, D.A., Mueller, P.A., McKenzie, J.A., Mead, G.A., (1989) Strontium isotope stratigraphy and geochemistry of the late Neogene ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **92**, 165-178.
- Holland, H.D., (1960) The coprecipitation of metallic ions with calcium carbonate, *Princeton, Univ. tech. rept. contr.*, No. AT (30-1) 2266.
- Holland, H.D., (1962) On some aspects of the chemical evolution of cave waters, *Princeton, Univ. tech. rept. contr.*, No. AT (30-1) 2266.
- Holland, H.D., (1963) The coprecipitation of Sr²⁺ with calcite between 90° and 100°C *Princeton, Univ. tech. rept. contr.*, No. (30-1) 2266.
- Holland, H.D., (1978) The chemistry of the atmosphere and oceans, *John Wiley and Sons*, New York, 351 pp.
- Holland, H.D., Borcsik, M., Munoz, J.L., Oxburgh, U.M., (1963) The coprecipitation of Sr²⁺ with aragonite and of Ca²⁺ with strontianite between 90 and 100 °C, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **27**, 957-977.
- Holland, H.D., Holland, H.J., Munoz, J.L., (1964) The coprecipitation of cations with CaCO₃. II. The coprecipitation of Sr²⁺ with calcite between 90 and 100 °C, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**, 1287-1302.
- Holleman, A.F., Wiberg, E., (1985) Lehrbuch der Anorganischen Chemie, *Walter de Gruyter*, Berlin, New York, 1451 pp.
- Hüls, M., (2000) Millennial-scale SST Variability as inferred from planktonic foraminiferal census counts in the western subtropical atlantic, *GEOMAR, Universität Kiel*, **95**, 78 pp.
- Hut, G., (1987) Stable isotope reference samples for geochemical and hydrological investigations, *Consultants Group Meeting IAEA*, Vienna 16.-18. Sept. 1985, Report to the Director General, Intern. Atomic Energy Agency, Vienna, 42.
- Hutson, W.H., (1979) The Agulhas current during the late Pleistocene: analysis of modern faunal analogs, *Science*, **207**, 64-66.
- Imbrie, J., (1955) Quantitative lithofacies and biofacies study of the Florena shale (Permian) of Kansas, *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **39**, 649-670.
- Imbrie, J., Kipp, N.G., (1971) A new micropaleontological method for paleoclimatology: application to a late Pleistocene Caribbean core, In: *The late cenozoic glacial ages*, (ed. K.K. Turekian), *Connecticut Yale University Press*, New Haven, 71-181.
- Ingmanson, D.A., Wallace, W.J. (1979) *Oceanology: An introduction*, *Wadsworth Publishing Company*, Belmont, 687 pp.
- Jacobsen, T.P., (1929) Contribution to the hydrography of the North Atlantic, *Oceanogr. Rep.*, **3**, Danish 'Dana' Exped, 1920-1922.
- Johnsen, S., Dansgaard, W., Clausen, H.B., Langway, C.C., (1972) Oxygen isotope profiles through the Antarctic and Greenland ice sheets, *Nature*, **235**, 429-434.

- Johnsen, S., Dahl-Jensen, D., Dansgaard, W., Gundestrup, N., (1995) Greenland palaeotemperatures derived from GRIP bore hole temperature and ice core isotope profiles, *Tellus B*, **47**, 624-629.
- Jouzel, J., Lorius, J.C., Petit, J.R., Genthon, C., Barkov, N.I., Kotlyakov, V.M., Petrov, V.M., (1987) Vostok ice core: a continuous isotope temperature record over the last climate cycle (160000 years), *Nature*, **329**, 403-408.
- Jung, S.J.A., (1996) Wassermassenaustausch zwischen NE-Atlantik und Nordmeer während der letzten 300 000/80 000 Jahre im Abbild stabiler O- und C-Isotope, Dissertation, *Ber. Sonderf. Ber. 313, Universität Kiel*, **61**, 104 pp.
- Kahn, M.I., (1979) Non-equilibrium oxygen and carbon isotopic fractionation in tests of living planktonic foraminifera, *Oceanol. Acta*, **2** (2), 195-208.
- Katz, A., Sass, E., Starinsky, A., Holland, H.D., (1972) Strontium behaviour in the aragonite - calcite transformation: An experimental study at 40 - 98 °C, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **36**, 481-496.
- Katz, A., (1973) The interaction of magnesium with calcite during crystal growth at 25-90°C and one atmosphere, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **37**, 1563-1586.
- Katz, E.J., Molinari, L., Cartwright, D.E., Hisard, P., Lass, H.U., DeMesquia, A., (1981) The seasonal transport of the equatorial undercurrent in the western Atlantic (during the global weather experiment), *Oceanol. Acta*, **4**, (4), 445- 50.
- Kawase, M., Sarmiento, J.L., (1986) Circulation and nutrients in middepth Atlantic waters, *J. Geophys. Res.*, **91**, (C), 9749-9770.
- Keigwin, L.D., Boyle, E.A., (1989) Late Quaternary paleochemistry of high-latitude surface waters, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **73**, 85-106.
- Keigwin, L.D., Jones, G.A., Lehmann, S.J., Boyle, E.A., (1991) Deglacial meltwater discharge, North Atlantic deep circulation, and abrupt climate change, *J. Geophys. Res.*, **96**, C9, 16811-16826.
- Keigwin, L.D., Jones, G.A., (1994) Western North Atlantic evidence for millennial-scale changes in ocean circulation and climate, *J. Geophys. Res.*, **99**, C6, 12397-12410.
- Kennett, J.P., Srinivasan M.S., (1983) Neogene planktonic foraminifera: a phylogenetic Atlas, *Stroudsburg, Pa., Hutchison Ross*, **XV**, 263 pp.
- Kennish, M.J., (1994) Practical handbook of marine science, 2nd ed. *CRC Press*, 62, 64, 68.
- Kilbourne, R.T., Sen Gupta, B.K., (1973) Elemental composition of planktonic foraminiferal tests in relation to temperature-depth habits and selective solution, *Geol. Soc. Amer., Southeastern Sect.*, **22** nd, *Ann. Meet. Abs.*, **5** (5), 408-409.
- Kinder, T.H., Hebrun, G.W., Green, A.W., (1985) Some aspects of the Caribbean Circulation, *Mar. Geol.*, **68**, 25-52.
- Kinsman, D.J.J., (1969) Interpretation of Sr²⁺ concentrations in carbonate minerals and rocks, *J. Sedimentary Petrology*, **39**, 2, 486-508.
- Kinsman, D.J.J., Holland, H.D., (1969) The coprecipitation of cations with CaCO₃, IV: The coprecipitation of Sr²⁺ with aragonite between 16 and 96 °C, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33**, 1-17.
- Kitano, Y., (1962) Behavior variations inorganic ions in the separation of calcium carbonate from a bicarbonate solution, *Bull. Chem. Soc. Jap.*, **35**, 1973-1980.
- Kitano, Y., (1964) On factors influencing the polymorphic crystallization of calcium carbonate found in marine biological systems: in: *recent researches in the fields of hydrosphere, atmosphere and nuclear geochemistry, Matuzen Company Ltd.*, 305-319.
- Kitano, Y., Hood, D.W., (1965) The influence of organic material on the polymorphic crystallization of calcium carbonate, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**, 29-41.
- Kitano, Y., Kanamori, N., (1966) Synthesis of magnesium calcite at low temperatures and pressures, *Geochem. J.*, **1**, 1-10.
- Kitano, Y., Kanamori, N., Oomori, T., (1971) Measurements of distribution coefficients of strontium and barium between carbonate precipitate and solution - abnormally high values of distribution coefficients measured at early stages of carbonate formation, *Geochem. J.*, **4**, 183-206.
- Kitano, Y., Terao, H., (1972) Measurements of distribution coefficients of minor elements between carbonate precipitate and solution - strontium - barium coexistent system, *Fossils, Kaseki*, **23/24**, 26-32.
- Kleijne, A., Kroon, D., Zevenboom, W., (1989) Phytoplankton and foraminiferal frequencies in northern Indian Ocean and Red Sea surface waters. *Netherlands J. Sea Res.*, **24**, 4, 531-539.
- Klein, C., Hurlbut, C.S.Jr., (1993) Manual of Mineralogy, *J. Wiley & Sons*, New York, NY, United States, 681 pp.
- Krinsley, D., (1960) Magnesium, strontium and aragonite in the shells of certain littoral gastropods. *J. Paleont.*, **34**, 744-755.

- Kroon, D., Ganssen, G., (1988) Northern Indian Ocean upwelling cells and the stable isotope composition of living planktic foraminifers, In: *planktonic foraminifers as tracers of ocean-climate history*, (ed. G.-J. Brimmer and D. Koon), *Free University Press*, Amsterdam, 299-317.
- Kroon, D., Ganssen, G., (1989) Northern Indian Ocean upwelling cells and the stable isotope composition of living planktonic foraminifers, *Deep-Sea Res.*, **36**, 8, 1219-1236.
- Kroopnick, P.M., (1985) The distribution of ^{13}C of ΣCO_2 in the world oceans, *Deep-Sea Res.*, **33**, 1, 57-84.
- Kulp, J.L., Turekian, K.K., Boyd, D.W., (1952) Strontium content of limestones and fossils., *Geo. Soc. Am. Bull.*, **63**, 701-716.
- Labeyrie, L., Duplessy, J.-C., Duprat, J., Juillet-Leclerc, A., Moyes, J., Michel, E., Kallel, N., Shackleton, N.J., (1992) Changes in the vertical structure of the North Atlantic Ocean between glacial and modern times, *Quat. Sci., Rev.*, **11**, 401-414.
- Labeyrie, L., Vidal, E., Cortijo, E., Paterne, M., Arnold, M., Duplessy, J.-C., Vautravers, M., Labracherie, M., Duprat, J., Turon, J.L., Grousset, F., Van Weering, T., (1995) Surface and deep hydrology of the Northern Atlantic Ocean during the past 150 000 years, *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, **B**, **348**, 255-264.
- Lahann, R.W., Siebert, R.M., (1982) A kinetic model for distribution coefficients and application to magnesium-calcites, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **46**, 2229-2237.
- Lea, D.W., Spero, H.J., (1992) Experimental determination of barium uptake in shells of the planktonic foraminifera *Orbulina universa* at 22 °C, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 2673-2680.
- Lea, D.W., Martin, P.A., Chan, D.A., Spero, H.J., (1995) Calcium uptake and calcification rate in the planktonic foraminifer *Orbulina universa*, *J. Foram. Res.*, **25**, 1, 14-23.
- Lea, D.W., Mashiotta, T.A., Spero, H.J., (1997) Using Mg-paleothermometry to separate temperature and seawater composition in foraminiferal oxygen isotope records, *EOS Trans. AGU*, **78**, **46**, **Suppl.**, 388.
- Lea, D.W., Mashiotta, T.A., Martin, P.A., Spero, H.J., (1998) Paleoceanographic applications of magnesium and strontium in planktonic foraminifera, 6th *International Conference on Paleoceanology*, (ICP IV), 22.-28. August, Abstract Volume, 149.
- Lea, D.W., Mashiotta, T.A., Spero, H.J., (1999) Controls on magnesium and strontium uptake in planktonic foraminifera determined by live culturing, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**, **16**, 2369-2379.
- Lee, J.J., Anderson, O.R., (1991) *Biology of Foraminifera*, *Academic Press*, London, 263 pp.
- Leitmeir, H., (1910) Zur Kenntnis der Carbonate: I. Die Dimorphie des kohlen-sauren Kalkes. *Neues Jahrb. Mineral.*, **I**, 49-74.
- Leitmeir, H., (1916) Zur Kenntnis der Carbonate: II. *Neues Jahrb. Mineral., Beilageband*, **40**, 655-700.
- Lembke, L., (1997) Paläozeanographische Rekonstruktion karibischer Tiefenwassermassen anhand von stabilen Kohlenstoffisotopen aus Benthosforaminiferen und metastabilen Karbonatlösungsindizes, *Diplomarbeit*, GEOMAR, Kiel, 77pp.
- Lerman, A., (1965) Paleoecological problems of magnesium and strontium in biogenic calcites in light of recent thermodynamic data, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**, 977- 1002.
- Levitus, S., Boyer, T., (1994) *World Ocean Atlas*, NOAA Atlas, U.S. Department of Commerce, 117 pp.
- Lin, H.-L., Peterson, L.C., Overpeck, J.T., Trumbore, S.E., Murray, D.W., (1997) Late Quaternary climate change from $\delta^{18}\text{O}$ records of multiple species of planktonic foraminifera: high-resolution records from the anoxic Cariaco Basin, Venezuela, *Paleoceanography*, **12**, **3**, 415-427.
- Lippmann, F., (1960) Versuch zur Aufklärung der Bildungsbedingungen von Calcit und Aragonit, *Fortschr. Mineral.*, **38**, 156-161.
- Lippmann, F., (1973) *Sedimentary carbonate minerals: minerals, rocks, and inorganic materials*, *Springer-Verlag*, **6**, 228.
- Lipps, J.H., Ribbe, P.H., (1967) Electron-probe microanalysis of planktonic foraminifera, *J. Paleontol.*, **41**, 492-496.
- Lohmann, G.P., (1995) A model for variation in the chemistry of planktonic foraminifera due to secondary calcification and selective dissolution, *Paleoceanography*, **10**, **3**, 445-457.
- Lorens, R.B., Williams, F., Bender, M.L., (1977) The early nonstructural chemical diagenesis of foraminiferal calcite, *J. Sedimentary Petrology*, **47**, 1602-1609.
- Lorens, R.B., (1981) Sr, Cd, Mn and Co distribution coefficients in calcite as a function of calcite precipitation rate, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **45**, 553-561.
- Lowenstam, H.A., (1954a) Factors affecting the aragonite-calcite ratios in carbonate secreting marine organisms, *J. Geol.*, **62**, 284-321.
- Lowenstam, H.A., (1954b) Systematic, paleoecologic and evolutionary aspects of skeletal building materials, in: *Status of invertebrate paleontology*, (ed. B. Kummel, 1953), *Harvard Coll. Mus. Comp. Zoo. Bull.*, **112**, (3), 287-317.
- Lowenstam, H.A., (1961) Mineralogy, $\text{O}^{18}/\text{O}^{16}$ -ratios and strontium and magnesium contents of recent and fossil brachiopods and their bearing on the history of the oceans, *J. Geol.*, **69**, 241-260.

- Lowenstam, H.A., (1963) Biological problems relating to the composition and diagenesis of sediments, In: *the earth sciences*, (ed. T.W. Donnelly), problems and progress in current research, *Rice University Semicentennial Pub.*, *Chicago Univ. Press*, 137-195.
- Lowenstam, H.A., (1964) Coexisting calcite and aragonites from skeletal carbonates of marine contents, in: *recent researches in the fields of hydrosphere, atmosphere and nuclear geochemistry*, *Matuzen Company Ltd.*, 373-404.
- Lozhkin, A.V., Anderson, P.M., (1995) Last interglaciation in the Arctic and Subarctic regions, *Quart. Res.*, **43**, 147-158.
- MacAyeal, D.R., (1993) Binge/purge oscillations of the Laurentide ice sheet as a cause of the North Atlantic's Heinrich events, *Paleoceanography*, **8**, 775-784.
- Mackenzie, F.T., Bischoff, W.D., Bishop, F.C., Loijens, M., Schoonmaker, J., Wollast, R., (1983) Magnesium calcites: low-temperature occurrence, solubility and solid-solution behavior, In: *Carbonates: Mineralogy and Chemistry* (ed. R.J.Reeder); *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, **11**, 97-144.
- Mackenzie, F.T., (1964) Strontium content and variable strontium-chlorinity relationship of Sargasso Sea water, *Science*, **146**, 517-518.
- Mak, T.C.W., Zhou, G.D., (1992) Crystallography in modern chemistry, *John Wiley & Sons*, New York, 146-150.
- Martin, W.R., Sayles, F.L., (1996) CaCO₃ dissolution in sediments of the Ceara Rise, western equatorial Atlantic, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**, 243-263.
- Martin, P.A., Lea, D.W., Mashiotto, T.A., Papenfuss, T.P., Sarnthein, M., Spero, H.J., (1997) Glacial-Interglacial variation in the mean ocean strontium? *EOS Trans. AGU*, **78**, **46**, **Suppl.**, 388.
- Martinson, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C.Jr., Shackleton, N.J., (1987) Age dating and the orbital theory of the ice ages: development of a high-resolution 0 to 300 000 year chronostratigraphy, *Quat. Res.*, **27**, 1-29.
- Maslin, M.A., (1995) Changes in North Atlantic deep-water formation associated with Heinrich events, *Naturwissenschaften*, **82**, 330-333.
- Maslin, M.A., Shackleton, N.J., Plaumann, U., (1995) Surface water temperature, salinity, and density changes in the northeast Atlantic during the last 45 000 years: Heinrich events, deep water formation and climatic rebounds, *Paleoceanography*, **10**, 527-544.
- Mashiotto, T.A., Lea, D.W., Spero, H.J., (1999) Glacial-interglacial changes in Subantarctic sea surface temperature and $\delta^{18}\text{O}$ -water using foraminiferal magnesium, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **170**, 417-432.
- Matthes, S., (1987) Mineralogie, eine Einführung in die spezielle Mineralogie, Petrologie und Lagerstättenkunde, *Springer-Verlag*, Stuttgart, 76-88.
- McCartney, M.S., (1992) Recirculating components to the deep boundary current of the northern Atlantic, *Prog. Oceanogr.*, **29**, 283-383.
- McIntyre, W.F. Ruddiman, K.K., Mix, A.C., (1989) Surface water response of the equatorial Atlantic ocean to orbital forcing, *Paleoceanography*, **4**, **1**, 19-55.
- McKenzie K.G., (1986) Ostracoda: new aspects of their biogeography, In: *Crustacean biogeography*, (eds. R.T. Gore und L.H. Kenneth), *A.A. Balkema/Rotterdam/Boston*, 257-277.
- McKenzie, K.G., Majoran, S., Emami, V., Reymont, R.A., (1989) The Krithe problem - first test of peypouquet's hypothesis, with a redescription of Krithe Praetexta (Crustacea, Ostracoda), *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **74**, 343- 354.
- McPhaden, (1984) On the dynamics of equatorial subsurface countercurrents, *J. Phys. Oceanogr.*, **14**, 1216-1225.
- Meinecke, G., (1992) Spätquartäre Oberflächenwassertemperaturen im östlichen äquatorialen Atlantik, Dissertation, *Ber. Geowissenschaften Univ. Bremen*, **29**, 181 pp.
- Metcalfe, W.G., Stalcup, M.C., (1976) A new bathymetric chart of the Windward Passage sill, *Deep-Sea Res.*, **23**, 1209-1212.
- Millero, F.J., (1979) The thermodynamics of the carbonate system in seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **43**, 1651-1661.
- Milliman, J.D., (1974), Recent sedimentary carbonates, Part I, In: *Marine carbonates*, *Springer-Verlag*, Berlin, 375 pp.
- Miro, M.D., (1971) Los foraminíferos vivos sedimentados del margen continental de Venezuela, *Acta Geol. Hisp. VI*, **4**, 104-106.
- Moberly, R, Jr., (1968) Composition of Mg-calcite of algae and pelecypods by electron microprobe analysis, *Sedimentology*, **11**, 61-82.
- Moberly, R, Jr., (1973) Rapid chamber-filling growth of marine aragonite and Mg-calcite, *J. Sedimentary Petrology*, **43**, 634-635.

- Molina-Cruz, A., Thiede, J., (1977) The glacial northeastern Atlantic circulation along the Eurafrikan continental margin, *EOS Trans. AGU*, **58**, 6, 416.
- Molina-Cruz, A., Thiede, J., (1978) The glacial eastern boundary current along the Eurafrikan continental margin, *Deep-Sea Res.* **25**, 337-356.
- Monteiro, J.H., Abrantes, F.G., Alveirinho-Dias, J.M., Gaspar, L.C., (1981) Upwelling records in recent sediments from southern Portugal in coastal upwelling, NATO conference series, In: *Coastal Upwelling: Its sediment record, Part B: Sedimentary Records of ancient Coastal Upwelling* (eds. E. Suess und J. Thiede) *Plenum Press*, 145-162.
- Montoya, M., Crowley, T.J., von Storch, H., (1996) Coupled GCM simulation of the last interglacial, *EOS Trans. AGU*, **77**, 46, **Suppl.** 295.
- Moore, W.S., Sarmiento, J.L., Key, R.M., (1986) Tracing the Amazon component of surface Atlantic water using ^{228}Ra , salinity and silica, *J. Geophys. Res.*, **91**, 2574-2580.
- Morley, N.H., Burton, J.D., Tankere, S.P.C., Martin, J.-M. (1997) Distribution and behaviour of some dissolved trace metals in the western Mediterranean Sea, *Deep-Sea Res.*, **44**, 3-4, 675-691.
- Morrison, J.M., Nowlin, W.D. Jr., (1982) General distribution of water masses within the eastern Caribbean Sea during the winter of 1972 and fall of 1973, *J. Geophys. Res.*, **87**, C6, 4207-4229.
- Morrow, D.W., Mayers, I.R., (1978) Simulation of limestone diagenesis - a model based on strontium depletion, *Canadian J. Earth Sci.*, **15**, 376-396.
- Morse, J.W., Mucci, A., Walter, L.M., Kaminsky, M.S., (1979) Magnesium interaction with the surface of calcite in seawater, *Science*, **205**, 904-905.
- Morse, J.W., Bender, M.L. (1990) Partition coefficients in calcite: examination of factors influencing the validity of experimental results and their application to natural systems, *Chem. Geol.*, **82**, 265-277.
- Morse, J.W., Mackenzie, F.T., (1990) Geochemistry of sedimentary carbonates, in: *Developments in Sedimentology 48*, Elsevier Press, Amsterdam, Oxford, New York, Tokyo, 707 pp.
- Mucci, A., (1983) The solubility of calcite and aragonite in seawater at various salinities, temperatures and one atmosphere total pressure, *Am. J. Sci.*, **283**, 780-799.
- Mucci, A., Morse, J.W., (1983) The incorporation of Mg^{2+} and Sr^{2+} into calcite overgrowths: influences of growth rate and solution composition, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **47**, 217-233.
- Mucci, A. (1987) Influence of temperature on the composition of magnesian calcite overgrowths precipitated from seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **51**, 1977-1984.
- Mucci, A., Canuel, R., Zhong, S., (1989) The solubility of calcite and aragonite in sulfate-free seawater and the seeded growth kinetics and composition of the precipitates at 25 °C, *Chem. Geol.*, **74**, 309-320.
- Mucci, A., Morse, J.W., (1990) Chemistry of the low-temperature abiogenic calcites: experimental studies on coprecipitation, stability and fractionation. *Rev. Aquatic. Sci.*, **3**, 217-254.
- Müller, A., Nürnberg, D., (1997) Tracing the Mediterranean Outflow Water by Mg/Ca and Sr/Ca ratios in benthic ostracods, *EOS Trans. AGU*, **78**, 46, **Suppl.**, 360.
- Müller, A., Nürnberg, D., Schneider, R.R., (1998) Paleo-SST calculations in the equatorial east Atlantic from Mg/Ca ratios in planktic foraminifers - a comparison to U_{37}^K , MAT and Transferfunction, 6th *International Conference on Paleoceanology*, (ICP IV), 22.-28. August, Abstract Volume, 170.
- Müller, P.J., Kirst, G., Ruhland, G., von Storch, I., Rosell-Melé, A., (1998 a) Calibration of the alkenone paleotemperature index U_{37}^K based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N - 60°S), *Geochim. Cosmochim. Acta*, **62**, 10, 1757 - 1772.
- Munha, J., Barriga, F.J.A.S., Kerrich, R., (1986) High ^{18}O -forming fluids in volcanic-hosted base metal massive sulfide deposits: Geologic, $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and D/H evidence from the Iberian pyrite belt, *Mar. Economic. Geol.*, **81**, 530-552.
- Nelson, C.H., Lamothe, P.J., (1993) Heavy metal anomalies in the Tinto and Odiel River and Estuary system, In: *trace contaminants and nutrients in estuaries*, (ed. J.S. Kuwabara), *Estuaries*, **16**, 496-511.
- Niebler, H.-S., (1995) Rekonstruktion von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunen-Vergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik, *Ber. Polarf.*, **167**, 198 pp.
- Nielsen, T.N., (1925) Golfströmen, in: *Geogrisk tidsskrift*, **28**, 1, 23-45.
- Nürnberg, D., (1991) Haupt- und Spurenelemente in Foraminiferengehäusen - Hinweise auf klimatische und ozeanographische Änderungen im nördlichen Nordatlantik während des Spätquartärs, *Dissertation*, Universität Kiel, *GEOMAR-Report*, 8, 117 pp.
- Nürnberg, D., (1995) Magnesium in Tests of *Neogloboquadrina pachyderma* sinistral from high northern and southern latitudes, *J. Foram. Res.*, **25**, 4, 350-368.
- Nürnberg, D., Bijma, J., Hemleben, C., (1996) Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **60**, 5, 803-814.
- Nürnberg, D., Müller, A., (1997) Mg/Ca and Sr/Ca Ratios in planktic foraminifers: internal distribution, dissolution behavior and paleoenvironmental information, *EOS Trans. AGU*, **78**, 46, **Suppl.**, 383-384.

- Nürnberg, D., Müller, A., Schneider, R.R., (2000) Paleo-SST calculations in the equatorial east Atlantic from Mg/Ca ratios in planktic foraminifers - a comparison to SST estimates from U_{37}^K , oxygen isotopes and foraminiferal Transferfunction, submitted to *Paleoceanography*, October, 1999.
- Nyberg, J., Malmgren, B., Winter, A., Weil, E., Taggart, B., (1996) High-resolution variability of Caribbean climate during the last interglacial maximum deduced from stable isotopes in corals, *EOS Trans. AGU*, **77**, **46**, Suppl. 383.
- O'Neil, J.R., Clayton, R.N., Mayeda, T.K., (1969) Oxygen isotope fraction in divalent metal carbonates, *J. Chem. Phys.*, **51**, 5547-5558.
- Oberhänsli, H., Benier, C., Meinecke, G., Schmidt, H., Schneider, R., Wefer, G., (1992) Planktonic foraminifers as tracers of ocean currents in the eastern south atlantic, *Paleoceanography*, **7**, **5**, 607-632.
- Odum, H.T., (1951) The stability of the world strontium cycle, *Science*, **114**, 407-411.
- Odum, H.T., (1957) Biogeochemical deposition of strontium, *Univ. Texas Inst. Mar. sci. Pub.* **4**, 38-114.
- Ohde, S., Kitano, Y., (1984) Coprecipitation of strontium with marine Ca-Mg-carbonates, *Geochem. J.*, **18**, 143-146.
- Oomori, T., Kaneshima, H., Maezato, Y., Kitano, Y., (1987) Distribution coefficient of Mg^{2+} ions between calcite and solution at 10-50°C, *Mar. Chem.*, **20**, 327-336.
- Opdyke, B.N., Walter, L.M., Huston, T.J., (1993) Fluoride content of foraminiferal calcite: relations to life habitat, oxygen isotope composition and minor element chemistry, *Geology*, **21**, 169-172.
- Oppo, D.W., Faibanks, R.G., (1990) Atlantic Ocean thermohaline circulation of the last 150 000 years, relationship to climate and atmospheric CO_2 , *Paleoceanography*, **5**, **3**, 277-288.
- Overpeck, J.T., Webb, III, T., Prentice, I.C., (1985) Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: Dissimilarity coefficients and the method of modern analogs, *Quat. Res.*, **23**, 87-108.
- Oxburgh, R., (1998) The Holocene preservation history of equatorial Pacific sediments, *Paleoceanography*, **13**, **1**, 50-62.
- Palanques, A., Diaz, J.I., Farran, M., (1995) Contamination of heavy metals in the suspended and surface sediment of the Gulf of Cadiz, (Spain): the role of sources, currents, pathways and sinks, *Oceanol. Acta*, **18**, 469-478.
- Palmer, M.R., Edmond, J.M., (1989) The strontium isotope budget of the modern ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **92**, 11-26.
- Parr, A.E., (1938) Further observations on the hydrography of the Eastern caribbean and adjacent Atlantic waters, *Bull. Bingham Oceanogr. Coll.*, **6**, **4**, 1-29.
- Peterson, L.C., Overpeck, J.T., Kipp, N.G., Imbrie, J., (1991) A high-resolution Late Quaternary record from the anoxic Cariaco Basin, Venezuela, *Paleoceanography*, **6**, **1**, 99-119.
- Peterson, R.G., Stramma, L., (1991) Upper-Level circulation in the South Atlantic Ocean, *Prog. Oceanog.*, **26**, 1-73.
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.J., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, V.Y., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E., Stievenard, M., (1999) Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica, *Nature*, **399**, 429-436.
- Philander, S.H.G., Pacanowski, R.C., (1986a) The mass and heat budget in a model of the tropical Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, **91** (C12), **14**, 212-220.
- Philander, S.H.G., Pacanowski, R.C., (1986b) A model of the seasonal cycle in the tropical Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, **91** (C12), **14**, 192-206.
- Pingitore, N.E., Eastman, M.P., (1986) The coprecipitation of Sr^{2+} with calcite at 25 °C and 1 atm, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**, 2195-2203.
- Pingitore, N.E., Lytle, F.W., Davies, B.M., Eastman, M.P., Eller, P.G., Larson, E.M., (1992) Mode of incorporation of Sr^{2+} in calcite: determination by X-Ray absorption spectroscopy, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**, 1531-1538.
- Plummer, L.N., Mackenzie, F.T., (1974) Predicting mineral solubility from rate data: Application to the dissolution of magnesian calcites, *Am. J. Sci.*, **274**, 61-83.
- Pokrovsky, O.S., Schott, J., Thomas, F., (1999) Processes at the magnesium-bearing carbonates/solution interface, I. A surface speciation model for magnesite, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**, **6**, 863-880.
- Pokrovsky, O.S., Schott, J., (1999) Processes at the magnesium-bearing carbonates/solution interface, II. Kinetics and mechanism of magnesite dissolution, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **63**, **6**, 881-897.
- Prahl, F.G., Wakeham, S.G., (1987) Calibration of unsaturation patterns in long-chain ketone compositions for paleotemperature assessment, *Nature*, **330**, 367-369.
- Prahl, F.G., Muehlhausen, L.A., Zahnle, D.L., (1988) Further evaluation of long-chain alkenones as indicators of paleoceanographic conditions, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **52**, 2303-2310.

- Prell, W.L., Gardner, J.V., Bé, A.W.H., Hays, J.D., (1976) Equatorial Atlantic and Caribbean foraminiferal assemblages, temperatures and circulation: Interglacial and Glacial Comparisons, *Geol. Soc. Am. Mem.*, **145**, 247-266.
- Prell, W.L., Curry, W.B., (1981) Faunal and isotopic indices of monsoonal upwelling: Western Arabian Sea, *Oceanol. Acta*, **4**, 1, 91-98.
- Prell, W.L., (1985) The stability of low-latitude sea-surface temperatures: an evaluation of the CLIMAP reconstruction with emphasis on the positive SST anomalies, *Rep. TR025*, U.S. Dep. of Energy, 60 pp.
- Prentice, I.C., (1980) Multidimensional scaling as a research tool in quaternary palynology: A review of theory and methods, *Rev. Paleobot. Palynol.*, **31**, 71-104.
- Puechmaille, C., (1994) Mg, Sr and Na fluctuations in the test of modern and recent *Globigerina bulloides*, *Chem. Geol.*, **116**, 147-152.
- Ramdohr, P., Strunz, H., (1978) Lehrbuch der Mineralogie, *Ferdinand Enke*, 376pp.
- Ravelo, A.C., Fairbanks, R.G., Philander, S.G.H., (1990) Reconstructing tropical atlantic hydrography using planktonic Foraminifera and an ocean model, *Paleoceanography*, **5**, 3, 409-431.
- Reid, J.L., Lynn, R.L., (1979) On the contribution of the Mediterranean Sea Outflow to the Norwegian-Greenland Sea, *Deep-Sea Res.*, **26 A**, 1199-1223.
- Revelle, R., Fairbridge, R.W., (1957) Carbonates and carbon dioxide, In: *Treatise on Marine Ecology*, (ed. J.W. Hedgpeth), *Geol. Soc. Am. Mem.*, **67**, 1, 239-296.
- Reynolds, L., Thunell, R.C., (1985) Seasonal succession of planktonic foraminifera in the subpolar North Pacific, *J. Foram. Res.*, **15**, 4, 282-301.
- Ribbat, B., Roether, W., Münnich, K.O., (1976) Turnover of eastern Caribbean deep water from ^{14}C measurements, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**, 331-341.
- Richter, F.M., Liang, Y., (1993) The rate and consequences of strontium diagenesis in the deep-sea carbonates, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **117**, 553-565.
- Rosell-Melé, A., Eglinton, G., Pflaumann, U., Sarnthein, M., (1995) Atlantic core-top calibration of U^{37}K index as a sea-surface paleotemperature indicator, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 3099-3107.
- Rosell-Melé, A., (1998a) Interhemispheric appraisal of the value of alkenone indices as temperature and salinity proxies in high-latitude locations, *Paleoceanography*, **13**, 6, 694-703.
- Rosell-Melé, A., (1998b) Project takes a new look at past sea surface temperatures, *EOS Trans. AGU*, **79**, 33, 393-394.
- Rosenthal, Y., Boyle, E.A., (1993) Factor controlling the fluoride content of planktonic foraminifera: an evaluation of its paleoceanographic applicability, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **57**, 335-346.
- Rosenthal, Y., Boyle, E.A., Slowey, N., (1997) Temperature control on the incorporation of magnesium, strontium, fluorine and cadmium into benthic foraminiferal shells from Little Bahama Bank: prospects for thermocline paleoceanography, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **61**, 17, 3633-3643.
- Rostek, F.G., Ruhland, G., Bassinot, F.C., Müller, P.J., Labeyrie, L.D., Lancelot, Y., Bard, E., (1993) Reconstructing sea surface temperature and salinity using $\delta^{18}\text{O}$ and alkenone records, *Nature*, **364**, 319-231.
- Ruddiman, W.F., Shackleton, N.J., McIntyre, A., (1986) North Atlantic sea-surface temperatures for the last 1.1 million years, *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **21**, 155-173.
- Sarnthein, M., Winn, K., Jung, S.J.A., Duplessy, J.-C., Labeyrie, L., Erlenkeuser, H., Ganssen, G., (1994) Changes in east Atlantic deepwater circulation over the last 30 000 years: Eight time slice reconstructions, *Paleoceanography*, **9**, (2), 209-267.
- Sarnthein, M., Jansen, E., Weinelt, M., Arnold, M., Duplessy, J.-C., Erlenkeuser, H., Flatøy, A., Johannessen, G., Johannessen, T., Jung, S.J.A., Koc, N., Labeyrie, L., Maslin, M., Plauemann, U., Schulz, H., (1995) Variations in the Atlantic surface ocean paleoceanography, $50^\circ - 85^\circ\text{N}$: a time-slice record of the last 55 000 years, *Paleoceanography*, **10**, 6, 1063-1094.
- Sass, E., Morse, J.W., Millero, F.J., (1983) Dependence of the values of calcite and aragonite thermodynamic solubility products on ionic models, *Am. J. Sci.*, **283**, 218-229.
- Sautter, L.R., Thunell, R.C., (1991) Seasonal variability in $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of planktonic foraminifera from an upwelling environment: Sediment trap results from the San Pedro Basin, Southern California Bight, *Paleoceanography*, **6**, 3, 307-334.
- Savin, S.M., Douglas, R.G., (1973) Stable Isotope and magnesium geochemistry of recent planktonic foraminifera from the south pacific, *Geol. Soc. Am. Bul.*, **84**, 2327-2342.
- Schlager, W., James, N.P., (1978) Low-magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the ocean, Bahamas, *Sedimentology*, **25**, 675-702.
- Schlanger, S.O., (1988) Strontium storage and release during deposition and diagenesis of marine carbonates relates to sea-level variations, In: *Physical and chemical weathering in geochemical cycles* (eds. A. Lerman, M. Meybeck), 323-339.

- Schmalz, R.F., (1965) Brucite in carbonate secreted by the red alga *Goniolithon* sp., *Science*, **149**, 993-996.
- Schmitz, Jr., W.J.J., McCartney, M.S., (1993) On the North Atlantic Circulation, *J. Geophys. Res.*, **31**, (1), 29-49.
- Schneider, R.R., Müller, P.J., Ruhland, G., (1995) Late quaternary surface circulation in the east equatorial south atlantic: evidence from alkenone sea surface temperatures, *Paleoceanography*, **10**, 2, 197-219.
- Schneider, R.R., Müller, P.J., Ruhland, G., Meinecke, G., Schmidt, H., Wefer, G., (1996) Late Quaternary surface temperatures and productivity in the East-Equatorial South Atlantic: response to changes in the trade/monsoon wind forcing and surface water advection, In: *The South Atlantic: Present and Past Circulation* (eds. G. Wefer, W.-H. Berger und D.J. Webb), Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 527-551.
- Schönfeld, J., (1998) Monitoring the last Pleistocene and Holocene mediterranean outflow at the western iberian margin with benthic foraminiferal communities and stable iostopes, *6th International Conference on Paleoceanology*, (ICP IV), 22.-28. August, Abstract Volume, 205.
- Seiwell, H.R., (1938) Application of the distribution of oxygen to the physical oceanography of the Caribbean Sea region, *Pap. Phys. Oceanogr. Meteorol.*, **6**, 1, 1-60.
- Shackleton, N.J., (1974) Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and benthonic foraminifera genus *Uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial, in: *Les Methodes quantitative detudedes variations du climat au cours du Pleistocene*, *Colloq. Int. C.N.R.S.*, **219**, 203-209.
- Shackleton, N.J., Vincent, E., (1978) Oxygen and carbon isotope studies in recent foraminifera from the southwest Indian Ocean, *Mar. Micropaleont.*, **3**, 1-13.
- Shannon, L.V., Hutchings, L., Bailey, G.W., Shelton, P.A., (1984) Spatial and temporal distributions of chlorophyll in the southern African waters as deduced from ship and satellite measurements and their implications for pelagic fisheries, *S. Afr. J. Mar. Sci.*, **2**, 109-130.
- Sharifi, A.R., Croudace, I.W., Austin, R.L., (1991) Benthic Foraminiferis as pollution indicators in Southampton Water, southern England, U.K., *J. Micropalaentol.*, **10**, 1, 109-113.
- Sierro, F.J., Flores, J.A., Baraza, J., (1999) Last glacial to recent paleoenvironmental changes in the Gulf of Cadiz and formation of sandy contourite layers, *Mar. Geol.*, **155**, 157-172.
- Sikes, E.L., Keigwin, L.D., (1994) Equatorial Atlantic sea surface temperature for the last 30 kyr: a comparison of U^{k}_{37} , $\delta^{18}O$ and foraminiferal assemblage temperature estimates, *Paleoceanography*, **9**, 1, 31-45.
- Simkiss, K., (1964) Variation in the crystallization form of calcium carbonate from artificial sea water, *Nature*, **201**, 492-493.
- Smith, S.V., Buddemeier, R.W., Redalje, R.C., Houck, J.E., (1979) Strontium-calcium thermometry in coral skeletons, *Science*, **204**, 404-407.
- Spindler, M., Hemleben, C., Salomons, J.B., Smit, L.P., (1984) Feeding behaviour of some planktonic foraminifers in laboratory culture, *J. Foram. Res.*, **14**, 237-249.
- Spivack, A.J., Husted, S.S., Boyle, E.A., (1983) In: trace metals in seawater, *Plenum Press*, 505-512.
- Stalcup, M.C., Metcalf, W.G., (1972) Current measurements in the Passages of the Lesser Antilles, *J. Geophys. Res.*, **77**, 6, 1032-1049.
- Stalcup, M.C., Metcalf, W.G., Johnson, R.G., (1974) Deep Caribbean inflow through the Anegada-Jungfern Passage, *J. Mar. Res.*, 15-35.
- Stoll, H.M., Schrag, D.P., (1996) Evidence for glacial control of rapid sea level changes in the Early Cretaceous, *Science*, **272**, 1771-1774.
- Stoll, H.M., Schrag, D.P., (1998) Effects of Quaternary sea level cycles on strontium in seawater, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **62**, 7, 1107-1118.
- Stott, L.D., Tang, C.M., (1996) Reassessment of foraminiferal-based tropical sea surface $\delta^{18}O$ paleotemperatures, *Paleoceanography*, **11**, 37-56.
- Stramma, L., Schott, F., (1999) The mean flow field of the tropical Atlantic Ocean, *Deep-Sea Res.*, **II**, **46**, 279-303.
- Stüber, A., (1999) Spätpleistozäne Variabilität der Zwischenwasserzirkulation im subtropischen Westatlantik auf glazial-interglazialen und suborbitalen Zeitskalen: Rekonstruktion anhand stabiler Kohlenstoffisotope und Spurenmetallverhältnisse in kalkschaligen Benthosforaminiferen, *Dissertation*, Universität Kiel, 118 pp.
- Stute, M., Foster, M., Frischkorn, H., Serejo, A., Clark, J.F., Schlosser, P., Broecker, W.S., Bonani, G., (1995) Cooling of tropical Brazil (5 °C) during the last glacial maximum, *Science*, **269**, 379-383.
- Terada, J., (1953a) Crystal structure of Ba-Sr-Ca- triple carbonate, *Nature*, **171**, 517-518.
- Terada, J., (1953b) Crystal structure of Ba-Sr-Ca- triple carbonate, *J. Phys. Soc. Japan*, **8**, 158-164.
- Thiede, J., (1973) Planctonic foraminifera in hemipelagic sediments; shell preservation off Portugal and Morocco, *GSA*, **84**, 2749-2754.

- Thiede, J., (1975) Distribution of foraminifera in surface waters of a coastal upwelling area, *Nature*, **253**, 712-714.
- Thiede, J., (1978) A glacial Mediterranean, *Nature*, **276**, 680-683.
- Thiede, J., (1983) Skeletal plankton and nekton in upwelling water masses off north-western South America and north-western Afrika, NATO conference series, In: *Coastal Upwelling: It's sedimentary record, Part A*, (eds. J. Thiede und E. Suess), *Plenum Press*, 183-208.
- Thompson, L.G., Mosley-Thompson, M.E., Davis, P.N., Lin, K.A., Henderson, J., Cole-Dai, K.B., Bolzam, K.B., Lin, K.B., (1995) Late glacial stage and Holocene tropical ice-core records from Huascarán, Peru, *Science*, **269**, 46-50.
- Thompson, T.G., Chow, T.J., (1955) The strontium-calcium atom ratio in carbonate-secreting marine organisms, *Deep-Sea Res., Suppl.*, **3**, 20-39.
- Thunell, R.C., (1979) Eastern Mediterranean Sea during the last glacial maximum: an 18 000-year B.P. reconstruction, *Quat. Res.*, **11**, 353-372.
- Thunell, R.C., Williams, D.F., (1989) Glacial-Holocene salinity changes in the Mediterranean Sea: hydrographic and depositional effects, *Nature*, **338**, 493-496.
- Thunell, R.D., Anderson, D.G., Miao, Q., (1994) Sea-Surface temperature estimates for the Tropical Western Pacific during the last glaciation and their implications for the Pacific warm pool, *Quat. Res.*, **41**, 255-264.
- Todd, R., (1957) Geology of Spain, Mariana islands, smaller foraminifera: *U.S. Geol.* 265-320.
- Tomczak, M., Godfrey, J.S., (1994) Regional oceanography: An introduction, *Pergamon Press*, London, 422 pp.
- Turekian, K.K., (1955) Paleoecological significance of the Sr/Ca ratio in fossils and sediments, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **66**, 155-158.
- Turekian, K.K., Armstrong, R.L., (1960) Magnesium, strontium and barium concentrations and calcite-aragonite ratios of some recent molluscan shells, *J. Mar. Res.*, **18**, 133-151.
- Turekian, K.K., Armstrong, R.L., (1961) Chemical and mineralogical composition of fossil molluscan shells from the Fox Hills formation, South Dakota, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **72**, 1817-1828.
- Turekian, K.K., (1963) Rates of calcium carbonate deposition by deep-sea organisms, molluscs and the coral-algae association, *Nature*, **197**, 277-278.
- Ufkes, E., Jansen, J.H.F., Brummer, G.J.A., (1998) Living planktonic foraminifera in the eastern South Atlantic during spring: indicators of water masses, upwelling and the Congo (Zaire) river plume, *Mar. Micropaleont.*, **33**, 27-53.
- Van Campo, E., Duplessy, J.-C., Prell, W.L., Barratt, N., Sabatier, R., (1990) Comparison of terrestrial and marine temperature estimates for the past 135 kyr off southeast Africa: A test for GCM simulations of paleoclimate, *Nature*, **348**, 209-212.
- van Geen, A., Rosener, P., Boyle, E.A., (1988) Entrainment of trace-metal-enriched Atlantic-shelf water in the inflow to the Mediterranean Sea, *Nature*, **331**, 423-426.
- van Geen, A., Boyle, E.A. (1990) Variability of trace-metal fluxes through the Strait of Gibraltar, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **89**, 65-79.
- van Geen, A., Boyle, E.A., Martin, J.M., (1990) Trace metal enrichments in coastal waters of the Iberian peninsula, *EOS. Trans. Am. Geophys. Union*, **71**, 89.
- van Geen, A., Boyle, E.A., Moore, W., (1991) Trace metal enrichments in waters of the Gulf of Cadiz, Spain, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **55**, 2173-2191.
- van Geen, A., Adkins, J.F., Boyle, E.A., Nelson, C.H., Palanques, A., (1997) A 120 yr record of widespread contamination from mining of the Iberian pyrite belt, *Geology*, **25**, 4, 291-294.
- Vergnaud-Grazzini, C., (1976) Non equilibrium isotopic compositions of shells of planktonic foraminifera in the Mediterranean Sea, *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, **20**, 263-276.
- Vergnaud-Grazzini, C., Borsetti, A.M., Cati, F., Colantoni, P., D'Onofrio, S., Saliège, J.F., Sartori, R., Tampieri, R., (1988) Palaeoceanographic record of the last deglaciation in the Strait of Sicily, *Mar. Micropaleontol.*, **13**, 1-21.
- Vidal, L., Labeyrie, L., Van Weering, T.C.E., (1998) Benthic $\delta^{18}\text{O}$ records in the North Atlantic over the last glacial period (60 - 10 kyr): Evidence for brine formation, *Paleoceanography*, **13**, 3, 245-251.
- Villanueva, J., Grimalt, J.O., Labeyrie, L.D., Cortijo, E., Vidal, L., Louis-Turon, J., (1998) Precessional forcing of productivity in the North Atlantic Ocean, *Paleoceanography*, **13**, 6, 561-571.
- Vimeux, F., Masson, V., Jouzel, J., Stievenard, M., Petit, J.R., (1999) Glacial-interglacial changes in the ocean surface condition in the Southern Hemisphere, *Nature*, **398**, 410-412.
- Vogelsang, E., (1990) Paläo-Ozeanographie des Europäischen Nordmeeres anhand stabiler Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope, Dissertation, *Ber. Sonderf.-Ber. 313, Univ. Kiel*, **23**. 207 pp.

- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Duplessy, J.-C., Guiot, J., Labracherie, M., Leclaire, H., Duprat, J., (1998) Improving past sea surface temperature estimates based on planktonic fossil faunas, *Paleoceanography*, **13**, 3, 272-283.
- Walter, L.M., Morse, J.W., (1984) Magnesian calcite solubilities: A reevaluation, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **48**, 1059-1069.
- Wang, L.J., Sarnthein, M., Duplessy, J.-C., Erlenkeuser, H., Jung, S., Pflaumann, U., (1995) Paleo sea surface salinities in the low latitude Atlantic: the $\delta^{18}\text{O}$ record of *Globigerinoides ruber* (white), *Paleoceanography*, **10**, 749-761.
- Watkins, J., Mix, A.C., (1998) Testing the effects of tropical temperature, productivity and mixed-layer depth on foraminiferal transfer functions, *Paleoceanography*, **13**, 1, 96-105.
- Watkins, J., Mix, A.C., Wilson, J., (1998) Living planktic foraminifera in the central tropical Pacific Ocean: articulating the equatorial „cold tongue“ during La Niña, 1992, *Mar. Micropaleontol.*, **33**, 157-174.
- Weber, J.N., Kaufman, J.W., (1965) Brucite in the calcareous alga *Goniolithon*, *Science*, **149**, 996-997.
- Wedler, G., (1987) Lehrbuch der Physikalischen Chemie, *VCH-Verlag*, 924 pp.
- Weinelt, M., (1993) Veränderungen der Oberflächenzirkulation im Europäischen Nordmeer während der letzten 60 000 Jahre - Hinweis aus stabilen Isotopen, *PhD thesis, University of Kiel*, 106 pp.
- Whatley, R., Coles, G., (1987) The late miocene to quaternary ostracoda of Leg 94, Deep sea drilling project *Revista Espanola de Micropaleontologia*, **Vol. XIX**, 1, 33-97.
- Whatley, R.C., Staunton, M., Kaesler, R.L., (1997) The depth distribution of recent marine Ostracoda from the southern Strait of Magellan, *J. Micropalaeontol.*, **16**, 121-130.
- Wolfe, K.H., Chilingar, G.V., Beales, F.W., (1967) Elemental composition of carbonate skeletons, minerals and sediments; In: *Carbonate Rocks*, (eds. G.V. Chilingar, H.J. Bissell und R.W. Fairbridge), *Elsevier*, Amsterdam, 23-150.
- Wooster, W.S., Bakun, A., McLain, D.R., (1976) The seasonal upwelling cycle along the North Atlantic, *J. Mar. Res.*, **34**, 131-141.
- Wu, G., Herguera, J.C., Berger, W.H., (1990) Differential dissolution: modification of Late Pleistocene oxygen isotope records in the western equatorial Pacific, *Paleoceanography*, **5**, 81-594.
- Wüst, G., (1963) On the stratification and the circulation in the cold water sphere of the Antillean-Caribbean Basins, *Deep-Sea Res.*, **10**, 165-187.
- Wüst, G., (1964) Stratification and circulation in the Antillean-Caribbean Basins, Part I, Spreading and mixing of the water types with an oceanographic atlas, *Columbia University Press*, New York, 403 pp.
- Yanko, V., Kronfeld, J., (1992) Low magnesian calcareous tests of benthic foraminifera chemically mirror morphological deformations: 4th *International Conference on Paleooceanology*, (ICP IV), 21.-25. September, Abstract Volume, 308.
- Yusuf, N.E.L.D., (1980) Magnesium und Strontium in Foraminiferen-Schalen als Anzeiger für Paläosalinität, *Neues Jahrb. Geol. Paläontol. Mill.*, 373-384.
- Zahn, R., Sarnthein, M., Erlenkeuser, H., (1987) Benthic isotope evidence for changes of the mediterranean outflow during the late quaternary, *Paleoceanography*, **2**, 6, 543-559.
- Zahn, R., (1997) North Atlantic thermohaline circulation during the last glacial period: evidence for coupling between meltwater events and convective instability in sediment cores from the southern Portuguese margin, *Habil. Schr., Universität Kiel*, *Geomar Report*, **63**, 133 pp.
- Zahn, R., Schönfeld, J., Kudrass, H.-R., Park, M.-H., Erlenkeuser, H., Grootes, P., (1997) Thermohaline instability in the North Atlantic during Heinrich events: stable isotope and faunal records from core SO75-26KL, Portuguese margin, *Paleoceanography*, **12**, 696-710.
- Zenk, W. (1971) Zur Schichtung des Mittelmeerwassers westlich von Gibraltar, in: „*Meteor*“ *Forsch. Ergeb. Reihe A*, **9**, 1-30.
- Zenk, W. (1975a) On the Mediterranean outflow west of Gibraltar, in: „*Meteor*“ *Forsch. Ergeb., Reihe A*, **16**, 23-34.
- Zenk, W. (1975b) On the origin of the intermediate double-maxima in T/S profiles from the North Atlantic, In „*Meteor*“ *Forsch. Ergeb., Reihe A*, Berlin, Stuttgart, **16**, 35-43.
- Zenk, W., Armi, L., (1990) The complex spreading pattern of Mediterranean Water off the Portuguese slope, *Deep-Sea Res.*, **37**, 1805-1823.
- Zuddas, P., Mucci, A., (1998) Kinetics of calcite precipitation from seawater: II. The influence of the ionic strength, *Geochim. Cosmochim. Acta*, **62**, 5, 757-766.

11 Danksagung

Mein Dank für die interessante Fragestellung und für die Betreuung dieser Arbeit gilt Dr. Dirk Nürnberg (Geomar, Kiel) und Prof. Dr. Jörn Thiede (Alfred Wegener Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven). Herrn Prof. Dr. Douglas Wallace (Institut für Meereskunde, Universität Kiel) gilt mein außerordentlicher Dank für die Unterstützung und für die Übernahme des Referates dieser Arbeit.

Weiterhin bedanke ich mich bei der GEOMAR-Verwaltung sowie der Abteilung Paläo-Ozeanologie für die Ermöglichung des Baues und die Fertigstellung des „Spurenanalytiklabors“ in Gebäude 15.

Dr. David Hastings von der University of British Columbia, Vancouver, danke ich für den Erfahrungsaustausch bei der Vorbereitung und Reinigung der Proben. Prof. Dr. Patrick DeDeckker von der Australian National University (ANU), Canberra, und Prof. Dr. Tom Cronin von dem U.S. Geological Survey National Center, Reston, danke ich für die anregenden Diskussionen über Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse in Ostracoden. Für lebhaften Diskussionen über Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse in planktischen Foraminiferen danke ich Prof. Dr. David Lea von der University of California, Santa Barbara, und Dr. Jelle Bijma von der Universität Bremen. Bei Prof. Dr. Harry Elderfield von der University of Cambridge bedanke ich mich für die Bereitstellung des Korallenstandards.

Für die Bereitstellung der sehr guten Sedimentkerne GeoB 1112 und GeoB 1105 und die sehr gute Zusammenarbeit bedanke ich mich bei Dr. Ralf Schneider, Universität Bremen. Für die Bereitstellung weiterer Sedimentkerne und die anregenden Diskussionen bedanke ich mich bei Dr. Henning Bauch (M23414), Prof. Dr. Rainer Zahn, Dr. Matthias Hüls und Dr. Arndt Stüber (M35003; M35027; M35053). Bei Herrn Dr. Gerhard Bohrmann bedanke ich mich für die Bereitstellung der Wasserproben der ANT XI/2-Expedition aus dem Südatlantik.

Für die Möglichkeit und Durchführung der Pulverdiffraktogramme bedanke ich mich bei Dr. Michael Schur von dem Institut für Anorganische Chemie, Universität Kiel.

Des Weiteren bedanke ich mich bei Dr. A. Körtzinger und Dr. L. Mintorp für die Carbonatmessungen am Institut für Meereskunde, Universität Kiel.

Bei Dirk Reese möchte ich mich für die Analysen der stabilen Isotope ($\delta^{18}\text{O}$; $\delta^{13}\text{C}$) bedanken.

Des Weiteren danke ich den Mitarbeitern des Leibniz-Labor, Herrn Prof. Dr. Pieter Grootes, Dr. Frank Bruhn und Angelika Oriwall für die „schnellen“ AMS ^{14}C -Datierungen der M39-Kerne.

Für die Diskussionen und die sehr gute Zusammenarbeit in dem Portugal-Projekt bedanke ich mich besonders bei Dr. Joachim Schönfeld und Prof. Dr. Rainer Zahn. In Sachen „Carbonate“ bedanke ich mich bei Prof. Dr. Wolf-Christian Dullo für die anregenden Diskussionen. Für die Unterstützung in mikropaläontologischen Fragen möchte ich mich bei den Foramspezialisten Dr. Joachim Schönfeld und Dr. Matthias Hüls und der Ostracodenspezialistin Claudia Didié bedanken. Für ein angenehmes Laborklima sorgten Dr. Claudia Willamowski und Dr. Arndt Stüber, denen mein besondere Dank gilt.

Für jegliche Hilfe in allen Fragen möchte ich mich besonders bei Bettina Domeyer bedanken. Für Diskussionen in analytischen Fragestellungen bedanke ich mich bei Regina Surberg und Anke Dählmann.

Mein Dank gilt ebenfalls Herrn Kapitän Dierk Kalthoff und seiner Mannschaft der Meteor M39/1 Expedition.

Besonders bedanken möchte ich mich bei meinen weiteren Kolleginnen und Kollegen, die für fachliche wie auch private Diskussionen immer bereitstanden und für ein angenehmes Arbeitsklima sorgten: Kristina Heilemann, Dr. Sven-Oliver Franz, Dr. Amelie Winkler, Dr. Stefan Nees, Dr. E. Söding, Dr. Klaus Wallman, Dr. Jens Grützner, Arne Sturm, Dr. Wolfram Brenner und Dr. John Reijmer.

Bei Ortrud Runze und Dr. Dorothee Spiegler bedanke ich für die Anregungen bei der Erstellung der Dissertation.

Für die Sedimentaufarbeitung und Pickarbeiten bedanke ich mich bei meinen Hiwis: Linecke De Jong, Axel Kluge, Jessica Breithaupt, Ellen Kakow und vor allem bei Sylja Fiebinger und Manfred Maas, die sehr gute Arbeit geleistet haben.

Mein besonderer Dank gilt meinen Studienkollegen und Freunden ab dem ersten Semester: Dr. Christiane Nachtigal, Dr. Antje Struß und Dr. Sascha Struß.

Des Weiteren danke ich allen Reitersleuten von Nettelsee, den Surffreunden um Jens Meier und der Squashrunde der Organischen Chemie um Prof. Dr. Lüning, die für den nötigen Ausgleich sorgten.

Ganz herzlich bedanke ich mich bei meiner Mutter und bei meinem Freund Dr. Sönke Petersen („SP“) für die unermüdliche Unterstützung während dieser Arbeit.

Anhang: A

A.1 Chemikalienliste

| Chemikalien | Firma | Reinheit |
|---------------------------|---------|---|
| NaCl reinst | Merck | Mg*) < 0,001% Ca*) < 0,002% Sr*) keine Angabe |
| KCl suprapur | Merck | Mg*) < 0,005 ppm Ca*) < 0,1ppm Sr*) < 0,1ppm |
| Perhydrol 30% suprapur | Merck | Mg**) unterhalb der Nachweisgrenze Ca**) unterhalb der Nachweisgrenze Sr**) unterhalb der Nachweisgrenze |
| NaOH p.a. | Merck | Mg **) unterhalb der Nachweisgrenze Ca *) < 0.0005% Sr**) unterhalb der Nachweisgrenze |
| HCl 37% p.a. | Merck | Quarz destilliert Mg**) unterhalb der Nachweisgrenze Ca**) unterhalb der Nachweisgrenze Sr**) unterhalb der Nachweisgrenze |
| HNO ₃ 65% p.a. | Merck | Quarz destilliert Mg**) unterhalb der Nachweisgrenze Ca**) unterhalb der Nachweisgrenze Sr**) unterhalb der Nachweisgrenze |
| Methanol p.a. | Merck | Quarz destilliert Mg**) unterhalb der Nachweisgrenze Ca**) unterhalb der Nachweisgrenze Sr**) unterhalb der Nachweisgrenze |
| Reinstwasser | Milli Q | 18,2 mS |

*) lt. Hersteller

**) gemessen

A.2 Verwendete Standards

| Standard | Konzentration | Firma | Reinheit ppm*) |
|----------|---------------|-------------|-----------------------------------|
| Mg | 10000 µg/ml | Spex Plasma | Ca: 2,0 Sr: 0,04 |
| Ca | 10000 µg/ml | Spex Plasma | Mg: 0,02 Sr: 0,2 |
| Sr | 1000 µg/ml | Spex Plasma | Ca: 0,28 Mg: < 0,001 |
| Y | 10000 µg/ml | Spex Plasma | Mg: k.A. Ca: 0,022 Sr: k.A. |
| Fe | 1000 µg/ml | Spex Plasma | - |

*) lt. Hersteller

A.3 Verwendete Geräte

| Gerät | Firma | Bereich | vorbehandelt |
|-----------------------------|--------------------|-----------------|-----------------------------------|
| Pipette | Eppendorf Reaserch | 100 µl -1000 µl | Spitzen mit ca. 1 M HCl gereinigt |
| Pipette | Eppendorf Reaserch | 10 µl-100 µl | Spitzen mit ca. 1 M HCl gereinigt |
| Pipette | Eppendorf Reaserch | 2 µl-20 µl | Spitzen mit ca. 1 M HCl gereinigt |
| Multipette plus | Eppendorf | 100 µl-10 ml | Spitzen mit ca. 1 M HCl gereinigt |
| Reaktionsgefäße PP | Omnilab | 0,5 ml | HCl gereinigt |
| ICP-Meßgefäße Polystyrol | Omnilab | 5 ml | HCl gereinigt |

| Meßgeräte | Firma |
|-------------------------------|---|
| Stadi-P- Pulverdiffraktometer | STOE |
| ICP-OES | ISA Jobin Yion-Spex Instruments S.A. GmbH |

A.4 Meßparameter der ICP-OES

| Element | Linien (nm) Polychromator | Detektorempfindlichkeit für Meerwasser | Detektorempfindlichkeit für calcitische Mikroorganismen |
|---------|------------------------------|---|--|
| Mg | 279,55 | 395 V | 676 V |
| Ca | 317,93 | 615 V | 615 V |
| Sr | 407,77 | 655 V | 676 V |
| Y | 371,03 | 353 V | 353 V |
| Fe | 238,20 | - | - |

Probenzufuhr: Pumpgeschwindigkeit 20 Einheiten (gerätspezifisch), Cross-Flow-Zerstäuber

A.5 Meßparameter des Pulverdiffraktometer

Als Röntgenstrahl wurde eine Cu K α 1 (0,15405 nm) Linie verwendet.

Als Detektor wurde ein linearen PSD (ortsempfindlichen Zähler) verwendet.

A.6 Ergebnisse der Pulverdiffratogramme

| <i>G. bulloides</i> | | | <i>Henryhowella</i> sp. | | |
|---------------------|------------|---------|-------------------------|------------|---------|
| Intensität | d-Wert (Å) | 2 Theta | Intensität | d-Wert (Å) | 2 Theta |
| 580 | 3,8499 | 23,08 | 1921 | 3,8449 | 23,11 |
| 4914 | 3,0332 | 29,42 | 18413 | 3,0284 | 29,47 |
| 94 | 2,8426 | 31,45 | 322 | 2,8372 | 31,51 |
| 1050 | 2,4934 | 35,99 | 3012 | 2,4895 | 36,05 |
| 1254 | 2,2832 | 39,43 | 4172 | 2,2801 | 39,49 |
| 1160 | 2,0933 | 43,18 | 3739 | 2,0904 | 43,25 |
| 319 | 1,9262 | 47,14 | 1169 | 1,9236 | 47,21 |

Anhang B: Probenlokationen

B.1 Kernpositionen und Kernlängen

Kernpositionen der bearbeiteten Sedimentkerne

| Kern-Nr./ Gerät: | Breite | Länge | Wassertiefe (m) | Kernlänge (cm) | Lokation, der zum Vergleich herangezogenen rezenten SST nach Levitus & Boyer (1994) |
|--------------------|-------------|------------|-----------------|----------------|---|
| GeoB 1112-3 GKG | 5° 46,2 S | 10°44,7 W | 3122 | 39 | - |
| GeoB 1112-4 SL | 5° 46,7 S | 10°45,0 W | 3125 | 691 | 5,5 S; 10,5 W |
| GeoB 1105-3 GKG | 1° 39,9 S | 12°25,7 W | 3231 | 32 | - |
| GeoB 1105-4 SL | 1° 39,9 S | 12° 25,7 W | 3225 | 1522 | 1,5 S; 12,5 W |
| M39008-3 SL | 36° 22,9 N | 7° 04,6 W | 577 | 567 | 36,5 N; 7,5 W |
| M39058-2 SL | 39° 02,4 N | 10° 40,7 W | 1977 | 180 | 39,5 N; 10,5 W |
| M39059-1 SL | 39° 03,9 N | 10° 32,1 W | 1605 | 75 | |
| M23414 SL | 53° 32,2 N | 20° 17,3 W | 2196 | 650 | 53,5 N; 20,5 W |
| M39036-1 SL | 37° 48,09 N | 9° 41,01W | 1749 | 705 | 37,5 N; 9,5 W |
| M39064-2 SL | 39° 59,04 N | 9° 47,8W | 1140 | 405 | 40,5 N; 9,5 W |
| M35003-4 SL | 12° 05,4 N | 61° 14,6 W | 1299 | 958 | 12,5 N; 61,5 W |
| M35027 SL | 17° 38,9 N | 67° 10,0 W | 1814 | 1106 | - |
| M35053 SL | 16° 32,4 N | 76° 52,1W | 1698 | 510 | 16,5 N; 76,5 W |

Kern- und Oberflächenpositionen, die zum Vergleich herangezogen wurden:

| Kern-Nr | Breite | Länge | Zitat |
|-------------|----------------------------------|----------------------------------|--|
| EN066-17GGC | 5° 22'N | 21° 5'W | Hasting et al. (1998) |
| CP6001 | 14° 55'N 12,5 N ^{*)} | 71° 50'W 72,5 W ^{*)} | Hasting et al. (1998) |
| TT9108 | 11° 39,8'N | 79° 35'W | Hasting et al. (1998) |
| EN49-19 | 43°53,2 S | 90°06,0 O | Brown (1996) |
| JPC 37 | 31° 41'N | 75°25'W | Cortijo et al. (1999) |
| K708 | 53°56'N | 24°05'W | Ruddiman et al. (1986) |
| NA87-25 | 54°N | 15°W | Cortijo et al. (1999) |
| SU 90-08 | 43°30'N | 30°24'W | Labeyrie et al. (1995) Villanueva et al. (1998) |
| SU 90-39 | 53°N | 22°W | Labeyrie et al. (1995) |
| M23415 | 53°10'N | 19°8'W | Rosell-Melé, (1998 a) |
| SU 81-14 | 36° 46'N | 9°51'W | Bard et al. (1989) |
| SU 81-18 | 37° 46'N | 10°11'W | Bard et al. (1989) Waelbroeck et al. (1998) |
| M39024 | 36°53'N | 8°18'W | Bader, pers. comm. (1999) |
| M39028 | 36°46'N | 8°19'W | Bader, pers. comm. (1999) |

^{*)} Lokation, der zum Vergleich herangezogenen rezenten SST nach Levitus & Boyer (1994)

B.2 Sedimentpositionen und Wassertiefe der Oberflächenproben

| Stationsnr./Gerät: | Breite (N) | Länge (W) | Wassertiefe (m) |
|--------------------|------------|------------|-----------------|
| M39002-3 MUC | 36° 01,653 | 7° 46,544 | 1210 |
| M39003-1 GKG | 36° 06,657 | 7° 13,362 | 797 |
| M39003-2 MUC | 36° 06,657 | 7° 13,362 | 797 |
| M39005-3 GKG | 36° 31,998 | 6° 44,046 | 112 |
| M39006-1 GKG | 36° 30,687 | 6° 46,421 | 214 |
| M39008-4 GKG | 36° 22,851 | 7° 04,568 | 576 |
| M39009-1 GKG | 36° 21,022 | 7° 08,493 | 681 |
| M39016-1 GKG | 36° 46,791 | 7° 42,336 | 581 |
| M39016-2 MUC | 36° 46,791 | 7° 42,336 | 581 |
| M39017-4 MUC | 36° 38,952 | 7° 24,548 | 531 |
| M39017-5 GKG | 36° 38,952 | 7° 24,548 | 531 |
| M39018-1 GKG | 36° 45,204 | 7° 15,140 | 495 |
| M39019-2 GKG | 36° 44,980 | 8° 06,279 | 730 |
| M39020-1 GKG | 36° 44,295 | 8° 06,273 | 726 |
| M39021-5 GKG | 36° 36,615 | 8° 15,315 | 899 |
| M39022-1 GKG | 36° 42,728 | 8° 15,596 | 668 |
| M39022-3 MUC | 36° 42,728 | 8° 15,596 | 668 |
| M39023-3 GKG | 36° 44,116 | 8° 15,249 | 728 |
| M39029-3 GKG | 36° 02,595 | 8° 14,138 | 1920 |
| M39029-6 MUC | 36° 02,595 | 8° 14,138 | 1920 |
| M39035-3 MUC | 37° 49,360 | 9° 30,226 | 1088 |
| M39036-1 GKG | 37° 48,316 | 9° 41,031 | 1749 |
| M39037-3 GKG | 37° 48,362 | 9° 58,773 | 2533 |
| M39058-1 GKG | 39° 02,369 | 10° 40,740 | 1977 |
| M39059-2 GKG | 39° 03,990 | 10° 32,113 | 1605 |
| M39070-1 GKG | 43° 37,110 | 9° 23,457 | 1220 |
| M39072-1 GKG | 43° 47,228 | 9° 26,014 | 2168 |

B.3 CTD-Positionen

| CTD-Nr.: | Breite (N) | Länge (W) | Wassertiefe (m) |
|----------|------------|-----------|-----------------|
| M39001-1 | 36° 02,608 | 7° 44,572 | 1130 |
| M39003-6 | 36° 06,657 | 7° 13,362 | 803 |
| M39015-1 | 36° 14,260 | 7° 43,807 | 969 |
| M39017-1 | 36° 38,952 | 7° 24,548 | 530 |
| M39021-1 | 36° 36,615 | 8° 15,315 | 900 |
| M39029-1 | 36° 02,595 | 8° 14,138 | 1918 |
| M39035-1 | 37° 49,360 | 9° 30,226 | 1088 |
| M39065-1 | 40° 34,7 | 10° 20,9 | 3384 |
| M39073- | 43° 51,6 | 9° 50,089 | 3151 |

Anhang C: Meßergebnisse der Sedimentproben

C.1 GeoB 1112

G. sacculifer

| Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) <i>G. sacc.</i> | T (°C) Total | T (°C) $\delta^{18}\text{O}$ | Salinität |
|---------------|----------------------------|---------------------|---------------------|---------------------------|-----------------|---------------------------------|-----------|
| 1 | 0 | 3,56 | 1,24 | 26,1 | 24,6 | | |
| 3 | 2,25 | 3,65 | 1,28 | 26,4 | 24,9 | 25,4 | 35,1 |
| 7 | 4,75 | 3,39 | 1,23 | 25,4 | 24,0 | | |
| 8 | 6 | 3,58 | 1,26 | 26,2 | 24,7 | 24,8 | 35,3 |
| 13 | 7 | 3,60 | 1,22 | 26,2 | 24,7 | | |
| 13 | 7,5 | 3,78 | 1,31 | 26,9 | 25,3 | 24,5 | 35,8 |
| 18 | 9 | 3,53 | 1,28 | 26,0 | 24,5 | 24,0 | 35,6 |
| 19 | 9,5 | 3,68 | 1,23 | 26,5 | 25,0 | | |
| 23 | 10,5 | 3,84 | 1,27 | 27,1 | 25,5 | 25,3 | 35,5 |
| 25 | 11,25 | 3,67 | 1,24 | 26,5 | 25,0 | | |
| 28 | 12 | 3,65 | 1,27 | 26,4 | 24,9 | 20,5 | 37,6 |
| 33 | 12,97 | 3,78 | 1,29 | 26,9 | 25,3 | 20,6 | 37,8 |
| 38 | 13,93 | 3,52 | 1,28 | 25,9 | 24,4 | 23,1 | 36,0 |
| 43 | 14,9 | 3,50 | 1,26 | 25,9 | 24,4 | 23,3 | 35,9 |
| 48 | 15,87 | 2,85 | 1,25 | 23,2 | 21,9 | 22,6 | 34,9 |
| 53 | 16,83 | 3,22 | 1,25 | 24,8 | 23,4 | 21,1 | 36,5 |
| 58 | 17,8 | 2,93 | 1,24 | 23,5 | 22,2 | 20,8 | 36,0 |
| 63 | 18,7 | 3,11 | 1,25 | 24,3 | 22,9 | 21,1 | 36,2 |
| 68 | 19,6 | 3,24 | 1,24 | 24,8 | 23,4 | 23,0 | 35,5 |
| 73 | 20,5 | 2,96 | 1,25 | 23,7 | 22,3 | 23,0 | 35,0 |
| 78 | 21,3 | 2,90 | 1,22 | 23,4 | 22,1 | 22,2 | 35,2 |
| 83 | 22,2 | 3,18 | 1,24 | 24,6 | 23,2 | 22,5 | 35,7 |
| 88 | 23,1 | 3,10 | 1,24 | 24,3 | 22,9 | 22,0 | 35,8 |
| 93 | 24 | 3,10 | 1,26 | 24,3 | 22,9 | 20,5 | 36,5 |
| 98 | 26 | 3,20 | 1,24 | 24,7 | 23,3 | 22,8 | 35,6 |
| 103 | 28 | 3,21 | 1,24 | 24,7 | 23,3 | 21,6 | 36,2 |
| 108 | 33 | 3,44 | 1,23 | 25,6 | 24,2 | 21,4 | 36,7 |
| 113 | 38 | 3,37 | 1,23 | 25,4 | 23,9 | 22,2 | 36,2 |
| 118 | 43 | 3,35 | 1,24 | 25,3 | 23,8 | 21,4 | 36,6 |
| 123 | 48 | 3,12 | 1,23 | 24,3 | 23,0 | 22,7 | 35,4 |
| 128 | 53 | 3,18 | 1,23 | 24,6 | 23,2 | 23,3 | 35,3 |
| 133 | 54 | 3,27 | 1,23 | 25,0 | 23,6 | 23,3 | 35,5 |
| 138 | 55 | 3,24 | 1,23 | 24,8 | 23,4 | 22,1 | 36,0 |
| 143 | 56 | 3,47 | 1,28 | 25,7 | 24,3 | 21,4 | 36,8 |
| 148 | 57 | 3,53 | 1,25 | 26,0 | 24,5 | 22,7 | 36,3 |
| 153 | 58 | 3,27 | 1,27 | 25,0 | 23,6 | 21,8 | 36,2 |
| 158 | 59 | 3,61 | 1,27 | 26,3 | 24,8 | 20,3 | 37,6 |
| 163 | 60,5 | 3,29 | 1,27 | 25,0 | 23,6 | 21,1 | 36,6 |
| 168 | 62 | 3,16 | 1,25 | 24,5 | 23,1 | 21,1 | 36,3 |
| 173 | 63,5 | 3,03 | 1,27 | 24,0 | 22,6 | 21,0 | 36,2 |
| 178 | 65 | 3,37 | 1,23 | 25,4 | 23,9 | 23,9 | 35,4 |
| 183 | 71 | 3,29 | 1,25 | 25,0 | 23,6 | 22,4 | 35,9 |
| 188 | 73,25 | 3,15 | 1,24 | 24,5 | 23,1 | 22,8 | 35,5 |
| 193 | 75,5 | 3,36 | 1,24 | 25,3 | 23,9 | 24,9 | 34,8 |
| 198 | 77,75 | 3,26 | 1,27 | 24,9 | 23,5 | 24,4 | 34,9 |
| 203 | 80 | 3,32 | 1,27 | 25,2 | 23,7 | 23,7 | 35,4 |
| 208 | 81,75 | 3,36 | 1,28 | 25,3 | 23,9 | 25,4 | 34,6 |
| 213 | 83,5 | 3,41 | 1,28 | 25,5 | 24,1 | 23,6 | 35,6 |
| 218 | 85,25 | 3,29 | 1,28 | 25,0 | 23,6 | 21,9 | 36,2 |
| 223 | 87 | 3,49 | 1,27 | 25,8 | 24,3 | 23,6 | 35,7 |
| 228 | 90 | 3,75 | 1,25 | 26,8 | 25,2 | 24,2 | 35,9 |
| 233 | 93 | 3,42 | 1,26 | 25,6 | 24,1 | 24,3 | 35,3 |
| 238 | 96 | 3,74 | 1,24 | 26,7 | 25,2 | 24,2 | 35,9 |
| 243 | 99 | 3,63 | 1,25 | 26,3 | 24,8 | 21,7 | 36,9 |
| 248 | 101 | 3,60 | 1,24 | 26,2 | 24,7 | 25,1 | 35,1 |
| 253 | 103 | 3,39 | 1,25 | 25,4 | 24,0 | 26,4 | 34,1 |
| 258 | 105 | 3,17 | 1,26 | 24,6 | 23,2 | 24,3 | 34,8 |
| 263 | 107 | 3,59 | 1,25 | 26,2 | 24,7 | 24,8 | 35,3 |
| 268 | 109,5 | 3,67 | 1,25 | 26,5 | 25,0 | 24,8 | 35,5 |
| 273 | 112 | 3,53 | 1,25 | 26,0 | 24,5 | 22,8 | 36,2 |
| 278 | 114,5 | 3,41 | 1,25 | 25,5 | 24,1 | 27,1 | 33,8 |
| 283 | 117 | 3,47 | 1,30 | 25,7 | 24,3 | 26,9 | 34,0 |
| 288 | 119,5 | 3,57 | 1,26 | 26,1 | 24,6 | 25,6 | 34,9 |
| 293 | 122 | 3,79 | 1,28 | 26,9 | 25,3 | 25,4 | 35,4 |

Anhang C: Meßergebnisse der Sedimentproben

| Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) <i>G. sacc.</i> | T (°C) Total | T (°C) $\delta^{18}\text{O}$ | Salinität |
|---------------|----------------------------|---------------------|---------------------|---------------------------|-----------------|---------------------------------|-----------|
| 298 | 123 | 3,90 | 1,29 | 27,3 | 25,7 | 26,3 | 35,1 |
| 303 | 124 | 3,99 | 1,31 | 27,6 | 26,0 | 25,7 | 35,6 |
| 308 | 125 | 3,83 | 1,30 | 27,0 | 25,5 | 26,0 | 35,1 |
| 313 | 126 | 3,63 | 1,28 | 26,3 | 24,8 | 25,4 | 35,1 |
| 318 | 127 | 3,81 | 1,29 | 27,0 | 25,4 | 26,5 | 34,8 |
| 323 | 128 | 3,76 | 1,29 | 26,8 | 25,3 | 21,6 | 37,2 |
| 328 | 129,75 | 3,73 | 1,28 | 26,7 | 25,2 | 21,5 | 37,2 |
| 333 | 131,5 | 3,58 | 1,24 | 26,2 | 24,7 | 21,8 | 36,8 |
| 338 | 133,25 | 3,49 | 1,26 | 25,8 | 24,3 | 19,9 | 37,6 |
| 343 | 135 | 3,14 | 1,24 | 24,4 | 23,1 | 24,8 | 34,4 |
| 348 | 137,2 | 3,13 | 1,27 | 24,4 | 23,0 | 23,6 | 35,0 |
| 353 | 139,4 | 3,23 | 1,25 | 24,8 | 23,4 | 23,4 | 35,3 |
| 358 | 141,6 | 3,20 | 1,27 | 24,7 | 23,3 | 23,0 | 35,5 |
| 363 | 143,8 | 3,59 | 1,27 | 26,2 | 24,7 | 21,4 | 37,0 |
| 368 | 146 | 3,59 | 1,25 | 26,2 | 24,7 | 22,2 | 36,6 |
| 373 | 148,5 | 3,30 | 1,26 | 25,1 | 23,7 | 21,9 | 36,2 |
| 378 | 151 | 3,43 | 1,25 | 25,6 | 24,1 | 22,7 | 36,0 |
| 383 | 153 | 3,41 | 1,25 | 25,5 | 24,1 | 21,7 | 36,5 |
| 388 | 155 | 3,51 | 1,25 | 25,9 | 24,4 | 23,0 | 36,1 |
| 393 | 157 | 3,56 | 1,25 | 26,1 | 24,6 | 20,6 | 37,4 |
| 398 | 159 | 3,35 | 1,24 | 25,3 | 23,8 | 21,1 | 36,7 |
| 403 | 161 | 3,20 | 1,26 | 24,7 | 23,3 | 23,9 | 35,0 |
| 408 | 163 | 3,20 | 1,26 | 24,7 | 23,3 | 23,3 | 35,3 |
| 413 | 165 | 3,18 | 1,23 | 24,6 | 23,2 | 23,8 | 35,0 |
| 418 | 167 | 3,35 | 1,22 | 25,3 | 23,8 | 23,1 | 35,7 |
| 423 | | 3,13 | 1,23 | 24,4 | 23,0 | | |
| 428 | 171 | 3,39 | 1,23 | 25,4 | 24,0 | 22,6 | 36,0 |
| 433 | 172,3 | 3,61 | 1,23 | 26,3 | 24,8 | 22,2 | 36,7 |
| 438 | 173,6 | 3,29 | 1,24 | 25,0 | 23,6 | 23,2 | 35,5 |
| 443 | 175 | 3,47 | 1,27 | 25,7 | 24,3 | 22,2 | 36,4 |
| 448 | 176,3 | 3,56 | 1,27 | 26,1 | 24,6 | 22,9 | 36,2 |
| 453 | 177,6 | 3,58 | 1,25 | 26,2 | 24,7 | 23,9 | 35,7 |
| 458 | 179 | 3,22 | 1,26 | 24,8 | 23,4 | 23,4 | 35,3 |
| 463 | 180,3 | 3,00 | 1,27 | 23,8 | 22,5 | 24,3 | 34,4 |
| 468 | 181,6 | 3,06 | 1,28 | 24,1 | 22,7 | 23,2 | 35,1 |
| 473 | 183 | 3,25 | 1,25 | 24,9 | 23,5 | 24,5 | 34,8 |
| 478 | 186 | 3,34 | 1,25 | 25,2 | 23,8 | 25,9 | 34,2 |
| 483 | 187,6 | 3,21 | 1,26 | 24,7 | 23,3 | 25,1 | 34,4 |
| 488 | 189,2 | 3,27 | 1,24 | 25,0 | 23,6 | 25,1 | 34,6 |
| 493 | 190,8 | 3,22 | 1,26 | 24,8 | 23,4 | 25,4 | 34,3 |
| 498 | 192,4 | 3,44 | 1,28 | 25,6 | 24,2 | 25,8 | 34,5 |
| 503 | 194 | 3,56 | 1,30 | 26,1 | 24,6 | 24,5 | 35,4 |
| 508 | 197,67 | 3,57 | 1,29 | 26,1 | 24,6 | 26,5 | 34,4 |
| 513 | 201,3 | 3,39 | 1,27 | 25,4 | 24,0 | 24,2 | 35,2 |
| 518 | 205 | 3,35 | 1,27 | 25,3 | 23,8 | 23,5 | 35,5 |
| 523 | 207,75 | 3,44 | 1,26 | 25,6 | 24,2 | 24,2 | 35,3 |
| 528 | 210,5 | 3,51 | 1,27 | 25,9 | 24,4 | 24,5 | 35,3 |
| 533 | 213,25 | 3,39 | 1,27 | 25,4 | 24,0 | 23,4 | 35,6 |
| 538 | 216 | 3,80 | 1,26 | 26,9 | 25,4 | 24,8 | 35,6 |
| 543 | 220 | 3,70 | 1,28 | 26,6 | 25,1 | 23,7 | 36,1 |
| 548 | 224 | 3,86 | 1,25 | 27,1 | 25,6 | 22,8 | 36,8 |
| 553 | 228 | 3,59 | 1,29 | 26,2 | 24,7 | 25,1 | 35,2 |
| 558 | 229,1 | 3,43 | 1,28 | 25,6 | 24,1 | 22,9 | 36,0 |
| 563 | 230,2 | 3,33 | 1,26 | 25,2 | 23,8 | 22,3 | 36,1 |
| 568 | 231,3 | 3,48 | 1,23 | 25,8 | 24,3 | 22,4 | 36,3 |
| 573 | 232,4 | 3,03 | 1,23 | 24,0 | 22,6 | 21,8 | 35,7 |
| 578 | 233,5 | 3,24 | 1,24 | 24,8 | 23,4 | 22,1 | 36,0 |
| 583 | 234,6 | 3,19 | 1,25 | 24,6 | 23,3 | 24,3 | 34,8 |
| 588 | 235,7 | 3,26 | 1,25 | 24,9 | 23,5 | 23,0 | 35,6 |
| 593 | 236,8 | 3,49 | 1,26 | 25,8 | 24,3 | 25,9 | 34,5 |
| 598 | 238 | 3,60 | 1,26 | 26,2 | 24,7 | 25,5 | 34,9 |
| 603 | 239,75 | 4,38 | 1,26 | 28,8 | 27,1 | 26,4 | 35,8 |
| 608 | 241,5 | 3,73 | 1,28 | 26,7 | 25,2 | 25,0 | 35,5 |
| 613 | 243,25 | 3,71 | 1,30 | 26,6 | 25,1 | 20,8 | 37,5 |
| 618 | 245 | 3,40 | 1,29 | 25,5 | 24,0 | 22,6 | 36,1 |
| 623 | 247 | 3,46 | 1,26 | 25,7 | 24,2 | 21,1 | 36,9 |
| 628 | 249 | 3,47 | 1,29 | 25,7 | 24,3 | 21,1 | 36,9 |
| 633 | 251 | 3,36 | 1,26 | 25,3 | 23,9 | 20,4 | 37,1 |
| 638 | 253 | 3,59 | 1,24 | 26,2 | 24,7 | 22,8 | 36,3 |
| 643 | 255 | 3,55 | 1,24 | 26,0 | 24,6 | 21,8 | 36,7 |
| 648 | 257 | 3,40 | 1,25 | 25,5 | 24,0 | 21,3 | 36,7 |
| 653 | 259 | 3,49 | 1,25 | 25,8 | 24,3 | 21,6 | 36,7 |

| Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) <i>G. sacc.</i> | T (°C) Totkal | T (°C) $\delta^{18}\text{O}$ | Salinität |
|---------------|----------------------------|---------------------|---------------------|---------------------------|------------------|---------------------------------|-----------|
| 658 | 261 | 3,38 | 1,25 | 25,4 | 24,0 | 21,5 | 36,6 |
| 663 | 263 | 3,50 | 1,25 | 25,9 | 24,4 | 23,9 | 35,6 |
| 668 | 265 | 3,50 | 1,25 | 25,9 | 24,4 | 20,3 | 37,5 |
| 673 | 267 | 3,22 | 1,25 | 24,8 | 23,4 | 22,3 | 35,9 |
| 678 | 269 | 3,26 | 1,26 | 24,9 | 23,5 | 20,0 | 37,1 |
| 683 | 271 | 2,92 | 1,24 | 23,5 | 22,2 | 20,6 | 36,1 |
| 688 | 273 | 3,15 | 1,23 | 24,5 | 23,1 | 20,9 | 36,4 |

GeoB 1112

G. ruber w.

| Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) Totkal | T (°C) $\delta^{18}\text{O}$ | Salinität |
|---------------|----------------------------|---------------------|---------------------|------------------|---------------------------------|-----------|
| 1 | 0 | 3,61 | 1,43 | 24,8 | 28,1 | 32,9 |
| 3 | 2,25 | 3,65 | 1,40 | 24,9 | 28,7 | 32,7 |
| 4 | 3,5 | 3,75 | 1,44 | 25,2 | 27,2 | 33,6 |
| 7 | 4,75 | 3,55 | 1,41 | 24,6 | 25,6 | 34,1 |
| 10 | 6,5 | 3,50 | 1,37 | 24,4 | 26,6 | 33,5 |
| 13 | 7 | 3,81 | 1,43 | 25,4 | | |
| 13 | 7,5 | 3,71 | 1,42 | 25,1 | 28,7 | 32,8 |
| 16 | 8,25 | 3,94 | 1,44 | 25,8 | | |
| 22 | 10 | 4,54 | 1,44 | 27,5 | | |
| 23 | 10,5 | 3,71 | 1,44 | 25,1 | 23,8 | 35,2 |
| 25 | 11,25 | 3,62 | 1,42 | 24,8 | | |
| 33 | 12,97 | 3,48 | 1,41 | 24,3 | 25,9 | 33,74 |
| 43 | 14,9 | 3,28 | 1,37 | 23,6 | 24,9 | 33,9 |
| 53 | 16,83 | 2,74 | 1,35 | 21,4 | 26,4 | 32,0 |
| 63 | 18,7 | 2,80 | 1,35 | 21,7 | 25,1 | 32,9 |
| 73 | 20,5 | 2,74 | 1,35 | 21,4 | 26,7 | 31,9 |
| 83 | 22,2 | 2,79 | 1,33 | 21,6 | 26,2 | 32,3 |
| 93 | 24 | 3,15 | 1,34 | 23,1 | 24,2 | 34,0 |
| 103 | 28 | 3,09 | 1,34 | 22,9 | 24,2 | 33,9 |
| 113 | 38 | 2,92 | 1,33 | 22,2 | 25,1 | 33,1 |
| 123 | 48 | 3,03 | 1,33 | 22,6 | 25,4 | 33,1 |
| 133 | 54 | 2,95 | 1,35 | 22,3 | 25,0 | 33,2 |
| 143 | 56 | 3,06 | 1,36 | 22,7 | 27,5 | 32,2 |
| 153 | 58 | 3,05 | 1,36 | 22,7 | 24,5 | 33,6 |
| 163 | 60,5 | 3,24 | 1,37 | 23,4 | 23,6 | 34,5 |
| 173 | 63,5 | 2,82 | 1,34 | 21,8 | 25,3 | 32,8 |
| 183 | 71 | 3,13 | 1,34 | 23,0 | 25,1 | 33,5 |
| 193 | 75,5 | 3,14 | 1,35 | 23,1 | 25,4 | 33,4 |
| 203 | 80 | 3,37 | 1,38 | 23,9 | 25,7 | 33,7 |
| 213 | 83,5 | 3,44 | 1,38 | 24,2 | 25,5 | 33,9 |
| 223 | 87 | 3,23 | 1,38 | 23,4 | 26,6 | 32,9 |
| 233 | 93 | 3,39 | 1,39 | 24,0 | 28,4 | 32,4 |
| 243 | 99 | 3,54 | 1,38 | 24,5 | 26,4 | 33,6 |
| 253 | 103 | 3,40 | 1,41 | 24,0 | 26,4 | 33,4 |
| 263 | 107 | 3,27 | 1,40 | 23,6 | 27,8 | 32,5 |
| 273 | 112 | 3,05 | 1,39 | 22,7 | 27,8 | 32,0 |
| 283 | 117 | 3,50 | 1,41 | 24,4 | 28,2 | 32,7 |
| 293 | 122 | 3,78 | 1,43 | 25,3 | 27,1 | 33,7 |
| 303 | 124 | 3,99 | 1,46 | 26,0 | 25,7 | 34,7 |
| 313 | 126 | 4,09 | 1,45 | 26,3 | 27,1 | 34,2 |
| 323 | 128 | 3,71 | 1,41 | 25,1 | 22,9 | 35,6 |
| 333 | 131,5 | 3,13 | 1,37 | 23,0 | 24,6 | 33,7 |
| 343 | 135 | 3,06 | 1,34 | 22,7 | 23,7 | 34,0 |
| 353 | 139,4 | 2,92 | 1,37 | 22,2 | 25,0 | 33,2 |
| 363 | 143,8 | 2,87 | 1,37 | 22,0 | 24,5 | 33,3 |
| 373 | 148,5 | 3,17 | 1,37 | 23,2 | 23,0 | 34,6 |
| 383 | 153 | 2,95 | 1,36 | 22,3 | 23,7 | 33,8 |
| 393 | 157 | 3,32 | 1,37 | 23,7 | 24,1 | 34,4 |
| 403 | 161 | 3,53 | 1,36 | 24,5 | 26,8 | 33,4 |
| 413 | 165 | 3,09 | 1,35 | 22,9 | 25,4 | 33,3 |
| 423 | | 3,25 | 1,34 | 23,5 | | |
| 433 | 172,3 | 3,10 | 1,36 | 22,9 | 22,4 | 34,8 |
| 443 | 175 | 3,21 | 1,37 | 23,3 | 25,7 | 33,3 |
| 453 | 177,6 | 3,10 | 1,34 | 22,9 | 26,4 | 32,8 |
| 463 | 180,3 | 3,15 | 1,34 | 23,1 | 24,9 | 33,6 |
| 473 | 183 | 3,06 | 1,35 | 22,7 | 25,7 | 33,1 |

| Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) | | Salinität |
|---------------|----------------------------|---------------------|---------------------|--------|-----------------------|-----------|
| | | | | Totkal | $\delta^{18}\text{O}$ | |
| 483 | 187,6 | 3,36 | 1,38 | 23,9 | 25,9 | 33,5 |
| 493 | 190,8 | 3,38 | 1,39 | 24,0 | 26,5 | 33,3 |
| 503 | 194 | 3,52 | 1,40 | 24,4 | 27,5 | 33,0 |
| 513 | 201,3 | 3,35 | 1,38 | 23,8 | 26,8 | 33,0 |
| 523 | 207,75 | 3,08 | 1,36 | 22,8 | 26,5 | 32,7 |
| 533 | 213,25 | 3,70 | 1,40 | 25,1 | 27,4 | 33,4 |
| 543 | 220 | 3,79 | 1,40 | 25,3 | 25,5 | 34,4 |
| 553 | 228 | 3,45 | 1,38 | 24,2 | 25,7 | 33,8 |
| 563 | 230,2 | 3,17 | 1,35 | 23,2 | 25,2 | 33,6 |
| 573 | 232,4 | 3,11 | 1,35 | 22,9 | 24,2 | 33,9 |
| 583 | 234,6 | 2,97 | 1,35 | 22,4 | 24,7 | 33,4 |
| 593 | 236,8 | 4,89 | 1,39 | 28,4 | 26,4 | 35,6 |
| 603 | 239,75 | 3,93 | 1,39 | 25,8 | 28,4 | 33,3 |
| 613 | 243,25 | 3,77 | 1,41 | 25,3 | 24,9 | 34,7 |
| 623 | 247 | 3,52 | 1,36 | 24,4 | 23,0 | 35,2 |
| 633 | 251 | 3,38 | 1,33 | 24,0 | 23,2 | 34,9 |
| 643 | 255 | 3,29 | 1,35 | 23,6 | 24,3 | 34,2 |
| 653 | 259 | 3,32 | 1,36 | 23,7 | 23,0 | 34,9 |
| 663 | 263 | 3,39 | 1,36 | 24,0 | 23,7 | 34,7 |
| 673 | 267 | 3,24 | 1,25 | 23,4 | 23,9 | 34,3 |
| 683 | 271 | 2,74 | 1,32 | 21,4 | 21,4 | 34,5 |

GeoB 1112

G. bulloides

| Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) | |
|---------------|----------------------------|---------------------|---------------------|-----------------|--------|
| | | | | <i>G. bull.</i> | Totkal |
| 1 | 0 | 3,52 | 1,39 | 18,5 | 24,4 |
| 3 | 2,25 | 3,38 | 1,33 | 18,1 | 24,0 |
| 4 | 3,5 | 4,40 | 1,35 | 20,5 | 27,2 |
| 7 | 4,75 | 4,25 | 1,34 | 20,2 | 26,7 |
| 10 | 6,5 | 4,57 | 1,36 | 20,9 | 27,6 |
| 13 | 7 | 3,65 | 1,34 | 18,8 | 24,9 |
| 13 | 7,5 | 3,52 | 1,29 | 18,5 | 24,4 |
| 16 | 8,25 | 3,33 | 1,33 | 18,0 | 23,8 |
| 19 | 9,5 | 4,40 | 1,32 | 20,5 | 27,2 |
| 22 | 10 | 3,62 | 1,32 | 18,8 | 24,8 |
| 23 | 10,5 | 3,85 | 1,32 | 19,3 | 25,5 |
| 25 | 11,25 | 3,45 | 1,32 | 18,3 | 24,2 |
| 33 | 12,97 | 3,58 | 1,36 | 18,6 | 24,7 |
| 43 | 14,9 | 3,37 | 1,36 | 18,1 | 23,9 |
| 53 | 16,83 | 2,75 | 1,33 | 16,3 | 21,4 |
| 63 | 18,7 | 3,00 | 1,33 | 17,1 | 22,5 |
| 73 | 20,5 | 3,59 | 1,32 | 18,7 | 24,7 |
| 83 | 22,2 | 3,74 | 1,33 | 19,0 | 25,2 |
| 93 | 24 | 3,45 | 1,31 | 18,3 | 24,2 |
| 103 | 28 | 3,76 | 1,28 | 19,1 | 25,3 |
| 113 | 38 | 3,09 | 1,28 | 17,3 | 22,9 |
| 123 | 48 | 3,43 | 1,30 | 18,3 | 24,1 |
| 133 | 54 | 3,57 | 1,30 | 18,6 | 24,6 |
| 143 | 56 | 4,03 | 1,39 | 19,7 | 26,1 |
| 153 | 58 | 3,62 | 1,34 | 18,7 | 24,8 |
| 163 | 60,5 | 3,28 | 1,32 | 17,9 | 23,6 |
| 173 | 63,5 | 2,79 | 1,32 | 16,4 | 21,6 |
| 183 | 71 | 2,99 | 1,29 | 17,0 | 22,5 |
| 193 | 75,5 | 3,10 | 1,26 | 17,3 | 22,9 |
| 203 | 80 | 3,79 | 1,28 | 19,2 | 25,3 |
| 213 | 83,5 | 3,63 | 1,29 | 18,8 | 24,8 |
| 223 | 87 | 3,84 | 1,28 | 19,3 | 25,5 |
| 233 | 93 | 3,65 | 1,30 | 18,8 | 24,9 |
| 243 | 99 | 3,75 | 1,28 | 19,1 | 25,2 |
| 253 | 103 | 4,17 | 1,38 | 20,0 | 26,5 |
| 263 | 107 | 3,86 | 1,35 | 19,3 | 25,6 |
| 273 | 112 | 3,61 | 1,32 | 18,7 | 24,8 |
| 283 | 117 | 3,45 | 1,29 | 18,3 | 24,2 |
| 293 | 122 | 3,79 | 1,31 | 19,2 | 25,3 |
| 303 | 124 | 4,08 | 1,35 | 19,8 | 26,2 |
| 313 | 126 | 3,71 | 1,32 | 19,0 | 25,1 |
| 323 | 128 | 3,22 | 1,31 | 17,7 | 23,4 |

| Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) | |
|---------------|----------------------------|---------------------|---------------------|----------|--------|
| | | | | G. bull. | Totkal |
| 333 | 131,5 | 3,39 | 1,30 | 18,2 | 24,0 |
| 343 | 135 | 2,95 | 1,30 | 16,9 | 22,3 |
| 353 | 139,4 | 3,31 | 1,27 | 17,9 | 23,7 |
| 363 | 143,8 | 3,22 | 1,26 | 17,7 | 23,4 |
| 373 | 148,5 | 3,21 | 1,27 | 17,7 | 23,3 |
| 383 | 153 | 3,20 | 1,28 | 17,6 | 23,3 |
| 393 | 157 | 3,16 | 1,26 | 17,5 | 23,1 |
| 403 | 161 | 3,65 | 1,30 | 18,8 | 24,9 |
| 413 | 165 | 3,16 | 1,29 | 17,5 | 23,1 |
| 423 | | 3,61 | 1,30 | 18,7 | 24,8 |
| 433 | 172,3 | 3,62 | 1,27 | 18,7 | 24,8 |
| 443 | 175 | 3,74 | 1,28 | 19,1 | 25,2 |
| 453 | 177,6 | 3,27 | 1,27 | 17,8 | 23,6 |
| 463 | 180,3 | 3,06 | 1,25 | 17,2 | 22,7 |
| 473 | 183 | 3,14 | 1,26 | 17,5 | 23,1 |
| 483 | 187,6 | 3,31 | 1,28 | 17,9 | 23,7 |
| 493 | 190,8 | 3,98 | 1,28 | 19,6 | 25,9 |
| 503 | 194 | 3,52 | 1,27 | 18,5 | 24,4 |
| 513 | 201,3 | 3,64 | 1,26 | 18,8 | 24,9 |
| 523 | 207,75 | 3,20 | 1,25 | 17,6 | 23,3 |
| 533 | 213,25 | 3,79 | 1,29 | 19,2 | 25,3 |
| 553 | 228 | 3,14 | 1,26 | 17,5 | 23,1 |
| 563 | 230,2 | 3,17 | 1,26 | 17,5 | 23,2 |
| 573 | 232,4 | 2,99 | 1,22 | 17,0 | 22,5 |
| 583 | 234,6 | 3,24 | 1,26 | 17,7 | 23,4 |
| 593 | 236,8 | 4,40 | 1,30 | 20,5 | 27,2 |
| 603 | 239,75 | 4,89 | 1,32 | 21,5 | 28,4 |
| 613 | 243,25 | 4,49 | 1,29 | 20,7 | 27,4 |
| 623 | 247 | 3,60 | 1,29 | 18,7 | 24,7 |
| 633 | 251 | 3,42 | 1,28 | 18,2 | 24,1 |
| 653 | 259 | 3,35 | 1,31 | 18,0 | 23,8 |
| 663 | 263 | 2,94 | 1,29 | 16,9 | 22,3 |
| 673 | 267 | 2,52 | 1,21 | 15,5 | 20,4 |
| 683 | 271 | 2,50 | 1,19 | 15,4 | 20,3 |

C.2 GeoB 1105

G. bulloides

| korr. Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | | T (°C) | |
|---------------------|----------------------------|---------------------|---------------------|-------------------------------------|--|----------|--------|
| | | | | Meerwasser $D_{G. bull.} = 0,16$ | | G. bull. | Totkal |
| 48 | 10,93 | 3,75 | 1,34 | 8,39 | | 19,1 | 25,3 |
| 58 | 12,83 | 2,91 | 1,39 | 8,69 | | 16,8 | 22,2 |
| 68 | 14,49 | 2,72 | 1,39 | 8,69 | | 16,2 | 21,4 |
| 78 | 16,14 | 2,30 | 1,35 | 8,44 | | 14,6 | 19,3 |
| 88 | 17,8 | 2,96 | 1,37 | 8,56 | | 16,9 | 22,4 |
| 98 | 18,93 | 3,28 | 1,36 | 8,47 | | 17,9 | 23,6 |
| 108 | 20,07 | 3,15 | 1,36 | 8,50 | | 17,5 | 23,2 |
| 118 | 21,2 | 2,47 | 1,38 | 8,64 | | 15,3 | 20,2 |
| 128 | 22,33 | 3,07 | 1,36 | 8,51 | | 17,3 | 22,9 |
| 138 | 23,47 | 2,74 | 1,36 | 8,51 | | 16,2 | 21,4 |
| 148 | 24,6 | 2,86 | 1,37 | 8,53 | | 16,6 | 22,0 |
| 168 | 26,87 | 3,66 | 1,37 | 8,57 | | 18,8 | 25,0 |
| 178 | 28 | 2,68 | 1,37 | 8,56 | | 16,0 | 21,2 |
| 188 | 30,38 | 3,26 | 1,32 | 8,25 | | 17,8 | 23,6 |
| 198 | 32,76 | 3,69 | 1,36 | 8,50 | | 18,9 | 25,1 |
| 208 | 35,14 | 1,76 | 1,36 | 8,50 | | 12,2 | 16,1 |
| 218 | 37,52 | 2,61 | 1,35 | 8,44 | | 15,8 | 20,9 |
| 228 | 39,91 | 2,65 | 1,37 | 8,56 | | 15,9 | 21,0 |
| 238 | 42,29 | 2,23 | 1,35 | 8,44 | | 14,4 | 18,9 |
| 248 | 44,67 | 2,30 | 1,37 | 8,56 | | 14,6 | 19,3 |
| 258 | 47,05 | 2,65 | 1,39 | 8,69 | | 15,9 | 21,0 |
| 268 | 49,43 | 2,91 | 1,36 | 8,50 | | 16,8 | 22,2 |
| 278 | 51,81 | 2,63 | 1,37 | 8,56 | | 15,9 | 21,0 |
| 288 | 54 | 2,42 | 1,36 | 8,50 | | 15,1 | 19,9 |
| 298 | 56 | 2,26 | 1,37 | 8,56 | | 14,5 | 19,1 |
| 308 | 58 | 2,56 | 1,33 | 8,31 | | 15,6 | 20,6 |
| 318 | 61 | 2,19 | 1,37 | 8,56 | | 14,2 | 18,7 |

Anhang C: Meßergebnisse der Sedimentproben

| korr. Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | | T (°C) <i>G. bull.</i> | T (°C) Totkal |
|---------------------|----------------------------|---------------------|---------------------|------------------|----------------------|---------------------------|------------------|
| | | | | Meerwasser | $D_{G. bull} = 0,16$ | | |
| 328 | 65 | 1,52 | 1,35 | 8,44 | | 10,9 | 14,3 |
| 338 | 69 | 3,02 | 1,33 | 8,28 | | 17,1 | 22,6 |
| 348 | 72,29 | 4,27 | 1,27 | 7,95 | | 20,3 | 26,8 |
| 358 | 74,86 | 2,90 | 1,30 | 8,11 | | 16,7 | 22,1 |
| 378 | 80 | 3,32 | 1,30 | 8,13 | | 18,0 | 23,8 |
| 388 | 82 | 3,80 | 1,35 | 8,46 | | 19,2 | 25,4 |
| 398 | 84 | 3,20 | 1,36 | 8,49 | | 17,6 | 23,3 |
| 408 | 86 | 3,08 | 1,35 | 8,43 | | 17,3 | 22,9 |
| 418 | 88,5 | 3,13 | 1,31 | 8,20 | | 17,4 | 23,1 |
| 428 | 91,5 | 2,79 | 1,38 | 8,64 | | 16,4 | 21,7 |
| 448 | 97,5 | 3,68 | 1,33 | 8,32 | | 18,9 | 25,0 |
| 458 | 100 | 4,56 | 1,33 | 8,33 | | 20,9 | 27,6 |
| 473 | 103 | 3,20 | 1,31 | 8,17 | | 17,6 | 23,3 |
| 488 | 106 | 3,94 | 1,34 | 8,38 | | 19,5 | 25,9 |
| 498 | 108,5 | 3,66 | 1,36 | 8,48 | | 18,9 | 25,0 |
| 513 | 113 | 3,11 | 1,30 | 8,10 | | 17,4 | 23,0 |
| 523 | 116 | 3,79 | 1,36 | 8,52 | | 19,2 | 25,4 |
| 533 | 119 | 3,94 | 1,34 | 8,38 | | 19,5 | 25,9 |
| 543 | 122 | 3,78 | 1,35 | 8,44 | | 19,1 | 25,4 |
| 563 | 126,8 | 3,30 | 1,35 | 8,41 | | 17,9 | 23,7 |
| 573 | 129,4 | 3,58 | 1,37 | 8,53 | | 18,6 | 24,7 |
| 583 | 132,2 | 3,15 | 1,37 | 8,56 | | 17,5 | 23,2 |
| 593 | 135 | 3,26 | 1,37 | 8,57 | | 17,8 | 23,6 |
| 603 | 137,44 | 2,66 | 1,37 | 8,55 | | 16,0 | 21,1 |
| 613 | 139,89 | 2,48 | 1,35 | 8,42 | | 15,3 | 20,2 |
| 623 | 142,33 | 3,24 | 1,35 | 8,44 | | 17,8 | 23,5 |
| 653 | 149 | 2,65 | 1,33 | 8,29 | | 15,9 | 21,0 |
| 663 | 151 | 2,88 | 1,34 | 8,37 | | 16,7 | 22,0 |
| 673 | 154,64 | 2,92 | 1,29 | 8,04 | | 16,8 | 22,2 |
| 683 | 158,27 | 2,74 | 1,29 | 8,08 | | 16,2 | 21,5 |
| 693 | 161,91 | 3,06 | 1,31 | 8,20 | | 17,2 | 22,8 |
| 703 | 165,55 | 2,74 | 1,34 | 8,34 | | 16,2 | 21,5 |
| 713 | 169,18 | 4,40 | 1,33 | 8,32 | | 20,5 | 27,2 |
| 728 | 173,18 | 1,97 | 1,33 | 8,31 | | 13,2 | 17,4 |
| 748 | 177,55 | 1,72 | 1,36 | 8,50 | | 12,0 | 15,8 |
| 758 | 179,73 | 0,77 | 1,35 | 8,44 | | 6,01 | |
| 768 | 181,91 | 1,53 | 1,33 | 8,31 | | 10,9 | 14,4 |
| 778 | 183,5 | 1,27 | 1,37 | 8,56 | | 9,2 | 12,1 |
| 788 | 184,5 | 1,14 | 1,32 | 8,25 | | 8,3 | 10,8 |
| 798 | 185,5 | 0,66 | 1,35 | 8,44 | | 4,1 | |
| 808 | 186,73 | | 1,34 | 8,38 | | | |
| 818 | 188,18 | 1,27 | 1,33 | 8,31 | | 9,2 | 12,1 |
| 828 | 189,64 | 1,41 | 1,35 | 8,44 | | 10,2 | 13,4 |
| 838 | 191,09 | 1,46 | 1,32 | 8,25 | | 10,5 | 13,8 |
| 848 | 192,55 | 1,27 | 1,35 | 8,44 | | 9,2 | 12,1 |
| 858 | 194 | 1,15 | 1,37 | 8,56 | | 8,3 | 10,9 |
| 868 | 198,4 | 3,50 | 1,34 | 8,38 | | 18,5 | 24,4 |
| 878 | 202,8 | 1,69 | 1,35 | 8,44 | | 11,8 | 15,6 |
| 888 | 207,2 | | 1,36 | 8,50 | | | |
| 898 | 211,6 | 2,65 | 1,35 | 8,44 | | 15,9 | 21,0 |
| 908 | 216 | 2,42 | 1,34 | 8,38 | | 15,09 | 19,9 |
| 918 | 218,67 | 1,55 | 1,37 | 8,56 | | 11,0 | 14,5 |
| 928 | 221,33 | 1,84 | 1,37 | 8,56 | | 12,6 | 16,6 |
| 938 | 224 | 1,69 | 1,34 | 8,38 | | 11,8 | 15,6 |
| 948 | 226,67 | 1,97 | 1,35 | 8,44 | | 13,2 | 17,4 |
| 958 | 228,56 | 1,74 | 1,35 | 8,44 | | 12,1 | 15,9 |
| 968 | 229,67 | 1,54 | 1,36 | 8,50 | | 10,98 | 14,4 |
| 978 | 230,78 | 1,89 | 1,39 | 8,69 | | 12,9 | 16,9 |
| 988 | 231,89 | | 1,36 | 8,50 | | | |
| 998 | 233 | 0,99 | 1,36 | 8,50 | | 9,06 | |
| 1008 | 234,11 | 0,81 | 1,37 | 8,56 | | 6,6 | |
| 1018 | 235,22 | 2,46 | 1,38 | 8,62 | | 15,2 | 20,1 |

GeoB 1105

G. sacculifer

| korr. Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) Meerwasser <i>D_{G, succ.}</i> = 0,16 | T (°C) <i>G. sacc.</i> | T (°C) Totkal |
|------------------------|----------------------------|---------------------|---------------------|--|---------------------------|------------------|
| 1 | 0,24 | 3,21 | 1,32 | 8,25 | 24,7 | 23,4 |
| 4 | 0,96 | 2,97 | 1,27 | 7,94 | 23,7 | 22,4 |
| 13 | 3,12 | 3,06 | 1,34 | 8,38 | 24,1 | 22,8 |
| 38 | 8,79 | 3,28 | 1,34 | 8,38 | 25,0 | 23,6 |
| 48 | 10,93 | 3,43 | 1,37 | 8,56 | 25,6 | 24,2 |
| 53 | 12,83 | 3,26 | 1,34 | 8,38 | 24,9 | 23,6 |
| 68 | 14,49 | 3,09 | 1,36 | 8,50 | 24,2 | 22,9 |
| 78 | 16,14 | 2,58 | 1,35 | 8,44 | 21,9 | 20,7 |
| 88 | 17,8 | 2,75 | 1,35 | 8,44 | 22,7 | 21,5 |
| 103 | 18,93 | 2,90 | 1,39 | 8,69 | 23,4 | 22,1 |
| 108 | 20,07 | 2,60 | 1,34 | 8,38 | 22,0 | 20,8 |
| 118 | 21,2 | 2,83 | | | 23,1 | 21,8 |
| 123 | 21,77 | 2,54 | 1,37 | 8,56 | 21,7 | 20,5 |
| 133 | 22,9 | 2,89 | 1,37 | 8,56 | 23,4 | 22,1 |
| 143 | 24,03 | 2,68 | 1,37 | 8,56 | 22,4 | 21,2 |
| 153 | 25,17 | 2,66 | 1,34 | 8,38 | 22,3 | 21,1 |
| 163 | 26,3 | 2,59 | 1,34 | 8,38 | 21,9 | 20,8 |
| 173 | 27,43 | 2,57 | 1,33 | 8,31 | 21,8 | 20,7 |
| 183 | 29,19 | 2,88 | 1,35 | 8,44 | 23,3 | 22,1 |
| 193 | 31,57 | 2,76 | 1,32 | 8,25 | 22,7 | 21,5 |
| 203 | 33,95 | 2,83 | 1,32 | 8,25 | 23,1 | 21,8 |
| 213 | 36,33 | 2,82 | 1,35 | 8,44 | 23,0 | 21,8 |
| 223 | 38,71 | 2,94 | 1,33 | 8,31 | 23,6 | 22,3 |
| 233 | 41,1 | 2,61 | 1,35 | 8,44 | 22,0 | 20,9 |
| 243 | 43,48 | 3,00 | 1,35 | 8,44 | 23,8 | 22,5 |
| 253 | 45,86 | 2,95 | 1,37 | 8,56 | 23,6 | 22,3 |
| 263 | 48,24 | 2,85 | 1,39 | 8,69 | 23,2 | 21,9 |
| 283 | 53 | 3,12 | 1,39 | 8,69 | 24,4 | 23,0 |
| 293 | 55 | 2,92 | 1,38 | 8,62 | 23,5 | 22,2 |
| 303 | 57 | 2,87 | 1,36 | 8,50 | 23,3 | 22,0 |
| 313 | 59 | 2,63 | 1,34 | 8,38 | 22,1 | 20,9 |
| 323 | 63 | 2,92 | 1,34 | 8,38 | 23,5 | 22,2 |
| 333 | 67 | 2,70 | 1,36 | 8,50 | 22,5 | 21,3 |
| 343 | 71 | 3,13 | 1,42 | 8,88 | 24,4 | 23,1 |
| 353 | 73,57 | 3,03 | 1,37 | 8,56 | 24,0 | 22,7 |
| 363 | 76,14 | 2,99 | 1,37 | 8,56 | 23,8 | 22,5 |
| 373 | 78,71 | 2,90 | 1,33 | 8,31 | 23,4 | 22,1 |
| 383 | 81 | 3,19 | 1,37 | 8,56 | 24,7 | 23,3 |
| 393 | 83 | 3,55 | 1,36 | 8,50 | 26,1 | 24,6 |
| 403 | 85 | 3,04 | 1,32 | 8,25 | 24,0 | 22,7 |
| 413 | 87 | 2,99 | 1,36 | 8,50 | 23,8 | 22,5 |
| 423 | 90 | 2,85 | 1,40 | 8,75 | 23,2 | 21,9 |
| 433 | 93 | 2,98 | 1,36 | 8,50 | 23,8 | 22,5 |
| 443 | 96 | 3,02 | 1,36 | 8,50 | 23,9 | 22,6 |
| 463 | 101 | 2,89 | 1,33 | 8,31 | 23,4 | 22,1 |
| 473 | 103 | 2,86 | 1,34 | 8,38 | 23,2 | 22,0 |
| 483 | 105 | 3,07 | 1,34 | 8,38 | 24,1 | 22,8 |
| 493 | 107 | 2,85 | 1,32 | 8,25 | 23,2 | 21,9 |
| 503 | 110 | 2,88 | 1,34 | 8,38 | 23,3 | 22,1 |
| 513 | 113 | 3,08 | 1,37 | 8,56 | 24,2 | 22,9 |
| 523 | 116 | 3,32 | 1,37 | 8,56 | 25,2 | 23,8 |
| 533 | 119 | 3,11 | 1,37 | 8,56 | 24,3 | 23,0 |
| 543 | 122 | 3,70 | 1,40 | 8,75 | 26,6 | 25,1 |
| 553 | 124,4 | 3,55 | 1,38 | 8,62 | 26,1 | 24,6 |
| 563 | 126,8 | 3,36 | 1,40 | 8,75 | 25,3 | 23,9 |
| 573 | 129,4 | 3,23 | 1,40 | 8,75 | 24,8 | 23,4 |
| 583 | 132,2 | 2,95 | 1,42 | 8,88 | 23,6 | 22,3 |
| 593 | 135 | 2,95 | 1,42 | 8,88 | 23,6 | 22,3 |
| 603 | 137,44 | 2,93 | 1,43 | 8,94 | 23,5 | 22,3 |
| 613 | 139,89 | 2,94 | 1,38 | 8,62 | 23,6 | 22,3 |
| 623 | 142,33 | 2,80 | 1,37 | 8,56 | 22,9 | 21,7 |
| 633 | 144,78 | 2,90 | 1,38 | 8,62 | 23,4 | 22,1 |
| 643 | 147 | 2,71 | 1,33 | 8,31 | 22,5 | 21,3 |
| 653 | 149 | 3,01 | 1,36 | 8,50 | 23,9 | 22,6 |
| 663 | 151 | 3,03 | 1,40 | 8,75 | 24,0 | 22,7 |
| 683 | 158,27 | 2,92 | 1,36 | 8,50 | 23,5 | 22,2 |
| 693 | 161,91 | 2,85 | 1,37 | 8,56 | 23,2 | 21,9 |

Anhang C: Meßergebnisse der Sedimentproben

| korr. Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) Meerwasser $D_{G, \text{acc.}} = 0,16$ | T (°C) G. <i>sacc.</i> | T (°C) Totkal |
|------------------------|----------------------------|---------------------|---------------------|---|---------------------------|------------------|
| 703 | 165,55 | 2,87 | 1,33 | 8,31 | 23,3 | 22,0 |
| 713 | 169,18 | 3,04 | 1,32 | 8,25 | 24,0 | 22,7 |
| 723 | 172,09 | 3,10 | 1,36 | 8,50 | 24,3 | 22,9 |
| 733 | 174,27 | 2,78 | 1,32 | 8,25 | 22,8 | 21,6 |
| 743 | 176,46 | 2,93 | 1,35 | 8,44 | 23,5 | 22,3 |
| 753 | 178,64 | 2,96 | 1,33 | 8,31 | 23,7 | 22,4 |
| 763 | 180,82 | 2,88 | 1,33 | 8,31 | 23,3 | 22,1 |
| 773 | 183 | 2,77 | 1,31 | 8,19 | 22,8 | 21,6 |
| 783 | 184 | 2,82 | 1,32 | 8,25 | 23,0 | 21,8 |
| 793 | 185 | 2,83 | 1,34 | 8,38 | 23,1 | 21,8 |
| 803 | 186 | 2,90 | 1,32 | 8,25 | 23,4 | 22,1 |
| 813 | 187,46 | 2,85 | 1,31 | 8,19 | 23,2 | 21,9 |
| 823 | 188,91 | 2,86 | 1,31 | 8,19 | 23,2 | 22,0 |
| 833 | 190,36 | 2,87 | 1,31 | 8,19 | 23,3 | 22,0 |
| 843 | 191,82 | 3,19 | 1,33 | 8,31 | 24,7 | 23,3 |
| 863 | 196,2 | 3,29 | 1,35 | 8,44 | 25,1 | 23,7 |
| 873 | 200,6 | 3,13 | 1,32 | 8,25 | 24,4 | 23,1 |
| 883 | 205 | 3,21 | 1,35 | 8,44 | 24,7 | 23,4 |
| 893 | 209,4 | 3,59 | 1,37 | 8,56 | 26,2 | 24,7 |
| 903 | 213,8 | 3,36 | 1,36 | 8,50 | 25,3 | 23,9 |
| 913 | 217,33 | 3,42 | 1,34 | 8,38 | 25,6 | 24,1 |
| 923 | 220 | 3,32 | 1,34 | 8,38 | 25,2 | 23,8 |
| 943 | 225,33 | 2,94 | 1,34 | 8,38 | 23,6 | 22,3 |
| 953 | 228 | 2,83 | 1,33 | 8,31 | 23,1 | 21,8 |
| 963 | 229,11 | 3,23 | 1,31 | 8,19 | 24,8 | 23,4 |
| 973 | 230,22 | 3,03 | 1,33 | 8,31 | 24,0 | 22,7 |
| 983 | 231,33 | 2,84 | 1,32 | 8,25 | 23,1 | 21,9 |
| 993 | 232,44 | 3,01 | 1,34 | 8,38 | 23,9 | 22,6 |
| 1003 | 233,56 | 3,09 | 1,31 | 8,19 | 24,2 | 22,9 |
| 1013 | 234,67 | 3,07 | 1,29 | 8,06 | 24,1 | 22,8 |
| 1023 | 235,78 | 3,39 | 1,31 | 8,19 | 25,5 | 24,0 |
| 1033 | 236,89 | 3,23 | 1,33 | 8,31 | 24,8 | 23,4 |
| 1043 | 238 | 2,97 | 1,32 | 8,25 | 23,7 | 22,4 |
| 1053 | 241,5 | 2,90 | | | 23,4 | 22,1 |
| 1063 | 245 | 2,95 | 1,33 | 8,31 | 23,6 | 22,3 |
| 1073 | 247 | 2,88 | 1,27 | 7,94 | 23,3 | 22,1 |
| 1083 | 249 | 2,63 | 1,34 | 8,38 | 22,1 | 20,9 |
| 1093 | 251,86 | 2,74 | 1,31 | 8,19 | 22,7 | 21,4 |
| 1103 | 254,71 | 2,81 | 1,30 | 8,12 | 23,0 | 21,8 |
| 1113 | 257,57 | 3,06 | 1,28 | 8,00 | 24,1 | 22,8 |
| 1123 | 260,43 | 2,95 | 1,31 | 8,19 | 23,6 | 22,3 |
| 1133 | 263,29 | 2,90 | 1,31 | 8,19 | 23,4 | 22,1 |
| 1143 | 266,14 | 2,89 | 1,30 | 8,12 | 23,4 | 22,1 |
| 1153 | 269 | 2,87 | 1,30 | 8,12 | 23,3 | 22,0 |
| 1163 | 271,25 | 2,84 | 1,37 | 8,56 | 23,1 | 21,9 |
| 1173 | 273,5 | 3,02 | 1,33 | 8,31 | 23,9 | 22,6 |
| 1183 | 275,75 | 2,85 | | | 23,2 | 21,9 |
| 1193 | 278 | 2,76 | 1,34 | 8,38 | 22,7 | 21,5 |
| 1203 | 280,25 | 2,73 | 1,34 | 8,38 | 22,6 | 21,4 |
| 1213 | 282,50 | 2,93 | 1,31 | 8,19 | 23,5 | 22,3 |
| 1223 | 284,75 | 3,00 | 1,34 | 8,38 | 23,8 | 22,5 |
| 1233 | 287 | 3,12 | 1,34 | 8,38 | 24,4 | 23,0 |
| 1243 | 290 | 2,92 | 1,33 | 8,31 | 23,5 | 22,2 |
| 1253 | 293 | 2,83 | 1,27 | 7,94 | 23,1 | 21,8 |
| 1263 | 296 | 2,82 | 1,35 | 8,44 | 23,0 | 21,8 |
| 1273 | 299 | 2,81 | 1,33 | 8,31 | 23,0 | 21,8 |
| 1283 | 300,69 | 2,98 | 1,32 | 8,25 | 23,8 | 22,5 |
| 1293 | 302,39 | | 1,31 | 8,19 | | |
| 1303 | 304,08 | 2,93 | 1,30 | 8,12 | 23,5 | 22,3 |
| 1313 | 305,77 | 2,86 | 1,32 | 8,25 | 23,2 | 22,0 |
| 1323 | 307,46 | 3,18 | 1,37 | 8,56 | 24,6 | 23,3 |
| 1333 | 309,15 | 3,03 | 1,35 | 8,44 | 24,0 | 22,7 |
| 1343 | 311,62 | 3,13 | 1,31 | 8,19 | 24,4 | 23,1 |
| 1353 | 314,85 | 2,93 | 1,31 | 8,19 | 23,5 | 22,3 |
| 1363 | 318,08 | 3,07 | 1,31 | 8,19 | 24,1 | 22,8 |
| 1373 | 321,31 | 3,25 | 1,26 | 7,88 | 24,9 | 23,5 |
| 1383 | 324,54 | 3,08 | 1,24 | 7,75 | 24,2 | 22,9 |
| 1393 | 327,77 | 3,14 | 1,27 | 7,94 | 24,4 | 23,1 |
| 1403 | 331,00 | 3,25 | 1,27 | 7,94 | 24,9 | 23,5 |
| 1413 | 334 | 3,13 | 1,30 | 8,12 | 24,4 | 23,1 |
| 1423 | 337,67 | 3,01 | 1,32 | 8,25 | 23,9 | 22,6 |

| korr. Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | | T (°C) G. sacc. | T (°C) Totkal |
|------------------------|----------------------------|---------------------|---------------------|------------------|-----------------------|--------------------|------------------|
| | | | | Meerwasser | $D_{G. sacc.} = 0,16$ | | |
| 1433 | 341,00 | 2,86 | 1,37 | 8,56 | | 23,2 | 22,0 |
| 1443 | 344,23 | 3,02 | 1,35 | 8,44 | | 23,9 | 22,6 |
| 1453 | 347,46 | 2,71 | 1,31 | 8,19 | | 22,5 | 21,3 |
| 1463 | 350,69 | 2,78 | 1,31 | 8,19 | | 22,8 | 21,6 |
| 1473 | 353,92 | 2,63 | 1,31 | 8,19 | | 22,1 | 20,9 |
| 1483 | 357,15 | 2,60 | 1,26 | 7,88 | | 22,0 | 20,8 |
| 1493 | 360,39 | 2,83 | 1,24 | 7,75 | | 23,1 | 21,8 |
| 1503 | 363,62 | 2,71 | 1,27 | 7,94 | | 22,5 | 21,3 |
| 1513 | 366,85 | 2,66 | 1,27 | 7,94 | | 22,3 | 21,1 |

C.3 M35003

G. sacculifer

| Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | | T (°C) G. sacc. |
|---------------|----------------------------|---------------------|---------------------|------------------|-----------------------|--------------------|
| | | | | Meerwasser | $D_{G. sacc.} = 0,16$ | |
| 0 | 1,079 | 4,19 | 1,33 | 8,31 | | 26,8 |
| 10 | 1,483 | 3,81 | | | | 25,6 |
| 20 | 1,886 | 4,11 | | | | 26,6 |
| 30 | 2,29 | 4,08 | 1,37 | 8,56 | | 26,4 |
| 40 | 2,694 | 4,15 | 1,40 | 8,75 | | 26,7 |
| 50 | 3,098 | 4,38 | 1,37 | 8,56 | | 27,4 |
| 60 | 3,501 | 4,41 | 1,38 | 8,62 | | 27,5 |
| 70 | 3,905 | 4,21 | 1,37 | 8,56 | | 26,9 |
| 80 | 4,309 | 4,17 | 1,37 | 8,56 | | 26,7 |
| 90 | 4,713 | 4,11 | 1,37 | 8,56 | | 26,6 |
| 100 | 5,116 | 3,94 | 1,38 | 8,62 | | 26,0 |
| 110 | 5,52 | 4,46 | 1,38 | 8,62 | | 27,6 |
| 120 | 5,924 | 3,92 | 1,39 | 8,69 | | 25,9 |
| 130 | 6,327 | 4,18 | 1,36 | 8,50 | | 26,8 |
| 140 | 6,731 | 3,84 | 1,38 | 8,62 | | 25,7 |
| 150 | 7,135 | 3,70 | 1,39 | 8,69 | | 25,2 |
| 160 | 7,539 | 3,75 | 1,39 | 8,69 | | 25,4 |
| 170 | 7,943 | 3,90 | 1,37 | 8,56 | | 25,9 |
| 180 | 8,346 | 3,46 | | | | 24,3 |
| 190 | 8,75 | 3,88 | 1,38 | 8,62 | | 25,8 |
| 200 | 9,221 | 3,67 | 1,38 | 8,62 | | 25,1 |
| 210 | 9,693 | 3,96 | 1,42 | 8,88 | | 26,1 |
| 220 | 10,164 | 3,74 | 1,40 | 8,75 | | 25,3 |
| 230 | 10,618 | 3,67 | 1,40 | 8,75 | | 25,1 |
| 240 | 11,055 | 3,61 | 1,42 | 8,88 | | 24,8 |
| 250 | 11,492 | 3,53 | | | | 24,5 |
| 260 | 11,973 | 3,58 | 1,38 | 8,62 | | 24,7 |
| 270 | 12,585 | 3,99 | 1,41 | 8,81 | | 26,2 |
| 280 | 13,198 | 3,52 | 1,42 | 8,88 | | 24,5 |
| 290 | 13,81 | 3,76 | | | | 25,4 |
| 300 | 14,775 | 3,81 | 1,39 | 8,69 | | 25,6 |
| 310 | 15,74 | 3,75 | 1,39 | 8,69 | | 25,3 |
| 320 | 16,385 | 3,95 | 1,38 | 8,62 | | 26,0 |
| 330 | 17,029 | 3,30 | 1,40 | 8,75 | | 23,7 |
| 340 | 17,674 | 3,71 | 1,43 | 8,94 | | 25,2 |
| 350 | 18,318 | 3,56 | 1,40 | 8,75 | | 24,7 |
| 360 | 18,963 | 3,60 | 1,43 | 8,94 | | 24,8 |
| 370 | 19,607 | 3,14 | 1,39 | 8,69 | | 23,0 |
| 380 | 20,252 | 3,50 | 1,42 | 8,88 | | 24,4 |
| 390 | 20,896 | 3,51 | 1,43 | 8,94 | | 24,5 |
| 400 | 21,541 | 3,38 | 1,37 | 8,56 | | 24,0 |
| 410 | 22,185 | 3,40 | 1,40 | 8,75 | | 24,1 |
| 420 | 22,83 | 3,43 | 1,40 | 8,75 | | 24,2 |
| 430 | 23,44 | 3,38 | 1,40 | 8,75 | | 24,0 |
| 440 | 24,05 | 3,31 | 1,38 | 8,62 | | 23,7 |
| 450 | 24,66 | 3,39 | 1,40 | 8,75 | | 24,0 |
| 460 | 25,285 | 3,54 | 1,40 | 8,75 | | 24,6 |
| 470 | 25,91 | 3,44 | | | | 24,2 |
| 480 | 26,535 | 3,32 | | | | 23,8 |
| 490 | 27,159 | 3,13 | | | | 23,0 |
| 500 | 27,784 | 3,45 | 1,39 | 8,69 | | 24,3 |

Anhang C: Meßergebnisse der Sedimentproben

| Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) Meerwasser $D_{G. sacc.} = 0,16$ | T (°C) <i>G. sacc.</i> |
|---------------|----------------------------|---------------------|---------------------|---|---------------------------|
| 510 | 28,409 | 3,75 | 1,37 | 8,56 | 25,4 |
| 520 | 29,034 | 3,66 | 1,37 | 8,56 | 25,0 |
| 530 | 29,659 | 3,48 | 1,34 | 8,38 | 24,4 |
| 540 | 30,284 | 3,18 | 1,37 | 8,56 | 23,2 |
| 550 | 31,005 | 3,50 | | | 24,4 |
| 560 | 31,759 | 3,81 | | | 25,6 |
| 570 | 32,512 | 3,23 | | | 23,4 |
| 580 | 33,265 | 3,30 | 1,38 | 8,62 | 23,7 |
| 590 | 34,019 | 3,61 | 1,37 | 8,56 | 24,8 |
| 600 | 34,772 | 3,48 | 1,37 | 8,56 | 24,4 |
| 610 | 35,526 | 3,55 | 1,38 | 8,62 | 24,6 |
| 620 | 36,279 | 3,70 | 1,38 | 8,62 | 25,2 |
| 630 | 37,033 | 3,36 | 1,36 | 8,50 | 23,9 |
| 640 | 37,786 | 3,41 | 1,37 | 8,56 | 24,1 |
| 650 | 38,54 | 3,66 | 1,37 | 8,56 | 25,0 |
| 670 | 40,047 | 3,60 | 1,39 | 8,69 | 24,8 |
| 680 | 40,8 | 3,66 | 1,35 | 8,44 | 25,0 |
| 690 | 41,732 | 3,48 | 1,39 | 8,69 | 24,4 |
| 700 | 42,663 | 3,35 | 1,36 | 8,50 | 23,9 |
| 710 | 43,595 | 3,41 | 1,37 | 8,56 | 24,1 |
| 720 | 44,526 | 4,37 | 1,34 | 8,38 | 27,4 |
| 730 | 45,458 | 3,71 | 1,36 | 8,50 | 25,2 |
| 740 | 46,39 | 3,99 | 1,36 | 8,50 | 26,2 |
| 750 | 47,321 | 3,28 | 1,34 | 8,38 | 23,6 |
| 760 | 48,253 | 3,61 | 1,36 | 8,50 | 24,9 |
| 770 | 49,184 | 3,61 | 1,37 | 8,56 | 24,8 |
| 780 | 50,116 | 3,50 | 1,38 | 8,62 | 24,5 |
| 790 | 51,048 | 3,35 | 1,38 | 8,62 | 23,9 |
| 800 | 51,979 | 3,74 | 1,38 | 8,62 | 25,3 |
| 810 | 52,911 | 3,53 | 1,37 | 8,56 | 24,6 |
| 820 | 53,842 | 3,59 | 1,38 | 8,62 | 24,8 |
| 830 | 54,774 | 3,72 | 1,39 | 8,69 | 25,3 |
| 840 | 55,706 | 3,68 | 1,39 | 8,69 | 25,1 |
| 850 | 56,637 | 3,65 | 1,39 | 8,69 | 25,0 |
| 860 | 57,569 | 3,65 | 1,40 | 8,75 | 25,0 |
| 870 | 58,5 | 3,94 | 1,38 | 8,62 | 26,0 |
| 880 | 59,432 | 3,89 | 1,41 | 8,81 | 25,8 |
| 890 | 60,364 | 3,65 | 1,39 | 8,69 | 25,0 |
| 900 | 61,295 | 3,72 | 1,37 | 8,56 | 25,2 |
| 910 | 62,227 | 3,84 | 1,39 | 8,69 | 25,7 |
| 920 | 63,158 | 3,76 | 1,39 | 8,69 | 25,4 |
| 930 | 64,09 | 3,65 | 1,37 | 8,56 | 25,0 |
| 940 | 65,022 | 3,92 | 1,40 | 8,75 | 25,9 |
| 950 | 65,953 | 3,77 | 1,38 | 8,62 | 25,4 |

C.4 M35027

G. sacculifer

| Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) <i>G. sacc.</i> | $\delta^{18}\text{O}$ [‰ PDB] <i>G. sacc.</i> | $\delta^{13}\text{C}$ [‰ PDB] <i>G. sacc.</i> | T (°C) $\delta^{18}\text{O}$ <i>G. sacc.</i> | Salinität |
|---------------|----------------------------|---------------------|---------------------|---------------------------|---|---|--|-----------|
| 0 | 5,0 | 4,42 | 1,40 | 28,9 | -1,72 | 1,21 | 27,2 | 35,4 |
| 5 | 6,2 | 4,31 | 1,41 | 28,6 | -1,75 | 0,98 | 27,1 | 35,3 |
| 10 | 8,1 | 4,59 | 1,43 | 29,4 | -1,66 | 0,99 | 27,6 | 35,5 |
| 15 | 9,3 | 4,46 | 1,39 | 29,1 | -1,31 | 0,97 | 26,4 | 35,9 |
| 20 | 10,6 | 4,76 | 1,42 | 29,9 | -0,92 | 1,55 | 24,9 | 37,1 |
| 25 | 13,0 | 4,49 | 1,38 | 29,1 | | | | |
| 30 | 14,3 | 4,23 | 1,36 | 28,4 | | | | |
| 35 | 16,6 | 4,38 | 1,33 | 28,8 | | | | |
| 40 | 18,2 | 4,19 | 1,38 | 28,2 | | | | |
| 45 | 19,0 | 4,23 | 1,37 | 28,4 | | | | |
| 50 | 20,3 | 3,91 | 1,36 | 27,3 | 0,29 | 1,47 | 22,7 | 36,9 |
| 55 | 21,9 | 4,01 | 1,33 | 27,7 | 0,45 | 1,42 | 21,7 | 37,6 |
| 60 | 23,6 | 3,82 | 1,38 | 27,0 | | | | |
| 65 | 25,2 | 3,89 | 1,40 | 27,3 | | | | |
| 70 | 26,8 | 4,06 | 1,36 | 27,8 | | | | |
| 75 | 28,3 | 3,64 | 1,32 | 26,4 | | | | |

| Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) G. <i>sacc.</i> | $\delta^{18}\text{O}$ [‰ PDB] G. <i>sacc.</i> | $\delta^{13}\text{C}$ [‰ PDB] G. <i>sacc.</i> | T (°C) $\delta^{18}\text{O}$ G. <i>sacc.</i> | Salinität |
|---------------|----------------------------|---------------------|---------------------|---------------------------|---|---|--|-----------|
| 80 | 29,7 | 4,30 | 1,34 | 28,6 | 0,19 | 1,5 | 21,6 | 38,1 |
| 85 | 31,0 | 3,58 | 1,31 | 26,2 | -0,18 | 1,36 | 23,2 | 36,1 |
| 90 | 32,4 | 4,04 | 1,31 | 27,7 | 0,02 | 1,51 | 22,5 | 37,2 |
| 95 | 33,8 | 4,00 | 1,32 | 27,6 | | | | |
| 100 | 35,2 | 3,84 | 1,33 | 27,1 | 0,05 | 1,42 | 21,7 | 37,3 |
| 105 | 36,7 | 3,86 | 1,31 | 27,1 | | | | |
| 110 | 38,1 | 4,44 | 1,31 | 29,0 | 0,08 | 1,98 | 21,9 | 38,2 |
| 115 | 39,4 | 4,22 | 1,30 | 28,3 | | | | |
| 120 | 40,7 | 3,92 | 1,32 | 27,4 | 0,23 | 1,94 | 21,3 | 37,7 |
| 125 | 42,0 | 3,83 | 1,31 | 27,0 | | | | |
| 130 | 43,1 | 4,39 | 1,31 | 28,8 | | | | |
| 135 | 44,1 | 3,92 | 1,28 | 27,4 | -0,09 | 1,90 | 22,8 | 36,9 |
| 140 | 45,2 | 3,86 | 1,32 | 27,1 | | | | |
| 145 | 46,5 | 3,86 | 1,30 | 27,1 | | | | |
| 150 | 47,8 | 3,87 | 1,30 | 27,2 | | | | |
| 160 | 50,7 | 3,99 | 1,35 | 27,6 | 0,04 | 1,68 | 21,0 | 37,9 |
| 165 | 52,3 | 4,02 | 1,34 | 27,7 | | | | |
| 170 | 53,8 | 4,02 | 1,33 | 27,7 | | | | |
| 175 | 55,3 | 4,29 | 1,31 | 28,5 | | | | |
| 180 | 56,9 | 4,29 | 1,36 | 28,5 | -0,25 | 1,6 | 23,2 | 37,3 |
| 185 | 58,4 | 3,94 | 1,37 | 27,4 | | | | |
| 190 | 59,9 | 4,25 | 1,35 | 28,4 | | | | |
| 195 | 61,5 | 3,85 | 1,33 | 27,1 | | | | |
| 200 | 63,0 | 4,30 | 1,40 | 28,6 | -0,07 | 1,88 | 22,9 | 37,4 |
| 205 | 64,8 | 4,08 | 1,35 | 27,9 | | | | |
| 210 | 66,7 | 3,94 | 1,32 | 27,4 | | | | |
| 215 | 68,5 | 3,95 | 1,30 | 27,5 | | | | |
| 220 | 70,4 | 4,18 | 1,35 | 28,2 | -0,74 | 1,84 | 25,1 | 36,2 |
| 225 | 72,2 | 4,01 | 1,33 | 27,7 | | | | |
| 230 | 74,1 | 4,39 | 1,39 | 28,8 | | | | |
| 235 | 75,9 | 4,48 | 1,34 | 29,1 | | | | |
| 240 | 77,8 | 5,05 | 1,36 | 30,7 | | | | |
| 245 | 79,6 | 4,67 | 1,39 | 29,7 | | | | |
| 250 | 81,4 | 4,87 | 1,38 | 30,2 | | | | |
| 255 | 83,3 | 5,34 | 1,35 | 31,4 | | | | |
| 260 | 85,1 | 4,60 | 1,50 | 29,5 | | | | |
| 265 | 87,0 | 4,85 | 1,33 | 30,2 | | | | |
| 270 | 88,8 | 5,40 | 1,36 | 31,6 | | | | |
| 275 | 90,7 | 4,84 | 1,35 | 30,1 | | | | |
| 280 | 92,5 | 5,31 | 1,53 | 31,3 | | | | |
| 285 | 94,3 | 4,84 | 1,35 | 30,1 | | | | |
| 290 | 96,2 | 5,08 | 1,39 | 30,8 | | | | |
| 295 | 98,0 | 4,97 | 1,35 | 30,5 | | | | |
| 300 | 99,9 | 4,83 | 1,35 | 30,1 | | | | |
| 305 | 101,7 | 5,02 | 1,35 | 30,6 | | | | |
| 310 | 103,6 | 5,27 | 1,48 | 31,2 | | | | |
| 315 | 105,4 | 5,03 | 1,35 | 30,6 | | | | |
| 320 | 107,3 | 4,76 | 1,39 | 29,9 | | | | |
| 325 | 109,1 | 5,03 | 1,38 | 30,6 | | | | |
| 330 | 110,9 | 5,69 | 1,38 | 32,3 | | | | |
| 335 | 112,8 | 5,22 | 1,38 | 31,1 | | | | |
| 340 | 114,6 | 5,46 | 1,38 | 31,7 | | | | |
| 345 | 116,5 | 5,63 | 1,34 | 32,1 | | | | |
| 350 | 118,3 | 5,82 | 1,37 | 32,6 | | | | |
| 355 | 120,2 | 6,31 | 1,35 | 33,6 | -1,33 | 1,63 | | |
| 360 | 122,0 | 6,75 | 1,36 | 34,5 | -1,01 | 1,43 | | |
| 365 | 123,8 | 5,96 | 1,34 | 32,9 | -0,95 | 1,45 | | |
| 370 | 125,6 | 6,27 | 1,37 | 33,5 | | | | |
| 375 | 127,4 | 5,95 | 1,31 | 32,8 | | | | |
| 380 | 129,2 | 5,93 | 1,35 | 32,8 | | | | |
| 385 | 131,0 | 5,65 | 1,42 | 32,2 | | | | |
| 390 | 132,8 | 5,44 | 1,40 | 31,7 | | | | |
| 395 | 134,6 | 4,93 | 1,34 | 30,4 | | | | |
| 400 | 136,4 | 5,14 | 1,34 | 30,9 | | | | |
| 405 | 138,2 | 4,92 | 1,37 | 30,3 | | | | |
| 410 | 140,0 | 5,12 | 1,39 | 30,9 | | | | |
| 415 | 141,9 | 4,80 | 1,36 | 30,0 | | | | |
| 420 | 143,7 | 4,74 | 1,35 | 29,9 | | | | |
| 425 | 145,5 | 4,77 | 1,41 | 29,9 | | | | |
| 430 | 147,3 | 4,82 | 1,41 | 30,1 | | | | |
| 435 | 149,1 | 4,39 | 1,37 | 28,8 | | | | |

Anhang C: Meßergebnisse der Sedimentproben

| Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) <i>G. sacc.</i> | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ | T (°C) $\delta^{18}\text{O}$ | Salinität |
|---------------|----------------------------|---------------------|---------------------|---------------------------|----------------------------|----------------------------|---------------------------------|-----------|
| | | | | | [‰ PDB] <i>G. sacc.</i> | [‰ PDB] <i>G. sacc.</i> | | |
| 440 | 150,9 | 5,63 | 1,38 | 32,1 | | | | |
| 445 | 152,7 | 4,55 | 1,41 | 29,3 | | | | |
| 450 | 154,5 | 5,09 | 1,25 | 30,8 | | | | |
| 455 | 156,3 | 4,32 | 1,36 | 28,6 | | | | |
| 460 | 158,1 | 4,70 | 1,36 | 29,7 | | | | |
| 465 | 159,9 | 4,85 | 1,37 | 30,2 | | | | |
| 470 | 161,7 | 4,55 | 1,35 | 29,3 | | | | |
| 475 | 163,5 | 4,66 | 1,35 | 29,6 | | | | |
| 480 | 165,3 | 5,00 | 1,35 | 30,6 | | | | |
| 485 | 167,1 | 5,29 | 1,31 | 31,3 | | | | |
| 490 | 168,9 | 4,88 | 1,36 | 30,2 | | | | |
| 495 | 170,7 | 5,39 | 1,33 | 31,5 | | | | |
| 500 | 172,5 | 4,86 | 1,37 | 30,2 | | | | |
| 505 | 174,3 | 4,96 | 1,36 | 30,5 | | | | |
| 510 | 176,1 | 5,12 | 1,36 | 30,9 | | | | |
| 515 | 177,9 | 4,88 | 1,34 | 30,2 | | | | |
| 525 | 181,5 | 4,15 | 1,35 | 28,1 | | | | |
| 535 | 185,2 | 4,20 | 1,36 | 28,3 | | | | |
| 545 | 188,8 | 3,96 | 1,35 | 27,5 | | | | |
| 555 | 192,4 | 4,23 | 1,33 | 28,4 | | | | |
| 565 | 196,0 | 4,98 | 1,33 | 30,5 | | | | |
| 575 | 199,6 | 5,32 | 1,40 | 31,4 | | | | |
| 585 | 203,2 | 4,86 | 1,35 | 30,2 | | | | |
| 595 | 206,9 | 4,99 | 1,37 | 30,5 | | | | |
| 605 | 210,8 | 5,28 | 1,38 | 31,3 | | | | |
| 615 | 214,6 | 5,86 | 1,38 | 32,6 | | | | |
| 625 | 218,4 | 5,64 | 1,33 | 32,1 | | | | |
| 635 | 222,3 | 5,02 | 1,34 | 30,6 | | | | |
| 645 | 226,1 | 5,02 | 1,37 | 30,6 | | | | |
| 655 | 229,4 | 4,58 | 1,34 | 29,4 | | | | |
| 665 | 232,1 | 5,58 | 1,42 | 32,0 | | | | |
| 675 | 234,9 | 5,01 | 1,33 | 30,6 | | | | |
| 685 | 237,6 | 5,63 | 1,37 | 32,1 | | | | |
| 695 | 240,4 | 5,15 | 1,36 | 30,9 | | | | |
| 705 | 243,1 | 4,84 | 1,33 | 30,1 | | | | |
| 715 | 245,9 | 4,49 | 1,33 | 29,1 | | | | |
| 725 | 248,6 | 4,52 | 1,32 | 29,2 | | | | |
| 735 | 251,7 | 5,10 | 1,32 | 30,8 | | | | |
| 745 | 255,0 | 4,93 | 1,37 | 30,4 | | | | |
| 755 | 258,3 | 5,53 | 1,31 | 31,9 | | | | |
| 765 | 261,7 | 5,68 | 1,33 | 32,2 | | | | |
| 775 | 265,0 | 5,16 | 1,33 | 31,0 | | | | |
| 785 | 268,3 | 4,67 | 1,36 | 29,7 | | | | |
| 795 | 271,7 | 5,29 | 1,33 | 31,3 | | | | |
| 805 | 275,2 | 5,20 | 1,32 | 31,1 | | | | |
| 815 | 278,7 | 5,61 | 1,28 | 32,1 | | | | |
| 825 | 282,2 | 5,70 | 1,29 | 32,3 | | | | |
| 835 | 285,6 | 6,25 | 1,28 | 33,5 | | | | |
| 845 | 289,1 | 5,80 | 1,28 | 32,5 | | | | |

C.5 M35053

G. sacculifer

| Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) <i>G. sacc.</i> | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ | T (°C) $\delta^{18}\text{O}$ | Salinität | Sr/Ca (mmol/mol) Meerwasser D <i>G. sacc.</i> = 0,16 |
|---------------|-------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------------|----------------------------|----------------------------|---------------------------------|-----------|---|
| | | | | | [‰ PDB] <i>G. sacc.</i> | [‰ PDB] <i>G. sacc.</i> | | | |
| 0 | 0 | 4,23 | 1,38 | 28,4 | -1,65 | 1,98 | 27,0 | 34,4 | 8,62 |
| 10 | 6,7 | 4,49 | 1,41 | 29,2 | -1,62 | 1,78 | 27,4 | 34,6 | 8,81 |
| 20 | 16,4 | 4,66 | 1,38 | 29,6 | -0,92 | 1,79 | 28,5 | 34,3 | 8,62 |
| 30 | 23,5 | 3,70 | 1,33 | 26,6 | 0,31 | 1,83 | 21,7 | 36,3 | 8,31 |
| 40 | 27,7 | 3,85 | 1,37 | 27,1 | -0,13 | 1,96 | 22,8 | 36,0 | 8,56 |
| 50 | 31,4 | 3,94 | 1,38 | 27,4 | 0,43 | 1,87 | 20,4 | 37,4 | 8,62 |
| 60 | 35,2 | 4,15 | 1,36 | 28,1 | 0,18 | 2,1 | 21,1 | 37,3 | 8,50 |
| 70 | 38,9 | 4,89 | 1,30 | 30,3 | 0,07 | 2,08 | 22,2 | 37,8 | 8,12 |
| 80 | 42,3 | 4,56 | 1,29 | 29,4 | 0,16 | 1,47 | 21,4 | 37,8 | 8,06 |
| 90 | 45,2 | 4,73 | 1,31 | 29,8 | 0,27 | 1,83 | 21,0 | 38,2 | 8,19 |

| Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) <i>G. sacc.</i> | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ | T (°C) $\delta^{18}\text{O}$ <i>G. sacc.</i> | Salinität | Sr/Ca (mmol/mol) Meerwasser D <i>G. sacc.</i> = 0,16 |
|---------------|-------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------------|----------------------------|----------------------------|--|-----------|---|
| | | | | | [‰ PDB] <i>G. sacc.</i> | [‰ PDB] <i>G. sacc.</i> | | | |
| 100 | 48,7 | 4,92 | 1,28 | 30,4 | 0,17 | 1,67 | 20,7 | 38,6 | 8,00 |
| 110 | 52,7 | 4,89 | 1,26 | 30,3 | 0,17 | 1,96 | 21,1 | 38,3 | 7,88 |
| 120 | 56,8 | 5,78 | 1,29 | 32,5 | -0,05 | 1,5 | 22,3 | 38,7 | 8,06 |
| 130 | 60,9 | 5,66 | 1,33 | 32,2 | 0,07 | 1,49 | 21,2 | 39,2 | 8,31 |
| 140 | 65,0 | 4,96 | 1,31 | 30,5 | 0,28 | 1,72 | 21,4 | 38,3 | 8,19 |
| 150 | 69,4 | 4,95 | 1,26 | 30,4 | 0,04 | 1,83 | 21,8 | 38,0 | 7,88 |
| 160 | 73,8 | 5,19 | 1,35 | 31,1 | -0,45 | 1,82 | 23,5 | 37,5 | 8,44 |
| 170 | 78,2 | 5,04 | 1,35 | 30,7 | | | | | 8,44 |
| 180 | 82,6 | 5,34 | 1,36 | 31,4 | -0,3 | 1,82 | 21,6 | 38,6 | 8,50 |
| 190 | 87,0 | 5,39 | 1,27 | 31,6 | | | | | 7,94 |
| 200 | 92,8 | 5,71 | 1,34 | 32,3 | | | | | 8,38 |
| 210 | 98,5 | 5,95 | 1,39 | 32,9 | | | | | 8,69 |
| 220 | 104,3 | 5,32 | 1,37 | 31,4 | | | | | 8,56 |
| 230 | 110,0 | 5,18 | 1,27 | 31,0 | -0,57 | 1,81 | 24,2 | 37,1 | 7,94 |
| 240 | 115,3 | 5,92 | 1,37 | 32,8 | -0,85 | 1,26 | 25,2 | 37,4 | 8,56 |
| 250 | 120,5 | 7,29 | 1,35 | 35,5 | -0,87 | 1,62 | 23,2 | 39,7 | 8,44 |
| 260 | 125,8 | 6,99 | 1,33 | 35,0 | -0,62 | 1,55 | 22,3 | 39,9 | 8,31 |
| 270 | 131,0 | 5,95 | 1,27 | 32,9 | 0,07 | 1,34 | 21,9 | 39,1 | 7,94 |
| 280 | 136,3 | 5,88 | 1,39 | 32,7 | | | | | 8,69 |
| 290 | 141,5 | 5,87 | 1,39 | 32,7 | | | | | 8,69 |
| 300 | 146,8 | 6,02 | 1,32 | 33,0 | | | | | 8,25 |
| 310 | 152,0 | 5,84 | 1,39 | 32,6 | | | | | 8,69 |
| 320 | 158,2 | 5,92 | 1,30 | 32,8 | | | | | 8,12 |
| 330 | 164,4 | 5,84 | 1,25 | 32,6 | | | | | 7,81 |
| 340 | 170,6 | 5,58 | 1,26 | 32,0 | | | | | 7,88 |
| 350 | 176,8 | 5,49 | 1,31 | 31,8 | | | | | 8,19 |
| 360 | 183,0 | | | | | | | | |
| 370 | 188,8 | 4,88 | 1,27 | 30,2 | | | | | 7,94 |
| 380 | 194,5 | 5,00 | 1,28 | 30,6 | | | | | 8,00 |
| 390 | 200,3 | 5,61 | 1,29 | 32,1 | | | | | 8,06 |
| 400 | 206,0 | 5,66 | 1,28 | 32,2 | | | | | 8,00 |
| 410 | 211,8 | 5,86 | 1,24 | 32,7 | | | | | 7,75 |
| 420 | 217,5 | 6,55 | 1,23 | 34,1 | | | | | 7,69 |
| 430 | 223,3 | 5,54 | 1,30 | 31,9 | | | | | 8,12 |
| 440 | 229,0 | 5,52 | 1,30 | 31,9 | | | | | 8,12 |
| 450 | 233,0 | 5,96 | 1,36 | 32,9 | | | | | 8,50 |
| 460 | 237,0 | 6,51 | 1,36 | 34,0 | | | | | 8,50 |
| 470 | 241,0 | 5,98 | 1,27 | 32,9 | | | | | 7,94 |
| 480 | 245,0 | 5,52 | 1,34 | 31,9 | | | | | 8,38 |
| 490 | 249,0 | 5,56 | 1,24 | 32,0 | | | | | 7,75 |
| 500 | 254,4 | 5,67 | 1,36 | 32,2 | | | | | 8,50 |
| 510 | 259,9 | 6,10 | 1,32 | 33,2 | | | | | 8,25 |

C.6 M23414

G. bulloides

| Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) | T (°C) | T (°C) | Salinität | Sr/Ca (mmol/mol) Meerwasser D <i>G. bull.</i> = 0,16 |
|---------------|-------------------------------|---------------------|---------------------|-----------------|--------|-----------------------|-----------|---|
| | | | | <i>G. bull.</i> | Totkal | $\delta^{18}\text{O}$ | | |
| 1 | 0,1 | 2,77 | 1,34 | 16,3 | 21,5 | | | 8,38 |
| 15 | 3,92 | 2,77 | 1,32 | 16,3 | 21,5 | 15,0 | 35,3 | 8,25 |
| 20 | 5,23 | 3,04 | 1,35 | 17,2 | 22,7 | 15,2 | 35,7 | 8,44 |
| 25 | 6,53 | 4,38 | 1,34 | 20,5 | 27,1 | 14,8 | 37,5 | 8,38 |
| 30 | 7,84 | 2,69 | 1,34 | 16,1 | 21,2 | 14,8 | 35,3 | 8,38 |
| 35 | 9,15 | 3,25 | 1,34 | 17,8 | 23,5 | 14,3 | 36,4 | 8,38 |
| 40 | 11,43 | 3,67 | 1,37 | 18,9 | 25,0 | 13,9 | 37,2 | 8,56 |
| 45 | 13,9 | 3,32 | 1,40 | 18,0 | 23,7 | 13,5 | 37,0 | 8,75 |
| 50 | 16,03 | 3,41 | 1,37 | 18,2 | 24,1 | 15,6 | 35,9 | 8,56 |
| 55 | 17,11 | 3,02 | 1,39 | 17,1 | 22,6 | 15,4 | 35,5 | 8,69 |
| 60 | 18,3 | 2,29 | 1,40 | 14,6 | 19,2 | | | 8,75 |
| 65 | 19,65 | 2,22 | 1,38 | 14,3 | 18,8 | 11,0 | 36,5 | 8,62 |
| 70 | 21,01 | 2,44 | 1,41 | 15,2 | 20,0 | 11,5 | 36,7 | 8,81 |
| 75 | 22,36 | 2,76 | 1,39 | 16,3 | 21,5 | 10,2 | 38,0 | 8,69 |
| 80 | 23,71 | 2,40 | 1,38 | 15,0 | 19,8 | 9,7 | 37,6 | 8,62 |
| 85 | 24,8 | 2,30 | 1,34 | 14,6 | 19,3 | 9,5 | 37,5 | 8,38 |

| Teufe (cm) | Alter (1000 Jahre v.h.) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) <i>G. bull.</i> | T (°C) Total | T (°C) $\delta^{18}\text{O}$ | Salinität | Sr/Ca (mmol/mol) Meerwasser $D_{G. bull.} = 0,16$ |
|---------------|-------------------------------|---------------------|---------------------|---------------------------|-----------------|---------------------------------|-----------|--|
| 90 | 25,4 | 2,47 | 1,39 | 15,3 | 20,1 | 9,8 | 37,7 | 8,69 |
| 95 | 27,6 | 2,04 | 1,38 | 13,5 | 17,8 | 9,1 | 37,2 | 8,62 |
| 100 | 29,8 | 2,17 | 1,38 | 14,1 | 18,6 | 10,4 | 36,8 | 8,62 |
| 105 | 30,2 | 2,13 | 1,38 | 13,9 | 18,3 | 11,9 | 35,8 | 8,62 |
| 110 | 30,6 | 2,34 | 1,36 | 14,8 | 19,5 | 10,5 | 37,0 | 8,50 |
| 115 | 31,33 | 2,52 | 1,39 | 15,5 | 20,4 | 10,5 | 37,4 | 8,69 |
| 120 | 32,15 | 2,78 | 1,39 | 16,4 | 21,6 | 10,8 | 37,7 | 8,69 |
| 125 | 32,79 | 1,85 | 1,36 | 12,6 | 16,6 | 10,8 | 35,7 | 8,50 |
| 130 | 33,24 | 1,87 | 1,37 | 12,8 | 16,8 | 10,8 | 35,8 | 8,56 |
| 135 | 33,69 | 1,95 | 1,38 | 13,1 | 17,3 | 10,4 | 36,2 | 8,62 |
| 140 | 34,15 | 2,11 | 1,38 | 13,8 | 18,2 | 10,6 | 36,5 | 8,62 |
| 145 | 34,6 | 2,67 | 1,36 | 16,0 | 21,1 | 12,9 | 36,3 | 8,50 |
| 150 | 35,05 | 2,08 | 1,35 | 13,7 | 18,0 | 10,9 | 36,3 | 8,44 |
| 155 | 35,99 | 2,31 | 1,36 | 14,7 | 19,3 | 10,3 | 37,1 | 8,50 |
| 160 | 37,41 | 2,48 | 1,39 | 15,3 | 20,2 | 10,7 | 37,2 | 8,69 |
| 170 | 38,93 | 3,01 | 1,37 | 17,1 | 22,6 | 11,9 | 37,4 | 8,56 |
| 180 | 40,68 | 2,23 | 1,33 | 14,4 | 18,9 | 11,7 | 36,2 | 8,31 |
| 190 | 42,09 | 2,69 | 1,35 | 16,1 | 21,2 | 11,5 | 37,2 | 8,44 |
| 200 | 43,5 | 2,80 | 1,35 | 16,4 | 21,7 | 11,6 | 37,2 | 8,44 |
| 210 | 44,9 | 2,57 | 1,35 | 15,6 | 20,6 | 11,5 | 36,9 | 8,44 |
| 220 | 46,31 | 2,37 | 1,35 | 14,9 | 19,6 | 11,4 | 36,6 | 8,44 |
| 230 | 47,72 | 2,38 | 1,35 | 14,9 | 19,7 | 11,5 | 36,5 | 8,44 |
| 240 | 49,13 | 2,22 | 1,36 | 14,3 | 18,8 | 11,0 | 36,5 | 8,50 |
| 250 | 54,42 | 2,35 | 1,37 | 14,8 | 19,5 | 11,5 | 36,5 | 8,56 |
| 260 | 59,26 | 2,72 | 1,38 | 16,2 | 21,3 | 10,4 | 37,8 | 8,62 |
| 270 | 60,4 | 2,65 | 1,36 | 15,9 | 21,0 | 10,6 | 37,5 | 8,50 |
| 280 | 66,17 | 3,43 | 1,33 | 18,3 | 24,1 | 13,2 | 37,3 | 8,31 |
| 290 | 71,95 | 3,16 | 1,32 | 17,5 | 23,1 | 12,1 | 37,5 | 8,25 |
| 300 | 77,72 | 3,07 | 1,34 | 17,3 | 22,8 | 10,8 | 38,2 | 8,38 |
| 310 | 82,82 | 2,96 | 1,34 | 16,9 | 22,3 | 10,3 | 38,2 | 8,38 |
| 320 | 85,9 | 3,15 | 1,35 | 17,5 | 23,1 | | | 8,44 |
| 340 | 92,27 | 2,96 | 1,33 | 16,9 | 22,3 | 12,8 | 36,8 | 8,31 |
| 350 | 95,56 | 2,94 | 1,32 | 16,9 | 22,3 | 12,1 | 37,2 | 8,25 |
| 360 | 100,83 | 3,72 | 1,31 | 19,0 | 25,1 | 11,8 | 38,4 | 8,19 |
| 370 | 106,25 | 2,82 | 1,33 | 16,5 | 21,8 | 14,6 | 35,6 | 8,31 |
| 380 | 111,16 | 2,64 | 1,33 | 15,9 | 21,0 | 14,5 | 35,4 | 8,31 |
| 390 | 116,06 | 3,10 | 1,31 | 17,3 | 22,9 | 13,8 | 36,4 | 8,19 |
| 400 | 120,96 | 4,14 | 1,29 | 20,0 | 26,4 | 13,2 | 38,2 | 8,06 |
| 410 | 123,13 | 4,39 | 1,31 | 20,5 | 27,1 | 12,2 | 39,0 | 8,19 |
| 420 | 124,38 | 3,72 | 1,33 | 19,0 | 25,1 | 15,8 | 36,2 | 8,31 |
| 430 | 125,45 | 3,32 | 1,34 | 18,0 | 23,7 | 15,3 | 36,0 | 8,38 |
| 440 | 129,34 | 2,27 | 1,38 | 14,5 | 19,1 | 10,4 | 37,0 | 8,62 |
| 450 | 134,49 | 2,86 | 1,37 | 16,6 | 21,9 | 10,7 | 37,8 | 8,56 |
| 460 | 135,34 | 2,87 | 1,36 | 16,6 | 22,0 | 11,6 | 37,3 | 8,50 |
| 470 | 138,36 | 2,73 | 1,41 | 16,2 | 21,4 | 11,6 | 37,1 | 8,81 |
| 480 | 138,95 | 2,30 | 1,43 | 14,6 | 19,3 | 10,7 | 36,8 | 8,94 |
| 490 | 139,55 | 2,94 | 1,41 | 16,9 | 22,3 | 11,4 | 37,6 | 8,81 |
| 500 | 140,14 | 3,00 | 1,44 | 17,0 | 22,5 | 11,5 | 37,6 | 9,00 |
| 510 | 140,74 | 2,69 | 1,44 | 16,1 | 21,2 | 10,8 | 37,5 | 9,00 |
| 520 | 141,33 | 3,34 | 1,39 | 18,0 | 23,8 | 10,9 | 38,5 | 8,69 |
| 530 | 146,83 | 2,42 | 1,40 | 15,1 | 19,9 | 11,1 | 36,9 | 8,75 |
| 540 | 152,34 | 3,43 | 1,36 | 18,3 | 24,1 | 12,7 | 37,6 | 8,50 |
| 550 | 158,94 | 2,72 | 1,35 | 16,2 | 21,3 | 12,2 | 36,8 | 8,44 |
| 560 | 164,83 | 3,04 | 1,40 | 17,2 | 22,7 | 11,8 | 37,5 | 8,75 |
| 570 | 168,9 | 2,58 | 1,35 | 15,7 | 20,7 | 10,5 | 37,5 | 8,44 |
| 580 | 172,97 | 2,45 | 1,38 | 15,2 | 20,0 | 12,2 | 36,3 | 8,62 |
| 590 | 177,05 | 2,44 | 1,36 | 15,2 | 20,0 | 12,0 | 36,4 | 8,50 |
| 600 | 181,12 | 2,93 | 1,35 | 16,8 | 22,2 | 11,9 | 37,3 | 8,44 |
| 610 | 185,19 | 3,80 | 1,37 | 19,2 | 25,4 | 12,3 | 38,3 | 8,56 |
| 620 | 187,47 | 2,66 | 1,34 | 16,0 | 21,0 | 12,1 | 36,7 | 8,38 |
| 630 | 189,76 | 2,64 | 1,37 | 15,9 | 21,0 | 12,5 | 36,5 | 8,56 |
| 640 | 192,04 | 3,21 | 1,34 | 17,7 | 23,3 | 12,5 | 37,4 | 8,38 |
| 650 | 195,66 | 3,12 | 1,35 | 17,4 | 23,0 | 13,5 | 36,7 | 8,44 |

C.7 M39008

| <i>G. bulloides</i> | | | | <i>G. ruber w.</i> | | | |
|---------------------|---------------------|---------------------|---------------------------|--------------------|---------------------|---------------------|-----------------|
| Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) <i>G. bull.</i> | Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) Total |
| 0 | 5,43 | | 22,4 | 0 | 3,66 | 1,30 | 24,9 |
| 3 | 6,19 | 1,26 | 23,6 | 3 | 3,20 | 1,40 | 23,3 |
| 13 | 6,11 | 1,26 | 23,5 | 8 | 3,43 | 1,38 | 24,1 |
| 18 | 4,96 | 1,26 | 21,6 | 13 | 4,36 | 1,36 | 27,0 |
| 23 | 5,04 | 1,35 | 21,8 | 13 | 3,75 | 1,39 | 25,2 |
| 33 | 5,54 | 1,26 | 22,6 | 18 | 4,50 | 1,36 | 27,4 |
| 38 | 5,24 | 1,42 | 22,1 | 23 | 4,22 | 1,43 | 26,6 |
| 63 | 3,92 | 1,38 | 19,5 | 33 | 4,05 | 1,36 | 26,1 |
| 83 | 3,10 | 1,43 | 17,4 | 43 | 4,16 | 1,41 | 26,5 |
| 103 | 4,00 | 1,43 | 19,7 | 63 | 3,29 | 1,38 | 23,6 |
| 122 | 3,58 | 1,41 | 18,7 | 83 | 3,44 | 1,37 | 24,1 |
| 142 | 4,46 | 1,39 | 20,7 | 103 | 3,27 | 1,38 | 23,5 |
| 162 | 4,63 | 1,38 | 21,0 | 122 | 3,34 | 1,39 | 23,8 |
| 182 | 6,71 | 1,44 | 24,4 | 142 | 3,71 | 1,39 | 25,1 |
| 203 | 4,17 | 1,42 | 20,0 | 162 | 3,33 | 1,40 | 23,8 |
| 223 | 4,81 | 1,45 | 21,3 | 182 | 3,89 | 1,40 | 25,6 |
| 243 | 4,31 | 1,41 | 20,3 | 203 | 3,52 | 1,40 | 24,4 |
| 263 | 5,19 | 1,43 | 22,0 | 223 | 3,32 | 1,39 | 23,7 |
| 283 | 4,11 | 1,36 | 19,9 | 243 | 3,41 | 1,42 | 24,0 |
| 303 | 4,25 | 1,40 | 20,2 | 263 | 3,38 | 1,42 | 23,9 |
| 322 | 6,34 | 1,40 | 23,8 | 283 | 3,27 | 1,42 | 23,5 |
| 327 | 5,56 | 1,39 | 22,7 | 303 | 3,42 | 1,41 | 24,1 |
| 337 | 4,92 | 1,42 | 21,5 | 322 | 3,45 | 1,28 | 24,2 |
| 347 | 9,16 | 1,40 | 27,2 | 327 | 3,84 | 1,42 | 25,5 |
| 357 | 4,76 | 1,41 | 21,2 | 337 | 3,98 | 1,43 | 25,9 |
| 367 | 8,51 | 1,42 | 26,5 | 347 | 5,72 | 1,42 | 30,3 |
| 377 | 8,59 | 1,42 | 26,6 | 357 | 3,33 | 1,43 | 23,8 |
| 387 | 9,40 | 1,39 | 27,4 | 367 | 4,83 | 1,43 | 28,3 |
| 397 | 12,05 | 1,42 | 29,7 | 377 | 4,05 | 1,47 | 26,1 |
| 408 | 8,70 | 1,39 | 26,7 | 387 | 3,58 | 1,43 | 24,6 |
| 418 | 7,97 | 1,44 | 25,9 | 397 | 4,22 | 1,39 | 26,6 |
| 428 | 6,12 | 1,39 | 23,5 | 408 | 3,96 | 1,40 | 25,9 |
| 433 | 6,21 | 1,41 | 23,7 | 418 | 4,25 | 1,41 | 26,7 |
| 438 | 4,28 | 1,41 | 20,3 | 428 | 3,34 | 1,39 | 23,8 |
| 443 | 6,44 | 1,39 | 24,0 | 433 | 6,49 | 1,39 | 31,9 |
| 448 | 7,33 | 1,43 | 25,2 | 438 | 6,39 | 1,39 | 31,7 |
| 458 | 6,29 | 1,42 | 23,8 | 443 | 3,50 | 1,38 | 24,4 |
| 463 | 4,23 | 1,41 | 20,2 | 448 | 3,61 | 1,40 | 24,7 |
| 468 | 4,40 | 1,43 | 20,5 | 458 | 2,83 | 1,38 | 21,8 |
| 478 | 4,1 | 1,43 | 19,9 | 483 | 2,55 | 1,38 | 20,5 |
| 483 | 2,481 | 1,43 | 15,3 | 498 | 2,67 | 1,24 | 21,1 |
| 488 | 3,861 | 1,43 | 19,3 | 527 | 2,91 | 1,39 | 22,1 |
| 498 | 2,87 | 1,44 | 16,6 | 537 | 2,90 | 1,45 | 22,1 |
| 507 | 2,13 | 1,40 | 13,9 | 547 | 2,28 | 1,40 | 19,2 |
| 517 | 2,39 | 1,40 | 15,0 | 557 | 2,45 | 1,40 | 20,0 |
| 527 | 4,93 | 1,37 | 21,6 | 567 | 2,39 | 1,39 | 19,7 |
| 537 | 4,60 | 1,35 | 20,9 | | | | |
| 547 | 3,23 | 1,39 | 17,7 | | | | |
| 557 | 3,77 | 1,34 | 19,1 | | | | |
| 567 | 3,22 | 1,38 | 17,7 | | | | |

M39008

| <i>Henryhowella sp.</i> | | | | <i>Krithe sp.</i> | | | |
|-------------------------|---------------------|---------------------|--------|-------------------|---------------------|---------------------|--------|
| Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) | Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) |
| 3 | 16,39 | 3,03 | 11,4 | 0 | 14,26 | 3,29 | 7,4 |
| 8 | 18,34 | 2,89 | 10,7 | 3 | 13,81 | 3,16 | 7,2 |
| 18 | 21,32 | 2,74 | 10,1 | 18 | 16,45 | 3,19 | 8,6 |
| 23 | | 3,14 | 11,8 | 33 | 21,99 | 2,74 | 11,4 |
| 33 | 24,27 | 2,61 | 9,5 | 48 | 23,20 | 3,74 | 12,1 |
| 38 | 17,61 | 3,21 | 12,2 | 73 | 25,30 | 3,22 | 13,2 |

Anhang C: Meßergebnisse der Sedimentproben

| Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) | Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) |
|---------------|---------------------|---------------------|--------|---------------|---------------------|---------------------|--------|
| 43 | 15,38 | 2,94 | 11,0 | 78 | 19,89 | 3,37 | 10,3 |
| 48 | | 3,15 | 11,9 | 83 | 18,43 | 3,50 | 9,6 |
| 53 | 16,22 | 2,97 | 11,1 | 88 | 18,43 | 3,56 | 9,6 |
| 58 | 20,38 | 2,93 | 10,9 | 93 | 18,52 | 3,74 | 9,6 |
| 68 | 14,39 | 3,01 | 11,3 | 98 | 19,67 | 3,46 | 10,2 |
| 83 | 15,22 | 3,13 | 11,8 | 103 | 18,07 | 3,57 | 9,4 |
| 88 | 28,48 | 3,28 | 12,5 | 107 | 18,48 | 3,47 | 9,6 |
| 103 | 14,61 | 2,98 | 11,1 | 112 | 17,91 | 3,50 | 9,3 |
| 107 | 15,53 | 3,10 | 11,7 | 117 | 18,92 | 3,41 | 9,8 |
| 218 | 7,40 | 3,02 | 11,3 | 122 | 18,99 | 3,42 | 9,9 |
| 278 | 14,41 | 3,10 | 11,7 | 127 | 18,31 | 3,50 | 9,5 |
| 298 | 16,04 | 2,81 | 10,4 | 132 | 20,27 | 3,40 | 10,5 |
| 367 | 13,00 | 2,71 | 9,9 | 142 | 18,92 | 3,21 | 9,8 |
| 372 | 14,82 | 2,69 | 9,8 | 147 | 18,89 | 3,45 | 9,8 |
| 377 | 19,22 | 2,67 | 9,7 | 152 | 20,31 | 3,36 | 10,6 |
| 387 | 13,65 | 2,88 | 10,7 | 157 | 23,91 | 3,34 | 12,4 |
| 392 | 41,83 | 2,67 | 9,7 | 162 | 19,57 | 3,46 | 10,2 |
| 397 | 23,88 | 2,63 | 9,6 | 167 | 20,49 | 3,47 | 10,7 |
| 403 | 16,67 | 2,69 | 9,8 | 172 | 20,57 | 3,49 | 10,7 |
| 408 | 14,76 | 2,81 | 10,4 | 177 | 24,26 | 3,40 | 12,6 |
| | | | | 182 | 19,43 | 3,40 | 10,1 |
| | | | | 187 | 19,53 | 3,35 | 10,2 |
| | | | | 192 | 19,62 | 3,47 | 10,2 |
| | | | | 197 | 20,11 | 3,51 | 10,5 |
| | | | | 203 | 22,19 | 3,36 | 11,5 |
| | | | | 208 | 22,36 | 3,22 | 11,6 |
| | | | | 218 | 20,35 | 3,36 | 10,6 |
| | | | | 223 | 20,25 | 3,34 | 10,5 |
| | | | | 228 | 19,08 | 3,42 | 9,9 |
| | | | | 233 | 20,39 | 3,43 | 10,6 |
| | | | | 238 | 19,41 | 3,40 | 10,1 |
| | | | | 243 | 20,21 | 3,48 | 10,5 |
| | | | | 248 | 20,36 | 4,74 | 10,6 |
| | | | | 253 | 18,61 | 3,52 | 9,7 |
| | | | | 258 | 20,53 | 3,55 | 10,7 |
| | | | | 263 | 20,42 | 3,37 | 10,6 |
| | | | | 268 | 25,00 | 3,37 | 13,0 |
| | | | | 273 | 18,40 | 3,45 | 9,6 |
| | | | | 278 | 19,75 | 3,64 | 10,3 |
| | | | | 283 | 18,85 | 3,65 | 9,8 |
| | | | | 288 | 20,83 | 3,48 | 10,8 |
| | | | | 298 | 18,31 | 3,63 | 9,5 |
| | | | | 307 | 25,55 | 2,87 | 13,3 |
| | | | | 327 | 19,20 | 3,46 | 10,0 |
| | | | | 337 | 24,49 | 3,01 | 12,7 |
| | | | | 413 | 21,32 | 2,08 | 11,1 |
| | | | | 453 | 12,21 | 4,76 | 6,3 |
| | | | | 458 | 17,93 | 3,33 | 9,3 |
| | | | | 463 | 11,50 | 3,59 | 6,0 |
| | | | | 463 | 13,54 | 3,37 | 7,0 |
| | | | | 478 | 11,34 | 3,62 | 5,9 |
| | | | | 483 | 11,89 | 3,55 | 6,2 |
| | | | | 488 | 12,37 | 3,45 | 6,4 |
| | | | | 493 | 12,60 | 3,59 | 6,5 |
| | | | | 498 | 11,34 | 3,54 | 5,9 |
| | | | | 503 | 11,77 | 3,29 | 6,1 |
| | | | | 517 | 13,43 | 3,54 | 7,0 |
| | | | | 522 | 14,21 | 3,66 | 7,4 |
| | | | | 527 | 14,05 | 3,61 | 7,3 |
| | | | | 532 | 16,21 | 3,64 | 8,4 |
| | | | | 537 | 14,54 | 3,60 | 7,6 |
| | | | | 542 | 14,10 | 3,60 | 7,3 |
| | | | | 547 | 14,94 | 3,54 | 7,8 |
| | | | | 552 | 15,63 | 3,50 | 8,1 |
| | | | | 557 | 15,99 | 3,53 | 8,3 |
| | | | | 562 | 14,44 | 3,43 | 7,5 |
| | | | | 567 | 18,45 | 3,49 | 9,6 |

C.8 M39036

| <i>G. bulloides</i> | | | | | | <i>Krithe</i> sp. | | | |
|---------------------|---------------------|---------------------|--|---------------------------|-----------------|-------------------|---------------------|---------------------|-----------|
| Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) Meerwasser <i>D_{G. bull.}</i> = 0,16 | T (°C) <i>G. bull.</i> | T (°C) Total | Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) |
| 1 | 3,03 | 1,35 | 8,44 | 17,1 | 22,7 | 1 | 10,12 | 3,34 | 5,3 |
| 10 | 3,22 | 1,36 | 8,50 | 17,7 | 23,4 | 10 | 10,10 | 3,16 | 5,2 |
| 20 | 2,78 | 1,36 | 8,50 | 16,4 | 21,6 | 30 | 14,47 | 3,20 | 7,5 |
| 20 | 2,86 | 1,37 | 8,56 | 16,6 | 22,0 | 40 | 6,77 | 1,54 | 3,5 |
| 30 | 2,91 | 1,36 | 8,50 | 16,8 | 22,2 | 50 | 8,94 | 3,19 | 4,6 |
| 40 | 3,16 | 1,35 | 8,44 | 17,5 | 23,2 | 60 | 8,25 | 3,36 | 4,3 |
| 50 | 2,83 | 1,38 | 8,62 | 16,5 | 21,8 | 70 | 9,25 | 3,30 | 4,8 |
| 60 | 3,21 | 1,35 | 8,44 | 17,7 | 23,4 | 90 | 8,97 | 3,29 | 4,7 |
| 70 | 4,79 | 1,37 | 8,56 | 21,3 | 28,2 | 90 | 9,28 | 3,29 | 4,8 |
| 80 | 3,29 | 1,38 | 8,62 | 17,9 | 23,7 | 101 | 10,61 | 3,52 | 5,5 |
| 90 | 3,53 | 1,37 | 8,56 | 18,5 | 24,5 | 101 | 10,79 | 3,28 | 5,6 |
| 101 | 3,01 | 1,37 | 8,56 | 17,1 | 22,6 | 111 | 9,38 | 3,41 | 4,9 |
| 111 | 2,65 | 1,36 | 8,50 | 15,9 | 21,0 | 111 | 11,78 | 3,31 | 6,1 |
| 121 | 2,56 | 1,37 | 8,56 | 15,6 | 20,6 | 121 | 10,49 | 3,45 | 5,5 |
| 131 | 3,07 | 1,37 | 8,56 | 17,3 | 22,8 | 121 | 11,08 | 3,42 | 5,8 |
| 141 | 2,79 | 1,37 | 8,56 | 16,4 | 21,7 | 131 | 9,33 | 3,42 | 4,8 |
| 151 | 3,47 | 1,35 | 8,44 | 18,4 | 24,3 | 131 | 9,87 | 3,38 | 5,1 |
| 161 | 3,12 | 1,36 | 8,50 | 17,4 | 23,0 | 141 | 10,15 | 3,33 | 5,3 |
| 171 | 3,12 | 1,37 | 8,56 | 17,4 | 23,0 | 151 | 10,37 | 3,16 | 5,4 |
| 181 | 2,04 | 1,37 | 8,56 | 13,5 | 17,9 | 171 | 9,85 | 3,42 | 5,1 |
| 191 | 3,02 | 1,39 | 8,69 | 17,1 | 22,6 | 181 | 7,83 | 1,81 | 4,1 |
| 200 | 2,32 | 1,38 | 8,62 | 14,7 | 19,4 | 191 | 9,30 | 3,44 | 4,8 |
| 210 | 3,25 | 1,36 | 8,50 | 17,8 | 23,5 | 191 | 13,47 | 3,31 | 7,0 |
| 220 | 3,14 | 1,38 | 8,62 | 17,5 | 23,1 | 210 | 9,90 | 3,26 | 5,1 |
| 230 | 3,62 | 1,39 | 8,69 | 18,8 | 24,8 | 210 | 10,48 | 3,31 | 5,4 |
| 240 | 3,02 | 1,38 | 8,62 | 17,1 | 22,6 | 220 | 9,13 | 3,31 | 4,7 |
| 250 | 3,28 | 1,37 | 8,56 | 17,9 | 23,6 | 230 | 11,05 | 2,57 | 5,7 |
| 260 | 3,07 | 1,42 | 8,88 | 17,3 | 22,8 | 250 | 8,79 | 2,92 | 4,6 |
| 270 | 2,70 | 1,41 | 8,81 | 16,1 | 21,3 | 260 | 15,33 | 3,46 | 8,0 |
| 280 | 3,18 | 1,40 | 8,75 | 17,6 | 23,3 | 260 | 11,13 | 3,33 | 5,8 |
| 290 | 2,75 | 1,39 | 8,69 | 16,3 | 21,5 | 270 | 9,50 | 3,18 | 4,9 |
| 300 | 3,34 | 1,38 | 8,62 | 18,0 | 23,9 | 270 | 10,98 | 2,87 | 5,7 |
| 310 | 3,97 | 1,38 | 8,62 | 19,6 | 26,0 | 270 | 13,12 | 3,00 | 6,8 |
| 319 | 3,51 | 1,41 | 8,81 | 18,5 | 24,5 | 280 | 9,33 | 3,36 | 4,8 |
| 329 | 2,76 | 1,40 | 8,75 | 16,3 | 21,5 | 280 | 9,80 | 3,22 | 5,1 |
| 339 | 3,63 | 1,35 | 8,44 | 18,8 | 24,9 | 280 | 8,70 | 3,13 | 4,5 |
| 349 | 3,33 | 1,39 | 8,69 | 18,0 | 23,8 | 290 | 8,99 | 3,37 | 4,7 |
| 359 | 4,09 | 1,39 | 8,69 | 19,9 | 26,3 | 290 | 9,20 | 3,27 | 4,8 |
| 369 | 4,17 | 1,38 | 8,62 | 20,0 | 26,6 | 300 | 11,46 | 3,24 | 6,0 |
| 379 | 3,39 | 1,42 | 8,88 | 18,2 | 24,0 | 300 | 8,95 | 3,16 | 4,7 |
| 389 | 3,02 | 1,40 | 8,75 | 17,1 | 22,6 | 300 | 10,38 | 3,21 | 5,4 |
| 399 | 2,93 | 1,41 | 8,81 | 16,8 | 22,3 | 310 | 9,41 | 3,15 | 4,9 |
| 418 | 3,79 | 1,41 | 8,81 | 19,2 | 25,4 | 310 | 10,12 | 3,11 | 5,3 |
| 428 | 3,46 | 1,39 | 8,69 | 18,3 | 24,3 | 319 | 9,77 | 3,16 | 5,1 |
| 438 | 4,34 | 1,38 | 8,62 | 20,4 | 27,0 | 319 | 9,18 | 3,22 | 4,8 |
| 448 | 3,24 | 1,39 | 8,69 | 17,7 | 23,5 | 319 | 9,68 | 3,29 | 5,0 |
| 458 | 3,85 | 1,38 | 8,62 | 19,3 | 25,6 | 329 | 10,67 | 3,12 | 5,5 |
| 468 | 2,91 | 1,40 | 8,75 | 16,8 | 22,2 | 329 | 10,16 | 3,09 | 5,3 |
| 478 | 2,28 | 1,36 | 8,50 | 14,6 | 19,2 | 339 | 9,64 | 3,24 | 5,0 |
| 488 | 4,37 | 1,40 | 8,75 | 20,5 | 27,1 | 339 | 12,35 | 3,15 | 6,4 |
| 498 | 3,22 | 1,38 | 8,62 | 17,7 | 23,4 | 349 | 10,74 | 3,15 | 5,6 |
| 508 | 2,18 | 1,38 | 8,62 | 14,1 | 18,7 | 349 | 10,21 | 3,28 | 5,3 |
| 518 | 5,00 | 1,37 | 8,56 | 21,7 | 28,8 | 349 | 13,22 | 3,31 | 6,9 |
| 527 | 2,98 | 1,36 | 8,50 | 17,0 | 22,5 | 359 | 10,49 | 3,07 | 5,5 |
| 537 | 4,48 | 1,37 | 8,56 | 20,7 | 27,4 | 359 | 9,11 | 3,02 | 4,7 |
| 547 | 4,46 | 1,37 | 8,56 | 20,7 | 27,4 | 369 | 9,67 | 3,20 | 5,0 |
| 557 | 3,59 | 1,37 | 8,56 | 18,7 | 24,7 | 369 | 10,00 | 3,20 | 5,2 |
| 567 | 2,48 | 1,37 | 8,56 | 15,3 | 20,2 | 379 | 8,97 | 3,37 | 4,7 |
| 577 | 2,55 | 1,39 | 8,69 | 15,6 | 20,6 | 379 | 11,67 | 3,22 | 6,1 |
| 587 | 3,35 | 1,37 | 8,56 | 18,0 | 23,9 | 389 | 8,82 | 3,11 | 4,6 |
| 597 | 3,92 | 1,39 | 8,69 | 19,5 | 25,8 | 399 | 10,11 | 3,20 | 5,3 |
| 607 | 3,04 | 1,34 | 8,38 | 17,2 | 22,7 | 399 | 10,19 | 3,19 | 5,3 |
| 617 | 2,32 | 1,38 | 8,62 | 14,7 | 19,4 | 418 | 7,95 | 2,74 | 4,1 |
| 626 | 3,41 | 1,37 | 8,56 | 18,2 | 24,1 | 418 | 10,52 | 3,09 | 5,5 |
| 636 | 4,69 | 1,37 | 8,56 | 21,1 | 28,0 | 428 | 9,55 | 3,19 | 5,0 |
| 646 | 2,70 | 1,38 | 8,62 | 16,1 | 21,3 | 428 | 9,64 | 3,12 | 5,0 |
| 656 | 2,23 | 1,37 | 8,56 | 14,4 | 18,9 | 438 | 9,84 | 3,16 | 5,1 |

Anhang C: Meßergebnisse der Sedimentproben

| Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) Meerwasser $D_{G. bull.} = 0,16$ | T (°C) <i>G. bull.</i> | T (°C) Total | Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) |
|---------------|---------------------|---------------------|---|---------------------------|-----------------|---------------|---------------------|---------------------|-----------|
| 666 | 4,24 | 1,40 | 8,75 | 20,2 | 26,8 | 438 | 9,88 | 3,27 | 5,1 |
| 676 | 2,73 | 1,35 | 8,44 | 16,2 | 21,4 | 448 | 10,01 | 3,09 | 5,2 |
| 686 | 2,16 | 1,37 | 8,56 | 14,1 | 18,6 | 448 | 9,95 | 3,27 | 5,2 |
| 696 | 2,82 | 1,35 | 8,44 | 16,5 | 21,8 | 458 | 9,40 | 3,14 | 4,9 |
| 706 | 3,18 | 1,33 | 8,31 | 17,6 | 23,3 | 458 | 9,91 | 3,17 | 5,1 |
| | | | | | | 468 | 9,09 | 3,06 | 4,7 |
| | | | | | | 468 | 9,30 | 3,13 | 4,8 |
| | | | | | | 478 | 9,31 | 3,04 | 4,8 |
| | | | | | | 478 | 9,98 | 3,13 | 5,2 |
| | | | | | | 488 | 9,44 | 3,22 | 4,9 |
| | | | | | | 488 | 11,59 | 2,95 | 6,0 |
| | | | | | | 498 | 9,68 | 3,20 | 5,0 |
| | | | | | | 498 | 11,35 | 3,10 | 5,9 |
| | | | | | | 498 | 11,32 | 3,16 | 5,9 |
| | | | | | | 508 | 11,45 | 3,21 | 6,0 |
| | | | | | | 508 | 11,58 | 3,13 | 6,0 |
| | | | | | | 518 | 9,77 | 3,09 | 5,1 |
| | | | | | | 518 | 10,04 | 3,13 | 5,2 |
| | | | | | | 518 | 9,40 | 3,15 | 4,9 |
| | | | | | | 527 | 8,79 | 3,35 | 4,6 |
| | | | | | | 527 | 10,30 | 3,26 | 5,4 |
| | | | | | | 537 | 9,15 | 3,08 | 4,8 |
| | | | | | | 537 | 9,24 | 3,06 | 4,8 |
| | | | | | | 547 | 9,58 | 3,41 | 5,0 |
| | | | | | | 547 | 8,92 | 3,29 | 4,6 |
| | | | | | | 557 | 9,37 | 3,14 | 4,9 |
| | | | | | | 557 | 9,52 | 3,24 | 4,9 |
| | | | | | | 567 | 10,05 | 3,17 | 5,2 |
| | | | | | | 567 | 10,09 | 2,81 | 5,2 |
| | | | | | | 577 | 9,52 | 3,26 | 4,9 |
| | | | | | | 587 | 10,08 | 3,24 | 5,2 |
| | | | | | | 597 | 9,34 | 3,18 | 4,9 |
| | | | | | | 597 | 9,89 | 3,11 | 5,1 |
| | | | | | | 597 | 10,10 | 3,20 | 5,2 |
| | | | | | | 607 | 9,05 | 3,24 | 4,7 |
| | | | | | | 607 | 8,96 | 3,14 | 4,7 |
| | | | | | | 617 | 8,79 | 2,96 | 4,6 |
| | | | | | | 617 | 9,64 | 3,18 | 5,0 |
| | | | | | | 626 | 10,97 | 3,13 | 5,7 |
| | | | | | | 626 | 9,53 | 3,27 | 5,0 |
| | | | | | | 636 | 11,12 | 3,21 | 5,8 |
| | | | | | | 636 | 9,85 | 3,30 | 5,1 |
| | | | | | | 646 | 9,51 | 3,19 | 4,9 |
| | | | | | | 656 | 8,98 | 3,23 | 4,7 |
| | | | | | | 656 | 9,75 | 2,82 | 5,1 |
| | | | | | | 666 | 9,68 | 3,29 | 5,0 |
| | | | | | | 666 | 10,10 | 3,20 | 5,2 |
| | | | | | | 676 | 8,45 | 3,22 | 4,4 |
| | | | | | | 676 | 10,49 | 3,14 | 5,5 |
| | | | | | | 686 | 9,84 | 3,24 | 5,1 |
| | | | | | | 696 | 9,91 | 3,00 | 5,1 |
| | | | | | | 696 | 9,67 | 3,34 | 5,0 |
| | | | | | | 706 | 14,36 | 3,34 | 7,5 |
| | | | | | | 706 | 10,48 | 3,15 | 5,4 |

C.9 M39058

G. bulloides

| Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) <i>G. bull.</i> | T (°C) Total |
|---------------|---------------------|---------------------|---------------------------|-----------------|
| 1 | 2,51 | 1,28 | 15,4 | 20,4 |
| 5 | 4,11 | 1,30 | 19,9 | 26,4 |
| 10 | 2,88 | 1,27 | 16,7 | 22,1 |
| 13 | 2,54 | 1,30 | 15,5 | 20,5 |
| 16,5 | 3,19 | 1,28 | 17,6 | 23,3 |
| 20 | 4,93 | 1,27 | 21,6 | 28,6 |
| 25 | 3,24 | 1,32 | 17,7 | 23,5 |

Krithe sp.

| Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) |
|---------------|---------------------|---------------------|--------|
| 1 | 9,93 | 3,45 | 5,2 |
| 5 | 9,73 | 3,41 | 5,1 |
| 10 | 10,03 | 3,39 | 5,2 |
| 13 | 9,45 | 3,37 | 4,9 |
| 16,5 | 10,08 | 3,32 | 5,2 |
| 20 | 10,24 | 3,45 | 5,3 |
| 25 | 9,05 | 3,33 | 4,7 |

| Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) <i>G. bull.</i> | T (°C) Totka | Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) |
|---------------|---------------------|---------------------|---------------------------|-----------------|---------------|---------------------|---------------------|--------|
| 34 | 3,33 | 1,29 | 18,0 | 23,8 | 34 | 10,40 | 3,42 | 5,4 |
| 40 | 3,52 | 1,28 | 18,5 | 24,5 | 40 | 10,00 | 3,36 | 5,2 |
| 45 | 4,14 | 1,30 | 20,0 | 26,5 | 45 | 11,15 | 3,45 | 5,8 |
| 50 | 3,62 | 1,28 | 18,8 | 24,8 | 50 | 10,15 | 3,39 | 5,3 |
| 54,5 | 3,63 | 1,31 | 18,8 | 24,9 | 54,5 | 10,83 | 3,30 | 5,6 |
| 60 | 7,65 | 1,31 | 25,6 | 33,9 | 60 | 10,03 | 3,55 | 5,2 |
| 65 | 6,18 | 1,27 | 23,6 | 31,3 | 65 | 8,77 | 3,32 | 4,6 |
| 70 | 5,49 | 1,28 | 22,5 | 29,9 | 70 | 9,02 | 3,43 | 4,7 |
| 79,5 | 5,13 | 1,28 | 21,9 | 29,1 | 74,5 | 8,94 | 3,48 | 4,6 |
| 84 | 5,49 | 1,27 | 22,5 | 29,9 | 79,5 | 8,62 | 3,48 | 4,5 |
| 86,5 | 4,78 | 1,28 | 21,3 | 28,2 | 84 | 9,26 | 3,38 | 4,8 |
| 90 | 4,66 | 1,28 | 21,1 | 27,9 | 86,5 | 9,74 | 3,26 | 5,1 |
| 95 | 4,19 | 1,27 | 20,1 | 26,6 | 90 | 9,17 | 3,37 | 4,8 |
| 103 | 4,02 | 1,27 | 19,7 | 26,1 | 95 | 8,26 | 3,44 | 4,3 |
| 108 | 3,69 | 1,29 | 18,9 | 25,1 | 103 | 9,25 | 3,43 | 4,8 |
| 113 | 3,32 | 1,30 | 18,0 | 23,8 | 108 | 8,37 | 3,24 | 4,3 |
| 118 | 3,97 | 1,30 | 19,6 | 26,0 | 113 | 8,92 | 3,40 | 4,6 |
| 123 | 4,53 | 1,25 | 20,8 | 27,6 | 118 | 9,58 | 3,51 | 5,0 |
| 128 | 4,62 | 1,28 | 21,0 | 27,8 | 123 | 9,57 | 3,40 | 5,0 |
| 133 | 3,02 | 1,28 | 17,1 | 22,6 | 128 | 9,82 | 3,32 | 5,1 |
| 138 | 3,57 | 1,29 | 18,6 | 24,7 | 133 | 8,70 | 3,52 | 4,5 |
| 143 | 5,95 | 1,27 | 23,3 | 30,9 | 138 | 10,52 | 3,62 | 5,5 |
| 148 | 3,70 | 1,29 | 19,0 | 25,1 | 143 | 8,79 | 3,42 | 4,6 |
| 151 | 3,93 | 1,29 | 19,5 | 25,8 | 148 | 8,80 | 3,51 | 4,6 |
| 154 | 2,69 | 1,25 | 16,1 | 21,2 | 151 | 9,89 | 3,18 | 5,1 |
| 158 | 2,56 | 1,25 | 15,6 | 20,6 | 154 | 9,49 | 3,38 | 4,9 |
| 170 | 3,26 | 1,27 | 17,8 | 23,6 | 158 | 9,48 | 3,33 | 4,9 |
| 178 | 2,66 | 1,25 | 16,0 | 21,1 | 170 | 8,65 | 3,36 | 4,5 |
| | | | | | 178 | 9,07 | 3,43 | 4,7 |

M39058

Henryhowella sp.

| Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T(°C) |
|---------------|---------------------|---------------------|-------|
| 40 | 9,89 | 2,11 | 7,2 |
| 45 | 7,83 | 2,05 | 7,0 |
| 60 | 9,21 | 1,85 | 6,1 |
| 133 | 11,07 | 2,15 | 7,4 |
| 154 | 8,51 | 2,32 | 8,2 |
| 170 | 8,00 | 1,74 | 5,6 |
| 178 | 8,26 | 2,35 | 8,3 |

C.10 M39059

G. bulloides

| Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) <i>G. bull.</i> | T (°C) Total |
|---------------|---------------------|---------------------|---------------------------|-----------------|
| 1 | 4,02 | 1,37 | 19,7 | 26,1 |
| 3 | 3,97 | 1,35 | 19,6 | 26,0 |
| 5 | 3,85 | 1,35 | 19,3 | 25,6 |
| 7 | 3,87 | 1,34 | 19,4 | 25,6 |
| 9 | 3,26 | 1,34 | 17,8 | 23,6 |
| 11 | 3,89 | 1,35 | 19,4 | 25,7 |
| 13 | 3,79 | 1,37 | 19,2 | 25,4 |
| 15 | 4,42 | 1,37 | 20,6 | 27,3 |
| 17 | 4,56 | 1,37 | 20,9 | 27,6 |
| 19 | 5,14 | 1,34 | 21,9 | 29,1 |
| 21 | 4,40 | 1,34 | 20,5 | 27,2 |
| 23 | 3,06 | 1,35 | 17,2 | 22,8 |
| 25 | 3,79 | 1,35 | 19,2 | 25,4 |
| 27 | 3,31 | 1,33 | 17,9 | 23,7 |
| 29 | 3,38 | 1,34 | 18,1 | 24,0 |

Krithe sp.

| Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) |
|---------------|---------------------|---------------------|--------|
| 1 | 11,03 | 3,40 | 5,73 |
| 3 | 11,44 | 3,35 | 5,95 |
| 5 | 10,59 | 3,07 | 5,50 |
| 7 | 9,34 | 3,52 | 4,85 |
| 9 | 10,75 | 3,57 | 5,59 |
| 11 | 9,64 | 3,39 | 5,01 |
| 13 | 11,23 | 3,47 | 5,84 |
| 15 | 10,28 | 3,35 | 5,34 |
| 17 | 14,16 | 3,47 | 7,36 |
| 19 | 10,06 | 3,32 | 5,23 |
| 21 | 11,35 | 3,17 | 5,90 |
| 23 | 11,07 | 3,37 | 5,75 |
| 25 | 10,94 | 3,30 | 5,69 |
| 27 | 11,48 | 3,35 | 5,97 |
| 29 | 10,59 | 3,27 | 5,50 |

Anhang C: Meßergebnisse der Sedimentproben

| Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) <i>G. bull.</i> | T (°C) Total | Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) |
|---------------|---------------------|---------------------|---------------------------|-----------------|---------------|---------------------|---------------------|--------|
| 31 | 2,92 | 1,33 | 16,8 | 22,2 | 31 | 10,68 | 3,34 | 5,55 |
| 33 | 3,32 | 1,35 | 18,0 | 23,8 | 33 | 10,90 | 3,30 | 5,66 |
| 35 | 4,05 | 1,35 | 19,8 | 26,2 | 35 | 10,16 | 3,29 | 5,28 |
| 37 | 3,59 | 1,36 | 18,7 | 24,7 | 37 | 10,80 | 3,39 | 5,61 |
| 41 | 3,03 | 1,34 | 17,1 | 22,7 | 39 | 11,60 | 3,25 | 6,03 |
| 43 | 3,35 | 1,23 | 18,0 | 23,9 | 41 | 10,27 | 3,23 | 5,34 |
| 45 | 4,51 | 1,37 | 20,8 | 27,5 | 43 | 10,64 | 3,36 | 5,53 |
| 47 | 4,01 | 1,36 | 19,7 | 26,1 | 45 | 10,18 | 3,21 | 5,29 |
| 49 | 3,73 | 1,37 | 19,0 | 25,2 | 47 | 10,61 | 3,39 | 5,51 |
| 51 | 4,18 | 1,36 | 20,1 | 26,6 | 49 | 11,04 | 3,18 | 5,74 |
| 53 | 4,42 | 1,32 | 20,6 | 27,3 | 51 | 10,28 | 3,34 | 5,34 |
| 55 | 3,39 | 1,34 | 18,2 | 24,0 | 53 | 10,16 | 3,31 | 5,28 |
| 57 | 4,75 | 1,36 | 21,2 | 28,1 | 55 | 10,10 | 3,28 | 5,25 |
| 59 | 4,37 | 1,34 | 20,5 | 27,1 | 57 | 11,20 | 3,20 | 5,82 |
| 61 | 3,89 | 1,33 | 19,4 | 25,7 | 59 | 9,27 | 3,22 | 4,82 |
| 63 | 3,96 | 1,35 | 19,6 | 25,9 | 61 | 9,93 | 3,34 | 5,16 |
| 65 | 4,07 | 1,35 | 19,8 | 26,3 | 63 | 10,33 | 3,44 | 5,37 |
| 67 | 3,15 | 1,33 | 17,5 | 23,1 | 65 | 10,45 | 3,26 | 5,43 |
| 69 | 4,40 | 1,60 | 20,5 | 27,2 | 67 | 10,76 | 3,41 | 5,59 |
| 71 | 4,38 | 1,33 | 20,5 | 27,2 | 69 | 9,78 | 3,44 | 5,08 |
| 73 | 2,75 | 1,35 | 16,3 | 21,5 | 71 | 10,53 | 3,39 | 5,47 |
| 75 | 3,13 | 1,34 | 17,4 | 23,1 | 73 | 11,86 | 3,32 | 6,16 |
| | | | | | 75 | 10,55 | 3,41 | 5,48 |

M39059

Bythocypris sp.

| Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) |
|---------------|---------------------|---------------------|--------|
| 1 | - | - | - |
| 3 | - | - | - |
| 5 | - | - | - |
| 7 | 23,02 | 2,97 | 1,73 |
| 9 | 31,93 | 2,53 | 4,99 |
| 11 | 26,28 | 2,55 | 2,92 |
| 13 | 32,62 | 2,29 | 5,24 |
| 15 | 22,28 | 2,47 | 1,45 |
| 17 | 25,42 | 2,61 | 2,60 |
| 19 | 20,48 | 2,81 | 0,80 |
| 21 | 26,51 | 2,66 | 3,00 |
| 23 | 28,60 | 2,68 | 3,77 |
| 25 | 25,12 | 2,68 | 2,49 |
| 27 | 27,39 | 2,57 | 3,32 |
| 29 | 23,30 | 2,79 | 1,83 |
| 31 | 25,35 | 2,77 | 2,58 |
| 33 | 26,34 | 2,64 | 2,94 |
| 35 | 28,69 | 2,50 | 3,80 |
| 37 | 27,62 | 2,60 | 3,41 |
| 39 | 29,22 | 2,53 | 3,99 |
| 41 | 26,77 | 2,47 | 3,10 |
| 43 | 27,91 | 2,69 | 3,52 |
| 45 | 26,50 | 2,61 | 3,00 |
| 47 | 26,41 | 2,68 | 2,97 |
| 49 | 29,85 | 2,63 | 4,23 |
| 51 | 26,07 | 2,62 | 2,84 |
| 53 | 23,23 | 2,48 | 1,80 |
| 55 | 22,07 | 2,60 | 1,38 |
| 57 | 22,62 | 2,34 | 1,58 |
| 63 | 22,10 | 2,54 | 1,39 |
| 65 | 31,99 | 2,60 | 5,01 |
| 67 | 21,65 | 2,70 | 1,22 |
| 69 | 24,70 | 2,68 | 2,34 |
| 71 | 24,74 | 2,60 | 2,35 |
| 73 | 25,43 | 2,57 | 2,61 |
| 75 | 26,08 | 2,53 | 2,85 |

Henryhowella sp.

| Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) |
|---------------|---------------------|---------------------|--------|
| 19 | 9,00 | 2,26 | 7,9 |
| 25 | 9,32 | 2,33 | 8,2 |
| 29 | 8,86 | 2,57 | 9,3 |
| 57 | 9,01 | 2,43 | 8,7 |

C.11 M39064

*G. bulloides**Krithe sp.*

| Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) | | Teufe (cm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) |
|---------------|---------------------|---------------------|-----------------|--------|---------------|---------------------|---------------------|--------|
| | | | <i>G. bull.</i> | Totkal | | | | |
| 1 | 7,88 | 1,36 | 25,8 | 34,3 | 1 | 24,66 | 2,40 | 12,8 |
| 10 | 6,68 | 1,35 | 24,3 | 32,3 | 1 | 13,56 | 3,40 | 7,0 |
| 20 | 2,56 | 1,34 | 15,6 | 20,6 | 10 | 13,13 | 3,51 | 6,8 |
| 30 | 4,21 | 1,33 | 20,1 | 26,7 | 10 | 13,70 | 3,67 | 7,1 |
| 40 | 4,64 | 1,36 | 21,0 | 27,9 | 10 | 12,95 | 3,72 | 6,7 |
| 50 | 6,71 | 1,34 | 24,4 | 32,3 | 20 | 12,40 | 3,76 | 6,4 |
| 60 | 7,71 | 1,33 | 25,6 | 34,0 | 20 | 11,74 | 3,79 | 6,1 |
| 70 | 5,63 | 1,33 | 22,8 | 30,2 | 20 | 13,76 | 3,85 | 7,2 |
| 80 | 2,24 | 1,37 | 14,4 | 19,0 | 30 | 13,08 | 3,71 | 6,8 |
| 90 | 1,84 | 1,36 | 12,6 | 16,6 | 30 | 17,60 | 3,50 | 9,1 |
| 101 | 2,55 | 1,34 | 15,6 | 20,6 | 30 | 13,76 | 4,49 | 7,2 |
| 110 | 3,70 | 1,32 | 19,0 | 25,1 | 40 | 12,74 | 3,69 | 6,6 |
| 120 | 3,14 | 1,34 | 17,5 | 23,1 | 40 | 12,88 | 3,81 | 6,7 |
| 130 | 2,52 | 1,35 | 15,5 | 20,4 | 40 | 12,22 | 3,60 | 6,4 |
| 140 | 3,18 | 1,35 | 17,6 | 23,3 | 50 | 12,99 | 4,06 | 6,8 |
| 150 | 2,50 | 1,39 | 15,4 | 20,3 | 50 | 13,92 | 3,76 | 7,2 |
| 160 | 2,62 | 1,30 | 15,8 | 20,9 | 60 | 14,82 | 3,71 | 7,7 |
| 170 | 3,51 | 1,42 | 18,5 | 24,5 | 60 | 13,53 | 3,71 | 7,0 |
| 180 | 2,45 | 1,41 | 15,2 | 20,1 | 60 | 13,33 | 3,66 | 6,9 |
| 201 | 2,02 | 1,37 | 13,5 | 17,7 | 70 | 12,53 | 3,77 | 6,5 |
| 210 | 4,54 | 3,46 | 20,8 | 27,6 | 70 | 12,87 | 3,93 | 6,7 |
| 220 | 2,08 | 1,42 | 13,7 | 18,1 | 70 | 11,67 | 3,89 | 6,1 |
| 230 | 1,88 | 1,40 | 12,8 | 16,9 | 80 | 12,52 | 3,47 | 6,5 |
| 240 | 1,68 | 1,34 | 11,8 | 15,5 | 80 | 11,07 | 3,79 | 5,8 |
| 250 | 1,78 | 1,31 | 12,3 | 16,2 | 90 | 11,15 | 3,64 | 5,8 |
| 260 | 2,48 | 1,41 | 15,3 | 20,2 | 101 | 11,65 | 3,75 | 6,1 |
| 270 | 1,93 | 1,39 | 13,0 | 17,2 | 101 | 11,15 | 3,81 | 5,8 |
| 280 | 1,93 | 1,33 | 13,0 | 17,2 | 101 | 11,49 | 3,62 | 6,0 |
| 290 | 1,86 | 1,28 | 12,7 | 16,7 | 110 | 12,20 | 3,87 | 6,3 |
| 301 | 4,18 | 1,35 | 20,1 | 26,6 | 110 | 12,23 | 3,70 | 6,4 |
| 310 | 3,19 | 1,32 | 17,6 | 23,3 | 110 | 11,77 | 4,00 | 6,1 |
| 320 | 3,70 | 1,27 | 19,0 | 25,1 | 120 | 13,11 | 4,05 | 6,8 |
| 330 | 4,25 | 1,36 | 20,2 | 26,8 | 120 | 12,27 | 3,82 | 6,4 |
| 340 | 2,66 | 1,37 | 16,0 | 21,1 | 140 | 12,47 | 3,65 | 6,5 |
| 350 | 2,09 | 1,27 | 13,8 | 18,2 | 140 | 11,65 | 3,76 | 6,1 |
| 360 | 2,47 | 1,28 | 15,3 | 20,2 | 150 | 14,39 | 3,85 | 7,5 |
| 370 | 2,88 | 1,37 | 16,7 | 22,1 | 150 | 13,55 | 4,20 | 7,0 |
| 380 | 4,74 | 1,34 | 21,2 | 28,1 | 160 | 14,68 | 3,88 | 7,6 |
| 390 | 4,44 | 1,30 | 20,6 | 27,3 | 170 | 12,84 | 3,69 | 6,7 |
| 401 | 5,60 | 1,32 | 22,7 | 30,1 | 180 | 11,74 | 3,51 | 6,1 |
| 401 | 5,38 | 1,27 | 22,4 | 29,7 | 190 | 21,47 | 1,22 | 11,2 |
| | | | | | 260 | 16,35 | 2,50 | 8,5 |
| | | | | | 280 | 8,73 | 2,62 | 4,5 |
| | | | | | 290 | 8,07 | 2,67 | 4,2 |
| | | | | | 301 | 12,10 | 3,40 | 6,3 |
| | | | | | 301 | 10,52 | 2,81 | 5,5 |
| | | | | | 310 | 11,70 | 3,53 | 6,1 |
| | | | | | 310 | 10,40 | 3,53 | 5,4 |
| | | | | | 320 | 12,73 | 3,92 | 6,6 |
| | | | | | 320 | 11,62 | 3,39 | 6,0 |
| | | | | | 330 | 14,48 | 3,24 | 7,5 |
| | | | | | 330 | 18,85 | 3,48 | 9,8 |
| | | | | | 340 | 12,66 | 3,57 | 6,6 |
| | | | | | 340 | 14,05 | 3,29 | 7,3 |
| | | | | | 360 | 19,10 | 3,07 | 9,9 |
| | | | | | 370 | 15,61 | 3,72 | 8,1 |
| | | | | | 380 | 12,76 | 3,60 | 6,6 |
| | | | | | 380 | 12,57 | 3,76 | 6,5 |
| | | | | | 390 | 12,53 | 3,49 | 6,5 |
| | | | | | 390 | 8,08 | 3,74 | 4,2 |
| | | | | | 390 | 12,59 | 3,75 | 6,5 |
| | | | | | 401 | 11,24 | 3,72 | 5,8 |
| | | | | | 401 | 12,23 | 3,81 | 6,4 |

C.12 Oberflächenproben der M39/1

| <i>G. bulloides</i> | | | | | | <i>G. ruber w.</i> | | | | | |
|---------------------|-------|---------------------|---------------------------|---------------------|---------------|--------------------|-------|---------------------|---------------------------|---------------------|---------------|
| Station | Gerät | Mg/Ca (mmol/mol) | $D_{Mg^{2+}} \times 1000$ | Sr/Ca (mmol/mol) | $D_{Sr^{2+}}$ | Station | Gerät | Mg/Ca (mmol/mol) | $D_{Mg^{2+}} \times 1000$ | Sr/Ca (mmol/mol) | $D_{Sr^{2+}}$ |
| M39002-3 | MUC | 6,61 | 1,28 | 1,38 | 0,16 | M39002-3 | MUC | 4,16 | 0,81 | 1,41 | 0,16 |
| M39003-1 | GKG | 4,27 | 0,81 | 1,40 | 0,16 | M39003-1 | GKG | 3,76 | 0,72 | 1,46 | 0,17 |
| M39003-2 | MUC | 4,71 | 0,89 | 1,39 | 0,16 | M39003-2 | MUC | 3,23 | 0,62 | 1,43 | 0,17 |
| M39005-3 | GKG | 3,36 | 0,64 | 1,40 | 0,16 | M39005-3 | GKG | 2,82 | 0,53 | 1,41 | 0,16 |
| M39006-1 | GKG | 3,33 | 0,63 | 1,41 | 0,16 | M39006-1 | GKG | 5,97 | 1,13 | 1,42 | 0,17 |
| M39008-4 | GKG | 5,43 | 1,03 | 1,42 | 0,16 | M39008-4 | GKG | 3,66 | 0,69 | 1,44 | 0,17 |
| M39016-1 | GKG | 3,98 | 0,76 | 1,43 | 0,17 | M39009-1 | GKG | 6,77 | | 1,43 | 0,17 |
| M39016-2 | MUC | 12,29 | 2,37 | 1,37 | 0,16 | M39016-1 | GKG | 3,28 | 0,62 | 1,44 | 0,17 |
| M39017-4 | MUC | 8,22 | 1,56 | 1,41 | 0,16 | M39016-2 | MUC | 5,00 | 0,95 | 1,41 | 0,16 |
| M39017-5 | GKG | 3,49 | 0,66 | 1,42 | 0,17 | M39017-4 | MUC | 5,07 | 0,96 | 1,45 | 0,17 |
| M39018-1 | GKG | 4,82 | 0,92 | 1,43 | 0,17 | M39017-5 | GKG | 3,85 | 0,73 | 1,45 | 0,17 |
| M39019-2 | GKG | 3,59 | 0,72 | 1,36 | 0,16 | M39018-1 | GKG | 3,60 | 0,68 | 1,44 | 0,17 |
| M39020-1 | GKG | 3,27 | 0,66 | 1,40 | 0,16 | M39019-2 | GKG | 4,05 | 0,79 | 1,43 | 0,17 |
| M39021-5 | GKG | 4,99 | 1,00 | 1,41 | 0,16 | M39020-1 | GKG | 3,34 | 0,65 | 1,40 | 0,16 |
| M39022-1 | GKG | 5,50 | 1,11 | 1,38 | 0,16 | M39021-5 | GKG | 3,87 | 0,76 | 1,45 | 0,17 |
| M39022-3 | MUC | 3,16 | 0,64 | 1,41 | 0,16 | M39022-1 | GKG | 4,18 | 0,82 | 1,40 | 0,16 |
| M39023-3 | GKG | 4,76 | 0,96 | 1,39 | 0,16 | M39022-3 | MUC | 2,82 | 0,55 | 1,41 | 0,16 |
| M39029-3 | GKG | 3,19 | 0,60 | 1,39 | 0,16 | M39023-3 | GKG | 3,43 | 0,67 | 1,44 | 0,17 |
| M39029-6 | MUC | 4,02 | 0,76 | 1,39 | 0,16 | M39029-3 | GKG | 2,98 | 0,57 | 1,44 | 0,17 |
| M39035-3 | MUC | 4,52 | 0,87 | 1,37 | 0,16 | M39029-6 | MUC | 3,30 | 0,63 | 1,43 | 0,17 |
| M39036-1 | GKG | 3,94 | 0,76 | 1,41 | 0,16 | M39035-3 | MUC | 2,85 | 0,56 | 1,42 | 0,17 |
| M39037-3 | GKG | 2,89 | 0,55 | 1,36 | 0,16 | M39036-1 | GKG | 2,82 | 0,55 | 1,43 | 0,17 |
| M39058-1 | GKG | 2,73 | 0,51 | 1,37 | 0,16 | M39037-3 | GKG | 2,81 | 0,55 | 1,44 | 0,17 |
| M39059-2 | GKG | 3,35 | 0,63 | 1,36 | 0,16 | M39058-1 | GKG | 2,57 | 0,49 | 1,43 | 0,17 |
| M39070-1 | GKG | 7,62 | 1,44 | 1,40 | 0,16 | M39059-2 | GKG | 3,65 | 0,69 | 1,41 | 0,16 |
| M39072-1 | GKG | 2,41 | 0,45 | 1,36 | 0,16 | M39070-1 | GKG | 4,50 | 0,84 | 1,42 | 0,17 |
| | | | | | | M39072-1 | GKG | 2,18 | 0,41 | 1,37 | 0,16 |

Oberflächenproben der M39/1

G. sacculifer

| Station | Gerät | Mg/Ca (mmol/mol) | $D_{Mg^{2+}} \times 1000$ | Sr/Ca (mmol/mol) | $D_{Sr^{2+}}$ |
|----------|-------|---------------------|---------------------------|---------------------|---------------|
| M39016-1 | GKG | 2,99 | 0,57 | 1,37 | 0,16 |
| M39016-2 | MUC | 4,70 | 0,89 | 1,38 | 0,16 |
| M39029-6 | MUC | 3,10 | 0,59 | 1,36 | 0,16 |

C.13 Reinigungsversuche

M39059-2 (> 250 µm)

| Versuch | <i>G. bulloides</i> Mg/Ca (mmol/mol) | <i>O. universa</i> Mg/Ca (mmol/mol) | Versuch | <i>G. bulloides</i> Sr/Ca (mmol/mol) | <i>O. universa</i> Sr/Ca (mmol/mol) |
|---------|--|--|---------|--|---|
| 1 | 4,20 | 4,82 | 1 | 1,37 | 1,40 |
| 2 | 3,15 | 4,34 | 2 | 1,39 | 1,32 |
| 3 | 3,13 | 4,19 | 3 | 1,32 | 1,39 |
| 4 | 3,33 | 4,12 | 4 | 1,35 | 1,40 |
| 5 | 2,95 | 4,31 | 5 | 1,36 | 1,36 |
| 6 | 3,00 | 4,27 | 6 | 1,34 | 1,39 |

C.14 Variationsbreite einer Probe

G. bulloides M39059-2 1 cm (> 250 µm)

| Probe | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) |
|-------|---------------------|---------------------|--------|
| 1 | 3,16 | 1,25 | 17,5 |
| 2 | 3,26 | 1,29 | 17,8 |
| 3 | 3,35 | 1,26 | 18,0 |
| 4 | 3,36 | 1,29 | 18,0 |
| 5 | 3,26 | 1,29 | 17,8 |
| 6 | 2,99 | 1,25 | 17,0 |
| 7 | 3,50 | 1,26 | 18,4 |
| 8 | 3,23 | 1,27 | 17,7 |

G. sacculifer M 35003 1cm (> 250 µm)

| Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) |
|---------------------|---------------------|--------|
| 3,54 | 1,30 | 26,0 |
| 3,67 | 1,27 | 26,5 |
| 3,77 | 1,28 | 26,9 |
| 3,79 | 1,27 | 26,9 |
| 3,65 | 1,29 | 26,4 |

Henryhowella sp. M39064-2 1 cm (> 250 µm)

| Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) |
|---------------------|---------------------|--------|
| 13,12 | 2,85 | 10,55 |
| 16,50 | 2,79 | 10,28 |
| 20,63 | 2,85 | 10,55 |
| 13,24 | 2,73 | 10,01 |

G. ruber GeoB 1112 1 cm (> 300 µm)

| <i>G. ruber</i> w. | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) | T (°C) |
|--------------------|---------------------|---------------------|--------|
| | 3,90 | 1,40 | 25,7 |
| | 3,88 | 1,36 | 25,7 |
| | 3,68 | 1,38 | 25,0 |
| | 3,50 | 1,39 | 24,4 |
| <i>G. ruber</i> r. | 3,38 | 1,37 | 24,0 |
| | 3,56 | 1,40 | 24,6 |

C.15 Größenabhängigkeit

G. bulloides M23414 1-2 cm

| Fraktion (µm) | Mg/Ca (mmol/mol) | Sr/Ca (mmol/mol) |
|------------------|---------------------|---------------------|
| >500 | 4,42 | 1,25 |
| 400-500 | 3,13 | 1,29 |
| 355-400 | 2,65 | 1,31 |
| 355-315 | 3,16 | 1,33 |
| 280-315 | 2,77 | 1,34 |
| 250-280 | 2,77 | 1,36 |
| <250 | 2,77 | 1,37 |
| 250-224 | 2,83 | 1,38 |
| 200-224 | 4,12 | 1,37 |
| 140-200 | 3,86 | 1,36 |
| 100-140 | 6,02 | 1,27 |

C.16 E49-19 Sr/Ca-Verhältnisse des Paläo-Meerwassers

E49-19

| Alter (1000 Jahre v.h.) (Brown, 1996) | Sr/Ca (mmol/mol) <i>G. bulloides</i> (Brown, 1996) | Sr/Ca (mmol/mol) Meerwasser $D_{G. bull.} = 0,16$ |
|---|--|---|
| 3,6 | 1,42 | 8,88 |
| 13,9 | 1,39 | 8,69 |
| 25,3 | 1,37 | 8,56 |
| 38,7 | 1,31 | 8,19 |
| 51,9 | 1,37 | 8,56 |
| 65,0 | 1,45 | 9,06 |
| 74,7 | 1,35 | 8,44 |
| 84,4 | 1,38 | 8,62 |
| 94,1 | 1,39 | 8,69 |
| 103,8 | 1,36 | 8,50 |
| 113,5 | 1,43 | 8,94 |
| 123,2 | 1,40 | 8,75 |
| 134,8 | 1,45 | 9,06 |
| 148,3 | 1,42 | 8,88 |
| 161,9 | 1,41 | 8,81 |
| 175,4 | 1,36 | 8,50 |
| 188,9 | 1,32 | 8,25 |
| 202,5 | 1,31 | 8,19 |
| 216,0 | 1,29 | 8,06 |
| 225,7 | 1,33 | 8,31 |
| 235,3 | 1,37 | 8,56 |
| 245,0 | 1,34 | 8,38 |
| 254,7 | 1,45 | 9,06 |
| 264,3 | 1,40 | 8,75 |
| 274,0 | 1,45 | 9,06 |
| 283,7 | 1,33 | 8,31 |

Anhang D: Mg-, Ca- und Sr-Konzentration im Meerwasser und CTD-Daten**M39001-1**

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität | T (°C) | Tiefe ^{*)} (m) | Salinität ^{*)} Jahresmittel | T (°C) ^{*)} Jahresmittel |
|--------------|-------------|-------------|-------------|-----------|-----------|----------------------------|---|--------------------------------------|
| 1156 | 1385 | 446 | 8305 | 36,2 | 11,1 | 500 | 35,73 | 11,59 |
| 1119 | 1380 | 444,5 | 8280 | 36,3 | 11,3 | 400 | 35,71 | 12,14 |
| 988 | 1375 | 441,5 | 8170 | 35,91 | 10,3 | 300 | 35,84 | 12,94 |
| 946 | 1365 | 434,5 | 8165 | 35,91 | 10,3 | 250 | 35,9 | 13,44 |
| 921 | 1370 | 431,5 | 8165 | 35,85 | 10,2 | 200 | 35,98 | 14,01 |
| 845 | 1360 | 439 | 8130 | 35,83 | 10,7 | 150 | 36,06 | 14,72 |
| 797 | 1370 | 433,5 | 8175 | 35,7 | 10,5 | 125 | 36,1 | 15,11 |
| 677 | 1370 | 433 | 8120 | 35,65 | 10,85 | 100 | 36,12 | 15,51 |
| 576 | 1365 | 435 | 8125 | 35,56 | 11,2 | 75 | 36,14 | 15,96 |
| 345 | 1365 | 440,5 | 8145 | 35,68 | 12,6 | 50 | 36,15 | 16,91 |
| 147 | 1370 | 440 | 8185 | 36,02 | 15 | 30 | 36,14 | 17,98 |
| 10 | 1385 | 449 | 8280 | 36,4 | 18,1 | 20 | 36,14 | 18,38 |
| | | | | | | 10 | 36,11 | 18,55 |
| | | | | | | 0 | 35,98 | 18,49 |

*) Levitus & Boyer (1994)

M39003-6

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität | T (°C) | Tiefe ^{*)} (m) | Salinität ^{*)} Jahresmittel | T (°C) ^{*)} Jahresmittel |
|--------------|-------------|-------------|-------------|-----------|-----------|----------------------------|---|--------------------------------------|
| 804 | 1375 | 435 | 8210 | 36,06 | 11,15 | 500 | 35,73 | 11,59 |
| 777 | 1345 | 424 | 8085 | 35,7 | 10,5 | 400 | 35,71 | 12,14 |
| 642 | 1355 | 428 | 8095 | 35,6 | 10,8 | 300 | 35,84 | 12,94 |
| 502 | 1350 | 425 | 8035 | 35,6 | 11,3 | 250 | 35,9 | 13,44 |
| 401 | 1360 | 431,5 | 8080 | 35,7 | 12,2 | 200 | 35,98 | 14,01 |
| 303 | 1355 | 427,5 | 8035 | 35,8 | 13,2 | 150 | 36,06 | 14,72 |
| 277 | 1365 | 429,5 | 8100 | 35,8 | 13,5 | 125 | 36,1 | 15,11 |
| 211 | 1375 | 437,5 | 8185 | 36,0 | 14,5 | 100 | 36,12 | 15,51 |
| 154 | 1365 | 430,5 | 8125 | 36,1 | 15,1 | 75 | 36,14 | 15,96 |
| 103 | 1365 | 434 | 8155 | 36,2 | 15,7 | 50 | 36,15 | 16,91 |
| 52 | 1380 | 434 | 8185 | 36,4 | 17,0 | 30 | 36,14 | 17,98 |
| 12 | 1380 | 439,5 | 8210 | 36,5 | 18,0 | 20 | 36,14 | 18,38 |
| | | | | | | 10 | 36,11 | 18,55 |
| | | | | | | 0 | 35,98 | 18,49 |

*) Levitus & Boyer (1994)

M39015-1

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität | T (°C) | Tiefe ^{*)} (m) | Salinität ^{*)} Jahresmittel | T (°C) ^{*)} Jahresmittel |
|--------------|-------------|-------------|-------------|-----------|-----------|----------------------------|---|--------------------------------------|
| 973 | 1380 | 442 | 8300 | 36,5 | 12,3 | 500 | 35,73 | 11,59 |
| 856 | 1370 | 436,5 | 8215 | 36,4 | 12,1 | 400 | 35,71 | 12,14 |
| 702 | 1370 | 431,5 | 8170 | 36,1 | 11,89 | 300 | 35,84 | 12,94 |
| 622 | 1360 | 427,5 | 8090 | 35,6 | 11,2 | 250 | 35,9 | 13,44 |
| 532 | 1355 | 424 | 8075 | 35,6 | 11,4 | 200 | 35,98 | 14,01 |
| 448 | 1360 | 426 | 8070 | 35,6 | 11,8 | 150 | 36,06 | 14,72 |
| 374 | 1355 | 426,5 | 8080 | 35,7 | 12,3 | 125 | 36,1 | 15,11 |
| 209 | 1370 | 431 | 8160 | 35,9 | 14,1 | 100 | 36,12 | 15,51 |
| 117 | 1380 | 437,5 | 8180 | 36,2 | 15,8 | 75 | 36,14 | 15,96 |
| 64 | 1380 | 437 | 8230 | 36,4 | 17,2 | 50 | 36,15 | 16,91 |
| 10 | 1380 | 440,5 | 8245 | 36,4 | 17,9 | 30 | 36,14 | 17,98 |
| | | | | | | 20 | 36,14 | 18,38 |
| | | | | | | 10 | 36,11 | 18,55 |
| | | | | | | 0 | 35,98 | 18,49 |

*) Levitus & Boyer (1994)

M39017-1

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität | T (°C) | Tiefe ^{*)} (m) | Salinität ^{*)} Jahresmittel | T (°C) ^{*)} Jahresmittel |
|--------------|-------------|-------------|-------------|-----------|-----------|----------------------------|---|--------------------------------------|
| 529 | 1365 | 432,5 | 8110 | 36,1 | 12,3 | 500 | 35,73 | 11,59 |
| 511 | 1365 | 430 | 8105 | 35,9 | 11,7 | 400 | 35,71 | 12,14 |
| 492 | 1360 | 429,5 | 8065 | 35,8 | 11,8 | 300 | 35,84 | 12,94 |
| 462 | 1355 | 430 | 8030 | 35,6 | 11,6 | 250 | 35,9 | 13,44 |
| 410 | 1355 | 432 | 8045 | 35,7 | 11,4 | 200 | 35,98 | 14,01 |
| 302 | 1355 | 426 | 8070 | 35,7 | 12,8 | 150 | 36,06 | 14,72 |
| 202 | 1355 | 432,5 | 8060 | 36 | 14,2 | 125 | 36,1 | 15,11 |
| 138 | 1360 | 435 | 8090 | 36,1 | 15 | 100 | 36,12 | 15,51 |
| 101 | 1375 | 432,5 | 8160 | 36,3 | 16,2 | 75 | 36,14 | 15,96 |
| 61 | 1385 | 439,5 | 8150 | 36,4 | 17,3 | 50 | 36,15 | 16,91 |
| 10 | 1380 | 435,5 | 8175 | 36,4 | 18,2 | 30 | 36,14 | 17,98 |
| | | | | | | 20 | 36,14 | 18,38 |
| | | | | | | 10 | 36,11 | 18,55 |
| | | | | | | 0 | 35,98 | 18,49 |

*) Levitus & Boyer (1994)

M29021-1

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität | T (°C) |
|--------------|-------------|-------------|-------------|-----------|-----------|
| 900 | 1350 | 453 | 8220 | 36,5 | 12,64 |
| 821 | 1410 | 449 | 8210 | 36,4 | 12,25 |
| 790 | 1390 | 452 | 8190 | 36,3 | 12,1 |
| 758 | 1380 | 450 | 8200 | 36,5 | 12,7 |
| 664 | 1420 | 461 | 8400 | 36,2 | 12,4 |
| 526 | 1320 | 427 | 7790 | 35,65 | 11,32 |
| 497 | 1370 | 444 | 8060 | 35,9 | 12,4 |
| 392 | 1350 | 436 | 7960 | 35,7 | 12,4 |
| 101 | 1370 | 447 | 8110 | 36,3 | 16,2 |

M39029-1

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität | T (°C) | Tiefe ^{*)} (m) | Salinität ^{*)} Jahresmittel | T (°C) ^{*)} Jahresmittel |
|--------------|-------------|-------------|-------------|-----------|-----------|----------------------------|---|--------------------------------------|
| 1933 | 1340 | 420 | 7970 | 35,2 | 5,1 | 1400 | 36,05 | 9,1 |
| 1710 | 1350 | 423 | 7990 | 35,4 | 6,2 | 1300 | 36,19 | 10,0 |
| 1504 | 1360 | 426 | 8070 | 35,7 | 8 | 1200 | 36,24 | 10,6 |
| 1326 | 1360 | 429 | 8130 | 36 | 9,8 | 1100 | 36,19 | 10,7 |
| 1208 | 1370 | 429 | 8100 | 36 | 10 | 1000 | 36,09 | 10,6 |
| 897 | 1350 | 424 | 8060 | 35,6 | 9,6 | 900 | 36,04 | 10,8 |
| 696 | 1350 | 424 | 8040 | 35,6 | 10,1 | 800 | 35,97 | 11 |
| 544 | 1350 | 424 | 8020 | 35,6 | 10,8 | 700 | 35,9 | 11,2 |
| 301 | 1360 | 425 | 8030 | 35,7 | 12,8 | 600 | 35,78 | 11,3 |
| 102 | 1370 | 433 | 8160 | 36,2 | 15,8 | 500 | 35,73 | 11,6 |
| | | | | | | 400 | 35,71 | 12,2 |
| | | | | | | 300 | 35,81 | 12,9 |
| | | | | | | 250 | 35,88 | 13,4 |
| | | | | | | 200 | 35,97 | 14 |
| | | | | | | 150 | 36,06 | 14,7 |
| | | | | | | 125 | 36,11 | 15,08 |
| | | | | | | 100 | 36,14 | 15,5 |
| | | | | | | 75 | 36,19 | 15,9 |
| | | | | | | 50 | 36,22 | 16,9 |
| | | | | | | 30 | 36,22 | 18,0 |
| | | | | | | 20 | 36,22 | 18,4 |
| | | | | | | 10 | 36,18 | 18,5 |
| | | | | | | 0 | 36,04 | 18,4 |

*) Levitus & Boyer (1994)

M39035-1

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität | T (°C) | Tiefe ^{*)} (m) | Salinität ^{*)} Jahresmittel | T (°C) ^{*)} Jahresmittel |
|--------------|-------------|-------------|-------------|-----------|-----------|----------------------------|---|--------------------------------------|
| 1094 | 1370 | 438 | 8230 | 36,3 | 11,5 | 1100 | 36,26 | 10,8 |
| 1006 | 1390 | 441 | 8240 | 36,3 | 11,6 | 1000 | 36,19 | 10,9 |
| 929 | 1380 | 442 | 8200 | 36,3 | 11,8 | 900 | 36,16 | 11,2 |
| 867 | 1380 | 444 | 8210 | 36,3 | 12,2 | 800 | 36,12 | 11,5 |
| 679 | 1380 | 438 | 8220 | 36,2 | 12,6 | 700 | 36,04 | 11,6 |
| 633 | 1370 | 436 | 8140 | 36 | 12,0 | 600 | 35,90 | 11,6 |
| 605 | 1370 | 438 | 8160 | 36,2 | 12,6 | 500 | 35,78 | 11,8 |
| 354 | 1380 | 434 | 8080 | 35,7 | 12,6 | 400 | 35,74 | 12,2 |
| 202 | 1370 | 433 | 8110 | 35,9 | 13,8 | 300 | 35,8 | 12,9 |
| 102 | 1380 | 438 | 8140 | 35,9 | 15,1 | 250 | 35,86 | 13,3 |
| 52 | 1370 | 438 | 8110 | 36,2 | 16,6 | 200 | 35,94 | 13,8 |
| 11 | 1350 | 441 | 8130 | 36,2 | 18,3 | 150 | 36,03 | 14,6 |
| | | | | | | 125 | 36,06 | 14,8 |
| | | | | | | 100 | 36,09 | 15,2 |
| | | | | | | 75 | 36,14 | 15,9 |
| | | | | | | 50 | 36,17 | 16,96 |
| | | | | | | 30 | 36,13 | 17,9 |
| | | | | | | 20 | 36,08 | 18,25 |
| | | | | | | 10 | 35,94 | 18,46 |
| | | | | | | 0 | 35,81 | 18,34 |

*) Levitus & Boyer (1994)

M39065-1

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität | T (°C) | Tiefe ^{*)} (m) | Salinität ^{*)} Jahresmittel | T (°C) ^{*)} Jahresmittel |
|--------------|-------------|-------------|-------------|-----------|-----------|----------------------------|---|--------------------------------------|
| 3378 | 1340 | 417 | 7950 | 34,88 | 2,59 | 3500 | 34,94 | 2,6 |
| 3330 | 1340 | 416 | 7950 | 34,88 | | 3000 | 34,96 | 2,8 |
| 3148 | 1340 | 417 | 7930 | 34,89 | 2,7 | 2500 | 35,01 | 3,2 |
| 3120 | 1330 | 417 | 7960 | 34,89 | | 1750 | 35,1 | 4,11 |
| 3000 | 1330 | 417 | 7940 | 34,9 | 2,79 | 1500 | 35,25 | 5,3 |
| 2700 | 1350 | 421 | 8010 | 34,93 | 3,1 | 1400 | 35,69 | 7,2 |
| 2600 | 1340 | 418 | 7960 | 34,95 | | 1300 | 35,84 | 8,1 |
| 2200 | 1340 | 417 | 7920 | 35 | | 1200 | 36,04 | 9,2 |
| 2195 | 1340 | 418 | 7960 | 35 | 3,18 | 1100 | 36,16 | 10 |
| 1598 | 1350 | 422 | 8060 | 35,4 | 6,86 | 1000 | 36,17 | 10,3 |
| 1187 | 1360 | 432 | 8210 | 36,2 | 11,33 | 900 | 36,15 | 10,5 |
| 798 | 1370 | 434 | 8210 | 36,16 | 12,1 | 800 | 36,12 | 10,7 |
| 402 | 1360 | 427 | 8090 | 35,58 | 11,47 | 700 | 36,06 | 10,8 |
| 105 | 1370 | 427 | 8110 | 35,85 | 13,85 | 600 | 35,9 | 10,9 |
| 54 | 1360 | 429 | 8130 | 35,91 | 14,57 | 500 | 35,75 | 11,1 |
| 13 | 1360 | 429 | 8130 | 35,98 | 16,83 | 400 | 35,64 | 11,6 |
| | | | | | | 300 | 35,65 | 12,2 |
| | | | | | | 250 | 35,7 | 12,6 |
| | | | | | | 200 | 35,75 | 12,9 |
| | | | | | | 150 | 35,78 | 13,4 |
| | | | | | | 125 | 35,85 | 13,6 |
| | | | | | | 100 | 35,88 | 13,9 |
| | | | | | | 75 | 35,89 | 14,4 |
| | | | | | | 50 | 35,89 | 15,5 |
| | | | | | | 30 | 35,87 | 16,6 |
| | | | | | | 20 | 35,81 | 16,89 |
| | | | | | | 10 | 35,77 | 17,1 |
| | | | | | | 0 | 35,64 | 17,0 |

*) Levitus & Boyer (1994)

M39073-1

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität | T (°C) | Tiefe ^{*)} (m) | Salinität ^{*)} Jahresmittel | T (°C) ^{*)} Jahresmittel |
|--------------|-------------|-------------|-------------|-----------|-----------|----------------------------|---|--------------------------------------|
| 3150 | 1340 | 417 | 7900 | 34,9 | 2,8 | 2500 | 34,97 | 3,2 |
| 3100 | 1330 | 416 | 7900 | 34,9 | | 2000 | 35,03 | 3,9 |

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität | T (°C) | Tiefe ^{*)} (m) | Salinität ^{*)} Jahresmittel | T (°C) ^{*)} Jahresmittel |
|-----------|----------|----------|----------|-----------|--------|-------------------------|--------------------------------------|-----------------------------------|
| 2799 | 1330 | 416 | 7920 | 34,91 | 2,92 | 1750 | 35,10 | 4,6 |
| 2770 | 1330 | 415 | 7900 | 34,915 | | 1500 | 35,4 | 6,2 |
| 2551 | 1350 | 414 | 7900 | 34,92 | 3,03 | 1400 | 35,55 | 7,1 |
| 2041 | 1330 | 417 | 7900 | 34,97 | 3,79 | 1300 | 35,73 | 8,2 |
| 1665 | 1350 | 423 | 8030 | 35,1 | | 1200 | 35,86 | 9,1 |
| 1375 | 1350 | 424 | 8030 | 35,49 | 7,42 | 1100 | 35,93 | 9,6 |
| 994 | 1370 | 430 | 8140 | 36,02 | 10,88 | 1000 | 35,92 | 9,9 |
| 647 | 1360 | 426 | 8080 | 35,63 | 10,73 | 900 | 35,89 | 10,2 |
| 458 | 1360 | 422 | 7990 | 35,5 | 11,2 | 800 | 35,84 | 10,4 |
| 253 | 1350 | 422 | 8000 | 35,6 | 11,9 | 70 | 35,73 | 10,4 |
| 103 | 1350 | 423 | 8030 | 35,7 | 12,8 | 600 | 35,62 | 10,5 |
| 53 | 1360 | 424 | 8030 | 35,7 | 14,0 | 500 | 35,57 | 10,7 |
| 13 | 1360 | 424 | 8030 | 35,7 | 14,0 | 400 | 35,57 | 11 |
| | | | | | | 300 | 35,59 | 11,4 |
| | | | | | | 250 | 35,6 | 11,5 |
| | | | | | | 200 | 35,63 | 11,6 |
| | | | | | | 150 | 35,60 | 11,6 |
| | | | | | | 125 | 35,63 | 12,0 |
| | | | | | | 100 | 35,62 | 12,1 |
| | | | | | | 75 | 35,66 | 12,7 |
| | | | | | | 50 | 35,62 | 13,6 |
| | | | | | | 30 | 35,66 | 15,0 |
| | | | | | | 20 | 35,66 | 15,3 |
| | | | | | | 10 | 35,65 | 15,5 |
| | | | | | | 0 | 35,66 | 15,5 |

^{*)} Levitus & Boyer (1994)

PS2488-1

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität |
|-----------|----------|----------|----------|-----------|
| 4887 | 1340 | 418 | 7960 | - |
| 4500 | 1340 | 417 | 7920 | - |
| 4000 | 1340 | 417 | 7930 | - |
| 3000 | 1350 | 420 | 7970 | - |
| 2500 | 1340 | 416 | 7910 | - |
| 2000 | 1350 | 418 | 7960 | - |
| 1500 | 1330 | 414 | 7890 | 34,58 |
| 1000 | 1320 | 410 | 7820 | 34,64 |
| 500 | 1340 | 417 | 7900 | 35,18 |
| 300 | 1360 | 423 | 7980 | 35,43 |
| 200 | 1360 | 425 | 8020 | 35,48 |
| 150 | 1360 | 424 | 7990 | 35,51 |
| 100 | 1350 | 422 | 7950 | 35,56 |
| 70 | 1360 | 426 | 8040 | 35,53 |
| 50 | 1360 | 423 | 7980 | 35,53 |
| 10 | 1350 | 424 | 7970 | 35,51 |

PS2489-7

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität |
|-----------|----------|----------|----------|-----------|
| 3775 | 1310 | 420 | 7980 | 34,76 |
| 3500 | 1330 | 422 | 7860 | 34,79 |
| 3000 | 1350 | 419 | 7950 | 34,83 |
| 2400 | 1340 | 420 | 7930 | 34,81 |
| 2000 | 1290 | 412 | 7830 | 34,76 |
| 1500 | 1315 | 412 | 7765 | 34,64 |
| 1000 | 1340 | 410 | 7770 | 34,41 |
| 500 | 1310 | 408 | 7690 | 34,28 |
| 300 | 1290 | 408 | 7730 | 34,42 |
| 200 | 1320 | 414 | 7630 | 34,36 |
| 150 | 1330 | 407 | 7690 | 34,37 |
| 100 | 1310 | 407 | 7670 | 34,35 |
| 70 | 1290 | 407 | 7660 | 34,36 |
| 50 | 1330 | 412 | 7820 | 34,34 |
| 30 | 1320 | 405 | 7650 | 34,33 |
| 10 | 1320 | 409 | 7690 | 34,33 |

PS2491-2

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität | T (°C) |
|-----------|----------|----------|----------|-----------|--------|
| 4330 | 1330 | 413 | 7830 | 34,70 | 0,7845 |
| 4000 | 1310 | 415 | 7860 | 34,71 | 0,8987 |
| 3500 | 1320 | 417 | 7940 | 34,73 | 1,1201 |
| 3000 | 1315 | 414 | 7860 | 34,76 | 1,5105 |
| 2000 | 1310 | 415 | 7880 | 34,78 | 2,3629 |
| 1500 | 1310 | 413 | 7850 | 34,67 | 2,5457 |
| 1000 | 1310 | 412 | 7820 | 34,45 | 2,5674 |
| 400 | 1320 | 407 | 7730 | 34,18 | 3,5056 |
| 300 | 1330 | 409 | 7750 | 34,18 | 3,9193 |
| 200 | 1310 | 413 | 7810 | 34,19 | 4,6408 |
| 150 | 1310 | 409 | 7720 | 34,10 | 5,0544 |
| 100 | 1320 | 409 | 7720 | 33,94 | 5,6691 |
| 70 | 1280 | 401 | 7610 | 33,94 | 5,85 |
| 50 | 1290 | 402 | 7620 | 33,95 | 6,0044 |
| 30 | 1300 | 402 | 7630 | 33,94 | 6,0512 |
| 10 | 1300 | 406 | 7660 | 33,93 | 6,3093 |

PS2495-1

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität | T (°C) |
|-----------|----------|----------|----------|-----------|---------|
| 3126 | 1340 | 421 | 8010 | | 2,1752 |
| 3090 | 1340 | 422 | 8040 | 34,91 | 2,2096 |
| 2500 | 1340 | 417 | 7950 | 34,80 | 2,5282 |
| 2000 | 1330 | 413 | 7890 | 34,70 | 2,6943 |
| 1500 | 1320 | 411 | 7840 | 34,46 | 2,7485 |
| 1000 | 1320 | 410 | 7810 | 34,24 | 3,7099 |
| 800 | 1300 | 402 | 7680 | 34,25 | 4,7043 |
| 400 | 1340 | 417 | 7920 | 34,82 | 10,135 |
| 300 | 1340 | 417 | 7890 | 34,90 | 10,7407 |
| 200 | 1340 | 418 | 7910 | 34,93 | 10,9557 |
| 150 | 1350 | 421 | 8010 | 34,93 | 10,9861 |
| 100 | 1330 | 415 | 7850 | 34,92 | 10,9913 |
| 70 | 1330 | 416 | 7890 | 34,91 | 10,9894 |
| 50 | 1340 | 417 | 7900 | 34,91 | 10,9861 |
| 30 | 1330 | 414 | 7850 | 34,86 | 12,869 |
| 10 | 1330 | 416 | 7860 | 34,82 | 13,0277 |

PS2496-1

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität | T (°C) |
|-----------|----------|----------|----------|-----------|---------|
| 3545 | 1350 | 419 | 8030 | 34,79 | 1,8945 |
| 2500 | 1320 | 411 | 7810 | 34,80 | 2,4798 |
| 2000 | 1330 | 416 | 7920 | 34,74 | 2,6833 |
| 900 | 1350 | 423 | 8060 | 34,26 | 3,2205 |
| 400 | 1290 | 402 | 7620 | 34,39 | 6,4204 |
| 300 | 1290 | 404 | 7740 | 34,66 | 8,8544 |
| 200 | 1310 | 407 | 7740 | 34,85 | 10,2915 |
| 150 | 1310 | 412 | 7790 | 34,90 | 10,7361 |
| 100 | 1330 | 416 | 7900 | 34,95 | 11,2202 |
| 70 | 1330 | 415 | 7910 | 34,96 | 12,099 |
| 50 | 1330 | 413 | 7860 | 34,95 | 12,4807 |
| 30 | 1270 | 396 | 7510 | 34,95 | 12,4822 |
| 10 | 1340 | 421 | 7970 | 34,95 | 12,4752 |

PS2497-5

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität | T (°C) |
|-----------|----------|----------|----------|-----------|--------|
| 3450 | 1320 | 416 | 7920 | 34,77 | 1,761 |
| 3000 | 1310 | 418 | 7900 | 34,79 | 2,0525 |
| 2500 | 1330 | 418 | 7930 | 34,79 | 2,2009 |
| 2000 | 1340 | 417 | 7980 | 34,78 | 2,5555 |
| 1500 | 1320 | 414 | 7840 | 34,67 | 2,6648 |

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität | T (°C) |
|-----------|----------|----------|----------|-----------|--------|
| 900 | 1300 | 409 | 7810 | 34,35 | 2,6598 |
| 400 | 1300 | 404 | 7690 | 34,20 | 4,0401 |
| 300 | 1305 | 405 | 7705 | 34,21 | 4,5766 |
| 200 | 1310 | 420 | 7870 | 34,30 | 6,151 |
| 150 | 1315 | 407 | 7685 | 34,31 | 6,73 |
| 100 | 1315 | 413 | 7775 | 34,33 | 7,4922 |
| 70 | 1305 | 405 | 7690 | 34,32 | 8,194 |
| 50 | 1300 | 408 | 7705 | 34,27 | 8,825 |
| 30 | 1295 | 408 | 7740 | 34,24 | 8,9161 |
| 10 | 1295 | 403 | 7670 | 34,24 | 9,0096 |

PS2499-6

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität | T (°C) |
|-----------|----------|----------|----------|-----------|--------|
| 3166 | 1340 | 421 | 8000 | 34,71 | 0,7809 |
| 2500 | 1320 | 412 | 7860 | 34,74 | 1,4141 |
| 2000 | 1320 | 417 | 7930 | 34,77 | 2,0315 |
| 1500 | 1290 | 413 | 7810 | 34,73 | 2,3658 |
| 1000 | 1330 | 418 | 7950 | 34,58 | 2,4469 |
| 700 | 1310 | 411 | 7830 | 34,40 | 2,3624 |
| 400 | 1300 | 408 | 7760 | 34,18 | 2,56 |
| 300 | 1300 | 406 | 7730 | 34,15 | 2,9811 |
| 200 | 1310 | 406 | 7680 | 34,07 | 3,5462 |
| 150 | 1300 | 408 | 7710 | 34,06 | 4,3279 |
| 100 | 1310 | 406 | 7670 | 34,00 | 4,6032 |
| 70 | 1310 | 403 | 7670 | 34,02 | 5,0263 |
| 50 | 1300 | 406 | 7690 | 34,00 | 5,428 |
| 30 | 1300 | 407 | 7680 | 34,00 | 5,5595 |
| 10 | 1310 | 406 | 7690 | 34,00 | 5,7159 |

PS2500-1

| Tiefe (m) | Mg (ppm) | Ca (ppm) | Sr (ppb) | Salinität | T (°C) |
|-----------|----------|----------|----------|-----------|--------|
| 3556 | 1350 | 417 | 7990 | 34,70 | 0,6929 |
| 3000 | 1340 | 414 | 7950 | 34,72 | 1,0763 |
| 2500 | 1330 | 411 | 7930 | 34,75 | 1,6318 |
| 2000 | 1330 | 413 | 7930 | 34,78 | 2,2066 |
| 1500 | 1340 | 412 | 7910 | 34,70 | 2,3242 |
| 1000 | 1320 | 409 | 7880 | 34,54 | 2,4889 |
| 400 | 1310 | 404 | 7760 | - | - |
| 300 | 1320 | 403 | 7740 | 34,17 | 3,7285 |
| 200 | 1300 | 399 | 7630 | 34,14 | 4,0824 |
| 150 | 1310 | 402 | 7750 | 34,14 | 4,5772 |
| 100 | 1310 | 401 | 7720 | 34,08 | 5,3199 |
| 70 | 1290 | 393 | 7550 | 34,06 | 6,2002 |
| 50 | 1310 | 402 | 7710 | 34,06 | 6,259 |
| 30 | 1290 | 396 | 7610 | 34,07 | 6,3365 |
| 10 | 1290 | 396 | 7610 | 34,07 | 6,3847 |

Anhang E: Kernprofile der Sedimentkerne M39058, M39059 und M39064

Darstellungen der Sedimentkerne M39058, M39059 und M39064, die auf Grund der unzureichenden Stratigraphie nicht in Kapitel 6.1 diskutiert wurden.

M39058

Der Sedimentkern **M39058** stammt aus dem Meeresgebiet vor Portugal (Wassertiefe 1977 m). Von 0 bis 34 cm zeigt dieser Kern holozänes Sediment. Ab 80 bis 160 cm zeigen ^{14}C -Datierungen zunehmend, so daß nur der holozäne Kernabschnitt herangezogen werden konnte.

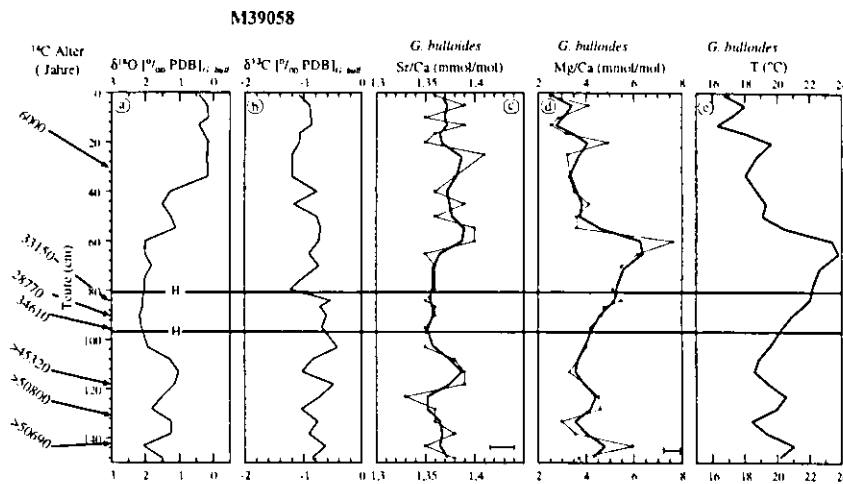


Abb. E.1 Kernprofil des M39058: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) (Schönfeld, unpubl.) mit den Sr/Ca- (c) und Mg/Ca-Werten (d) von *G. bulloides*. Die Temperatur-Berechnung (e) aus den Mg/Ca-Verhältnissen nach Lea et al. (1997) und Mashiotta et al. (1999). Die feinen Kurven mit den Meßpunkten stellt die Originaldaten dar.

G. bulloides

Die Mg/Ca-Werte (Abb. E.1 d) von *G. bulloides* liegen zwischen 3 und 6 mmol/mol. Im holozänen Kernabschnitt liegen die Mg/Ca-Verhältnisse um ca. 3 mmol/mol. In einer Kerntiefe von 20 cm wird ein Maximum von ca. 4 mmol/mol beobachtet, das auch schon im Kern 39036 bei ca. 4 000 Jahren beobachtet wurde.

Die Sr/Ca-Werte (Abb. E.1 c) variieren zwischen 1,35 und 1,38 mmol/mol innerhalb des Fehlerbereiches und zeigt kein systematisches Signal.

Aus den Mg/Ca-Verhältnissen wurden die Temperaturen nach der artspezifischen Kalibrierung von Lea et al. (1997) und Mashiotta et al. (1999) berechnet (Abb. E.1 e). Für das Holozän ergaben sich 16 - 19,5 °C. Für das Maximum in einer Tiefe von 20 cm wird eine Temperatur von 19,5 °C errechnet, für die Sedimentoberflächenprobe werden ca. 17 °C erhalten. Dies entspricht der Wassertemperatur der oberen 50 m von Juni bis November (Levitus & Boyer, 1994).

M39059

Der Sedimentkern **M39059** stammt aus dem Meeresgebiet vor Portugal (Wassertiefe 1605 m). Mit einer Länge von 75 cm zeigt dieser Kern nur einen Ausschnitt aus dem Glazial (Schönfeld, pers. comm., 1999). Der holozäne Abschnitt fehlt.

G. bulloides

Die Mg/Ca-Werte von *G. bulloides* (Abb. E.2 d) schwanken zwischen 3,0 und 4,7 mmol/mol. Des Weiteren zeigt die $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve (a) ein glaziales Signal. Die Sr/Ca-Werte (Abb. E.2 c) variieren innerhalb des Fehlerbereiches von 1,33 - 1,37 mmol/mol. Ein Zusammenhang zwischen der Sr/Ca- (Abb. E.2 c) sowie der Mg/Ca-Kurve (Abb. E.2 d) mit den Kurven der stabilen Isotope $\delta^{13}\text{C}$ (Abb. E.2 b) und $\delta^{18}\text{O}$ (Abb. E.2 a) ist nicht erkennbar und die Kurven (Abb. E.2 c; d) zeigen kein klimatisches Signal.

Werden die Mg/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides* mittels der artspezifischen Kalibrierung (Lea et al. 1997; Mashiotta et al., 1999) in Temperaturen umgerechnet, so erhält man Temperaturen, die zwischen 17 ° und 22 °C liegen, die für das Glazial zu hoch erscheinen.

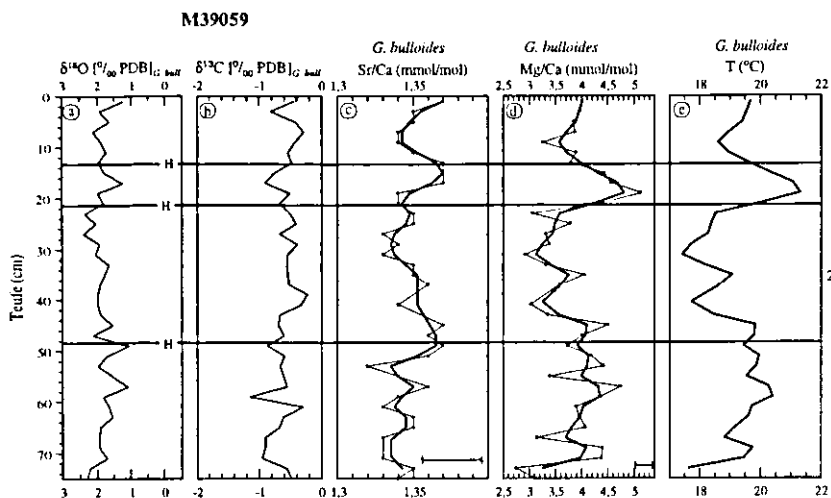


Abb. E.2 Kernprofil des M39059: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ - Werte (b) (Schönfeld, unpubl.) mit den Sr/Ca- (c) und Mg/Ca-Werten (d) von *G. bulloides*. Die Temperatur-Berechnung (e) aus den Mg/Ca-Verhältnissen erfolgte nach Lea et al. (1997) und Mashiotta et al. (1999). Die feinen Kurven mit den Meßpunkten stellt die Originaldaten dar. H bedeuten Heinrichlagen

M39064

Der Sedimentkern M39064 stammt aus dem Meeresgebiet vor Portugal (Wassertiefe 1140 m). Dieser Kern hat eine Länge von 405 cm. Das Alter der Sedimente bei 40 cm wurde auf ca. 34 500 Jahren datiert (AMS ^{14}C -Datierung). Weitere Datierungen sind in den Abb. E.3 dargestellt. Auch dieser Kern scheint sehr stark von Umlagerungen geprägt zu sein. Hier kann nur die Oberflächenprobe als holozäne Probe angesehen und soll diskutiert werden, da nur hier *Henryhowella* sp. vorgefunden wurde und der $\delta^{18}\text{O}$ -Wert einen interglazialen Wert von 0 ‰ zeigt (Schönfeld, pers. comm. 1999).

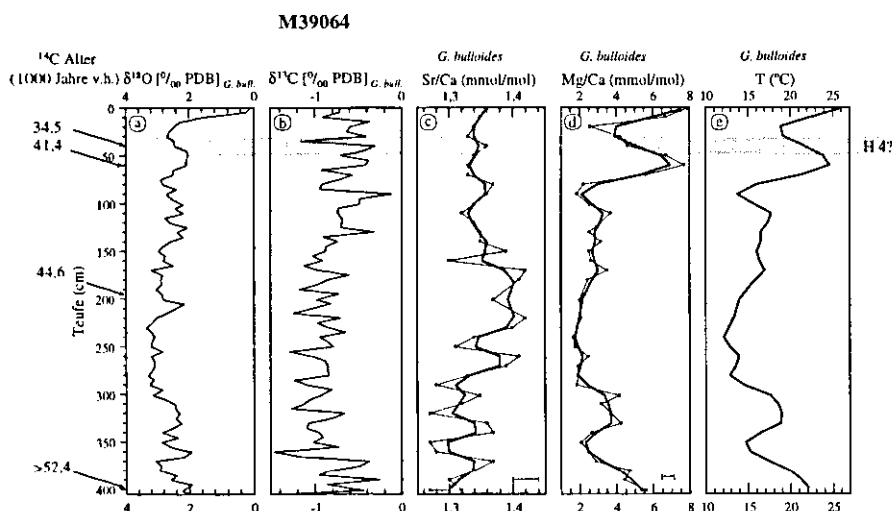


Abb. E.3 Kernprofil des M39064: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) (Schönfeld, pers. comm. 1999) mit den Sr/Ca- (c) und Mg/Ca-Werten (d) von *G. bulloides*. Die Temperatur-Berechnung (e) aus den Mg/Ca-Verhältnissen erfolgte nach Lea et al. (1997) und Mashiotta et al. (1999). Die feinen Kurven mit den Meßpunkten stellen die Originaldaten dar. Die ^{14}C -Datierungen deuten auf H4 hin (Schönfeld, pers. comm. 1999).

G. bulloides

Die Mg/Ca-Werte (Abb. E.3 d) variieren zwischen 2 und 7 mmol/mol. Ein Maximum bei ca. 60 cm von 7 mmol/mol kann stratigraphisch aus den oben genannten Gründen nicht zugeordnet werden. Für die holozäne Oberflächenprobe wird ein Mg/Ca-Verhältnis von ca. 7,5 mmol/mol erhalten.

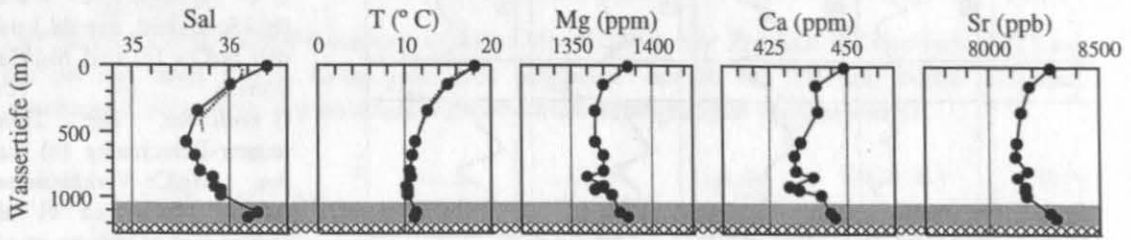
Die Sr/Ca-Werte (Abb. E.3 c) variieren zwischen 1,35 - 1,4 mmol/mol.

Die berechnete Oberflächentemperatur beträgt ca. 26 °C. Dies ist im Vergleich zu der wärmsten Oberflächenwassertemperatur im August (Levitus & Boyer, 1994) um ca. 7 °C zu hoch.

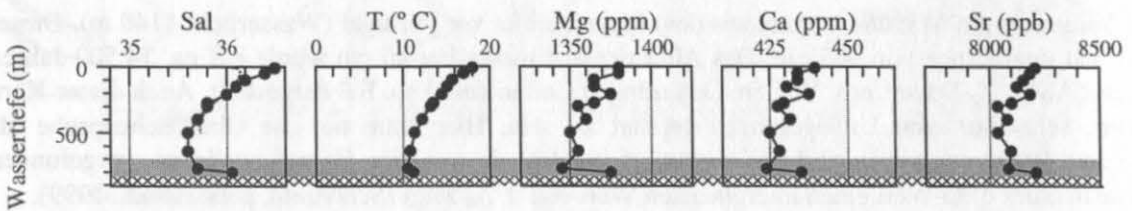
Anhang F:

F.1 CTD-Profil

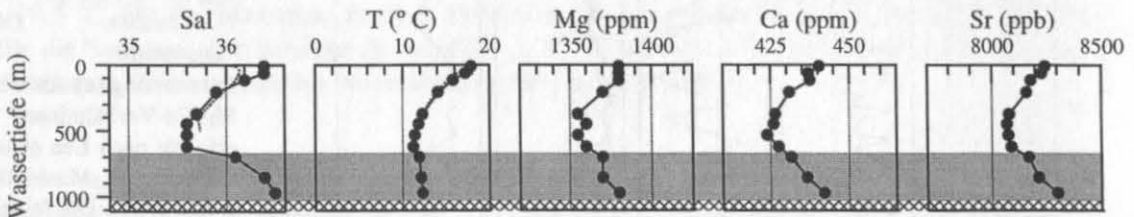
M39001-1



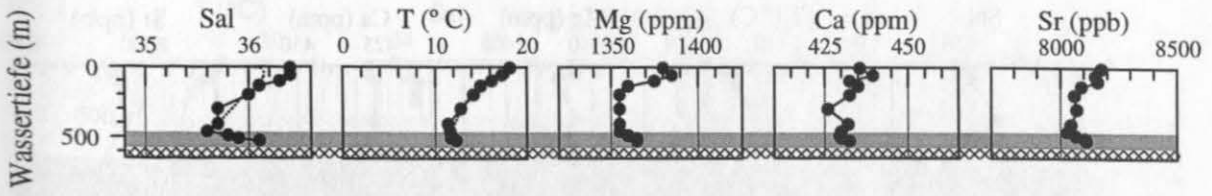
M39003-6



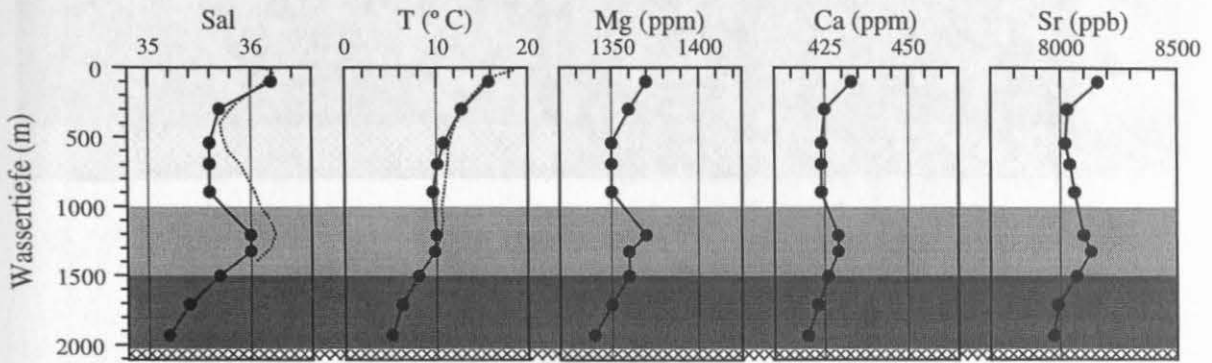
M39015-1



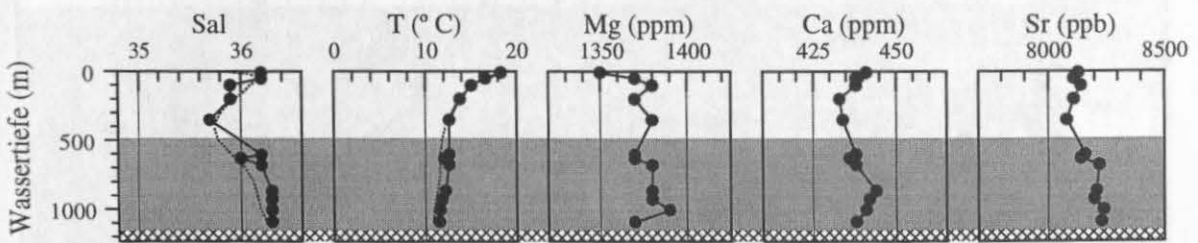
M39017-1



M39029-1



M39035-1



MOW

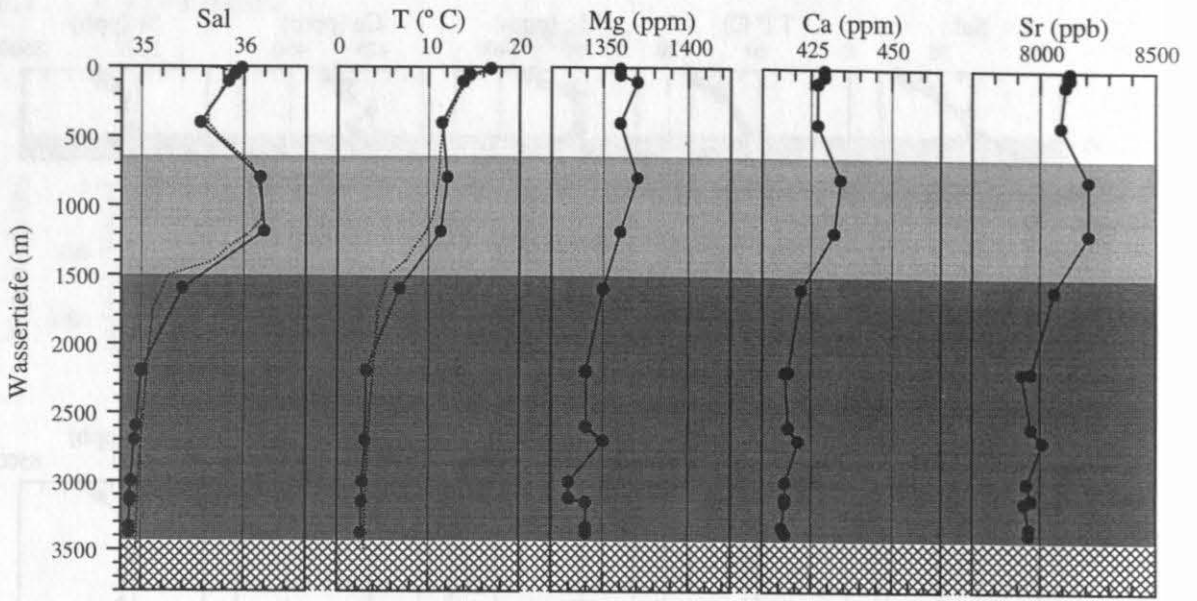
NACW

Meeresboden

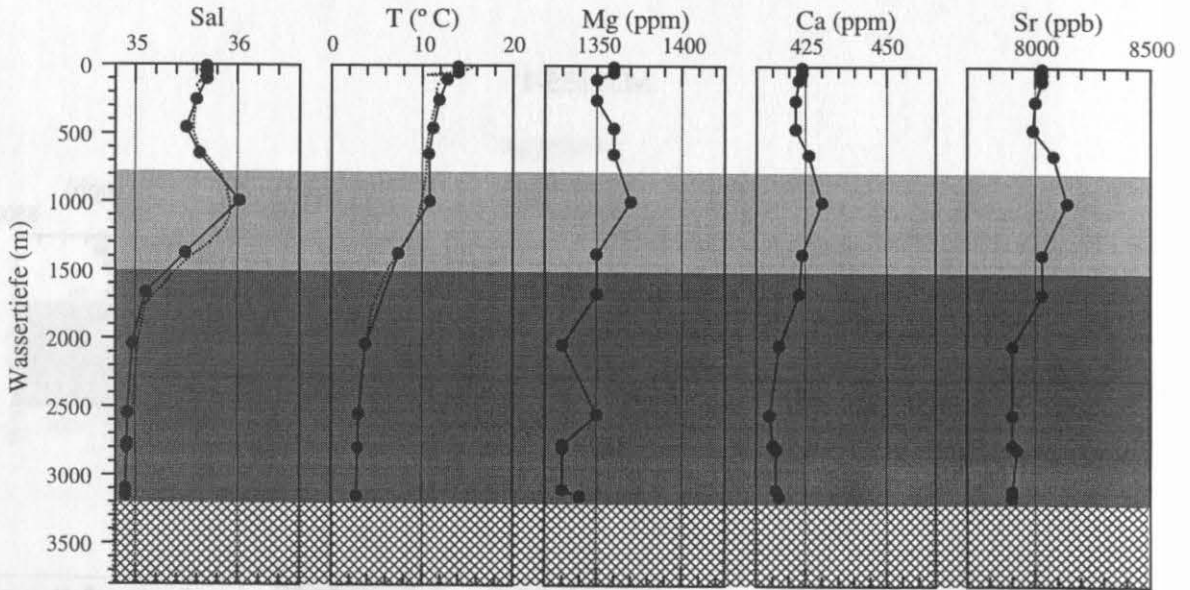
NADW

... Levitus & Boyer (1994)

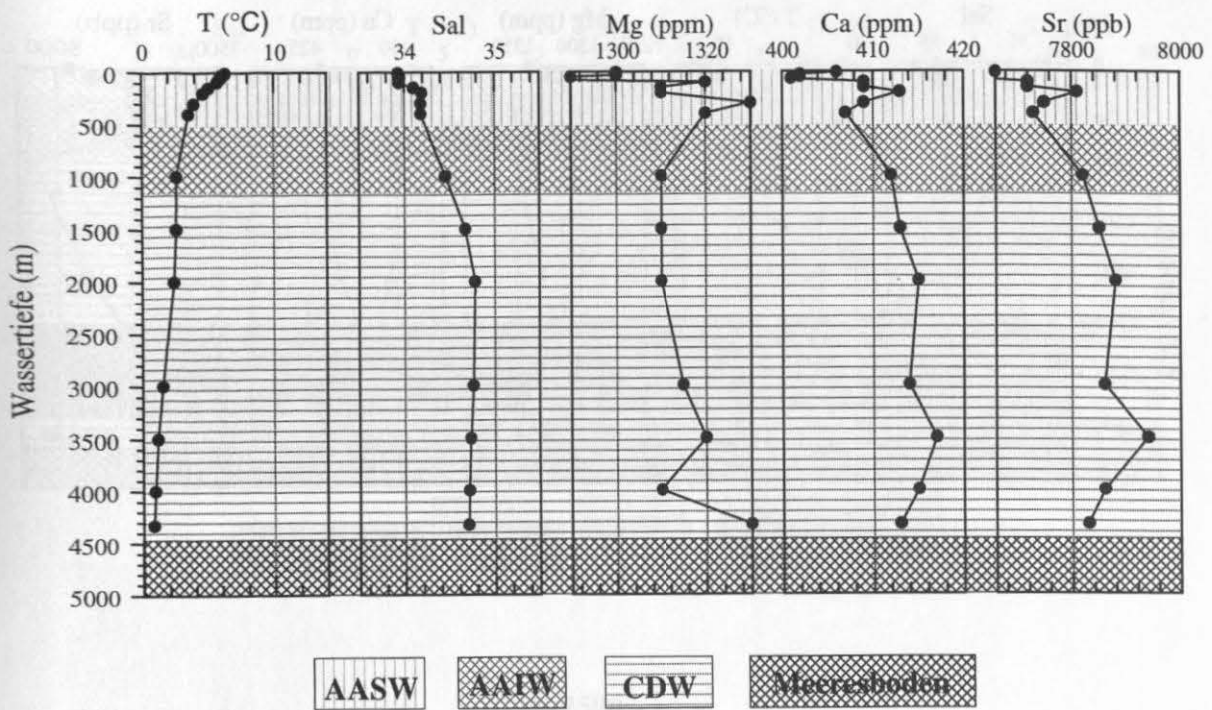
M39065-1



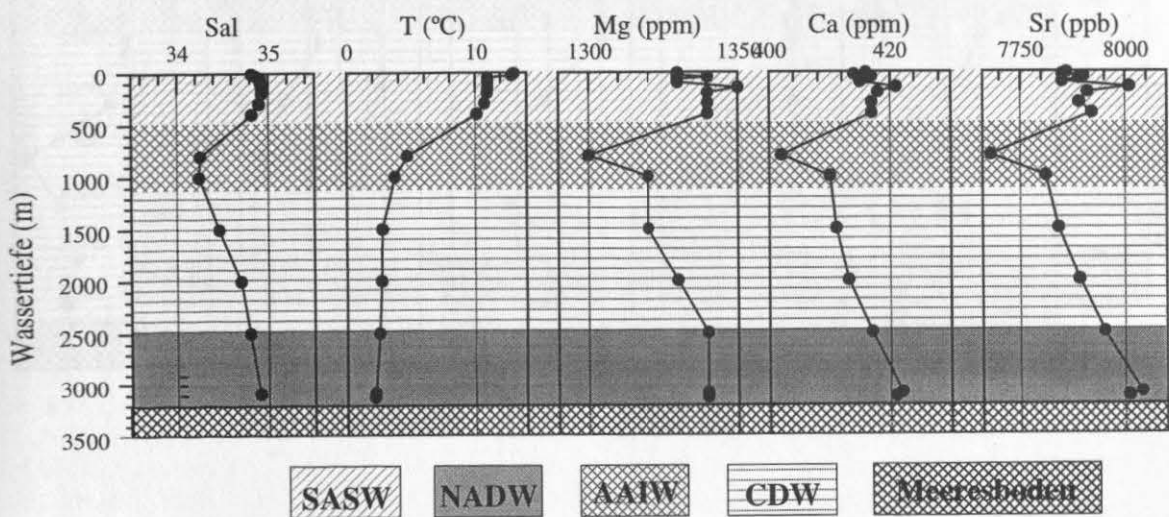
M39073-1



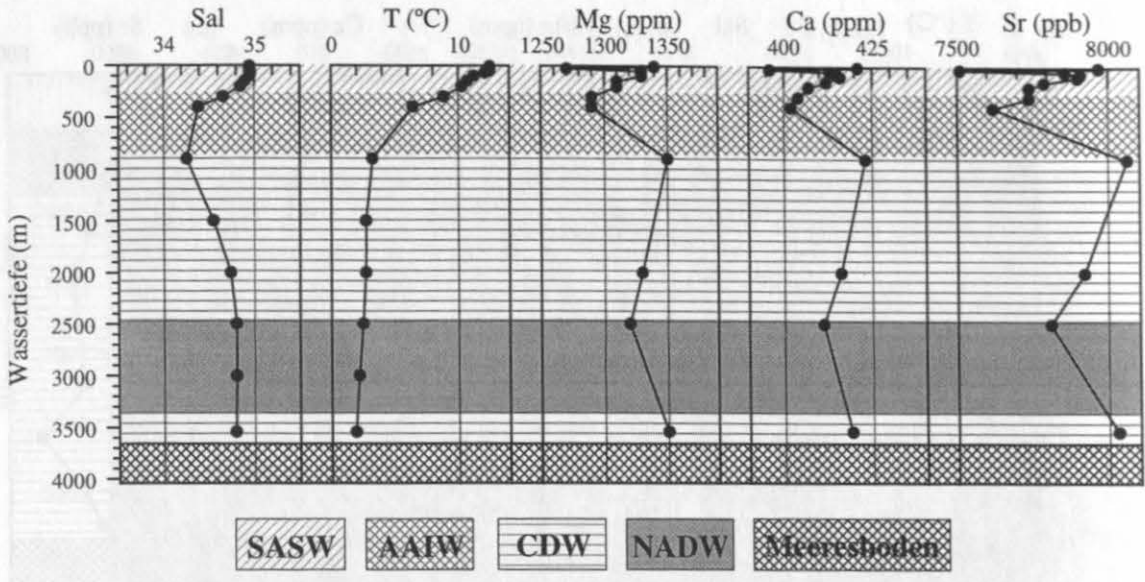
PS 2491



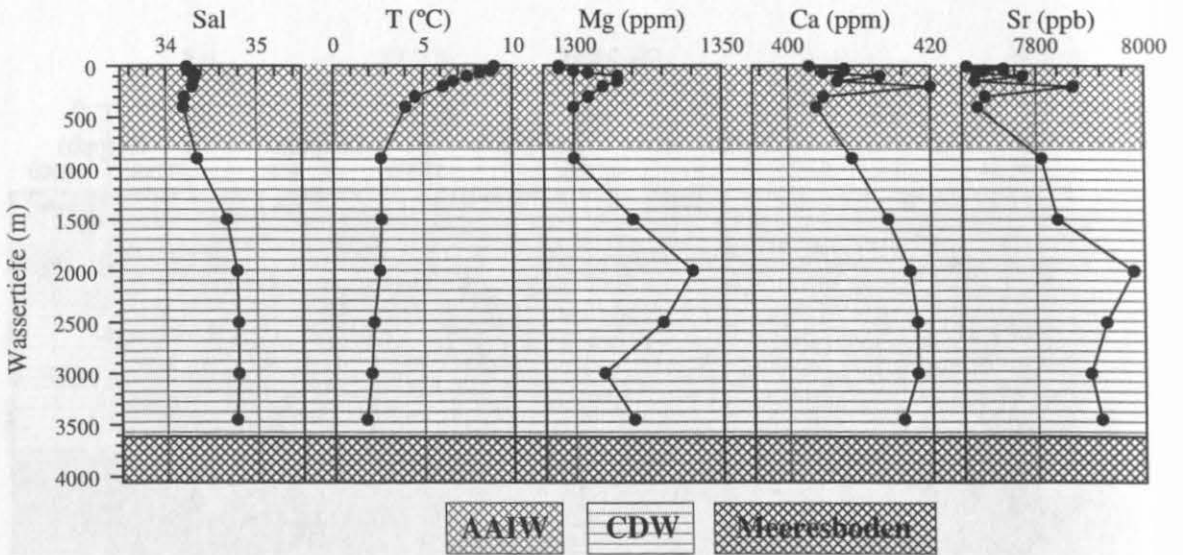
PS 2495



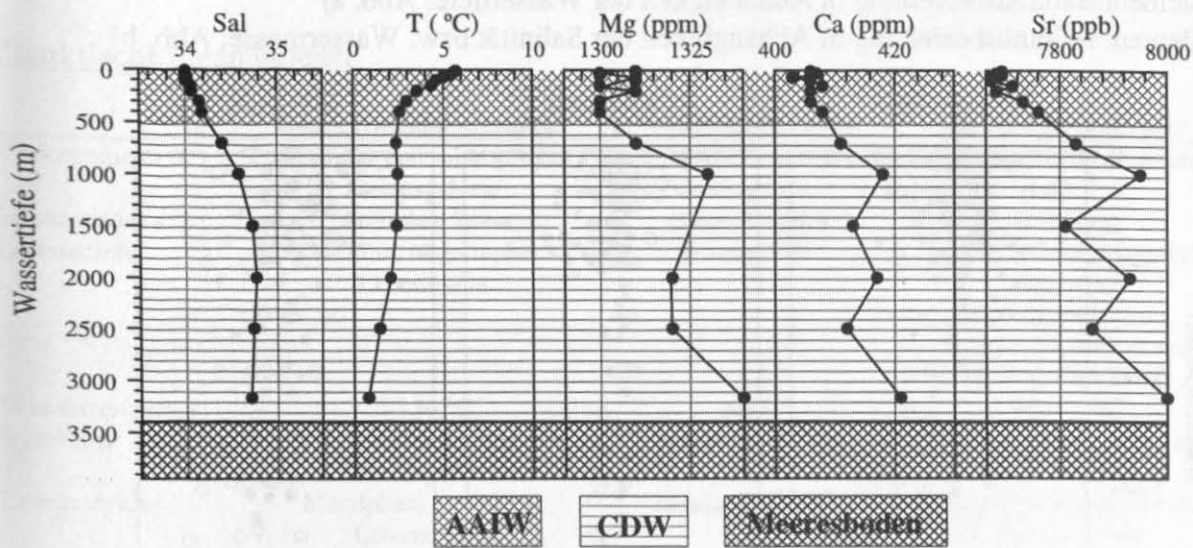
PS 2496



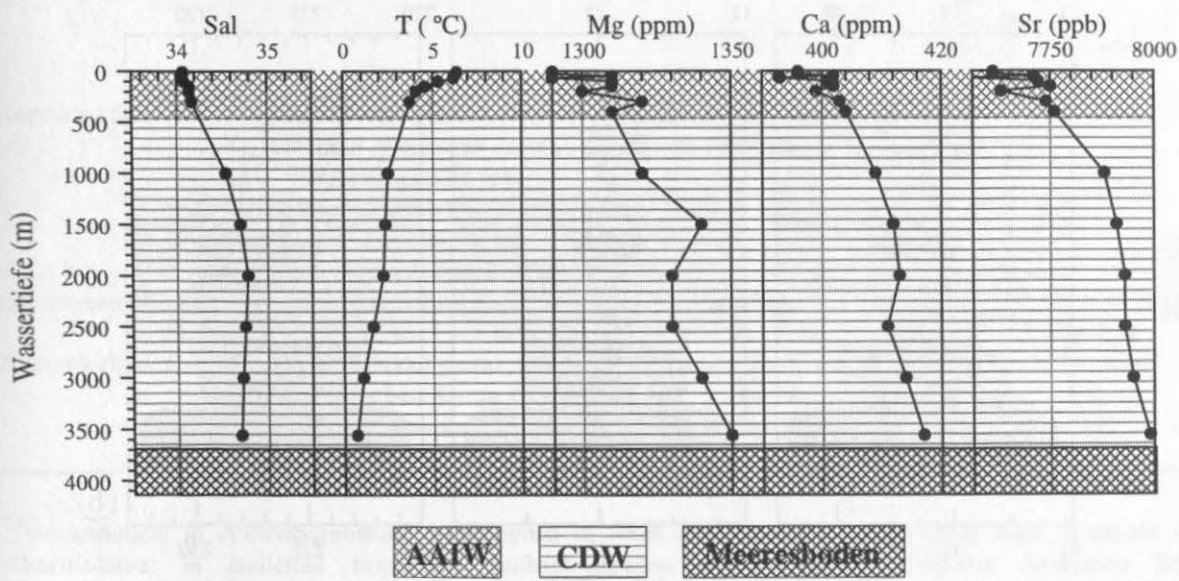
PS 2497



PS 2499



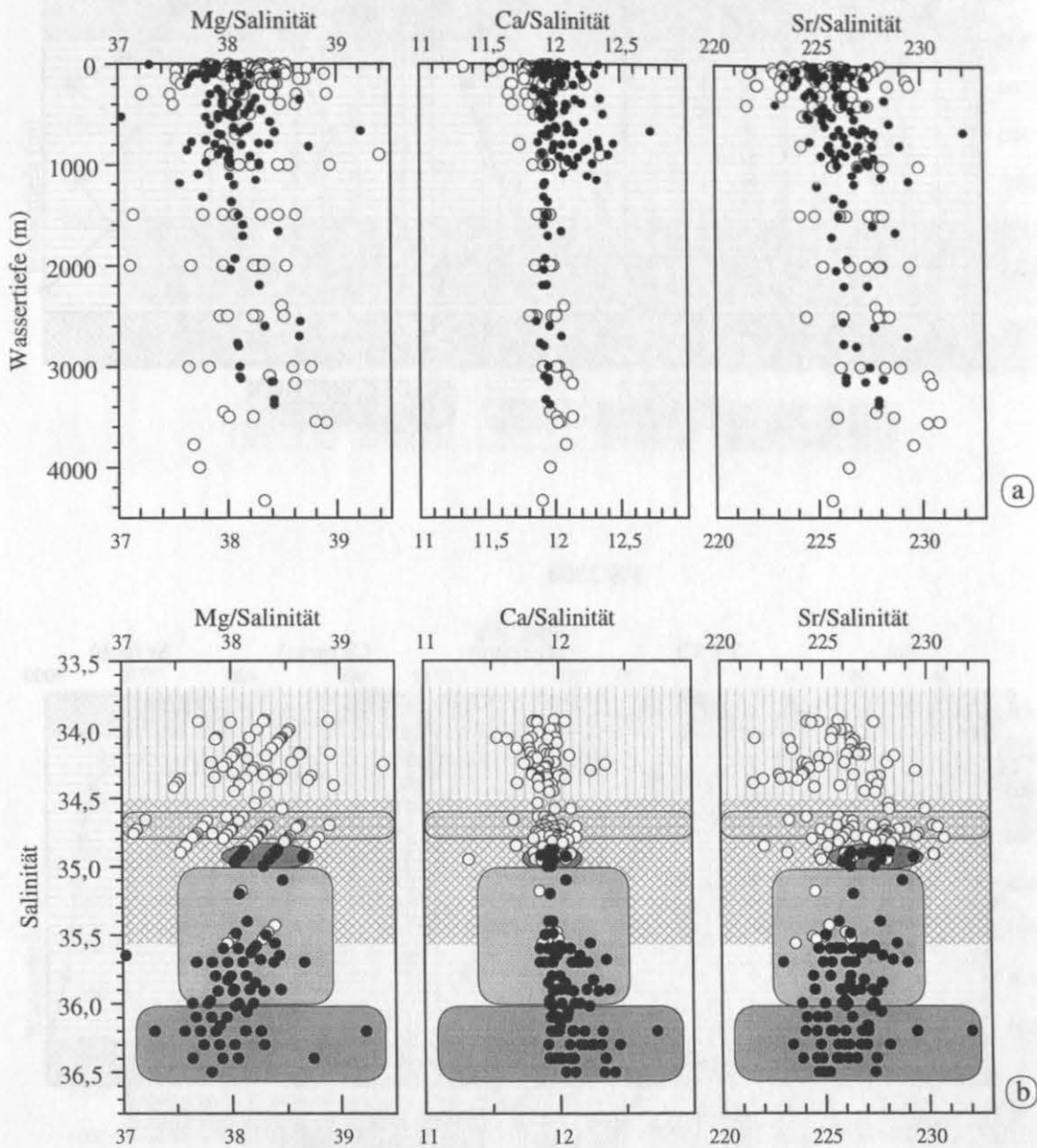
PS 2500



F.2

Element:Salinitätsbeziehung in Abhängigkeit der Wassertiefe; Abb. a)

Element:Salinitätsbeziehung in Abhängigkeit der Salinität bzw. Wassermasse; Abb. b)



Anhang G: Tabellarische Übersicht über das biologische Verhalten der verwendeten Mikrofossilien

Planktische Foraminiferen:

| | <i>Globigerinoides sacculifer</i> | <i>Globigerinoides ruber</i> | <i>Globigerina bulloides</i> |
|-------------------------|--|---|---|
| Vorkommen | tropische und subtropische Meeresgebiete | tropische und subtropische Meeresgebiete | weitverbreitete subpolare Art *) |
| Lebensraum, Lebenstiefe | photischen Zone; 25-75 m; oligotropher Lebensraum | obere 30 m der Wassersäule | bevorzugt Hochproduktionszonen; oligotrophe Oberflächenwässer oberhalb 50 m, aber auch >150 m bis 1000 m |
| Wassertemperatur | 20-30 °C | warm | 10 - 20 °C |
| Symbiose | in Vergesellschaftung mit Dinoflagellaten | symbiontische Art | nichtsymbiontische Art |
| Lebenszyklus | Mondphase gesteuerter Lebenszyklus | semilunar Zyklus | Mondphase gesteuerter Lebenszyklus |
| Nahrung | Zooplankton | k. A. | heterotroph, (Zoo- und Phytoplankton); Juvenile bevorzugen Phytoplankton; verstärktes Auftreten mit sehr starken Phytoplanktonblüten und in Wassertiefen mit den höchsten Chlorophyll <i>a</i> -Gehalten. |
| Reproduktion | in größeren Wassertiefen (unter der photischen Zone), in Abhängigkeit vom Nahrungsangebot und von Licht; Ausbildung von gametogenetischen Calcit | Ausbildung von wenig gametogenetischen Calcit | |
| Lösungsanfälligkeit | lösungsanfälliger Calcit | sehr lösungsanfälliger Calcit | weniger lösungsanfälliger Calcit |
| Besonderheiten | Ausbildung eine sackähnlichen Kammer im letzten Lebensstadium | in 2 Varianten: rot und weiß; reagiert sehr empfindlich auf Umweltveränderungen | sehr starke vertikale Bewegung in der Wassersäule. |

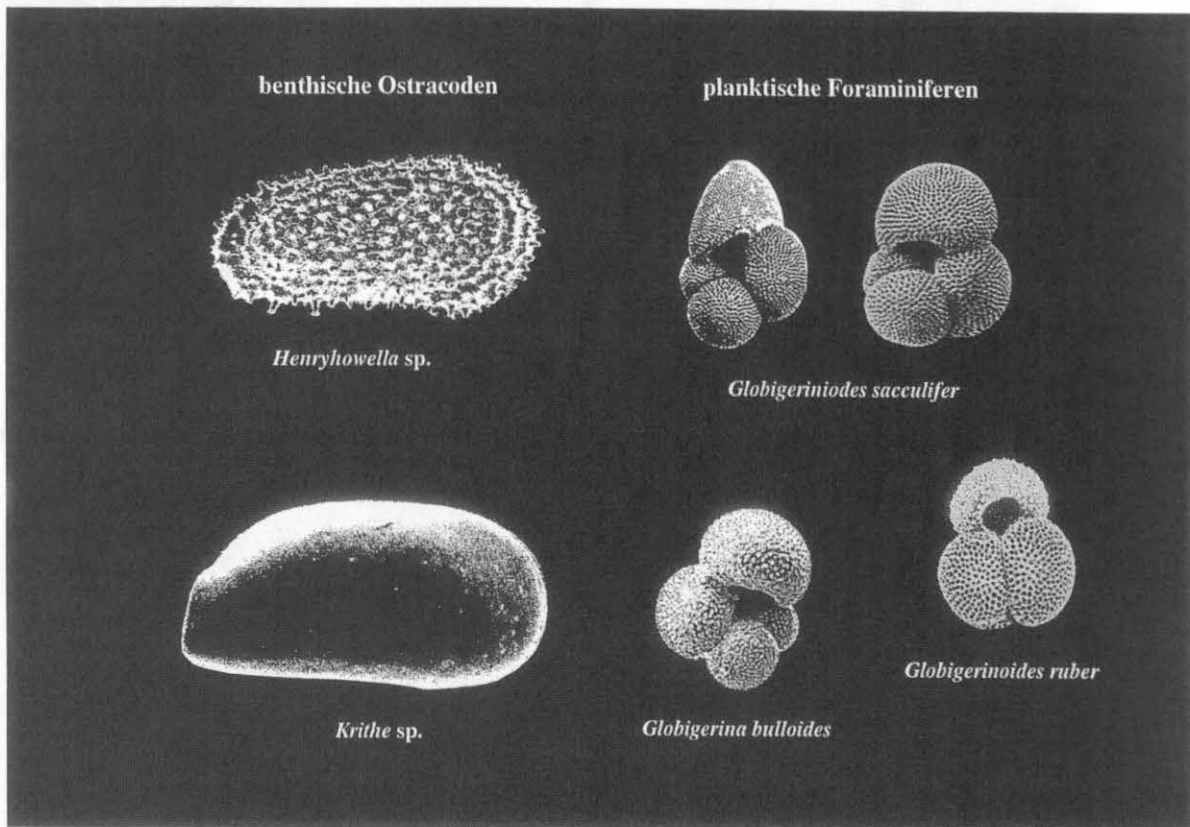
*) Vorkommen: in Auftriebsgebieten: Vorkommen in Nähe der Wasseroberfläche, aber auch unterhalb der Thermokline; in isolierten tropischen Auftriebsgebieten (Carico Basin, westliche Arabische See;; Kontinentalrand vor Nordwestafrika).

In Auftriebsgebieten wurde eine Anreicherung im stabilen Kohlenstoffisotop ¹³C beobachtet. In Gegenden von sehr starkem Auftrieb stellt *G. bulloides* eine Minderheit in der planktischen Foraminiferenvergesellschaftung dar (küstennahes Auftriebsgebiet zwischen Lüderitz und Kap Columbine).

Verteilung und Häufigkeit von *G. bulloides* steht in erster Linie direkt im Zusammenhang mit dem Nahrungsangebot. Der artenspezifische optimale Temperaturbereich ist sekundär.

Benthische Ostracoden:

| | <i>Krithe</i> sp. | <i>Henryhowella</i> sp. |
|-------------------------|--|-------------------------|
| Temperaturbereich | ca. 10 °C - 23 °C | k. A. |
| bevorzugte Wassermassen | AAIW; NADW | AAIW; NADW; MOW |
| Wassertiefe | > 450 m | 450 - 1500 m |
| Nahrung | benthischer Detritus-Fresser | k. A. |
| Besonderheit | Hämoglobinsystem wird beeinflusst durch: gelösten Sauerstoff, pH-Wert, Nahrungsangebot, Eisenangebot; Glazial/Interglazialart | Interglazialart |

Literatur:

Athersuch et al., 1989; Bé & Tolderlund, 1971; Bé, 1980; Bé et al., 1981; Berger, 1969, 1970; Bijma et al., 1990; 1994; Bijma & Hemleben, 1994; Bouvier-Soumagnac & Duplessy, 1995; Caron et al., 1981; Deuser, 1987; Dingle & Lord, 1990; Dingle & Giraudeau, 1993; Duplessy & Bé, 1981; Erez & Honjo, 1981; Erez et al., 1991; Fairbanks & Wiebe, 1980; Fairbanks et al., 1980; Fairbanks et al., 1982; Gill, 1968; Giraudeau, 1993; Hemleben & Spindler, 1983; Hemleben et al., 1987; Hemleben et al., 1989; Kahn, 1979; Kennett & Srinivasan, 1983; Kleijne et al. 1989; Kroon & Ganssen, 1989; Lea et al., 1995; Lee & Anderson, 1991; Lohmann, 1995; McKenzie, 1986; McKenzie et al., 1989; Miro, 1971; Niebler, 1995; Oberhänsli et al., 1992; Peterson et al., 1991; Prell & Curry, 1981; Reynolds & Thunnell, 1985; Sauter & Thunell, 1991; Shackleton & Vincent, 1978; Shannon et al., 1984; Spindler et al., 1984; Thiede, 1975; Thiede, 1983; Vergna-Grazzini, 1976; Wang et al., 1995; Whatley & Coles, 1987; Watkins & Mix, 1998; Watkins et al., 1998.

Anhang H: Berechnungen der Paläo-Temperatur und Paläo-Salinität aus $\delta^{18}\text{O}$ -Werten

Berechnung der Paläo-Temperatur aus $\delta^{18}\text{O}$ -Werten:

Die Berechnung der Paläo-Temperatur ($T_{\delta^{18}\text{O}}$) aus $\delta^{18}\text{O}$ -Werten erfolgt nach der Paläo-Temperatur-Gleichung (1) von Erez & Luz (1983), die für *G. sacculifer* erstellt wurde.

$$T_{\delta^{18}\text{O}} (\text{°C}) = 17,0 - 4,52 \cdot (\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Paläo-Wasser}}) + 0,03 \cdot (\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Paläo-Wasser}})^2 \quad (1)$$

Die Berechnung der Paläo-Temperatur ($T_{\delta^{18}\text{O}}$) aus $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von *G. ruber* erfolgt nach der Paläo-Temperatur-Gleichung (2) von O'Neil et al. (1969), Shackleton (1974) und Duplessy et al. (1991):

$$T_{\delta^{18}\text{O}} (\text{°C}) = 16,9 \cdot (\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Paläo-Wasser}}) + 0,1 \cdot (\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Paläo-Wasser}})^2 \quad (2)$$

$\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3}$ entspricht den im Massenspektrometer gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der planktischen Foraminiferen in [PDB].

Aufwendiger ist die Ermittlung des $\delta^{18}\text{O}_{\text{Paläo-Wasser}}$ -Wertes: Jeweils zu berücksichtigen sind hierfür der globale Eiseffekt (Δ) und die lokale Salinität (S). Es gilt:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Paläo-Wasser}} [\text{SMOW}] = \Delta [\text{SMOW}] + \delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser rezent}} [\text{SMOW}] \quad (3)$$

$$\text{mit } \delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser rezent}} = 0,30 \cdot S - 9,986 [\text{SMOW}] \quad (4)$$

nach Wang et al., 1995

Der globale Eiseffekt (Δ) [SMOW] in Abhängigkeit von der Zeit wurde von Vogelsang (1990) ermittelt.

Da die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Carbonates auf [PDB], die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Meerwassers hingegen auf [SMOW] normiert werden, müssen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Meerwassers nach Hut (1987) in [PDB] umgerechnet werden. Diese Umrechnung wird im Rahmen dieser Arbeit vereinfacht vorgenommen:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{Paläo-Wasser}} [\text{PDB}] = \delta^{18}\text{O}_{\text{Wasser}} [\text{SMOW}] - 0,27 \quad \text{nach Hut (1987)} \quad (5)$$

Die Werte für $\delta^{18}\text{O}_{\text{Paläo-Wasser}}$ in [PDB] können jetzt in die Paläo-Temperatur-Gleichung von Erez & Luz (1983) (1) bzw. O'Neil et al. (1969), Shackleton (1974) und Duplessy et al. (1991) (2) eingesetzt werden.

Berechnung der Paläo-Salinität aus $\delta^{18}\text{O}$ -Werten:

$$\text{Salinität} = 34,657 + 2,334 \cdot (\delta^{18}\text{O}_{\text{CaCO}_3} - \delta^{18}\text{O}_{\text{Paläo-Wasser}} - 75,3 + (5108 + 33 \cdot T_{\text{Mg}})^{1/2}) \quad (6)$$

modifiziert nach Wang et al. (1995)

Anhang I: Verwendete Abkürzungen :

| | |
|---|---|
| ICP-AES/ICP-OES | Plasma-Atomemissionsspektroskopie / (Inductively Coupled Plasma Optical Emission Spectrometry) |
| PD | Pulverdiffraktogramm |
| <i>G. bull.</i> | <i>G. bulloides</i> |
| <i>G. sacc.</i> | <i>G. sacculifer</i> |
| <i>G. ru.</i> | <i>G. ruber</i> |
| LGM | Letztes Glaziales Maximum (18 000 Jahre vor heute) |
| J. Dryas | Jüngere Dryas |
| v.h. | vor heute |
| H1 | Heinrich Event (15 000 ± 700 Jahre) (Elliot et al., 1998) |
| H2 | Heinrich Event (22 200 ± 1 100 Jahre) (Elliot et al., 1998) |
| H3 | Heinrich Event (27 200 ± 1 600 Jahre) (Elliot et al., 1998) |
| H4 | Heinrich Event (35 100 ± 1 400 Jahre) (Elliot et al., 1998) |
| H5 | Heinrich Event (44 200 ± 2 600 Jahre) (Elliot et al., 1998) |
| H6 | Heinrich Event |
| H7 | Heinrich Event |
| H8 | Heinrich Event |
| H9 | Heinrich Event |
| Alter (1000 Jahre v.h) | Alter: in 1000 Jahren vor heute (1950) |
| | |
| EI | allgemein: chemisches Element |
| Mg | Magnesium |
| Ca | Calcium |
| Sr | Strontium |
| ppm | (mg/kg); in wässrige Lösungen (mg/l) |
| ppb | (µg/kg); in wässrige Lösungen (µg/l) |
| RSD | relative Standardabweichung |
| | |
| SST | Meeresoberflächenwassertemperatur |
| T _{U₃₇^K; U₃₇^K} -Temperatur | Oberflächenwassertemperatur berechnet aus U ₃₇ ^K -Inde (Alkenonisomerenverhältnisse) |
| T _{Mg} : Magnesium-Temperatur | Oberflächenwassertemperatur berechnet aus Mg/Ca- Verhältnissen |
| TFT | Oberflächenwassertemperatur berechnet aus Transferfunktion |
| T (°C) _{<i>G. bulloides</i>} : | Oberflächenwassertemperatur berechnet aus den Mg/Ca- Verhältnissen von <i>G. bulloides</i> |
| T (°C) _{<i>G. sacculifer</i>} : | Oberflächenwassertemperatur berechnet aus den Mg/Ca- Verhältnissen von <i>G. sacculifer</i> |
| T (°C) _{<i>G. ruber w.</i>} : | Oberflächenwassertemperatur berechnet aus den Mg/Ca- Verhältnissen von <i>G. ruber w.</i> |
| Strontium-Temperatur | Bodenwassertemperatur berechnet aus den Sr/Ca-Verhältnissen von <i>Henryhowella</i> sp. |
| Magnesium-Temperatur | Bodenwassertemperatur berechnet aus den Mg/Ca- Verhältnissen von <i>Krithe</i> sp. |
| T (°C) Totkal | Temperatur (°C) nach der allgemeinen Kalibrierung nach Nürnberg et al. (1996) |

| | |
|------|------------------------------------|
| NADW | Nordatlantisches Tiefenwasser |
| MOW | Mittelmeerausstromwasser |
| NACW | Nordatlantisches Zentralwasser |
| AAIW | Antarktisches Zwischenwasser |
| CDW | Zirkumpolares Tiefenwasser |
| SASW | Subantarktisches Oberflächenwasser |

| | |
|--------------------|--|
| D_{Foram} | Distribution-coefficient ^{*)} für planktische Foraminiferen |
| D_{Sr} | Distribution-coefficient ^{*)} für Strontium |
| D_{Mg} | Distribution-coefficient ^{*)} für Magnesium |

^{*)} Es wurden die englischen Begriffe verwendet, da eine korrekte Übersetzung ohne Mißverständnisse nicht möglich ist.

$D_{\text{El}} = f(T, p)$ (Mucci & Morse, 1990) im Gegensatz zu dem Partition-coefficient (Henderson & Kracek, 1927).

$$D_{\text{El}} = \frac{(\text{El}/\text{Ca})_{\text{Calcit}}}{(\text{El}/\text{Ca})_{\text{Lösung}}}$$

Morse & Bender (1990)

Isotopen-Verhältnis:

$$\delta^{18}\text{O} [\text{‰}] = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Probe}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{STD}}} - 1 \right] \times 1000$$

$$\delta^{13}\text{C} [\text{‰}] = \left[\frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{Probe}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{STD}}} - 1 \right] \times 1000$$

| | |
|--------|---------------------------|
| [SMOW] | Standard Mean Ocean Water |
| [PDB] | Pee Dee Belemnite |

Anhang J: 1) Abbildungsverzeichnis / Figure captions

- Abb. 1-1 Mg/Ca-Temperatur-Korrelation im Calcit planktischer Foraminiferen.
Fig. 1-1 Mg/Ca temperature correlation of planktic foraminifers.
- Abb. 1-2 Skizze der Probenlokationen, die die Grundlage der allgemeingültigen Kalibrierung (Kurve 1 in Abb. 1-1; Nürnberg et al., 1996) sowie den Beweis der Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit darstellen.
Fig. 1-2 Sketch of the sample locations, which are used for the universal calibration (curve 1 in Fig. 1-1; Nürnberg et al., 1996) and the evidence for the magnesium temperature dependence.
- Abb. 1-3 Ein Vergleich der Mg/Ca-Temperatur-Beziehung von *Krithe* sp. aus unterschiedlichen Seegebieten: Tasmansee, Tasman Plateau und Magellan Straße (Cadot, 1972); dem Nordatlantik (Dwyer et al., 1995); aus der Korallensee (Corrège & DeDeckker, 1997).
Fig. 1-3 A comparison of the Mg/Ca temperature relation of *Krithe* sp. from different areas: Tasman Sea, Tasman Plateau and Magellan Street (Cadot, 1972); North Atlantic (Dwyer et al., 1995); Corall Sea (Corrège & DeDeckker, 1997).
- Abb. 2-1 Übersichtskarte der bearbeiteten Sedimentkerne mit der schematischen Darstellung der Oberflächenströmungen modifiziert nach Tomczak & Godfrey (1994): 1 = Südäquatorialstrom; 2 = Angolastrom; 3 = äquatorialer Gegenstrom; 4 = Karibikstrom; 5 = Floridastrom; 6 = Golfstrom; 7 = nordatlantische Drift; 8 = subtropischer Wirbel; 9 = Norwegenstrom; 10 = Portugalstrom; 11 = Kanarenstrom; 12 = Nordäquatorialstrom (Die Darstellung der Oberflächenströmungen erhebt keinen Anspruch auf Vollständigkeit).
Fig. 2-1 Map of the core locations including a sketch of the surface currents modified after Tomczak & Godfrey (1994): 1 = South Equatorial Current; 2 = Angola Current; 3 = Equatorial Counter Current; 4 = Caribbean Current; 5 = Florida Current; 6 = Gulf Stream; 7 = North Atlantic Current; 8 = subtropical Gyre; 9 = Norwegian Current; 10 = Portugal Current; 11 = Canary Current; 12 = North Equatorial Current (The sketch of the surface currents doesn't claim to be complete).
- Abb. 2-2 Vergleich der verschiedenen Reinigungsschritte für Mg/Ca-Verhältnisse an *G. bulloides* und *O. universa*.
Fig. 2-2 Comparison of different cleaning steps prior to Mg/Ca ratio of *G. bulloides* and *O. universa*.
- Abb. 2-3 Vergleich der verschiedenen Reinigungsschritte für Sr/Ca-Verhältnisse an *G. bulloides* und *O. universa*.
Fig. 2-3 Comparison of different cleaning steps prior to Sr/Ca ratio of *G. bulloides* and *O. universa*.
- Abb. 2-4 Vergleich der Mikrosonden-Daten mit den ICP-OES-Daten unter Verwendung zweier Foraminiferenarten.
Fig. 2-4 Comparison of analysed ratios from electron microprobe and ICP-OES by using two different species of planktic foraminifers.
- Abb. 2-5 a) Die Mg/Ca-Variationsbreite der gleichen Probe bei gleicher Reinigung ist für *G. bulloides* abgebildet. b) Die Temperaturberechnung erfolgte unter der Verwendung der Kalibrierung von Lea et al., 1997 und Mashiotta et al., 1999. Die Abweichungen vom Mittelwert \bar{x} wird durch $\pm \sigma$ angezeigt.
Fig. 2-5 a) Mg/Ca variation of the same sample by using the same cleaning method for *G. bulloides*. b) The calculated temperature by using the specific calibration from Lea et al., 1997 and Mashiotta et al., 1999. The deviation from the average \bar{x} is represented by $\pm \sigma$.
- Abb. 2-6 a) Die Mg/Ca-Variationsbreite der gleichen Probe bei gleicher Reinigung ist für *G. sacculifer* abgebildet. b) Die Temperaturberechnung erfolgte unter der Verwendung der artspezifischen Kalibrierung (Nürnberg et al., 2000). Die Abweichungen vom Mittelwert \bar{x} wird durch $\pm \sigma$ angezeigt.
Fig. 2-6 a) Mg/Ca variation of the same sample by using the same cleaning method for *G. sacculifer*. b) The calculated temperature by using the specific calibration from Nürnberg et al., 2000. The deviation from the average \bar{x} is represented by $\pm \sigma$.

- Abb. 2-7 a) Die Mg/Ca-Variationsbreite der gleichen Probe bei gleicher Reinigung ist für *G. ruber* w. und *G. ruber* r. abgebildet. b) Die Temperaturberechnung erfolgte nach der Kalibrierung von Nürnberg et al. (1996). Die Abweichungen vom Mittelwert \bar{x} wird durch $\pm \sigma$ angezeigt.
- Fig. 2-7 a) Mg/Ca variation of the same sample by using the same cleaning method for *G. ruber* w. and *G. ruber* r. b) The calculated temperature by using the specific calibration from Nürnberg et al. (1996). The deviation from the average \bar{x} is represented by $\pm \sigma$.
- Abb. 2-8 Die Sr/Ca-Variationsbreite der gleichen Probe bei gleicher Reinigung von *G. bulloides*, *G. sacculifer*, *G. ruber* w. und *G. ruber* r. Die Abweichungen vom Mittelwert \bar{x} wird durch $\pm \sigma$ angezeigt.
- Fig. 2-8 The Sr/Ca variation of the same sample by using the same cleaning method for *G. bulloides*, *G. sacculifer*, *G. ruber* w. and *G. ruber* r. The deviation from the average \bar{x} is represented by $\pm \sigma$.
- Abb. 2-9 Die Mg/Ca- (a) und Sr/Ca-Variationsbreite (b) sowie die aus den Sr/Ca-Werten berechneten Temperatur-Variationen der gleichen Probe bei gleicher Reinigung von *Henryhowella* sp. Die Abweichungen vom Mittelwert \bar{x} wird durch $\pm \sigma$ angezeigt.
- Fig. 2-9 The Mg/Ca a) and Sr/Ca variation (b) and the reconstructed temperature variation of the same sample by using the same cleaning method for *Henryhowella* sp. The deviation from the average \bar{x} is represented by $\pm \sigma$.
- Abb. 2-10 Die Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides* in Abhängigkeit von der Größe der Gehäuse. Der graugestrichelte Bereich zeigt die Variationsbreite ($\pm \sigma$) an. Die dunkelgrauen Balken stellen die Fraktion > 250 μm dar, die in den Sedimentproben verwendet werden.
- Fig. 2-10 The Mg/Ca and Sr/Ca ratios of *G. bulloides* in dependence on the shellsize. The dotted area shows the deviation ($\pm \sigma$). The darkgrey area is the fraction size > 250 μm , which was used for analysis.
- Abb. 3-1 Schematische Darstellung der Deckschicht und der oberen Meeresströmungen des äquatorialen Atlantiks (modifiziert nach Meinecke, 1992). EUC = äquatorialer Unterstrom; NEUC = nordäquatorialer Unterstrom; SEUC = südäquatorialer Unterstrom; BC = Brasilienstrom; SEC = Südäquatorialstrom; SECC = südäquatorialer Gegenstrom; NBC = Nordbrasilianischer Küstenstrom; NECC = Nordäquatorialer Gegenstrom.
- Fig. 3-1 Sketch of the Equatorial System of the Atlantic (modified from Meinecke, 1992). EUC = Equatorial Undercurrent; NEUC = Northequatorial Undercurrent; SEUC = Southequatorial Undercurrent; BC = Brazil Current; SEC = Southequatorial Current; SECC = Southequatorial Countercurrent; NBC = Northbrasil Coastcurrent; NECC = Northequatorial Countercurrent.
- Abb. 3-2 Schematische Darstellung der Oberflächenströme zur Zeit des Herbstes an den Kernpositionen der Kerne GeoB 1105 und GeoB 1112 nach Stramma & Schott (1999): EUC = äquatorialer Unterstrom; AC = Angolastrom; SEC = Südäquatorialstrom mit seinen Ästen: sSEC = südlicher Südäquatorialstrom; cSEC = zentraler Südäquatorialstrom; nSEC = nördlicher Südäquatorialstrom; SECC = südäquatorialer Gegenstrom; GC = Guineastrom. Die äquatoriale Divergenz wurde schraffiert eingezeichnet.
- Fig. 3-2 Sketch of the Equatorial Surface Currents of the Atlantic during fall at the core location GeoB 1105 and GeoB 1112 by Stramma & Schott (1999): EUC = Equatorial Undercurrent; AC = Angola Current; SEC = Southequatorial Current; sSEC = southern Southequatorial Current; cSEC = central Southequatorial Current; nSEC = northern Southequatorial Current; SECC = Southequatorial Countercurrent; GC = Guinea Current. The Equatorial Divergence is hatched.
- Abb. 3-3 Kernprofil von GeoB 1112: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ - (b) Werte von *G. ruber* (Meinecke, 1992) mit den Mg/Ca- (c) und Sr/Ca- (d) Werten von *G. ruber* w. Die dünne Kurve mit den Meßpunkten stellt die Originaldaten dar. Die breitere Linie zeigt die aus den Rohdaten resultierende geglättete Kurve. Die Isotopenstadien 1, 3, 5, 7 sind grau unterlegt. Die Stadiengrenzen wurden nach Martinson et al. (1987) eingetragen.
- Fig. 3-3 Downcore profile of GeoB 1112: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ (a) and $\delta^{13}\text{C}$ (b) values of *G. ruber* (Meinecke, 1992) with Mg/Ca (c) and Sr/Ca (d) ratio of *G. ruber* w. The thin curve including the measuring data shows the original data. The thick line shows the smoothed record. The isotopic stages 1, 3, 5, 7 are colored grey. The isotopic stages are modified by Martinson et al. (1987).

- Abb. 3-4 Kernprofil von GeoB 1112: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) von *G. ruber* (Meinecke, 1992) mit den Mg/Ca- (c) und Sr/Ca-Werten (d) von *G. bulloides*. Die dünne Kurve mit den Meßpunkten gibt die Originaldaten wieder. Zur Interpretation werden die geglätteten dicken Kurven herangezogen. Die Isotopenstadien 1, 3, 5, 7 sind grau unterlegt. Die Stadiengrenzen wurden nach Martinson et al. (1987) eingetragen.
- Fig. 3-4 Downcore profile of GeoB 1112: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ (a) and $\delta^{13}\text{C}$ (b) values of *G. ruber* (Meinecke, 1992) with Mg/Ca (c) and Sr/Ca (d) data of *G. bulloides*. The thin curve including the measuring data shows the original data. For interpretation the smoothed thick curves are used. The isotopic stages 1, 3, 5, 7 are colored grey. The isotopic stages are modified by Martinson et al. (1987).
- Abb. 3-5 Kernprofil von GeoB 1112: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ - Werte (b) von *G. ruber* (Meinecke, 1992) mit den Mg/Ca-(c) und Sr/Ca-Werten (d) von *G. sacculifer*. Die Isotopenstadien 1, 3, 5, 7 sind grau unterlegt. Die Stadiengrenzen wurden nach Martinson et al. (1987) eingetragen.
- Fig. 3-5 Downcore profile of GeoB 1112: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ (a) and $\delta^{13}\text{C}$ (b) values of *G. ruber* (Meinecke, 1992) with Mg/Ca (c) and Sr/Ca (d) data of *G. sacculifer*. The isotopic stages 1, 3, 5, 7 are colored grey. The isotopic stages are modified by Martinson et al. (1987).
- Abb. 3-6 Kernprofil des GeoB 1105: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ - Werte (b) von *G. ruber* (Meinecke, 1992) mit den Mg/Ca- (c) und Sr/Ca-Werten (d) von *G. bulloides*. Die feine Kurve mit den Meßpunkten gibt die Originaldaten wieder. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven herangezogen. Die Isotopenstadien 1, 3, 5, 7 sind grau unterlegt. Die Stadiengrenzen wurden nach Martinson et al. (1987) eingetragen.
- Fig. 3-6 Downcore profile of GeoB 1105: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ (a) and $\delta^{13}\text{C}$ (b) values of *G. ruber* (Meinecke, 1992) with Mg/Ca (c) and Sr/Ca (d) data of *G. bulloides*. The thin curve including the measuring data shows the original data. For interpretation the smoothed thick curves are used. The isotopic stages 1, 3, 5, 7 are colored grey. The isotopic stages are modified by Martinson et al. (1987).
- Abb. 3-7 Kernprofil von GeoB 1105: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ - (b) Werte von *G. ruber* (Meinecke, 1992) mit den Mg/Ca-(c) und Sr/Ca-Werten (d) von *G. sacculifer*. Die Stadiengrenzen wurden nach Martinson et al. (1987) eingetragen.
- Fig. 3-7 Downcore profile of GeoB 1105: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ (a) and $\delta^{13}\text{C}$ (b) values of *G. ruber* (Meinecke, 1992) with Mg/Ca (c) and Sr/Ca (d) data of *G. sacculifer*. The isotopic stages are modified by Martinson et al. (1987).
- Abb. 3-8 Kernprofil des GeoB 1112: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (a) von *G. ruber* mit den geglätteten Mg/Ca-Kurven (b) von *G. bulloides* (1), *G. sacculifer* (2) und *G. ruber w.* (3) (c) artspezifische Temperaturen T^1 für *G. bulloides* (4) (Lea et al., 1997; Mashiotta et al., 1999) und *G. sacculifer* (6) (Nürnberg et al., 2000); (d) Temperaturen T^2 nach der allgemeinen Kalibrierung berechnet (Nürnberg et al., 1996) *G. ruber w.* (5); *G. bulloides* (7) und *G. sacculifer* (8).
- Fig. 3-8 Downcore profile of GeoB 1112: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ (a) and $\delta^{13}\text{C}$ (b) data of *G. ruber* with the smoothed Mg/Ca curves (b) of *G. bulloides* (1), *G. sacculifer* (2) and *G. ruber w.* (3) (c) specific calculated temperatures T^1 of *G. bulloides* (4) (Lea et al., 1997; Mashiotta et al., 1999) and *G. sacculifer* (6) (Nürnberg et al., 2000); (d) temperatures T^2 calculated with the general calibration (Nürnberg et al., 1996) *G. ruber w.* (5); *G. bulloides* (7) and *G. sacculifer* (8).
- Abb. 3-9 Kernprofil des GeoB 1112: (a) Vergleich der geglätteten Magnesium-Temperatur-Kurven von *G. ruber w.* und *G. sacculifer* mit der TFT_{warm} (Meinecke, 1992) und der $\text{U}_{\text{7}}^{\text{K}}$ -Temperatur-Kurve des GeoB 1105 (Schneider et al., 1996). (b) Vergleich der TFT_{kalt} mit der Temperatur-Kurve von *G. bulloides* und die daraus erhaltene Temperaturdifferenz ($\text{TFT}_{\text{kalt}} - T_{G. \text{bulloides}}$) (c).
- Fig. 3-9 Downcore profile of GeoB 1112: Comparison of smoothed Mg/Ca curves from *G. ruber w.* with the smoothed Mg/Ca curves (b) of *G. bulloides* (1), *G. sacculifer* (2) and *G. ruber w.* (3) (c) specific calculated temperatures T^1 of *G. bulloides* (4) (Lea et al., 1997; Mashiotta et al., 1999) and *G. sacculifer* (6) (Nürnberg et al., 2000); (d) temperatures T^2 calculated with the general calibration (Nürnberg et al., 1996) *G. ruber w.* (5); *G. bulloides* (7) and *G. sacculifer* (8).
- Abb. 3-10 a) Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Profile von GeoB 1112 von *G. ruber* und *G. sacculifer*; b) Vergleich der Mg/Ca-Verhältnisse des GeoB 1112 von *G. ruber w.* und *G. sacculifer*; c) Vergleich der

- artspezifisch berechneten Paläo-Salinitäten unter Verwendung der Magnesium-Temperaturen; d) Vergleich der Magnesium-Temperatur (T_{Mg}) mit den Isotopen-Temperaturen ($T_{\delta^{18}O}$); Kurve (1) $T_{\delta^{18}O}$ von *G. sacculifer*; Kurve (2) T_{Mg} von *G. sacculifer*; Kurve (3) $T_{\delta^{18}O}$ von *G. ruber w.*; Kurve (4) T_{Mg} von *G. ruber w.*
- Fig. 3-10 a) Comparison of the $\delta^{18}O$ profiles from *G. ruber w.* and *G. sacculifer*; (b) Comparison of the Mg/Ca ratios of *G. ruber w.* and *G. sacculifer* of the core GeoB 1112; (c) Comparison of the species specific calculated paleo-salinity by using Magnesium temperatures; (d) Comparison of Magnesium temperatures (T_{Mg}) with isotopic temperatures ($T_{\delta^{18}O}$); curve (1) $T_{\delta^{18}O}$ of *G. sacculifer*; curve (2) T_{Mg} of *G. sacculifer*; curve (3) $T_{\delta^{18}O}$ of *G. ruber w.*; curve (4) T_{Mg} of *G. ruber w.*
- Abb. 3-11 Kernprofil von GeoB 1105: Vergleich der $\delta^{18}O$ -Werte (a) von *G. ruber* (Meinecke, 1992) mit den geglätteten Mg/Ca-Kurven (b) von *G. bulloides* und *G. sacculifer*, sowie die aus den Mg/Ca-Daten errechneten artspezifischen Temperaturen $T^{1)}$ ($^{\circ}C$) (c) im Vergleich zu den Temperaturen $T^{2)}$ ($^{\circ}C$) nach Nürnberg et al. (1996) (d).
- Fig. 3-11 Downcore profile of GeoB 1105: Comparison of $\delta^{18}O$ values (a) of *G. ruber* (Meinecke, 1992) and the smoothed Mg/Ca curves (b) of *G. bulloides* and *G. sacculifer*, the species specific temperatures $T^{1)}$ ($^{\circ}C$) calculated from the Mg/Ca ratio; (c) and a comparison of the temperatures $T^{2)}$ ($^{\circ}C$) calculated by Nürnberg et al. (1996) (d).
- Abb. 3-12 Kernprofil von GeoB 1105: Vergleich der geglätteten artspezifischen Temperatur-Berechnungen von *G. sacculifer* mit TFT_{warm} und der U_{37}^K -Temperatur-Kurve (a). Vergleich der TFT_{kalt} mit der geglätteten Temperatur-Kurve von *G. bulloides* (b) und die daraus erhaltene Temperaturdifferenz ($TFT_{kalt} - T_{G. bulloides}$) (c).
- Fig. 3-12 Downcore profile of GeoB 1105: Comparison of the smoothed species specific temperature calculation of *G. sacculifer* with TFT_{warm} and U_{37}^K temperature curve (a). Comparison of TFT_{cold} with the smoothed temperature curve from *G. bulloides* (b) and the temperature difference between ($TFT_{cold} - T_{G. bulloides}$) (c).
- Abb. 3-13 Rezente Temperatur-Profile durch die Wassersäule in unmittelbarer Nähe zu den Kernlokalationen GeoB 1112 und GeoB 1105 nach Levitus & Boyer (1994) (Positionsangaben siehe Anhang B) während des stärksten saisonalen Auftriebs von Mai - August (a) - (d) sowie die Jahresmittelwerte e). Die Temperaturdifferenz ($T_{GeoB 1112} > T_{GeoB 1105}$) an beiden Kernpositionen (grau unterlegt) wird durch den EUC hervorgerufen.
- Fig. 3-13 Holocene temperature profiles of the water column nearby the core locations GeoB 1112 and GeoB 1105 from the World Ocean Atlas (Levitus & Boyer, 1994) (geographic locations - Anhang B) during upwelling season (May - August (a) - (d) and annual average). e) The difference of temperature ($T_{GeoB 1112} > T_{GeoB 1105}$) of both core locations (grey) is caused by the EUC.
- Abb. 3-14 Vergleich der Sedimentkerne GeoB 1112 und GeoB 1105. a) Magnesium-Temperaturen von *G. sacculifer*. b) Magnesium-Temperaturen von *G. bulloides*. Zeitscheiben: 180 000 und 120 000 Jahre v.h.
- Fig. 3-14 Comparison of the cores GeoB 1112 and GeoB 1105. a) Magnesium-temperatures of *G. sacculifer*. b) Magnesium-temperatures of *G. bulloides*. Timeslices: 180 000 and 120 000 years PB.
- Abb. 3-15 Skizze der ozeanographischen Situationen der oberen 300 m der Wassersäule, die anhand der Magnesium-Temperaturen planktischer Foraminiferen abgeleitet werden. a) zeigt die Situation vor ca. 180 000 Jahren v.h., die durch eine sehr große Differenz der Magnesium-Temperaturen von *G. bulloides* charakterisiert wird. Der äquatoriale Unterstrom (EUC) war tiefer, stärker und hatte eine größere vertikale Ausdehnung im Vergleich zu heute. b) zeigt die Situation vor ca. 120 000 Jahren v.h., die durch fast identische Magnesium-Temperaturen beider Arten gekennzeichnet ist. Der äquatoriale Unterstrom (EUC) war flacher, schwächer und wärmer im Vergleich zu heute. c) zeigt die rezente Situation zur Zeit des beginnenden Auftriebs (Mai) Levitus & Boyer (1994); die Tiefe des EUC nach Dietrich et al. (1975).
- Fig. 3-15 Oceanographic situations of the upper 300 m of the water column, which has been reconstructed with the magnesium-temperatures. a) The reconstructed situation before 180 000 years BP. This timeslice is characterized by the very large magnesium-temperature difference of *G. bulloides*.

The EUC was deeper, stronger and the vertical extent of the EUC was larger than today. b) The situation before 120 000 years BP: This situation shows nearly identical magnesium-temperatures of both species (*G. bulloides* and *G. sacculifer*). The EUC was shallower, weaker and warmer than today. c) The situation today during upwelling season (May) Levitus & Boyer (1994); the EUC modified by Dietrich et al. (1975).

- Abb. 4-1 Schematische Darstellung der Oberflächenströmung mit der Kernposition des analysierten Kernes M23414 (weißer Kreis) und den Positionen der Kerne SU90-08, SU90-39, K 708, NA87-25 und M23415 (weiße Rechtecke), die für die Diskussion herangezogen werden.
- Fig. 4-1 Sketch of the surface currents of the analysed core M23414 (white circle) and the positions of the downcores SU90-08, SU90-39, K 708, NA87-25 and M23415 (white rectangle), which are used for the discussion.
- Abb. 4-2 Kernprofil von M23414: $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) (Jung, 1996) im Vergleich zu den Mg/Ca- (c) und Sr/Ca-Werten (d) von *G. bulloides*. Die feine Kurve mit den Meßpunkten gibt die Originaldaten wieder. H1-H9 zeigen die Heinrich-Lagen 1-9 an. Die Isotopenstadien 1, 3, 5, 7 sind grau gekennzeichnet. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven (fett) herangezogen. Die Stadiengrenzen wurden nach Martinson et al. (1987) eingetragen.
- Fig. 4-2 Downcore profile of M23414: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ (a) and $\delta^{13}\text{C}$ (b) values (Jung, 1996) with the smoothed Mg/Ca (c) and Sr/Ca curves of *G. bulloides*. The thin curve including the measuring data shows the original data. H1-H9 are the Heinrich layers 1-9. For interpretation the smoothed thick curves are used. The isotopic stages 1, 3, 5, 7 are colored grey. The isotopic stages are modified by Martinson et al. (1987).
- Abb. 4-3 Kernprofil des M23414: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (a) (Jung, 1996) mit der geglätteten Mg/Ca-Kurve (b) von *G. bulloides*, (c) Temperatur-Vergleich der errechneten Temperaturen nach der artspezifischen Kalibrierung $T^{(1)}$ ($^{\circ}\text{C}$) nach Lea et al. (1997); Mashiotta et al. (1999) und der Kalibrierung $T^{(2)}$ ($^{\circ}\text{C}$) von Nürnberg et al. (1996). H1-H9 zeigen die Heinrich-Lagen 1-9 an.
- Fig. 4-3 Downcore profile of M23414: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ (a) values (Jung, 1996) with the smoothed Mg/Ca curve (b) of *G. bulloides*, (c) temperature comparison of the calculated temperatures from species specific calibration $T^{(1)}$ ($^{\circ}\text{C}$) from Lea et al. (1997); Mashiotta et al. (1999) and the general calibration $T^{(2)}$ ($^{\circ}\text{C}$) from Nürnberg et al. (1996). H1-H9 are the Heinrich layers 1-9.
- Abb. 4-4 Sommer-Temperaturen nach Levitus & Boyer (1994) an der Kernposition M23414 im Vergleich zu der berechneten artspezifischen Magnesium-Temperatur der Oberflächenprobe (Fehlerbalken geben Temperaturfehler an).
- Fig. 4-4 A comparison of the summer temperatures from Levitus & Boyer (1994) at the core location M23414 with magnesium-temperature reconstructed from the coretop sample (the error is describing the temperature error).
- Abb. 4-5 Vergleich der Kerne: a) M23414: $\delta^{18}\text{O}$ *G. bulloides*; b) M23414: TMg; K708: TFT; M23415: $\text{TU}_{37}^{\text{K}}$; c) SU 90-08: U_{37}^{K} ; d) SU 90-08: TFT gegen Teufe aufgetragen; e) SU 90-39: TFT gegen Teufe aufgetragen.
- Fig. 4-5 Comparison of cores: a) M23414: $\delta^{18}\text{O}$ *G. bulloides*; b) M23414: TMg; K708: TFT; M23415: $\text{TU}_{37}^{\text{K}}$; c) SU 90-08: U_{37}^{K} ; d) SU 90-08: TFT e) SU 90-39: TFT
- Abb. 4-6 a) $\delta^{18}\text{O}$ -Profil von *G. bulloides* des Kernes M23414 (Jung, 1996); b) $\delta^{18}\text{O}$ -Profil des Eiseffektes nach Vogelsang (1990); c) Mg/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides* M23414. d) Vergleich der berechneten Paläo-Salinitäten von *G. bulloides* unter Verwendung der Magnesium-Temperaturen 1) für $S = 36,5$; 2) für $S = 37,0$. Der Pfeil deutet die rezente Salinität für ein Wassertiefe von 10 m an. e) Vergleich der Temperaturen: 3) $\text{T}\delta^{18}\text{O}$ für $S = 36,5$; 4) $\text{T}\delta^{18}\text{O}$ für $S = 37,0$; 5) TMg von *G. bulloides*. H1-H9 zeigen die Heinrich-Lagen 1-9 an. Die Isotopenstadien 1, 3, 5, 7 sind grau unterlegt.
- Fig. 4-6 a) $\delta^{18}\text{O}$ profile of *G. bulloides* from M23414 (Jung, 1996); b) $\delta^{18}\text{O}$ profile of the ice effect by Vogelsang (1990); c) Mg/Ca ratios of *G. bulloides* M23414. d) Comparison of the calculated past salinities of *G. bulloides* by using magnesium-temperatures 1) for $S = 36,5$; 2) for $S = 37,0$. The arrow is showing the salinity today at a water depth of 10 m. e) Comparison of different temperatures: 3) $\text{T}\delta^{18}\text{O}$ for $S = 36,5$; 4) $\text{T}\delta^{18}\text{O}$ for $S = 37,0$; 5) TMg of *G. bulloides*. H1-H9 are the Heinrich layers 1-9. The isotopic stages 1, 3, 5, 7 are colored grey.

- Abb. 5-1 Lage der bearbeiteten Kerne M35003, M35027 und M35053 (weiße Kreise) und die für die Diskussion herangezogenen Kerne CP 6008 und TT 9108 (weiße Rechtecke) mit den Hauptströmungsrichtungen des Oberflächenwassers nach Wüst (1964).
- Fig. 5-1 Location of the downcores M35003, M35027 and M35053 (white circle) and the cores CP 6008 and TT 9108 (white rectangle), which are used for the discussion, with the main sea surface currents modified by Wüst (1964).
- Abb. 5-2 Schematisches Strömungsprofil der Karibik in Nord-Süd-Ausrichtung modifiziert nach Gordon (1967): a) ungestört, b) lokales Auftriebsgeschehen durch Windstreß hervorgerufen.
- Fig. 5-2 Schematic current profile of the Caribbean in north south direction modified by Gordon (1967): a) undisturbed, b) local upwelling, which is caused by wind stress.
- Abb. 5-3 Kernprofil des M35003: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) der Benthosforaminifere *C. wuellerstorfi* (Stüber, 1999; Hüls, 2000) mit den Mg/Ca- (c) und Sr/Ca-Werten (d) von *G. sacculifer*. (e) Die Magnesium-Temperaturen von *G. sacculifer* wurden nach Nürnberg et al. (2000) berechnet. Die dünne Kurve mit den Meßpunkten stellt die Originaldaten dar. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven herangezogen. Die grauunterlegten Bereiche stellen die Isotopenstadien 1 und 3 dar, die nach Martinson et al. (1987) eingestuft wurden.
- Fig. 5-3 Downcore profile of M35003: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ (a) and $\delta^{13}\text{C}$ (b) values from the benthic foraminifera *C. wuellerstorfi* (Stüber, 1999; Hüls, 2000) with Mg/Ca (c) and Sr/Ca ratio (d) of *G. sacculifer*. (e) The magnesium-temperatures of *G. sacculifer* calculated by Nürnberg et al. (2000). The thin curve including the measuring data shows the original data. For interpretation the smoothed thick curves are used. The isotopic stages 1 and 3 are colored grey. The isotopic stages are modified by Martinson et al. (1987).
- Abb. 5-4 Kernprofil des M35027: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) der Benthosforaminifere *C. wuellerstorfi* (Lembke, 1997) mit den Mg/Ca- (c) und Sr/Ca-Werten (d) von *G. sacculifer*. Die dünne Kurve mit den Meßpunkten stellt die Originaldaten dar. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven herangezogen. (e) stellt die aus den Mg/Ca-Verhältnissen berechneten Temperaturen nach Nürnberg et al. (2000) dar, die oberhalb von 29,5 °C als nicht gesichert angesehen werden müssen. Die Isotopenstadiengrenzen wurden nach Martinson et al. (1987) eingestuft.
- Fig. 5-4 Downcore profile of M35027: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ (a) and $\delta^{13}\text{C}$ (b) data from the benthic foraminifera *C. wuellerstorfi* (Lembke, 1997) with Mg/Ca (c) and Sr/Ca (d) data of *G. sacculifer*. (e) The magnesium-temperatures of *G. sacculifer* calculated from Nürnberg et al. (2000). The thin curve including the measuring data shows the original data. For interpretation the smoothed thick curves are used. (e) The temperatures, which are calculated from Mg/Ca ratios from Nürnberg et al. (2000). The reconstructed temperature is only secured until 29,5 °C. The isotopic stages are modified by Martinson et al. (1987).
- Abb. 5-5 Kernprofil des M35053: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) von *C. wuellerstorfi* (Lembke, 1997) mit den Mg/Ca- (c) und Sr/Ca-Werten (d) von *G. sacculifer*. Die dünnen Kurven (c, d) mit den Meßpunkten stellen die Originaldaten dar. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven herangezogen. Die berechneten Temperaturen (e) nach Nürnberg et al. (2000.) oberhalb von 29,5 °C gelten als nicht gesichert. Die Isotopenstadiengrenzen wurden nach Martinson et al. (1987) eingetragen.
- Fig. 5-5 Downcore profile of M35053: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ (a) and $\delta^{13}\text{C}$ (b) values of *C. wuellerstorfi* (Lembke, 1997) with Mg/Ca (c) and Sr/Ca (d) data of *G. sacculifer*. The thin curves (c, d) including measured data show the original data. For interpretation the smoothed thick curves are used. The calculated temperatures (e) by Nürnberg et al. (2000.) are only secured below 29,5 °C. The isotopic stages are modified by Martinson et al. (1987).
- Abb. 5-6 Kernprofil des M35003: a) Vergleich der Sauerstoffisotopenverhältnisse benthischer Foraminiferen (*C. wuellerstorfi*) (Hüls, 2000; Stüber, 1999); b) Darstellung der Mg/Ca-Verhältnisse von *G. sacculifer*; c) Vergleich der Temperaturen verschiedener Methoden (TMg, TMatwarm 0 - 50 m und TFTwarm 0 - 50 m (Hüls, 2000) als geglättete Kurven). Die Isotopenstadien 3 und 1 sind grau unterlegt.
- Fig. 5-6 Downcore profile of M35003: a) Comparison of the oxygen isotope values from benthic foraminifera (*C. wuellerstorfi*) (Hüls, 2000; Stüber, 1999); b) Sketch of Mg/Ca ratio from

G. sacculifer; c) Comparison of different temperature reconstructions (T_{Mg} , $T_{MAT_{warm}}$ 0 - 50 m and $T_{FT_{warm}}$ 0 - 50 m (Hüls, 2000) as smoothed records). The isotopic stages 3 and 1 are colored grey.

- Abb. 5-7 Kernprofil des M35027: a) Vergleich der Sauerstoffisotopenverhältnisse planktischer (*G. sacculifer*) und benthischer Foraminiferen (*C. wuellerstorfi*) (Hüls, 2000; Stüber, 1999); b) stellt die Mg/Ca-Verhältnisse von *G. sacculifer* dar; c) Vergleich der Temperaturen verschiedener Methoden (T_{Mg} , $T_{FT_{warm}}$ und $T_{MAT_{warm}}$ (Hüls, 2000)).
- Fig. 5-7 Downcore profile of M35027: a) Comparison of the oxygen isotope ratio from planktic (*G. sacculifer*) and benthic foraminifera (*C. wuellerstorfi*) (Hüls, 2000; Stüber, 1999); b) Mg/Ca ratio of *G. sacculifer*; c) Comparison of different temperature reconstructions (T_{Mg} , $T_{FT_{warm}}$ and $T_{MAT_{warm}}$ (Hüls, 2000)).
- Abb. 5-8 Vergleich der rezenten Temperaturen von Januar (a) und August bis November (b - e) an den Kernpositionen M35003, CP6001 und M35053 nach Levitus & Boyer (1994). Der schwarze Doppelpfeil stellt die beobachtete Magnesium-Temperatur-Differenz (1 - 2 °C) der Kerne M35003 und M35053 dar ($T_{M35053} > T_{M35003, CP6001}$). Der gepunktete Kasten deutet den Lebensbereich von *G. sacculifer* an. Diese Art zeigt ein verstärktes Auftreten im Spätsommer und Herbst (Häufigkeitsmaximum).
- Fig. 5-8 Comparison of temperatures: January (a) and August till November (b - e) at the core location M35003, CP6001 and M35053 from the World Ocean Atlas of Levitus & Boyer (1994). The black arrow shows the magnesium-temperature difference (1 - 2 °C) of core M35003 and M35053 ($T_{M35053} > T_{M35003, CP6001}$). The dotted area shows the living depth of *G. sacculifer*. This species appears mainly during late summer and fall (maximum of distribution).
- Abb. 5-9 Vergleich der Sedimentkerne M35003, M35027, M35053, TT9108 und CP6001: a) Mg/Ca-Verhältnisse; b) berechnete Magnesium-Temperaturen. Die Kurven der M35-Kerne wurden geglättet (Ausnahme CP6001 und TT9108; Hastings et al., 1998). Die gestrichelten Pfeile deuten die unterschiedlichen Magnesium-Temperaturen an, die ev. auf Veränderungen der Oberflächenströmung im Vergleich zur Situation ab 30 000 Jahre v.h. bis heute hinweisen. Die Magnesium-Temperaturen der Kerne CP6001 und TT9108 wurden nach der Gleichung (1-1) neu berechnet.
- Fig. 5-9 Comparison of the cores M35003, M35027, M35053, TT9108 and CP6001: a) Mg/Ca ratios; b) calculated Magnesium temperatures. The curves of the cores from the M35-expedition are smoothed (CP6001 and TT9108 are not smoothed; Hastings et al., 1998). The broken arrows show the different magnesium-temperatures, which are describing differences of the surface current and the comparison to the situation from 30 000 years BP till today. The magnesium-temperatures of CP6001 and TT9108 have been calculated by using equation (1-1).
- Abb. 5-10 Vergleich der Sedimentkerne M35027 und M35053 a) Vergleich der $\delta^{18}O$ -Kurven von *C wuellerstorfi* (Lembke, 1997). b) Vergleich der $\delta^{18}O$ -Kurven der planktischen Foraminifere *G. sacculifer*, c) Vergleich der berechneten Paläo-Salinitäten basierend auf Magnesium-Temperaturen (1; 2) d) Vergleich der berechneten Temperaturen: $\delta^{18}O$ -Temperaturen ($T_{\delta^{18}O}$) (3; 4) und Magnesium-Temperaturen (5; 6) von *G. sacculifer*.
- Fig. 5-10 Comparison of M35027 and M35053 a) Comparison of the $\delta^{18}O$ curves of *C wuellerstorfi* (Lembke, 1997). b) Comparison of the $\delta^{18}O$ curves from planktic foraminiferes *G. sacculifer*; c) Comparison of the past salinities based on magnesium-temperatures (1; 2) d) Comparison of the calculated temperatures: $\delta^{18}O$ temperatures ($T_{\delta^{18}O}$) (3; 4) and magnesium-temperatures (5; 6) of *G. sacculifer*.
- Abb. 6-1 Vertikales Profil und Skizze der unterschiedlichen Wassermassen im Golf von Cadiz. Das MOW fließt über die Schwelle Gibraltar als Bodenwasser in den Golf von Cadiz (Bearman, 1989); Das NACW als Oberflächenwasser strömt in das Mittelmeer ein: a) Temperaturverteilung (°C); b) Salinitätsverteilung.
- Fig. 6-1 Vertical profile and sketch of different water masses in the Gulf of Cadiz. The MOW is flowing across Gibraltar as bottom water in the Gulf of Cadiz (Bearman, 1989); the NACW as surface water is streaming in the Mediterranean Sea: a) temperature distribution (°C); b) salinity distribution.

- Abb. 6-2 Ausbreitung des MOW im Nordatlantik, charakterisiert durch a) Salinität und b) Temperatur, modifiziert nach Bearman, (1989); grau gepunktet deutet die Probenlokationen an (vergl. Abb. 6-3).
- Fig. 6-2 Expansion of the MOW in the North Atlantic, characterized by a) salinity and b) temperature, modified by Bearman, (1989); grey dotted area shows the area of the core location (cf. Abb. 6-3).
- Abb. 6-3 Lage der bearbeiteten Kerne M39008, M39036, M39058, M39059 und M39064 (dunkle Säulen) und die für die Diskussion herangezogenen Kerne SU81-14, TG-55 und SU81-18 (schwarze Rechtecke) sowie die Lage der Wasserstationen und Oberflächenproben mit der Hauptströmungsrichtung des Oberflächenwassers nach Tomczak und Godfrey (1974).
- Fig. 6-3 Location of M39008, M39036, M39058, M39059 and M39064 (dark columns) and the cores SU 81-14, TG-55 and SU81-18 (black squares), which are used for the discussion and the positions of the water stations and coretops amples with the main surface current by Tomczak and Godfrey (1974).
- Abb. 6-4 Gruppierte Mg/Ca-Verhältnisse von *G. bulloides* und *G. ruber w.* aus den Oberflächenproben im Golf von Cadiz und vor Portugal. Die Symbole stellen die Magnesium-Anomalie dar. Die Zahlen geben die gekürzten Stationsnummer an.
- Fig. 6-4 Grouped Mg/Ca ratios of *G. bulloides* and *G. ruber w.* from sediment surface samples in the Gulf of Cadiz and off Portugal. The symbols describe the magnesium anomalies. The numbers are the shorted station numbers.
- Abb. 6-5 Schematische Darstellung der Mg/Ca-Verhältnisse aus Oberflächenproben von *G. ruber w.* und *G. bulloides* im Golf von Cadiz. Die Mg/Ca-Werte der Stationen sind in Anhang B zusammengestellt. Die Höhe der Balken entspricht der Konzentration der Mg/Ca-Verhältnisse in mmol/mol.
- Fig. 6-5 Sketch of Mg/Ca ratios from sediment surface samples of *G. ruber w.* and *G. bulloides* in the Gulf of Cadiz. The Mg/Ca data of the stations are given in appendix B. The columns are corresponding to the concentration of Mg/Ca ratios in mmol/mol.
- Abb. 6-6 Darstellung der Sr/Ca-Verhältnisse aus Oberflächenproben von *G. ruber w.* und *G. bulloides* im Golf von Cadiz.
- Fig. 6-6 Sketch of the Sr/Ca ratios from sediment surface samples of *G. ruber w.* and *G. bulloides* in the Gulf of Cadiz.
- Abb. 6-7 Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse von *G. ruber w.* (volle Symbole) und *G. bulloides* (offene runde Symbole) der Oberflächenproben aus dem Golf von Cadiz und vom Westiberischen Kontinentalhang sowie die Mg/Ca- und Sr/Ca-Werte von *G. bulloides* des Nordatlantiks (offene Dreiecke) (Brown, 1996) gegen die Wassertiefe (m) aufgetragen.
- Fig. 6-7 Mg/Ca and Sr/Ca ratios of *G. ruber w.* (filled symbols) and *G. bulloides* (open circles) of the sediment surface samples from the Gulf of Cadiz and the West Ibercan Margin and Mg/Ca and Sr/Ca data of *G. bulloides* from North Atlantic Ocean (open triangles) (Brown, 1996) versus water depth (m).
- Abb. 6-8 Magnesium-, Calcium- und Strontium-Konzentrationen verschiedener Wassermassen in Abhängigkeit von der Salinität: NACW (Nordatlantisches Zentralwasser); NADW (Nordatlantisches Tiefenwasser); MOW (Mittelmeerausstromwasser); AAIW (Antarktisches Zwischenwasser); CDW (Zirkumpolares Tiefenwasser); SASW (Subantarktisches Oberflächenwasser).
- Fig. 6-8 Magnesium, calcium and strontium concentrations of different water masses in dependence on salinity: NACW (North Atlantic Central Water); NADW (North Atlantic Deep Water); MOW (Mediterranean Outflow Water); AAIW (Antarctic Intermediate Water); CDW (Circumpolar Deep Water); SASW (Subantarctic Surface Water).
- Abb. 6-9 Mg/Ca-Verhältnisse und Sr/Ca-Verhältnisse im Meerwasser aufgetragen gegen die Salinität.
- Fig. 6-9 Mg/Ca ratios and Sr/Ca ratios of sea water versus salinity.
- Abb. 6-10 Carbonat-Gehalt in den Bodenwasserproben im Golf von Cadiz und vor Portugal liegt im übersättigten Bereich.

- Fig. 6-10 The carbonate concentration of deep waters amples in the Gulf of Cadiz and off Portugal are supersaturated.
- Abb. 6-11 Kernprofil des Kernes M39008: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) von *G. bulloides* (Schönfeld, unpubl.) mit den Mg/Ca- (c) und Sr/Ca-Werten (d) von *G. bulloides* (gepunktete Linie mit offenen Symbolen) und *G. ruber* w. (durchgezogene Linie mit gefüllten Symbolen). LGM: letztes glaziales Maximum; H: Heinrich-Ereignis; T1A: Termination 1A; T1B: Termination 1B. Die stratigraphische Einstufung erfolgte nach Schönfeld (pers. comm., 1999).
- Fig. 6-11 Downcore profile of M39008: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ (a) and $\delta^{13}\text{C}$ (b) values from *G. bulloides* (Schönfeld, unpubl.) with the Mg/Ca (c) and Sr/Ca (d) data of *G. bulloides* (dotted line with open symbols) and *G. ruber* w. (line with filled symbols). LGM: Last Glacial Maximum; H: Heinrich layers; T1A: Termination 1A; T1B: Termination 1B. The stratigraphy was done by Schönfeld (pers. comm., 1999).
- Abb. 6-12 Kernprofil M39008: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (a) (Schönfeld, unpubl.) mit den Mg/Ca-Werten (b) von *G. bulloides* und *G. ruber* w., den Magnesium-Temperaturen (c) von *G. bulloides* (Lea et al., 1997 und Mashiotta et al. 1999), den Magnesium-Temperaturen von *G. ruber* w. (Nürnberg et al., 1996), den U_{37}^{K} -Temperaturen^{*)} (Cacho-Lascorz, pers. comm., 1999) und den TFT des SU81-14^{**) (Bard et al., 1989). Die stratigraphische Einstufung erfolgte von Schönfeld (pers. comm., 1999).}
- Fig. 6-12 Downcore profile of M39008: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ values (a) (Schönfeld, unpubl.) with the Mg/Ca ratios (b) of *G. bulloides* and *G. ruber* w., the magnesium-temperatures (c) of *G. bulloides* (Lea et al., 1997 and Mashiotta et al. 1999), the magnesium-temperatures of *G. ruber* w. (Nürnberg et al., 1996), the U_{37}^{K} temperatures^{*)} (Cacho-Lascorz, pers. comm., 1999) and the TFT of core SU81-14^{**) (Bard et al., 1989). The stratigraphy was done by Schönfeld (pers. comm., 1999).}
- Abb. 6-13 Kernprofil des M39036: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) (Schönfeld, unpubl.) mit den Sr/Ca- (c) und Mg/Ca-Werten (d) von *G. bulloides*. Die Magnesium-Temperaturen (e) wurden nach Lea et al. (1997) und Mashiotta et al. (1999) berechnet. Die feine Kurve mit den Meßpunkten gibt die Originaldaten wieder. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven (fette Linie) herangezogen. Die stratigraphische Einstufung erfolgte von Schönfeld (pers. comm., 1999).
- Fig. 6-13 Downcore profile of M39036: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ (a) and $\delta^{13}\text{C}$ (b) data (Schönfeld, unpubl.) with the Sr/Ca (c) and Mg/Ca data (d) of *G. bulloides*. The magnesium-temperatures (e) follow Lea et al. (1997) and Mashiotta et al. (1999). The thin curve including the measured data shows the original data. For interpretation the smoothed thick curves are used. The stratigraphy was done by Schönfeld (pers. comm., 1999).
- Abb. 6-14 Tiefenlage der bearbeiteten Sedimentkerne des Westiberischen Kontinentalhanges (a) im Vergleich zu den Wassermassen NACW, MOW und NADW und deren Temperatur (b) und Salinität (c).
- Fig. 6-14 Comparison of the water depth of the core location at the West Iberian Margin (a) and the water masses NACW, MOW and NADW and their temperatures (b) and salinity (c).
- Abb. 6-15 Kernprofil des M39008: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) von *G. bulloides* (Schönfeld, unpubl.) mit den Sr/Ca- (c) und Mg/Ca-Werten (d) von *Krithe* sp. (obere Achsenskalierung; gefüllte Symbole; durchgezogene Linie) und *Henryhowella* sp. (untere Achsenskalierung; offene Symbole; unterbrochene Linie); (e): aus Mg/Ca-Werten von *Krithe* sp. und aus Sr/Ca-Werten von *Henryhowella* sp. berechnete Bodenwassertemperaturen. Der Bereich der Jüngerer Dryas ist hellgrau markiert. Der rezente Temperatur-Bereich des MOW ist dunkelgrau unterlegt. Der Temperatur-Bereich für das glaziale MOW ist grau schattiert. Die feine Kurve mit den Meßpunkten gibt die Originaldaten wieder. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven herangezogen. Die stratigraphische Einstufung erfolgte von Schönfeld (pers. comm., 1999). HI bedeutet Heinrichereignis 1.
- Fig. 6-15 Downcore profile of M39008: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ (a) and $\delta^{13}\text{C}$ (b) values from *G. bulloides* (Schönfeld, unpubl.) with the Sr/Ca (c) and Mg/Ca (d) data of *Krithe* sp. (upper axis-scale and filled symbols; line) and *Henryhowella* sp. (lower axis-scale and open symbols; broken line); (e): deep water temperatures calculated from Mg/Ca ratios of *Krithe* sp. and from Sr/Ca ratios of

Henryhowella sp. The Younger Dryas is marked light grey. Today's temperature of MOW is marked dark grey. The glacial temperature of the MOW is grey shaded. The thin curve including the measuring data shows the original data. For interpretation the smoothed thick curves are used. The stratigraphy was done by Schönfeld (pers. comm., 1999). H1 means Heinrich layer 1.

- Abb. 6-16 Kernprofil des M39036: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) von *G. bulloides* (Schönfeld, unpubl.) mit den Sr/Ca- (c) und Mg/Ca-Werten (d) von *Krithe* sp. und die aus den Mg/Ca-Werten resultierenden Temperaturen (e) für das Tiefenwasser. Der Bereich der Jüngeren Dryas ist grau unterlegt. Die feine Kurve mit den Meßpunkten gibt die Originaldaten wieder. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven herangezogen. Die stratigraphische Einstufung erfolgte von Schönfeld (pers. comm., 1999).
- Fig. 6-16 Downcore profile of M39036: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ (a) and $\delta^{13}\text{C}$ (b) values of *G. bulloides* (Schönfeld, unpubl.) with the Sr/Ca (c) and Mg/Ca (d) data of *Krithe* sp. and the calculated deep water temperatures (e). The Younger Dryas is marked grey. The thin curve including the measuring data shows the original data. For interpretation the smoothed thick curves are used. The stratigraphy was done by Schönfeld (pers. comm., 1999).
- Abb. 6-17 Kernprofil des M39058: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) von *G. bulloides* (Schönfeld, unpubl.) mit den Sr/Ca- (c) und Mg/Ca-Werten (d) von *Krithe* sp. (obere Achsenskalierung; gefüllte Symbole; durchgezogene Linie) und *Henryhowella* sp. (untere Achsenskalierung; offenes Symbol); (e) die berechneten Bodenwassertemperaturen. Die feine Kurve mit den Meßpunkten gibt die Originaldaten wieder. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven herangezogen. Die AMS- ^{14}C -Datierungen sind an den entsprechenden Kernteufen abgebildet. Die stratigraphische Einstufung erfolgte von Schönfeld (pers. comm., 1999).
- Fig. 6-17 Downcore profile of M39058: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ (a) and $\delta^{13}\text{C}$ (b) values of *G. bulloides* (Schönfeld, unpubl.) with Sr/Ca (c) and Mg/Ca ratios (d) of *Krithe* sp. (upper axis-scale; filled symbols; broken line) and *Henryhowella* sp. (lower axis-scale; open symbols); (e) the calculated deep water temperatures. The thin curve including the measured data shows the original data. For interpretation the smoothed thick curves are used. The AMS- ^{14}C -data are shown at the corresponding core depth. The stratigraphy was done by Schönfeld (pers. comm., 1999).
- Abb. 6-18 Kernprofil des M39059: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ - (a) und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (b) von *G. bulloides* (Schönfeld, unpubl.) mit den Sr/Ca- (c) und Mg/Ca-Werten (d) von *Krithe* sp. (obere Achsenskalierung; gefüllte Kreise; durchgezogene Linie), *Henryhowella* sp. (obere Achsenskalierung; offene Symbole) und *Bythocypris* sp. (untere Achsenskalierung; gefüllte Dreiecke; gestrichelte Linie); (e) die aus den Mg/Ca-Werten von *Krithe* sp. sowie *Bythocypris* sp. und die aus den Sr/Ca-Werten von *Henryhowella* sp. resultierenden Bodenwassertemperaturen. Die feine Kurve mit den Meßpunkten gibt die Originaldaten wieder. Zur Interpretation werden die geglätteten Kurven herangezogen. Die stratigraphische Einstufung erfolgte von Schönfeld (pers. comm., 1999).
- Fig. 6-18 Downcore profile of M39059: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ (a) and $\delta^{13}\text{C}$ (b) values of *G. bulloides* (Schönfeld, unpubl.) with the Sr/Ca (c) and Mg/Ca data (d) of *Krithe* sp. (upper axis-scale; filled circle; line), *Henryhowella* sp. (upper axis-scale; open symbols) and *Bythocypris* sp. (lower axis-scale; filled triangle; dotted line); (e) the deep water temperatures calculated from the Mg/Ca ratios of *Krithe* sp. and *Bythocypris* sp. and the deep water temperatures from Sr/Ca ratios of *Henryhowella* sp. The thin curve including the measuring data shows the original data. For interpretation the smoothed thick curves are used. The stratigraphy was done by Schönfeld (pers. comm., 1999).
- Abb. 6-19 Kernprofil des M39064: Vergleich der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (a) von *G. bulloides* (Schönfeld, unpubl.) mit den Mg/Ca- (b), Sr/Ca-Werten (c) und den Bodenwassertemperaturen von *Krithe* sp. und *Henryhowella* sp. (d). Nur die Oberflächenprobe dieses Kernes, die definitiv aus dem Holozän stammt, ist interpretierbar. Der übrige Sedimentkern scheint sehr stark durch Umlagerungen geprägt, sodaß eine Interpretation nicht möglich ist. Die stratigraphische Einstufung erfolgte von Schönfeld (pers. comm., 1999). H bedeutet Heinrich-Lage.
- Fig. 6-19 Downcore profile of M39064: Comparison of $\delta^{18}\text{O}$ data (a) from *G. bulloides* (Schönfeld, unpubl.) with Mg/Ca (b), Sr/Ca (c) data and the deep water temperatures from *Krithe* sp. and *Henryhowella* sp. (d). Only the coretop sample of this core, which is definite holocen, can be used for interpretation. The rest of this core seems to be minted by sediment rearrangements and

an interpretation is impossible. The stratigraphy was done by Schönfeld (pers. comm., 1999). H means Heinrich layer.

- Abb. 6-20 Vergleich der rezenten und glazialen Wassermassen-Profile im Golf von Cadiz und am Westiberischen Kontinentalhang: a) Darstellung der Wassertiefe der Sedimentkerne, aus denen die zur Bodenwassertemperatur-Rekonstruktion herangezogenen Ostracoden stammen. b) Verteilung der rezenten Wassermassen NADW, MOW, NACW; MOW^{*}) (= MOW im Golf von Cadiz). c) Vergleich der rezenten Temperaturen der verschiedenen Wassermassen: Die Symbole stellen die aus den Mg/Ca- bzw. Sr/Ca-Verhältnissen ermittelte Ostracoden-Temperaturen dar. Zum Vergleich wurde der DSDP Site 607 aus dem Nordatlantik (Wassertiefe ca. 3500 m) hinzugezogen (Dwyer et al., 1995). Die durchgezogene Linie zeigt das Temperatur-Profil am Westiberischen Kontinentalhang nach Levitus & Boyer (1994), die gestrichelte Linie das Temperatur-Profil im Golf von Cadiz nach Levitus & Boyer (1994). d) stellt die rekonstruierte Temperatur und Tiefe des glazialen MOW im Golf von Cadiz (MOW^{*}) und am Westiberischen Kontinentalhang dar.
- Fig. 6-20 Comparison of the water column during the present days and the LGM in the Gulf of Cadiz and at the West Iberian Margin: a) Sketch of the water depth of the sediment cores, which are used for the reconstruction of the deep water temperatures from the Mg/Ca resp. Sr/Ca ratio of ostracodes. b) today's distribution of water masses: NADW, MOW, NACW; MOW^{*}) (= MOW in the Gulf of Cadiz). c) Comparison of the present temperatures from different water masses: the symbols are representing the calculated temperatures from the Mg/Ca resp. Sr/Ca ratios of the ostracods. For comparison the DSDP Site 607 from the North Atlantic (water depth approx. 3500 m) is shown (Dwyer et al., 1995). The line shows the temperature profile at the West Iberian Margin from the World Ocean Atlas (Levitus & Boyer, 1994), the dotted line shows the temperatures profile at the Gulf of Cadiz (Levitus & Boyer, 1994). d) Reconstructed temperature and water depth of the glacial MOW in the Gulf of Cadiz (MOW^{*}) and at the West Iberian Margin.
- Abb. 7-1 Sr/Ca-Verhältnis verschiedener planktischer Foraminiferen der unterschiedlichen Kerne gegen die entsprechende $\delta^{13}\text{C}$ -Werte aufgetragen.
- Fig. 7-1 Sr/Ca ratios of different planktic foraminifera of sediment cores versus $\delta^{13}\text{C}$ values.
- Abb. 7-2 Übersicht über die Kernpositionen der Sedimentkerne, an denen das Sr/Ca-Verhältnis des Paläo-Meerwassers berechnet wurde. Runde Symbole zeigen die Lokationen der in dieser Arbeit analysierten Kerne. Die Position des Kernes E49-19 aus der Arbeit von Brown (1996) wurde durch ein rechteckiges Symbol dargestellt.
- Fig. 7-2 Sketch of the locations of the sediment cores, which are used for reconstructing Sr/Ca ratios of the past sea water. Round symbols are showing the locations of the analysed cores of this thesis. The position of the core E49-19 from Brown (1996) is sketched as a rectangular symbol.
- Abb. 7-3 a) - d) Die rekonstruierten Sr/Ca-Verhältnisse des Paläo-Meerwassers verschiedener Meeresgebiete:
 a) Südlicher Indik: E49-19 (berechnet aus den Sr/Ca-Verhältnissen von *G. bulloides* aus Brown (1996); die Kurve ist nicht geglättet);
 b) Nördlicher Atlantik: M23414, geglättet, berechnet aus den Sr/Ca-Verhältnissen von *G. bulloides*);
 c) Äquatorialer Atlantik: GeoB 1105, geglättet, berechnet aus den Sr/Ca-Verhältnissen von *G. sacculifer* und *G. bulloides*;
 d) Karibik: M35003, geglättet (Grenada-Passage), M35053, geglättet (nord-westliche Karibik) berechnet aus den Sr/Ca-Verhältnissen von *G. sacculifer*;
 e) Änderung des Sr/Ca-Verhältnisses des Meerwassers (%) nach dem Modell von Stoll & Schrag (1998).
 f) Darstellung der $\delta^{18}\text{O}$ -Isotopenstadien: Die Isotopenstadien 1; 3; 5 und 7 wurden schraffiert dargestellt.
 Die grau unterlegten Bereiche deuten die übereinstimmenden Maxima an.
- Fig. 7-3 a) - d) The reconstructed Sr/Ca ratios of the past-sea water in different ocean areas:
 a) southern Indian Ocean: E49-19 (calculated from the Sr/Ca ratios of *G. bulloides* by Brown (1996); the curve is not smoothed);
 b) Northern Atlantic Ocean: M23414, smoothed, calculated from Sr/Ca ratios of *G. bulloides*);
 c) Equatorial Atlantic: GeoB 1105, smoothed, calculated from Sr/Ca ratios of *G. sacculifer* and *G. bulloides*;
 d) Caribbean: M35003, smoothed (Grenada Passage), M35053, smoothed (north west of the Caribbean) calculated from Sr/Ca ratios of *G. sacculifer*;

- e) Changes of the Sr/Ca ratios from sea water (%) following a model from Stoll & Schrag (1998).
 f) $\delta^{18}\text{O}$ isotopic stages: The isotopic stages 1; 3; 5 and 7 are hatched.
 The grey areas show the corresponding maxima.

- Abb. 8-1
 Fig. 8-1 p,T-Diagramm für das Aragonit-Calcit-System (nach Klein & Hurlbut, 1993).
 p,T-diagramm for the aragonite calcite system (by Klein & Hurlbut, 1993).
- Abb. 8-2
 Fig.8-2 Aufgetragen sind die Calcium-Konzentrationen über Strontium-Konzentrationen der Analyselösung von planktischen Foraminiferen und benthischen Ostracoden aller untersuchten Kerne. Die Sr/Ca-Verhältnisse der planktischen Foraminiferen zeigen eine geringere Steigung. Die Sr/Ca-Verhältnisse der benthischen Ostracoden ergeben eine größere Steigung.
 Sketch: calcium concentrations versus strontium concentrations of the solution for the analysis of planktic foraminifera and benthic ostracods from all examined sediment cores. The Sr/Ca ratios of planktic foraminifera show a lower slope. The Sr/Ca ratios of benthic ostracods show a greater slope.
- Abb. 8-3
 Fig. 8-3 Magnesium-Konzentration über der Calcium-Konzentration der Analysenlösungen aufgetragen. Eindeutig sind die Unterschiede der Mg/Ca-Verhältnisse in den verschiedenen Arten zu erkennen. Der Temperatur-Einfluß auf das Mg/Ca-Verhältnis wird durch die große Streuung um die einzelnen Äste gekennzeichnet.
 Sketch: magnesium concentration versus calcium concentration of the solution for analysis of planktic foraminifera and benthic ostracods. The differences of the Mg/Ca ratios between species are definite. The influence of temperature on the Mg/Ca ratios is characterized by the large variability of the single branches.
- Abb. 8-4
 Fig. 8-4 Magnesium-Konzentration gegen die Strontium-Konzentration der Analysenlösung der einzelnen Mikrofossilien aufgetragen.
 Magnesium concentrations versus strontium concentrations of the solution for the analysis of the microfossils.
- Abb. 8-5
 Fig. 8-5 Vergleich der Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse unterschiedlicher Calciumcarbonate: biogener Calcit (Rhodophyta, Bryozoa, Echinoderma, Coelenterata, Protista [Foraminiferen], Crustacaea) nach Carpenter & Lohmann (1992); benthische Foraminiferen nach Brown (1996); planktische Foraminiferen und benthische Ostracoden dieser Arbeit (Werte liegen innerhalb des gestrichelten Rechtecks und als Ausschnittsvergrößerung in Abb. 8-6 dargestellt); anorganischer Calcit und anorganische Aragonit nach Carpenter et al. (1991).
 Comparison of Mg/Ca and Sr/Ca ratios of different calcium carbonates: biogenic calcite (Rhodophyta, Bryozoa, Echinoderma, Coelenterata, Protista [Foraminifera], Crustacaea) by Carpenter & Lohmann (1992); benthic foraminifera from Brown (1996); planktic foraminifera and benthic ostracodes of this thesis (all data are inside the dotted area; see also Fig. 8-6); inorganic calcite and inorganic aragonite from Carpenter et al. (1991).
- Abb. 8-6
 Fig. 8-6 Sr/Ca- und Mg/Ca-Verhältnisse im Biogencarbonat verschiedener Tierarten, die im Rahmen dieser Arbeit analysiert wurden (Ausschnittsvergrößerung des gestrichelten Rechtecks aus Abb. 8-5). Die Dreiecke stellen die Mg/Ca- und Sr/Ca-Verhältnisse benthischer Foraminiferen dar (Brown, 1996).
 Sr/Ca and Mg/Ca ratios of biogenic carbonate in different animals, (a detail of Fig. 8-5, data, which are shown in the broken lines). The triangles are Mg/Ca and Sr/Ca ratios from benthic foraminifers (Brown, 1996).
- Abb. 8-7
 Fig. 8-7 Vergleich der Pulverdiffraktogramme von *G. bulloides*, *Henryhowella* sp. und von anorganischem Calcit (Bayliss et al., 1986).
 Comparison of the pulverdiffractions of *G. bulloides*, *Henryhowella* sp. and inorganic calcite (Bayliss et al., 1986).
- Abb. 8-8
 Schematische Darstellung des vorgeschlagenen Modells:
 Die Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit und Magnesium-Temperatur-Sensibilität wird über den Strontium-Gehalt des Biogencarbonates gesteuert. Bei niedriger Strontium-Konzentration wird eine Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit gefunden. Steigt der Strontium-Gehalt im Carbonat an, wird die Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit schlechter und/oder eine Strontium-

Temperatur-Abhängigkeit beobachtet. Somit ist die Strontium-Temperatur-Abhängigkeit und die Magnesium-Temperatur-Abhängigkeit in erster Linie von der Strontium-Konzentration im biogenem Carbonat und nicht von der Kristallstruktur abhängig.

Fig. 8-8

Sketch of the theoretical model:

The magnesium-temperature dependence and magnesium-temperature sensibility is influenced by the strontium concentration of the biogenic carbonate. With lower strontium concentration a magnesium-temperature dependence can be found. If there are found higher strontium concentrations in the carbonate lattice the magnesium-temperature dependence is getting less and/or a strontium-temperature dependence can be observed. The strontium concentration in the biogenic carbonate is responsible for a magnesium-temperature dependence or strontium-temperature dependence and not the crystal structure.

2) Tabellenverzeichnis / Table captions

- Tab. 4-1 Temperatur-Berechnung der Kerne: Temperatur (TFT) des K 708; Temperatur (TFT) des SU 90-39; Temperatur (TU_{37}^K) des SU 90-08, die aus dem U_{37}^K -Index (Villanueva et al., 1998) nach Prahl & Wakeham (1987) und Prahl et al. (1988) berechnet wurden. Temperatur (TU_{37}^K) des M23415; Temperatur (TMg) des M23414, berechnet nach Lea et al. (1997) und Mashiotta et al. (1999) aus den Mg/Ca-Verhältnissen von *G. bulloides*.
- Tab. 4-1 Temperature calculation of different sediment cores: SST (TFT) of K 708; SST (TFT) of SU 90-39; SST (TU_{37}^K) of SU 90-08, which is calculated from the U_{37}^K -Index (Villanueva et al., 1998) following an equation by Prahl & Wakeham (1987) and Prahl et al. (1988). SST (TU_{37}^K) of M23415; SST (TMg) of M23414, calculated from Mg/Ca ratios of *G. bulloides* following by Lea et al. (1997) and Mashiotta et al. (1999).
- Tab. 5-1 Vergleich der Magnesium-Temperaturen der Kernoberflächenproben mit den rezenten Wassertemperaturen nach Levitus & Boyer, (1994) während der Monate August-November in einer Wassertiefe von 20-75 m.
- Tab. 5-1 Comparison of magnesium-temperatures from sediment coretop samples with today's water temperatures (Levitus & Boyer, 1994) during August - November at a water depth of 20-75m.
- Tab. 5-2 Differenzen der theoretischen Mg/Ca-Verhältnisse des Meerwassers.
- Tab. 5-2 Differences of the theoretical Mg/Ca ratios of sea water.
- Tab. 6-1 Definition der Magnesium-Anomalien
- Tab. 6-1 Definition of the magnesium anomalies
- Tab. 6-2 Vergleich der Mg/Ca-Verhältnisse mit den Temperaturen verschiedener planktischer Foraminiferen zweier Oberflächenproben der gleichen Lokation
- Tab. 6-2 Comparison of Mg/Ca ratios with SSTs calculated from different planktic foraminifers of two sediment surface samples at the same location.
- Tab. 6-3 Temperaturen verschiedener Sedimentkerne vom Westiberischen Kontinentalhang für verschiedene Zeiträumen.
- Tab. 6-3 Temperatures of different sediment cores at the West Iberian Margin during different periods.
- Tab. 7-1 Vergleich der rezenten Sr/Ca-Verhältnisse des Meerwassers:
Durchschnittswert für den Weltozean: $8,6 \pm 0,4$ mmol/mol (Culkin, 1965; Kinsman, 1969).
Sr/Ca-Verhältnisse des Meerwasser berechnet aus dem Sr/Ca-Verhältnis verschiedener planktischer Foraminiferen unterschiedlicher Kernoberflächenproben mit Hilfe des D_{Foram} (= 0,16 für *G. bulloides* und *G. sacculifer*).
- Tab. 7-1 Comparison of the Sr/Ca ratio of sea water in the modern ocean:
mean value of the world ocean: $8,6 \pm 0,4$ mmol/mol (Culkin, 1965; Kinsman, 1969).
Sr/Ca ratio of sea water calculated from Sr/Ca ratios of planktic foraminifers from different coretops by using D_{Foram} (= 0,16 for *G. bulloides* and *G. sacculifer*).
- Tab. 8-1 Unterschiede der $CaCO_3$ -Modifikationen (Holleman & Wiberg, 1985; Mucci & Morse, 1990).
- Tab. 8-1 Differences of $CaCO_3$ modifications (Holleman & Wiberg, 1985; Mucci & Morse, 1990).