

**Universität Bayreuth**  
**Fakultät für Biologie, Chemie und Geowissenschaften**  
**Lehrstuhl für Geomorphologie**  
**Prof. Dr. Klaus Hüser**

**Zulassungsarbeit im Fach Geographie zum ersten Staatsexamen in Bayern für  
die Lehramtsprüfung an Gymnasien**

**Thema:**

**„Tiefseesedimente des östlichen  
Südatlantiks und deren Aussagen  
über den Paläoklimaverlauf  
im Quartär“**

**vorgelegt von:**

**Manuel Friedrich  
Hegelstraße 44  
95447 Bayreuth  
Tel. 0921/68673**

**Abgabetermin:**

**5. Oktober 1996**

**10. Semester Lehramt an Gymnasien**

## Abkürzungsverzeichnis

a	Jahr (annus)
APC	Kolbenlotbohrer (Advanced Piston Corer)
AC	Angolastrom (Angola Current)
BP	vor heute (Before Present)
CCD	Karbonatische Kompensationstiefe (carbonate compensation depth)
$C_{org}$	organischer Gesamtkohlenstoff
DSDP	Internationales Tiefsee-Bohrprogramm (Deep Sea Drilling Project)
ITZ	Innertropische Konvergenzzone
ka, kJahren	1000 Jahre
ma	1 Million Jahre
ODP	Internationales Tiefsee-Bohrprogramm (Ocean Drilling Project)
ö. L.	östliche Länge
s. B.	südliche Breite
SST	Temperatur des Meerwassers an der Oberfläche (Sea Surface Temperature)
w. L.	westliche Länge

<b>Inhaltsverzeichnis</b>	<b>Seite</b>
<b>Abkürzungsverzeichnis</b>	<b>i</b>
<b>1. Grundlagen</b>	<b>1</b>
<b>1.1 Zielsetzung der Arbeit</b>	<b>1</b>
<b>1.2 Erbohrung von Tiefseesedimenten</b>	<b>3</b>
<b>1.3 Untersuchungsgebiet: Der östliche Südatlantik</b>	<b>8</b>
<b>1.3.1 Lage und Abgrenzung</b>	<b>8</b>
<b>1.3.2 Kontinentalabhang</b>	<b>10</b>
<b>1.3.3 Mittelatlantischer Rücken</b>	<b>12</b>
<b>1.3.4 Meeresströmungen</b>	<b>12</b>
<b>1.3.4.1 Thermohaline Dichteströmungen</b>	<b>13</b>
<b>1.3.4.2 Oberflächennahe Meeresströmungen</b>	<b>16</b>
<b>1.3.4.3 Suspensionsströme</b>	<b>18</b>
<b>1.4 Allgemeine Abfolge Mariner Sedimentation</b>	<b>19</b>
<b>1.4.1 Aktivitäten der <i>black</i> und <i>white smokers</i> (authigenes Sediment)</b>	<b>22</b>
<b>1.4.2 Biotische Sedimente</b>	<b>23</b>
<b>1.4.2.1 Bedeutung des Kohlenstoffkreislaufs</b>	<b>24</b>
<b>1.4.2.2 Organische Produktion des Meeres</b>	<b>28</b>
<b>1.4.2.3 Foraminiferen</b>	<b>30</b>
<b>1.4.3 Terrigene Sedimente</b>	<b>34</b>
<b>1.4.3.1 Windeintrag</b>	<b>35</b>
<b>1.4.3.2 Flußeintrag</b>	<b>36</b>
<b>1.4.4 Meeressedimente - ideale Objekte der Klimaforschung</b>	<b>37</b>
<b>1.5 Das Prinzip des Aktualismus</b>	<b>38</b>
<b>1.6 Klimaänderungen im Quartär</b>	<b>41</b>
<b>1.7 Ursachen für Klimaänderungen</b>	<b>43</b>
<b>1.7.1 Milankovitch-Zyklen</b>	<b>44</b>
<b>1.7.1.1 Präzession der Erde</b>	<b>45</b>
<b>1.7.1.2 Änderung der Schiefe der Ekliptik</b>	<b>45</b>
<b>1.7.1.3 Änderung der Exzentrizität</b>	<b>46</b>
<b>1.7.2 Diskussion und Versuch eines Nachweises</b>	<b>46</b>

	<b>Seite</b>
<b>2. Paläozeanographische Untersuchungsmethoden an Tiefseesedimenten zur Klimarekonstruktion</b>	<b>50</b>
2.1 Sauerstoffisotopenkurve zur Ermittlung von Glazialzeiten	50
2.2 Untersuchungen an organischem Kohlenstoff	59
2.3 Untersuchungen an abgelagertem Karbonat	61
2.4 $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zur Herkunftsbeurteilung der Sedimente	62
2.5 $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zur Beurteilung der Tiefenwasserventilation im Ozean	62
2.6 Untersuchungen der Terrigenanteile des Sediments	63
2.7 Altersbestimmung	63
2.7.1 Radiokohlenstoffmethode ( $^{14}\text{C}$ -Methode)	64
2.7.2 $\delta^{18}\text{O}$ -Methode	66
2.7.3 Vergleich von Altersdaten	69
<b>3. Regionale Beispiele</b>	<b>71</b>
3.1 Parallelkerne zur Verbesserung der stratigraphischen Genauigkeit	72
3.2 Regionale Verteilung von Karbonat, Opal und terrigenen Mineralen	73
3.3 Variation der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve beim Übergang vom Pliozän ins Quartär	75
3.4 Sedimentation von Karbonat	77
3.5 Ablagerung organischen Kohlenstoffs	80
3.5.1 Sapropelsedimentation im Guinea-Becken	80
3.5.2 Ablagerung organischen Kohlenstoffs im Zaire-Fan des Angola-Beckens	82
3.5.3 Verstärkte Ablagerung von Kohlenstoff in vielen äquatorialen Gebieten	82
3.5.4 Konstanz des abgelagerten Kohlenstoffanteils	84
3.6 Ursache für die Veränderungen in der karbonatischen Sedimentation: verstärkte Produktion oder verminderte Auflösung des Karbonats	84

	<b>Seite</b>
<b>3.7 Terrigener Eintrag</b>	<b>89</b>
<b>3.8 Veränderungen der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation</b>	<b>91</b>
<b>3.8.1 Zusammenhang von Veränderungen der Meeresströmung mit der Paläoproduktivität</b>	<b>91</b>
<b>3.8.2 Zyklische Schwankungen von Auftriebsregionen</b>	<b>94</b>
<b>3.8.2.1 Schwankungen im Bereich von Jahrhunderten</b>	<b>94</b>
<b>3.8.2.2 Schwankungen im Bereich von 28 bis 46 ka</b>	<b>95</b>
<b>3.8.3 Überlagerung des Glazial-Interglazial-Zyklus mit dem Wechsel von Präzessionsmaximum und -minimum</b>	<b>96</b>
<b>3.8.3.1 Allgemeine Verhältnisse im Glazial</b>	<b>96</b>
<b>3.8.3.2 Schwankungen der Präzession</b>	<b>97</b>
<b>3.8.3.3 Auswirkungen der Präzession in Glazialzeiten</b>	<b>97</b>
<b>3.8.3.4 Auswirkungen der Präzession in Interglazialzeiten</b>	<b>97</b>
<b>4. Ergebnisse</b>	<b>100</b>
<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>v</b>
<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>ix</b>
<b>Anhang</b>	<b>x</b>
<b>Stichwortverzeichnis</b>	<b>xxiv</b>

# 1. Grundlagen

## 1.1 Zielsetzung der Arbeit

Es ist schon seit langem bekannt, daß sich über große Zeiträume hinweg das Erdklima in dramatischen Ausmaßen verändert, aber erst in den letzten Jahren und Jahrzehnten beginnt man zu verstehen wie und warum solche Klimaänderungen passieren.

Die Erforschung der Veränderungen des globalen und regionalen Klimas in der Vergangenheit und der Zukunft hat in den letzten Jahren und Jahrzehnten starke Popularität erlangt. Die Diskussion ist dabei längst nicht mehr auf Universitäten beschränkt. Vor allem die Gefahr der Veränderung des Klimas durch den Menschen wird von allen Medien aufgegriffen. Auch in die politische Willensbildung hat das Thema Eingang gefunden. Beispiele hierfür sind die Einsetzung einer Kommission des Deutschen Bundestages, die mit Untersuchungen über das Klima beauftragt worden war, die UN-Konferenz über Umweltprobleme in Rio de Janeiro, die Klimakonferenz in Berlin 1995, oder die Diskussion um eine Herabsetzung des CO<sub>2</sub>-Ausstoßes bzw. einer CO<sub>2</sub>-Steuer. So hat die Bundesregierung 1987 geplant, bis zum Jahr 2005 die CO<sub>2</sub>-Emission um 25 bis 30% zu reduzieren.

Trotz intensiver weltweiter Bemühungen ist es bis heute noch nicht gelungen, das Klima der vergangenen 2.5 Millionen Jahre, in denen sich zweifellos sehr große klimatische Schwankungen globalen Ausmaßes ereignet haben, hinreichend zu rekonstruieren. Diese Rekonstruktion ist aber die Grundlage für eine Abschätzung zukünftiger Klimaveränderungen.

So sind die Modelle, aus denen heute schon Klimatrends der Zukunft errechnet werden, noch viel zu ungenau und unvollständig, um daraus präzise Anhaltspunkte für eine kommende Klimaveränderung ziehen zu können.

Gerade in der Schule stellt es für jeden Geographielehrer eine Herausforderung dar, das bekannte Wissen über die komplexen Beziehungen und Wechselwirkungen der Klimaelemente und deren Veränderung in einfacher Weise zu unterrichten. Für den Lehrer muß hierbei das Ziel sein, die Fähigkeiten eines vernetzten Denkens bei den Schülern zu fördern. Nur so können sie erkennen, in welchem Ausmaß der Mensch durch sein Verhalten das Klima beeinflussen kann. Und nur so lernen sie, wie sie Aussagen in den Medien und von Politikern zu diesem Thema einzuordnen und zu bewerten haben.

Die Erforschung des Paläoklimas findet überall auf der Erde statt. Es gibt sehr viele Stellen und sehr unterschiedliche Methoden, wie man klimatische Veränderungen in der Vergangenheit nachweisen kann. Hinweise auf globale Klimaveränderungen finden sich beispielsweise an Korallen in der Karibik, aber auch durch Pollenuntersuchungen in den Wüstengebieten Indiens. Sie lassen sich nachvollziehen durch Untersuchungen in den Kalksteinhöhlen Neuseelands, auf Felsen der Antarktis oder auf den Gipfeln der Alpen.

Ziel der unterschiedlichen Forschungen muß es sein, die Ergebnisse aus weltweiten Untersuchungen der verschiedensten Art zu einem großen „Klimapuzzle“ zusammenzufassen.

Auch an Tiefseesedimenten lassen sich Untersuchungen an den Resten abgestorbener Organismen und an vom Festland eingetragenen Stoffen durchführen, die sehr deutlich die Veränderungen des globalen und regionalen Klimas nachzeichnen. In den letzten zwei Jahrzehnten hat diese Teildisziplin der Klimaforschung stark an Bedeutung gewonnen.

In dieser Arbeit werden Untersuchungen und Ergebnisse, die aus diesem Arbeitsfeld aus dem Südatlantik bekannt sind, vorgestellt und diskutiert. Im ersten Hauptteil werden die Grundlagen der marinen Sedimentation beschrieben. Im zweiten Hauptteil werden für die Fragestellung relevante

Untersuchungsmethoden angesprochen. Der dritte Hauptteil erläutert die regionalen Befunde und zeigt mögliche Schlußfolgerungen sowie Ergebnisse auf. Das letzte Kapitel faßt die Ergebnisse nochmals stichpunktartig zusammen.

## **1.2 Erbohrung von Tiefseesedimenten**

Auf der Erde sind 70% der Oberfläche von Ozeanen bedeckt, die uns den direkten Blick auf anstehende Gesteine und Sedimente versperren. Es ist deshalb nicht verwunderlich, daß wir über den größten Teil unseres Planeten nur sehr wenig wissen. Auch wenn man mit Hilfe von Satellitenaufnahmen außerordentlich viel über Meeresströmungen und Temperaturunterschiede im Meer weiß und auch wenn man durch Echolot-Erkundungen schon eine gewisse Vorstellung hat, welche Gestalt die direkte Oberfläche des Ozeanbodens besitzt, so ist die Zusammensetzung des Materials, das sich dort befindet, so lange unbekannt, bis es durch Bohrungen an die Oberfläche gebracht wird und untersucht werden kann.<sup>1</sup>

Tiefsee ist im Sprachgebrauch der Ozeanographie das Meer unterhalb der 4000-m-Isobathe. In der Biologie versteht man unter Tiefsee bereits den Meeresbereich unter 200 m Wassertiefe, der nicht mehr von Wind- und Wärmeverhältnissen der Oberfläche beeinflusst wird. Wegen des Lichtmangels fehlen hier alle Pflanzen außer pflanzlichen Geißelalgen, die bis zu 400 m Tiefe vorkommen.<sup>2</sup> In dieser Arbeit werden Ablagerungen berücksichtigt, die auch unter weniger als 4000 m Wassertiefe liegen; nicht beachtet werden soll allerdings der Schelfbereich und die daran anschließende Küste, da die an diesen Stellen auftretenden tektonischen Aktivitäten und die Auswirkungen der Meeresspiegelschwankungen die Untersuchungen an Sedimenten in diesem Bereich sehr erschweren würden, was in einer eigenen Arbeit diskutiert werden sollte.

---

<sup>1</sup> Von U-Booten, die in der Lage sind, ferngesteuert Material aufzusammeln bzw. Fotoaufnahmen zu machen, wird hier abgesehen, da diese nicht in der Lage sind, Bohrungen durchzuführen.

<sup>2</sup> Vgl. BERTELSMANN, 1994, Universallexikon, Electronic Publishing, Gütersloh



Zur Untersuchung des quartärzeitlichen Klimas muß das in dieser Zeit abgelagerte Sediment an die Oberfläche gebracht werden. Während große Bohrschiffe in der Lage sind, sehr tief in das feste Gestein des Ozeanbodens zu bohren<sup>1</sup>, sind für diesen Zeitraum oft schon die ersten wenigen Meter ausreichend. Das ganz oben auf dem Ozeanboden liegende Sediment ist meist nicht oder nur sehr schwach verfestigt. Zur Probenentnahme werden Schwerelotbohrer bzw. *Advanced Piston Corer* (APC) eingesetzt. Sie werden hydraulisch angetrieben und sind in der Lage, weiches Sediment an die Oberfläche zu holen, ohne es zu durchmischen. Insgesamt kann damit eine Tiefe von bis zu 250 m unterhalb des Meeresbodens erreicht werden.<sup>2</sup>

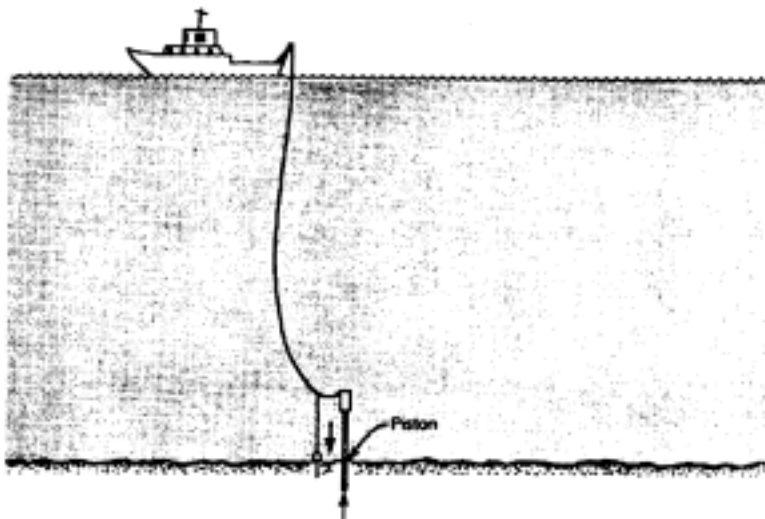


Abb. 1: Schematische Darstellung des Einsatzes eines Piston Corers: in dem Moment, indem der Bohrer den Boden berührt, fährt ein innerer „Bohrstock“ in das weiche Sediment.

---

<sup>1</sup> Die Glomar Challenger hat in ihrer tiefsten Bohrung 1741 m ozeanischen Boden durchteuft, genauere Informationen zu diesem Schiff sind im Internet auf der Seite: <http://www-odp.tamu.edu> erhältlich (Stand: 10.9.96).

<sup>2</sup> Weitere Informationen zu dieser und anderen Bohrmethoden im Internet: <http://www-odp.tamu.edu/tools/apc.html> (Stand: 10.9.96)

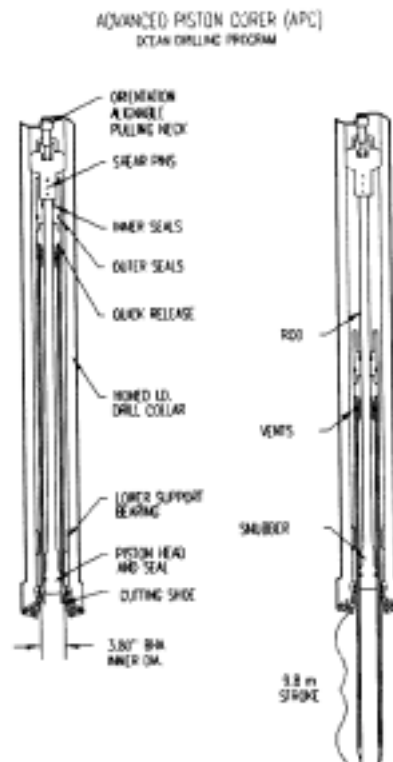


Abb. 2: Aufbau eines *Advanced Piston Corers*, wie er weltweit zur Erbohrung eines nichtverfestigten Sediments eingesetzt wird.

Mit dem oben gezeigten Piston Corer werden 9,8 m lange Bohrkerne mit einem Durchmesser von ca. 10 cm (3,8 Zoll) erbohrt.

In der Literatur werden häufig nur Abkürzungen für die Bezeichnung der Bohrstellen angegeben, mit denen eine Probe erbohrt wurde. Aus ihnen lassen sich das Schiff, die Expedition und manchmal auch die Bohrart erkennen, deshalb seien verschiedene Bohrprojekte und Schiffe, die für den Südatlantik von Bedeutung sind, angesprochen.

### **Glomar Challenger**

Die ersten weltweiten paläoklimatischen Untersuchungen von Tiefseesedimenten sind noch nicht lange her, und diese Methode stellt

eine sehr junge wissenschaftliche Teildisziplin dar. Diese Bohrungen in den tiefen Ozeanboden begannen erst am 11. August 1968, als nach einer Testphase das Bohrschiff *Glomar Challenger* seinen Dienst zur Erforschung der Ozeane im *Deep Sea Drilling Project* des *Scripps Institution of Oceanography* der Universität von Kalifornien aufnahm.

Bis 1985 hat die *Glomar Challenger* an 624 Stellen Bohrungen durchgeführt. Dabei konnte der Ozeanboden bis zu Wassertiefen von 7044 m erreicht werden.

Die bedeutendsten Aufgabenstellungen waren die Überprüfung der Theorie der Plattentektonik Alfred WEGENERS sowie die Überprüfung der Theorie Jason MORGANS und Xavier LE PICHON, die die Formationen der Gebirgsketten, Erdbeben und Tiefseegräben beschreibt.<sup>1</sup>

Für das im nächsten Kapitel beschriebene Untersuchungsgebiet des Südatlantiks sind u.a. die Ergebnisse von fünf Expeditionen der *Glomar Challenger* 1980 von Bedeutung, deren Aufgabe es war, die verschiedenen geochemischen Isotopenzusammensetzungen in den Sedimenten zu untersuchen.<sup>2</sup>

Die Bezeichnung der Bohrkerne erfolgt durch die Abkürzung DSDP, gefolgt von einer laufenden Nummerierung für eine Expedition und einer Angabe über die genaue Bohrung, z.B. DSDP Leg 75, HPC 532 steht für eine Piston-Corer-Bohrung der *Glomar Challenger* auf ihrer Expedition Nummer 75.

---

<sup>1</sup> Vgl. WOODS, Aaron (Hg), 1996, D/V Glomar Challenger, in Internet: <http://www-odp.tamu.edu/glomar.html>, Stand: 10.09.96

<sup>2</sup> Vgl. HSÜ, K.J. und H.J. WEISSERT (Hg), 1985, South Atlantic Paleoceanography, Cambridge

### **Joides Resolution**

1985 ersetzte ein neues Schiff die *Glomar Challenger*, die von den Wissenschaftlern den Namen *JOIDES Resolution*<sup>1</sup> erhalten hat und mit dessen Einführung das *Ocean Drilling Programm* begann.

Der Name leitet sich von „Joint Oceanographic Institutions for deep Earth Sampling“ ab, das ein Netzwerk von Universitäten, ozeanographischen Instituten und Regierungsbüros darstellt. Auch die Bundesrepublik Deutschland ist an dem Projekt beteiligt.<sup>2</sup>

Von Januar 1985 bis Dezember 1993 hat die *Joides Resolution* über 773 Bohrungen an 311 Stellen durchgeführt. Die Bezeichnung der Bohrkerne erfolgt ähnlich der oben beschriebenen Art, wobei die Abkürzung ODP für *Ocean Drilling Programm* vor die Nummerierung gestellt wird.

Sehr viele Untersuchungen in Zusammenhang mit den Bohrungen der *Joides Resolution* sind darauf angelegt, Paläoklimate zu erforschen. Für den Nordatlantik sei neben der vielen allgemeinen Literatur in diesem Zusammenhang auf die Halbjahresberichte der *JOIDES* verwiesen<sup>3</sup>.

Leider gab es bis heute erst eine Bohrung im Bereich des im folgenden beschriebenen Teiles des Südatlantiks. Auf der Fahrt *Leg 159* wurden aber nur tektonische Fragestellungen der Kreidezeit untersucht, so daß im Rahmen dieser Arbeit auf Ergebnisse dieses Forschungsprojektes bedauerlicherweise verzichtet werden muß.

---

<sup>1</sup> Resolution erinnert an die HMS Resolution, das Schiff von Captain James Cook

<sup>2</sup> Vgl. WOODS, Aaron (Hg), 1996, JOIDES Institutions, im Internet: <http://www-odp.tamu.edu/joides.html>, Stand: 10.09.96

<sup>3</sup> Halbjahresberichte sind über das Internet erhältlich: <http://www-odp.tamu.edu/>, Stand: 10.09.96

Geplant sind aber dennoch Bohrungen im Bereich des Benguelastroms. Die Fahrt *Leg 175* wird vom 23. August bis 18. Oktober 1997 durchgeführt und dabei werden sicherlich klimarelevante Fragen geklärt werden.<sup>1</sup>

### **Meteor**

Das Forschungsschiff *Meteor* hat auf ihren Fahrten 1988 (M6-6) und 1989 (M9-4) Bohrungen im Untersuchungsgebiet vorgenommen. Die Kerne erhielten die Bezeichnungen GeoB, gefolgt von der Nummer des Bohrstandortes. An jedem Standort werden zum Vergleich mehrere Bohrungen durchgeführt, dessen Bezeichnung am Ende steht (Beispiel: GeoB 1008-4)

### **MV Tyro**

Das Schiff *MV Tyro* hat 1978 und 1980 im Auftrag des *Netherlands Institute for Sea Research* Bohrungen vor der Mündung des Zaire durchgeführt. Die Bohrprofile besitzen den Namen T78 und T80 mit der folgenden laufenden Nummer (Beispiel: T78-33).

### **Verma**

Die *Verma* ist das Forschungsschiff des *Lamont Geological Observatory*. Die Bohrungen erhielten die Bezeichnungen V und eine anschließende Nummer, die die Expedition anzeigt, gefolgt von einer zweiten Nummer der Bohrstelle (Beispiel: V16-39)<sup>2</sup>.

## **1.3 Untersuchungsgebiet: Der östliche Südatlantik**

### **1.3.1 Lage und Abgrenzung**

In dieser Arbeit wird versucht, aus Ergebnissen von Untersuchungen an Sedimenten des Südatlantiks auf Paläoklimate zu schließen. Dies ist, wie

---

<sup>1</sup> Informationen der geplanten Fahrten im Internet: <http://www-odp.tamu.edu/sched.html> der Texas A&M University (Stand: 10.9.96)

<sup>2</sup> Vgl. ERICSON, B. David, Maurice EWING und Geosta WOLLIN, 1964, The Pleistocene Epoch in Deep-Sea Sediments, in *Science* 146, S.725

später genauer erläutert wird, grundsätzlich möglich. Zunächst soll geklärt werden, warum die regionale Beschränkung auf einen Ozean sinnvoll ist.

Die Ozeanbecken sind riesige Sedimentationsräume. In ihnen lagert sich permanent Material ab. Dieses kann seinen Habitus verändern, wenn die Ablagerungsverhältnisse des Sediments, welche sehr vielseitig sein können, variieren. An dieser Stelle sei nur auf unterschiedliche Transportprozesse, auf verschiedenartige Verwitterungsmöglichkeiten des Materials und auf die differierende Herkunft der Sedimente verwiesen. Eine Modifikation dieser Parameter kann so zu einer Änderung des Sediments führen.

Doch wie ebenfalls später noch genauer erläutert wird, hängt die Art und Quantität von Ablagerungen noch von einer sehr großen Anzahl anderer Faktoren ab, die sehr regionalen Ursprungs sein können. Als Beispiele dafür können verschiedene Meeresströmungen, Windrichtungen, Flußmündungen oder unterschiedliche Entfernungen des Sediments vom nächsten Kontinent angeführt werden.

Viele dieser Größen sind oftmals nur zum Teil oder gar nicht klimagesteuert und somit auch nur bedingt veränderbar. Sie können bei einer Interpretation der Sedimente aber natürlich nicht außer Acht gelassen werden.

Die Sedimente, die im Südatlantik gefunden werden, können zudem Hinweise auf Klimaänderungen entweder regionaler oder globaler Ausdehnung geben.

Sedimente der tiefen Ozeane sind weltweit also nicht ohne weiteres miteinander vergleichbar.

Für weiterführende Arbeiten wäre es dann sicherlich spannend, die Ergebnisse, die aus den Sedimenten des Südatlantiks gewonnen wurden,

mit denen anderer Ozeane zu korrelieren, um weitere Informationen über globale und regionale Klimaveränderungen auszumachen. Regionale Klimaveränderungen sind aber auch durch Vergleiche der Ergebnisse mit den Forschungsarbeiten möglich, die das Paläoklima auf dem afrikanischen Kontinent zur Aufgabe hatten.

Doch zunächst soll der als östlicher Südatlantik bezeichnete Raum abgegrenzt werden. Er wird im Westen und im Süden vom mittelatlantischen Rücken und im Osten und Norden vom angrenzenden afrikanischen Kontinent begrenzt. Nach Norden reicht er somit über den Äquator hinaus und endet erst mit Erreichen Oberguineas. Dies scheint hier sinnvoll, um das Untersuchungsgebiet vom afrikanischen Kontinent abschließen zu lassen. Diese Abgrenzung des östlichen Südatlantiks beschreibt damit einen fast rechtwinkligen Raum von 15° westlicher Länge bis 10° östlicher Länge und von 5° nördlicher Breite bis 50° südlicher Breite. Wenn im Folgenden vom Südatlantik gesprochen wird, so ist damit immer dieses Gebiet gemeint.

Ozeane lassen sich in Großformen erster Ordnung unterteilen: Kontinentalrand, mittelozeanischer Rücken und Tiefseebecken, wovon jede dieser Formen etwa ein Drittel des gesamten Weltmeeres einnimmt.<sup>1</sup>

### **1.3.2. Kontinentalabhängig**

Zwischen dem Ozeanboden und der Kontinentalplattform liegt der Kontinentalabhängig, der überall nachzuweisen ist, wo das Meer Tiefen von -1000 m bis -3000 m erreicht.

LOUIS unterscheidet zwischen „Unmittelbarem Kontinentalabhängig“ und „Randketten-Kontinentalabhängig“.<sup>2</sup> Im Untersuchungsgebiet gibt es mit

---

<sup>1</sup> Vgl. BRÜCKNER, Helmut, 1995, Die Entstehung der Ozeane, in Geographische Rundschau 47, S.79

<sup>2</sup> Vgl. LOUIS, Herbert, Klaus FISCHER, 1979, Allgemeine Geomorphologie, Walter de Gruyter, 4. Auflage, Berlin, S. 22f

Ausnahme von wenigen Verbreiterungen des Schelfs auf etwa 100 km bei Swakopmund (Namibia), der Oranjemündung und südlich von Kapstadt an der Agulhas Bank durchwegs einen unmittelbaren Kontinentalabhang.

Er ist dadurch gekennzeichnet, daß er „in der Regel zwischen -200 und -3000 m einen mehr als 2500 m hohen Abschwung von fast überall mehr als 10 ‰, meistens mehr als 50 ‰ und stellenweise sogar mehr als 100 ‰ ( $\sim 6^\circ$ ) Durchschnittsgefälle“<sup>1</sup> besitzt.

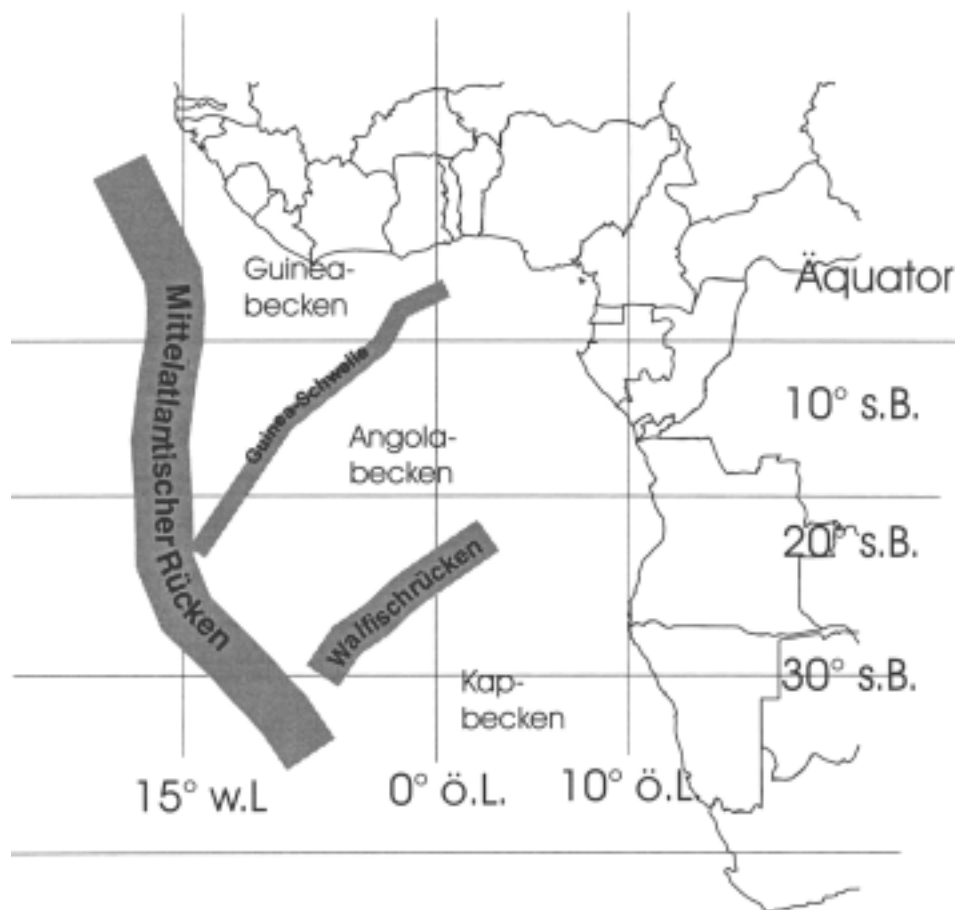


Abb. 3: Skizze des Untersuchungsgebietes

<sup>1</sup> LOUIS, H. et al., 1979, a.a.O., S.23



### 1.3.3 Mittelatlantischer Rücken

Der mittelozeanische Rücken teilt als untermeerisches Gebirge den Atlantik in zwei Hälften, in dessen Zentrum durch *sea-floor-spreading* neue ozeanische Kruste entsteht. Dabei spreizt sich der Ozeanboden, und durch eine damit verbundene vulkanische Aktivität kommt es zur Entstehung neuen Meeresbodens nach außen hin.

Während der Abstand zwischen Afrika und Südamerika eine durchschnittliche Breite von 3000 bis 6000 km besitzt, liegt der ozeanische Rücken immer symmetrisch in der Mitte zwischen beiden Kontinenten und macht alle Knicke des Atlantiks in auffallender Weise mit und entsendet außerdem mehrfach seitliche Verzweigungen, ozeanische Nebenrücken, gegen die benachbarten Küsten hin. Dadurch wird der Ozean in eine Reihe sehr großer, meist mehr als 5000 m, ja bis zu 7000 m tiefer Einzelbecken aufgegliedert.<sup>1</sup>

Im Südatlantik ist dies einmal das Guineabecken, das im Norden vom afrikanischen Kontinent und im Süden von der Guineaschwelle begrenzt wird, zum anderen das Angolabecken, das südlich an die Guineaschwelle angrenzt und seinerseits im Süden vom Walfischrücken abgeschlossen wird, und schließlich das Kapbecken zwischen Walfischrücken und Kapschwelle. Alle drei werden im Westen vom mittelozeanischen Rücken und im Osten vom afrikanischen Kontinent begrenzt.

### 1.3.4 Meeresströmungen

LOUIS unterscheidet drei verschiedene Formen von Meeresströmungen: die durch den Wind erzeugten Oberflächenströmungen, thermohaline Dichteströmungen und Suspensionsströme (Trübestrome). Außerdem führt er Gezeitenströmungen an, die allerdings im tieferen Ozean kaum

---

<sup>1</sup> Vgl. LOUIS, H. et al., 1979, a.a.O., S.28

Erosions- und Akkumulationsleistung erbringen<sup>1</sup>, noch anderweitig klimarelevant zu sein scheinen und somit nicht näher erläutert werden.

Bei der Betrachtung der Richtung von Meeresströmungen wird deutlich, daß für sie auch immer die Auswirkung der Corioliskraft<sup>2</sup> und zusätzlich die Morphologie des Ozeanbodens eine entscheidende Rolle spielen kann. Außerdem kann ein durch die Meeresströmungen entstandenes Massendefizit bzw. ein Massenüberschuß auch zu Vertikalbewegungen des Wassers führen.

#### **1.3.4.1 Thermohaline Dichteströmungen: Das globale Förderband**

Der Südatlantik ist nicht nur gekennzeichnet durch das Auftreten von Meeresströmungen auf der einen Seite, sondern auch durch die Existenz einer vertikalen Schichtung auf der anderen Seite. Da sich die Dichte des Wassers mit seiner Temperatur und seinem Salzgehalt ändert, wird erklärbar, daß beispielsweise abgekühltes Wasser absinkt und wärmeres Wasser aus der Tiefe aufsteigt.

Im tropischen Teil des Südatlantiks bildet sich durch die starke Sonneneinstrahlung eine sehr stabile dünne und warme Deckschicht aus, während in höheren Breiten durch die geringe Wassertemperatur und den durch das Gefrieren von Wasser ansteigenden Salzgehalt das Meerwasser im Mittel nach unten sinkt. Durch beide Extreme wird ein thermisch-haliner Wasserkreislauf angeregt: In der Tiefe dringt kaltes antarktisches Bodenwasser nach Norden vor, während das an der Oberfläche befindliche warme Wasser polwärts in Bewegung kommt.

Daraus ergibt sich die genannte Schichtung des Südatlantiks: Am Ozeanboden befindet sich eine Auflage *Antarktischen Bodenwassers*, das

---

<sup>1</sup> Vgl. LOUIS, H. et al., 1979, a.a.O., S.570f

<sup>2</sup> Die Corioliskraft bewirkt eine Ablenkung von Bewegungen auf der Südhalbkugel nach links und auf der Nordhalbkugel nach rechts. Sie entsteht durch die Erdrotation. Sie ist abhängig von der Geschwindigkeit der

sich in hohen südlichen Breiten durch Absinken nährstoffreichen Wassers bildet und nach Norden bis weit über den Äquator bis ca. 40° nördlicher Breite reicht. Als Gegenströmung bildet sich an der Oberfläche eine warme Oberflächenwassersphäre aus. Dazwischen besteht der volumenmäßig größte Teil aus *Nordatlantischem Tiefenwasser*, das sich bis ca. 70° südl. Breite erstreckt und dort auskeilt.

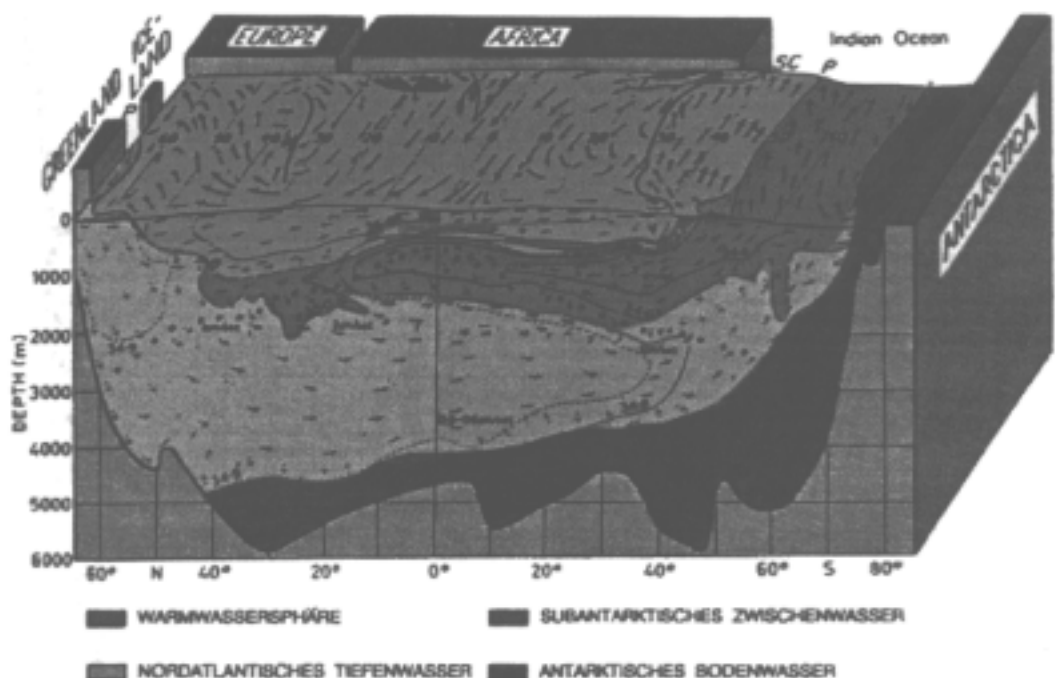


Abb. 4 : Blockdiagramm zur Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans: Die Polarfront P bezeichnet die polwärtige Grenze der Warmwassersphäre an der Meeresoberfläche. Die Isolinien sind Linien gleichen Salzgehalts, die Zirkulation ist durch Strömungspfeile gekennzeichnet.

Zwischen Warmwassersphäre und *Nordatlantischem Tiefenwasser* befindet sich noch das *Subantarktische Zwischenwasser*, das allerdings kaum Bedeutung für Paläountersuchungen hat.

Die Unterscheidung der einzelnen Abschnitte wird später bedeutsam, da verschieden temperierte Wassermassen aufgrund ihres spezifischen Nährstoff- und Sauerstoffgehaltes verschiedenartige Auswirkungen auf die Sedimentation von im Wasser befindlichen Stoffen haben. Veränderungen können zu erhöhter Bioproduktion aber auch zu erhöhter Auflösung (Remineralisation) von Material führen.

Die großen Meeresströmungen, die sich im Atlantik ergeben, bilden einen weltweiten Wasserkreislauf, der auch als „globales Förderband“ bezeichnet wird. Alle Ozeane der Erde durchmischen sich durch ihn im Verlauf von Jahrhunderten, so daß durchaus Parallelen im Vergleich von Sedimenten verschiedener Ozeane auftreten sollten.

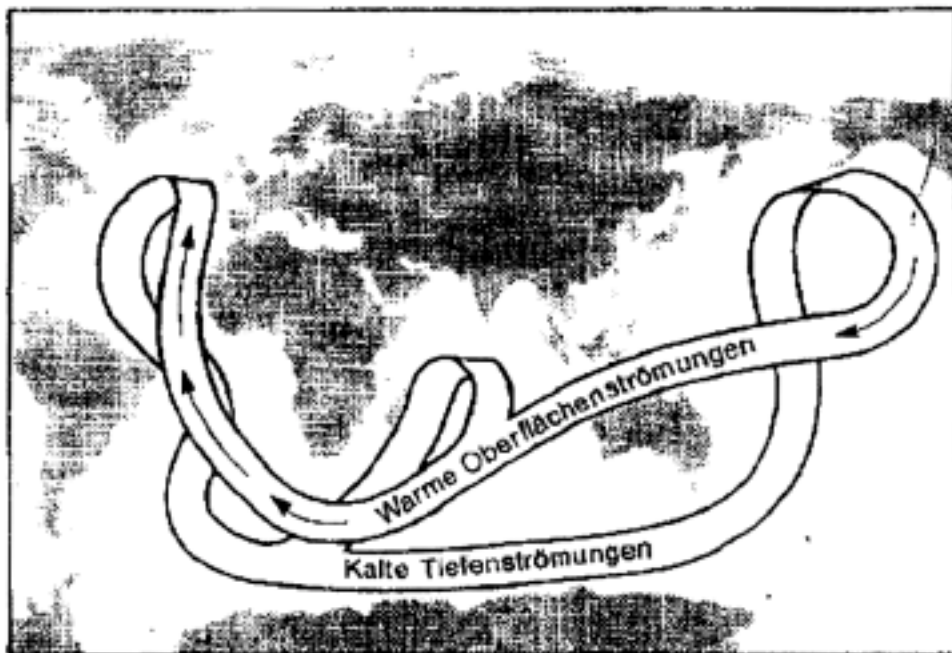


Abb. 5: Schema des „globalen Förderbands“

### 1.3.4.2 Oberflächennahe Meeresströmungen

Neben diesen weltweiten Wasseraustausch-Strömungen gibt es Meeresströmungen, deren Einfluß auf das Wetter- und Klimageschehen einzelner Kontinente bekannt ist.

Für den Südatlantik ist dies in weiten Bereichen der kühle *Benguelastrom*, der an der Westküste Afrikas nach Norden fließt und ganz entscheidend das Küstenklima beeinflusst. Er ist ein kühler und nährstoffreicher Wasserkörper, dessen geostropher Hauptast als *Benguela Oceanic Current* (BOC) vom Kap der Guten Hoffnung entlang der Westküste Südafrikas nach Norden fließt und bei 25° S (GORDON 1988) nach Westen abbiegt. Im Bereich vor SW-Afrika induzieren vorherrschende SE-Winde zwischen 34° und 15° S küstennahe Auftriebszellen, die eine extrem hohe Primärproduktion (bis  $3,8 \text{ g C m}^{-2} \text{ d}^{-1}$ , Walfischrücken, NIELSEN & JENSEN, 1957) fördern. Dies führt zu einem großen Fischreichtum in diesem Gebiet. Drei schmale Teilströme des Benguelastroms ziehen als Benguela Coastal Current (BCC), gemischt mit kühlem Auftriebswasser (PETERSON & STRAMMA 1990), an der Küste weiter nach Norden. Sie treffen im Bereich von 15° bis 17° S auf den südwärts fließenden, wärmeren, nährstoff- und sauerstoffärmeren *Angolastrom* (AC).<sup>1</sup>

Das Gebiet nördlich des Äquators ist hingegen gekennzeichnet durch den Einfluß des *Guineastroms*. Dazu kommt es weiter westlich ab etwa 5° östl. Länge zu Einflüssen des *South Equatorial Counter Currents* und des *Equatorial Under Current*, das ein sehr kompliziertes Frontensystem mit unterschiedlichsten Wasserbewegungen nach sich zieht.<sup>2</sup>

---

<sup>1</sup> Vgl. GINGELE, F., 1992, Zur klimaabhängigen Bildung biogener und terringener Sedimente und ihrer Veränderung durch die Frühdiagenese im zentralen und östlichen Südatlantik, Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen 26

<sup>2</sup> Vgl. JANSEN, J.H.F., 1985, Quaternary carbonate production and dissolution, in HSÜ, K.J. et al., 1985, a.a.O., S.35

In den Tropen kommt es in einer Zone von etwa 200 m Breite entlang der afrikanischen Küste vor allem infolge des Passatwindes zu einem Aufsteigen von nährstoffreichem *Antarktischen Bodenwasser* bis in die von Sonnenlicht beeinflusste „photic zone“, wenn die oberen Wasserschichten durch den SE-Passat von der Küste nach NW gedrückt werden.<sup>1</sup> Daraus resultiert der Anstieg der Planktonproduktion in diesem Gebiet, der bei 20° südl. Breite besonders stark ist.

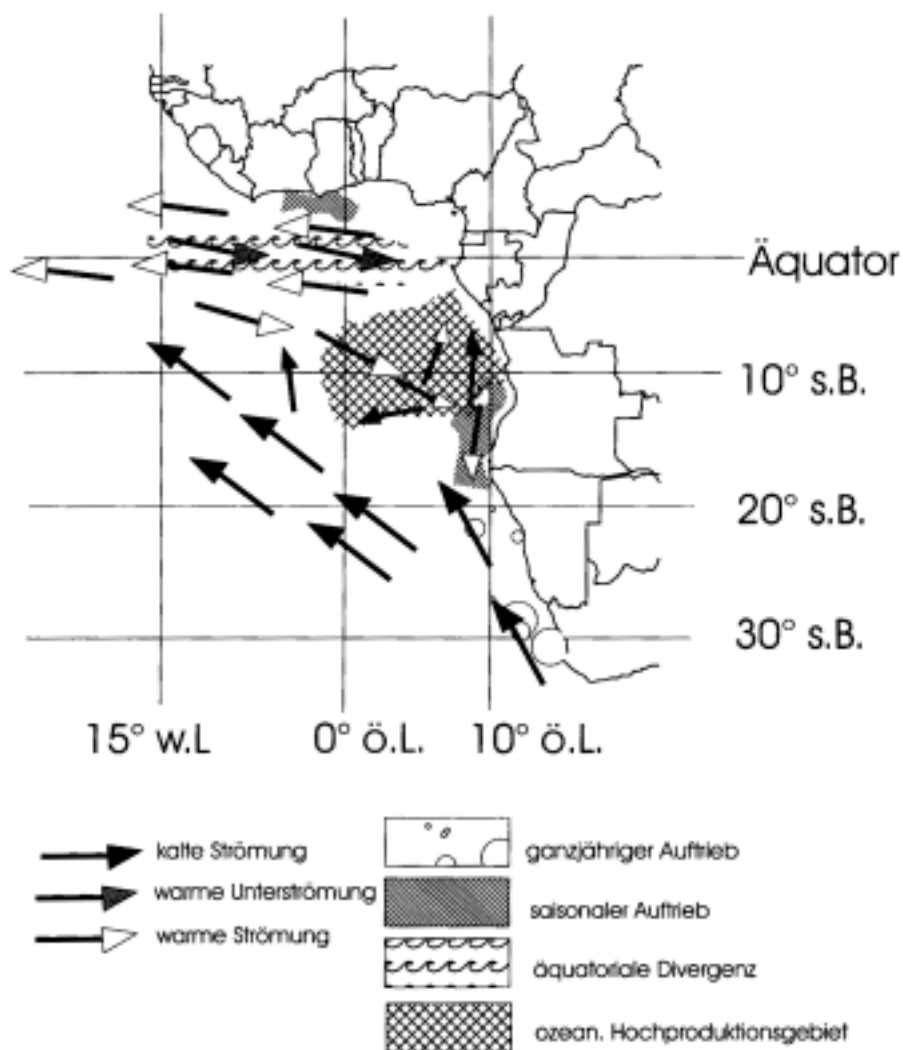


Abb. 6: Skizze der Meeresströmungen im Ostatlantik

<sup>1</sup> Vgl. MEINCKE, M. und M. LATIF, 1995, Die Rolle des Ozeans im Klimasystem, in Geographische Rundschau 47, S.93f

Ob es während der Kaltphasen des Klimas zu einer Veränderung der Strömungen gekommen ist, soll im dritten Hauptteil „Regionale Beispiele“ anhand der Sedimentanalysen ausgewertet werden.

#### **1.3.4.3 Suspensionsströme**

Suspensionsströmungen sind etwas sonderbare Erscheinungen. Diese im Englischen als „turbidity currents“ bezeichneten Strömungen wurden, wie DIETRICH et al. (1975) beschreiben, noch niemals beobachtet.

„Keiner hat sie bisher gesehen, keiner ihre Stromgeschwindigkeit, ihre Mächtigkeit oder die Dichte des strömenden Mediums direkt gemessen, und doch besteht heute kein Zweifel an der Existenz dieser scheinbar mysteriösen Strömungen;“<sup>1</sup>

Erklärbar werden die Strömungen durch verschiedene Dichten von horizontalem Wasser, ähnlich den oben erwähnten *Thermohalinen Dichteströmungen*, wobei hier jedoch nicht der unterschiedliche Salzgehalt und die differierende Temperatur ausschlaggebend sind, sondern der verschiedenartige Gehalt an suspendiertem Material.

Suspensionsströmungen treten katastrophal an Kontinentalrändern auf und sind anhand von Furchen erkennbar, die sie erzeugen, wenn die Strömung am Kontinentalhang einsetzt. Dabei findet eine Sortierung des Materials statt. Dessen Transport kann weit bis in das Tiefseebecken vorstoßen.<sup>2</sup>

Bei Untersuchungen von Bohrkernen ist unbedingt auszuschließen, daß das Sediment durch Strömungen umgelagert wurde. Ein Sediment besitzt

---

<sup>1</sup> DIETRICH, Günter, Kurt KALLE, Wolfgang KRAUSS und Gerold SIEDLER, 1975, Allgemeine Meereskunde, 3. Aufl. 1975, Gebrüder Borntraeger, Berlin, S.29

<sup>2</sup> Vgl. DIETRICH et al, 1975 , a.a.O., S. 29f

nur eine Aussagekraft, wenn seine Ablagerungen ungestört übereinander liegen, weil nur so zeitliche Zuordnungen möglich sind. Ohne eine Stratigraphie sind alle Aussagen aber wertlos.

#### **1.4 Allgemeine Abfolge mariner Sedimentation**

Der Ozeanboden ist im Vergleich zu den Kontinenten sehr jung. Kein Teil des Atlantiks ist älter als 200 ma. Von den Bohrungen, die durch die *Glomar Challenger* durchgeführt wurden, war keine älter als 160 ma<sup>1</sup>. Dadurch bedingt ist der Bau der *Ozeanischen Kruste* meist nicht so komplex wie der der *Kontinentalen Kruste*. Kontinente stoßen in der Erdgeschichte oft zusammen, und durch diese Kollision kommt es zu Deformationen und Schrägstellungen.

Sedimente auf dem Ozeanboden sind hingegen zumeist das Ergebnis einer kontinuierlichen Akkumulation. ANDERSON, LOUIS u.a. beschreiben diesen Vorgang der Sedimentation auf dem Meeresgrund als einen „langsamen, aber andauernden Regen“, dessen Bestandteile sich auf dem Grund des Ozeans ablagern und in Jahrillionen feste Steinlagen ausbilden.<sup>2</sup>

LOUIS weist in diesem Zusammenhang allerdings darauf hin, daß die Sedimentdecke am Meeresboden nicht die lückenlose zeitliche Anhäufung des Sedimentregens darstellt. Ursachen dafür sind die im vorigen Kapitel beschriebenen Meeresströmungen, insbesondere auch diejenigen Strömungen unmittelbar am Meeresboden.

„Die aus den Beobachtungen der *Meteor*-Expedition 1925-27 (G. WÜST, 1933) errechneten, teilweise erheblichen Fließgeschwindigkeiten der *Antarktischen Bodenströmung* im Südatlantik sind durch jüngste direkte Strommessungen und durch die Unterwasserphotographie nicht nur

---

<sup>1</sup> Vgl. ANDERSON, Roger N., 1988, *Marine Geology - A Planet Earth Perspective*, Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University, John Wiley & Sons, New York, S. 154

<sup>2</sup> Vgl. ANDERSON, R., 1988, a.a.O., S. 151/ LOUIS, H. et al., 1979, a.a.O., S.569



bestätigt, sondern örtlich auch übertroffen und im einzelnen weiter differenziert sowie experimentell überprüft worden (B.C. HEEZEN u. Ch. D. HOLLISTER, 1964: A.J. REES, 1966).“<sup>1</sup>

Strömungen am Meeresboden bewirken eine Einregelung der Bodensedimente. Findet man diese nicht, so kann man davon ausgehen, daß hier niemals Strömungen von mehr als 5 cm pro Sekunde vorgelegen haben. Bei Geschwindigkeiten von 3 bis 5 cm pro Sekunde kommt es zu einer Streifung des Bodensediments. Bei größeren Fließgeschwindigkeiten kommt es zur Anlage von Rippeln, die auch noch in sehr großen Wassertiefen in 7500 m photographiert wurden. Diese und auch die Existenz von blankem Fels machen maximale Fließgeschwindigkeiten von mehr als 20 cm pro Sekunde sehr wahrscheinlich. HEEZEN und HOLLISTER (1971) haben stellenweise sogar Geschwindigkeiten in großen Meerestiefen von mehr als 50 cm pro Sekunde gemessen.<sup>2</sup>

Sedimente bilden sich entweder an den Flanken der mittelozeanischen Rücken und werden im Verlauf durch den nachrückenden neuen Ozeanboden nach außen gedrückt oder aber sie entstehen durch den Einfluß der Kontinente.

Wo kein Kontinent Einfluß auf die Sedimentation nimmt, geht der Vorgang der Ablagerung um den terrigenen Anteil langsamer vor sich und hängt von der chemischen Zusammensetzung der im Wasser befindlichen Bestandteile, der Meeresströmung und der biologischen Aktivitäten ab.

Demgegenüber ist unter dem Einfluß von Kontinenten die Sedimentation durch die Aktivität von Flüssen, Eis und Wind sowie den Auswirkungen von Plattenkollisionen stark gekennzeichnet<sup>3</sup>.

---

<sup>1</sup> LOUIS, H. et al., 1979, a.a.O., S. 569

<sup>2</sup> Vgl. LOUIS, H. et al., a.a.O. S. 570

<sup>3</sup> Vgl. ANDERSON, R., 1988, a.a.O., S. 153

## Allgemeine Abfolge

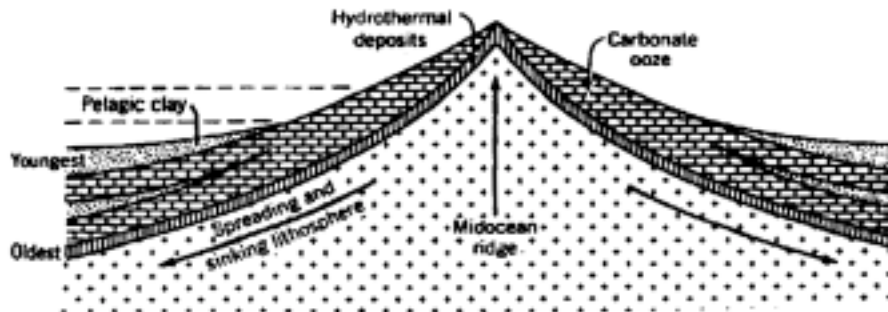


Abb. 7: Über der ozeanischen Kruste befinden sich Kalkablagerungen auf hydrothermal gebildetem roten Ton. Die jüngsten Sedimente liegen oben.

Die relativ ungestörten Ablagerungsverhältnisse im Ozean und die Dynamik des *sea-floor-spreading* bewirken eine bestimmte Abfolge der Sedimentation, sowohl was ihren vertikalen Aufbau als auch ihre Verteilung in West-Ost-Richtung betrifft:

„Da in der Zentralspalte [ozeanischer Rücken] ozeanische Kruste im Entstehen ist und von hier aus nach beiden Seiten langsam wegwandert, liegen um so mehr Sedimente auf dem Meeresboden, je weiter man sich vom Zentrum der *Mittelozeanischen Rücken* entfernt. Das anfangs rauhe Relief wird infolge wachsender Sedimentbedeckung immer ausgeglichener. [...] Mit zunehmender Entfernung von den Spreizungsachsen senkt sich der Ozeanboden nach beiden Seiten um 2 - 4 km, was eine direkte Folge der Abkühlung der ozeanischen Kruste ist.“<sup>1</sup>

<sup>1</sup> SEIBOLD, E. und W. H. BERGER, 1993, *The Sea Floor - An Introduction to Marine Geology*, Berlin, S.23f, zitiert nach BRÜCKNER, H., 1995, a.a.O., S. 76

### 1.4.1 Aktivitäten der *black* und *white smokers* (authigenes Sediment)

Die tiefsten und ältesten Sedimente, die bisher unter dem Ozean erbohrt wurden, sind rötlich und weisen einen hohen Eisenanteil auf. Ursache dieser Sedimente sind die *black*- und *white-smokers*, die sich in der Nähe der Mittelozeanischen Rücken befinden.<sup>1</sup>

Ein *black-smoker* ist ein bis zu 10 m hoher und 40 cm breiter Schlot, aus dem heiße, pechschwarz gefärbte Flüssigkeit emporschießt.

Kaltes, dichtes Meerwasser sickert durch die poröse ozeanische Kruste nach unten und kann so bis zum darunterliegenden Erdmantel vordringen. Dort wird es von einer Wärmequelle aufgeheizt und steigt als hydrothermale Lösung wieder nach oben.

„Die heißen Lösungen verlassen die Schlote als klare, saure, reduzierende und stark metallhaltige Flüssigkeiten mit 100 ppm Eisen und je ein paar ppm Zink, Kupfer und Nickel; ferner über 200 ppm Schwefelwasserstoff, der im normalen Meerwasser nicht vorkommt. Die Lösungen sind an Quarz gesättigt (13000 ppm Kieselsäure). Sie enthalten aber weder Magnesium noch Sulfat. Der schwarze „Rauch“ - eine Suspension aus feinen Eisensulfid-Teilchen - entsteht an der Schlotöffnung durch die Mischung mit dem Meerwasser.“<sup>2</sup>

Neben den *Schwarzen Rauchern* gibt es auch noch *Weißer Raucher*. Welche Farbe der „Rauch“ hat, hängt davon ab, wo sich die heiße aufsteigende Flüssigkeit mit dem kalten Ozeanwasser vermischt. Geschieht dies nämlich schon unterhalb des Meeresbodens, kommt es nicht zu den chemischen Reaktionen, die eine schwarze Farbe entstehen lassen, und die Öffnung wird als ein *white smoker* bezeichnet.

---

<sup>1</sup> Vgl. ANDERSON, R., 1988, a.a.O., S. 155

<sup>2</sup> EDMOND, J. M. und K. VON DAMM, 1987, Heiße Quellen am Grund der Ozeane, in Spektrum der Wissenschaft - Ozeane und Kontinente, S.226 zitiert nach BRÜCKNER, H., 1995, a.a.O., S.77

Eine hydrothermale Quelle kann sich im Laufe der Zeit von einem *black smoker* zu einem *white smoker* verändern.

Während *black smoker* kaum Mangan enthalten, kann der Anteil davon in *white smokers* sehr hoch sein.<sup>1</sup>

Die Dicke der Sedimentablagerungen durch diese hydrothermalen Quellen unterscheidet sich in vielfacher Hinsicht; sie ist abhängig von der Entfernung zum ozeanischen Rücken, von den Ozeanen selbst und auch innerhalb einer Zeitspanne ist die Sedimentationsrate an einem Ort nicht konstant.

#### **1.4.2 Biotische Sedimente**

Über diesem im letzten Kapitel beschriebenen authigenen Sediment befindet sich gewöhnlich eine Schicht, die wie sandiger Schlamm aussieht und sich auch so anfühlt. Unter dem Mikroskop betrachtet stellt man allerdings fest, daß es sich um Kalkschalen handelt, die von einzelligen Lebewesen, sogenannten Foraminiferen, gebildet wurden. Nach dem Absterben der Foraminiferen sinkt die Kalkschale zu Boden.

Neben diesen aus Kalkschalen aufgebauten Ablagerungen der Foraminiferen gibt es natürlich noch andere Biota, die nach dem Absterben im Sediment zur Ablagerung kommen.

Die nachfolgende Abbildung zeigt die Eingliederung der Foraminiferen in ein System mariner Lebewesen.

---

<sup>1</sup> Vgl. ANDERSON, R., 1988, a.a.O., S.127-130

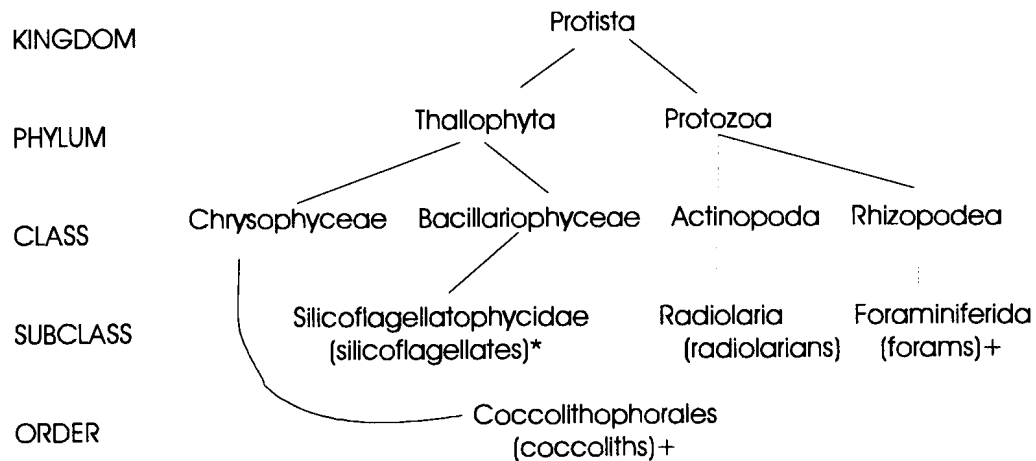


Abb. 8: Einteilung mariner Kleinstorganismen, die für die Rekonstruktion von Paläoklimaten untersucht werden. Hauptunterscheidungsmerkmale sind dabei zum einen, ob es sich um Pflanzen oder Tiere handelt, zum anderen, ob sie eine kalkige oder eine silikatische Schale besitzen. Zudem ist bei den Untersuchungen interessant, ob die Lebewesen an der Wasseroberfläche gelebt haben (*planktonische* Lebewesen) oder ihren Lebensraum in der Nähe des Ozeanbodens hatten (*benthische* Lebewesen).

Auf Foraminiferen wird in der marinen Paläoklimaforschung ein Hauptaugenmerk gelegt. Daneben sei aber erwähnt, daß natürlich auch Untersuchungen an Radiolarien sowie an Algenresten durchgeführt werden.

#### 1.4.2.1 Bedeutung des Kohlenstoffkreislaufs

Im folgenden Abschnitt wird der Kohlenstoffkreislauf kurz vorgestellt, da er eine entscheidende Rolle für die Sedimentation, vor allem organischen

Kohlenstoffs, haben kann und außerdem als CO<sub>2</sub>-Reservoir ganz entscheidend in der Lage ist, den Treibhauseffekt<sup>1</sup> zu verändern.

„Dieser Kohlenstoff-Transfer bildet [zudem] eine wesentliche Randbedingung zum Verständnis sowie zur Durchführung biochemischer Zirkulationsmodelle.“<sup>2</sup>

Im Kapitel 2.2 wird die Paläoproduktion organischen Kohlenstoffs und dessen Sedimentation genauer angesprochen. Es sei an dieser Stelle nur kurz erwähnt, daß das Angebot an Kohlenstoff im Wasser eine wesentliche Voraussetzung für die Menge der organischen Produktion darstellt. Diese Phytoplanktonproduktion führt über die Fixierung von Kohlenstoff (Photosynthese) in der Deckschicht des Ozeans und seinem Tiefentransfer zu einer CO<sub>2</sub>-Untersättigung im Oberflächenwasser und zieht damit eine Aufnahme von atmosphärischem CO<sub>2</sub> nach sich.

„Der Kohlenstoffkreislauf ist [dabei] vorwiegend ein CO<sub>2</sub>-Kreislauf. [...] Die wichtigsten Wege der Zirkulation sind durch die Assimilation von CO<sub>2</sub> durch autotrophe Organismen in der Photosynthese und durch die Veratmung (Respiration) von Kohlenhydratmolekülen zur Energiegewinnung bestimmt, durch die CO<sub>2</sub> an die Umwelt zurückgeführt wird. C-Reservoirs sind die Karbonate (v.a. CaCO<sub>3</sub>, MgCO<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) der Hydrosphäre, Biosphäre und Lithosphäre, organ. Abfallstoffe und fossile Brennstoffe [...].“<sup>3</sup>

Im Ozean ist etwa die 60fache Menge CO<sub>2</sub> der Atmosphäre gespeichert. Schon geringe Änderungen im ozeanischen Kohlenstoffkreislauf können

---

<sup>1</sup> Der Treibhauseffekt kann an dieser Stelle nicht näher erläutert werden, da er nicht direkt zum Thema der Arbeit gehört. Es sei auf die allgemeine Literatur zur Klimatologie verwiesen. Vgl. LAUER, Wilhelm, 1995, Klimatologie, Westermann, Braunschweig, S. 26 ff

<sup>2</sup> TIEDEMANN, Ralf 1995, Meeressedimente - Zeugen der Ozean- und Klimageschichte, in Geographischer Rundschau 47, S.101

<sup>3</sup> DIETER, Heinrich (Hg), 1991, dtv-Atlas zur Ökologie, Deutscher Taschenbuch Verlag, 2. Auflage

daher beträchtliche Änderungen im atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Partialdruck hervorrufen.<sup>1</sup>

In früheren Jahrzehnten war es sehr schwierig, die Wege und die Verweildauer von CO<sub>2</sub> nachzuweisen. Durch die Atombombentests in den fünfziger und Anfang der sechziger Jahre hat der Mensch aber einen sehr starken Anstieg von Radiokarbon im Meer erzeugt. Das Verhältnis <sup>14</sup>C/ <sup>12</sup>C ist nach LEVIN um den Faktor zwei angestiegen. Diese Artefakte ermöglichen es nun die Meeresströmungen in ihrer zeitlichen Verteilung und den Anstieg von CO<sub>2</sub> in den Ozeanen besser nachzuvollziehen.

Aus dem Modell von WATSON (siehe Abb. 9) geht hervor, daß die obere Ozeanschicht weltweit zur Zeit jedes Jahr 92 Gt aus der Atmosphäre aufnimmt und 90 Gt an sie abgibt. Zugleich erfolgt ein Eintrag von Flüssen in der Größe von 0,8 Gt. Von diesen knapp 3 Gt, die dem oberflächennahen Ozean jährlich zugeführt werden, werden 2/3 (ca. 2 Gt/a) in Biota gebunden, welches nach dem Absterben in den tieferen Ozean absinkt. Davon werden nur 0,2 Gt/a sedimentiert. Ein Drittel des Kohlendioxids (ca. 1 Gt/a) reichert sich im oberflächennahen Ozean an.<sup>2</sup>

Wir können zwei Dinge festhalten:

1. Der Gehalt an Kohlendioxid im oberflächennahen Wasser ist nicht konstant. Im Laufe der Zeit kann er sich anreichern und es ist möglich, daß über eine „atmosphärische Düngung“ sich für die Lebewesen andere Wachstumsverhältnisse einstellen.
2. Von dem in Biota gebundenen Kohlenstoff wird nach dem Absterben der Lebewesen nur ein geringer Teil sedimentiert. Der weitaus größte Teil wird vor dem Erreichen des Ozeanbodens schon remineralisiert.

---

<sup>1</sup> Vgl. TIEDEMANN, R., 1995, a.a.O., S 100

<sup>2</sup> Vgl. LEVIN, Ingeborg, 1994, The recent state of carbon cycling through the atmosphere, S. 3-15 in ZAHN, Reiner, 1994, Carbon Cycling in the Glacial Ocean: Constraints on the Oceans's Role in Global Change, Springer-Verlag, Berlin

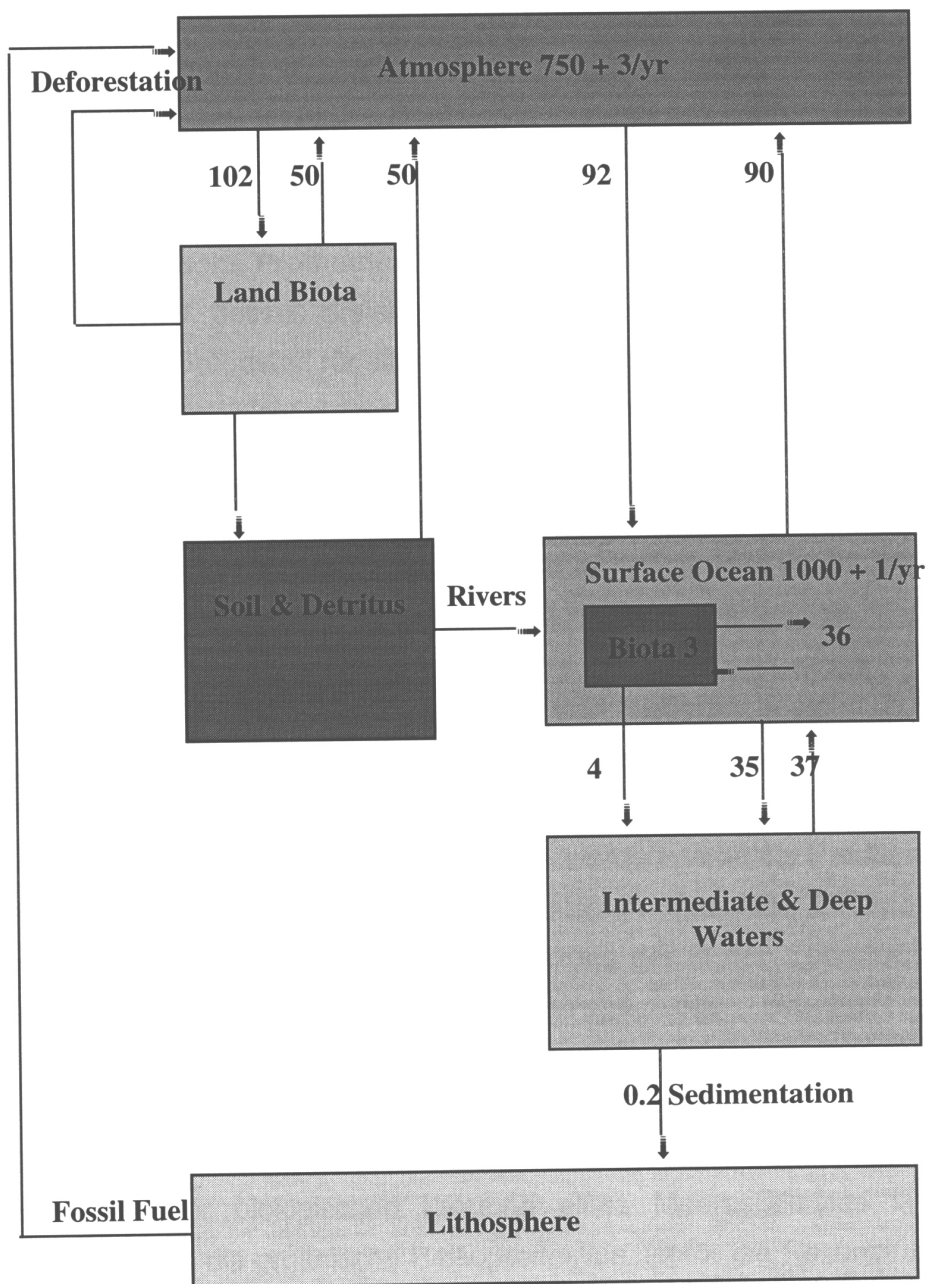


Abb. 9: Kohlenstoffkreislauf nach einem Modell von WATSON

Noch nicht beachtet wurde die regionale Verteilung des Kohlendioxids. Eine Veränderung der regionalen Meeresströmungen oder eines Flußeintrags in den Ozean kann zum einen in erheblichem Maße auf den



globalen CO<sub>2</sub>-Gehalt in der Atmosphäre und damit auf den Treibhauseffekt und die Temperatur wirken. Zum anderen nimmt ein Ansteigen bzw. Sinken in der Produktion mariner Lebewesen gleichsam Einfluß auf die regionale Höhe der Sedimentation dieser Lebewesen.

#### **1.4.2.2 Organische Produktion des Meeres**

Der Kohlenstoff, dessen Kreislauf im vergangenen Kapitel angesprochen wurde, ist der Grundstoff für alles Leben im Ozean. Nach DIETRICH et al. ist der Kohlenstoff nicht als fest, sondern als gasförmig zu betrachten, wie dies auch in den einfachen Verbindungen des Kohlenstoffs (z.B. CO<sub>2</sub>, CO, CH<sub>4</sub> usw.) zum Ausdruck kommt. Diese Eigenschaft ist grundlegend, da so der für das Leben so bedeutsame Kohlenstoff überall im Wasser vorhanden ist und selbständig zum Ort des Verbrauchers nachströmt.

„Die eigentliche biologische Leistung des Lebens besteht in der Erzeugung von Lebenssubstanz aus der Kohlensäure mit Hilfe der Energie der Sonnenstrahlung. Hierzu sind nur die Pflanzen auf Grund ihres Gehaltes an Chlorophyll befähigt. Sie werden daher als Produzenten bezeichnet, während alle übrigen Organismen unter die Gruppe der Konsumenten fallen, da sie unter Ausnutzung der in den Lebensstoffen niedergelegten Energie auf dem Wege des Gärungs- und Atmungsvorgangs schließlich durch Auffüllung des Kohlendioxid-Reservoirs wieder den Ausgangszustand herstellen.“<sup>1</sup>

Die Größe der biologischen Leistung eines Meeresgebietes in der Vergangenheit, die organische Paläoproduktion, ist für die Rekonstruktion des Klimageschehens von großer Bedeutung. Denn die Bioproduktion im Meer ist die Grundlage der Ablagerung organischen Kohlenstoffs im Meeressediment.

---

<sup>1</sup> DIETRICH et al., 1975, a.a.O., S.251

Als Produktionsgröße beschreibt DIETRICH den „Anteil der im Laufe eines Jahres von der Sonne dem Meere zugestrahlten Energie, die nicht sofort in Wärme oder Bewegungsenergie übergeht, sondern den Umweg über die Reduktion der Kohlensäure zu organischer Substanz einschlägt.“<sup>1</sup>

Allerdings sind für die Vorgänge der Sedimentation weniger die effektiven Produktionsgrößen von Ausschlag, als vielmehr die zur Zeit vorhandene Menge an Leben. Diese ist als Gleichgewichtszustand zwischen Produktion von Leben und seinem Abbau zu bezeichnen und hängt deshalb nicht nur von der Produktionsgröße, sondern auch vom *Zersetzungskoeffizienten* ab. „Unter gleichen Produktionsbedingungen ist demnach die Menge an organischer Substanz [im Sediment] umgekehrt proportional dem Zersetzungs-koeffizienten. Dieser ist in starkem Maße von der Temperatur abhängig. Und zwar nimmt er pro 10°C Temperaturerhöhung um den zwei- bis dreifachen Wert zu. [...] Dies bedeutet, daß unter gleichen Produktionsbedingungen in den polaren Gebieten rund zehnmal soviel organische Substanz und damit lebende Organismen anzutreffen sind wie in den tropischen Meeresgebieten.“<sup>2</sup>

DIETRICH beschreibt weiter für das Beispiel der *Georgesbank*, daß es für das Phytoplankton [Produzenten] die Ausbildung zweier jahreszeitlicher Maxima etwa Mitte April und Anfang August gibt, während das Maximum des Zooplanktons [Konsumenten] mit vierwöchiger Verspätung etwa Mitte Mai auf das erste Phytoplanktonmaximum folgt.<sup>3</sup>

---

<sup>1</sup> DIETRICH et al., 1975, a.a.O., S. 260

<sup>2</sup> DIETRICH et al., 1975, a.a.O., S.261

<sup>3</sup> Vgl. DIETRICH et al., 1975, a.a.O., S.262

### 1.4.2.3 Foraminiferen

Doch es soll nun wieder ein etwas näherer Blick auf die Foraminiferen geworfen werden, die als Lebewesen mit einer Kalkschale für die marine Paläoklimaforschung von besonderer Bedeutung sind.

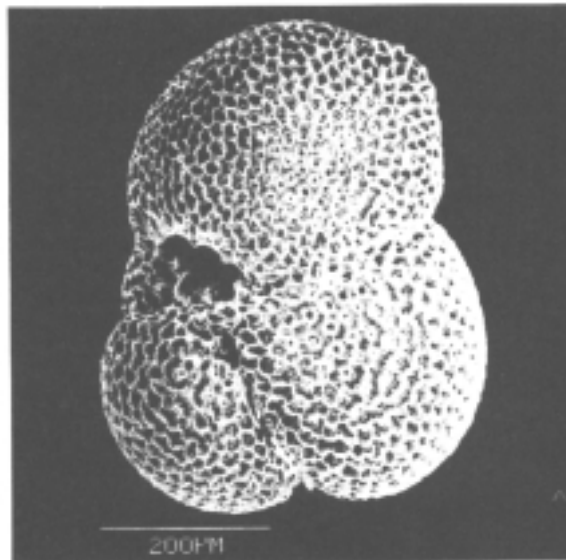


Abb. 10: Struktur der Schale einer Foraminifere, der *Globigerinoides sacculifer*.

Da im Laufe der Evolution die Struktur der Foraminiferen komplexer geworden ist, ist es möglich, anhand der in Bohrkernen gefundenen Muschelteilchen auf das Alter des Sediments zu schließen.<sup>1</sup>

Foraminiferen-Arten gibt es sehr viele, und alle haben bestimmte Eigenschaften, die es ermöglichen, bestimmte Rückschlüsse zu ziehen. *Benthische Foraminiferen* leben im tiefen Ozean, während *planktonische Foraminiferen* als sonnenlichtabhängige Biota in der oberen Schicht des Ozeans leben. Auch hinsichtlich der Wassertemperatur sind einzelne Foraminiferen an bestimmte Regionen angepaßt.

---

<sup>1</sup> Vgl. VINCENT, E und W.H. BERGER, 1981, Planktonic foraminifera and their use in paleoceanography, in The Sea Vol. 7, in C. Emiliani, ed., Wiley Interscience, New York, zitiert nach ANDERSON, R., 1988, a.a.O., S. 156f

Auch eine relative Datierung von Foraminiferen für das Pleistozän ist möglich. Man erkennt diesen Zeitabschnitt unter anderem daran, daß eine Art mit dem Namen *Globorotalia menardii* ihren Anteil an linksdrehenden Kalkschalen von 95% auf 100% erhöht, daß die Art *Globorotalia truncatulinoides* im allgemeinen sehr zahlreich auftritt sowie andere Arten und Unterarten von Foraminiferen aussterben. So wird die im Pliozän noch sehr komplexe Gesellschaft der *Globorotalia menardii* im Pleistozän zu einer sehr homogenen Gruppe.<sup>1</sup>

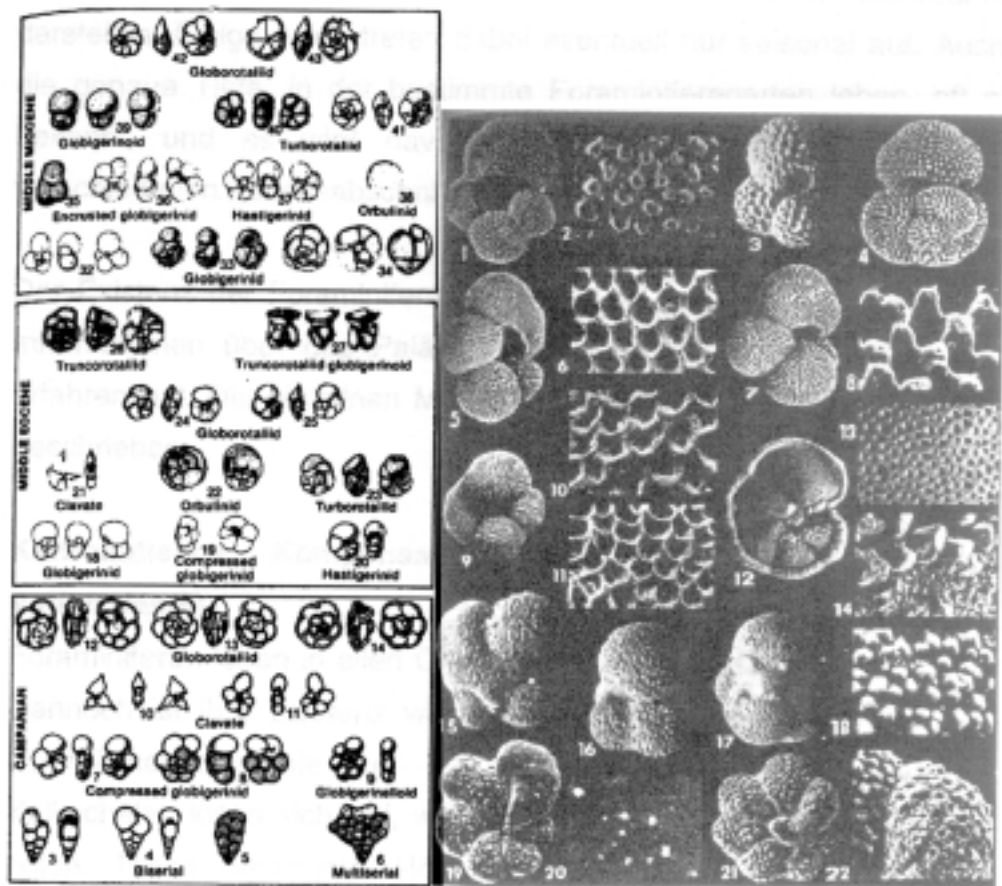


Abb. 11: Foraminiferen-Arten und ihre relative Altersbestimmung

<sup>1</sup> Vgl. ERICSON, B. et al., 1964, a.a.O., S.732

Anhand der Größe der Foraminiferen in bezug auf ihre spezifische Art sind Rückschlüsse auf die Temperatur des Ozeans möglich. Die durchschnittliche Größe der Foraminiferen ist in den Gebieten am größten, für die sie am besten angepaßt sind; *Warmwasser-Foraminiferen* werden in warmem Wasser am größten und genauso ist die Größe der Foraminiferenarten, die an kühleres Wasser angepaßt sind, dort höher als im warmen Wasser.<sup>1</sup>

Untersucht man die Foraminiferen eines Sediments, so ist jedoch zu beachten, daß die Ablagerung eine Mischung der Foraminiferen aus allen verschiedenen Tiefen der Wassersäule über dem Meeresboden darstellen. Einige Arten treten dabei eventuell nur saisonal auf. Auch ist die genaue Tiefe, in der bestimmte Foraminiferenarten leben, oft nicht bekannt, und es wird davon ausgegangen, daß Foraminiferen in verschiedenen Lebensabschnitten in verschiedenen Wassertiefen leben.<sup>2</sup>

Der Existenz der Foraminiferen ist es zu verdanken, daß man sehr viel Informationen über das Paläoklima aus den ozeanischen Sedimenten erfahren hat. Die einzelnen Methoden werden im zweiten Kapitel genau beschrieben.

### **Karbonatische Kompensationstiefe (*calcium-carbonate-compensation depth*)**

Foraminiferen leben in allen Ozeanen und ebenfalls in allen Klimazonen. Dennoch ist ihre Existenz weltweit in weit weniger als der Hälfte der Oberflächensedimente am Meeresboden nachzuweisen. Denn die Kalkschalen lösen sich auf, wenn sie unter eine bestimmte Wassertiefe fallen. Diese bestimmte Höhe hat den Namen *calcium-carbonate-*

---

<sup>1</sup> Vgl. MARLMGREN, B. und J. P. KENNETT, 1976, Biometric analysis of phenotypic variation in Recent *Globigerina bulloides* and *Globigerina falconensis* in the southern Indian Ocean, *J. Foram. Res.* 7, zitiert nach MALMGREN, B., 1985, Dissolution effects on size distribution of recent planktonic foraminiferal species, South Atlantic Ocean, in HSÜ, K. et al., 1985, a.a.O., S.12

<sup>2</sup> Vgl. BRADLEY, Raymond S., 1985, *Quaternary Paleoclimatology - Methods of Paleoclimatic Reconstruction*, Allen and Unwin, Boston, S. 175

*compensation depth* oder kurz *CCD*. Die Wassertiefe, in der die Auflösung beginnt, hängt von der Temperatur und dem Druck des Wassers sowie von seinem Kalkgehalt ab. Fällt die Kalkschale einer abgestorbenen Foraminifere in der Wassersäule tiefer als die *CCD*, löst sie sich binnen kürzester Zeit auf, noch bevor sie den Ozeanboden erreicht.<sup>1</sup>

Die Höhe der *CCD* ist nicht in allen Ozeanen und auch nicht innerhalb eines Ozeans gleich hoch. Sie liegt weltweit zwischen 3 und ca. 6 km Tiefe. Im Untersuchungsgebiet liegt sie zwischen 4.5 und 5.5 km.<sup>2</sup>

### **Veränderung der *CCD***

Die Höhe der *CCD* ist auch am selben Ort im Zeitverlauf nicht gleich hoch. So hat sie im Südatlantik innerhalb der letzten ca. 20 ma ihre Höhe von ca. 3.7 km auf ca. 5 km verändert.<sup>3</sup> Gründe hierfür liegen am Klima, der Ozeantemperatur, der Ozeanzirkulation, dem Nährstoffangebot und regionalen Veränderungen der Marinen Produktivität.<sup>4</sup>

Neben der *CCD* gibt es eine andere markante Tiefenlinie, die *Lysocline*. Ab dieser Tiefe finden sich an den Kalkschalen die ersten Auflösungsmerkmale, d.h. wenn sich der Ozeanboden zwischen dieser Linie und der *CCD* befindet, kommt es zwar zur Ablagerung von Foraminiferen, aber diese sind schon teilweise aufgelöst.

Nicht jede Foraminiferenart ist gegenüber Auflösung gleich resistent. Ob eine unterschiedliche Größe auch einen Einfluß auf eine

---

<sup>1</sup> Vgl. ANDERSON, R., 1988, a.a.O., S.159

<sup>2</sup> Vgl. BARRON, E.J. und J.M. WHITMAN, 1981, Oceanic sediments in space and time, in The Sea Vol. 7, C. Emiliani (Hg.), New York, zitiert nach ANDERSON, R., 1988, a.a.O., S. 162

<sup>3</sup> Vgl. KENNETT, J., 1982, Marine Geology, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New York, zitiert nach ANDERSON, R., 1988, a.a.O., S.161

<sup>4</sup> Vgl. HSÜ, K.J. und R. WRIGHT, 1985, History of calcite dissolution of the South Atlantic Ocean, in HSÜ et al., 1985, a.a.O., S.149-187

verschiedenartige Resistenz besitzt, konnte in der Untersuchung von MALMGREN jedoch nicht festgestellt werden.<sup>1</sup>

Neben den in diesem Kapitel beschriebenen Ablagerungen abgestorbener Lebewesen, tritt je nach Entfernung zum nächsten Kontinent der terrigene Anteil am Sediment mehr oder weniger stark in Erscheinung.

### **1.4.3 Terrigene Sedimente**

Der vom Einfluß des Kontinents abhängige Anteil am Ozeansediment entsteht durch die erosiven Prozesse auf dem Festland. Durch Transportprozesse werden von dort aus v.a. Tonminerale, Quarz und Feldspäte in den Ozean gebracht und dort abgelagert.

Mittels Sedimentuntersuchungen kann versucht werden, auf die Art und Intensität der Verwitterungs- und Transportverhältnisse auf dem Kontinent zu schließen und damit direkte Informationen über das Paläoklima zu erhalten.

„Die Zusammensetzung und Kristallinität der Tonmineral-vergesellschaftung läßt über das Maß der Hydrolyse Aussagen zum Temperatur- und Niederschlagsregime im Liefergebiet zu (CHAMLEY 1971). Ergänzende Informationen zum Klima, sowie zu den Transportprozessen, bieten die Parameter Quarz und Feldspatkonzentrationen, sowie die Korngrößenverteilung.“<sup>2</sup>

Veränderungen im terrigenen Sediment können auf einen Klimawechsel, aber auch auf einen Wechsel des Liefergebietes oder einer Veränderung des Transportmediums zurückgeführt werden.

---

<sup>1</sup> Vgl. MALMGREN, B., 1985, a.a.O., S. 12-23

<sup>2</sup> Vgl. GINGELE, F., 1992, a.a.O., S.32

### 1.4.3.1 Windeintrag

Wind kann Material vom afrikanischen Kontinent aufnehmen und dem Ozean sediment zuführen. Je länger der Transportweg ist, um so feiner ist durch die Sortierung auch der abgelagerte Sedimentanteil.

Nördlich des Äquators bringt der Ostwind alle vier bis sechs Tage große Mengen von Staub aus der Sahara vor die Küsten des Kontinents. Südlicher davon tragen der Südost- und der Nordostpassat Material ein, die in der jahreszeitlichen *Innertropischen Konvergenzzone (ITC)* aufeinander-treffen.

Auf der Südhalbkugel tritt im Norden des Untersuchungsgebiets im Sommer der Nordostpassat auf und bringt Staub aus der Südsahara und der Sahelzone ein, der durch einen hohen Kaolinitanteil gekennzeichnet ist. Im Winter allerdings sorgt bei einer nach Norden verschobenen *ITC* der Südostpassat für einen Staubeintrag aus der Kalahari oder der Namib, der durch Illit- und Chloritanteile gekennzeichnet ist.

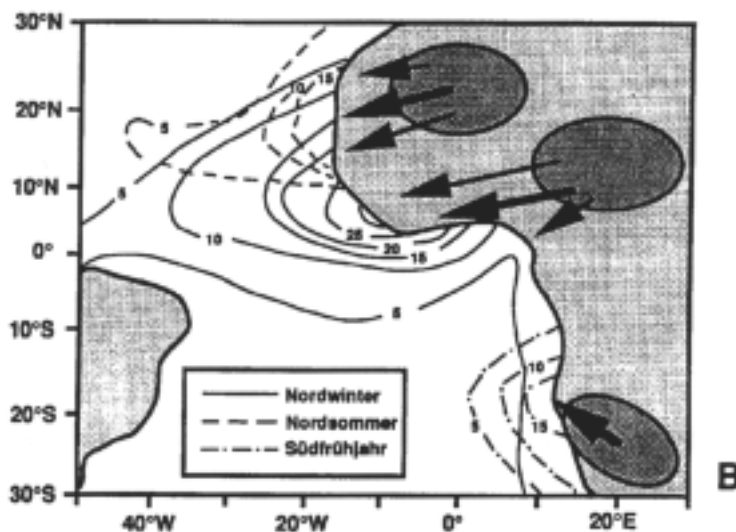


Abb. 12: Eintrag terrigenen Materials durch den Wind in den Atlantik

Neben dem Unterschied im Habitus lassen sich die Liefergebiete auch anhand ihrer Korngröße unterscheiden. Da der Südostpassat einen



längeren Weg zurücklegen muß, ist die Korngröße des Sedimentes, das er im nördlichen Teil des Südatlantiks einbringt, erheblich kleiner.<sup>1</sup>

Eine Veränderung der *Atmosphärischen Zirkulation*, wie sie im nächsten Kapitel beschrieben wird, kann zu einem Ausbleiben bzw. einer deutlichen Abschwächung des Eintrags terrigenen Materials durch den Wind führen.

### **1.4.3.2 Flußeintrag**

„Die Flüsse Zentralafrikas tragen bei geringem Relief des Einzugsgebietes in der Regel extrem feinkörniges Material in den Ozean ein.“<sup>2</sup> Entscheidend für die Menge des Sediments, das durch die Flüsse eingetragen wird, ist die Niederschlagsmenge, die auf dem afrikanischen Kontinent fällt. Dieser wiederum hängt ab von der *Atmosphärischen Zirkulation*.

Für den auf der Südhemisphäre gelegenen Teil Afrikas werden zwei gegensätzliche Windrichtungen diskutiert, die im Laufe des Quartärs wahrscheinlich abwechselnd eine Rolle für die Menge der Wasserführung gespielt haben dürften:

1. Die Dominanz eines Südostpassates führt mit Ausnahme des südlichsten Teils Afrikas zu erhöhter Trockenheit (im Vergleich zu heute).
2. Das Vorherrschen eines monsonalen Einflusses führt wiederum mit der Ausnahme des südlichsten Teiles zu einem Anstieg der Niederschläge.

Gleichsinnig verhalten sich die Flüsse, die während erhöhter Aridität sehr wenig Wasser zum Atlantik führen.

---

<sup>1</sup> Vgl. GINGELE, F., 1992, a.a.O., S.34 (mit Verweisen auf STEIN 1984, KALU 1979, MCTAINSH 1980, ASTON 1973, CHESTER et al. 1972)

<sup>2</sup> GINGELE, F., 1992, a.a.O., S.34

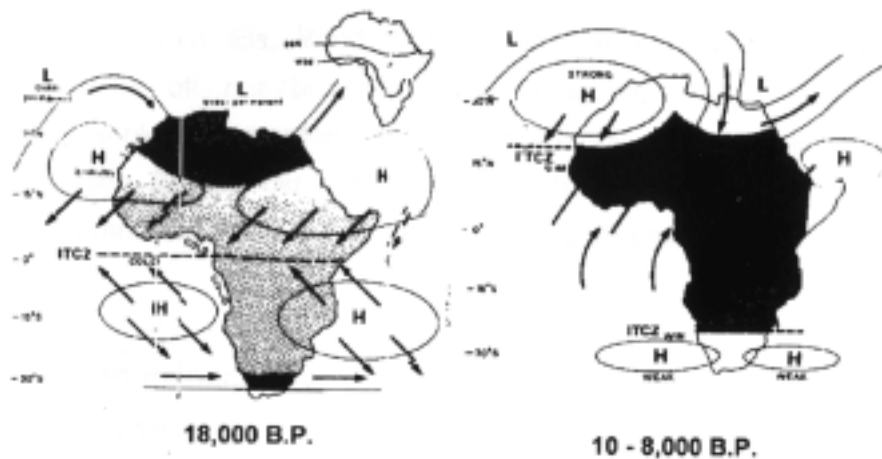


Abb. 13: Wechsel der atmosphärischen Zirkulation über dem afrikanischen Kontinent. Dunkle Flächen bedeuten eine erhöhte Niederschlagsmenge im Vergleich mit heute.

„Durch Ausflockung und Bildung von Kotpillen sedimentiert der größte Teil bereits auf dem Schelf oder dem oberen und mittleren Kontinentalhang (DAMUTH 1977, STEIN 1984).“<sup>1</sup>

#### 1.4.4 Meeressedimente - ideale Objekte der Klimaforschung

Meeressedimente sind ideale Objekte zur Paläoklimaforschung, wenn sie keine Störungen (z.B. „Erosion, Hiatus, turbidity currents, Einschwemmungen, Bioturbation“<sup>2</sup>) erfahren haben. Dies trifft insbesondere für Tiefseessedimente zu, weil die Sedimentationsraten klein und gleichmäßig sind.

Im Gegensatz zu terrestrischen Befunden liegt bei Untersuchungen an marinen Sedimenten der große Vorteil darin, daß es bei Ausschluß obiger Störungen keine zeitlichen Lücken im Sediment gibt. Auch auf den Kontinenten gibt es Anzeichen für Klimaveränderungen in der Vergangenheit. Da aber der Kontinent ständig unter den Einflüssen der

<sup>1</sup> GINGELE, F., 1992 a.a.O, S.34f

<sup>2</sup> Vgl. GEYH, Mebus A., 1983, Physikalische und Chemische Datierungsmethoden in der Quartär-Forschung, Clausthaler Tektonische Hefte 19, S. 114

Erosion durch Eis, Wind, Flüsse und Niederschläge liegt, sind die Merkmale oft nur bruchstückhaft vorhanden, und nirgendwo kann ausgeschlossen werden, daß im Sediment große zeitliche Lücken vorliegen. So sind die Vorteile der marinen Sedimente besonders in der besseren absoluten Altersbestimmung der einzelnen Straten zu sehen.

## **1.5 Das Prinzip des Aktualismus**

Der Aktualismus gilt als eine der wichtigsten Gedankengrundlagen zur Interpretation geographischer Erscheinungsbilder. Dabei werden alle Landschaftsformen der Vergangenheit durch Prozesse erklärt, die auch heute auf der Erde vorhanden sein müssen. Allgemein beschreibt man dies mit den Worten: „Die Gegenwart ist der Schlüssel zur Vergangenheit.“

Zwei Beispiele sollen dieses Prinzip verdeutlichen: Findet man heute in den mittleren Breiten fossile Solifluktsdecken, so sind diese nur erklärbar, indem man in Periglazialgebieten aktuell Prozesse beobachten kann, die heute eben solche Decken entstehen lassen. Man folgert also für die mittleren Breiten ein solches Klima für die Entstehungszeit dieses kaltzeitlichen Reliefs, wie man es in Periglazialräumen aktuell findet.

Ebenso geht man vor, wenn man in den mittleren Breiten Rotlehme findet, die heute nur unter tropischen Bedingungen entstehen. Auch hier wird für die Entstehungszeit des Rotlehms ein tropisches Klima für die mittleren Breiten gefolgert.

Allgemein läßt sich sagen, daß man in den mittleren Breiten versucht, die fossilen raumbildenden Prozesse der Vergangenheit in der Weise zu erklären, daß man für ausgesuchte Erscheinungsformen in diesem Raum ein bestimmtes Paläoklima herleitet. Dies erfolgt auf die Weise, daß man in anderen Klimaten sucht, bei denen heute diese Formen in aktuellen Prozessen gerade entstehen.

ETTER beschreibt diese Interpretation des Aktualismus als zu kurzgreifend. Es muß auch in der Vergangenheit einmalige Phänomene gegeben haben können (z. B. Meteoriteneinschläge, riesige Vulkanausbrüche). Er sagt aber auch, daß deswegen nicht zu einem Kathrophismus zurückgekehrt werden darf. „Das Aktualismus- oder Uniformitäts-Prinzip muß vielmehr auf Teilprinzipien reduziert werden (GOULD 1984):

1. Uniformität der Gesetze: Die auf der Erde wirkenden Naturgesetze sind in Raum und Zeit unveränderlich (z.B. Gravitation).
2. Uniformität der Prozesse: In der geologischen Vergangenheit wirkten gleiche oder ähnliche Prozesse wie diejenigen, welche sich heute beobachten lassen (z.B. Erosion infolge klimatischer Einflüsse, Wellenbildung als Folge von Wind).
3. Uniformität der Rate: Die Geschwindigkeit, mit welcher geologische und biologische Prozesse ablaufen, soll unveränderlich sein.
4. Uniformität der Bedingungen: In der geologischen Vergangenheit sollen die gleichen Materialien vorhanden gewesen und die gleichen Bedingungen geherrscht haben wie heute.“<sup>1</sup>

Hält man sich an alle diese vier Teilprinzipien, setzt man m.E. eine globale Klimaänderung mit einer einfachen Verschiebung oder Ausweitung von Klimazonen gleich.

Folge dieser Überlegung ist dann aber auch, daß alle Extremklimate, die es heute auf der Erde gibt, als fest angenommen werden müssen. Nach dem aktualistischen Prinzip darf es keine anderen Klimate geben, die es nicht auch heute auf unserem Planeten gibt. Zur Erläuterung soll ein

---

<sup>1</sup> ETTER, Walter, 1994, Palökologie: eine methodische Einführung, Birkhäuser Verlag, Basel, S.5

kurzes Beispiel angeführt werden. Veränderte sich ein marines Sediment in der Vergangenheit, weil die Temperatur des Ozeans sich in einem Maße erhöht hatte, die höher war als die wärmsten marinen Regionen, die es heute auf der Erde noch gibt, so wird man vergeblich nach aktuellen Prozessen suchen.

Es ist m.E. sehr leicht vorstellbar, daß es durch eine globale Klimaveränderung zu Situationen kommen kann, die heute nicht auf der Erde vorhanden sind. Beispielsweise kann es zu einer starken Niederschlagsvariabilität und -intensität infolge einer starken Variation der atmosphärischen Zirkulation kommen. Infolge einer starken Reduzierung der Meeresströmungen kann auch eine fast vollständige Schichtung der Weltmeere entstehen, ohne oder mit nur eingeschränkter globaler Zirkulation, um nur zwei Möglichkeiten zu nennen. Unter diesen Voraussetzungen wären dann völlig andere sedimentologische Prozesse, die wir heute auf der Erde nicht mehr haben, möglich.

Problem der klimatischen Modelle ist allerdings ihre Komplexität, die es uns ermöglicht, noch alle Erkenntnisse, die wir aus dem Bereich der Klimaforschung erkennen, in Theorien aktualistischer Prägung zu „zwängen“, die alle vier der oben genannten Teilprinzipien unterstützen (*Strikter Substanzieller Aktualismus*). Auch soll in dieser Arbeit nicht davon abgewichen werden, weil für ein Abweichen von diesem Prinzip zwingende Gründe vorliegen müßten, will man nicht unwissenschaftlich werden.<sup>1</sup> GOULD (1965) merkt aber an, daß nur die beiden ersten Teilprinzipien nicht zur Disposition stehen, da sie als methodische Annahmen zur induktiven Wissenschaft notwendig sind. „Die beiden anderen Punkte jedoch sind überprüfbare Aussagen, die für die geologische Vergangenheit nicht zutreffen müssen“.<sup>2</sup>

---

<sup>1</sup> Das Gegenteil des Aktualismus wäre dann der Katastrophismus, bei dem alles möglich ist. Jede noch so phantastische Erklärung müßte man dann ohne Begründung gelten lassen, z.B. die Auswirkung von riesigen Kometen, die das Klima der Erde beeinflusst haben könnten, um nur eines zu nennen.

<sup>2</sup> ETTER, W., 1994, a.a.O., S.6

Der *Strikte Substanzielle Aktualismus* wird heute nur mehr beschränkt angewendet.<sup>1</sup> In der Zukunft wird sich zeigen, wie stark bei zunehmenden Verarbeitungs- und Auflösungsmöglichkeiten des Wissens in computergestützten Modellen noch der Aktualismus in seiner heutigen Wichtigkeit gehalten werden kann.

## 1.6 Klimaänderungen im Quartär

Klimaänderungen hat es allen Anschein nach immer gegeben, wobei die Eiszeitalter in der Erdgeschichte allerdings als große Ausnahme anzusehen sind, da man aus den Formationen der Erdgeschichte oftmals auf tropische Temperaturen schließen kann.

In Mitteleuropa geht man von mindestens sechs Eiszeiten im Pleistozän aus. Fraglich ist jedoch in der Klimaforschung nach wie vor, inwieweit diese Eiszeiten mit einer globalen Klimaänderung im Einzelnen zusammenhängen. Ob alle Kaltzeiten, die auf dem Nordamerikanischen Kontinent nachweisbar sind, auch zur gleichen Zeit der europäischen Vergletscherungsphasen stattgefunden haben, ist ebenfalls zweifelhaft.

Noch ungenauer ist das Klimageschehen im tropischen Bereich zu beurteilen, da hier wegen eines Fehlens von Vergletscherung weniger die Temperatur, als vielmehr die Veränderung der Niederschläge bei einem Wechsel der *Atmosphärischen Zirkulation* im Vordergrund der Betrachtung stehen muß.

Auch ist unklar, ob sich auf der Südhemisphäre parallel zur nördlichen Globushälfte die gleichen Prozesse abgespielt haben. Wenn auch die Untersuchungen von Eisbohrkernen in der Antarktis und Grönland sehr große Parallelen aufweisen, so ist die Südhalbkugel heute aufgrund der

---

<sup>1</sup> Vgl. ETTER, Walter, a.a.O. S. 5f

ungleichen Meer-Land-Verteilung um ca. 2° C kühler als die Nordhemisphäre.<sup>1</sup>

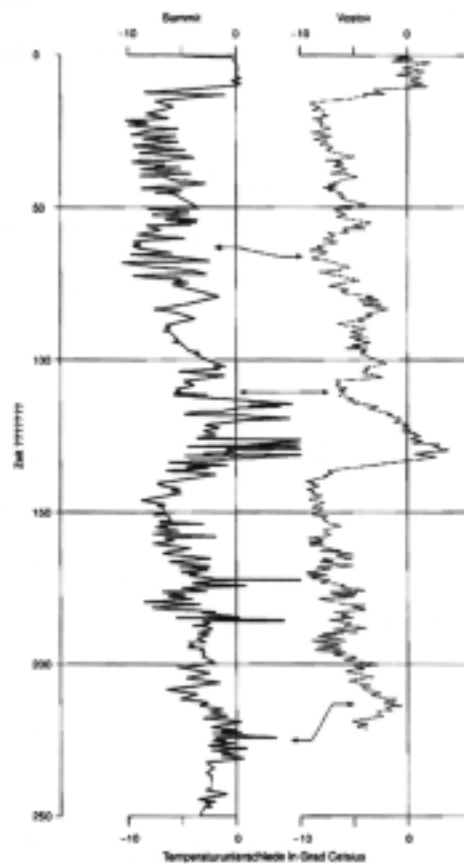


Abb. 14: Aus Eisbohrkernen in der Antarktis (Vostok) und Grönland (Summit) läßt sich das Klima 250 ka zurückverfolgen. Dargestellt sind für beide Punkte die Temperaturabweichungen in Grad Celsius zu heutigen Werten.

Mittlerweile ist nachgewiesen, daß es nicht einfach möglich ist, die Eiszeiten der mittleren und hohen Breiten mit allen Phasen hoher Feuchtigkeit in tropischen Gebieten (Pluvialzeiten) zeitlich zu korrelieren. Feuchtephasen auf dem südamerikanischen Kontinent sind zeitlich deutlich anders einzustufen als nachgewiesene Feuchtephasen auf dem afrikanischen Kontinent. Während hohe Seespiegelschwankungen in

<sup>1</sup> Vgl. FLOHN, Hermann, 1985, Das Problem der Klimaänderungen in Vergangenheit und Zukunft, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, S. 134

Südamerika um 14 ka BP nachzuweisen sind, kommt es im nordafrikanischen Bereich erst im Frühholozän um 9000 BP (Lake Mega-Tschad) zu einer Feuchtphase, während um 18 ka BP sehr niedrige Seespiegel nachzuweisen sind.<sup>1</sup>

Ähnliche Ergebnisse liefern die <sup>14</sup>C-Datierungen fossiler Grundwässer im nordafrikanischen Bereich, die für 35 bis 30 ka BP hohe, um 20 ka BP sehr niedrige und für 10 ka BP wiederum sehr hohe Bildung von Grundwasser nachweisen.<sup>2</sup>

FLOHN führt den Unterschied des Klimas auf beiden Seiten des Atlantiks auf den katastrophalen Einbruch des Meeres in die heutige *Hudson-Bucht* um 7800 BP zurück, durch den rund 3 Millionen km<sup>3</sup> Eis in etwa 200 a in den offenen Ozean hinausdrifteten und unter erheblichem Wärmeverbrauch abschmolzen. Dieser Unterschied soll bis 4500 a BP erhalten geblieben sein.<sup>3</sup>

## 1.7 Ursachen für Klimaänderungen

Welche Gründe für die Entstehung von Kalt- und Warmzeiten verantwortlich sind, wurde vielfach diskutiert. Die Theorien beziehen sich zum einen auf Schwankungen der eingestrahlten Energiemenge von der Sonne auf die Erde. Ursache dafür könnten

- eine veränderte Strahlungsleistung der Sonne,
- eine Abschwächung der Strahlung durch interstellare Materie (Nebel) oder
- eine saisonale und breitenabhängige Veränderung der Strahlung aufgrund der Veränderung von Erdbahnparametern

sein.

---

<sup>1</sup> Vgl. STREET, F.A. and A.T. GROVE, 1979, Global maps of lake-level fluctuations since 30 000 yr BP, in *Quaternary Research* 12, S. 83-118

<sup>2</sup> Vgl. SONNTAG, C., U. THORWEIBE, J. RUDOLPH, E.P. LOHNERT, 1980, Isotope identification of Saharian groundwater, in *Paleoecology of Africa* 12, S. 159-171

<sup>3</sup> Vgl. FLOHN, H., 1985, a.a.O, S. 137ff



Auf der anderen Seite gibt es Theorien, die die Veränderungen des Klimas auf endogene Veränderungen beschreiben. Darunter fällt beispielsweise das Anwachsen der Menge von Aerosolen durch verstärkte Vulkanausbrüche, zonale Kontinentaldrift, Entstehung von Gebirgen, eine Veränderung der Meeresströmungen durch die Kontinentalverschiebung oder die Umpolung des Erdmagnetfeldes.<sup>1</sup>

Neben beiden Aspekten ist zu beachten, daß eine Ursache immer zu einer Variation vieler Abläufe im Klimasystem der Erde selbst führen kann. Diese können dann ihrerseits zu einer Verstärkung oder Abschwächung eines „Klimaimpulses“ führen. Genannt sei hier das Anwachsen der Eisschilde, *Surge-Effekte* großer Eisschilde<sup>2</sup>, die Verteilung von Kohlendioxid zwischen Atmosphäre und Ozean, die Tiefenmeeresströmungen usw.

Ohne auf verschiedene Modelle der Eiszeittheorien und auf verschiedene Ursachen für eine Veränderung der globalen Mitteltemperatur näher eingehen zu wollen, sind es doch die zyklischen Schwankungen der Erdbahnelemente zur Sonne, die von vielen Autoren als wichtigster Grund zur Entstehung und Steuerung einer Kaltzeit angeführt werden.<sup>1</sup>

### **1.7.1 Milankovitch-Zyklen**

Die Veränderung der Erdbahnelemente, wie sie schon der serbische Physiker Milutin MILANKOVITCH in den 20er Jahren berechnet hat, wird dabei zur Zeit intensiv diskutiert. Die Theorie war in Vergessenheit geraten, da man keine Belege aufweisen konnte, die die Theorie stützten. Dies hat sich nun geändert, zumal zyklische Änderungen sich auch in Befunden der Tiefseebohrkerne widerspiegeln.

---

<sup>1</sup> Vgl. HAYS, J.D., John IMBRIE, N.J. SHACKLETON, 1976, Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages, in Science 194, S.1121

<sup>2</sup> Gemeint ist das Losbrechen von Teilen des Gletschers in das Meer.

Die Erde bewegt sich auf einer elliptischen Bahn, in deren einem Brennpunkt die Sonne steht, um die Sonne. Der Abstand von der Erde zur Sonne verändert sich somit ständig und erreicht einmal im Jahr einen geringsten (*Perihel*) und einen weitesten Abstand (*Aphel*). Die Erdachse ist dabei nicht senkrecht zur Ebene der Bahn (*Ekliptik*), sondern sie ist um  $23,5^\circ$  geneigt, weshalb es auf der Erde zur Ausbildung von Jahreszeiten kommt.<sup>2</sup> Diese Erdbahnelemente sind im Zeitverlauf nicht konstant. Im Einzelnen können als zyklische Veränderungen der Erdbahnelemente die *Präzession der Erde*, die Änderung der *Schiefe der Ekliptik* und die *Veränderung der Exzentrizität* genannt werden.

#### **1.7.1.1 Präzession der Erde**

„Wegen der Abplattung der Erde übt die Sonne auf die rotierende Erde (Kreisel) dauernd ein Drehmoment aus, das zu einer Präzessionsbewegung führt. Die Erdachse kreist um die Senkrechte zur Erdbahn, mit einer Periode von etwa 22 kJahren. Die Präzession führt dazu, daß sich die jahreszeitlichen Positionen der Erde auf der Bahn um die Sonne langsam ändern. Gegenwärtig befindet sich die Erde im Winter der Nordhalbkugel genau am 3. Januar im *Perihel* und im Sommer im *Aphel*. Diese Konstellation begünstigt milde Winter und kühle Sommer.“<sup>3</sup>

#### **1.7.1.2 Änderung der Schiefe der Ekliptik**

„Die Erdachse steht nicht senkrecht auf der Erdbahnebene. Der Winkel zwischen der Erdachse und der Senkrechten zur Erdbahn variiert im Verlauf einer Periode von ca. 41 kJahren zwischen  $21.5^\circ$  und  $24.5^\circ$ . Wegen der Neigung der Erdachse ergeben sich die jahreszeitlichen Schwankungen der Sonneneinstrahlung. Wenn der Neigungswinkel am größten ist, kommt es auf der Nord- wie auf der Südhalbkugel zu den heißesten Sommern und den kältesten Wintern (nach Chorlton, 1985).“<sup>2</sup>

---

<sup>1</sup> Vgl. HAYS, J. et al., 1976, a.a.O.; GINGELE, 1992, a.a.O.;

<sup>2</sup> Vgl. BRADLEY, R.S., a.a.O., S.38ff

<sup>3</sup> aus: OESCHGER, H., 1987, Die Ursachen der Eiszeiten..., Mitt. d. Nat.forsch. Gesell. Luzern 29, S.56/57 (Fig. 4 und 5)

Demgegenüber führt eine verminderte Neigung der Erdachse zu milderen Wintern und kühleren Sommern.

### **1.7.1.3 Änderung der Exzentrizität der Erdbahn**

„Die Änderung der Exzentrizität der Erdbahn ist verursacht durch die Gravitationswechselwirkung mit den anderen Planeten. Die Sonne befindet sich in einem Brennpunkt der Ellipse. Die Änderungen verlaufen annähernd zyklisch mit einer Periode von ungefähr 100 kJahren. Bei relativ starker Exzentrizität ergeben sich deutliche Unterschiede in der Einstrahlung am Perihel (kürzeste Entfernung von der Sonne) und am Aphel (größte Entfernung von der Sonne); (nach Chorlton, 1985)“.<sup>1</sup>

### **1.7.2 Diskussion und Versuch des Nachweises**

Die beschriebenen Veränderungen der Erdbahnparameter führen je nach Breitengrad und Jahreszeit zu unterschiedlichen Einstrahlungen der Sonne auf die Erde. Das Strahlungssignal der hohen Breiten ist von der Veränderung der *Schiefe der Ekliptik* geprägt, das sich in einem Zyklus von etwa 41 ka wiederholt, während in den niedrigen Breiten die etwa alle 23 ka wechselnde *Präzession* Ursache für zyklische Strahlungs-schwankungen ist.

Alle drei Erdbahnelemente sind dabei voneinander unabhängig und können sich deswegen überlagern.

HAYS et al. versuchten 1976 anhand von Untersuchungen von Tiefseebohrkernen auf der Südhemisphäre, den Nachweis für die Bedeutung der *Milankovitch-Zyklen* zu erbringen. Dafür untersuchten sie Tiefseesedimente hoher geographischer Breite und für eine Zeitspanne der letzten 450 ka. Die erkennbaren Veränderungen des Sediments, die

---

<sup>1</sup> aus: OESCHGER, H., a.a.O., S.56/57 (Fig. 6)

im Bereich 10 bis 100 ka liegen, korrelierten sie mit den zyklischen Schwankungen der Erdbahn.<sup>1</sup>

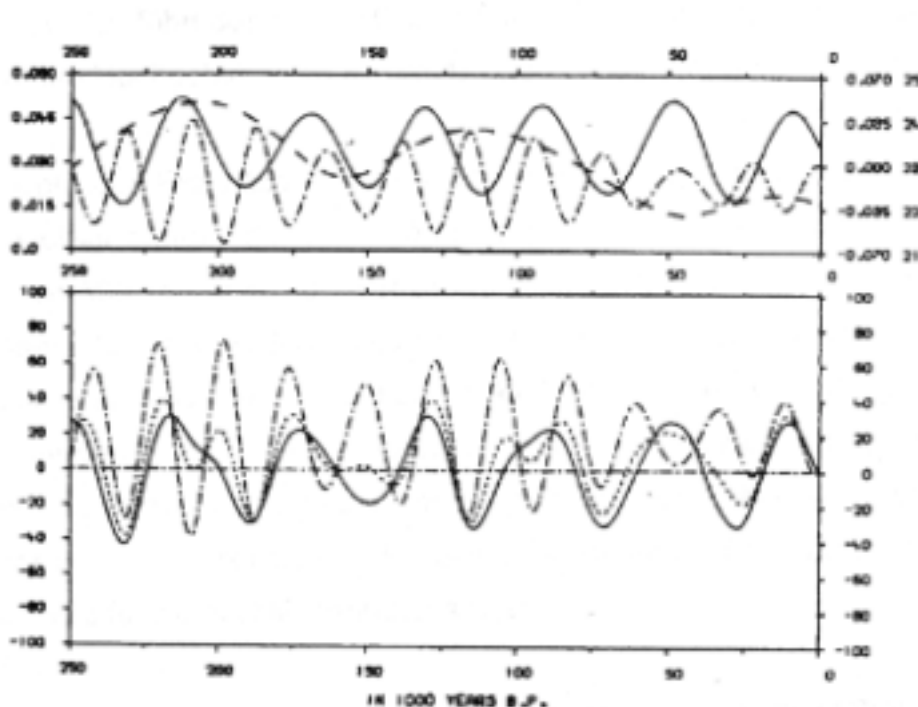


Abb. 15: Veränderung der *Exzentrizität*, der *Präzession* und der *Schiefe der Ekliptik* in den letzten 250 ka (oberes Diagramm) und auf der Nordhemisphäre die Sommereinstrahlung bei 80° (\_\_\_\_), 65° (.....), und 10° (\_\_\_) nördlicher Breite (ausgedrückt zum Bezugsjahr 1950) (unteres Diagramm).

Durch die Untersuchungen sollte vor allem auch der Frage nachgegangen werden, ob sich die Schwankungen der Erdbahnparameter und die Veränderung des Klimas als lineares Modell abbilden lassen.<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Vgl. HAYS, J.D. et al., 1976, a.a.O., S. 1121ff

Als Ergebnis fanden HAYS et al. heraus, daß die Schwankungen aller drei Erdbahnelemente sich deutlich in den Sedimenten wiederfinden. So wird von ihm durchaus angenommen, daß es infolge der Veränderung der *Schiefe der Ekliptik* alle 41 ka zu der Situation relativ kühler Sommer und milder Winter kommt. Während im kühlen Sommer der Schnee weniger abschmilzt, führt der milde Winter mit starken Schneefällen über der Arktis und den Hochgebirgen zu einem Anwachsen der Gletscher.

Obwohl der *Exzentrizität* vor der Untersuchung die geringste Bedeutung zugewilligt wurde, da die Veränderung der Strahlung durch sie in den letzten 500 ka nur ca. 0.1 Prozent ausgemacht haben dürfte<sup>2</sup>, findet sich dieser Zyklus am deutlichsten in den Sedimenten wieder. In einem nichtlinearen System sind nach HAYS et al. aber viele Möglichkeiten vorhanden, aus den kürzeren und scheinbar bedeutenderen Schwankungen der *Schiefe der Ekliptik* und der *Präzession* zusammen oder einzeln 100ka-Schwankungen zu generieren. Dies wäre dann aber ein Indiz für die Nichtlinearität des Systems.

Problematisch sind die Untersuchungen in verschiedener Weise. Datierungsfehler, wie sie später noch diskutiert werden, können die Beweisführung sehr stark beeinflussen, wenn die Streuung des gemessenen Alters im Vergleich zu den Ergebnissen relativ groß wird. Die einzelnen Ergebnisse sind auch nicht so präzise, daß sie nicht angezweifelt werden könnten. Gerade die Zyklen der *Präzession* (23 ka) und der *Schiefe der Ekliptik* (41 ka) sind wider Erwarten sehr schwach ausgeprägt. Die Ausprägungen der Untersuchungen zeigen allenfalls, daß eine Korrelation zu den beiden Jahreszahlen eine nicht zufällige Verteilung anzeigt. Und die nicht erwartete Häufung der Klimaumschwünge in einem ca. 100 ka-Zyklus vermag man auch nicht eindeutig zu klären. Die Variation der *Exzentrizität* alleine scheint solch

---

<sup>1</sup> Ein Lineares Modell würde direkte Änderungen im Sediment bewirken. Wahrscheinlicher ist aber, daß die Strahlungszyklen nur Mechanismen in Gang setzen, die ihrerseits in anderen Abständen zu Klimaänderungen führen.

<sup>2</sup> Vgl. HAYS et al., 1976, a.a.O., S.1125

große Veränderungen nicht bewirken zu können. Dennoch sind nach IMBRIE et al. (1984) für die letzten 700 ka etwa 60% der Klimavarianz in den Frequenzbändern der Sauerstoffisotopenkurven durch die periodischen Schwankungen der Erdumlaufbahnparameter zu erklären.<sup>1</sup>

Doch durch den Strahlungshaushalt der Erde ist noch nichts darüber gesagt, wie sich das effektive Klima der Erde im zyklischen Auf und Ab verändert. SHORT (1991) beschreibt die Ergebnisse einer Modellrechnung. Die vergangenen 800 ka wurden anhand eines Energiebilanz-Klimamodells auf Zusammenhänge der Temperatur zum Strahlungshaushalt untersucht. Geht man von der Annahme der *Milankovitch-Theorie* aus, daß hauptsächlich die Änderungen der Erdbahnparameter bestimmend für das Klima sind, so zeigen sich in seiner Modellrechnung einmal deutlich Breitengradabhängige Unterschiede der Temperatur, aber auch die Verteilung von Land und Meer spielt eine wichtige Rolle. So sind die Veränderungen der maximalen Sommertemperatur für den afrikanischen Teil der Südhemisphäre mit nur 1 bis 2° C äußerst gering. Im Gegensatz ist die Veränderung der Temperatur in hohen Breiten erheblich höher und erreicht bei 80° südlicher Breite 10° C, sowie in Eurasien sogar bis zu 14°C.

Wenn diese Modellvorstellung stimmen würde, müßte man davon ausgehen, daß alle im Südatlantik erkannten Temperaturänderungen des Meerwassers auf eine veränderte Zirkulation der Meeresströmungen und nicht auf eine Veränderung des regionalen Klimas zurückzuführen sind.<sup>2</sup>

---

<sup>1</sup> Vgl. IMBRIE, J., J.D. HAYS, D.G. MARTINSON, A. McINTYRE, A.C. MIX, J.J. MORLEY, N.G. PISIAS, W.L. PRELL and N.J. SHACKLETON, 1984, The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record, in BERGER, A. und J. IMBRIE (Hg), 1995, *Milankovitch and Climate*, Dordrecht, S. 269-305, zitiert nach TIEDEMANN, R., 1995, a.a.O., S. 100

<sup>2</sup> Vgl. SHORT, D.A., J.G. MENGEL, T.J. CROWLEY, W.T. und G.R. NORTH, 1991, Filtering of Milankovitch Cycles by Earth's Geography, in *Quaternary Research* 35, 157-173

Zusammenfassend lässt sich dennoch sagen, daß die Korrelation der theoretisch errechneten Strahlung mit Spektraluntersuchungen an Bohrkernen eine zyklische Änderung des Klimas anzeigen und Klimaänderungen nicht zufällig ablaufen. Die *Milankovitch-Theorie* erklärt somit, warum die Temperaturen während der Eiszeit schwankten. Die Gründe für das Entstehen eines Eiszeitalters hingegen vermögen sie nicht zu erklären.

Eiszeitalter sind in der Erdgeschichte als große Ausnahme anzusehen und vor dem Pleistozän erst wieder zwischen Perm und Karbon und dabei nach HANTKE nur für die Südhalbkugel vorstellbar.<sup>1</sup>

## **2. Paläozeanographische Untersuchungsmethoden an Tiefseesedimenten zur Klimarekonstruktion**

Es gibt sehr viele Untersuchungsmethoden, mit denen man Teile des Paläoklimas rekonstruieren kann. In diesem zweiten Hauptteil sollen häufig benutzte Methoden der Untersuchung mariner Sedimente vorgestellt werden.

### **2.1 Sauerstoffisotopenkurve zur Ermittlung von Glazialzeiten**

Die pleistozänen Kaltzeiten sind von einer starken Ausdehnung des globalen Eisvolumens geprägt, d.h. es kommt zur Bindung von Wasser in Eis und damit zu einem Entzug von Wasser aus dem atmosphärisch-ozeanischen Wasserkreislauf.

Dies lässt sich anhand des Verhältnisses der Sauerstoffisotope  $^{18}\text{O}$  und  $^{16}\text{O}$  verfolgen. Bei beiden handelt es sich um stabile Sauerstoffisotope. Da sich im Wassermolekül neben Wasserstoff auch Sauerstoff befindet, kann im Wassermolekül entweder  $^{18}\text{O}$  oder  $^{16}\text{O}$  eingebunden werden. Die verschiedenen Wassermoleküle, die es folglich gibt, verhalten sich anders, wenn Wasser verdunstet. Das Wassermolekül mit dem  $^{18}\text{O}$ -Isotop

---

<sup>1</sup> Vgl. HANTKE, R. , 1978, Eiszeitalter Bd. 1, Thun , S. 19

reagiert dabei „träger“ oder auch „schwerer“ als das mit  $^{16}\text{O}$ . Dies hat zur Folge, daß die leichteren Wassermoleküle mit  $^{16}\text{O}$  schneller und damit auch in einer relativ größeren Menge verdunsten als  $^{18}\text{O}$ -Moleküle.

Auch beim Kondensieren und Abregnen von Wasser gibt es den Unterschied zwischen den Isotopen, daß Wasser mit dem schwereren Isotop  $^{18}\text{O}$  sich schneller abregnet als sein um zwei Neutronen leichteres Pendant.

Betrachtet man, zugegebenermaßen das sehr einfache Modell des globalen Windsystems, in dem latente Energie vom Äquator zu den Polen transportiert wird, so erfolgt hierbei eine Fraktionierung der Wassermoleküle. Da beide Isotope natürlich in genügend großer Anzahl vorkommen, kann man das Verhältnis, das auch als  $\delta^{18}\text{O}$  bezeichnet wird, zwischen beiden bilden. Bei Wasser und Eis wird dies heute üblicherweise unter Verwendung des *SMOW-Standards* (*Standard Mean Ocean Water*) gemessen, um einen Vergleich zwischen verschiedenen Labors und Bohrkernen zu ermöglichen.

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{Sample}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} \times 10^3\text{‰}$$

Bei Untersuchungen kalkiger Bestandteile (z.B. Foraminiferen) verwendet man üblicherweise als Standard den Wert eines kreidezeitlichen Fossils der *Peedee Formation North Carolinas*, die mit der Abkürzung *PDB-1* angegeben wird.<sup>1</sup>

---

<sup>1</sup> Vgl. BRADLEY, R.S., 1985, a.a.O, S. 127; verwiesen sei aber auch darauf, daß SHACKLETON, Nicola John und Neil D. OPDYKE, 1973, Oxygen Isotope and Paleomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope Temperatures and Ice Volumes on a  $10^5$  Year and  $10^6$  YearScale, in *Quaternary Research* 3, , S.52 Kritik an diesem Standard üben.



Das Wasser, das in den Gletschern der Pole gespeichert wird, ist also relativ reicher an  $^{16}\text{O}$  und ärmer an  $^{18}\text{O}$ . Vergrößern sich die Gletscher während einer Kaltphase des Klimas, so reichert sich  $^{18}\text{O}$  im Meer relativ an.

Die Veränderung der Anreicherung findet nicht nur statt, sondern sie wird auch permanent aufgezeichnet und ist in den Ozeansedimenten nachvollziehbar. Auch in die Kalkschalen der Foraminiferen, die wie schon beschrieben, einen sehr großen Teil der Sedimente in den Ozeanen ausmachen, wurde die spezifische Anreicherung von  $^{18}\text{O}$  ständig miteingebaut.

Im Mittel kommen die Isotope  $^{16}\text{O}$  und  $^{18}\text{O}$  in der Natur im Verhältnis 480 : 1 vor. In einer Wasserprobe ist das Verhältnis zudem von der Temperatur abhängig, da sich der Dampfdruck der verschiedenen Isotope deutlich unterscheidet.<sup>1</sup> Es wurden verschiedene Formeln entwickelt, um den Temperatureinfluß einer Probe zu bestimmen. EMILIANI beschreibt 1955 die Beziehung mit

$$T = 16.5 - 4.3(\delta - A) + 0,14 (\delta - A)^2. \quad [\delta \text{ nach PDB-1}]^2$$

Kann man davon ausgehen, daß die Wassertemperatur sich während der Kaltzeiten nicht oder nur unwesentlich geändert hat, wie das für die Äquatorregionen außerhalb der Auftriebszonen kalten Meerwassers angenommen wird, so ist die  $^{18}\text{O}$ -Kurve direkt mit dem Eisvolumen korrelierbar.

Da diese Foraminiferen relativ gut datierbar sind, kann man im Zusammenhang mit der Veränderung des Meeresspiegels hochrechnen,

---

<sup>1</sup> Vgl. GEYH, M.A., 1980, Einführung in die Methoden der physikalischen und chemischen Altersbestimmung, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, S.166

<sup>2</sup> EMILIANI, C., 1955. Pleistocene temperatures, Journal of Geology 63, S. 538-578, zitiert nach SHACKLETON & OPDYKE, 1973, a.a.O., S.41

zu welcher Zeit wieviel Wasser an den Polen in Eis gebunden war (zur Altersdatierung siehe Kapitel 2.8.2).

Die Idee, daß man aus Sauerstoffisotopendaten auf Temperaturänderungen schließen kann, wurde von UREY schon 1947 vermutet.<sup>1</sup> „Die Grundlagen zur Rekonstruktion des globalen Klimas anhand von O-Isotopenkurven wurden von Emiliani (1955) und Shackleton und Opdyke (1973) entwickelt und revolutionierten die Paläoklimaforschung.“<sup>2</sup>

SHACKLETON und OPDYKE beschreiben einen Bohrkern des Pazifiks, der die Bezeichnung V 28-238 besitzt. Der Bohrkern ist 16 m lang. Aus der Foraminifere *G. sacculifera* wird in diesem Bohrkern eine Sauerstoffisotopenkurve abgeleitet. Diese wird von sehr vielen Autoren als „Standardkurve“ zur Eichung anderer Bohrkernsowie auch terrestrischer Befunde weltweit benützt. Der Kern wird als so günstig angesehen, da das Sediment, das er zeigt, einen relativ langen Zeitraum im Pleistozän bis vor ca. 870 ka BP markiert und dieses mit einer gleichmäßigen Sedimentationsrate abgelagert zu sein scheint.

Daraus ging, in Anlehnung an EMILIANI, eine Stratigraphie der jüngsten Kalt- und Warmzeiten nach Isotopenstadien hervor. Diese werden mit arabischen Zahlen, beginnend mit der 1 für das Holozän aufwärts zählend bezeichnet und bilden das Auf und Ab von Kaltphasen und Warmphasen im Pleistozän ab. Die geraden Zahlen stehen somit immer für Kaltzeiten. Das Isotopenstadium der letzten Kaltphase erhielt die Ziffer 2, das letzte Interglazial die Ziffer 3 usw. Das Interglazial 5 ist unterteilt in fünf Unterstadien a bis e.<sup>3</sup> Die Stadien 5a, 5c und 5e waren Perioden

---

<sup>1</sup> Vgl. UREY, H.C., 1947, The thermodynamic properties of isotopic substances, Journal of the Chemical Society, S. 562-581, zitiert nach SHACKLETON et al., 1973, a.a.O., S.40f

<sup>2</sup> TIEDEMANN; R., 1995, a.a.O., S. 97

<sup>3</sup> Vgl. JANSEN, J.H.F, 1985, Quaternary carbonate production and dissolution, in HSÜ, K. et al., 1985, a.a.O., S. 28

verringerten Eisvolumens und/oder höherer Temperaturen. Die Stadien 5b und 5d waren Zeiten kühlerer Temperatur und/oder eines Eiswachstums, aber in geringerem Maße als im Glazial 4.<sup>1</sup>

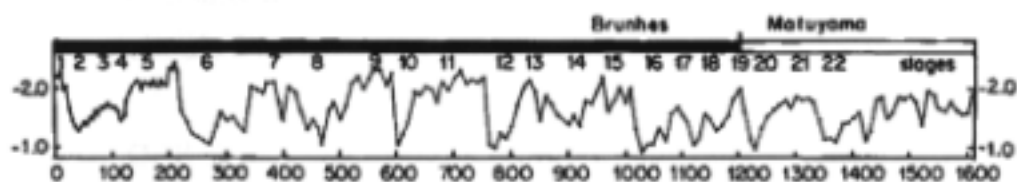


Abb. 16: Die Sauerstoffisotopenkurve des Kerns V 28-238 mit der Bezeichnung der Isotopenstadien (aus SHACKLETON & OPDYKE, 1973).

Ein Vergleich von in der Literatur abgebildeten Sauerstoffisotopenkurven, die aus Bohrprofilen verschiedener Ozeane und Eiskerne stammen, zeigt, zumindest dem Trend nach die weltweite Gültigkeit der Untersuchungen. Erst bei Altern größer 400 ka zeigt sich eine allerdings nur geringe Meßungenaugigkeit.

Eine schon vor der Entwicklung dieser Methode angewandte Technik, aus dem Vorkommen der Art von Foraminiferen auf die Wassertemperatur zu schließen (siehe Kapitel 1.4.2.4), bestätigt ebenfalls die Gültigkeit dieser Methode.

Interessant ist zudem ein Vergleich mariner Kurven mit den Sauerstoffisotopenkurven, die aus Eiskernbohrungen der Antarktis und Grönlands stammen. Während die Isotopenstadien 1 bis 5c sehr gut miteinander korrelieren, kommt das letzte Interglazial 5e in Eisbohrprofilen deutlich länger zum Vorschein, als dies Tiefseeuntersuchungen zeigen. Dieses Isotopenstadium 5e wird hinreichend oft als das Eem-Interglazial

<sup>1</sup> Vgl. BRADLEY, R., 1985, a.a.O., S.185

bestimmt.<sup>1</sup> Warum dieses nach Eisbohrbefunden 24 ka andauert und nach Tiefseebefunden nur 11 ka, ist nicht eindeutig geklärt.

Es ist auszuschließen, daß es sich bei dieser Zeitspanne um einen *time-lag* handelt, der oftmals zwischen der Wassertemperatur auf der Südhemisphäre und den Messungen des Eisvolumens auftritt, der aber nicht mehr als 2 ka betragen dürfte.<sup>2</sup>

Nach LORIUS et al. liegen genauere Untersuchungen noch nicht vor und bedürfen genauerer Kenntnisse des Zusammenhangs zwischen Temperatur- und Eisvolumensignalen im Sediment bzw. im Eisbohrkern.<sup>3</sup>

BRADLEY merkt dazu an, daß eine so schnelle Änderung des <sup>18</sup>O-Gehaltes, wie es beim Übergang der Stadien 5e zu 5d zu beobachten ist, keinesfalls auf ein in der gleichen Geschwindigkeit ablaufendes Anwachsen der Gletscher zurückzuführen sein kann. Ein Anwachsen der Eisschilde dauert Tausende von Jahren, um eine entsprechende Veränderung zu bewirken, wie sie in ozeanischen Sedimenten auftaucht. SHACKLETON (1969) ist deshalb der Überzeugung, daß die Veränderungen vom Stadium 5e zu 5d nur durch einen reinen Temperatursprung im Ozeanwasser bewirkt wurde. Dies wären nach seiner Schätzung ungefähr 3° C. Demgegenüber heißt dies aber, daß ein Fehlen des Auseinanderfallens der Kurven in den Stadien 1 bis 4 darauf hindeutet, daß diese ausschließlich durch ein Anwachsen der Eisschilde bestimmt sind.<sup>4</sup>

---

<sup>1</sup> Vgl. BRADLEY, R., 1985, a.a.O., S.185

<sup>2</sup> Der Globale Wasseraustausch durch die Ozeanströmungen führt zu einer Durchmischung der Weltmeere in einer Zeit, die kaum länger dauern dürfte.

<sup>3</sup> Vgl. LORIUS, C., J. JOUZEL, C. RITZ, L. MERLIVAT, N. I. BARKOV, V. S. KOROTKEVICH & V. M. KOTLYAKOV, 1985, A 150,000-year climatic record from Antarctic ice, Nature Vol. 316, S. 591ff

<sup>4</sup> Vgl. BRADLEY, R., 1985, a.a.O., S. 186

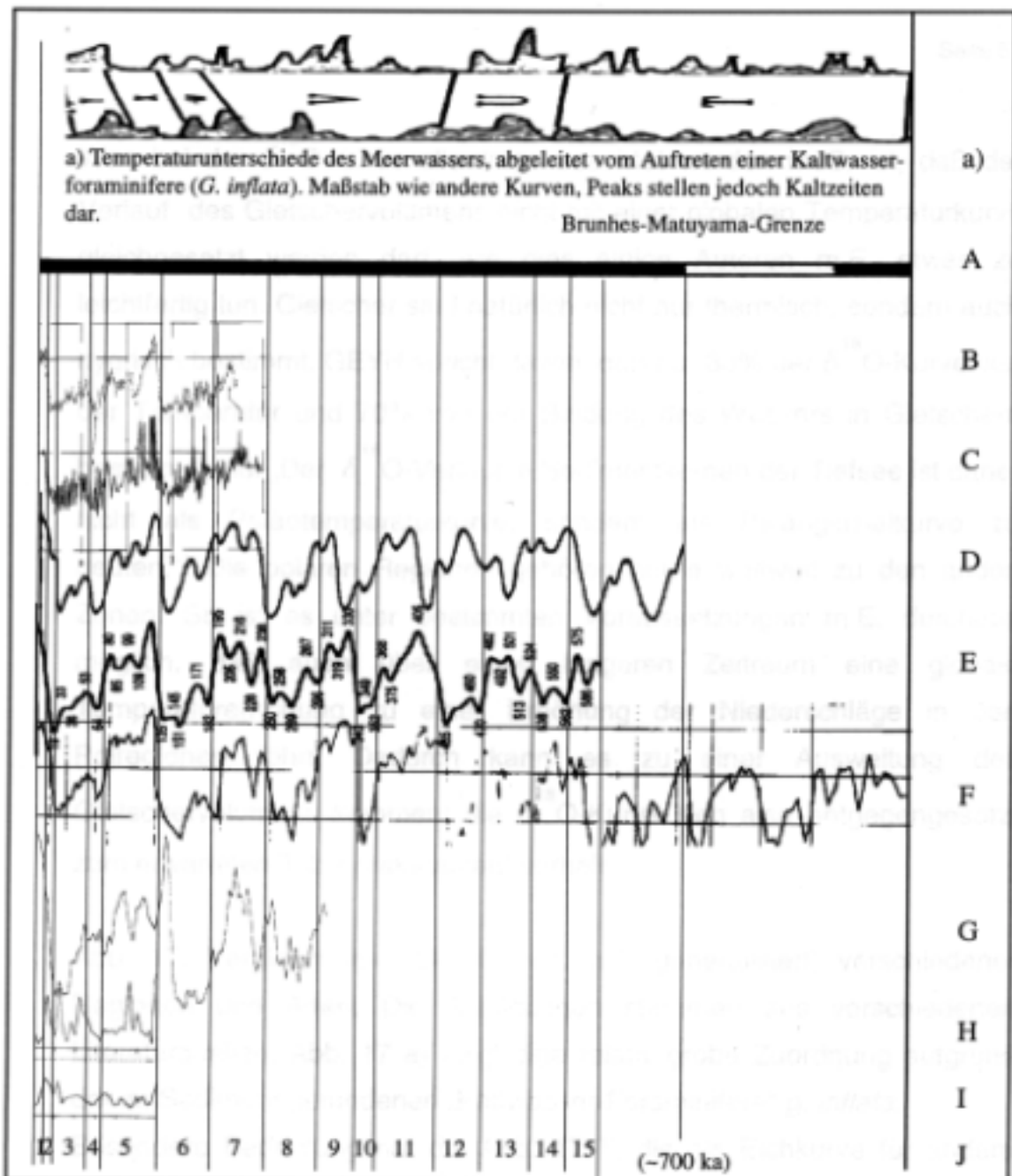


Abb. 17: Vergleich von Klimakurven (z.T. generalisiert) verschiedener Regionen und Arten.

Bez.	Lage	Art	Literatur
A	-----	Paläomagnetische	Eichkurve
B	Vostock (Antarktis)	Eiskern	DANSGAARD
C	Summit (Grönland)	Eiskern	DANSGAARD
D	generalisiert (Karibik und Atlantik)	marin	EMILIANI
E	generalisiert	marin	IMBRIE et al.
F	1°N, 160°E (V28.238)	marin	SHACKLETON & OPDYKE
G	43°31'S 79°52'E	marin	HAYS, IMBRIE, SHACKLETON
H	Atlantik V22.196	Pollenkonzentration	LEZINE
I	Atlantik V22.196	Quarzeintrag	LEZINE
K	-----	Isotopenstadien	nach EMILIANI, SHACKLETON et al.

Was bei der  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve allerdings beachtet werden muß, ist, daß der Verlauf des Gletschervolumens nicht mit einer globalen Temperaturkurve gleichgesetzt werden darf, wie dies einige Autoren m.E. etwas zu leichtfertig tun. Gletscher sind natürlich nicht nur thermisch, sondern auch hygrisch bestimmt. GEYH spricht davon, daß nur 30% der  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve von der Temperatur und 70% von der Bindung des Wassers in Gletschern bestimmt sind. „Der  $\delta^{18}\text{O}$ -Verlauf in Sedimentkernen der Tiefsee ist daher nicht als Paläotemperaturkurve, sondern als Paläoglazialkurve zu deuten.“<sup>1</sup> Die polaren Regionen gehören heute weltweit zu den ariden Zonen. So ist es unter bestimmten Voraussetzungen m.E. durchaus möglich, daß auch über einen längeren Zeitraum eine globale Temperaturerhöhung zu einer Erhöhung der Niederschläge in den Polregionen führt. Dadurch kann es zu einer Ausweitung des Gletschervolumens kommen; die  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve sich also entgegengesetzt zum erwarteten Temperaturverlauf verhält.

Abb. 17: Vergleich von Klimakurven (z.T. generalisiert) verschiedener Regionen und Arten. Die Abbildungen stammen aus verschiedenen Literaturquellen. Abb. 17 a) zeigt eine relativ grobe Zuordnung aufgrund der im Sediment gefundenen „Kaltwasser-Foraminifere“ *g. inflata*.

Besondere Bedeutung hat die Abb. 17 F, die als Eichkurve für andere Klimakurven herangenommen worden ist. Die Kurven wurden gescannt und die Abszisse relativ grob anhand des Peaks<sup>2</sup> des Isotopenstadiums 5e (höchster Peak) bzw. der Umpolung des Erdmagnetfeldes vor ca.

700 ka kalibriert. Die Maßeinheit der Ordinate ist willkürlich.

Die Zeitachse Abb. 17 A gilt auch für die Abb. 17 a)

---

<sup>1</sup> GEYH, M.A., 1980, a.a.O., S.167

<sup>2</sup> Ein Peak ist die in der Geographie häufig benutzte englische Bezeichnung für Ausschlag, die Maxima bzw. Minima einer Funktion beschreiben.

Problematisch ist die Annahme der gleichbleibenden Temperatur des äquatorialen Oberflächenwassers. Die Konstanz der Ablagerung bestimmter Foraminiferen, von der auf eine bestimmte Wassertemperatur geschlossen werden kann, ist nicht eindeutig, weil nicht auszuschließen ist, daß Foraminiferen auf eine Veränderung der Wassertemperatur mit einer Veränderung ihres Lebensraumes in eine andere Wassertiefe reagieren.<sup>1</sup> Eine Veränderung der tropischen Ozeanwassertemperatur (wie sie aus einer Veränderung des  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnisses gefolgert werden könnte) würde nicht erkennbar sein. Dieser Gedanke wurde von verschiedenen Autoren aufgegriffen.<sup>2</sup> Angeführt wird dies auch von SHACKLETON (1973), der darin eine Erklärung für Differenzen zwischen *benthischen* und *planktonischen* Sauerstoffisotopenkurven sieht.<sup>3</sup>

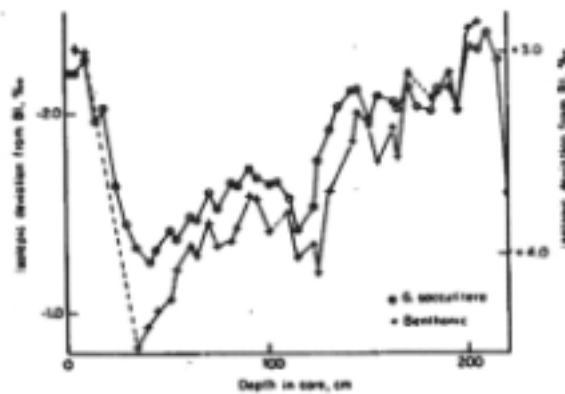


Abb. 18: Vergleich *planktonischer* und *benthischer* Sauerstoff-isotopenkurven des Kerns V28-238. Die beiden Kurven besitzen die gleiche Abszisse. Die Ordinate wurde um 5.3 ‰ verschoben, was dem heutigen Unterschied beider Foraminiferen entspricht.

<sup>1</sup> Vgl. BRADLEY, R., 1985, a.a.O., S.175

<sup>2</sup> Vgl. EMILIANI, 1953, LIDZ et al., 1968 und SHACKLETON, 1968 zitiert nach SHACKLETON, N. et al., 1973, a.a.O., S. 45

<sup>3</sup> Vgl. SHACKLETON N. et al., 1973, a.a.O., S44. Er beschreibt allerdings auch noch die Möglichkeit, daß entweder oberflächennahes Wasser sich im Glazial erwärmt hat, was aber wohl kaum erklärbar ist, bzw. Bodenwasser sich in diesem Abschnitt abkühlt, was ein Abkühlen von heute 1.3°C auf ca. 0.5°C bedeuten würde. Dies wäre bei einem Ausbreiten kühlen Bodenwassers aufgrund einer Veränderung im „globalen Förderband“ möglich.

Zum Abschluß dieses Kapitels sei noch angemerkt, daß Vergleiche von  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnissen mariner Sedimente mit denen der polaren Eisbohrkerne eigentlich nicht von vorneherein eine so gute Korrelation erwarten lassen. Bei Veränderungen in den Sauerstoffisotopenkurven, die aus Untersuchungen an polaren Eisbohrkernen gewonnen wurden, ist die Temperatur beim Kondensieren von Wasser über dem polaren Eis hauptverantwortlich für die Fraktionierung der beiden Isotope, während bei gleichbleibender Wassertemperatur im Ozean die Veränderungen in marinen Sedimenten nur auf die Verteilung von gebundenem und im Ozean befindlichem Wasser weltweit ausschlaggebend sein kann.

## **2.2 Untersuchungen an organischem Kohlenstoff**

Untersuchungen der Meeresablagerungen auf den Gehalt an organischem Kohlenstoff ( $C_{org}$ ) zeigen eine Abhängigkeit der Sedimentationsrate vom gegenwärtigen Klima.

Obwohl sich der organische Kohlenstoff in den oberflächennahen Bereichen der Ozeane bildet, der noch durch Sonnenlichteinstrahlung gekennzeichnet ist, spielt das direkte Klima scheinbar keinen Einfluß auf die Produktion von Biomasse. Nach TIEDEMANN hängt das Ausmaß der Produktivität im Wesentlichen nur vom Nährstoffreichtum im Oberflächenwasser ab. „So sind es vor allem die windgetriebenen, küstennahen Auftriebsregionen, an denen nährstoffreiche Tiefenwässer emporquellen und die als Hochproduktionszonen den marinen Kohlenstofftransfer in den tiefen Ozean dominieren.“<sup>1</sup>

Zum anderen muß, wenn sich diese Auftriebsregionen in direkter Küstennähe befinden, auch auf eine Veränderung möglicher Flußfracht

---

<sup>1</sup> TIEDEMANN, R., 1995, a.a.O., S. 101



Rücksicht genommen werden, da sich auch hieraus ein erhöhtes Nährstoffangebot ergeben kann.

Weltweite Untersuchungen weisen darauf hin, daß für 18 ka BP, dem Glazialhöchststand, ein Maximum an Sedimentation organischen Kohlenstoffs zu beobachten ist, dessen Höhe das zwei- bis fünffache heutiger Ablagerung ausmacht.<sup>1</sup>

Wenn man sich aktuelle Sedimentationsvorgänge von organischem Kohlenstoff ( $C_{org}$ ) betrachtet, so stellt WEBER fest, daß bestimmte Bedingungen vorliegen müssen, die zu einer erhöhten Ablagerung von  $C_{org}$  führen. Bei einem Steigen der Planktonproduktion vermehrten sich nach seinen Angaben binnen kürzester Zeit auch die Tiere, die Plankton fressen. Zudem ist ein Planktonteilchen so winzig, und damit auch so leicht im Verhältnis zu seinem Auftrieb, daß es sehr lange dauern kann, bis ein Teilchen in mehrere tausend Meter Tiefe abgesunken ist. Je länger ein Absinkprozeß aber andauert, desto größer ist auch die Wahrscheinlichkeit, daß das Teilchen nicht ankommt und vorher zerfällt. Nur bei einer sehr starken Algenblüte verkleben tote Kieselalgen an ihren langen Stachelfortsätzen miteinander und bilden „große Klumpen“. Die wachsende Sinkgeschwindigkeit führt dazu, daß diese Planktonteilchen schon nach wenigen Tagen mehrere tausend Meter Tiefe herabgefallen sind.<sup>2</sup>

JANSEN weist auf Untersuchungen von HONJO (1976) hin, wonach in größerem Maße die Ausscheidungen der Pflanzenfresser und ein schnelles Absinken dieser „*faecal pellets*“ für die Sedimentation verantwortlich sind. Das hieße, daß Veränderungen in der Sedimentation eher auf Veränderungen des Zooplankton-Verbrauchs als auf eine Phytoplanktonproduktion zurückzuführen sind.

---

<sup>1</sup> Vgl. LYLE, Mitchell, 1988, Climatically forced organic carbon burial in equatorial Atlantic and Pacific Oceans, in Nature Vol. 335, S. 529

<sup>2</sup> Vgl. WEBER, Andreas, 1995, Die Klimapumpe, in GEO 12, S. 78f

Zudem könnte der regionale Einfluß der Meeresströmung und des terrigenen Eintrags in der Sedimentation organischen Kohlenstoffs eine Rolle spielen. Dies wird für den Südatlantik im Kapitel 3.6 näher diskutiert werden.

Am Rande sei angemerkt, wenn die Paläoproduktivität in Kaltzeiten enorm anstiege, so könnte, wie im Kapitel 1.4.2.1 beschrieben, eine große Menge CO<sub>2</sub> aus der Atmosphäre in das Sediment der Ozeane abgelagert werden. Dies könnte durch einen verminderten Treibhauseffekt zu einer Verstärkung des Klimatrends führen.<sup>1</sup>

### **2.3 Untersuchungen von abgelagertem Karbonat**

Der Anteil von Kalziumkarbonat im Sediment ist immer das Ergebnis der miteinander verbundenen Einflüsse biogener Karbonatproduktion, deren Auflösung im Wasser und am Meeresboden sowie der Verdünnung mit nichtkarbonatischem Material.<sup>2</sup> Dabei kommt es zu einem indirekt proportionalen Verhältnis von Karbonatakkumulation und der Sedimentation organischen Kohlenstoffs. Dies legt die Vermutung nahe, daß ein Auftreten organischen Kohlenstoffs zu einer erhöhten Auflösung von Karbonaten, sowohl vor seiner Ablagerung in der Wassersäule, als auch noch im Sediment führen kann. Auch dieser Aspekt soll im Kapitel 3.3 für den Südatlantik erneut aufgegriffen werden.

Genauso wie anhand der  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve verschiedene Kalt- und Warmstadien beziffert werden, benutzt man auch die Messungen des Karbonatgehalts eines Meeressedimentes dazu, die Vergangenheit in Stadien relativer Warm- bzw. Kaltphase zu definieren (siehe Kapitel 2.1).

---

<sup>1</sup> Vgl. MÜLLER, Peter, Ralph SCHNEIDER and Götz RUHLAND, 1994, Late Quaternary PCO<sub>2</sub> Variations in the Angola Current: Evidence from organic carbon <sup>13</sup>C and alkenone temperatures, in ZAHN, Rainer (Hg), 1994, a.a.O. S.343-366

<sup>2</sup> Vgl. JANSEN, J., 1985, a.a.O., S.29

## 2.4 $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zur Herkunftsbeurteilung der Sedimente

Kohlenstoff besteht zu etwa einem Prozent aus dem stabilen Isotop  $^{13}\text{C}$ . Es kommt bei chemischen, biologischen und physikalischen Prozessen zu Isotopenfraktionierungen, so daß man aus dem  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis auf die Entstehung schließen kann. Aufgrund großer  $\delta^{13}\text{C}$ -Unterschiede ist immer eine Unterscheidung von marinen und terrigenen Substanzen möglich.

Diese Möglichkeit ist für die Untersuchungen von Bohrkernen sehr wichtig, um beispielsweise Schwankungen der Sedimentation organischen Kohlenstoffs auf eine Veränderung innerhalb der Wassersäule des Meeres nachzuweisen oder auf einen veränderten Eintrag terrigenen Materials schließen zu können.

## 2.5 $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zur Beurteilung der Tiefenwasserventilation im Ozean

„Einen Einblick in den Kohlenstoffkreislauf im Ozean geben die  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisse des Meerwassers. Sie sind Abbild seiner Durchlüftung und damit der Wirkungsweise und des Ausmaßes des  $\text{CO}_2$ -Transfers zwischen Ozean und Atmosphäre.“<sup>1</sup>

Die verschiedenen Foraminiferen-Arten geben über das  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis Auskunft über die sie umgebenden Wassermassen. Aus den Ozeansedimenten läßt sich der  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert für die einzelnen Wassertiefen ermitteln. „Da die globalen Schwankungen im  $\delta^{13}\text{C}$  in allen benthischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Kurven [...der Foraminifere] *C. wuellerstorfi* gleichermaßen (als Minimalausschlag) registriert werden, geben regionale Unterschiede im  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des Tiefenwassers darüber hinaus Hinweise auf unterschiedliche Wassermassen und ihre horizontale und vertikale Ausbreitung.“<sup>1</sup>

---

<sup>1</sup> Vgl. TIEDEMANN, R., 1985, a.a.O., S. 100f

## 2.6 Untersuchungen der Terrigenanteile des Sediments

Verschiedene Tonminerale bilden sich bevorzugt unter bestimmten klimatischen Verhältnissen.

Kaolinit ist ein Zeichen für warme und humide Bedingungen zur Zeit seiner Entstehung und weist auf eine sehr starke chemische Verwitterung hin, während die Genese von Chlorit und Illit bevorzugt in kalten und ariden Gebieten vorherrscht. Das Kaolinit/Chlorit-Verhältnis bzw. das Kaolinit/Illit-Verhältnis ist somit ein breitenabhängiges Maß der Hydrolyse.

„Als ein leicht zu quantifizierendes und praktisch ausschließlich vom Kontinent stammendes Mineral liefert Quarz einen guten Indikator der Erosion auf dem Festland (KOLLA et al. 1979). Sein Habitus und seine Korngröße liefern außerdem Informationen zu Art und Intensität des transportierenden Mediums (DIESTER-HAASS 1979). [...] Feldspatkonzentrationen im Sediment korrelieren in der Regel mit Quarzgehalten und können als Maß der physikalischen Verwitterung auf der angrenzenden Landmasse oder der Intensität der Transportprozesse dienen.“<sup>1</sup>

## 2.7 Altersbestimmung

Eines der größten Probleme bei der Paläoklimaforschung ist die Altersbestimmung. Vor allem die Bestimmung des absoluten Alters einer Sedimentprobe ist mit sehr vielen Problemen behaftet. Dennoch ist gerade sie unentbehrlich für die Rekonstruktion des Klimas, für das v.a. Daten aus punktuellen Untersuchungen der verschiedensten Regionen vorliegen. Trotz unterschiedlichster Methoden der Altersbestimmung, die mittlerweile auch die Datierungslücke zwischen 50 000 und 1 Million Jahre

---

<sup>1</sup> GINGELE, F., 1992, a.a.O., S. 33

geschlossen haben, ist die Anwendung und vor allem die Vergleichbarkeit der Daten nur unter sehr großen Vorbehalten möglich. Es gibt eine ganze Reihe verschiedener Zeitskalen, die nicht übereinstimmen.

Nach GEYH (1983) sind für die Analyse mariner Sedimente v.a. folgende Methoden anwendbar:

Radiokohlenstoff	0 bis 50000 a
Blei 210	1 bis 100 a
Uran / Thorium	1000 bis 200.000 a
Paläomagnetismus	300 a und älter
$\delta^{18}\text{O}$	0 bis 1 Million Jahre
Anthropogene Zeitmarken	1 bis 100 a

Für die Tiefsee-Sedimentuntersuchungen in bezug auf die klimatischen Veränderungen des Pleistozäns werden v.a. die Methoden Radiokohlenstoff und  $\delta^{18}\text{O}$  angewendet, die im Folgenden kurz vorgestellt werden. Für weitere Informationen sei auf die angegebene Literatur verwiesen.

### 2.7.1. Radiokohlenstoff-Methode ( $^{14}\text{C}$ -Methode)

Das Isotop  $^{14}\text{C}$  ist ein instabiles Atom, das eine vergleichsweise sehr geringe Halbwertszeit von 5730  $\pm$  40 Jahre besitzt. Seine Entstehung verdankt es der kosmischen Strahlung, die es aus Stickstoff erzeugt.

Das Kohlenstoffisotop 14 findet seinen Eingang in den Kohlenstoff-Kreislauf und lagert sich somit gleichsam wie das stabile Kohlenstoffatom in biotischer Substanz ab.

Der Gehalt an Radiokarbon in einer Probe nimmt also mit der Zeit ab. GEYH spricht 1983 davon, daß der Datierungsbereich der  $^{14}\text{C}$ -Methode zwischen 300 a und etwa 50 ka liegt. Er beschreibt aber, daß Werte über

30 ka Minimalalter sind, da Kontaminationen eine scheinbare und nicht kontrollierbare Verjüngung verursachten.

Da der radioaktive Zerfall zufällig erfolgt, besitzen die Messungen eine Streuung im Sinne einer Normalverteilung. Bei den Ergebnissen muß dies durch die Angabe des Mutungsintervalls statistisch berücksichtigt werden. In den Labors geht man von einem Mutungsintervall von mindestens zwei (Wahrscheinlichkeit 95,5%) oder drei (Wahrscheinlichkeit 99,9) aus.

Die  $^{14}\text{C}$ -Isotopenfraktionierung ist proportional zu der von  $^{13}\text{C}$  und nach dem heutigen Kenntnisstand etwa doppelt so groß (WIGLEY & MULLER 1981). Unter dieser Voraussetzung lassen sich die  $^{14}\text{C}$ -Aktivitäten  $\delta^{13}\text{C}$ -korrigieren (STUIVER & POLACH 1977).<sup>1</sup>

Aus der Dendrochronologie<sup>2</sup> konnte man für die ca. letzten 4000 a außerdem die Kohlenstoffverteilung mit der absoluten Methode der Baumringauszählung vergleichen und eine  $^{14}\text{C}$ -Präzisionskorrekturkurve bis 4000 a BP und eine vorläufige Korrekturkurve bis 6000 a BP erstellen.

Nach GEYH (1983) scheinen konventionelle  $^{14}\text{C}$ -Alter mariner Sedimente im Allgemeinen um bis zu 2000 a zu groß zu sein.<sup>3</sup> Im Gegensatz dazu kommt BARD et al. (1990) zu dem Ergebnis, daß  $^{14}\text{C}$ -Alter aus marinen Sedimenten des letzten Glazials wahrscheinlich um 3000-3500 a zu niedrig sind.<sup>4</sup>

---

<sup>1</sup> Vgl. GEYH, M., 1983, a.a.O., S.19f

<sup>2</sup> Dendrochronologie ist die Möglichkeit, absolute Datierungen anhand von Baumringauszählungen vorzunehmen, vgl. GEYH, M., 1983, a.a.O.

<sup>3</sup> Vgl. GEYH, M., 1983, a.a.O., S.114

<sup>4</sup> Vgl. BARD, E., B. HAMELIN, R.G. FAIRBANKS und A. ZINDLER, 1990, Calibration of the  $^{14}\text{C}$  timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals, in Nature 345, S. 405-410, zitiert nach GINGELE, F., 1992, a.a.O. S.27

Schon durch diese beiden Beispiele wird sehr deutlich, wie hoch die Unsicherheitsfaktoren einer  $^{14}\text{C}$ -Datierung mariner Sedimente sind, und daß die Daten kaum als Basis zu prägnanten Schlußfolgerungen dienen sollten.

### 2.7.2. $\delta$ $^{18}\text{O}$ -Methode

Die Bedeutung der Sauerstoffisotopen-Untersuchung wurde bereits im Kapitel 2.1 angesprochen. Grundsätzlich ist eine Datierung möglich, wenn zwei Dinge vorliegen:

1. Ein Sediment im Ozean muß eine gleichbleibende Sedimentationsrate besitzen. Dies wird für sehr kontinentferne Stellen im Pazifik angenommen.
2. Eine Zeitmarke im Sediment muß absolut datierbar sein, z.B. durch eine radiometrische Untersuchung oder indirekt über die Feststellung der Änderung des Erdmagnetfeldes.

Von Bedeutung ist, daß schon eine einzige Bohrung, die diese beiden Voraussetzungen erfüllt, genügt, um eine Datierung zu erstellen, die als Maßstab für alle anderen Bohrkerne gelten kann. Andere Kerne lassen sich dann anhand der Peaks der Isotopen-Stadien sehr gut kalibrieren.

Das Hauptproblem ist m.E. die Annahme einer gleichbleibenden Sedimentationsrate, auch bei kontinentfernen Probenentnahmestellen, über die gesamte Zeitspanne von heute bis zu einer Million Jahren BP. In der Literatur wird v.a. der Kern des Pazifiks V28-238 (siehe Abb. 17 F) als das Beispiel mit einer gleichbleibenden Sedimentation herangenommen.<sup>1</sup>

Bestimmte Zeitmarken zum Eichen der Kurve werden einmal durch die Datierung der Umpolung des Erdmagnetfeldes vor 700 ka (Wechsel der

---

<sup>1</sup> Im Kapitel 1.4.1 wurde auf die Variation auch der authigenen Sedimente während eines Zeitverlaufes hingewiesen.

Brunhes und Matuyama-Epochen) und zum anderen durch die Uran / Thorium - Datierung bestimmter Sedimentbestandteile errechnet.<sup>1</sup>

In einem Kern lassen sich die Ausrichtungen des Erdmagnetfeldes der einzelnen Bestandteile sehr gut erkennen. Aus dem Vergleich der Parallelkerne V28-239 und V28-238 ist es sehr gut möglich, den Wechsel des Erdmagnetfeldes in der Vergangenheit zu erkennen. So läßt sich bei einer Kerntiefe von 12 m der Wechsel des Erdmagnetfeldes von der *Brunhes-* zur *Matuyama-Epoche*, die auf ca. 700 ka BP geschätzt wird,<sup>2</sup> und bei 16 m Kerntiefe der Beginn des *JARAMILLO-Ereignisses*, feststellen. Verteilt man die 12 m gleichmäßig auf die 700 ka so ergibt sich eine Sedimentationsrate von 1.7 cm in 1000 a.

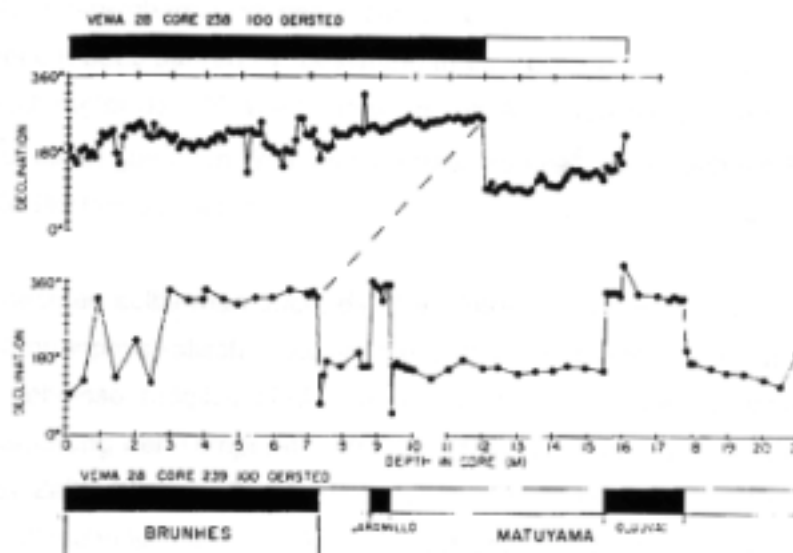


Abb. 19: Veränderung des Erdmagnetfeldes, erkennbar in den Bohrkernen V28-238 und V28-239, gegenübergestellt der standardisierten Erdmagnetstratigraphie-Skala; Deklination ist nicht nach Nord ausgerichtet.

<sup>1</sup> Vgl. GEYH, M., 1983, a.a.O., S.55ff

<sup>2</sup> Vgl. DALRYMPLE, G.B., 1972, Potassium argon dating of geomagnetic reversals and North American glaciations in calibration of hominoid evolution in Bishop, W.W. and Miller, J.A., Eds., Scottish Academic Press, zitiert nach SHACKLETON & OPDYKE, 1973, a.a.O., S.40



Nach SHACKLETON und OPDYKE (1973)<sup>1</sup> wird der Übergang der Stadien 12-11 mit 440 ka BP angegeben. Sie gehen dabei von einer gleichbleibenden Sedimentation innerhalb des Bohrkerns bis zum Wechsel des Erdmagnetfeldes bei ca. 700 ka BP aus. Dieses Alter wird auch durch das Auftreten eines Leitfossils (*S. univertus*) gestützt. Das Alter des Übergangs der Stadien 8-7 ergibt nach der Auswertung des Kerns V28-238 ein Alter von 251 ka BP. Für den Übergang der Stadien 6-5 geben HAYS et al. ein Alter von 127 ka BP an, wobei sie darauf hinweisen, daß es hierfür mehrere Untersuchungen mit verschiedenen Ergebnissen gibt.

Geringe Alter werden mittels der <sup>14</sup>C-Methode bestimmt. Auf der Nordhemisphäre wird das rezente Temperaturmaximum in vielen Fällen bei ca. 6000 Jahren BP bestimmt. In einem Kern bei ca. 43° Süd (*RC 11-120*) ergibt der <sup>14</sup>C-Wert allerdings ein Alter von 9400 ± 600 a BP, was auf einen gewissen *time-lag* hinweisen könnte<sup>2</sup>, aber auch die Folge eines Meßfehlers sein kann.

Beachten sollte man auch, daß bei Untersuchungen der chemischen und isotonenphysikalischen Zusammensetzung der Sedimente nur qualitative Ergebnisse möglich sind, „da die große Masse der Ozeane zu einer Dämpfung der Temperatureffekte und Bioturbation zu einer Verringerung der Zeitauflösung (BERGER & JOHNSON 1978) führen.“<sup>3</sup> Die Dauer für die Durchmischung der Ozeane führt dazu, daß die maximale Auflösung mindestens 1000 Jahre beträgt.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die Datierung eines Ozeansediments anhand der ermittelbaren Isotopenstadien-Übergänge möglich ist. Daraus ergeben sich zudem verschiedene

---

<sup>1</sup> Vgl. SHACKLETON, N., 1973, a.a.O., S. 49

<sup>2</sup> Vgl. HAYS, J.D., J. LOZANO, N. SHACKLETON, G. IRVING, 1976b, *Geol. Soc. Am. Mem.* 145, S. 337-372, zitiert nach HAYS, J.D. et al., 1976, a.a.O., S.1124

<sup>3</sup> GEYH, M., 1983, a.a.O., S. 113

Sedimentationsraten der einzelnen Bohrkernabschnitte. Es ist aber zu beachten, daß man aus diesen Untersuchungen nur indirekt ermittelte Werte erhalten kann und somit die Ergebnisse nur vom Trend her weltweite Gültigkeit besitzen.<sup>1</sup>

### 2.8.3 Vergleich von Altersdaten

In der Paläoklimaforschung ist man weitgehend darauf angewiesen, die Befunde verschiedenster Untersuchungen zusammenzufassen. Man kommt somit nicht umhin, Absolutdatierungen miteinander zu vergleichen.

GEYH (1983) unterscheidet folgende Fälle:

- „Vergleich von Daten, die mit derselben Methode und in demselben Labor ermittelt worden sind,
- Vergleich von Daten, die mit derselben Methode, aber in verschiedenen Labors ermittelt worden sind, und
- Vergleich von Daten, die mit verschiedenen Methoden ermittelt worden sind.“<sup>2</sup>

Begründet wird dies damit, daß schon die Anwendung der gleichen Methode in verschiedenen Labors zu unterschiedlichen Ergebnissen führt. Die absolute Altersdatierung ist somit keinesfalls in der Lage, gesicherte Erkenntnisse des Absolutalters zu liefern, vielmehr kann auch sie nur relative Zahlen liefern.

Ist auch die Methode der Datierung unterschiedlich, so gestaltet sich ein Vergleich noch schwieriger, insbesondere wenn man Proben untersucht,

---

<sup>1</sup> In der Literatur werden zwar oft absolute Zahlen aus der Isotopenkurve angegeben, insgesamt sind die Daten jedoch immer nur von der Paläomagnetismus-Stratigraphie, der U/Th-Datierung und der <sup>14</sup>C-Datierung abgeleitet.

<sup>2</sup> Vgl. GEYH, M., 1983, a.a.O., S.72

deren absolutes Alter im Grenzbereich der jeweiligen Datierungsmethode liegt. In der  $^{14}\text{C}$ -Methode nimmt der Anteil des radioaktiven Isotops exponentiell ab. Der  $^{230}\text{Th}$ -Gehalt nimmt hingegen im Datierungsbereich der  $^{14}\text{C}$ -Methode nahezu linear zu.

Untersucht man eine Probe, deren Sedimentation einige zehntausend Jahre andauert hat, so muß ihr  $^{14}\text{C}$ -Alter kleiner sein, als das tatsächliche Alter und das  $^{230}\text{Th}$ -Alter zeigt das mittlere Alter an.

Kontaminationen erweisen sich als zusätzliches Problem. Außerdem gibt es zu vielen Datierungsmethoden Korrekturkurven. Ob diese angewendet wurden, ist aus vielen Literaturquellen jedoch nicht zu entnehmen.

Nach GEYH sollten bei Veröffentlichungen von absoluten Altersdatierungen folgende Daten angegeben werden, um einen Vergleich zu ermöglichen:

- „Alter und zugehörige Standardabweichung,
- Datierungsmethode und ggf. zur Berechnung verwendete Werte wie Halbwertszeit, Anfangskonzentration, Standard [...],
- Korrekturen (z.B.  $\delta^{13}\text{C}$ -, Reservoir-, Dendro-Korrektur) und Modellvorstellungen (z.B. hydrogeologisches Exponentialmodell), und
- Laborsynonym [Laborsynonym] mit Bearbeitungsnummer [sic!]<sup>1</sup>

Diese Angaben werden allerdings bei den wenigsten Autoren vollständig angetroffen. Da die Datierungsmöglichkeiten mit Radiokarbonmaterial nur einen Zeitraum von ca. 20 ka abdecken, sind die Schwankungen in der Datierung gleicher Proben in verschiedenen Labors von einigen tausend Jahren erheblich. Gerade die Rekonstruktion des letzten Glazials in seiner breitenzonalen Ausbreitung ist somit kaum möglich.

---

<sup>1</sup> GEYH, M., 1983, a.a.O., S.78

Auch bei der  $\delta^{18}\text{O}$ -Methode wurden vorstehend die Probleme bei der Ermittlung der absoluten Alter angesprochen. Auch bei diesen Daten ist mit einer sehr hohen Streuung der Alter zu rechnen, so daß man aus ihnen m.E. eher eine relative Altersdatierung ermitteln kann, die sich bestenfalls auf die Ermittlung der unterschiedlichen Glazial- und Interglazialzeiten im Sinne der beschriebenen Isotopenstadien (siehe Abb. 16 bzw. 17 K) bezieht.

### 3. Regionale Beispiele

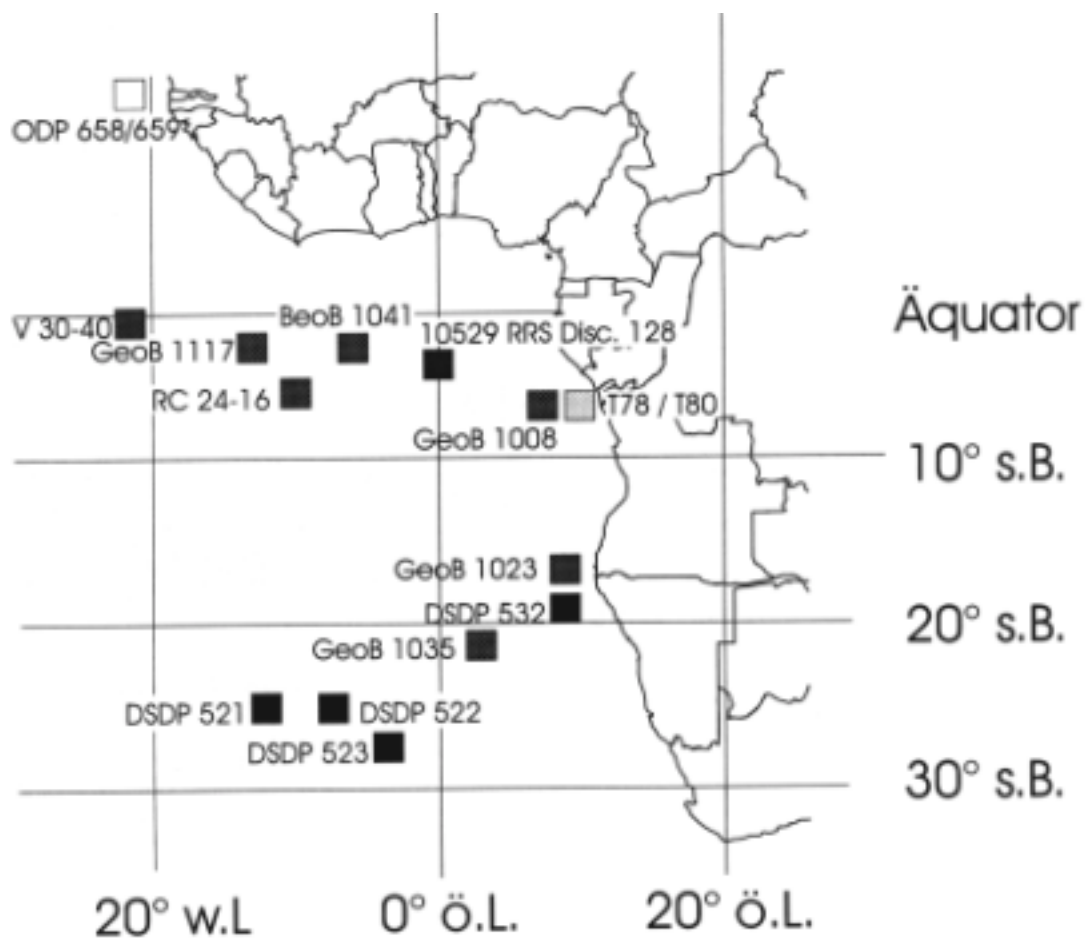


Abb. 20: Skizze der Bohrstandorte und ihrer Bezeichnungen

In folgenden regionalen Beispielen wird auf eine Reihe von Bohrungen verwiesen, die von unterschiedlichen Bohrschiffen (siehe Kapitel 1.1) durchgeführt wurden. In Abb. 20 sind die Bohrstellen eingezeichnet.

### 3.1 Parallelkerne zur Verbesserung der stratigraphischen Genauigkeit

Alle Informationen, die im Folgenden behandelt werden, gewinnt man aus den Untersuchungen an Bohrkernen. Um bei der Bohrprobennahme Fehler auszuschließen, werden bei Bohrungen innerhalb eines Gebietes verschiedene Bohrungen nebeneinander durchgeführt. Diese Parallelkerne, die man erhält, werden auf ihre Übereinstimmung überprüft. So zeigen einige der im Südatlantik erbohrten Parallelkerne sehr deutliche stratigraphische Verschiebungen.

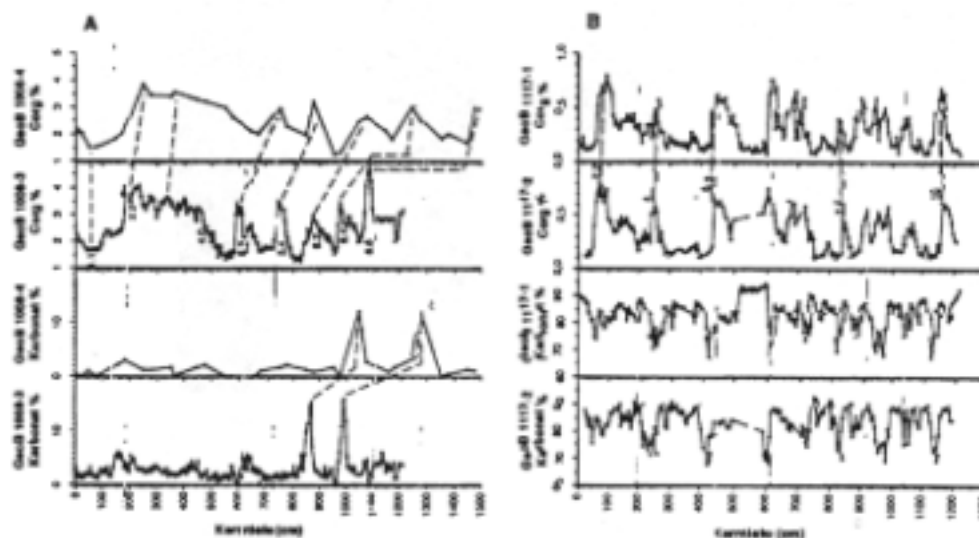


Abb. 21: Die Korrelation der Parallelkerne *GeoB 1008-3, 4* (A) und *GeoB 1117-1, 2* (B) zeigt die unterschiedlich gute stratigraphische Übereinstimmung von Kernen einer Station.

Die Parallelkerne der Bohrung *GeoB 1008* direkt an der *Zairemündung* zeigen sehr deutliche Verschiebungen, während der vom Kontinent nicht beeinflusste (pelagische) Bohrkern *GeoB 1117* solche kaum zeigt.

Welche Gründe das Auseinanderfallen der Kurven in der Bohrung *GeoB 1008* hatte, konnte von GINGELE nicht endgültig geklärt werden; er führt eine mögliche Verkürzung des Bohrkerns bei der Abteufung an, hält aber ebenso starke Veränderungen in der Sedimentationsrate in dieser Nähe zum Kontinent für möglich.<sup>1</sup>

### 3.2 Regionale Verteilung von Karbonat, Opal und terrigenen Mineralen

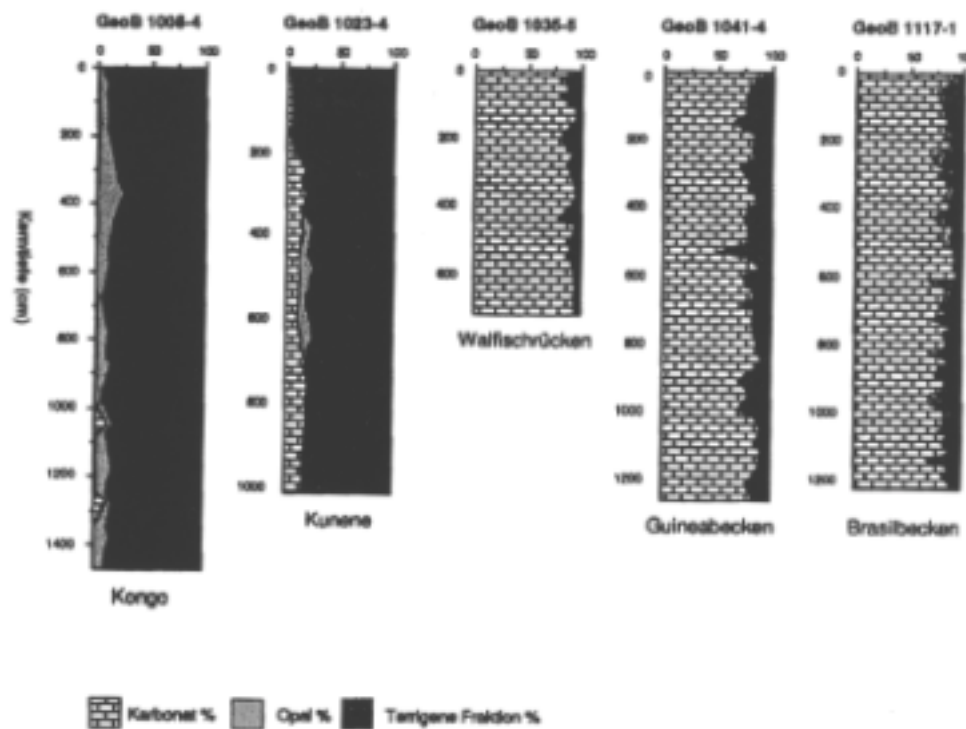


Abb. 22: Die Verteilung der lithologischen Hauptkomponenten Karbonat, Opal und terrigene Minerale in einigen der untersuchten Kerne.

<sup>1</sup> Vgl. GINGELE, F., 1992, a.a.O., S. 27

Je nach unterschiedlicher Entfernung vom Kontinent ist der Terrigenanteil unterschiedlich hoch. Fernab vom Einfluß des Festlandes macht im Atlantik die Karbonatakkumulation den Hauptanteil des abgelagerten Sediments aus. Dies liegt zum einen an der Lage der CCD, außerdem gibt es im Atlantik nur wenige Stellen, an denen kaltes Auftriebswassers zu erhöhter Produktion von vor allem silikatisch geprägten Lebewesen führt, um an diesen Stellen die Möglichkeit für eine Ablagerung von Radiolarien und Diatomen zu geben.

Im Vergleich mit dem Pazifik ist der Atlantik aufgrund seiner geringeren Größe stärker von den Kontinenten und damit von terrigenem Eintrag geprägt.

Folgende Tabelle zeigt die prozentualen Anteile der an der Ozeanoberfläche abgelagerten Sedimenthauptbestandteile in den Ozeanen.

	<b>Atlantik</b>	<b>Pazifik</b>	<b>Indik</b>	<b>Gesamt</b>
<b>Foraminiferen</b>	<b>65</b>	<b>36</b>	<b>54</b>	<b>47</b>
<b>Diatomen</b>	<b>7</b>	<b>10</b>	<b>20</b>	<b>12</b>
<b>Radiolarien</b>	<b>-</b>	<b>5</b>	<b>0.5</b>	<b>3</b>
<b>Ton</b>	<b>26</b>	<b>49</b>	<b>25</b>	<b>38</b>
<b>rel.Ozeangröße</b>	<b>23</b>	<b>53</b>	<b>24</b>	<b>100</b>

Tab. 1: Verteilung der Sedimenttypen in den Ozeanen

### 3.3 Variation der $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve beim Übergang vom Pliozän ins Quartär

Der Beginn des Quartärs ist nicht eindeutig absolut datiert. Das Korrelieren aller vorhandenen Untersuchungsdaten war bisher nicht möglich.<sup>1</sup> Die Angaben in der Literatur reichen von 1.7 ma bis

2.47 ma BP, wobei die Angaben eher willkürlich zu sein scheinen, da sie Zeiten der Umpolung des Erdmagnetfeldes markieren und auf keine klare Diskordanz oder auf eine abrupte Veränderung in den Sedimenten zeigen.

Mit Hilfe der  $\delta^{18}\text{O}$ -Untersuchungen könnte es nun möglich sein, den globalen klimatischen Umschwung im Übergang vom Tertiär ins Quartär zeitlich besser zu erkennen. WEISSERT und OBERHÄNSLI haben diese Untersuchungen an den Bohrkernen *DSDP sites 521, 522 und 523* im südwestlichen Angolabecken untersucht.

Die Sauerstoffisotopenkurven zeigen vom Trend her ein äußerst langsames Ansteigen der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte. Ab einem bestimmten Zeitpunkt in der Kurve nimmt die Größe der Ausschläge aber deutlich zu und markiert den Beginn des Eiszeitalters. Von besonderem Interesse sind die Untersuchungen an *benthischen Foraminiferen*, die Änderungen der Tiefenwasserströmungen andeuten. Anhand der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte kann zudem erkannt werden, ob die Sedimente Rückschlüsse auf einen verstärkten Einfluß *Antarktischen Bodenwassers* bzw. *Nordatlantischen Tiefenwassers* zulassen.

Nach der Auswertung scheint es, daß während einer Zeitspanne von 3.7 ma bis 3.35 ma BP die klimatischen Verhältnisse bemerkenswert stabil waren. Um 3.35 ma BP ist an den tiefsten Stellen des Angolabeckens eine Abkühlung des Bodenwassers zu erkennen, die auf eine Verstärkung des *Nordatlantischen Tiefenwassers* deutet und die in

---

<sup>1</sup> Vgl. MEYERS KLEINES LEXIKON GEOGRAPHIE, 1986, hrsg. vom Geograph.-Kartograph. Institut, Mannheim, S.286



der Zeitspanne von 3.2 bis 2.8 ma BP zu geringeren  $\delta^{18}\text{O}$ -Werten führt. Im Südwesten des Angolabeckens zeigt sich jedoch der verstärkte Einfluß des *Antarktischen Bodenwassers*.

Um 2.5 ma BP beginnt ein Wechsel der Sauerstoffisotopenkurve zu verstärkten Ausschlägen. Diese deuten auf erste größere Kaltphasen des Klimas hin. Die Maximalwerte des  $^{18}\text{O}$ -Isotops zeigen sich bei 2.5, 2.3 und 1.95 ma BP und bezeichnen nach WEISSERT et al. die ersten Vergletscherungen im Pliozän.<sup>1</sup>

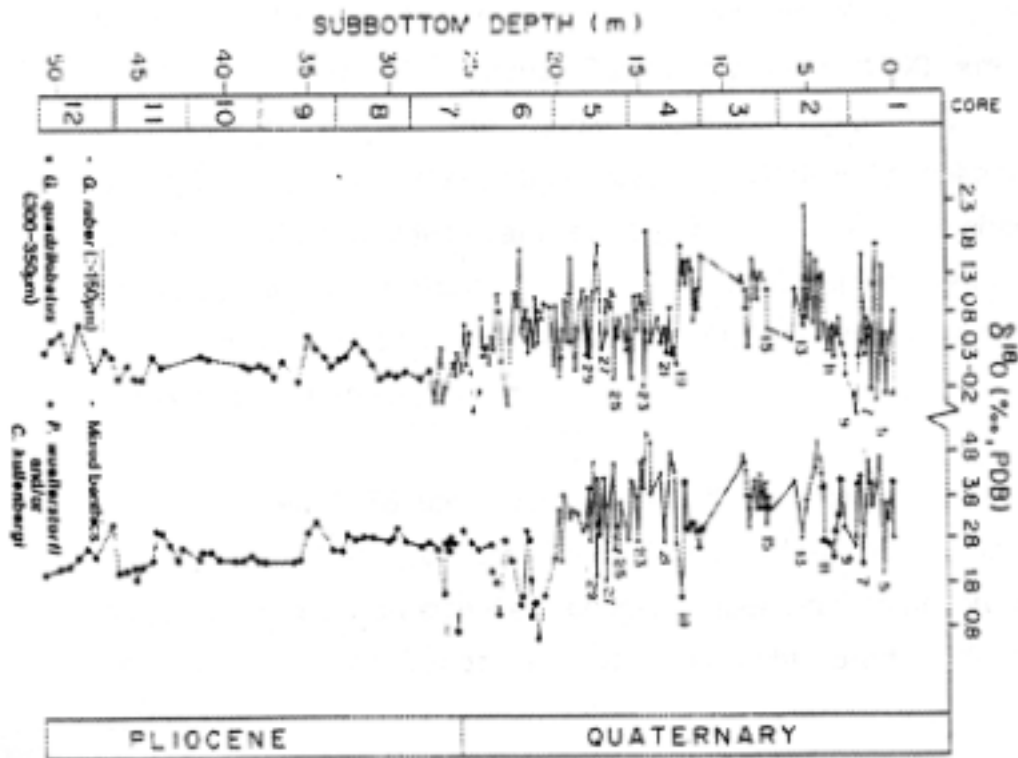


Abb. 23:  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurven eines anderen Kerns (*DSDP leg 72 site 517*, 30°56.81' S, 38°02.47' W) zeigen ebenfalls die klimatischen Veränderungen zu Beginn des Quartärs.

<sup>1</sup> Vgl. WEISSERT, J.J. und H. OBERHÄNSLI, 1985, Pliocene oceanography and climate: an isotope record from the southwestern Angola Basin, in HSÜ, K. et al. 1985, a.a.O., S. 79-97 (Weissert geht von einem Wechsel Pliozän Quartär bei 1.7 ma aus.)

### 3.4 Sedimentation von Karbonat

Wie beschrieben, stellt im Atlantik Karbonat den Hauptteil des Sediments dar. Die Untersuchungen der Kerne bestätigen die im zweiten Kapitel beschriebene weltweite Gültigkeit der Isotopenstadien.

Zur Untersuchung regionaler Einflüsse wird in diesem Kapitel der Karbonatanteil in einer von terrigenen Bestandteilen dominierten Sedimentationsregion, dem östlichen Angolabecken, beschrieben. Die Mündung des *Zaire* (Kongo) in den Atlantischen Ozean stellt für die Sedimentuntersuchung eine besonders günstige Situation dar. Der Fluß bewirkt über seinen terrigenen Eintrag eine vermehrte Ablagerung von Sedimenten über ein großes Gebiet bis über 1000 km von der afrikanischen Küste weg. Viele Bereiche sind hier von einer durchgängigen Ablagerung hemipelagischer Sedimente gekennzeichnet. Die hohe Sedimentationsrate ermöglicht es, eine hochauflösende Stratigraphie zu erstellen und somit die einzelnen regionalen und ozeanweiten marinen und kontinentalen Veränderungen, vor allem auch des Klimageschehens, zu ermitteln.<sup>1</sup>

In den Jahren 1978 und 1980 wurden 33 Bohrungen mit Längen von 4 -17 m im Meer vor der *Zaire-River-Mündung* durch die *MV Tyro* abgeteuft, von denen sich die wichtigsten über ein Gebiet von sieben bis elf Grad östlicher Länge und vier bis acht Grad südlicher Breite erstrecken.

Außerdem hat die *Meteor* im Mündungsbereich des *Zaire* den 15.70 m langen Bohrkern *GeoB 1008-4* mit bei 06°35,2' S und 10°19,2' E und einer Wassertiefe von 3115 m mit einem Schwerelot abgeteuft.<sup>2</sup> Abbildung 22 zeigt für den Kern *GeoB 1008-4* den hohen terrigenen Anteil am Sediment.

---

<sup>1</sup> Vgl. JANSEN, J., 1985, a.a.O., S.25f

<sup>2</sup> Vgl. GINGELE, F., 1992, a.a.O., S.7

Da die Ablagerungen sehr hochauflösend nachvollziehbar sind, ist hier eine Unterscheidung von nichtkarbonatischer und karbonatischer Akkumulation möglich. Aufgrund dessen kann man erkennen, wie stark die Kalkakkumulation von Produktion und Auflösung einerseits und von einer Verdünnung mit nichtkarbonatischem Material andererseits abhängig ist.<sup>1</sup> Die höchsten Werte an Kalkakkumulation werden dabei in den Interglazialen 1, 5e und 7a erreicht. Andere relative Maxima sind zu schwach ausgeprägt, um genaue Schlüsse aus ihnen ziehen zu können. Im Gegensatz dazu treten die nichtkarbonatischen Ablagerungen in den Phasen 2, 4, 5b und 6 am stärksten auf, wenn die Kalkakkumulationen am niedrigsten sind.

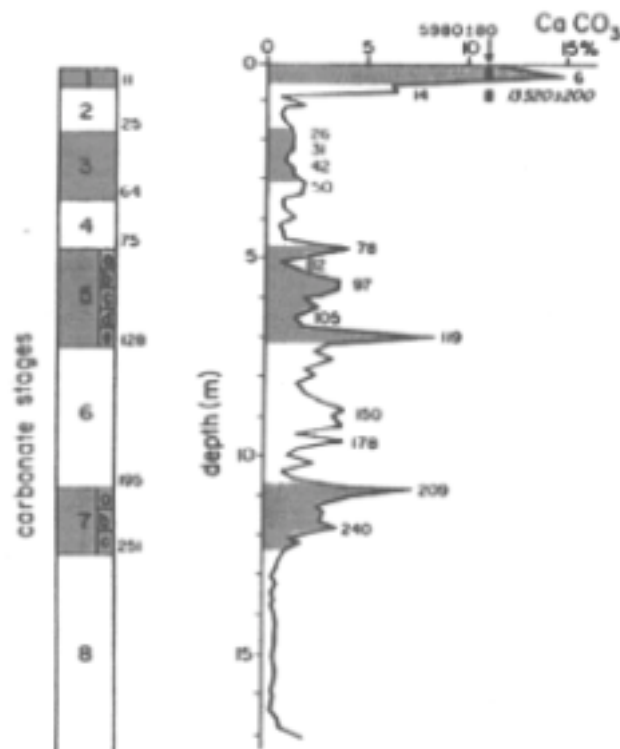


Abb. 24: Typisches Beispiel der Veränderung des Kalkgehalts in einer Bohrung aus dem Atlantik: hier der Bohrkern T80-7

<sup>1</sup> Vgl. JANSEN, J., 1985, a.a.O., S.29

Dazu hat JANSEN die Situation in Bereichen geringerer Wassertiefe (Bohrkern T78-46) beschrieben, wonach bei weniger als 3800 m im Gegensatz zu den tieferen Bereichen die nichtkarbonatische Sedimentation 14 ka BP stark zurückgegangen ist und die karbonatische Akkumulation zwischen ca. 27 ka BP und 12.5 ka BP relativ hoch ist (mit einem Maximum um 14.5 ka BP).

Die genauere Untersuchung dieses Bohrkerns zeigt, daß der Peak maximaler karbonatischer Akkumulation in einen Zeitraum von 27 ka bis 12.5 ka BP fällt, der insgesamt von einer hohen Sedimentationsrate gekennzeichnet ist und dessen Maximum zwischen 18.6 ka und 15.4 ka BP liegt. Die nichtkarbonatische Akkumulation wird um 14.5 ka BP geringer und verursacht zu diesem Zeitpunkt einen letztlich nur relativen Anstieg karbonatischer Akkumulation, der bis 12.5 ka BP anhält, bis dann die gesamte Sedimentationsrate geringer wird.

Der besonders starke Anstieg der karbonatischen Akkumulation im weniger tiefen Wasser vor der *Zaire-Mündung* ist somit auf das Zusammenwirken von zwei unterschiedlichen Ereignissen zurückzuführen und kann nicht mit gleichem Maßstab wie die anderen Messungen betrachtet werden.

Aus den Untersuchungen ergeben sich für das gesamte Gebiet die relativen Sedimentationsraten innerhalb der letzten 200 ka. Das Auf und Ab der Sedimentationsraten findet im Wechsel von Kalt- und Warmzeiten statt. JANSEN gibt dies in einem Verhältnis an, wonach die karbonatische Akkumulation von durchschnittlich 1 - in Kaltzeiten das 1.6fache und in Warmzeiten das 0.6fache beträgt. Für nichtkarbonatische Ablagerungen beziffert er den Unterschied mit 0.6 für kalte und 1.5 für warme Klimaphasen. Die durchschnittlichen Ablagerungen in Gramm pro cm<sup>2</sup> und

ka liegen im *Zaire-Fan* in Bereichen von 0.5 bis 5 für nichtkarbonatische und zwischen 0.025 und 0.5 für karbonatische Akkumulationen.<sup>1</sup>

Aus dem Kern *GeoB 1008* ergibt sich eine ähnliche Verteilung terrigenen Materials von 80-90%, das im Glazial auf 65% verdünnt wird. Die rezenten absoluten Ablagerungen werden mit  $1 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ , bzw.  $20 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$  angegeben, die in den Stadien 2, 4 und 6 um ca. 50% höher liegen und im Stadium 3 ein Minimum erreichen.

Die Verteilungsmuster ergeben, daß in Kontinentnähe die Ablagerungen erheblich zunehmen, nach JANSEN stellt daher der Schelfbereich eine Quelle für die Sedimente dar. Außerdem ist die Sedimentmächtigkeit an den Strömungsverlauf des Zaire-River angelehnt.

Die geringer werdende Ablagerung karbonatischen Sediments mit der Zunahme der Isobathen hat einen weiteren Grund in der vergrößerten Auflösung von Karbonat mit der Tiefe. Der Vergleich der Akkumulation mit einem von ZACHARIASSE 1984 beschriebenen Auflösungsindex von Coccolith ergibt eine gute Korrelation, was darauf hindeutet, daß Auflösungsprozesse insgesamt eine sehr große Rolle in der Sedimentation karbonatischen Materials spielen. In der regionalen Verteilung zeigt sich, daß die Auflösung in den Gebieten erhöhter Kalkablagerung ebenfalls höher liegt.<sup>2</sup>

### **3.5 Ablagerung von organischem Kohlenstoff**

#### **3.5.1 Sapropelsedimentation im Guinea-Becken**

MORRIS et al. beschreiben die Ablagerung von Sapropel (Faulschlamm) im Guineabecken. Diese Ablagerung, so schließen sie, geht mit erhöhter Produktion organischen Materials während des letzten Hochglazials

---

<sup>1</sup> Vgl. JANSEN, J., 1985, a.a.O., S.30f

<sup>2</sup> Vgl. JANSEN, J., 1985, a.a.O., S.25-46

einher. Das Besondere dabei ist, daß bisher angenommen wurde, daß Ablagerungen organischen Materials, mit einem Anteil von hier mehr als fünf Prozent organischen Kohlenstoffs, nur über einer stehenden Wassersäule unter anaeroben Verhältnissen möglich sei. Dies sind Voraussetzungen, die hier niemals geherrscht haben können.

Das Sediment wurde vier Meter tief im Guineabecken bei 4°56.8' südlicher Breite und 0°27.7' östlicher Länge und einer Wassertiefe von 4735 m abgeteuft. Es gibt keine augenscheinlichen Anzeichen für eine Störung der gleichmäßigen Sedimentation von durchschnittlich 1.4 cm pro ka. Die stratigraphische Anordnung der datierbaren Sedimentbestandteile ist ungestört. Auch bei einer Untersuchung der obersten 90 cm mittels der <sup>14</sup>C-Datierung ergaben sich keine Anzeichen für eine Störung der Sedimentationslagen, die hier mit einer Rate zwischen 0.8 und 3.4 cm pro ka abgelagert wurden.

Es zeigt sich deutlich ein sehr geringer Anteil Karbonat, im Gegensatz zur großen Anzahl von Radiolarien, der vermuten läßt, daß ein Anstieg der Sedimentation silikatischer Biota zu einer Verdünnung der normalen Karbonatverteilung führte.

Die Datierung der Coccolithe ergibt ein Alter des Sediments von ca. 300 ka BP bei 400 cm (*Gephyrocapsa caribeanica*) und von 85 ka BP bei 110 cm (Wechsel der Dominanz von *Gephyrocapsa oceanica* und *Emiliania huxleyi*). Die Altersbestimmung der obersten 110 cm erfolgte über die <sup>14</sup>C-Datierung. Dabei ergab sich, daß die größte Kohlenstoff-anreicherung in einer Tiefe von 60 bis 70 cm Bohrung sich auf ein Alter von 14 bis 19 ka BP bestimmen läßt. Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen ergeben, daß das organische Material in 60-70 cm aus marinen planktonischen Quellen stammen muß. Ein terrigener Eintrag vom afrikanischen Kontinent kann hier so gut wie ausgeschlossen werden, da dann die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte erheblich niedriger liegen müßten. Der gute Erhaltungsgrad des

---

Kohlenstoffs zeigt nach Ansicht MORRIS, daß der Kohlenstoff in äußerst kurzer Zeit abgelagert worden sein muß.<sup>1</sup>

### **3.5.2 Ablagerung organischen Kohlenstoffs im Zaire-Fan des Angola-Beckens**

Unter dem Einfluß des *Zaire-River* wird im Angola-Becken neben marinem Kohlenstoff auch terrigener organischer Kohlenstoff auf dem Meeresboden abgelagert, der allerdings wieder nach der  $\delta^{13}\text{C}$ -Methode bestimmt, als konstant angenommen werden kann. Die Veränderungen des Anteils organischen Kohlenstoffs im Sediment beruhen also auch hier auf einer veränderten Ablagerung marinen Kohlenstoffs, der in den Sedimentkernen *GeoB 1008-3* einen Anteil von 0.5 bis 3 % ausmacht.

Ähnliche Ergebnisse zeigen die Sedimentbohrungen des ca. 10° südlicher abgeteufte Bohrkernes *GeoB 1023-4* mit seinem Parallelkern *GeoB 1023-5*, wobei in letzterem kein terrigener Eintrag nachgewiesen wurde. Westlich davon zeigt sich im Kern *GeoB 1035-5* am Nordrand des Walfischrückens der geringste Eintrag organischen Kohlenstoffs.<sup>2</sup> Allen Kernen ist gemeinsam, daß die marinen Kohlenstoffablagerungen in den Glazialen 2, 4 und 6 und den kühlen Teilen des Interglazials 5 (5b und 5d) ein Maximum erreichen.

### **3.5.3 Verstärkte Ablagerung von Kohlenstoff in vielen äquatorialen Gebieten**

Die eben beschriebene Tatsache läßt sich, wenn auch nicht in der deutlichen Ausprägung, weltweit für alle äquatorialen Sediment-ablagerungen der letzten 300 ka nachweisen.

---

<sup>1</sup> Vgl. MORRIS, R. J., M. J. McCARTNEY und P. P. E. WEAVER, 1984, Sapropelic deposits in a sediment from the Guinea Basin, South Atlantic, in *Nature* Vol. 309, S. 611-615

<sup>2</sup> Vgl. GINGELE, F., 1992, a.a.O., S. 68

LYLE (1988) beschreibt vier Sedimentbohrkerne, je zwei aus dem Atlantik und aus dem Pazifik. Die Bohrkerne *W8402A-14GC* ( $0^{\circ}57.2' \text{ N}$ ,  $138^{\circ}57.3' \text{ W}$ , 4287 m), *V19-28* ( $2^{\circ}28' \text{ S}$ ,  $84^{\circ}39' \text{ W}$ , 2670 m) aus dem Pazifik und die Bohrkerne *V30-40* ( $0^{\circ}12' \text{ S}$ ,  $23^{\circ}09' \text{ W}$ , 3620 m) und *RC24-16* ( $5^{\circ}02,3' \text{ S}$ ,  $10^{\circ}11.5' \text{ W}$ , 3481 m) aus dem Atlantik wurden von LYLE untersucht.

Die Stratigraphie der Bohrkerne wurde anhand der  $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve geeicht. Die Ablagerung organischen Kohlenstoffs wurde in  $[\text{mg} / \text{cm}^2 \text{ ka}]$  gemessen.

Alle Befunde weisen eine erhöhte Ablagerung von  $C_{\text{org}}$  bei 18 ka BP auf. Die Befunde des Atlantiks besitzen weiterhin ausgesprochene Maxima in einem Zeitraum von 130 bis 200 ka BP.<sup>1</sup>

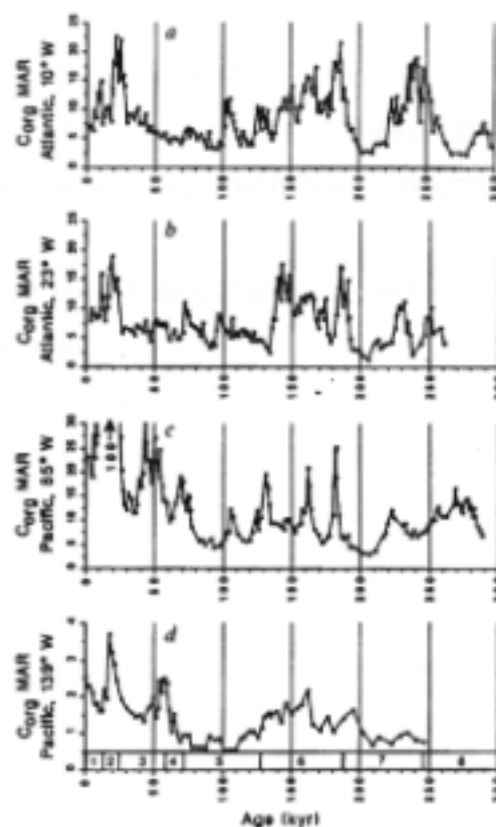


Abb. 25: Vergleich von  $C_{\text{org}}$  an verschiedenen Stellen

<sup>1</sup> Vgl. LYLE, Mitchell, 1988, a.a.O., S.530



### 3.5.4 Konstanz des abgelagerten Kohlenstoffanteils

Es ist davon auszugehen, daß sich der einmal abgelagerte Kohlenstoff nicht mehr verändert. Wie die Kerne *GeoB 1041-4* und *GeoB 1117-1* zeigen, nimmt die Höhe der glazialen Maxima mit zunehmender Kerntiefe nicht ab, „so daß davon ausgegangen werden kann, daß der Abbau von  $C_{org}$  im Sediment unbedeutend bleibt, da instabile Anteile bereits an der Bodenwasser-Sediment-Grenzfläche remineralisiert wurden.“<sup>1</sup>

### 3.6 Ursache für die Veränderungen in der karbonatischen Sedimentation: verstärkte Produktion oder verminderte Auflösung des Karbonats

Für den gesamten Atlantik ist es typisch, daß es während Kaltzeiten zu einer reduzierten Sedimentation von Karbonat und zu einer verstärkten Ablagerung organischen Kohlenstoffs ( $C_{org}$ ) gekommen ist. In den wärmeren Zeiten hingegen dreht sich das Verhältnis um und es wird mehr Karbonat akkumuliert als  $C_{org}$ . Diese Befunde wurden in den vergangenen beiden Kapiteln ausführlich beschrieben.

Als nächstes soll die Frage diskutiert werden, welche Ursachen für die Veränderungen des Sediments im Wechsel von Kaltzeit und Warmphase eine Rolle gespielt haben könnten. Dies ist nicht ohne weiteres möglich, da sehr viele Einflußgrößen die Sedimentation bestimmen können.

Für eine Erhöhung der Sedimentationsrate kann eine verstärkte Produktion organischen Kohlenstoffs, aber auch eine verringerte Auflösung bzw. Remineralisation verantwortlich sein. Diese Größen können von der chemischen Zusammensetzung und der Temperatur des Wassers beeinflusst werden, die ihrerseits durch terrigenen Eintrag und das System der Wasserströmungen variierbar sind. Auch ist denkbar, daß die Veränderungen erst durch Auflösungsprozesse innerhalb des Sediments stattfinden. „Schwankungen [in der Sedimentation] werden im

---

<sup>1</sup> GINGELE, F., 1992, a.a.O., S. 68

allgemeinen [auch] auf Veränderung der postsedimentären Auflösung zurückgeführt.“<sup>1</sup> Folgende einfache Grafik soll dies verdeutlichen:

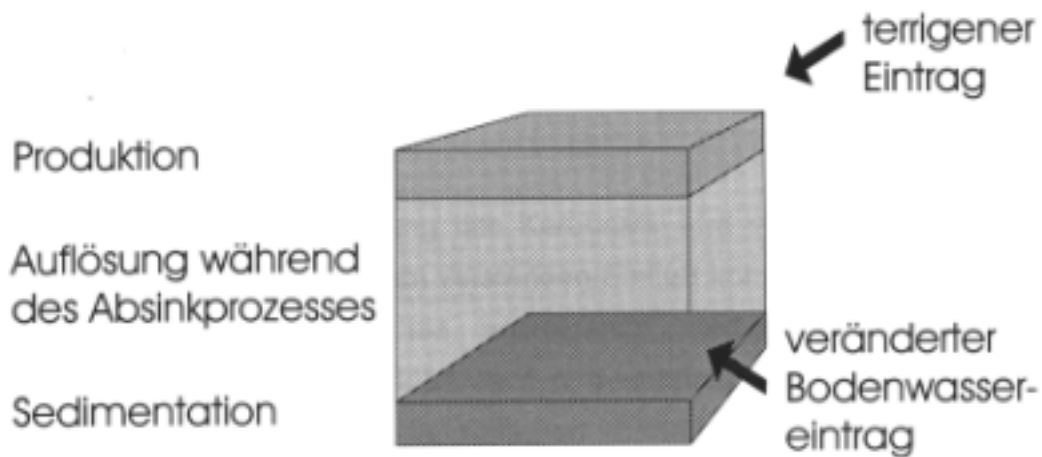


Abb. 26: Einfache Darstellung der Einflußgrößen, die Veränderungen der Sedimentationsrate organischen Gesamtkohlenstoffs bzw. Karbonats bewirken können.

Welche Größen die entscheidenden sind, wird in der Literatur kontrovers diskutiert. Dabei wird v.a. gefragt, ob eine erhöhte Ablagerung wirklich eine Erhöhung der Produktivität organischen Kohlenstoffs bzw. karbonatischen Zooplanktons bewirkt oder ob sie auf eine verringerte Oxidation bzw. Auflösung abgestorbenen Planktons zurückzuführen ist.

Die organische Produktion des Meeres wurde im Kapitel 1.4.2.2 dargestellt. Aus den Ausführungen geht hervor, daß es kaum möglich ist, quantitative Aussagen über sie zu treffen, wenn es auch durchaus Versuche dazu gibt. „Die Zulässigkeit der Berechnung von Paläoproduktivitätsraten aus  $C_{org}$  ist umstritten. Untersuchungen von MÜLLER & SUESS (1979), SARNTHEIN et al. (1987, 1988), LYLE et al. (1988) und STEIN (1991) ergaben, daß z.T. über 99% des primär

---

<sup>1</sup> JANSEN, J.H. (1985), a.a.O., S.27 (übersetzt aus dem Englischen)

produzierten organischen Materials bereits in der Wassersäule oder an der Bodenwasser-Sediment-Grenzfläche remineralisiert werden.“<sup>1</sup>

In den neueren und im Folgenden kurz beschriebenen Arbeiten zeichnet sich jedoch immer deutlicher ab, daß die Veränderung in der Produktion wohl einen wichtigen Bestandteil zur Erklärung der Sedimentationsraten darstellt.

Für eine verstärkte Auflösung des Karbonats wird vor allem angeführt, daß es in Kaltzeiten zu einem verstärkten Einfluß korrosiven bodennahen Wassers kommt. Auch die ansteigende Sedimentationsrate des Kohlenstoffs kann damit erklärt werden, besonders wenn man zusätzlich davon ausgeht, daß im kaltzeitlichen Bodenwasser ein geringerer Sauerstoffanteil vorhanden ist, als zu entsprechenden Warmzeiten. Nach Untersuchungen der  $^{13}\text{C}$ -Werte in den Sedimenten (siehe Kapitel 2.5) der Bohrung *ODP 658 und 659* für den Atlantik wird ein verstärktes Vordringen *Antarktischer Bodenströmung* während des Glazials beschrieben.<sup>2</sup> Diese Berechnung bezieht sich jedoch nur auf wenige Daten von Bohrungen bei mehr als 15° nördlicher Breite. Untersuchungen von BENNEKOM & BERGER zeigen hingegen, daß nur eine sehr dünne Wasserschicht nachweisbar ist, die sich im Angolabecken sehr schnell verliert.<sup>3</sup> Dies schließt nach JANSEN die Möglichkeit einer verstärkten Auflösung durch Zufuhr *Antarktischen Bodenwassers* aus.

LYLE hat versucht, diese Theorie mit den Klimamodellen der Bodenwasserströmung für den Ostpazifik in Zusammenhang zu setzen.

---

<sup>1</sup> GINGELE, F., 1992, a.a.O., S.70

<sup>2</sup> Auch GARDNER beschreibt die Möglichkeit eines Vordringens Antarktischen Bodenwassers, was zu einer erhöhten Auflösung karbonatischen Materials führt. Vgl. GARDNER, J.V., 1975, Late Pleistocene carbonate dissolution cycles in the eastern equatorial Atlantic, in: SLITER, W.V., A.H.W. Be & W.H. Berger (eds.), Dissolution of deep-sea carbonates, Cushman Found. Foram. Res. Spec. Publ. 13, S. 129-141, zitiert nach JANSEN, 1985, a.a.O., S.42

<sup>3</sup> Vgl. VAN BENNEKOM, A., J. und G.W. BERGER, 1984, Hydrography and silica budget of the Angola Basin, in Neth. J. Sea Res. 17 (2-4), S. 149-200, zitiert nach JANSEN, J., 1985, a.a.O., S.43

Dabei wurde ebenfalls keine Übereinstimmung festgestellt und eine Veränderung von Sauerstoff scheint für eine erhöhte Sedimentationsrate von  $C_{org}$  nicht ausschlaggebend zu sein. Im Gegensatz dazu führt eine Korrelation des  $C_{org}$  mit Kalzit und biogenem Opal zu sehr guten Ergebnissen, was dafür spricht, daß tatsächlich eine Erhöhung der Produktivität in der euphotischen Zone ausschlaggebend für die Erhöhung der Sedimentation ist.<sup>1</sup>

Dies stimmt auch mit den Untersuchungen GINGELES überein, der einen sehr guten Zusammenhang sedimentierten organischen Kohlenstoffs mit Barytakkumulationsraten festgestellt hat. „Die Untersuchungen an den Parallelkernen *GeoB 1008-3* und *1008-4* zeigen, daß die Barytakkumulationsraten bei geringen bis mittleren, nicht extrem schwankenden Sedimentationsraten, einen guten Indikator für relative Schwankungen der Paläoproduktion an einer Position liefern. Die im Verhältnis zu heute 2 bis 3 mal höhere Produktion im Glazial (SCHNEIDER 1991) spiegelt sich in 2 bis 3 mal höheren Baryt-akkumulationsraten wider. Analog läßt sich diese Beziehung bei gleichen Voraussetzungen zur Rekonstruktion relativer Produktivitätsschwankungen an den Stationen *GeoB 1035*, *GeoB 1041* und *GeoB 1117* anwenden. Da Barytakkumulationsraten nicht von Schwankungen der Sauerstoffgehalte des Bodenwassers beeinflusst werden sollten, weist ihre gute Korrelation mit  $C_{org}$ -Akkumulationsraten darauf hin, daß auch letztere nicht wesentlich durch Sauerstoffschwankungen verändert werden.“<sup>2</sup> Direkt am Kontinentalhang vor Südafrika mit küstennahem Auftrieb zeigte die Bohrung *GeoB 1023-5* dagegen nahezu konstante Paläoproduktionsraten vom Holozän bis 18 ka, mit etwas geringeren Werten zwischen 16 und 10 ka.<sup>3</sup>

---

<sup>1</sup> Vgl. LYLE, M., 1988, a.a.O., S. 529-532

<sup>2</sup> GINGELES, F., 1992, a.a.O., S.94

<sup>3</sup> Vgl. SCHNEIDER, R., 1991, Spätquartäre Produktivitätsänderungen im östlichen Angola-Becken: Reaktion auf Variationen im Passat-Monsun-Windsystem und in der Advektion des Benguela-Küstenstroms, in Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen 21, zitiert nach GINGELES, F., 1992, a.a.O., S.97

DIESTER-HAAS versucht das Problem der Abschätzung der Remineralisation von Karbonat in der Wassersäule durch den Vergleich *benthischer* mit *planktonischen* Foraminiferen durchzuführen. Die beiden Foraminiferengruppen sind unterschiedlich resistent gegenüber einer Auflösung. In der obersten Wasserschicht lebende (*planktonische*) Foraminiferen lösen sich deutlich leichter auf, als die an höheren Druck und niedrigere Temperaturen angepaßten Foraminiferen des tieferen Wassers (*benthische Foraminiferen*). Würde die Korrosivität in der tiefen Wassersäule während eines Glazials zunehmen, dürfte es nicht die deutlichen Parallelen in der Sedimentation der beiden Foraminiferengruppen über die letzten Glaziale und Interglaziale geben, wie er sie für Bohrungen im Südatlantik gefunden hat (*DSDP Leg 75, HPC 532*).<sup>1</sup>

Die Vorstellung einer postsedimentären Auflösung wird von der Annahme unterstützt, daß es während der Kaltzeiten zu einem Anstieg der *carbonate compensation depth* (siehe Kapitel 1.4.2.4) gekommen ist. Nach JANSEN liegt die *CCD* in den Isotopenstadien 5e und zu Beginn des Stadiums 7 zwischen 4500 und 4700 m, während sie in den Stadien 2, 4 und am Beginn und gegen Ende des Stadiums 6 bei 4300 bis 4500 m gelegen haben dürfte. Dieser Befund ist natürlich sehr merkwürdig, da in Zeiten eines Klimaoptimums die *CCD* näher an der kaltzeitlichen Position bleibt, als den heutigen Wert von weit über 5000 m anzunehmen. Nach JANSEN müssen die hohen *CCD*-Werte während des Glazials zu einer postsedimentären Veränderung des Sediments geführt haben.<sup>2</sup>

Auch GINGELE kommt zum Schluß, daß hohe  $C_{org}$ -Abbauraten Minerallösungs- und Fällungsreaktionen begünstigen. „Der  $C_{org}$ -Eintrag ist wiederum abhängig von der Sedimentationsrate (MÜLLER & SUESS 1979), so daß in Kernen mit hohen Sedimentationsraten auch die meisten

---

<sup>1</sup> Vgl. DIESTER-HAAS, L., 1985, Late Quaternary upwelling history off southwest Africa (*DSDP Leg 75, HPC 532*), in HSÜ, K. et al., 1985, a.a.O., S.52

<sup>2</sup> Vgl. JANSEN, J., 1985, a.a.O., S.40f

frühdiagenetischen Umsetzungen zu erkennen sind.“<sup>1</sup> Der terrigene Anteil im Sediment wird dagegen kaum verändert.<sup>2</sup>

### 3.7 Terrigener Eintrag

Wie im Kapitel 1.4.3 erläutert worden ist, kann die Veränderung des terrigenen Anteils im Sediment verschiedene Ursachen haben. Es ist deshalb schwierig, aus ihnen eindeutige Befunde zu erhalten. Hauptmerkmal ist das Maß für die Hydrolyse im Liefergebiet (Kaolinit/Chlorit-Verhältnis bzw. Kaolinit/Illit-Verhältnis, siehe Kapitel 2.6). Außerdem spielt die Zuordnung eines Transportmediums (Wind oder Flußeintrag) eine wichtige Rolle bei der Interpretation der Daten. Zudem muß beachtet werden, ob der Materialeintrag eine Komponente durch die Tiefenmeeresströmung besitzt.

Der terrigene Eintrag der Bohrkern *GeoB 1035* (Walfischrücken), *GeoB 1117* und *GeoB 1041* (äquatoriales Auftriebsgebiet) kann durch seine Entfernung vom Kontinent nur durch den Wind eingebracht worden sein; bei den Bohrkernen *GeoB 1008* (Zairemündung) und *GeoB 1023* (Kontinentalhang vor Südafrika) spielt der Flußeintrag des *Zaire* bzw. des *Kuene* eine entscheidende Rolle. Beide dürften in erheblichem Maße für den Eintrag des Kaolinit in das Sediment verantwortlich sein.<sup>3</sup>

Im Kern *GeoB 1008* kommt es während der Isotopenstadien 2, 5b, 5d und 6 zu einer verstärkten Ablagerung von Quarz, Feldspat und Chlorit. Diese lassen auf erhöhte Aridität und/oder auf erhöhten Windeintrag schließen. Außerdem ist in diesem Kern mit Ausnahme des Isotopenstadiums 5d ein Anstieg von Smektit sowie der Rückgang von Kaolinit zu erkennen, der auf verringerte Niederschläge bzw. auf eine eher gemäßigte Verwitterung zurückzuführen ist. Der Smektit stammt vermutlich aus kaltzeitlich

---

<sup>1</sup> GINGELE, F., 1992, a.a.O., S. 144

<sup>2</sup> Vgl. GINGELE, F., 1992, a.a.O., S. 144

<sup>3</sup> Vgl. GINGELE, F., 1992, a.a.O., S.36 ff

trockengefallenen tertiären Schelfsedimenten. Am Sediment der Bohrung *GeoB 1008-3* zeigt sich überdies ein hoher Flußeintrag durch eine hohe Sedimentation zwischen 16 und 10 ka.<sup>1</sup>

Der Kern *GeoB 1023* zeigt eine so hohe Akkumulationsrate, daß eine sehr genaue Untersuchung des Holozäns, und darüber hinaus der Zeit bis ins letzte Hochglazial bei 18 ka BP, möglich ist. So läßt sich das holozäne Wärmeoptimum anhand der minimalen Illit, Quarz und Feldspatanteile und der maximalen Kaolinitanteile bei 5800 bis 6000 a BP beziffern.<sup>1</sup> In diesem Kern ist aufgrund der hohen Sedimentationsrate die Gefahr eines Fehlers in der Stratigraphie nicht völlig auszuschließen. Der Einfluß des *Kuene* führt m.E. zu keiner gleichbleibenden Sedimentationsrate. Ein Problem bereitet hier auch die Zuordnung von Material zu einem Transportmedium. Nach BIRCH können die Kaolinit/Illit-Verhältnisse der Suspensionsfracht der perennierenden Flüsse Namibias kaum von windtransportiertem Material unterschieden werden.<sup>2</sup> Der Übergang vom Isotopenstadium 2 ins Holozän zeigt die allmähliche Zunahme des Kaolinit und den Rückgang von Illit, Quarz und Feldspat. Doch ein extrem hoher Quarz-, Feldspat- und Illitgehalt weist auf ein Kälteereignis mit erhöhter Aridität zwischen 11 und 10 ka BP hin. Der extrem hohe terrigene Anteil zwischen 15 und 10 ka BP deutet aufgrund der sinkenden Kaolinit/Illit-Verhältnisse auf stärkeren Eintrag äolischen Materials aus der Namib und Kalahari hin. Dies wird auch vom Chloritmaximum bei 14 ka BP unterstrichen. Zwischen 18 und 14 ka BP hat das Kaolinit/Illit-Verhältnis heutige Werte von 0.2 bis 0.3 und ist ein Anzeichen für heutige Aridität und Transportverhältnisse.<sup>3</sup>

Der Bohrkern *GeoB 1035* besitzt nur einen sehr geringen Eintrag terrigenen Materials. Aussagen über ihn sind deshalb problematisch. In

---

<sup>1</sup> Vgl. GINGELE, F., 1992, a.a.O., S.36ff

<sup>2</sup> Vgl. BIRCH, G.F., 1973, Mineralogy and geochemistry of the fine sediment (< 63  $\mu$ ) on the shelf off the southwestern coast and in the adjacent source area, in Dept. Geol., U. Cape Town, Tech. Rpt. 6, S.47-51, zitiert nach GINGELE, F., 1992, a.a.O., S. 39

<sup>3</sup> Vgl. GINGELE, F., 1992, a.a.O., S.36ff

den Glazialen verstärkt sich der Anteil an Quarz, dessen Anteil im Stadium 10 um den Faktor sechs, im Stadium 4 um den Faktor zwei und im Stadium 2 um den Faktor drei mal so hoch liegt wie heute. Dies deutet auf einen gesteigerten Windeintrag hin. Die gleichzeitige Abnahme der Kaolinit/Illit-Verhältnisse kann auf Modifikationen im Verwitterungsregime des Liefergebietes oder auf Variationen der Tonmineralzufuhr durch Tiefenwässer zurückgeführt werden.<sup>3</sup>

Die Kerne *GeoB 1041* und *GeoB 1117* zeigen von Nord nach Süd eine abnehmende Tendenz im Kaolinit sowie im Gehalt von feinkörnigem Quarz und Feldspat, was den NE-Passat als Haupttransportmedium vermuten läßt. Der Einfluß des SE-Passates ist ebenfalls vorhanden, muß aber wesentlich geringer eingeschätzt werden.<sup>1</sup> Gründe könnten eine Südverlagerung der innertropischen Konvergenz sein. Auch hier ist in Kaltzeiten ein erhöhter Eintrag terrigenen Materials von ca.  $4 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$  im Gegensatz zu rezenten  $1.5 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$  zu verzeichnen. Höhere Kaolinit/Illit-Verhältnisse in den Kernen *GeoB 1041-4* und *GeoB 1117-1* während der Kaltzeiten würden bei gleichem Transportmedium und gleichem Liefergebiet für eine höhere Humidität im Liefergebiet sprechen.<sup>2</sup>

### **3.8 Veränderungen der atmosphärischen und ozeanischen Zirkulation**

#### **3.8.1 Zusammenhang von Veränderungen der Meeresströmung mit der Paläoproduktivität**

Wie im letzten Kapitel beschrieben, hat sich während einer Kaltphase der Benguelastrom verstärkt. Er reichte weiter nach Norden, bevor sich seine Strömungsrichtung nach Westen veränderte. Geschieht dies heute bei ca.  $20^\circ$  südlicher Breite, so wird für die Höchststände der Kaltzeiten eine Nordverschiebung von ca.  $5^\circ$  vermutet. GARDNER & HAYS (1976) und

---

<sup>1</sup> Vgl. VAN DER MERWE, C.R., 1966, Soil groups and subgroups of southern Africa, in Publ. Dept. Agricultural Tech. services, South Africa 231, S. 1-353, zitiert nach GINGELE, 1992, a.a.O., S. 44

<sup>2</sup> Vgl. GINGELE, F., 1992, a.a.O., S.36 ff



MORLEY & HAYS (1979) weisen darauf hin, daß Radiolarien und Foraminiferen in Sedimenten des Guineabeckens und des Angolabeckens sich so gut korrelieren lassen, daß hier der Benguelastrom seine nördlichste Ausdehnung 18 ka BP hatte.

Auch die Sedimente vor der Namib lassen sich mit Sedimenten korrelieren, die weiter nördlich gefunden werden und darauf hinweisen, daß aride Verhältnisse sowohl auf dem afrikanischen Kontinent, als auch auf dem Schelfbereich, während des Hochglazials zu vermuten sind.<sup>1</sup>

DIESTER-HAAS beschreibt für den Südatlantik einen Bohrkern, der heute nicht im Gebiet aufsteigender Wassermassen liegt, aber aus dessen Analyse hervorgeht, daß dieses Gebiet während Glazialzeiten unter den Einfluß nährstoffreichen Meerwassers gerät; zu diesen Zeiten muß der *Benguelastrom* bei 17° nach Westen abgelenkt worden sein.

Die Bohrung *DSDP 532* wurde 180 km von der afrikanischen Küste bei 10°31.14' östlicher Länge und 19°44.61' südlicher Breite bei einer Wassertiefe von 1341 m von der *Glomar Challenger* während der *Leg 75* mit einem *Piston-Corer* erbohrt. Die Bohrkern wurden anhand der  $\delta^{18}\text{O}$ -Stratigraphie geeicht und ergeben einen Zeitraum der Isotopenstadien 1 bis 6 und wahrscheinlich 7 im untersten Bereich.

Bei den Untersuchungen des Sediments wurde unter anderem das Verhältnis von Radiolarien zu planktonischen Foraminiferen (errechnet nach  $\text{Radiolarien} / (\text{Radiolarien} + \text{planktonische Foraminiferen}) * 100$ ) und das Verhältnis von Radiolarien zu benthischen Foraminiferen (errechnet nach  $\text{Radiolarien} / (\text{Radiolarien} + \text{benthische Foraminiferen}) * 100$ ) untersucht. Beide zeigen in den Glazialen ein Minimum. Dieser Anstieg des Opals (Diatome und Radiolarien) im Interglazial in direkter Kontinentnähe kann als Anzeichen für erhöhtes Nährstoffangebot

---

<sup>1</sup> Vgl. SCHUETTE & SCHRADER (1981), JANSEN (1984b), CARATINI & GIRESSE (1979), LeRIBAULT (1981), GOIRESSE et al. (1981) zitiert nach JANSEN, J.H.F., 1985, a.a.O., S. 39

angesehen werden.<sup>1</sup> Diese erhöhte „Düngung“ des oberflächennahen Wassers führt zu einem Anstieg bei der Bildung von Diatomen. Es kommt zum Überschreiten der Sättigungsgrenze des Wassers, so daß es beim Absinken zu keiner Auflösung silikatischer Biota mehr kommt. Eine Ablagerung in das Sediment ist dann möglich.

In Küstennähe ist fraglich, ob die zusätzlichen Nährstoffe des Wassers von aufsteigendem *Antarktischen Bodenwasser* oder von Flußeinträgen stammen. DIESTER-HAAS beschreibt, daß alle Anzeichen für ein arides Klima auf dem Kontinent sprechen und somit ein Eintrag aus Flüssen ausgeschlossen werden kann.<sup>2</sup>

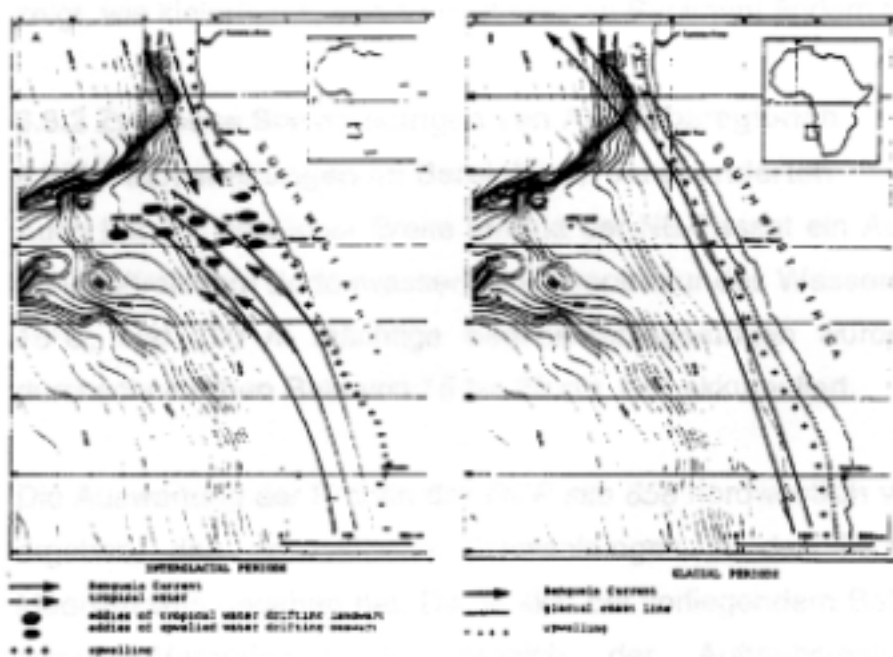


Abb. 27: Unterschiedlicher Verlauf des Benguelstroms im Wechsel von Interglazial und Glazial

<sup>1</sup> Vgl. GOLL, BJORKLUND, 1974; MAYNARD, 1976; DIESTER-HAASS, 1977, 1983 in DIESTER-HAASS, 1985, a.a.O., S. 50

<sup>2</sup> Vgl. DIESTER-HAASS, L., 1985, a.a.O., S.50

Die „Düngung“ muß also durch eine Veränderung des Benguelastroms zustande kommen, wenn dieser in Interglazialen bei 20° westwärts abgelenkt wird. In Glazialzeiten bleibt das Gebiet des Bohrkernes von dem kühlen Strom unbeeinflusst und das Signal erhöhter Opalsedimentation bleibt aus.

An dieser Stelle gilt also die allgemein erwartete erhöhte Ablagerung von Opal für Glazialzeiten nicht. Die sonst beschriebene erhöhte Produktion von organischem Kohlenstoff durch einen verstärkten Auftrieb hat für die eben beschriebene Region keine dominante Auswirkung. Eine ähnliche Umkehrung der Verhältnisse wurde auch für das östliche Angolabecken im Kapitel 3.2.1 oberhalb einer Wassertiefe von 3800 m festgestellt und zeigt, wie kleinräumig sich Verhältnisse im Sediment ändern können.

### **3.8.2 Zyklische Schwankungen von Auftriebsregionen**

#### **3.8.2.1 Schwankungen im Bereich von Jahrhunderten**

Auch bei 20° nördlicher Breite bewirkt der NE-Passat ein Aufsteigen von nährstoffreichem Bodenwasser. Die Temperatur des Wassers beträgt hier 16°C, und 100 m mächtige Sedimentablagerungen wurden mit einer durchschnittlichen Rate von 15 bis 20 cm ka<sup>-1</sup> akkumuliert.

Die Auswertung der Proben der *ODP site 658* nordwestlich von Afrika hat ergeben, das es zyklische Schwankungen in der Temperatur des Meerwassers gegeben hat. Da es sich bei vorliegendem Befund um eine zonale Veränderung im Bereich der Auftriebsregionen kalten Meerwassers handelt, die v.a. durch die Passatwinde gesteuert werden, soll der Befund auch für die Auftriebsregion bei 20° südlicher Breite diskutiert werden, ohne daß es hierfür bereits eine erbohrte Bestätigung gibt. Auch wenn die Gründe für die Temperaturschwankungen im Bereich Nordafrikas möglicherweise auf Eiseinbrüche in den Nordatlantik zurückzuführen sind<sup>1</sup> und somit nicht auf die Südhemisphäre übertragen

---

<sup>1</sup> EGLINTON, Geoffrey, Stuart BRADSHAW, Antoni ROSELL, Michael SARNTHEIN, Uwe PFLAUMANN und Ralf TIEDEMANN, 1992, Molecular record of secular sea surface temperature changes on 100-year timescales for glacial terminations I, II and IV, in *Nature* Vol. 356, S. 425

werden können, soll gezeigt werden, daß eine sehr kurzfristige zyklische Verlagerung von Auftriebsregionen möglich ist und erhebliche Temperaturveränderungen des Oberflächenwassers nach sich ziehen kann.

Für die Untersuchungen wurden Proben aus dem Sediment dieser Ablagerungen mit einer Größe von 1 cm herangenommen, was einem Zeitraum von 50 bis 100 Jahren entspricht. Die Aufteilung der Proben führt zu einer endgültigen Auflösung der Daten von 75 bis 200 Jahren. Die Ergebnisse der Molekular-Analysen sind unabhängig von der Kalkauflösungsintensität. Sie sind automatisiert möglich, d.h. es war möglich, eine sehr große Anzahl von Proben zu untersuchen. Wichtigstes Ergebnis der Molekularanalyse ist der zeitliche Verlauf der Temperatur des Meerwassers in seiner obersten Schicht (SST).

Aus den Ergebnissen geht hervor, daß es ein zyklisches und sehr abruptes Auf und Ab der Temperatur von 1 bis 3° C über 200 bis 300 Jahre gibt; selbst nach einer Glättung der Kurve bleibt dieser Zyklus deutlich erhalten.

Die Temperaturveränderung ist wahrscheinlich auf eine Verlagerung der Auftriebsregionen zurückzuführen. Tritt kein kühleres Auftriebswasser mehr während einer Kaltzeit in dieser Region nach oben, so kann es durchaus zu einer Erhöhung der Temperatur in oben genannter Größe kommen.<sup>1</sup>

### **3.8.2.2 Schwankungen im Bereich von 28 bis 46 ka**

DEAN und GARDNER haben aufgrund von Spektralanalysen der Bohrkerne *DSDP leg 75 site HPC 532* auf dem Walfischrücken Schwankungen in der Akkumulation terrigener Bestandteile

---

<sup>1</sup> Vgl. EGLINTON, G. et al. 1992, a.a.O. S.423-426

nachgewiesen, die seit dem Pliozän in Abständen von 35, 46 und 28 ka mit einem Durchschnittswert von 36 ka auftreten. Auch der Gehalt an organischem Kohlenstoff wurde für die letzten 2.5 ma gemessen, und dieser zeigt ebenfalls eine zyklische Schwankung von 34 ka.

Die Schwankungen zeigen Unterschiede im Gehalt an silikatisch-biogenem, an kalkig-biogenem und terrigenem Gehalt. Welche Prozesse im einzelnen für eine Akzentuierung verantwortlich sind, kann nur vermutet werden (erhöhte Auflösung von Karbonat, Verdünnung durch terrigenes Material, verstärkte Produktivität im Wechsel des Benguelastroms). Aufgrund der Parallelen zu anderen Kernen außerhalb des Südatlantiks werden die Variationen auf globale Klimaveränderungen zurückgeführt.<sup>1</sup>

### **3.8.3 Überlagerung des Glazial-Interglazial-Zyklus mit dem Wechsel von Präzessionsmaximum und -minimum**

#### **3.8.3.1 Allgemeine Verhältnisse im Glazial**

Wie sich in den vergangenen Kapiteln zeigen ließ, läßt sich anhand der Sedimente für Glazialzeiten zeigen, daß durch eine deutliche Verstärkung des Passatwindes von Südosten ein erhöhter Anteil terrigener Sedimente durch den Wind in den Ozean eingetragen wird. Dieser deutet auf eine hohe Aridität im Liefergebiet hin. Durch den verstärkten Passatwind kommt es zusätzlich zu einer Nordverschiebung des Benguelastroms und durch stärkeres „Wegdrücken“ des oberflächennahen Wassers vom Kontinent zu erhöhter Produktivität aufgrund erhöhten Auftriebes kalten nährstoffreichen Antarktischen Bodenwassers.

---

<sup>1</sup> Vgl. DEAN, W. und J. GARDNER, 1985, Cyclic variations in calcium carbonate and organic carbon in Miocene to Holocene sediments, Walvis Ridge, South Atlantic Ocean, in HSÜ, K. et al. 1985, a.a.O. S. 61-77

### 3.8.3.2 Schwankungen der Präzession

GINGELE hat die Ablagerungen in Bohrkernen auf Zusammenhänge mit der *Präzession* untersucht. Die Schwankungen der Produktivität mit dem Wechsel von Kalt- und Warmzeit um den Faktor von ca. vier, wie er in den vergangenen Kapiteln mehrfach angesprochen wurde, wird im Bereich des südöstlichen Angolabeckens vor Zaire und Angola von kürzerfristigen Schwankungen der Produktivität überlagert.

Die dabei maximal auftretende zeitliche Fehlergröße gibt er für den Kern *GeoB 1117-1* aufgrund der Probennahme im Kern alle 5-10 cm (entspricht etwa 1000-2000 Jahre) und einer möglichen Ungenauigkeit in der Stratigraphie ( $\delta^{18}\text{O}$ ) mit maximal 4000 Jahren an.<sup>1</sup>

Innerhalb dieser Unsicherheitsbreite folgen die Schwankungen der spezifischen Ablagerungen dem 23ka-Zyklus der *Präzession*. Die Maxima der Produktivität laufen dabei den Präzessionsmaxima um 2500 bis 4500 Jahre nach.

### 3.8.3.3 Auswirkungen der Präzession in Glazialzeiten

Im Präzessionsminimum schwächt sich der SE-Passat ab, bleibt aber höher als im Interglazial. Gleichlaufend reduziert sich auch die Produktivität, bleibt aber ebenfalls höher als im Interglazial. Der Einfluß des SW-Monsuns erreicht sein glaziales Maximum. Dies wird durch den leichten Anstieg von terrigenen fluviatilen Bestandteilen im Sediment deutlich.

### 3.8.3.4 Auswirkung der Präzession in Interglazialzeiten

Im Interglazial bleibt die Produktivität und der äquatoriale Auftrieb im Präzessionsminimum gering. Der SE-Passat erreicht sein interglaziales Minimum und der verstärkte Monsuneinfluß führt in Zentral- und Westafrika zu humideren Bedingungen. Hohe fluviatile terrigene

---

<sup>1</sup> Vgl. GINGELE, F., 1992, a.a.O., S.53

Akkumulationsraten werden zwischen 14 und 9 ka und in den Stadien 5d und am Übergang des Stadiums 6-5 deutlich. Zudem verschiebt sich das Kaolinit/Illit-Verhältnis zugunsten fluviatilen Kaolinites in den Stadien 5d und in Teilen des Stadiums 7.

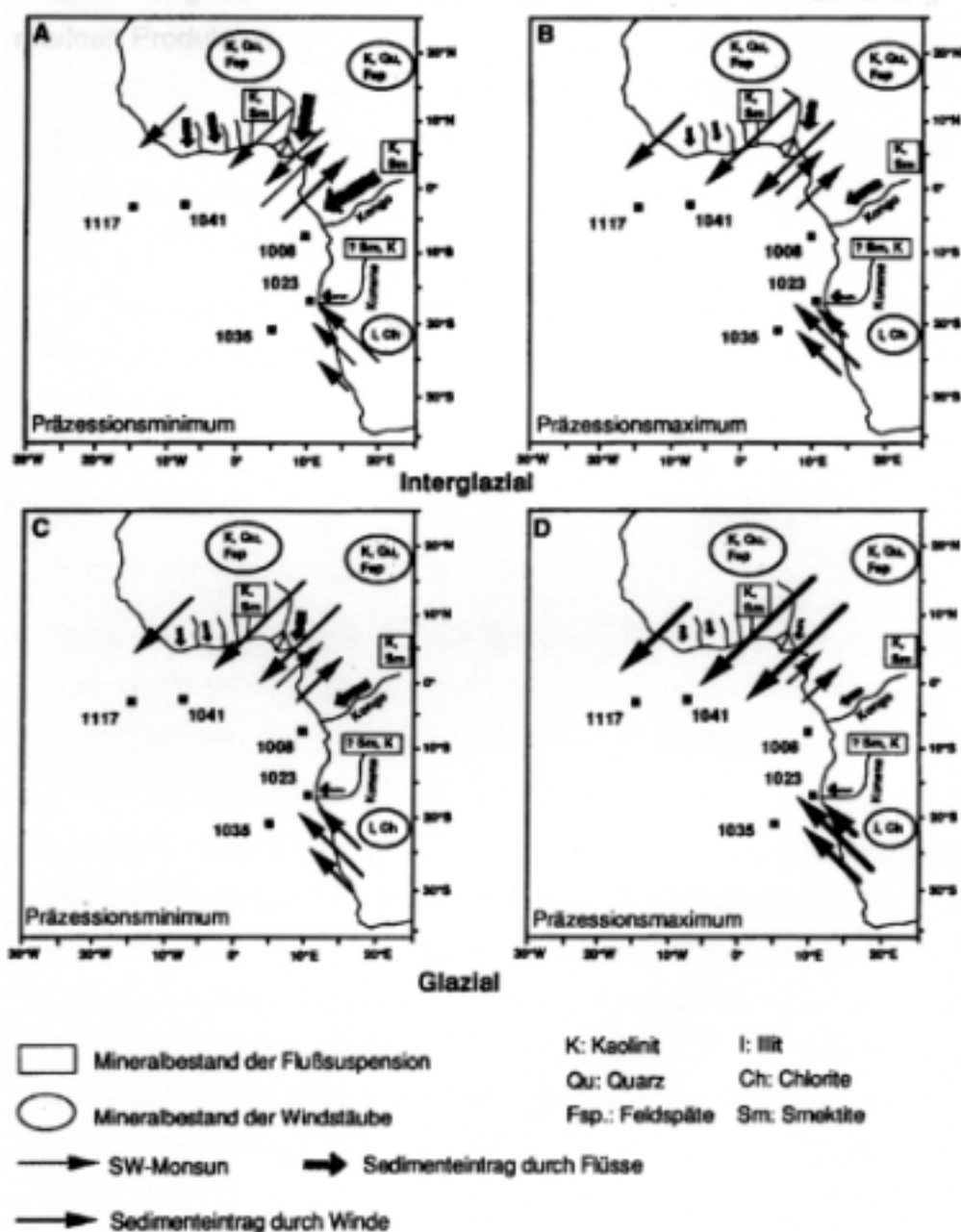


Abb. 28: Glazial/Interglazial-Variationen des äolischen und fluviatilen Sedimenteintrags mit Berücksichtigung der Präzessionsauswirkung

Das Präzessionsmaximum führt auch in den wärmsten Teilen des Interglazials 5 mit der Erhöhung der SE-Passate und bedingt durch erhöhte Aridität des zentralafrikanischen Liefergebietes zu einem stärkeren äolischen Eintrag terrigenen Sediments. Es kommt zu einer Intensivierung des Auftriebs und einer damit verbundenen Erhöhung der marinen Produktion.



## 4. Ergebnisse

- Tiefseesedimente eignen sich grundsätzlich sehr gut zum Nachweis von Klimaveränderungen. Globale und regionale Veränderungen des Klimas in Form der Variation der Wassertemperatur der Ozeane, der Wasser-Eis-Verteilung auf der Erde und der durch das Klima ausgelösten Prozesse der Verwitterung und des Transports von Sedimenten auf dem afrikanischen Kontinent lassen sich durch Untersuchungen an den terrigenen und marinen Bestandteilen der Sedimente im Südatlantik nachweisen.
- Bei Bohrungen in das wenig verfestigte Sediment des Ozeanbodens kann es zu Verkürzungen des Bohrkernes kommen. Andere Störungen der gleichmäßigen Abfolge der Sedimente im Bohrkern können durch Strömungen am Meeresboden und
- Die Bedingungen und die Abfolgen der Sedimentation sind so komplex, daß oftmals nur Vermutungen über die Gründe und über absolute Größen einer Klimaveränderung postuliert werden können.
- Die an den Bohrkernen ermittelten absoluten Alter des Sediments sind höchst problematisch. Der Vergleich von in der Literatur angegebenen absoluten Alter ist m.E. oftmals sehr gewagt.
- Der äolische Eintrag terrigenen Materials in den äquatorialen Atlantik und das Angolabecken erhöhte sich - bedingt durch höhere Aridität des Liefergebietes und einer Intensivierung der Windgeschwindigkeiten - generell in den Glazialen.
- Maximale Zufuhr äolischen Materials ins Angola-Becken und den zentralen Ostatlantik wurde bei hohen zonalen Komponenten der SE-Passatwinde und maximaler Aridität in Zentralafrika in Präzessionsmaxima erreicht. In Präzessionsminima dokumentiert sich erhöhter Monsuneinfluß durch fluviatilen, kaolinitreichen Sedimenteintrag durch den Zaire ins Angolabecken und durch die Flüsse Westafrikas

- $C_{org}$ -Gehalte im Sediment korrelieren mit Baryt und zeigen die Intensität der marinen Produktivität. Die Berechnung einer absoluten Produktivität ist allerdings nicht möglich.
- Nach dieser Methode ergab sich im äquatorialen Auftriebsgebiet eine generelle Steigerung der Produktivität in den Glazialen um den Faktor 4-6, die von kürzerfristigen Maxima mit kleineren Amplituden überlagert werden. Die Korrelation dieser Maxima mit Spitzen des äolischen Sedimenteintrags (Ariditätsmaxima) in Präzessionsmaxima belegt den Einfluß hoher zonaler Geschwindigkeitskomponenten der SE-Passatwinde auf den äquatorialen Auftrieb und die Produktivität. Äolischer Sedimenteintrag und Produktivität folgen dem 23 ka-Zyklus der Präzession.
- Der terrigene Anteil des Sediments verändert sich nach seiner Ablagerung kaum. Das primäre klimatische Signal wird nahezu unverändert überliefert.
- Minima der Karbonatakkumulation korrelieren mit Produktivitätsmaxima und deuten auf eine Karbonatlösung bei erhöhtem Fluß organischer Substanz.
- Im Gegensatz zum Erhaltungsgrad terrigenen Eintrags werden die Paläoproduktivitätsindikatoren Karbonat-, Opal-,  $C_{org}$ - und Barytakkumulation weit stärker durch frühdiagenetische Prozesse beeinflusst.

## Literaturverzeichnis

- ANDERSON, Roger N., 1988, Marine Geology - A Planet Earth Perspective, Lamont-Doherty Geological Observatory, Columbia University, John Wiley & Sons, New York
- BARD, E., B. HAMELIN, R. G. FAIRBANKS und A. ZINDLER, 1990, Calibration of the <sup>14</sup>C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometric U-Th ages from Barbados corals, in Nature Vol. 345
- BARRON, E. J. und J. M. WHITMAN, 1981, Oceanic sediments in space and time, in The Sea Vol. 7, C. Emiliani (Hg.), New York, zitiert nach ANDERSON, R., 1988, a.a.O.
- BERTELSMANN, 1994, Universallexikon, Electronic Publishing, Gütersloh
- BIRCH, G. F., 1973, Mineralogy and geochemistry of the fine sediment (<63 µ) on the shelf off the southwestern coast and in the adjacent source area, Dept. Geol., U. Cape Town, Tech. Rpt. 6, S. 47-51, zitiert nach GINGELE, F., 1992, a.a.O.
- BRADLEY, Raymond S., 1985, Quaternary Paleoclimatology - Methods of Paleoclimatic Reconstruction, Allen & Unwin, Boston
- BRÜCKNER, Helmut, 1995, Die Entstehung der Ozeane, in Geographische Rundschau 47
- DALRYMPLE, G. B., 1972, Potassium argon dating of geomagnetic reversals and North American glaciations, in BISHOP, W. W. und J. A. Miller (Hg.), 1973, Calibration of hominoid evolution, zitiert nach SHACKLETON und OPDYKE, 1973, a.a.O.
- DEAN, W. und J. GARDNER, 1985, Cyclic variations in calcium carbonate and organic carbon in Miocene to Holocene sediments, Valvis Ridge, South Atlantic Ocean, in HSÜ et al., 1985, a.a.O.
- DIESTER-HAASS, L., 1985, Late Quaternary upwelling history off southwest Africa (DSDP Leg 75, HPC 532) in HSÜ, K. et al., 1985, a.a.O.
- DIETER, Heinrich (Hg.), 1991, dtv-Atlas zur Ökologie, Deutscher Taschenbuch Verlag, <sup>2</sup>1991
- DIETRICH, Günter, Kurt KALLE, Wolfgang KRAUSS, Gerold SIEDLER, 1975, Allgemeine Meereskunde, 3.Aufl., Gebrüder Borntraeger, Berlin
- EDMOND, J. M. und K. von DAMM, 1987, Heiße Quellen am Grund der Ozeane, in Spektrum der Wissenschaft - Ozeane und Kontinente, zitiert nach BRÜCKNER, 1995, a.a.O.
- EGLINTON, Geoffrey, Stuart BRADSHAW, Antoni ROSELL, Michael SARNTHEIN, Uwe PFLAUMANN und Ralf TIEDEMANN, 1992, Molecular record of secular sea surface

temperature changes on 100-year timescales for glacial terminations I, II and IV, in Nature Vol. 356

EMILIANI, C., 1955, Pleistocene temperatures, in Journal of Geology 63, zitiert nach SHACKLETON & OPDYKE, 1973, a.a.O.

ERICSON, B. David, Maurice EWING und Geosta WOLLIN, 1964, The Pleistocene Epoch in Deep-Sea Sediments, in Science 146

ETTER, Walter, 1994, Palökologie: eine methodische Einführung, Birkhäuser Verlag, Berlin

FLOHN, Herrmann, 1985, Das Problem der Klimaänderungen in Vergangenheit und Zukunft, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt

GARDNER, J. V., 1975, Late Pleistocene carbonate dissolution cycles in the eastern equatorial Atlantic, in SLITER, W.V., A. H. W. BE und W. H. BERGER (Hg.), Dissolution of deep-sea carbonates, Cushman Fond. Foram. Res. Spec. Publ. 13, S. 129-141, zitiert nach JANSEN, 1985, a.a.O.

GEY, Mebus A., 1980, Einführung in die Methoden der physikalischen und chemischen Altersbestimmung, Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt

GEY, Mebus A., 1983, Physikalische und Chemische Datierungsmethoden in der Quartär-Forschung, Clausthaler Tektonische Hefte 19

GINGELE, F., 1992, Zur klimaabhängigen Bildung biogener und terrigener Sedimente und ihrer Veränderung durch die Frühdiagenese im zentralen und östlichen Südatlantik, Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen 26

HANTKE, R., 1978, Eiszeitalter Bd. 1, Thun

HAYS, J. D., J. IMBRIE, N. J. SHACKLETON, 1976, Variations in the Earth's Orbit: Pacemaker of the Ice Ages, in Science 194

HSÜ, K. J. und H. J. WEISSERT (Hg), 1985, South Atlantic Paleoceanography, Cambridge

IMBRIE, J., J. D. HAYS, D. G. MARTINSON, A. McINTYRE, A. C. MIX, J. J. MORLEY, N. G. PISIAS, W. L. PRELL und N. J. SHACKLETON, 1984, The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine  $^{18}\text{O}$  record, in BERGER A. und J. IMBRIE (Hg.), 1995, Milankovitch and Climate, Dordrecht, zitiert nach TIEDEMANN, R., 1995, a.a.O

JANSEN, J. H. F, 1985, Quaternary carbonate production and dissolution, in HSÜ, K. et al., 1985, a.a.O.

- KENNET, J., 1982, *Marine Geology*, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New York, zitiert nach ANDERSON, R., 1988, a.a.O.
- LEVIN, Ingeborg, 1994, The recent state of carbon cycling through the atmosphere, in ZAHN, R., et al., 1994, a.a.O.
- LORIUS, C., J. JOUZEL, C. RITZ, L. MERLIVAT, N. I. BARKOV, V. S. KOROTKEVICH und V. M. KOTLYAKOV, 1985, A 150,000-year climatic record from Antarctic ice, in *Nature* Vol. 316
- LOUIS, Herbert und Klaus FISCHER, 1979, *Allgemeine Geomorphologie*, Walter de Gruyter, 4. Auflage, Berlin
- LYLE, Mitchell, 1988, Climatically forced organic carbon burial in equatorial Atlantic and Pacific Oceans, in *Nature* Vol. 335
- MARLMGREN, B. u. J. P. KENNET, 1976, Biometric analysis of phenotypic variation in Recent *Globigerina bulloides* d'Orbigny in the southern Indian Ocean, *Mar. Micropaleontol.* 1, zitiert nach MARLMGREN, B., 1985, a.a.O.
- MARLMGREN, B., 1985, Dissolution effects on size distribution of recent planktonic foraminiferal species, South Atlantic Ocean, in HSÜ, K.J. et al., 1985, a.a.O.
- MEINCKE, M. und M. LATIF, 1995, Die Rolle des Ozeans im Klimasystem, in *Geographische Rundschau* 47
- MEYERS KLEINES LEXIKON - GEOGRAPHIE, 1986, Geographisch-Karto-graphisches Institut, Mannheim
- MORRIS, R. J., M. J. McCARTNEY und P. P. E. WEAVER, 1984, Sapropelic deposits in a sediment from the Guinea Basin, South Atlantic, in *Nature* Vol. 309
- MÜLLER, Peter, Ralph SCHNEIDER und Götz RUHLAND, 1994, Late Quaternary  $PCO_2$  Variations in the Angola Current: Evidence from organic carbon  $\delta^{13}C$  and alkenone temperatures, in ZAHN, Rainer (Hg), 1994, a.a.O.
- OESCHGER, H., 1987, Die Ursachen der Eiszeiten..., *Mitt. d. Nat.forsch. Gesell. Luzern* 29
- SCHNEIDER, R., 1991, Spätquartäre Produktivitätsänderungen im östlichen Angola-Becken: Reaktion auf Variationen im Passat-Monsun-Windsystem und in der Advektion des Benguela-Küstenstroms, *Berichte aus dem Fachbereich Geowissenschaften der Universität Bremen* 21, zitiert nach GINGELE, F., 1992, a.a.O.
- SHACKLETON, Nichola John und Neil D. OPDYKE, 1973, Oxygen Isotope and Paleomagnetic Stratigraphy of Equatorial Pacific Core V28-238: Oxygen Isotope

**Temperatures and Ice Volumes on a 10<sup>5</sup> Year and 10<sup>6</sup> Year Scale, in Quaternary Research 3**

**SHORT, D. A., J. G. MENGEL, T. J. CROWLEY, W.T. und G. R. NORTH, 1991, Filtering of Milankovitch Cycles by Earth's Geography, in Quaternary Research 35**

**SEIBOLD, E. und W. H. BERGER, 1993, The Sea Floor - An Introduction to Marine Geology, Berlin <sup>2</sup>1993, zitiert nach BRÜCKNER, H., 1995, a.a.O.**

**SONNTAG, C., U. THORWEIBE, J. RUDOLPH, E. P. LOHNERT, 1980, Isotope identification of Saharian groundwater, in Paleoeology of Africa, 12**

**STREET, F. A. und A. T. GROVE, 1979, Global maps of lake-level fluctuations since 30 000 yr BP, Quaternary Research, 12**

**TIEDEMANN, Ralf, 1995, Meeressedimente - Zeugen der Ozean- und Klimageschichte, in Geographischer Rundschau 47**

**UREY, H.C., 1947, The thermodynamic properties of isotopic substances, in Journal of the Chemical Society, zitiert nach SHACKLETON et al., 1973, a.a.O.**

**VINCENT, E. und W.H. BERGNER, 1981, Planktonic foraminifera and their use in paleoceanography, in The Sea Vol. 7, C. Emiliani (Hg.), Wiley Interscience, New York, zitiert nach ANDERSON, R., 1988, a.a.O.**

**VAN BENNEKOM, A. J., G. W. BERGER, 1984, Hydrography and silica budget of the Angola Basin, Neth. J. Sea Res. 17 (2-4), S. 149-200, zitiert nach JANSEN, J., 1985, a.a.O.**

**VAN DER MERVE, C. R., 1966, Soil groups and subgroups of southern Africa, Publ. Dept. Agricultural Tech. services, South Africa 231, S. 1-353, zitiert nach GINGELE, 1992, a.a.O.**

**WEBER, Andreas, 1995, Die Klimapumpe, in GEO 12**

**WEISSERT, J. J. und H. OBERHÄNSLI, 1985, Pliocene oceanography and climate: an isotope record from the southwestern Angola Basin, in HSÜ, K. et al., 1985, a.a.O.**

**WOODS, Aaron (Hg):, 1996 im World Wide Web des Internet (Texas A&M University):**

**Halbjahresberichte des ODP: <http://www.odp.tamu.edu/> (Homepage)**

**Bohrmethoden: <http://www.odp.tamu.edu/tools/apc.html>**

**D/V Glomar Challenger: <http://www.odp.tamu.edu/glomar.html>**

**Geplante Fahren: <http://www.odp.tamu.edu/sched.html>**

**JOIDES Institutions: <http://www.odp.tamu.edu/joides.html>**

**ZAHN, Rainer, Thomas F. Pedersen, Michael A. Kaminski und Laurent Labeyrie, (Hg.), 1994,  
Carbon Cycling in the glacial Ocean: Constraints on the Oceans's Role in Global  
Change, NATO ASI Series, Springer-Verlag, Berlin**

## Abbildungsverzeichnis

- 1 aus ANDERSON, R., 1988, a.a.O., S. 22
- 2 Internet: <http://ww.odp.tamu.edu/tools/apc> (Stand: 10.9.96)
- 3 eigene Zeichnung
- 4 aus MEINCKE, M. et al., 1995, a.a.O., S. 91
- 5 aus PEARCE, 1989, vgl. MEINCKE, M. et al., 1995, a.a.O., S. 93
- 6 eigene Zeichnung, nach GINGELE, F., 1992, a.a.O., S. 5
- 7 aus ANDERSON, R., 1988, a.a.O., S. 153
- 8 aus BRADLEY, R., 1985, a.a.O., S. 175
- 9 eigene Zeichnung, aus LEVIN, I., 1994, a.a.O., S. 5
- 10 aus BRADLEY, R., 1985, a.a.O., S. 174
- 11 aus ANDERSON, R., 1988, a.a.O., S. 155 u. 157
- 12 aus GINGELE, F., 1992, a.a.O., S. 45
- 13 aus BRADLEY, R., 1985, a.a.O., S. 254 u. 255
- 14 aus Spektrum der Wissenschaft, Dossier 5, Klima und Energie, S. 41
- 15 aus BRADLEY, R., 1985, a.a.O., S. 39
- 16 aus SHACKLETON, J. et al., 1973, a.a.O., S. 48
- 17 eigene Zeichnung
- 18 SHACKLETON, J., et al., 1973, a.a.O., S. 47
- 19 ebenda, S. 41
- 20 eigene Zeichnung
- 21 aus GINGELE, F., 1992, a.a.O., S. 28
- 22 ebenda, S. 8
- 23 aus WILLIAMS, D. F., R. C. THUNELL, D. A. HODELL und C. VERGNAUD-  
GRAZZINI, Synthesis of late Cretaceous, Tertiary, and Quaternary stable isotope  
records of the South Atlantic based on Leg 72 DSDP core material, in HSÜ, K. et  
al., 1985, a.a.O. S.212
- 24 aus JANSEN, J., 1985, a.a.O., S. 28
- 25 aus LYLE, M., 1988, a.a.O., S. 530
- 26 eigene Zeichnung
- 27 aus DIESTER-HAASS, L., 1985, a.a.O., S. 51
- 28 aus GINGELE, F., 1992, a.a.O., S. 59



Anhang

aus GINGELE, F., 1992, a.a.O.

Tabellen

1 aus ANDERSON, R., 1988, a.a.O