

Temperaturrekonstruktion im Tropischen Atlantik
für das Letzte Glaziale Maximum
-CLIMAP neu betrachtet-

DISSERTATION
zur
Erlangung des Grades eines
Doktors der Naturwissenschaften
- Dr. rer. nat. -

dem Fachbereich 1 (Physik/Elektrotechnik) der
Universität Bremen
vorgelegt von

Carsten Porthun
Bremerhaven

1999

1. Gutachter: PD Dr. Reiner Schlitzer

2. Gutachter: Prof. Dr. Klaus Künzi

Tag des Promotionskolloquiums:

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	III
Summary	V
1 Einleitung	1
1.1 Einführung in die Problematik und Motivation der Arbeit	1
1.2 Zielsetzung dieser Arbeit	9
2 CLIMAP und die Methode von Imbrie und Kipp	11
2.1 CLIMAP: Datensatz und Ergebnisse der Rekonstruktionen	12
2.1.1 Der Datensatz	12
2.1.2 Resultate der CLIMAP Temperaturrekonstruktionen an aus- gewählten Kernen	16
2.2 Die Methode von Imbrie und Kipp	18
2.2.1 Singulärwertzerlegung und Faktormodell	19
2.2.2 Multiple Regression	27
2.2.3 Rekonstruktion der Paläotemperaturen	32
3 Flußgewichtete Temperaturen des Oberflächenwassers	37
3.1 Primärproduktion und Foraminiferenfluß	41
3.2 Flußgewichtete Temperaturen	47
3.3 Vergleich mit anderen Temperaturen	53
3.3.1 Vergleich mit CLIMAP-Sommertemperaturen	53
3.3.2 Vergleich mit CLIMAP-Wintertemperaturen	54
3.3.3 Vergleich mit Jahresmitteltemperaturen	56
3.4 Reproduzierbarkeit der flußgewichteten Temperaturen	57
3.5 Flußgewichtete Paläotemperaturen	58
3.5.1 LGM-Temperaturen	58
3.5.2 Interpretation der Paläotemperaturen	60
3.5.3 Multiple Korrelationskoeffizienten	61
4 Sensitivitätsuntersuchungen	63
4.1 Artenauswahl	63
4.1.1 Einfluß von <i>G. ruber white</i>	63
4.1.2 Einfluß von <i>G. pachyderma left</i>	66
4.2 Einschränkung des Oberflächendatensatzes	68
4.2.1 Oberflächen ohne Bereiche zwischen 15°N (S) und 30°N (S) .	68
4.2.2 Oberflächen von 45°S bis 55°N	71
4.3 Zählfehler	73
4.4 Normierung	75
4.5 Paläo-Sommertemperaturen bei Variation der Oberflächendaten . . .	78
4.6 Sensitivitätstest und LGM in den Tropen	81

5	Schlußfolgerung und Ausblick	83
5.1	Zusammenfassung und Ergebnis	83
5.2	Ausblick	88
A	Mathematische Grundlagen	91
A.1	Eigenwerte, Eigenvektoren	91
A.2	Singulärwertzerlegung	92
B	Weitere Methoden	93
B.1	Modern Analog Technik, SIMMAX und Revised Analog Method . . .	94
B.2	Neuronale Netze	96
B.3	Sauerstoffisotope in Kalzit und Opal	97
B.4	Biomarker (Alkenone)	98
B.5	Magnesium zu Kalzium Verhältnis	99
C	Vor- und Nachteile der Methoden	100
D	NIMBUS 7	101
E	Monatliche Oberflächenwassertemperatur	103
F	Abkürzungen, Formelzeichen und Einheiten	104
	Literatur	106
	Danksagung	117

Zusammenfassung

Um Aussagen über das Klima der Zukunft treffen zu können, ist ein gutes Verständnis der Klimageschichte Voraussetzung. Erst wenn die Gründe bisheriger Klimaschwankungen verstanden sind, können Prognosen über die zukünftige Entwicklung getroffen werden. Besonderes Interesse gilt in diesem Zusammenhang der Temperaturverteilung während des Letzten Glazialen Maximums (LGM; ca. 20.000 Jahre vor heute).

Rekonstruktionen der Temperaturverteilung für das LGM sind auf verschiedene Weise möglich. Neben terrestrischen Untersuchungen können aus den in Tiefseesedimenten überlieferten Mikroorganismenverteilungen Temperaturen der Oberflächenwasserschicht des Ozeans, der Grenzschicht zur Atmosphäre, rekonstruiert werden. Derartige Rekonstruktionen wurden erstmals für große Teile des Ozeans für das LGM durch das CLIMAP-Projekt (CLIMAP Project Members, 1976, 1981) durchgeführt. Ein wichtiges Ergebnis dieser Untersuchungen ist, daß sich in den Tropen die für das LGM rekonstruierten Oberflächenwassertemperaturen kaum von den heutigen unterscheiden. Außerhalb der Tropen liegen die Oberflächenwassertemperaturen des LGM dagegen deutlich unter den heutigen. Zum einen ist dabei unverständlich, warum in den Tropen während des LGM annähernd die gleichen Temperaturen herrschten wie heute, während der Ozean in den übrigen Regionen deutlich kälter war, zum anderen stehen die Ergebnisse der CLIMAP-Rekonstruktionen auch im Widerspruch zu terrestrischen Untersuchungen, die für das LGM in den Tropen um ca. 6 °C tiefere Temperaturen im Vergleich zu heute liefern.

Die CLIMAP-Rekonstruktionen basieren auf der Eichung der gegenwärtigen Verteilungen mariner Mikroorganismen mit pauschal Sommer- bzw. Wintertemperaturen. Dazu wird jeder Artenzusammensetzung eines Oberflächendatensatzes eine rezente Sommer- bzw. Wintertemperatur zugeordnet.

In der vorliegenden Arbeit wird gezeigt, daß die pauschale Zuordnung der Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente zu den Sommer- bzw. Wintertemperaturen der Realität nicht gerecht wird. Die Artenzusammensetzungen der Sedimente werden maßgeblich zu den Zeiten der maximalen Partikeltransporte in der darüberliegenden Wassersäule geprägt. Zeitreihenmessungen mit Sinkstoffallen haben gezeigt, daß Partikeltransporte in der Wassersäule in Abhängigkeit von der Position (hauptsächlich der geographischen Breite) zu unterschiedlichen Zeitpunkten ablaufen und regional unterschiedlich starken, saisonalen Schwankungen unterliegen. In dieser Arbeit wird gezeigt, daß der Jahresgang von Partikelflächen in Sinkstoffallen an die saisonale Variation des Chlorophyllgehalts des Oberflächenwassers gekoppelt ist und daß so aus den saisonalen Schwankungen des Chlorophyllgehalts auf jahreszeitliche Veränderungen von Sedimentationsprozessen geschlossen werden kann. Die aus Satellitenbeobachtungen vorliegenden Chlorophyllverteilungen liefern eine flächendeckende Information der saisonalen Verläufe der Sedimentationsprozesse.

Aus der saisonalen Verteilung des Chlorophyllgehalts werden zeitlich gewichtete Temperaturmittel, die flußgewichteten Temperaturen, abgeleitet. Diese werden an Stelle der CLIMAP-Sommer- bzw. -Wintertemperaturen zur Eichung der Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente genutzt.

Die aus den Artenzusammensetzungen der Oberflächenproben und den zugehörigen flußgewichteten Temperaturen abgeleitete Paläoumweltgleichung wird zur Paläotemperaturrekonstruktion an drei CLIMAP-Kernen angewendet. Zwei der Kerne stammen aus den tropischen, einer aus den mittleren Breiten des Atlantiks. Die Anwendung der flußgewichteten Temperaturen bei Rekonstruktionen an den CLIMAP-Kernen aus den Tropen führen zu niedrigeren Temperaturen für das LGM im Vergleich zu heute. Rekonstruktionen aus den Artenzusammensetzungen des Kerns aus den mittleren Breiten liefern vergleichbare Temperaturänderungen zwischen dem LGM und heute wie bei den auf den Sommertemperaturen basierenden Rekonstruktionen von CLIMAP.

Die flußgewichteten Temperaturen führen im Vergleich zu den CLIMAP-Rekonstruktionen mit Sommertemperaturen nur in den Tropen zu größeren Temperaturänderungen zwischen dem LGM und heute. In den übrigen Bereichen unterscheiden sich die relativen Temperaturänderungen kaum von den CLIMAP-Ergebnissen. Durch die Verwendung der flußgewichteten Temperaturen an den ansonsten unveränderten CLIMAP-Daten werden die Widersprüche zwischen den CLIMAP-Rekonstruktionen und den Ergebnissen terrestrischer Untersuchungen in den Tropen teilweise gelöst.

Summary

The understanding of processes in earth climate history is widely seen as the basis for climate forecast. The understanding of the dynamics of previous climate changes can help to predict future climate conditions more reliably. In this context the temperature distribution during the Last Glacial Maximum (LGM, about 20.000 years before present) is of special interest.

Estimations of the temperature distribution during the LGM can be based on different types of measurement data. Besides terrestrial investigations, the distribution pattern of marine microfossils in ocean sediments can be used for reconstructing the sea surface temperature (SST). First SST reconstructions for the global ocean were carried out by the CLIMAP-project (CLIMAP Project Members, 1976, 1981). A main result of the CLIMAP reconstructions were similar or even higher SSTs in tropical regions during the LGM than today. In mid and high latitudes the CLIMAP reconstructions lead to colder SSTs during the LGM than today. In contradiction temperature reconstructions in the tropics based on terrestrial records yield lower temperatures (about 6 °C) for the LGM than for today. The CLIMAP reconstructions are based on a calibration of sediment core top faunal compositions with summer- resp. winter temperatures. For these purposes a recent summer- resp. winter-SST is assigned to every faunal core top composition.

This thesis shows that general correlations between faunal core top compositions and the summer- resp. winter temperatures do not come up to the reality. The sediment composition is mainly determined during the season of maximum particle flux in the overlying water column. Sediment trap time series show that depending on the position (mainly latitude) particle transport processes in the water column show different seasonal fluctuations. This work shows that the seasonality of particle transport is strongly coupled with the chlorophyll concentration in the surface water measured by satellites. Therefore the satellite measured chlorophyll concentration gives a surface wide information of the seasonality of particle transports.

From seasonal chlorophyll distribution variations temporal weighted mean temperatures have been derived, called flux-weighted temperatures. These flux-weighted temperatures were then used instead of the CLIMAP summer- resp. winter-temperatures to calibrate the faunal core top compositions.

The flux-weighted temperature based paleo equation is then used for paleo temperature reconstructions with three CLIMAP-cores, two from the tropical part and one from the mid latitudes of the Atlantic. Using flux-weighted temperatures for paleo temperature reconstructions with the sediment composition of the tropical cores leads to lower temperatures for the LGM than for today. The temperature reconstruction with the mid latitude core sediments leads to a nearly identical temperature difference between the LGM and today as the CLIMAP reconstructions. Compared to the CLIMAP reconstructions in the tropics the flux-weighted temperatures lead to higher temperature differences between LGM and today. For other regions the flux-weighted temperatures show similar results as the CLIMAP data. Using the flux-weighted temperatures in context with faunal data from the CLIMAP project partly solves the contradictions between marine and terrestrial temperature reconstructions for the LGM in the tropics.

1 Einleitung

1.1 Einführung in die Problematik und Motivation der Arbeit

Klimaveränderungen

Die Möglichkeit globaler Klimaänderungen ist in den letzten Jahrzehnten immer stärker in das gesellschaftliche Bewußtsein getreten und hat so die Bedeutung der Klimaforschung erhöht. Hauptziel der Klimaforschung ist ein besseres Verständnis der komplexen Vorgänge, welche für das globale Klima von Bedeutung sind.

Die wichtigste Energiequelle der Erde ist die Sonne. Die von ihr stammende Energie ist Grundlage sowohl biologischer Prozesse, als auch Motor ozeanischer und atmosphärischer Zirkulation. Variationen der Sonneneinstrahlung auf der Erde führen zu Temperaturgradienten, welche Ursachen für Winde und somit für Transportprozesse sind. Der Einfluß der sich ändernden Bedingungen in der Sonneneinstrahlung zeigt sich z.B. an den Jahreszeiten in den mittleren und hohen geographischen Breiten.

Daß sich durch veränderte Einstrahlungsbedingungen das Klima im Laufe der Erdgeschichte immer wieder stark verändert hat, belegen z.B. Spuren von Vereisungen in Gebieten der Erde, die heute durch gemäßigte klimatische Bedingungen charakterisiert sind, sowie Spuren von unterschiedlichen Vergletscherungen und veränderte Baumgrenzen in den Gebirgen. Große Teile der Nordeuropäischen Landschaften wurden während der letzten Eiszeiten geformt, als die Ausbreitung der Polaren Eismassen bis in die 50er Breitengrade reichten. Daß sich die klimatischen Bedingungen auch in relativ kurzen Zeiträumen ändern können, belegen historische Aufzeichnungen.

Abbildung 1.1 (Chappellaz et al., 1990) zeigt die Rekonstruktion der Variationen der mittleren Jahrestemperatur sowie der Konzentration von Kohlendioxid (CO_2) und Methan (CH_4) der letzten 160.000 Jahre, die aus Untersuchungen am *Vostok*-Eiskern (Ostantarktis, $78^\circ 28' S$, $106^\circ 48' E$) gewonnen wurden. Der Verlauf der Temperatur zeigt deutlich die Abfolge von Kalt- und Warmphasen. Neben kleinen Temperaturänderungen von $2^\circ C$ bis $3^\circ C$ sind durch die Eiskerndaten Änderungen von bis zu $8^\circ C$ belegt. Gut korreliert ist der Temperaturverlauf über diesen Zeitraum mit den Konzentrationen von CO_2 und CH_4 . Sie variieren zwischen 180 ppm und 300 ppm (CO_2) bzw. 300 ppb und 900 ppb (CH_4). Methan und Kohlendioxid gelten neben Wasserdampf als wichtige Treibhausgase. Diese bewirken eine Reflektion von langwelliger Infrarotstrahlung, die von der Erdoberfläche abgestrahlt wird und tragen somit zur Erwärmung der Erdatmosphäre bei.

Die kalten Phasen des in Abbildung 1.1 dargestellten Temperaturverlaufs sind als Eiszeiten, Warmphasen als Zwischeneiszeiten bekannt. Die Junge Dryas (younger dryas) vor ca. 11.000 Jahren vor heute war ein Kälteeinbruch während der Enteisung nach dem Letzten Glazialen Maximum (LGM) (Broecker et al., 1988).

Als Gründe für die in den Eiskernen belegten, drastischen Klimaänderungen (Temperaturänderungen) werden periodische Änderungen in den Erdbahnparametern (Änderung der Exzentrizität des Erdorbits, ca. 100.000 Jahre; Nutation und Präzession der Erdrotationsachse, ca. 23.000 und 40.000 Jahre) und Variationen der Sonnenaktivitäten (zehn bis einige hundert Jahre) angesehen (Berger, 1978; Imbrie et al., 1989).

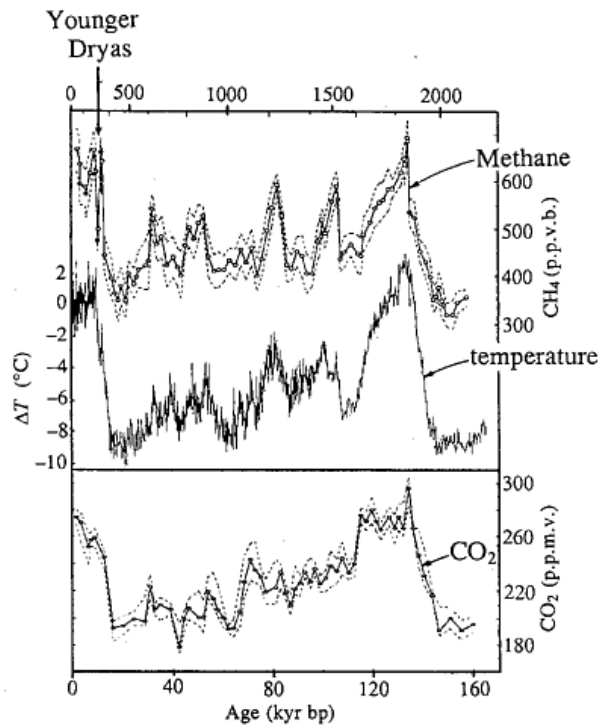


Abbildung 1.1: Variation von Temperatur, Kohlendioxid- und Methankonzentrationen während der letzten 160.000 Jahre, gewonnen aus Eiskernuntersuchungen (Vostok-Eiskern, 78°28' S, 106°48' E; aus Wunsch (1994)).

Vulkanausbrüche und Einschläge kosmischen Materials (Meteoriten) können ebenfalls klimatische Veränderungen auf der Erde bewirken (Gersonde et al., 1997). Staub und Asche werden in die Atmosphäre gebracht, was eine Veränderung der Sonneneinstrahlung zur Folge hat.

Durch die extensive Nutzung fossiler Energieträger scheint die Menschheit in der Lage zu sein, Klimaveränderungen herbeizuführen. Wie in Abbildung 1.2 dargestellt, ist seit Beginn der Industrialisierung zu Beginn des 19. Jahrhunderts eine starke Zunahme der Kohlendioxid- und der Methankonzentration in der Atmosphäre zu beobachten (Crane und Liss, 1985; Keeling et al., 1989; Raynaud et al., 1993).

Während die Variabilität der Kohlendioxidkonzentration über den in Abbildung 1.1 dargestellten Bereich von 160.000 Jahren ca. 120 ppm und die von Methan ca. 600 ppb betragen, nahm die Konzentration von CO_2 in den letzten 250 Jahren um ca. 60 ppm, die von CH_4 um ca. 800 ppb zu (Abbildung 1.2). Der Einfluß eines Anstiegs von Kohlendioxids in der Atmosphäre auf die Klimaentwicklung wird gegenwärtig noch kontrovers diskutiert (Berner, 1997; Singer, 1999).

Temperatur als wichtiger Klimaparameter

Ein wichtiger Parameter zur Beschreibung des Klimas ist die Temperatur. Viele andere Klimaparameter hängen direkt oder indirekt von ihr ab. Neben dem thermischen Antrieb ist der Windschub die Hauptursache von Transportprozessen im Ozean. Ursache von Winden sind Druckgradienten, welche durch unterschiedliche

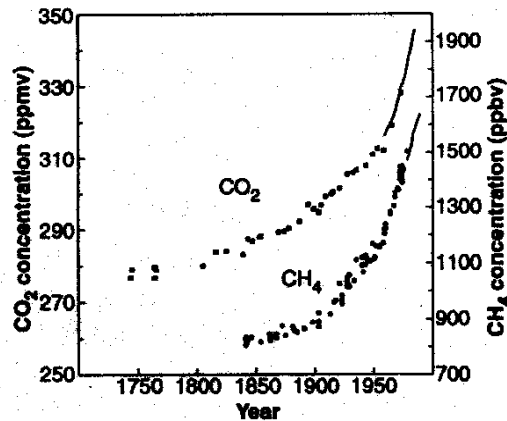


Abbildung 1.2: Rekonstruktion der Zunahme von Kohlendioxid und Methan seit der vorindustriellen Zeit anhand von Eiskerndaten (aus Raynaud et al. (1993))

Temperaturen in der Atmosphäre entstehen.

Wichtig für die Vegetationsform einer Region ist das Verhältnis von Niederschlag und Verdunstung, welches in erster Linie von den Temperaturen während der Vegetationsperiode abhängt. Der Einfluß verschiedener Vegetationsformen auf das Klima ergibt sich aus der unterschiedlichen Albedo von Gebieten mit unterschiedlicher Vegetation. Von den hellen Flächen der Wüsten und der vereisten Gebiete wird ein großer Anteil des eingestrahlichten Sonnenlichts reflektiert, während in dunkleren Flächen mit ausgeprägter Vegetation Sonnenstrahlung stärker absorbiert wird.

Temperatur als Klimaparameter ist auch im Ozean von Bedeutung, da z.B. die Löslichkeit von Gasen durch die Temperatur beeinflusst wird. Neben dem Eintrag von Süßwasser durch Flüsse wird der Salzgehalt durch Verdunstungsprozesse oder durch Ver- bzw. Enteisungsprozesse beeinflusst.

Wegen der großen Wärmekapazität des Ozeans und seines Wärmetransports kommt der Grenzschicht zwischen Ozean und Atmosphäre eine besondere Bedeutung zu. Ein Beispiel, das den Einfluß des Ozeans auf klimatische Verhältnisse belegt, ist der Golfstrom, der im Oberflächenwasser Wärme aus dem subtropischen Atlantik in den Nordatlantik transportiert. Dieser Wärmetransport ist für die milden klimatischen Verhältnisse in weiten Teilen Europas und Skandinaviens verantwortlich.

Eine weitere vieldiskutierte, temperaturabhängige Größe ist der mittlere Meeresspiegel. Verschiedene Untersuchungen belegen für den Zeitpunkt der letzten maximalen Vereisung vor 18.000 bis 21.000 Jahren einen mittleren Meeresspiegel, der ca. 130 m unter dem heutigen lag (Fairbanks, 1989). Bei einer globalen Erwärmung kommt es zum Abschmelzen großer Teile des kontinentalen Eises und zu einer thermischen Ausdehnung der Ozeane, was einen Anstieg des Meeresspiegels zur Folge hat.

Klimamodellierung

In den letzten Jahren wurden eine Reihe von gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modellen entwickelt (z.B. Toggweiler (1989a,b); Maier-Reimer und Hasselmann (1987); Joos et al. (1996); Rahmstorf (1996)), um die natürlichen Klimaprozesse und Gründe

für Klimaänderungen besser zu verstehen. Werden die natürlichen Klimavariationen durch die Modelle in richtiger Weise beschrieben, dann ist es möglich, diese Modelle zu nutzen, um den anthropogenen Einfluß auf das Klima (z.B. extensive Nutzung der Regenwälder und fossiler Energieträger) und deren Folgen abzuschätzen. Die Initialisierung der Modelle erfolgt durch eine Reihe von Meßwerten, welche durch das gegenwärtige Klima bestimmt sind. Solche Meßwerte sind unter anderem rezente Temperaturverteilungen und Windfelder.

Ein starkes Interesse gilt Zirkulationen im Ozean zu verschiedenen Zeitpunkten der Vergangenheit als Teil des damaligen Klimas (Grieger und Schlitzer, 1996; Ganopolski et al., 1998). Um Strömungsfelder oder Verteilungen von Temperatur, Salzgehalt und Nährstoffen in der Vergangenheit besser zu verstehen ist eine Vielzahl von Daten erforderlich, die die Umweltbedingungen der Erdvergangenheit beschreiben. Wegen der besonderen Rolle, die die Temperatur des Oberflächenwassers zum Verständnis des Klimas hat, ist die Rekonstruktion von Temperaturverteilungen im Oberflächenwasser für definierte Zeitpunkte der Vergangenheit von besonderem Interesse.

Klimaarchive

Neben den kontinentalen Eisschilden in Grönland und der Antarktis und verschiedenen Klimaarchiven auf dem Festland (z.B. Fossilien, Pollen, Hinweise auf variierende Baumgrenzen) sind Ablagerungen auf dem Tiefseeboden wichtige Archive des Klimas der Vorzeit. Tiefseesedimente enthalten unter anderem kieselige und kalkige Skelette und Gehäuse von Mikroorganismen, Aschenlagen von Vulkanausbrüchen, Pollen prähistorischer Pflanzen oder Staubeinträge vom Festland.

Mittels geeigneter Datierungsmethoden (z.B. mit Kohlenstoffisotop ^{14}C) können die einzelnen Sedimentlagen unterschiedlichen Zeitpunkten der Vergangenheit zugeordnet werden, über deren Bedingungen Informationen im Sediment enthalten sind. Die Sedimentationsraten liegen zwischen Millimetern und Zentimetern pro tausend Jahre. Während Aschelagen und Staubeinträge genutzt werden können, um Hauptwindrichtungen zu rekonstruieren, lassen Pollen zudem auch auf die Vegetationsformen an Land schließen, die wiederum Rückschlüsse auf das Klima zulassen (Heusser und Geer, 1994; Shi und Dypont, 1997). Aus Überresten mariner Mikroorganismen in den Sedimenten können Eigenschaften von Wassermassen rekonstruiert werden (CLIMAP Project Members, 1976, 1981, 1984; Gersonde et al., 1998; Sarnthein et al., 1998).

Über die Gegenwart zur Vergangenheit

Eine Hauptannahme bei der Paläoklimarekonstruktion ist das Aktualitätsprinzip. Dabei geht man davon aus, daß Zusammenhänge zwischen gegenwärtigen Prozessen in der Wassersäule und gegenwärtigen Ablagerungsprozessen, welche durch die oberste Sedimentschicht repräsentiert werden, sich über den Zeitraum, der untersucht werden soll, nicht verändert haben. Bedingungen im Ozean, welchen eine spezielle Zusammensetzung des Oberflächensediments zuzuordnen ist, sind identisch zu den Bedingungen, die durch die gleichen Sedimentzusammensetzungen der Vergangenheit repräsentiert werden.

Mikroorganismen als Paläoinformationsträger

Unter der Annahme, daß ein Parameter wie z.B. die Temperatur, der Salzgehalt oder die Verbreitung von Nährstoffen in einer Wassermasse die Verteilung von marinen Mikroorganismen beeinflusst, ist die Artenzusammensetzung aus Mikroorganismen des Sediments ein Abbild früherer Bedingungen im Ozean.

Experimente haben gezeigt, daß Sedimentationsprozesse im Ozean im Zusammenhang mit biologischen Prozessen im Oberflächenwasser stehen (North Atlantic Bloom Experiment, Milliman et al. (1993)). Ein Großteil der Organismen, die in den Sedimenten gefunden werden, leben in der euphotischen Zone. Dies ist die lichtdurchflutete Oberflächenwasserschicht, die durch eine hohe biologische Produktivität charakterisiert ist. Die Bildung von Biomasse (Primärproduktion) in dieser Schicht, beeinflusst die Austauschprozesse zwischen Atmosphäre und Ozean. Kohlendioxid wird durch die Bildung von organischem Material der Atmosphäre entzogen. Sterben die Organismen ab und sinken in die Tiefsee, wird organisches Material in tiefere Wasserschichten transportiert. Abhängig von der Wassertiefe wird ein geringer Prozentsatz der Primärproduktion aus der euphotischen Zone in das Sediment verfrachtet (Wefer, 1991).

Foraminiferen, Radiolarien (Zooplankton), Diatomeen und Coccolithophoriden (Phytoplankton) sind Gruppen mariner Mikroorganismen mit einer Vielzahl von Arten, die zur Rekonstruktion des Paläoklimas genutzt werden.

So wird z.B. die Artenzusammensetzung von Foraminiferen im Sediment verwendet, um Oberflächenwassertemperaturen zu rekonstruieren. Die einzelnen Foraminiferenarten zeigen unterschiedliche Verteilungsmuster in den Oberflächensedimenten, die mit den Temperaturen des Oberflächenwassers in Beziehung gesetzt werden können. Eine Annahme dabei ist, daß alle Arten im Oberflächenwasser leben und daß die Temperatur dieser Wasserschicht der Hauptparameter ist, der die Artenzusammensetzung kontrolliert. Abbildung 1.3 zeigt die relativen Häufigkeiten ausgewählter Arten in den Foraminiferenvergesellschaftungen von Oberflächensedimenten aus dem Atlantik in Abhängigkeit von der Oberflächenwassertemperatur (Sommer; Daten: CLIMAP Project members (1989)). Die Arten zeigen ihr jeweiliges Maximum in den Vergesellschaftungen bei unterschiedlichen Temperaturen. So erreicht *G. pachyderma left* in den Kaltwassergebieten einen Probenanteil von mehr als 70%. *G. bulloides* und *G. falconensis* haben ihr Verteilungsmaxima in Gebieten in den die Oberflächentemperatur im Sommer zwischen 5°C und 10°C bzw. bei ca. 15°C liegen. *G. ruber white* und *G. sacculifer* sind Vertreter von Arten, die bevorzugt in den Warmwassergebieten leben (Tropen und Subtropen). Die Abbildung zeigt, daß jeder Probenzusammensetzung eine spezielle Temperatur zugeordnet werden kann.

Neben den unterschiedlichen Artenzusammensetzungen der Sedimente können auch chemisch-physikalische Eigenschaften der Schalen von Mikroorganismen zur Bestimmung von Paläotemperaturen genutzt werden. Eine Vielzahl von statistischen und chemisch-physikalischen Methoden wurde zu diesem Zweck entwickelt. Statistische Methoden nutzen geographische Verteilungsmuster verschiedener Arten (Abbildung 1.3), chemisch-physikalische Methoden die chemischen Eigenschaften oder Verhältnisse verschiedener Isotope / Elemente in den Schalen einer bzw. mehrerer Arten.

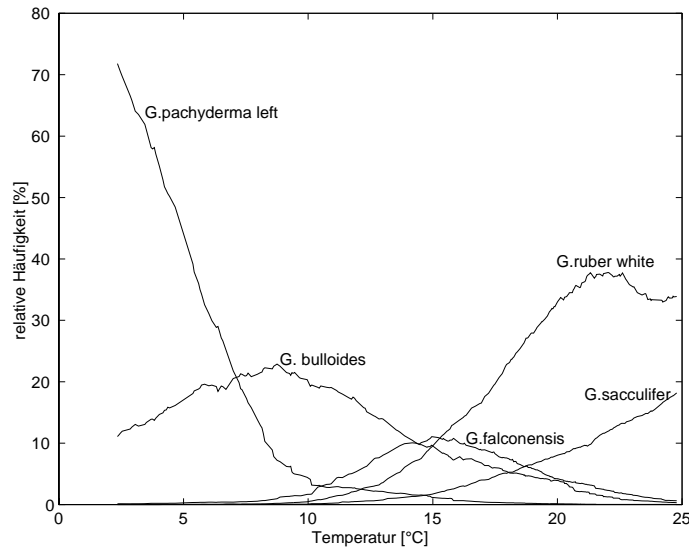


Abbildung 1.3: Relative Häufigkeiten in den Oberflächensedimenten ausgewählter Foraminiferenarten in Abhängigkeit von der Oberflächenwassertemperatur (Gleitender Mittelwert über 2.5 °C ; Daten: CLIMAP Project members (1989))

Die bekanntesten statistischen Methoden, um aus Artenzusammensetzungen des Sediments auf Paläotemperaturen des Oberflächenwassers zu schließen, sind die Transferfunktionsmethode (Imbrie und Kipp, 1971), die Modern Analog Technik (Hutson, 1980; Overpeck et al., 1985; Prell, 1985) und Neuronale Netze (Malmgren und Nordlund, 1996, 1997). Die wichtigste Annahme, die hinter diesen Methoden steht, ist, daß die Zusammensetzung der Oberflächensedimente mit den Eigenschaften bestimmter Schichten der darüberliegenden Wassermassen im Zusammenhang steht. Dies ermöglicht z.B. einen direkten Zusammenhang zwischen den Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente und den Temperaturen des Oberflächenwassers an den Positionen der Oberflächenproben herzustellen, sofern im Sediment Mikroorganismen enthalten sind, die in den Oberflächenwasserschichten leben. Mit Hilfe dieses Zusammenhangs kann dann aus der Artenzusammensetzung von Sedimentkernproben, die einem speziellen Zeitpunkt zugeordnet werden können, auf die hydrographischen Bedingungen der Vorzeit geschlossen werden. In Abschnitt 2 ist eine genaue Beschreibung der Methode von Imbrie und Kipp (1971) gegeben.

Ergebnisse Mariner Untersuchungen

Globale Rekonstruktionen von Oberflächenwassertemperaturen wurden durch das CLIMAP-Projekt (Climate Long-Range Investigation Mapping and Prediction) für das Letzte Glaziale Maximum (LGM; ca. 18.000 Jahre vor heute) (CLIMAP Project members, 1976, 1981) und für die letzte Zwischeneiszeit (ca. 122.000 Jahre vor heute) durchgeführt. Der Zeitpunkt vor ca. 122.000 Jahre ist durch ein Minimum im Eisvolumen und durch annähernd gleiche Temperaturen wie zur heutigen Zeit charakterisiert (CLIMAP Project Members, 1984). Das LGM ist definiert als der Zustand maximaler Ausdehnung der Eisschilde während der letzten Eiszeit, wodurch

es im Vergleich zu heute zu einer Absenkung des Meeresspiegels um ca. 130 m kam. Die CLIMAP Gruppe nutzte Verteilungsmuster mariner Mikroorganismen im Sediment und die Methode von Imbrie und Kipp (Imbrie und Kipp, 1971; Imbrie et al., 1973) zur Berechnung der Paläotemperaturen. Durch die CLIMAP Gruppe wurden Sommer- und Wintertemperaturen der Erdvergangenheit untersucht. Hierfür wurden die Zusammensetzungen der Oberflächensedimente sowohl mit den rezenten Sommer- als auch mit den Wintertemperaturen geeicht. Sommertemperaturen repräsentieren hierbei Temperaturen des August in der Nordhemisphäre und des Februar der Südhemisphäre. Die Wintertemperatur entspricht sowohl Nord- (Februar) als auch Südwinterbedingungen (August).

Eines der wichtigsten Ergebnisse der CLIMAP Rekonstruktionen für das LGM war, daß im Sommer große Bereiche des tropischen und subtropischen Atlantiks und Pazifiks zu diesem Zeitpunkt annähernd die gleichen oder sogar wärmere Oberflächenwassertemperaturen als heute aufwiesen. In anderen Bereichen konnten, im Vergleich zu den heutigen Bedingungen, Temperaturunterschiede zwischen 6 °C und 10 °C (kälter im LGM) rekonstruiert werden.

Ergebnisse von terrestrischen Untersuchungen

Im Gegensatz zu den auf marinen Sedimenten beruhenden Temperaturrekonstruktionen der CLIMAP-Rekonstruktionen zeigen Untersuchungen an terrestrischem Material für das LGM im Vergleich zu heute deutlich niedrigeren Temperaturen in tropischen und subtropische Breiten (Rind und Peteet, 1985; Guilderson et al., 1994; Stute et al., 1995).

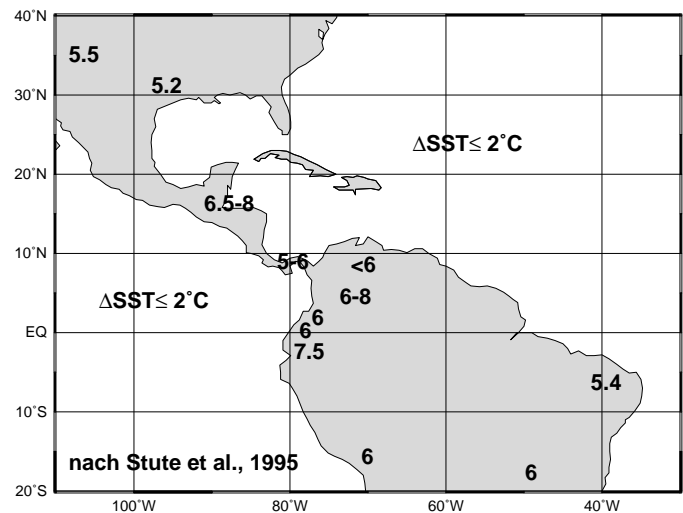


Abbildung 1.4: Temperaturdifferenzen zwischen LGM und heute aus verschiedenen Untersuchungen (nach Stute et al. (1995)). Für die CLIMAP Rekonstruktionen der Oberflächenwassertemperaturen ist ΔSST gegeben.

In Abbildung 1.4 (Stute et al., 1995) sind Differenzen zwischen den heutigen Temperaturen und denen des LGM aus verschiedenen Untersuchungen dargestellt. Mit

Ausnahme der Rekonstruktion der CLIMAP Gruppe aus marinen Sedimenten zeigen die terrestrischen Untersuchungen Temperaturunterschiede zwischen LGM und heute von mehr als 5°C. Untersuchungen an Land basieren auf Edelgasanalysen in ¹⁴C-datiertem Grundwasser, Pollenanalysen und Untersuchungen von Baumgrenzen in den äquatorialen Anden. Die Untersuchung von Strontium zu Kalziumverhältnissen in Korallen (marin) zeigen ebenfalls deutlich niedrigeren Temperaturen für das LGM im Vergleich zu heute.

Seit den 80er Jahren gab es eine Reihe von Arbeiten die sich mit den Diskrepanzen zwischen den Ergebnissen aus terrestrischen und marinen Untersuchungen für das LGM befassen. In Tabelle 1.1 sind wichtige Arbeiten, die sich sowohl mit methodischen Untersuchungen als auch mit Vergleichen von verschiedenen Methoden auseinandersetzen, zusammengefaßt.

Zitat	Inhalt
Le (1992)	Vergleich von IKM, MAT und WAM an 2 Kernen aus dem westäquatorialen Pazifik
Le und Shackleton (1994)	Untersuchung der IKM unter der Nutzung simulierter Daten. Untersucht wurde der Einfluß der Anzahl der Faktoren, verschiedene Regressionsverfahren, Zählfehler und Abhängigkeiten vom Temperaturbereich.
Sikes und Keigwin (1994)	Vergleich von Temperaturrekonstruktion mit Hilfe von Alkenonen und Sauerstoffisotopen und der IKM bzw. der MAT.
Pflaumann et al. (1996)	Weiterentwicklung der MAT zur SIMMAX-Technik
Loubere und Quian (1997)	Nutzt Singulärwertzerlegung, um den Einfluß mehrerer hydrographischer Parameter auf die Artenzusammensetzung zu analysieren.
Ortiz und Mix (1997)	Vergleich von Ergebnissen der IKM und der MAT. Sinkstoffallendaten wurden genutzt, um die Zusammensetzung der Oberflächensedimente zu validieren.
Pisias et al. (1997)	Logarithmen von Radiolarienhäufigkeiten werden in der IKM genutzt, um Jahresmitteltemperaturen und jahreszeitliche Schwankungen der Temperaturen im Pazifik abzuschätzen. Die Untersuchungen zeigen niedrigere Temperaturen im LGM (äquatorialer Pazifik) im Vergleich zu heute.
Waelbroeck et al. (1998)	Weiterentwicklung der MAT, Vergleich zu IKM
Pichon et al. (1987); Kucera und Malmgren (1998); Zielinski et al. (1998)	Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente werden durch Verhältnisse der Logarithmen der Zähl-daten dargestellt
Sarnthein et al. (1998); Gersonde et al. (1998)	Oberflächentemperaturen des LGM im Atlantik unter Nutzung verschiedener Methoden (IKM, SIMMAX, $\delta^{18}\text{O}$)

Fortsetzung auf der nächsten Seite

<i>Fortsetzung der Vorseite</i>	
Zitat	Inhalt
Lee und Slowey (1999)	Um ca. 2°C niedrigere Temperaturen im LGM, rekonstruiert an einem Kern vor Hawaii, der aus einer geringen Wassertiefe stammt (wenig Karbonatlösung)
Mix et al. (1999)	Die Faktoren (IKM) werden aus Zusammensetzungen sowohl der Oberflächen- als auch aus Sedimentkernproben bestimmt, wodurch eine hohe Kommunalität bei der Proben für das LGM gewährleistet ist. Für den äquatorialen Atlantik und Pazifik wird eine im Vergleich zu heute 5°C bis 6°C niedrigere Temperatur für das LGM berechnet.

Tabelle 1.1: Übersicht über Arbeiten, die sich mit dem Vergleich verschiedener Methoden der Paläotemperaturrekonstruktion oder mit der Methode von Imbrie und Kipp (Imbrie und Kipp, 1971) befassen (IKM: Methode von Imbrie und Kipp; MAT: Modern Analog Technik (Hutson, 1980); WAM: Weighted Averaging Method; LGM: Letztes Glaziale Maximum)

1.2 Zielsetzung dieser Arbeit

Ziel der vorliegenden Arbeit ist es, anhand der Faunenzusammensetzungen von Sedimentkernen des CLIMAP-Projektes Oberflächenwassertemperaturen für das LGM an verschiedenen Positionen des Atlantiks zu rekonstruieren. Dabei soll der Einfluß der rezenten Eichtemperaturen sowie von Variationen der Faunenvergesellschaftungen der Oberflächensedimente auf die LGM-Temperaturen untersucht werden, um somit einen Beitrag zum oben angesprochenen Problem der „zu warmen“ Oberflächenwassertemperaturen für das LGM in den Tropen zu liefern.

Grundlage der Betrachtungen ist der CLIMAP-Foraminiferendatensatz, der die Foraminiferenvergesellschaftungen von 356 Sedimentkernoberflächen aus dem Atlantik beschreibt. Sowohl die Sommer- als auch die Wintertemperaturen des Oberflächenwassers an den Positionen der Oberflächenproben, die Foraminiferenvergesellschaftungen von Sedimentkernen und die daraus resultierenden Paläotemperaturen sind veröffentlicht (CLIMAP Project members, 1989). Im Rahmen dieser Arbeit wird auf diesen Datensatz zurückgegriffen, da er frei verfügbar ist und Resultate der CLIMAP-Rekonstruktionen für das LGM, die zum Teil auf diesen Daten beruhen, viel diskutiert werden. Analog zu den CLIMAP-Rekonstruktionen wird zur Paläotemperaturberechnung die Methode von Imbrie und Kipp (Imbrie und Kipp, 1971) angewendet. Eine genaue Beschreibung dieser Methode ist in Abschnitt 2 gegeben. Weitere Möglichkeiten zur Paläotemperaturrekonstruktion aus in Sedimenten enthaltenen Informationen werden in einem Überblick in Anhang B der Arbeit vorgestellt.

Seit der Veröffentlichung der CLIMAP-Rekonstruktionen (CLIMAP Project Members, 1976, 1981, 1984) sind große Mengen hydrographischer und biologischer Daten

veröffentlicht worden, die im Rahmen dieser Arbeit genutzt werden, um speziell die für den Zeitraum des LGMs rekonstruierten Temperaturen genauer zu untersuchen. Die Temperaturrekonstruktionen der CLIMAP-Gruppe für das LGM zeigen bei Nutzung der Sommertemperaturen keine bzw. geringe Temperaturunterschiede zwischen dem rezenten Ozean und dem LGM.

In Abschnitt 3 der Arbeit wird gezeigt, daß in den Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente die Oberflächenwassertemperaturen unterschiedlicher Jahreszeiten abgebildet sind. Werden die rezenten Sommertemperaturen formell mit den Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente in Beziehung gesetzt, werden so rezente Temperaturen auf Vergesellschaftungen abgebildet, die nicht den Temperaturen entsprechen, die die Artenzusammensetzung der Oberflächenproben repräsentieren. Daraus läßt sich schlußfolgern, daß jede Artenzusammensetzung der Oberflächensedimente die Temperaturen eines oder mehrerer „Zeitfenster“ innerhalb eines Jahres repräsentieren. Diese Annahme wird durch Zeitreihenmessungen von Sinkstoffallen untermauert. Sie belegen die Annahme, daß der Transport von Foraminiferen aus den oberen in tiefere Wasserschichten saisonalen Schwankungen unterliegt und regional unterschiedlich verläuft.

Da Zeitreihenmessungen von Foraminiferenflüssen in der Wassersäule nicht flächendeckend für den gesamten Ozean zur Verfügung stehen, wird in Abschnitt 3 die saisonale Variation der Chlorophyllkonzentration im Oberflächenwasser genutzt, um den Zeitpunkt festzulegen, zu denen die Foraminiferen ihr Populationsmaximum erreichen. Die Konzentration von Chlorophyll wurde erstmals flächendeckend zwischen 1978 und 1986 mit dem Satelliten NIMBUS 7 gemessen (SeaWiFS Project (1986); Abschnitt 3.2).

Werden aus den saisonalen Variationen der Chlorophyllkonzentration des Oberflächenwassers Temperaturen abgeleitet, die den optimalen Bedingungen für die Foraminiferen entsprechen, führt das bei ihrer Anwendung in der IKM zu Paläotemperaturverläufen in den Tropen, die im Gegensatz zu den CLIMAP-Sommertemperaturrekonstruktionen niedrigere Temperaturen als die heutigen für das LGM liefern (Abschnitt 3.5).

Ergebnisse der Temperaturrekonstruktion mit Hilfe der IKM hängen in einem gewissen Maße auch von Entscheidungen des Anwenders ab. Abschnitt 4 zeigt, welchen Einfluß die Auswahl geeigneter Arten, die Festlegung des Temperaturbereichs, der durch den Oberflächendatensatz abgedeckt wird, und die unterschiedlichen Möglichkeiten der Rohdatennormierungen auf die Rekonstruktion der Paläotemperaturen haben.

2 CLIMAP und die Methode von Imbrie und Kipp

Ziel der Untersuchungen von Tiefseesedimenten ist es, Temperaturabschätzungen definierter Schichten der darüberliegenden Wassermassen zum Zeitpunkt ihrer Ablagerung zu treffen.

Prinzipiell kann zwischen zwei verschiedene Methoden unterschieden werden, um aus marinen Mikrofossilien Informationen zur Paläotemperaturrekonstruktion zu gewinnen. Zum einen kann die Verteilung verschiedener Arten in Sedimentproben genutzt werden, um aus den rezenten Beziehungen zwischen z.B. Oberflächenwassertemperaturen und den Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimentproben auf Paläobedingungen zu schließen. Diese Oberflächensedimentzusammensetzungen werden als repräsentativ für gegenwärtige Bedingungen angenommen (Aktualitätsprinzip). Zum anderen können chemisch-physikalische Methoden genutzt werden, um aus chemischen oder physikalischen Eigenschaften (z.B. Verhältnis zweier Elemente oder Isotope zueinander) auf Paläobedingungen zu schließen. Beziehungen zwischen chemisch-physikalischen Eigenschaften und Oberflächenwassertemperaturen werden in Laborexperimenten gewonnen. Auch hier wird vom Aktualitätsprinzip ausgegangen, d.h. rezente Zusammenhänge zwischen Prozessen an den Mikroorganismen und Umweltparametern lassen sich auf die Vergangenheit übertragen.

Mikrofossilengruppen, an denen Untersuchungen zum Paläoklima durchgeführt werden, sind sowohl Arten des Phyto- als auch des Zooplanktons. Eine wichtige Artengruppe des Zooplanktons sind die Foraminiferen, deren Schalen zu großen Teilen aus Karbonat bestehen. Je nach Verbreitung in der Wassersäule wird zwischen benthischen (leben in bodennahen Wasserschichten der Tiefsee) und planktischen (leben im Oberflächenwasser bis zu 1000 m Tiefe) Foraminiferen unterschieden. Sie bauen kalkschalige Gehäuse, deren Größe zwischen $30\ \mu\text{m}$ und 1 mm beträgt. Bei den planktischen Foraminiferen unterscheidet man zwischen spinosen und nichtspinosen Arten. Viele spinose Arten leben in Symbiose mit anderen Mikroorganismen (Dinoflagellaten), die zur Ernährung des Wirts beitragen. Spinose und nichtspinose Arten unterscheiden sich in ihrer Ernährung und in ihrer Verbreitung. Spinose Arten ernähren sich in erster Linie von anderem Zooplankton, nichtspinose Arten von Phytoplankton. Spinose Arten leben größtenteils in den oligotrophen Wassermassen des zentralen Ozeans. Nichtspinose Arten zeigen ein Verbreitungsmaximum in eutrophischen Wassermassen, die durch eine hohe Phytoplanktonproduktivität gekennzeichnet sind (Hemleben et al., 1989).

Werden die Ablagerungen von Mikroorganismenschalen in den Sedimenten zur Rekonstruktion der Paläoumwelt genutzt, sind Prozesse im Sediment, die dessen Artenzusammensetzung verändern, zu beachten. Dies sind chemische (Lösungsprozesse von Karbonat in der Tiefsee) und/oder biologische Prozesse. Die Lösung von Karbonat ist abhängig von der Wassertiefe. Die Wassertiefe, bei der Lösungsprozesse von karbonatischen Schalen von Mikroorganismen einsetzen, wird als Lysokline bezeichnet. Unterhalb der Lysokline nimmt die Lösung von Karbonat zu, so daß der Anteil von Karbonat in den Sedimenten abnimmt. Die Lage der Lysokline (Wassertiefe) hängt im starken Maß von der Alkalinität der Wassermassen ab. Mit zunehmender Alkalinität verringert sich die Karbonatlösung (Archer, 1996). Wegen der Änderung des pH -Wertes bei Übergängen zwischen Eis- zu Warmzeiten (Sa-

nyal et al., 1995) werden in Sedimenten, bei denen die Wassertiefe ungefähr der Tiefe der Lysokline entspricht, unterschiedliche Zustände der Karbonatlösung gespeichert. Karbonatlösungsprozesse an Sedimentkernen wurden unter anderem von Le und Shackleton (1992) untersucht. Durch biologische Aktivität in den oberen Schichten des Ozeanbodens (Bioturbation) werden die oberen Sedimentschichten durchmischt, so daß eine Sedimentschicht immer eine über einen gewissen Zeitraum gemittelte Information enthält.

Karbonatlösungsprozesse können die Artenzusammensetzung verändern, indem unterschiedliche Arten unterschiedlich stark diesem Prozeß unterliegen. Durch die Bioturbation werden unterschiedliche Schichten im Sediment durchmischt, wodurch Veränderungen der Artenzusammensetzungen und Störungen in der Alterszuordnungen der einzelnen Sedimentschichten bedingt werden können.

2.1 CLIMAP: Datensatz und Ergebnisse der Rekonstruktionen

2.1.1 Der Datensatz

Nachfolgend wird ein Datensatz von Foraminiferenzusammensetzungen von Oberflächensedimenten im Atlantik vorgestellt (CLIMAP Project members, 1989), der im Rahmen der vorliegenden Arbeit als Beispieldatensatz Verwendung findet. Im Rahmen des CLIMAP Projektes (Climate Long-Range Investigation Mapping and Prediction) wurden Ende der 70er, Anfang der 80er Jahre Temperaturverteilungen des Oberflächenwassers der Vorzeit anhand von Foraminiferenvergesellschaftungen rekonstruiert. Zwei Zeitpunkte waren von besonderem Interesse. Zum einen das Letzte Glaziale Maximum ca. 18.000 Jahre vor heute (LGM; CLIMAP Project Members (1976, 1981)) und zum anderen das letzte Interglazial, ca. 122.000 Jahre vor heute (CLIMAP Project Members, 1984). Zeitlich eingegrenzt wird der Zustand der letzten maximalen Vereisung durch die sogenannten Heinrich-Ereignisse H1 und H2. Diese sind charakteristische Sedimentlagen in Kernen aus dem Nordatlantik, welche als Einträge aus abschmelzenden Eisbergen interpretiert werden. Sechs solcher Ereignisse sind aus den letzten 130.000 Jahren bekannt. Die beiden Heinrich-Ereignisse H1 und H2 wurden mit Hilfe des Kohlenstoffisotops ^{14}C auf 15.000 und 20.400 ^{14}C -Jahre vor heute datiert. Dies entspricht dem Zeitraum von 18.000 bis 24.000 Kalenderjahren vor heute (Bard, 1999). Im Rahmen des EPILOG-Projektes (Environmental Processes of the Ice Age: Land, Ocean and Glaciers) wurde der Zeitraum vor 23 ka bis 19 ka Kalenderjahren (19.5 ka bis 16 ^{14}C ka) als LGM festgelegt. Abweichend von den CLIMAP-Untersuchungen, die als LGM den Zeitpunkt von 18.000 Jahren annahmen, wird nachfolgend die LGM-Definition des EPILOG-Projektes für das LGM angewendet.

Beide CLIMAP-Temperaturrekonstruktionen basieren auf Datensätzen mariner Mikrofossilien. Aus den Verteilungsmustern verschiedener Arten wurden mit Hilfe der Methode von Imbrie und Kipp (IKM; Imbrie und Kipp (1971), siehe Abschnitt 2.2) Paläotemperaturen rekonstruiert. Datenbasis der Methode ist eine Datenmatrix D_{CT} , die Informationen über die Artenzusammensetzungen eines Satzes von Sedimentkernoberflächen enthält. Da für die verwendeten Foraminiferen angenommen

werden kann, daß sie in den obersten 100 m der Wassersäule leben, können die Verteilungsmuster der Arten in den Sedimenten zur Rekonstruktion von Oberflächenwassertemperaturen herangezogen werden.

Für die Sedimentkernoberflächen des CLIMAP Datensatzes sind Zählraten von 45 Foraminiferenarten an 356 Lokationen im Atlantik vorhanden (CLIMAP, 1989). Abbildung 2.1 zeigt die Lage der einzelnen Probenpunkte der Kernoberflächen. Sie sind mit Ausnahme tiefer Ozeanbecken (z.B. südlicher Südwestatlantik) und südlich von ca. 60°S flächendeckend über den gesamten Atlantik verteilt. In den polaren Bereichen des Südatlantiks und in tiefen Ozeanbecken werden in den Sedimenten keine Foraminiferen gefunden.

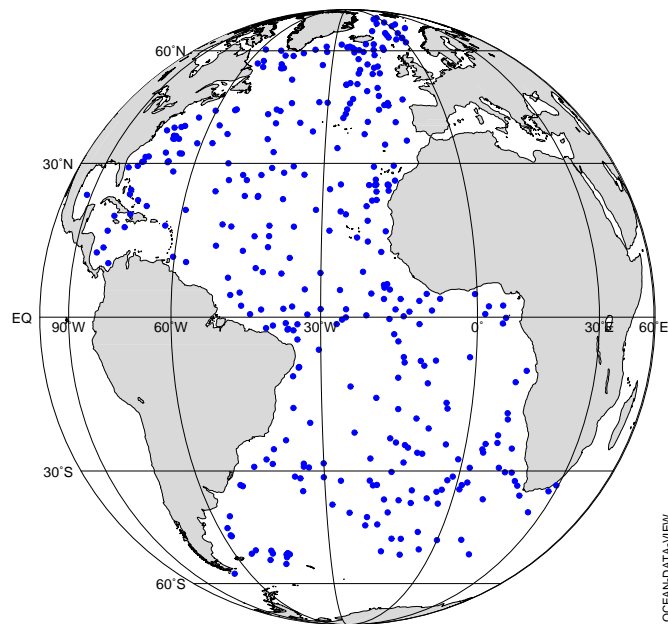


Abbildung 2.1: Positionen der CLIMAP-Oberflächenproben.

In Imbrie und Kipp (1971) sind Kriterien angegeben, welche die einzelnen Arten erfüllen müssen, um in die Referenzdatenmatrix D_{CT} aufgenommen zu werden. Arten, die nur in einer Oberflächenprobe gefunden werden oder deren maximaler prozentualer Anteil in keiner Probe 2% überschreitet, werden nicht berücksichtigt. Arten mit annähernd gleicher geographischer Verteilung werden zusammengefaßt (z.B. *G. menardii* und *G. tumida* zu *G. mentum*). Durch Anwendung dieser Kriterien reduziert sich die Anzahl der Arten auf 27.

In den Abbildungen 2.2 bis 2.4 sind die Verteilungen der verwendeten Arten in Form ihrer relativen Häufigkeiten an den Foraminiferenvergesellschaftungen der Oberflächensedimente dargestellt.

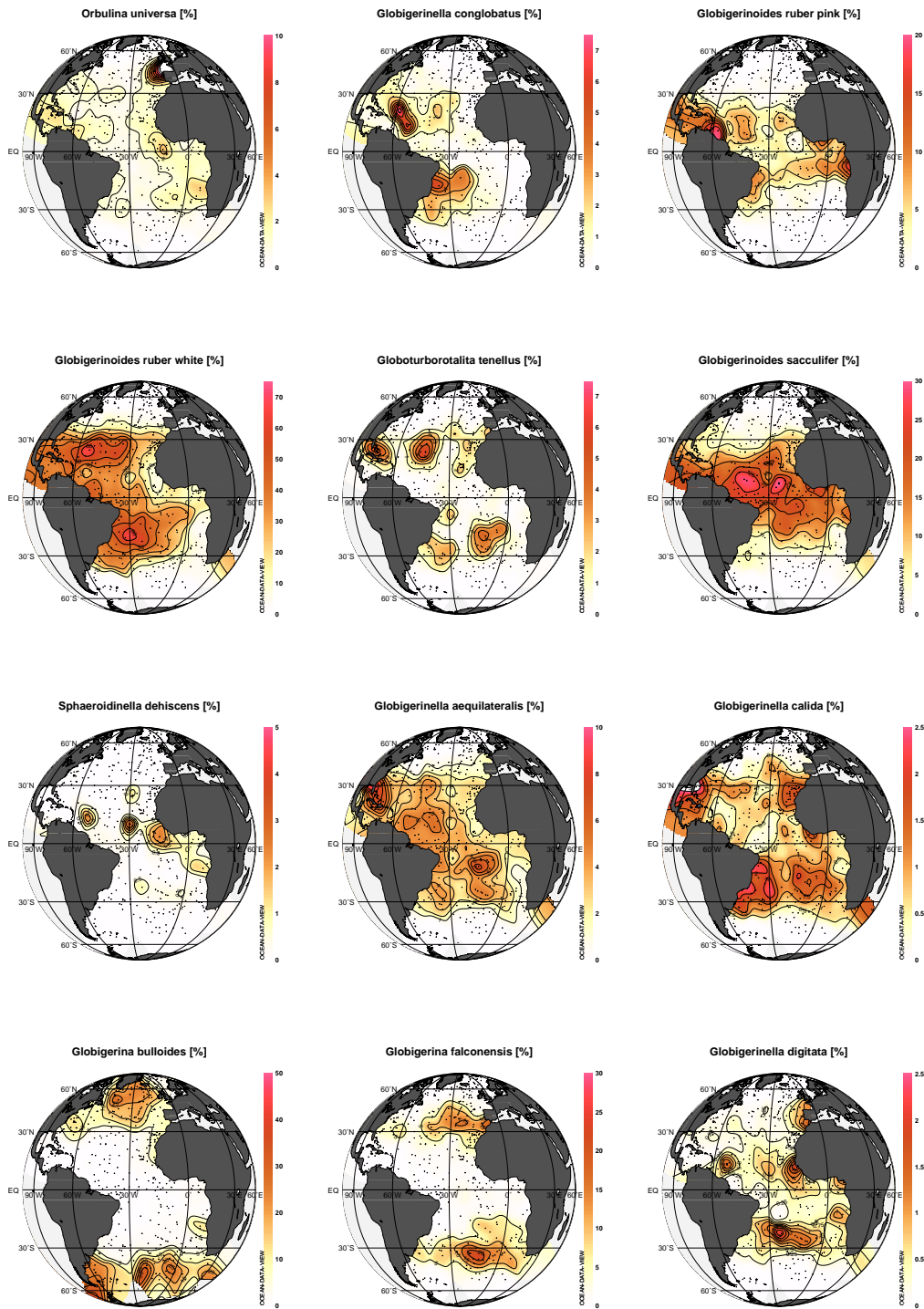


Abbildung 2.2: Verteilung von Foraminiferen in den Oberflächensedimenten aus dem CLIMAP-Datensatz. Dargestellt ist der prozentuale Anteil jeder Art an den Foraminiferen der Oberflächenproben (Teil 1).

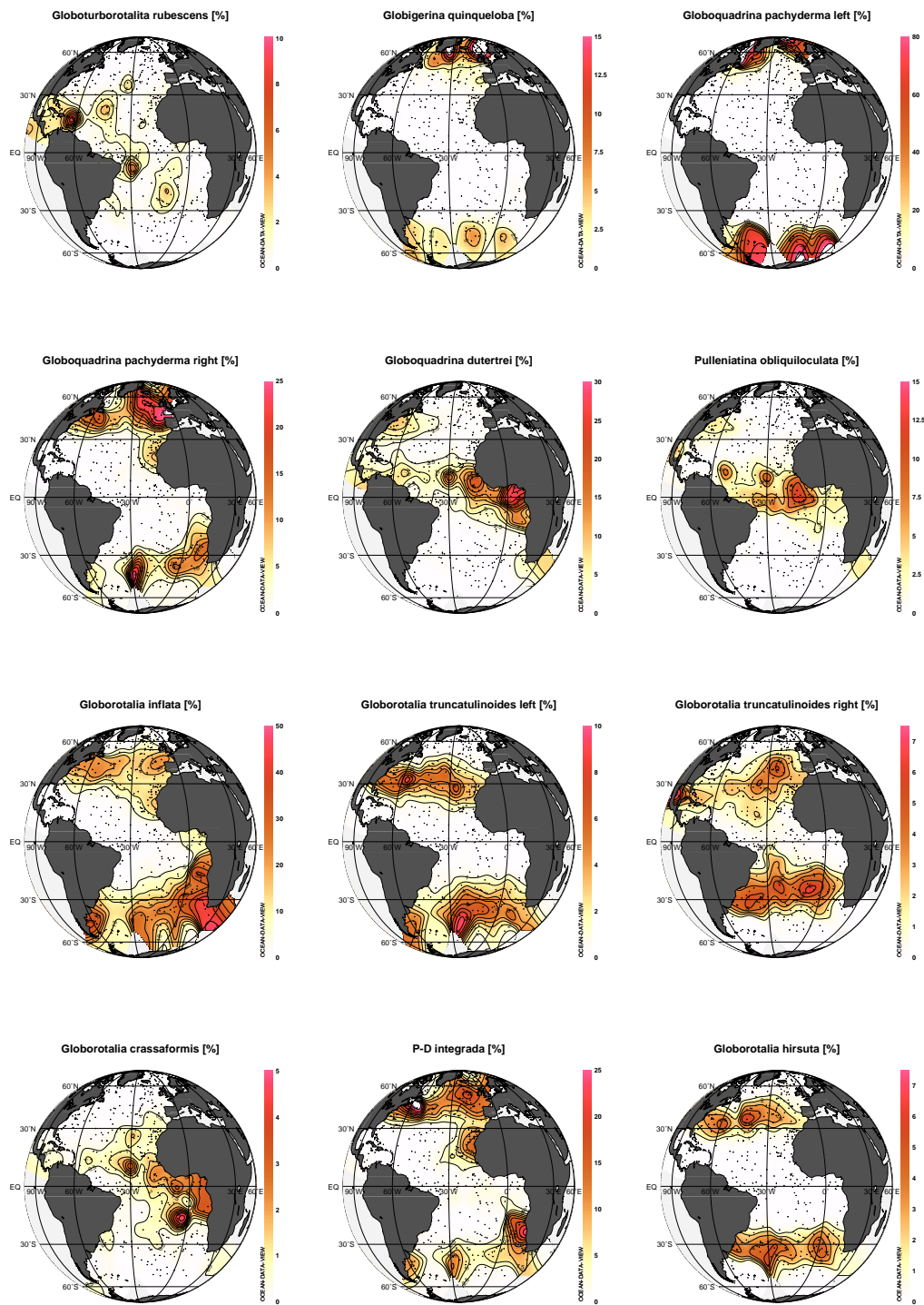


Abbildung 2.3: Verteilung von Foraminiferen in den Oberflächensedimenten aus dem CLIMAP-Datensatz. Dargestellt ist der prozentuale Anteil jeder Art an den Foraminiferen der Oberflächenproben (Teil 2).

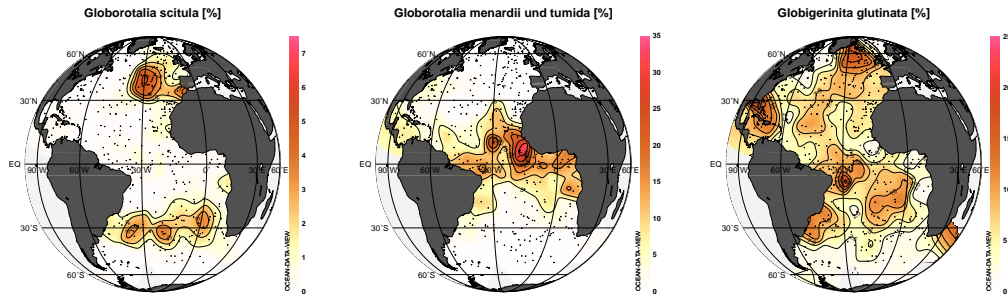


Abbildung 2.4: Verteilung von Foraminiferen in den Oberflächensedimenten aus dem CLIMAP-Datensatz. Dargestellt ist der prozentuale Anteil jeder Art an den Foraminiferen der Oberflächenproben (Teil 3). Die Arten *G. menardii* und *G. tumida* wurden zu *G. mentum* zusammengefaßt. Die Namensgebung der Arten entspricht dem Stand von 1976. Die Art *P-D integrada* ist eine von CLIMAP benannte Zwischenart von *G. pachyderma* und *G. dutertrei* (persönliche Mitteilung A. Mackensen).

Bei der Datenerhebung werden die absoluten Häufigkeiten aller Foraminiferenarten in allen Oberflächenproben bestimmt. Eine Oberflächenprobe enthält dabei ca. 500 Individuen (Imbrie und Kipp, 1971). Die Rohdatenmatrix wird aus Vektoren aufgebaut, die jeweils die Häufigkeiten aller Arten an einer Position beschreiben. Diese Vektoren werden normiert, so daß schließlich die Artenzusammensetzung jeder Oberflächenprobe durch einen Vektor der Länge Eins beschrieben wird. Diese sogenannten Vergesellschaftungsvektoren entsprechen Vektoren im Raum, der durch Einheitsvektoren der einzelnen Arten aufgespannt wird. Die normierten Daten d_{ij} ergeben sich aus den Zähldaten \hat{d}_{ij} durch folgende Bedingung

$$d_{ij} = \sqrt{\frac{\hat{d}_{ij}^2}{\sum_{k=1}^n \hat{d}_{ik}^2}} \quad (2.1)$$

(an der i -ten Position im Datensatz; n entspricht der Anzahl der verwendeten Arten).

2.1.2 Resultate der CLIMAP Temperaturrekonstruktionen an ausgewählten Kernen

Von besonderem Interesse sind in der vorliegenden Arbeit die Temperaturen, die für das Letzte Glaziale Maximum von CLIMAP rekonstruiert wurden. Ein wichtiges Ergebnis dieser Untersuchungen waren die bei Nutzung der Sommertemperaturen, im Vergleich zu den heutigen Bedingungen, sehr geringen Unterschiede in den Oberflächenwassertemperaturen in den Tropen.

In Abbildung 2.5 sind die Positionen der Kerne angegeben, aus deren Foraminiferenverteilungen Paläotemperaturen vom CLIMAP-Projekt berechnet wurden (Tabelle 2.1). Niedrigere Temperaturen als heute wurden für die Gebiete der mittleren

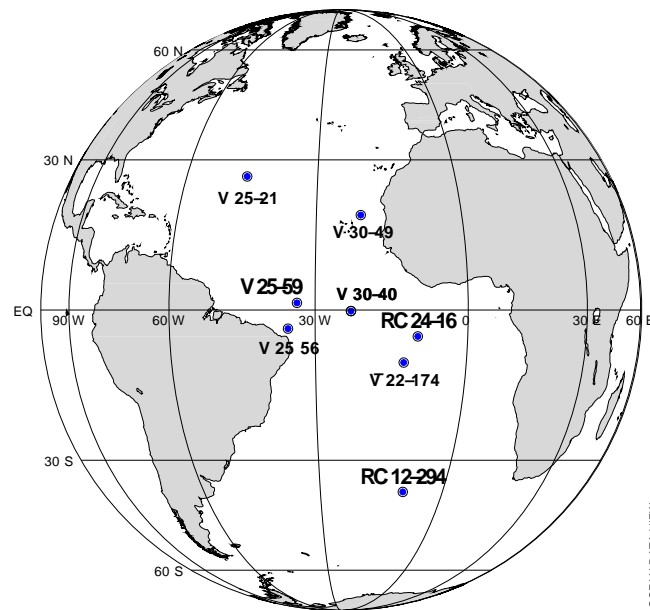


Abbildung 2.5: An den dargestellten Positionen wurden Sedimentkerne entnommen, an deren Foraminiferenzusammensetzungen mit Hilfe des oben beschriebenen Oberflächendatensatzes von CLIMAP Paläotemperaturen rekonstruiert wurden.

und hohen Breiten rekonstruiert (CLIMAP Project Members, 1976). Die Ergebnisse der Temperaturrekonstruktionen für den Tropischen Bereich stehen im Widerspruch zu denen, die aus Untersuchungen auf dem Festland gewonnen wurden (Rind und Peteet (1985); Guilderson et al. (1994); Stute et al. (1995), Abbildung 1.4). In Abschnitt 2.2.3 sind Ergebnisse der CLIMAP-Rekonstruktionen dargestellt. Um

Kern	Breite [°N]	Länge [°O]	Wassertiefe [m]
V 25-21	26.4	-45.5	-
V 30-49	18.43	-21.08	3093
V 25-59	1.37	-33.48	841
V 25-56	-3.55	-35.23	3512
V 30-40	-0.2	-23.15	3706
RC 24-16	-5.04	-10.19	3559
V 22-174	-10.07	-12.87	1566
RC 12-294	-37.26	-10.09	3913

Tabelle 2.1: Koordinaten der Sedimentkerne, an denen Paläotemperaturen rekonstruiert worden sind (Abbildung 2.5). Die fettgedruckt angegebenen Sedimentkerne dienen im weiteren Verlauf dieser Arbeit als Beispielkerne.

aus den Zusammenhängen zwischen den Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente und den rezenten Oberflächenwassertemperaturen aus den Artenzusammensetzungen von Sedimentkernen auf Paläobedingungen zu schließen, nutzte die CLIMAP-Gruppe eine von Imbrie und Kipp (1971) entwickelte Methode, die nachfolgend beschrieben wird.

2.2 Die Methode von Imbrie und Kipp

Die Methode von Imbrie und Kipp (IKM; Imbrie und Kipp (1971)) ist eine Form der Faktorenanalyse. Ziel ist die Konstruktion weniger hypothetischer Variablen, welche die wesentlichen Informationen der Ausgangsdaten enthalten. Durch die Faktorenanalyse soll signifikante Information von statistischem Rauschen in den Ausgangsdaten getrennt werden und eine Reduktion der Variablen erreicht werden (Überla, 1977; Menke, 1984; Bahrenberg et al., 1992; Reyment und Jöreskog, 1993). Die Ausgangsdaten der IKM werden durch eine Matrix D_{CT} beschrieben, welche die normierten Faunenzusammensetzungen (Gleichung 2.1) der Oberflächensedimentproben enthält (Abschnitt 2.1.1).

Die Methode kann in drei Schritte unterteilt werden. Der erste Schritt ist eine Singulärwertzerlegung (Faktorenanalyse) der Matrix D_{CT} . Die Artenzusammensetzungen der Oberflächenproben werden dabei mit Hilfe weniger Variablen, den sogenannten Faktoren, beschrieben (Abschnitt 2.2.1) (Faktormodell). Im nächsten Schritt, der multiplen Regression, wird unter Nutzung der Methode der minimierten Abstandsquadrate der Zusammenhang zwischen Artenzusammensetzung der Oberflächensedimente (beschrieben durch die Faktoren) und den rezenten Temperaturen im Oberflächenwasser durch eine Gleichung, der sogenannten Paläoumweltgleichung, beschrieben (Abschnitt 2.2.2). Abschließend wird die Faunenzusammensetzung der Probe aus dem Sedimentkern, die einen Zeitpunkt der Vergangenheit repräsentiert, durch die im ersten Schritt extrahierten Faktoren beschrieben. Werden diese „Paläofaktoren“ in die Paläoumweltgleichung eingesetzt, kann eine Paläotemperatur berechnet werden (Abschnitt 2.2.3).

In Imbrie und Kipp (1971) sind generelle Annahmen für die Nutzung von rezenten Faunenzusammensetzungen in Oberflächensedimenten zur Rekonstruktion von Paläotemperaturen gegeben. Die wichtigsten Annahmen sind:

- Die Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente sind systematisch mit den Umweltbedingungen der darüberliegenden Wassermassen verknüpft.
- Das Ökosystem hat sich während der letzten 450.000 Jahre nicht wesentlich verändert. Die gegenwärtig verbreiteten Arten sind dieselben, die in dem zu untersuchenden Zeitraum in den Sedimenten gefunden werden. Ihr ökologisches Verhalten hat sich im Laufe der Zeit nur unwesentlich verändert (Aktualitätsprinzip).
- Unterschiedliche Lösungsprozesse des Karbonats während der Ablagerung haben keinen signifikanten Einfluß auf die Faunenzusammensetzung der Sedimentkerne.

Abbildung 2.6 gibt eine Übersicht über die Methode von Imbrie und Kipp. Die Boxen auf der linken Seite der Abbildung symbolisieren die Daten die zur Berechnung der Paläodaten benötigt werden. Die in der Mitte stehenden Boxen entsprechen den einzelnen Programmschritten, die nachfolgend im Detail beschrieben werden.

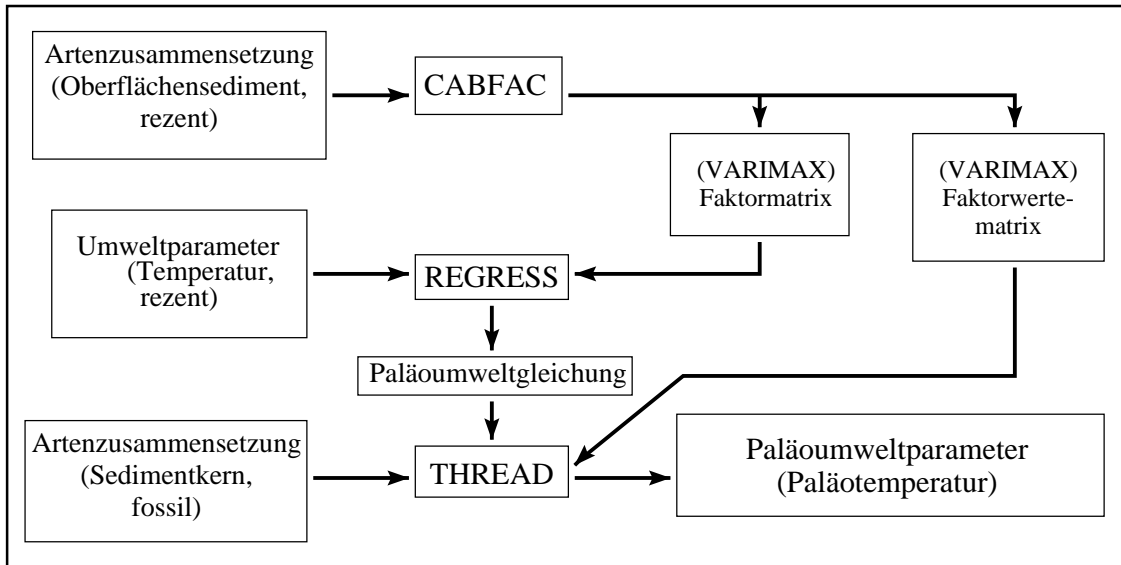


Abbildung 2.6: Schematische Darstellung der Methode von Imbrie und Kipp. Die *CABFAC*-Box symbolisiert ein Programm für die Singulärwertzerlegung der Faunenvergesellschaftungen der Sedimentkernoberflächen und die anschließende VARIMAX Rotation der Faktoren (Abschnitt 2.2.1). Die *REGRESS*-Box steht für den Regressionschritt (Abschnitt 2.2.2), in dem durch eine multiple Regression zwischen den Faktoren und den rezenten Oberflächenwassertemperaturen ein mathematischer Zusammenhang in Form der Transferfunktion (Paläoumweltgleichung) hergestellt wird. Im Programmschritt *THREAD* wird aus der Faunenzusammensetzung einer Sedimentkernprobe die Paläotemperatur berechnet (Abschnitt 2.2.3).

2.2.1 Singulärwertzerlegung und Faktormodell

Mathematische Grundlage der IKM ist die Singulärwertzerlegung der Datenmatrix D_{CT} . In Anhang A.1 wird der enge mathematische Zusammenhang zwischen der Singulärwertzerlegung einer Matrix A und der Berechnung von Eigenwerten und Eigenvektoren der zugehörigen symmetrischen Matrizen AA^T und $A^T A$ aufgezeigt. Als Schlußfolgerung folgt dort, daß jede reelle Matrix $D_{CT} \in \mathbb{R}^{m \times n}$ der Dimension $(m \times n)$ so in drei Matrizen zerlegt werden kann, daß folgende Gleichung erfüllt ist (Singulärwertzerlegung).

$$D_{CT} = USV^T \quad (2.2)$$

Die Spaltenvektoren der quadratischen Matrizen $U_{(m \times m)} \in \mathbb{R}^{m \times m}$ und $V_{(n \times n)} \in \mathbb{R}^{n \times n}$ sind orthonormal, so daß $UU^T = I$ und $VV^T = I$ gilt (U^T : transponierte Matrix zu U ; I : Einheitsmatrix). Die Matrix $S_{(m \times n)}$ enthält eine diagonale Untermatrix mit nichtnegativen Diagonalelementen, welche die Singulärwerte der Matrix D_{CT} sind (Anhang A.1). Die Anzahl r der Singulärwerte, die größer Null sind, ist gleich dem Rang der Matrix D_{CT} . Die Diagonalelemente von S sind der Größe nach geordnet (Abbildung 2.7). Abhängig von der Fragestellung können die Matrix der

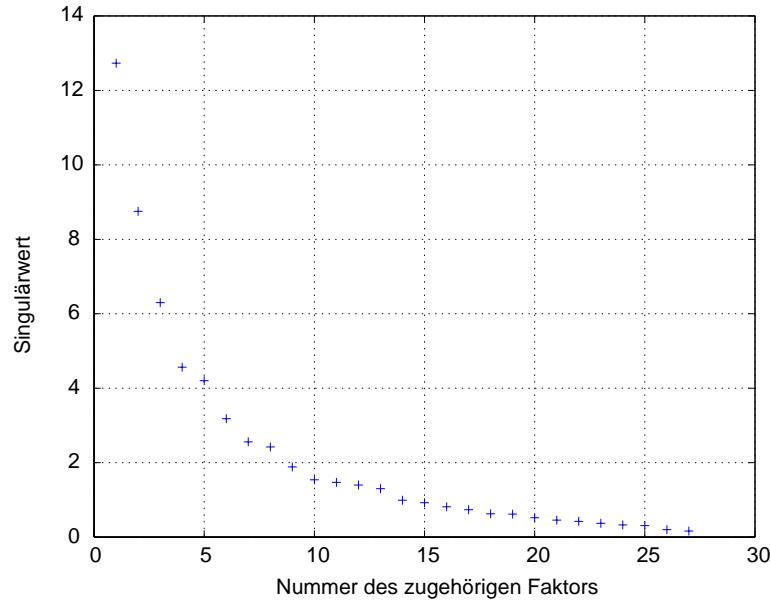


Abbildung 2.7: Diagonalelemente der Singulärwertmatrix S (Singulärwerte der Datenmatrix D_{CT}).

Singulärwerte S und eine der Eigenvektormatrizen (U oder V) zu einer Faktormatrix zusammengefaßt werden. Werden U und S zusammengefaßt, spricht man von einer *Q-Mode-Analyse*. Durch Ausmultiplikation von SV^T erhält man eine Faktormatrix, die einer *R-Mode-Analyse* entspricht.

Im weiteren wird am CLIMAP Datensatz eine *Q-Mode* Analyse dargestellt (Imbrie und Kipp, 1971). Durch Ausmultiplikation von $US = B_{CT}$ und mit $F = V^T$ folgt aus Gleichung (2.2) (in Anlehnung an die in Imbrie und Kipp (1971) dargestellte Form)

$$D_{CT} = B_{CT}F. \quad (2.3)$$

Die Matrix D_{CT} ist von der Dimension $(m \times n)$, B_{CT} von der Dimension $(m \times r)$ und F ist eine $(r \times n)$ -Matrix, wobei r dem Rang von D_{CT} entspricht. Für die *Q-Mode-Analyse* des CLIMAP-Datensatzes gilt: $m = 356$ (Anzahl der Oberflächenproben), $n = 27$ (Anzahl der Arten) und $r = 27$. Durch die *Q-Mode-Analyse* der Oberflächendaten werden Arten, die ähnliche Verteilungsmuster in den Oberflächensedimenten zeigen, zusammengefaßt und durch jeweils einen Spaltenvektor von B_{CT} , den sogenannten Faktor, beschrieben. Die Elemente der jeweiligen Faktoren werden als Faktorladungen bezeichnet (Menke, 1984). Sie geben an, wie groß der Anteil eines Faktors zur Beschreibung der Ausgangsdaten an einer Position des Oberflächendatensatzes ist. Ist die Faktorladung an einer Position gleich Null, trägt dieser Faktor an dieser Position nicht zur Beschreibung der Ausgangsdaten bei.

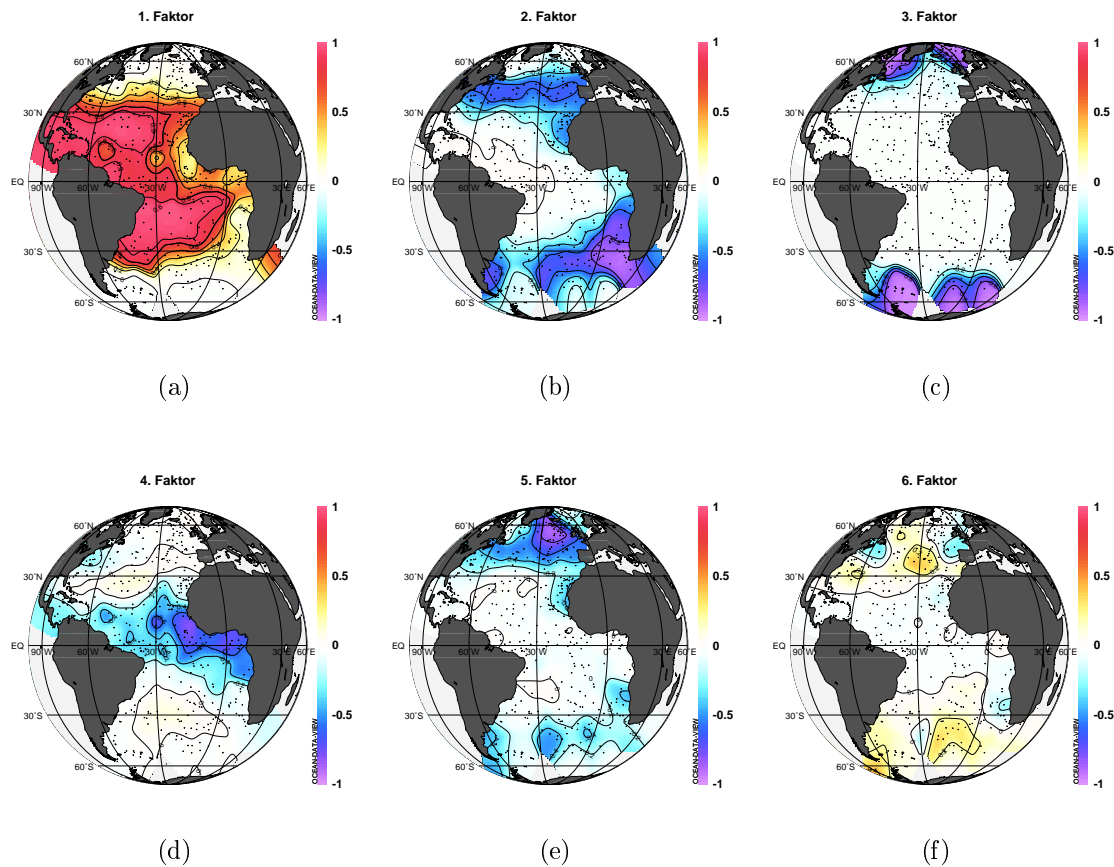


Abbildung 2.8: Karten der ersten 6 Faktoren, die sich aus einer Singulärwertzerlegung des CLIMAP-Foraminiferendatensatzes ergeben.

Die Faktoren können als Repräsentanten von Variablengruppen verstanden werden, wobei in einer Variablengruppe ähnliche Artenverteilungen in den Oberflächenproben zusammengefaßt werden.

Die Matrix F , die sogenannte Faktorwertematrix, enthält Informationen über die Artenzusammensetzung, die durch die einzelnen Faktoren beschrieben wird. Die Faktorwerte (Elemente der j ten Zeile von F) geben an, wie die Verteilung der einzelnen Arten durch den jeweiligen Faktor (j te Spalte in B_{CT}) repräsentiert wird. Sind die Faktorwerte für eine Art betragsmäßig eins, wird durch den zugehörigen Faktor die Verteilung der entsprechenden Art in den Oberflächenproben wiedergegeben. Ist der Faktorwert für eine Art Null, liefert der zugehörige Faktor keinen Beitrag zur Beschreibung der Verteilung dieser Art in den Oberflächenproben durch das Faktormodell.

Da in der Ausgangsmatrix D_{CT} jeder Artenzusammensetzung (Zeile in D_{CT}) eine geographische Position zugewiesen werden kann, ist es möglich diese Positionszuordnung auf die Faktoren zu übertragen. In Abbildung 2.8 sind die ersten sechs Faktoren dargestellt, die sich aus einer Singulärwertzerlegung der Foraminiferen-

zusammensetzung der Oberflächenproben ergeben. Die zugehörigen Zeilenvektoren der Faktorwertematrix F sind in Abbildung 2.9 dargestellt.

Name der Art	Anteil in Oberflächen [%]	Dominant in Faktor	Anzahl Oberflächenproben in denen Art vorkommt
G. ruber white	18.72	1	278
G. inflata	10.50	2	266
G. pachyderma left	10.35	3	173
G. sacculifer	7.06	4, (1)	245
G. bulloides	7.72	5, 6	263
G. glutinata	6.41	(1, 5)	299

Tabelle 2.2: Prozentualer Anteil ausgewählter Arten an den Foraminiferenzusammensetzungen der CLIMAP Oberflächenproben und die Faktoren, welche durch diese Arten dominiert werden. Die Werte in Klammern sind die Faktoren, durch die die Verteilung der jeweilige Art beschrieben wird, aber nicht dominieren. Die letzte Spalte gibt an, in wievielen Oberflächenproben von insgesamt 356 die jeweilige Art vorkommt.

Wegen der kleiner werdenden Singulärwerte s_i (Abbildung 2.7) wird der Beitrag der Faktoren zur Beschreibung der Ausgangsdaten mit größer werdender Nummer des Faktors immer geringer. Der erste Faktor (Abbildung 2.8 (a)) liefert den größten Beitrag zur Erklärung der Ausgangsdaten. Aus Abbildung 2.9 (a) geht hervor, daß durch den ersten Faktor (Abbildung 2.8 (a)) fast ausschließlich die Verteilung der Art *G. ruber white* beschrieben wird. Da der zum ersten Faktor zugehörige Singulärwert am größten ist, kommt dieser Art eine dominante Rolle im Datensatz zu. Betrachtet man die relativen Anteile der einzelnen Arten an den Vergesellschaftungen der Oberflächensedimente (Tabelle 2.2; Prozent der Foraminiferen des Oberflächendatensatzes), zeigt sich, daß die Arten, deren Verteilungen in den Oberflächenproben durch die ersten sechs Faktoren am besten repräsentiert werden, den größten Anteil an der Gesamtzahl der Individuen des Oberflächendatensatzes haben.

Aus Tabelle 2.2 ist weiterhin ersichtlich, daß die nächsten Faktoren (zweiter und dritter Faktor) durch Arten dominiert werden, die jeweils mehr als 10% der Foraminiferen in den Oberflächenproben ausmachen. Mit Ausnahme der im dritten Faktor dominanten Art *G. pachyderma left* werden alle anderen Arten, die in Tabelle 2.2 aufgeführt sind, in mehr als 2/3 der Oberflächenproben gefunden. Die gute Übereinstimmung der Verteilung von *G. pachyderma left* mit dem dritten Faktor (Abbildung 2.9 (c)) ist mit der Dominanz dieser Art in den Proben der kalten, hohen Breiten zu erklären. In ihnen sind mehr als 95% der Foraminiferen von der Art *G. pachyderma left*. Der geringe relative Anteil dieser Art an der Gesamtzahl von Foraminiferen im Oberflächendatensatz (Tabelle 2.2) ergibt sich aus dem Fehlen dieser Art in Proben aus den tropischen und subtropischen Breiten. Auch wenn *G. pachyderma left* im Vergleich zu den anderen Arten aus Tabelle 2.2 in relativ wenig Oberflächenproben gefunden wird, weist sie mit 10.35% die dritthöchste relative Häufigkeit im Oberflächendatensatz auf.

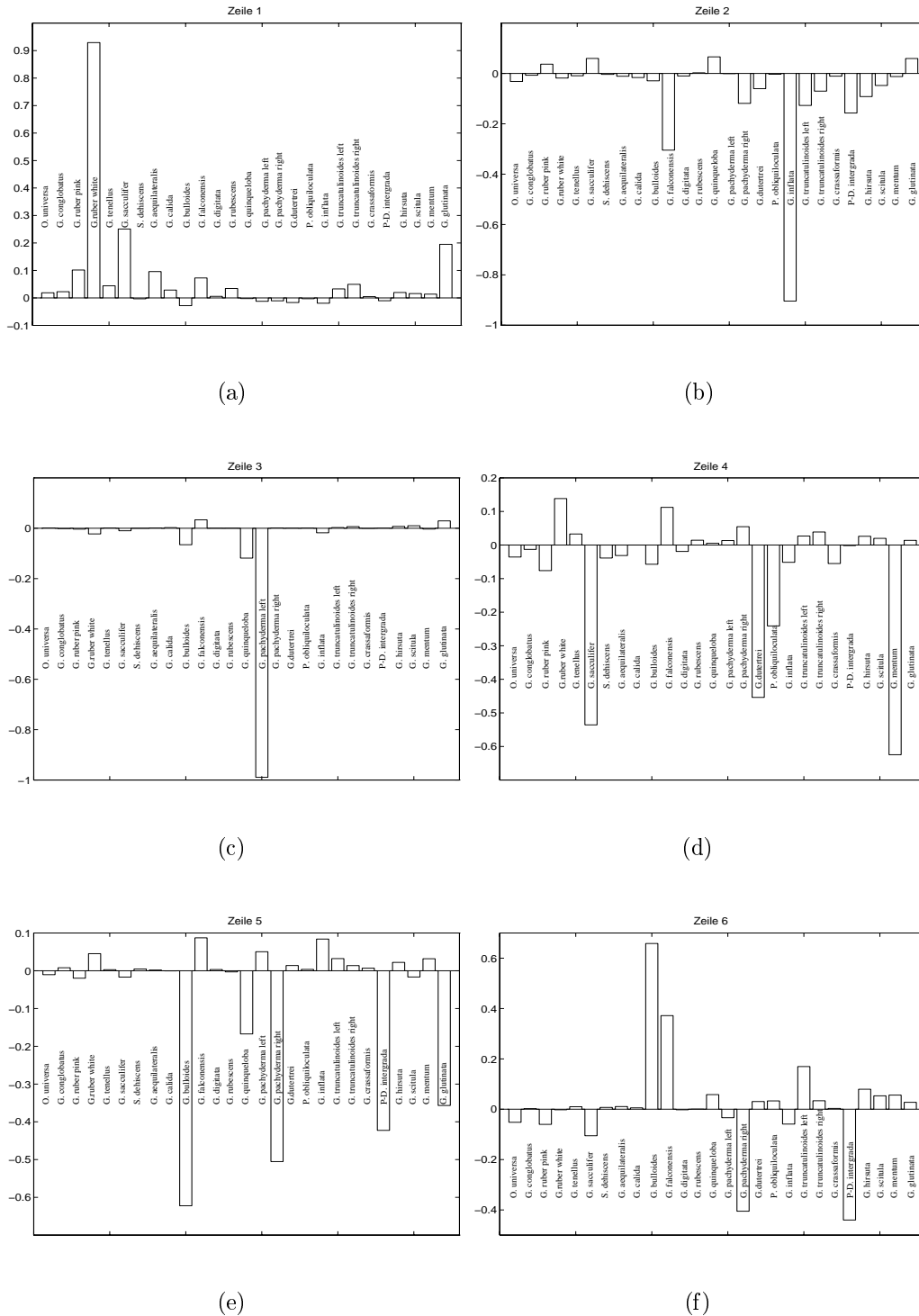


Abbildung 2.9: Zeilenvektoren der Faktorwertematrix F . Sie geben an, wie die geographischen Verteilungen der 27 Foraminiferenarten in den Oberflächenproben mit den Verteilungen durch die Faktoren (Abbildung 2.8) beschrieben werden können.

In Abbildung 2.10 sind die letzten beiden Faktoren der Singulärwertzerlegung der Matrix D_{CT} dargestellt. Ein Vergleich der Faktorladungen mit denen der ersten Faktoren in Abbildung 2.8 zeigt, daß diese Faktoren bei der Beschreibung der Oberflächendaten durch ein Faktormodell keine Bedeutung haben. Im Gegensatz zu den ersten Faktoren, werden durch die letzten nur noch Informationen von Vergesellschaftungen einzelner Oberflächenproben in das Faktormodell eingebracht. Die Darstellung der Faktorladungen an den Positionen der Oberflächenproben (Abbildung 2.10) zeigt, daß durch diese Faktoren keine regional typischen Informationen über die Vergesellschaftungen beschrieben werden. Information über die Vergesellschaftungen die durch die letzten Faktoren beschrieben werden, können als statistisches Rauschen in den Daten interpretiert werden.

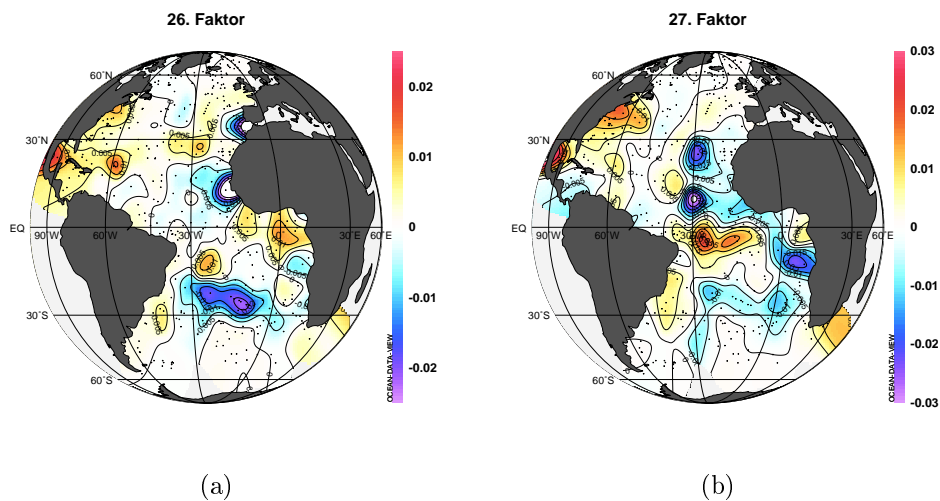


Abbildung 2.10: Faktorladungen des 26. (a) und 27. Faktors (b) an den Positionen der Oberflächenproben bei einer Zerlegung der Ausgangsdatenmatrix D_{CT} in 27 Faktoren.

Da es das Ziel der Zerlegung der Matrix D_{CT} in Faktoren ist, statistisches Rauschen von signifikanter Information zu trennen und einen möglichst großen Teil der Varianz der Daten durch wenige Variablen zu beschreiben, ist die Festlegung einer geeigneten Anzahl von Faktoren die in das Faktormodell eingehen, von Wichtigkeit. In der Literatur sind verschiedene Testverfahren bekannt, die zur Festlegung der Faktorenanzahl herangezogen werden können. Neben der Kommunalität, ein Kriterium das auch von CLIMAP genutzt wurde, sind weitere Kriterien bekannt, die angewendet werden können, um die Zahl der Faktoren festzulegen, die die Oberflächenvergesellschaftungen beschreiben sollen. Weitere Methoden sind das Kaiser-Kriterium (Bahrenberg et al., 1992), der Scree-Test (Backhaus et al., 1989) und der χ^2 -Test. Im Rahmen dieser Arbeit wird nur die Kommunalität als Kriterium zur Festlegung der Faktorenanzahl näher vorgestellt. Sie ist eine Größe, welche die Güte eines Faktormodells im Vergleich zu den Ausgangsdaten bestimmt. Die Kommunalitäten

sind die Summen der quadrierten Faktorladungen $\sum_i b_{ij}^2$ an den Positionen der Sedimentoberflächen im Datensatz. Ist der Wert der Kommunalität für eine durch das Faktormodell beschriebene Artenzusammensetzung Eins, ist die Zusammensetzung dieser Probe mit der Darstellung durch das Faktormodell identisch. Ist die Kommunalität an einer Position nahe Null, ist die Anzahl der gewählten Faktoren zu klein, um die Artenzusammensetzung dieser Probe zu beschreiben. Die Zahl der Faktoren muß in diesem Fall erhöht werden.

Aus der Normierung der Ausgangsdaten D_{CT} (Gleichung 2.1) folgt, daß

$$b_{i1}^2 + b_{i2}^2 + \dots + b_{in}^2 = 1 \quad (2.4)$$

gilt, d.h. die Gesamtvarianz der Ausgangsdaten wird durch alle Faktoren erklärt (Überla, 1977; Backhaus et al., 1989). Für eine gegebene Zahl von q Faktoren ist die Kommunalität h für die i te Oberflächenprobe

$$h_i = b_{i1}^2 + b_{i2}^2 + \dots + b_{iq}^2 \leq 1. \quad (2.5)$$

Sie gibt den Anteil der Varianz dieser Probe an, der durch das gewählte Modell aus q Faktoren beschrieben werden kann.

In Abbildung 2.11 ist der Zusammenhang zwischen den Singulärwerten der 27 Faktoren und dem Beitrag der Faktoren zur Kommunalität dargestellt. Da sich die Faktormatrix B_{CT} aus der Multiplikation der Matrix der U und der Matrix der Singulärwerte S ergibt, nimmt auch der Anteil an der Gesamtkommunalität mit zunehmenden Faktoren ab, das heißt der Beitrag, den höhere Faktoren zur Gesamtvarianz liefern, wird immer geringer.

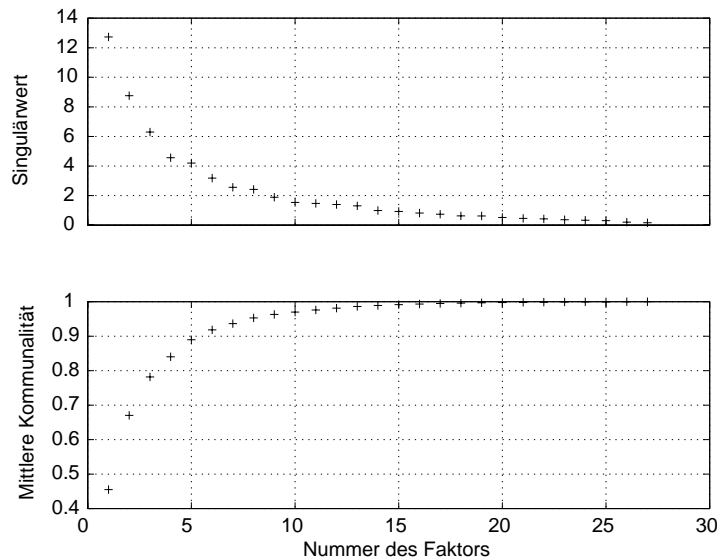


Abbildung 2.11: Singulärwerte und Beitrag zur Gesamtkommunalität (Mittelwert aus 356 Stationen) der 27 Faktoren, die sich aus einer Singulärwertzerlegung der Matrix D_{CT} der Artenzusammensetzungen der Sedimentkernoberflächen ergeben.

Abbildung 2.12 zeigt die Kommunalitäten an den Positionen der Oberflächenproben für ein Faktormodell, bestehend aus den ersten 6 Faktoren, das bei den CLIMAP Temperaturrekonstruktionen verwendet worden ist. In den meisten Teilen des Atlantiks werden die Oberflächenvergesellschaftungen mit Kommunalitäten > 0.9 durch die ersten 6 Faktoren sehr gut beschrieben. Auffällig ist, daß Oberflächenproben, deren Kommunalität < 0.8 ist, in den Auftriebsgebieten vor Westafrika liegen. Die Daten in diesen Gebieten werden durch 6 Faktoren schlechter beschrieben als in den übrigen Gebieten des Atlantiks. Aus diesen Gründen wurde von CLIMAP für die Auftriebsgebiete ein anderes Faktormodell (7 Faktoren) verwendet (CLIMAP Project members, 1989).

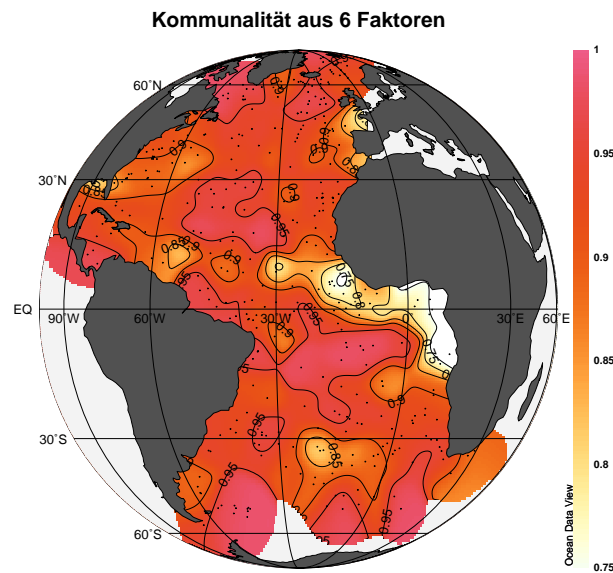


Abbildung 2.12: Kommunalität des CLIMAP Faktormodells, basierend auf den ersten sechs Faktoren.

VARIMAX-Rotation

Die Faktoren der *Q-Mode*-Analyse sollen nach Möglichkeit eine einfache Struktur besitzen, d.h. jeder Faktor soll durch eine kleine Zahl von Arten, mit dem Ziel der besseren Interpretierbarkeit der Faktoren, dominiert werden. Aus diesem Grund wird das Basissystem, das durch die Faktoren aufgespannt wird, mit dem Ziel der Maximierung der Varianz rotiert.

$$\sum_{i=1}^q \left(\sum_{j=1}^m (b_{ij}^2)^2 - \frac{1}{m} \left(\sum_{j=1}^m b_{ij}^2 \right)^2 \right) \rightarrow \text{Maximum} \quad (2.6)$$

In der Literatur ist diese Rotation als VARIMAX-Rotation bekannt (Reyment und Jöreskog, 1993; Bahrenberg et al., 1992). Durch diese Rotation lassen sich die Faktoren besser im Sinne der Ausgangsvariablen interpretieren, die Information die in den unrotierten und den rotierten Faktoren enthalten ist, ist die gleiche.

2.2.2 Multiple Regression

Im nächsten Schritt der IKM, der multiplen Regression, werden die Faktorladungen b_{ij} des Faktormodells auf die Oberflächenwassertemperaturen an den Positionen der Oberflächenproben abgebildet. Ziel ist es, den Zusammenhang zwischen den Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente, die durch das Faktormodell dargestellt werden und den Oberflächenwassertemperaturen durch eine mathematische Gleichung zu beschreiben. Zu diesem Zweck wird die Methode der Minimierung der mittleren quadratischen Abweichungen angewandt. Durch eine geeignete Funktion f soll die Matrix B_{CT}^2 auf den Temperaturvektor T_{CT} abgebildet werden.

$$T_{CT} = f(B_{CT}^2) \quad (2.7)$$

Die Matrix B_{CT}^2 ergibt sich aus B_{CT} und enthält zusätzlich auch die quadrierten Faktorladungen und die Produkte der Faktorladungen von jeweils zwei Faktoren (Gleichung 2.8). Durch diese zusätzlichen Terme werden in der Regressionsgleichung nichtlineare Zusammenhänge zwischen den Oberflächenvergesellschaftungen und den rezenten Temperaturen beschrieben. Ist die Matrix der Ausgangsdaten D_{CT} von der Dimension $(m \times n)$ (m : Anzahl der Oberflächenproben, n : Anzahl der Arten), dann ist die Faktormatrix B_{CT} von der Dimension $(m \times q)$, wobei q durch die Anzahl der Faktoren im Faktormodell gegeben ist. Die Matrix B_{CT}^2 enthält dann $p = (q^2 + 3q)/2$ Spaltenvektoren und ist als

$$B_{CT}^2 := \begin{pmatrix} b_{11}^2 & \dots & b_{1q}^2 & b_{11}b_{12} & \dots & b_{11}b_{1q} & \dots & b_{1q-1}b_{1q} & \dots & b_{11} & \dots & b_{1q} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ b_{m1}^2 & \dots & b_{mq}^2 & b_{m1}b_{m2} & \dots & b_{m1}b_{mq} & \dots & b_{mq-1}b_{mq} & \dots & b_{m1} & \dots & b_{mq} \end{pmatrix} \quad (2.8)$$

definiert. Wenn durch $b_{(:,i)}(t)$ ein Polynom gegeben ist, das die Temperaturabhängigkeit der i ten Spalte von B_{CT}^2 beschreibt (Imbrie und Kipp, 1971), kann aus der Lösung der p unabhängigen Gleichungen

$$\begin{aligned} b_{(:,1)}(t) &= a_{10} + a_{11}t + \dots + a_{1p}t^p \\ &\vdots \\ b_{(:,p)}(t) &= a_{p0} + a_{p1}t + \dots + a_{pp}t^p \end{aligned} \quad (2.9)$$

die Gleichung

$$t_i = k_0 + k_1b_{i1} + \dots + k_pb_{ip} \quad (2.10)$$

abgeleitet werden, welche die Temperatur t_i (Position i) durch die i te Zeile der Matrix B_{CT}^2 darstellt. Die einzelnen Parameter k_i dieser Gleichung sind durch die a_{ij} der Gleichungen (2.9) bestimmt. Die Überführung in Matrixschreibweise liefert

$$\hat{T}_{CT} = B_{CT}^2 K + k_0. \quad (2.11)$$

K ist ein Vektor, dessen Elemente die p Regressionskoeffizienten k_i sind und k_0 ist ein konstanter Vektor, der nur k_0 enthält. \hat{T}_{CT} repräsentiert einen Temperaturvektor, der durch die Minimierung der Funktion

$$g(K, k_0) = \sum_i (t_i - k_1b_{i1}^2 - \dots - k_qb_{iq}^2 - \dots - k_lb_{il} - k_0)^2 \quad (2.12)$$

bestimmt ist. Jede rezente Temperatur t_i (i : Position) kann so als Linearkombination der Regressionkoeffizienten k und den Elementen b der Matrix B_{CT}^2 durch \hat{t}_i dargestellt werden werden.

$$\hat{t}_i = k_1 b_{i1}^2 + \dots + k_q b_{iq}^2 + \dots + k_l b_{il} + k_0 \quad (l = (q^2 + 3q)/2) \quad (2.13)$$

Die einzelnen Parameter k_i werden durch eine iterative Lösung der Gleichung (2.11) bestimmt. Die Reihenfolge, in der die Regressionskoeffizienten berechnet werden, ist durch die Korrelationskoeffizienten zwischen dem Temperaturvektor T_{CT} und den Spaltenvektoren von B_{CT}^2 festgelegt. Der Spaltenvektor $b_{(:,k)}$ von B_{CT}^2 , der den höchsten Korrelationskoeffizienten zum Temperaturvektor T_{CT} besitzt, beschreibt den größten Anteil der Varianz des Temperaturen. Aus der linearen Regression dieses Spaltenvektors $b_{(:,k)}$ mit der Temperatur kann ein Temperaturvektor \hat{T} berechnet werden.

Die Temperaturresiduen $T_{CT} - \hat{T}$ geben den Teil der Varianz von T_{CT} an der durch $b_{(:,k)}$ nicht beschrieben werden kann. Anschließend wird der Spaltenvektor von B_{CT}^2 gesucht, der den größten Anteil dieser Restvarianz von T_{CT} beschrieben kann, d.h. der gesuchte Vektor muß maximal unabhängig von $b_{(:,k)}$ sein. Aus diesem Grund wird der Einfluß von $b_{(:,k)}$ auf die übrigen Spaltenvektoren von B_{CT}^2 eliminiert, indem statt $b_{(:,i)}$ die Residuen $(b_{(:,i)} - \hat{b}_{(:,i)})$ mit dem Vektor der Temperaturresiduen $(T_{CT} - \hat{T})$ korreliert werden. Der Residuenvektor $(b_{(:,i)} - \hat{b}_{(:,i)})$ mit dem größten Korrelationskoeffizienten zum Vektor der Temperaturresiduen wird in die Regressionsgleichung eingefügt.

Analog zur linearen Regression werden nun erneut Temperaturresiduen $(T_{CT} - \hat{T})$ berechnet und der Einfluß der ersten beiden Variablen (Spalten von B_{CT}^2) auf die restlichen eliminiert. Wieder wird der Residuenvektor $(b_{(:,i)} - \hat{b}_{(:,i)})$ in die Regression eingefügt, der die höchste Korrelation mit den Temperaturresiduen besitzt. Diese Vorgehensweise wird wiederholt, bis alle Spalten von B_{CT}^2 in die Regressionsgleichung einbezogen worden sind (Morrison, 1988; McPherson, 1990; Bahrenberg et al., 1992).

Durch diese Vorgehensweise werden die einzelnen Variablen (Spaltenvektoren von B_{CT}^2) so in die Regression eingefügt, daß sie jeweils den größten Anteil der Restvarianz der Temperaturen beschreiben. Aus der Reihenfolge, in der die Variablen in die Regressionsgleichung eingefügt werden, ist ersichtlich, welche Bedeutung jeder Variablen zukommt, um den Zusammenhang zwischen den Vergesellschaftungen der Oberflächensedimente und den rezenten Temperaturen in Form der Paläoumweltgleichung zu beschreiben (Imbrie und Kipp, 1971).

Für die Paläotemperaturrekonstruktionen des CLIMAP Projektes wurden im Regressions-schritt zwei verschiedene Temperaturverteilungen mit den Verteilungen der 27 Foraminiferenarten, dargestellt durch das Faktormodell, in Verbindung gebracht. Die Matrix B_{CT}^2 wurde sowohl auf die Sommer- als auch auf die Wintertemperaturen abgebildet. Die Regressionsgleichung (2.11), in welcher der formelle Zusammenhang zwischen der jeweiligen Temperatur und dem Faktormodell gegeben ist, wird als *Paläoumweltgleichung* bezeichnet. Sie besteht aus den Faktoren, die sich aus der Singulärwertzerlegung der Matrix D_{CT} ergeben und den Temperaturen, die in der

Regression verwendet werden. In der Literatur sind sie als Transferfunktion (*FA20*) bekannt (Molfino et al., 1982; McIntyre et al., 1989; Imbrie et al., 1989). Diese Transferfunktionen wurden verwendet, um aus der Artenzusammensetzung aus Foraminiferen von Sedimentkernen Oberflächenwassertemperaturen der Vorzeit zu berechnen.

2.2.2.1 Rezente Oberflächenwassertemperaturen im Atlantik

Die Temperatur des Oberflächenwassers variiert mit der geographischen Breite. Der westliche äquatoriale Atlantik (Karibik) ist durch eine sehr hohe und über das Jahr relativ konstante Temperatur gekennzeichnet (Abbildung 2.13). Wegen des Auftriebs von kaltem Wasser an der Westküste Afrikas, liegen die Temperaturen des Oberflächenwassers im östlichen Atlantik unter denen des westlichen Teils. Ursache des Auftriebs an den Westküsten der Kontinente sind die im Norden südwestwärts- im Süden nordwestwärtswehenden Passatwinde, die warmes Oberflächenwasser in westliche Richtung treiben und so den Nachstrom kälterer, tieferer Wassermassen in das Oberflächenwasser an den westlichen Kontinentalrändern bedingen.

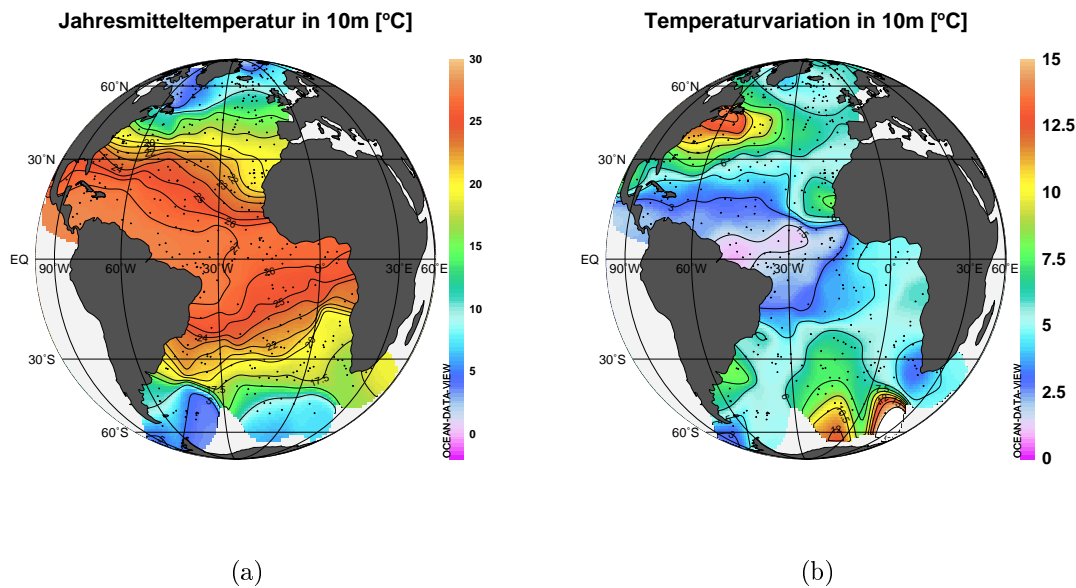


Abbildung 2.13: Jahresmittel (a) und saisonale Variation der Oberflächentemperaturen im Atlantik (b) (Differenz zwischen maximaler und minimaler Oberflächenwassertemperatur; Datenbasis: World Ocean Database 1998 Conkright et al. (1998)) an den Positionen der CLIMAP-Oberflächen.

In der Südhemisphäre gibt es eine deutliche Ausbildung von Temperaturfronten mit zunehmender geographischer Breite. So kann zwischen der subtropischen, der subpolaren und der Polarfront unterschieden werden, welche durch starke Temperaturgradienten charakterisiert sind. Aus Abbildung 2.13 gehen diese Frontenverläufe nicht hervor, da sich die hier dargestellten Temperaturverteilungen auf die Temperaturen an den Positionen der CLIMAP-Oberflächendaten stützen (Siehe auch

Abbildung 2.1).

Unterschiede zeigen der nördliche und der südliche Atlantik in den jahreszeitlichen Schwankungen der Oberflächenwassertemperatur. Diese ergeben sich aus der Differenz zwischen maximalen und minimalen Temperaturen innerhalb eines Jahres. Die geringsten Änderungen der Oberflächenwassertemperatur sind im äquatorialen Westatlantik zu verzeichnen. Der Bereich der größten Temperaturänderungen liegt im westlichen Teil des Nordatlantiks vor der Ostküste Nordamerikas zwischen 30°N und 60°N . In diesem Bereich ändern sich die Oberflächenwassertemperaturen im Laufe eines Jahres um mehr als 12°C . Im Süden sind die größten Temperaturänderungen im zentralen Bereich des Südatlantiks zu beobachten (Abbildung 2.13).

Einen Überblick über die monatlich gemittelten Temperaturen gibt Anhang E.

2.2.2.2 CLIMAP Sommer- und Wintertemperaturen

Wie bereits in Abschnitt 2.2.2 dargestellt, wurden bei den Paläotemperaturrekonstruktionen der CLIMAP-Gruppe zwei verschiedene Temperaturen zur Regression von rezenter Artenzusammensetzung der Oberflächensedimente und den Oberflächentemperaturen verwendet. Abbildung 2.14 zeigt die Verteilungen der Temperaturen der CLIMAP-Rekonstruktionen für den Sommer (August im Norden, Februar im Süden) bzw. den Winter (Februar im Norden, August im Süden). Wegen der geringen Zahl von Probenpunkten in den hohen Breiten, stimmen die Temperaturisolinien im Süden nicht mit den bekannten Frontenverläufen (Subpolarfront, Polarfront) überein. Positionen der Sedimentkerne, deren Artenzusammensetzungen verwendet worden sind, um Paläotemperaturen abzuschätzen, sind in Tabelle 2.1 angegeben.

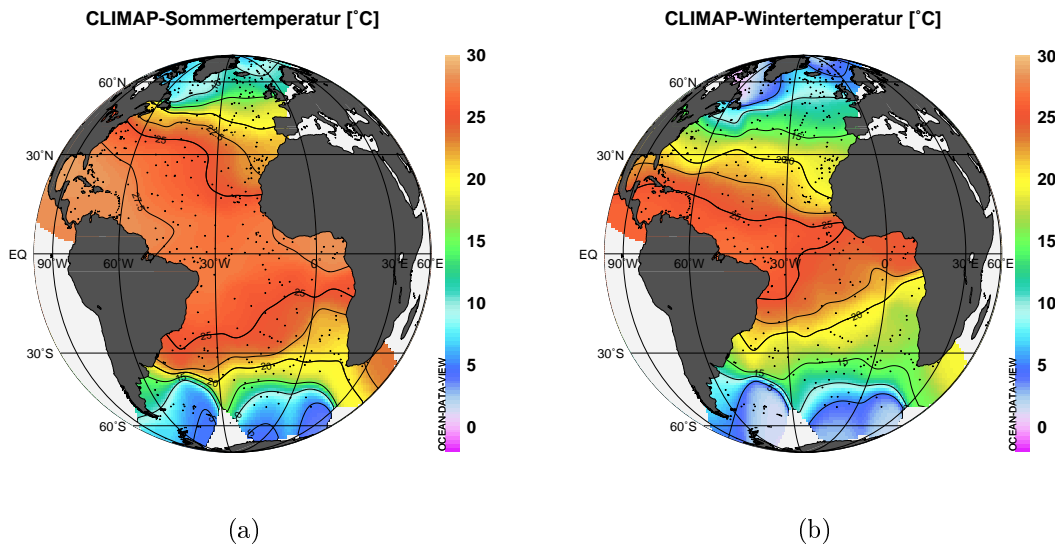


Abbildung 2.14: Oberflächenwassertemperaturen für die warme (a) und die kalte (b) Jahreszeit der CLIMAP-Rekonstruktionen (CLIMAP Project members, 1989).

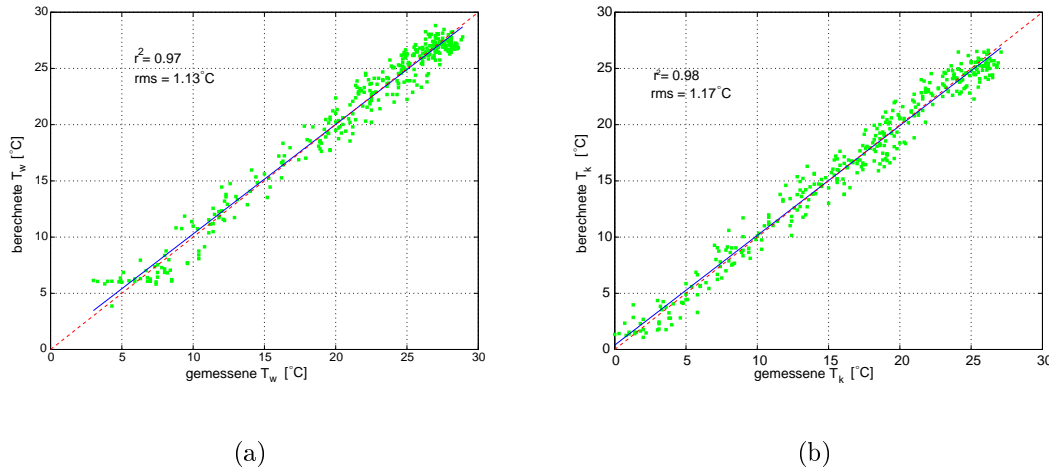


Abbildung 2.15: Für die Regression mit Sommer- (a) bzw. Wintertemperaturen (b) ist dargestellt, wie sich aus den Oberflächenvergesellschaftungen mit Hilfe der jeweiligen Paläoumweltgleichungen die rezenten Temperaturen reproduzieren lassen. Die gestrichelten Linien geben die 1:1-Beziehung wieder. Die durchgezogene Linie ist durch eine lineare Regression der berechneten Temperaturen nach den gemessenen bestimmt. Jeweils angegeben sind die Bestimmtheitsmaße r^2 dieser Regression und die mittleren quadratischen Abweichungen (rms) der Punkte von der 1:1-Beziehung

Zur Kontrolle der Güte der Regression kann mit Hilfe der bestimmten Paläoumweltgleichung aus den Artenzusammensetzungen der Oberflächenproben eine Temperatur berechnet und mit den an den jeweiligen Positionen gemessenen Temperaturen verglichen werden. In den Darstellungen von Abbildung 2.15 ist gezeigt, wie durch die gewählte Paläoumweltgleichungen (*FA 20*, vergleiche Abschnitt 2.2) aus den Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente die Temperaturen des Oberflächenwassers für die warme bzw. kalte Jahreszeit reproduziert werden können. Dargestellt sind die Temperaturen, die sich durch Anwendung der jeweiligen Paläoumweltgleichung auf die Zusammensetzungen der Oberflächensedimente ergeben über den rezenten Sommer- bzw. Wintertemperaturen der CLIMAP-Daten.

Jeder Punkt repräsentiert eine Oberflächenprobe. Die gestrichelte Linie zeigt die 1:1-Beziehung. Punkte auf dieser Gerade entsprechen Oberflächenproben, deren rezente Temperatur mit den aus den Oberflächenvergesellschaftungen berechneten übereinstimmen. Die durchgezogene Linie folgt aus einer linearen Regression der berechneten nach den gemessenen Temperaturen. Im Idealfall liegt diese Gerade auf der Linie, welche die 1:1 Beziehung repräsentiert. Abweichungen zwischen beiden Geraden ergeben sich aus einer ungleichen Verteilung der Kernoberflächen über dem Temperaturbereich. Kalte Temperaturen werden im Datensatz nur durch wenige Kernoberflächen repräsentiert. Zudem werden im Faktormodell, welches sich aus sechs Faktoren (Abbildung 2.8) ergibt, die hohen Breiten, die durch niedrige Oberflächenwassertemperaturen gekennzeichnet sind, nur durch den dritten Faktor berücksichtigt. Dieser Faktor wird durch die Art *G. pachyderma left* bestimmt. Die-

se Art dominiert die Artenzusammensetzungen der Oberflächenproben in den hohen Breiten sowohl im Süden als auch im Norden.

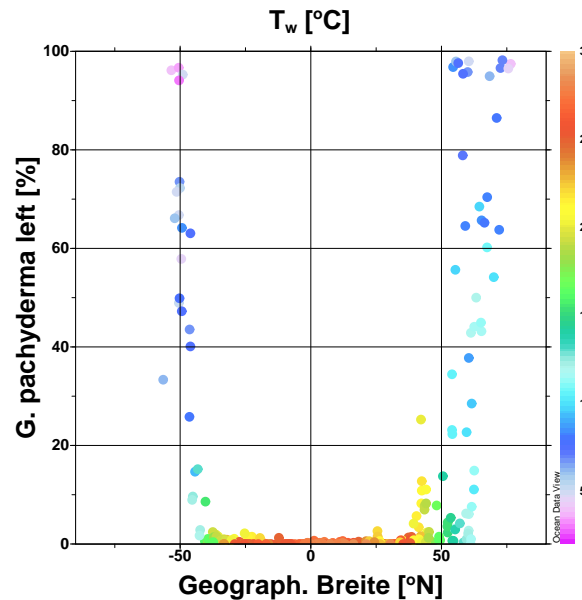


Abbildung 2.16: Relative Häufigkeit von *G. pachyderma left* in den Oberflächenproben über der geographischen Breite. Die Sommertemperatur an den jeweiligen Position ist durch die Farbe gegeben.

In Abbildung 2.16 ist der relative Anteil dieser Art an den Vergesellschaftungen der Oberflächenproben in Abhängigkeit von der geographischen Breite dargestellt. Sowohl im Norden als auch im Süden erreicht *G. pachyderma left* Anteile von bis zu 98%. Durch unterschiedliche Farben sind in der Abbildung die CLIMAP-Sommertemperaturen an den jeweiligen Positionen gegeben. Auffällig ist, daß gleiche Anteile von *G. pachyderma left* an den Oberflächenvergesellschaftungen im Norden und Süden unterschiedliche Oberflächenwassertemperaturen repräsentieren. Tendenziell sind bei gleichen Probenanteilen die Temperaturen im Norden höher als im Süden. In Abbildung 2.17 sind die Temperaturdifferenzen zwischen gemessenen und berechneten Temperaturen (Abbildung 2.15) angegeben. Ein Vergleich beider Abbildungen zeigt, daß regionale Temperaturunterschiede von der Wahl der Temperaturen (warme oder kalte Jahreszeit) abhängen. Bei Verwendung der höheren Temperaturen ergeben Temperaturrekonstruktionen aus den Oberflächensedimenten niedrigere Temperaturen als die gemessenen im westlichen Teil des Nordatlantiks. Temperaturen in großen Bereichen des Südatlantiks werden aus den Artenzusammensetzungen kälter reproduziert, als die gemessenen. Bei Verwendung der kalten Temperatur sind Gebiete mit wärmer oder kälter reproduzierten Temperaturen nicht so großflächig, wie bei der Verwendung der warmen Temperaturen.

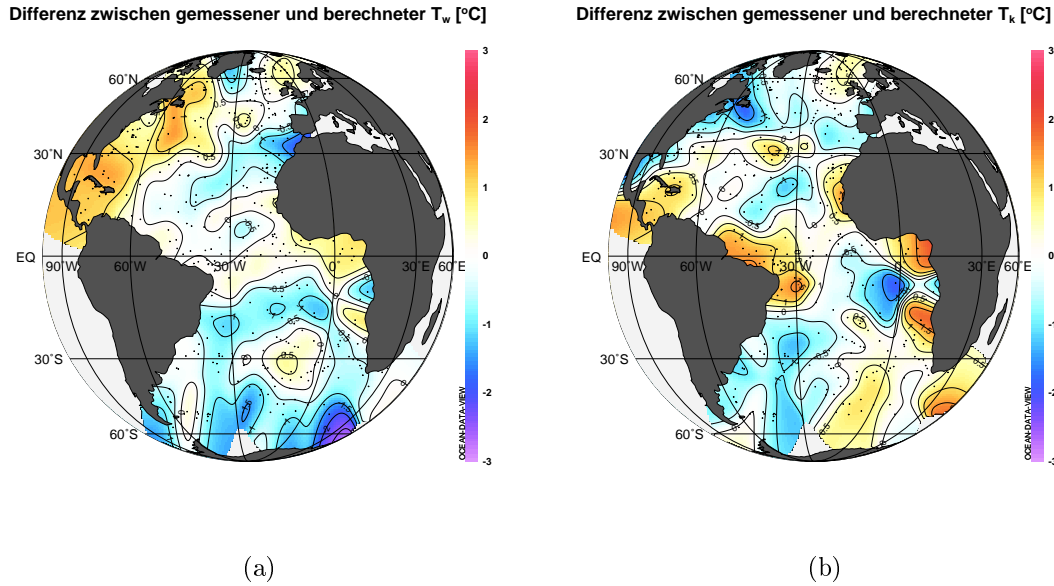


Abbildung 2.17: Differenzen zwischen den gemessenen und aus den Oberflächensedimenten berechneten Temperaturen (Abbildung 2.15) für die warme (a) und die kalte (b) Jahreszeit.

2.2.3 Rekonstruktion der Paläotemperaturen

Im letzten Schritt der IKM wird die Paläoumweltgleichung genutzt, um aus den Artenzusammensetzungen der Sedimentproben der Kerne die zugehörigen Paläotemperaturen zu bestimmen. Es werden die relativen Häufigkeiten aller Foraminiferenarten, die in den Oberflächenproben verwendet worden sind, in den Proben der Sedimentkerne bestimmt. Der Vergesellschaftungsvektor jeder Kernprobe wird in gleicher Weise normiert, wie die Vektoren, die die Foraminiferenvergesellschaftungen der Oberflächensedimente beschreiben (Gleichung (2.1)).

Da die Faktorwertematrix F Informationen über die Artenverteilungen beinhaltet, die durch die Faktoren beschrieben werden (Gleichung (2.3), Abbildung 2.9), kann diese Matrix verwendet werden, um die Artenzusammensetzung der Sedimentkernprobe D_C durch die Faktoren B_C (Paläofaktoren) darzustellen.

$$D_C = B_C F \quad (2.14)$$

Weil $F F^T = F^T F = I$ gilt, liefert Rechtsmultiplikation der Gleichung mit F^T

$$B_C = D_C F^T. \quad (2.15)$$

Die Paläofaktormatrix B_C **einer** Kernprobe reduziert sich zu einem Vektor der Länge q (q : Anzahl Faktoren im Faktormodell). Die q Elemente dieses Vektors sind die Faktorladungen der q Faktoren bei der Beschreibung der Foraminiferenvergesellschaftung der Kernprobe mit Hilfe des Faktormodells. Aus diesen Faktorladungen kann in gleicher Weise, wie für die Oberflächenproben, eine Kommunalität berechnet werden. Sie gibt an, wie gut die Artenzusammensetzung der Probe durch das

Faktormodell beschrieben werden kann. Ist es von Interesse aus Vergesellschaftungen mehrerer Kernproben Paläotemperaturen zu berechnen, ist B_C eine Matrix der Dimension $(l \times q)$ (l : Anzahl Kernproben; q : Anzahl Faktoren).

Wird die Paläofaktormatrix B_C , die die Artenzusammensetzung der Kernprobe(n) beschreibt, an Stelle der Faktormatrix B_{CT} , in die Paläoumweltgleichung (2.11) eingesetzt, kann aus der Vergesellschaftung der Kernproben Paläotemperaturen T_C rekonstruiert werden.

$$T_C = B_C^2 K + k_0 \quad (2.16)$$

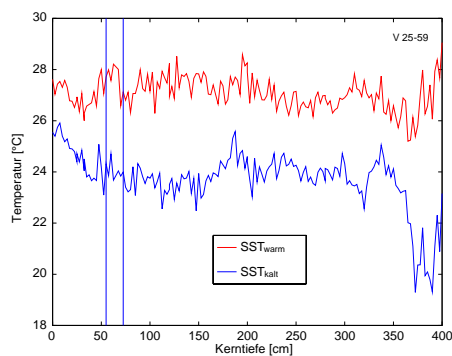
Abhängig von der Zahl der genutzten Vergesellschaftungen ist T_C ein Skalar (eine Probe) oder ein Vektor, dessen Elemente den Paläotemperaturen der Zeitpunkte entsprechen, die durch die jeweiligen Proben im Sediment repräsentiert werden.

Werden in der IKM die rezenten Sommer- bzw. die Wintertemperaturen genutzt um verschiedene Paläoumweltgleichungen (Abschnitt 2.2.2) zu erstellen, können aus den Foraminiferenvergesellschaftungen der Beispielkerne *V25-59*, *RC24-16* und *RC12-294* die in Abbildung 2.18 dargestellten Paläotemperaturverläufe rekonstruiert werden. Aufgetragen sind für alle drei Kerne die rekonstruierten Temperaturen über der Kerntiefe. Die jeweiligen Zeitabschnitte, die das LGM repräsentieren sind durch senkrechte Linien eingegrenzt (23.000 bis 19.000 Kalenderjahre vor heute).

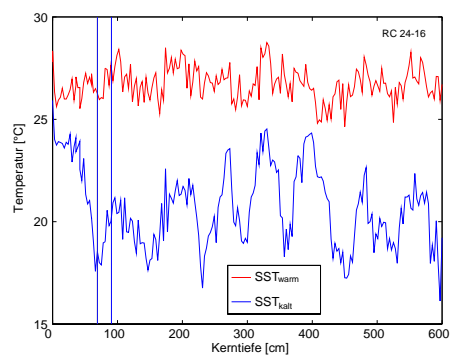
Wie bereits in der Einleitung zu dieser Arbeit erwähnt wurde, liefern die Temperaturrekonstruktionen der CLIMAP-Gruppe im äquatorialen Atlantik für das LGM keine deutlichen Abkühlungen im Vergleich zu den heutigen Bedingungen. Bei beiden Kernen aus dem äquatorialen Bereich des Atlantiks (*V25-59* (Abb. 2.18 (a)), *RC24-16* (Abb. 2.18 (b))) zeigen die LGM-Temperaturen bei der Regression mit den Sommertemperaturen keine deutlich niedrigeren LGM-Temperaturen. Dies steht im Widerspruch zu vielen Temperaturrekonstruktionen an terrestrischem Material (Abbildung 1.4, Stute et al. (1995); Rind und Peteet (1985); Guilderson et al. (1994)). Diese liegen bis zu 8°C unter den rezenten Temperaturen.

Eine Erwärmung vom LGM zur heutigen Situation zeigen nur die Rekonstruktionen mit den Wintertemperaturen. Die Temperaturrekonstruktionen aus den Foraminiferenvergesellschaftungen des *RC12-294* (Abb. 2.18 (c)) aus dem Südatlantik zeigen bei unterschiedlichen Temperaturen in der Regression nahezu parallele Temperaturverläufe im oberen Kernabschnitt (0 bis 150 cm). Die Temperaturdifferenz zwischen den heutigen Bedingungen und den für das LGM rekonstruierten sind annähernd gleich.

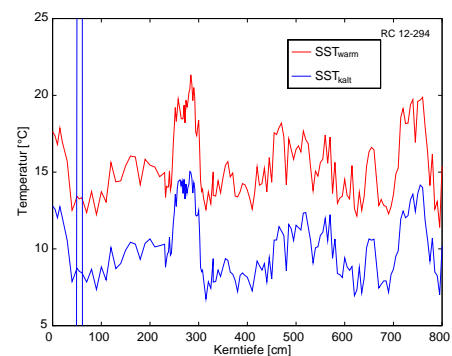
Das Problem der widersprüchlichen Temperaturrekonstruktionen für das LGM wird im nachfolgenden Abschnitt 3 behandelt. Ein Überblick über weitere Methoden, die zur Temperaturrekonstruktion aus marinen Mikroorganismen genutzt werden können und welche Vor- bzw. Nachteile die einzelnen Methoden mit sich bringen ist in Anhang B gegeben. Im weiteren Verlauf dieser Arbeit wird die IKM genutzt, um Paläotemperaturen zu rekonstruieren.



(a)



(b)



(c)

Abbildung 2.18: Rekonstruierte Oberflächenwassertemperaturen an den Positionen dreier CLIMAP-Kerne mit jeweils unterschiedlichen Temperaturen in der Regression. Die rekonstruierten Sommer- und Wintertemperaturen entsprechen den CLIMAP-Rekonstruktionen.

3 Flußgewichtete Temperaturen des Oberflächenwassers

Der aus Foraminiferenzusammensetzungen von 356 Oberflächensedimenten bestehende Referenzdatensatz der CLIMAP-Rekonstruktionen wurde bereits in Abschnitt 2.1.1 vorgestellt (CLIMAP Project members, 1989).

Im Gegensatz zu heute war man zu Zeiten der CLIMAP-Untersuchungen in den 70er und 80er Jahren (CLIMAP Project Members, 1976, 1981, 1984) noch nicht in der Lage, in dem Maße über hydrographische Daten und Daten aus Satellitenfernerkundungen des Ozeans zu verfügen, wie es heutzutage möglich ist. Informationen über rezente Zusammenhänge zwischen biologischen Prozessen im Oberflächenwasser und Sedimentzusammensetzungen lagen zu Zeiten der CLIMAP-Rekonstruktionen ebenfalls nicht flächendeckend vor. Das damalige Wissen stützte sich auf Beobachtungen des Verhaltens einiger weniger Arten an ausgewählten Punkten im Ozean (Bé und Hutson, 1977; Fairbanks et al., 1980). Heutzutage liefern Satellitenbeobachtungen flächendeckend Informationen über jährliche Zyklen der Primärproduktion im Oberflächenwasser. Sedimentationsprozessen werden mit Hilfe von Sinkstoffallen in verschiedenen Regionen des Ozeans über längere Zeiträume hinweg untersucht. Sie liefern Informationen über zeitliche Verläufe von Sedimentationsprozessen. Außerdem können heute umfangreiche Sammlungen hydrographischer Meßdaten, wie z.B. der *World Ocean Atlas 1994* (WOA94; Levitus und Boyer (1994)) oder die *World Ocean Database 1998* (WOD98; Conkright et al. (1998)) genutzt werden. Mit den Daten des *Costal Zone Color Scanner* (CZCS) des Satelliten NIMBUS 7 (SeaWiFS Project, 1986), mit dem Chlorophyllkonzentrationen im Oberflächenwasser gemessen wurden, steht eine Datenbasis zur Verfügung, die Aussagen über jahreszeitliche Variationen biologischer Prozesse im Oberflächenwasser erlaubt.

Durch Sedimentationsprozesse werden Informationen von Eigenschaften (Temperatur) des Oberflächenwassers in Form der Artenzusammensetzung der in den Oberflächenwasserschichten lebenden Mikroorganismen in die Sedimente transportiert. Diese Partikeltransporte aus dem Oberflächenwasser zum Meeresboden werden mit Hilfe von Sinkstoffallen gemessen. Mit ihnen lassen sich jahreszeitliche Veränderungen der Transporte und somit saisonale Schwankungen biologischer Prozesse im Oberflächenwasser abschätzen. Ein allgemeiner Überblick über Sedimentationsprozesse ist in Wefer (1991) gegeben.

Die für die Mikroorganismen optimalen Wassertemperaturen führen zu einer Blüte (Hemleben et al., 1989). Ändern sich die Temperaturen, sterben die Mikroorganismen ab. Es setzt ein verstärkter Transport von Überresten der Organismen in der Wassersäule ein, der maßgeblich die Zusammensetzung der Sedimente aus verschiedenen Mikroorganismenarten prägt, auch wenn nur ein geringer Prozentsatz der ursprünglichen Biomasse den Ozeanboden erreicht (Wefer, 1991). Die in den Sedimenten überlieferten Artenzusammensetzungen repräsentieren so maßgeblich die Zeiten hoher biologischer Aktivität (Blüte) in den obersten Wasserschichten.

Während in den CLIMAP-Rekonstruktionen pauschal die Sommer- bzw. Wintertemperaturen an den Positionen der Oberflächenproben genutzt wurden, um einen

formellen Zusammenhang zwischen den Artenzusammensetzungen der Oberflächen-sedimente und den rezenten Oberflächenwassertemperaturen in Form der Paläoumweltgleichung (Gleichung (2.11)) zu formulieren, zeigt Abbildung 3.1, daß sich der jahreszeitliche Verlauf von Sedimentationsprozessen für verschiedene Bereiche des Ozeans unterscheidet. Die Sinkstoffallenmessungen im Nordpazifik und im Nordatlantik zeigen, daß in den Monaten August bzw. Februar, deren Oberflächenwassertemperaturen in den CLIMAP-Temperaturrekonstruktionen verwendet wurden, kein generelles Maximum des Flusses von organischem Kohlenstoff in den Sinkstoffallen zu verzeichnen ist. Der Fluß organischen Kohlenstoff sei an dieser Stelle beispielhaft für Partikeltransporte betrachtet.

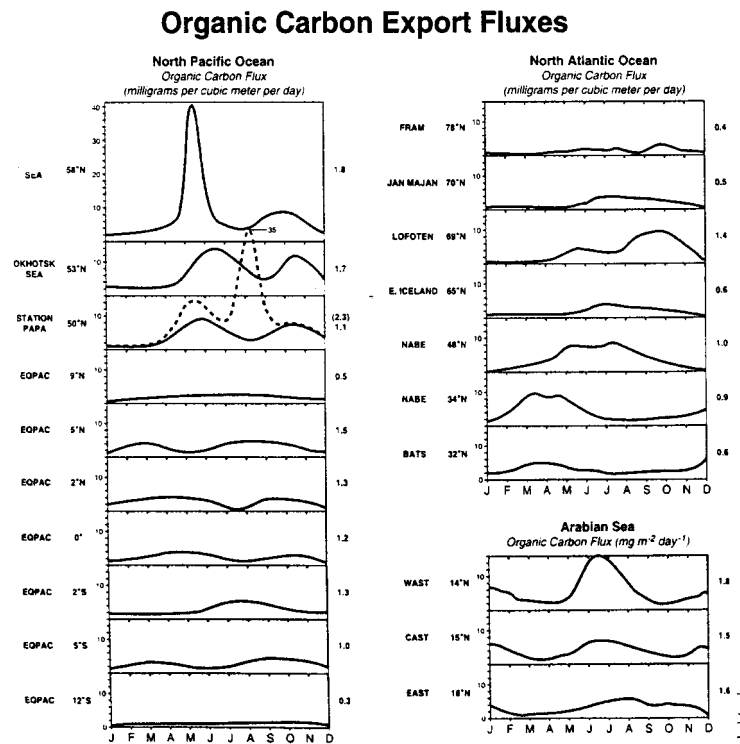


Abbildung 3.1: Jahresgang des Kohlenstoffflusses in Sinkstoffallen für verschiedene Gebiete (Pazifik, Atlantik, Arabische See) aus Honjo (1997).

Im Nordpazifik ist ein scharfes Maximum des Flusses von organischem Kohlenstoff in den Frühjahrsmonaten April und Mai zu erkennen. Mit abnehmender geographischer Breite ist dieses Maximum weniger stark ausgeprägt. Der Zeitpunkt maximaler Partikeltransporte verschiebt sich vom Nordfrühjahr in den Nordsommer. Für den atlantischen Teil verschiebt sich der Zeitpunkt des maximalen Flusses mit abnehmender geographischer Breite vom Nordwinter über den Herbst und den Sommer bis ins Frühjahr. In der Arabischen See erfolgt der maximale Fluß von organischem Kohlenstoff in den Nordsommermonaten Juni bis August.

Die dargestellten saisonalen Verläufe der Partikelflüsse in unterschiedlichen Regionen widersprechen der CLIMAP-Rekonstruktionen, die davon ausgehen, daß aus den Sedimentzusammensetzungen für den gesamten Atlantik Sommer- bzw. Wintertem-

peraturen rekonstruiert werden können. Die Artenzusammensetzung des Sediments in unterschiedlichen Regionen des Ozeans widerspiegeln unterschiedliche Zeitpunkte eines Jahres.

Ein Vergleich von Artensammensetzungen aus dem CLIMAP-Datensatz stützt diese Annahme. Für drei aus dem CLIMAP-Datensatz stammende Oberflächenproben sind in Abbildung 3.2 die relativen Häufigkeiten der von CLIMAP verwendeten 27 Foraminiferarten an den Vergesellschaftungen dargestellt. Die Koordinaten der Proben, sowie die zugehörigen Sommer- und Wintertemperaturen des Oberflächenwassers sind in Tabelle 3.1 angegeben (Daten: CLIMAP Project members (1989)). Die Sommertemperaturen betragen 26.5°C bzw. 27.5°C. Die Wintertemperaturen liegen im Bereich zwischen 18.4°C und 26.5°C. Wird die Regression zwischen den Oberflächendaten (Foraminiferenzusammensetzung) und den Sommertemperaturen durchgeführt (Abschnitt 2.2.2, Seite 27), werden durch die Paläounweltgleichung (2.11) die Artensammensetzungen dieser Oberflächenproben auf annähernd gleiche Temperaturen abgebildet.

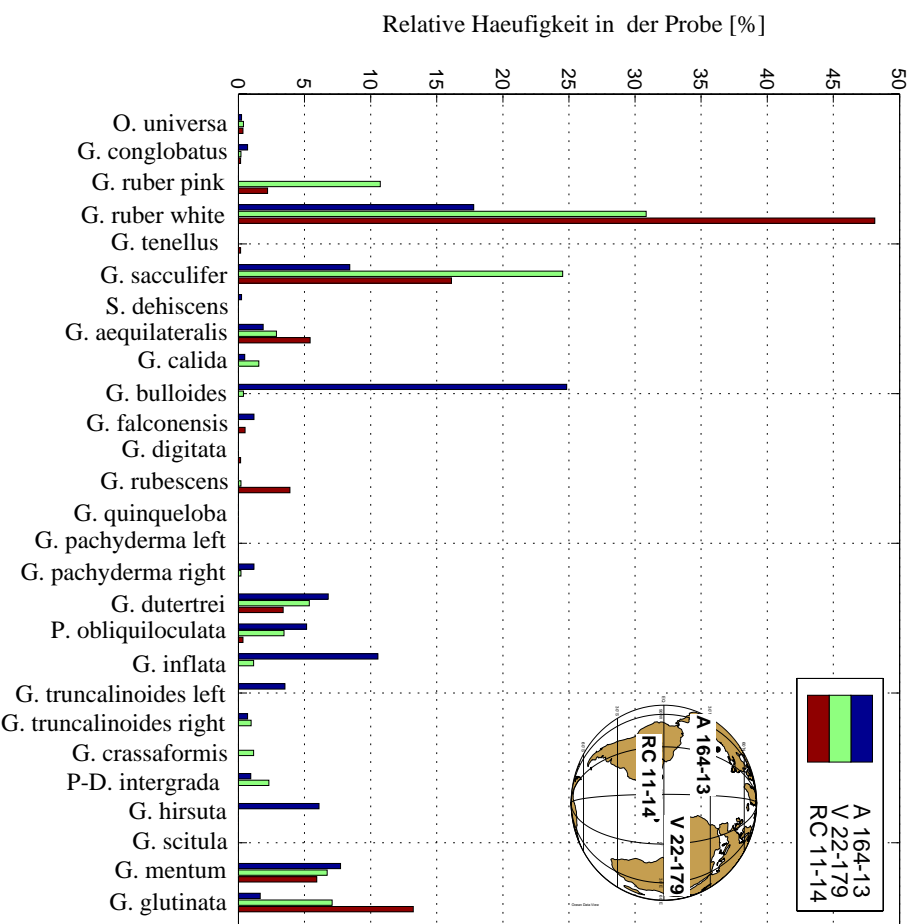


Abbildung 3.2: Artensammensetzung der Sedimentkernoberflächenproben A 164-13, RC11-14 und V 22-179 (relative Häufigkeit der Arten in den Oberflächenproben)

Die Artenzusammensetzungen der Proben unterscheiden sich trotz gleicher Sommertemperaturen aber deutlich. Unter der Annahme, daß die Temperatur die Artenzusammensetzung bestimmt, kann dies nur vernünftig erklärt werden, wenn statt der identischen Sommerwerte, Temperaturen verwendet werden, welche den regional variierenden Zeitpunkten der Signalbildung entsprechen.

Die am häufigsten auftretenden Arten in den Oberflächenproben *RC 11-14* und *V 22-179* sind *G. ruber white* und *G. sacculifer* (Abbildung 3.2). Die Art *G. bulloides*, die mit einer relativen Häufigkeit von 25 % in der Probe *A 164-13* am stärksten vertreten ist, wird in den anderen beiden Proben nicht gefunden. Weiterhin ist *G. inflata*, die mehr als 10 % in *A 164-13* ausmacht, in den anderen beiden Proben nicht enthalten. Ein Vergleich der geographischen Verteilungsmuster der Arten (Abbildungen 2.2 bis 2.4, Seiten 14 bis 16) zeigt, daß die in den Proben *RC 11-14* und *V 22-179* am häufigsten auftretenden Arten die subtropischen und tropischen Breiten bevorzugen. Die in Probe *A 164-13* dominanten Arten haben ihr Verteilungsmaxima in den mittleren Breiten. Werden in der Regression die Sommertemperaturen verwendet, wird diese Artenzusammensetzung auf die Temperatur 26.5 °C abgebildet, obwohl der bevorzugte Temperaturbereich, der in dieser Oberflächenprobe dominanten Arten, bei tieferen Temperaturen liegt (Siehe Abbildung 3.2).

Ein Vergleich der unterschiedlichen Artenzusammensetzungen zeigt, daß die drei Oberflächenproben trotz gleicher Temperaturen im Sommer unterschiedliche Jahreszeiten im Sediment repräsentieren.

Probe	Breite [°N]	Länge [°O]	T_w [°C]	T_k [°C]
A 164-13	35.43	-67.20	26.5	18.4
RC 11-14	-2.04	-40.36	26.5	24.1
V 22-179	-4.53	-15.44	27.5	26.5

Tabelle 3.1: Position, Sommer- (T_w) und Wintertemperatur (T_k) der Beispielproben aus dem CLIMAP-Oberflächendatensatz.

Aus den oben angeführten Beispielen (Abbildungen 3.1 und 3.2) geht hervor, daß durch die Sedimentzusammensetzungen nicht flächendeckend die gleichen Zeitpunkte wiedergegeben werden. Es ist erforderlich eine Information über die regional unterschiedlichen Produktionszeiträume in die Eichtemperaturen bei der Bildung der Paläoumweltgleichung (Gleichung (2.7)) einfließen zu lassen. Dazu sollen nachfolgend saisonal variierende Prozesse genutzt werden, um ein Zeitfenster für die Bildung des Signals, welches in den Sedimenten überliefert wird, festzulegen.

Unter der Annahme, daß an einer Position die Artenzusammensetzung des Oberflächensediments maßgeblich durch den Zeitpunkt der maximalen Partikeltransporte geprägt wird, sind Messungen der jahreszeitlichen Veränderungen des Partikeltransports (Foraminiferenfluß) mit Hilfe von Sinkstoffallen eine Möglichkeit, um das Zeitfenster für die Blüte der Foraminiferen im Oberflächenwasser an der Position der Fallenverankerung abzuschätzen. Da Daten von Foraminiferenflüssen aus Sinkstoffallenmessungen nicht flächendeckend für den gesamten Atlantik verfügbar sind und Sinkstoffallenmessungen für verschiedene Jahre oft verschiedene Ergebnisse liefern, werden im Rahmen dieser Arbeit jahreszeitliche Veränderungen der Chlorophyllkon-

zentration im Oberflächenwasser (Daten von NIMBUS 7, SeaWiFS Project (1986)) genutzt, um die Zeiträume, in denen die Foraminiferen leben und das „Paläosignal“ bilden, zu bestimmen. An ausgewählten Beispielen aus unterschiedlichen Gebieten des Atlantiks wird gezeigt, daß der Zeitpunkt des maximalen Flusses von Foraminiferen aus den oberen in tiefere Wasserschichten durch den Zeitpunkt maximaler Konzentration von Chlorophyll im Oberflächenwasser bestimmt werden kann. Auf diese Weise können zu den Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente gehörende Temperaturen bestimmt werden, die zeitlich den maximalen Partikeltransporten in der Wassersäule zuzuordnen sind.

3.1 Primärproduktion und Foraminiferenfluß

Am Beginn der Nahrungskette im Ozean steht das Phytoplankton. Durch Photosynthese wird in den oberen Wasserschichten organisches Material gebildet (Primärproduktion), welches Nahrungsgrundlage des Zooplanktons (z.B. Foraminiferen) und aller höheren Lebensformen ist. Abhängig von der geographischen Breite unterliegt die Primärproduktion (PP) unterschiedlich starken, jahreszeitlichen Schwankungen, weil sie unter anderem von der Intensität des einfallenden Sonnenlichts abhängt. Da neben den Einstrahlungsverhältnissen des Sonnenlichts auch Nährstoffverteilungen und Temperaturen den saisonalen Verlauf der PP beeinflussen, kommt es trotz gleicher geographischer Breite zu zeitlichen Verschiebungen in der PP, was in den unterschiedlichen Jahrgängen des Flusses organischen Kohlenstoffs im Nordatlantik und im Nordpazifik aus Abbildung 3.1 zum Ausdruck kommt.

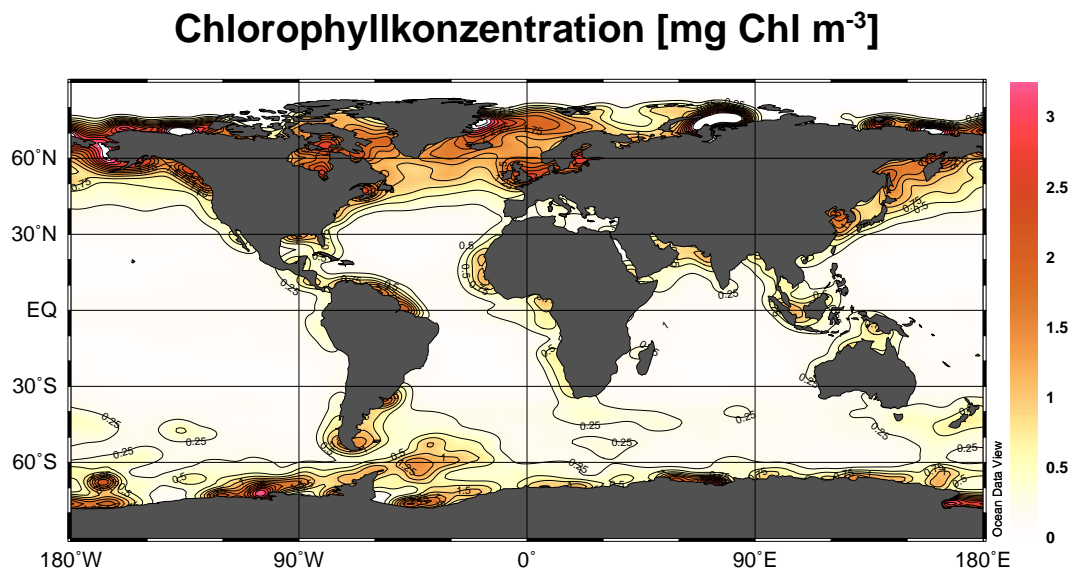


Abbildung 3.3: Jahresmittel der Konzentration von Chlorophyll im Oberflächenwasser aus Messungen des Satelliten NIMBUS 7 (November 1978 bis Juni 1986; Datenbasis: SeaWiFS Project (1986))

Hauptproduktionsgebiete sind die Auftriebsgebiete an den Westküsten Afrikas und Amerikas (Abbildung 3.3) sowie die mittleren und hohen Breiten.

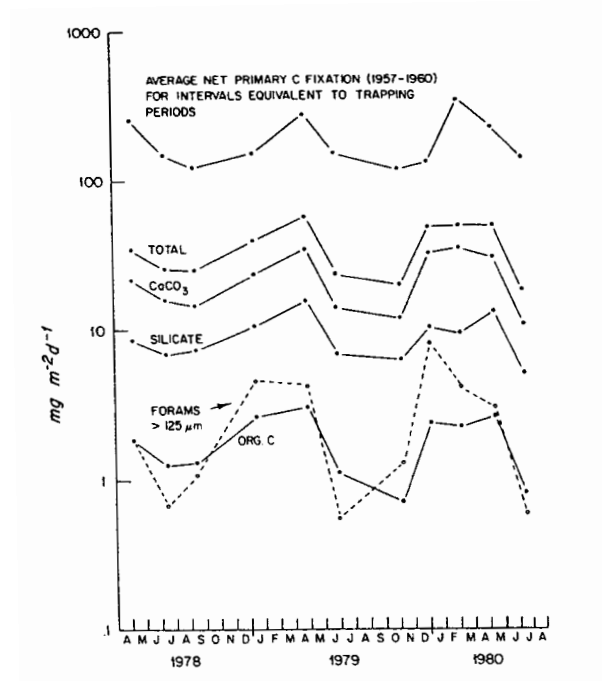
Der wichtigste Farbstoff der grünen Pflanzen ist das Chlorophyll. Aus der Konzentration von Chlorophyll im Meerwasser können Aussagen über die Algenkonzentration getroffen werden (insbesondere über das Phytoplankton), was Rückschlüsse auf die Primärproduktion zuläßt (Feldman et al., 1989). Mit dem *Costal Zone Color Scanner* (CZCS) des Satelliten NIMBUS 7 wurden mit optischen Methoden Chlorophyllkonzentrationen im Oberflächenwasser der Ozeane gemessen (November 1978 und Juni 1986). Die Daten der vom Satelliten NIMBUS 7 gemessenen Chlorophyllkonzentrationen sind als Monatsmittel auf einem $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter zugänglich (SeaWiFS Project, 1986). Die Werte ergeben sich aus dem Mittel der gemittelten Monatsdaten der einzelnen Jahre des Meßzeitraums (Anhang D). Das Jahresmittel der Chlorophyllpigmentkonzentration, das zwischen November 1978 und Juni 1986 gemessen wurde, ist in Abbildung 3.3 dargestellt.

Ist der Anstieg der Chlorophyllkonzentration im Oberflächenwasser ein Signal für den Beginn der biologischen Aktivität in einer Wassermasse, dann sollten jahreszeitliche Schwankungen der Partikeltransporte aus den Oberflächenwasserschichten in die Tiefsee mit dem Jahresgang der Primärproduktion übereinstimmen und lediglich eine Phasenverschiebung aufweisen. Vergleiche der saisonalen Verläufe von Foraminiferenflüssen aus Sinkstoffallenmessungen mit den jahreszeitlichen Schwankungen der Chlorophyllkonzentrationen an ausgewählten Positionen aus dem Atlantik belegen diese Annahme.

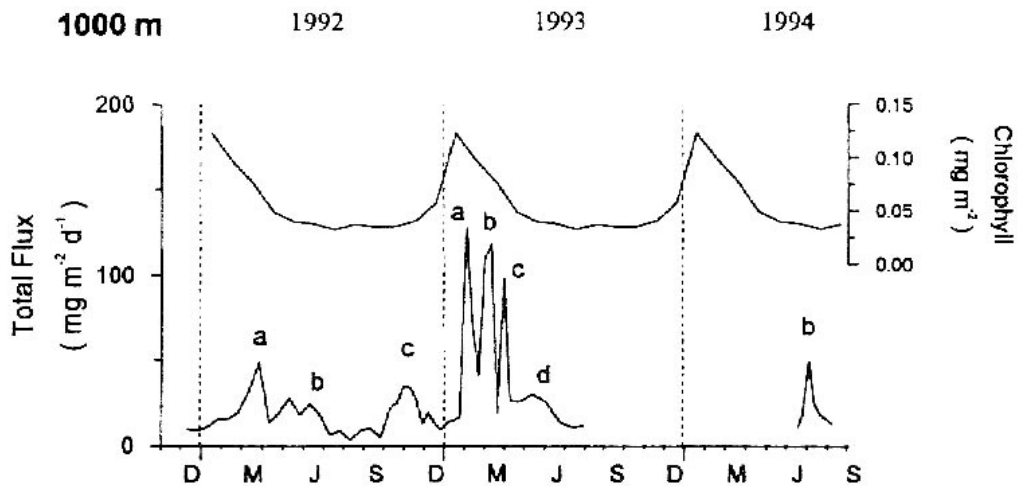
Abbildung 3.4 (a) zeigt den Zusammenhang von Foraminiferenflüssen und den Flüssen von organischem Kohlenstoff, Silikat und Kalziumkarbonat in einer Sinkstoffalle in der Sargassosee (Deuser et al., 1981a) für den Verankerungszeitraum von April 1978 bis August 1980 (3200 m Wassertiefe). Aus der Darstellung geht hervor, daß der Foraminiferenfluß in der Sinkstoffalle nicht unabhängig von anderen Stoffflüssen in der Falle verläuft und somit beispielsweise der Fluß von organischem Kohlenstoff (org. C) oder von Kalziumkarbonat (CaCO_3) genutzt werden kann, um den Foraminiferenfluß abzuschätzen (Siehe auch Abbildung 3.1).

Den Zusammenhang zwischen saisonalen Schwankungen des Chlorophyllgehalts und der Partikelflüsse vor Nordwestafrika zeigt Abbildung 3.4 (b) (Neuer et al., 1997). Für die Jahre 1992 bis 1994 ist der Gesamtfluß der Partikel (aus Sinkstoffallenmessungen) und die Konzentration von Chlorophyll im Oberflächenwasser für dieses Gebiet ($29^\circ 07' \text{N}$, $15^\circ 27' \text{W}$, 1000 m Wassertiefe) dargestellt. Der Vergleich beider Messungen zeigt, daß jährliche Variationen von Prozessen im Oberflächenwasser auf Partikeltransporte in der Wassersäule übertragen werden. Der Partikeltransport in der Wassersäule nimmt direkt nach dem Anstieg des Chlorophyllgehalts zu.

In Abbildung 3.5 sind die saisonalen Schwankungen der Foraminiferenflüsse im Europäischen Nordmeer und der zugehörige Jahresgang der Chlorophyllkonzentration dargestellt. Die Daten der Sinkstoffallenmessung sind Jensen (1998) entnommen. Die Falle OG 5 ($72^\circ 22.9' \text{N}$, $07^\circ 42.7' \text{E}$) war vom 06.08.1991 bis zum 10.07.1992 in 500 m Wassertiefe verankert (Abbildung 3.5 (a)). Dargestellt ist der Fluß von Individuen pro Quadratmeter und Tag ($\text{Ind}/\text{m}^2/\text{d}$), der sich aus der Auswertung der

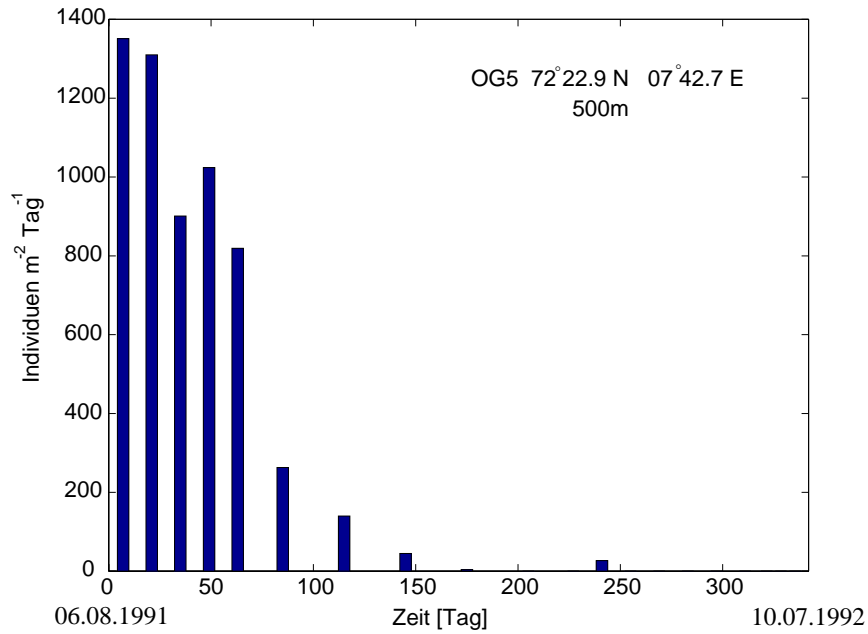


(a)

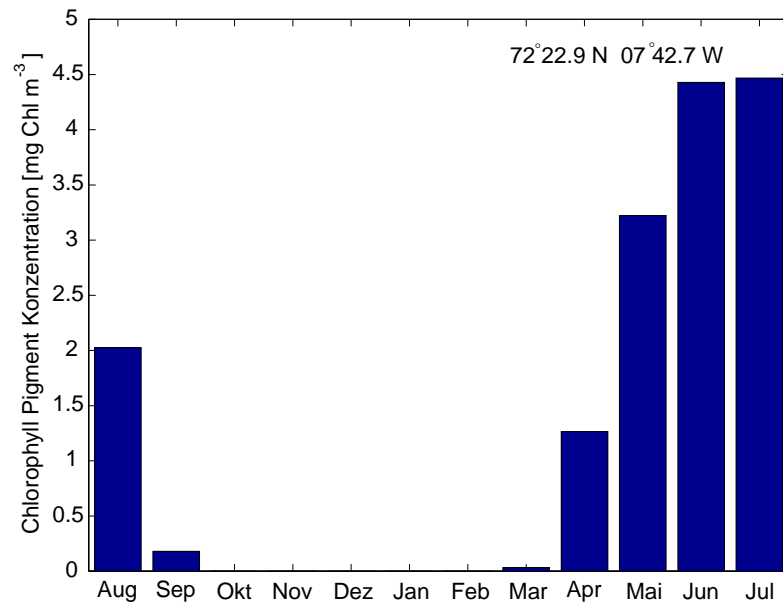


(b)

Abbildung 3.4: (a) Der Zusammenhang zwischen Foraminiferenfluß und dem Fluß von organischem Kohlenstoff in einer Sinkstoffalle in der Sargassosee (aus Deuser et al. (1981b)) und (b) Zusammenhang zwischen Chlorophyllgehalt und Gesamtpartikelfluß vor Nordwestafrika (aus Neuer et al. (1997)).



(a)



(b)

Abbildung 3.5: (a) Jahresgang des Foraminiferenflusses in einer Sinkstoffallen im Europäischen Nordmeer (aus Jensen (1998)) und (b) der Jahresgang der Chlorophyllkonzentration an der Position der Fallenverankerung (Daten: SeaWiFS Project (1986)).

Fallenmessungen ergibt. In den Fallenproben wurden die Arten *N. pachyderma* und *T. quinqueloba* (entsprechen den CLIMAP-Notationen *G. pachyderma* und *G. quinqueloba*) gefunden. Die Sinkstofffallenmessungen zeigen den maximalen Foraminiferenfluß für den August, der zu Beginn des Oktobers stark abnimmt und ab November ganz verschwindet. Ein Anstieg des Foraminiferenflusses im darauffolgenden Sommer (Juni, Juli) ist nicht zu verzeichnen. Aus Sinkstofffallenuntersuchungen ist bekannt, daß derartige Messungen von Jahr zu Jahr abweichende Ergebnisse liefern können.

Den jahreszeitliche Verlauf der Chlorophyllkonzentration im Oberflächenwasser an der Position der Fallenverankerung zeigt Abbildung 3.5 (b) (August bis Juli). Im April ist ein Anstieg des Chlorophyllgehalts zu beobachten, der in den Sommermonaten Juni und Juli sein Maximum erreicht.

Die in den Abbildungen 3.5, 3.6 und 3.7 dargestellten Konzentrationen von Chlorophyll im Oberflächenwasser ergeben sich aus einem abstandsgewichteten Mittel der gemessenen Konzentrationen der 2° Umgebung der jeweiligen Position. Vergleiche der zeitlichen Abläufe der Primärproduktion (Chlorophyllkonzentration im Oberflächenwasser) und der zugehörigen Foraminiferenflüsse zeigen, daß der Fluß der Foraminiferen zeitlich versetzt (4 bis 6 Wochen) zum Jahresgang der Primärproduktion erfolgt. Abbildung 3.6 (a) zeigt die jahreszeitlichen Variation der vertikalen

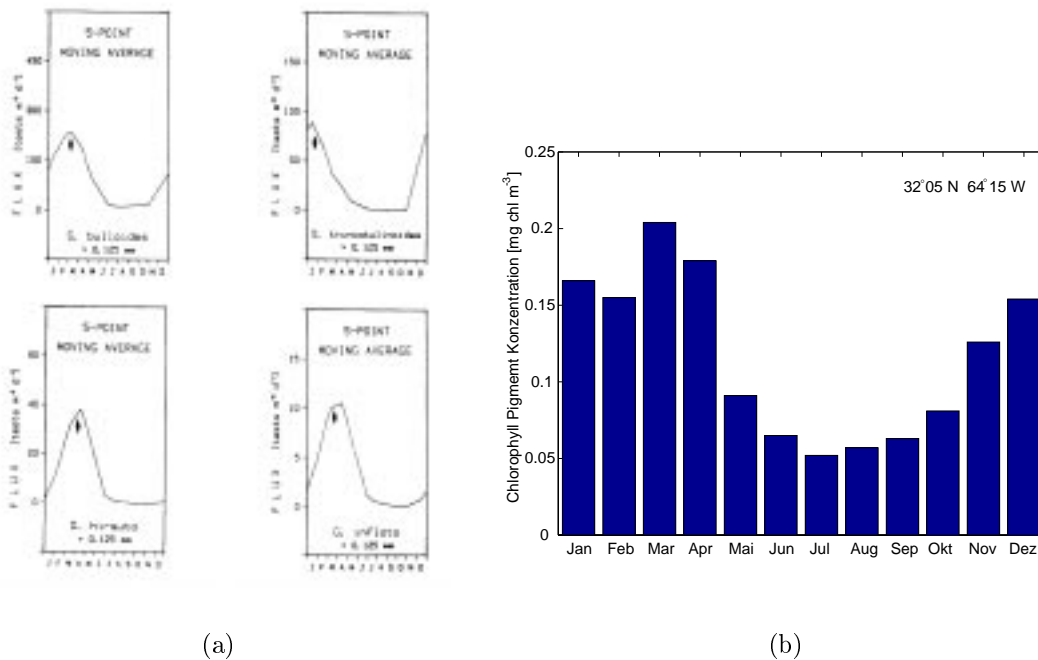


Abbildung 3.6: (a) Sinkstofffallendaten des Foraminiferenflusses in der Sargassosee (Deuser und Ross, 1989) und (b) Jahresgang der Chlorophyllkonzentration an der Position der Fallenverankerung (SeaWiFS Project, 1986)

Transporte von vier Foraminiferenarten in der Sargassosee ($32^{\circ} 05' \text{N}$, $64^{\circ} 15' \text{W}$). Der Verankerungszeitraum der Falle war vom 06. April 1978 bis 17. Mai 1984 (Deuser und

Ross, 1989). Die Arten sind beispielhaft für die an dieser Position dominanten Arten. Abweichend von den dargestellten Arten, die alle ein Maximum des Flusses im Frühjahr zeigen, liegt das Flußmaximum anderer Arten im Sommer. Diese Arten tragen aber mit nur maximal 6 Ind/m²/d zum Gesamtfluß bei. *G. bulloides* ist mit maximal 300 Ind/m²/d die Foraminiferenart mit dem größten Anteil an den Artenzusammensetzungen der Sedimente. Der Zeitpunkt des maximalen Flusses von *G. bulloides* liegt im Februar und März (Deuser und Ross, 1989).

Den zugehörigen Jahresgang der Chlorophyllkonzentrationen an der Position der Fallenverankerung zeigt Abbildung 3.6 (b) (Daten: SeaWiFS Project (1986)). Die maximale Chlorophyllkonzentration ist in den Winter- und Frühjahrsmonaten, das Minimum in den Sommermonaten Juni bis September. Ein Vergleich der Abbildungen 3.6 (a) und (b) belegt, daß die saisonal unterschiedlichen Flüsse von Foraminiferen auch an dieser Position durch die jahreszeitlichen Schwankungen der Chlorophyllkonzentration im Oberflächenwasser angenähert werden können.

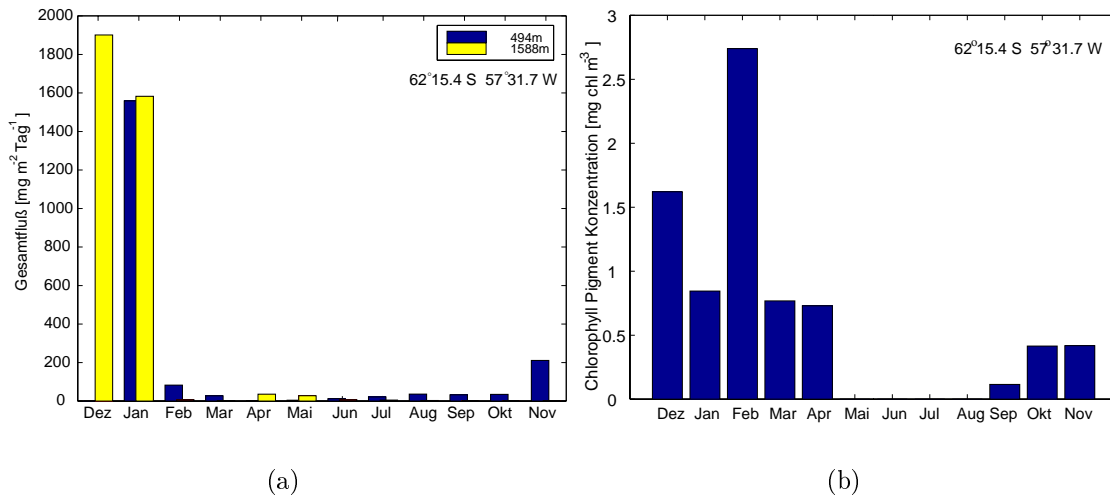


Abbildung 3.7: (a) Jahresgang des Partikelflusses in einer Sinkstoffalle in der Bransfieldstraße (Wefer et al., 1988) und (b) Jahresgang der Chlorophyllkonzentration an der Fallenposition (Daten: SeaWiFS Project (1986))

Ein Beispiel aus der Bransfieldstraße im Südpolarmeer (Wefer et al., 1988) bestätigt die oben dargestellten Zusammenhänge zwischen der Chlorophyllkonzentration und den Partikelflüssen der anderen Beispiele. Der dargestellte Fluß von Karbonat entspricht dem Fluß der von *G. pachyderma* in der Falle. Die Sinkstoffallenverankerungen (62° 15.4 S, 57° 31.7 W; 494 m und 1588 m Wassertiefe) belegen einen stark saisonalen Partikelfluß mit einem ausgeprägten Maximum in den Südsommermonaten Dezember und Januar (Abbildung 3.7 (a); Wefer et al. (1988)). Der jahreszeitliche Verlauf der Chlorophyllkonzentration an dieser Position ist in Abbildung 3.7 (b) dargestellt. Die Chlorophyllkonzentration nimmt im September zu und erreicht in den Südsommermonaten ein Maximum. Wegen der südlichen Position der Fallenverankerung ist der Anteil von Foraminiferen in den Fallen sehr gering. Die Sinkstoff-

fallenmessungen zeigen aber, daß der Partikelfluß in der Wassersäule zeitlich an die biologische Aktivität pflanzlicher Mikroorganismen im Oberflächenwasser gekoppelt ist.

Eine Arbeit, die einen Zusammenhang von Chlorophyllmaximum und Foraminiferenpopulation belegt, ist unter anderem Fairbanks et al. (1980), die gezeigt haben, daß im Nordatlantik viele Foraminiferenarten ihr Verteilungmaximum im Chlorophyllmaximum haben. Daß die Verbreitung von Foraminiferen an das Chlorophyllvorkommen gekoppelt ist, zeigen auch die Arbeiten von, Bé und Hutson (1977); Deuser et al. (1981b); Fairbanks et al. (1982) und Hemleben et al. (1989).

Die oben angeführten Beispiele aus unterschiedlichen Breiten des Atlantiks zeigen, daß die Information über saisonale Schwankungen des Chlorophyllgehalts des Oberflächenwassers genutzt werden kann, um Aussagen über saisonale Schwankungen der Foraminiferenflüsse in der Wassersäule treffen zu können. Der Vorteil der Satellitendaten gegenüber den Sinkstoffallendaten ist, daß sie flächendeckend verfügbar sind und daß die vorliegenden Daten den Mittelwert über einen relativ großen Zeitraum repräsentieren.

3.2 Flußgewichtete Temperaturen

Wie im vorangegangenen Abschnitt gezeigt wurde, unterliegt der Fluß von Foraminiferen aus dem Oberflächenwasser in tiefere Wasserschichten und schließlich auch in das Sediment jahreszeitlichen Schwankungen, welche vor allem von der geographischen Breite abhängen. Ebenfalls gezeigt wurde, daß der Jahresgang der Primärproduktion in den Oberflächenwasserschichten genutzt werden kann, um die saisonale Variabilität des Foraminiferenflusses abzuschätzen. Aus dem Jahresgang der Chlorophyllkonzentration im Oberflächenwasser werden nachfolgend monatliche Wichtungsfaktoren abgeleitet, die zur Wichtung der monatlichen Oberflächenwassertemperaturen genutzt werden, um so flußgewichtete Mitteltemperaturen (flußgewichtete Temperatur) für das Oberflächenwasser zu erhalten. Grundlage der Berechnung der flußgewichteten Temperaturen sind die monatlichen Mittel der Chlorophyllpigmentkonzentrationen im Oberflächenwasser, bestimmt mit dem CZCS des Nimbus 7 (Anhang D; SeaWiFS Project (1986)), die hydrographischen Daten (Temperatur in 10 m Wassertiefe) der World Ocean Database 1998 (WOD98, Conkright et al. (1998)) sowie die geographischen Positionen der Oberflächenproben des CLIMAP-Datensatzes (CLIMAP Project members, 1989).

Zur Bestimmung der monatlichen Temperaturen in 10 m Wassertiefe werden alle verfügbaren Temperaturdaten für den Atlantik aus der hydrographischen Datensammlung WOD98 in das Visualisierungsprogramm *Ocean Data View* (ODV) Version 4.0.x (Schlitzer, 1999) importiert. Die importierten Temperaturdaten werden auf einem Gitter interpoliert und von Datenausreißern bereinigt, die mehr als 2σ (σ : Standardabweichung) Abweichung vom Mittelwert haben. Dieser Prozeß wird so lange wiederholt, bis alle Daten innerhalb der 2σ -Grenzen liegen. Die Gitterstruktur richtet sich dabei nach der Datendichte. Die auf dem Gitter interpolierten Temperaturverteilungen aller 12 Monate werden dann aus dem Programm ODV exportiert. Anschließend werden zu jeder Position des CLIMAP-Oberflächendatensatzes

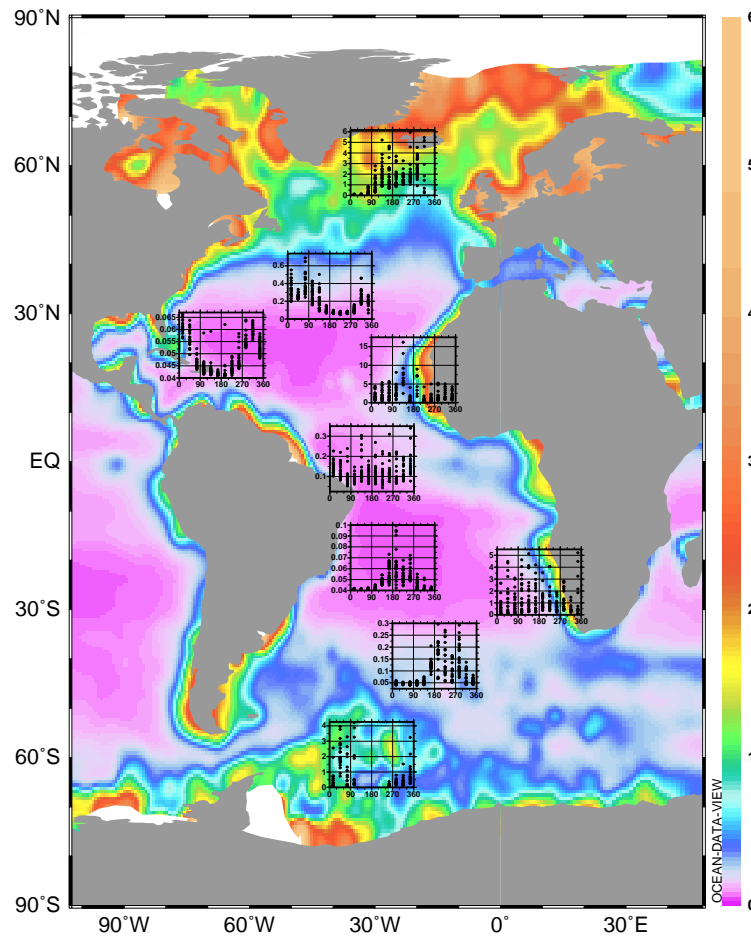


Abbildung 3.8: Jahresgang der Chlorophyllkonzentration im Oberflächenwasser an ausgewählten Positionen (Daten: SeaWiFS Project (1986)). Es sind jeweils die Chlorophyllkonzentration über der Zeit dargestellt (1 Jahr), die in den abgedeckten $5^\circ \times 5^\circ$ -Bereichen gemessen wurden.

zes die Temperaturdaten auf den Gitterpunkten der umschließenden Gitterzelle bestimmt. Aus dem Abstand der CLIMAP-Position zu den Eckpunkten der Gitterzelle werden Wichtungsfaktoren abgeleitet, mit denen die Temperaturen der Gitterpunkte gewichtet werden. Der jeweilige Temperaturwert an einer Position des Oberflächendatensatzes ergibt sich dann aus dem abstandsgewichteten Mittel der Daten der Eckpunkte der umschließenden Gitterzelle. Auf diese Weise werden allen 356 Positionen des CLIMAP-Oberflächendatensatzes Temperaturen für alle 12 Monate zugeordnet. Die sich so ergebenden Temperaturverteilungen sind für den Atlantik in Anhang E dargestellt (Abbildung E.3).

Die monatlichen Mittelwerte der Chlorophyllkonzentration des Oberflächenwassers liegen auf einem $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter als Daten vor (SeaWiFS Project, 1986). In Abbildung 3.8 sind beispielhaft für verschiedene Bereiche des Atlantiks die von NIMBUS 7

gemessenen Chlorophyllkonzentrationen dargestellt. Die Diagramme überdecken jeweils einen Bereich von $5^\circ \times 5^\circ$. Sie zeigen die Chlorophyllkonzentrationen über der Zeit für alle Gitterpunkte, die im abgedeckten Bereich liegen (Daten: SeaWiFS Project (1986)).

Da die Daten des Gitters sehr stark streuen, werden auch sie gemittelt. Dies erfolgt in folgenden Schritten. Es wird ein $5^\circ \times 5^\circ$ Gitter für den Atlantik definiert. Die Chlorophyllkonzentration jedes Punktes dieses Gitters ergibt sich aus dem Mittel der Daten der 2° Umgebung des Gitterpunktes. Die Wichtung der Daten erfolgte über eine zweidimensionale Gaussverteilung. Dadurch werden Daten aus der unmittelbaren Umgebung der Gitterpunkte stark gewichtet. Daten von Punkten, die bis zu 2° entfernt vom Gitterpunkt liegen, gehen weniger stark gewichtet in den Mittelwert ein. Die so gewonnen Gitterverteilungen der monatlichen Chlorophyllkonzentration werden dann ebenfalls in *Ocean Data View* importiert. In gleicher Weise, wie es oben für die Temperaturen beschrieben ist, werden dann jeder Position des CLIMAP Oberflächendatensatzes eine monatliche Chlorophyllpigmentkonzentration zugeordnet.

Der Jahresgang der Chlorophyllkonzentration an jeder Stelle wurde anschließend auf die maximale Konzentration der jeweiligen Position normiert, so daß für jede CLIMAP Position innerhalb eines Jahres (Oberflächenproben) normierte Chlorophyllkonzentration vorliegen.

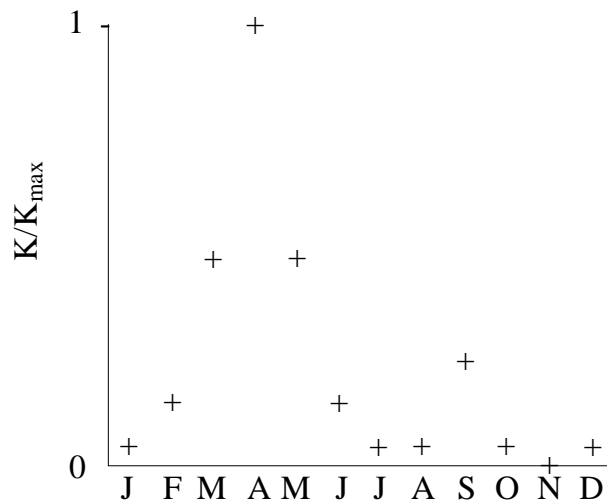


Abbildung 3.9: Beispiel für den Jahresgang der normierten Chlorophyllkonzentration, die sich aus dem monatlichen Chlorophyllgehalten K und der maximalen Chlorophyllkonzentration an einer Position K_{max} innerhalb eines Jahres ergibt.

In Abbildung 3.9 ist der saisonale Verlauf der normierten Chlorophyllkonzentration für eine Position dargestellt (Prinzipdarstellung). Für jeden Monat ist der relative Anteil am maximalen Chlorophyllgehalt aufgetragen, der direkt zur Wichtung der monatlichen Temperaturen verwendet werden kann.

Abbildung 3.10 zeigt für jeden Gitterpunkt des $5^\circ \times 5^\circ$ Gitters die auf die maximale (Monatswerte) Konzentration normierte Chlorophyllkonzentration, die bei der

Berechnung der flußgewichteten Temperaturen als Wichtungsfaktoren der monatlichen Temperaturen genutzt werden. In Bereichen, in denen die Wichtungsfaktoren in einem Monat Eins sind, ist zu diesem Zeitpunkt die maximale Konzentration von Chlorophyll im Oberflächenwasser. Ist der Wert für einen Monat in einem Bereich nahe Null, ist die Chlorophyllkonzentration in diesem Gebiet zu diesem Zeitpunkt ebenfalls nahe Null.

Für weite Bereiche des nördlichen Nordatlantiks erreicht die Chlorophyllkonzentration in den Monate Dezember bis März ihr jährliches Maximum. In den Nordsummermonaten Juni bis September liegt in diesem Gebiet das Minimum der Chlorophyllkonzentration. Werden wie bei den CLIMAP-Rekonstruktionen die Vergesellschaftungen der Oberflächensedimente genutzt, um Sommertemperaturen zu rekonstruieren, werden im Nordatlantik die Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente auf die Temperaturen des Zeitraums geringster biologischer Aktivität im Oberflächenwasser abgebildet.

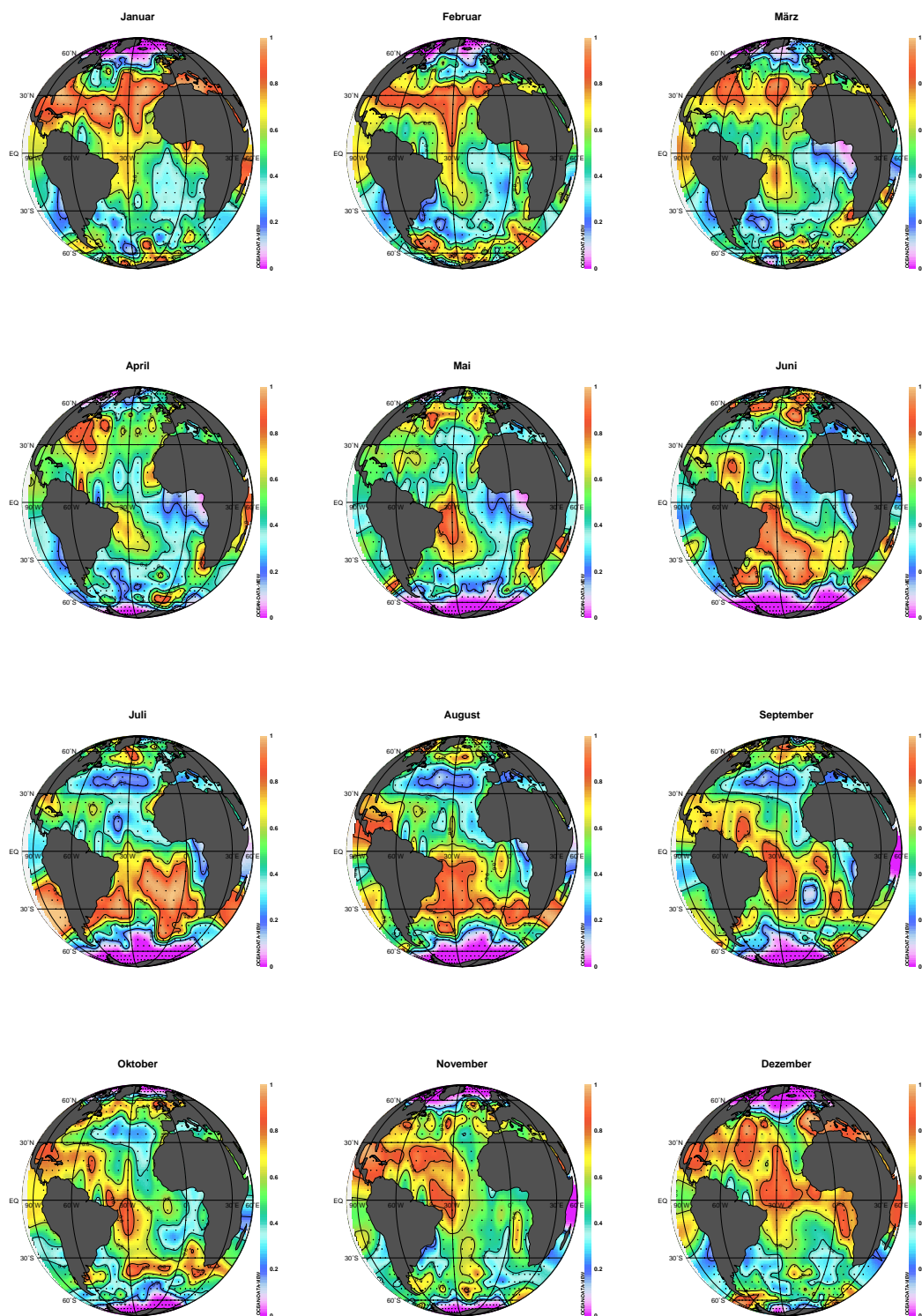


Abbildung 3.10: Monatliche Temperaturwichtungsfaktoren, die aus dem Jahrgang der Chlorophylldaten des Satelliten NIMBUS 7 abgeleitet werden (Siehe auch Abbildung 3.9).

Die flußgewichtete Jahresmitteltemperatur T_f berechnet sich aus den monatlichen Temperaturen T_i (Abbildung E.3) und den monatlichen normierten Chlorophyllkonzentrationen $0 \leq w_i \leq 1$ (Abbildung 3.10) für jede Position des Oberflächendatensatzes mit

$$T_f = \frac{\sum_{i=1}^{12} w_i T_i}{\sum_{i=1}^{12} w_i}. \quad (3.1)$$

Aus den flußgewichteten Temperaturen an den Positionen der CLIMAP-Oberflächenproben ergibt sich die in Abbildung 3.11 dargestellte Temperaturverteilung für den Atlantik.

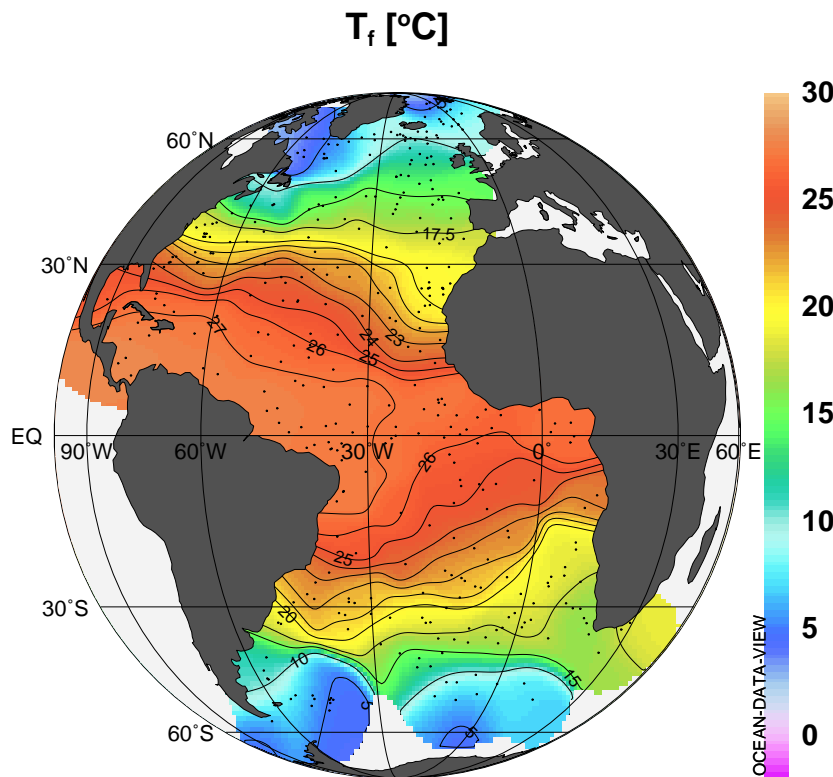


Abbildung 3.11: Flußgewichtete Jahresmitteltemperatur für den Atlantik, abgeleitet aus den Positionen der CLIMAP-Oberflächenproben.

Die höchsten Temperaturen liegen im äquatorialen Westatlantik. Starke Gradienten im Temperaturfeld sind in den mittleren Breiten beiderseits des Äquators zu beobachten. Nachfolgend werden die flußgewichteten Temperaturen mit den CLIMAP-Temperaturen und den Jahresmitteltemperaturen an den Positionen der 356 Oberflächenproben des CLIMAP-Datensatzes verglichen.

3.3 Vergleich mit anderen Temperaturen

3.3.1 Vergleich mit CLIMAP-Sommertemperaturen

Im Vergleich mit den CLIMAP-Sommertemperaturen (CLIMAP Project members, 1989) sind die flußgewichteten Temperaturen (Abbildung 3.11) in fast allen Bereichen des Atlantiks niedriger (Abbildung 3.12). Die höchsten Temperaturdifferenzen liegen in den mittleren Breiten. Auf der Südhalbkugel liegt dieser Bereich zwischen 20°S und 45°S . Auf der Nordhalbkugel liegen die maximalen Differenzen bei ca. 45°N vor der Ostküste Nordamerikas. Gebiete mit geringen Temperaturdifferenzen sind die tropischen und subtropischen Breiten, speziell im Westatlantik, sowie die Regionen der hohen Breiten.

Bei den Positionen aus dem tropischen Bereich des Westatlantiks betragen die flußgewichtete Temperaturen und die CLIMAP-Sommertemperaturen ca. 27°C (Abbildung 3.12(a)). In diesem Bereich werden die maximalen Temperaturen erreicht. Wegen der geringen saisonalen Variation der Oberflächenwassertemperaturen dieser Region unterscheiden sich die flußgewichteten Temperaturen kaum von den Sommertemperaturen (Abbildung 2.13). Die größten Abweichungen zwischen beiden Temperaturen sind in den Gebieten zu beobachten, in denen die Sommertemperaturen zwischen 20°C und 27°C liegen. Dabei wird bei den flußgewichteten Temperaturen ein größerer Temperaturbereich abgedeckt und somit durch die gleichen Oberflächenproben ein stärkerer Temperaturgradient beschrieben als bei den Sommertemperaturen. Während bei Verwendung der CLIMAP-Sommertemperaturen durch die Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente beispielsweise an zwei Probenpunkten (in Abbildung 3.12(a) durch Pfeile gekennzeichnet) Temperaturunterschiede von ca. 2°C (von 27°C auf ca. 25°C) beschrieben werden, werden bei Verwendung der flußgewichteten Temperaturen die Foraminiferenvergesellschaftungen der gleichen Probenpunkte auf einen Temperaturbereich von ca. 12°C (27°C auf ca. 15°C) abgebildet. Durch die flußgewichteten Temperaturen werden so den sich ändernden Artenzusammensetzungen beim Übergang von den Bereichen mit maximaler Temperatur in kältere Gebiete, größere Temperaturänderungen zugeordnet, als bei der Nutzung der Sommertemperaturen. Die Punkte, die in Abbildung 3.12(a) eine Temperaturdifferenz von bis zu 12°C markieren (Temperaturbereich 20°C bis 23°C bei den CLIMAP-Sommertemperaturen) entsprechen den Positionen vor der Küste Nordamerikas, die in Abbildung 3.12(b) die größten Temperaturdifferenzen aufweisen. Dieser Bereich des Atlantiks zeigt eine hohe jährliche Schwankung der Oberflächenwassertemperaturen (Abbildung 2.13).

Über den mittleren Temperaturbereich (ca. 10°C bis 24°C) unterscheiden sich die CLIMAP-Sommertemperaturen von den flußgewichteten Temperaturen nur durch einen Versatz. Die zugehörigen Oberflächenproben repräsentieren bei beiden Eichtemperaturen die gleichen Temperaturgradienten. Die flußgewichteten Jahresmitteltemperaturen der Oberflächenproben, deren Sommertemperaturen kleiner als 10°C sind, nähern sich der in Abbildung 3.12(a) durch die gestrichelte Linie dargestellten 1:1-Beziehung zwischen beiden Temperaturen wieder an. Dieser Temperaturbereich entspricht den Gebieten der hohen Breiten, die eine geringere jährliche Temperaturvariabilität aufweisen (Abbildung 2.13).

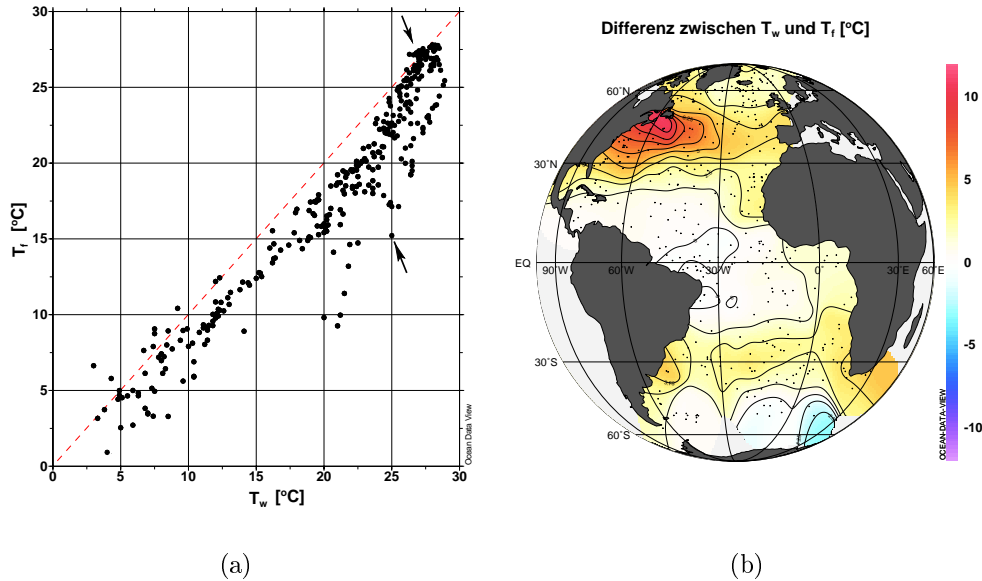


Abbildung 3.12: Vergleich der flußgewichteten Temperaturen (T_f) mit den Sommertemperaturen (T_w) der CLIMAP-Rekonstruktion. Die gestrichelte Linie in (a) entspricht einer 1:1-Beziehung zwischen beiden Temperaturen. In (b) sind die Temperaturdifferenzen zwischen den CLIMAP-Sommertemperaturen in den flußgewichteten Temperaturen an den Positionen der Oberflächenproben dargestellt. Die Pfeile in (a) markieren Probenpunkte auf die im Text näher eingegangen wird.

3.3.2 Vergleich mit CLIMAP-Wintertemperaturen

Analog zu Abbildung 3.12 zeigt Abbildung 3.13 den Vergleich der flußgewichteten Temperaturen mit den CLIMAP-Wintertemperaturen. Wegen der geringen jährlichen Temperaturvariabilität in den tropischen Bereichen (Probenpunkte mit $T > 25^\circ\text{C}$) unterscheiden sich die Wintertemperaturen und die flußgewichteten Temperaturen in diesem Bereich nur unwesentlich. Der in Abbildung 3.13 (a) dargestellte Zusammenhang zwischen beiden Temperaturen mündet bei hohen Temperaturen in die durch die gestrichelte Linie dargestellte 1:1-Beziehung. Über den übrigen Bereich zeigen beide Temperaturen eine im Mittel gleichbleibende Temperaturdifferenz. Aus Abbildung 3.13 (b) geht die Verteilung der Unterschiede zwischen den beiden Temperaturen hervor. Die höchsten Abweichungen liegen in einem Bereich des westlichen Nordatlantiks (um 30°N) und im Südatlantik in einem Bereich beginnend an der Westküste Afrikas (ca. 15°S), der sich nach Südwesten vergrößert.

Weil sich die flußgewichteten Temperaturen im Mittel nur durch einen konstanten Betrag von den Wintertemperaturen der CLIMAP-Rekonstruktionen unterscheiden (Abbildung 3.13), werden die Artenzusammensetzungen der Oberflächenproben bei beiden Temperaturen auf die gleichen Temperaturänderungen abgebildet, d.h. die Temperaturdifferenzen für zwei Positionen aus dem Oberflächendatensatz sind bei Verwendung der beiden Temperaturen (flußgewichtete oder Wintertemperaturen)

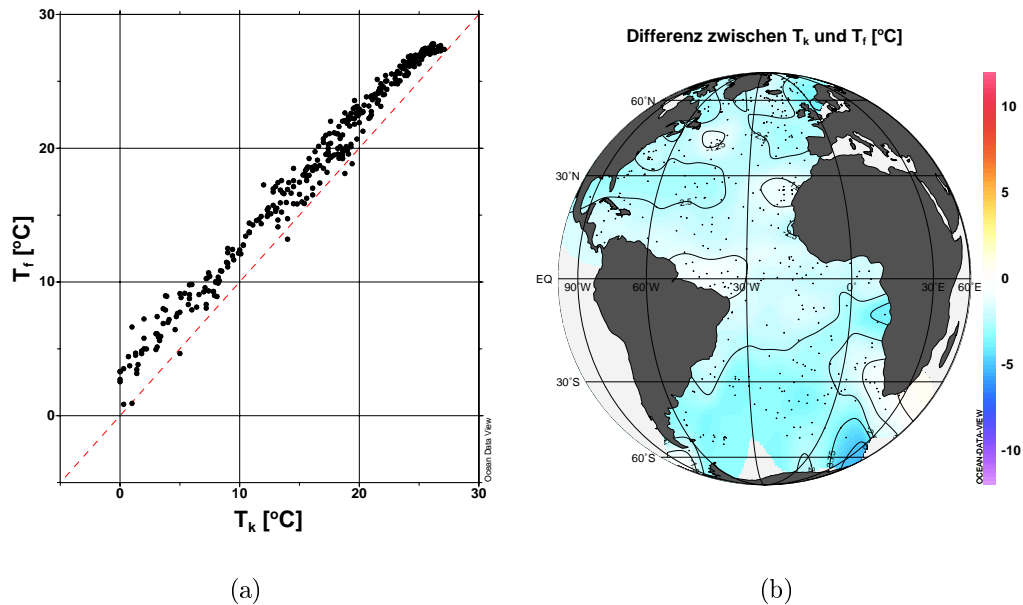


Abbildung 3.13: Vergleich der flüßgewichteten Temperaturen (T_f) mit den CLIMAP-Wintertemperaturen (T_k). Die gestrichelte Linie in (a) entspricht einer 1 : 1-Beziehung zwischen beiden Temperaturen. In (b) sind die Differenzen zwischen den CLIMAP-Wintertemperaturen und den flüßgewichteten Temperaturen an den Positionen der Oberflächenproben dargestellt.

gleich. Bei den Paläotemperaturrekonstruktionen mit Hilfe der flüßgewichteten Temperaturen sind keine grundlegend anders verlaufenden Temperaturkurven im Vergleich zu den mittels Wintertemperaturen rekonstruierten, zu erwarten. Die relativen Temperaturänderungen zwischen den einzelnen Oberflächenproben sind bei der Verwendung der beiden Temperaturen annähernd gleich.

Ein Vergleich der Abbildungen 3.12 (b) und 3.13 (b) zeigt, daß im tropischen Bereich des Atlantiks die geringsten Abweichungen zwischen den flüßgewichteten Temperaturen und den Sommer- bzw. den Wintertemperaturen vorliegen. Die maximalen Abweichungen liegen in beiden Darstellungen in den mittleren Breiten, die durch eine hohe jährliche Temperaturvariabilität (Abbildung 2.13) gekennzeichnet sind.

Bei der Verwendung der flüßgewichteten Temperaturen zur Eichung der Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente in der Regression (Abschnitt 2.2.2) sind bei der Paläotemperaturberechnung deutliche Unterschiede zu Rekonstruktionen, die auf den Sommertemperaturen basieren, zu erwarten. Die großen Abweichungen zwischen den flüßgewichteten und den Sommertemperaturen in den mittleren Breiten (Abbildung 3.12) führen dazu, daß bei Verwendung der flüßgewichteten Temperaturen die Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente aus diesen Gebieten auf einen größeren Temperaturbereich abgebildet werden als bei den Sommertemperaturen. Die auf den flüßgewichteten Temperaturen basierendende Paläoumweltgleichung ist dann bei der Paläotemperaturrekonstruktion in diesem Bereich sensibler im Bezug auf Änderungen der Artenzusammensetzung.

3.3.3 Vergleich mit Jahresmitteltemperaturen

In einer Reihe von Veröffentlichungen der letzten Zeit wurden statt der Sommer- bzw. der Wintertemperaturen die Jahresmitteltemperaturen genutzt, um einen Zusammenhang zwischen den Eigenschaften der Oberflächensedimente und den gegenwärtigen Temperaturverhältnissen im Oberflächenwasser zu erstellen (Pisias et al., 1997; Müller et al., 1998; Mix et al., 1999).

Abweichungen der flußgewichteten Temperaturen von den Jahresmittelwerten sind nur in den Regionen zu erwarten, die eine hohe jährliche Temperaturvariabilität aufweisen. In den tropischen und subtropischen sowie in den hohen Breiten ist die jährliche Variabilität der Oberflächenwassertemperatur gering, so daß sich in diesen Gebieten die flußgewichteten Temperaturen nicht grundlegend von den Jahresmitteltemperaturen unterscheiden. Weiterhin führt eine ganzjährig annähernd gleichbleibende Chlorophyllkonzentration (Abbildung 3.8) zu flußgewichteten Temperaturen, die sich von den Jahresmittelwerten nicht unterscheiden, da die Temperaturen aller Monate gleich stark gewichtet werden.

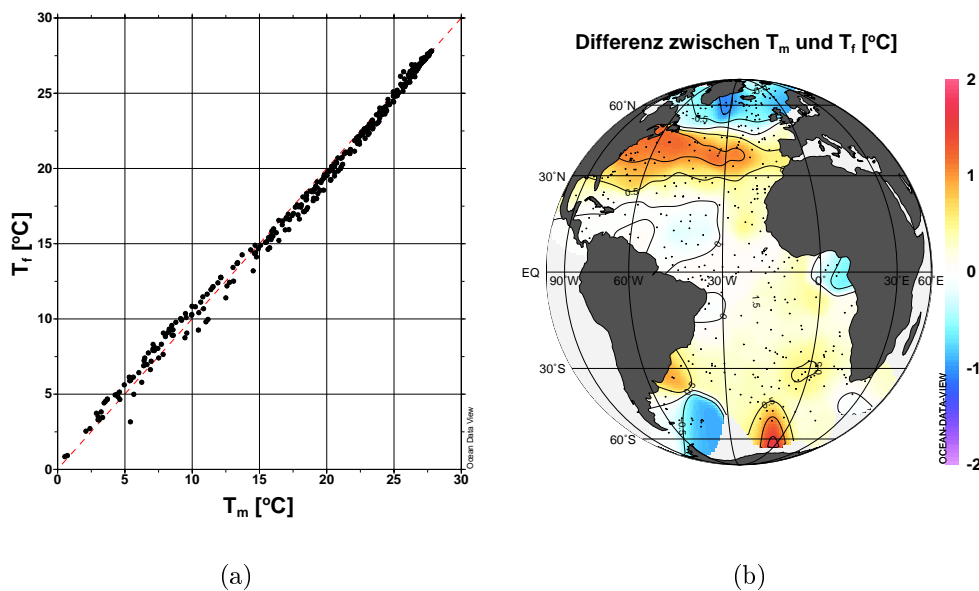


Abbildung 3.14: Vergleich von flußgewichteten Temperaturen (T_f) mit den Jahresmitteltemperaturen (T_m) an den Positionen der CLIMAP-Oberflächen.

Die relativ geringen Unterschiede zwischen den Jahresmittel- und den flußgewichteten Temperaturen in den Gebieten mit einer hohen Temperaturvariabilität (Nordwestatlantik) sind durch die innerhalb eines Jahres auftretenden Maxima in der Primärproduktion zu erklären. Diese Maxima treten im Frühjahr und im Herbst auf (Abbildung 3.8). Die auf diese Weise stark gewichteten Temperaturen der Frühjahrs- und Herbstmonate entsprechen annähernd denen, die sich aus der Mittelung aller monatlichen Temperaturen ergeben. Wegen der Primärproduktionsminima in den

Sommer- und Wintermonaten gehen die Temperaturen (Maximum und Minimum) dieser Zeiträume weniger stark gewichtet in die flußgewichteten Temperaturen ein. Die Abweichungen der flußgewichteten Temperaturen vom Jahresmittel sind in Abbildung 3.14 dargestellt. In der Darstellung (a) sind die flußgewichteten Temperaturen über den mittleren Temperaturen aufgetragen. Durch die gestrichelte Linie ist die 1:1-Beziehung zwischen beiden Temperaturen gegeben. In Abbildung 3.14 (b) ist die Verteilung der Differenzen zwischen beiden Temperaturen angegeben.

3.4 Reproduzierbarkeit der flußgewichteten Temperaturen

Anstelle der CLIMAP-Sommer- bzw. Wintertemperaturen werden nachfolgend die flußgewichteten Temperaturen in der IKM (Abschnitt 2.2, Seite 18) genutzt. Analog zu den CLIMAP-Rekonstruktionen werden 6 Faktoren verwendet, die durch die Singulärwertzerlegung der Matrix der Artenzusammensetzung der Oberflächensedimente bestimmt werden (Abschnitt 2.2.1, Seite 19).

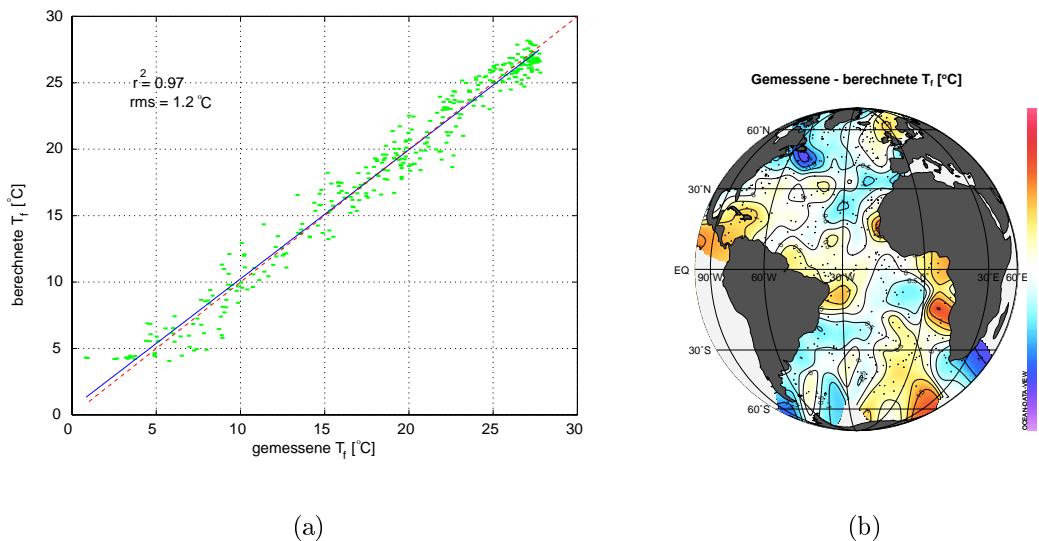


Abbildung 3.15: Vergleich von den in der Regression vorgegebenen flußgewichteten und den aus den Oberflchensedimentzusammensetzungen berechneten Temperaturen (a). Durch die gestrichelte Linie ist die 1:1-Beziehung gegeben. Die durchgezogene Linie ergibt sich aus einer linearen Regression beider Temperaturen. In (b) ist die Verteilung der Temperaturdifferenzen dargestellt.

Eine multiple Regression der Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente, die durch die Faktoren beschrieben werden, mit den flußgewichteten Temperaturen an den Positionen der Oberflächenproben liefert eine Paläoumweltgleichung (Gleichung (2.11)), die analog zu Abschnitt 2.2.2.2 (Abbildung 2.15) genutzt wird, um aus den Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente die rezenten Temperaturen zu rekonstruieren. Dabei ergeben sich die in Abbildung 3.15 dargestellten Abweichungen zwischen den vorgegebenen und den berechneten Temperaturen. Da-

tenpunkte, die auf der gestrichelten Linie liegen, entsprechen Oberflächenproben, bei denen die berechneten und die in der Regression vorgegebenen Temperaturen identisch sind. Die durchgezogene Linie ist durch eine lineare Regression beider Temperaturen bestimmt. Die mittlere quadratische Abweichung der Daten von der 1:1-Beziehung beträgt $1.21\text{ }^{\circ}\text{C}$.

3.5 Flußgewichtete Paläotemperaturen

3.5.1 LGM-Temperaturen

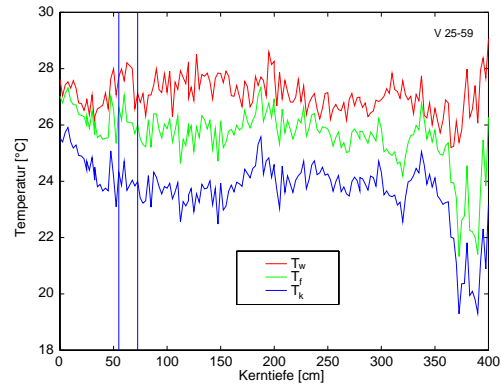
In Abschnitt 2.2.3 wurden bereits die aus den Artenzusammensetzungen von drei Beispielkerne aus dem CLIMAP-Datensatz rekonstruierten Paläotemperaturen für den Sommer und den Winter dargestellt (Abbildung 2.18). In Abbildung 3.16 ist zusätzlich für alle drei Kerne die rekonstruierte flußgewichtete Temperatur über der Kerntiefe aufgetragen. Die Kernbereiche, die den Zeitraum des LGM repräsentieren, sind durch senkrechte Linien markiert.

Tabelle 3.2 gibt einen Überblick über die an den Beispielkernen rekonstruierten Differenzen zwischen den gegenwärtigen Oberflächenwassertemperaturen und denen, die aus den Sedimentzusammensetzungen des LGM rekonstruiert wurden. Für den rezenten Ozean sind jeweils die für die Kernpositionen interpolierten Temperaturen T sowie die aus den Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente rekonstruierten Temperaturen T_{CT} in Klammern angegeben. Die Temperaturen für das LGM T_{LGM} ergeben sich aus der Mittelung der Paläotemperaturen, die aus den Artenzusammensetzungen der Proben, die in den Sedimentkernen den Zeitraum des LGM repräsentieren, rekonstruiert wurden. Die Temperaturänderungen zwischen dem LGM und dem rezenten Ozean sind durch ΔT gegeben.

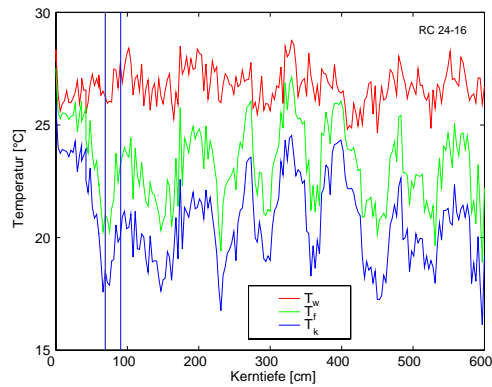
Aus den Paläofaktoren, welche die Artenzusammensetzungen der Sedimentproben des LGM beschreiben (Abschnitt 2.2.3), können in gleicher Weise Kommunalitäten berechnet werden, wie für die Oberflächenproben (Abschnitt 2.2.1, Seite 24). Die Kommunalität gibt an, wie gut die jeweilige Artenzusammensetzung der Sedimente durch das Faktormodell beschrieben werden kann, welches die Vergesellschaftungen der Oberflächenproben beschreibt. Ist die Kommunalität für eine Sedimentprobe gleich Null, ist im Oberflächendatensatz keine vergleichbare Artenzusammensetzung vorhanden. Für die Interpretation des Ergebnisses ist die Kommunalität eine wichtige Zusatzinformation.

Für alle drei Kerne sind die für den LGM-Bereich gemittelten Kommunalitäten der Paläofaktoren h , die Standardabweichung σh der Mittelwertbildung sowie die kleinsten Kommunalitäten im Zeitraum des LGM h_{min} angegeben. Während die Temperaturrekonstruktion mit den Sommertemperaturen (CLIMAP Project Members, 1976, 1981) an den tropischen Kernen *V25-59* und *RC24-16* zu höheren Temperaturen für das LGM als im heutigen Ozean führen, liefern Rekonstruktionen mit den flußgewichteten, den Jahresmittel- und den Wintertemperaturen niedrigere LGM-Temperaturen für das Oberflächenwasser an den Kernpositionen. Dabei führt die Regression mit den Wintertemperaturen die größten Temperaturänderungen zwischen dem LGM und heute.

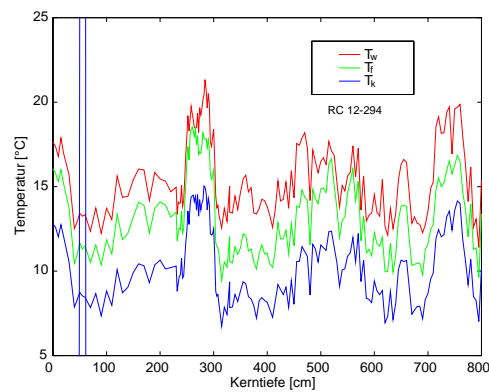
Die Temperaturrekonstruktionen für das LGM am Kern *RC12-294* aus dem mitt-



(a)



(b)



(c)

Abbildung 3.16: Temperaturrekonstruktionen aus den Foraminiferenvergesellschaftungen dreier CLIMAP-Kerne. Dargestellt sind die rekonstruierten Sommer- (T_w) und Wintertemperaturen (T_k) sowie die flußgewichteten Temperaturen (T_f) über der Kerntiefe.

	$T (T_{CT}) [^{\circ}\text{C}]$	$T_{LGM} [^{\circ}\text{C}]$	$\sigma T_{LGM} [^{\circ}\text{C}]$	$\Delta T [^{\circ}\text{C}]$
<i>V 25-59 ($h = 0.73, \sigma_h = 0.08, h_{min} = 0.65$)</i>				
Sommer	27.1 (27.6)	27.7	0.58	-0.7
Winter	26.3 (25.5)	24.1	0.37	2.3
Jahresmittel	27.2 (27.1)	26.4	0.44	0.8
Flußgewichtet	27.7 (27.0)	26.3	0.48	1.4
<i>RC 24-16 ($h = 0.69, \sigma_h = 0.07, h_{min} = 0.59$)</i>				
Sommer	26.1 (27.8)	26.7	0.72	-0.6
Winter	23.5 (25.9)	19.1	0.96	4.4
Jahresmittel	25.7 (27.6)	22.2	1.12	3.5
Flußgewichtet	25.3 (27.5)	21.8	1.2	3.5
<i>RC 12-294 ($h = 0.9, \sigma_h = 0.01, h_{min} = 0.89$)</i>				
Sommer	18.3 (17.6)	13.3	0.08	5.0
Winter	13.1 (12.8)	8.6	0.15	4.5
Jahresmittel	16.9 (16.6)	11.5	0.14	5.4
Flußgewichtet	16.7 (16.1)	11.5	0.18	5.2

Tabelle 3.2: Oberflächenwassertemperaturen an den Lokationen der Sedimentkerne für des LGM, die sich bei verschiedenen rezenten Temperaturen in der Regression ergeben. Angegeben sind die rezenten Temperaturen T , die Temperaturen die aus den Kernoberflächenproben rekonstruiert wurden T_{CT} , die für das LGM gemittelten Temperatur T_{LGM} (19 - 23 ka), die Standardabweichung σT_{LGM} und die Differenz $\Delta T = T - T_{LGM}$. Weiterhin angegebene sind die gemittelten Kommunalitäten h der Paläofaktoren für den Bereich des LGM, die Standardabweichung σ_h und die kleinste Kommunalität im Bereich des LGM h_{min} .

leren südlichen Breiten führen bei allen aufgeführten Eichtemperaturen zu deutlich niedrigeren LGM Temperaturen im Vergleich zu den gegenwärtigen Bedingungen. Ein Vergleich der Ergebnisse der Rekonstruktionen mit flußgewichteten Temperaturen und der CLIMAP-Sommertemperaturen zeigt, daß durch die flußgewichteten Temperaturen nur in den tropischen Bereichen für das LGM tiefere Temperaturen rekonstruiert werden. In den mittleren Breiten liefern beide Rekonstruktionen vergleichbare Ergebnisse.

Die auf den flußgewichteten Temperaturen basierenden Rekonstruktionen stehen also nicht im Widerspruch zu den CLIMAP-Ergebnissen für die mittleren Breiten. Die Diskrepanz zwischen terrestrischen und marinen Untersuchungen in den Tropen kann durch die flußgewichteten Temperaturen verringert werden.

3.5.2 Interpretation der Paläotemperaturen

Bei den dargestellten Temperaturrekonstruktionen wurden flußgewichtete Temperaturen verwendet, bei denen die Wichtung der einzelnen Monatstemperaturen direkt aus den zeitlichen Variationen der Chlorophyllkonzentrationen abgeleitet wurde (ohne zeitlichen Versatz). Wie an den Beispielen aus Abschnitt 3.1 gezeigt wurde, ist zwischen dem Jahresgang der Chlorophyllkonzentration und den zugehörigen

saisonalen Schwankungen der Foraminiferentransporte durch die Wassersäule eine Phasenverschiebung von ca. 1 Monat zu beobachten. Wird dieser Zeitversatz bei der Berechnung der flußgewichteten Temperaturen berücksichtigt, hat dies keinen nennenswerten Einfluß auf die flußgewichteten Temperaturen und somit auch nicht auf die rekonstruierten Paläotemperaturen. Aus diesem Grund ist im Rahmen dieser Arbeit ein direkter zeitlicher Verlauf von Chlorophyllkonzentration und Foraminiferenpopulation angenommen worden. Zudem ist zu beachten, daß die Foraminiferen während ihrer Blüte im Oberflächenwasser leben, die Partikeltransporte aber erst nach der Blüte einsetzen, wenn die Organismen absterben.

In Abhängigkeit von der Primärproduktion (Chlorophyllgehalt im Oberflächenwasser) werden bei der Berechnung der flußgewichteten Temperaturen an verschiedenen Positionen unterschiedliche Zeitpunkte innerhalb eines Jahres unterschiedlich stark gewichtet. Im Gegensatz zu den von CLIMAP verwendeten Sommer- bzw. Wintertemperaturen, die einem bestimmten Zeitpunkt entsprechen, widerspiegeln die flußgewichteten Temperaturen regional variierende Zeiträume. Sie entsprechen den Temperaturen während der Produktionszeiten der Regionen. Unter den Annahmen, daß die Intensität des einfallenden Sonnenlichts ein wichtiger Parameter ist, der den jahreszeitlichen Verlauf der Blüten steuert und daß sich in dem zu untersuchenden erdgeschichtlichen Zeitraum der relative Jahresgang der Sonneneinstrahlungsverhältnisse nicht grundlegend verändert hat, sind in den Vergesellschaftungen der Sedimentkerne Informationen über Temperaturen der Zeiträume enthalten, in denen im rezenten Ozean an den Kernpositionen die Maxima der Primärproduktion auftreten. So enthalten Sedimentkerne aus dem tropischen Teil des Atlantiks Temperaturinformationen, die die Jahresmitteltemperaturen der Vorzeit widerspiegeln, da in diesen Bereichen gegenwärtig eine über das Jahr annähernd gleichmäßige PP zu beobachten ist. Kerne aus Regionen mit ausgeprägten Produktionsmaxima, z.B. aus den hohen Breiten, liefern Information über die Zeitpunkte, in denen heute die Produktionsmaxima zu beobachten sind. Die saisonale Zuordnung der flußgewichteten Paläotemperaturen erfolgt über die gegenwärtigen, saisonalen Schwankungen der Chlorophyllkonzentrationen im Oberflächenwasser.

3.5.3 Multiple Korrelationskoeffizienten

Der multiple Korrelationskoeffizient ist eine Größe, welche beschreibt, wie gut der funktionelle Zusammenhang zwischen den Artenverteilungen, dargestellt durch das Faktormodell, und den gewählten Temperaturen ist. Tabelle 3.3 gibt einen Überblick über die Regression des CLIMAP-6-Faktormodell mit den unterschiedlichen Temperaturen. Die Temperaturen T_w und T_k entsprechen den CLIMAP-Sommer- und Wintertemperaturen. Weiterhin angegeben sind die Korrelationskoeffizienten für die flußgewichteten Temperaturen (T_f), die Jahresmitteltemperaturen (T_m) und die jährlichen Temperaturvariabilitäten (T_s). Da die Differenzen zwischen der maximalen und der minimalen Temperaturen in Gebieten, die unterschiedliche Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente aufweisen, gleich sein können (Abbildung 2.13), ist eine Normierung der Temperaturvariabilitäten mit den Jahresmitteltemperaturen ($T_m - T_s$) durchgeführt und in der Regression verwendet worden.

Ein Vergleich der Regressionen mit den Temperaturen und den rezenten Chlorophyllkonzentrationen (Jahresmittel) im Oberflächenwasser (SeaWiFS Project, 1986) zeigt, daß durch die Artenverteilungen in den Oberflächensedimenten Temperaturverteilungen im Oberflächenwasser besser abgebildet werden als die Konzentrationen von Chlorophyll. Die aus Chlorophyllkonzentrationen ableitbaren Primärproduktionen der Vorzeit können aus den Foraminiferenvergesellschaftungen in Sedimentkernen nicht rekonstruiert werden, da die rezenten Verteilungen der Foraminiferen nicht direkt auf die rezenten Chlorophyllkonzentrationen abgebildet werden.

Größe	T_w	T_k	T_f	T_m	T_s	T_m-T_s	Chl_j
r^2	0.987	0.988	0.986	0.987	0.806	0.975	0.76

Tabelle 3.3: Multiple Korrelationskoeffizienten bei Regression des 6-Faktormodells (CLIMAP) und verschiedene Temperaturen an Positionen der Oberflächensedimente (T_w : Sommer; T_k : Winter; T_f : flußgewichtet; T_m : Jahresmittel, T_s : Jährliche Schwankung; Chl_j : Jährliche Chlorophyllkonzentration).

Die Korrelationskoeffizienten aller genutzter Temperaturen unterscheiden sich nur um Nachkommastellen. Die jahreszeitlichen Schwankungen der Temperaturen und die Chlorophyllkonzentrationen zeigen deutlich schlechtere Korrelationen in der Regression.

In diesem Abschnitt wurde gezeigt, daß bei der Paläotemperaturrekonstruktion die Wahl der richtigen Eichtemperatur, die durch die Sedimentzusammensetzungen repräsentiert werden, einen entscheidenden Einfluß auf die Paläotemperaturrekonstruktion hat. Die dargestellten Paläotemperaturberechnungen für das LGM variieren von den CLIMAP-Rekonstruktionen lediglich in den Eichtemperaturen. Der Oberflächendatensatz und das daraus folgende Faktormodell ist identisch zu den CLIMAP-Untersuchungen.

Im nachfolgenden Abschnitt wird gezeigt, wie sich Variationen in den Oberflächen-daten (Faunenvergesellschaftungen) auf die Paläotemperaturrekonstruktionen auswirken.

4 Sensitivitätsuntersuchungen

Anwender der Methode von Imbrie und Kipp (IKM, Imbrie und Kipp (1971)) müssen einige Entscheidungen treffen (Abschnitt 2.2.1), die sich auf die Paläotemperaturen auswirken. Dazu zählen z.B. die Auswahl geeigneter Arten und Oberflächenproben oder die Festlegung der Anzahl der Faktoren des Faktormodells. Die Auswirkungen dieser subjektiven Einflüsse werden nun einigen Beispielen dargestellt.

Die nachfolgenden Paläotemperaturrekonstruktion basieren auf den modifizierten Oberflächendaten der CLIMAP-Rekonstruktion und den flußgewichteten Temperaturen (Abschnitt 3.2). Es wird jeweils nur eine Veränderung an den Ausgangsdaten vorgenommen, ansonsten entsprechen die Oberflächendaten mit Ausnahme der Eichtemperaturen (hier den flußgewichteten) denen der CLIMAP-Rekonstruktionen. Um den Einfluß der einzelnen Veränderungen auf die Paläotemperaturen darzustellen, werden die Temperaturrekonstruktionen mit den unveränderten CLIMAP-Oberflächendaten als Referenz angesehen und lediglich die Abweichungen der Rekonstruktionen, die auf den veränderten Oberflächendaten beruhen, zu dieser Referenz dargestellt.

Als Beispiel dienen auch hier die Sedimentzusammensetzungen der drei CLIMAP-Kerne, an denen bereits im vorangegangenen Abschnitt der Einfluß der flußgewichteten Temperaturen dargestellt wurden. Die Positionen der Kerne sind in Tabelle 4.1 angegeben (Abbildung 2.5). Sie sind so gewählt, daß sie verschiedenen Bereichen des Atlantiks zugeordnet werden können. Der Kern *RC 12-294* stammt aus dem zentralen Südatlantik, der *RC 24-16* aus dem äquatorialen Ost-, der *V 25-59* aus dem äquatorialen Westatlantik.

Kern	Breite [°N]	Länge [°E]	Wassertiefe [m]
RC 12-294	-37.26	-10.09	3913
RC 24-16	-5.04	-10.19	3559
V 25-59	1.37	-33.48	841

Tabelle 4.1: Position der CLIMAP-Kerne an denen Paläotemperaturen rekonstruiert werden (Abbildung 2.5) und die Wassertiefe an den Lokationen der Kerne.

4.1 Artenauswahl

4.1.1 Einfluß von *G. ruber white*

In Abschnitt 2.2 wurde bereits gezeigt, daß die Art *G. ruber white* in weiten Teilen des Atlantiks in den Oberflächensedimenten vorkommt und ihr so eine wichtige Rolle im Datensatz zukommt (Tabelle 2.2). Dies bestätigt auch ihrer Dominanz in den Faktorwerten des ersten Faktors (Abbildung 2.9). Der Einfluß dieser Dominanz auf die Paläotemperaturen, soll nun näher betrachtet werden. Dazu wird *G. ruber white* aus dem Datensatz entfernt. Er besteht nun aus 356 Proben aus je 26 Arten. Analog zu Abschnitt 2.2.1 liefert eine Singulärwertzerlegung der Oberflächendatenmatrix ein Faktormodell, bestehend aus 6 Faktoren. Diese werden genutzt, um mit

den flußgewichteten Temperaturen eine Paläoumweltgleichung zu bestimmen, die Grundlage der Paläotemperaturberechnungen ist.

Durch die neue Artenauswahl ändert sich die Struktur der ersten Faktoren. Während im ursprünglichen Faktormodell *G. ruber white* den ersten Faktor dominiert, wird er nun in seiner Struktur durch die Verteilung von Arten bestimmt (Abschnitt 2.2.1), die ihr Hauptverbreitungsgebiet in den mittleren und hohen Breiten haben und durch das Herausnehmen von *G. ruber white* aus dem Datensatz im Faktormodell an Bedeutung gewinnen.

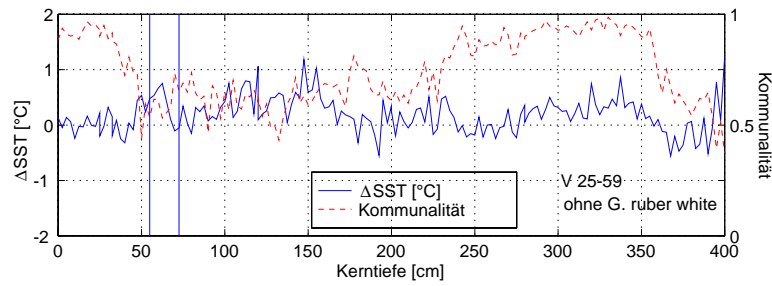
Den Einfluß der veränderten Artenzusammensetzungen auf die Temperaturrekonstruktionen an den Sedimenten der drei Beispielkerne zeigt Abbildung 4.1. Für alle drei Kerne sind die Abweichungen der rekonstruierten Temperaturen zu den Rekonstruktionen mit dem unveränderten Daten über der Kerntiefe dargestellt. Ebenfalls angegeben sind die Kommunalitäten, die sich aus den Paläofaktoren berechnen. Durch senkrechte Linien sind in den Darstellungen die Bereiche der Kerne markiert, die das LGM repräsentieren.

Im Vergleich der drei Beispielkerne hat das Herauslassen der Art *G. ruber white* auf die am Kern *RC 12-294* (mittlere südliche Breiten) rekonstruierten Temperaturen den größten Einfluß (Abbildung 4.1 (c)). Der Einfluß der veränderten Artenauswahl auf die Paläotemperaturen an diesem Kern ist jedoch kleiner als 2°C . In den Kernbereichen mit hoher Kommunalität liegen die Temperaturabweichungen unter 1°C . Ein Vergleich mit Abbildung 3.16 (c) zeigt, daß in den Kerntiefen, in denen die größten Abweichungen zu den ursprünglichen Rekonstruktionen auftreten, die höchsten Temperaturen rekonstruiert werden. Die Artenzusammensetzung dieser Sedimente werden durch Arten bestimmt, die bevorzugt in den wärmeren Regionen leben und die ohne *G. ruber white* an Bedeutung gewinnen.

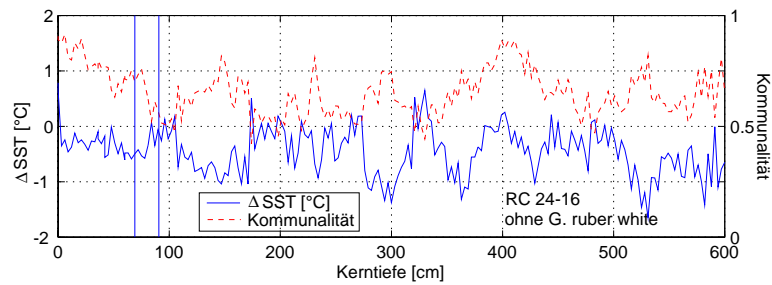
Den geringsten Einfluß auf die Paläotemperaturen zeigt die Rekonstruktion am Kern *V 25-59* aus dem tropischen Westatlantik beim Weglassen von *G. ruber white* (Abbildung 4.1 (a)). Die Abweichungen sind kleiner als 1°C . Die geringsten Abweichungen liegen in den Kerntiefen, in denen die Kommunalitäten relativ groß sind. Die größten Temperaturunterschiede liegen in dem Kernbereichen, in denen die Kommunalität kleiner als 0.8 ist, d.h. die Vergesellschaftungen dieser Kerntiefen können durch das Faktormodell schlechter beschrieben werden als die übrigen. Die im Kern am häufigsten vertretenen Arten sind neben *G. ruber white* die Arten *G. sacculifer*, *G. dutertrei* und *G. glutinata*. Diese Arten zeigen ihr Maximum in der Verbreitung in den gleichen Regionen wie *G. ruber white*. Wird *G. ruber white* aus dem Datensatz entfernt, übernehmen diese Arten die Rolle von *G. ruber white*.

Temperaturrekonstruktionen am *V 25-59* aus dem äquatorialen Westatlantik zeigen im Unterschied zu den anderen beiden Kernen tendenziell niedrigere Temperaturen bei Nichtbeachtung der Art *G. ruber white*.

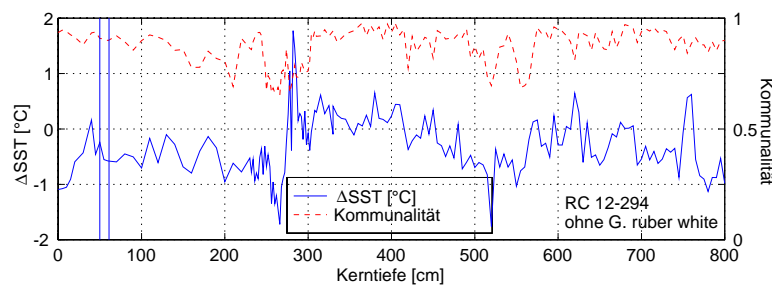
Bestehen die Proben der Kerne überwiegend aus Foraminiferenarten, die den Bereich mittlerer und tieferer Temperaturen bevorzugen, sind die rekonstruierten Paläotemperaturen beim Weglassen von Arten, die in wärmeren Regionen leben (z.B. *G. ruber white*) höher. Die Arten mit einem Verbreitungsmaximum bei tieferen Temperaturen gewinnen in den Vergesellschaftungen der Oberflächenproben aus den wärmeren Regionen prozentual an Gewicht und werden durch das Faktormodell stärker berücksichtigt. In der Regression werden so die Verteilungen der Arten,



(a) V 25-59



(b) RC 24-16



(c) RC 12-294

Abbildung 4.1: Differenz zwischen den Temperaturrekonstruktionen mit und ohne *G. rüber white*, sowie die Kommunalität der Kernproben zum Faktormodell ohne *G. rüber white*. Durch die senkrechten Linien ist der Bereich des LGM in den Kernen gekennzeichnet.

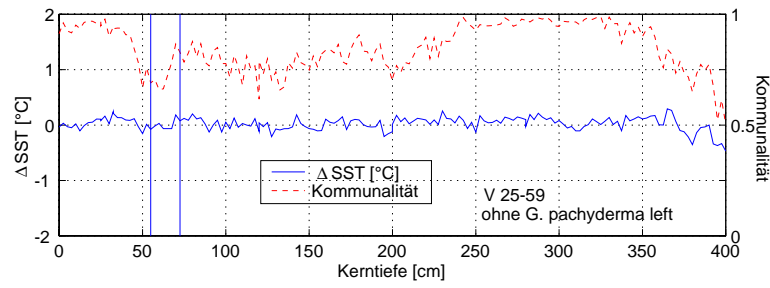
die in den kälteren Regionen leben, auf höhere Temperaturen abgebildet. Dies führt bei den Kernen *RC 24-16* (Abbildung 4.1 (b), tropischer Ostatlantik) und *RC 12-294* (Abbildung 4.1 (c), mittlerer Südatlantik) zu tendenziell höheren Temperaturen. Analog dazu führt das Herauslassen einer Art, die bevorzugt in Gebieten tieferer Temperaturen lebt, zu tieferen Paläotemperaturen. Dies ist beim Kern *V 25-59* (Abbildung 4.1 (a)) der Fall. Die in den Sedimenten dieses Kerns dominanten Arten sind *G. sacculifer* und *G. dutertrei*. Diese Arten leben im Vergleich zu *G. ruber white* in wärmeren Gebieten. Mit *G. ruber white* wird also im Bezug auf die Artenzusammensetzungen des *V 25-59* eine Art, die Gebiete tieferer Temperaturen bevorzugt, aus dem Datensatz entfernt. Der Bereich, in dem *G. sacculifer* und *G. dutertrei* maßgeblich die Artenzusammensetzungen des Oberflächendatensatzes bestimmen, vergrößert sich zu den subtropischen Breiten hin, d.h. zu niedrigeren Temperaturen.

4.1.2 Einfluß von *G. pachyderma left*

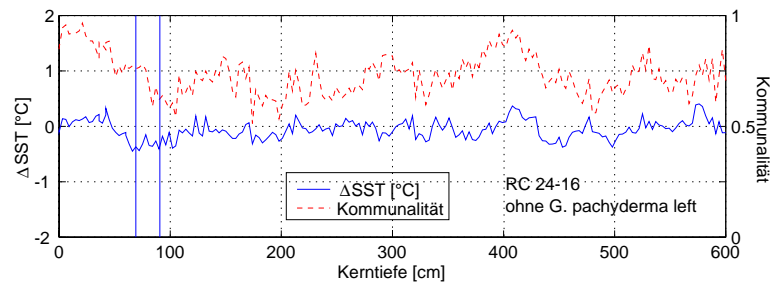
Auf die besondere Bedeutung der Art *G. pachyderma left* im CLIMAP-Datensatz ist bereits im Abschnitt 2.2.2 hingewiesen worden. Ihr Verbreitungsmaximum hat diese Art in den hohen nördlichen bzw. südlichen Breiten (Abbildung 2.3). Mit Anteilen von über 95 % an den Vergesellschaftungen dieser Regionen ist diese Art der Repräsentant tiefer Temperaturen im Datensatz. Im Faktormodell prägt die Verteilung dieser Art den dritten Faktor (Abschnitt 2.2.1). Nachfolgend wird diese Art aus dem Datensatz entfernt.

In Abbildung 4.2 ist der Einfluß dieser Änderung auf die Paläotemperaturen der drei Beispielkerne dargestellt. Bei allen drei Kernen gibt es keine systematischen Abweichungen zu den auf allen Arten beruhenden Rekonstruktionen. Die größten Differenzen treten beim Kern *RC 12-294* (mittlerer Südatlantik) in Kernbereichen auf, in denen die Vergesellschaftungen der Sedimente nur unzureichend durch das Faktormodell beschrieben werden können (geringe Kommunalität). Wird *G. pachyderma left* aus dem Datensatz herausgenommen, gewinnt die Art *G. quinqueloba* in den Bereichen an Bedeutung, die vorher durch *G. pachyderma left* dominiert wurden. Durch das Herauslassen von *G. pachyderma left* bestimmt *G. quinqueloba* die Artenzusammensetzung der Proben der kalten Regionen des Datensatzes. Da beide Arten in den Kernen aus den tropischen Breiten (*V 25-59*, *RC 24-16*) nicht vertreten sind, liefern Temperaturrekonstruktionen an diesen Kernen ohne *G. pachyderma left* annähernd die gleichen Ergebnisse, wie bei den Rekonstruktionen mit dieser Art.

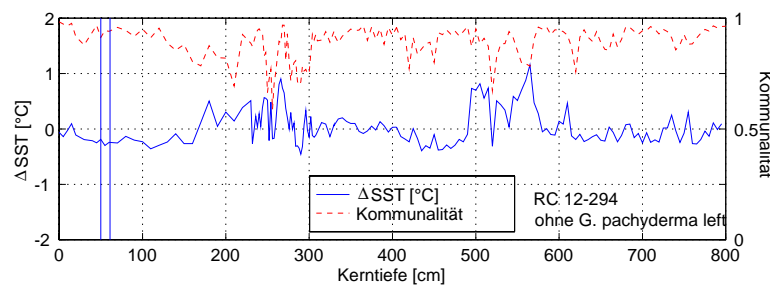
An den Probenzusammensetzungen des *RC 12-294* (mittlere Breiten) ist *G. quinqueloba* im Mittel mit 26 Individuen, *G. pachyderma left* mit 13 Individuen beteiligt. Die am *RC 12-294* rekonstruierten Temperaturen zeigen nur in zwei Tiefenbereichen (175 cm bis 280 cm und 500 cm bis 575 cm) Abweichungen der Temperaturen bis zu 1 °C. In diesen Kernbereichen haben beide Arten ihre größten Anteile an den Artenzusammensetzungen der Kernproben (*G. pachyderma left* < 2.5 %, *G. quinqueloba* 5 %). In den übrigen Bereichen ist der Anteil dieser Arten nahe Null, so daß sich das Herauslassen von *G. pachyderma left* aus dem Datensatz auf die Temperaturrekonstruktionen dieser Bereiche nicht auswirkt.



(a) V25-59



(b) RC24-16



(c) RC12-294

Abbildung 4.2: Differenz der Paläotemperaturrekonstruktionen mit und ohne *G. pachyderma left*, sowie die Kommunalität der Kernproben zum Faktormodell ohne *G. pachyderma left*. Durch die senkrechten Linien ist der Bereich des LGM in den Kernen gekennzeichnet.

4.2 Einschränkung des Oberflächendatensatzes

An den folgenden Beispielen wird gezeigt, welchen Einfluß es auf die Paläotemperaturen hat, wenn die Anzahl der Oberflächenproben reduziert wird und so die Verteilung der Proben über der Temperatur verändert wird.

Zum einen werden Proben aus den Regionen des Atlantiks aus dem Oberflächendatensatz entfernt, die durch die Art *G. pachyderma left* dominiert werden (hohe Breiten), zum anderen die Oberflächenproben, die in den Gebieten der Verteilungsmaxima der Art *G. ruber white* (Subtropen) liegen. Abbildung 4.3 zeigt, wie sich die

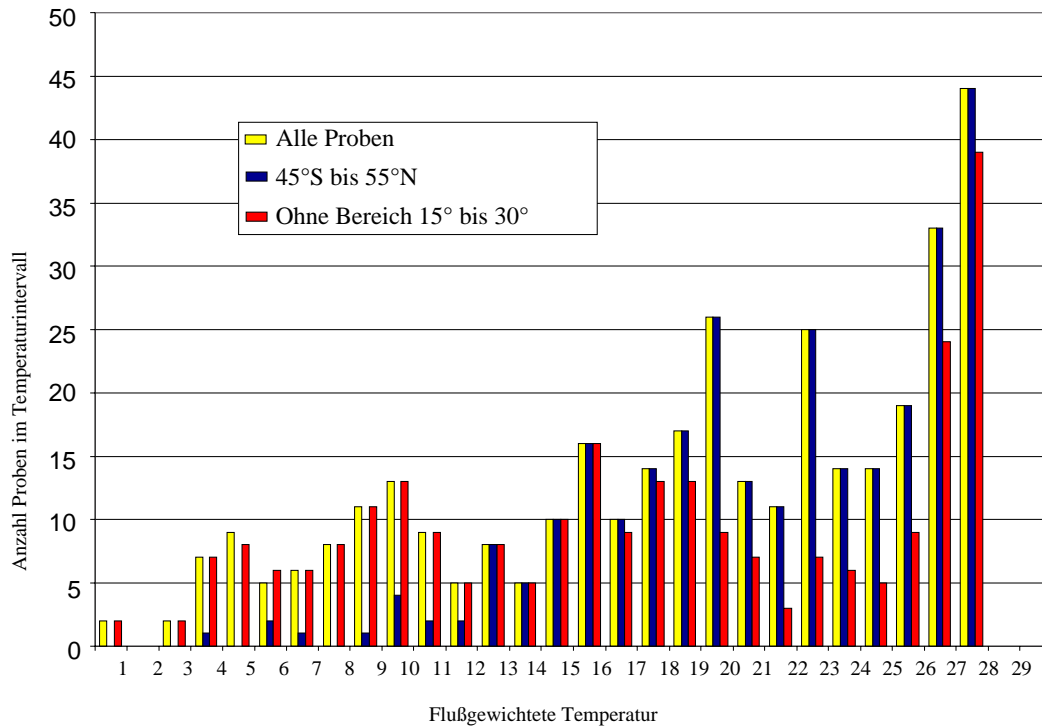


Abbildung 4.3: Anzahl der Oberflächenproben pro Temperaturintervall für die verschiedenen Oberflächendatensätze.

Oberflächenproben der einzelnen Datensätze über der flußgewichteten Temperatur verteilen. Neben der Probenverteilung des gesamten CLIMAP-Datensatz sind auch die Verteilungen der Oberflächen, die zwischen 45°Süd und 55°Nord liegen und des Datensatzes, aus dem die Oberflächenproben aus den Bereichen zwischen 15° und 30°Nord bzw. Süd entfernt wurden, dargestellt.

4.2.1 Oberflächen ohne Bereiche zwischen 15°N (S) und 30°N (S)

Im Faktormodell des gesamten Datensatzes bestimmt die Verbreitung der Art *G. ruber white* den ersten Faktor (Abbildung 2.9). Diese Art hat ihr Verbreitungsmaximum in den Oberflächenproben zwischen 30°S und 15°S sowie zwischen 15°N und 30°N (Abbildung 2.2). Die Oberflächenproben aus diesen Regionen werden

nun aus dem Oberflächendatensatz entfernt. Der Datensatz reduziert sich dadurch auf 260 Oberflächenproben, die den gesamten Temperaturbereich des ursprünglichen Datensatzes abdecken (Abbildung 4.3). Diese Einschränkung wirkt sich lediglich auf die Anzahl der Oberflächenproben aus, die den einzelnen Temperaturintervallen zugeordnet werden können (Abbildung 4.3). Temperaturen zwischen 17°C und 28°C werden im Vergleich zum gesamten Datensatz durch weniger Proben repräsentiert, wobei der Temperaturbereich zwischen 20°C und 26°C am stärksten von der Änderung betroffen ist.

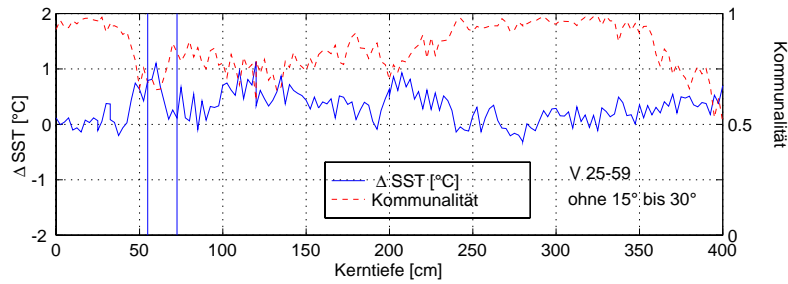
Im Faktormodell des veränderten Oberflächendatensatzes wird der erste Faktor weiterhin durch die Verteilungen der Arten *G. ruber white*, *G. sacculifer* und *G. glutinata* in den Oberflächen bestimmt. In den anderen Faktoren gewinnen Arten aus kälteren Regionen an Gewicht.

Die größten Temperaturänderungen bewirkt das Herauslassen der Oberflächenproben aus dem angegebenen Bereich bei Temperaturrekonstruktionen am Kern *RC 24-16* (äquatorialer Ostatlantik). Durch Nutzung des verkleinerten Oberflächendatensatzes werden aus den Kernsedimenten bis zu 2°C tiefere Temperaturen rekonstruiert.

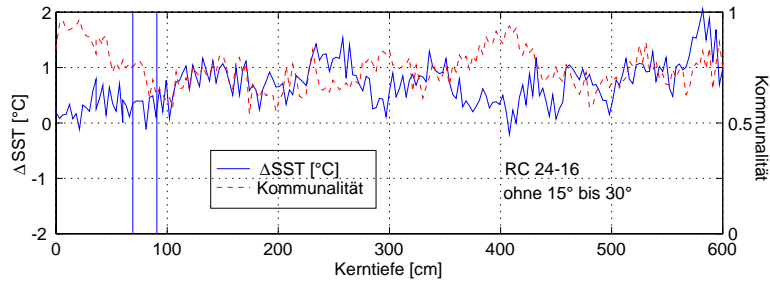
Die am *RC 12-294* (mittlerer Südatlantik) rekonstruierten Temperaturen sind höher ($\Delta T < 1^\circ\text{C}$), die am *V 25-59* aus dem tropischen Westatlantik rekonstruierten Temperaturen sind niedriger ($\Delta T < 1^\circ\text{C}$).

In Bezug auf die Artenzusammensetzungen *RC 12-294* entspricht die Einschränkung des Oberflächendatensatzes einem Weglassen von Arten, die warme Temperaturen bevorzugen. In gleicher Weise wie beim Weglassen der *G. ruber white* aus dem Datensatz (Siehe oben) führt dies zu wärmeren Paläotemperaturen.

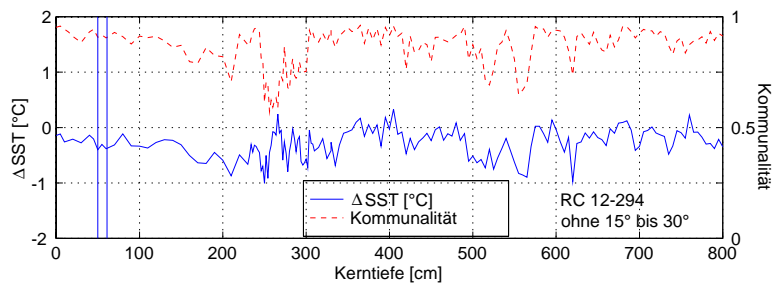
Tendenziell kältere Paläotemperaturen aus Rekonstruktionen an den Kernen *RC 24-16* und *V 25-59* lassen sich in gleicher Weise erklären, wie beim Weglassen der Art *G. pachyderma left* (Siehe oben). Das Herauslassen der Oberflächenproben zwischen den Bereichen von 15° bis 30° entspricht im Bezug auf die Artenzusammensetzungen der beiden Kerne dem Weglassen einer Art, die den kalten Temperaturbereich bevorzugt, was zu niedrigeren Temperaturen führt.



(a) V25-59



(b) RC 24-16



(c) RC 12-294

Abbildung 4.4: Differenz der Paläotemperaturrekonstruktionen bei Nutzung des gesamten Datensatzes und eines Datensatzes, in dem die Oberflächenproben aus den Bereichen 15°N (S) und 30°N (S) nicht enthalten sind, sowie die Kommunalität der Kernproben zum Faktormodell der eingeschränkten Oberflächenprobenauswahl. Durch die senkrechten Linien ist der Bereich des LGM in den Kernen gekennzeichnet.

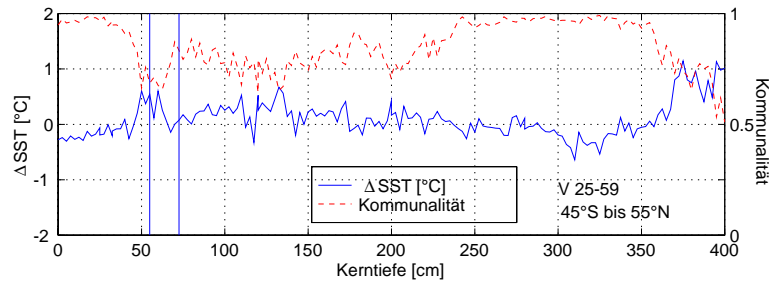
4.2.2 Oberflächen von 45 °S bis 55 °N

Aus dem Oberflächendatensatz werden die Proben entfernt, die südlich von 45 °S und nördlich 55 °N liegen. In diesen Bereichen hat *G. pachyderma left* die höchsten Anteile an den Foraminiferenvergesellschaftungen der Oberflächenproben (Abbildung 2.3). Der Oberflächendatensatz reduziert sich dadurch auf 291 Proben. Aus Abbildung 4.3 geht hervor, daß durch diese Einschränkung weniger Proben im Temperaturbereich zwischen 0 °C und 12 °C liegen. Den Temperaturintervallen 0 °C - 1 °C, 4 °C - 5 °C und 7 °C - 8 °C können keine Proben zugeordnet werden.

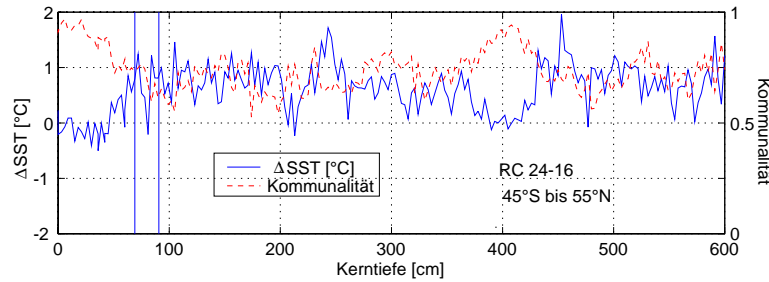
Durch die Veränderung des Oberflächendatensatzes werden die an den drei Beispielkernen reproduzierten Temperaturen tendenziell kälter (Abbildung 4.5). Die größten Auswirkungen hat diese Einschränkung auf die Temperaturrekonstruktionen am *RC12-294* aus dem zentralen Südatlantik (Abbildung 4.5 (c)), die geringsten auf die am *V25-59* (Abbildung 4.5 (a)) rekonstruierten Temperaturen.

Die in den Vergesellschaftungen des tropischen Kerns *V25-59* dominierenden Foraminiferenarten haben in den Oberflächensedimenten ihre Verbreitungsmaxima in den tropischen und subtropischen Breiten (Abschnitt 4.1, Abbildung 2.2 bis 2.4). Im Faktormodell der Oberflächenproben ändern sich die Faktoren, die Artzusammensetzungen der warmen Regionen beschreiben durch die Einschränkung des Datensatzes auf den oben angegebenen Bereich nicht. Werden die Artzusammensetzungen der Sedimentproben durch das Faktormodell beschrieben (Siehe auch Abschnitt 2.2.3), liefern Faktoren, die kältere Regionen repräsentieren keinen Beitrag. Somit sind auch keinen gravierenden Abweichungen der Paläotemperaturen an diesen Kernen zu erwarten.

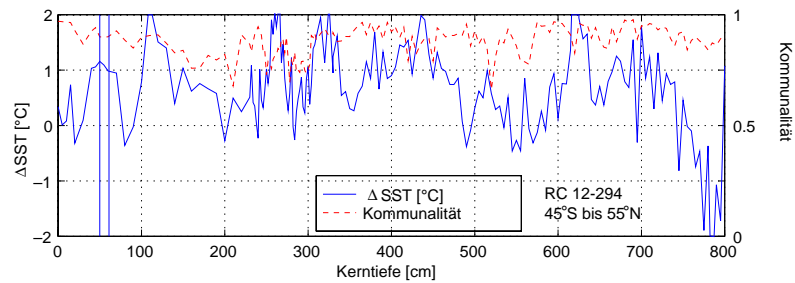
Anders verhält es sich bei den Temperaturrekonstruktionen am *RC12-294* aus dem zentralen Südatlantik. Arten, die sehr häufig in den Proben dieses Kerns vorkommen, leben bevorzugt in den mittleren und hohen Breiten. Im Vergleich zum gesamten Datensatz repräsentieren aber weniger Oberflächentemperaturen die Temperaturen, die kleiner als 12 °C sind. Da die Repräsentanten kalter Regionen durch die Einschränkung des Datensatzes an Bedeutung verlieren, werden sie im Faktormodell weniger stark berücksichtigt. Faktoren, die hauptsächlich durch die Verteilungen von Arten geprägt sind, die bevorzugt in den wärmeren Regionen leben, gewinnen in den kälteren Bereichen des Datensatzes an Bedeutung. Dies führt zu den tendenziell niedrigeren Temperaturen bei den Rekonstruktionen am *RC12-294* (Abbildung 4.5 (c)).



(a) V25-59



(b) RC24-16



(c) RC12-294

Abbildung 4.5: Differenz der Paläotemperaturrekonstruktionen mit dem gesamten Oberflächendatensatz und einem auf den Bereich zwischen 45°S und 55°N eingeschränkten Oberflächendatensatz, sowie die Kommunalität der Kernproben zum Faktormodell der eingeschränkten Oberflächenprobenauswahl. Durch die senkrechten Linien ist der Bereich des LGM in den Kernen gekennzeichnet.

4.3 Zählfehler

Grundlage der Temperaturrekonstruktion aus den Vergesellschaftungen von Mikroorganismen in den Sedimenten sind Zählungen der absoluten Häufigkeiten der einzelnen Arten in den Proben, sowohl der Oberflächen, als auch der Kerne. Der genaue Vorgang der Probenaufbereitung ist unter anderem von Zielinski (1993), Niebler (1995) und Brathauer (1996) beschrieben. Nach verschiedenen Stufen der Probenvorbereitung werden in Stichproben, bestehend aus ca. 500 Individuen, die absoluten Häufigkeiten jeder Art bestimmt. Der Fehler in der absoluten Häufigkeit n jeder einzelnen Art in der Stichprobe beträgt $\pm\sqrt{n}$. Ein solcher Fehler wird nun sowohl auf die Artenhäufigkeiten in den Oberflächenproben als auch in den Sedimentkernproben angewendet. Das Vorzeichen ist zufällig gewählt. Aus Abbil-

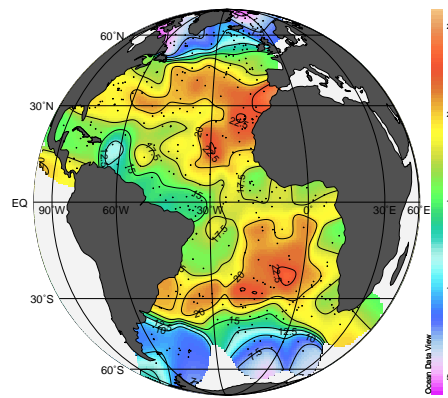
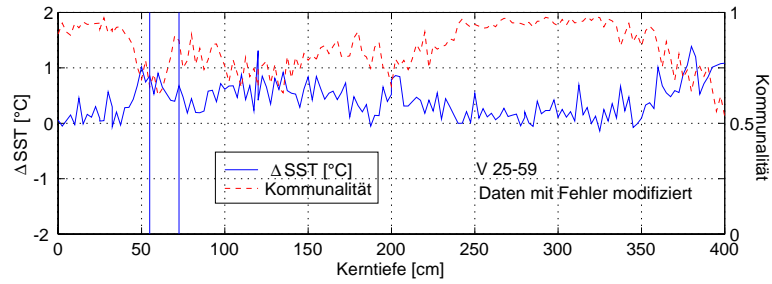


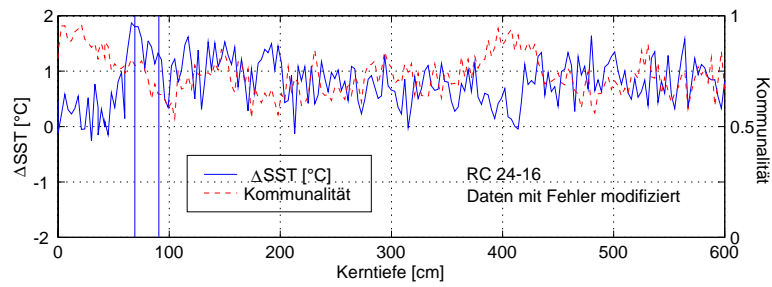
Abbildung 4.6: Anzahl der Arten, die in den Oberflächenproben vorkommen.

Abbildung 4.6 geht hervor, daß die Oberflächenproben in verschiedenen Regionen des Atlantiks unterschiedlich viele Foraminiferenarten enthalten. In den tropischen und subtropischen Breiten des Westatlantiks sind weniger Arten in den Oberflächenproben vertreten als in den Proben des Ostatlantiks. Da alle Proben annähernd aus ca. 500 Individuen bestehen, folgt daraus ein geringerer relativer Fehler in den Proben des Westatlantiks im Vergleich zum östlichen Teil, weil so die vorkommenden Arten eine größere absolute Häufigkeit erreichen.

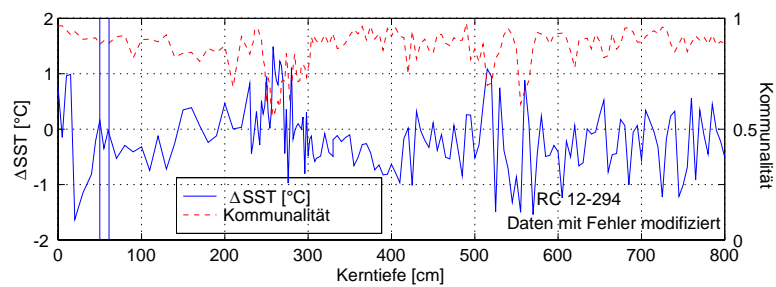
Den Einfluß der Modifizierung der Oberflächen- und Kerndaten mit dem oben angegebenen Fehler auf die an den drei Beispielkernen *RC 12-294*, *RC 24-16* und *V 25-59* rekonstruierten Paläotemperaturen zeigt Abbildung 4.7. Den geringsten Einfluß haben die Zählfehler auf die Temperaturrekonstruktionen des *V 25-59* aus dem äquatorialen Westatlantik. Da die Proben aus dem äquatorialen Ostatlantik (*RC 24-16*) und dem mittleren Südatlantik aus mehr Foraminiferenarten bestehen als die des *V 25-59*, erhöht sich der Einfluß des Zählfehlers auf diese Proben (Abbildung 4.6). Wegen des Probenumfangs von ca. 500 Foraminiferen pro Probe liegen die absoluten Häufigkeiten der einzelnen Arten unter denen im Kern aus dem Westatlantik. Der relative Fehler erhöht sich dadurch, was auch in den höheren Abweichungen in den Temperaturrekonstruktionen zum Ausdruck kommt.



(a) V 25-59



(b) RC 24-16



(c) RC 12-294

Abbildung 4.7: Differenzen zwischen der Berechnung, sowie die Kommunalität der Kernproben zum Faktormodell der durch einen Zählfehler veränderten Zählraten. Durch die senkrechten Linien ist der Bereich des LGM in den Kernen gekennzeichnet.

4.4 Normierung

Durch die Normierung der Artenzusammensetzungen der Proben wird es möglich, die einzelnen Probenpunkte miteinander in Beziehung zu setzen. Die Normierung der Rohdaten kann dabei auf verschiedene Weise erfolgen. Tabelle 4.2 gibt einen Überblick über die in der Literatur verwendeten Normierungen.

Normierung	Zitat	Beschreibung
Prozent der maximalen, relativen Häufigkeit einer Art	Imbrie und Kipp (1971)	Max. Prozentzahl einer Art in Oberflächen und Kernprobe wird als 100 % gesetzt, die Häufigkeiten der anderen Arten werden als Prozent dieser berechnet.
Normierung	Imbrie et al. (1973)	Alle Vergesellschaftungen können durch Vektoren gleicher Länge beschrieben werden.
Ranking	Pichon et al. (1987); Zielinski et al. (1998)	Artenhäufigkeiten in einem Intervall werden durch einen Wert repräsentiert.
Lognorm	Mix et al. (1999)	Normierung der Logarithmen der Zählraten
Logratio	Kucera und Malmgren (1998); Aitchison (1986)	Logarithmus der relativen Häufigkeit einer Art in einer Probe.

Tabelle 4.2: Möglichkeiten der Rohdatenaufbereitung (Siehe auch Text).

In der ursprünglichen Arbeit von Imbrie und Kipp (1971) werden die relativen Anteile der Arten an den Vergesellschaftungen der Oberflächenproben und der zu untersuchenden Proben des Sedimentkerns bestimmt. Der maximale prozentuale Anteil einer Art in den Oberflächen- bzw. der Kernproben wird dann als 100 % definiert und alle anderen Artenhäufigkeiten werden als prozentualer Anteil dieser Artenhäufigkeit dargestellt. Diese Art der Normierung erfordert es, die Artenzusammensetzung der Oberflächenproben bei der Berechnung von Paläotemperaturen an anderen Sedimentkernen stets neu darzustellen und sowohl die Singulärwertzerlegung der Oberflächendaten, als auch die Regression des Faktormodells mit den rezenten Temperaturen durchzuführen.

Von Imbrie et al. (1973) wird die in Abschnitt 2.2.1 beschriebene Normierung der Zählraten eingeführt. Die Artenzusammensetzung aller Proben des Oberflächendatensatzes und der Sedimentkerne werden als normierte Vektoren im Raum, der durch die linear unabhängigen Vektoren der einzelnen Artenanteile aufgespannt wird, dar-

gestellt. Ein Vorteil dieser Art der Datennormierung ist, daß der Datensatz der Oberflächenproben nach der Zerlegung in die Faktoren einmalig im Regressions-schritt zur Bestimmung der Paläoumweltgleichung genutzt wird. Diese kann dann auf beliebig viele Sedimentkernproben zur Rekonstruktion von Paläotemperaturen angewendet werden. Die rezenten Daten werden durch Proben aus den Kernen nicht beeinflußt.

Durch die beiden dargestellten Normierungsmethoden kann das Problem der Dominanz einiger Arten in den Daten nicht gelöst werden. Um die Verteilung von Arten, die in Oberflächen- und Sedimentproben nur mit einer geringen Häufigkeit vorkommen in gleicher Weise zu berücksichtigen, wie die Information der Verteilung der dominanten Arten, wurden nichtlineare Normierungsverfahren eingeführt.

Beim Ranking (Pichon et al., 1987; Zielinski et al., 1998) werden Intervalle relativer Häufigkeiten der Arten durch jeweils einen Wert beschrieben. In Pichon et al. (1987) sind z.B. folgende Rankingwerte definiert. Ist eine Art in einer Probe nicht vorhanden (relative Häufigkeit = 0 %), wird ihre Häufigkeit durch den Rankingwert 0 wiedergegeben. Relative Häufigkeiten < 2 % entsprechen einem Rankingwert von 1, relative Häufigkeiten von Arten zwischen 2 % und der Hälfte der maximalen relativen Häufigkeit werden durch einen Rankingwert 2 ersetzt. Alle anderen Häufigkeiten (mehr als die halbe maximal auftretende relative Häufigkeit) werden durch einen Rankingwert 3 in der Datenmatrix repräsentiert. Die durch die Rankingwerte dargestellten Häufigkeiten der Arten werden dann in der Datenanalyse (z.B. IKM) verwendet. In Zielinski et al. (1998) ist ein Vergleich verschiedener Rankingintervalle an einem Datensatz dargestellt. Da bei der dargestellten Rankingmethode durch eine maximale Häufigkeit einer Art in einer Probe aus einem Sedimentkern der Oberflächendatensatz beeinflußt wird (Vergleich Normierung aus Imbrie und Kipp (1971), oben) werden von Zielinski et al. (1998) feste Intervalle für das Ranking eingeführt.

Neben der diskreten Zuordnung der Häufigkeiten zu einem Rankingwert wird dort auch ein kontinuierliches Ranking vorgestellt. Die relativen Häufigkeiten der Arten in den Proben werden mit 10 multipliziert und anschließend logarithmiert. Durch die Multiplikation der Daten mit einem Faktor werden negative Werte nach der Logarithmierung umgangen (Zielinski et al., 1998). Diese Art der Datennormierung ist nur möglich, wenn alle Arten in allen Proben vorkommen. Ist eine Art in einer Probe nicht vorhanden (0 %) führt das logarithmieren zu $-\infty$. Um dieses Problem zu umgehen, werden in Mix et al. (1999) zu den absoluten Häufigkeiten jeder Art in den Proben Eins dazuaddiert und anschließend logarithmiert. Durch die Addition der Eins wird verhindert, daß das Nichtvorhandensein einer Art in einer Probe durch das Logarithmieren zu $-\infty$ führt. Die so durch die Logarithmen der absoluten Häufigkeiten der Arten beschriebenen Probenzusammensetzungen werden abschließend normiert (Lognorm, Mix et al. (1999)).

In Kucera und Malmgren (1998) ist die Datennormierung in ähnlicher Weise vorgenommen worden. Die Häufigkeit jeder Art in jeder Probe wird durch den natürlichen Logarithmus des Quotienten aus relativer Häufigkeit der Art in einer Probe und dem

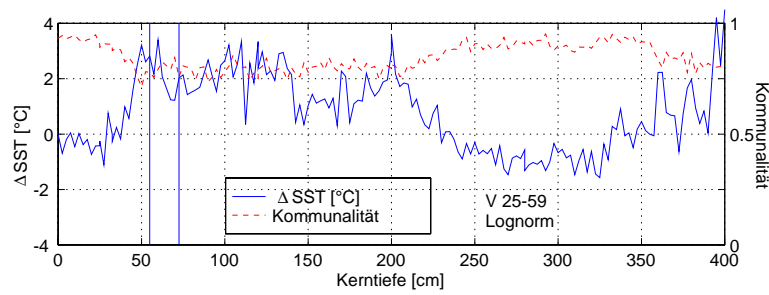
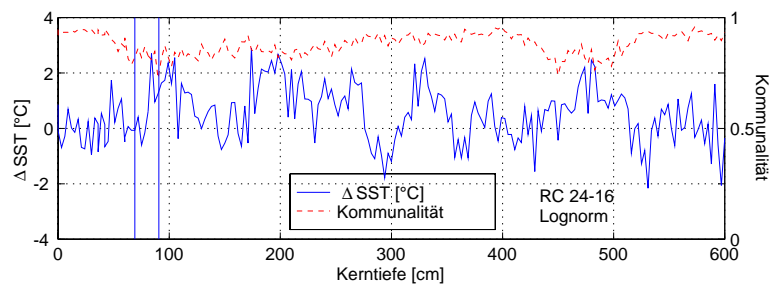
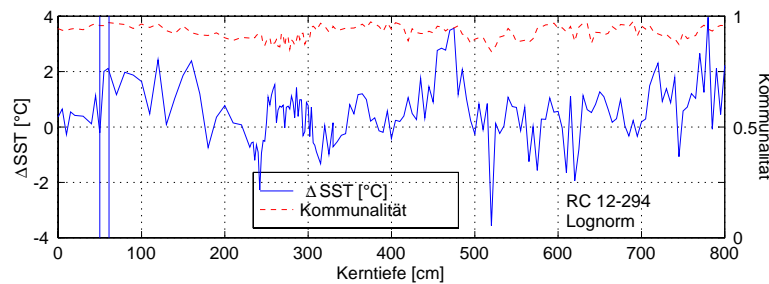
(a) *V 25-59*(b) *RC 24-16*(c) *RC 12-294*

Abbildung 4.8: Differenz der Paläotemperaturrekonstruktionen bei Normierung und Lognorm der Daten, sowie die Kommunalität der Kernproben zum Faktormodell der Lognormdaten. Durch die senkrechten Linien ist der Bereich des LGM in den Kernen gekennzeichnet.

geometrischen Mittel der relativen Artenhäufigkeiten in der Probe dargestellt.

$$d_{ij}^{\text{logratio}} = \ln \frac{d_{ij}}{\sqrt[n]{d_{i1} * d_{i2} * \dots * d_{in}}} \quad (4.1)$$

(d_{ij} : prozentualer Anteil der j -ten Art an der i -ten Probe; n : Anzahl der Arten)
Ist eine Art in einer Probe nicht vorhanden, wird ihre Häufigkeit durch einen Wert, der kleiner als die Genauigkeit der Datenerhebung ist, dargestellt (Aitchison, 1986).

Eine Anwendung der Lognormtransformation (Mix et al., 1999) auf den CLIMAP-Datensatz zeigt, wie sie sich auf die Ergebnisse der Singulärwertzerlegung (Abschnitt 2.2.1) der Oberflächendaten auswirkt. Da durch das Logarithmieren der Daten die Verteilungen von Arten, die nur einen geringen prozentualen Anteil an den Artenzusammensetzungen der Oberflächenproben haben, an Bedeutung gewinnen, verändert sich die Faktorwertematrix beim Übergang von der Normierung der Daten zur Normierung der logarithmierten Daten (Abbildungen 2.9). Die einzelnen Faktoren sind nicht mehr nur durch die Verbreitung einzelner Arten dominiert. Durch die Lognormtransformation wird die Struktur der Faktoren so verändert, daß sie nicht mehr direkt den Verteilungen einzelner Arten in den Oberflächendaten zugeordnet werden können (Siehe auch Abschnitt 2.2.1).

Abbildung 4.8 zeigt, wie sich die Anwendung der Lognorm anstelle der Normierung auf die Paläotemperaturen auswirkt. Sie führt zu den größten Abweichungen zwischen den Temperaturrekonstruktionen im Vergleich zu den bisher dargestellten Modifikationen der Daten (Abschnitt 4.1 bis 4.3). Die Temperaturrekonstruktion mit Lognormtransformation der Daten weichen zum Teil um mehr als 3°C von denen mit der ursprünglichen Normierung ab. Kernbereiche mit vergleichsweise großen Temperaturdifferenzen zwischen beiden Berechnungen im V25-59 zeigen eine vergleichsweise kleine Kommunalität der Kernproben mit dem Faktormodell der lognormtransformierten Oberflächendaten.

Abfolgen von kälteren und wärmeren Abschnitten in den Kernen werden bei beiden Temperaturrekonstruktionen in gleicher Weise reproduziert.

4.5 Paläo-Sommertemperaturen bei Variation der Oberflächendaten

Anhand der Änderungen der Temperaturen für das LGM bei Variation der Daten wird nun untersucht, ob die Eichtemperatur einen Einfluß auf die Sensitivitätsuntersuchungen hat. Dazu werden die oben aufgeführten Veränderungen der Oberflächendaten in Verbindung mit den CLIMAP-Sommertemperaturen genutzt und der Einfluß auf die Temperaturen für das LGM dargestellt. Tabelle 4.3 zeigt sowohl für die flußgewichteten Temperaturen als auch für die Sommertemperaturen, wie sie die einzelnen Veränderungen der Oberflächendaten auf die LGM-Temperaturen auswirken. Die LGM-Temperaturen werden dabei analog zu Abschnitt 3.5 bestimmt.

Werden in der Regression die Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente auf die flußgewichteten Temperaturen abgebildet, führt dies zu größeren Abweichun-

	Korr. Koeff. r^2		RC12-294		V25-59		RC24-16	
	T_f	T_w	ΔT_f^{LGM}	ΔT_w^{LGM}	ΔT_f^{LGM}	ΔT_w^{LGM}	ΔT_f^{LGM}	ΔT_w^{LGM}
ohne <i>G. ruber white</i>	0.983	0.982	-0.46	-0.37	0.34	-0.11	-0.34	-0.05
ohne <i>G. pachyderma left</i>	0.986	0.987	-0.24	-0.05	0.01	-0.01	-0.33	-0.17
Oberflächenproben von 45 °S bis 55 °N	0.970	0.966	1.08	0.12	0.21	-0.53	0.71	0.26
ohne Oberflächenproben zwischen 15 °N (S) und 30 °N (S)	0.989	0.989	-0.36	-0.18	0.55	0.45	0.31	-0.13
Lognorm	0.987	0.986	1.30	0.88	0.63	1.99	2.13	1.97

Tabelle 4.3: Vergleich der Temperatursensibilität bei verschiedenen Eichtemperaturen (T_f und T_w) anhand der für den Zeitraum des LGM bestimmten Temperaturen

gen bei der Berechnung der Oberflächenwassertemperaturen für das LGM als bei Nutzung der Sommertemperatur aus den CLIMAP-Temperaturrekonstruktionen. Ursachen hierfür sind der im Vergleich zu den Sommertemperaturen (3 °C bis 28.9 °C) größere Temperaturbereich, der durch die flußgewichteten Temperaturen (0.85 °C bis 27.0 °C) abgedeckt wird, sowie die unterschiedlichen Verteilungen der Oberflächenproben über dem Temperaturbereich.

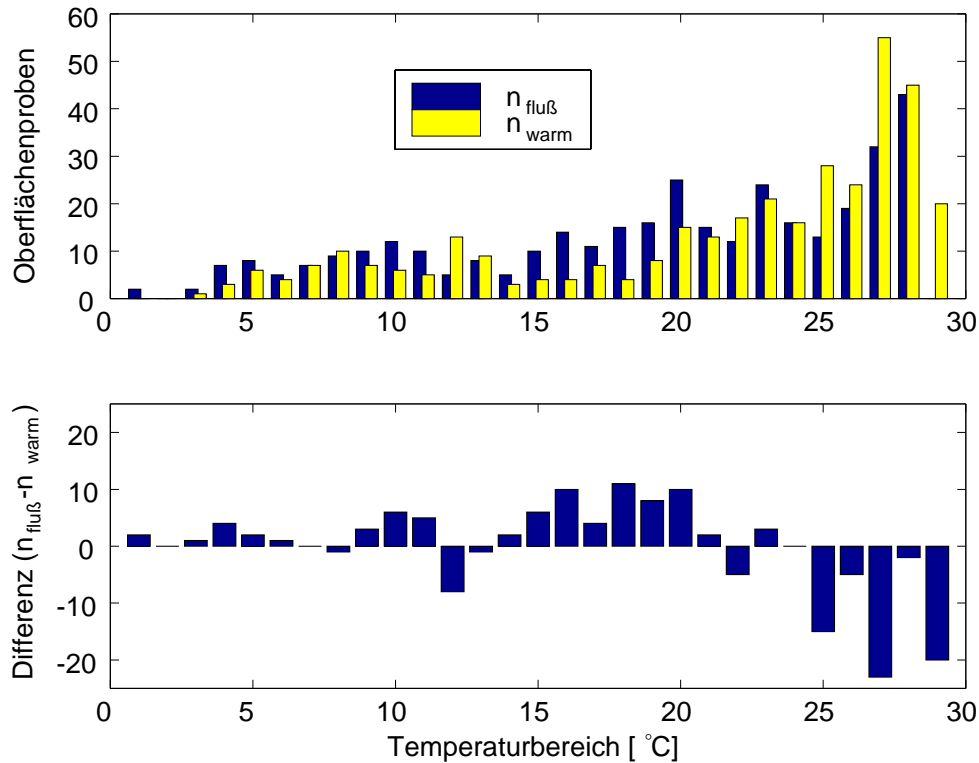


Abbildung 4.9: Anzahl der Oberflächenproben im jeweiligen Temperaturbereichen (1 °C -Schritte) bei unterschiedlichen Eichtemperaturen (T_f und T_w) (oben), sowie die Differenzen zwischen beiden Oberflächenverteilungen (unten).

Aus Abbildung 4.9 geht hervor, daß bei der Verwendung der flußgewichteten Temperaturen mehr Oberflächenproben im mittleren Temperaturbereich liegen als bei der Nutzung der Sommertemperaturen, bei denen ein Großteil der Oberflächenproben in den Temperaturintervallen zwischen 25 °C und 30 °C liegen, während bei Nutzung der flußgewichteten Temperaturen der Temperaturbereich zwischen 10 °C und 20 °C durch mehr Oberflächenproben repräsentiert wird als bei den Sommertemperaturen. Wie bereits in Abbildung 3.12 (Seite 54) gezeigt wurde, werden bei den flußgewichteten Temperaturen auf die Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente, welche den Bereich hoher Sommertemperaturen repräsentieren, größere Temperaturänderungen abgebildet.

Bei gleicher Modifikation der Oberflächendaten zeigen die Temperaturrekonstruktionen am Kern V 25-59 aus dem äquatorialen Westatlantik die größten Unterschiede in

den für das LGM rekonstruierten Temperaturen bei unterschiedlichen Eichtemperaturen. Im rezenten Ozean liegen im Bereich der Position dieses Kerns die maximalen Temperaturen im Oberflächenwasser vor. Die an den Kernproben rekonstruierten Sommertemperaturen liegen an der Kernposition oberhalb von 26 °C. In den Oberflächendaten wird dieser Temperaturbereich, wie bereits oben beschrieben, bei den Sommer- bzw. die flußgewichteten Temperaturen unterschiedlich durch die Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente abgebildet.

Die an den Artenzusammensetzungen des *RC 12-294* rekonstruierten Paläotemperaturen (Sommer- und flußgewichtete Temperaturen) liegen im Temperaturbereich zwischen 10 °C und 17 °C. Aus Abbildung 3.12 (Seite 54) geht hervor, daß in diesem Temperaturbereich die beiden Eichtemperaturen mit Ausnahme weniger Probenpunkte durch eine Konstante von der 1:1-Beziehung abweichen, d.h. die zugehörigen Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente beschreiben die gleichen Temperaturänderungen. Dies führt zu den relativ geringen Abweichungen der Temperaturänderungen (Tabelle 4.3) bei der beschriebenen Modifikation der rezenten Daten. Werden aus dem Oberflächendatensatz die Proben der hohen Breite entfernt (südlich 45°, nördlich 55°N), führt dies zu den größten Unterschieden bei den berechneten Temperaturen für den Zeitraum des LGM.

4.6 Sensitivitätstest und LGM in den Tropen

Wie bereits in Tabelle 4.3 gezeigt wurde, sind mit Ausnahme der unterschiedlichen Datennormierung die Variationen der für das LGM rekonstruierten Temperaturen kleiner als 1 °C. Für die beiden Kerne aus dem äquatorialen Atlantik bedeutet das, daß die Temperaturänderungen durch Veränderungen der Oberflächendaten nicht den in Abschnitt 3 dargestellten Einfluß der flußgewichteten Temperaturen auf die LGM-Temperaturen in den Tropen aufhebt. Die durch die Eichung der Oberflächenzusammensetzungen mit den flußgewichteten Temperaturen bestimmten Temperaturänderungen zwischen dem LGM und heute sind bei allen drei Kernen größer als die Abweichungen der LGM-Temperaturen bei den unterschiedlichen Veränderungen des Oberflächendatensates.

5 Schlußfolgerung und Ausblick

5.1 Zusammenfassung und Ergebnis

Ein wichtiges Ergebnis der auf gegenwärtigen Sommertemperaturen beruhenden Rekonstruktionen der Oberflächenwassertemperaturen für das Letzte Glaziale Maximum des CLIMAP-Projekts (CLIMAP Project Members, 1976, 1981) ist, daß sich in den Tropen die Temperaturen des LGM nicht von den heutigen unterscheiden, während in anderen Gebieten für das LGM deutlich niedrigere Temperaturen im Vergleich zu heute rekonstruiert wurden. Die CLIMAP-Rekonstruktionen basieren auf gegenwärtigen Zusammenhängen von Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente und den Oberflächenwassertemperaturen an den Positionen dieser Sedimente.

Langzeitverankerungen von Sinkstoffallen in unterschiedlichen Regionen des Ozeans haben gezeigt, daß Partikelflüsse aus den oberen Wasserschichten in die Tiefsee und schließlich ins Sediment in unterschiedlichen Regionen zu unterschiedlichen Zeiten ihre Maxima erreichen und daß diese Maxima regional unterschiedlich stark ausgeprägt sind (Abbildungen 3.1, 3.2, Abschnitt 3). Da die Artenzusammensetzung der Sedimente maßgeblich während der maximalen Partikelflüsse geprägt wird, sind in den Sedimenten zeitlich gewichtete Temperaturen enthalten. Die Abbildung der Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente als Repräsentanten des rezenten Ozeans auf die gegenwärtigen Oberflächenwassertemperaturen eines Zeitpunktes, wie z.B. des Sommers bzw. des Winters (CLIMAP Project Members, 1976, 1981, 1984; Pflaumann et al., 1996; Andersson, 1997; Sarnthein et al., 1998), ist also nicht gerechtfertigt, insbesondere dann nicht, wenn sich der Oberflächendatensatz über einen großen geographischen Bereich erstreckt. Daß die in den Sedimenten enthaltenen Informationen über Paläotemperaturen nicht unbedingt den Sommer- und Winterbedingungen entsprechen, zeigen auch Sikes und Keigwin (1994) in einem Vergleich von Temperaturrekonstruktionen, die auf geochemisch-physikalischen Eigenschaften der Mikroorganismen basieren (U_K^{37} , siehe Anhang B.4).

Werden in verschiedenen Gebieten des Ozeans Temperaturen von unterschiedlichen Zeitpunkten eines Jahres in Form der Faunenvergesellschaftungen in den Sedimenten überliefert, führt die Nutzung rezenter Temperaturen zu pauschal **eines** Zeitpunktes (z.B. Sommer oder Winter) bei der Temperatureichung der Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente zu falschen Zusammenhängen, die sich auf die Berechnung der Paläotemperaturen auswirken.

Sinkstoffallenverankerungen sind zwar ein geeignetes Mittel, um Informationen über saisonal variierende Sedimentationsprozesse an ausgewählten Positionen im Ozean zu gewinnen, jedoch liefern sie nur punktuelle Meßergebnisse, die nicht unbedingt auf größere Regionen übertragen werden können und die teilweise nicht reproduzierbar sind. Flächendeckende Langzeitmessungen mit Sinkstoffallen bedürfen eines hohen finanziellen und personellen Aufwands.

In der vorliegenden Arbeit wurde gezeigt, daß saisonale Variationen von Foraminiferenflüssen in Sinkstoffallen aus den jahreszeitlichen Schwankungen im Chlorophyll-

gehalt des Oberflächenwassers abgeschätzt werden können. Daten darüber sind z.B. vom Satelliten NIMBUS 7 (CZCS*) verfügbar (SeaWiFS Project, 1986). Der Vorteil dieser Daten gegenüber Sinkstoffallenmessungen liegt in einer hohen räumlichen ($1^\circ \times 1^\circ$) und zeitlichen (monatlich) Auflösung. Ein weiterer Vorteil der Daten ist, daß sie sich aus den monatlichen Mittelwerten von 1978 bis 1986 ergeben und somit gut die mittleren Bedingungen wiedergeben.

Aus den zeitlichen Variationen der Chlorophyllkonzentrationen der oberen Wasserschichten kann eine Wichtung der Foraminiferenflüsse für jeden Monat an jeder Position des Oberflächendatensatzes abgeleitet werden. Diese Wichtung wird auf die monatlichen Temperaturen übertragen und liefert so eine flußgewichtete Mitteltemperatur (flußgewichtete Temperatur) zu jeder Oberflächenprobe.

Wesentliche Unterschiede zeigen die flußgewichteten Temperaturen im Vergleich zu den CLIMAP-Sommertemperaturen in den mittleren Breiten. Hier liegen sie deutlich unter den von CLIMAP verwendeten August- (im Norden) bzw. Februartemperaturen (im Süden). Die zugehörigen Oberflächenproben, deren Artenzusammensetzung bei den Sommertemperaturen einem relativ kleinen Temperaturbereich zugeordnet werden (25°C bis 27°C), repräsentieren bei den flußgewichteten Temperaturen einen Temperaturbereich von 15°C bis 27°C (Vergleich Abbildung 3.12). Die aus den Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente und den zugehörigen flußgewichteten Temperaturen abgeleitete Paläoumweltgleichung wird in diesem Bereich sensibler in Bezug auf Veränderungen in den Artenzusammensetzungen als bei der Verwendung der Sommertemperaturen. Variationen der Artenzusammensetzungen der Sedimente, die diesem Temperaturbereich zugeordnet werden, führen bei der Paläotemperaturrekonstruktion zu größeren Temperaturänderungen als bei der Eichung der Oberflächensammensetzungen mit den Sommertemperaturen.

Vergleiche der flußgewichteten Temperaturen mit den Wintertemperaturen bzw. den Jahresmitteltemperaturen zeigen nur geringe systematische Abweichungen (Abbildungen 3.13, 3.14). Über einen großen Bereich des Oberflächendatensatzes unterscheiden sich die flußgewichteten Temperaturen von den CLIMAP-Wintertemperaturen nur durch einen im Mittel konstanten Wert. Bei Oberflächenproben aus dem tropischen Atlantik unterscheiden sich beide Temperaturen wegen der geringen jährlichen Temperaturvariabilität dieser Gebiete kaum voneinander.

Die Abweichungen der Jahresmitteltemperaturen von den flußgewichteten Temperaturen sind kleiner als 2°C . Die geringen Abweichungen der Jahresmittel- von den flußgewichteten Temperaturen ergeben sich aus dem saisonalen Verlauf des Chlorophyllgehalts des Oberflächenwassers in den Gebieten, die durch eine hohe jährliche Temperaturvariabilität gekennzeichnet sind (z.B. Nordwestatlantik). Innerhalb eines Jahres sind dort zwei Maxima in der Chlorophyllkonzentration zu beobachten. Durch diese Maxima werden die Temperaturen der Frühjahrs- und Herbstmonate bei der Berechnung der flußgewichteten Temperaturen stark gewichtet. Die Oberflächenwassertemperaturen dieser Monate entsprechen dem Jahresmittelwert. In den Monaten mit den Temperaturextrema (Sommer und Winter) geht der Chlorophyllgehalt der oberen Wasserschichten im Vergleich zu den Frühjahrs- und Herbst-

*CZCS: Coastal Zone Color Scanner

monaten stark zurück, so daß die Temperaturen dieser Monate keinen wesentlichen Einfluß auf die flußgewichteten Temperaturen haben. Die tropischen Breiten zeigen einen über das Jahr annähernd gleichbleibenden Chlorophyllgehalt und eine geringe jährliche Temperaturvariabilität, so daß hier die flußgewichteten Temperaturen dem Mittelwert der monatlichen Temperaturen entsprechen, weil die Temperaturen der einzelnen Monate gleich stark gewichtet in die flußgewichteten Temperaturen eingehen. Die geringen Abweichungen in den Regionen der hohen Breiten sind durch die relativ geringen jährlichen Temperaturschwankungen bedingt. Für Paläotemperaturrekonstruktionen, basierend auf den CLIMAP-Wintertemperaturen und den Jahresmitteltemperaturen, sind also keine gravierenden Abweichungen von den Rekonstruktionen, basierend auf den flußgewichteten Temperaturen, zu erwarten.

Mit Hilfe der flußgewichteten Temperaturen werden unter Anwendung der Methode von Imbrie und Kipp (IKM; Imbrie und Kipp (1971)) aus Foraminiferenvergesellschaftungen von Kernen aus dem CLIMAP-Datensatz Oberflächenwassertemperaturen für das LGM berechnet. Zwei der Kerne entstammen den tropischen, einer den mittleren südlichen Breiten des Atlantiks.

Werden aus den Sedimentzusammensetzungen dieser Kerne Temperaturen für den Zeitraum des LGM rekonstruiert, zeigen die auf den flußgewichteten Temperaturen beruhenden Paläotemperaturen bei Kernen aus dem tropischen Bereich des Atlantiks tiefere Temperaturen als im rezenten Ozean. CLIMAP-Rekonstruktionen an diesen Kernen führen zu Temperaturen für das LGM, die zum Teil über den heutigen liegen (Tabelle 5.1).

	Tropen		Mittlere Breiten
	<i>V 25-59</i>	<i>RC 24-16</i>	<i>RC 12-294</i>
CLIMAP (Sommertemperaturen)	-0.7	-0.6	5.0
Flußgewichtete Temperaturen	1.4	3.5	5.2

Tabelle 5.1: Temperaturdifferenzen zwischen heute und dem LGM für Rekonstruktionen mit den CLIMAP-Sommertemperaturen und den flußgewichteten Temperaturen für drei Kerne aus dem CLIMAP-Datensatz.

Temperaturrekonstruktionen aus den Sedimentzusammensetzungen des Kerns aus den mittleren Breiten führen bei Verwendung der flußgewichteten Temperaturen zu den gleichen Ergebnissen wie beim CLIMAP-Projekt. Die Eichung der Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente mit den flußgewichteten Temperaturen wirkt sich in erster Linie auf die Paläotemperaturrekonstruktionen in den tropischen Breiten aus und führt dort zu deutlich niedrigeren Temperaturen im Vergleich zum heutigen Ozean. In den mittleren und hohen Breiten sind keine gravierenden Änderungen zu den CLIMAP-Rekonstruktionen zu beobachten (Tabelle 5.1).

Die Ergebnisse der Temperaturrekonstruktionen für das LGM an den drei Beispielen, basierend auf den flußgewichteten Temperaturen, liefern vergleichbare Ergebnisse wie neuere Arbeiten von Lee und Slowey (1999) und Mix et al. (1999), die sich ebenfalls mit den Widersprüchen zwischen marinen und terrestrischen Tempe-

raturrekonstruktionen für das LGM in den Tropen befassen.

Lee und Slowey (1999) gehen davon aus, daß die Ergebnisse der CLIMAP-Untersuchungen in den Tropen durch Sedimentproben bedingt sind, die in ihrer Artenzusammensetzung durch Bioturbation bzw. Karbonatlösungsprozesse beeinflusst sind. Sie nutzen einen Sedimentkern aus dem subtropischen Pazifik, der hochaufgelöste, ungestörte Sedimentlagen für das LGM aufweist und von Karbonatlösungsprozessen kaum beeinflusst ist. Als Eichtemperatur dienen Jahresmitteltemperaturen. Die aus den Sedimenten rekonstruierten Temperaturen für das LGM liegen um ca. 2°C unter den heutigen Temperaturen.

Die Arbeit von Mix et al. (1999) sieht als Grund für die widersprüchlichen LGM-Temperaturen in den tropischen Bereichen die unzureichende Repräsentanz von Artenzusammensetzungen der Kernproben in den Oberflächenproben. Dies führt dazu, daß die Artenzusammensetzungen der Kernproben durch das Faktormodell der Oberflächenzusammensetzungen nur unzureichend beschrieben werden können. Zur Lösung dieses Problems nutzen Mix et al. (1999) sowohl die Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente als auch der Sedimentproben der Kerne zur Erstellung eines Faktormodells. Dazu verwenden sie insgesamt 1772 Proben von 10 Sedimentkernen aus dem tropischen Atlantik und Pazifik. Anstelle der normierten Häufigkeiten werden die Logarithmen der normierten Häufigkeiten verwendet. Als Eichtemperaturen dienen die Jahresmittelwerte. Für den Westatlantik und den Ostpazifik führt diese Art der Eichung zu 5°C bis 6°C niedrigeren Temperaturen für das LGM in den Tropen im Vergleich zu heute.

Beide oben angegebenen Arbeiten nutzen zur Erstellung der Paläoumweltgleichung die Jahresmitteltemperaturen. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde gezeigt, daß Jahresmittelwerte der Temperaturen nur geringe oder keine systematischen Abweichungen zu den flußgewichteten Temperaturen zeigen (siehe auch Müller et al. (1998)). Gerade in den Tropen und Subtropen, aus denen Eichtemperaturen der beiden oben angeführten Arbeiten stammen, sind die Unterschiede zwischen den flußgewichteten und den Jahresmitteltemperaturen gering, so daß davon ausgegangen werden kann, daß die Ergebnisse der beiden Arbeiten auch durch die Nutzung der Jahresmitteltemperaturen (CLIMAP nutzte Sommer- bzw. Wintertemperaturen) bedingt sind. Zudem ist ein direkter Vergleich mit den CLIMAP-Ergebnissen nicht möglich, da gegenüber den CLIMAP-Rekonstruktionen verschiedene Veränderungen an den Daten und der Methode vorgenommen wurden (andere Eichtemperaturen, andere Normierungen)

Da zur Bestimmung der flußgewichteten Temperaturen neben den monatlichen Temperaturdaten auch monatlich aufgelöste Informationen über Chlorophyllgehalte des Oberflächenwassers an jeder Position des Oberflächendatensatzes erforderlich sind, können als Alternative zu ihnen die Jahresmitteltemperaturen gesehen werden. Dabei ist zu beachten, daß die Jahresmittelwerte unabhängig von den Partikeltransporten in der Wassersäule sind.

Die Eichung der Artenzusammensetzungen mit gegenwärtigen Wintertemperaturen (CLIMAP) führt zu Temperaturänderungen zwischen dem LGM und heute, die in den Tropen sogar noch größere Abweichungen als bei Anwendung der flußgewichteten oder der Jahresmitteltemperaturen aufweisen. Für die Rekonstruktion absoluter

Temperaturwerte sind die Wintertemperaturen aber ungeeignet, da sie nicht den Zeitfenstern der maximalen Partikeltransporte (Foraminiferen) zugeordnet werden können.

Pauschal Sommertemperaturen über einen großen geographischen Bereich zur Eichung der Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente zu verwenden, widerspricht den saisonalen Abläufen der Partikeltransporte in der Wassersäule. Informationen über Sommertemperaturen werden nur in einigen Regionen in Form von Faunenvergesellschaftungen in den Sedimenten überliefert.

Da Resultate von Temperaturrekonstruktionen in Modellrechnungen einfließen sollen, um das Klima der Vergangenheit zu modellieren, ist eine jahreszeitliche Zuordnung der rekonstruierten flußgewichteten Paläotemperaturen notwendig. Diese erfolgt über den Jahresgang der Chlorophyllkonzentration im heutigen Ozean. Dabei wird angenommen, daß die Primärproduktion im Oberflächenwasser (Chlorophyllgehalt) maßgeblich durch die sich jahreszeitlich ändernden Einstrahlungsverhältnisse des Sonnenlichts gesteuert werden. Weiterhin wird davon ausgegangen, daß diese sich während des betrachteten Zeitraums nicht wesentlich verändert haben, so daß in den Sedimenten die gleichen Informationen über die gleichen Jahreszeiten enthalten sind, die im gegenwärtigen Ozean durch die Oberflächensedimente der Kerne repräsentiert werden. Rekonstruktionen von Zeitscheiben, d.h. von Temperaturverteilungen eines Zeitpunktes über große Bereiche (Sarnthein et al., 1998), sind mit Hilfe der flußgewichteten Temperaturen nicht möglich, da an unterschiedlichen Positionen verschiedene Jahreszeiten in den Sedimenten repräsentiert werden. Für die Nutzung der Temperaturen in der Modellierung bedeutet das, daß Informationen über jahreszeitliche Verläufe von Sedimentationsprozessen mit in die Rechnungen einbezogen werden müssen, um die flußgewichteten Paläotemperaturen jahreszeitlich aufzulösen.

Andere Arbeiten (Mix et al., 1986; Pisias et al., 1997) nutzen die Jahresmitteltemperaturen und jährlichen Temperaturschwankungen, um für die Vergangenheit neben den Jahresmitteltemperaturen auch die jährlichen Schwankungen um die Mittelwerte abschätzen zu können. Dabei ist zu beachten, daß nicht in allen Bereichen der Ozeane Informationen über die Monate der Temperaturminima bzw. -maxima in den Sedimenten überliefert werden. Zudem können unterschiedlichen Artenzusammensetzungen aus verschiedenen Regionen des Ozeans gleichen jährlichen Temperaturschwankungen zugeordnet werden. Dies ist z.B. dann der Fall, wenn sich der Oberflächendatensatz sowohl über die hohen als auch über die tropischen Breiten erstreckt. Verschiedene Regionen können dabei gleiche saisonale Temperaturschwankungen aufweisen, obwohl sich die Vergesellschaftungen der Oberflächensedimente dieser Regionen drastisch voneinander unterscheiden können.

In der vorliegenden Arbeit wurde gezeigt, daß die Wichtung der monatlichen Oberflächenwassertemperaturen durch die monatlichen Primärproduktionsbedingungen (Chlorophyllkonzentrationen im Oberflächenwasser) ein geeignetes Mittel ist, um den Foraminiferenvergesellschaftungen der Oberflächensedimente Temperaturen zuzuordnen, die die saisonalen Schwankungen der Foraminiferenflüsse in Sinkstoffalldata (und den Oberflächensedimenten) repräsentieren. Die Anwendung dieser

flußgewichteten Temperaturen auf Foraminiferenvergesellschaftungen von CLIMAP-Kernen aus dem tropischen Breiten, die den Zeitraum des LGM repräsentieren, führt zu tieferen Oberflächenwassertemperaturen als im rezenten. Somit liefert diese Arbeit einen Beitrag zur Lösung der zum Teil widersprüchlichen Temperaturrekonstruktionen für das LGM aus marinen und terrestrischen Untersuchungen in den Tropen.

Die dargestellten Unterschiede zwischen den Temperaturrekonstruktionen mit Hilfe der Sommer- und der flußgewichteten Temperaturen beschränkt sich nicht allein auf die in dieser Arbeit angewandten IKM. Ähnliche Effekte bei den Temperaturrekonstruktionen für das LGM sind auch bei anderen Methoden zu erwarten, die die rezenten Zusammenhänge zwischen den Vergesellschaftungen der Oberflächensedimente und den Oberflächenwassertemperaturen nutzen (MAT, SIMMAX, RAM, Neuronale Netze, Biomarker).

5.2 Ausblick

Das Verständnis der Lebensprozesse der Mikroorganismen, die als Paläoinformationsträger in den Sedimenten überliefert sind, ist die Grundlage der Rekonstruktion von Klimaparametern aus ihren Verteilungsmustern. Gegenwärtige Temperaturen, auf die die Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente abgebildet werden, müssen so gewählt werden, daß sie den Lebenszyklen der Mikroorganismen entsprechen. In der vorliegenden Arbeit wurde eine Möglichkeit einer jahreszeitlichen Zuordnung der Informationen der Sedimente vorgestellt. Die Eichtemperaturen dieser Arbeit basieren auf den Temperaturen in 10 m Wassertiefe. Es ist bekannt, daß einige der verwendeten Arten in tieferen Wasserschichten leben und daß es Arten gibt, die zwischen verschiedenen Wassertiefen wechseln (Kahn, 1979; Fairbanks et al., 1982; Hemleben et al., 1985; Niebler, 1995). Inwieweit dieses Verhalten der Foraminiferen die Paläotemperaturen beeinflusst, wurde im Rahmen dieser Arbeit in Voruntersuchungen betrachtet, bei denen die Frühjahrstemperaturen in 10 m bzw. 50 m Wassertiefe als Eichtemperaturen dienten. Die Abweichungen der Frühjahrstemperaturen von den Sommertemperaturen zeigen annähernd die gleiche Systematik wie die der flußgewichteten Temperaturen, so daß das Ergebnis dieser Untersuchungen auf Rekonstruktionen, die auf den flußgewichteten Temperaturen basieren, übertragen werden kann. Werden zur Eichung der Artenzusammensetzungen der Oberflächensedimente Temperaturen aus tieferen Wasserschichten verwendet, führt dies zu tieferen LGM-Temperaturen in den Tropen. In Tabelle 5.2 sind die Differenzen zwischen den Temperaturrekonstruktionen für das LGM und den aus den Oberflächensedimenten berechneten Temperaturen (rezenter Ozean) für die verschiedenen Wassertiefen angegeben. Die Anwendung der Temperaturen aus 50 m Wassertiefe zeigen deutlich größere Temperaturunterschiede zwischen dem LGM und heute im Vergleich zu den 10 m Temperaturen. Die Auswirkungen auf die LGM-Temperaturen des V 12-294 aus den mittleren Breiten sind gering. Oberflächenproben, die durch vergleichbare Artenzusammensetzungen wie die Proben des V 12-294 charakterisiert sind, liegen in Regionen der mittleren Breiten, in denen der vertikale Temperaturgradient kleiner ist als in den Tropen.

	Tropen		Mittlere Breiten
	<i>V 25-59</i>	<i>RC 24-16</i>	<i>RC 12-294</i>
Frühjahr 10 m	0.9	4.7	4.4
Frühjahr 50 m	1.8	6.1	4.9

Tabelle 5.2: Differenzen zwischen den Temperaturrekonstruktionen aus den Oberflächensedimentproben und den für das LGM rekonstruierten Temperaturen. Es werden die Frühjahrstemperaturen in 10 m bzw. 50 m Wassertiefe zur Eichung verwendet.

Die Wahl der Wassertiefe, aus der die Eichtemperaturen für den Oberflächendatensatz genutzt werden, hat insbesondere in den Tropen einen Einfluß auf die Paläotemperaturen. Eine weitere Verbesserung wäre somit, neben der zeitlichen Wichtung, eine von der Artenzusammensetzung der Oberflächensedimente abhängige Wichtung der Temperaturen unterschiedlicher Wassertiefen.

Die Beschränkung der Rekonstruktion auf Verteilungen von Arten einer Mikroorganismengruppe, wie z.B. auf Foraminiferen, führt zu Problemen in den hohen Breiten, in denen nur noch wenige Arten in den Sedimenten vorkommen (*G. pachyderma left*). Besser für die Paläotemperaturrekonstruktionen wären gleichmäßigere Verteilungen der verwendeten Arten über den Temperaturbereich der Eichtemperaturen, um die Dominanz einer einzelnen Art wie *G. pachyderma left* in den polaren Bereichen, aufzuheben. Eine Erweiterung eines Datensatzes aus Foraminiferenvergesellschaftungen durch weitere Mikrofossiliengruppen, die in diesen Bereichen vorkommen (z.B. Diatomeen oder Radiolarien), wäre eine Möglichkeit, um Artenverteilungen aus den kälteren Regionen mehr Gewicht zu verschaffen.

A Mathematische Grundlagen

A.1 Eigenwerte, Eigenvektoren

Ist $R = (r_{ij}) \in \mathbb{R}^{n \times n}$ eine reelle, symmetrische Matrix, dann sind ihre Eigenvektoren (EV) $\vec{u} \in \mathbb{R}^{n \times 1}$ ($\vec{u} = (u_1, \dots, u_n)$) durch die Gleichung

$$R\vec{u} = \lambda\vec{u} \quad (\text{A.1})$$

gegeben, wobei $\lambda \in \mathbb{R}$ die zugehörigen Eigenwerte (EW) sind. Diese Gleichung läßt sich zu

$$(R - \lambda I)\vec{u} = \vec{0}. \quad (\text{A.2})$$

umformen. Die nichttriviale Lösung ($\vec{u} \neq \vec{0}$) der Gleichung (A.2) ist ein Vektor \vec{u} , welcher orthogonal zu allen Zeilenvektoren der Matrix $(R - \lambda I)$ ist.

Ist die Matrix $R - \lambda I$ nicht singulär, kann man beide Seiten der Gleichung (A.2) mit $(R - \lambda I)^{-1}$ multiplizieren und man erhält die triviale Lösung $\vec{u} = 0$. Eine nichttriviale Lösung der Gleichung erhält man also nur, wenn $R - \lambda I$ singulär ist. Folgende Determinante muß Null sein

$$\det(R - \lambda I) = 0. \quad (\text{A.3})$$

Die Lösung für den zweidimensionalen Fall ist dann

$$(r_{11} - \lambda)(r_{22} - \lambda) - r_{12}r_{21} = 0. \quad (\text{A.4})$$

Mit $r_{12} = r_{21}$ ($n = 2$) sind die EW λ der Matrix R

$$\lambda_{1/2} = -\frac{1}{2} \left[-(r_{11} + r_{22}) \pm \sqrt{(r_{11} + r_{22})^2 - 4(r_{11}r_{22} - r_{12}^2)} \right]. \quad (\text{A.5})$$

Im allgemeinen Fall (n -dimensional) ist die charakteristische Gleichung (A.3) ein Polynom n -ten Grades. Die Lösung der Gleichung liefert dann n reelle Eigenwerte. Sind die Eigenwerte bestimmt, können mit Hilfe von Gleichung (A.2) die zu den EW korrespondierenden Eigenvektoren bestimmt werden. Die zu verschiedenen EW gehörenden EV sind orthogonal.

Faßt man die Eigenwerte $\lambda_1, \dots, \lambda_n$ als Elemente einer Diagonalmatrix Λ und die zugehörigen Eigenvektoren $\vec{u}_1, \dots, \vec{u}_n$ als Spaltenvektoren einer Matrix U auf, kann Gleichung (A.2) als

$$RU = \Lambda U \quad (\text{A.6})$$

geschrieben werden. Die Matrix U ist quadratisch und orthonormal, so daß

$$U^T U = U U^T = I \quad (\text{A.7})$$

gilt. Rechtsmultiplikation der transponierten Matrix U^T ($U_{(m \times n)}; U_{(n \times m)}^T$) in Gleichung (A.6) führt somit zu

$$R = U \Lambda U^T. \quad (\text{A.8})$$

Die Ausgangsmatrix R kann so durch die Matrix der Eigenwerte Λ und die Matrix der Eigenvektoren U dargestellt werden. Die Matrix R ist die durch die Eigenwerte λ_i gewichtete Summe der Matrizen $(u_i u_i^T)_{i=1 \dots n}$

$$R = \lambda_1 u_1 u_1^T + \lambda_2 u_2 u_2^T + \dots + \lambda_n u_n u_n^T. \quad (\text{A.9})$$

Jeder der Terme $\lambda_i u_i u_i^T$ der Gleichung ist orthogonal zu allen anderen. Wegen der Orthonormalität der EV ist $u_i^T u_j = 0$ ($i \neq j$) und somit ist auch $u_i u_i^T u_j^T u_j = 0$.

Linksmultiplikation der Transponierten U^T in Gleichung (A.6) überführt die Matrix R in Diagonalform.

$$\Lambda = U^T R U. \quad (\text{A.10})$$

A.2 Singulärwertzerlegung

Jede reelle Matrix $D_{(m \times n)} \in \mathbb{R}^{m \times n}$ kann so in drei Matrizen zerlegt werden, daß folgende Gleichung erfüllt ist (Singulärwertzerlegung):

$$D = U S V^T. \quad (\text{A.11})$$

Dabei sind folgende Bedingungen erfüllt. Die Spaltenvektoren der Matrizen $U_{(m \times m)} \in \mathbb{R}^{m \times m}$ und $V_{(n \times n)} \in \mathbb{R}^{n \times n}$ sind orthonormal, so daß $U U^T = U^T U = I$ und $V V^T = V^T V = I$ gilt. Ist die Matrix D vom Rang r , so enthält die Diagonalmatrix $S_{(m \times n)} \in \mathbb{R}^{m \times n}$ r positive, der Größe nach geordnete Diagonalelemente $s_1 \geq s_2 \geq \dots \geq s_r$, welche die Singulärwerte der Matrix D sind. Die Datenmatrix D vom Rang $r \leq n$ kann als Linearkombination von r Matrizen des Ranges 1 geschrieben werden.

$$D = \sum_{i=1}^r s_i u_i v_i^T \quad (\text{A.12})$$

Die Matrix D kann also als eine durch die Singulärwerte s_i gewichtete Summe der Matrizen $u_i v_i^T$ aufgefaßt werden.

Die Bestimmung der Matrizen U und V erfolgt über Eigenwertanalysen (Gleichung (A.8)) der Matrizen $D D_{(m \times m)}^T$ und $D^T D_{(n \times n)}$. Für die Matrix $D D^T$ ergibt sich

$$D D_{(m \times m)}^T = U_{(m \times m)} \Lambda_{(m \times m)} U_{(m \times m)}^T \quad (\text{A.13})$$

Diese Matrix hat r positive Eigenwerte λ , $(m - r)$ Eigenwerte sind gleich Null. Die Matrix der Eigenwerte $\Lambda_{(m \times n)}$ kann als Produkt der Matrizen $\sqrt{\Lambda_{(m \times n)}}$ und $(\sqrt{\Lambda_{(m \times n)}})^T$ dargestellt werden

$$\Lambda = \begin{pmatrix} \lambda_1 & 0 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \ddots & 0 & \dots & 0 \\ 0 & 0 & \lambda_r & \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \dots & 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sqrt{\lambda_1} & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & \dots & \sqrt{\lambda_r} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \sqrt{\lambda_1} & \dots & 0 & \dots & 0 \\ \vdots & \ddots & \vdots & \dots & 0 \\ 0 & \dots & \sqrt{\lambda_r} & \dots & 0 \end{pmatrix} \quad (\text{A.14})$$

Da die Matrix V die Bedingung $VV^T = V^T V = I$ erfüllen soll, kann VV^T in Gleichung (A.13) eingefügt werden und mit Gleichung (A.14) folgt

$$DD^T = U \sqrt{\Lambda_{(m \times n)}} V^T V (\sqrt{\Lambda_{(m \times n)}})^T U^T \quad (\text{A.15})$$

Die Matrix, die sich aus den Wurzeln der Eigenwerte λ ergibt, sei die Diagonalmatrix S der Singulärwerte $s_i = \sqrt{\lambda_i}$. Da allgemein $(AB)^T = B^T A^T$ gilt, ergibt sich

$$D = USV^T. \quad (\text{A.16})$$

Die Matrix U ist die Matrix der Eigenvektoren von DD^T , S ergibt sich aus der Eigenwertmatrix Λ .

Die Matrix V läßt sich in gleicher Weise durch die Bestimmung der Eigenvektoren der Matrix $D^T D_{(n \times n)}$ bestimmen. Die Eigenwertgleichung lautet:

$$D^T D_{(n \times n)} = V_{(n \times n)} \Lambda_{(n \times n)} V_{(n \times n)}^T. \quad (\text{A.17})$$

In gleicher Weise kann die Matrix $\Lambda_{(n \times n)}$ durch die Matrizen $\sqrt{\Lambda_{(n \times m)}}$ und $(\sqrt{\Lambda_{(n \times m)}})^T$ dargestellt werden, wie es in Gleichung (A.14) für $\Lambda_{(m \times m)}$ beschrieben ist.

Die Matrizen $\Lambda_{(m \times m)}$ und $\Lambda_{(n \times n)}$ enthalten die gleichen r positiven Eigenwerte von D .

Durch Einsetzen von $UU^T = U^T U = I$ folgt

$$D^T D = V \sqrt{\Lambda_{(n \times m)}} U^T U \sqrt{\Lambda_{(m \times n)}} V^T. \quad (\text{A.18})$$

Auch hier kann wieder eine Diagonalmatrix S mit $s_i = \sqrt{\lambda_i}$ definiert werden, so daß Gleichung (A.16) gilt. Die Spaltenvektoren der mit Gleichung (A.17) bestimmten Matrix V sind die Eigenwerte von $D^T D$.

Durch eine Eigenwertanalyse der Matrizen DD^T und $D^T D$ können die Matrizen U , V und S bestimmt werden, welche die Gleichung (2.2) erfüllen. Dabei sind S durch die Eigenwertmatrix Λ , U und V durch die Eigenvektoren von DD^T bzw. $D^T D$ bestimmt.

Durch die quadratische, orthonormale Matrix der Eigenvektoren von DD^T $U_{(m \times m)}$ wird der m -dimensionale Datenraum aufgespannt. Die Matrix $V_{(n \times n)}$ ist ebenfalls orthonormal und quadratisch. Durch sie wird der n -dimensionale Parameterraum aufgespannt (Reyment und Jöreskog, 1993).

B Weitere Methoden

Neben der Methode von Imbrie und Kipp (IKM, Imbrie und Kipp (1971)) sind die Modern Analog Techniken und die Neuronalen Netze weitere statistische Methoden, die genutzt werden, um aus Artenzusammensetzungen von Tiefseesedimenten Paläotemperaturen zu rekonstruieren. Methoden, die aus chemischen bzw. physikalischen Eigenschaften der Gehäuse mariner Mikroorganismen Paläotemperaturen bestimmen, nutzen Verhältnisse von Sauerstoffisotopen, von organischen Verbindungen (Alkenone) bzw. von Elementen (Magnesium zu Kalzium-Verhältnis) als Paläotemperaturinformation.

B.1 Modern Analog Technik, SIMMAX und Revised Analog Method

Die *Modern Analog Technik* (MAT; Hutson (1980); Prell (1985)), die weiterentwickelte *SIMMAX* Technik (Pflaumann et al., 1996) und die *Revised Analog Method* (RAM; Waelbroeck et al. (1998)) basieren auf demselben Prinzip. Alle drei Methoden nutzen als Information über die Paläoumwelt wie die IKM Vergesellschaftungen mariner Mikroorganismen im Sediment.

Ein möglichst umfangreicher und über einen großen Temperaturbereich verteilter Datensatz, der die Artzusammensetzungen von Oberflächensedimenten und die zu den Positionen dieser Proben gehörigen rezenten Umweltdaten (Temperatur) der darüberliegenden Wassermassen enthält, dient als Referenzdatensatz. Die Artzusammensetzungen dieser Oberflächensedimente werden als normierte Vektoren im Raum, der durch die genutzten Organismenarten aufgespannt wird, dargestellt (Siehe IKM, Abschnitt 2.1.1). Wegen der linearen Unabhängigkeit der einzelnen Artenverteilungen kann durch n Artenvektoren (n : Anzahl der genutzten Arten) eine n -dimensionale, orthonormale Basis aufgespannt werden (Abbildung B.1). Jede Artzusammensetzung der Oberflächenproben kann durch normierte Vektoren N_{CT} in dieser Basis dargestellt werden. Ist in einer Probe nur eine Art enthalten, kann diese Probe durch einen Einheitsvektor (der entsprechenden Art) dieser Basis beschrieben werden. Zur Bestimmung der Paläotemperatur T_C wird die Artzusammensetzung der Sedimentkernprobe in gleicher Weise normiert wie die Proben aus dem Oberflächendatensatz und durch den normierten Vektor N_C im Raum der durch die Arten aufgespannt wird, dargestellt. Ein Vergleich der Vektoren, die die Oberflächenproben darstellen mit dem Vektor, der die Vergesellschaftung der Kernprobe beschreibt, dient als Kriterium zur Paläotemperaturabschätzung. Ein Maß dafür, wie gut der Probenvektor durch einen Vektor aus dem Oberflächendatensatz repräsentiert wird, ist der Winkel zwischen dem Probenvektor und jedem Vektor aus dem Oberflächendatensatz. Ist dieser Winkel gleich Null, entspricht die Artzusammensetzung der Probe der entsprechenden Oberflächenprobe. Sind die Sedimentkernprobe und eine Oberflächenprobe linear unabhängig, beträgt der Winkel zwischen den jeweiligen Vektoren 90° . In diesem Fall sind die Artzusammensetzungen von Oberflächen- und Kernprobe grundverschieden. Der Cosinus des Winkels zwischen Proben- und Oberflächenvektor ist über das Skalarprodukt dieser beider Vektoren definiert. In der Literatur ist er als Similarity Index s_i (Hutson, 1980) bekannt.

$$s_i = \cos \angle(N_C N_{CT_i}) = \frac{N_C N_{CT_i}}{|N_C| |N_{CT_i}|} \quad (\text{B.19})$$

Der Index wird Eins, wenn beide Artzusammensetzungen (Oberflächen- und Kernprobe) identisch sind. In Gleichung (B.19) ist s_i ein Element des Vektors der Similarity Indizes zwischen der Artzusammensetzung der Sedimentprobe N_C des Kerns und der i -ten Oberflächenprobe N_{CT_i} . Mit Hilfe der Similarity Indizes s_i kann mit

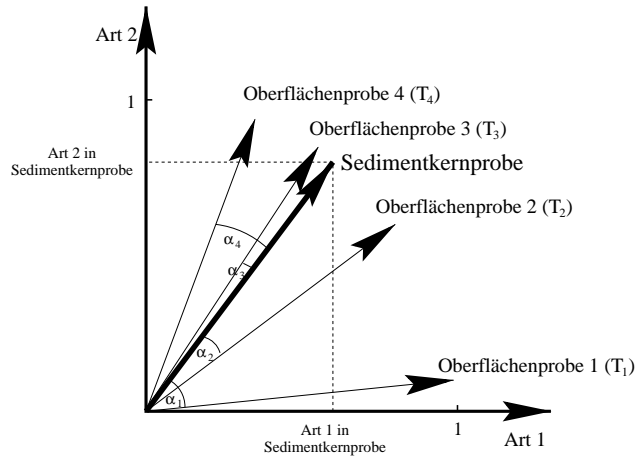


Abbildung B.1: Beispiel für die MAT in zwei Dimensionen (nur zwei Arten). Die Artenzusammensetzung der Oberflächenproben werden durch die dünnen Vektoren dargestellt, der dicke Vektor repräsentiert die Artenzusammensetzung der Probe aus dem Sedimentkern. Der Cosinus der Winkel zwischen Oberflächen und Kernprobe dient als Wichtungsfaktor jeder rezenten Temperaturen T_i zur Berechnung der Paläotemperaturen (Gleichung (B.20)).

der Gleichung

$$T_C = \frac{\sum_{i=1}^m s_i T_i}{\sum_{i=1}^m s_i} \quad (\text{B.20})$$

die Paläotemperatur T_C berechnet werden, wobei m die Anzahl von Proben im Oberflächendatensatz (rezente Fauna) und T_i die rezente Temperatur an der i -ten Position des Oberflächendatensatzes sind. Die Paläotemperatur T_C ist das über die Similarity Indizes gewichtete Mittel der rezenten Temperaturen an den Positionen der Kernoberflächen. Rezente Temperaturen, die Vergesellschaftungen der Oberflächensedimente zugeordnet werden, die identisch der Artenzusammensetzung der Kernprobe sind, werden bei der Paläotemperaturberechnung stark gewichtet. Je größer die Unterschiede in den Artenzusammensetzungen der Oberflächen- und Kernproben sind, desto kleiner ist die Wichtung der zu den Proben gehörigen rezenten Temperaturen bei der Berechnung der Paläotemperatur. In Abbildung B.1 ist das Prinzip der Methode für den zweidimensionalen Fall dargestellt. Im Beispiel besteht der Oberflächendatensatz aus den Artenzusammensetzungen von vier Oberflächenproben (zwei Arten) und den zugehörigen Temperaturen T_i . Im Beispiel wird die Temperatur T_3 , welche zum Oberflächenvektor 3 gehört, am stärksten in der Berechnung der Paläotemperatur gewichtet, da die Artenzusammensetzung der Oberflächenprobe 3 und der des Kerns am ähnlichsten sind. Die Temperatur T_1 , die durch die Oberflächenprobe 1 repräsentiert wird, ist über den Cosinus des Winkels α_1 weniger stark bei der Berechnung der Paläotemperaturen gewichtet.

Die SIMMAX-Technik von Pflaumann et al. (1996) ist eine Form der MAT, die

einen Similarity Index, wie oben beschrieben, und eine Wichtungsprozedur, die den räumlichen Abstand von Sedimentkernprobe und Oberflächenproben mit einbezieht. Proben aus dem Referenzdatensatz aus der unmittelbaren Umgebung der Kernprobe werden stärker bei der Temperaturrekonstruktion gewichtet als Oberflächenproben, die weit entfernt von der Kernprobe liegen.

Die Revised Analog Methode (RAM; Waelbroeck et al. (1998)) basiert ebenfalls auf der MAT. Sie nutzt den Abstand zweier Punkte im Euklidischen Raum

$$s_i = \sum_k \left(\sqrt{N_{C_k}} - \sqrt{N_{CT_{ik}}} \right)^2 \quad (\text{B.21})$$

(squared cord distance), um die Oberflächenproben zu bestimmen, welche die Artenzusammensetzung der Sedimentkernprobe am besten beschreiben (N_{C_k} normierter Anteil der k -ten Art in der Kernprobe; $N_{CT_{ik}}$ normierter Anteil der k -ten Art an der i -ten Oberflächenprobe). Der Abstand wird als Dissimilarity-Index s_i bezeichnet. Wegen der Normierung der Vektoren, welche die Probenzusammensetzung beschreiben, liegt er im Intervall von Null bis Zwei. Sind zwei Artenzusammensetzungen maximal verschieden, ist der Index zwei. Dies entspricht dem Durchmesser des Kreises, der durch die normierten Vektoren der Artenzusammensetzungen beschrieben werden kann. Sind beide zu vergleichenden Artenzusammensetzungen identisch, ist der Dissimilarity-Index s_i gleich Null. Um aus dem Oberflächendatensatz die Proben herauszufinden, deren Vergesellschaftung am besten mit der der Kernprobe übereinstimmt, nutzen Waelbroeck et al. (1998) ein objektives Auswahlkriterium. Oberflächenproben mit ähnlichen Artenzusammensetzungen entsprechen Dissimilarity-Indizes, die sich in ihrem Wert nur wenig unterscheiden. Die Dissimilarity-Indizes, die sich aus dem Vergleich der Artenzusammensetzung von Sedimentkernprobe und dem Oberflächendatensatz ergeben, werden der Größe nach aufsteigend geordnet. Ein Sprung in der grafischen Darstellung der so geordneten Indizes gibt an, welche rezenten Bedingungen zur Rekonstruktion der Paläobedingungen genutzt werden.

B.2 Neuronale Netze

Neuronale Netze (NN) sind Computerprogramme, denen in einem Lernprozeß der Zusammenhang zwischen einem gegebenen Satz von Eingabedaten und den dazugehörigen Ausgabedaten antrainiert werden. Differenzen zwischen den durch das NN berechneten Ausgabedaten und den Sollwerten eines Trainingsdatensatzes werden genutzt, um das NN zu optimieren (Wasserman, 1989). Malmgren und Nordlund entwickelten verschiedene rückgekoppelte NN für chemostratigraphische (Malmgren und Nordlund, 1996) und paläoozeanographische Untersuchungen (Malmgren und Nordlund, 1997).

Rückgekoppelte neuronale Netze bestehen aus verschiedenen Schichten (layer), die miteinander verbunden sind. Jede Schicht enthält mehrere Neuronen. Diese Neuronen sind die Berechnungseinheiten des NN. Jedes Neuron der einen Schicht ist mit jedem der nächsten Schicht verbunden, wobei jede Verbindung mit einer Wichtungsfunktion gekoppelt ist. Eine Prinzipdarstellung eines NN ist in Abbildung B.2 dargestellt.

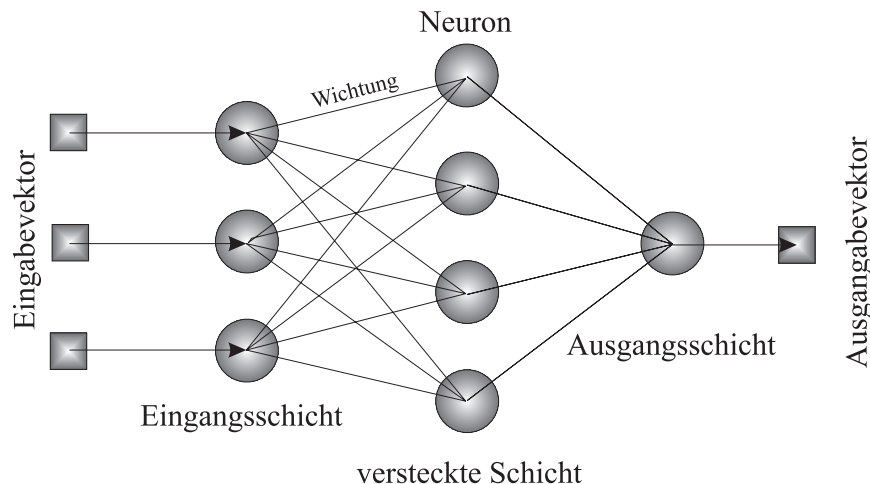


Abbildung B.2: Prinzipdarstellung eines Neuronalen Netz (nach Malmgren und Tolterlund, 1997).

Jedes Element des Eingangsvektors (Artenzusammensetzung des Oberflächensediments) ist mit einem Neuron der Eingangsschicht verbunden, jedes Neuron der Ausgangsschicht mit einem Element des Ausgabevektors (rezente Oberflächenwassertemperatur). Mit Ausnahme der Ein- und Ausgabeschicht sind alle Neuronen mit einer sogenannten Wichtungsfunktion (Transferfunktion) verknüpft, welche die Summe der eingehenden Signale aus der vorgeschalteten Schicht filtert. Das „Wissen“ des NN sind die Wichtungsfaktoren, welche die Verbindungen zwischen den Neuronen wichten.

Die Trainingsprozedur des NN umfaßt zwei Prozesse, die „forward“ und die „backward propagation“. Diese Prozeduren werden so lange durchlaufen, bis die Unterschiede zwischen den Ausgabedaten und den vorgegebenen Werten (Ist- und Sollwert) ein Minimum erreicht haben. Während der „forward propagation“ durchläuft jedes Element des Eingabevektors das Neuronale Netz, wobei sie durch die Wichtungen der Neuronenverbindungen und durch die Transferfunktionen der Neuronen modifiziert und gefiltert werden. Die Differenz zwischen dem aktuellen Ausgabevektor, der sich aus einer „forward propagation“ ergibt und dem vorgegebenen Zustand werden genutzt, um die Wichtungsfaktoren zwischen der letzten versteckten Schicht und der Ausgabeschicht festzulegen. Hierzu wird ein auf dem Gradientenverfahren beruhender Lernalgorithmus verwendet. Sind die Wichtungen zwischen diesen beiden Schichten fixiert, werden rückwirkend die Wichtungen aller anderen Neuronenverbindungen festgelegt (Malmgren und Nordlund, 1996, 1997).

B.3 Sauerstoffisotope in Kalzit und Opal

Zwei unterschiedliche Sauerstoffisotope (^{18}O und ^{16}O) werden in den Kalkschalen von Foraminiferen eingebaut. Das Verhältnis beider Sauerstoffisotope zueinander im Ozean ändert sich mit abnehmenden Temperaturen zu Gunsten des ^{18}O Isotops,

da das ^{16}O Isotops stärker in Eis eingebaut wird als das ^{18}O . Urey (1947) nahm einen Zusammenhang zwischen dem Verhältnis der Sauerstoffisotope ^{18}O und ^{16}O als Funktion der Temperatur an. Das Verhältnis beider Sauerstoffisotope im Meerwasser wird durch $\delta^{18}\text{O}_w$ beschrieben. Unter Berücksichtigung des Isotopenverhältnis in Standard Seewasser ($R_{SM\text{SW}}$) ist $\delta^{18}\text{O}_w$ als

$$\delta^{18}\text{O}_w = \frac{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}}{R_{SM\text{SW}}} * 1000 \quad (\text{B.22})$$

definiert. Epstein et al. (1951, 1953) haben gezeigt, daß marine Organismen Kalziumkarbonat in Abhängigkeit von der Konzentration im umgebenen Seewasser in ihre Schalen einbauen. So kann aus den Isotopenverhältnissen in Foraminiferenschalen auf die Bedingungen der Vergangenheit geschlossen werden. Die Temperaturabhängigkeit der Sauerstoffisotopenverhältnisses ist durch die empirische Gleichung

$$T(^{\circ}\text{C}) = a + b(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w) + c(\delta^{18}\text{O}_c - \delta^{18}\text{O}_w)^2 \quad (\text{B.23})$$

gegeben ($\delta^{18}\text{O}_c$ in Kalzit; $\delta^{18}\text{O}_w$ in Seewasser). Die Parameter a , b und c hängen von der Mikroorganismenart ab, an denen die Sauerstoffisotopenverhältnisse bestimmt werden (Epstein et al., 1953; Shackleton, 1974; Bemis et al., 1998).

Ein Problem dieser Methode ist die Wahl des $\delta^{18}\text{O}_w$ Wertes für das Seewasser. Er ist abhängig vom Salzgehalt und vom globalen Eisvolumen (Berger, 1979). Ein weiteres Problem bei der Nutzung der Sauerstoffisotopenverhältnisse zur Paläotemperaturrekonstruktion ist der sogenannte Vitaleffekt. Dies ist eine unterschiedliche Fraktionierung des ^{18}O Signals in planktischen Foraminiferenschalen (Shackleton und Opdyke, 1973; Shackleton, 1974; Fairbanks et al., 1980) auf Grund biologischer Prozesse. Diese haben durch Stoffaustausch mit dem umgebenden Medium einen Einfluß auf die Mikroumgebung der Foraminiferen. Solche Prozesse sind z.B. die Kalzifizierung (Bildung der Kalkschale), photosynthetische Prozesse von Mikroalgen, die mit den Foraminiferen in Symbiose leben sowie Respirationsprozesse (Atmung) des Systems Foraminifere-Symbiont.

Zur Temperaturrekonstruktion anhand des $\delta^{18}\text{O}$ Signals aus Silikatschalen von Diatomeen (Opal) ist in Labeyrie (1974) folgende Gleichung gegeben:

$$T(^{\circ}\text{C}) = a - 4.1(\delta^{18}\text{O}_O - \delta^{18}\text{O}_W). \quad (\text{B.24})$$

Auch diese Gleichung ist empirisch, $\delta^{18}\text{O}_O$ entspricht dem Wert des $\delta^{18}\text{O}$ im Opal, $\delta^{18}\text{O}_W$ dem im Seewasser.

B.4 Biomarker (Alkenone)

Alkenone sind organische Verbindungen (Ketone), die in Algenmembranen eingebaut werden. Sie bestehen aus Kohlenstoff-, Sauerstoff- und Wasserstoffatomen. Normalerweise enthalten sie 37 bis 39 Kohlenstoff- und ein Sauerstoffatom. Die Anzahl der Wasserstoffatome hängt von der Zahl der Doppelbindungen (zwei bis vier) zwischen den Kohlenstoffatomen ab (Prahl und Wakeham, 1987). Zwei dieser langkettigen Moleküle sind für die Temperaturrekonstruktion von Bedeutung, zum einen Ketone mit zwei (37:2), zum anderen Ketone mit drei (37:3) Doppelbindungen. Aus den

Konzentrationen der zweifach (37:2) und dreifach (37:3) ungesättigten Ketone in den Lipiden der Mikroorganismen ergibt sich der Alkenonindex $U_{37}^{K'}$.

$$U_{37}^{K'} = \frac{C_{37:2}}{C_{37:2} + C_{37:3}} \quad (\text{B.25})$$

Die Temperaturabhängigkeit dieses Indexes ist durch die empirische Gleichung

$$T = \frac{U_{37}^{K'} + a}{b} \quad (\text{B.26})$$

gegeben (Brassell et al., 1986; Prahl und Wakeham, 1987; Müller et al., 1998).

In Laborexperimenten mit der marinen Coccolidophoride *Emiliana huxleyi* zeigt das Verhältnis der einzelnen, langkettigen Moleküle eine besonders starke Temperaturabhängigkeit bei tiefen Temperaturen (Brassell et al., 1986).

B.5 Magnesium zu Kalzium Verhältnis

Neben Chlorid sind Magnesium, Kalium, Kalzium und Natrium Hauptbestandteile des Meersalzes. Mit Ausnahme von Kalzium zeigen diese Elemente eine nahezu konstante Konzentrationen im Meersalz. Da Kalzium in kalkigen Schalen von Foraminiferen eingebaut wird, kommt es durch Kalklösungsprozesse in tieferen Wasserteilen zu einer ca. 1.5% höheren Konzentration von Kalzium im Vergleich zum Oberflächenwasser. Insbesondere Magnesium als konservatives Element hat eine mittlere Verweildauer im Ozean von $13 * 10^{16}$ Jahren. Somit sind räumliche und zeitliche Variationen des gelösten Magnesiums im Ozean in Zeiträumen von 10^4 bis 10^5 Jahren unbedeutend bei Temperaturrekonstruktionen der jüngeren Erdvergangenheit (Nürnberg, 1991).

Experimente haben gezeigt, daß die Temperatur ein kontrollierender Parameter des Magnesium zu Kalzium Verhältnisses beim Einbau in Kalkschalen von marinen Mikroorganismen ist (Hastings et al., 1998; Rosenthal et al., 1997). In Nürnberg et al. (1996) ist gezeigt, daß eine Temperaturerhöhung um 10°C eine Zunahme des Magnesium-Kalziumverhältnisses von fast 130% zur Folge hat. Erst Änderungen des Salzgehalts von 10‰, die im Ozean nicht zu erwarten sind, bewirken eine Änderung des Magnesium zu Kalzium Verhältnis in gleicher Größenordnung (110%). Salzgehaltsänderungen im natürlichen Rahmen von wenigen Promillen spielen somit im Vergleich zu Temperaturänderungen eine untergeordnete Rolle bei der Bildung des Magnesium-Kalzium-Signals. Es wurde ebenfalls gezeigt, daß kleine Änderungen des Salzgehalts ($\leq 0.1\%$) keinen Einfluß auf das Temperaturverhalten des Magnesium-Kalziumverhältnisses haben. Somit sind Änderungen des Salzgehalts im Ozean unbedeutend für dieses Verhältnis (Savin und Douglas, 1973).

In Nürnberg et al. (1996) ist die folgende, empirische Gleichung, die eine Temperaturabhängigkeit des Magnesiums zu Kalzium Verhältnisses wiedergibt, angegeben:

$$\left[\frac{Mg}{Ca} \right] = a * 10^{bT[^\circ C]}. \quad (\text{B.27})$$

Damit ergibt sich für die Temperatur

$$T [^\circ C] = \frac{1}{b} \log_{10} \left(\frac{1}{a} \left[\frac{Mg}{Ca} \right] \right). \quad (\text{B.28})$$

C Vor- und Nachteile der Methoden

Jede der oben beschriebenen Methoden hat sowohl Vor- als auch Nachteile. Wegen der Vielfalt der Methoden können sie unabhängig voneinander angewendet werden. Insbesondere die gleichzeitige Nutzung von Methoden, die die Artenzusammensetzung des Sediments (IKM, MAT, NN) und denen, die chemische bzw. physikalische Eigenschaften als Temperatursignal nutzen, erlaubt eine bessere Abschätzung der Paläotemperaturen.

Vorteile der chemisch-physikalischen Methoden gegenüber den statistischen sind, daß relativ wenig Probenmaterial für die Untersuchungen erforderlich ist und daß die Zusammenhänge zwischen den chemisch-physikalischen Eigenschaften der kieselligen und kalkigen Skelette und Gehäuse der Mikroorganismen und der Wassertemperatur der Umgebung unter Laborbedingungen untersucht werden können. Nach einer Kalibrierung können diese Methoden unabhängig von Oberflächenproben an den Sedimentproben angewendet werden.

Vorteile der statistischen Methoden sind die relativ zu den chemisch-physikalischen Methoden geringen Anforderungen an technische Laborausstattungen. Abgesehen von der manuellen Datenerhebung (Probenaufbereitung, Zählen der Individuen) stellen statistische Methoden nicht sehr hohe Anforderungen an technische Laborausstattungen.

Nachteile der chemisch-physikalischen Methoden sind, daß die physiologischen Prozesse in den Organismen, welche die eigentlich temperaturabhängigen sind, zum Teil unverstanden sind (Vitaleffekt). Zusammenhänge zwischen den Eigenschaften der Mikroorganismen und der Wassertemperatur werden in der Regel durch empirische Gleichungen beschrieben. Insbesondere die Sauerstoffisotopenmethode beruht auf einer Reihe von Annahmen, die sich auf die Paläotemperaturberechnungen auswirken (Eiseffekt, Salzgehalt).

Ein wesentlicher Nachteil der statistischen Methoden (IKM, MAT, NN) sind der Einfluß von Lösungsprozessen in der Tiefsee und biologischer Prozesse im Sediment (Bioturbation) auf die Artenzusammensetzung des Sediments.

Werden rezente Oberflächenwassertemperaturen genutzt, um den Zusammenhang zwischen Artenzusammensetzungen des Oberflächensediments oder chemisch-physikalischer Eigenschaften von Mikrofossilien zu beschreiben, ist es insbesondere in Gebieten mit einer hohen jahreszeitlichen Schwankung der Oberflächenwassertemperaturen wichtig, die Temperatur zum „Signalbildungszeitpunkt“ zu nutzen. Weiterhin wird angenommen, daß die zur Temperaturrekonstruktion genutzten Arten in einer Wassertiefe leben. Von einigen Foraminiferenarten ist bekannt, daß sie zu verschiedenen Lebenszeitpunkten in unterschiedlichen Wassertiefen leben (Niebler, 1995), die wiederum durch unterschiedliche Temperaturen charakterisiert sind.

In der Literatur sind für die oben dargestellten Methoden zur Temperaturrekonstruktion die in Tabelle C.1 aufgeführten Fehler in der Paläotemperaturabschätzung angegeben.

Method	Error	Citation
IKM	bis zu 2°C	Molfino et al. (1982); McIntyre et al. (1976); Waelbroeck et al. (1998); Sikes et al. (1991)
MAT	±0.7 – 2.7°C	Prell (1985); Hutson (1980)
SIMMAX	±0.95°C	Pflaumann et al. (1996)
RAM	±0.4 – 1.9°C	Waelbroeck et al. (1998)
NN	±0.7 – 0.8°C	Malmgren und Nordlund (1997)
δ ¹⁸ O	±1°C	Rohling und Bigg (1998)
	±2°C	Bemis et al. (1998)
Alkenone	±1°C bis ±1.5°C	Sikes et al. (1991); Schneider et al. (1995); Müller et al. (1998)
Mg/Ca	±1 – 1.6°C	

Tabelle C.1: Fehler der unterschiedlichen Methoden zur Paläotemperaturrekonstruktion, die in der Literatur angegeben werden.

D NIMBUS 7

Der Coastal Zone Color Scanner (CZCS) des Satelliten NIMBUS 7 war zwischen Oktober 1978 und Dezember 1986 das erste Instrument, mit dem Färbung des Ozeans beobachtet wurde. Phytoplankton, die Basis der marinen Nahrungskette, besitzt eine spezielle Absorptionscharakteristik. Es verfärbt das Wasser gelblich, rot oder grün. Erhöht sich die Chlorophyll-Pigmentkonzentration verändert sich die Farbe des Wassers von blau nach grün, rot oder gelb.

Die Farbe von anorganischem Material, das z.B. durch Flüsse in das offene Meer eingetragen wird unterscheidet sich von der des organischen Materials.

Der CZCS war ein Multispektrallinienscanner mit sechs unterschiedlichen Kanälen (Spektralbänder). Die Breite des Scannstrahls des CZCS war 1556 km mit einer Auflösung von 0.825 km.

Der erste Kanal (433-453 nm; blau) bestimmte die Absorption durch das Chlorophyll, der zweite Kanal (510-530 nm; grün) die Chlorophyll Konzentration. Mit weiteren Kanälen wurden die Konzentration von Gelbstoffen (540-560 nm; gelb) und die Absorption durch Aerosole (660-680 nm; rot) gemessen. Ein weiterer Kanal wurde zur Bestimmung von Land und Wolken genutzt (700-800 nm; infrarot). Mit Hilfe eines Infrarotkanals (10.5-12.5 μm) wurde die Oberflächentemperatur bestimmt.

Die durch das Spektrometer gemessenen Rohdaten wurden direkt zur Erde übertragen, wo sie aufbereitet wurden. Ein Problem war die Korrektur von Interferenzen in der Atmosphäre. Rayleighstrahlung und Streuung an Aerosolen mußten kompensiert werden. Die Streuung an Aerosolen ist variabel und wird unter der Annahme bestimmt, daß der rote Bereich des Spektrums vollständig durch die Ozeanoberfläche absorbiert wird. Unter Nutzung dieser Annahme ist es dann möglich die Absorption für den übrigen Teil des Spektrums zu bestimmen.

Der Algorithmus zur Bestimmung der Chlorophyllkonzentration nutzt Strahlungsverhältnisse der einzelnen Kanäle. Der blaue und der gelbe Kanal werden genutzt um Konzentrationen kleiner als $1.5 \frac{mg}{m^3}$ zu bestimmen. Konzentrationen oberhalb dieses Wertes werden mit Hilfe des grünen und des gelben Kanals gemessen.

Verschiedene Schiffsexpeditionen wurden durchgeführt, um die durch den Satelliten gemessenen Daten zu überprüfen. Das minimale Signal zu Rausch Verhältnis für die unterschiedlichen Kanäle lag zwischen 100 und 150 $\frac{mW}{cm^2}$. Im ungünstigsten Fall kann die bestimmte Chlorophyllkonzentration um den Faktor 2 von der wahren Konzentration abweichen (Feldman et al., 1989).

Monatliche gemittelte Daten der Chlorophyllkonzentration im Oberflächenwasser stehen für den Zeitraum von Oktober 1978 bis Dezember 1986 zur Verfügung (SeaWiFS Project, 1986). Die Daten liegen auf einem $1^\circ \times 1^\circ$ Gitter vor. Ein Datenpunkt ist das arithmetische Mittel über den jeweiligen Monat während des Beobachtungszeitraums. Alle Meßdaten, die innerhalb von $\frac{1}{\sqrt{2}}$ Grad von einem Gitterpunkt entfernt lagen, wurden in die Mittelwertbildung mit einbezogen.

E Monatliche Oberflächenwassertemperatur

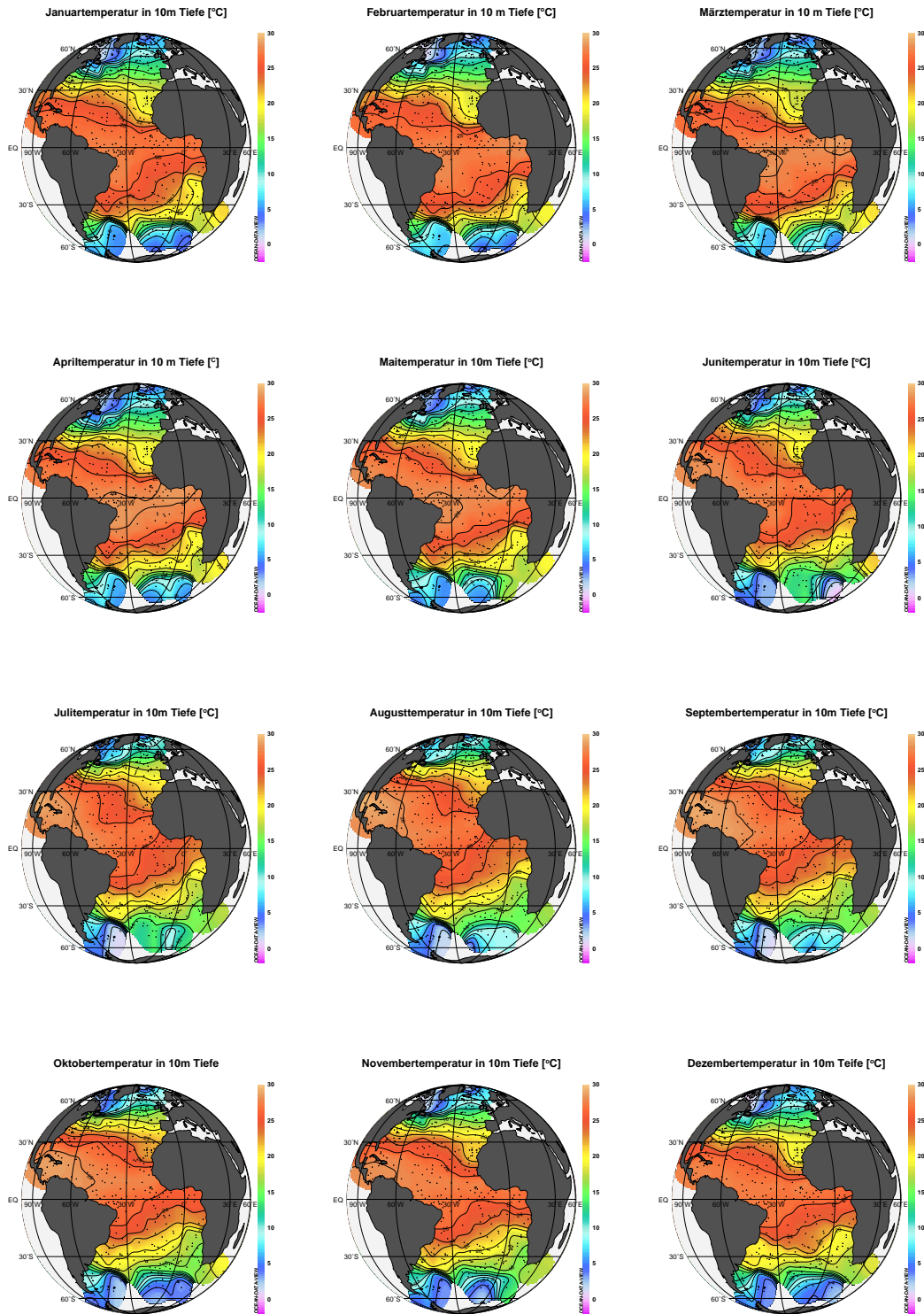


Abbildung E.3: Monatliche Temperaturverteilung des Atlantiks (Temperaturdaten aus der World Ocean Database 1998 and den Positionen der CLIMAP Oberflächen-sedimente)

F Abkürzungen, Formelzeichen und Einheiten

CLIMAP	...	Climate Long-Range Investigation Mapping and Prediction
CZCS	...	Coastal Zone Color Scanner
EP	...	Export Produktion
EV	...	Eigenvektor
EW	...	Eigenwert
IKM	...	Imbrie und Kipp Methode (Imbrie und Kipp, 1971)
LGM	...	Letztes Glaziales Maximum (Last Glacial Maximum)
MAT	...	Modern Analog Technik (Modern Analog Technique)
NN	...	Neuronales Netz
ODV	...	Ocean Data View (Schlitzer, 1999)
PP	...	Primär Produktion
SST	...	Oberflächenwassertemperatur (Sea Surface Temperature)
SMSW	...	Standardmeerwasser (Standard Mean Sea Water)
SVD	...	Singulärwertzerlegung (Singular Value Decomposition)
WOA94	...	World Ocean Atlas 1994 (Levitus und Boyer, 1994)
WOD98	...	World Ocean Database 1998 (Conkright et al., 1998)

Tabelle F.2: Abkürzungen

B_C	...	Faktormatrix (Kerndaten)
B_{CT}	...	Faktormatrix (Oberflächendaten)
C	...	Bezieht sich auf Proben aus dem Kern (Core)
CT	...	Sedimentoberflächen (Core Top)
D_C	...	Matrix der Vergesellschaftungen der Sedimentkerne
D_{CT}	...	Matrix der Vergesellschaftungen der Oberflächensedimente
d_{ij}	...	Element der Matrix D in i ter Zeile und j ter Spalte
F	...	Faktorwertematrix
h	...	Kommunalität
Ind/m ² /d	...	Individuen pro m ² und Tag
K	...	Vektor der Regressionskoeffizienten
k	...	Element von K
k_o	...	Regressionskonstante
ka	...	1ka = 1000 Jahre
m	...	Anzahl der Stationen
n	...	Anzahl der Arten
N	...	Vergesellschaftungsvektoren
ppb	...	part per million
ppm	...	part per billion
q	...	Anzahl der Faktoren
s_i	...	(Di-) Similarity-Index
t_i	...	Temperatur an i ter Position [°C]
T_C	...	Paläotemperaturvektor [°C]
T_{CT}	...	Vektor der rezenten Temperaturen [°C]
T_f	...	Flußgewichtete Temperatur [°C]
T_k	...	CLIMAP-Wintertemperatur [°C]
T_m	...	Jahresmitteltemperatur [°C]
T_s	...	Jährliche Temperaturschwankung [°C]
T_w	...	CLIMAP-Sommertemperatur [°C]
U, V, S	...	Matrizen
var_i	...	Einheitsvarianz

Tabelle F.3: Formelzeichen und Einheiten

Die in dieser Arbeit dargestellten Daten sind verfügbar unter:
<http://www.pangaea.de>.

Literatur

- Aitchison, J. (1986). *The Statistical Analysis Of Compositional Data*. Chapman and Hall, New York.
- Andersson, C. (1997). Transfer function vs. modern analog technique for estimating Pliocene sea-surface temperatures based on planktic foraminiferal data, Western equatorial Pacific ocean. *Journal of Foraminiferal Research*, 27 (2): 123–132.
- Archer, D. (1996). A data-driven model of the global calcite lysocline. *Global biogeochemical cycles*, 10 (3): 511–526.
- Backhaus, K., B. Erichson, W. Plinke, C. Schuchard-Fischer und R. Weiber (1989). *Multivariate Analysenmethoden*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo.
- Bahrenberg, G., E. Giese und J. Nipper (1992). *Statistische Methoden in der Geographie*. B.G. Teuber, Stuttgart.
- Bard, E. (1999). Ice age temperatures and geochemistry. *Science*, 284: 1133–1134.
- Bé, A. und W. Hutson (1977). Ecology of planktonic foraminifera and biogeographic patterns of life and fossil assemblages in the Indian Ocean. *Micropaleontology*, 23 (4): 369–414.
- Bemis, B., H. Spero, J. Bijma und D. Lea (1998). Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: Experimental results and revised paleotemperature equations. *Paleoceanography*, 13 (2): 150–160.
- Berger, A. (1978). Long-term variations of daily insolation and Quaternary climate changes. *Journal of Atmospheric Sciences*, 35: 2362–2367.
- Berger, W. (1979). Stable isotopes in foraminifera. In *Foraminiferal Ecology And Paleocology (SEPM Short Courses No.6)*, Seite 156–197. J.H. Lipps et al., Houston, Texas.
- Berner, R. (1997). The rise of plants and their effect on weathering and atmospheric CO₂. *Science*, 276: 544–545.
- Brassell, S., G. Eglinton, I. Marlowe, U. Pflaumann und M. Sarnthein (1986). Molecular stratigraphy: a new tool for climatic assessment. *Nature*, 320: 129–133.
- Brathauer, U. (1996). Rekonstruktion quartärer Klimaänderungen im atlantischen Sektor des Südpolarmeeres anhand von Radiolarien. Berichte zur Polarforschung 216, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Broecker, W., M. Andree, W. Wolfli, H. Oeschger, G. Bonani, J. Kennett und D. Peteet (1988). The chronology of the last deglaciation: Implications to the cause of the Younger Dryas event. *Paleoceanography*, 3 (1): 1–19.

- Chappellaz, J., J. Barnola, D. Raynaud, Y. Korotkevich und C. Lorius (1990). Ice-core record of atmospheric methane over the past 160,000 years. *Nature*, 345: 127–131.
- CLIMAP Project Members (1976). The surface of the ice-age earth. *Science*, 191: 1131–1137.
- CLIMAP Project Members (1981). Seasonal reconstruction of the earth's surface at the Last Glacial Maximum. *Geological Society of America Map Chart Series*, MC-36: 1–18.
- CLIMAP Project Members (1984). The last interglacial ocean. *Quaternary Research*, 21: 123–224.
- CLIMAP Project members (1989). CLIMAP data set for 18ka reconstruction. <ftp://ftp.ngdc.noaa.gov/paleo/paleocean/specmap>.
- Conkright, M., S. Levitus, T. Boyer, T. O'Brien, C. Stephens, D. Johnson, L. Stathopoulos, O. Baranova, J. Antonov, R. Gelfeld, J. Burney, J. Rochester und C. Forgy (1998). World Ocean Database 1998. *National Oceanographic Data Center Internal Report*, 14.
- Crane, A. und P. Liss (1985). Carbon dioxide, climate and the sea. *New Scientist*, 108 (1483): 50–54.
- Deuser, W. und E. Ross (1989). Seasonally abundant planktonic foraminifera of the Sargasso Sea: succession, deep-water fluxes, isotopic compositions, and paleoceanographic implications. *Journal of Foraminiferal Research*, 19 (4): 268–293.
- Deuser, W., E. Ross und R. Anderson (1981a). Seasonality in the supply of sediment to the deep Sargasso Sea and implications for the rapid transfer of matter to deep ocean. *Deep Sea Research*, 28: 495–505.
- Deuser, W., E. Ross, C. Hemleben und M. Spindler (1981b). Seasonal changes in species composition, numbers, mass, size, and isotopic composition of planktonic foraminifera settling into the deep Sargasso Sea. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 33: 103–127.
- Epstein, S., R. Buchsbaum, H. Lowenstam und U. Urey (1951). Carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, 62: 417–426.
- Epstein, S., R. Buchsbaum, H. Lowenstam und U. Urey (1953). Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, 64: 1315–1325.
- Fairbanks, R. (1989). A 17,000-year glacio-eustatic sea level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. *Nature*, 342: 637–642.

- Fairbanks, R., M. Sverdlove, R. Free, P. Wiebe und A. Bé (1982). Vertical distribution and isotopic fractionation of living planktonic foraminifera from the Panama Basin. *Nature*, 298: 841–844.
- Fairbanks, R., P. Wiebe und A. Bé (1980). Vertical distribution and isotopic composition of living planktonic foraminifera in the Western North Atlantic. *Science*, 207: 61–63.
- Feldman, G., N. Kuring, C. McClain, J. Elrod, N. Maynard und D. Endres (1989). Ocean color - availability of the global data set. *EOS Transactions AGU*, 70 (23): 634–641.
- Ganopolski, A., S. Rahnstorf, V. Petoukhov und M. Claussen (1998). Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity. *Nature*, 391: 351–356.
- Gersonde, R., A. Abelmann, H. Arz, U. Brathauer, B. Censarek, W. Hale, G. Kuhn, S. Mulitza, S. Niebler, J. Pätzold, M. Segl, R. Sieger, U. Zielinski und G. Wefer (1998). Last Glacial Maximum sea surface temperatures and sea ice distribution in the South Atlantic and Southern Ocean. *EOS Transactions AGU*, 79 (45): F471.
- Gersonde, R., F. Kyte, U. Bleil, B. Diekmann, J. Flores, K. Gohl, G. Grahl, R. Hagen, G. Kuhn, F. Sierros, D. Völker, A. Abelmann und J. Bostwick (1997). Geological record and reconstruction of the late Pliocene impact of the Eltanin asteroid in the Southern Ocean. *Nature*, 390: 357–363.
- Grieger, B. und R. Schlitzer (1996). Inverse modeling of the Glacial Atlantic Circulation System: Investigation of data requirements. In *The South Atlantic: Present And Past Circulation*, Seite 411–422. G. Wefer et al., Springer Verlag Berlin, Heidelberg.
- Guilderson, T., R. Fairbanks und J. Rubenstone (1994). Tropical temperature variations since 20,000 years ago: Modelling interhemispheric climate changes. *Science*, 263: 663–665.
- Hastings, D., A. Russell und S. Emerson (1998). Foraminiferal magnesium in *globorotulidoides sacculifer* as a paleotemperature proxy. *Paleoceanography*, 13 (2): 161–169.
- Hemleben, C., M. Spindler und O. Anderson (1989). *Modern planktonic foraminifera*. Springer-Verlag, Heidelberg, Tokyo, New York.
- Hemleben, C., M. Spindler, I. Bretinger und W. Deuser (1985). Field and laboratory studies on the ontogeny and ecology of some globorotulid species from the Sargasso Sea off Bermuda. *Journal of Foraminiferal Research*, 15 (4): 254–272.
- Heusser, L. und G. Geer (1994). Direct correlation of terrestrial and marine paleoclimatic records from four glacial-interglacial cycles - DSDP site 594 Southwest Pacific. *Quaternary Science Review*, 13: 273–282.

- Honjo, S. (1997). The rain of ocean particles and earth's carbon cycle. *Oceanus*, 40 (2): 4–8.
- Hutson, W. (1980). The Agulhas Current during the Late Pleistocene: Analysis of modern faunal analogs. *Science*, 207: 64–66.
- Imbrie, J. und N. Kipp (1971). A new micropaleontological method for quantitative paleoclimatology: application to a late pleistocene caribbean core. In *The late Cenozoic glacial ages*, Seite 71–181. K. K. Turekian, Yale Univ. Press, New Haven.
- Imbrie, J., A. McIntyre und A. Mix (1989). Oceanic response to orbital forcing in the late Quaternary: Observational and experimental strategies. In *Climate And Geo-Sciences, A Challenge For Science And Society In The 21st Century*, Seite 121–165. A. Berger et al., Kluwer Academic Publishers.
- Imbrie, J., J. van Donk und N. Kipp (1973). Paleoclimatic investigation of a late pleistocene Caribbean deep-sea core: Comparison of isotopic and faunal methods. *Quaternary Research*, 3: 10–38.
- Jensen, S. (1998). Planktische Foraminiferen im Europäischen Nordmeer: Verbreitung und Vertikalfluß sowie ihre Entwicklung während der letzten 15000 Jahre. Berichte aus dem Sonderforschungsbereich 313 75, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Kiel.
- Joos, F., M. Bruno, R. Fink, U. Siegenthaler, T. Stocker, C. le Quéré und J. Sarmiento (1996). An efficient and accurate representation of complex oceanic models of anthropogenic carbon uptake. *Tellus*, 48B: 397–417.
- Kahn, M. (1979). Non-equilibrium oxygen and carbon isotopic fractionation in test of living planktonic foraminifera. *Oceanologica Acta*, 2: 195–208.
- Keeling, C., R. Bacastow, A. Carter, S. Piper, T. Whorf, M. Heimann, W. Mook und H. Roeloffzen (1989). A three-dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds 1. analysis of observational data. In *Aspects Of Climate Variability In The Pacific And The Western American*, Seite 165–236. D.H. Petersen, Washington DC.
- Kucera, M. und B. Malmgren (1998). Logratio transformation of compositional data - a resolution of the constant sum constraint. *Marine Micropaleontology*, 34: 117–120.
- Labeyrie, L. (1974). New approach to surface seawater paleotemperatures using ¹⁸O/ ¹⁶O ratios in silica of diatom frustules. *Nature*, 248: 40–42.
- Le, J. (1992). Paleotemperature estimation methods. *Quaternary Science Reviews*, 11: 801–820.
- Le, J. und N. Shackleton (1992). Carbonate dissolution fluctuations in the Western Equatorial Pacific during the late Quaternary. *Paleoceanography*, 7: 21–42.

- Le, J. und N. Shackleton (1994). Reconstruction paleoenvironment by transfer function. *Marine Paleontology*, 24: 187–199.
- Lee, K. und N. Slowey (1999). Cool surface waters of the subtropical North Pacific Ocean during the Last Glacial. *Nature*, 397: 512–514.
- Levitus, S. und T. Boyer (1994). World Ocean Atlas 1994. *Temperature, NOAA ATLAS NESDIS4, U.S. Department of commerce, NOAA, NESDIS*, 4.
- Loubere, P. und H. Quian (1997). Reconstructing paleoecology and paleoenvironmental variables using factor analysis and regression; some limitations. *Marine Micropaleontology*, 31: 205–217.
- Maier-Reimer, E. und K. Hasselmann (1987). Transport and storage of CO₂ in the ocean - an inorganic ocean-circulation carbon cycle model. *Climate Dynamics*, 2 (2): 63–90.
- Malmgren, B. und U. Nordlund (1996). Application of artificial neural networks to chemostratigraphy. *Paleoceanography*, 11: 505–512.
- Malmgren, B. und U. Nordlund (1997). Application of artificial neural networks to paleoceanographic data. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 136: 359–373.
- McIntyre, A., N. Kipp, A. Bé, T. Crowley, T. Kellog, J. Gardner, W. Prell und W. Ruddiman (1976). Glacial North Atlantic 18,000 years ago: A CLIMAP reconstruction. In *Investigations of Late Quaternary Paleoceanography And Paleoclimatology*, Seite 43–76. R.M. Cline und J.D. Hays, The Geological Society of America, Inc.
- McIntyre, A., W. Ruddiman, K. Karlin und A. Mix (1989). Surface water response of the equatorial atlantic ocean to orbital forcing. *Paleoceanography*, 4 (1): 19–55.
- McPherson, G. (1990). *Statistics In Scientific Investigation*. Springer-Verlag, New York, Berlin, Heidelberg.
- Menke, W. (1984). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press. Inc., Orlando, San Diego, New York.
- Milliman, J., H. Ducklow und R. Harris (1993). Tropical studies in oceanography; JGOFS: The North Atlantic Bloom Experiment. *Deep-Sea Research*, 40 (1/2).
- Mix, A., A. Morey, N. Pisias und S. Hostetler (1999). Foraminiferal faunal estimates of paleotemperature: Circumventing the no-analog problem yields cool. *Paleoceanography*, 14 (3): xxxx–xxxx.
- Mix, A., W. Ruddiman und A. McIntyre (1986). Late Quaternary paleoceanography of the Tropical Atlantic, 2: The seasonal cycle of sea surface temperatures, 0–20,000 years B.P. *Paleoceanography*, 1 (3): 339–353.

- Molfino, B., N. Kipp und J. Morley (1982). Comparison of foraminiferal, coccolithophorid, and radiolarian paleotemperature equations: Assemblage coherency and estimate concordancy. *Quaternary Research*, 17: 279–313.
- Morrison, D. (1988). *Multivariate Statistical Methods*. McGraw-Hill Book Company, Singapore.
- Müller, P., G. Kirst, G. Ruhland, I. v. Storch und A. Rosell-Melé (1998). Calibration of the alkenone paleotemperature index $U_{37}^{K'}$ based on core-tops from the eastern South Atlantic and the global ocean (60°N-60°S). *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62 (10): 1757–1772.
- Neuer, S., V. R. abd R. Davenport, G. Fischer und G. Wefer (1997). Deep water particle flux in the Canary Island region: seasonal trends in relation to long-term satellite derived pigment data and lateral sources. *Deep-sea Research*, 44 (8): 1451–1466.
- Niebler, H.-S. (1995). Rekonstruktion von Paläo-Umweltparametern anhand von stabilen Isotopen und Faunenvergesellschaftungen planktischer Foraminiferen im Südatlantik. Berichte zur Polarforschung 167, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Nürnberg, D. (1991). Haupt- und spurenelementen in foraminiferengehäusen; hinweise auf klimatische und ozeanographische änderungen im nördlichen nordatlantik während des spätquatärs. GEOMAR Report 8, GEOMAR, Kiel.
- Nürnberg, D., J. Bijma und C. Hemleben (1996). Assessing the reliability of magnesium in foraminiferal calcite as a proxy for water mass temperatures. *Geochimica et Cosmochimica*, 60 (5): 803–814.
- Ortiz, J. und A. Mix (1997). Comparison of Imbrie-Kipp transfer function and modern analog temperature estimates using sediment trap and core top foraminiferal faunas. *Paleoceanography*, 12: 175–190.
- Overpeck, J., T. Webb und I. Prentice (1985). Quantitative interpretation of fossil pollen spectra: Dissimilarity coefficient and the method of modern analogs. *Quaternary Research*, 23: 87–108.
- Pflaumann, U., J. Duprat, C. Pujol und L. Labeyrie (1996). SIMMAX: A modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperatures from planktonic foraminifera in deep-sea sediments. *Paleoceanography*, 11 (1): 15–35.
- Pichon, J.-J., M. Labracherie, L. Labeyrie und J. Duprat (1987). Transfer functions between diatom assamblages and surface hydrology in the southern ocean. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, 61: 79–85.
- Pisias, N., A. Roelofs und M. Weber (1997). Radiolarian-based transfer functions for estimaing mean surface ocean temperature and seasonal range. *Paleoceanography*, 12 (3): 365–379.

- Prahl, F. und S. Wakeham (1987). Calibration of unsaturation patterns in long-chain compositions for paleotemperature assessment. *Nature*, 330: 367–369.
- Prell, W. (1985). The stability of low-latitude sea-surface temperatures: An evaluation of the CLIMAP reconstruction with emphasis on the positive SST anomalies. *U.S. Department of Energy*, Report TR025.
- Rahmstorf, S. (1996). On the freshwater forcing and transport of the Atlantic thermohaline circulation. *Climate Dynamics*, 12: 799–811.
- Raynaud, D., J. Jouzel, J. Barnola, J. Chappellaz, R. Delmas und C. Lorius (1993). The ice record of greenhouse gases. *Science*, 259: 926–934.
- Reyment, R. und K. Jöreskog (1993). *Applied Factor Analysis In The Natural Sciences*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Rind, D. und D. Peteet (1985). Terrestrial conditions at the Last Glacial Maximum and CLIMAP sea-surface temperature estimates: Are they consistent? *Quaternary Research*, 24: 1–22.
- Rohling, E. und G. Bigg (1998). Paleosalinity and $\delta^{18}\text{O}$: critical assessment. *Journal of Geophysical Research*, 103 (C1): 1307–1318.
- Rosenthal, Y., E. Boyle und N. Slowey (1997). Temperature control on the incorporation of magnesium, strontium, fluorine, and cadmium into benthic foraminiferal shells from Little Bahama Bank: Prospects for thermocline paleoceanography. *Geochimica et Cosmochimica*, 61 (17): 3633–3643.
- Sanyal, A., N. Hemming, G. Hanson und W. Broecker (1995). Evidence for a higher pH in the glacial ocean from boron isotopes in foraminifera. *Nature*, 373 (6511): 234–236.
- Sarnthein, M., U. Pflaumann, E. Vogelsang, working group SFB 313 Kiel, R. Gersonde, J. Pätzold, G. Wefer, working group SFB 261 Bremen, R. Spielhagen und working group GEOMAR (1998). Atlantic sea-surface temperatures during the LGM—first results of the German project GLAMAP 2000. *EOS Transactions AGU*, 79 (45): F470.
- Savin, S. und R. Douglas (1973). Stable isotope and magnesium geochemistry of recent planktonic foraminifera from the South Pacific. *Geological Society of America Bulletin*, 84: 2327–2342.
- Schlitzer, R. (1999). Ocean-Data-View. <http://www.awi-bremerhaven.de/GPH/ODV>.
- Schneider, R., P. Müller und G. Ruhland (1995). Late Quaternary surface circulation in the east equatorial South Atlantic: Evidence from alkenone sea surface temperatures. *Paleoceanography*, 10 (2): 197–219.
- SeaWiFS Project (1986). Chlorophyll pigment concentration. <http://seawifs.gsfc.nasa.gov>.

- Shackleton, N. (1974). Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthic foraminifera genus *uvigerina*: isotopic changes in the ocean during the last glacial. In *Les méthodes quantitatives d'étude des variations du climat au cours du pléistocène*, Seite 203–209. J. Labeyrie, CNRS, Paris.
- Shackleton, N. und N. Opdyke (1973). Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of Equatorial Pacific core V 28-238: Oxygen isotope temperature and ice volumes on a 10^6 year scale. *Quaternary Research*, 3: 39–55.
- Shi, N. und L. Dypont (1997). Vegetation and climate history of SW Africa: a marine palynological record of the last 300.000 years. *Vegetation History and Archaeobotany*, 6: 117–131.
- Sikes, E., J. Farrington und L. Keigwin (1991). Use of the alkenone unsaturation ratio U_{37}^k to determine past sea surface temperatures: core-top SST calibrations and methodology considerations. *Earth and Planetary Science Letters*, 104: 36–47.
- Sikes, E. und L. Keigwin (1994). Equatorial Atlantic sea surface temperature for the last 30 kyr: A comparison of $U_{37}^{k'}$, $\delta^{18}O$ and foraminiferal assemblage temperature estimates. *Paleoceanography*, 9 (1): 31–45.
- Singer, S. (1999). Human contribution to climate change remains questionable. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 80 (16): 185–187.
- Stute, M., M. Forster, H. Frischkorn, A. Serejo, J. Clark, P. Schlosser, W. Broecker und G. Bonani (1995). Colling of Tropical Brazil ($5^{\circ}C$) during the Last Glacial Maximum. *Science*, 269: 379–383.
- Toggweiler, J. (1989a). Simulations of radiocarbon in a coarse-resolution World Ocean Model 1. steady state prebomb distributions. *Journal of Geophysical Research*, C6: 8217–8242.
- Toggweiler, J. (1989b). Simulations of radiocarbon in a coarse-resolution World Ocean Model 2. distributions of bomb-produced carbon 14. *Journal of Geophysical Research*, C6: 8243–8264.
- Überla, K. (1977). *Faktorenanalyse*. Springer - Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- Urey, H. (1947). The thermodynamic properties of isotopic substances. *Journal of the geochemical society*, Seite 562–581.
- Waelbroeck, C., L. Labeyrie, J.-C. Duplessy, J. Guoit, M. Labracherie, H. Leclaire und J. Duprat (1998). Improving past sea surface temperature estimates based on planktonic faunas. *Paleoceanography*, 13: 272–283.
- Wasserman, P. (1989). *Neural Computing-Theory And Practice*. Van Nostand Reynold, New York.

- Wefer, G. (1991). Stofftransport zum Meeresboden: Eine Übersicht. *Naturwissenschaften*, 78: 1–6.
- Wefer, G., G. Fischer, D. Fütterer und R. Gersonde (1988). Seasonal particle flux in the Bransfield Strait, Antarctica. *Deep-Sea Research*, 35 (6): 891–898.
- Wunsch, C. (1994). The ocean circulation and climate. In *The General Circulation Of The Oceans*, Seite 9–53. P.M. Rizzoli, Istituto Veneto di scienze, lettere ed arti.
- Zielinski, U. (1993). Quantitative Bestimmung von Paläoumweltparametern des Antarktischen Oberflächenwassers im Spätquartär anhand von Transferfunktionen mit Diatomeen. Berichte zur Polarforschung 126, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven.
- Zielinski, U., R. Gersonde, R. Sieger und D. Fütterer (1998). Quaternary surface water temperature estimations: Calibration of a diatom transfer function for the Southern Ocean. *Paleoceanography*, 13 (4): 365–383.

Danksagung

Wie viele Arbeiten vorher konnte auch diese nicht ohne die Hilfe und Unterstützung anderer entstehen, denen ich an dieser Stelle danken möchte.

An erster Stelle steht mein Betreuer PD Dr. Reiner Schlitzer, der von der ersten bis zur letzten Minute immer ein offenes Ohr für mich hatte und mir durch seine Fragen und oft auch Zweifel so manches mal den richtigen Weg gewiesen hat. Auch für die Erstellung des Erstgutachtens möchte ich ihm an dieser Stelle danken.

In diesem Zusammenhang geht mein Dank auch an Prof. K. Künzi für die Erstellung Übernahme des Koreferats.

Für die Unterstützung meiner Arbeit von Seiten des Alfred-Wegener-Instituts danke ich Prof. D. Fütterer.

Für die freundliche und konstruktive Atmosphäre bedanke ich mich bei allen MitarbeiterInnen der Sektion Meeresgeologie und Geophysik. Alle waren stets bereit, kleine Problem meinerseits gegebenenfalls zu ihren eigenen zu machen und mir bei ihrer Lösung behilflich zu sein.

Uta Brathauer und Uli Zielinski waren wichtige Helfer, die mir zu Beginn meiner Arbeit vieles vom geologischen und mikropaläontologischen Hintergrund des Themas vertraut machten. Weiterhin Danke ich den Mitgliedern des SFB 261, TP B1 für die erhaltene Unterstützung bei der Bearbeitung des Themas.

Daß aus der Urfassung dieser Arbeit etwas wurde, verdanke ich Regina Usbeck, Marie-France Weirig und Walter Geibert. Sie haben kritisch und mit konstruktiven Anmerkungen verschiedene Abschnitte des Entstehens der vorliegenden Arbeit begleitet.

Vielen Dank an die Subgruppe für manch lustige Kaffeepause, an die WG Bettina, Ute und Jockel, die zu Beginn meiner Bremerhavener Zeit fast schon mein zweites zu Hause war, an Tobias für so manch atemberaubenden Moment auf der Weser, die AWI-Fußballer für die guten Flanken in den freien Raum und all die anderen, die hier nicht genannt sind.

Für ihre Geduld und ihr Verständnis bedanke ich mich besonders bei Carola.

Diese Arbeit wurde durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft im Rahmen des SFB 261 am Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven unterstützt.

Allen Genannten und Ungenannten nochmals herzlichen Dank.

Erklärung

Hiermit versichere ich, daß ich:

1. die Arbeit ohne unerlaubte fremde Hilfe angefertigt habe,
2. keine anderen als die von mir angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt habe

und

3. die den benutzten Werken wörtlich oder inhaltlich entnommenen Stellen als solche kenntlich gemacht habe.