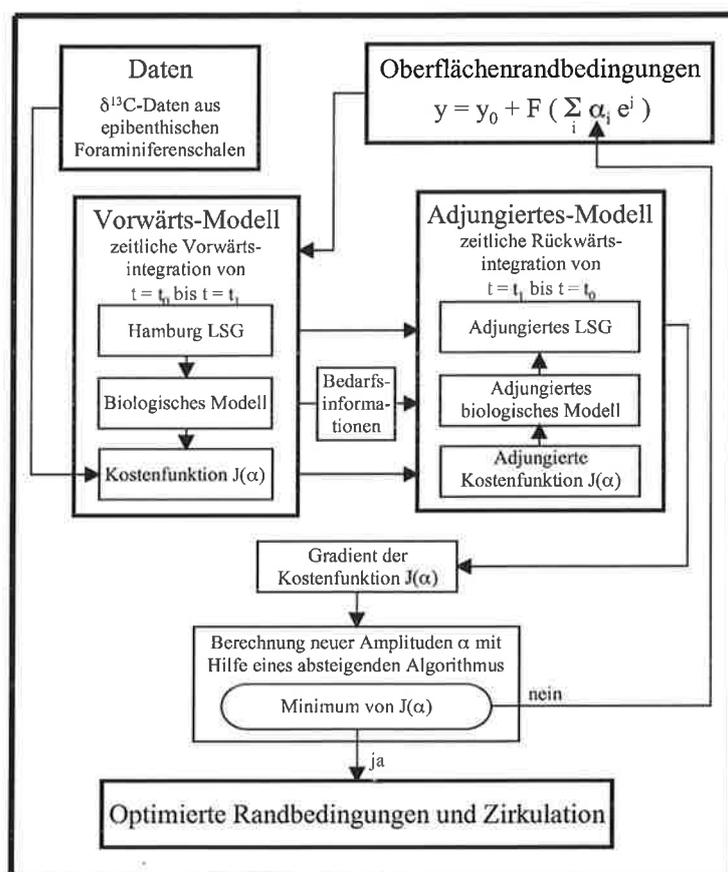




# Max-Planck-Institut für Meteorologie

## EXAMENSARBEIT Nr. 47



ASSIMILATION VON  $\delta^{13}\text{C}$ -DATEN AUS MARINEN  
SEDIMENTBOHRKERNEN IN DAS LSG  
ZUR REKONSTRUKTION DER OZEANZIRKULATION  
WÄHREND DES LETZTEN GLAZIALEN MAXIMUMS

VON

Arne M. E. Winguth

HAMBURG, Mai 1997



Dissertation im Rahmen des Promotionsverfahrens

Autor:

Arne M.E. Winguth

Max-Planck-Institut  
für Meteorologie

MAX-PLANCK-INSTITUT  
FÜR METEOROLOGIE  
BUNDESSTRASSE 55  
D - 20146 HAMBURG  
F.R. GERMANY

Tel.: +49-(0)40-4 11 73-0  
Telefax: +49-(0)40-4 11 73-298  
E-Mail: <name> @ dkrz.de

Assimilation von  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten aus marinen Sedimentbohrkernen  
in das LSG  
zur Rekonstruktion der Ozeanzirkulation  
während des letzten glazialen Maximums

Dissertation  
zur Erlangung des Doktorgrades  
der Naturwissenschaften im Fachbereich  
Geowissenschaften  
der Universität Hamburg

vorgelegt von

Arne M.E. Winguth

aus Hamburg

Hamburg

1997

ISSN 0938-5177

Als Dissertation angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften  
der Universität Hamburg

aufgrund der Gutachten von Herrn Prof. Dr. H. Graßl  
und Herrn Dr. E. Maier-Reimer

Hamburg, den 16.05.1997

Prof. Dr. G. Miehlich  
Sprecher des Fachbereiches Geowissenschaften

## Abstract

Measurements of stable carbon isotope ratios ( $\delta^{13}\text{C}$ ) from foraminiferal shells indicate that during the last glacial maximum (LGM) the Atlantic thermohaline circulation was significantly different from the present day circulation. It has been suggested that during the LGM the flow of North Atlantic Deep Water (NADW) was reduced, while the compensating Antarctic Bottom Water (AABW) penetrated further northward. Assimilation of  $\delta^{13}\text{C}$  data by using the adjoint technique into a global ocean general circulation model (OGCM) can evaluate an optimal circulation patterns providing consistency between the dynamics of the model and the analysis of the  $\delta^{13}\text{C}$  data. In this study assimilation experiments with the Hamburg large scale geostrophic model (LSG) are examined to investigate the extent to which  $\delta^{13}\text{C}$  as a paleotracer constrains the simulation of the North Atlantic circulation during the LGM. The prescribed wind stress and 2 m air temperatures were taken from the ice age response of an atmospheric general circulation model (AGCM). The first guess LGM salinity anomalies were calculated from salinity reconstructions adapted from stable oxygen isotope ratios ( $\delta^{18}\text{O}$ ) in foraminiferal shells. The optimized model state was obtained by varying the salinities of the sea surface. This simulated glacial circulation is closer to the observed  $\delta^{13}\text{C}$  distribution than flow pattern of previous OGCMs of comparable resolution. The results of the assimilation experiments confirm that during the LGM the production of NADW was substantially reduced. An increased salinity difference between the tropical Atlantic and Pacific supports earlier suggestions of a higher water vapor transfer from the Atlantic to the Pacific. The glacial changes in the circulation indicate also an increased outflow from the Mediterranean Sea as a consequence of increased surface salinities in this area. However, the optimized model simulation is only partially consistent with error estimates from the observations and large deviations still exist. Sensitivity experiments with respect to possible errors in the forcing boundary conditions show that circulation patterns range from an even stronger Atlantic 'conveyor belt' than the present day one to a nearly shut down. A simultaneous use of different tracers would possibly reduce these uncertainties significantly.

## Zusammenfassung

Messungen der stabilen Isotopenverhältnisse ( $\delta^{13}\text{C}$ ) von Foraminiferenschalen deuten darauf hin, daß sich die thermohaline Zirkulation während des letzten glazialen Maximums (LGM) signifikant von der heutigen unterschied. Es wurde aufgrund dieser Messungen angenommen, daß die Ausbreitung des nordatlantischen Tiefenwassers (NADW) während des LGM an Stärke und Ausdehnung abgenommen hat, während das kompensierende antarktische Bodenwasser (AABW) weiter nordwärts vorgedrungen ist. Die Assimilation von  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten in ein globales Modell der allgemeinen Ozeanzirkulation (OGCM) ermöglicht bei Verwendung der adjungierten Methode die Bestimmung eines optimalen Zirkulationsmusters, das sowohl mit der Dynamik des verwendeten Modells als auch mit der Analyse der  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten verträglich ist. In dieser Studie werden Assimilationsexperimente mit dem Hamburger großskalig-geostrophischen Ozeanzirkulationsmodell (LSG) durchgeführt, um die Zuverlässigkeit von  $\delta^{13}\text{C}$  als Paläotracer zur Bestimmung des nordatlantischen Tiefenwassers während des LGM zu untersuchen. Die vorgeschriebenen Windschubspannungen und 2 m-Lufttemperaturen wurden aus einer Eiszeit-Simulation eines allgemeinen Zirkulationsmodells der Atmosphäre (AGCM) entnommen. Die Salzgehaltsrandbedingungen im Anfangszustand wurden aus Salzgehaltsrekonstruktionen berechnet, die stabilen Sauerstoffisotopenverhältnissen ( $\delta^{18}\text{O}$ ) in Foraminiferenschalen angepaßt wurden. Der optimierte Zustand der Zirkulation wurde durch Variation der Salzgehalte an der Meeresoberfläche erreicht. Diese Zirkulation liegt dichter an den  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten als die, die mit früheren OGCMs erzielt wurde. Die Ergebnisse der Assimilationsexperimente bestätigen, daß die Bildung von NADW während des LGM substantiell reduziert war. Ein erhöhter Salzgehaltsunterschied zwischen Atlantik und Pazifik unterstützt frühere Annahmen eines höheren Übertrags von Wasserdampf zwischen Atlantik und Pazifik. Die glazialen Änderungen in der Zirkulation weisen auch auf einen verstärkten „Overflow“ vom Mittelmeer als Folge der erhöhten Salzgehalte in dieser Region hin. Trotz der Übereinstimmungen sind die Modellsimulationen nur teilweise mit den aus den Daten berechneten Fehlern verträglich, und große Abweichungen existieren immer noch. Sensitivitätsexperimente bezüglich möglicher Fehler in den antreibenden Randbedingungen zeigen, daß die Zirkulationsmuster bei Beachtung von Meßfehlern sogar von einer stärkeren atlantischen Meridionalzirkulation als der rezenten bis zu deren nahezu totalem Zusammenbruch reichen. Eine simultane Verwendung von verschiedenen Tracern würde diese Unsicherheiten möglicherweise signifikant reduzieren.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Biogeochemische Kreisläufe im Ozean</b>	<b>11</b>
2.1	Nährstoffkreislauf . . . . .	13
2.2	Sauerstoffkreislauf . . . . .	15
2.3	Kohlenstoffkreislauf . . . . .	16
2.3.1	pCO <sub>2</sub> -ΣCO <sub>2</sub> -Alkalinitätssystem . . . . .	18
2.3.2	Biologische Pumpe . . . . .	21
2.3.3	Sediment-Calciumcarbonat-System . . . . .	23
2.4	Geochemische Tracer zur Rekonstruktion der Paläoozeanzirkulation . . . . .	25
2.4.1	δ <sup>13</sup> C . . . . .	25
2.4.2	Δ <sup>14</sup> C . . . . .	26
2.4.3	δ <sup>18</sup> O . . . . .	27
2.4.4	Cadmium, ein metallischer Tracer für die Tiefenzirkulation . . . . .	31
<b>3</b>	<b>Das OGCM</b>	<b>33</b>
3.1	Das LSG . . . . .	33
3.2	Biologisches Modell . . . . .	34
<b>4</b>	<b>Rekonstruktion der Oberflächenrandbedingungen während der letzten Eiszeit</b>	<b>39</b>
4.1	Temperaturen an der Meeresoberfläche . . . . .	39
4.2	Salzgehalte der Meeresoberfläche . . . . .	42
4.3	Windschubspannungen an der Meeresoberfläche . . . . .	45
<b>5</b>	<b>δ<sup>13</sup>C-Beobachtungsdaten</b>	<b>47</b>
5.1	δ <sup>13</sup> C-Datensatz des Atlantischen Ozeans . . . . .	49
5.2	Globaler δ <sup>13</sup> C-Datensatz . . . . .	49

<b>6</b>	<b>Sensitivitätsexperimente mit dem OGCM</b>	<b>53</b>
6.1	Einleitung . . . . .	53
6.2	Experiment IFG - der interglaziale Anfangszustand . . . . .	61
6.3	Experiment GFG - der glaziale Anfangszustand mit PMIP-Randbedingungen	72
6.4	Experiment GFGWSN - modifizierter glazialer Anfangszustand . . . . .	81
6.5	Sensitivität der Tiefenzirkulation bezüglich Veränderungen in den Oberflächensalzgehalten . . . . .	83
6.6	Sensitivität der Tiefenzirkulation bezüglich Veränderungen in den Windfeldern . . . . .	84
<b>7</b>	<b>Das inverse OGCM</b>	<b>89</b>
7.1	Adjungierte Methode . . . . .	89
7.2	Kontrollvariablen und Kostenfunktion . . . . .	94
7.3	Adjungiertes Modell . . . . .	96
7.4	Der Minimierungs-Algorithmus . . . . .	97
7.5	Die Hessesche Matrix . . . . .	99
<b>8</b>	<b>Assimilationsexperimente</b>	<b>101</b>
8.1	Einleitung . . . . .	101
8.2	ITWS-Experimente, Zwillingsexperimente zur Rekonstruktion einer stationären Zirkulation . . . . .	103
8.3	Assimilationsexperimente mit beobachteten $\delta^{13}\text{C}$ -Daten . . . . .	112
8.3.1	Assimilation des atlantischen $\delta^{13}\text{C}$ -Datensatzes in das OGCM . . .	112
8.3.2	Assimilation des globalen $\delta^{13}\text{C}$ -Datensatzes in das OGCM . . . . .	117
<b>9</b>	<b>Diskussion</b>	<b>123</b>
<b>10</b>	<b>Zukünftige Aspekte</b>	<b>127</b>
<b>A</b>	<b>Praktische Codierung des adjungierten Modells</b>	<b>131</b>
<b>B</b>	<b>Algorithmus zum Test des Gradienten der Kostenfunktion</b>	<b>137</b>
<b>C</b>	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>139</b>

# Abbildungsverzeichnis

1.1	Temperaturanomalien und Konzentrationen der Treibhausgase . . . . .	2
1.2	Rekonstruktionen der Änderungen von $\delta^{13}\text{C}$ im Atlantischen Ozean . . . . .	3
1.3	Schematisierte Darstellung der gegenwärtigen globalen Ozeanzirkulation . . . . .	5
2.1	Schematisches Diagramm des Klimasystems . . . . .	12
2.2	$\delta^{13}\text{C}$ - und Phosphat-Profile gegen die Tiefe . . . . .	13
2.3	Globale Sauerstoffkonzentration . . . . .	15
2.4	Globale Kohlenstoffreservoirs . . . . .	17
2.5	Vektordiagramm der Kohlenstoffpumpen . . . . .	22
2.6	Altersdifferenz von Radiokohlenstoff . . . . .	27
2.7	Verteilung von $\delta^{18}\text{O}_{SMOW}$ und Salzgehalt . . . . .	29
2.8	Cadmium- gegen Phosphat-Konzentrationen . . . . .	31
3.1	$\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis gegen den Phosphatgehalt im Tiefenwasser . . . . .	36
3.2	$\delta^{13}\text{C}_{as}$ -Verteilung im Atlantik . . . . .	37
4.1	Lufttemperaturen an der Meeres- und Landoberfläche . . . . .	40
4.2	Oberflächensalzgehalte (Randbedingungen) . . . . .	43
4.3	Zonale Komponente der Windschubspannung . . . . .	45
5.1	Foraminiferen im Tiefenwasser . . . . .	48
5.2	Karte der <i>Cibicidoides</i> - $\delta^{13}\text{C}$ -Werte . . . . .	51
6.1	Experimente IFG und GFG: Meridionalzirkulation im Atlantik . . . . .	56
6.2	Experimente IFG und GFG: $\Delta^{14}\text{C}$ im westlichen Atlantik . . . . .	57
6.3	Experimente IFG und GFG: Potentielle Temperatur im westlichen Atlantik . . . . .	58
6.4	Experimente IFG und GFG: Salzgehalte im westlichen Atlantik . . . . .	59
6.5	Experimente IFG und GFG: Konvektionsbedingte Verlustrate der potentiellen Energie . . . . .	60
6.6	Experimente IFG und GFG: Horizontale Geschwindigkeiten (Oberfläche) . . . . .	63

6.7	Experimente IFG und GFG: Horizontale Geschwindigkeiten (3000 m) . . . .	64
6.8	Experimente IFG und GFG: Phosphatkonzentration (Oberfläche) . . . . .	65
6.9	Experimente IFG und GFG: Vertikalgeschwindigkeiten (Oberfläche) . . . .	66
6.10	Experiment IFG: $\delta^{13}\text{C}$ im westlichen Atlantik . . . . .	67
6.11	Histogramm der $\delta^{13}\text{C}$ -Differenzen zwischen Modellwerten und Beobach- tungsdaten (Atlantik) . . . . .	70
6.12	Histogramm der $\delta^{13}\text{C}$ -Differenzen zwischen Modellwerten und Beobach- tungsdaten (global) . . . . .	71
6.13	Experiment GFG: Salzgehalte (Oberfläche) . . . . .	72
6.14	Experiment IFG und GFG: Meereisdicke . . . . .	73
6.15	Experimente IFG und GFG: Integrierter atlantischer Wärmefluß . . . . .	77
6.16	Experiment GFG: $\delta^{13}\text{C}$ im östlichen Atlantik . . . . .	78
6.17	Sensitivitätsexperimente: Zonal integrierter Transport im Atlantik . . . . .	82
6.18	Zonal integrierter Ekman-Transport . . . . .	86
7.1	Konfiguration des inversen Modells . . . . .	92
7.2	Beispiele von Eigenfunktionen . . . . .	93
7.3	Konvergenzbereiche der Kostenfunktion . . . . .	98
8.1	ITWS-Experimente: Anomalien der Salzgehalte (Oberfläche) . . . . .	104
8.2	ITWS-Experimente: Anomalien von $\delta^{13}\text{C}$ (3000 m) . . . . .	105
8.3	ITWS-Experimente: Kostenfunktion und Beiträge zur Kostenfunktion . . .	106
8.4	ITWS-Experimente: Anomalien der konvektionsbedingten Verlustrate der potentiellen Energie . . . . .	111
8.5	Experimente ASIFG-A und ASGFG-A: Anomalien der Salzgehalte (Ober- fläche) . . . . .	115
8.6	Experimente ASIFG-A und ASGFG-A: Meridionalzirkulation im Atlantik .	116
8.7	Experimente ASIFG-G und ASGFG-G: Anomalien der Salzgehalte (Ober- fläche) . . . . .	119
8.8	Experimente ASIFG-G und ASGFG-G: Horizontale Geschwindigkeiten (3000 m) . . . . .	120
8.9	Experimente ASIFG-G und ASGFG-G: Konvektionsbedingte Verlustrate der potentiellen Energie . . . . .	121

# Tabellenverzeichnis

6.1	Übersicht über die sieben Sensitivitätsexperimente . . . . .	54
6.2	Sensitivitätsexperimente: RMS-Differenz zwischen den $\delta^{13}\text{C}$ -Modellwerten und den $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten . . . . .	69
6.3	Sensitivitätsexperimente: Wärmeflüsse, relative potentielle Energie durch Konvektion, Transporte, potentielle Temperaturen und Salzgehalte . . . . .	75
8.1	Übersicht über die neun Assimilationsexperimente . . . . .	102
8.2	ITWS-Experimente: RMS-Differenz der Salzgehalte (Oberfläche) zum ITWSREF-Experiment . . . . .	108
8.3	Experimente ASIFG und ASGFG: Kostenfunktion und Beiträge zur Ko- stenfunktion . . . . .	113

# Kapitel 1

## Einleitung

Nach Abschätzungen mit numerischen Klimamodellen wird für das nächste Jahrhundert eine deutliche globale Erwärmung infolge der Zunahme von Treibhausgasen, wie z.B. dem Kohlendioxid ( $\text{CO}_2$ ), in der Atmosphäre erwartet. Ein für das Ende des nächsten Jahrhunderts prognostizierter globaler Temperaturanstieg von ca. 2-4°C bei einer Verdoppelung der  $\text{CO}_2$ -Konzentration ist in der Größenordnung vergleichbar mit der Abnahme der Oberflächentemperatur auf der Erde von ungefähr 4°C, die während des letzten glazialen Maximums (LGM) vor ca. 21 000 Jahren stattfand (Abb. 1.1).

Die Kenntnis vergangener Klimazustände basiert auf Analysen von Spurenstoffen (Tracern) in Sedimenten und Eismassen. Die in den Sediment- und Eisbohrkernen gemessenen Tracerverteilungen werden durch Überlagerung von Klimavariationen verschiedener Zeitskalen bestimmt, z.B. der Überlagerung von Änderungen der ozeanischen Prozesse in Zeiträumen bis über 1000 Jahren mit denen des Inlandeises. Letztere Variationen sind eng verbunden mit den Änderungen der solaren Einstrahlung durch Schwankungen der Erdbahnparameter mit dominanten Perioden von ca. 20 000, 40 000 und 100 000 Jahren [Milankowitsch, 1941]. Untersuchungen von Luftblasen in Eisbohrkernen aus dem polaren Inlandeis haben gezeigt, daß die atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Konzentration während der letzten Eiszeit um ungefähr 30% niedriger war als der interglaziale präindustrielle Wert von ca. 280 ppm<sup>1</sup> [Barnola et al., 1987] (Abb. 1.1). Es wird allgemein angenommen, daß die Änderungen in der Zirkulation und Geochemie des Ozeans merklich zu den glazial-interglazialen  $\text{CO}_2$ -Variationen der Atmosphäre beigetragen haben. Ein gebräuchliches Hilfsmittel zur Rekonstruktion von ozeanischen Tiefenzirkulationen während des LGM ist das relative Verhältnis der stabilen Kohlenstoffisotope  $^{13}\text{C}$  und  $^{12}\text{C}$  ( $\delta^{13}\text{C}$ ) aus Kalk-

---

<sup>1</sup> 1 „part per million“ (ppm) ( $= 10^{-6}$ )  $\text{CO}_2$  entspricht ca. 2 Gigatonnen Kohlenstoff (GtC);  
1 GtC =  $10^{12}$  kg C  $\cong 3,7 \times 10^{12}$  kg  $\text{CO}_2$ .

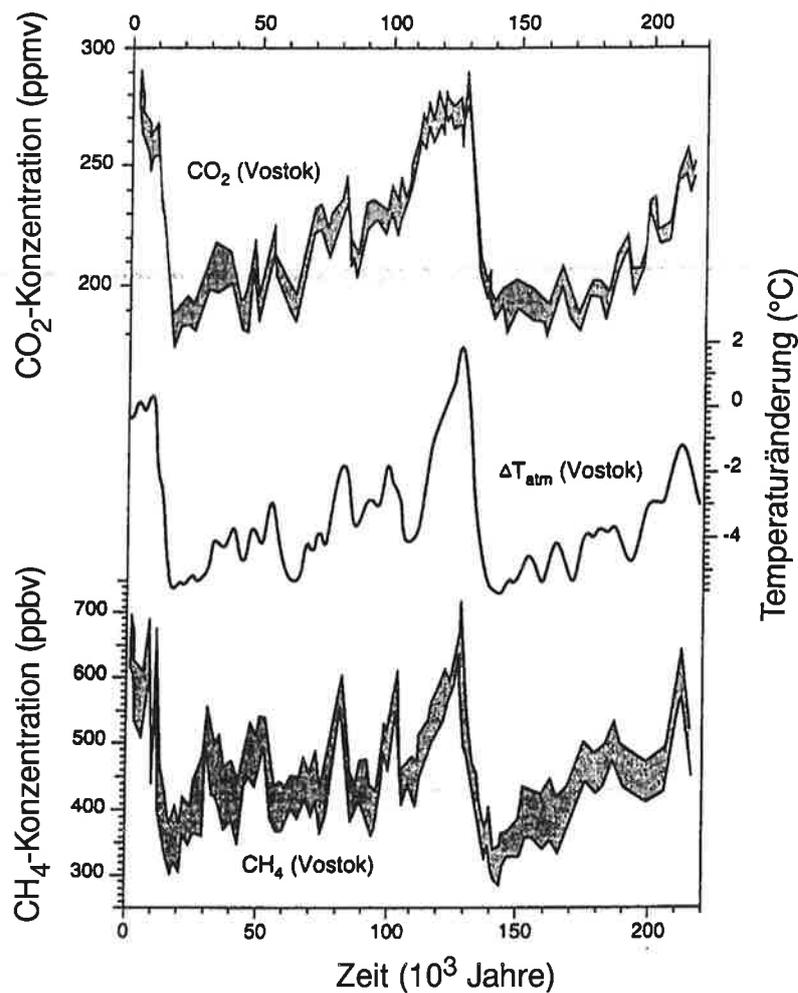


Abbildung 1.1: Temperaturanomalien und Konzentrationen der Treibhausgase  $\text{CO}_2$  und Methan, abgeleitet aus Daten von Eiskernen aus Vostok, Antarktis (nach Schimel et al. [1995]).

schalen von epibenthischen (etwas über der Sedimentoberfläche lebenden) Foraminiferen [Curry und Lohmann, 1983; Boyle und Keigwin, 1987; Duplessy et al., 1988; Sarnthein et al., 1994]. Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung variiert in erster Näherung in gleicher Weise wie die Sauerstoffverteilung im Ozean und wird deshalb als Maß für die Ventilierung der Tiefsee verwendet. Messungen von  $\delta^{13}\text{C}$  in den Kalkschalen von epibenthischen Foraminiferen zeigten, daß während des LGM die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des Tiefenwassers (in ca. 3000 m Tiefe) im Vergleich zu denen des Zwischenwassers (in ca. 1500 m Tiefe) deutlich niedriger waren als die der heutigen Verteilung (Abb. 1.2). Gleichzeitig deuteten die Änderungen der

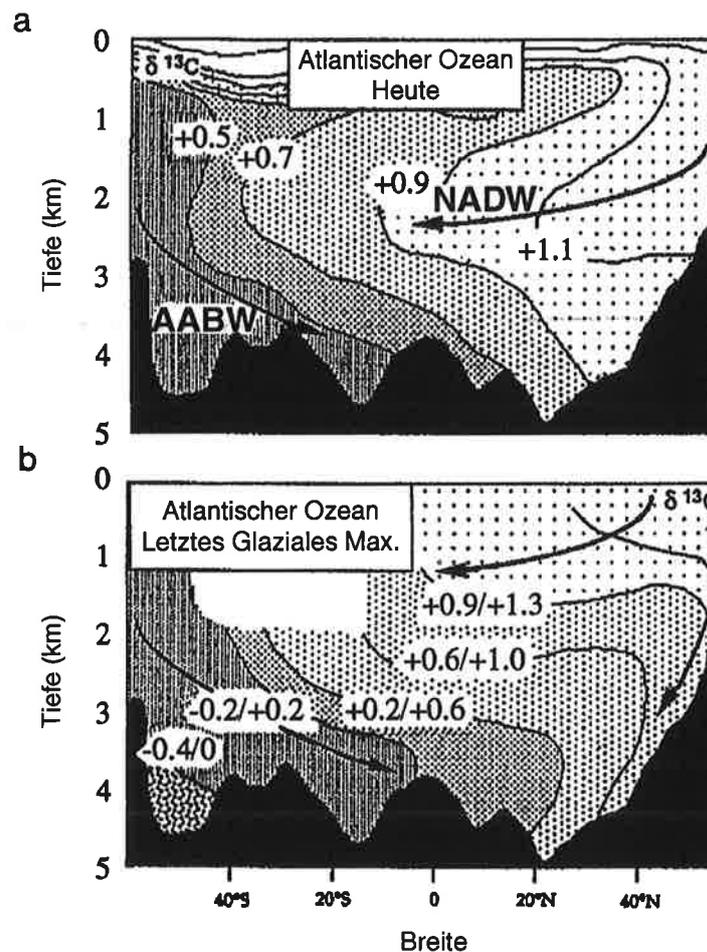


Abbildung 1.2: Rekonstruktionen der Änderungen von  $\delta^{13}\text{C}$  im Atlantischen Ozean: (a) für die gegenwärtige interglaziale Zeitepoche (nach *Kroopnick* [1985]) und (b) für das LGM (gewonnen aus der  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung in Foraminiferenschalen nach *Duplessy et al.* [1988]). Zahlen hinter dem Schrägstrich bezeichnen die Werte nach Abzug der mittleren globalen glazial-interglazialen Änderung von  $-0,4\text{‰}$  (Abbildung nach *Labeyrie et al.* [1992]).

relativen Verhältnisse der Sauerstoffisotopen  $^{18}\text{O}$  und  $^{16}\text{O}$  ( $\delta^{18}\text{O}$ ) in den Foraminiferenschalen darauf hin, daß das atlantische Tiefenwasser 2-4°C kälter war [*Labeyrie et al.*, 1987]. Diese Änderungen werden einem Rückgang der Bildung von nordatlantischem Tiefenwasser (NADW) und einem stärkeren nordwärtigen Vordringen von sauerstoffärmerem antarktischen Bodenwasser (AABW) zugeschrieben. Die Cd/Ca-Verhältnisse in Foraminiferenschalen [*Boyle und Keigwin*, 1987] und die Radiokohlenstoffverteilung im Tiefen-

wasser [Shackleton et al., 1988; Broecker et al., 1988] bestätigen diese Änderungen in der Tiefenzirkulation des Atlantiks während der letzten Eiszeit. Im Gegensatz zum Atlantik scheinen Klimaschwankungen während der letzten 21 000 Jahre im Pazifik wesentlich schwächer ausgefallen zu sein. Die Wassermassen im oberen Bereich des Pazifiks waren jedoch während der letzten Eiszeit vermutlich vergleichsweise besser durchmischt [Keigwin et al., 1992]. Infolgedessen erscheint das glaziale Zirkulationsfeld von Atlantik und Pazifik symmetrischer, während die gegenwärtige globale thermohaline Zirkulation eher asymmetrische Natur besitzt (schematisch in Abb. 1.3 dargestellt). Jedoch sind einige Gebiete von den Beobachtungsdaten noch nicht oder nur schlecht erfaßt, insbesondere große Teile des Nordpazifiks und des antarktischen Zirkumpolarstromes, in denen kalkarme oder kalkfreie Sedimente dominieren. In diesen Regionen liegt die Tiefe der Lysokline, die Tiefe mit einem scharfen Auflösungsgradienten des  $\text{CaCO}_3$ , deutlich höher als die Tiefe des Meeresbodens.

Die gegenwärtige globale thermohaline Zirkulation (Abb. 1.3) wurde schon von Wüst [1935] und Wüst und Defant [1936] genau beschrieben. Chamberlain [1906] diskutierte bereits die Bedeutung des Frischwassertransportes für die Ozeanzirkulation. Er wies darauf hin, daß möglicherweise eine Änderung in der Tiefenzirkulation die Klimaänderung während der letzten Eiszeit beeinflußt hatte. Stommel [1961] und Rooth [1982] zeigten, daß Fluktuationen des thermohalinen Zustandes an der Ozeanoberfläche verschiedene Zustände der atlantischen Zirkulation hervorrufen können. Mehrere Experimente mit dreidimensionalen Modellen der allgemeinen Ozeanzirkulation [Maier-Reimer und Mikolajewicz, 1989; Mikolajewicz und Maier-Reimer, 1990; Weaver und Sarachik, 1991; Hughes und Weaver, 1994; England, 1993; Maier-Reimer et al., 1993; Rahmstorf, 1994; Tziperman et al., 1994; Mikolajewicz und Maier-Reimer, 1994; Fieg, 1996; Rahmstorf, 1996; Seidov et al., 1996; Winguth et al., 1996; Schiller et al., 1997, Seidov und Paul, 1997] und zweidimensionalen Modellen von Stocker et al. [1992] und Fichefet et al. [1994] ergaben eine hohe Empfindlichkeit der simulierten atlantischen Zirkulation gegenüber den thermohalinen Randbedingungen und den Formulierungen der Randbedingungen an der Oberfläche. Mit rezenten thermohalinen Randbedingungen an der Ozeanoberfläche und rezenter Topographie sind OGCMs durch Störung des Anfangszustandes fähig, in mindestens drei verschiedene Gleichgewichtszustände der atlantischen thermohalinen Zirkulation zu gelangen [Mikolajewicz et al., 1993]. Der erste Gleichgewichtszustand entspricht der gegenwärtigen Zirkulation mit starker Bildung von nordatlantischem Tiefenwasser (Abb. 1.2a und 1.3). Der zweite Gleichgewichtszustand mit einer reduzierten Bildungsrate von NADW und einem stärkeren Eindringen von antarktischem Bodenwasser (AABW) aus dem Süden ist der Situation während des LGM ähnlich, wie Heinze et al. [1991] mit einem

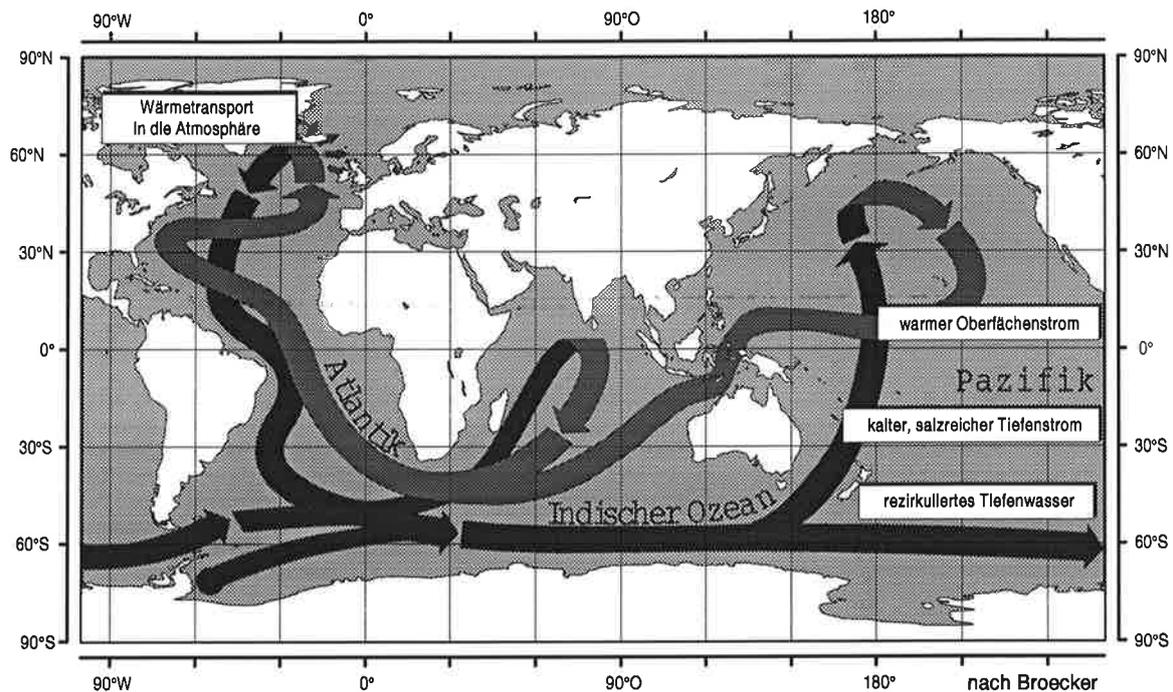


Abbildung 1.3: Stark schematisierte Darstellung der globalen großräumigen Ozeanzirkulation (im Englischen: 'the great conveyor belt', nach einer Idee von Broecker [1987]).

dreidimensionalen Kohlenstoffmodell zeigten. Die Simulationen des  $\delta^{13}\text{C}$  von Heinze *et al.* [1991] stimmten dabei qualitativ mit Beobachtungsbefunden aus Foraminiferenschalen (Abb. 1.2b) überein. Der dritte Gleichgewichtszustand mit dem totalen Zusammenbruch der Bildung von NADW führt zu einer Umkehrung der atlantischen Tiefenzirkulation und hat Ähnlichkeiten mit dem gegenwärtigen Zirkulationsmuster im Pazifik.

Eine konventionelle Methode zur Rekonstruktion vergangener Klimazustände wurde von Lautenschlager *et al.* [1992] angewandt. Die Autoren benutzten Meeresoberflächentemperaturen von den CLIMAP Project Members [1981] und Windschubspannungen und Frischwasserflüsse, die aus einem Eiszeit-Experiment eines allgemeinen Zirkulationsmodells der Atmosphäre (AGCM) abgeleitet wurden, um die glaziale Ozeanzirkulation mit dem Hamburger großskalig-geostrophischen Zirkulationsmodell (LSG) [Maier-Reimer *et al.*, 1993] zu simulieren. Insbesondere im Pazifik waren jedoch mit einem südwardigen Ausstrom von nordpazifischem Tiefenwasser von über 40 Sv starke Abweichungen gegenüber den beobachteten Radiokohlenstoff-Daten von Shackleton *et al.* [1988] und Broecker *et al.* [1988] zu verzeichnen. Die Autoren identifizierten die vom glazialen AGCM-Experiment berechneten Frischwasserflüsse als eine wesentliche Ursache für diese starken Abweichun-

gen. Die Autoren folgerten, daß eine Überarbeitung der *CLIMAP*-Rekonstruktionen und die Verwendung von vorgeschriebenen Salzgehaltsinformationen die starken Unsicherheiten in den Randbedingungen möglicherweise erheblich verringern würden.

Eine angewachsene Datendichte von rekonstruierten Oberflächentemperaturen [*CLIMAP*, 1981; Schulz, 1994; Sarnthein et al., 1995] und rekonstruierten Oberflächensalzgehalten aus  $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen in planktonischen Foraminiferenschalen [*Duplessy et al.*, 1991; Schulz, 1994; Sarnthein et al., 1995] des LGM ermöglichte es in den letzten Jahren, die OGCMs mit diesen Randbedingungen zu testen. Es wurden dazu mehrere Sensitivitätsstudien mit regionalen [*Schäfer-Neth*, 1994; *Seidov et al.*, 1996] und globalen [*Fichefet et al.*, 1994; *Fieg*, 1996; *Winguth et al.*, 1996; *Seidov und Paul*, 1997] Modellen zur Simulation der glazialen Zirkulation durchgeführt. Die Qualität dieser Simulationsergebnisse ist insbesondere deshalb kritisch, weil 1. die Datendichte der Salzgehaltsrekonstruktionen - insbesondere im Südpolarmeer - sehr gering ist und 2. die Unsicherheiten der Salzgehaltsrekonstruktionen sowohl die Fehler der Temperaturrekonstruktionen als auch Fehler durch  $\delta^{18}\text{O}$ -Verdünnungseffekte durch Frischwassereinträge (z.B. aus Eismassen) beinhalten [*Duplessy et al.*, 1991; *Mikolajewicz*, 1996]. Die regionalen Modelle besitzen zwar eine höhere räumliche und zeitliche Auflösung, so daß die Tiefenwasserbildung realistischer simuliert werden kann, haben jedoch den Nachteil, daß die lateralen Randbedingungen des LGM unzureichend bekannt sind. Auf die Unsicherheiten in den Randbedingungen und den Vergleich der Modelle soll im Rahmen dieser Arbeit noch näher eingegangen werden.

Eine direkte Methode, die stationäre LGM-Ozeanzirkulation und die Oberflächenrandbedingungen zu rekonstruieren, ist deshalb die Verknüpfung der Informationen der beobachteten  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten mit denen der numerischen Modelle. In derselben Zeitspanne, in der Qualität und Menge des Datenmaterials von der Vergangenheit und heute anstiegen, verbesserten sich die numerischen Modelle der allgemeinen Ozeanzirkulation (OGCMs) und die Rechnerkapazitäten so bedeutend, daß die Daten in diese Modelle eingebunden werden können, um eine bestmögliche räumliche und zeitliche Beschreibung des Zustands des Ozeans zu erhalten.

Die meisten Versuche in der Vergangenheit, Daten und Modelle in der Ozeanographie zu kombinieren, beruhten auf Methoden der operationellen Meteorologie: die Beobachtungsdaten wurden verwendet, um Anfangsbedingungen zu konstruieren, mit denen das Modell dann zeitlich vorwärts integriert wurde. Nach einem bestimmten Zeitintervall wurde das Modell mit neueren Beobachtungsdaten von den einzelnen Meßstationen wieder initialisiert und vorwärts integriert. Diese Verfahren werden als sequentielle Verfahren bezeichnet und wurden als Datenassimilation in Meteorologie und Ozeanographie bekannt. Sequentielle Verfahren sind z.B. das sogenannte „Nudging“ [*Anthes*, 1974], die

sukzessive Korrektur [Bergthorsson und Döös, 1955], die optimale Interpolation [Eliassen, 1954] und der Kalman-Filter [Kalman, 1960], auf die im weiteren nicht näher eingegangen werden soll. Neben den sequentiellen Methoden haben die Variationsmethoden der Datenassimilation [Sasaki, 1970] mit der zunehmenden Dichte von Beobachtungsdaten und fortgeschrittenen Modellentwicklungen in den letzten 10 Jahren an Bedeutung gewonnen. Sie beruhen auf der Suche eines Extremwertes eines Funktionals, das im Sinne der Datenassimilation die Differenz zwischen Daten und Modell entlang der Modelltrajektorie definiert. Im Gegensatz zu den sequentiellen Methoden wird bei den Variationsmethoden nicht ein optimaler Zustand, sondern eine bestmögliche Trajektorie des Systems gesucht. Der Abstand zwischen den Daten und den vom Modell simulierten Werten wird dabei durch eine Kostenfunktion quantifiziert, die durch die Variation von Modellparametern, Anfangs- und Randbedingungen minimiert werden kann. Allgemein kann Datenassimilation also als ein Prozeß angesehen werden, in dem die Informationen der Daten in Raum und Zeit verteilt mit denen der numerischen Modelle verbunden werden, um Modellparameter, Anfangs- und Randbedingungen für Vorhersagen zu spezifizieren.

Anwendungen von inversen Modellen in der Paläoozeanographie sind noch sehr rar. Heinze und Hasselmann [1993] benutzten ein lineares Modell, das an Eis- und marine Sedimentkerndaten, die die letzten 120 000 Jahre umfassen, durch Variation der Parameter des Kohlenstoffkreislaufes optimal angepaßt wurde, um die beobachtete Reduktion der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration während der letzten Eiszeit zu erklären. Die Analysen deuten darauf hin, daß insbesondere Änderungen in der biologischen Pumpe und im Zirkulationsmuster zur Abnahme der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration geführt haben könnten. Diese Studie berücksichtigt jedoch keine Variationen der antreibenden thermohalinen Oberflächenrandbedingungen und Windschubspannungen, die die Verteilung der Tracer in der Vergangenheit bedeutend beeinflußt haben könnten. LeGrand und Wunsch [1995] wendeten ein inverses dynamisches Boxmodell mit grober Auflösung an, um die LGM-Zirkulation des Nordatlantiks zu simulieren. Die Autoren kamen zu der Schlußfolgerung, daß die beobachteten LGM- $\delta^{13}\text{C}$ -Daten bei verschiedener Wahl der Zusammensetzung der Wassermassen aus den Konvektionsgebieten im Nordatlantik und Südlichen Ozean nicht nur konsistent mit den geologischen Annahmen einer reduzierten Bildung von NADW, sondern auch konsistent mit einem Zirkulationsfeld sind, das dem heutigen nahezu gleicht. Dieses wird durch eine neuere Analyse von radioaktiven Spurenelementen aus marinen Sedimentkernen bestätigt [Yu et al., 1996]. Die Arbeit von LeGrand und Wunsch [1995] gibt nützliche Hinweise auf die Sensitivität der  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung gegenüber Variationen in der Zirkulation. Jedoch sind die Ergebnisse der Studie mit starken Unsicherheiten verbunden, da im dort verwendeten regionalen Modell laterale Randbedingungen für das

LGM angenommen werden mußten, die physikalischen Prozesse durch die Verwendung eines Boxmodells stark vereinfacht werden mußten und Änderungen der marinen Biologie nicht berücksichtigt wurden.

*Grieger und Schlitzer* [1996] verwendeten ein inverses Boxmodell des Atlantiks, um die Anzahl der erforderlichen Temperaturdaten zur Rekonstruktion der Glazialzirkulation zu untersuchen. Es konnten mit dem Modell einige Muster des glazialen Strömungsfeldes reproduziert werden, jedoch spiegelten die Ergebnisse die Schwierigkeiten der Datensituation wider.

In der vorliegenden Arbeit soll mit Hilfe der Assimilation von  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten aus epibenthischen foraminiferischen Schalen in das um ein biologisches Modul erweiterte LSG die globale glaziale Zirkulation durch Variation der vorgeschriebenen Oberflächensalzgehalte optimiert werden. Unter Verwendung eines Variationsverfahrens, der adjungierten Methode (Kapitel 7.1), wird eine optimale Anpassung ermöglicht, die konsistent zu der Datenanalyse und zu der vom Modell simulierten Dynamik der Ozeanzirkulation ist. Die adjungierte Methode erzielt mit dieser Anpassung eine optimale Information über den physikalischen und geochemischen Zustand der Ozeane und liefert damit einen Zusammenhang zwischen dem Nordatlantik und den von Paläodaten nicht oder nur spärlich erfaßten anderen Gebieten des Weltmeeres während der letzten Eiszeit. Es sollen dabei insbesondere folgende Fragestellungen untersucht werden:

1. Kann durch die Assimilation der  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten in das OGCM ein Zirkulationsmuster gefunden werden, das mit den Theorien einer reduzierten Bildung von NADW und einer abgeschwächten nordatlantischen thermohalinen Zirkulation während des LGM verträglich ist?
2. Wie müssen die Oberflächensalzgehalte modifiziert werden, um eine an die  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten angepaßte Zirkulation zu simulieren?

Eine Einführung in die geochemischen Kreisläufe des Ozeans und die paläoozeanographischen Tracer wird in Kapitel 2 gegeben. In dem darauffolgenden Kapitel wird das für die Datenassimilation verwendete OGCM vorgestellt. Die thermohalinen und windgetriebenen Randbedingungen an der Meeresoberfläche und die  $\delta^{13}\text{C}$ -Datenbasis für das letzte glaziale Maximum werden in Kapitel 4 und 5 beschrieben. Zur Untersuchung der Sensitivität der Unsicherheiten dieser Randbedingungen auf die Zirkulation und  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung in der Tiefsee werden mehrere Sensitivitätsexperimente durchgeführt. Die Sensitivitätsexperimente, die eine ausführliche Beschreibung der Ergebnisse von *Winguth et al.* [1996] beinhalten, dienen ferner zur Erstellung eines geeigneten Anfangszustandes für die Datenassimilation und zur Einschränkung der rechenzeitaufwendigen Assimilationsexperi-

mente. Das inverse Modell zur Datenassimilation wird in Kapitel 7 erläutert, und die Durchführung der Assimilationsexperimente erfolgt in Kapitel 8. Kapitel 9 und 10 schließen die Arbeit mit der Diskussion der in den vorherigen Kapiteln erzielten Ergebnisse und einem Ausblick ab.



## Kapitel 2

# Biogeochemische Kreisläufe im Ozean

Das Klimasystem der Erde setzt sich aus mehreren Subsystemen zusammen: der Atmosphäre, der Kryosphäre, der Biosphäre, der Hydrosphäre und der Lithosphäre (Abb. 2.1). Der Austausch der geochemischen Tracer zwischen den einzelnen Subsystemen und ihre Verteilung in den Systemen werden durch deren charakteristische Zeitskalen, physikalische und biogeochemische Prozesse bestimmt, die in komplexer Wechselwirkung zueinander stehen. Der Ozean und die Atmosphäre können als Fluide in einer rotierenden Sphäre aufgefaßt werden, besitzen jedoch deutlich unterschiedliche Zeitskalen, Randbedingungen und interne Prozesse, wie z.B. Tiefenwasserbildung im Ozean und Wolkenphysik in der Atmosphäre. Die typischen klimarelevanten Zeitskalen in der Atmosphäre liegen in der Größenordnung von Tagen bis zu einigen Jahren. Die Landbiosphäre besitzt eine Relaxationszeit von Tagen bis Jahrhunderten, während der Zeitskalenbereich des Ozeans von Monaten bis zu einigen tausend Jahren reicht. Änderungen in der Kryosphäre (mit Ausnahme des Meereises) und geologische Kreisläufe in der Lithosphäre bewegen sich auf wesentlich längeren Zeitskalen als der des Ozeans. Bekannte Beispiele der natürlichen Klimavariabilität sind das „El Niño/Southern Oscillation“-Phänomen [Rasmusson und Wallace, 1983] im Zeitskalenbereich von 2-7 Jahren, die dekadische Variabilität im Nordatlantik [Dickson et al., 1988] und die Eiszeitzyklen auf der Zeitskala von ca.  $10^5$  Jahren, die sich möglicherweise teilweise durch Änderung der Erdbahnparameter und damit verbundene Veränderungen der solaren Einstrahlung erklären lassen [Milankowitsch, 1941].

Es wird allgemein angenommen, daß Änderungen in der globalen großräumigen Ozeanzirkulation (Abb. 1.3) und Änderungen im ozeanischen Wärme- und Stofftransport signi-

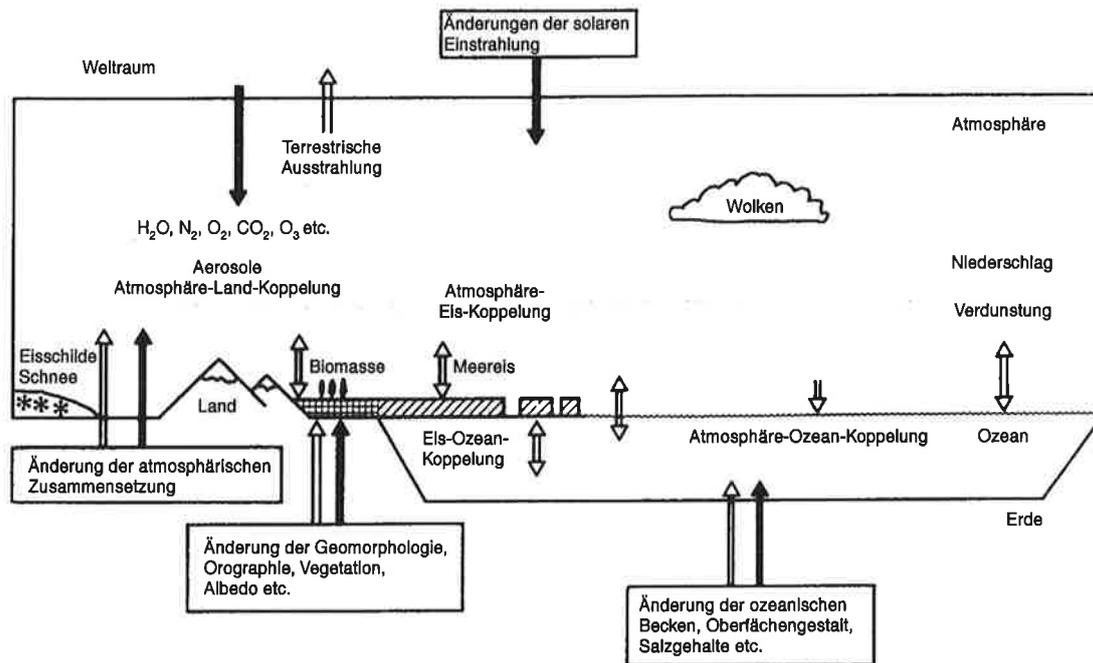


Abbildung 2.1: Schematisches Diagramm der wichtigsten Komponenten des Klimasystems. Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Komponenten spielen eine bedeutende Rolle in den Klimavariationen (nach dem *National Research Council* [1975]).

fikant zu diesen Klimavariationen beitragen. In den folgenden Abschnitten werden die im Rahmen dieser Studie diskutierten geochemischen Tracer und deren Verteilungen im Ozean zusammenfassend vorgestellt. Ausführliche Abhandlungen über paläoozeanographische Tracer, die mittlerweile nahezu das gesamte chemische Periodensystem umfassen, findet man in Standardwerken, wie z.B. in *Broecker und Peng* [1982], *Crowley und North* [1991], *Broecker* [1995].

Die Nährstoff- und Sauerstoffkreisläufe, die die biologischen Prozesse im Ozean beeinflussen, werden in den ersten beiden Abschnitten kurz erläutert. Im dritten Abschnitt wird eine Einführung in den marinen Kohlenstoffkreislauf gegeben, und im darauffolgenden Abschnitt seien einige für die Interpretation der Paläo-Tiefenzirkulation und der paläoozeanographischen Oberflächenrandbedingungen wichtige Tracer näher erläutert.

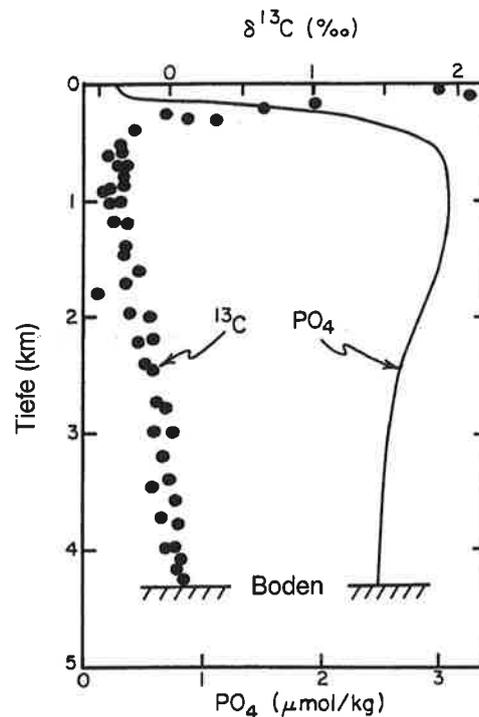


Abbildung 2.2:  $\delta^{13}\text{C}$ - und Phosphat-Profile bei GEOSECS-Station 346 ( $28^\circ\text{N}$ ,  $121^\circ\text{W}$ ) im nordwestlichen Pazifischen Ozean (nach Broecker und Peng [1982]).

## 2.1 Nährstoffkreislauf

Die mengenmäßig häufigsten Nährstoffe im Ozean sind Silikat, Phosphat und Nitrat ( $\text{SiO}_4^{2-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$  und  $\text{NO}_3^{3-}$ , globale Mittelwerte rund  $73,0 \mu\text{mol l}^{-1}$ ,  $2,1 \mu\text{mol l}^{-1}$  und  $29,2 \mu\text{mol l}^{-1}$  [Conkright et al., 1994]). Die Phosphat- und Nitratkonzentrationen limitieren neben Licht, vertikaler Durchmischung und Temperatur die biologische Produktion. Sie sind in weiten Teilen des Ozeans stark korreliert, so daß in biogeochemischen Modellen oft zur Vereinfachung entweder der Nitrat- oder der Phosphatkreislauf simuliert wird. Die Modellierung des Phosphatkreislaufes erweist sich generell als etwas einfacher, da weniger Tracer benötigt werden als zur Simulation des Nitratkreislaufes. Es wird bei den Modellstudien meist angenommen, daß sich das pflanzliche Material bei der biologischen Produktion aus einem konstanten stöchiometrischen Verhältnis von  $P : N : C : \Delta O_2$  [Redfield et al., 1963], der „Redfield ratio“, zusammensetzt. Abb. 2.2 zeigt ein typisches Phosphat-Profil im Pazifik mit niedrigen Konzentrationen an der Oberfläche, bedingt

durch den Verbrauch der Nährstoffe zum Aufbau des weichen Gewebematerials von Organismen. Ungefähr 10% des organischen Materials, das von den marinen Organismen erzeugt wird, bleiben in der Nahrungskette erhalten, während der restliche Teil durch den biologischen Abbau in ionisierter Form der Wassermasse wieder zugeführt wird [Broecker und Peng, 1982]. Das organische Material sinkt teilweise, begleitet von einem fraktionierten Zerfall, aus der euphotischen Schicht in Form von großen Partikeln wie fäkalen Kotpillen, Makroaggregaten und marinem Schnee, in die Tiefe ab. Dieser Vorgang kontrolliert zusammen mit der Zirkulation (Abb. 1.3) die Konzentrationsverteilung von Nährstoffen, Sauerstoff und anderen Spurenstoffen im Ozean [Ittekkot, 1996]. Der größte Anteil wird dabei weitgehend in den oberen Schichten des Ozeans (<1000 m) abgebaut. Der Abbau in die oxidierten und remineralisierten ionisierten Formen erfolgt im wesentlichen durch Bakterien und Mikroorganismen. Das nordatlantische Tiefenwasser besitzt im interglazialen Stadium eine relativ geringe Phosphatkonzentration (ca.  $1,2 \mu\text{mol l}^{-1}$  [Conkright et al., 1994]) und wird auf dem Weg in den Südatlantik durch Phosphat aus remineralisiertem organischem Material angereichert. In den Auftriebsgebieten im Bereich des Äquators und der Küsten wird diese Anreicherung durch das Aufsteigen von nährstoffreichen Wassermassen und damit verbundener hoher biologischer Produktion verstärkt. Die Phosphatkonzentrationen des Tiefenwassers nehmen auf dem Weg in den Pazifik beständig zu und erreichen die höchsten Werte im nördlichen Teil des Ozeans (ca.  $2,8 \mu\text{mol l}^{-1}$  [Conkright et al., 1994]). Im heutigen Zustand entsprechen die Einträge von Phosphat aus den Flüssen und terrigene Modifikationen in erster Näherung dem Verlust von Phosphat durch Sedimentation am Meeresboden, so daß diese Quellen und Senken in globalen Modellen oft vernachlässigt werden. Broecker [1982] konzipierte ein Modell mit einer stärkeren Phosphatkonzentration während des letzten Glazials (auch als Nährstoffinventar-Hypothese bezeichnet). Er begründete diese Zunahme durch eine verstärkte Freisetzung von Nährstoffen aus den Schelfsedimenten infolge des Absinkens des Meeresspiegels und durch einen umgekehrten Effekt beim Anstieg des Meeresspiegels während des Überganges in die interglaziale Phase. Broecker [1982] und Boyle und Keigwin [1985] weisen darauf hin, daß glazial-interglaziale Änderungen der mit organischem Material angereicherten kontinentalen Schelfgebiete das Gesamtinventar um 20-40% variieren können. Experimente mit dem Hamburger Kohlenstoffkreislaufmodell HAMOCC bestätigten die Theorie des stark absinkenden atmosphärischen  $\text{pCO}_2$  durch die Phosphatextraktion [Heinze et al., 1991]. Die Modellergebnisse wichen jedoch von den beobachteten  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopendaten aus marinen Sedimentbohrkernen und der Tiefe der  $\text{CaCO}_3$ -Lysoklinien insbesondere im Atlantik erheblich ab (siehe auch Abschnitt 2.3.3).

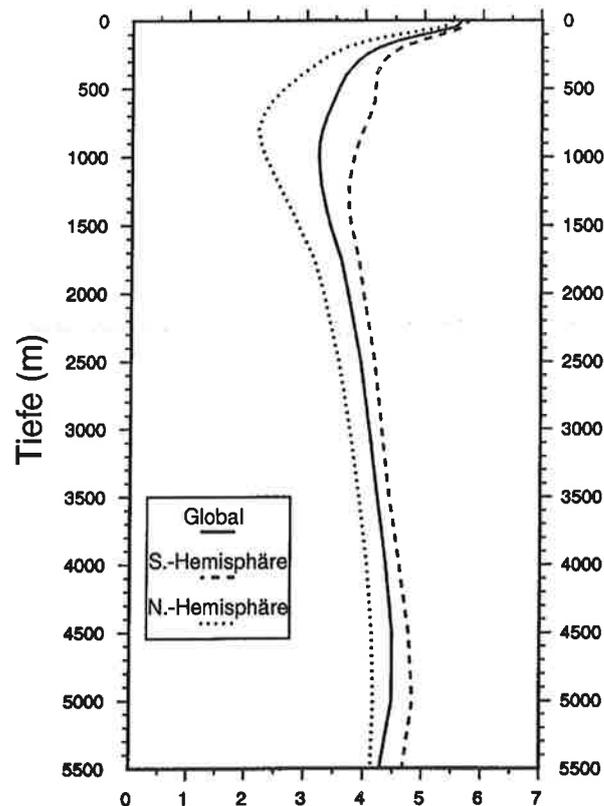


Abbildung 2.3: Jahresmittel der globalen Sauerstoffkonzentration (ml/l) (nach Conkright et al. [1994]).

## 2.2 Sauerstoffkreislauf

Die räumliche Verteilung von Sauerstoff (Abb. 2.3) resultiert aus einem Wechselspiel zwischen Zirkulation und biogeochemischen Prozessen im Ozean. Die vertikale Verteilung der Sauerstoffkonzentration, welche für große Teile des Weltozeans ähnlich ist, kann dabei durch folgende Prinzipien erläutert werden:

1. Die durch den Wind durchmischte Oberflächenschicht besitzt einen gleichmäßigen Sauerstoffgehalt, der näherungsweise dem Gleichgewicht an der Ozeanoberfläche entspricht. Die Löslichkeit von Sauerstoff in Seewasser hängt hauptsächlich von der Temperatur ab, wobei kalte Wassermassen (z.B. die der hohen Breiten oder die des letzten Glazials) eine höhere Löslichkeit besitzen als tropische mit hoher Temperatur [Weiss, 1970]. Die beobachteten Werte des gelösten Sauerstoffs liegen meist etwas über den Sättigungswerten der darüberliegenden Luftmasse. Die Abweichungen können u.a. durch Einschluß von Luftblasen in die Ozeanoberfläche und

sauerstoffproduzierende biologische Aktivität erklärt werden.

2. Unterhalb der Oberfläche nimmt die Sauerstoffkonzentration mit zunehmender Tiefe durch die Oxidation des absinkenden organischen Materials ab. Mit Ausnahme der Auftriebsgebiete und von Gebieten mit starker vertikaler und horizontaler Durchmischung befinden sich Minima der Sauerstoffkonzentrationen in Tiefen mit hoher Remineralisation.
3. Unterhalb der Minima nimmt die Sauerstoffkonzentration wieder zu, als Folge der Ventilation von sauerstoffreichen Wassermassen aus den Konvektionsgebieten der hohen Breiten und der Abnahme des Sauerstoffverbrauches, da das organische Material in den tieferen Ozeanschichten weitgehend oxidiert ist.

## 2.3 Kohlenstoffkreislauf

Der Übergang von der atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Konzentration von ca. 200 ppm während der letzten Eiszeit auf 280 ppm im holozänen Stadium [Barnola *et al.*, 1987] erfolgte so schnell und war so groß, daß es bis heute nicht gelang, einen Mechanismus zu finden, der diesen Übergang zufriedenstellend erklären könnte [Broecker, 1995]. Durch die ca. 60-fach höhere Speicherkapazität von Kohlenstoff im Ozean wird der atmosphärische CO<sub>2</sub>-Gehalt wesentlich durch den biogeochemischen Zustand des Ozeans beeinflusst [Bolin *et al.*, 1981; Graßl *et al.*, 1984; Broecker, 1995]. Der vorindustrielle Austausch des gasförmigen CO<sub>2</sub> zwischen dem Oberflächenozean und der Atmosphäre beträgt ca. 8 Jahre [Bolin, 1981] und ist im Vergleich zum Sauerstoff rund zehnmal so langsam [Broecker und Peng, 1982]. Die starken Austauschraten zwischen Landbiosphäre und Atmosphäre sowie zwischen Atmosphäre und Oberflächenozean (und der marinen Biologie) bewirken eine enge Koppelung dieser Reservoirs. Konzentrationsunterschiede zwischen diesen Reservoirs werden durch relativ hohe CO<sub>2</sub>-Austauschraten gemessen an der Größe der Kohlenstoffinventare vergleichsweise schnell innerhalb weniger Jahre ausgeglichen. Während der Transport aus der marinen Biosphäre in den tiefen Ozean durch hohe Sinkgeschwindigkeiten der kohlenstoffhaltigen Partikel in Zeiträumen von weniger als einem Monat vonstatten geht, benötigt der Transport von Kohlenstoff zwischen dem Oberflächenozean und der Tiefsee durch die Zirkulation Zeiträume von bis zu mehreren hundert Jahren. Die mit dem marinen Sediment verbundenen Austauschprozesse verlaufen z.T. über noch längere Zeiträume von mehreren tausend Jahren. Die Austauschraten und Größe der rezenten Kohlenstoffreservoirs sind in Abb. 2.4 dargestellt. Die seit dem Anfang des 19. Jahrhunderts verstärkte Emission von CO<sub>2</sub> in die Atmosphäre durch Verbrennung fossiler Energieträger, durch Rodungen

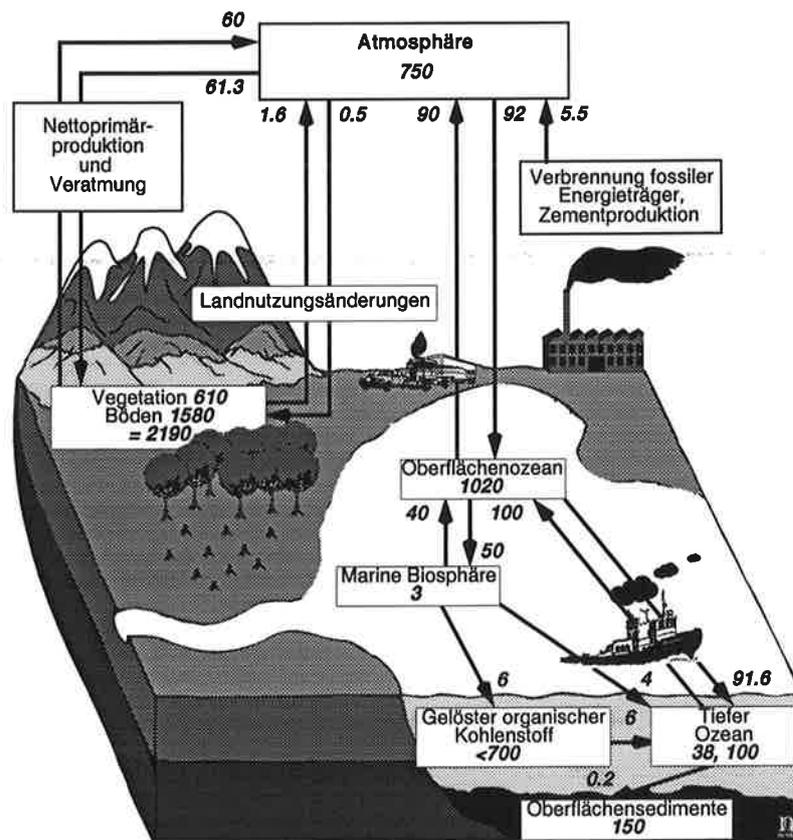


Abbildung 2.4: Globale Reservoirre (in GtC) und Flüsse des Kohlenstoffes (in GtC/yr), jährlich gemittelt über die Periode von 1980 bis 1989. Die einzelnen Komponentenzyklen sind vereinfacht dargestellt und beinhalten erhebliche Unsicherheiten. Der Eintrag durch die Flüsse, insbesondere der anthropogen verursachte Anteil, ist nicht genau bekannt und wird deshalb hier nicht gezeigt (nach Schimel et al. [1996]).

und durch Änderung der Bodennutzung stört dabei erheblich den Kohlenstoffkreislauf der relativ schnell durchmischten Reservoirre. Die Quantifizierung der anthropogen modifizierten Änderungen in den einzelnen Reservoirren ist jedoch noch mit großen Unsicherheiten verbunden. Der atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Gehalt ist von ca. 560 GtC im vorindustriellen Zustand um ca. 34% auf 750 GtC gestiegen. In der Zeit von 1980 bis 1989 wurden durch Verbrennung fossiler Energieträger und Zementproduktion ( $5,5 \pm 0,5$  GtC/Jahr) sowie Änderung der Landnutzung durchschnittlich  $7,1 \pm 1,1$  GtC/Jahr in die Atmosphäre emittiert. Hiervon wurden netto rund  $0,5 \pm 0,5$  GtC/Jahr von der Landbiosphäre und

$2,0 \pm 0,8$  GtC/Jahr vom Ozean aufgenommen. Der durchschnittliche  $\text{CO}_2$ -Anstieg in der Atmosphäre wurde für diesen Zeitabschnitt mit  $3,3 \pm 0,5$  GtC/Jahr abgeschätzt. Die bisher nicht genau bekannte verbleibende Senke von ca.  $1,3 \pm 1,5$  GtC/Jahr wird dabei der Landbiosphäre zugeordnet (alle Angaben nach *Schimmel et al.* [1996]). *Keeling et al.* [1996] berechneten mit Hilfe der Kovarianz von  $\text{O}_2/\text{N}_2$  und  $\text{CO}_2$ -Konzentration in der Atmosphäre, daß vom Ozean und der Landbiosphäre in der Nordhemisphäre ungefähr je 30% der fossilen  $\text{CO}_2$ -Emissionen aufgenommen werden, während die tropische Landbiosphäre im Ganzen weder als Quelle noch als Senke wirkt. Erklärungen für niedrige atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Werte in glazialen Zeiten und hohe  $\text{CO}_2$ -Werte während interglazialer Epochen basieren meist auf einer Kombination von physikalisch-chemischen und biologischen Hypothesen.

Allgemein werden Umverteilungen in folgenden Kohlenstoffreservoirs für die Änderung der glazial-interglazialen  $\text{CO}_2$ -Schwankungen herangezogen: im oberen und im tiefen Ozean, in der marinen Biosphäre, im  $\text{CaCO}_3$ -Tiefseesediment und in Landbiosphäre, Boden und Humus. Die terrestrischen Reservoirs besitzen ungefähr die doppelte Speicherkapazität des oberen Ozeans. Beobachtungen weisen jedoch darauf hin, daß Waldgebiete in den nördlichen gemäßigten Zonen, die ungefähr die Hälfte des gegenwärtigen Holzvorrates beinhalten, während der letzten Eiszeit nicht existierten. Auch die tropischen Waldgebiete, die heute den Großteil der anderen Hälfte des globalen Holzvolumens ausmachen, waren während des LGM deutlich geringer ausgedehnt. Das kleinere Holzvolumen läßt vermuten, daß während der letzten Eiszeit weniger organisches Material in dem terrestrischen Reservoir gespeichert wurde [*Broecker*, 1995]. Die Zunahme in der Landbiosphäre von der letzten Eiszeit bis zur Gegenwart wird mit ca. 750-1050 GtC [*Crowley*, 1995] abgeschätzt. Die geringere Kohlenstoffmenge im terrestrischen und atmosphärischen Reservoir führte zu der Annahme, daß der Ozean während des LGM deutlich mehr Kohlenstoff gespeichert haben muß [*Shackleton*, 1974].

### 2.3.1 $\text{pCO}_2$ - $\Sigma\text{CO}_2$ -Alkalinitätssystem

Der ozeanische  $\text{CO}_2$ -Partialdruck ( $\text{pCO}_2$ ) hängt von den physikalischen, chemischen und biologischen Prozessen ab, die in der oberen Ozeanschicht stattfinden. Der Nettogasfluß des  $\text{CO}_2$  von der Luft in den Ozean kann durch den Gasaustauschkoeffizienten und die atmosphärisch-ozeanische Partialdruckdifferenz beschrieben werden. Der Gasaustauschkoeffizient steht u.a. in Abhängigkeit von Windgeschwindigkeit, Ozeanoberflächentemperatur, Turbulenz, Beschaffenheit der Ozeanoberfläche und Luftblasen [*Liss und Merlivat*, 1986; *Wanninkhof*, 1992].

Die chemischen Reaktionen, die stattfinden, wenn gasförmiges  $\text{CO}_2$  aus der Atmosphäre (a) im Meerwasser (s) gelöst wird, werden durch die folgende Serie von Gleichgewichten beschrieben:



Im Gleichgewicht (2.2) tritt  $\text{H}_2\text{CO}_3$  als Zwischenprodukt auf. Da die Dissoziationskonstante für den Übergang zwischen gelöstem  $\text{CO}_2$  und  $\text{H}_2\text{CO}_3$  nicht genau bekannt ist, wird im allgemeinen der direkte Übergang zum  $\text{HCO}_3^-$  verwendet. Aus dem Carbonatsystem (2.1)-(2.3) ergeben sich die Gleichgewichtsbeziehungen zwischen den einzelnen Konzentrationen:

$$\alpha = [(\text{CO}_2)_s]/P_s \quad (2.4)$$

$$k_1 = \frac{[\text{H}^+][\text{HCO}_3^-]}{[\text{CO}_2]} \quad (2.5)$$

$$k_2 = \frac{[\text{H}^+][\text{CO}_3^{2-}]}{[\text{HCO}_3^-]} \quad (2.6)$$

Der ozeanische  $\text{CO}_2$ -Partialdruck ( $P_s$ ) ist nach Gleichung (2.4) proportional zum gelösten  $\text{CO}_2$  (Henry'sches Gesetz), wobei die Löslichkeitskonstante mit steigender Temperatur und steigendem Salzgehalt sinkt [Weiss, 1974]. Warme und salzreiche Wassermassen, die z.B. in den Tropen zu finden sind, besitzen aufgrund der niedrigen Löslichkeit einen hohen ozeanischen  $\text{CO}_2$ -Partialdruck, während in salzarmen und kalten Wassermassen in den hohen Breiten wegen der hohen Löslichkeit ein niedriger ozeanischer  $\text{CO}_2$ -Partialdruck herrscht. Man bezeichnet diesen Effekt auch als Löslichkeitspumpe (Abb. 2.5). Eine Absenkung der Ozeanoberflächentemperatur um ca.  $2^\circ\text{C}$  während des letzten Glazials würde die atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Konzentration um ca. 22 ppm erniedrigen. Jedoch wird dieser Effekt durch die Absenkung des Meeresspiegels um ca. 120 m [Fairbanks, 1989] und die damit verbundene globale Salzgehaltszunahme um 1 psu ungefähr um die Hälfte kompensiert [Broecker, 1995]. Die Gleichgewichtskonstanten  $k_1$  und  $k_2$  sinken mit abnehmender Temperatur und abnehmendem Druck [Dickson und Goyet, 1994], d.h. die Gleichgewichte (2.2) und (2.3) verlagern sich in Richtung der undissoziierten Formen.

Die Summe des gelösten anorganischen Kohlenstoffes (auch als  $\Sigma\text{CO}_2$  oder DIC bezeichnet) wird definiert durch

$$\Sigma\text{CO}_2 = [(\text{CO}_2)_s] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}], \quad (2.7)$$

wobei der größte Mengenanteil mit ca. 90% durch die  $\text{HCO}_3^-$ -Ionenkonzentration gegeben ist, während das gelöste  $\text{CO}_2$  lediglich 1% der Gesamtkonzentration beträgt.

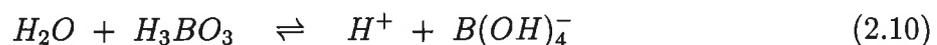
Über die Definition der Alkalinität von Seewasser wurde schon vor ungefähr 50 Jahren diskutiert [Rakestraw, 1949]: „There is full agreement on these facts: Sea water is slightly alkaline in its reaction towards suitable indicators, and the quantitative measure of this alkalinity may be expressed in terms of the amount of strong acid necessary to bring its reaction to some standard specified "endpoint".“ Die Gesamtalkalinität (TALK) einer Seewasserprobe, auch Titrationsalkalinität genannt, kann als Maß für ein Protonendefizit einer Lösung gegenüber einem willkürlich gewählten Nullpunkt eines Protonenlevels gelten. Dickson [1981] definiert sie als „...die totale Anzahl der Mole von Wasserstoffionen äquivalent zu dem Überschuß von Protonenakzeptoren (Basen aus schwachen Säuren mit einer Dissoziationskonstante  $K \leq 10^{-4,5}$ , bei 25°C und Ionenstärke<sup>1</sup> Null) gegenüber den Protonendonatoren (Säuren mit  $K > 10^{-4,5}$ ) in einem Kilogramm Probe“. Nach Dickson und Goyet [1994] wird die Gesamtalkalinität als

$$\begin{aligned} \text{TALK} &= [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}] \\ &+ [\text{B(OH)}_4^-] + [\text{OH}^-] + \dots \\ &- [\text{H}^+] - [\text{HSO}_4^-] - [\text{HF}] - \dots \end{aligned} \quad (2.8)$$

bezeichnet. Broecker und Peng [1982] definieren sie hingegen über die Konzentrationen der positiven Ladungen (im wesentlichen  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  und  $\text{Ca}^{2+}$ , die  $\text{HCO}_3^-$  und  $\text{CO}_3^{2-}$  bilanzieren). Die mittlere Gesamtalkalinität im Oberflächenozean beträgt ca.  $2400 \mu\text{eq kg}^{-1}$  [Dickson und Goyet, 1994]. Die Meßgenauigkeit beträgt ca.  $\pm 2 \mu\text{eq kg}^{-1}$  [Dickson und Goyet, 1994]. In erster Näherung kann die Gesamtalkalinität (TALK) der Carbonatalkalinität (CA) gleichgesetzt werden:

$$\text{TALK} \approx \text{CA} = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}]. \quad (2.9)$$

Neben der Carbonatalkalinität berücksichtigen Modelle des Kohlenstoffkreislaufes oft die Boratalkalinität, die mit der schwach dissoziierten Borsäure



ca. 5% der Menge der totalen Alkalinität beträgt [Dickson und Goyet, 1994]. Die Wasserstoffionen werden wegen ihrer Bedeutung in den Massenerhaltungsgleichungen meistens auch berücksichtigt. Die anderen Komponenten haben im Rahmen der Meßgenauigkeit nur

<sup>1</sup>Man erhält diese Größe, wenn man die Konzentration jeder in der Lösung vorhandenen Ionenart mit dem Quadrat der betreffenden Ladungszahl multipliziert.

einen geringen Einfluß auf die Gesamtalkalität. Ferner werden bei biologischen Modellen auch Nährstoffe (insbesondere Nitrat) bei der Alkalinitätsberechnung berücksichtigt.

Mit Hilfe von (2.7), (2.9) und der Vernachlässigung von  $[(\text{CO}_2)_s]$  in (2.7) lassen sich aus den einzelnen Gleichgewichten des Carbonatsystems (2.4)-(2.5) die Carbonationenkonzentration  $[\text{CO}_3^{2-}]$  und der ozeanische  $\text{CO}_2$ -Partialdruck ( $P_s$ ) abschätzen [Broecker und Peng, 1982]:

$$[\text{CO}_3^{2-}] = [\text{TALK}] - [\Sigma \text{CO}_2] \quad (2.11)$$

$$P_s = K \frac{(2[\Sigma \text{CO}_2] - [\text{TALK}])^2}{[\text{TALK}] - [\Sigma \text{CO}_2]} \quad (2.12)$$

wobei  $K = k_2/(k_1\alpha)$  eine temperatur- und salzgehaltsabhängige Konstante ist. Die schwach dissoziierte Borsäure trägt durch ihre Puffereigenschaften zu ca. 1/5 der  $\text{CO}_2$ -Speicherkapazität im Ozean bei (siehe Abb. 27 in Maier-Reimer und Hasselmann [1987]).

### 2.3.2 Biologische Pumpe

Zur Erklärung der vertikalen Kohlenstoffgradienten im Ozean können gegeneinander wirkende Kohlenstoffpumpen herangezogen werden [Volk und Hoffert, 1985]. Von besonderer Bedeutung sind dabei folgende Prozesse: 1. die in Abschnitt 2.3.1 beschriebene Löslichkeitspumpe, die durch die Löslichkeit von  $\text{CO}_2$  im Seewasser in Abhängigkeit von Temperatur und Salzgehalt hervorgerufen wird; 2. die Pumpen biologischer Natur, die sich aus der Pumpe von weichem Gewebematerial (dem partikulären Kohlenstoff, POC) und der  $\text{CaCO}_3$ -Pumpe zusammensetzen. Durch die Aufnahme von Kohlenstoff zur Bildung von weichem Gewebematerial des Phytoplanktons und anderen marinen Organismen wird dem Oberflächenwasser analog zu Phosphat (siehe Abschnitt 2.1)  $\Sigma\text{CO}_2$  entzogen, die Alkalinität durch den Verbrauch von Nitrat geringfügig erhöht (Abb. 2.5) und der ozeanische  $\text{pCO}_2$  abgesenkt. Der Abbau des in die tieferen Schichten exportierten Materials führt zu einer Anreicherung von  $\Sigma\text{CO}_2$  sowie zu einer geringfügigen Abnahme der Alkalinität. Der verbleibende Anteil des POC wird entweder am Meeresboden sedimentiert oder mit der Strömung in andere Regionen advectiert. Die Produktion von  $\text{CaCO}_3$  zum Aufbau der harten Skelette der marinen Organismen entzieht der Oberfläche Carbonationen und führt damit zu einer Absenkung von  $\Sigma\text{CO}_2$  und Alkalinität (Abb. 2.5). Diese Änderung hat einen Anstieg des ozeanischen  $\text{pCO}_2$  zur Folge. Die Auflösung von  $\text{CaCO}_3$  in der Tiefe, abhängig vom  $\text{CaCO}_3$ -Löslichkeitsprodukt (siehe folgenden Abschnitt), besitzt einen entsprechend gegenläufigen Effekt, so daß die Alkalinität und  $\Sigma\text{CO}_2$  des Tiefenwassers durch diese Pumpe zunehmen.

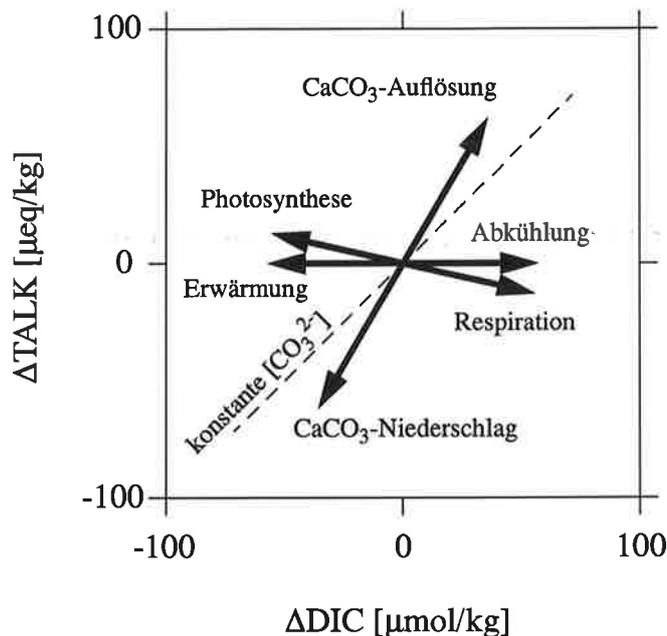


Abbildung 2.5: Vektoren zeigen, wie gelöster anorganischer Kohlenstoff und totale Alkalinität und damit auch die atmosphärische  $CO_2$ -Konzentration sich in Reaktion auf die drei Hauptprozesse ändern: Löslichkeitspumpe, Pumpe von weichem Gewebematerial und  $CaCO_3$ -Pumpe (nach Broecker und Peng [1989]).

Die  $CaCO_3$ -Pumpe wirkt also bezüglich des ozeanischen  $pCO_2$  der POC-Pumpe entgegen. Da das Verhältnis von  $CaCO_3$  zu dem partikulären organischen Kohlenstoff in dem von der Oberfläche absinkenden Material, die „rain ratio“, ca. 1:4 ist [Broecker und Peng, 1982], kompensiert die Änderung des  $pCO_2$  durch die  $CaCO_3$ -Pumpe die Änderung des  $pCO_2$  durch die POC-Pumpe nur teilweise. Maier-Reimer und Hasselmann [1987] zeigten, daß rund 3/4 des vertikalen Kohlenstoffgradienten durch die biologische Pumpe erklärt werden können. Eine Abnahme der biologischen Produktion und damit des Exports von Kohlenstoff aus der Deckschicht würde zu einem Ansteigen der  $CO_2$ -Konzentration und umgekehrt eine verstärkte Produktion zu einem Absinken der  $CO_2$ -Konzentration in der Atmosphäre führen. Ferner können Änderungen des Nährstoffinventars (siehe Abschnitt 2.1), Änderungen des C:P-Verhältnisses im organischen Material („Redfield ratio“-Hypothese) oder Änderungen der „rain ratio“ („rain ratio“-Hypothese) die biologische Pumpe modifizieren. Heinze et al. [1991] zeigten mit Sensitivitätsstudien, daß ein höhe-

res C:P-Verhältnis oder eine niedrigere „rain ratio“, d.h. eine relativ stärkere organische Pumpe, allein zwar eine Reduktion des atmosphärischen  $p\text{CO}_2$  bewirken, jedoch ebenfalls im Widerspruch zu den glazial-interglazialen Differenzen in den  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten und den beobachteten Tiefen der Lysoklinen stehen.

Der Einfluß der Änderungen der marinen Biologie auf den Kohlenstoffkreislauf infolge kurzzeitiger Störungen wurde in den letzten Jahren in einigen Arbeiten diskutiert (siehe z.B. [Broecker, 1991; Frankignoulle et al., 1994]). Als Beispiel sei in diesem Zusammenhang die anthropogen bedingte Störung erwähnt, bei der durch die Verbrennung fossiler Treibstoffe eine Erhöhung des atmosphärischen Kohlenstoffgehaltes bewirkt wird. Simulationen mit dem gekoppelten LSG und HAMOCC3 [Maier-Reimer et al., 1996] haben gezeigt, daß die mit der  $\text{CO}_2$ -Erhöhung verbundene Erwärmung auf der Erde zu einer deutlichen Abschwächung der thermohalinen Zirkulation im Ozean führt. Jedoch sind die damit verbundenen Änderungen der biologischen Pumpe und die Änderungen der kompensierenden Löslichkeitspumpe marginal gegenüber der Entwicklung des atmosphärischen  $p\text{CO}_2$ .

### 2.3.3 Sediment-Calciumcarbonat-System

Für mögliche Erklärungen zur Absenkung des atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Partialdruckes während des letzten Glazials muß neben Änderungen der Löslichkeitspumpe und der biologischen Pumpe auch das komplexe System des  $\text{CaCO}_3$ -Kreislaufes im Ozean berücksichtigt werden. Die Gleichgewichtsreaktionen zwischen dem gelösten  $\text{CO}_3^{2-}$  und dem festen  $\text{CaCO}_3$  (meist in Form von kristallinem Aragonit und Calcit) ergeben sich durch



Es ist nützlich, zur Quantifizierung der Löslichkeit von  $\text{CaCO}_3$  das Löslichkeitsprodukt  $K_{sp}$  einzuführen. Im Gleichgewichtszustand - in der gesättigten Lösung mit festen Bestandteilen von  $\text{CaCO}_3$  - ist das Produkt der Konzentrationen der Ionen konstant:

$$K_{sp} = [\text{Ca}^{2+}] [\text{CO}_3^{2-}] \quad (2.14)$$

Das Löslichkeitsprodukt  $K_{sp}$  ist im wesentlichen abhängig von dem Druck und der Temperatur [Culberson und Pytkowicz, 1968]. In erster Näherung wird der Eintrag von  $\text{CaCO}_3$  durch terrestrische Verwitterungsprozesse in einer Zeitskala von mehreren tausend Jahren durch die Sedimentation am Meeresboden ausgeglichen [Broecker und Peng, 1987]. Eine Änderung der marinen biologischen Produktivität und die damit verbundene Änderung der  $\text{CO}_3^{2-}$ -Ionenkonzentration im tiefen Ozean würden ebenfalls in der gleichen Zeitskala

durch Reduktion oder Zunahme des Sedimentes kompensiert werden. Dieser Kompensationsprozeß hat zwei Folgen: erstens eine Zunahme der  $\text{CO}_2$ -Mengenänderung in der Atmosphäre pro forcierende Nährstoff-Einheiten, und zweitens eine erhebliche zeitliche Verzögerung im atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Signal. Letztere steht im Widerspruch zu den atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Beobachtungsdaten aus Eisbohrkernen [Barnola et al., 1987], die einen relativ schnellen Übergang von der glazialen zur holozänen  $\text{CO}_2$ -Konzentration in der Atmosphäre anzeigen. Eine weitere mögliche Erklärung für die Absenkung der atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Konzentration während der letzten Eiszeit ist die „Korallenriff-Hypothese“ (engl.: „coral-reef hypothesis“)[Berger und Keir, 1984], die den  $\text{CaCO}_3$ -Transfer zwischen Tiefsee und Schelfgebieten und die zeitliche Verzögerung der ozeanischen Durchmischung während des glazial-interglazialen Überganges zugrunde legt. Wenn der Meeresspiegel steigt und der Ozean über die Schelfgebiete transgrediert, wird  $\text{CaCO}_3$  zusätzlich über diesen Gebieten abgelagert und so dem ozeanischen Kreislauf entzogen. Dies bewirkt eine Abnahme der  $\text{CaCO}_3$ -Sättigung in der Tiefsee und führt dadurch zu einem Anstieg im atmosphärischen  $\text{pCO}_2$ . Die zeitliche Verzögerung zwischen dem Aufbau der Korallenriffe, die eine Abnahme der Alkalinität bewirkt, und der Änderung der Geochemie der Tiefsee kann zu einem beträchtlichen Anstieg des  $\text{pCO}_2$  führen. Diese Überreaktion kann durch eine Reduktion der ozeanischen Zirkulation während des glazial-interglazialen Überganges noch erheblich verstärkt werden.

Modellexperimente [Heinze et al., 1991] haben jedoch gezeigt, daß die Korallenriff-Hypothese allein den glazial-interglazialen Unterschied in der atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Konzentration nicht erklären kann. Effekte wie Auflösung von pelagischen Carbonaten durch Oxidation von organischem Material nahe der Sedimentoberfläche [Archer und Maier-Reimer, 1994] können zu einem Ansteigen der Alkalinität und damit zu einer Reduktion der atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Konzentration führen. Messungen von pH-abhängigen Borisotopen bestätigten die Studie von Archer und Maier-Reimer [1994], daß die „rain ratio“ während des letzten Glazials möglicherweise abgenommen und damit ohne einen entsprechenden Anstieg der Lysoklinentiefe eine Zunahme der  $\text{CO}_3^{2-}$ -Ionen und des pH-Wertes (um ca.  $0,3 \pm 0,1$ ) des Tiefenwassers verursacht hat [Sanyal et al., 1995].

## 2.4 Geochemische Tracer zur Rekonstruktion der Paläoozeanzirkulation

### 2.4.1 $\delta^{13}\text{C}$

Das stabile  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenverhältnis befindet sich im Mengenverhältnis von  $\approx 1,12 \times 10^{-2}$  [Mook et al., 1974].  $\delta^{13}\text{C}$ , der am häufigsten benutzte Tracer zur Rekonstruktion der Ozeanzirkulation in der Vergangenheit, wird definiert durch eine Abweichung des  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenverhältnisses einer Probe  $^{13}r$  von einem  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Standard  $^{13}r_s$ , aus dem Pee Dee Belemnit (PDB) [Urey, 1947]:

$$\delta^{13}\text{C} = \left[ \frac{^{13}r}{^{13}r_s} - 1 \right] \cdot 1000 \quad . \quad (2.15)$$

Die Multiplikation mit 1000 ergibt die übliche Notation in [‰]. Abbildung 2.2 zeigt ein typisches  $\delta^{13}\text{C}$ -Profil im Pazifik. Augenfällig ist dabei die im Vergleich zu Phosphat nahezu inverse Verteilung von  $\delta^{13}\text{C}$ . Die vertikale Verteilung des Verhältnisses von  $^{13}\text{C}$  zu  $^{12}\text{C}$  im gelösten anorganischen Kohlenstoff ( $\Sigma\text{CO}_2$ ) kann im wesentlichen durch zwei Ursachen erklärt werden [Broecker und Peng, 1982]:

1. durch die bevorzugte Einbindung von  $^{12}\text{C}$  gegenüber  $^{13}\text{C}$  durch biologische Produktion in Oberflächennähe. Der  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des organischen Materials ist rund 20‰ niedriger als das  $\delta^{13}\text{C}$  des gelösten  $\Sigma\text{CO}_2$  in der Wassermasse. Das organische Material mit dem relativ leichten Isotopenverhältnis wird in die Tiefe exportiert und dort größtenteils remineralisiert. Die Tiefsee wird dadurch mit  $^{12}\text{C}$  angereichert, so daß der  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert sinkt und im Vergleich zum  $\delta^{13}\text{C}$  im Oberflächenwasser deutlich niedrigere Werte aufweist.
2. durch Fraktionierung des Kohlenstoffes zwischen dem  $\Sigma\text{CO}_2$  im Ozean und dem atmosphärischen  $\text{CO}_2$  [Mook et al., 1974], die der von der Biologie verursachten  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung im Ozean überlagert ist.

$\delta^{13}\text{C}$  ist in der Atmosphäre rund 9‰ niedriger als im Oberflächenwasser. Die Fraktionierung ist temperaturabhängig und führt zu  $\delta^{13}\text{C}$ -Änderungen zwischen 10,6‰ bei 0°C (wie z.B. in den hohen Breiten) und bis zu 7,6‰ bei 30°C (z.B. im tropischen Bereich). Im Oberflächenbereich und in Konvektionsgebieten wird der biologische Effekt durch den thermodynamischen Effekt z.T. erheblich gestört [Broecker und Maier-Reimer, 1992; Lynch-Stieglitz et al., 1995] (siehe auch Abschnitt 3.2). Starke Abweichungen der

linearen Korrelation zwischen  $\delta^{13}\text{C}$  und Phosphat von mehr als  $+0,4\text{‰}$  wurden z.B. in der tiefen Weddellsee beobachtet [Mackensen et al., 1996], die als eines der wesentlichen Quellgebiete des antarktischen Bodenwassers gilt.

Das gegenwärtige  $\delta^{13}\text{C}$  von DIC im Oberflächenozean ist signifikant durch die atmosphärische Verdünnung aufgrund von Emission fossiler Brennstoffe und Änderungen in der Landnutzung gestört [Suess, 1965]. Das  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis sank in der Atmosphäre durch diese Emissionen, die aufgrund des pflanzlichen Ursprungs einen  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von ca.  $25\text{‰}$  aufweisen, von 1770 bis heute um ca.  $1,3\text{‰}$  [Keeling et al., 1995]. Glazial-interglaziale Änderungen des atmosphärischen  $\delta^{13}\text{C}$  sind teilweise bedingt durch Änderungen in der terrestrischen Vegetation (siehe oben). Messungen von  $\delta^{13}\text{C}$  in Schalen von epibenthischen Foraminiferen weisen darauf hin, daß während der letzten Eiszeit das  $\delta^{13}\text{C}$  im globalen Mittel im Ozean um  $0,4\text{‰}$  abnahm [Crowley, 1995]. Diese Abnahme würde, wenn sie allein durch Änderungen der Landbiosphäre verursacht wäre, eine Reduktion von 600 GtC oder ca.  $1/3$  des gegenwärtigen biosphärischen Kohlenstoffreservoirs bedeuten. Eine mögliche Zunahme der Carbonationenkonzentration infolge einer niedrigeren glazialen  $\text{CO}_2$ -Konzentration in der Atmosphäre könnte jedoch die globale Änderung des  $\delta^{13}\text{C}$  im Ozeans auch partiell oder sogar ganz erklären [Lea et al., 1997].

#### 2.4.2 $\Delta^{14}\text{C}$

Zur Altersbestimmung der Wassermassen ist es nützlich, neben dem  $^{13}\text{C}$  das radioaktive Isotop  $^{14}\text{C}$  (Halbwertszeit von 5730 Jahre;  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  Mengenverhältnis  $\approx 10^{-12}$  [Stuiver und Polach, 1977]) in Modellen mitzuführen. Das relative  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenverhältnis wird als

$$\delta^{14}\text{C} = \left[ \frac{{}^{14}r_p}{{}^{14}r_s} - 1 \right] \cdot 1000 \quad (2.16)$$

definiert.  ${}^{14}r$  bezeichnet das  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenverhältnis der Probe und  ${}^{14}r_s$  den NBS-Standard (U.S. National Bureau of Standards [Stuiver und Polach, 1977]). Zur Korrektur auf biogene Prozesse ergibt sich nach einer Formel von Broecker und Olson [1961]:

$$\Delta^{14}\text{C} = \delta^{14}\text{C} - 2(\delta^{13}\text{C} + 25) \left( 1 + \frac{\delta^{14}\text{C}}{1000} \right) \quad (2.17)$$

wobei ein konstanter  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von  $-25\text{‰}$  für das organische Material der terrestrischen Biosphäre angenommen wird. Die Produktion von  $^{14}\text{C}$  (aus Stickstoffatomen in der oberen Atmosphäre) steht im vorindustriellen Zustand ungefähr im Gleichgewicht mit dem Zerfall in allen Kohlenstoffreservoirs. Die höchsten  $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte sind in der Atmosphäre vorzufinden (vorindustrielles  $\Delta^{14}\text{C}$  wird als  $0\text{‰}$  angenommen [Stuiver und Polach, 1977]).

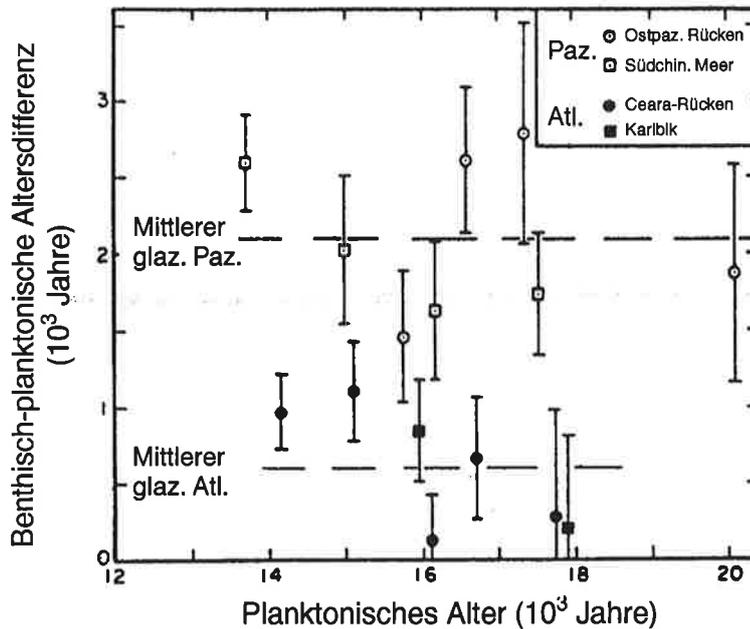


Abbildung 2.6: Altersdifferenz von Radiokohlenstoff als Funktion des Alters von vier Sedimentkernen (V28-122 (Karibik), KN110-82GGC (Ceara-Rücken), TT154-10 (Ostpazifischer Rücken) und V35-5 (Südchinesisches Meer); nach Broecker *et al.* [1988]).

Im tiefen Ozean werden die höchsten Werte im nördlichen Atlantik ( $-70\text{‰}$  im vorindustriellen Zustand) und die niedrigsten im nördlichen Pazifik ( $-250\text{‰}$ ) beobachtet [Broecker und Peng, 1982].

$^{14}\text{C}$ -Messungen aus planktonischen und benthischen Foraminiferen von Sedimentkernen geben nützliche Hinweise auf glazial-interglaziale Änderungen der Tiefenzirkulation. Shackleton *et al.* [1988] und Broecker *et al.* [1988] zeigten, daß die benthisch-planktonische Altersdifferenz während des letzten Glazials deutlich zunahm und damit auf eine langsamere Ventilation im tiefen Atlantik und Pazifik hinwies (Abb. 2.6). Unsicherheiten sind jedoch durch die Änderung der atmosphärischen  $^{14}\text{C}$ -Produktionsrate und sedimentbedingte Ungenauigkeiten (wie z.B. Bioturbation) gegeben [Andree *et al.*, 1985].

### 2.4.3 $\delta^{18}\text{O}$

$\delta^{18}\text{O}$  wird definiert durch eine Abweichung des  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopenverhältnisses einer Probe  $^{18}r$  von einem Standard  $^{18}r_s$  („standard mean ocean water“ (SMOW)-Standard [Craig,

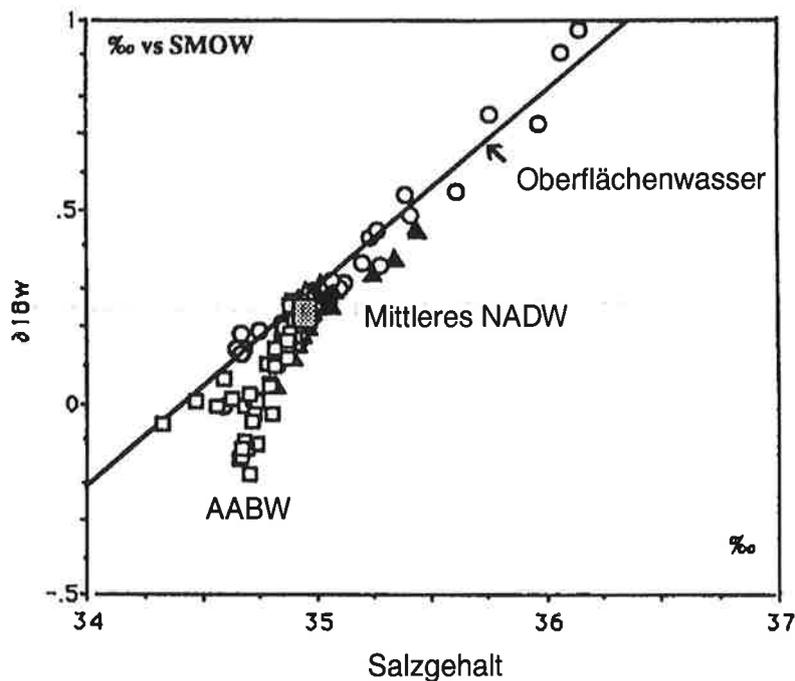
1961] für die Wassermasse und PDB-Standard [Urey, 1947] für die Carbonate):

$$\delta^{18}\text{O} = \left[ \frac{^{18}\text{r}}{^{18}\text{r}_s} - 1 \right] \cdot 1000 . \quad (2.18)$$

Die Einheit von  $\delta^{18}\text{O}$  ist Promille ( $\text{‰}$ ). Glazial-interglaziale Fluktuationen im  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  der Foraminiferen reflektieren eine Kombination der Änderungen in dem  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  und der Temperatur des Umgebungswassers, in dem sie aufwachsen. Die glazial-interglazialen Variationen des  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  im Ozean werden hauptsächlich durch folgende Prozesse beeinflusst:

1. Änderungen im Eisvolumen des Inlandeises. Eismassen sind gegenüber Wassermassen im Ozean um einige Prozente mit leichteren Sauerstoffisotopen angereichert. Fraktionierungseffekte durch Niederschlag und Verdunstung sind Ursache für diese  $\delta^{18}\text{O}$ -Unterschiede. Werden Eismassen gebildet, so steigt das mittlere  $\delta^{18}\text{O}$  im Ozean. Schmelzen die Eismassen ab, so wird das  $\delta^{18}\text{O}$  im Meerwasser durch das Schmelzwasser verdünnt. *Emiliani* [1955] lieferte einen historischen Beitrag zur Entwicklung des Paläoklimas, als er anhand von  $\delta^{18}\text{O}$ -Analysen von Tiefseekernen mehr Eiszeiten in der Vergangenheit identifizierte, als die paläogeographischen und paläoklimatologischen Chronologien damals annahmen. Die Schwankungen des Eisvolumens erklären ungefähr 2/3 der Variabilität des  $\delta^{18}\text{O}$  in den Foraminiferenschalen [Boyle, 1990] und konnten in letzter Zeit durch genaue Bestimmung der Wasserstände des Quartärs besser quantifiziert werden [Dodge et al., 1983; Fairbanks, 1989]. Lokal können Eisberge, die im wesentlichen den  $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des Inlandeises widerspiegeln, zu erheblichen  $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen im Oberflächenwasser führen.
2. Räumliche Änderung von Niederschlag und Verdunstung an der Meeresoberfläche. Verdunstung an der Ozeanoberfläche begünstigt die Konzentration der schwereren Sauerstoff-Isotope, während Niederschlag die Wassermasse mit leichteren Sauerstoff-Isotopen anreichert.
3. Änderungen der Meereisausdehnung. Sie haben im Vergleich zu dem Effekten von Niederschlag und Verdunstung nur einen sehr geringen Einfluß auf die Variationen im  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  [Craig und Gordon, 1965]. Fraktionierungseffekte infolge von Meereisbildung werden derzeit noch kontrovers diskutiert.  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  der Wassermassen im Bereich des Südpolarmeeres, die erheblich durch Gefrierprozesse beeinflusst werden, variieren in der Größenordnung von  $\pm 0,2\text{‰}$  [Zahn und Mix, 1992].

Während die glazial-interglazialen Variationen des globalen Mittelwertes von  $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$  der Foraminiferenschalen im wesentlichen durch die Änderungen der Inlandeismassen



- Wassermassen in 250-1000 m Tiefe  
Linie =  $0,52 \cdot \text{Sal} - 17,6$   $r^2 = 0,92$
- ▲ Zwischenwasser, 1000-2000 m, Nordatlantik
- △ Tiefenwasser, 2000-5500 m, Nordatlantik
- Tiefenwasser, 1000-5500 m, Südatlantik

Abbildung 2.7: Verteilung von  $\delta^{18}O_{SMOW}$  und Salzgehalt für GEOSECS-Stationen im Atlantik (nach Labeyrie et al. [1992]).

bestimmt werden, werden die räumlichen Unterschiede der  $\delta^{18}O$ -Verteilung bedeutend durch die Temperatur beeinflusst [Shackleton, 1974]. Beim Aufbau der Foraminiferenschalen tritt eine temperaturabhängige Fraktionierung der Sauerstoffisotope auf. Shackleton [1974] schätzte dabei den Temperatureffekt wie folgt ab:

$$\delta^{18}O_{SMOW} = \delta^{18}O_{PDB} - 21.9 + \sqrt{310.61 + 10 T}. \quad (2.19)$$

Die Fraktionierung zwischen dem  $\text{CaCO}_3$  der Schalen und dem umgebenden Wasser sinkt also um ca.  $0.3\text{‰}$  pro Temperaturanstieg von  $1^\circ\text{C}$ .

Die hohe Korrelation zwischen  $\delta^{18}O_{SMOW}$  und dem Salzgehalt an der Meeresoberfläche (Abb. 2.7) spiegelt im wesentlichen die Effekte von Niederschlag und Verdunstung wider. Die Abhängigkeit zwischen dem  $\delta^{18}O_{SMOW}$  des Oberflächenwassers und Salzgehalten

aus Messungen im Rahmen des GEOSECS-Programms im heutigen nördlichen Atlantischen Ozean [Östlund *et al.*, 1987] kann unter Verwendung von linearen [Duplessy *et al.*, 1991] (Abb. 2.7) oder nichtlinearen Beziehungen [Schäfer-Neth, 1994] berechnet werden. Die Steigung der Regressionskurve zwischen den beiden Tracern variiert für das Oberflächenwasser zwischen 0,1 (für tropische Gebiete) und 0,6 (für hohe Breiten) [Craig und Gordon, 1965] infolge von Verdünnungseffekten durch Frischwasser in Seewasser. Polare Wassermassen besitzen deshalb analog zum Salzgehalt ein niedrigeres  $\delta^{18}\text{O}$ -Verhältnis als die mittleren und niederen Breiten. In polaren Regionen weisen die Wassermassen einen großen Schwankungsbereich der Salzgehalte auf, beeinflußt durch Gefrier- und Schmelzprozesse, während der des  $\delta^{18}\text{O}_{SMOW}$  durch den geringen Fraktionierungseffekt wesentlich niedriger ist. Infolgedessen kann die Steigung der Korrelationsgeraden zwischen beiden Tracern sich während der letzten Eiszeit geändert haben, da die eisbedeckten Flächen vergleichsweise größer waren als im Holozän.

Paläosalzgehalte an der Meeresoberfläche können aus  $\delta^{18}\text{O}$ -Analysen von planktonischen Foraminiferenschalen näherungsweise rekonstruiert werden [Duplessy *et al.*, 1991]. Dazu wird das  $\delta^{18}\text{O}_{SMOW}$  mit Hilfe von bekannten Paläotemperaturen, wie z.B. denen von CLIMAP [1981], unter Verwendung von Gleichung 2.19 aus dem  $\delta^{18}\text{O}_{PDB}$  bestimmt. Die Korrelation zwischen Salzgehalt und  $\delta^{18}\text{O}_{SMOW}$  ermöglicht darauffolgend nach Abzug des Effektes durch Änderung des Inlandeisvolumens die Berechnung des Salzgehaltes.

Mikolajewicz [1996] zeigte, daß der Fehler in der Rekonstruktion des Salzgehaltes der Meeresoberfläche durch einen Schmelzwassereintrag wie dem des glazial-interglazialen Überganges größer als 1 psu sein kann. Dieser Frischwassereintrag in den Ozean führt mit seiner gegenüber dem umgebenden Meerwasser relativ leichteren isotopischen Zusammensetzung zu einer  $\delta^{18}\text{O}$ -Verdünnung der Wassermassen. Eine weitere Fehlerquelle bei der Rekonstruktion der Salzgehalte ergibt sich aus den ungenau bekannten Paläotemperaturen an der Meeresoberfläche, auf die noch in Kapitel 4 näher eingegangen wird.

Andere Fehler entstehen möglicherweise durch  $\delta^{18}\text{O}$ -Änderungen der kontinentalen Eisschilde,  $\delta^{18}\text{O}$ -Analysen der Foraminiferenschalen und durch geringe Datendichte für die meisten Teile des Ozeans. Spero *et al.* [1997] zeigten, daß die Einlagerung von  $\delta^{18}\text{O}$  in planktonischen Foraminiferen auch abhängig von Variationen der Carbonationenkonzentration der Wassermassen ist, in denen diese Organismen aufwachsen.

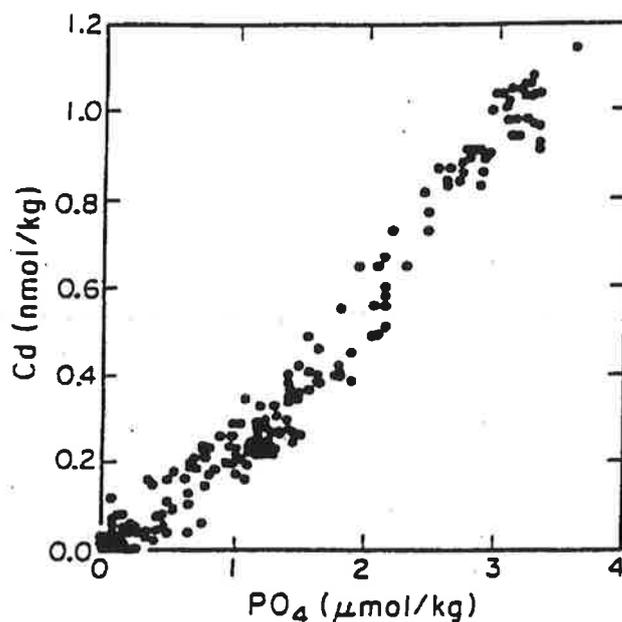


Abbildung 2.8: Cadmium- gegen Phosphat-Konzentrationen in Seewasserproben des Weltozeans (nach Broecker [1995]).

#### 2.4.4 Cadmium, ein metallischer Tracer für die Tiefenzirkulation

Neben den  $\delta^{13}\text{C}$ -Untersuchungen wurde im letzten Jahrzehnt die Messung des Verhältnisses von Cadmium (Cd) zu Calcium (Ca) in Foraminiferen forciert. Eine umfangreiche Beschreibung der Methode und Analyse im Vergleich zu  $\delta^{13}\text{C}$  wird z.B. in Boyle [1992] wiedergegeben.

Die Verteilung von Cd im heutigen Ozean ist ungefähr mit der von Phosphat korreliert (Abb. 2.8). Das Oberflächenwasser in den warmen Ozeanen besitzt niedrige Cd-Konzentrationen und das Tiefenwasser des Nordpazifiks die höchsten, während die Cd-Konzentrationen des tiefen Atlantiks dazwischen liegen.  $\text{Cd}^{2+}$ - und  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen haben ungefähr den gleichen ionischen Radius, so daß Ca durch Cd beim Aufbau der Kalkschalen von Foraminiferen substituiert werden kann. Das Cd/Ca-Verhältnis der Foraminiferenschalen entspricht dadurch nahezu dem des Meerwassers, in dem die Schalen gebildet werden. Der Calciumgehalt des Meersalzes ist räumlich nahezu konstant, und die Verweildauer im Ozean liegt in der Größenordnung von mehreren zehntausend Jahren. Insofern reflektieren Cd/Ca-Schwankungen in den marinen geologischen Zeitserien im wesentlichen

Änderungen im Cd-Kreislauf des Ozeans und dienen als Proxy für Phosphat. Das Cd/Ca-Verhältnis hat gegenüber  $\delta^{13}\text{C}$  den Vorteil, daß der atmosphärische Eintrag (in Form von Partikeln) vernachlässigt werden kann. Der vorhandene Cd/Ca-Beobachtungsdatensatz besitzt zwar nicht den Umfang von dem des  $\delta^{13}\text{C}$  (die Messung ist wesentlich aufwendiger als die des  $\delta^{13}\text{C}$ ), jedoch sind einige Gebiete, insbesondere im Nordatlantik, recht gut erfaßt. Im Nordatlantik stimmen die glazialen und interglazialen Cd/Ca-Profile mit denen des  $\delta^{13}\text{C}$  überein [Boyle, 1992]. Abweichende Ergebnisse treten jedoch u.a. im Bereich des Zirkumpolarstromes, im östlichen tropischen und im nordwestlichen Pazifik auf, die gegenwärtig noch nicht eindeutig geklärt sind [Boyle, 1992; Broecker, 1993].

Die Diskrepanzen zwischen den  $\delta^{13}\text{C}$ - und den Cd/Ca-Beobachtungsdaten führten zu einer derzeit noch anhaltenden kontroversen Diskussion über Vor- und Nachteile der beiden Methoden zur Rekonstruktion vergangener Ozeanzirkulationen. Für potentielle Unsicherheiten der  $\delta^{13}\text{C}$ -Rekonstruktionen sei hierbei auf das Kapitel 5 verwiesen. Auf Unsicherheiten der Cd/Ca-Verteilung wurde u.a. von Boyle [1992] selbst hingewiesen: die Cd/Ca-Verteilung in den benthischen Foraminiferenschalen variiert mit der Tiefe, wobei der Mechanismus derzeit noch nicht bekannt ist. Ferner wiesen McCorkle und Klinkhammer [1991] auf eine Porenwasser-Konzentrationsabnahme von Cd mit der Tiefe im Sediment hin, die vermutlich auf zunehmender Einbindung von Cd in Eisenoxidoberflächen resultiert. Drittens bedingt ein recht großer Streubereich zwischen dem Cd-Gehalt verschiedener Spezies (siehe z.B. Abb. 35, S. 85 in Broecker [1995]) der benthischen Foraminiferen und dem darüberliegenden Bodenwasser einen großen Fehlerbereich für die Rekonstruktion der Paläozirkulation. Wegen der geringeren Datendichte und den noch nicht geklärten Unsicherheiten wird deshalb in dieser Studie Cadmium nicht für die Assimilation verwendet.

# Kapitel 3

## Das OGCM

### 3.1 Das LSG

Das Hamburger großskalig-geostrophische Ozeanzirkulationsmodell (Hamburg-LSG oder auch LSG), ausführlich beschrieben in *Maier Reimer et al.* [1993], wurde für Klimastudien konzipiert unter der Annahme, daß die relevanten charakteristischen räumlichen Skalen in den meisten Teilen des Ozeans groß im Vergleich zu dem internen Rossbyradius der Deformation und die relevanten Zeitskalen groß gegenüber den Perioden der Schwerewellen und der barotropen Rossbywellen sind. Das Modell basiert auf den Erhaltungssätzen für Wärme, Salz und Impuls (letztere in linearisierter Form), der nach der *UNESCO* [1981] angegebenen Zustandsgleichung für die Dichte und der hydrostatischen Approximation. Gravitationswellen werden durch ein implizites Integrationsschema unterdrückt, und eine Oberflächenauslenkung wird zugelassen. Die Boussinesq-Approximation wird angewandt und die vertikale Reibung vernachlässigt. Die Zirkulation wird unterteilt in eine barotrope Komponente, die das vertikal integrierte Strömungsfeld und die Oberflächenauslenkung enthält, und in eine barokline Komponente, die die residuelle Strömung nach Abzug des barotropen Anteils beschreibt. Die Modellströmungen befinden sich außerhalb des äquatorialen Bereiches im wesentlichen im geostrophischen Gleichgewicht. Das numerische Integrationsschema ist uneingeschränkt stabil und wird einheitlich über den ganzen Globus angewandt, einschließlich der Küstenregion und des Bereichs des Äquators. Prognostische Modellvariablen sind Meereisdicke, Temperatur und Salzgehalt, zu denen sich die Strömungsgeschwindigkeiten und Auslenkung der Meeresoberfläche nahezu instantan adjustieren. Ferner sind vier prognostische geochemische Tracer berücksichtigt: Phosphat, partikulärer organischer Kohlenstoff, Sauerstoff und  $\Delta^{14}\text{C}$ . Die ersten drei Tracer repräsentieren eine chemisch konsistente Reduktion des dreidimensionalen Kohlenstoff-

kreislaufmodells HAMOCC3 [Maier Reimer et al., 1993]. Für Vergleichszwecke zwischen dem modernen und dem glazialen Zirkulationsfeld wird ferner  $\Delta^{14}\text{C}$  in simplifizierter Form ohne Berücksichtigung der biologischen Pumpe modelliert. Eine entsprechende Beschreibung des Tracers findet man u.a. in Mikojałowicz [1996].  $^{14}\text{C}$  dringt von der Atmosphäre bei einer Initialkonzentration von 1000 Einheiten mit 9,2 m pro Jahr in den Ozean ein. Im Ozean wird der Tracer, der eine mittlere Lebensdauer von 8267 Jahren besitzt, mit der Zirkulation advektiert. Das vereinfachte Eismodell wurde modifiziert und entspricht der in Mikojałowicz [1996] verwendeten Version.

Das Modell verwendet ein  $72 \times 72$  Arakawa-E-Gitter [Arakawa und Lamb, 1977] in der Horizontalen, was einer Auflösung von ungefähr  $3.5^\circ \times 3.5^\circ$  entspricht, 11 Schichten in der Vertikalen und einen Zeitschritt von 30 Tagen. Temperatur und Salzgehalt der Oberflächenschicht werden durch eine Newton'sche Koppelung an die vorgeschriebenen Lufttemperaturen und Salzgehalte angepaßt. Koppelungskoeffizienten von  $40 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$  für Temperatur und  $1,5 \text{ m s}^{-1}$  für Salzgehalt ergeben (bei einer 50 m dicken Oberflächenschicht) für die Anpassung eine Zeitkonstante von ungefähr 60 bzw. 40 Tagen. Die Formulierung der thermischen Randbedingung, die eine Advektion der Lufttemperatur mit dem Windfeld beinhaltet, entspricht der des Referenzexperimentes ATOS1 in Maier-Reimer et al. [1993]. Jedoch wurde die Anpassungskonstante  $\lambda$  durch die Wahl der ECMWF-Winde von Lorenz et al. [1996] zum Antrieb des Modells von  $1,5 \times 10^5$  auf  $2,4 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$  erhöht. Diese Wahl der Formulierung dient der Parametrisierung der kurzzeitigen und kleinräumigen Prozesse, wie z.B. Kaltluftausbrüche und Eiskantenprozesse etc., die wesentlich kleiner sind als die räumliche und zeitliche Auflösung des LSG. Maier-Reimer et al. [1993] zeigten, daß die Berücksichtigung dieser Approximation zu einer realistischen Ventilierung der Tiefsee und damit zu einer mittleren Verweilzeit von Radiokohlenstoff im tiefen Ozean führte, die mit den Beobachtungen im Einklang steht.

## 3.2 Biologisches Modell

Das LSG wurde um ein einfaches marines biologisches Modell ergänzt, welches anstelle des dreidimensionalen Hamburger Kohlenstoffmodells HAMOCC3 [Maier-Reimer, 1993] benutzt wird, um Komplexität, Rechenzeit und Speicherplatz des inversen Modells zu reduzieren. Das vereinfachte Modell, das hier verwendet wird, simuliert lediglich die biologische Pumpe von weichem Gewebematerial, die rund  $3/4$  der vertikalen DIC-Gradienten im Ozean erklären kann (siehe Abschnitt 2.3.2).

Phosphat, als nährstofflimitierender Tracer gewählt, wird durch Primärproduktion zum Aufbau von organischem Material in der Oberfläche konsumiert und durch Remineralisa-

tion in der Tiefe freigesetzt (siehe Abschnitt 2.1). Das Modell verwendet für diese Prozesse eine konstante stöchiometrische Zusammensetzung des partikulären organischen Materials (POM), die durch die von *Takahashi et al.* [1985] und *Broecker und Peng* [1992] korrigierte „Redfield ratio“ beschrieben wird:

$$P : N : C : \Delta O_2 = 1 : 16 : 127 : -172 \quad (3.1)$$

Die Exportproduktion ( $NP$ ), der Teil der Primärproduktion von weichem organischen Gewebematerial, der aus der Oberfläche in die tieferen Schichten absinkt [*Eppley und Peterson*, 1979], ist in dem Modell durch die Michaelis-Menten-Kinetik [*Dugdale*, 1967] parametrisiert:

$$NP = RC a(T) LC(\varphi) c \frac{PO_4^2}{P_0 + PO_4} \quad (3.2)$$

wobei  $RC$  die „Redfield ratio“ von  $C : P$ ,  $a(T)$  einen temperaturabhängigen Wachstumsfaktor,  $LC(\varphi)$  die Lichtintensität in Abhängigkeit von der geographischen Breite  $\varphi$  und  $c$  einen Parameter für die konvektive Durchmischung darstellt.  $PO_4$  kennzeichnet die Phosphatkonzentration der Deckschicht und  $P_0$  die Phosphatkonzentration, die notwendig ist, um die Hälfte der maximalen Wachstumsrate zu erreichen. Die Konzentrationen der drei chemischen Tracer in der Deckschicht ändern sich damit wie folgt unter Berücksichtigung der Remineralisation von partikulärem organischem Kohlenstoff ( $B$ ):

$$\begin{aligned} [POC]^{t+\Delta t} &= [POC]^t + NP^t - B^t \\ [PO_4]^{t+\Delta t} &= [PO_4]^t - (NP^t - B^t) / RC \\ [O_2]^{t+\Delta t} &= [O_2]^t + ROC \cdot (NP^t - B^t) \quad , \end{aligned}$$

wobei  $ROC$  die „Redfield ratio“ von  $O_2 : C$  beschreibt. Die Änderung der Sauerstoffkonzentration an der Oberfläche hat eine untergeordnete Bedeutung, da in der „mixed layer“ nahezu 100%ige Sättigung durch den im wesentlichen temperaturabhängigen Gasaustausch zur Atmosphäre angenommen wird. Der  $O_2$ -Gasaustausch wird nach dem Henry'schen Gesetz unter Berücksichtigung der Löslichkeit von *Weiss* [1970] berechnet.

Ein Großteil des weichen Gewebematerials sinkt im Vergleich zur Advektion in Form von großen Partikeln relativ schnell abwärts [*Honjo*, 1982]. Unterhalb der euphotischen Schicht, simuliert durch die 50 m dicke Oberflächenschicht des Modells, wird das weiche Gewebematerial proportional zu  $z^{-0.8}$  in der Tiefe  $z$  verteilt [*Berger*, 1987]. Die Remineralisation ist limitiert auf Regionen, in denen Sauerstoff einen Minimalwert von  $10 \mu\text{mol l}^{-1}$  nicht unterschreitet. Die Konzentration von  $PO_4$  erhöht sich durch die Remineralisation,

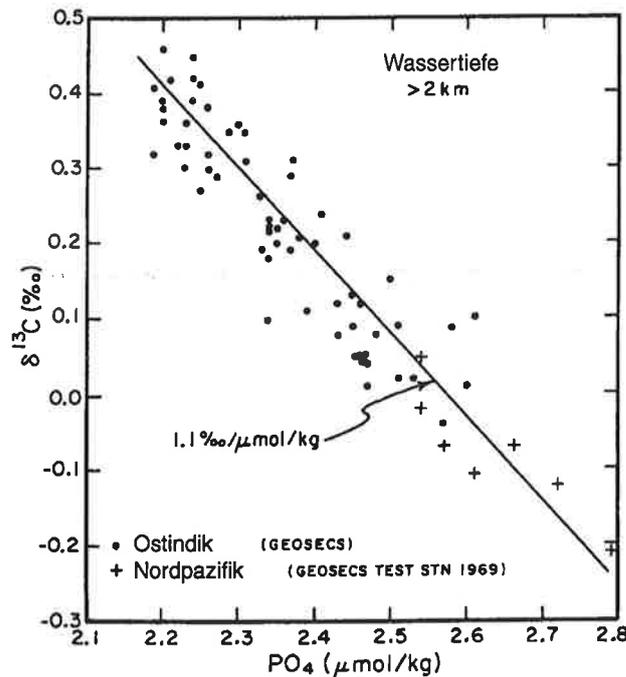


Abbildung 3.1:  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis gegen den Phosphatgehalt im Tiefenwasser (nach Broecker und Maier-Reimer [1992]).

während die von  $O_2$  und  $POC$  reduziert wird:

$$\begin{aligned}
 B^t &= r_{remin} \cdot \min \left( ([O_2]^t - [O_2]_{min}) / ROC, [POC]^t \right) \\
 [POC]^{t+\Delta t} &= [POC]^t - B^t \\
 [PO_4]^{t+\Delta t} &= [PO_4]^t + B^t / RC \\
 [O_2]^{t+\Delta t} &= [O_2]^t - ROC \cdot B^t,
 \end{aligned}$$

mit der Remineralisierungskonstante  $r_{remin} = 0,05$  in der obersten Schicht und  $r_{remin} = 0,02$  in den anderen Schichten.

Die Messungen der GEOSECS-Expedition [Kroopnick, 1985; Östlund et al., 1987] zeigen, daß in den meisten Teilen des tiefen Ozeans  $\delta^{13}\text{C}$  von DIC mit der Phosphatkonzentration gut korreliert (Abb. 3.1). Unter Vernachlässigung des thermodynamischen Effektes (dem Einfluß des Gasaustausches von  $\delta^{13}\text{C}$  an der Ozeanoberfläche) und unter der Annahme, daß der Phosphatkreislauf in erster Näherung die  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung im Ozean reflektiert, wird in dem Modell  $\delta^{13}\text{C}$  durch eine lineare Beziehung von Broecker und Maier-Reimer [1992] diagnostisch aus der Phosphatkonzentration berechnet:

$$\delta^{13}\text{C} = 2,7 - 1,1 PO_4 \quad . \quad (3.3)$$

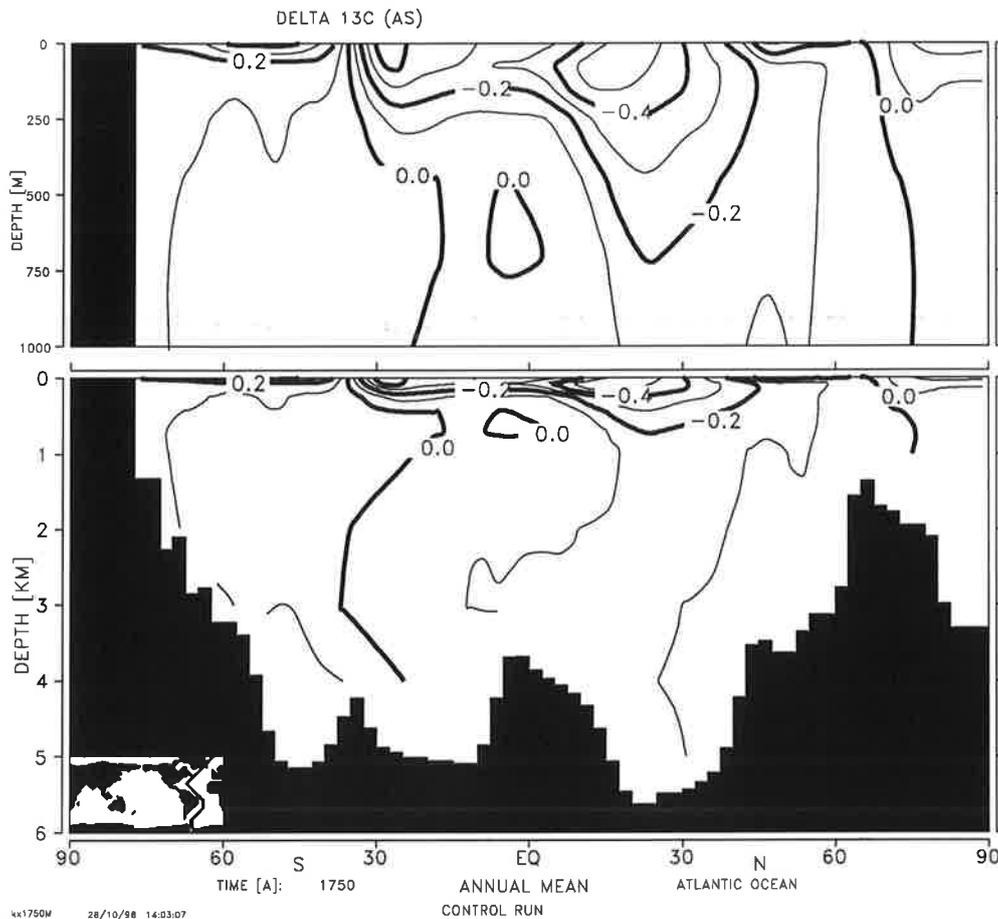


Abbildung 3.2: Effekt des Gasaustausches auf die  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung im Ozean.  $\delta^{13}\text{C}_{as}$ -Verteilung im stationären Zustand berechnet mit dem HAMOCC3/LSG (im präindustriellen Zustand) längs eines Vertikal-schnittes im Atlantischen Ozean.  $\delta^{13}\text{C}_{as} = \delta^{13}\text{C} - 2,7 + 1,1 PO_4$  [Broecker und Maier-Reimer, 1992; Lynch-Stieglitz et al., 1995], wobei der Gasaustausch hier überwiegend die Gradienten bestimmt.

Hierbei ist zugrunde gelegt, daß die mittlere  $\Sigma\text{CO}_2$ -Konzentration des Ozeans  $2200 \mu\text{mol}/\text{kg}$  und die mittlere  $PO_4$ -Konzentration  $2,2 \mu\text{mol}/\text{kg}$  beträgt.

An der Ozeanoberfläche wird der biologische Effekt z.T. erheblich durch den Gasaustausch mit der Atmosphäre gestört. Mit Hilfe des HAMOCC3 läßt sich der Effekt des Gasaustausches für den tiefen Ozean abschätzen (Abb. 3.2), der für den holozänen präindustriellen Zustand in der Größenordnung des  $\delta^{13}\text{C}$ -Datenfehlers von  $0,2\text{‰}$  (Kap. 5) liegt. Unsicherheiten der diagnostischen Berechnung des  $\delta^{13}\text{C}$  aus der Phosphatkonzentration

sind jedoch für andere Zeitscheiben gegeben, da die Abweichungen von der linearen Berechnung durch Umverteilung von Wassermassen und Änderungen im Gasaustausch an der Oberfläche an Bedeutung gewinnen könnten [*Lynch-Stieglitz et al.*, 1995].

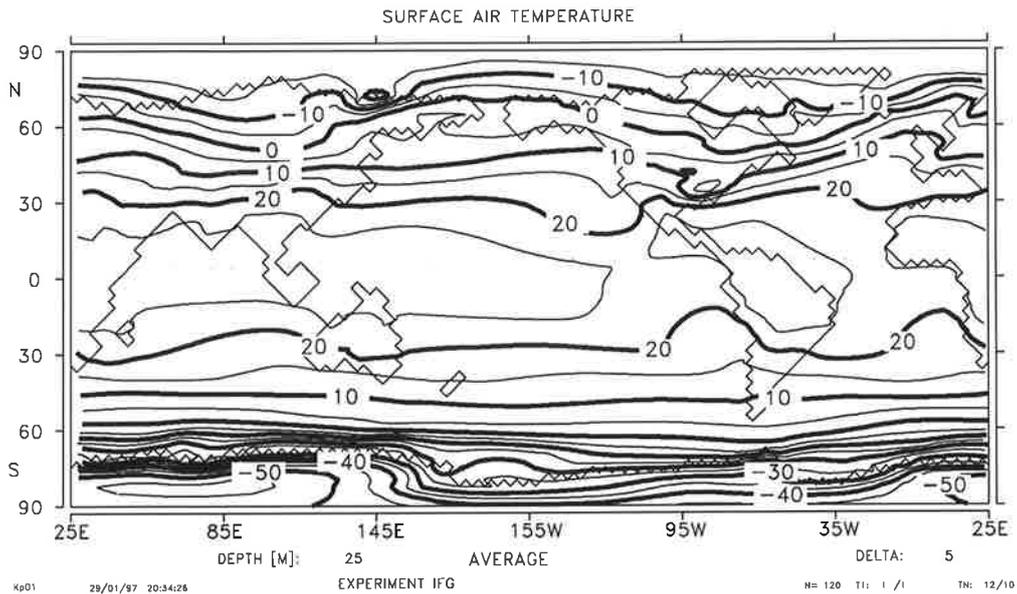
## Kapitel 4

# Rekonstruktion der Oberflächenrandbedingungen während der letzten Eiszeit

### 4.1 Temperaturen an der Meeresoberfläche

Änderungen in der thermohalinen Zirkulation des Ozeans stehen in enger Verbindung mit Variationen von Temperatur und Salzgehalt an der Meeresoberfläche, da diese Variationen in Gebieten der Tiefenwasserbildung mit geringen vertikalen Dichteunterschieden erhebliche Änderungen in der vertikalen Durchmischung verursachen können. Die Temperatur in der Deckschicht des Ozeans ist in weiten Teilen des Ozeans eng mit der Lufttemperatur an der Meeresoberfläche durch den vertikalen Wärmetransport der Grenzschicht gekoppelt. Die Lufttemperaturen an der Land- und Meeresoberfläche, die als thermische Randbedingung zum Antrieb des OGCMs verwendet werden, sind für die Gegenwart und für die letzte Eiszeit in Abb. 4.1 dargestellt. Als heutige Randbedingung wird die durch direkte Messungen gewonnene klimatologische monatliche 2-m-Lufttemperatur aus dem COADS-Datensatz (Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set)[*Woodruff et al.*, 1987] verwendet. Höchste Werte werden in den mit starker solarer Einstrahlung gekennzeichneten tropischen Regionen gefunden mit Maxima über dem Pazifischen und Indischen Ozean. Stärkste Gradienten in der Nord-Süd-Richtung treten im Bereich der gemäßigten Breiten auf, insbesondere in der Südhemisphäre. In erster Näherung weisen die Isothermen zonale Richtung auf mit einigen Abweichungen infolge der Kontinente und des Wärmetransports der Ozeanströme. Deutliche Abweichungen treten im Bereich der westlichen Randströme (Kuroshio und Golfstrom), die warme Wassermassen polwärts transportie-

a)



b)

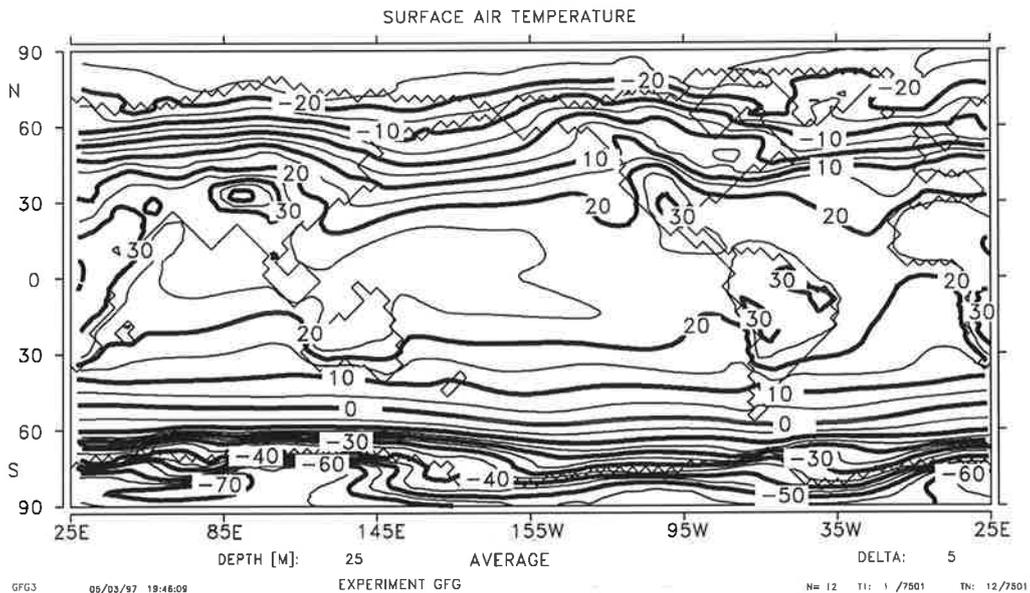


Abbildung 4.1: Jahresmittelwerte der Lufttemperaturen an der Meeres- und Landoberfläche: (a) heutige Lufttemperaturen nach dem COADS-Datensatz [Woodruff *et al.*, 1987], (b) Rekonstruktionen für das LGM mit dem atmosphärischen Zirkulationsmodell ECHAM3/T42 (nach Lorenz *et al.* [1996]). Konturintervall: 5°C.

ren, auf. Anomal niedrige Lufttemperaturen sind im Bereich der Auftriebsgebiete von kaltem Tiefenwasser an den Westküsten der Kontinente und den östlichen äquatorwärts gerichteten Strömungen (z.B. dem Humboldt-, Kalifornien-, Benguela- und Kanarenstrom) zu finden.

Rekonstruktionen der Lufttemperaturen während des letzten glazialen Maximums sind gegenüber den aus direkten Messungen erstellten heutigen Klimatologien mit wesentlich größeren Unsicherheiten verbunden. Die glazialen Lufttemperaturen an der Land- und Meeresoberfläche lassen sich durch ein allgemeines Zirkulationsmodell der Atmosphäre berechnen. In dieser Arbeit wurden Ergebnisse des Zirkulationsmodells ECHAM3/T42 [Roeckner *et al.*, 1992] für die Modellvergleichsstudie PMIP (Paleoclimate Modelling Intercomparison Project) verwendet [Lorenz *et al.*, 1996]. PMIP dient zur Untersuchung der Eigenschaften und des Verhaltens verschiedener atmosphärischer Zirkulationsmodelle, die mit gleichen Randbedingungen verschiedener Zeitscheiben angetrieben wurden. Lorenz *et al.* [1996] benutzten zur Simulation des letzten glazialen Maximums im Rahmen von PMIP folgende Randbedingungen: aus den Erdbahnparametern berechnete solare Einstrahlung von Berger [1977], Temperaturen der Meeresoberfläche der CLIMAP Project Members [1981], Grenzen des glazialen Inlandeises ebenfalls von CLIMAP [1981] und Dicken der Eisschilde von Tushingham und Peltier [1991]. Tushingham und Peltier [1991] berücksichtigten isostatische Ausgleichungen der Bodentopographie. Sie bewirkten dadurch gegenüber den Berechnungen von CLIMAP [1981] eine Abnahme der abgeschätzten Mächtigkeit der Laurentidischen Eismassen um ein Drittel und eine entsprechende Zunahme in der Dicke der anderen Eisschilde. Vegetations- und Waldverteilung wurden entsprechend den PMIP-Richtlinien mit Ausnahme der Änderungen infolge der Eisbedeckung nicht gegenüber dem Referenzexperiment mit heutigen Randbedingungen geändert.

Die CLIMAP-Rekonstruktionen der Temperaturen der Meeresoberfläche basieren auf der Kartierung der temperaturabhängigen Häufigkeitsverteilung verschiedener Arten von planktonischen Foraminiferen. In Regionen, die durch Wanderung der Meereisgrenze und ozeanischen Polarfront betroffen waren, sank die Meeresoberflächentemperatur während der letzten Eiszeit um bis zu 6-10°C. In den Tropen waren die von CLIMAP [1981] berechneten Temperaturen in weiten Teilen lediglich um  $1 \pm 1^\circ\text{C}$  kälter als im heutigen Zustand.

Die für die Paläoklimatologie bedeutenden Arbeiten der CLIMAP Project Members [1981] haben jedoch durch neuere Verfahren zur Rekonstruktion der Meeresoberflächentemperatur kontroverse Diskussionen hervorgerufen. Neue Berechnungen von Schrag *et al.* [1996] geben Hinweise, daß die von CLIMAP [1981] berechnete Abkühlung des tropischen Ozeans während der letzten Eiszeit in weiten Teilen möglicherweise unterschätzt

sein könnte. Die neuen Berechnungen werden unterstützt durch eine  $5 \pm 1^\circ\text{C}$ -Abkühlung, abgeschätzt aus Strontium-Calcium-Analysen in Korallen [Guilderson et al., 1994], Edelgasmessungen aus brasilianischem Grundwasser [Stute et al., 1995] und Schneegrenzen von tropischen Gebirgszügen [Rind und Peteet, 1985]. Jedoch deuten Sauerstoffisotopen- und Alkenon-Messungen [Broecker, 1986; Birchfield, 1987; Sikes und Keigwin, 1994] auf eine Abkühlung von weniger als  $3^\circ\text{C}$  hin [Broecker, 1996].

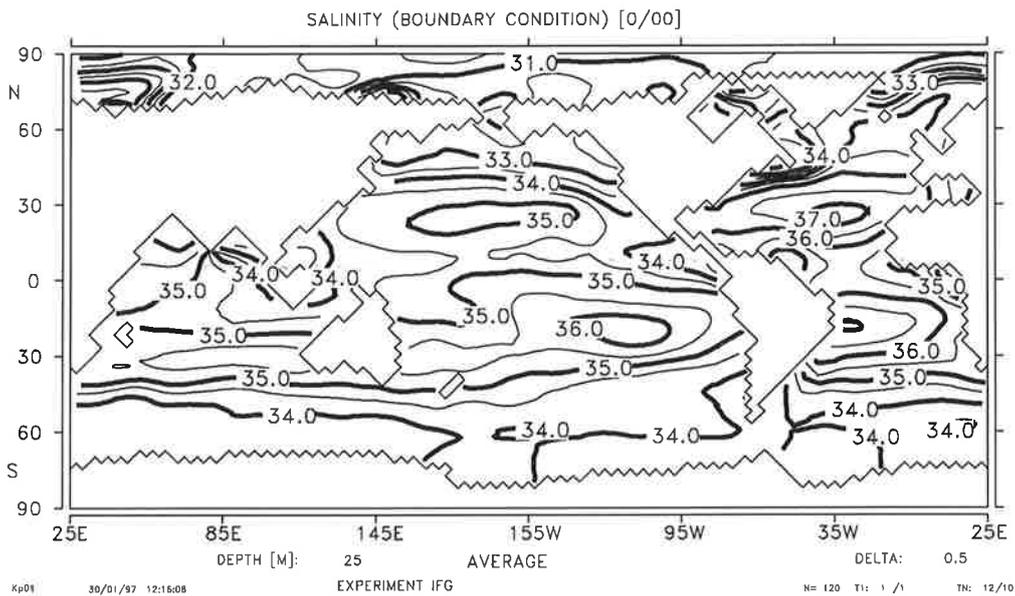
Auch Temperaturrekonstruktionen im europäischen Nordmeer, einem bedeutenden Gebiet der Tiefenwasserbildung, werden derzeit kontrovers diskutiert. Basierend auf synoptischen Analysen von Fauna und Flora aus den glazialen Sedimenten, niedrigen Carbonatgehalten und vom Meereis transportierten Materialien berechneten die *CLIMAP Project Members* [1981] eine ganzjährige Eisbedeckung im Nordmeer während der letzten Eiszeit. Die winterliche Meereisausdehnung reichte im Atlantik bis  $45^\circ\text{N}$  von Ost nach West. Die Temperaturabschätzungen für das Nordmeer liegen damit im Jahresmittel bei weniger als  $0-1^\circ\text{C}$ , im Gegensatz zu früheren Abschätzungen von Kellog [1980] mit Temperaturen im LGM-Sommer von  $3-4^\circ\text{C}$ . Sarnthein et al. [1995] schätzten die Paläotemperaturen des europäischen Nordmeeres auf  $3-5^\circ\text{C}$ . Diese Berechnungen basieren auf der Verwendung von neueren Transferfunktionen zwischen unterschiedlichen Häufigkeitsverteilungen der Existenz von Foraminiferen und den Oberflächentemperaturen, der SIMMAX-Methode („Maximum Similarity“) [Pflaumann et al., 1996]. Ferner bestätigen neuere  $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen und Berechnungen der Paläotemperaturen an der Meeresoberfläche von Weinelt et al. [1996], daß das Nordmeer im Sommer nahezu eisfrei gewesen ist. Die saisonale Temperaturamplitude von  $3-5^\circ\text{C}$  wäre damit während der letzten Eiszeit wesentlich größer gewesen als die, die von *CLIMAP* [1981] abgeschätzt wurde.

## 4.2 Salzgehalte der Meeresoberfläche

Der heutige Oberflächensalzgehalt des Ozeans (Abb. 4.2a) wird in erster Näherung durch die Verdunstung und den Niederschlag in der darüberliegenden Atmosphäre bestimmt. Die subtropischen Wirbel, die unterhalb der absteigenden Luftbewegungen der Hadley-Zelle liegen, weisen die höchsten Salzgehalte auf. Die Salzgehaltsdifferenz zwischen Nordpazifik und Nordatlantik beträgt ca. 1,5 psu und kann dem Transport von Wasserdampf in den Pazifik zugeordnet werden [Weyl, 1968]. Der relativ hohe Salzgehalt im Nordatlantik kontrolliert bei niedrigen Temperaturen die Dichte und ist somit der entscheidende Faktor für die Tiefenwasserbildung im Nordatlantik.

Lautenschlager et al. [1992] zeigten, daß die Verwendung der vom atmosphärischen Zirkulationsmodell ECHAM2/T21 [Dümenil und Schlese, 1987] simulierten LGM-Frisch-

a)



b)

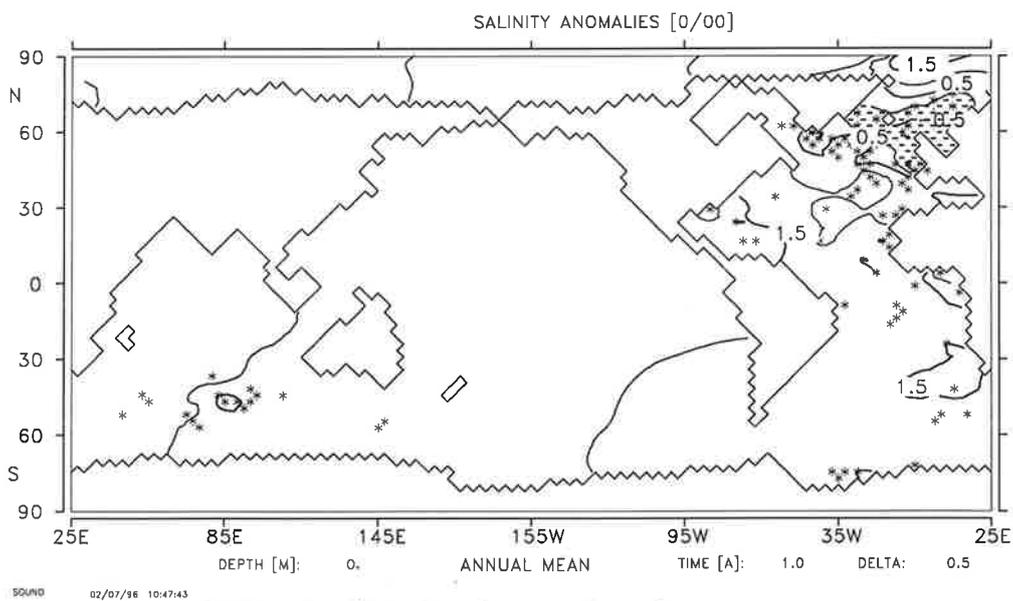


Abbildung 4.2: (a) Jährliche Mittelwerte der rezenten beobachteten Salzgehalte an der Meeresoberfläche (nach Levitus [1982]) und (b) Rekonstruktion von glazial-interglazialen Salzgehaltsanomalien an der Meeresoberfläche [Duplessy et al., 1991; Duplessy et al., 1996], interpoliert auf das Modellgitter (siehe Text). Sterne bezeichnen Positionen der Daten. Konturintervall: 0,5 psu ( $1\text{‰} = 1 \text{ psu}$ ).

wasserflüsse zum Antrieb des LSG zu einer zu starken Ventilierung des nördlichen Pazifiks führte. Im Nordpazifik waren die glazial-interglazialen Frischwasseranomalien durch eine östliche Verlagerung des Aleuten-Tiefdruckgebietes im östlichen Teil positiv und im westlichen Teil, in dem das OGCM Tiefenwasserproduktion simulierte, negativ. Die Autoren wiesen darauf hin, daß die Verwendung von Salzgehaltsrekonstruktionen zu einer Verbesserung der Simulation der Glazialzirkulation führen könnte. Diese Annahme wurde durch Experimente mit einem zonal gemittelten Modell von *Fichefet et al.* [1994] bestätigt. Die vorgeschriebenen Oberflächensalzgehalte wurden durch Addition von glazial-interglazialen Salzgehaltsanomalien und jährlich gemittelten heutigen Salzgehaltsfeldern von *Levitus* [1982] gewonnen. Die Salzgehaltsanomalien wurden mit Hilfe von  $\delta^{18}\text{O}$ -Analysen aus planktonischen foraminiferischen Schalen rekonstruiert [*Duplessy et al.*, 1991; *Duplessy et al.*, 1996](Abb. 4.2b) und beinhalten eine globale 1 psu-Salzgehaltszunahme [*Fairbanks*, 1989] infolge der Speicherung von Frischwasser in den großen Laurentidischen und Fennoskandischen Eisschilden. Wegen der geringen Datendichte wurden die aus dem  $\delta^{18}\text{O}$  abgeleiteten Anomalien durch Advektion unter Verwendung des Zirkulationsmusters mit reduzierter NADW-Tiefenwasserbildung (zweiter holozäner Zirkulationszustand von *Mikolajewicz et al.* [1993]) auf das Modellgitter interpoliert. Diese Methode bewirkt den Transport von Information auch in Gebiete mit geringer Datendichte und besitzt eine glättende Eigenschaft bezüglich der Gradienten der rekonstruierten Felder.

Die Rekonstruktionen der Oberflächensalzgehalte während der letzten Eiszeit sind weit kritischer als die Rekonstruktionen der Oberflächentemperaturen. Die potentiellen Fehlerquellen, die bei den Rekonstruktionen aus  $\delta^{18}\text{O}$  der planktonischen Foraminiferenschalen entstehen, beinhalten sowohl die Fehler der  $\delta^{18}\text{O}$ -Variationen infolge der unterschiedlichen Ausdehnung der Inlandeismassen und der Verdünnungsprozesse von Meereis und Eisbergen als auch die Fehler, die durch die glazialen Temperaturen an der Meeresoberfläche gegeben sind (siehe Abschnitt 2.4.3). Unterschiede in der Rekonstruktion der glazialen Temperaturen der Meeresoberfläche im Nordmeer von ca. 3°C, wie die zwischen *Weinelt et al.* [1996] und *CLIMAP* [1981], würden Unterschiede in der Rekonstruktion des Salzgehaltes bis zu ca. 1,5 psu hervorrufen. Auswirkungen dieser starken Unterschiede auf die thermohaline Zirkulation des Nordatlantiks werden in den nachfolgenden Sensitivitätsexperimenten (Abschnitt 6) diskutiert. Auch die glazial-interglaziale Änderung der Meereisausdehnung beinhaltet erhebliche Fehlerquellen in den Salzgehaltsrekonstruktionen. In Abschnitt 2.4.3 wurde dargestellt, daß durch Gefrier- und Schmelzprozesse erhebliche Variationen in den Salzgehalten, jedoch nur geringfügige Änderungen im  $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$  stattfinden. Dieser Effekt bewirkt eine Abweichung von der linearen Korrelation zwischen den Salzgehalten und  $\delta^{18}\text{O}$ . Eine Zunahme der Meereisausdehnung während des LGM hat

## WINDSCHUBSPANNUNG (ZONALE KOMP.) [MPa]

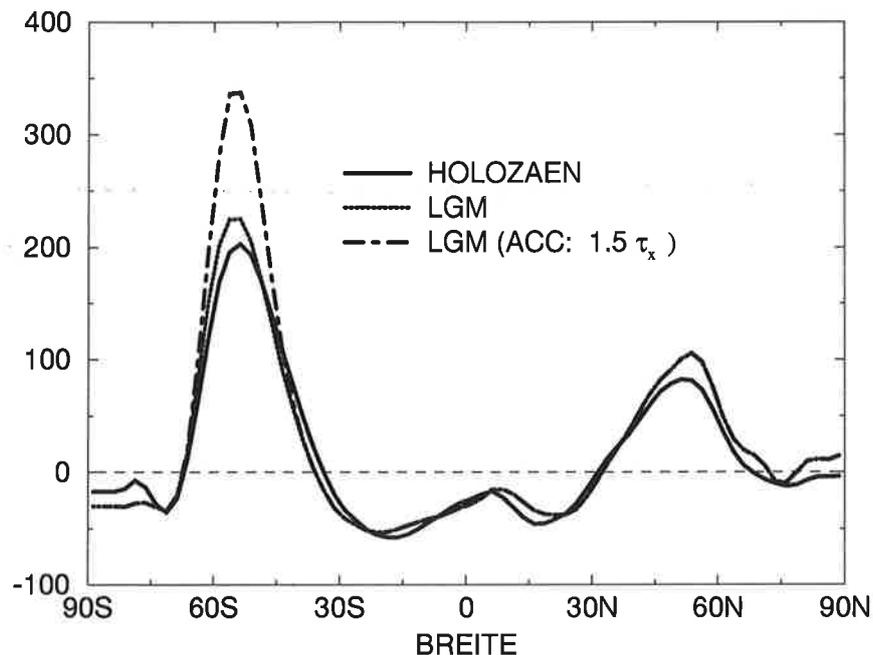


Abbildung 4.3: Jährliches Mittel der zonalen Komponente der Windschubspannung simuliert durch das ECHAM3/T42 [Lorenz *et al.*, 1996] unter Verwendung von heutigen Randbedingungen (gestrichelte Linie), LGM-Randbedingungen (durchgezogene Linie) und LGM-Randbedingungen, die im Bereich zwischen 67,5°S und 40°S um einen Faktor von 1,5 intensiviert wurden (gestrichelt-gepunktete Linie).

damit auch eine stärkere Abweichung von der linearen Korrelation zur Folge.

### 4.3 Windschubspannungen an der Meeresoberfläche

Die Windschubspannungen zum Antrieb des OGCM werden in dieser Arbeit aus den Experimenten mit glazialen und interglazialen Randbedingungen des atmosphärischen Zirkulationsmodells ECHAM3/T42 verwendet (siehe Abschnitt 4.1). Die Qualität der simulierten Windschubspannungen hängt dabei empfindlich von den rekonstruierten Randbedingungen ab. Die glazialen Windfelder, die Lorenz *et al.* [1996] mit den PMIP-Randbedingungen erzeugten, weichen gegenüber dem rezenten Referenzlauf deutlich im Bereich der Inlandeisschilde der nördlichen Hemisphäre ab. Im glazialen Experiment

blockieren die ausgeprägten Inlandeismassen die Westwinde und unterteilen den Jetstream mit einem nördlichen und einem südlichen Ast um dem Laurentidischen Eisschild in zwei Teile [Lorenz *et al.*, 1996].

Abbildung 4.3 stellt die zonalen Windsysteme von heute und für die letzte Eiszeit dar. Während in den Tropen nur geringe Änderungen auftreten, sind die Westwinde der gemäßigten Breiten aufgrund des stärkeren meridionalen Temperaturgradienten (Abb. 4.1) um ca. 10% verstärkt. Geologische Analysen von mit dem Wind transportierten terrigenen Materialien aus Sedimentbohrkernen deuten darauf hin, daß die vom AGCM simulierte 10%ige Zunahme der zonalen Windschubspannung während des LGM möglicherweise unterschätzt ist. Diese Analysen schätzen die glaziale Zunahme der Oberflächenwindgeschwindigkeiten im Bereich der Westwinddrift auf der Südhalbkugel mit 30 bis 70% ab [Klinck und Smith, 1993]. Diese Studien gehen in der Regel davon aus, daß die Sinkgeschwindigkeit der terrigenen Partikel im Ozean wesentlich schneller ist als deren Advektion mit der Strömung, so daß letztere vernachlässigt werden kann.

# Kapitel 5

## $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten

In diesem Kapitel werden die  $\delta^{13}\text{C}$ -Datensätze der Tiefsee für die Sensitivitätsexperimente und Assimilationsexperimente beschrieben. Es werden für diese Experimente  $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen der epibenthischen Foraminiferenschalen in marinen Sedimentsequenzen der Zeitscheiben 0-4000 Jahre B.P. und der LGM-Zeitscheibe 21 500-23 500 Jahre B.P. herangezogen.  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von DIC [Kroopnick, 1985; Sarnthein et al., 1994] wurden nur zum qualitativen Vergleich für das interglaziale Referenzexperiment verwendet. Die epibenthischen Foraminiferen leben an Verästelungen oder Steinen einige Zentimeter über der Sedimentoberfläche, während die benthischen Foraminiferen sich im Sediment befinden (Abb. 5.1). Aus den  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der Foraminiferen wurden in den letzten zwei Dekaden mehrere Datensätze erstellt, die z.B. in Graham et al. [1981], Blanc und Duplessy [1983], Boyle und Keigwin [1985], Duplessy et al. [1988], Boyle [1992], Sarnthein et al. [1994] und Michel et al. [1995] publiziert wurden.

Die Meßgenauigkeit der  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten aus den marinen Sedimentkernen liegt derzeit bei ca.  $\pm 0,04\text{‰}$  (interner Standard des Kieler Labors) [Sarnthein et al., 1995]. Abweichungen zwischen den epibenthischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten aus den Foraminiferenschalen und  $\delta^{13}\text{C}$ -Messungen des DIC von Tiefenwasser (siehe Abb. 6 (b) in Sarnthein et al. [1994] sowie McCorkle und Keigwin [1994]) liegen jedoch im Bereich von  $\pm 0,2\text{‰}$ , so daß LeGrand und Wunsch [1995] diesen Wert als Datenfehler für die Datenassimilation annahmen. Hohe Abweichungen zwischen dem  $\delta^{13}\text{C}$  der Foraminiferenschalen und dem  $\delta^{13}\text{C}$  des DIC werden am östlichen Kontinentalrand beobachtet. Für diese Abweichung sind möglicherweise hohe Flüsse von organischem Kohlenstoff und Flaum-bedeckte Schichten aus abgestorbenem organischem Material verantwortlich [Sarnthein et al., 1994]. Ferner können in Küstennähe kleinskalige physikalische Prozesse starke Differenzen zwischen den beiden Meßmethoden bewirken. Neben den lokalen Effekten begründen Sarnthein et al. [1994]

## Foraminiferen im Tiefenwasser

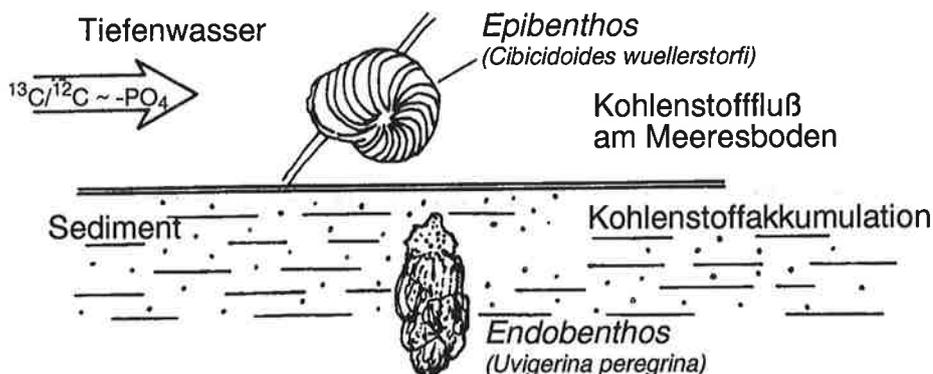


Abbildung 5.1: Foraminiferen im Tiefenwasser. Das  $\delta^{13}\text{C}$ -Signal der im Meeresboden lebenden Foraminiferen zeigt einen starken nichtlinearen Eintrag des lokalen Kohlenstoffflusses und der Produktivität an der Meeresoberfläche, während die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der epibenthischen Foraminiferen weitgehend die des bodennahen Tiefenwassers reflektieren (nach *Altenbach und Sarnthein* [1989]).

die Abweichungen zwischen den  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten aus den Foraminiferenschalen und den  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten des DIC mit der geringen Datendichte.

Die Auswertung der Beobachtungsdaten der benthischen Foraminiferen ist problematisch, da jene unter Umständen nicht im thermodynamischen Gleichgewicht mit dem darüberliegenden Tiefenwasser stehen. Der  $\delta^{13}\text{C}$ -Gehalt des DIC des Porenwassers und der Gradient zwischen Sedimentoberfläche und dem Tiefenwasser wird dabei durch drei wesentliche Effekte beeinflusst [*Mackensen et al.*, 1993]: 1. den Fluß von organischem Material zum Meeresboden, das einen rund 20‰ niedrigeren Wert als das Tiefenwasser aufweist, 2. den entgegenwirkenden Effekt der Auflösung von planktonischen Foraminiferenschalen im Sediment bzw. an der Sedimentoberfläche, die ungefähr um 2‰ gegenüber dem PDB-Standard angereichert sind, und 3. die Störung des  $\delta^{13}\text{C}$ -Signals durch Vermischungsprozesse im Sediment (Bioturbation). Der erstgenannte Effekt überwiegt insbesondere in Gebieten hoher Produktivität, da dort teilweise die benthischen Foraminiferen durch das mit organischem Material angereicherte Porenwasser ein niedrigeres  $\delta^{13}\text{C}$ -Signal besitzen als das darüberliegende Tiefenwasser [*Zahn et al.*, 1986]. In Gebieten mit niedriger Sedimentation, wie z.B. im Bereich der subtropischen Wirbel, kann die Bioturbation

erhebliche Fehler hervorrufen, da die Sedimentschichten der einzelnen Zeitskalen dünn sind und somit leicht durchmischt werden können. Der  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert der benthischen Foraminiferen muß deshalb korrigiert werden. Für Paläostudien haben sich im wesentlichen deshalb die epibenthischen Foraminiferen (z.B. die *Cibicidoides wuellerstorfi*) etabliert [Sarnthein et al., 1994]. Diese Foraminiferen leben bis zu 14 cm über dem Sediment [Lutze und Thiel, 1987], sind von den Prozessen im Sediment nicht so stark beeinflusst wie die endobenthischen Foraminiferen und werden deshalb als Proxydaten für die Tiefenwassermassen vergangener Zeitscheiben herwendet [Zahn et al., 1986; Duplessy et al., 1988].

Im weiteren seien die zwei Datensätze, die für die Datenassimilation herangezogen werden, näher erläutert.

## 5.1 $\delta^{13}\text{C}$ -Datensatz des Atlantischen Ozeans

Eine ausführliche Beschreibung des  $\delta^{13}\text{C}$ -Datensatzes des Atlantischen Ozeans findet man in Sarnthein et al. [1994]. Diese Publikation beinhaltet  $\delta^{13}\text{C}$ - Beobachtungsdaten aus den epibenthischen Foraminiferen *Cibicidoides wuellerstorfi* und *Cibicidoides arimensis* (bei Wassertiefen kleiner als 1000 m), die aus 95 Tiefseekernen und 20 Proben der marinen Oberflächensedimente des Atlantiks ausgewählt wurden (siehe Tabelle 1 in Sarnthein et al. [1994]). Die Sedimentproben wurden in bestimmte Zeitscheiben unterteilt. In den einzelnen Zeitscheiben wurden die Spezies unter Zuhilfenahme eines Mikrometers nach Größe sortiert. Die Fraktionen im Bereich 315 bis 400  $\mu\text{m}$  wurden im Massenspektrometer auf ihr Isotopenverhältnis hin untersucht. Weitere Beobachtungsdaten wurden aus publizierten und unpublizierten Quellen entnommen (u.a. von Curry und Lohmann [1985], Curry et al. [1988], Boyle und Keigwin [1985] und Shackleton [unpubl.]). Die Alterskontrolle und stratigraphische Korrelation basieren auf  $\delta^{18}\text{O}$ -Aufzeichnungen der epibenthischen *Cibicidoides wuellerstorfi*, wobei eine detaillierte Stratigraphie unter Verwendung der  $^{14}\text{C}$ -Datierung erstellt wurde. Die  $^{14}\text{C}$ -Alterskontrolle wurde für das Holozän mit Hilfe der Baumring-Methode von Stuiver et al. [1991] und für 10-30 ka mit Hilfe der U/Th-Methode, wie in Bard et al. [1990] publiziert, in die Kalenderjahre konvertiert.

## 5.2 Globaler $\delta^{13}\text{C}$ -Datensatz

Der globale  $\delta^{13}\text{C}$ -Datensatz von epibenthischen Foraminiferen basiert auf 200 publizierten und unpublizierten Beobachtungsdaten (siehe Abb. 5.2) [Charles und Fairbanks, 1992; Curry et al., 1988; Duplessy et al., 1988; Oppo und Fairbanks, 1990; Hegera et al., 1992;

Zahn et al., 1991; Lynch-Stieglitz et al., 1994 und Michel et al., 1995]. Im Atlantik stammen die Beobachtungsdaten überwiegend aus den gleichen marinen Tiefseekernen wie in dem Datensatz von Sarnthein et al. [1994]. Unterschiede treten jedoch insbesondere bei den älteren Datensätzen auf, da die damaligen Modelle zur Datierung der Kerne von der modernen Methode von Bard et al. [1990] abweichen. Trotz der Vielzahl der Bohrkerne sind weite Teile der Ozeane, insbesondere in der Südhemisphäre und im Pazifik, nicht erfaßt. Ungünstige Umweltbedingungen für *Cibicidoides wuellerstorfi* und andere gängige Foraminiferenarten sowie tiefe Meeresbecken mit damit verbundenen kalkfreien oder kalkarmen Sedimentschichten [Archer und Maier-Reimer, 1994] sorgen für eine geringe Dichte von Beobachtungsdaten in diesen Gebieten.

Trotz der oben genannten Probleme läßt sich mit Hilfe dieser Beobachtungsdaten näherungsweise die  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung der Tracer im tiefen Ozean während der letzten Eiszeit rekonstruieren (Abb. 5.2b).

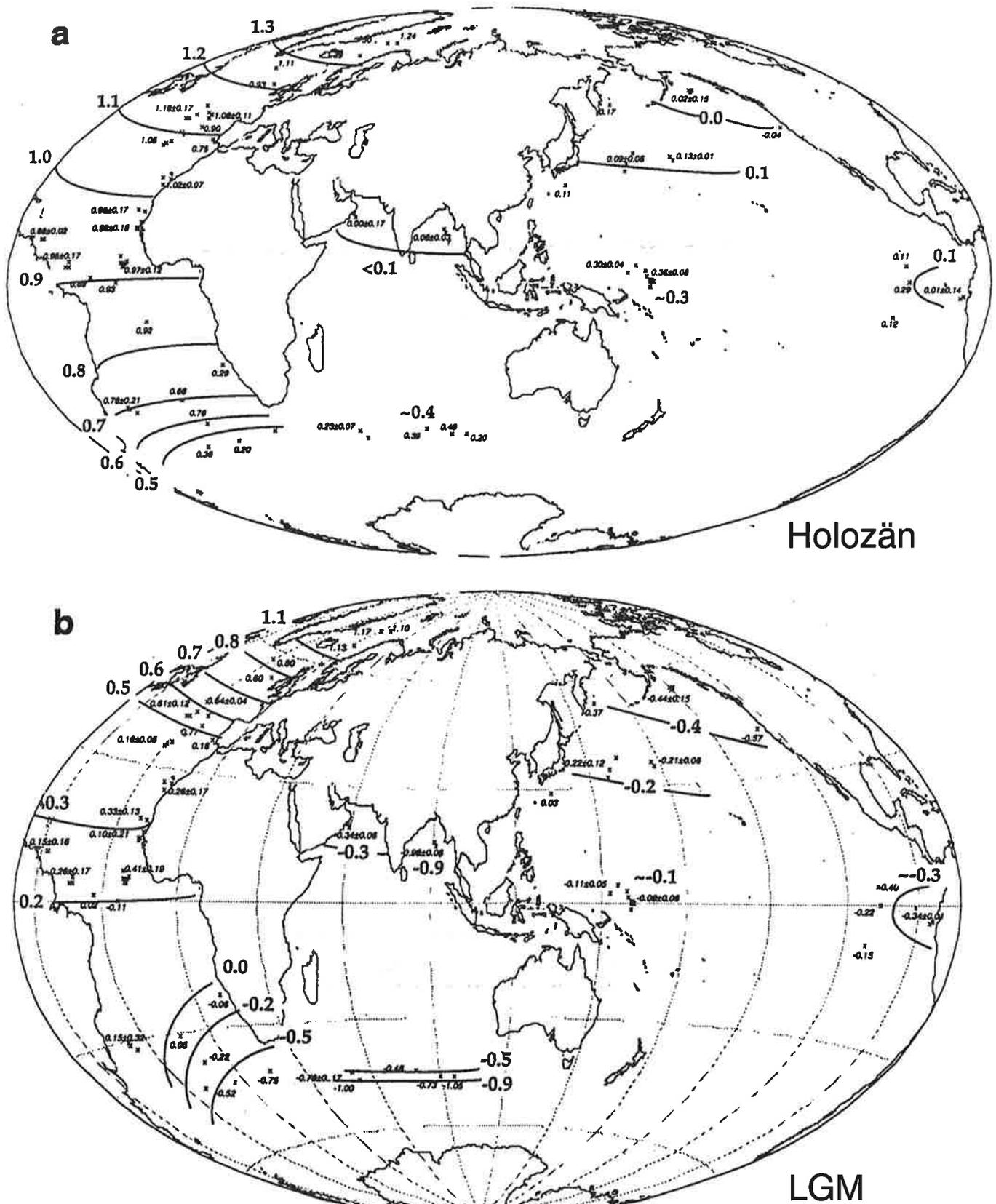


Abbildung 5.2: Karte der *Cibicidoides*- $\delta^{13}\text{C}$ -Werte für das Tiefenwasser (im Bereich von 3000 m Tiefe): (a) Holozän; (b) LGM. Die Daten stammen aus Publikationen von Charles und Fairbanks [1992], Curry et al. [1988], Duplessy et al. [1988], Oppo und Fairbanks [1990], Hegera et al. [1992], Zahn et al. [1991]. (Karte nach Michel et al. [1995]).



# Kapitel 6

## Sensitivitätsexperimente mit dem OGCM

### 6.1 Einleitung

Variationen der Ozeanzirkulation über Zeitskalen von  $10^4$  Jahren werden u.a. durch Änderungen der Oberflächenrandbedingungen des Ozeans (Temperatur, Salzgehalt und Impulsflüsse) sowie durch geomorphologische Änderungen in der Bodentopographie und durch eustatische Schwankungen des Meeresspiegels beeinflusst. Sieben Sensitivitätsexperimente mit verschiedenen interglazialen und glazialen Randbedingungen (Kapitel 4) wurden als grundlegende Vorbereitung für die im Kapitel 8 beschriebenen Assimilationsexperimente durchgeführt. Eine Übersicht über die Sensitivitätsexperimente wird in Tabelle 6.1 gegeben. Mit Ausnahme des dritten Experiments werden in allen Experimenten die Randbedingungen des „Paleoclimate Modeling Intercomparison Project“ (PMIP) zugrunde gelegt.

Experiment IFG („Interglacial First Guess“) entspricht dem interglazialen Referenzexperiment, dem Anfangszustand für die Assimilation der interglazialen  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten in das LSG. Das Modell wurde dafür mit heutigen Randbedingungen angetrieben.

Experiment GFG („Glacial First Guess“), Anfangszustand für die Assimilation von glazialen  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten in das LSG, simuliert die glaziale Zirkulation unter Berücksichtigung der LGM-Randbedingungen. In diesem Experiment war die Beringstraße geschlossen, ansonsten blieb die Topographie unverändert. Frühere Experimente mit dem LSG zeigten jedoch, daß eine geschlossene Beringstraße keine signifikanten Änderungen in den globalen Zirkulationmustern bewirkt.

Experiment	Oberflächenrandbedingungen		
	Temperatur	Salzgehalt	Windschubspannungen
IFG	COADS	LEVITUS	ECHAM3/T42 (Holozän)
GFG	ECHAM3/T42 (LGM, PMIP)	LEVITUS +DUPLETTY NA: -0,50 psu SA: +0,75 psu	ECHAM3/T42 (LGM, PMIP)
GFGWSN	ECHAM3/T42 (LGM, PMIP, WEINELT)	LEVITUS +SCHÄFER-NETH +DUPLETTY NA: -0,50 psu SA: +0,75 psu	ECHAM3/T42 (LGM, PMIP, WEINELT)
GFGP1	ECHAM3/T42 (LGM, PMIP)	LEVITUS +DUPLETTY NA: +0,50 psu SA: +0,75 psu	ECHAM3/T42 (LGM, PMIP)
GFGM1	ECHAM3/T42 (LGM, PMIP)	LEVITUS +DUPLETTY NA: -1,50 psu SA: +0,75 psu	ECHAM3/T42 (LGM, PMIP)
GFGHW	ECHAM3/T42 (LGM, PMIP)	LEVITUS +DUPLETTY NA: -0,50 psu SA: +0,75 psu	ECHAM3/T42 (Holozän)
GFGSW	ECHAM3/T42 (LGM, PMIP)	LEVITUS +DUPLETTY NA: -0,50 psu SA: +0,75 psu	ECHAM3/T42 (LGM, PMIP) ACC: 1,5 $\tau_x$

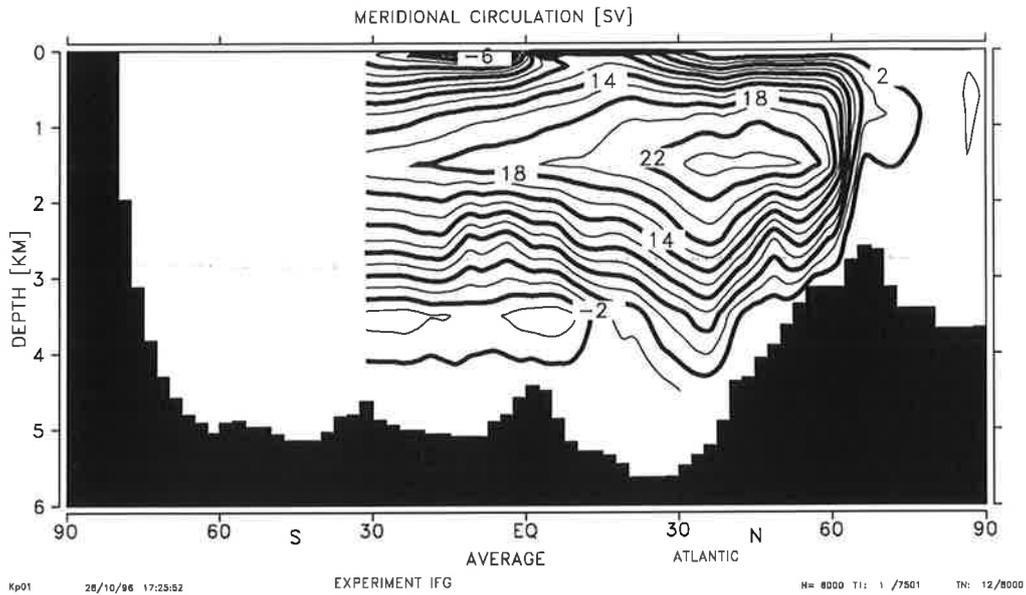
Tabelle 6.1: Übersicht über die sieben Sensitivitätsexperimente, die mit verschiedenen vorgeschriebenen Randbedingungen angetrieben wurden. NA bezeichnet den Nordatlantik nördlich von 50°N und SA den Südatlantik südlich von 50°S (einschließlich eines linearen Überganges zwischen 40° und 50°). ACC steht hier für die Region zwischen 67,5°S und 40°S. (Details siehe Text).

Ein drittes Experiment (GFGWSN) wurde mit modifizierten Randbedingungen im Nordatlantik durchgeführt. Als Randbedingungen fließen in dieses Experiment Rekonstruktionen der LGM-Meeresoberflächentemperaturen von *Weinelt et al.* [1996] und Oberflächensalzgehalte von *Schäfer-Neth* [1994, pers. Mitt.] ein, die Hinweise auf einen im Vergleich zu *CLIMAP* [1981] wärmeren und im Vergleich zu Rekonstruktionen von *Duplessy et al.* [1991] frischeren Nordatlantik geben.

Die Änderungen der in den Abschnitten 2.4.3, 4.1 und 4.2 diskutierten potentiellen Fehlerquellen der thermohalinen Randbedingungen werden exemplarisch an den Salzgehalten untersucht. Die aus den  $\delta^{18}\text{O}$ -Beobachtungsdaten abgeleiteten rekonstruierten Salzgehalte beinhalten sowohl die Unsicherheiten der Temperaturen der Meeresoberfläche als auch die Fehlerquellen, die durch die komplexen Verdünnungseffekte von Meereis, Eintrag von Eismassen aus den kontinentalen Eisschilden sowie von Niederschlag und Verdunstung gegeben sind. In den Experimenten GFGP1 (GFG plus 1 psu) und GFGM1 (GFG minus 1 psu) wurde das Modell mit denselben Randbedingungen wie im GFG-Experiment angetrieben, wobei eine zusätzliche Salzgehaltsanomalie von +1 psu bzw. -1 psu in dem Atlantik nördlich von  $50^\circ\text{N}$  hinzugefügt wurde.

Die Experimente GFGHW (GFG holozäner Wind) und GFGSW (GFG starker Westwind) untersuchten schließlich die Sensitivität der Tiefenzirkulation bezüglich Unsicherheiten in den LGM-Windfeldern (Abschnitt 4.3). Das Modell wurde in beiden Experimenten mit denselben thermohalinen Randbedingungen angetrieben wie im GFG-Experiment. Experiment GFGHW verwendet moderne Windschubspannungen und Experiment GFGSW Windschubspannungen des LGM, die in zonaler Richtung durch einen Faktor von 1,5 in der Region des südlichen Ozeans intensiviert wurden (Abb. 4.3). Alle Experimente wurden mindestens 4000 Jahre mit den antreibenden vorgeschriebenen Randbedingungen integriert, bis sich ein stationärer Zustand der Ozeanzirkulation einstellte.

a)



b)

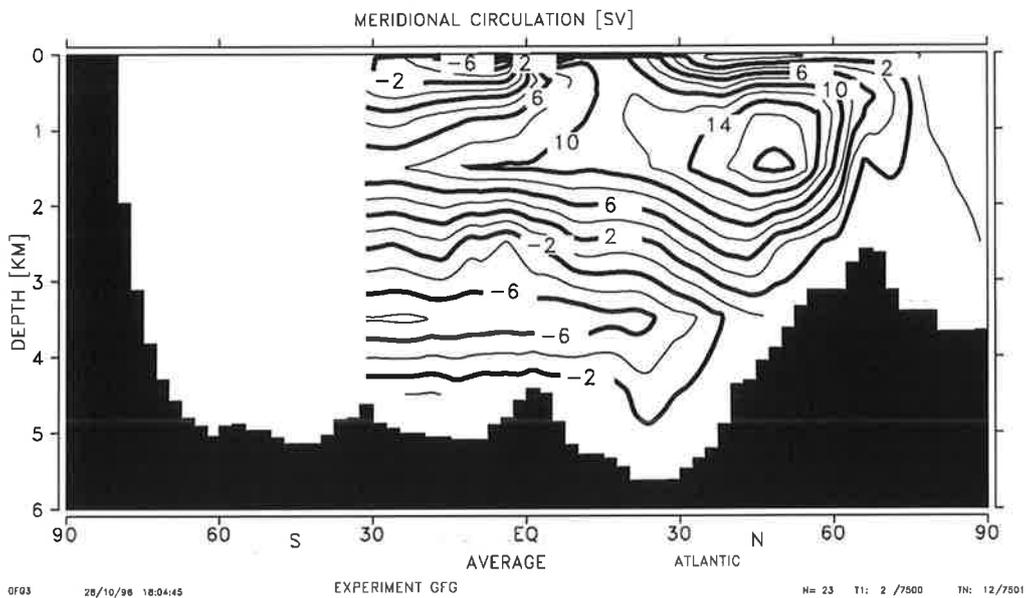
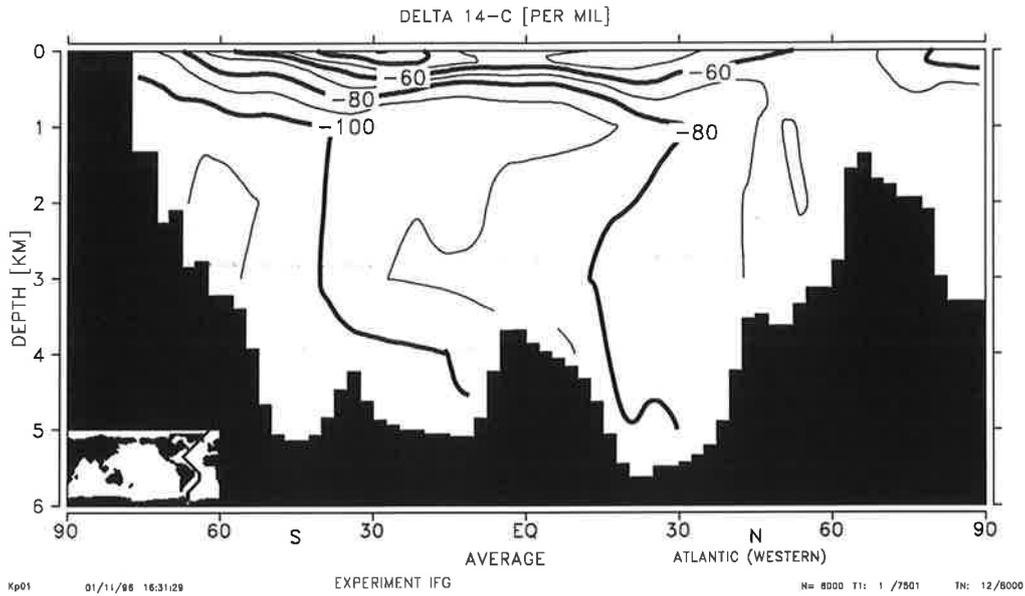


Abbildung 6.1: Jährliche Mittelwerte der zonal gemittelten Meridionalzirkulation im Atlantik: (a) Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von heutigen Randbedingungen (IFG-Experiment) und (b) Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von LGM-Randbedingungen (GFG-Experiment). Konturintervall: 2 Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ).

a)



b)

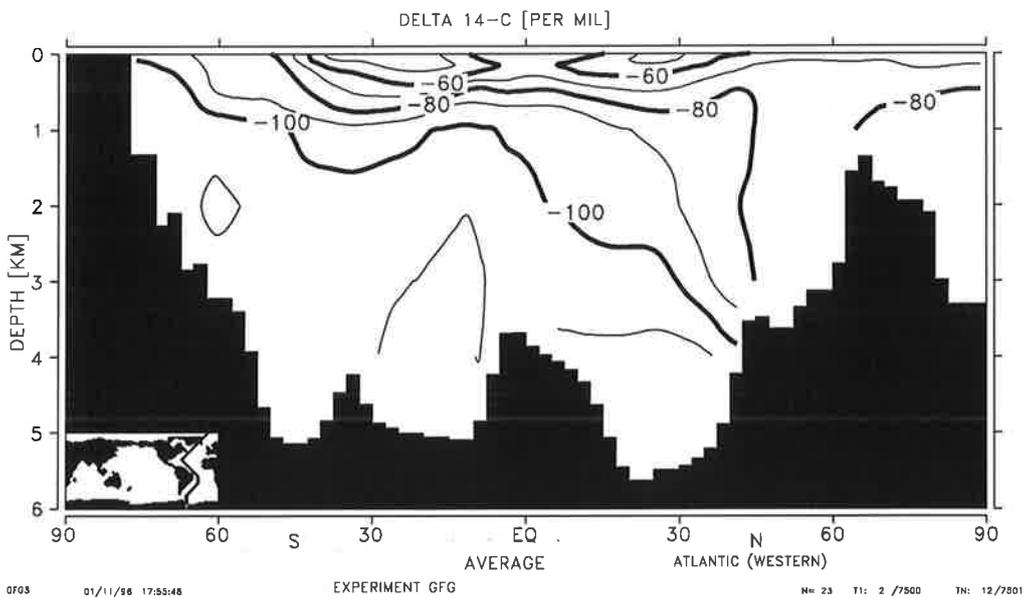
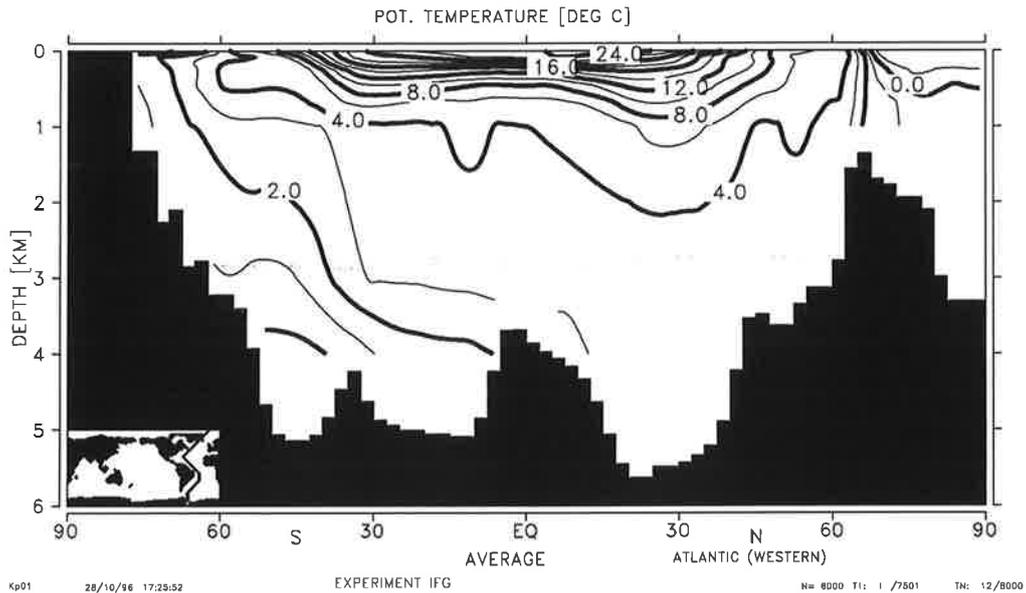


Abbildung 6.2: Jährliche Mittelwerte von  $\Delta^{14}\text{C}$  längs eines Schnittes im westlichen Atlantik: (a) Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von heutigen Randbedingungen (IFG-Experiment) und (b) Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von LGM-Randbedingungen (GFG-Experiment). Die glazial-interglaziale Variation des atmosphärischen Wertes wurde dabei nicht berücksichtigt.  $^{14}\text{C}$ -Alter in Jahren:  $\Delta t \simeq -8033 \ln(1 + \Delta^{14}\text{C}/1000)$ . Konturintervall:  $10\text{‰}$ .

a)



b)

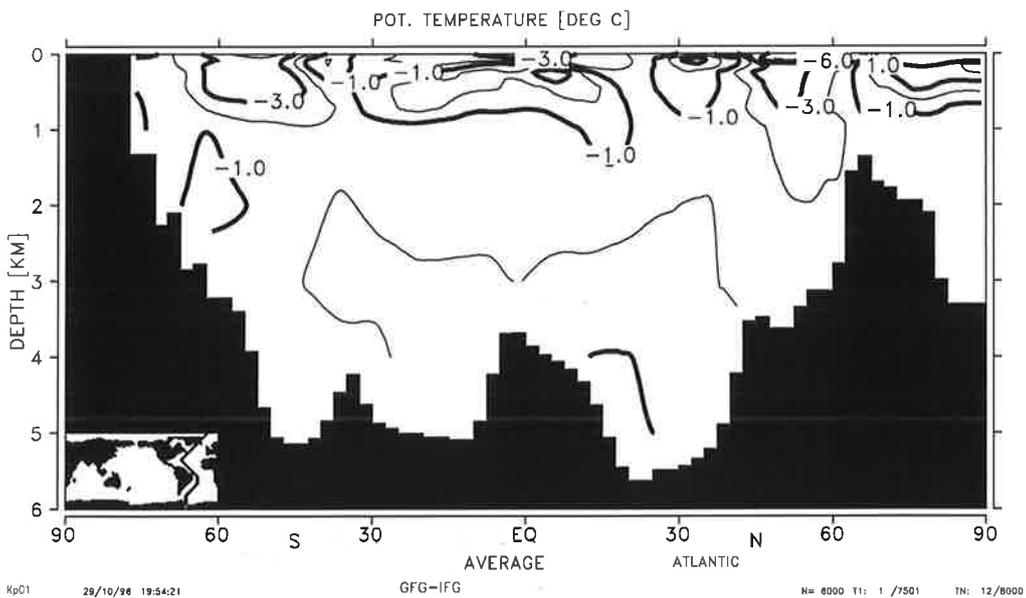
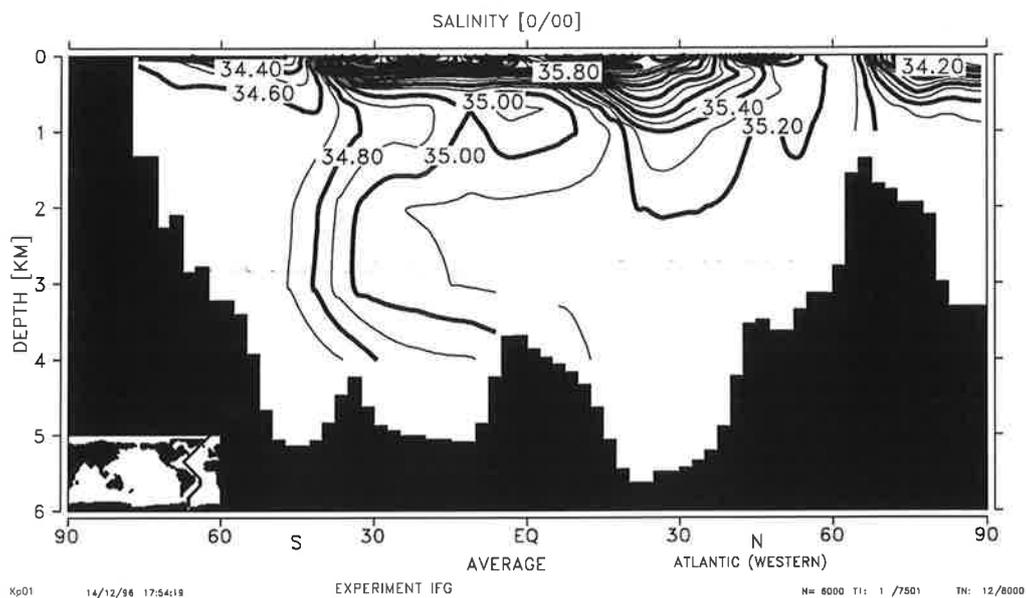


Abbildung 6.3: Jährliche Mittelwerte der potentiellen Temperatur längs eines Schnittes im westlichen Atlantik: (a) Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von heutigen Randbedingungen (IFG-Experiment, Konturintervall:  $1^{\circ}\text{C}$ ) und (b) Anomalie von LGM minus interglazialer Simulation (Differenz zwischen Experiment GFG und IFG, Konturintervall:  $0,5^{\circ}\text{C}$ ).

a)



b)

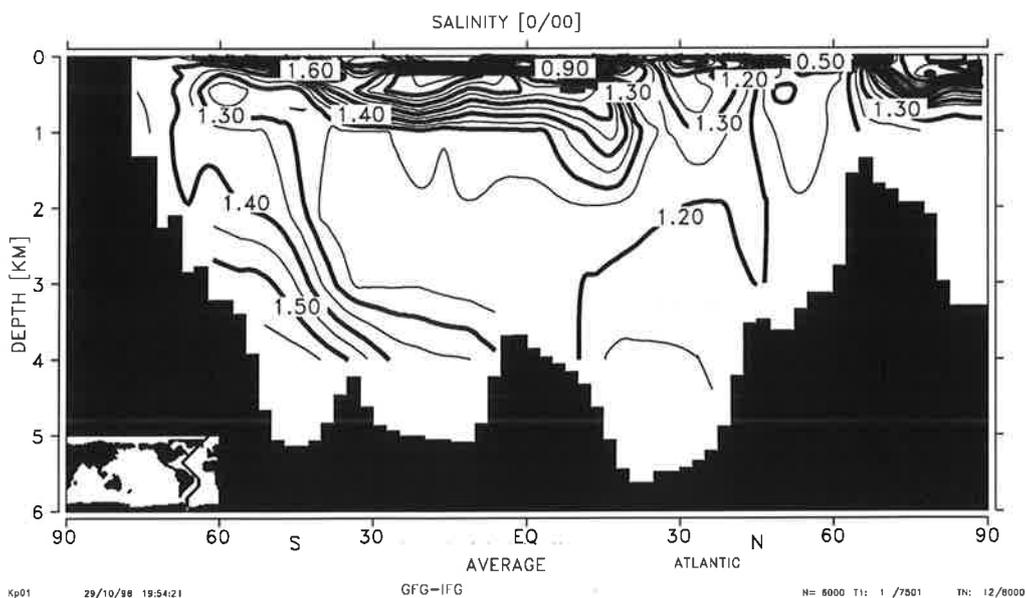
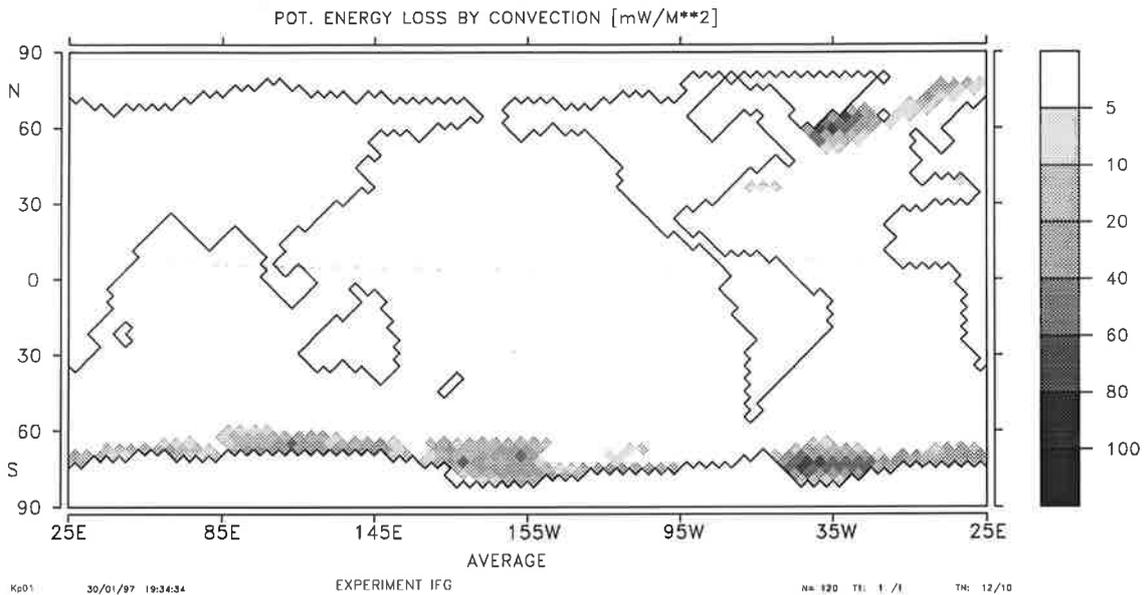


Abbildung 6.4: Jährliche Mittelwerte der Salzgehalte längs eines Schnittes im westlichen Atlantik: (a) Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von heutigen Randbedingungen (IFG-Experiment, Konturintervall: 0,1 psu) und (b) Anomalie von LGM minus interglazialer Simulation (Differenz zwischen Experiment GFG und IFG, Konturintervall: 0,05 psu,  $1\text{‰} = 1 \text{ psu}$ ).

a)



b)

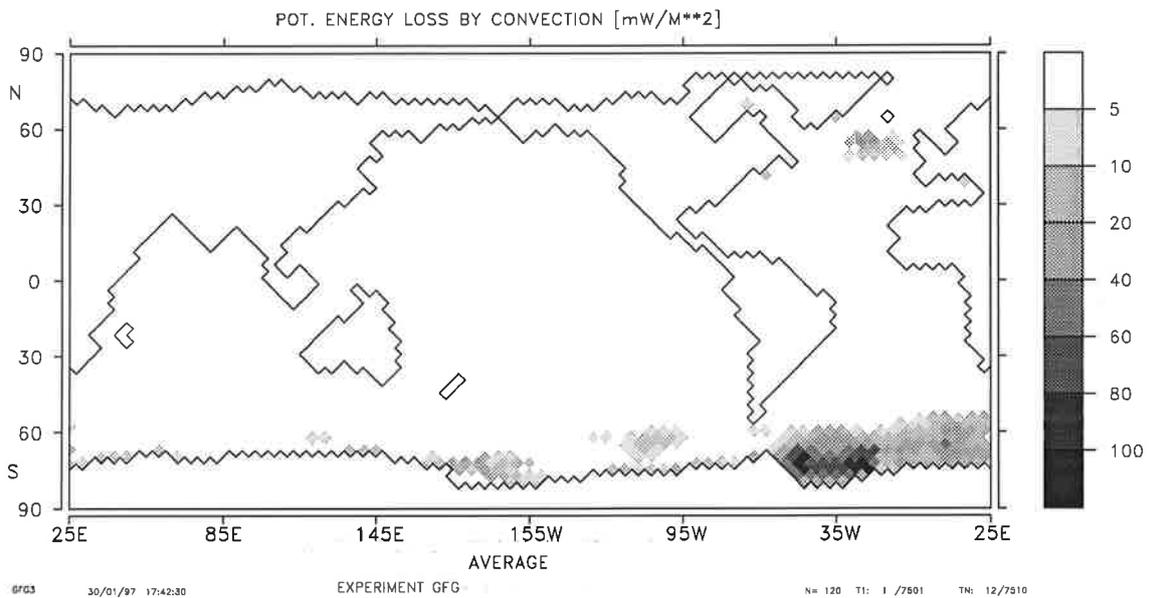


Abbildung 6.5: Jährliche Mittelwerte der konvektionsbedingten Verlustrate der potentiellen Energie. Sie gilt als Maß für die Effektivität der Tiefenwasserbildung: (a) Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von heutigen Randbedingungen (IFG-Experiment) und (b) Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von LGM-Randbedingungen (GFG-Experiment). Einheiten in  $\text{mW m}^{-2}$ .

## 6.2 Experiment IFG - der interglaziale Anfangszustand

In dem Referenzexperiment wurde das Modell mit monatlich gemittelter Windschubspannung des Kontrolllaufes des allgemeinen Zirkulationsmodells der Atmosphäre ECHAM3/T42 [Lorenz *et al.*, 1996], monatlich gemittelten COADS-Lufttemperaturen (Abb. 4.1)[Woodruff *et al.*, 1987] und jährlich gemittelten klimatologischen Meeresoberflächen-Salzgehalten von Levitus [1982] (Abb. 4.2a) in den Gleichgewichtszustand eingeschungen.

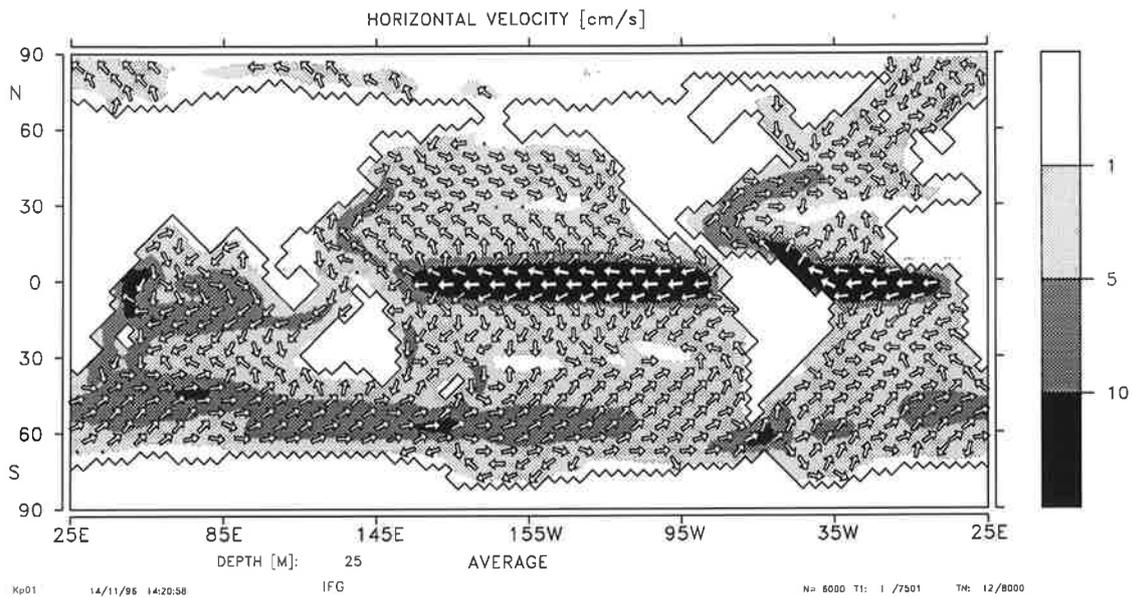
Die wesentlichen Strukturen der simulierten stationären atlantischen (Abb. 6.1a) und pazifischen Ozeanzirkulation entsprechen Ergebnissen aus dem früheren Standardlauf (ATOS1) von Maier-Reimer *et al.* [1993]. Das Modell simuliert ebenfalls die Verteilung von radioaktivem Kohlenstoff (Abb. 6.2a), die allgemein die aus den GEOSECS-Beobachtungsdaten gewonnene beobachtete Verteilung im Weltozean [Stuiver und Östlund, 1980] (Abb. 15 in Maier-Reimer *et al.* [1993]) reproduziert. Abbildungen 6.3a und 6.4a zeigen die Verteilung der potentiellen Temperatur und des Salzgehaltes längs eines Vertikalschnittes des westlichen Atlantischen Ozeans. Um Grönland werden die durch den Golfstrom in den Norden transportierten Wassermassen insbesondere im Winter stark abgekühlt. Durch die damit verbundenen geringen Dichteunterschiede produziert das Modell in diesen Gebieten starke vertikale Durchmischung. Als Maß für die Effektivität kann die konvektionsbedingte Verlustrate von potentieller Energie genommen werden, die in Abbildung 6.5a dargestellt wird. Die Hauptproduktionsgebiete des Tiefenwassers im Nordatlantik befinden sich im Modell etwas südlicher als die in der Realität, die vermutlich überwiegend in der Grönlandsee, Norwegischen See, Islandsee (GIN-See) und Labradorsee liegen. Das im Nordatlantik gebildete salzreiche nordatlantische Tiefenwasser (NADW) breitet sich als kräftiger Strom in 2-3 km Tiefe am westlichen Kontinentalrand südwärts aus (Abb. 6.7a). Die Stärke der südwärtsgerichteten atlantischen Meridionalzirkulation (Abb. 6.1a) wird mit 18 Sv im Vergleich zu Abschätzungen aus Beobachtungen mit Hilfe eines inversen Boxmodells von Macdonald und Wunsch [1996] ( $17 \pm 5$  Sv) realistisch vom Modell wiedergegeben. Unterhalb des NADW simuliert das Modell einen nordwärtsgerichteten Einstrom von kaltem dichtem antarktischen Bodenwasser (AABW), das überwiegend in der Ross- und Weddellsee gebildet wird, mit einem Nettotransport von ungefähr 5 Sv etwas niedriger als die 7 Sv-Abschätzung von Macdonald [1993]. Im Vergleich zu den Beobachtungsdaten von Levitus [1982] sind die vom Modell berechneten Salzgehalte (35,01 psu) und Temperaturen (2,6°C) für den Atlantischen Ozean in Tiefen von größer als 1500 m um 0,13 psu bzw. 0,5°C zu hoch. Abweichungen von den

Beobachtungen im Atlantik lassen sich auf die durch die numerische Diffusion bedingte zu starke Vermischung des NADW mit den umgebenden Wassermassen erklären. Ferner reflektieren die beobachtete Temperatur und der Salzgehalt im Ozean möglicherweise infolge langskaliger Klimavariabilität (wie z.B. die der „kleinen Eiszeit“) nicht zwingend die gegenwärtig beobachteten Oberflächenrandbedingungen. Die sich südwärts ausbreitenden atlantischen Wassermassen vermischen sich mit dem Antarktischen Zirkumpolarstrom (ACC), strömen um das Kap der Guten Hoffnung und gelangen über den indischen Sektor des Südpolarmeeres in den tiefen zentralen Indischen und Pazifischen Ozean. Die pazifische Tiefenzirkulation (Abb. 6.7a) ist durch einen vom Südpolarmeer kommenden tiefen nordwärtigen Wassermassentransport gekennzeichnet (18 Sv im zonalen Mittel bei 30°S). Der mittlere Salzgehalt des tiefen Pazifiks (34.67 psu) befindet sich in Übereinstimmung mit den Beobachtungsdaten, und die simulierte potentielle Temperatur des tiefen Pazifiks beträgt 1,7°C, ca. 0,2°C zu warm im Vergleich zum beobachteten Datensatz von *Levitus* [1982].

Der simulierte Antarktische Zirkumpolarstrom (ACC) liegt mit einem kräftigen Transport von ungefähr 115 Sv durch die Drakestraße (Abb. 6.6a) innerhalb der Schwankungsbreite seiner abgeschätzten natürlichen Variabilität von ca. 110 bis 150 Sv [*Whitworth und Peterson*, 1985; *Macdonald und Wunsch*, 1996]. Ein Teil des rezirkulierenden Transports zum Nordatlantik, der im Modell mit 12 Sv realistisch wiedergegeben wird, erfolgt an der Oberfläche zwischen dem Pazifischen und Indischen Ozean durch die Bandastraße (Abschätzungen aus integrierten hydrographischen Geschwindigkeitsdaten ergaben einen Durchfluß von  $11 \pm 14$  Sv [*Macdonald und Wunsch*, 1996]). Diese Wassermassen gelangen teilweise mit dem Angulhasstrom um das Kap der Guten Hoffnung und weiter mit dem Äquatorialstrom und dem Golfstrom in die Gebiete der nordatlantischen Tiefenwasserbildung. Die Stärke des Golfstromes ist typisch für die Modelle mit der hier verwendeten Auflösung des Gitterabstandes und signifikant zu schwach abgeschätzt.

Die Verteilung des Phosphats in der Oberflächenschicht (Abb. 6.8) ist bestimmt durch die marine Biologie und Zirkulation. Sie gleicht früheren Simulationen mit dem vollen dreidimensionalen Kohlenstoffmodell HAMOCC3 (z.B. [*Maier-Reimer*, 1993; *Winguth et al.*, 1994]) und reproduziert allgemein die beobachtete Verteilung von *Conkright et al.* [1994]. Die östlichen Ränder und äquatorialen Gebiete der Ozeane werden durch hohe biologische Aktivität charakterisiert. Die Verteilung der Vertikalgeschwindigkeit  $w$  aus der 2. Modellschicht in die Deckschicht (Abb. 6.9a), die im wesentlichen rot  $\tau/f$  widerspiegelt (mit der Windschubspannung  $\tau$  und dem Coriolisparameter  $f$ ), sorgt längs der Westküsten für ein reichliches Nährstoffangebot an der Ozeanoberfläche. Sofern diese Nährstoffe nicht durch die biologische Produktion verbraucht wurden, bewirken die simulierten kräftigen

a)



b)

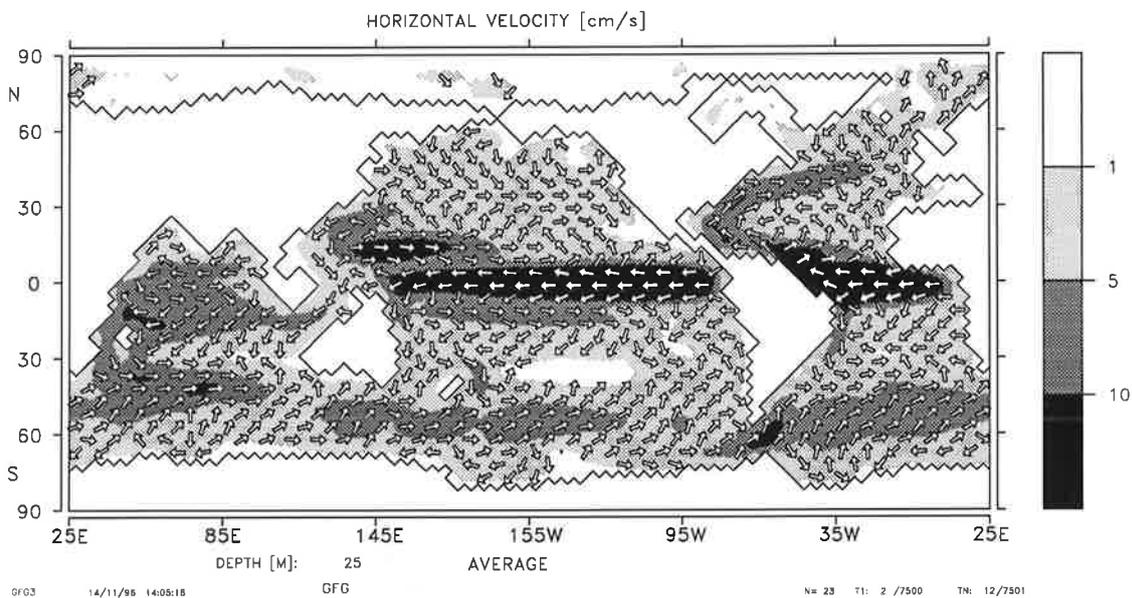
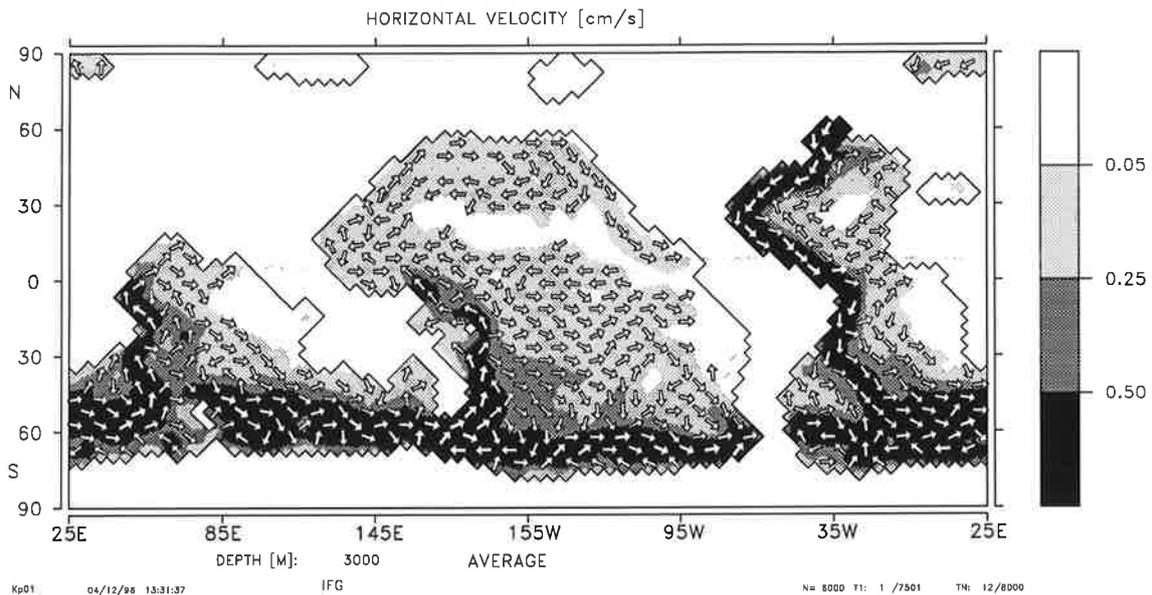


Abbildung 6.6: Jährliche Mittelwerte der horizontalen Geschwindigkeiten an der Ozeanoberfläche: (a) Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von heutigen Randbedingungen (IFG-Experiment) und (b) Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von LGM-Randbedingungen (GFG-Experiment).

a)



b)

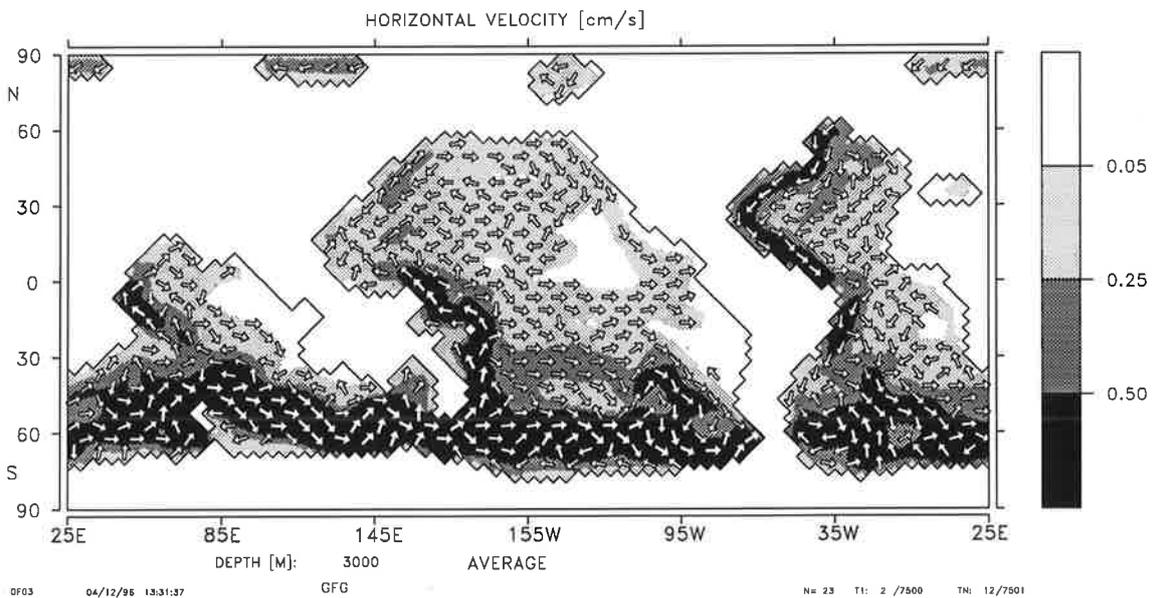
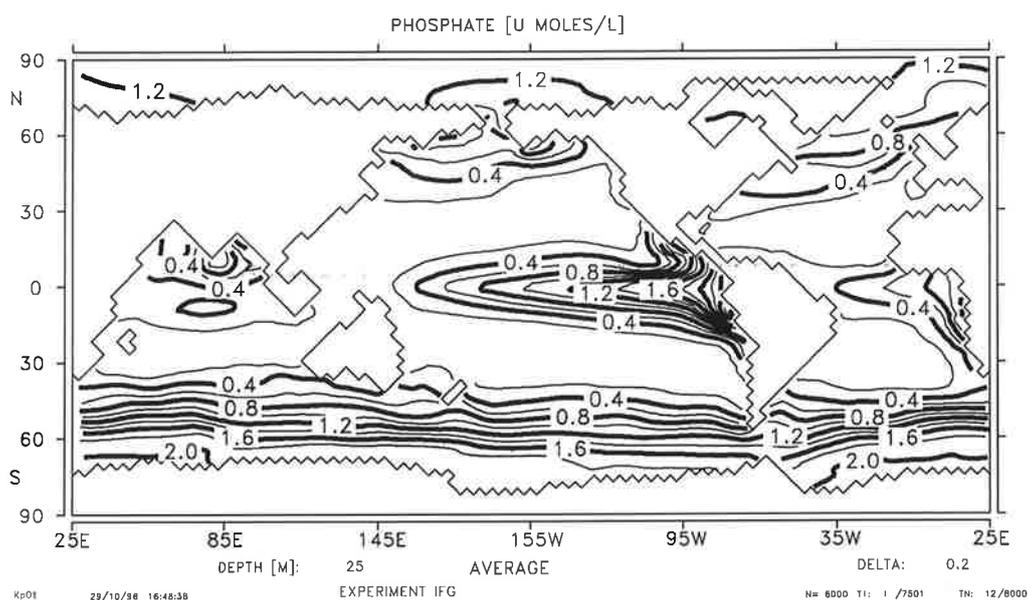


Abbildung 6.7: Jährliche Mittelwerte der horizontalen Geschwindigkeiten in 3000 m Tiefe: (a) Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von heutigen Randbedingungen (IFG-Experiment) und (b) Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von LGM-Randbedingungen (GFG-Experiment).

a)



b)

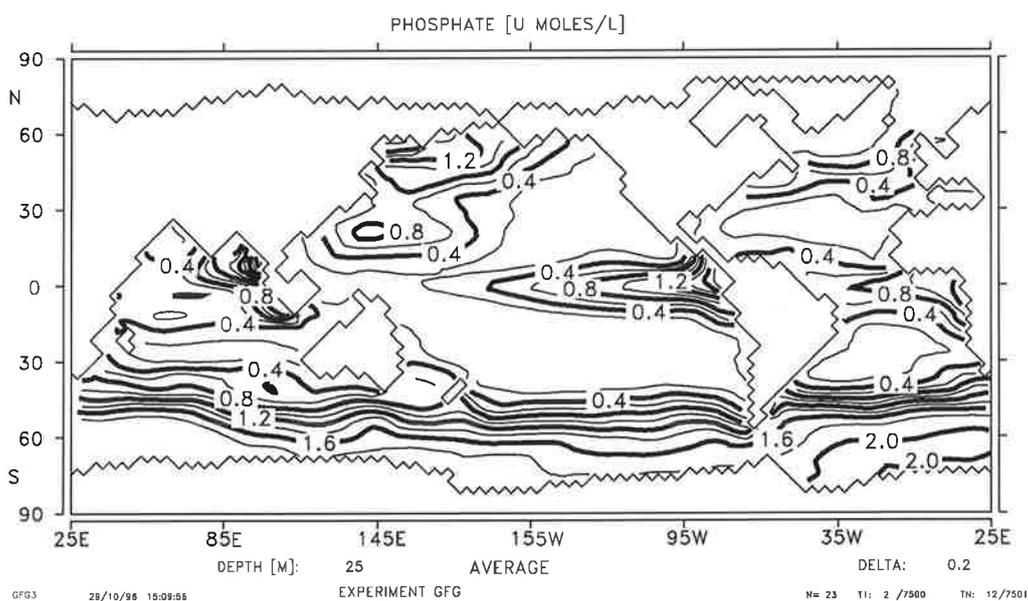
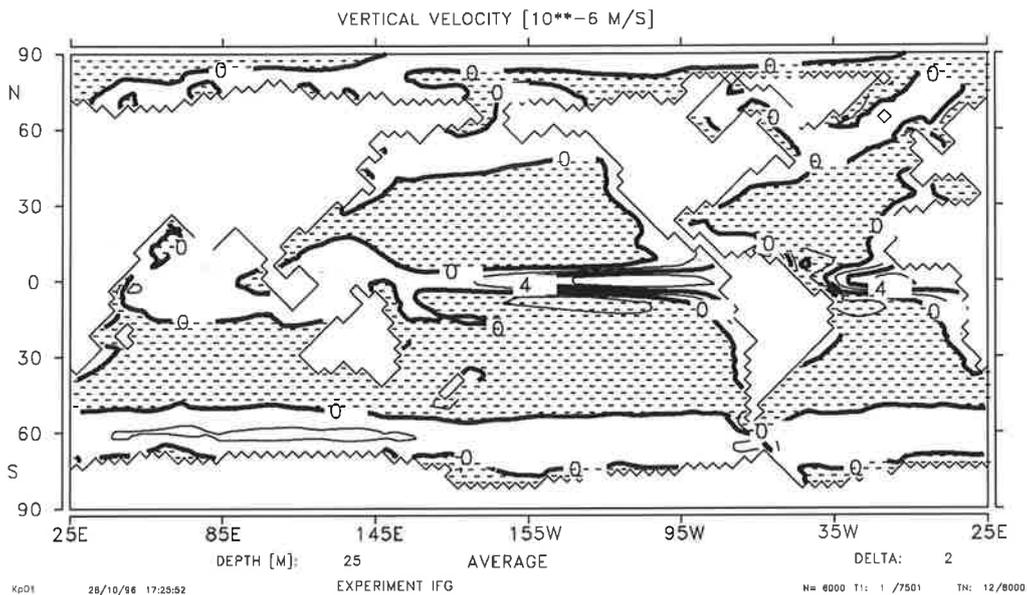


Abbildung 6.8: Jährliche Mittelwerte der Phosphatkonzentration in der Oberflächenschicht: (a) Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von heutigen Randbedingungen (IFG-Experiment) und (b) Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von LGM-Randbedingungen (GFG-Experiment). Konturintervall:  $0,2 \mu\text{mol l}^{-1}$ .

a)



b)

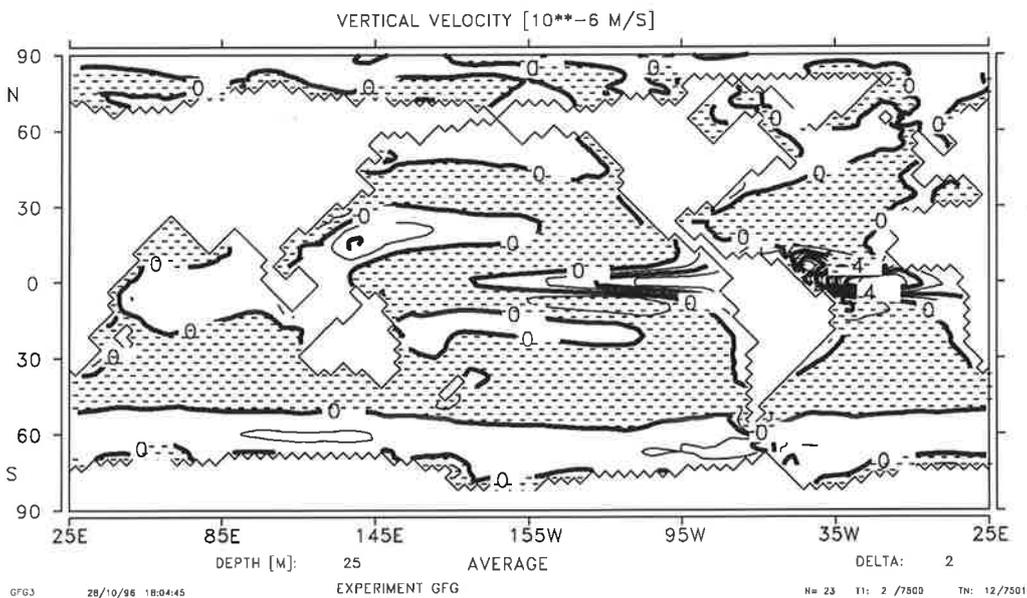


Abbildung 6.9: Jährliche Mittelwerte der Vertikalgeschwindigkeiten zwischen der 1. und 2. Modellschicht: (a) Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von heutigen Randbedingungen (IFG-Experiment) und (b) Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von LGM-Randbedingungen (GFG-Experiment). Konturintervall:  $2 \times 10^{-6} \text{ m s}^{-1}$ .

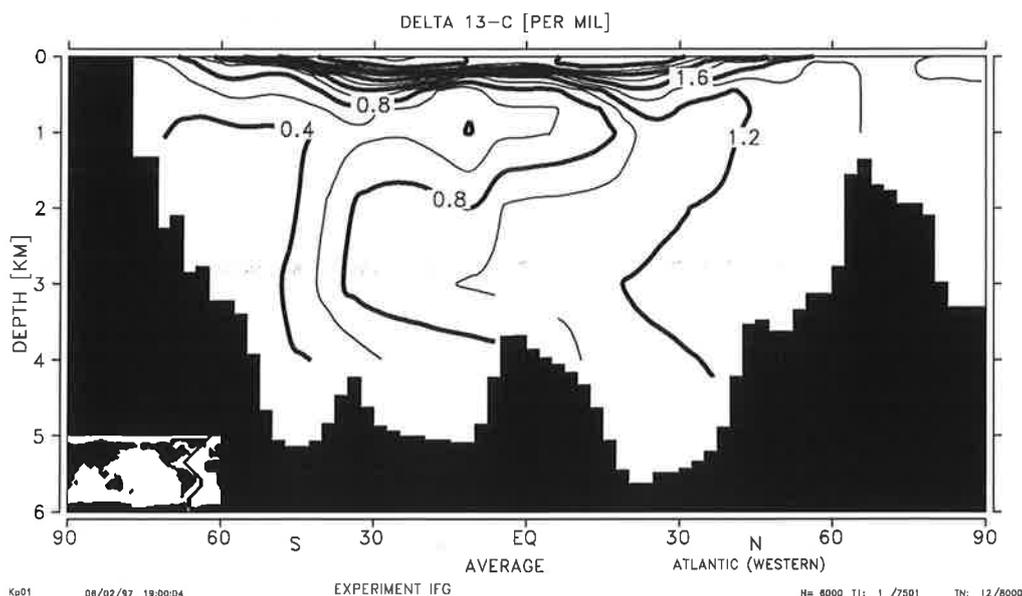


Abbildung 6.10: Jährliche Mittelwerte von  $\delta^{13}\text{C}$  von DIC längs eines Schnittes im westlichen Atlantik: Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von heutigen Randbedingungen (IFG-Experiment, Konturintervall:  $0,2\text{‰}$ ). Vergleiche hierzu Abbildung 1.2a.

Äquatorialströme eine westwärtige Ausbreitung der Nährstoffe von diesen Auftriebsgebieten. Die Subtropen sind gekennzeichnet durch Nährstoffarmut, während hohe Phosphatkonzentrationen in Gebieten mit niedriger solarer Einstrahlung, niedrigen Temperaturen und hohen vertikalen Durchmischungsraten im Winter, wie z.B. im Südpolarmeer, simuliert werden.

Abbildung 6.10 zeigt die vom Modell diagnostisch berechnete  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung für den östlichen Atlantik (dem Gebiet mit der größten Dichte der  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten aus den marinen Sedimentbohrkernen). Die simulierten Gradienten für den modernen Atlantik (Abb. 1.2a) stimmen generell mit den  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten aus DIC [Kroopnick, 1985] überein. Das NADW, dessen Ausbreitung nach Süden vor allem im Westatlantik erfolgt, ist durch hohe  $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnisse und junges  $^{14}\text{C}$ -Alter (Abb. 6.2a) gekennzeichnet. Unterhalb des NADW breitet sich das AABW nordwärts aus. Es ist älter im  $^{14}\text{C}$ -Alter und mit entsprechend höherer Akkumulation von remineralisierten Produkten durch einen niedrigeren  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert charakterisiert. Die östlichen äquatorialen Regionen des Atlantiks und Pazifiks (hier nicht gezeigt) sind durch eine zu stark simulierte Export-

produktion gekennzeichnet, bedingt durch ein Mißverhältnis zwischen der äquatorialen Auftriebsgeschwindigkeit und der angenommenen Zeitkonstante. Der zu schwach simulierte horizontale Export von Nährstoffen führt zu dem „nutrient trapping“ [Najjar *et al.*, 1992], einer Nährstoffakkumulation. Diese Nährstoffakkumulation entsteht durch einen positiven Feedback-Mechanismus, wobei starker Auftrieb von nährstoffreichen Wassermassen zu einer zu starken Exportproduktion führt. Die Zunahme der Exportproduktion führt wiederum zu einem Anwachsen der Remineralisation durch die Zunahme des absinkenden organischen Materials. Damit verbunden steigt das Nährstoffangebot im Auftriebswasser. Durch diese Nährstoffakkumulation simuliert das Modell eine zu kräftige Exportproduktion und ein zu hohes Inventar von organischem Material in den intermediären und tieferen Schichten. Daraus folgen zu niedrig simulierte  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in den äquatorialen Zonen mit hoher biologischer Produktivität. Die Einführung eines Planktonmodells würde diesen Fehler erheblich reduzieren [Six und Maier-Reimer, 1996], hätte jedoch mit der Einführung von mehr Tracern und Biogeochemie einen höheren numerischen Aufwand insbesondere für das inverse Modell zur Folge.

Abbildung 6.11a zeigt ein Histogramm der Abweichungen zwischen den  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen von epibenthischen Foraminiferenschalen [Sarnthein *et al.*, 1994] und den simulierten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten im Atlantik. Es werden dazu die Modellboxen zum Vergleich herangezogen, die in unmittelbarer Nachbarschaft zu der geographischen Position des Sedimentkerns liegen, aus dem die Foraminiferenschalen gewonnen wurden. Die meisten Abweichungen haben einen Fehler in der Größenordnung der Beobachtungsdaten, welcher hier mit  $\pm 0,2\text{‰}$  angenommen wird. Dieser Fehlerbereich ist in Anlehnung an LeGrand und Wunsch [1995] gewählt und beruht auf den Abweichungen zwischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten von DIC und  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der Foraminiferenschalen (siehe Kapitel 5). Der gewichtete mittlere quadratische Fehler zwischen den  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten und den simulierten Werten liegt bei  $0,34\text{‰}$  (Tabelle 6.2), etwas höher als der Fehler der Beobachtungsdaten. Die Gewichte  $\gamma$  ergeben sich, wie in Abschnitt 7.2 beschrieben, aus dem Abstand der Modellboxen zu der Position, auf der der Sedimentkern gewonnen wurde. Gebiete hoher Übereinstimmung zwischen Beobachtungsdaten und modellierten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten sind der westliche und nördliche Atlantik, während die größten Abweichungen in den Gebieten mit hoher Produktivität u.a. aufgrund der oben beschriebenen Nährstoffakkumulation zu beobachten sind. Jedoch sind in diesen Regionen auch die  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten, wie in Kapitel 5 näher erläutert, vergleichsweise zu den anderen Regionen mit größeren Unsicherheiten verbunden. Die Abweichungen zwischen der globalen Verteilung des foraminiferischen  $\delta^{13}\text{C}$  (Abb. 3.1a) und den modellierten Werten werden in Abb. 6.12a wiedergegeben. Im Indischen und Pazifischen Ozean ist die Übereinstimmung zwischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten

Breiten- gürtel	Experiment						
	IFG	GFG	GFGWSN	GFGP1	GFGM1	GFGHW	GFGSW
60°- 45°N	0,25	0,34	0,34	0,38	0,36	0,34	0,41
45°- 30°N	0,19	0,24	0,24	0,35	0,30	0,26	0,26
30°- 15°N	0,15	0,26	0,26	0,30	0,22	0,26	0,35
15°- 0°N	0,29	0,52	0,52	0,47	0,69	0,50	0,52
0°- 15°S	0,71	0,67	0,68	0,78	0,77	0,66	0,66
15°- 30°S	0,73	0,38	0,39	0,42	0,41	0,40	0,41
30°- 45°S	0,10	0,74	0,74	0,85	0,74	0,78	0,76
45°- 60°S	0,04	0,56	0,56	0,68	0,50	0,59	0,57
Atlantik	0,34	0,43	0,43	0,44	0,51	0,42	0,45

Tabelle 6.2: RMS („Root mean square“)-Differenz zwischen den simulierten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten der sieben Sensitivitätsexperimente und den  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten von *Sarnthein et al.* [1994].

und -Modellwerten im Vergleich zum Atlantik geringer. Die Abweichungen begründen sich teilweise durch die in diesen Ozeanen geringe Dichte der Beobachtungsdaten von  $\delta^{13}\text{C}$  in der Tiefsee und durch die zum Modellantrieb verwendeten Randbedingungen an der Meeresoberfläche. Die leicht negative Verschiebung der Maxima in Abb. 6.12a um 0,1-0,2‰ zwischen Atlantik und Pazifik kann durch die Vernachlässigung des Gasaustausches erklärt werden.

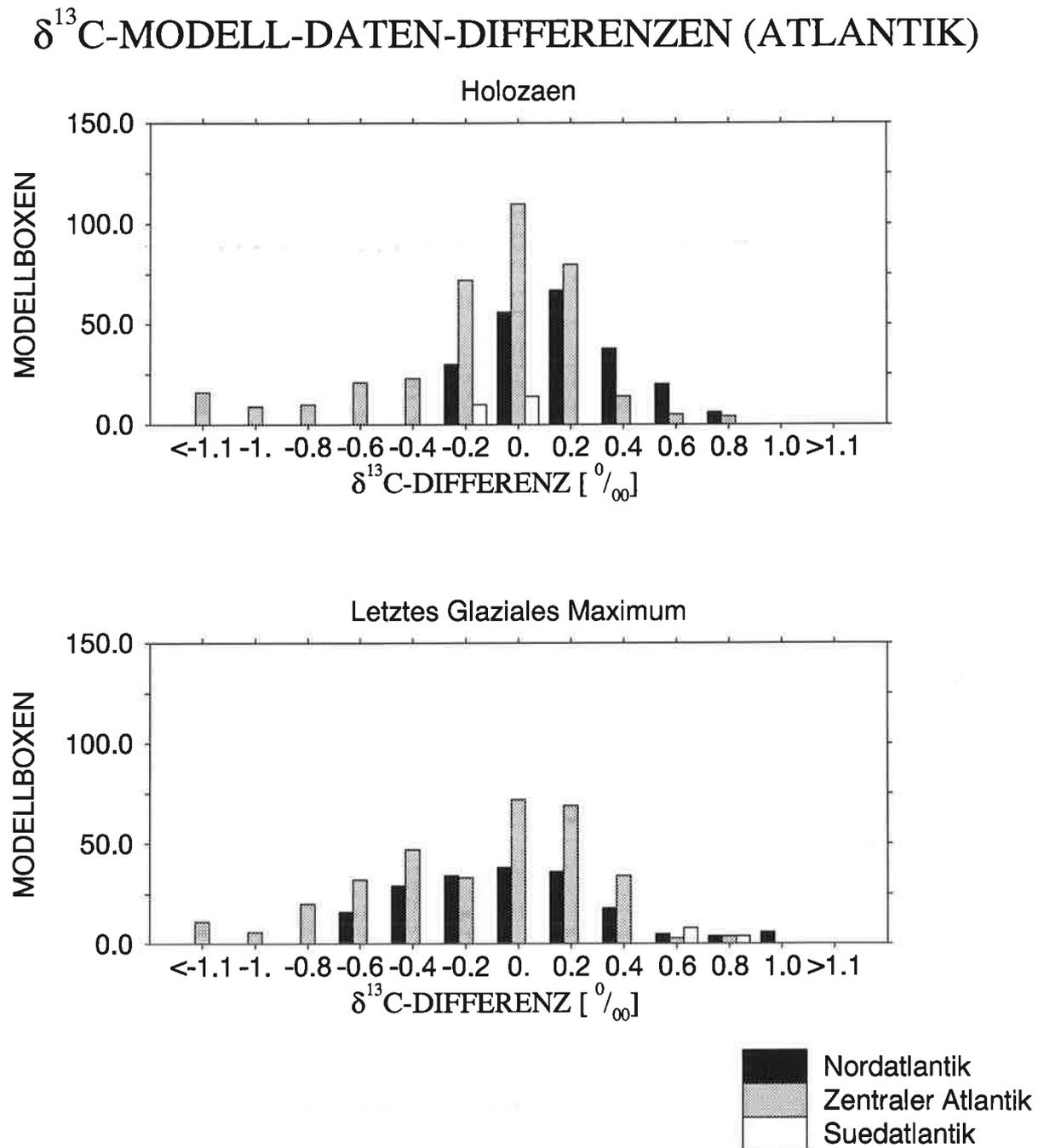


Abbildung 6.11: Histogramm der Differenzen zwischen den  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten aus Foraminiferenschalen von *Sarnthein et al.* [1994] und den durch das OGCM simulierten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten im nördlichen (schwarz), zentralen ( $30^\circ\text{N}$  bis  $30^\circ\text{S}$ , grau) und südlichen Atlantik (weiß): (a) Holozän und (b) letztes glaziales Maximum.

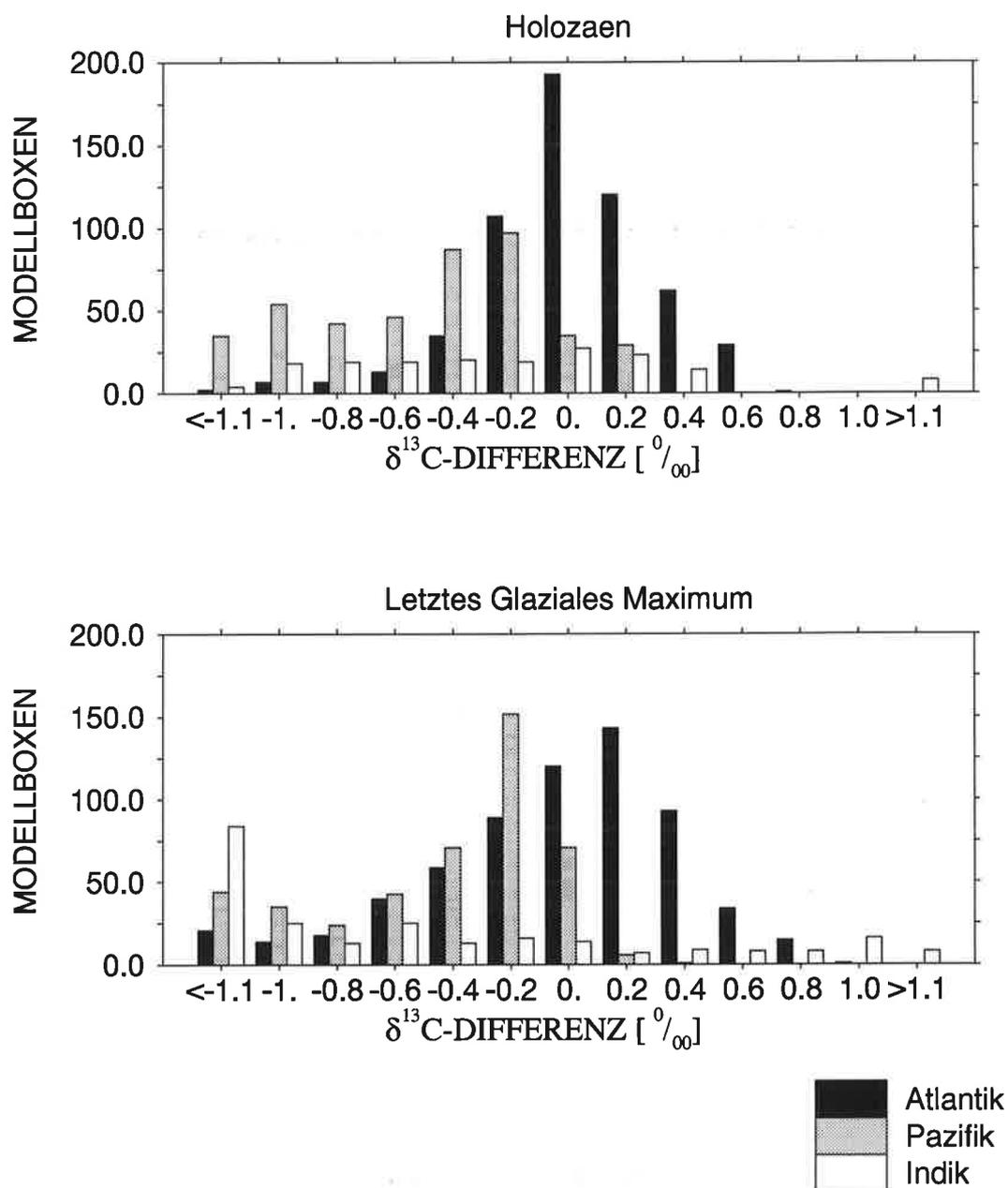
$\delta^{13}\text{C}$ -MODELL-DATEN-DIFFERENZEN (GLOBAL)

Abbildung 6.12: Histogramm der Differenzen zwischen den  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten aus Foraminiferenschalen von *Michel et al.* [1995] für das Tiefenwasser und den durch das OGCM simulierten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten im Atlantik (schwarz), Pazifik (grau) und Indik (weiß): (a) Holozän und (b) letztes glaziales Maximum.

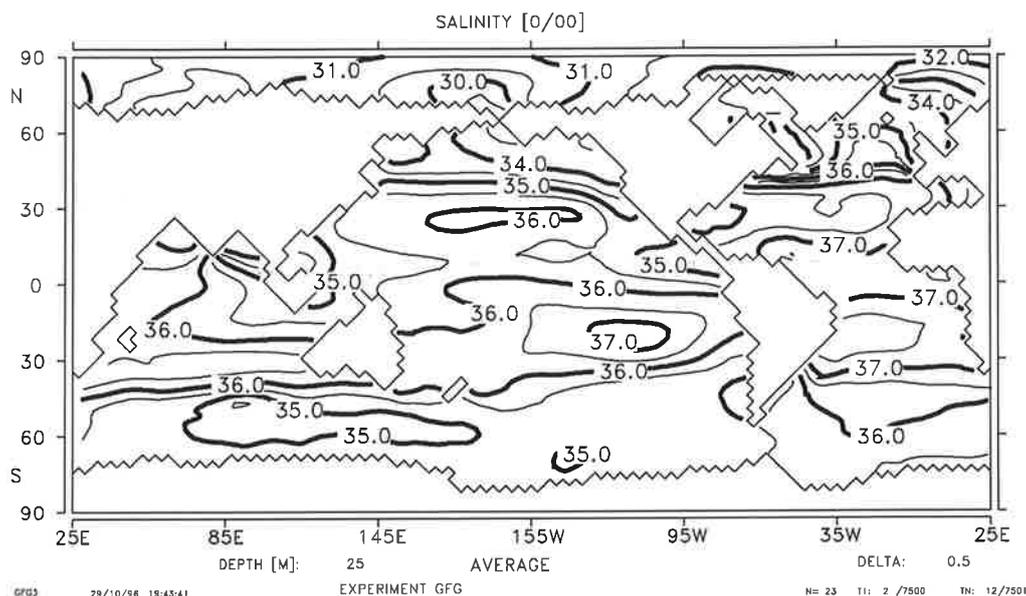
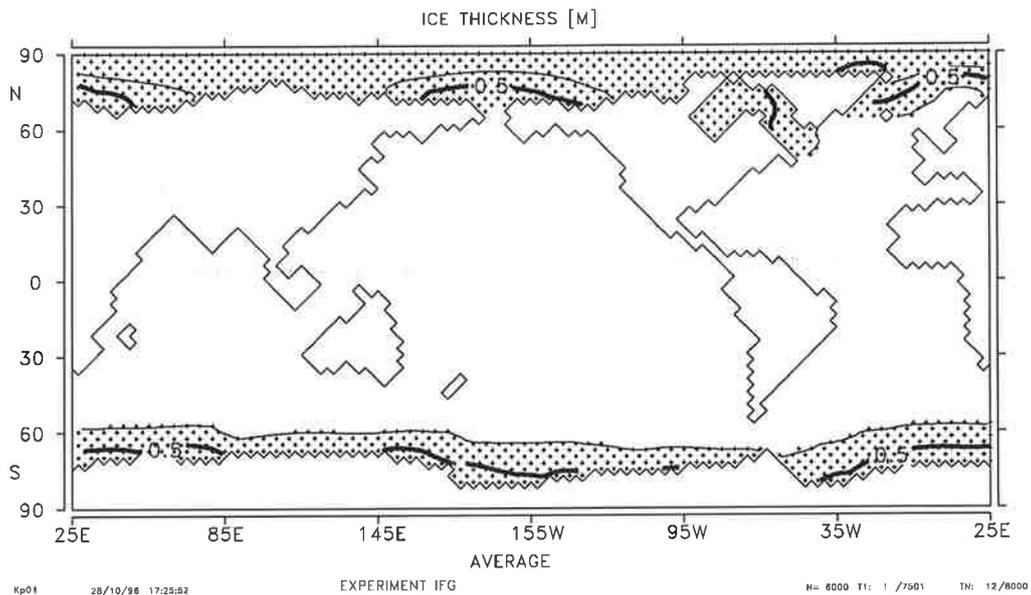


Abbildung 6.13: Jährliche Mittelwerte der Salzgehalte der ersten Modellschicht simuliert durch das OGCM (GFG-Experiment). Konturintervall: 0,5 psu ( $1\text{‰} = 1 \text{ psu}$ ).

### 6.3 Experiment GFG - der glaziale Anfangszustand mit PMIP-Randbedingungen

Zur Rekonstruktion einer Glazialzirkulation, die mit der aus Analysen von foraminiferischen Schalen gewonnenen  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung [Sarnthein et al., 1994; Michel et al., 1995] kompatibel ist, wurde das Modell mit den in Kapitel 4 beschriebenen LGM-Randbedingungen an der Meeresoberfläche in den Gleichgewichtszustand eingeschwenkt. Als glaziale Randbedingungen wurden vorgeschriebene 2-m-Temperaturen und Windschubspannungen der PMIP-Experimente aus dem 21 000 Jahre B.P.-Modellauf des allgemeinen Zirkulationsmodells der Atmosphäre ECHAM3/T42 [Lorenz et al., 1996] sowie rekonstruierte glaziale Salzgehalte [Duplessy et al., 1991; Duplessy et al., 1996] verwendet. Das mit diesen Randbedingungen angetriebene Modell erzeugt eine nordatlantische Meridionalzirkulation, die stärker als die im IFG-Experiment ist und steht damit im Widerspruch zu den Hinweisen aus den Analysen von  $\delta^{13}\text{C}$  und Cd/Ca einer abgeschwäch-

a)



b)

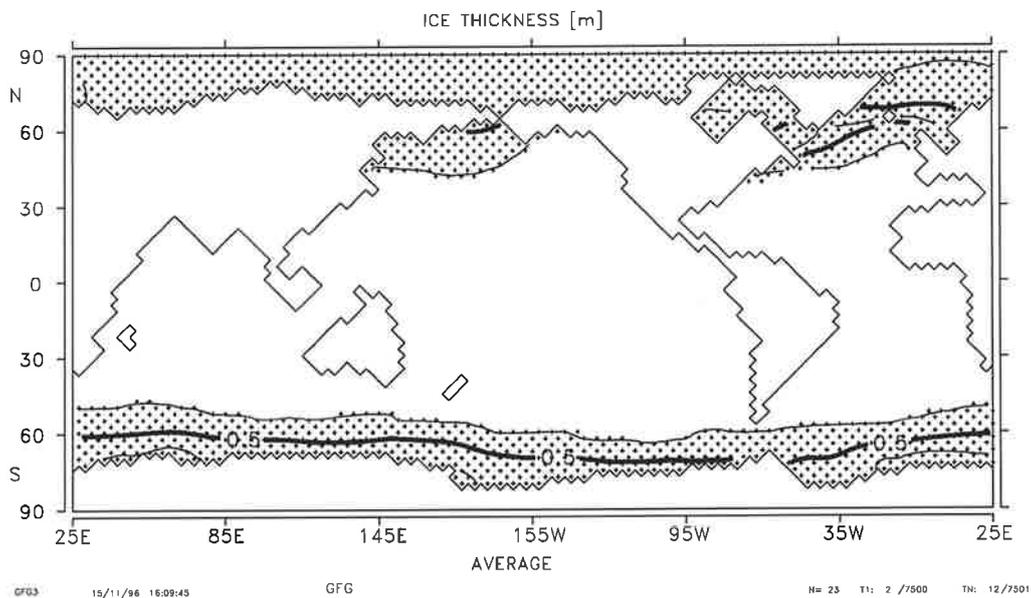


Abbildung 6.14: Jährliche Mittelwerte der Meereisdicke: (a) Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von heutigen Randbedingungen (IFG-Experiment) und (b) Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von LGM-Randbedingungen (GFG-Experiment). Konturintervall: 0,5 m.

ten thermohalinen Zirkulation während der letzten Eiszeit (siehe Kapitel 1 und 2). Diese Diskrepanzen reflektieren, abgesehen von Modell- und Datenfehlern, u.a. das starke Mißverhältnis der Anzahl der verfügbaren Daten in der Größenordnung von  $O(100)$  zu der Anzahl der benötigten Salzgehaltsrandbedingungen in der Größenordnung von  $O(3000)$ . Zur Anpassung der Zirkulation in Richtung eines Anfangszustandes mit minimalem  $\delta^{13}\text{C}$ -Abstand zwischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten und -Modellwerten wurden durch zusätzliche Anomalien die rekonstruierten LGM-Oberflächensalzgehaltsfelder modifiziert. Eine negative Anomalie von  $-0,5$  psu nördlich von  $50^\circ\text{N}$  und eine positive Anomalie von  $+0,75$  psu südlich von  $50^\circ\text{S}$  wurden mit einem linearen Übergang auf die vorgeschriebenen LGM-Salzgehalte addiert. Diese Korrekturen liegen im Bereich der Schwankungsbreite der Fehler, die für die Salzgehaltsrekonstruktionen angenommen werden können (siehe u.a. Abschnitt 2.4.3; [Duplessy et al., 1991; Fichefet et al., 1994; Mikolajewicz, 1996]). Die Salzgehaltsfelder in der oberen 50 m dicken Modellschicht (Abb. 6.13b) zeigen mit der bei  $40^\circ\text{N}$  verlaufenden 37 psu-Isolinie und der bei ca.  $60^\circ\text{N}$  südlich von Island liegenden 35 psu-Isolinie eine hohe Übereinstimmung mit der aus den Salzgehaltsrekonstruktionen gewonnenen Abbildung 2 in Labeyrie et al. [1992].

Die vom Modell simulierte Meereisausdehnung des interglazialen und des glazialen Experimentes wird in Abbildung 6.14 a und b dargestellt. Im GFG-Experiment breitet sich aufgrund der niedrigeren Temperaturen in der Deckschicht die eisbedeckte Fläche im Nordatlantik verträglich mit CLIMAP [1981] bis  $50^\circ\text{N}$  aus. Die simulierte mittlere Eisdicke im Arktischen Ozean und Nordpolarmeer nimmt dabei nur geringfügig zu, was durch geologische Abschätzungen aus Analysen mariner Sedimentbohrkerne unterstützt wird, die die glazial-interglazialen Änderungen der Meereisdicke als gering ausweisen [Thiede, pers. Mitt.]. Die Sedimentbohrkerne beinhalten Ablagerungen von Partikeln, die in den Eisschollen eingeschlossen waren, so daß von der Partikelhäufigkeit auf die Mächtigkeit der Eisschicht rückgeschlossen werden kann. Es gibt jedoch Hinweise, daß der Eisbedeckungsgrad innerhalb der Meereisgebiete, der derzeit mit ca. 90% abgeschätzt wird, während des LGM bis zu 100% reichte [Thiede, pers. Mitt.].

Durch die südwärtige Verlagerung der simulierten Eiskante und eine Abschwächung des Norwegischen Stromes (Abb. 6.6b), der warme salzreiche Wassermassen nordwärts transportiert, verlagert sich das Zentrum der Tiefenwasserbildung (Abb. 6.5b) südlich Islands. Diese Verlagerung wurde schon von Labeyrie et al. [1992] und Sarnthein et al. [1994] mit Hilfe von  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten vermutet. Die Zirkulation des nordatlantischen subtropischen Wirbels nimmt an Intensität zu und verlagert sich ebenfalls etwas südwärts durch die stärkere glaziale atmosphärische Westwinddrift. Infolgedessen erreicht der Nordatlantische Strom im GFG-Experiment Europa nahe der Biskaya, während er im

	Experiment						
	IFG	GFG	GFGWSN	GFGP1	GFGM1	GFGHW	GFGSW
Wärmefluß [PW]							
Nordatlantik	0,89	0,72	0,58	1,08	0,46	0,54	0,78
rel. konv. $E_{pot}$ [%]							
ACC/Global	69	86	89	70	92	87	87
Transporte [Sv]							
Atlantik	-17,5	-7,9	-7,8	-20,7	-1,4	-7,3	-10,7
Pazifik	17,3	25,3	22,6	26,5	24,8	19,7	25,6
Indik	12,9	10,2	11,1	12,1	8,8	10,2	10,6
Drakestraße	112,3	125,8	126,5	114,8	131,5	121,5	137,4
pot. T [°C]							
> 1500m	1,96	0,74	0,87	0,82	0,80	0,79	0,86
Global	3,78	2,26	2,31	2,22	2,38	2,40	2,32
S [psu]							
> 1500m	34,78	36,15	36,13	36,26	36,13	36,21	36,12
Global	34,80	36,13	36,10	36,22	36,12	36,19	36,10

Tabelle 6.3: Integrierte Wärmeflüsse bei 30°N, Verhältnis der Freisetzung von potentieller Energie durch Konvektion vom Südpolarmeer zum globalen Ozean, zonal integrierte Transporte bei 30°S zwischen 1500 m und 3500 m Tiefe, potentielle Temperaturen und Salzgehalte für die sieben Sensitivitätsexperimente. Nordwärtige bzw. ostwärtige Transporte haben positive Werte.

IFG-Experiment weiter nördlich längs der britischen Inselgruppe in die GIN-See fließt. Wie im IFG-Experiment bleibt jedoch dem Stromsystem im glazialen Experiment eine nordwärtige Komponente längs der norwegischen Küste und damit ein Wärmetransport in die polare Region erhalten. Ähnliche Änderungen wurden auch bei LGM-Experimenten mit einem regionalen OGCM [Seidov *et al.*, 1996] und mit der LSG-Version von Seidov und Paul [1997] simuliert.

Die antarktische Meereisbedeckung dehnt sich bis 50°S aus und ist, in Übereinstimmung mit Cooke und Hays [1982], ungefähr doppelt so groß wie die gegenwärtige Ausdehnung des Meereises. Durch die Zunahme der Salzgehalte und die niedrigeren Temperaturen ist die simulierte glaziale Tiefenwasserbildung im Südpolarmeer im Vergleich zum heutigen Zustand deutlich verstärkt. In Tabelle 6.3 wird der Anteil der durch Konvektion freigesetz-

ten potentiellen Energie des Südpolarmeeres zu dem des globalen Ozeans dargestellt. Im GFG-Experiment nimmt er auf 86% zu und ist damit 17% höher als im IFG-Experiment mit heutigen Randbedingungen. Verursacht durch eine ca. 10% stärkere glaziale Windschubspannung (Abb. 4.3) und verstärkte Bildung von antarktischem Bodenwasser wächst im Modell der Transport durch die Drakestraße um 10 Sv auf 125 Sv an, verträglich mit Ergebnissen der Sensitivitätsstudien von *Klinck und Smith* [1993]. Der Transport durch die Bandastraße verstärkt sich nicht wesentlich, jedoch schwächt sich der windgetriebene subtropische Wirbel im nördlichen Pazifik so stark ab, daß der Kuroshio seine Richtung wechselt und längs der südostasiatischen Küste südwärts fließt. Diese Änderungen werden durch die geologischen Befunde nicht bestätigt [*Crowley*, pers. Mitt.] und sind Folge eines möglicherweise überschätzten Temperaturgradienten zwischen der Meeresoberfläche und dem Land, der die in Abschnitt 4.1 diskutierten Unsicherheiten der rekonstruierten Meeresoberflächentemperaturen von *CLIMAP* [1981] widerspiegelt.

Die simulierten glazial-interglazialen Temperatur- und Salzgehaltsanomalien werden in den Abbildungen 6.3b und 6.4b dargestellt. Die Temperaturen im tiefen Atlantik sind im GFG-Experiment ca. 2°C niedriger als im IFG-Experiment, welches in guter Übereinstimmung zu früheren Abschätzungen der glazial-interglazialen Temperaturänderung von ca. 2-3°C steht [*Labeyrie et al.*, 1987]. Verbunden mit nordwärtsgerichtetem Vordringen von kaltem und zum IFG-Experiment vergleichsweise salzreicherem AABW in den tiefen südlichen und tropischen Atlantik nimmt der Salzgehalt im tiefen Atlantik gegenüber dem IFG-Experiment um 1,29 psu auf 36,3 psu zu. Abbildung 6.1b zeigt die meridionale Zirkulation im Atlantik, die mit einem verminderten Ausstrom von NADW von 14 Sv bei 30°N in den Süden halb so groß wie im IFG-Experiment und verträglich zu den geologischen Befunden ist [*Curry und Lohmann*, 1983; *Boyle und Keigwin*, 1987; *Duplessy et al.*, 1988; *Sarnthein et al.*, 1994]. Die Stärke des Transportes ist ca. 3 Sv höher als Abschätzungen durch das zonal gemittelte Modell von *Fichefet et al.* [1994] und 6 Sv höher als Abschätzungen von *Seidov und Paul* [1997], die ebenfalls Sensitivitätsexperimente mit dem LSG mit glazialen und interglazialen Randbedingungen durchführten. Generell entspricht das Strömungsmuster des GFG-Experimentes dem des interglazialen Experimentes von *Seidov und Paul* [1997]. Diese Differenzen sind durch die Wahl verschiedener Randbedingungen der Temperatur an der Meeresoberfläche zu erklären, die ausführlich in *Maier-Reimer et al.* [1993] beschrieben wurden. Der südwärtige Ausstrom des atlantischen Tiefenwassers beträgt um ca. 8 Sv bei 30°S (7 Sv höher als bei *Seidov und Paul* [1997]) und ist damit ungefähr halb so groß wie der entsprechende Transport im IFG-Experiment. Diese Änderungen der Zirkulation spiegeln sich auch in den gegenüber dem IFG-Experiment auftretenden Differenzen der  $\Delta^{14}\text{C}$ -Verteilung wider. Im

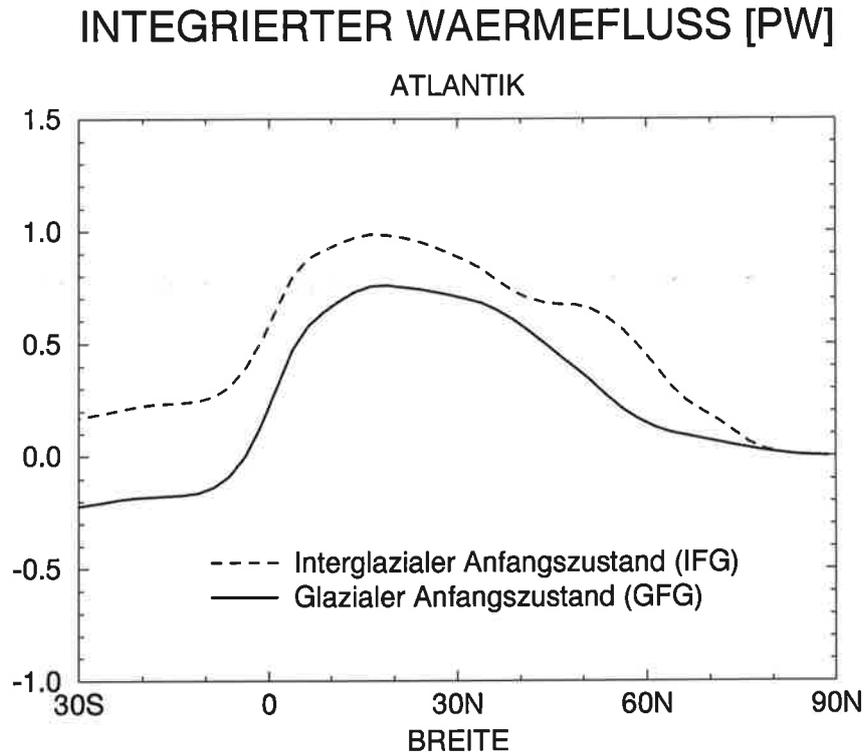


Abbildung 6.15: Jährliche Mittelwerte des integrierten atlantischen Wärmeflusses von Süd nach Nord: Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von heutigen Randbedingungen (IFG-Experiment, gestrichelte Linie) und Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von LGM-Randbedingungen (GFG-Experiment, durchgezogene Linie). Positive Werte bezeichnen nordwärtigen Wärmetransport.

GFG-Experiment ist das  $^{14}\text{C}$ -Alter im tiefen Atlantik vergleichsweise höher, was durch ein stärkeres Vordringen des AABW mit relativ zum NADW hohem  $^{14}\text{C}$ -Alter erklärt werden kann (Abb. 6.2).

Der zonal integrierte Wärmefluß von  $90^\circ\text{N}$  bis  $30^\circ\text{S}$  im Atlantischen Ozean wird in Abbildung 6.15 dargestellt. Im interglazialen Referenzexperiment sind nur positive Werte vorzufinden, d.h. der Wärmetransport ist durchweg nach Norden gerichtet. Im Experiment unter Eiszeit-Randbedingungen vermindert sich der nordwärtige Transport auf der Nordhalbkugel um ca. 20% auf 0,7 PW bei  $30^\circ\text{N}$ . Im Südatlantik wechselt der integrierte Wärmefluß durch eine Absenkung (um 0,3 PW bei  $30^\circ\text{S}$ ) sein Vorzeichen. Ähnliche Ergebnisse wurden in früheren Experimenten mit einem zonal gemittelten OGCM [Fichefet *et al.*, 1994] erzielt.

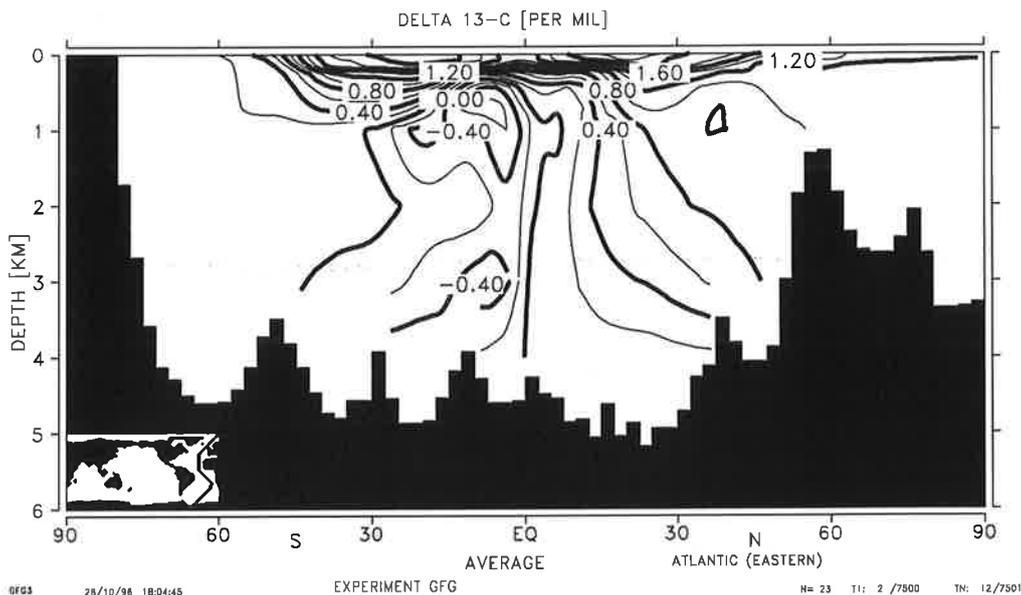


Abbildung 6.16: Jährliche Mittelwerte von  $\delta^{13}\text{C}$  von DIC längs eines Schnittes im östlichen Atlantik: Simulation mit dem OGCM unter Verwendung von LGM-Randbedingungen (GFG-Experiment, Konturintervall:  $0,2\text{‰}$ ). Vergleiche hierzu Abbildung 1.2b.

Die Zunahme der Bildung von AABW verursacht ebenfalls einen verstärkten nordwärtigen Einstrom von Tiefenwassermassen in den Pazifik (Abb. 6.7b). Die Verstärkung der Tiefenzirkulation im Pazifik weicht jedoch von den  $^{14}\text{C}$ -Daten von *Shackleton et al.* [1988] und *Broecker et al.* [1988] ab, die auf eine Abnahme der Ventilation hindeuteten. Geringe Datendichte und starke Unsicherheiten der Oberflächenrandbedingungen, insbesondere fehlende LGM-Salzgehaltsinformationen aus dem Nordpazifik und weiten Teilen des Südpolarmeeres, tragen erheblich zu diesen Differenzen bei. Der tiefe Pazifik kühlt durch die glazialen Randbedingungen um  $0,7^\circ\text{C}$  auf  $1,0^\circ\text{C}$  ab, was eine Abschwächung des Gradienten zwischen Atlantik und Pazifik zur Folge hat. Der Salzgehalt nimmt im Pazifik um  $1,4\text{ psu}$  auf  $36,07\text{ psu}$  zu und vermindert damit die Salzgehaltsdifferenz zwischen tiefem Atlantik und tiefem Pazifik im GFG-Experiment (im Vergleich zum IFG-Experiment um  $32\%$ ). Der simulierte mittlere globale Salzgehalt nimmt um  $1,33\text{ psu}$  auf  $36,13\text{ psu}$  zu (Tab. 6.3), ca.  $0,29\text{ psu}$  höher als Abschätzungen von *Duplessy et al.* [1991], die im Einklang mit den Rekonstruktionen des glazialen Meeresspiegelniveaus von *Fairbanks* [1989] sind. Die Änderungen des mittleren Salzgehaltes reflektieren in diesem Experiment nahezu linear

die Änderungen der vorgeschriebenen Oberflächensalzgehalte.

Das Absinken des Wasserstandes während des LGM um ca. 120 m [Fairbanks, 1989] bewirkte eine allgemeine Zunahme der Konzentrationen von Spurenstoffen im Ozean. Der globale Mittelwert der Phosphatkonzentration wurde im GFG-Experiment deshalb gegenüber dem des IFG-Experimentes um 3% erhöht. Im Vergleich mit dem IFG-Experiment zeigt die glaziale Phosphatverteilung (Abb. 6.8b) im tropischen östlichen Atlantik hohe Konzentrationen an der Oberfläche durch die Zunahme des durch Ekman-Transport induzierten Auftriebs um 20% (Abb. 6.9b). Im tropischen Pazifik nimmt die Phosphat-Verteilung gegenüber dem IFG-Experiment durch eine Abschwächung des windinduzierten Auftriebs von nährstoffreichen Wassermassen aus den tieferen Schichten ab. Die tropische Ekmanzelle im Pazifik hat infolge der vom AGCM simulierten schwächeren Hadleyzelle vergleichsweise an Stärke abgenommen. Während die Zunahme des Auftriebs im tropischen Atlantik mit den geologischen Rekonstruktionen übereinstimmt (z.B. [CLIMAP, 1981; Sarnthein et al., 1988; Yu et al., 1996]), stehen die für den Pazifik simulierten niedrigen Werte im Widerspruch zu den von Farrell et al. [1995] abgeschätzten glazialen Feldern mit höheren Nährstoffkonzentrationen. Berechnungen von Pederson et al. [1991] deuten mit einer verstärkten Paläoproduktivität ebenfalls auf hohe glaziale Nährstoffkonzentrationen im tropischen Pazifik hin. Die verfügbaren  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten im östlichen tropischen Pazifik [Michel et al., 1995] unterstützen jedoch nicht die dramatischen Änderungen in dem Muster der Paläoproduktivität, die von Pederson et al. [1991] ermittelt wurden.

Die in Abbildung 6.16 dargestellten simulierten  $\delta^{13}\text{C}$ -Gradienten im Atlantik stimmen mit den rekonstruierten Werten aus foraminiferischen Schalen in den Abbildungen 1.2 und 5.2b generell überein. Der glazial-interglaziale Unterschied des globalen Mittelwertes des  $\delta^{13}\text{C}$  im Ozean von ca.  $-0.4\text{‰}$  [Crowley, 1995] infolge der  $\delta^{13}\text{C}$ -Änderung der terrestrischen Biosphäre und der Umverteilung im Ozean wurde bei dem vom Modell berechneten  $\delta^{13}\text{C}$  berücksichtigt. Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Differenzen zwischen den Modellwerten und Beobachtungsdaten für das GFG-Experiment sind für den Atlantischen Ozean in dem Histogramm 6.11b und der Tabelle 6.2 sowie für den Indischen und Pazifischen Ozean in dem Histogramm 6.12b dargestellt. Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Modellwerte zeigen allgemein die beste Übereinstimmung mit den  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten im Atlantischen Ozean, während stärkste Differenzen im Indischen Ozean auftreten. Diese im Vergleich zum IFG-Experiment deutlich höheren Abweichungen spiegeln sowohl die Unsicherheiten in der geochemischen Parametrisierung als auch die durch die geringe Datendichte und den größeren Fehlerbereich der Daten gegebene Ungenauigkeit in den antreibenden Oberflächenrandbedingungen wider. Die stärksten Differenzen treten wie im IFG-Experiment in Regionen mit hoher Produktivität im südlichen tropischen Atlantik auf. Die glazial-interglazialen  $\delta^{13}\text{C}$ -Variationen im Südatlantik

und Südpolarmeer können vom Modell nicht reproduziert werden. *Michel et al.* [1995] zeigten mit einem Boxmodell, daß eine verstärkte Quelle von Tiefenwasser mit einer Verdoppelung der Produktion in der subantarktischen Konvergenzzone des Indopazifiks die negativen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Südpolarmeer erklären könnte. Die simulierten glazialen Phosphatkonzentrationen des Südpolarmeeres (Abb. 6.8b) deuten jedoch nicht darauf hin, daß eine starke Zunahme der Nährstoffkonzentration stattgefunden hat [*Charles und Fairbanks*, 1990]. Eine stärkere Ventilierung an den Westrändern des südlichen Indopazifiks wird zwar vom Modell aufgrund der verstärkten Tiefenwasserbildung im Südpolarmeer simuliert (Abb. 6.5b), jedoch ändern sich die Strömungsgeschwindigkeiten im tiefen Ostatlantik nur marginal.

Die  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten in dieser Region werden derzeit aufgrund von Differenzen zu anderen Tracern (wie z.B. Cd/Ca, Pa/Th) kontrovers diskutiert (z.B. [*Boyle*, 1992; *Broecker*, 1993; *Mackensen et al.*, 1993]). Zwar könnten die Abweichungen zwischen den Cd/Ca- und den  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten teilweise durch eine erhöhte Cd/ $\text{PO}_4$ -Beziehung im Bereich der Bildungsgebiete des AABW erklärt werden [*Frew*, 1995]; *Boyle* [1992] begründet die Abweichungen zwischen den Cd/Ca- und  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten im Südpolarmeer jedoch erstens durch den Effekt von glazial-interglazialen Variationen im Gasaustausch und zweitens durch die gegenüber anderen Regionen in der Welt um ca. 8‰ leichtere isotopische Zusammensetzung von  $\delta^{13}\text{C}$  in den antarktischen planktonischen Foraminiferen [*Rau et al.*, 1989; *Rau et al.*, 1991], die die  $\delta^{13}\text{C}$ -Zusammensetzung des Bodenwassers beeinflusst haben könnte. Der Abbau von organischem Material im Porenwasser bestimmt zu einem gewissen Grad die  $\delta^{13}\text{C}$ -Zusammensetzung der *Cibicidoides wuellerstorfi* [*Mackensen et al.*, 1993] (Kap. 5). *Bickert und Wefer* [1996] zeigten an Sedimentkernen vor der südafrikanischen Westküste, daß dieser Effekt eine Änderung in glazialen Zeiten von bis zu 0,4‰ betragen kann. Drittens könnte ein verstärkter terrigener Eintrag von niedrigem  $\delta^{13}\text{C}$  die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im Ozean modifiziert haben.

Insbesondere im Arabischen Meer und Golf von Bengalen werden glazial-interglaziale Änderungen vom Modell nicht reproduziert. *Kallel et al.* [1988] und *Boyle* [1992] deuten auf eine bessere Ventilierung des Zwischenwassers und geringere Ventilierung des Tiefenwassers im Indischen Ozean hin. *Barnett et al.* [1988] und *Overpeck et al.* [1996] zeigten, daß der Monsun über dem Indischen Ozean sich möglicherweise während des LGM abgeschwächt hat. Die Abschwächung des Monsuns wird jedoch durch die starken Gradienten zwischen den Oberflächentemperaturen von Land und See vom ECHAM3-T42 AGCM nicht reproduziert [*Lorenz et al.*, 1996].

Vorläufige Ergebnisse mit dem HAMOCC2 [*Heinze et al.*, pers. Mitt.] und dem onlinegekoppelten HAMOCC3/LSG zeigen, daß der atmosphärische Partialdruck bei Verwen-

derung des Strömungsfeldes des GFG-Experimentes und der glazialen Temperaturen und Salzgehalte gegenüber dem heutigen Zustand von 278 ppm lediglich um ca. 5-10 ppm absinkt und damit im Bereich der erwarteten Änderungen durch den Löslichkeitseffekt liegt (siehe auch Abschnitt 2.3.1). Die durch den Gasaustausch verursachten  $\delta^{13}\text{C}$ -Gradienten im tiefen Ozean liegen dabei in der Größenordnung der Abweichungen zwischen dem  $\delta^{13}\text{C}$ -DIC und den  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten in den epibenthischen Foraminiferenschalen.

## 6.4 Experiment GFGWSN - modifizierter glazialer Anfangszustand

Das Experiment GFGWSN berücksichtigt Oberflächentemperaturen im Nordatlantik von *Weinelt et al.* [1996], die unter Verwendung neuer Transferfunktionen für die Paläotemperaturen [*Pflaumann et al.*, 1996] aus der Häufigkeitsverteilung verschiedener Foraminiferenarten berechnet wurden. Diese Daten geben Hinweise darauf, daß große Teile der Norwegischen See und der Grönlandsee während des glazialen Sommers eisfrei gewesen sein müssen. In den anderen Gebieten des Ozeans wurden die *CLIMAP*-Oberflächentemperaturen zum Antrieb des ECHAM3/T42 verwendet. Das ECHAM3/T42 wurde mit diesen modifizierten Randbedingungen in den stationären Zustand eingeschwungen [*Hoffmann, pers Mitt.*] und die resultierenden 2-m-Lufttemperaturen und Windschubspannungen zum Antrieb des LSG verwendet. *Schäfer-Neth* [1994, pers. Mitt.] rekonstruierte die LGM-Salzgehalte mit Hilfe eines Triangulationsverfahrens und eines regionalen dreidimensionalen Zirkulationsmodells aus  $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen in planktonischen Foraminiferenschalen. Das auf den primitiven Gleichungen basierende regionale Zirkulationsmodell „Sensitivity and Circulation of the Northern North Atlantic (SCINNA)“ [*Schäfer-Neth*, 1994] adaptiert das „Modular Ocean Model“ (MOM) [*Pacanowski et al.*, 1991] an den nördlichen Nordatlantik. Es umfaßt das Nordpolarmeer von  $90^\circ\text{W}$  bis  $90^\circ\text{O}$  und den Nordatlantik einschließlich der Labradorsee bis  $35^\circ\text{N}$  und  $35^\circ\text{W}$ . Die simulierten Salzgehalte des SCINNA-Modells wurden anschließend auf das LSG-Gitter interpoliert. In den anderen Regionen wurden mit einem linearen Übergang die auf das LSG-Gitter interpolierten Salzgehalte von *Duplessy et al.* [1991] und *Duplessy et al.* [1996] verwendet. Das mit diesen Randbedingungen angetriebene Modell simuliert ebenfalls eine stärkere thermohaline Tiefenzirkulation im Nordatlantik als jene vom Referenzexperiment IFG. Wie im GFG-Experiment werden deshalb auch in diesem Experiment die Salzgehalte in den hohen Breiten korrigiert.

Die thermohaline Zirkulation des Nordatlantiks, die aus den modifizierten Randbedingungen folgt, ist im Vergleich zu der des GFG-Experimentes durch die niedrigeren

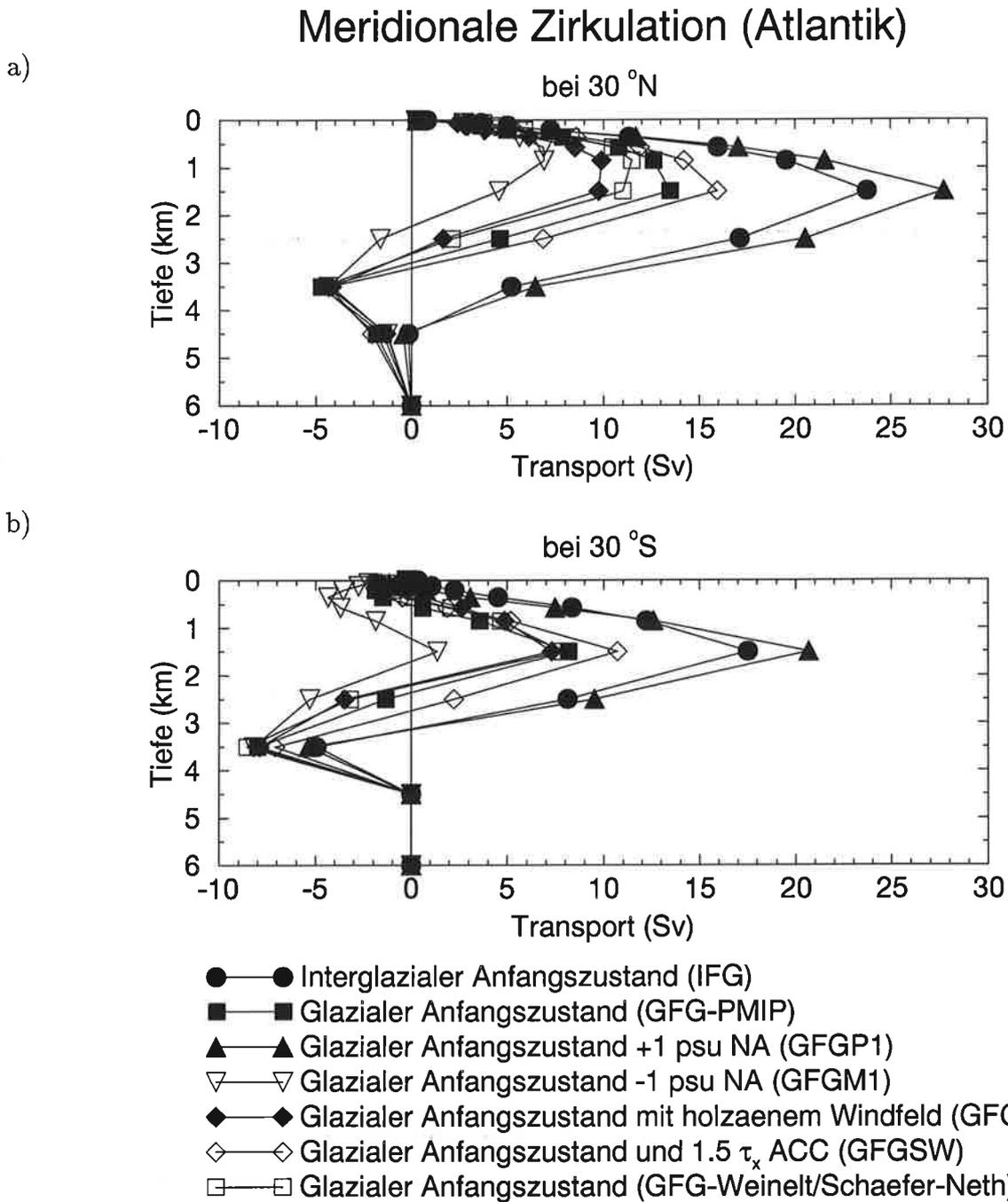


Abbildung 6.17: Zonal integrierter Transport in Sverdrup (Sv) bei (a) 30°N, und (b) 30°S im Atlantik für die sieben Sensitivitätsexperimente. Positive Werte bedeuten einen südwardigen Transport, während negative Werte einen nordwardigen Transport bezeichnen ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ).

Salzgehalte des Nordatlantiks um ca. 2 Sv abgeschwächt. Ebenfalls abgeschwächt ist der Golfstrom und der mit ihm verbundenene nordwärtige Wärmetransport an der Oberfläche in den Nordatlantik (Tab. 6.3). Die mittlere globale Temperatur nimmt allerdings durch die wärmeren vorgegebenen Oberflächentemperaturen von *Weinelt et al.* [1996] leicht zu. Eine eisfreie Grönlandsee konnte jedoch in dieser Simulation nicht erzielt werden, da die Advektion von Kaltluftmassen des grönländischen Eisschildes eine zu starke Abkühlung an der Meeresoberfläche zur Folge hatte. Die verminderte nordatlantische obere thermohaline Zirkulationszelle wird durch ein verstärktes Eindringen von kaltem AABW in den tiefen Nordatlantik kompensiert (Abb. 6.17). Mit der Abnahme der Bildung von NADW erhöht sich der ostwärtige Transport in der Drakestraße, die Ventilation des tiefen Indopazifiks jedoch nur geringfügig (Tab. 6.3). Diese Änderungen gegenüber dem GFG-Experiment in der großräumigen thermohalinen Zirkulation bewirken nahezu keine Änderung der RMS-Differenz zwischen den simulierten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten und den  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten (Tab. 6.2).

## 6.5 Sensitivität der Tiefenzirkulation bezüglich Veränderungen in den Oberflächensalzgehalten

Die in diesem Abschnitt diskutierten numerischen Ergebnisse dienen zur Untersuchung der Empfindlichkeit der Zirkulation und  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung gegenüber den Variationen der vorgeschriebenen Salzgehalte der Meeresoberfläche, die im Fehlerbereich der Rekonstruktionen für das letzte glaziale Maximum liegen.

In den zwei Experimenten GFGP1 und GFGM1 wurde das Modell mit denselben vorgeschriebenen glazialen Randbedingungen wie im GFG-Experiment angetrieben. Zusätzlich wurde auf diese Randbedingungen eine Salzgehaltsanomalie von +1 psu bzw. -1 psu im Atlantik nördlich von 50°N mit einem linearen Übergang zwischen 40°N und 50°N addiert. Abbildung 6.17 zeigt den Meridionaltransport der sechs Experimente bei 30°N und 30°S im Vergleich zu dem interglazialen Referenzexperiment IFG. Im GFGP1- und GFGM1-Experiment findet eine drastische Änderung der atlantischen Zirkulation statt. Die Ergebnisse der beiden Experimente spiegeln den Einfluß verschiedener Bildungsraten des NADW auf die Tiefenzirkulation im Atlantik wider (Tab. 6.3). Die Änderung des rekonstruierten Salzgehaltes von +1 psu im nördlichen Atlantik erhöht die konvektive Vermischung (Tab. 6.3), was zu einer verstärkten Bildung von NADW führt. Der verstärkte Ausstrom von NADW aus dem nördlichen Nordatlantik bewirkt eine Verstärkung des westlichen atlantischen Tiefenstromes an der Ostküste Amerikas. Dies hat zur Folge, daß

unter glazialen Randbedingungen im Vergleich zum IFG-Experiment eine noch stärkere südwärtsgerichtete Tiefenzirkulation im Atlantischen Ozean simuliert wird. Der meridionale Transport im GFGP1-Experiment erreicht bei 30°N 28 Sv und ist damit ungefähr doppelt so hoch wie der des GFG-Experimentes. Mit einer starken atlantischen thermohalinen Zirkulation findet ein kräftiger nordwärtiger Wärmetransport in den Nordatlantik statt.

Im Gegensatz dazu werden die Bildung von NADW und die nordatlantische Zirkulation im GFGM1-Experiment durch eine Anomalie von -1 psu deutlich abgeschwächt (Tab. 6.3), wobei sich der meridionale Transport bei 30°N im Vergleich zum GFG-Experiment um 50% reduziert. Diese Ergebnisse bestätigen entsprechende Berechnungen von *Fichefet et al.* [1994] (Abb. 3b, S. 254) mit einem zonal gemittelten OGCM. Die Wärmetransporte im GFGM1-Experiment sind durch die starken Änderungen der nordatlantischen Zirkulation erheblich abgeschwächt, rund halb so groß wie die des GFGP1-Experimentes. Die leichten Unterschiede der globalen Salzgehalte der beiden Experimente zum GFG-Experiment (Tab. 6.3) spiegeln im wesentlichen die Änderungen in den vorgeschriebenen Salzgehalten an der Oberfläche wider. Diese Änderungen haben einen bemerkenswerten Einfluß auf den Transport durch die Drakestraße, während der Einstrom in den tiefen Indopazifik nur geringfügig variiert (Tab. 6.3). Mit Abnahme der Bildung von NADW und Abnahme des südwärtigen Transportes von NADW nimmt in der gleichen Größenordnung der Transport durch die Drakestraße zu. Der mittlere quadratische Fehler zwischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten und -Modellwerten der beiden Experimente GFGP1 und GFGM1 weicht in allen Breitengürteln im Vergleich zum GFG-Experiment um weniger als 0,2‰ ab (Tabelle 6.2). Experiment GFGM1 zeigt für den südlichen Atlantik die beste Anpassung und weist möglicherweise auf einen zu schwach simulierten Einstrom von AABW im GFG-Experiment hin.

## 6.6 Sensitivität der Tiefenzirkulation bezüglich Veränderungen in den Windfeldern

Zwei weitere Experimente, GFGHW und GFGSW, wurden ausgeführt, um die Sensitivität der thermohalinen Zirkulation gegenüber den glazial-interglazialen Änderungen in den Windfeldern zu untersuchen. Beide Experimente benutzten dieselben glazialen thermohalinen Randbedingungen wie die, die das GFG-Experiment verwendet. Im Experiment GFGHW wird die Windschubspannung aus dem Referenzexperiment IFG (Kapitel 6.2) benutzt, um den Effekt von Unsicherheiten durch das Windfeld in der Größenordnung

der glazial-interglazialen Amplitude abzuschätzen. Mit Hilfe des GFGHW-Experimentes läßt sich in erster Näherung der Einfluß der thermohalinen und windbedingten glazial-interglazialen Änderungen im GFG-Experiment analysieren (Tab. 6.3). Ein stärkerer glazialer Westwind auf der Nordhalbkugel bewirkt folgende Änderungen in der thermohalinen Zirkulation des Nordatlantiks:

1. eine Zunahme der Kaltluftadvektion von den Inlandeisschilden und
2. eine Zunahme der Stärke des Golfstromes und eine damit verbundene Zunahme des nordwärtigen Transportes von warmem und salzreichem Oberflächenwasser aus den Subtropen. Salzreiche Wassermassen im Nordatlantik bieten zusammen mit einer verstärkten Kaltluftadvektion optimale Voraussetzungen für eine Zunahme der Tiefenwasserbildung.

Im GFGHW-Experiment ist bei Verwendung heutiger Windfelder im Vergleich zum GFG-Experiment mit glazialen Winden der integrierte nordwärtige Wärmefluß im Nordatlantik bei 30°N um nahezu 1/3 niedriger. Das relative Verhältnis der konvektiven Durchmischung von Nord- und Südhemisphäre ändert sich jedoch nicht drastisch, da im GFGHW-Experiment auch eine Abschwächung der Tiefenwasserbildung im Südpolarmeer stattfindet. Folge ist eine nur geringe Abnahme der Transportraten des NADW (Abb. 6.17). Der verstärkte glaziale Wind trägt mit ungefähr 2/3 zu der Intensivierung des Transportes durch die Drakestraße bei, während der restliche Anteil den Änderungen der thermohalinen Variation zugeordnet werden muß. Das glaziale Windfeld bewirkt im Vergleich zum IFG-Experiment eine deutliche Zunahme der Ventilierung des Pazifiks. Diese Zunahme, die möglicherweise überschätzt ist, steht jedoch im Widerspruch zu den geologischen Annahmen [Shackleton *et al.*, 1988; Broecker *et al.*, 1988] einer Abschwächung der pazifischen Tiefenzirkulation während des LGM.

Im GFGSW-Experiment wird in Anlehnung an geologische Abschätzungen von windgetriebenen Materialien [Klinck und Smith, 1993] die LGM-Windschubspannung im Bereich des ACC in zonaler Richtung mit dem Faktor 1,5 multipliziert (Abb. 4.3). Dieses Experiment untersucht den Einfluß der Änderung des Windfeldes im Bereich des ACC auf die Zirkulation und Tracerverteilung im Atlantik. Der Einfluß stärkerer Westwinde auf der Südhemisphäre wurde schon von Toggweiler und Samuels [1993] mit dem GFDL-OGCM<sup>2</sup> für heutige Randbedingungen untersucht, wobei ebenfalls die Windschubspannung im Bereich des ACC in zonaler Richtung mit dem Faktor 1,5 multipliziert wurde. Die Autoren wiesen darauf hin, daß der nordwärtige Transport auf der geographischen Breite von Kap

---

<sup>2</sup>Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton, NJ, USA

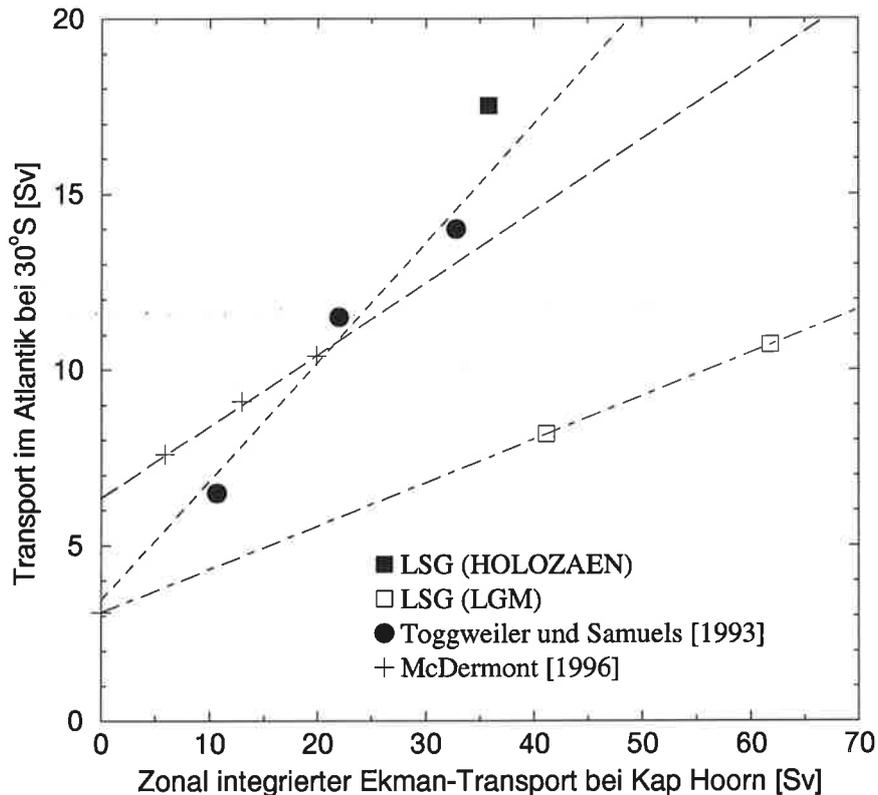


Abbildung 6.18: Südwardiger Transport im Atlantik bei 30°S als Funktion des zonal integrierten Ekman-Transportes  $T_E$  auf der geographischen Breite von Kap Hoorn. Gezeigt werden das interglaziale Experiment IFG (schwarzes Quadrat) sowie die glazialen Experimente GFG ( $1,0 \tau_x$ ) und GFGSW ( $1,5 \tau_x$ , weiße Quadrate). Zum Vergleich werden Ergebnisse von *Toggweiler und Samuels* [1993] (schwarze Punkte) und von *McDermot* [1996] (schwarze Kreuze) dargestellt. ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ ).

Hoorn und die Stärke des Ein- und Ausstroms in das atlantische Becken möglicherweise in einer einfachen Beziehung zueinander stehen. Der nordwärtige Transport  $T_E$  auf der geographischen Breite von Kap Hoorn kann dabei mit Hilfe der Ekman-Theorie bestimmt werden:

$$T_E = \int (-\tau_x / \rho_0 f) dx \quad , \quad (6.1)$$

wobei  $\tau_x$  die zonale Windschubspannung,  $\rho_0$  die Referenzdichte und  $f$  den Coriolisparameter bei 55°S beschreibt.

Der im GFGSW-Experiment simulierte vergleichsweise stärkere nordwärtige Ekman-Transport bewirkt eine Zunahme des Nordatlantischen Stromes mit warmem und salz-

reichem Oberflächenwasser und führt damit zu einer Zunahme der Tiefenwasserbildung im Nordatlantik (Tab. 6.3). Die Verstärkung der nordatlantischen thermohalinen Zirkulation hat nur eine geringfügige Zunahme in der Temperatur des Tiefenwassers zur Folge. *McDermot* [1996] zeigte mit dem MOM, der GFDL-Version, die in *Pacanowski et al.* [1991] beschrieben wird, unter Verwendung vereinfachter Beckentopographie, daß die Sensitivität zwischen dem Ausstrom des Tiefenwassers aus dem Südatlantik und dem nordwärtigen Ekman-Transport wahrscheinlich auch von der Geometrie und Topographie der Ozeanbecken sowie von der Parametrisierung der kleinskaligen, nicht aufgelösten Prozesse abhängt.

Abbildung 6.18 stellt die Abhängigkeit des Ausstromes des atlantischen Tiefenwassers vom Ekman-Transport für die Experimente IFG, GFG und GFGSW dar. Zum Vergleich werden die Ergebnisse von *Toggweiler und Samuels* [1993] und *McDermot* [1996] ebenfalls gezeigt. Durch die Zunahme der zonalen Windschubspannung um 50% im Experiment GFGSW erhöht sich der Transport gegenüber dem GFG-Experiment in der oberen atlantischen Zirkulationszelle um ca. 2 Sv bei 30°S. Zwar wurden diese Änderungen auch vom GFDL-OGCM unter Verwendung heutiger thermohaliner Randbedingungen und einer Variation der Windschubspannungen von *Hellerman und Rosenstein* [1983] simuliert; jedoch sind durch deutlich stärkere ECMWF-Windschubspannungen auch die Unterschiede in den Ekman-Transporten zwischen dem GFG-Experiment und dem GFGSW-Experiment erheblich größer. Dies hat zur Folge, daß die Neigung der in Abbildung 6.18 dargestellten gestrichelt-gepunkteten Geraden, die durch das LSG gewonnen wurde, deutlich flacher ist als jene kurz-gestrichelte, die mit dem GFDL-OGCM berechnet wurde. Infolgedessen scheinen die Änderungen der vorgeschriebenen thermohalinen Randbedingungen einen wesentlich größeren Einfluß auf die Tiefenzirkulation des Atlantiks zu haben als eine Erhöhung der Windschubspannung im Südpolarmeer. Das Experiment GFGSW deutet ferner darauf hin, daß eine Intensivierung des Windfeldes im südlichen Ozean unwesentlich den Einstrom im tiefen Pazifik beeinflusst, jedoch einen signifikanten Beitrag zu der Stärke des ACC liefert.

In den beiden Experimenten GFGSW und GFGHW liegt die RMS-Differenz zwischen den  $\delta^{13}\text{C}$ -Modellwerten und den  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten im Vergleich zu dem GFG-Experiment unter 0,2‰ und in einigen Breitengürteln sogar unterhalb der Meßgenauigkeit des  $\delta^{13}\text{C}$  in Foraminiferenschalen von ca. 0,04‰.

Die Sensitivitätsexperimente zeigten, daß die thermohaline Zirkulation im Atlantik empfindlich auf Änderungen in den Salzgehaltsrandbedingungen reagiert, während Änderungen im Windfeld wesentlich kleinere Variationen verursachen. Eine realistische Abschätzung der Unsicherheiten in den rekonstruierten vorgeschriebenen Oberflächen-

salzgehalten, die einen weiten Fehlerbereich der Bildungsraten des NADW zulassen, ermöglicht ein weites Spektrum von Strömungsfeldern, die von einem totalen Zusammenbruch des südwardigen Austromes von NADW bis zu einer stärkeren Zirkulation als der heutigen reichen. Die Experimente zeigen ferner deutlich, daß die größten Änderungen in der Tiefenzirkulation an den westlichen Kontinentalrändern vorzufinden sind, also in den Gebieten, in denen auch, im Einklang mit der Theorie von *Stommel und Arons* [1960], die stärksten Geschwindigkeiten auftreten (Abb. 6.7a und b). Die vergleichsweise geringen Unterschiede in den simulierten Strömungen im tiefen östlichen Atlantik, in dem ein Großteil der  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten gewonnen wurde, haben auch eine geringe Variation der  $\delta^{13}\text{C}$ -Gradienten zur Folge, die weitgehend mit Abweichungen von unter  $0,1\text{‰}$  in der Größenordnung der Meßpräzision von  $\delta^{13}\text{C}$  in den Foraminiferenschalen liegen. Keines der hier simulierten Zirkulationsmuster, die ein relativ weites Spektrum von plausiblen Zirkulationen darstellen, kann dabei die starken glazial-interglazialen Anomalien im Südatlantik und im Südpolarmeer erklären.

# Kapitel 7

## Das inverse OGCM

### 7.1 Adjungierte Methode

Im vorigen Kapitel wurde die konventionelle Methode der Ozeanmodellierung in Form von „Trial and Error“ angewandt, in der ein OGCM mit rekonstruierten atmosphärischen Randbedingungen in einen stationären Gleichgewichtszustand gerechnet wurde. Die simulierte Tracerverteilung wurde darauffolgend mit den Beobachtungsdaten verglichen. Die Ergebnisse zeigen eine qualitative Übereinstimmung mit den Beobachtungen, jedoch traten in einigen Regionen signifikante Differenzen auf, die auf zahlreiche Fehlerquellen zurückzuführen sind: Modellformulierung, Randbedingungen des Modells und die Daten selbst. In der Regel überschreiten dabei die Fehler durch die Modellformulierung und die Spezifizierung der Eingabefelder den der Beobachtungsdaten [Bennet, 1992]. Die Datenassimilation mit der adjungierten Methode ermöglicht es, eine Lösung der Ozeanzirkulation zu finden, die sowohl die Modellwerte an die Beobachtungsdaten optimal anpaßt als auch verträglich mit der Dynamik des OGCM ist. Zur Berechnung der optimalen Glazialzirkulation und der glazialen Randbedingungen an der Ozeanoberfläche wurde ein inverses Modell mit Hilfe der adjungierten Methode entwickelt (Abb. 7.1).

Die adjungierte Methode, die als dynamische Interpolation der Daten aufgefaßt werden kann, wurde in der Meteorologie erstmals von Marchuk [1974] verwendet. Sie gehört zur Gruppe der Variationsmethoden, wurde in mehreren Arbeiten diskutiert, wie z.B. in LeDimet und Talagrand [1986], Thacker und Long [1988], Talagrand [1991], Daley [1991], Ghil und Malanotte-Rizoli [1991], Tziperman et al. [1992a,b,c], Giering [1995], und hat mittlerweile einen breiten Anwendungsbereich in der Meteorologie und Ozeanographie gefunden.

Mit Hilfe des Vorwärts-Modells, das schon in Kapitel 3 beschrieben wurde, wird eine

Kostenfunktion berechnet, die den Abstand zwischen den  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten und den Modellwerten definiert. Unter der Annahme von perfekten Modellgleichungen hängt die durch das Modell simulierte Trajektorie nur von den Anfangs- und Randbedingungen ab. Durch Variation der Kontrollvariablen, z.B. der Amplituden  $\alpha$  der Anomalien in den antreibenden Randbedingungen  $\mathbf{y}(\alpha)$ , kann die Kostenfunktion  $J$  konsistent zu der Dynamik des Modells minimiert werden:

$$J(\alpha) = \int_{t_0}^{t_1} \mathcal{J}(\mathbf{x}(\alpha, t)) dt, \quad (7.1)$$

wobei  $\mathcal{J} = \eta^T \Gamma \eta$  ist.  $\eta$  beschreibt den Abstandsvektor zwischen Modellwerten  $\mathbf{x}(\alpha, t)$  und Daten. Die Kovarianz-Matrix  $\Gamma$  definiert die a priori-Gewichte der Abweichung der einzelnen Daten zu den Modellwerten. Die Kostenfunktion beinhaltet Informationen über das Modell und die Daten. In ihrem Minimum erreichen die Kontrollvariablen die maximale Wahrscheinlichkeit. Das Modell kann dabei als eine Integration eines dynamischen Systems, eines Systems von partiellen Differentialgleichungen

$$\frac{d\mathbf{x}(\alpha, t)}{dt} = F(\mathbf{x}(\alpha, t)), \quad \mathbf{x} \in R^m, \alpha \in R^k \quad (7.2)$$

von den Anfangsbedingungen  $\mathbf{x}(\alpha, t_0)$  bis  $\mathbf{x}(\alpha, t_1)$  zu einer gegebenen Zeit  $t_1 > t_0$ , aufgefaßt werden.  $\mathbf{x}(\alpha, t)$  beschreibt hierbei den Zustandsvektor des Systems,  $m$  die Dimension des Zustandsraumes und  $k$  die Dimension der Kontrollvariablen.

Zur Minimierung der Kostenfunktion  $J$  muß der Gradient der Kostenfunktion berechnet werden. Der Algorithmus zur Minimumsuche besteht aus folgenden Schritten:

1. Eine Anfangstrajektorie  $\mathbf{x}^{(1)} = \mathbf{x}(\alpha^{(1)}, t)$  mit den Anfangsamplituden  $\alpha^{(1)}$  und der Kostenfunktion  $J(\alpha^{(1)})$  wird vom Anfangszustand  $\mathbf{x}(\alpha^{(1)}, t_0)$  berechnet.
2. Der Gradient der Kostenfunktion ergibt sich in folgenden Schritten:
  - (i) Die Modellgleichungen (Glg. 7.2) werden durch das „tangente-lineare“ Modell um  $\mathbf{x}(\alpha, t) = \mathbf{x}(\alpha^{(1)}, t)$  linearisiert,

$$\frac{d\delta\mathbf{x}(\alpha, t)}{dt} = \mathbf{F}'(t) \delta\mathbf{x}(\alpha, t), \quad (7.3)$$

wobei  $\mathbf{F}'(t)$  die Jacobi-Matrix der Funktion  $F$  am Punkt  $\mathbf{x}(\alpha, t)$  beschreibt

$$\mathbf{F}'(t) = \frac{\partial F(\mathbf{x}(\alpha, t))}{\partial \mathbf{x}(\alpha, t)}. \quad (7.4)$$

- (ii) Man berechnet die transponierte Jacobi-Matrix  $\mathbf{F}'^T(t)$  (die adjungierte Jacobi-Matrix  $\mathbf{F}^{*'}(t)$ ) und die antreibende Datenfunktion  $\mathbf{m}(t)$ :

$$\mathbf{m}(t) = \frac{\partial \mathcal{J}(\mathbf{x}(\alpha, t))}{\partial \alpha} . \quad (7.5)$$

- (iii) Das adjungierte Modell, das die Gradienten der Kostenfunktion  $\nabla J$  bezüglich der Kontrollvariablen  $\alpha$  berechnet, integriert nun die adjungierten Gleichungen

$$-\frac{d \delta' \mathbf{x}(\alpha, t)}{dt} = \mathbf{F}'^T(t) \delta' \mathbf{x}(\alpha, t) + \mathbf{m}(t) \quad (7.6)$$

von den „Endbedingungen“  $\delta' \mathbf{x}(\alpha, t_1) = 0$  bis  $\delta' \mathbf{x}(\alpha, t_0)$  rückwärts. Die Lösung des Problems  $\delta' \mathbf{x}(\alpha, t_0)$  ist der erforderliche Gradient  $\nabla_{\alpha} J^{(1)}$  zum Zeitpunkt  $t_0$ .

3. Die anfänglichen Amplituden  $\alpha^{(1)}$  werden durch aufeinanderfolgende abnehmende Schritte,  $n=1,2,\dots$ ,

$$\alpha^{(n+1)} = \alpha^{(n)} - \rho_n \mathbf{D}_n \quad (7.7)$$

korrigiert und neue Modelltrajektorien  $\mathbf{x}^{(n+1)}$  berechnet, bis ein Minimum der Kostenfunktion näherungsweise gefunden ist.  $\mathbf{D}_n$  beschreibt die absteigende Richtung von  $\nabla_{\alpha} J^{(n)}$ , und  $\rho_n$  ist ein Skalar, der die Länge in der entsprechenden Richtung angibt. Diese Korrekturen können mit einem absteigenden Algorithmus, wie z.B. der in *Gill et al.* [1981] beschriebenen konjugierten Gradientenmethode oder quasi-Newton-Methode, berechnet werden.

## Das inverse Modell

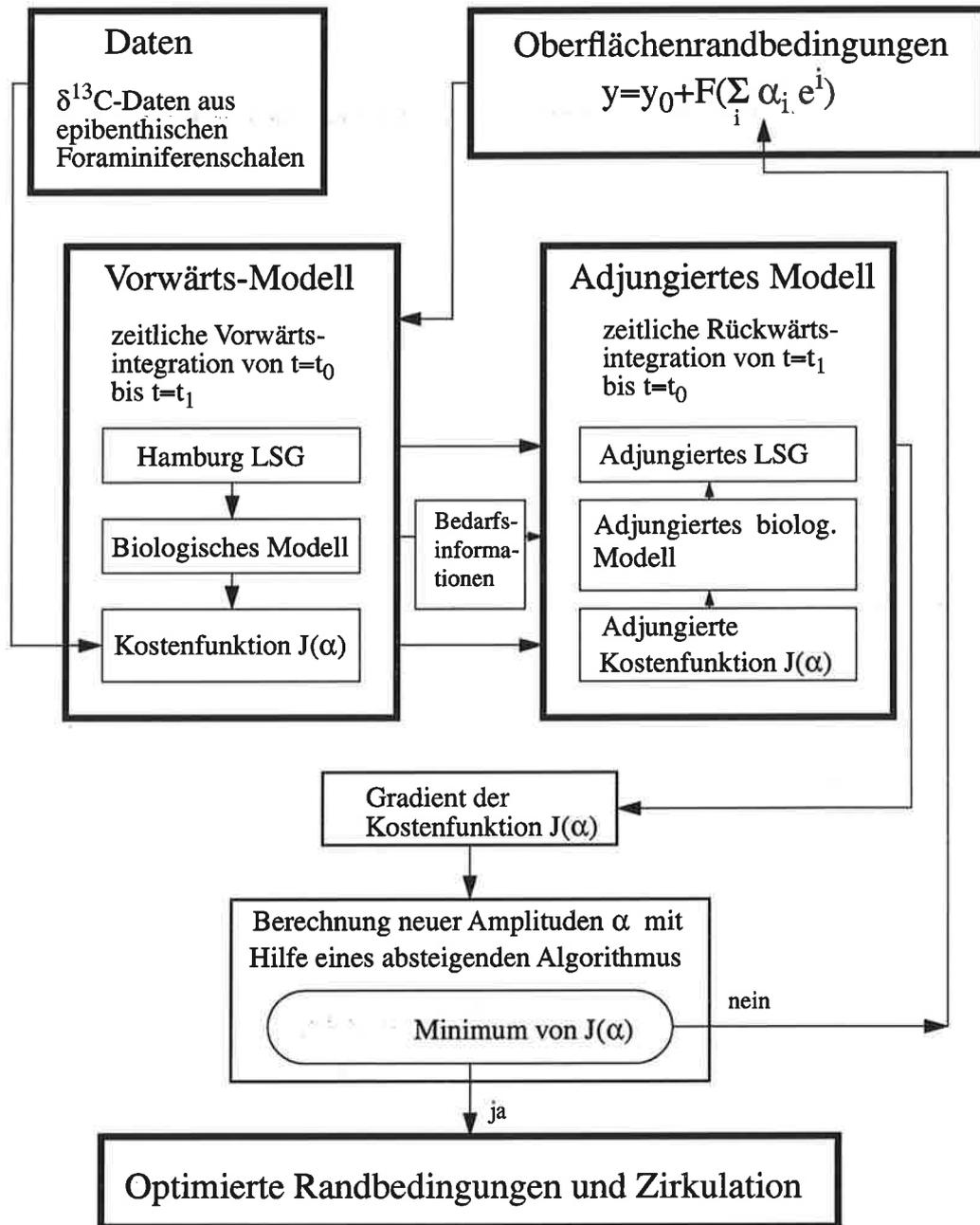
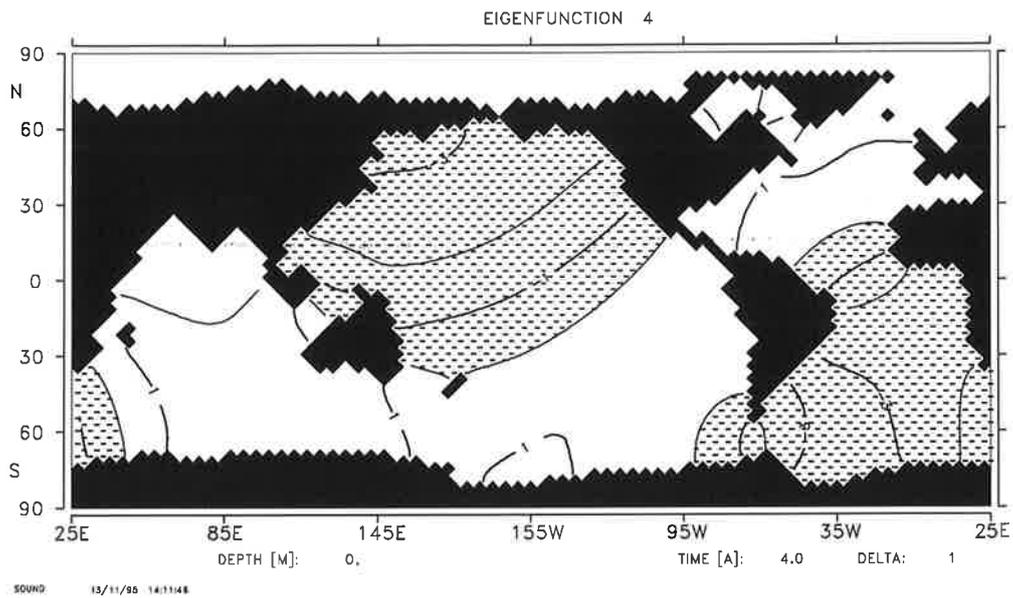


Abbildung 7.1: Konfiguration des inversen Modells.

a)



b)

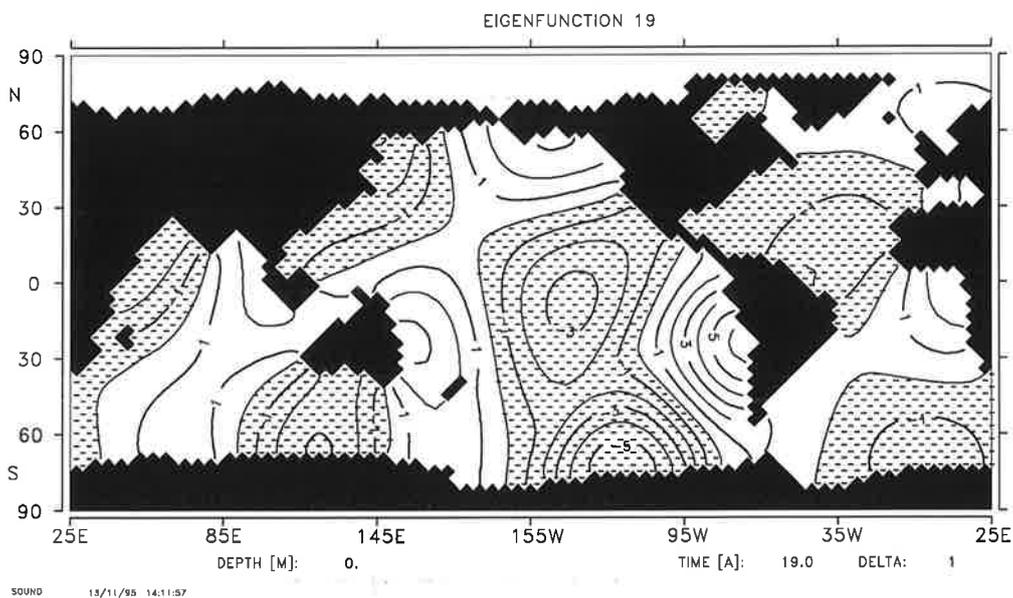


Abbildung 7.2: Beispiele von Eigenfunktionen des inversen Laplace-Operators zur Kompression der Freiheitsgrade der Oberflächenrandbedingungen. Gezeigt werden die Eigenfunktionen 4 (a) und 19 (b). Die Einheiten sind willkürlich.

## 7.2 Kontrollvariablen und Kostenfunktion

Die Sensitivitätsexperimente in Kapitel 6 zeigten, daß die Änderungen der vorgeschriebenen thermohalinen Randbedingungen an der Meeresoberfläche einen beträchtlichen Einfluß auf die Stärke und Gestalt der simulierten Tiefenzirkulation ausüben. Da die Assimilationsexperimente mit großem numerischem Aufwand verbunden sind, werden exemplarisch für die thermohalinen Antriebsfelder nur die vorgeschriebenen Oberflächensalzgehalte optimiert, die für das LGM sowohl die Unsicherheiten der Temperaturrekonstruktionen als auch die Unsicherheiten im  $\delta^{18}\text{O}_{SMOW}$  widerspiegeln.

Die Anzahl der zu variierenden Oberflächensalzgehalte beträgt rund 3300, während maximal etwas mehr als 200  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten aus marinen Sedimentbohrkernen verfügbar sind. Der Großteil der Daten liegt im östlichen Nordatlantik, und weite Teile des Indopazifiks sind von den Daten überhaupt nicht erfaßt. Um die Unterbestimmtheit des Minimierungsproblems zu verhindern, wird deshalb die Anzahl der Kontrollvariablen mit Hilfe von Orthogonalfunktionen reduziert. Die Kontrollvariablen für alle Experimente sind die Entwicklungskoeffizienten der Orthogonalfunktionen, die zusammen die Salzgehaltsanomalien bezüglich des Referenzzustandes darstellen (Glg. 7.11). Die Funktionen  $\mathbf{y}_a(\alpha)$  der Randbedingungen berechnen sich aus den Kontrollvariablen, den Koeffizienten  $\alpha_i^{(n+1)}$ , und den Orthogonalfunktionen  $\mathbf{e}^i$ :

$$\mathbf{y}_a(\alpha)^{(n+1)} = \sum_{i=1}^{30} \alpha_i^{(n+1)} \mathbf{e}^i, \quad (7.8)$$

mit  $\alpha_i^{(1)} = 0$  zum Beginn der Iteration (Glg. 7.7). Zur Konstruktion von großräumigen Mustern wurden die ersten 30 Eigenfunktionen des Laplace-Operators auf der Modelltopographie gewählt (Abb. 7.2). Als Randbedingung der Differentialgleichung  $\Delta\varphi = \lambda\varphi$  wurde auf dem festen Rand  $G$  mit der dazu senkrecht stehenden Normalenrichtung  $\mathbf{n}$  die Neumannsche Randbedingung angesetzt ( $\frac{\partial\varphi}{\partial\mathbf{n}} = 0$  auf  $G$ ). Die Eigenfunktionen wurden durch wiederholte Anwendung der Ritzprozedur erzeugt. Diese Methode wurde schon in früheren Studien mit dem LSG angewandt [*Mikolajewicz und Maier-Reimer, 1990*]. Die Anzahl der zu optimierenden Kontrollvariablen beträgt damit ebenfalls 30. Die Funktion  $f(\mathbf{y}_a(\alpha)^{(n+1)})$

$$\mathbf{f}(\mathbf{y}_a(\alpha)^{(n+1)}) = a_1 \tanh\left(\frac{\mathbf{y}_a(\alpha)^{(n+1)}}{a_1}\right) \quad (7.9)$$

$$a_1 = 3 \text{ psu} \quad (7.10)$$

schränkt durch eine Tangens-hyperbolicus-Funktion den Lösungsraum auf Salzgehaltsanomalien von  $\pm 3$  psu ein und verhindert zu starke Abweichungen vom Referenzzustand.

Die modifizierten Oberflächenrandbedingungen  $\mathbf{y}(\alpha)^{(n+1)}$  der  $n$  Korrekturen setzen sich aus den Anfangsrandbedingungen  $\mathbf{y}^{(1)}$  und den Anomalien  $\mathbf{f}(\mathbf{y}_a(\alpha)^{(n+1)})$  zusammen:

$$\mathbf{y}(\alpha)^{(n+1)} = \mathbf{y}^{(1)} + \mathbf{f}(\mathbf{y}_a(\alpha)^{(n+1)}) \quad . \quad (7.11)$$

Die Gesamtkostenfunktion  $J_{TOT}$ , die minimiert werden soll, setzt sich aus der Daten-Kostenfunktion  $J_D$ , den Straftermen gegen zu starke Abweichungen vom Referenzzustand der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte  $J_{C13}$  und den vertikalen Geschwindigkeiten  $J_W$  zusammen:

$$J_{TOT} = J_D + J_{C13} + J_W \quad . \quad (7.12)$$

Die Daten-Kostenfunktion  $J_D$  beschreibt die räumliche und zeitliche Summation der Distanz zwischen den  $\delta^{13}\text{C}$ -Modellwerten  $\delta^{13}C^m$  (der Gitterpunkte  $i, j, k$  zur Zeit  $t$ ) und den  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten  $(\delta^{13}C)^d$ , die aus den  $n$  Sedimentbohrkernen gewonnen wurden:

$$J_D = \frac{1}{2} \sum_t \sum_n \sum_{i,j,k} \Gamma_{n,i,j,k}^D ((\delta^{13}C)_{t,i,j,k}^m - (\delta^{13}C)_n^d)^2 \quad . \quad (7.13)$$

Weitere Beiträge zur Kostenfunktion sind Abweichungen zwischen den simulierten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten  $((\delta^{13}C)^m)$  beziehungsweise den simulierten Vertikalgeschwindigkeiten  $(w^m)$  und den Modellwerten des Referenzzustandes  $((\delta^{13}C)^0$  bzw.  $w^0$ ):

$$\begin{aligned} J_{C13} &= \frac{1}{2} \sum_t \sum_n \sum_{i,j,k} \Gamma_{n,i,j,k}^{C13} ((\delta^{13}C)_{t,i,j,k}^m - (\delta^{13}C)_{t,i,j,k}^0)^2 \\ J_W &= \frac{1}{2} \sum_t \sum_{i,j,k} \Gamma_{i,j,k}^W (w_{t,i,j,k}^m - w_{t,i,j,k}^0)^2 \quad . \end{aligned} \quad (7.14)$$

Die Gewichte  $\Gamma$  der Kostenfunktionen werden wie folgt beschrieben:

$$\begin{aligned} \Gamma_{n,i,j,k}^D &= \frac{\gamma_n}{\sigma_{C13}^2} \frac{dx_i dy_j dz_k}{V_{Data}} \\ \Gamma_{n,i,j,k}^{C13} &= \frac{\gamma_n}{\sigma_{\Delta C13}^2} \frac{dx_i dy_j dz_k}{V_{Data}} \\ \Gamma_{i,j,k}^W &= \frac{1}{\sigma_{\Delta w}^2} \frac{dx_i dy_j dz_k}{V_{tot}} \quad . \end{aligned} \quad (7.15)$$

Die Differenzen zwischen den Modellwerten, den Daten und den Modellwerten des Referenzzustandes sind mit den Standardabweichungen  $\sigma^2$  normiert. Hierbei wurde zur Vereinfachung angenommen, daß die Fehlerkovarianz-Matrizen diagonal sind.

Für die Standardabweichung  $\sigma_{C13}$  wurde in Anlehnung an *LeGrand und Wunsch* [1995] ein Wert von  $0,2\text{‰}$  angenommen (siehe auch Kapitel 5). Ferner wurde

$$\sigma_{\Delta C13} = \sigma_{C13} \quad (7.16)$$

gewählt, d.h. daß die Abweichungen der  $\delta^{13}\text{C}$ -Modellwerte vom Referenzzustand und von den Beobachtungsdaten mit der gleichen Standardabweichung gewichtet werden.  $\sigma_w$  bezeichnet die Standardabweichung der vertikalen Geschwindigkeiten  $w$  und berücksichtigt die saisonale Varianz von  $w$ . Das Gewicht  $\gamma$  beschreibt die Distanz zu der Position des Sedimentbohrkernes und ist in den je vier angrenzenden Gitterpunkten der beiden angrenzenden Schichten ungleich Null.  $V_{Data}$  bezeichnet die Summe der Volumina aller für die Assimilation verwendeten Gitterpunkte, für die  $\gamma$  ungleich Null ist und  $V_{tot}$  die Summe der Volumina aller feuchten Gitterpunkte des Modells.

### 7.3 Adjungiertes Modell

Das zu lösende Problem ist die Minimierung der Kostenfunktion. Der hier angewendete absteigende Algorithmus benötigt den Gradienten der Kostenfunktion, der durch das adjungierte Modell zur Verfügung gestellt wird. Bei komplizierten Zirkulationsmodellen eignet sich dabei die Invertierung des diskreten Computercodes anstelle der Modellgleichungen, eine Methode, die u.a. *Talagrand* [1991] diskutiert hat. Dabei wird jede Computerzeile unter Berücksichtigung der Kettenregel über das „tangent linear statement“ (den linearisierten Code) in eine adjungierte Berechnung umgewandelt. Das adjungierte Modell setzt sich nun, ebenfalls unter Berücksichtigung der Kettenregel, aus den einzelnen adjungierten Programmzeilen zusammen (siehe *Giering* [1995] und Anhang A). Die Anwendung dieser Methode wurde schon in einer früheren adjungierten Version des LSG erfolgreich praktiziert [*Giering*, 1995]. Durch Weiterentwicklung des Vorwärts-Modells (z.B. neue Formulierung zur Berechnung der baroklinen Geschwindigkeiten, Eismodell, Einführung passiver Tracer, biologisches Modul etc.) unterscheidet sich das hier verwendete adjungierte Modell gegenüber der Version von *Giering* [1995]. Ferner wurde für die Berechnung der impliziten Schleifen im Gegensatz zu *Giering* [1995] a priori keine exakte Konvergenz, sondern nur eine Näherung der Lösung angenommen. Die Bedarfsinformationen für das adjungierte Modell müssen dadurch für jede Iteration gespeichert bzw. neu berechnet werden. Der Vorteil dieser konventionellen Methode besteht darin, daß die Konvergenz dieser Schleifen nicht erreicht und überprüft werden muß. Der Nachteil ist der mit diesem Verfahren verbundene erhöhte Bedarf an Speicherplatz. Da die Erstellung des adjungierten Codes sich recht schematisch aus dem Vorwärts-Code des Modells herleiten läßt, wurden Verfahren entwickelt, diese Herleitung zu automatisieren [*Bishop et al.*, 1992; *Giering und Kaminski*, 1996; *Rostaing et al.*, 1993]. Das hier verwendete adjungierte Modell wurde unter Zuhilfenahme des Compilers AMC („Adjoint Model Compiler“) [*Giering und Kaminski*, 1996] erzeugt. Der Test der Gradienten erfolgte durch eine Störung erster

Ordnung [Long, pers. Mitt.] (siehe Anhang B).

## 7.4 Der Minimierungs-Algorithmus

Die Minimierungs-Prozedur wird in Abb. 7.1 dargestellt: ausgehend von einem Anfangszustand, bei dem die Kontrollvariablen Null gesetzt sind, werden eine Kostenfunktion durch das Modell, die Gradientenkomponenten dieser Kostenfunktion durch das adjungierte Modell und korrigierte Werte durch einen absteigenden Algorithmus berechnet. Als absteigender Algorithmus wird eine „limited-memory“ quasi-Newton-Methode (QN), das M1QN3-Modul von *Gilbert und Lemaréchal* [1989], verwendet. Die Theorie der quasi-Newton-Methode basiert auf der Tatsache, daß eine Näherung der Kurve einer nichtlinearen Funktion ohne explizite Bildung der Hesseschen Matrix berechnet werden kann. Die QN-Methode, die in der Meteorologie und Ozeanographie schon mehrfach angewandt wurde, berechnet mit Hilfe der Änderung der Gradienten Informationen für die lokale Hessesche Matrix der Kostenfunktion. Dabei wird die lokale Hessesche Matrix nicht direkt gespeichert, was einen zu hohen Aufwand an Speicherplatz und Rechenzeit benötigen würde, sondern mit Hilfe der *Broyden-Fletcher-Goldfarb-Shanno* (BFGS)-Formel (wie in *Gill et al.* [1981] beschrieben) iterativ approximiert. Zu jeder Iteration wird die Schrittweite längs der abfallenden Richtung durch eine Suchprozedur ermittelt. Die Anzahl der Aufrufe von Funktion und Gradienten wird dabei als Anzahl der Simulationen bezeichnet. Die QN-Methode hat gegenüber dem herkömmlichen Verfahren, dem konjugierten Gradientenverfahren (CG), den Vorteil, daß die Konvergenzrate wesentlich höher ist. Der Nachteil gegenüber dem CG ist der höhere Aufwand an Speicherplatz. Das M1QN3-Modul hat ferner den Vorteil, daß sogenannte „warm starts“ möglich sind, d.h. Informationen zur Optimierung gespeichert werden, so daß bei einem erneuten Start der Prozedur die Iteration weiter fortgeführt werden kann. Dies ermöglicht längere Integrationszeiten des Modells, welche insbesondere zur Suche neuer stationärer Zustände der Ozeanzirkulation günstig sind. Jedoch können diese „warm starts“ nur nach einer abgeschlossenen Iteration erfolgen. Gradienten und Kostenfunktion werden nach jeder Neuberechnung abgespeichert, so daß sich die Optimierung auch nach nicht abgeschlossener Prozedur bei der Suche nach der steilsten abfallenden Richtung innerhalb einer Iteration fortführen läßt und jene nicht neu berechnet werden müssen.

Es gibt keine Garantie, daß die Minimierungsprozedur ein globales Minimum findet. Wird ein Anfangszustand gewählt, der sich in der Nähe des globalen Minimums befindet, kann eine Konvergenz in Nebenminima vermieden werden (Abb. 7.3), wenn man annimmt, daß das Modell in erster Näherung ein lineares Verhalten aufweist. Es gibt Methoden, die

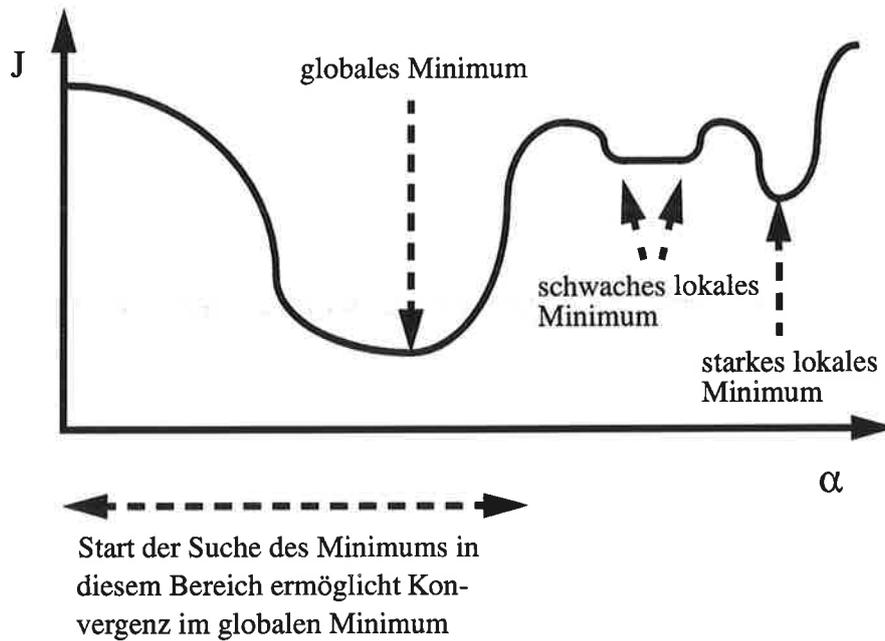


Abbildung 7.3: Illustration, die die verschiedenen Konvergenzbereiche der Kostenfunktion  $J$  in Abhängigkeit von der Wahl der Kontrollvariablen  $\alpha$  verdeutlicht.

die Konvergenz in einem Nebenminimum verhindern (z.B. „simulated annealing“ [Barth und Wunsch, 1990; Krüger, 1993]). Sie sind jedoch mit hohem numerischem Aufwand verbunden. Durch Wahl verschiedener Anfangsbedingungen der Kontrollvariablen lässt sich theoretisch die Konvergenz im globalen Minimum überprüfen (siehe z.B. Schiller und Willebrand [1995]). Dieser Test ist jedoch bei dem hiesigen Optimierungsproblem limitiert durch den Rechenaufwand, der zur Überprüfung aller möglichen Kombinationen zu hoch wäre. In dieser Arbeit wird die Minimierung von einem Anfangszustand gestartet, der sich in möglichst guter Übereinstimmung zu den Daten befindet, um so die obengenannten Probleme zu vermeiden.

## 7.5 Die Hessesche Matrix

Eine ausführliche Beschreibung der Rolle der Hesseschen Matrix für die Datenassimilation findet man u.a. bei *Thacker* [1989]. Das Verhalten der Kostenfunktion in der Nähe des lokalen Minimums wird durch das Eigensystem der Hesseschen Matrix  $\mathbf{H}$  (der 2. Ableitung der Kostenfunktion bezüglich der Kontrollvariablen  $\alpha_1, \dots, \alpha_n$ ) ermittelt. Die Hessesche Matrix besitzt symmetrische Eigenschaften am Minimum. Sie kann in Form von Eigenwerten und Eigenvektoren  $\mathbf{V}$  als  $\mathbf{H} = \mathbf{V}\mathbf{\Lambda}\mathbf{V}^T$  geschrieben werden, wobei  $\mathbf{\Lambda}$  eine Diagonalmatrix mit Eigenwerten von  $\mathbf{H}$  in absteigender Größe geordnet darstellt und die Spalten  $\mathbf{v}_i$  der Matrix  $\mathbf{V}$  die entsprechenden Eigenvektoren sind. Die Hessesche Matrix läßt sich durch finite Differenzenquotienten der Gradienten  $\mathbf{g} = \nabla J$  am Minimum  $\alpha_{min}$  bestimmen. Hierzu müssen die Gradienten  $n+1$  mal berechnet werden:

$$\mathbf{H}(\alpha_1, \dots, \alpha_n) = \begin{pmatrix} \frac{g_1(\alpha_1 + \Delta\alpha, \dots, \alpha_n) - g_1(\alpha_1, \dots, \alpha_n)}{\Delta\alpha} & \dots & \frac{g_n(\alpha_1 + \Delta\alpha, \dots, \alpha_n) - g_n(\alpha_1, \dots, \alpha_n)}{\Delta\alpha} \\ \cdot & \dots & \cdot \\ \frac{g_1(\alpha_1, \dots, \alpha_n + \Delta\alpha) - g_1(\alpha_1, \dots, \alpha_n)}{\Delta\alpha} & \dots & \frac{g_n(\alpha_1, \dots, \alpha_n + \Delta\alpha) - g_n(\alpha_1, \dots, \alpha_n)}{\Delta\alpha} \end{pmatrix} \quad (7.17)$$

Die aus den finiten Differenzen gewonnene Hessesche Matrix kann durch Mittelung der oberen und unteren Dreiecksmatrix symmetrisiert und mit Hilfe der Householder-Reduktion in eine Tridiagonalmatrix umgewandelt werden. Darauffolgend können die Eigenwerte aus der Tridiagonalmatrix unter Verwendung eines QR-Algorithmus berechnet werden. (Die Berechnungen können mit Hilfe der mathematischen Bibliotheksprogramme NAGLIB F01AGF und F01AVF erfolgen.) Die Kondition der Hesseschen Matrix wird als das Verhältnis von maximalem  $\lambda_{max}$ - und minimalem  $\lambda_{min}$ -Eigenwert definiert [*Gill et al.*, 1981]:

$$cond(\mathbf{H}) = \frac{\lambda_{max}}{\lambda_{min}} \quad (7.18)$$

Ist die Konditionszahl 1, so sind die Konturen einer quadratischen Funktion kreisförmig. Ist die Konditionszahl hingegen groß, sind sie elliptisch, d.h. daß die relative Änderung der Funktion durch eine Störung mit konstanter Norm der Kontrollvariablen stark von der Störungsrichtung abhängt. Dieses kann zu numerischen Schwierigkeiten führen. Kleine Eigenwerte bedeuten, daß die Hessesche Matrix schlecht konditioniert ist und damit die Konvergenz am Minimum der Kostenfunktion sehr langsam verläuft.



# Kapitel 8

## Assimilationsexperimente

### 8.1 Einleitung

Insgesamt wurden zwei Gruppen von Assimilationsexperimenten mit dem in Kapitel 7 vorgestellten inversen OGCM durchgeführt (siehe Tab. 8.1):

1. Zwillingsexperimente (engl.: identical twin experiments), in denen vom Modell erzeugte  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte als Daten für die Assimilation dienen. Diese künstlich erzeugten Daten werden in das gleiche Modell assimiliert, aus denen sie gewonnen wurden. Da die künstlichen Daten kompatibel mit dem Modell sind, repräsentieren die Zwillingsexperimente die bestmöglichen Ergebnisse, die erzielt werden können und sind somit ein wichtiger Test für die generelle Anwendbarkeit des inversen Modells. Die derzeit verfügbaren Rechnerkapazitäten limitieren die Integrationszeit des inversen OGCM. Es müssen deshalb Näherungen gemacht werden, die die Berechnung eines Modellzustandes mit maximaler Qualität und minimaler Integrationszeit ermöglichen. Weiterhin schränkt die verfügbare Anzahl der  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten aus den Foraminiferenschalen die Qualität der durch die Assimilation erzielten Ergebnisse erheblich ein.
2. Assimilationsexperimente von  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten in das OGCM zur Rekonstruktion der Zirkulation während des LGM. Mit den Sensitivitätsexperimenten in Kapitel 6 wurde gezeigt, daß Änderungen im Fehlerbereich der mit starken Unsicherheiten behafteten Salzgehaltsrekonstruktionen sehr unterschiedliche Zirkulationsmuster zur Folge haben können. Es bietet sich deshalb an, mit Hilfe der Datenassimilation die Zirkulation an die  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten durch Variation der Oberflächensalzgehalte bestmöglich anzupassen. Dabei kann überprüft werden, in-

Zwillingsexperimente					
Experiment	Anfangs- zustand	Daten	Anzahl d. Daten	Integrationszeit (Jahre)	
				Vorwärts	Rückwärts
ITWS15	IFG	ITWSREF	31615	15	5
ITWS35	IFG	ITWSREF	31615	35	5
ITWS105	IFG	ITWSREF	31615	105	5
ITWS35-1	IFG	ITWSREF	31615	35	1
ITWS35-D	IFG	ITWSREF	122	35	5

Assimilationsexperimente mit realen $\delta^{13}\text{C}$ -Daten					
Experiment	Anfangs- zustand	Daten	Anzahl d. Daten	Integrationszeit (Jahre)	
				Vorwärts	Rückwärts
ASIFG-A	IFG	Sarnthein et al., 1994	122	105	5
ASGFG-A	GFG	Sarnthein et al., 1994	122	105	5
ASIFG-G	IFG	Michel et al., 1995	203	105	5
ASGFG-G	GFG	Michel et al., 1995	203	105	5

Tabelle 8.1: Übersicht über die neun Assimilationsexperimente (Details siehe Text).

wieweit die aus den  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten gewonnenen geologischen Annahmen einer reduzierten Glazialzirkulation verträglich sind mit dem durch die Datenassimilation rekonstruierten Zirkulationsfeld. Die Qualität dieser Untersuchung ist dabei stark abhängig von der Genauigkeit und Anzahl der Beobachtungen und der Gültigkeit des hier verwendeten OGCM. Die Qualität der  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten aus den Foraminiferenschalen ist in Kapitel 5 näher erläutert worden und wird derzeit kontrovers diskutiert. Abschätzungen des  $\delta^{13}\text{C}$ -Datenfehlers aus den Foraminiferenschalen variieren dabei in der Größenordnung von der Meßgenauigkeit von  $\pm 0,04\text{‰}$  bis zu den Abweichungen von  $\delta^{13}\text{C}$  in DIC von teilweise mehr als  $\pm 0,2\text{‰}$ . Um dem Modell genügend Variabilität zur Minimumssuche einzuräumen, wird in den folgenden Experimenten der Datenfehler von  $\pm 0,2\text{‰}$  in Anlehnung an *LeGrand und Wunsch* [1995] gewählt. Fehler des Modells und der Modellgleichungen, die kritisch die Ergebnisse beeinflussen, werden jedoch beim adjungierten Verfahren in der Regel nicht berücksichtigt. Diese ließen sich zwar mit stochastischen Methoden (wie z.B. dem Kalman-Filter [Kalman, 1960]) abschätzen, jedoch wären, ganz abgesehen vom numerischen Aufwand, wegen der damit verbundenen Einführung der Residuen als

zusätzliche unabhängige Variablen mehr Daten notwendig, um eine optimale Anpassung zu ermöglichen [Thacker, 1989].

## 8.2 ITWS-Experimente, Zwillingsexperimente zur Rekonstruktion einer stationären Zirkulation

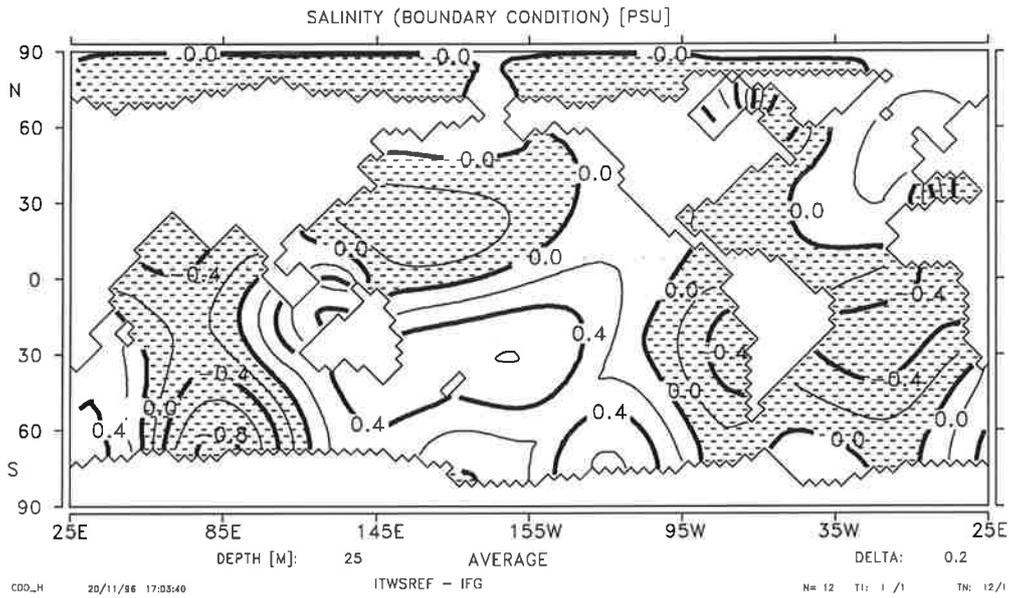
Folgende Zwillingsexperimente werden nachfolgend beschrieben (Tab. 8.1):

- a) Experimente ITWS15, ITWS35 und ITWS105, Zwillingsexperimente zur Rekonstruktion der vorgeschriebenen Oberflächensalzgehalte mit verschiedenen Integrationszeiten des Vorwärts-Modells von 15, 35 und 105 Jahren und von 5 Jahren für das adjungierte Modell. Diese Experimente dienen dazu, die Abhängigkeit der Qualität der rekonstruierten Felder von der Integrationszeit zu untersuchen. Bei den Experimenten werden alle Ozeanboxen für die Datenassimilation verwendet.
- b) Experiment ITWS35-1, Zwillingsexperiment zur Rekonstruktion der vorgeschriebenen Oberflächensalzgehalte mit Integrationszeiten des Vorwärts-Modells von 35 Jahren und von einem Jahr für das adjungierte Modell. Dieses Experiment dient zur Untersuchung der Abhängigkeit der Qualität der rekonstruierten Felder von der Anzahl der Jahre der Rückwärtsintegration.
- c) Experiment ITWS35-D, Zwillingsexperiment zur Rekonstruktion der vorgeschriebenen Oberflächensalzgehalte mit Integrationszeiten von 35 Jahren für das Vorwärts-Modell und von 5 Jahren für das adjungierte Modell. Es werden nur numerisch erzeugte Daten in der unmittelbaren Umgebung der Sedimentbohrkerne von *Sarnthein et al.* [1994] zur Assimilation herangezogen. Dieses Experiment dient zur Untersuchung der Abhängigkeit der Qualität der rekonstruierten Felder von der Datendichte.

In allen Experimenten wird das IFG-Experiment (Abschnitt 6.2) als Anfangsbedingung gewählt. Die numerisch erzeugten  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten für die Zwillingsexperimente wurden aus einem stationären Modellzustand gewonnen, der mit gegenüber dem IFG-Experiment modifizierten vorgeschriebenen Oberflächensalzgehalten in den stationären Gleichgewichtszustand gerechnet wurde. Die modifizierten vorgeschriebenen Salzgehalte wurden dafür durch Addition von zufällig verteilten vorgeschriebenen Salzgehaltsanomalien auf die rezenten Randbedingungen des IFG-Experimentes (Abschnitt 6.2) erzeugt. Die Salzgehaltsanomalien setzten sich dabei aus den mit Zufallsvariablen ( $X$ ) gewonnenen Amplituden

$$a_k = \frac{1}{2} \left( \frac{1}{2} - X \right), \quad k = 1, \dots, 30, \quad 0 \leq X \leq 1 \quad (8.1)$$

a)



b)

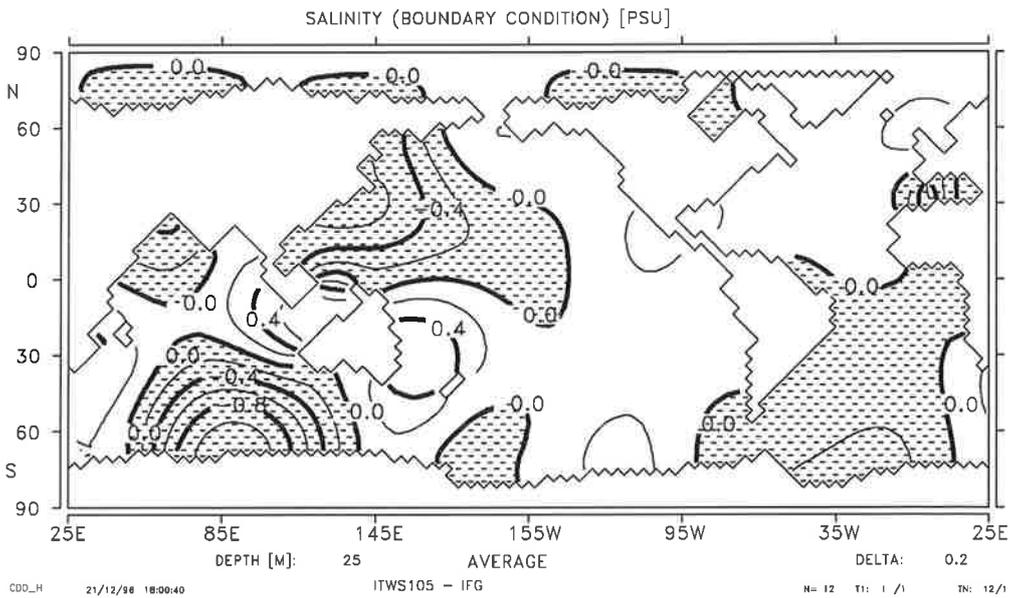
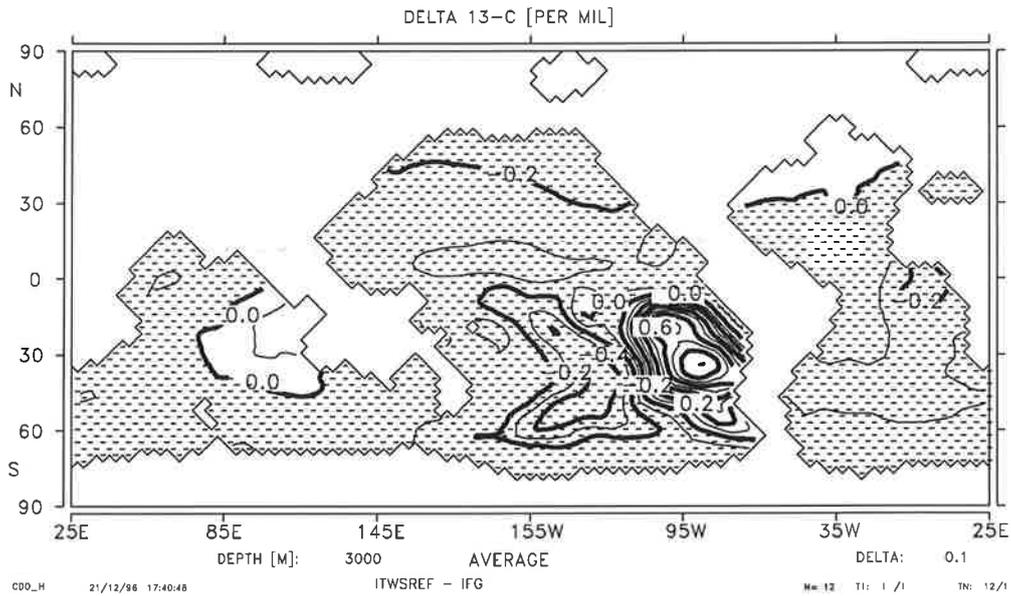


Abbildung 8.1: Anomalien der vorgeschriebenen Oberflächensalzgehalte : (a) zufällig verteilte Salzgehaltsanomalien (Differenz von ITWSREF- und IFG-Experiment) und (b) Rekonstruktion von (a) durch das inverse OGCM (Differenz von ITWS105- und IFG-Experiment, Konturintervall 0,2 psu).

a)



b)

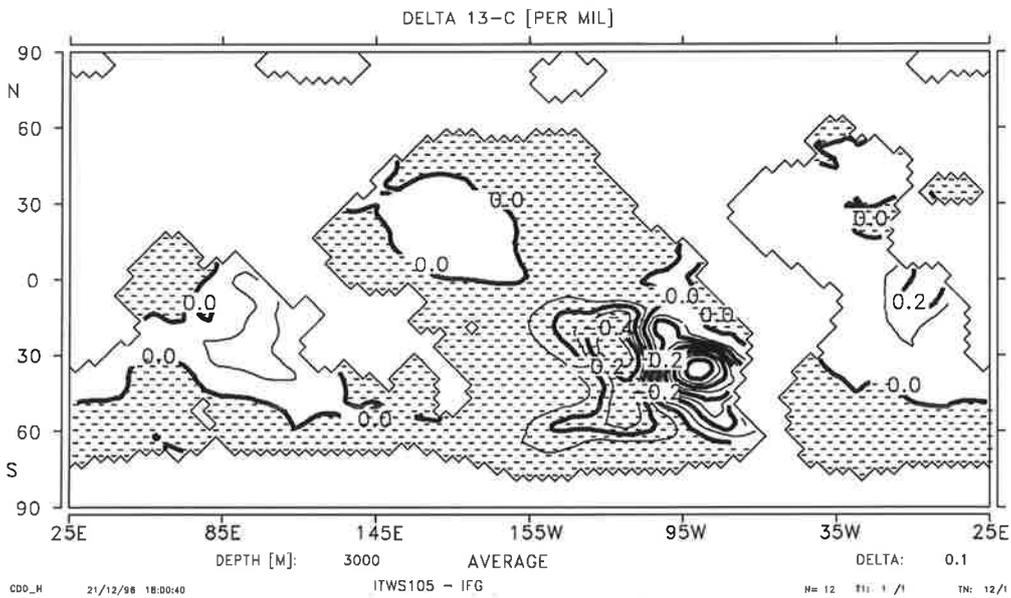


Abbildung 8.2: Anomalien von  $\delta^{13}\text{C}$  in 3000 m Tiefe: (a) zufällig verteilte  $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien (Differenz von ITWSREF- und IFG-Experiment) und (b) Rekonstruktion von (a) durch das inverse OGCM (Differenz von ITWS105- und IFG-Experiment, Konturintervall  $0,1\text{‰}$ ).

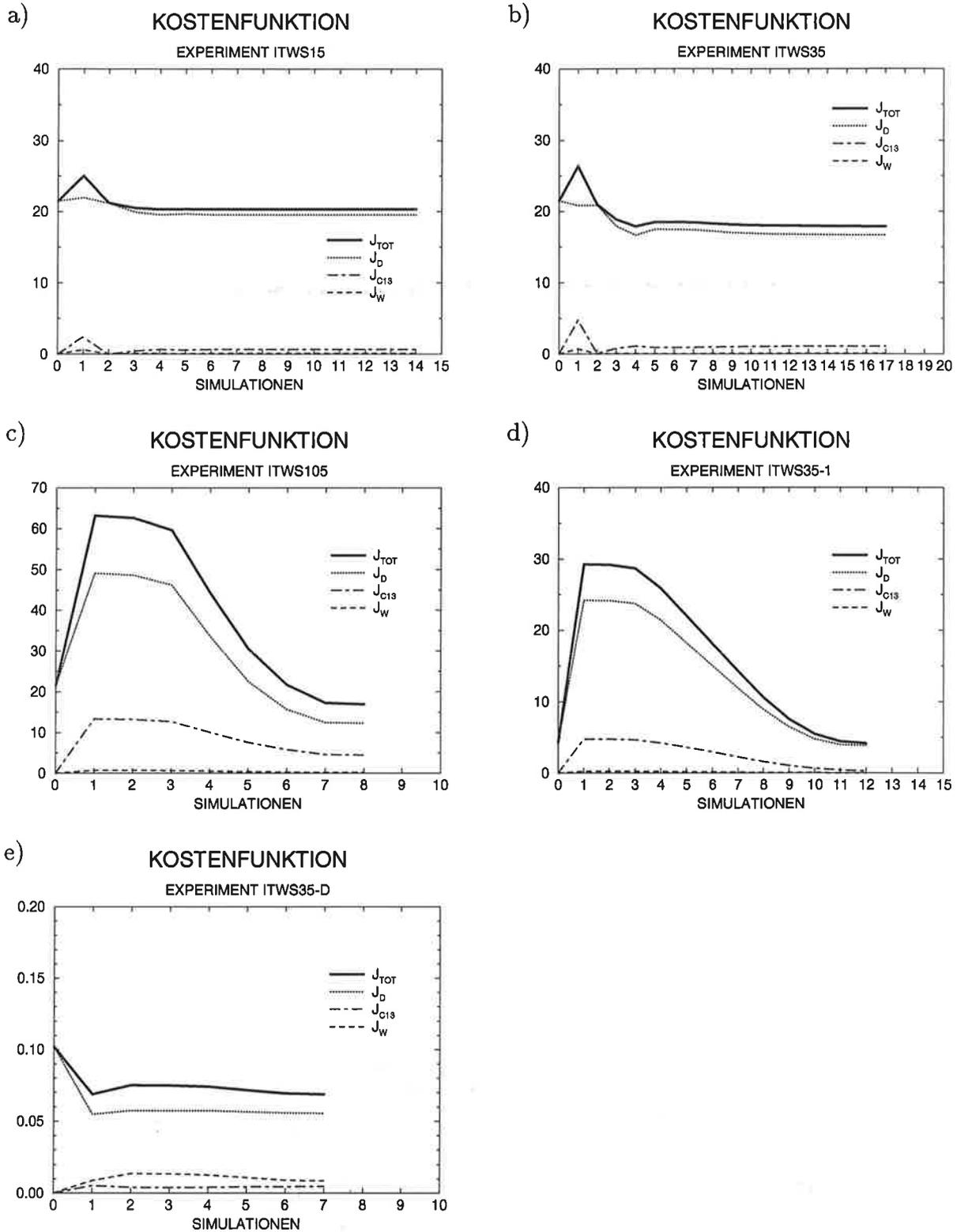


Abbildung 8.3: Kostenfunktion  $J_{TOT}$  und Beiträge zur Kostenfunktion für die Zwillingsexperimente: Daten-Kostenfunktion  $J_D$  (Glg. 7.13), Strafterm gegen zu starke Abweichungen vom  $\delta^{13}\text{C}$ -Anfangszustand  $J_{C13}$  und Strafterm gegen zu starke Abweichungen der Vertikalgeschwindigkeiten des Anfangszustandes  $J_W$ . (a) Experiment ITWS15, (b) Experiment ITWS35, (c) Experiment ITWS105, (d) Experiment ITWS35-1, (e) Experiment ITWS35-D.

und den zu der Modelltopographie senkrechten Orthogonalfunktionen (Kapitel 7.2) zusammen. Das Modell wurde mit den künstlichen Randbedingungen in den stationären Gleichgewichtszustand gerechnet und die simulierten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zur Assimilation monatsweise abgespeichert. Dieses Experiment wird mit ITWSREF bezeichnet. Anomalien der vorgeschriebenen Oberflächensalzgehalte bezüglich des interglazialen Anfangszustandes (IFG) sind in Abbildung 8.1a dargestellt. Die aus den modifizierten Randbedingungen resultierenden Anomalien der  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung in 3000 m (Abb. 8.2a) sind durch starke Differenzen im Südpazifik gekennzeichnet, die durch eine intensivierete nordwärtige Advektion längs der südamerikanischen Westküste und eine südwärtsgerichtete Strömung am ostpazifischen Rücken im ITWSREF-Experiment verursacht werden. Die Strömungsänderungen bewirken einen Abbau der durch die hohe biologische Produktion im tropischen Ostpazifik entstandenen niedrigen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte, so daß bei nordwärtiger Strömung in diese Gebiete positive Anomalien und bei südwärtsgerichteter Strömung aus diesen Gebieten negative Anomalien entstehen.

Die Assimilation der künstlich erzeugten  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten in das inverse Modell startet mit dem Anfangszustand und den Randbedingungen des IFG-Experimentes, d.h. daß die Salzgehaltsanomalien beim Start auf Null gesetzt werden. Zur Erzeugung der Bedarfsinformationen für das adjungierte Modell wurde das Vorwärts-Modell vom Anfangszustand 15, 35 und 105 Jahre integriert, wobei der Modellzustand der letzten 5 Jahre monatsweise abgespeichert berechnet wurde. Die Kostenfunktion, die für die letzten 5 Jahre (bzw. 1 Jahr in Experiment ITWS35-1) der Vorwärtsintegration berechnet wurde, setzt sich wie in Kapitel 7.2 beschrieben aus der Datenkostenfunktion und den Straftermen bezüglich des Anfangszustandes der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und der Vertikalgeschwindigkeiten zusammen. Zur Berechnung der Strafterme wurde der zeitliche Verlauf der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und der Vertikalgeschwindigkeiten des IFG-Experimentes monatsweise abgespeichert. Die Strafterme bewirken durch eine Dämpfung zu starker Abweichungen vom Anfangszustand eine Glättung der optimalen Lösung und Abnahme der Kondition (siehe z.B. [Giering, 1995] und Kap. 7). Schlechte Konditionierung des Optimierungsproblems kann zu einem Abbruch der Optimierung und einer Verstärkung des Rauschens führen (geringfügiges Rauschen in den Daten kann ein starkes Rauschen der zu optimierenden Parameter bewirken) [Tziperman *et al.*, 1992b].

Mit vorläufigen Assimilationsexperimenten wurden die Gewichte (Glg. 7.15) der Strafterme durch Multiplikation mit den Faktoren 0,2 für  $\Gamma^{C^{13}}$  und  $10^{-4}$  für  $\Gamma^W$  so gewählt, daß zu starke Abweichungen vom Anfangszustand, die unrealistische Zirkulationsmuster beinhalten würden, geglättet werden, jedoch bei der Optimierung der Randbedingungen genügend Variabilität zur Suche eines neuen stationären Zustandes eingeräumt wird. Zur

Ozean	RMS-Differenz der Oberflächensalzgehalte (Randbedingung)					
	Experiment					
	IFG	ITWS15	ITWS35	ITWS105	ITWS35-1	ITWS35-D
Atlantik	0.2741	0.3009	0.2720	0.2509	0.2814	0.2773
Pazifik	0.2929	0.2904	0.3454	0.2624	0.4460	0.2932
Indik	0.3750	0.3089	0.2136	0.2591	0.3862	0.3747
Global	0.3065	0.3098	0.3004	0.2591	0.3901	0.3074

Tabelle 8.2: RMS-Differenz der Salzgehalte zum ITWSREF-Experiment für alle ITWS-Assimilationsexperimente.

Berechnung des Gradienten der Kostenfunktion wurde das adjungierte Modell vom Endzustand (Jahr 15, 35, 105 respektive) 5 Jahre (bzw. 1 Jahr) rückwärts integriert. Der absteigende Algorithmus berechnet darauffolgend die optimierten Amplituden der Orthogonalfunktionen der Oberflächensalzgehalte, die für die nachfolgende Simulation bzw. Iteration als Startwerte verwendet werden. Die Optimierungsprozedur wurde abgebrochen, wenn keine deutliche Abnahme der Werte der Kostenfunktion mehr beobachtet wurde. Für die bei der Minimumssuche auftretenden Probleme sei auf die Abschnitte 7.4 und 7.5 verwiesen.

Die Abhängigkeit des Abfalls der Daten-Kostenfunktion  $J_D$  von der Integrationszeit des Vorwärts-Modells wird in Abbildung 8.3 dargestellt. Generell erhöht sich mit Zunahme der Integrationszeit der Abfall der Kostenfunktion und die Qualität der rekonstruierten Salzgehalte (Tab. 8.2). Während im Experiment ITWS15, in dem das Vorwärts-Modell 15 Jahre integriert wurde, die Kostenfunktion lediglich um 10% und im Experiment ITWS35 um 22% sinkt, ist der deutlichste Abfall bei 105 Jahren Integrationszeit mit einer Abnahme von 43% zu verzeichnen (Abb. 8.3a-c). Experiment ITWS105 mit der längsten Integrationszeit erzielt die niedrigsten RMS-Differenzen der Oberflächensalzgehalte sowohl im Atlantik als auch im Pazifik. Je länger das Modell integriert wird, desto mehr werden auch die längeren Zeitskalen berücksichtigt, die zur vollständigen Beschreibung des Gesamtsystems notwendig sind. Auch mit Zunahme der Rückwärtsintegration wird eine deutliche Verbesserung der Rekonstruktion erzielt. Bei einer Erhöhung der Rückwärtsintegrationszeit von einem Jahr (Abb. 8.3d) auf fünf Jahre verbessert sich die Qualität der Assimilation nahezu um das Doppelte.

Im Experiment ITWS35-D, bei dem nur künstliche  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten an den umliegenden Positionen der Sedimentbohrkerne des  $\delta^{13}\text{C}$ -Datensatzes des Atlantiks in das Modell assi-

miliert werden, sinkt die Kostenfunktion um ca. 50% ab. Es wird aufgrund der kurzen Integrationszeiten nur eine lokale, jedoch keine globale Verbesserung der zu rekonstruierenden Oberflächensalzgehalte erzielt. Es ist zur Rekonstruktion der Tiefenzirkulation also von Vorteil, möglichst lange Integrationszeiten zu wählen, um ausreichende Informationen für die Oberflächenrandbedingungen zu erhalten. Die Gesamtkostenfunktion reflektiert in allen Experimenten die dämpfende Wirkung der Strafterme der  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung des Anfangszustandes  $J_{C13}$  und der Vertikalgeschwindigkeiten  $J_W$ . Beim Start der Optimierung kann es zu einem Anstieg der Kostenfunktion bei der Suche der absteigenden Richtung kommen, da die approximierende Hessesche Matrix am Anfang noch sehr ungenau bekannt ist. Dies wird insbesondere in Experiment ITWS105 deutlich, in dem die Daten-Kostenfunktion bei der ersten Simulation fast um das Dreifache ansteigt.

Der begrenzte Abfall der Kostenfunktion in allen Experimenten läßt sich u.a. durch folgende Gründe erklären:

1. Die Reproduktion der nichtlinearen Effekte, wie z.B. die konvektive Durchmischung (Abb. 8.4), die Bildung bzw. das Abschmelzen von Meereis, und die marine Biologie können durch zu kurze Integrationszeiten nicht reproduziert werden. *Marotzke et al.* [1992] zeigten mit einem Boxmodell, daß der Erfolg der Optimierung empfindlich von der Wahl der Integrationszeit abhängt. Die Autoren kamen zu der Schlußfolgerung, daß die Integrationszeit mit der Zeitskala des zu lösenden Problems übereinstimmen sollte. Assimilationsexperimente mit dem adjungierten GFDL-OGCM [*Tziperman*, 1992b] erzielten bei kurzzeitiger Vorwärts- und Rückwärtsintegration unzufriedenstellende Ergebnisse in Gebieten, in denen starke vertikale Vermischung zwischen den Schichten stattfand.
2. Eine weitere Möglichkeit, die einen starken Abfall der Kostenfunktion verhindert, ist die Konvergenz im lokalen Minimum (Abschnitt 7.4). Ferner können die Gradienten in Richtung des Minimums nur eine geringe Neigung aufweisen. Ergebnisse des Kapitels 6 zeigten, daß die simulierte  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung gegenüber Änderungen in der thermohalinen Zirkulation in einigen Regionen unempfindlich ist. Dies kann zur Folge haben, daß bei geringen Änderungen der Zirkulation die Änderungen in der  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung nicht wesentlich größer sind als die numerisch bedingte Variabilität des Modells.

In Abbildung 8.1b sind die Differenzen von den durch das Assimilationsexperiment ITWS105 reproduzierten Randbedingungen der Oberflächensalzgehalte zu denen des Anfangszustands dargestellt. Im Indischen Ozean und tendenziell in einigen Bereichen des Pazifiks werden die Salzgehalte an der Ozeanoberfläche durch die Assimilation reproduziert,

trotz der starken Einschränkungen durch die Kürze der Integrationszeit des Vorwärts-Modells und des adjungierten Modells, die durch die limitierte verfügbare Rechenzeit gemacht werden müssen. In den Auftriebsgebieten des östlichen Pazifiks längs der südamerikanischen Küste werden die Salzgehaltsanomalien nicht reproduziert, da die Informationen mit den relativ langen Zeitskalen aus der Tiefsee nicht vollständig wiedergegeben werden können. Die Wassermassen dieser Auftriebsgebiete breiten sich westwärts mit dem Äquatorialstromsystem aus, so daß in diesen Regionen starke Differenzen zu verzeichnen sind. Auch in Regionen mit starker vertikaler winterlicher Durchmischung, wie z.B. der Labradorsee, ist die Qualität der Wiedergabe stark beeinträchtigt. Ähnliche Probleme traten in Assimilationsexperimenten des Nordatlantiks mit anderen OGCMs auf (z.B. [Tziperman, 1992b; Schiller, 1995]) und werden im wesentlichen durch die zu kurze Integrationszeit und die nichtlinearen physikalischen Prozesse erklärt.

Die durch die Assimilation gewonnenen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte (Differenzen zum Anfangszustand in 3000 m, siehe Abb. 8.2b) reproduzieren generell im Südpazifik und Indik die Werte, die durch das ITWSREF-Experiment erzeugt wurden (Abb. 8.2a). Im nördlichen und zentralen Atlantik sind Abweichungen zu verzeichnen, da 1. die Salzgehaltsanomalien in der Labradorsee, die kritisch für die Tiefenwasserbildung sind, nicht wiedergegeben werden und 2. nichtlineare biologische Prozesse in den Gebieten hoher Produktivität (wie z.B. im Bereich der äquatorialen Auftriebsgebiete) die Rekonstruktion beeinträchtigen. Der tiefe Nordpazifik ist aufgrund der langen Ventilationszeit noch nicht von den Anomalien erfaßt. Generell sind die Anomalien in Abbildung 8.2b niedriger als die Differenzen zwischen dem ITWSREF-Experiment und dem Anfangszustand, da die Bestrafung vom Anfangszustand eine Dämpfung in der Rekonstruktion impliziert.

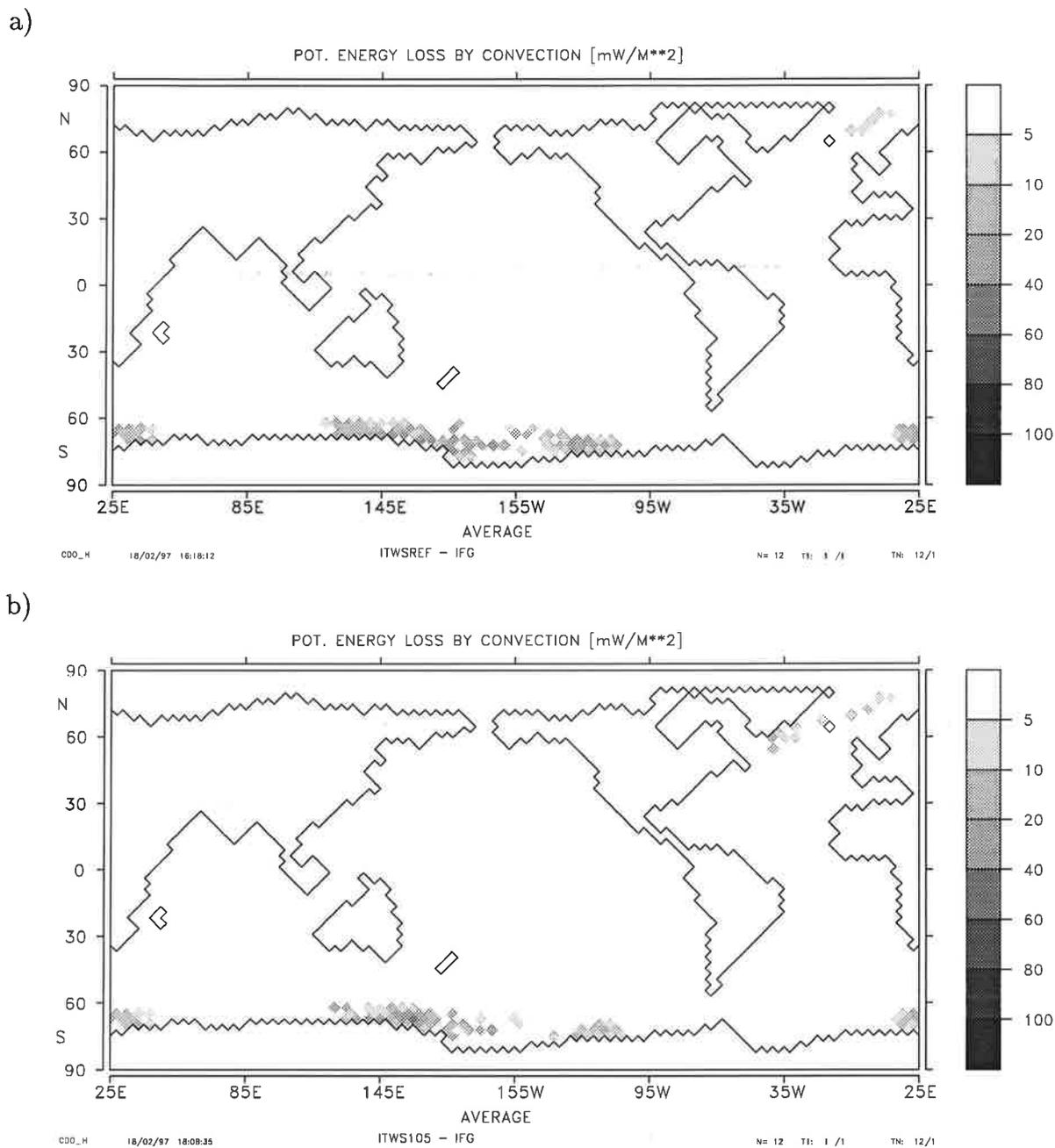


Abbildung 8.4: Anomalien der konvektionsbedingten Verlustrate der potentiellen Energie: (a) zufällig verteilte Anomalien (Differenz von ITWSREF- und IFG-Experiment) und (b) Rekonstruktion von (a) durch das inverse OGCM (Differenz von ITWS105- und IFG-Experiment). Einheiten in  $\text{mW m}^{-2}$ .

## 8.3 Assimilationsexperimente mit beobachteten $\delta^{13}\text{C}$ -Daten

### 8.3.1 Assimilation des atlantischen $\delta^{13}\text{C}$ -Datensatzes in das OGCM

Zwei Assimilationsexperimente wurden mit dem in Kapitel 5.1 beschriebenen  $\delta^{13}\text{C}$ -Datensatz des Atlantiks ausgeführt (Tab. 8.1):

1. Referenzexperiment ASIFG-A, in dem  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten aus Foraminiferenschalen der Zeitscheibe 0-4000 Jahre B.P. in das OGCM assimiliert wurden.
2. Experiment ASGFG-A, in dem  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten aus Foraminiferenschalen der LGM-Zeitscheibe 21 500-23 500 Jahre B.P. in das OGCM assimiliert wurden.

Die Zwillingsexperimente, die in Kapitel 8.2 beschrieben wurden, zeigten, daß längere Integrationszeiten zu einer deutlichen Reduktion der Kostenfunktion und zu einer signifikanten Verbesserung der Assimilationsergebnisse führten. Das OGCM wurde vom Anfangszustand (Experiment IFG und GFG respektive) 105 Jahre zeitlich vorwärts integriert und das adjungierte Modell 5 Jahre (ausgehend vom Jahr 105) zeitlich rückwärts gerechnet. Wie in den Zwillingsexperimenten wurde die Optimierung solange durchgeführt, bis keine deutliche Änderung der Kostenfunktion und des Gradienten mehr auftrat. Testexperimente dienten zur geeigneten Wahl der Gewichte der Kostenfunktion, wobei  $\Gamma^D = \Gamma^{C^{13}}$  und ein konstanter Faktor  $0,9 \times 10^{-6}$  für  $\Gamma^W$  gewählt wurden. Die einzelnen Beiträge zur Kostenfunktion sind in Tabelle 8.3 dargestellt. Die Daten-Kostenfunktion  $J_D$  im Endzustand sank als Folge der streng gewählten Strafterme gegenüber dem Anfangszustand im Experiment ASIFG-A lediglich um 3% und im Experiment ASGFG-A um 5%. Testexperimente zeigten, daß ein größerer Abfall der Kostenfunktion  $J_D$  zu unrealistischen Zirkulationsmustern führte.

Die Anomalien zwischen den vorgeschriebenen Oberflächensalzgehalten vom optimierten Zustand und vom Anfangszustand werden in Abbildung 8.5 dargestellt. Generell treten große Differenzen in der Nähe der Gebiete auf, in denen auch starke Abweichungen zwischen simulierten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten und  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten der Foraminiferenschalen vorzufinden sind. Als Folge der Optimierung wirken die geänderte biologische Pumpe und Zirkulation komplex auf die simulierten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und bewirken einen geringeren Abstand zwischen Modellwerten und Beobachtungsdaten. Die lokalen geringfügigen Änderungen in der Kostenfunktion führen dabei zu einer zum Teil erheblichen Variation in

Kostenfunktion	Experiment			
	ASIFG-A	ASGFG-A	ASIFG-G	ASGFG-G
$J_{TOT} _{t_0}$	11,75	16,71	22,03	37,88
$J_{TOT} _{t_f}$	11,47	16,24	21,93	37,48
$J_D _{t_0}$	11,75	16,71	22,03	37,88
$J_D _{t_f}$	11,39	15,87	21,82	37,07
$J_{C13} _{t_f}$	0,05	0,19	0,07	0,21
$J_W _{t_f}$	0,03	0,18	0,04	0,20

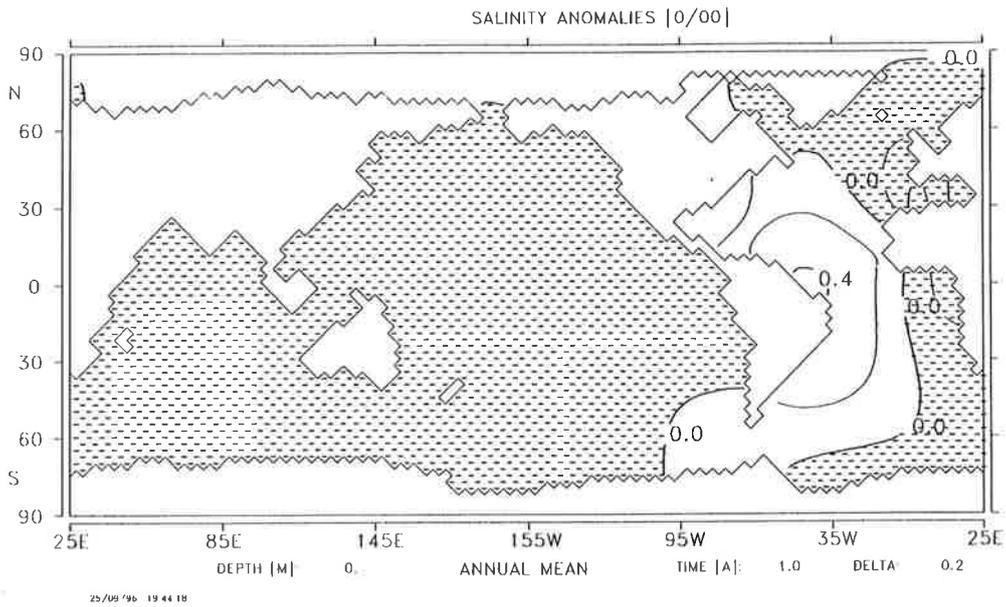
Tabelle 8.3: Kostenfunktion  $J_{TOT}$  und Beiträge zur Kostenfunktion (Daten-Kostenfunktion  $J_D$ , Strafterm gegen zu starke Abweichungen vom  $\delta^{13}\text{C}$ -Anfangszustand  $J_{C13}$  und Strafterm gegen zu starke Abweichungen der Vertikalgeschwindigkeiten des Anfangszustandes  $J_W$ ) für alle Assimilationsexperimente ( $t_0$  : Anfangszustand;  $t_f$  : optimierter Zustand).

der lokalen Konzentration des Salzgehaltes. Im Indischen und Pazifischen Ozean sind die Anomalien nur schwach ausgeprägt, da in den hier beschriebenen zwei Experimenten Daten aus diesen Ozeanen nicht berücksichtigt wurden.

Der optimale Modellzustand im ASIFG-A Experiment entspricht im wesentlichen dem des IFG-Experimentes, das im Kapitel 6.2 beschrieben wurde. Die Stärke des südwardigen Ausstromes von Tiefenwasser bei  $30^\circ\text{S}$  reduziert sich im Experiment ASIFG-A im Nordatlantik gegenüber dem Anfangszustand um ca. 1-2 Sv (Abb. 8.6a). Während die aus dem Nordatlantik stammenden Wassermassen sich abschwächen, nimmt kompensierend die Stärke der antarktischen Bodenwassermassen zu. Diese Änderungen lassen sich durch eine leichte Verstärkung des Gradienten des Oberflächensalzgehaltes der hohen Breiten zwischen Nordhemisphäre und Südhemisphäre erklären (Abb. 8.5a). Neben den Änderungen der Oberflächensalzgehalte in den hohen Breiten beeinflusst der Ausstrom von salzreichem Mittelmeerwasser (MOW) in den kälteren salzärmeren Atlantik signifikant die Dichte des NADW [Wüst und Defant, 1936]. Als Folge einer Abschwächung des Salzgehaltes an der Oberfläche vermindert sich die vertikale Durchmischung im Mittelmeer, was zu einem reduzierten Ausstrom des MOW führt. Im östlichen NADW sinkt dadurch der Salzgehalt und paßt sich den beobachteten Salzgehalten von Levitus [1982] etwas mehr an.

Die Assimilation von  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten der LGM-Zeitscheibe in das OGCM bewirkt gegenüber dem Anfangszustand eine Abnahme des Salzgehaltsgradienten zwischen dem europäischen Nordmeer und der Weddellsee und eine deutliche Verstärkung des Ost-West-Gradienten im Südatlantik (Abb. 8.5b). Als Folge der Salzgehaltsanomalien schwächt sich der südwärtige Ausstrom von NADW ab, während der nordwärtige Fluß von AABW deutlich gegenüber dem GFG-Experiment zunimmt. Letztere Tendenzen unterstützen die aus geologischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten gewonnenen Erkenntnisse (Kap. 1) einer möglichen drastischen Abschwächung der Bildung von NADW während des LGM. Der starke Gradient der Oberflächensalzgehaltsanomalien südlich des Äquators steht in Relation zu der durch die Daten induzierten Verstärkung des ostwärtsgerichteten Süd-Äquatorialstromes. Die positiven Salzgehaltsanomalien im Mittelmeer haben eine verstärkte vertikale Durchmischung zur Folge. Damit verbunden erhöht sich zum Abbau des Dichtegradienten die Injektion von salzreichem MOW in den östlichen Nordatlantik. Die simulierten verstärkten Salzgehaltsunterschiede im Mittelmeer von ca. 1 psu zwischen dem West- und dem Ostteil stimmen generell mit den aus geologischen Daten gewonnenen Annahmen überein. Daß der „Overflow“ von MOW während des LGM stattgefunden hat, wurde schon von *Zahn et al.* [1987] und *Oppo und Fairbanks* [1987] vermutet. *Thunell und Williams* [1989] stellten anhand von  $\delta^{18}\text{O}$ -Messungen die hydraulischen Aspekte einer glazialen Salzgehaltszunahme vor. Sie berechneten einen Salzgehaltsunterschied von 1,5 psu, wobei der Salzgehalt im westlichen und östlichen Mittelmeer während des LGM um 1,2 psu bzw. 2,7 psu anstieg. Das Mittelmeer exportierte aufgrund dieser Salzgehaltsunterschiede während des LGM weiterhin in den Atlantik, obwohl der Volumenausstrom durch die eustatische Absenkung des Meeresspiegels beträchtlich reduziert war. Diese Änderungen sind im LSG mit der geringen Auflösung nicht berücksichtigt.

a)



b)

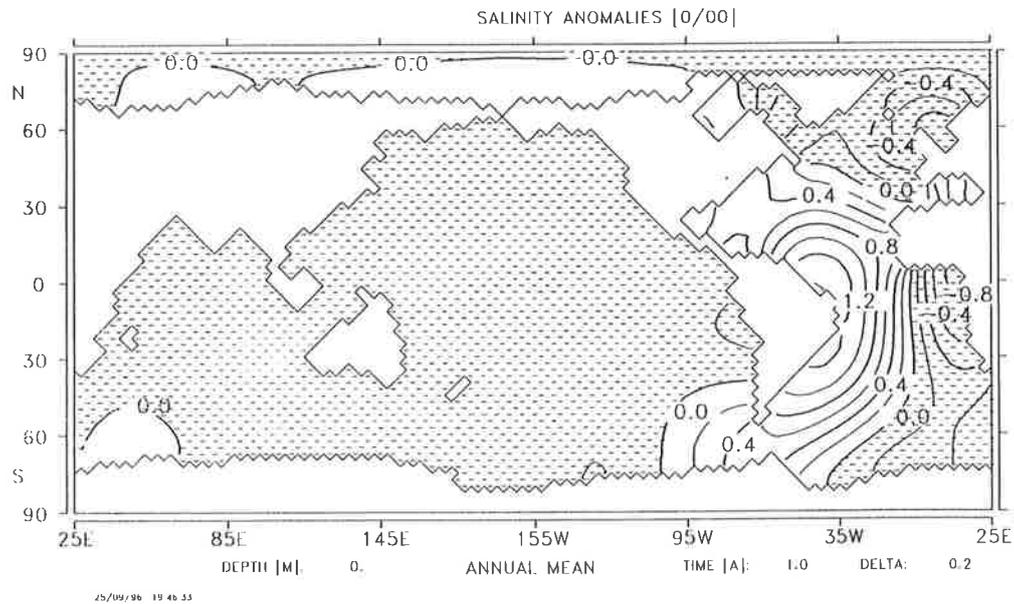
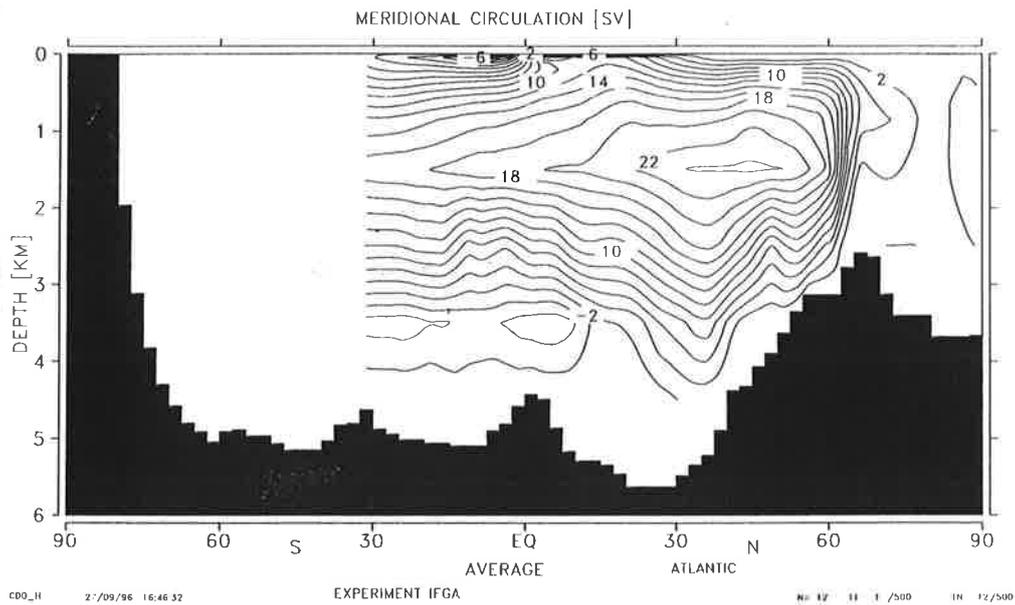


Abbildung 8.5: Assimilation des  $\delta^{13}\text{C}$ -Datensatzes des Atlantiks in das OGCM. Differenzen der vorgeschriebenen Oberflächensalzgehalte zwischen optimiertem Zustand und Anfangszustand (a) unter Verwendung interglazialer Randbedingungen (Differenz von ASIFG-A- und IFG-Experiment) und (b) unter Verwendung von LGM-Randbedingungen (Differenz von ASGFG-A- und GFG-Experiment, Konturintervall:  $0,2 \text{ psu}$ ,  $1\text{‰} = 1 \text{ psu}$ ).

a)



b)

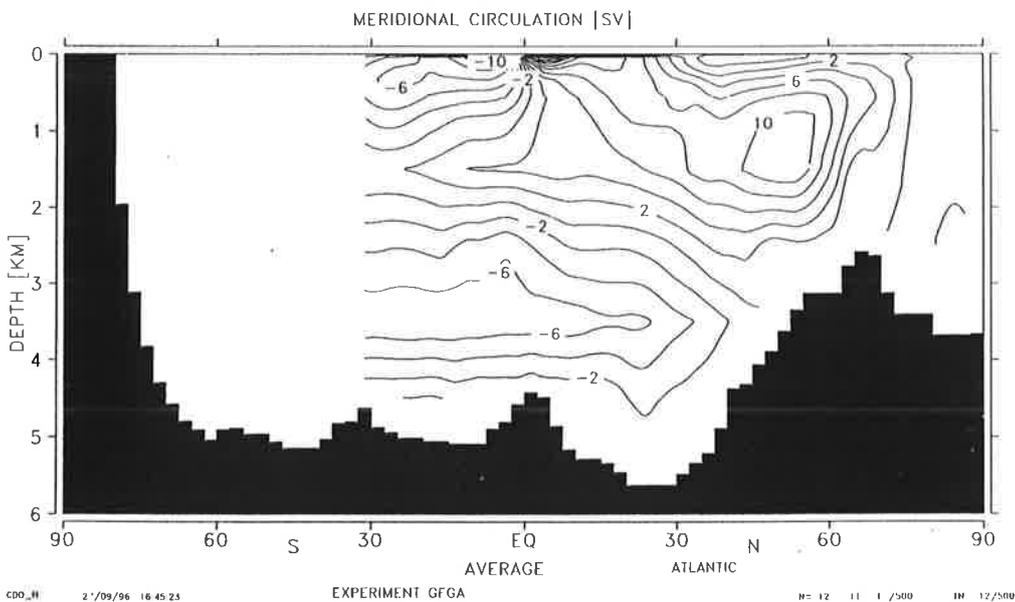


Abbildung 8.6: Assimilation des  $\delta^{13}\text{C}$ -Datensatzes des Atlantiks in das OGCM. Jährliche Mittelwerte der zonal gemittelten Meridionalzirkulation im Atlantik (a) unter Verwendung von rezenten Randbedingungen (ASIFG-A-Experiment) und (b) unter Verwendung von LGM-Randbedingungen (ASGFG-A-Experiment). Konturintervall: 2 Sv ( $1 \text{ Sv} = 10^6 \text{ m}^3\text{s}^{-1}$ ).

### 8.3.2 Assimilation des globalen $\delta^{13}\text{C}$ -Datensatzes in das OGCM

Folgende Experimente wurden mit dem globalen  $\delta^{13}\text{C}$ -Datensatz (Abschnitt 5.2) ausgeführt:

1. Referenzexperiment ASIFG-G, in dem  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten aus Foraminiferenschalen der Zeitscheibe 0-4000 Jahre B.P. in das OGCM assimiliert wurden.
2. Experiment ASGFG-G, in dem  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten aus Foraminiferenschalen der LGM-Zeitscheibe 21 500-23 500 Jahre B.P. in das OGCM assimiliert wurden.

Es wurden in diesen Experimenten die gleichen Anfangsbedingungen und Integrationszeiten wie bei den Experimenten des vorherigen Abschnittes verwendet. Die Gewichte zur Bestrafung der Vertikalgeschwindigkeiten vom Anfangszustand wurden in beiden Experimenten mit  $1,2 \times 10^{-5}$  gewählt. Im Gegensatz zur Assimilation von Daten des Atlantiks haben in diesen Experimenten die Daten nun auch Einfluß auf die simulierte Zirkulation und vorgeschriebenen Oberflächensalzgehalte im Indischen und Pazifischen Ozean. Die Kostenfunktion sinkt in diesen Experimenten wie im IFG-Experiment nur geringfügig, und auch die Salzgehaltsanomalien weisen verhältnismäßig geringe Amplituden auf.

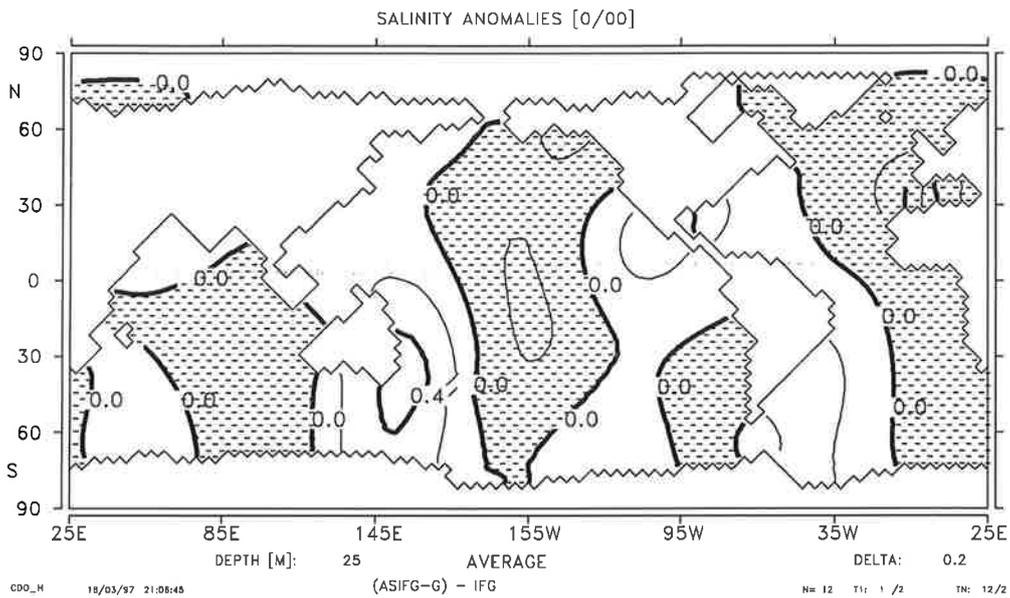
Allgemein entsprechen die Muster der Oberflächensalzgehalte im Atlantik mit einer starken positiven Anomalie vor der Ostküste Südamerikas und des Mittelmeeres und einer negativen Anomalie vor der Westküste Südafrikas denen des vorherigen Experimentes (Abb. 8.7b). Die negativen Salzgehaltsanomalien vor der südafrikanischen und südamerikanischen Westküste sind mit einem gegenüber dem GFG-Experiment verstärkten Auftrieb von salzärmeren Wassermassen aus den tieferen Schichten verbunden. Diese Tendenzen stimmen im Pazifik mit den geologischen Abschätzungen von *Pederson et al.* [1991] überein, die eine starke Paläoproduktivität im äquatorialen Ostpazifik während der letzten Eiszeit berechneten. *Broecker* [1989] wies nach  $\delta^{18}\text{O}$ -Analysen aus planktonischen Foraminiferenschalen auf einen verstärkten Salzgehaltsgradienten zwischen dem Pazifik und dem Atlantik während der letzten Eiszeit hin. Er schätzte, daß der Salzgehaltsunterschied zwischen dem tropischen Pazifik und Atlantik um 1 psu verstärkt und damit doppelt so hoch wie die heutige Differenz war. Diese Zunahme sei möglicherweise durch einen verstärkten Übertrag von Wasserdampf verursacht worden. Auch die hier simulierten Werte deuten auf eine Zunahme der glazialen Salzgehaltsdifferenz von 0,5-1 psu zwischen den Ozeanen hin.

Abbildung 8.8b stellt die simulierte Tiefenzirkulation in 3000 m dar, dem Bereich, in dem die meisten Daten liegen. Gegenüber dem optimierten rezenten Experiment ist eine deutliche Abschwächung des westlichen Randstromes des nordatlantischen Tiefenwassers

als Folge der Abnahme der konvektiven Durchmischung (Abb. 8.9) zu verzeichnen. Im östlichen und zentralen tiefen Nordatlantik sind die Wassermassen durch den salzreichen Ausstrom des MOW signifikant beeinflusst. Der Salzgehalt in 1000 m steigt dabei gegenüber dem Anfangszustand im Bereich des Iberischen Beckens um  $0,1-0,2\text{‰}$ . Die verstärkte vertikale Durchmischung der Wassermassen durch eine positive Salzgehaltsanomalie im Bereich der Ross-See steht eng im Zusammenhang mit einem verstärkten Einstrom von Tiefenwasser in 3000 m in den südwestlichen Pazifik. Diese Ventilierung des Tiefenpazifiks wird möglicherweise vom Modell überschätzt. Die Wassermassen breiten sich im westlichen Pazifik verstärkt nordwärts aus und erklären somit teilweise die negativen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte im glazialen Nordpazifik. Boyle [1992] und Lynch-Stieglitz [1994] diskutierten unter Zuhilfenahme von  $\delta^{13}\text{C}$ - und Cd/Ca-Beobachtungsdaten mögliche Quellen für niedrige glaziale  $\delta^{13}\text{C}$ - bzw. hohe Nährstoffkonzentrationen im nördlichen Pazifik: 1. das in 1-2 km Tiefe liegende subantarktische Zwischenwasser (AAIW) oder 2. verstärkte Tiefenwasserbildung im Nordpazifik (GPDW). Michel *et al.* [1995] bestätigten mit einem Boxmodell, daß ein verstärkter Einstrom von Wassermassen aus dem Südpolarmeer die glazialen  $\delta^{13}\text{C}$ -Gradienten erklären könnte. Aber auch letztere Annahme, eine starke Bildung von GPDW, scheint durch die Ergebnisse der Datenassimilation nicht grundsätzlich ausgeschlossen zu sein. Wie Abbildung 8.7b zeigt, ist eine positive Salzgehaltsanomalie im nördlichen Nordatlantik erkennbar, die eine Voraussetzung für eine mögliche Tiefenwasserbildung darstellt. Auch der tiefe Ostpazifik ist gegenüber dem interglazialen Referenzlauf durch den starken Einstrom am australischen Schelfgebiet in diesem Experiment etwas stärker ventiliert (Abb. 8.8b), was tendenziell im Widerspruch zu den aus  $^{14}\text{C}$ -Daten abgeleiteten Erkenntnissen von einer schwächeren Ventilierung des tiefen Pazifiks während des LGM steht (siehe Kapitel 2.4.2).

Die optimierten positiven Salzgehaltsanomalien im nördlichen Nordindik sind verträglich mit den Annahmen von Kallel *et al.* [1988] zur Erklärung der reduzierten Nährstoffkonzentration des glazialen nordindischen Zwischenwassers. Die Autoren diskutierten die Möglichkeit, daß sich während der Eiszeit schwere Wassermassen im Nordindik durch erhöhte Verdunstung und kältere Temperaturen gebildet haben könnten. Sie wiesen zur Erklärung der glazial-interglazialen  $\delta^{13}\text{C}$ -Differenzen in den Beobachtungsdaten ferner auf eine mögliche nordwärtige Ausdehnung des antarktischen Zwischenwassers sowie auf einen verstärkten Durchfluß durch die Bandastraße hin. Ein verstärkter Einstrom von der Antarktis scheint am besten mit den Modellsimulationen übereinzustimmen.

a)



b)

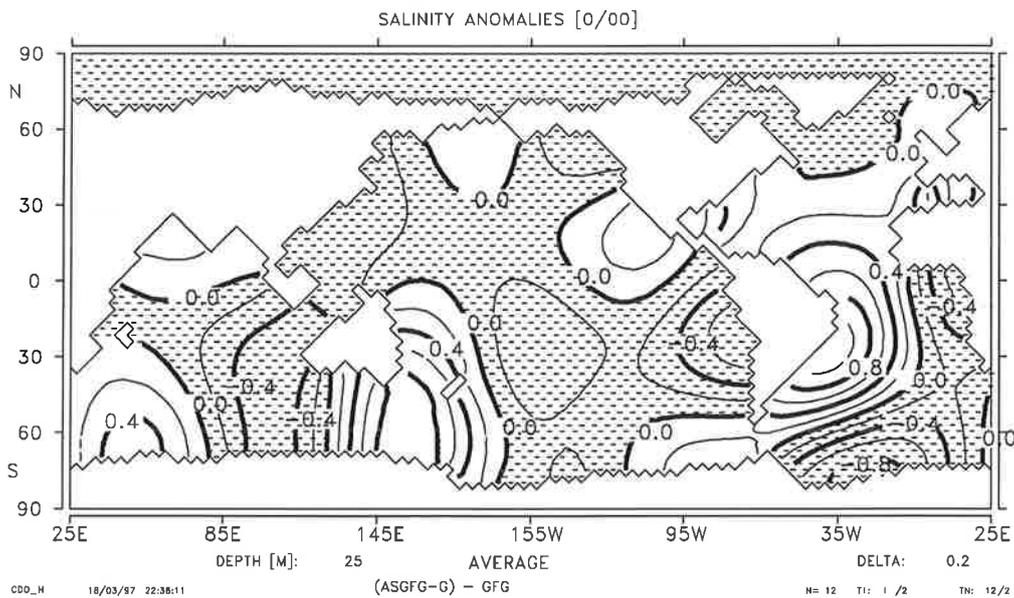
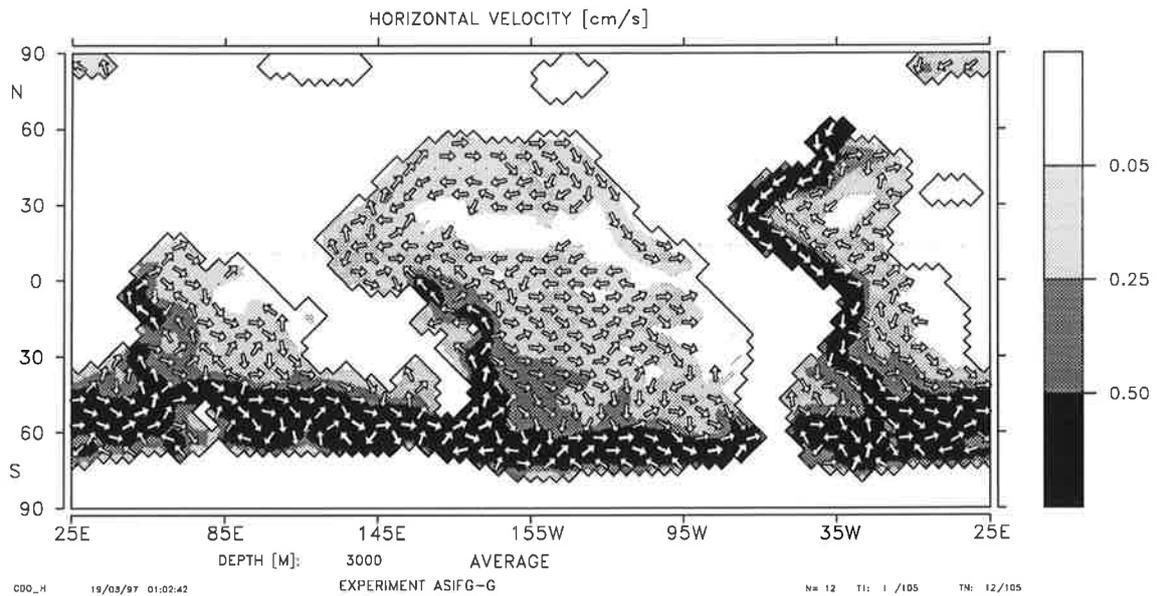


Abbildung 8.7: Assimilation des globalen  $\delta^{13}\text{C}$ -Datensatzes in das OGCM. Differenzen der vorgeschriebenen Oberflächensalzgehalte zwischen optimiertem Zustand und Anfangszustand (a) unter Verwendung interglazialer Randbedingungen (Differenz von ASIFG-G und IFG-Experiment) und (b) unter Verwendung von LGM-Randbedingungen (Differenz von ASGFG-G und GFG-Experiment, Konturintervall: 0,2 psu,  $1\text{‰} = 1 \text{ psu}$ ).

a)



b)

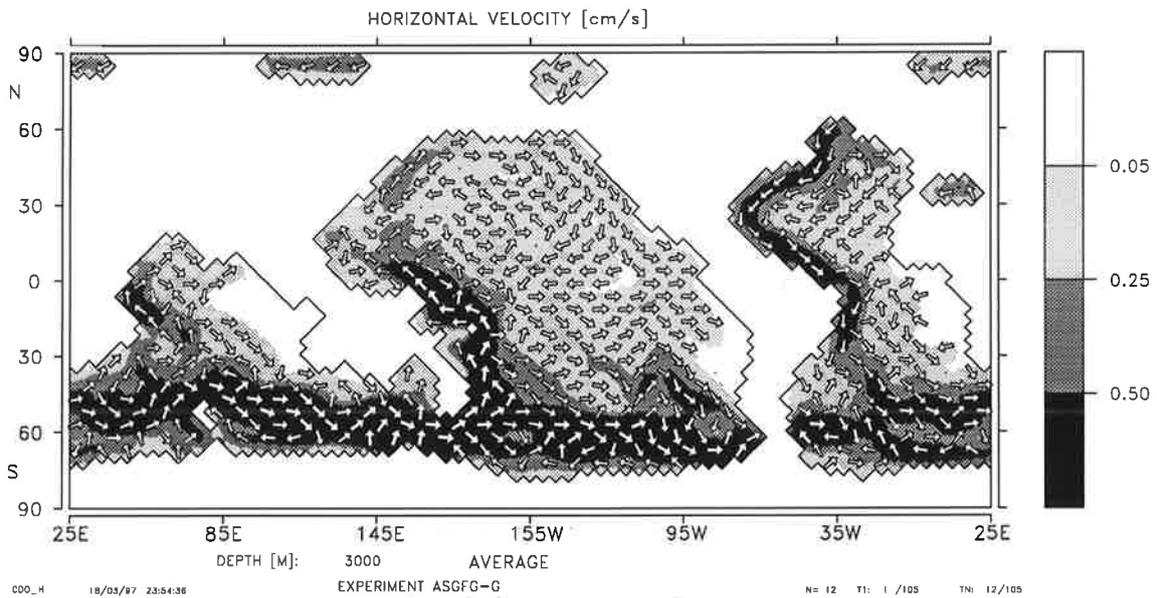


Abbildung 8.8: Assimilation des globalen  $\delta^{13}\text{C}$ -Datensatzes in das OGCM. Horizontale Geschwindigkeiten in 3000 m Tiefe (a) unter Verwendung interglazialer Randbedingungen (ASIFG-G-Experiment) und (b) unter Verwendung von LGM-Randbedingungen (ASFGF-G-Experiment).

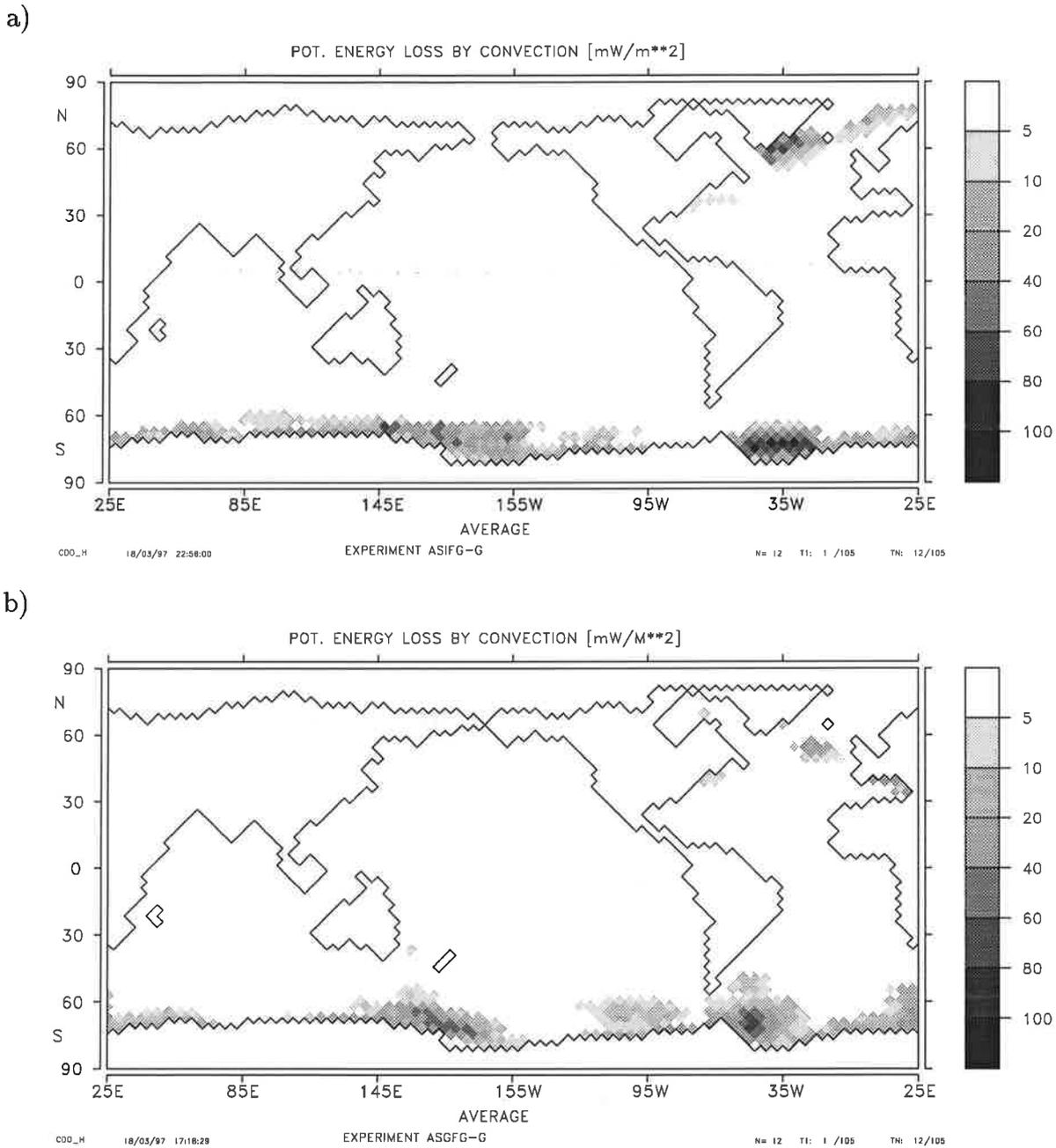


Abbildung 8.9: Assimilation des globalen  $\delta^{13}\text{C}$ -Datensatzes in das OGCM. Jährliche Mittelwerte der konvektionsbedingten Verlustrate der potentiellen Energie (a) unter Verwendung interglazialer Randbedingungen (ASIFG-G-Experiment) und (b) unter Verwendung von LGM-Randbedingungen (ASGFG-G-Experiment). Einheiten in  $\text{mW m}^{-2}$ .



# Kapitel 9

## Diskussion

Zur Rekonstruktion der Ozeanzirkulation während des letzten glazialen Maximums (LGM) vor ca. 21 000 Jahren wurden in dieser Studie  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten aus epibenthischen Foraminiferenschalen in ein Modell der allgemeinen Ozeanzirkulation (OGCM) assimiliert. Das OGCM ist durch ein biologisches Modul ergänzt, das die  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung über eine lineare Beziehung zur Phosphatkonzentration berechnet. Als Anfangszustände für die Datenassimilation wurde das OGCM mit rezenten und rekonstruierten glazialen vorgeschriebenen Salzgehalten, Lufttemperaturen und Windschubspannungen an der Meeresoberfläche angetrieben. Das Modell reproduziert mit diesen Randbedingungen generell die aus den Beobachtungsdaten gewonnene rezente und glaziale  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung im Ozean. Das Modell simulierte im glazialen Anfangszustand eine Verlagerung der Gebiete der Tiefenwasserbildung von der Grönland- und Norwegensee (GNS) in den Nordatlantik südlich von Island und eine drastische Abnahme des südwardigen Transportes von NADW um 50%. Diese Ergebnisse befinden sich generell in Übereinstimmung mit den Sensitivitätsexperimenten mit zweidimensionalen [Fichefet et al., 1994] oder dreidimensionalen regionalen [Seidov et al., 1996] und globalen [Fieg, 1996; Seidov und Paul, 1997] OGCMs. Jedoch weichen die in den einzelnen Studien präsentierten interglazialen und glazialen Zirkulationsmuster erheblich voneinander ab, was sich z.T. durch verschiedene Formulierung der Randbedingungen der Oberflächentemperaturen [Maier-Reimer et al., 1993] erklären läßt. Ausgehend von dem glazialen Anfangszustand wurde die Sensitivität der Tiefenzirkulation und  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung auf Variationen der mit Unsicherheiten behafteten rekonstruierten Randbedingungen hin untersucht. Die Sensitivitätsexperimente führten zu folgenden Ergebnissen:

1. Sensitivität der Tiefenzirkulation gegenüber Variationen in den vorgeschriebenen Salzgehalten im Nordatlantik. Die Qualität der aus  $\delta^{18}\text{O}$  von Foraminiferenschalen rekonstruierten Salzgehalte ist stark abhängig sowohl von den rekonstruierten Tempe-

raturen der Meeresoberfläche als auch von Verdünnungseffekten von  $\delta^{18}\text{O}$  im Meerwasser. Neuere Erkenntnisse von *Weinelt et al.* [1996] und *Schrag et al.* [1996] zeigen, daß der nördliche Nordatlantik im glazialen Sommer im Gegensatz zu Annahmen von *CLIMAP* [1981] möglicherweise eisfrei gewesen ist, während in den Tropen eine stärkere Abkühlung stattgefunden hat. Die neueren rekonstruierten Oberflächentemperaturen wichen dabei um bis zu  $5^\circ\text{C}$  gegenüber denen von *CLIMAP* [1981] ab, was einen Fehler in den Salzgehaltsrekonstruktion von bis zu 2,6 psu zur Folge hätte. Simulierte Fehler in den Salzgehaltsrekonstruktionen von  $\pm 1$  psu ergaben ein breites Spektrum von möglichen Zirkulationsmustern, das von einer stärkeren Meridionalzirkulation als der heutigen bis zu einer drastischen Abnahme der Bildung von NADW reichte. Die Annahme von lateralen rezenten Randbedingungen für regionale Modelle des Nordatlantiks zur Simulation vergangener Zeitscheiben ist daher mit sehr starken Unsicherheiten verbunden.

2. Sensitivität der Tiefenzirkulation gegenüber Variationen in den vorgeschriebenen Lufttemperaturen, die mit dem Atmosphärenmodell ECHAM3/T42 gewonnen wurden. Die kälteren Luftmassen in den hohen Breiten hatten während des LGM eine signifikante Äquator-wärtige Verschiebung der Eisgrenzen zur Folge. Mit dem mehr zonal ausgerichteten salzreichen Nordatlantischen Strom verlagerten sich im Nordatlantik dadurch die Gebiete der Tiefenwasserbildung südlich von Island. Die simulierte Advektion von Kaltluft von den Inlandeisgebieten wurde durch die stärkeren glazialen Westwinde im Nordatlantik merklich verstärkt. Jedoch deuten die Temperaturrekonstruktionen von *Weinelt et al.* [1996] darauf hin, daß möglicherweise die Grönland- und Norwegensee während des glazialen Sommers eisfrei gewesen sind.
3. Sensitivität der Tiefenzirkulation gegenüber Variationen in den vorgeschriebenen Windschubspannungen. Experimente mit glazialen und interglazialen Windschubspannungen der PMIP-Experimente mit ECHAM3/T42 [*Lorenz et al.*, 1996] zeigten bei unveränderten thermohalinen Randbedingungen nur eine geringe Änderung in der atlantischen Tiefenzirkulation. Der windinduzierte nordwärtige Transport der Wassermassen auf der geographischen Breite von Kap Hoorn ( $56^\circ\text{S}$ ) hat vermutlich einen geringeren Einfluß auf die Stärke der atlantischen Tiefenzirkulation, als *Toggweiler und Samuels* [1993] mit dem GFDL-OGCM auswiesen. Die im Bereich der Westwinddrift der Südhemisphäre starken zonalen PMIP-Winde des LGM bewirkten bei einer Zunahme um 50% nur eine Änderung der atlantischen Tiefenzirkulation von 2 Sv bei  $30^\circ\text{S}$ . Diese Änderung ist damit lediglich halb so groß wie die mit den Winden von *Hellerman und Rosenstein* [1983] berechnete Abschätzung von *Togg-*

*weiler und Samuels [1993].*

Generell führten in den Sensitivitätsexperimenten die Variationen der Randbedingungen an der Ozeanoberfläche nicht wesentlich zu einer Änderung der Differenzen zwischen simulierten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten und den aus Foraminiferenschalen gewonnenen  $\delta^{13}\text{C}$ -Beobachtungsdaten (Tab. 6.2). Dies läßt sich unter anderem dadurch erklären, daß der Großteil der Daten im Ostatlantik liegt, in dem das Modell niedrige Strömungsgeschwindigkeiten simuliert, während die Bereiche, in denen die kräftigen Tiefenströme an den westlichen Kontinentalrändern fließen, von den Daten nur spärlich erfaßt sind. Gerade in dieser Region wurden starke Unterschiede zwischen den simulierten Transporten in den einzelnen Experimenten festgestellt. Die Ergebnisse der Sensitivitätsexperimente bestätigen deshalb die Schlußfolgerung von *LeGrand und Wunsch [1995]*, daß mit dem gegenwärtig verfügbaren Datensatz nur vage Aussagen über eine mögliche Verminderung des NADW während des LGM gemacht werden können. Eine bessere Datenbasis im Westatlantik würde Hinweise über Änderungen des Transports von NADW in das Südpolarmeer deutlich verfestigen, jedoch sind gerade diese Regionen insbesondere in den Subtropen durch geringe Produktivität gekennzeichnet, so daß auch die Populationsdichte der epibenthischen Foraminiferen sehr gering ist.

Die Datenassimilation bewirkt durch Variation der vorgeschriebenen Oberflächensalzgehalte nochmals eine leichte Reduktion der Differenzen zwischen simulierten und beobachteten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten. Im Vergleich zu früheren Studien zur Simulation der Glazialzirkulation mit dreidimensionalen OGCMs [*Lautenschlager et al., 1992*] wurde durch die verbesserte Datenbasis und Modellentwicklung eine deutliche Abnahme der Differenzen zwischen simulierten und beobachteten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten erzielt. Jedoch treten trotz Assimilation von  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten in das OGCM in einigen Regionen immer noch starke Differenzen auf, wie z.B. in den Tropen und im südlichen Ozean. Diese Abweichungen lassen sich u.a.

1. durch Fehler, die durch die Modellformulierung des LSG und biologischen Modells bedingt sind,
2. durch Unsicherheiten in den oben genannten Oberflächenrandbedingungen und
3. durch Fehler der  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten selbst

erklären.

Fehler durch Modellformulierung und Fehler in den Daten müssen deshalb einen signifikanten Beitrag zu den  $\delta^{13}\text{C}$ -Differenzen zwischen simulierten Werten und Daten aus den Foraminiferenschalen geliefert haben. Der Datenfehler ist, wie in Kapitel 5 diskutiert, durch Störung von lokalen Effekten, wie z.B. Bioturbation, organischen Fluß und

terrigenen Eintrag von der Oberfläche, nicht in allen Gebieten zu vernachlässigen. Der Abbau von organischem Material im Porenwasser kann lokal zu Störungen der glazialen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in der Größenordnung der glazial-interglazialen Variationen führen [Bickert und Wefer, 1996]. Es kann jedoch davon ausgegangen werden, daß die Behebung der Fehler durch die Modellformulierung, insbesondere die geeignete Parametrisierung des Kohlenstoffkreislaufes, einen erheblichen Beitrag zu der Abnahme der Differenzen zwischen den simulierten und beobachteten  $\delta^{13}\text{C}$ -Werten liefern würde:

- a) Änderung der geochemischen Parameter und Inventare, deren Erstellung für das LGM problematisch sind. Sensitivitätsstudien mit dem Hamburger Kohlenstoffkreislaufmodell HAMOCC2 von Heinze *et al.* [1992] zeigten den Einfluß der Variation der Kohlenstoffparameter (z.B. die Änderung des Redfield-Verhältnisses) und Inventare (z.B. des Nährstoffkreislaufes) auf die  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung im Ozean. Spero *et al.* [1997] und Lea *et al.* [1997] wiesen auf eine pH-Wert-abhängige Einlagerung der Isotopenverhältnisse in den Foraminiferenschalen hin. Dieser Effekt könnte mit einer erhöhten Carbonationenkonzentration im Oberflächenwasser durch eine niedrigere atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Konzentration einen Teil der negativen  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in den Foraminiferenschalen erklären und wäre damit eine alternative Hypothese zu dem Kohlenstoffeintrag von der terrestrischen Biosphäre in den Ozean.
- b) In den Tropen führt in den Auftriebsgebieten eine Nährstoffakkumulation [Najjar *et al.*, 1992] zu einem zu hohen Inventar von organischem Material in den intermediären Schichten und damit zu negativen  $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnissen. Dieser Effekt kann u.a. durch verbesserte Formulierung der biologischen Prozesse reduziert werden (siehe z.B. [Kurz, 1993; Six und Maier-Reimer, 1996]). Dies würde jedoch Komplexität und Integrationszeit erhöhen.

Neben diesen und den im Rahmen der Sensitivitätsexperimente diskutierten Fehlerquellen verhindern die Einschränkungen in der Formulierung des inversen Modells eine zu starke Abnahme in der Kostenfunktion. Fehler durch die limitierte Integrationszeit des inversen Modells wurden schon in Abschnitt 8.2 diskutiert. Insbesondere bei der Reproduktion der nichtlinearen Prozesse, wie zum Beispiel der konvektiven Durchmischung, kann es dadurch zu erheblichen Abweichungen kommen.

# Kapitel 10

## Zukünftige Aspekte

In dieser Studie wurde ein universell einsetzbares adjungiertes OGCM entwickelt, das Tracer assimilieren kann, um die Zirkulation und die Oberflächenrandbedingungen zu optimieren. Die Assimilation von  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten in das OGCM ermöglichte, Tendenzen der glazial-interglazialen Änderungen der Zirkulation zu bestimmen. Es wurde dargestellt, daß sich die glazial-interglazialen Variationen der  $\delta^{13}\text{C}$ -Verteilung im Ozean nur durch komplexe Änderung der Zirkulation, Kohlenstoffinventare, Kohlenstoffparameter und den Austausch mit anderen Reservoirien erklären lassen. Hierfür wäre es notwendig, unter Voraussetzung von den in der Zukunft erwarteten größeren Rechenkapazitäten, ein inverses dreidimensionales adjungiertes Kohlenstoffmodell zu entwickeln, das gekoppelt mit dem hier entwickelten OGCM simultan die komplexen Änderungen erfassen könnte. Zur Simulation der glazial-interglazialen Änderungen in der Zirkulation ist es notwendig, weitere Tracer in das OGCM zu assimilieren, um bei den optimierten Änderungen die lokalen Effekte, die z.T. spezifisch für einen Tracer sind, zu identifizieren und die Tendenzen der generellen Änderungen der Zirkulation zu verfestigen. Zur Assimilation würden sich z.B. die Verhältnisse von Pa/Th [Yu *et al.*, 1996], Mg/Ca [Dwyer *et al.*, 1995] und  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  eignen, für die eine zunehmende Datenbasis angeboten wird. Längere Integrationszeiten des inversen Modells sollten dabei durchgeführt werden, um die Qualität der Ergebnisse auch für die Teile des Ozeans zu erhöhen, die noch spärlich mit Daten erfaßt sind. Eine detaillierte Analyse der Ergebnisse könnte dann mit Hilfe der im Abschnitt 7.5 beschriebenen Hesseschen Matrix durchgeführt werden. Durch Assimilation von verschiedenen Daten ließen sich auch systematische Modellfehler, die in dieser Arbeit nicht berücksichtigt wurden, ermitteln. Die Modellfehler könnten in die Kostenfunktion einbezogen werden, so daß sich der Abstand zwischen Beobachtungsdaten und Modellwerten in Abhängigkeit dieser Fehler wichten ließe.

Insbesondere in Gebieten der Tiefenwasserbildung wäre eine höhere räumliche und zeitliche Auflösung mit einer detaillierteren Parametrisierung der Physik an der Grenzfläche zwischen Ozean und Atmosphäre von Vorteil. Dies könnte durch Verknüpfung der Informationen von regionalen und globalen Modellen, sogenanntes „Model Nesting“, erfolgen. Probleme können hierbei jedoch an den lateralen Übergängen durch Instabilitäten auftreten. Eine Alternative hierzu wäre ein generell höher aufgelöstes OGCM [Maier-Reimer, 1997].

Neben dem Einsatz für Paläostudien lassen sich auch rezente Datensätze von Tracern (z.B. FCKWs, Radiokohlenstoff) in das Modell assimilieren, um den Zustand der gegenwärtigen Ozeanzirkulation besser zu erfassen und die Modellparametrisierung zu verbessern. Auch hierfür wäre eine höhere räumliche Auflösung von Vorteil.

Versuche, die glaziale Ozeanzirkulation mit gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodellen zu simulieren, sind derzeit noch in der Entwicklungsphase, da die geeignete Parametrisierung der Randbedingungen für andere Zeitscheiben problematisch ist [Fieig, 1996]. Energiebilanzmodelle bieten eine alternative Lösung und sollten die konventionelle Formulierung der Temperaturadvektion in Modellen wie dem LSG ersetzen. Diese müßten an verschiedenen paläoklimatischen Datensätzen getestet werden, bevor sie in die inversen OGCMs eingegliedert werden. Zukünftige Planungen beinhalten eine forcierte Entwicklung inverser gekoppelter OAGCMs. Diese Modelle hätten den Vorteil, optimale Modellparametrisierung, Anfangs- und Randbedingungen für zukünftige Klimaprognosen zu erstellen. Mit zukünftigen Rechnern ließe sich die Anwendung solcher Modelle an vergangenen Zeitscheiben testen, die in den Grundbausteinen für die Atmosphäre und für den Ozean schon existieren.

## Danksagung

Herrn Dr. Ernst Maier-Reimer und Herrn Prof. Dr. Hartmut Graßl danke ich für die Überlassung des Themas und die Betreuung der Arbeit.

Bedanken möchte ich mich bei meiner Frau für die geduldige Begleitung und fachliche Unterstützung bei Erstellung dieser Arbeit.

Bei den Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Max-Planck-Instituts für Meteorologie und des DKRZ bedanke ich mich für die vielen wertvollen und anregenden Diskussionen. Das freundliche Klima, die perfekte technische Ausstattung und die unbürokratische Verwaltung am Institut haben den Alltag erheblich erleichtert.

Frau Dr. Katharina Six, Herrn Christian Eckert, Herrn Dr. Christoph Heinze und Herrn Dr. Uwe Mikolajewicz sei recht herzlich für die Durchsicht dieser Arbeit gedankt. Ferner möchte ich mich bei Frau Marion Grunnert und Herrn Norbert Noreiks für die tatkräftige Unterstützung bei der Erstellung der Graphiken bedanken. Die verwendeten Daten wurden freundlicherweise von Frau Dr. Elisabeth Michel, Frau Dr. Mara Weinelt, Herrn Dr. Jean-Michel Campin, Herrn Prof. Dr. Jean-Claude Duplessy, Herrn Dr. Georg Hoffmann, Herrn Dr. Michael Lautenschlager, Herrn Stefan Lorenz, Herrn Prof. Dr. Michael Sarnthein und Herrn Dr. Christian Schäfer-Neth zur Verfügung gestellt.

Die Arbeit am Max-Planck-Institut wurde aus dem Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft Nr. DFG Ma 1070/2-1 finanziell unterstützt.



# Anhang A

## Praktische Codierung des adjungierten Modells

Allgemeine atmosphärische und ozeanische Zirkulationsmodelle sind gekennzeichnet durch lange und komplizierte Computercodes, die meist in der Programmiersprache Fortran geschrieben werden. Die Länge und Komplexität der entsprechenden adjungierten Modelle ist denen der Vorwärts-Modelle vergleichbar. Modifikationen von letzteren haben zur Folge, daß auch die korrespondierenden adjungierten Teile geändert werden müssen. Experimente mit adjungierten Modellen zeigen, daß schon kleine Fehler im adjungierten Code zu unbrauchbaren Ergebnissen führen können [Talagrand, 1991]. Deshalb ist es üblich, die adjungierten AGCMs und OGCMs aus den Vorwärts-Codes anstatt aus den diesen zugrundeliegenden Differentialgleichungen zu entwickeln. Ein weiterer Vorteil dieser Methode ist die mögliche Automatisierung zur Erzeugung von Teilen des adjungierten Codes, welche die eventuellen Fehlerquellen der von Hand geschriebenen Codes deutlich einschränkt. Bei komplexen iterativen Schleifen ist die Automatisierung jedoch problematisch, da dazu der Vorwärts-Code meist umgeschrieben und neu getestet werden muß. Zur Erstellung des adjungierten Codes weist Talagrand [1991] auf zwei Prinzipien hin: (1) Einhaltung der Lokalität, d.h. wenn Änderungen im Vorwärts-Modell gemacht werden, dann müssen die entsprechenden Modifikationen an der korrespondierenden Stelle im adjungierten Code gemacht werden; (2) Lesbarkeit des adjungierten Programms. Letzteres beinhaltet die analoge Bezeichnung von Programmteilen und Unterprogrammen, Funktionsaufrufen, Variablennamen und Labels. Die Prinzipien seien analog zu den Gleichungen (7.2, 7.3, 7.4 und 7.6) an einer Fortran-Anweisung illustriert:

$$C = A * B \quad . \quad (A.1)$$

Durch eine Störungsentwicklung erster Ordnung erhält man die korrespondierende tangentlineare Anweisung:

$$\delta C = \delta A * B + A * \delta B \quad . \quad (\text{A.2})$$

Die dazugehörige 3 x 3-Matrix M hat dann folgende Form mit dem linearen Vektor  $(\delta A, \delta B, \delta C)^T$ :

$$M = \begin{pmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 \\ B & A & 0 \end{pmatrix} \quad .$$

Das entsprechende adjungierte Gleichungssystem erhält man durch Transposition der Matrix:

$$\begin{aligned} \delta^{**}A &= \delta^*A + B * \delta^*C \\ \delta^{**}B &= \delta^*B + A * \delta^*C \\ \delta^{**}C &= 0 \quad . \end{aligned} \quad (\text{A.3})$$

Die adjungierten Variablen  $\delta^*A$ ,  $\delta^*B$  und  $\delta^*C$  sind hierbei partielle Ableitungen von Ausgabefunktionen des Computercodes in Abhängigkeit von den Variablen A, B und C nach der Anweisung (A.1), während die Variablen  $\delta^{**}A$ ,  $\delta^{**}B$  und  $\delta^{**}C$  partielle Ableitungen von Ausgabefunktionen des Computercodes in Abhängigkeit von den Variablen A, B und C vor der Anweisung (A.1) darstellen. In der Praxis werden gewöhnlich für diese adjungierten Variablen die gleichen Fortran-Namen verwendet. Bezeichnet man dann die adjungierten Variablen beispielsweise mit den Anfangsbuchstaben *AD*, so ergibt sich der adjungierte Fortran-Code zu:

$$\begin{aligned} ADA &= ADA + B * ADC \\ ADB &= ADB + A * ADC \\ ADC &= 0 \quad . \end{aligned} \quad (\text{A.4})$$

Beispiel aus dem inversen OGCM (Berechnung der Exportproduktion):  
 a) Computercode des Vorwärts-Modells:

```

C=====
C
C   FORWARD MODEL
C
C=====
C
C   BIOLOGY IN SURFACE LAYERS
C
C=====
C
C   DO 4 J=1,JEN
C   DO 4 I=1,IEN
C=====
C
C   BIOLOGICAL PRODUCTION AFTER MICHAELI MENTON KINETICS
C   DUGDALE (1967)
C
C=====
C
C   TEMPFAC=1./4.*(T(I,J,1)+2.)/(T(I,J,1)+10.)
C   PRLAT=RLC(MONTH,J)*TEMPFAC
C   $ *RWAT(I,J)
C   $ /(1. + CONVAD(I,J,2)
C   $ *(1.+ CONVAD(I,J,3)))
C   PRORCA(I,J)= PRLAT* PHOSPH(I,J,1)**2/(CONCO+PHOSPH(I,J,1))
C   PRORCA(I,J)=AMAX1(0.,PRORCA(I,J))
C=====
C
C   PHOSPHATE REDUCTION DUE TO BIOLOGICAL PRODUCTION
C   OXYGEN REDUCTION DUE TO BIOLOGICAL PRODUCTION
C
C=====
C
C   PHOSPH(I,J,1)=PHOSPH(I,J,1)-PRORCA(I,J)
C   OXYGEN(I,J,1)=OXYGEN(I,J,1)+O2UT*PRORCA(I,J)
C   4 CONTINUE
  
```

b) entsprechender adjungierter Computercode:

```

C=====
C
C   ADJOINT MODEL
C
C=====
C
C   ADJOINT BIOLOGY IN SURFACE LAYERS
C
C=====
      DO 9994 J = JEN, 1, -1
      DO 9990 I = IEN, 1, -1
        PHOSPH(I,J,1)=PHOSUR(I,J)
        TEMPFAC = (1./4.*(T(I,J,1)+2.))/(T(I,J,1)+10.)
        RLCFAC=RLC(MONTH,J)
        PRLAT = (RLCFAC*TEMPFAC*RWAT(I,J))/(1.+CONVAD(I,J,2)
$      *(1.+CONVAD(I,J,3)))
        PRORCA(I,J) = (PRLAT*PHOSPH(I,J,1)**2)/(CONCO+PHOSPH(I,J,1))
C=====
C
C   PHOSPHATE REDUCTION DUE TO BIOLOGICAL PRODUCTION
C   OXYGEN REDUCTION DUE TO BIOLOGICAL PRODUCTION
C
C=====
      ADPRORC(I,J) = ADPRORC(I,J)+ADOXYGE(I,J,1)*O2UT
      ADPRORC(I,J) = ADPRORC(I,J)-ADPHOSP(I,J,1)
      ADPRORC(I,J) = ADPRORC(I,J)*(0.5+SIGN(0.5,PRORCA(I,J)-0.))
C=====
C
C   BIOLOGICAL PRODUCTION AFTER MICHAELI MENTON KINETICS
C   DUGDALE (1967)
C
C=====
      ADPRLAT = ADPRLAT+ADPRORC(I,J)*(PHOSPH(I,J,1)**2)
$      /(CONCO+PHOSPH(I,J,1))
      ADPHOSP(I,J,1) = ADPHOSP(I,J,1)+ADPRORC(I,J)
$      *(PRLAT*2*PHOSPH(I,J,1)*(CONCO+PHOSPH(I,J,1))
$      -PRLAT*PHOSPH(I,J,1)**2)/((CONCO+PHOSPH(I,J,1))
$      *(CONCO+PHOSPH(I,J,1)))
      ADPRORC(I,J) = 0.0
      ADTEMPF = ADTEMPF+ADPRLAT*(RLCFAC*RWAT(I,J))
$      /(1.+CONVAD(I,J,2)*(1.+CONVAD(I,J,3)))
      ADRWAT(I,J) = ADRWAT(I,J)

```

```

$          +ADPRLAT*(TEMPFAC*RLCFAC)
$          /((1.+CONVAD(I,J,2))*(1.+CONVAD(I,J,3)))
ADCONVA(I,J,2) = ADCONVA(I,J,2)-ADPRLAT*(RLCFAC
$ *TEMPFAC*RWAT(I,J)*(1.+CONVAD(I,J,3)))
$ /((1.+CONVAD(I,J,2))*(1.+CONVAD(I,J,3)))
$ *(1.+CONVAD(I,J,2))*(1.+CONVAD(I,J,3)))
ADCONVA(I,J,3) = ADCONVA(I,J,3)-ADPRLAT
$ *(RLCFAC*TEMPFAC*
$ RWAT(I,J)*CONVAD(I,J,2))
$ /((1.+CONVAD(I,J,2))*(1.+CONVAD(I,J,3)))
$ *(1.+CONVAD(I,J,2))*(1.+CONVAD(I,J,3)))
ADPRLAT = 0.0
ADT(I,J,1) = ADT(I,J,1)+ADTEMPF*(1./4.*(T(I,J,1)+10.)
$ -1./4.*(T(I,J,1)+2.))
$ /((T(I,J,1)+10.)*(T(I,J,1)+10.))
ADTEMPF = 0.0

```

9990 CONTINUE

9994 CONTINUE



## Anhang B

# Algorithmus zum Test des Gradienten der Kostenfunktion

Der durch den adjungierten Code produzierte Gradient der Kostenfunktion  $dJ_r/dy$  kann unter Verwendung einer Taylorreihenentwicklung erster Ordnung durch finite Differenzen approximiert werden:

$$\frac{dJ_r}{dy} \approx \frac{\Delta J}{\Delta y} \quad (\text{B.1})$$

Das von Long [pers. Mitt.] entwickelte Verfahren zum Test des Gradienten der Kostenfunktion wird dabei wie folgt durchgeführt:

1. Ausführung eines Referenzlaufes mit ungestörten Anfangs- bzw. Randbedingungen  $y_0$ . Dieser Referenzlauf  $R_0$  wird als „wahrer“ Datensatz gespeichert.
2. Erzeugung eines Anfangszustandes (engl.: first guess) durch Anfangs- bzw. Randbedingungen  $y_r$ :

$$y_r = \alpha y_0, \quad \alpha = 1,1; \quad (\text{B.2})$$

Abspeichern des Anfangszustandes und Berechnung der Norm des Vektors:

$$\|y_r\|_2 = \sqrt{\sum y_r^2}. \quad (\text{B.3})$$

Diese definiert den Referenzzustand, an dem der Richtungsgradient berechnet wird (zuerst mit der adjungierten Methode und dann durch finite Differenzen).

3. Berechnung und Abspeichern der Referenz-Kostenfunktion  $J_r$  durch „Vorwärts“-Integration des Modells mit  $y_r$  und „Daten“ aus dem Referenzlauf  $R_0$ .

4. Berechnung des Referenz-Gradientenvektors  $\nabla J_r$  durch „Rückwärts“-Integration des adjungierten Modells. Berechnung und Speicherung der Komponenten in Richtung von  $\mathbf{y}_r$ :

$$\frac{dJ_r}{dy} = \frac{\mathbf{y}_r \cdot \nabla J_r}{\|\mathbf{y}_r\|_2} \quad (\text{B.4})$$

5. Berechnung des Gradienten der Kostenfunktion durch finite Differenzen:

Beginnend mit  $i = 1$  werden die Anfangs- bzw. Randbedingungen in dieselbe Richtung wie der Referenzvektor  $\mathbf{y}_r$  gestört:

$$\mathbf{y}_i = \beta_i \mathbf{y}_r, \quad \beta_i = 1 + 10^{-(2+i)}, \quad i = 1, \dots, n, \quad (\text{B.5})$$

wobei  $i$  die  $i$ -te Störung des Referenzzustandes bezeichnet und der Störungsfaktor  $\beta_i$  etwas größer als 1 ist. Die Größe der Störung ist

$$\Delta \mathbf{y}_i = \|\mathbf{y}_i\|_2 - \|\mathbf{y}_r\|_2 = (\beta_i - 1) \|\mathbf{y}_r\|_2. \quad (\text{B.6})$$

Zur Berechnung der Kostenfunktion  $J_i$  werden entsprechende  $n$  Vorwärts-Integrationen des Modells durchgeführt, und die approximierten Gradienten lassen sich wie folgt schreiben:

$$\left( \frac{\Delta J}{\Delta y} \right)_i = \frac{J_i - J_r}{(\beta_i - 1) \|\mathbf{y}_r\|_2}. \quad (\text{B.7})$$

6. Dividiert man  $(\Delta J / \Delta y)_i$  durch  $dJ_r / dy$ , so sollte das Ergebnis einschließlich des Abbruchfehlers linear mit zunehmenden  $i$  gegen 1 konvergieren, bis bei sehr kleinen  $\Delta y$  Rundungsfehler auftreten.

# Anhang C

## Literaturverzeichnis

- Altenbach, A.V., und M. Sarnthein, Productivity record in benthic foraminifera, in *Productivity of the Ocean: Present and Past*, W.H. Berger, V.S. Smetacek und G. Wefer (Eds.), S. 255-269, John Wiley, New York, 1989.
- Andree, M., et al., Accelerator radiocarbon ages on foraminifera separated from deep-sea sediments, in *The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archean to Present*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 32, E.T. Sunquist und W.S. Broecker (Eds.), S. 143-153, AGU, Washington, D.C., 1985.
- Anthes, R., Data assimilation and initialization of hurricane prediction models, *J. Atmos. Sci.*, 31, 702-718, 1974.
- Arakawa, A., und V.R. Lamb, Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model, *Methods Comput. Phys.*, 16, 173-283, 1977.
- Archer, D., und E. Maier-Reimer, Effect of the deep-sea sedimentary calcite preservation on atmospheric CO<sub>2</sub> concentration, *Nature*, 367, 260-263, 1994.
- Bard, E., B. Hamelin, R.G. Fairbanks und A. Zindler, Calibration of the <sup>14</sup>C timescale over the past 30,000 years using mass spectrometry U-Th ages from Barbados corals, *Nature*, 345, 405-410, 1990.
- Barnett, T.P.; L. Dümenil, U. Schlese und E. Roeckner, The effect of Eurasian snow cover on global climate, *Science*, 239, 504-507, 1988.
- Barnola, J.M., D. Raynaud, Y.S. Korotkevich und C. Lorius, Vostok ice core provides 160,000-year record of atmospheric CO<sub>2</sub>, *Nature*, 329, 408-414, 1987.
- Barth, N., und C. Wunsch, Oceanographic experiment design by simulated annealing, *J. Phys. Oceanogr.*, 20, 1249-1263, 1990.

- Bennet, A.F., Inverse methods in physical oceanography, *Cambridge Monographs on mechanics and applied mathematics*, G.K. Batchelor und L.B. Freud (Eds.), 346 S., Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 1992.
- Berger, A.L., Long-term variations of the earth's orbital elements, *Celestial Mechanics*, 15, 53-74, 1977.
- Berger, W.H., und R.S. Keir, Glacial-Holocene changes in atmospheric CO<sub>2</sub> and the deep-sea record, in *Climate processes and climate sensitivity, Geophys. Monogr. Ser., vol. 29*, J.E. Hansen und T. Takahashi (Eds.), S. 337-351, AGU, Washington, D. C., 1984.
- Berger, W.H., K. Fischer, C. Lai und G. Wu, Ocean productivity and organic carbon flux, *SIO Ref. 87-30*, Scripps Inst. of Oceanogr., La Jolla, Calif., 1987.
- Bergthorsson, P., und B. Döös, Numerical weather map analysis, *Tellus*, 7, 329-340, 1955.
- Bickert, T., und G. Wefer, Late quaternary deep water circulation in the South Atlantic: Reconstruction from carbonate dissolution and benthic stable isotopes, in *The South Atlantic*, G. Wefer, W.H. Berger, G. Siedler und E. Webb (Eds.), S. 559-620, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1996.
- Birchfield, G.E., Changes in deep-ocean water  $\delta^{18}\text{O}$  and temperature from the last glacial maximum to present, *Paleoceanography*, 2, 431-442, 1987.
- Bischof, C., A. Carle, G. Corlies, A. Griewank und P. Hovland, ADIFOR: Generating derivative codes from FORTRAN programs, *Scientific Programing*, 1, 1-29, 1992.
- Blanc, P.L., und J.-C. Duplessy, The deep water circulation during the Neogene and the impact of the Messinian salinity crisis, *Deep-Sea Res.*, 29, 1391-1414, 1983.
- Bolin, B., E.T. Degens, P. Duvigneaud und S. Kempe, The global biogeochemical carbon cycle, in *The global carbon cycle*, B. Bolin, E.T. Degens, S. Kempe und P. Ketner (Eds.), S. 1-56, SCOPE 13, John Wiley, New York, 1979.
- Bolin, B., A. Björkström, C.D. Keeling, R. Bacastow und U. Siegenthaler, Carbon cycle modelling, in *Carbon Cycle Modelling*, B. Bolin (Ed.), S. 1-28, SCOPE 16, John Wiley, New York, 1981.
- Boyle, E.A., Quaternary deepwater paleoceanography, *Science*, 218, 784-787, 1990.
- Boyle, E.A., Cadmium and  $\delta^{13}\text{C}$  paleochemical ocean distributions during stage 2 glacial maximum, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 20, 245-287, 1992.

- Boyle, E.A., und L.D. Keigwin, Comparison of Atlantic and Pacific paleochemical records for the last 215,000 years: Changes in deep ocean circulation and chemical inventories, *Earth Planet. Sci. Lett.*, *76*, 135-150, 1985.
- Boyle, E.A., und L.D. Keigwin, North Atlantic thermohaline circulation during the past 20,000 years linked to high-latitude surface temperature, *Nature*, *330*, 35-40, 1987.
- Broecker, W.S., Glacial to interglacial changes in ocean chemistry, *Prog. Oceanogr.*, *11*, 151-197, 1982.
- Broecker, W.S., Oxygen isotope constraints on surface ocean temperatures, *Quat. Res.*, *26*, 121-134, 1986.
- Broecker, W.S., The biggest chill, *Nat. Hist. Mag.*, *97*, 74-82, 1987.
- Broecker, W.S., The salinity contrast between the Atlantic and Pacific oceans during the last glacial time, *Paleoceanography*, *4*, 207-212, 1989.
- Broecker, W.S., Keeping Global Change honest, *Global Biogeochem. Cycles*, *5*, 191-192, 1991.
- Broecker, W.S., An oceanographic explanation for the apparent carbon isotope-cadmium discordancy in the glacial Antarctic, *Paleoceanography*, *8*, 137-139, 1993.
- Broecker, W.S. (Ed.), *The glacial world according to Wally*, 318 S., Eldigio, Palisades, N.Y., 1995.
- Broecker, W.S., Glacial climate in the tropics, *Science*, *272*, 1902-1903, 1996.
- Broecker, W.S., und E. Maier-Reimer, The influence of air and sea exchange on the carbon isotope distribution in the sea, *Global Biogeochem. Cycles*, *6*, 315-320, 1992.
- Broecker, W.S., und E. Olson, Lamont radiocarbon measurements VIII, *Radiocarbon*, *3*, 176-204, 1961.
- Broecker, W.S., und T.-H. Peng (Eds.), *Tracers in the Sea*, 690 S., Eldigio, Palisades, N.Y., 1982.
- Broecker, W.S., und T.-H. Peng, The role of CaCO<sub>3</sub> compensation in the glacial to interglacial atmospheric CO<sub>2</sub> change, *Global Biogeochem. Cycles*, *1*, 15-20, 1987.
- Broecker, W.S., und T.-H. Peng, The cause of the glacial to interglacial atmosphere CO<sub>2</sub> change: A polar alkalinity hypothesis, *Global Biogeochem. Cycles*, *3*, 215-239, 1989.
- Broecker, W.S., und T.-H. Peng, Interhemispheric transport of carbon dioxide by the ocean circulation, *Nature*, *356*, 587-589, 1992.

- Broecker, W.S., M. Andree, G. Bonani, W. Wolfli, H. Oeschger, M. Clas, A. Mix und W. Curry, Preliminary estimates for the radiocarbon age of deep water in the glacial ocean, *Paleoceanography*, 3, 659-669, 1988.
- Chamberlain, T.C., On a possible reversal of deep-sea circulation and its influence on geologic climates, *J. Geol.*, 363-373, 1906.
- Charles, C.D., und R.G. Fairbanks, Glacial to interglacial changes in the isotopic gradients of Southern Ocean surface water, in *Geological History of the Polar Oceans: Arctic versus Antarctic, Mathematical and Physical Sciences, vol. 308*, U. Beil und J. Thiede (Eds.), S. 519-538, Kluwer Academic, Norwell, Mass., 1990.
- Charles, C.D., und R.G. Fairbanks, Evidence from Southern Ocean sediments for the effect of North Atlantic deep-water flux on climate, *Nature*, 355, 416-419, 1992.
- CLIMAP Project Members, Seasonal reconstruction of the earth's surface at the last glacial maximum, *Geo. Soc. Am. Map Chart Ser.*, MC-36, 1981.
- Conkright, M.E., S. Levitus und T.P. Boyer, *World ocean atlas 1994: Volume 1: Nutrients*, National Oceanic and Atmospheric Administration, Washington, D.C., 1994.
- Cooke, D.W., und J.D. Hays, Estimates of Antarctic Ocean seasonal sea-ice cover during glacial intervals, in *Antarctic Geoscience*, C. Craddock et al. (Eds.), S. 1017-1025, Univ. Wisconsin Press, Madison, 1982.
- Craig, H., Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural water, *Science*, 133, 1833-1834, 1961.
- Craig, H., und L.I. Gordon, Deuterium and oxygen-18 variations in the ocean and marine atmosphere, in *Stable Isotopes in Oceanic Studies and Paleotemperatures*, E. Tongiorgi (Ed.), S. 9-130, Consiglio Nazionale Delle Ricerche, Laboratorio Di Geologia Nucleare, Pisa, 1965.
- Crowley, T.J., Ice age terrestrial carbon changes revisited, *Paleoceanography*, 9, 377-389, 1995.
- Crowley, T.J., und G.R. North, *Paleoclimatology*, 339 S., Oxford University Press, New York, 1991.
- Culberson, C.H., und R.M. Pytkowicz, Effect of pressure on carbonic, boric acid and the pH in seawater, *Limnol. Oceanogr.*, 13, 403-417, 1968.
- Curry, W.B., und G.P. Lohmann, Reduced advection into Atlantic deep eastern basins during last glacial maximum, *Nature*, 306, 577-580, 1983.

- Curry, W.B., und G.P. Lohmann, Carbon deposition rates and deepwater residence time in the equatorial Atlantic Ocean throughout the last 160,000 years, in *The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archean to Present*, Geophys. Monogr. Ser., vol. 32, E.T. Sunquist und W.S. Broecker (Eds.), S. 285-302, AGU, Washington, D.C., 1985.
- Curry, W.B., J.-C. Duplessy, L.D. Labeyrie und N.J. Shackleton, Changes in the distribution of  $\delta^{13}\text{C}$  of deep water  $\Sigma\text{CO}_2$  between the last glaciation and the Holocene, *Paleoceanography*, 3, 317-341, 1988.
- Daley, R. (Ed.), *Atmospheric data analysis*, 457 S., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U.K., 1991.
- Dickson, A.G., An exact definition of total alkalinity and a procedure for the estimation of alkalinity and total inorganic carbon from titration data, *Deep-Sea Res.*, 28, 609-623, 1981.
- Dickson, A.G., und C. Goyet, Handbook of methods for the analysis of the various parameters of carbon dioxide system in sea water; version 2, *ORNL/CDIAC-74*, DOE, 1994.
- Dickson, R.R., J. Meincke, S.A. Malmberg und A.J. Lee, The "Great Salinity Anomaly" in the northern Atlantic 1968-1982, *Prog. Oceanogr.*, 20, 103-151, 1988.
- Dodge, R., R.G. Fairbanks, L. Benninger und F. Maurrasse, Pleistocene sea level from raised coral reefs of Haiti, *Science*, 219, 1423-1425, 1983.
- Dugdale, R.C., Nutrient limitation in the sea: Dynamics, identification and significance, *Limnol. Oceanogr.*, 12, 685-695, 1967.
- Dümenil, L., und U. Schlese, Description of the general circulation model, in *Climate Simulations with the T21 - Model in Hamburg, Rep. 1*, G. Fischer (Ed.), 160 S., Meteorological Institute, University of Hamburg, 1987.
- Duplessy, J.-C., N.J. Shackleton, R.G. Fairbanks, L.D. Labeyrie, D. Oppo und N. Kallel, Deep water source variations during the last climatic cycle and their impact on the global deepwater circulation, *Paleoceanography*, 3, 343-360, 1988.
- Duplessy, J.-C., L.D. Labeyrie, A. Juillet-Leclerc, F. Maitre, J. Duprat und M. Sarnthein, Surface salinity reconstruction of the North Atlantic Ocean during the last glacial maximum, *Oceanologica Acta*, 14, 311-324, 1991.
- Duplessy, J.-C., L.D. Labeyrie, M. Paterne, S. Hovine, T. Fichefet, J. Duprat und M. Labracherie, High latitude deep water sources during the last glacial maximum and the intensity of the global oceanic circulation, in *The South Atlantic*, G. Wefer, W.H. Berger, G. Siedler und E. Webb (Eds.), S. 445-460, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1996.

- Dwyer, G.S., T.M. Cronin, P.A. Baker, M.E. Raymo, J.S. Buzas und T. Corrège, North Atlantic deepwater temperature changes during late Pliocene and late Quaternary climatic cycles, *Science*, 270, 1347-1351, 1995.
- Eliassen, A., Provisional report on calculation of spatial covariance of the pressure field, *Report No. 5*, Videnskapsakademiets Institut for Vaer Klimaforskning, 1954.
- Emiliani, C., Pleistocene temperatures, *J. Geol.*, 63, 538-578, 1955.
- England, M.H., Representing the global-scale water masses in ocean circulation models, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 1523-1552, 1993.
- Eppley, R., und B.T. Peterson, Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean, *Nature*, 282, 677-680, 1979.
- Fairbanks, R.G., A 17,000 year glacio-eustatic sea level record: Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation, *Nature*, 143, 637-642, 1989.
- Farrell, J.W., T.F. Pedersen, S.E. Calvert und B. Nielsen, Glacial-interglacial changes in nutrient utilization in the equatorial Pacific Ocean, *Nature*, 377, 514-517, 1995.
- Fichefet, T., S. Hovine und J.-C. Duplessy, A model study of the Atlantic thermohaline circulation during the last glacial maximum, *Nature*, 372, 252-255, 1994.
- Fieg, K., Der Ozean als Teil des gekoppelten Klimasystems: Versuch der Rekonstruktion der glazialen Zirkulation mit verschiedenen komplexen Atmosphärenkomponenten, *Berichte zur Polarforschung*, 206, Alfred-Wegener-Institut für Polar- und Meeresforschung, Bremerhaven, 1996.
- Frankignoulle, M., C. Canon und J.P. Gattuso, Marine calcification as a source of carbon dioxide: Positive feedback of increasing atmospheric CO<sub>2</sub>, *Limnol. Oceanogr.*, 39, 458-462, 1994.
- Frew, R.D., Antarctic bottom water formation and the global cadmium to phosphorus relationship, *Geophys. Res. Lett.*, 22, 2349-2352, 1995.
- Ghil, M., und P. Malanotte-Rizzoli, Data assimilation in meteorology and oceanography, *Advances in Geophysics*, 33, 141-266, 1991.
- Giering, R., Erstellung eines adjungierten Modells zur Assimilierung von Daten in ein Modell der globalen ozeanischen Zirkulation, Dissertation im Fachbereich Geowissenschaften der Universität Hamburg, Hamburg, 1995.
- Giering, R., und T. Kaminsky, Recipes for Adjoint Code Construction, *Report No. 189*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany, 1996.

- Gilbert, J.C., und C. Lemarechal, Some numerical experiments with variable storage quasi-Newton algorithms, *Mathematical Programming*, 45, 407-435, 1989.
- Gill, P.E., W. Murray und M.H. Wright (Eds.), *Practical Optimization*, 401 S., Academic Press, London, U.K., 1981.
- Graham, D.W., B.H. Corliss, M.L. Bender und L.D. Keigwin, Carbon and oxygen isotopic disequilibria of recent deep sea benthic foraminifera, *Mar. Micropaleontol.*, 6, 483-497, 1981.
- Graßl, H., E. Maier-Reimer, E.T. Degens, S. Kempe und A. Spitzzy, CO<sub>2</sub>, Kohlenstoffkreislauf und Klima. I. Globale Kohlenstoffbilanz, *Naturwissenschaften*, 71, 129-136, 1984.
- Grieger, B., und R. Schlitzer, *Inverse modelling of the glacial Atlantic circulation system: Investigation of data requirements*, in *The South Atlantic*, G. Wefer, W.H. Berger, G. Siedler und E. Webb (Eds.), S. 411-422, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1996.
- Guilderson, T.P., R.G. Fairbanks und J.L. Rubenstone, Tropical temperature variations since 20,000 years ago: Modulating interhemispheric climate change, *Science*, 263, 663-665, 1994.
- Heguera, J.C., E. Jansen, und W.H. Berger, Evidence for a bathyal front at 2000 m depth in the glacial Pacific, based on a depth transect on Ontong Java Plateau, *Paleoceanography*, 7, 273-288, 1992.
- Heinze, C., und K. Hasselmann, Inverse multiparameter modelling of paleoclimatic carbon cycle indices, *Quat. Res.*, 40, 281-296, 1993.
- Heinze, C., E. Maier-Reimer und K. Winn, Glacial pCO<sub>2</sub> reduction by the world ocean: Experiments with the Hamburg carbon cycle model, *Paleoceanography*, 6, 395-430, 1991.
- Hellerman, S., und M. Rosenstein, Normal monthly wind stress over the world ocean with error estimates, *J. Phys. Oceanogr.*, 13, 1093-1104, 1983.
- Honjo, S., S.J. Manganini und J. Cole, Sedimentation of biogenic matter in the deep ocean, *Deep-Sea Res.*, 29, 609-625, 1982.
- Hughes, T.M.C. und A.J. Weaver, Multiple equilibria of an asymmetric two-basin ocean model, *J. Phys. Oceanogr.*, 24, 619-637, 1994.
- Ittekkot, V., Particle flux in the ocean: Introduction, in *Particle flux in the ocean*, V. Ittekkot, P. Schäfer, S. Honjo und P.J. Depetris (Eds.), S. 1-6, SCOPE 57, John Wiley, New York, 1996.

- Kallel, N., L.D. Labeyrie, A. Juillet-Leclerc und J.-C. Duplessy, A deep hydrological front between intermediate and deep-water masses in the glacial Indian Ocean, *Nature*, 333, 651-655, 1988.
- Kalman, R., A new approach to linear filtering and prediction problems, *Trans. ASME, Ser. D, J. Basic Eng.*, 83, 95-108, 1960.
- Keeling, C.D., T.P. Whorf, M. Wahlen und J. van der Plicht, Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980, *Nature*, 375, 666-670, 1995.
- Keeling, R., S.C. Piper und M. Heimann, Global and hemispheric CO<sub>2</sub> sinks deduced from changes in atmospheric O<sub>2</sub> concentration, *Nature*, 381, 218-221, 1996.
- Keigwin, L.D., G.A. Jones und P.N. Froehlich, A 15,000 year paleoenvironmental record from Meiji Seamount, far northwest Pacific, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 111, 425-440, 1992.
- Kellog, T.B., Paleoclimatology and paleo-oceanography of the Norwegian and Greenland Seas: Glacial-interglacial contrasts, *Boreas*, 9, 5-37, 1980.
- Klinck, J.M., und D.A. Smith, Effect of wind changes during the last glacial maximum on the circulation in the Southern Ocean, *Paleoceanography*, 8, 427-433, 1993.
- Kroopnick, P.M., The distribution of  $\delta^{13}\text{C}$  of  $\Sigma\text{CO}_2$  in the world oceans, *Deep-Sea Res.*, 32, 57-84, 1985.
- Krüger, J., Simulated annealing: A tool for data assimilation into an almost steady model state, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 679-688, 1993.
- Kurz, K.D., Zur saisonalen Variation des ozeanischen Kohlendioxidpartialdrucks, *Examensarbeit Nr. 18*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, 1993.
- Labeyrie, L.D., J.-C. Duplessy und P.L. Blanc, Variations in mode of formation and temperature of deep waters over the past 125,000 years, *Nature*, 327, 477-482, 1987.
- Labeyrie, L.D., J.-C. Duplessy, J. Dupart, A. Juillet-Leclerc, J. Moyes, E. Michel, N. Kallel und N.J. Shackleton, Changes in the vertical structure of the North Atlantic Ocean between glacial and modern times, *Quat. Sci. Rev.*, 11, 401-413, 1992.
- Lautenschlager, M., U. Mikolajewicz, E. Maier-Reimer und C. Heinze, Application of ocean models for the interpretation of atmospheric general circulation model experiments on the climate of the last glacial maximum, *Paleoceanography*, 7, 769-782, 1992.
- Lea, D.W., J. Bijma, H.J. Spero und D. Archer, Implications of a carbonate ion effect on shell carbon and oxygen isotopes for glacial ocean conditions, *Nature*, (submitted), 1997.

- LeDimet, F., und O. Talagrand, Variational algorithms for analysis and assimilation of meteorological observations: theoretical aspects, *Tellus*, 38 A, 97-110, 1986.
- LeGrand, P., und C. Wunsch, Constraints from paleotracer data on the North Atlantic circulation during the last glacial maximum, *Paleoceanography*, 10, 1011-1045, 1995.
- Levitus, S., *Climatological Atlas of the World Ocean*, Prof. Pap., 13, National Oceanic and Atmospheric Administration, Rockville, Md., 1982.
- Liss, P.S., und L. Merlivat, Air-sea gas exchange rates: Introduction and synthesis, in *The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*, P. Buat-Ménard (Ed.), S. 113-127, D. Reidel, Norwell, Mass., 1986.
- Lorenz, S., B. Grieger, P. Helbig und K. Herterich, Investigating the sensitivity of the Atmospheric General Circulation Model ECHAM 3 to paleoclimatic boundary conditions, *Geolog. Rundschau*, 85, 513-524, 1996.
- Lutze, G.F., und H. Thiel, *Cibicidoides wuellerstorfi* and *Planulina ariminensis*, elevated epibenthic foraminifera, *Ber. Sonderforschungsbereich 313*, 6, 17-30, 1987.
- Lynch-Stieglitz, J., R.G. Fairbanks und C.D. Charles, Glacial-interglacial history of Antarctic Intermediate Water: Relative strengths of Antarctic versus Indian Ocean sources, *Paleoceanography*, 9, 7-29, 1994.
- Lynch-Stieglitz, J., T.F. Stocker, W.S. Broecker und R.G. Fairbanks, The influence of air-sea exchange on the isotopic composition of oceanic carbon: Observations and modelling, *Paleoceanography*, 9, 653-665, 1995.
- Macdonald, A.M., Property fluxes at 30°S and their implications for the Pacific-Indian through-flow and the global heat budget, *J. Geophys. Res.*, 98 (C4), 6851-6868, 1993.
- Macdonald, A.M., und C. Wunsch, An estimate of global ocean circulation and heat fluxes, *Nature*, 382, 436-439, 1996.
- Mackensen, A., H.-W. Hubberten, T. Bickert, G. Fischer und D.K. Fütterer, The  $\delta^{13}\text{C}$  in benthic foraminiferal tests of *Fonbiota wuellerstorfi* (Schwager) relative to the  $\delta^{13}\text{C}$  of dissolved inorganic carbon in Southern Ocean Deep Water: Implications for glacial ocean circulation models, *Paleoceanography*, 8, 587-610, 1993.
- Mackensen, A., H.-W. Hubberten, N. Scheele und R. Schlitzer, Decoupling of  $\delta^{13}\text{C}_{\Sigma\text{CO}_2}$  and phosphate in recent Weddel Sea deep and bottom water: Implications for glacial Southern Ocean paleoceanography, *Paleoceanography*, 11, 203-215, 1996.

- Maier-Reimer, E., Geochemical cycles in an ocean general circulation model. Preindustrial tracer distributions, *Global Biogeochem. Cycles*, 7, 645-677, 1993.
- Maier-Reimer, E., Design of a closed-boundary regional model of the arctic ocean, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, (in press), 1997.
- Maier-Reimer, E., und K. Hasselmann, Transport and storage of CO<sub>2</sub> in the ocean - an inorganic ocean-circulation carbon cycle model, *Clim. Dyn.*, 2, 63-90, 1987.
- Maier-Reimer, E., und U. Mikolajewicz, Experiments with an OGCM on the cause of the Younger Dryas, in *Oceanography 1988*, A. Ayala-Castanares, W. Wooster und A. Yanel-Arancibia (Eds.), S. 87-100, UNAM Press, Mexico D.F., 1989.
- Maier-Reimer, E., U. Mikolajewicz und K. Hasselmann, Mean circulation of the Hamburg LSG OGCM and its sensitivity to the thermohaline surface forcing, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 731-757, 1993.
- Maier-Reimer, E., U. Mikolajewicz und A. Winguth, Interactions between ocean circulation and the biological pumps in the global warming, *Clim. Dyn.*, 12, 711-721, 1996.
- Marchuk, G.I., Numerical solution of the problems of the dynamics of the atmosphere and ocean (in Russian), 303 S., Gidrometeoizdat, St.Petersburg, 1974.
- Marotzke, J., und C. Wunsch, Finding the steady state of a general circulation model through data assimilation: application to the North Atlantic Ocean, *J. Geophys. Res.*, 98 (C11), 20149-20167, 1993.
- McCorkle, D.C., und G.P. Klinkhammer, Porewater cadmium geochemistry and the porewater cadmium:  $\delta^{13}\text{C}$  relation, *Geochim. Cosmochim. Acta*, 55, 161-168, 1991.
- McCorkle, D.C., und L.D. Keigwin, Depth profile of  $\delta^{13}\text{C}$  in bottom water and core top *C. wuellerstorfi* on the Ontong Java Plateau and Emperor Seamounts, *Paleoceanography*, 9, 197-208, 1994.
- McDermont, D.A., The regulation of northern overturning by southern hemisphere winds, *J. Phys. Oceanogr.*, 26, 1234-1255, 1996.
- Michel, E., L.D. Labeyrie, J.-C. Duplessy und N. Gorfi, Could deep Subantarctic convection feed the world deep basins during the last glacial maximum?, *Paleoceanography*, 10, 927-942, 1995.
- Mikolajewicz, U., A meltwater induced collapse of the 'conveyor belt' thermohaline circulation and its influence on the distribution of  $\Delta^{14}\text{C}$  and  $\delta^{18}\text{O}$  in the oceans, *Report No. 189*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany, 1996.

- Mikolajewicz, U., und E. Maier-Reimer, Internal secular variability in an ocean general circulation model, *Clim. Dyn.*, 4, 145-156, 1990.
- Mikolajewicz, U., und E. Maier-Reimer, Mixed boundary conditions in ocean general circulation models and their influence on the stability of the model's conveyor belt, *J. Geophys. Res.*, 98 (C11), 22633-22644, 1994.
- Mikolajewicz, U., E. Maier-Reimer, T.J. Crowley und K.-Y. Kim, Effect of Drake and Panamanian gateways on the circulation of an ocean model, *Paleoceanography*, 8, 409-426, 1993.
- Milankowitsch, M., Kanon der Erdbestrahlung, Königlich-Serbische Akademie, Beograd, Spec. Pub. 132, 1941.
- Mook, W.G., J.C. Bommerson und W.H. Staverman, Carbonate isotope fraction between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 22, 169-176, 1974.
- Najjar, R.G., J.L. Sarmiento und J.R. Toggweiler, Downward transport and fate of organic matter in the ocean: Simulations with a general circulation model, *Global Biogeochem. Cycles*, 6, 45-76, 1992.
- National Research Council, Climate in Earth History, Washington, D.C., 1982.
- Oppo, D., und R.G. Fairbanks, Variability in the deep and intermediate water circulation of the Atlantic Ocean during the past 25,000 years: Northern hemisphere modulation of the Southern Ocean, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 86, 1-15, 1987.
- Oppo, D., und R.G. Fairbanks, Atlantic thermohaline circulation of the last 150,000 years: Relationship to climate and atmospheric CO<sub>2</sub>, *Paleoceanography*, 5, 277-288, 1990.
- Östlund, H.G., C. Craig, W.S. Broecker und D. Spencer, *GEOSECS Atlantic, Pacific and Indian Ocean Expeditions. Shorebased Data and Graphics*, GEOSECS Atlas Series, Vol. 7, 200 S., U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 1987.
- Overpeck, J., D. Anderson, S. Trumbore und W. Prell, The southwest Indian Monsoon over the last 18000 years, *Clim. Dyn.*, 12, 213-225, 1996.
- Pacanowski, R., K. Dixon und A. Rosati, The G.F.D.L. Modular Ocean Model Users Guide, *GFDL Ocean Group Technical Report No. 2*, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory/NOAA, Princeton Univ., 1991.
- Pedersen, T.F., B. Nielsen und M. Pickering, Timing of late Quaternary productivity pulses in the Panama Basin and implications for atmospheric CO<sub>2</sub>, *Paleoceanography*, 6, 657-677, 1991.

- Pflaumann, U., J. Duprat, C. Pujol und L.D. Labeyrie, SIMMAX: A modern analog technique to deduce Atlantic sea surface temperature from planktonic foraminifera in deep-sea sediments, *Paleoceanography*, 11, 15-35, 1996.
- Rahmstorf, S., Rapid climate transitions in a coupled ocean-atmosphere model, *Nature*, 372, 82-85, 1994.
- Rahmstorf, S., On the freshwater forcing of the Atlantic thermohaline circulation, *Clim. Dyn.*, 12, 799-811, 1996.
- Rakestraw, N.W., The conception of alkalinity or excess base of sea water, *J. Mar. Res.*, 8, 14-20, 1949.
- Rasmusson, E.M., und J.M. Wallace, Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation, *Science*, 222, 1195-1202, 1983.
- Rau, G.H., T. Takahashi und D.J. Des Marais, Latitudinal variations in plankton  $\delta^{13}\text{C}$ : Implications for  $\text{CO}_2$  and productivity in past oceans, *Nature*, 341, 516-518, 1989.
- Rau, G.H., T. Takahashi, D.J. Des Marais und C.W. Sullivan, Particulate organic matter  $\delta^{13}\text{C}$  variations across the Drake Passage, *J. Geophys. Res.*, 96 (C8), 15131-15136, 1991.
- Redfield, A.C., B.H. Ketchum und F.A. Richards, The influence of organisms on the composition of sea water, in *The Sea*, 2, M.N. Hill (Ed.), Interscience, New York, S. 26-77, 1963.
- Rind, D., und D. Peteet, Terrestrial conditions at the last glacial maximum and CLIMAP sea-surface temperature estimates. Are they consistent?, *Quat. Res.*, 24, 1-22, 1985.
- Roeckner, E., K. Arpe, L. Bengtsson, S. Brinkop, L. Dümenil, M. Esch, F. Lunkeit, M. Ponater, B. Rockel, R. Sausen, U. Schlese, S. Schubert und M. Windelband, Simulation of the present-day climate with the ECHAM model: Impact of model physics resolution, *Report No. 93*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany, 1992.
- Rooth, C., Hydrology and ocean circulation, *Progr. Oceanogr.*, 11, 131-149, 1982.
- Rostaing, N., S. Dalmas und A. Galligo, Automatic differentiation in Odysse, *Tellus*, 45 A, 558-568, 1993.
- Sanyal, A., N.G. Hemming, G.N. Hanson und W.S. Broecker, Evidence for a higher pH in the glacial ocean from boron isotopes in foraminifera, *Nature*, 373, 234-236, 1995.
- Sarnthein, M., K. Winn und J.-C. Duplessy, Global variations of surface ocean productivity in low and mid latitudes: Influence on  $\text{CO}_2$  reservoirs of the deep ocean and atmosphere during the last 21,000 years, *Paleoceanography*, 3, 361-399, 1988.

- Sarnthein, M., K. Winn, S.J.A. Jung, J.-C. Duplessy, L. Labeyrie, H. Erlenkeuser und G. Ganssen, Changes in east Atlantic deepwater circulation over the last 30,000 years: Eight time slice reconstructions, *Paleoceanography*, 9, 209-267, 1994.
- Sarnthein, M., E. Jansen, M. Weinelt, M. Arnold, J.-C. Duplessy, H. Erlenkeuser, A. Flatoy, G. Johannsen, L. Labeyrie, M. Maslin, U. Pflaumann und H. Schulz, Variations in Atlantic surface ocean paleoceanography, 50°-80°N: A time-slice record of the last 30,000 years, *Paleoceanography*, 10, 1063-1094, 1995.
- Sasaki, Y., Some basic formalisms in numerical variational analysis, *Mon. Weath. Rev.*, 98, 875-883, 1970.
- Schäfer-Neth, C., Modellierung der Paläoozeanographie des nördlichen Nordatlantiks zur letzten Maximalvereisung, *Ber. Sonderforschungsbereich 313*, 51, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 1994.
- Schiller, A., The mean circulation of the Atlantic Ocean north of 30°S determined with the adjoint method applied to an ocean general circulation model, *J. Mar. Res.*, 53, 453-497, 1995.
- Schiller, A., und J. Willebrand, A technique for the determination of surface heat and freshwater fluxes from hydrographic observations using an approximate adjoint ocean circulation model, *J. Mar. Res.*, 53, 433-451, 1995.
- Schiller, A., U. Mikolajewicz und R. Voss, The stability of the thermohaline circulation in a coupled ocean-atmosphere general circulation model, *Clim. Dyn.*, (in press), 1997.
- Schimmel, D.S., I.G. Enting, M. Heimann, T.M.L. Wigley, D. Raynaud, D. Alves und U. Siegenthaler, CO<sub>2</sub> and the carbon cycle, in *Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios*, J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, J. Bruce, Hoesung Lee, B.A. Callander, E. Haites, N. Harris und K. Maskel (Eds.), S. 35-72, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 1995.
- Schimmel, D.S., et al., Radiative Forcing of Climate Change, in *Climate Change 1995: The science of climate*, J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg und K. Maskel (Eds.), S. 65-132, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 1996.
- Schmitz, W.J., On the interbasin-scale thermohaline circulation, *Rev. Geophys.*, 33, 151-173, 1995.
- Schrag, D.P., G. Hampt und D.W. Murray, Pore fluid constraints on the temperature and oxygen isotopic composition of the glacial ocean, *Science*, 272, 1930-1932, 1996.

- Schulz, H., Meeresoberflächentemperaturen im Nordatlantik und in der Norwegisch-Grönländischen See vor 9000 Jahren. Auswirkungen des frühholozänen Insolationsmaximums, Doktorarbeit, Universität Kiel, 119 S., 1994.
- Seidov, D., und A. Paul, Modelling the glacial meltwater Atlantic circulation, *Paleoceanography*, (in press), 1997.
- Seidov, D., M. Sarnthein, K. Stattegger, R. Prien und M. Weinelt, North Atlantic ocean circulation during the last glacial maximum and subsequent meltwater event - a numerical model, *J. Geophys. Res.*, 101, 16.305-16.332, 1996.
- Shackleton, N.J., Attainment of isotopic equilibrium between ocean water and the benthonic foraminifera genus *Uvigerina*; Isotopic changes in the ocean during the last glacial, *Colloq. Int. Centr. Nat. Rech. Sci.*, 219, 203-219, 1974.
- Shackleton, N.J., J.-C. Duplessy, M. Arnold, P. Maurice, M.A. Hall und J. Cartlidge, Radiocarbon age of last glacial Pacific deep water, *Nature*, 335, 708-711, 1988.
- Sikes, E.L., und L.D. Keigwin, 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, 31, 1994.
- Six, K., und E. Maier-Reimer, Effects of plankton dynamics on seasonal carbon fluxes in an ocean general circulation model, *Global Biogeochem. Cycles*, 10, 559-583, 1996.
- Spero, H.J., J. Bijma, D.W. Lea und B. Bemis, *Nature*, (submitted), 1997.
- Stocker, T.F., D.G. Wright und W.S. Broecker, The influence of high latitude surface forcing on the global thermohaline circulation, *Paleoceanography*, 7, 529-541, 1992.
- Stommel, H., Thermohaline convection with two stable regimes of flow, *Tellus*, 13, 224-230, 1961.
- Stommel, H., und A.B. Arrons, On the abyssal circulation of the world ocean - II. An idealized model of the circulation pattern and amplitude in oceanic basins, *Deep-Sea Res.*, 6, 217-233, 1960.
- Stuiver, M., und H.G. Östlund, GEOSECS Atlantic radiocarbon, *Radiocarbon*, 22, 1-24, 1980.
- Stuiver, M., und H.A. Polach, Discussion reporting of  $^{14}C$  data, *Radiocarbon*, 19, 355-363, 1977.
- Stuiver, M., T. Braziunas, B. Becker und B. Kromer, Climatic, solar, oceanic, and geomagnetic influences on late-Glacial and Holocene atmospheric  $^{14}C/^{12}C$  change, *Quat. Res.*, 35, 1-24, 1991.

- Stute, M., M. Forster, H. Frischkorn, A. Serejo, J.F. Clark, P. Schlosser, W. Broecker und G. Bonani, Cooling of tropical Brazil ( $5^{\circ}$ ) during the last glacial maximum, *Science*, 269, 379-383, 1995.
- Suess, H.E., Secular variations of the cosmic-ray-produced carbon-14 in the atmosphere and their interpretation, *J. Geophys. Res.*, 70, 5937-5952, 1965.
- Takahashi, T., W.S. Broecker und S. Langer, Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces, *J. Geophys. Res.*, 90, 6907-6924, 1985.
- Talagrand, O., The use of adjoint equations in numerical modeling of the atmospheric circulation, in *Automatic Differentiation of Algorithms: Theory, Implementation and Application*, A. Griewank und G. Corliess (Eds.), S. 169-180, SIAM, Philadelphia, Penn., 1991.
- Thacker, W.C., The role of the Hessian Matrix in fitting models to measurements, *J. Geophys. Res.*, 94 (C5), 6177-6196, 1989.
- Thacker, W.C., und R.B. Long, Fitting dynamics to data, *J. Geophys. Res.*, 93 (C2), 1227-1240, 1988.
- Thunell, R.C., und D.F. Williams, Glacial-Holocene salinity changes in the Mediterranean Sea: Hydrographic and depositional effects, *Nature*, 338, 493-496, 1989.
- Toggweiler, J.R., und B. Samuels, Is the magnitude of the deep outflow from the Atlantic Ocean actually governed by southern hemisphere winds?, in *The Global Carbon Cycle, NATO ASI Series, vol. I 15*, M. Heimann (Ed.), S. 303-331, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1993.
- Tushingham, H.M. und W.R. Peltier, A global model of late Pleistocene deglaciation based upon geophysical predictions of post-glacial relative sea level change, *J. Geophys. Res.*, 96, 4497-4523, 1991.
- Tziperman, E., W.C. Thacker und K. Bryan, Computing the steady state oceanic circulation using an optimization approach, *Dyn. Atmos. Ocean*, 16, 379-403, 1992(a).
- Tziperman, E., W.C. Thacker, R.B. Long und S.-M. Hwuang, Oceanic data analysis using a general circulation model: Part I Simulations, *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 1434-1457, 1992(b).
- Tziperman, E., W.C. Thacker, R.B. Long, S.-M. Hwuang und S. Rintoul, North Atlantic inverse model using an oceanic general circulation model, *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 1458-1485, 1992(c).
- Tziperman, E., J.R. Toggweiler, Y. Feliks und K. Bryan, Instability of the thermohaline circulation with respect to mixed boundary conditions: Is it really a problem for realistic models?, *J. Phys. Oceanogr.*, 23, 217-232, 1994.

- UNESCO, Tenth report of the joint panel on oceanographic tables and standards, UNESCO Techn. Pap., *Mar. Sci.*, 36, 25 S., 1981.
- Urey, H.C., The thermodynamic properties of isotopic substances, *J. Chem. Soc. (London)*, S. 562-581, 1947.
- Volk, T. und M.I. Hoffert, Ocean carbon pumps: Analysis of relative strengths and efficiencies in ocean-driven atmospheric CO<sub>2</sub> changes, in *The Carbon Cycle and Atmospheric CO<sub>2</sub>: Natural Variations Archean to Present*, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 32, E.T. Sunquist und W.S. Broecker (Eds.), S. 99-110, AGU, Washington, D. C., 1985.
- Wanninkhof, R.H., Relationship between wind speed and gas exchange over the ocean, *J. Geophys. Res.*, 94, 8549-8565, 1992.
- Weaver, A.J., und E.S. Sarachik, The role of mixed boundary conditions in numerical models of the ocean's climate, *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 1470-1493, 1991.
- Weinelt, M., M. Sarnthein, U. Pflaumann, H. Schulz, J. Jung und H. Erlenkeuser, Ice-free Nordic Seas during the last glacial maximum? Potential sites of deepwater formation, *Paleoclimates*, 1, 283-309, 1996.
- Weiss, R.F., The solubility of nitrogen, oxygen and argon in water and seawater, *Deep-Sea Res.*, 17, 721-735, 1970.
- Weiss, R.F., Carbon dioxide in water and seawater: The solubility of a non ideal gas, *Marine Chemistry*, 2, 203-213, 1974.
- Weyl, P. K., The role of oceans in climate change: A theory of the ice ages, *Meteorol. Monogr.*, 8, 37-62, 1968.
- Whitworth, T., und R.G. Peterson, Volume transport of the Antarctic Circum Polar Current from bottom pressure measurements, *J. Phys. Oceanogr.*, 15, 810-816, 1985.
- Winguth, A.M.E, M. Heimann, K.D. Kurz, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz und J. Segschneider, El Niño-Southern Oscillation related fluctuations of the marine carbon cycle, *Global Biogeochem. Cycles*, 8, 39-63, 1994.
- Winguth, A.M.E, E. Maier-Reimer, U. Mikolajewicz und J.C. Duplessy, On the sensitivity of an OGCM to glacial boundary conditions, *Report No. 203*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg, Germany, 1996.
- Woodruff, S.D., R.J. Slutz, R.L. Jenne und P.M. Steurer, A comprehensive ocean-atmosphere data set, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 68, 1239-1250, 1987.

- Wüst, G., Die Stratosphäre, *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition „Meteor“*, 6, 109-288, 1935.
- Wüst, G., und A. Defant, Atlas zur Schichtung und Zirkulation des Atlantischen Ozeans. Schnitte und Karten von Temperatur, Salzgehalt und Dichte, *Wissenschaftliche Ergebnisse der Deutschen Atlantischen Expedition „Meteor“*, 6, 103 S., 1936.
- Yu, E.-F., R. Francois und M.P. Bacon, Similar rates of modern and last-glacial ocean thermohaline circulation inferred from radiochemical data, *Nature*, 379, 689-694, 1996.
- Zahn, R., und A.C. Mix, Benthic foraminiferal  $\delta^{18}\text{O}$  in the ocean's temperature-salinity-density field: Constraints on ice age thermohaline circulation, *Paleoceanography*, 6, 1-20, 1991.
- Zahn, R., K. Winn und M. Sarnthein, Benthic foraminiferal  $\delta^{13}\text{C}$  and accumulation rates of organic carbon: *Uvigerina peregrina* group and *Cibicidoides wuellerstorfi*, *Paleoceanography*, 1, 27-42, 1986.
- Zahn, R., M. Sarnthein und H. Erlenkeuser, Benthic isotope evidence for changes of the Mediterranean outflow during the late Quaternary, *Paleoceanography*, 2, 543-559, 1987.
- Zahn, R., T.F. Pedersen, D.B. Bornhold und A.C. Mix, Water mass conversion in the glacial Subarctic Pacific (54°N, 148°W): Physical constraints and the benthic-planktonic stable isotope record, *Paleoceanography*, 6, 543-560, 1991.

- |   |  |
|---|--|
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 14</b><br>März 1992      | <b>Windinduzierte interannuale Variabilität in der Warmwassersphäre von 1981 bis 1987</b><br><b>Teil II: Fluktuationen im Kohlenstoffkreislauf</b><br>Arne M. E. Winguth       |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 15</b><br>Dezember 1992  | <b>Fernerkundung der optischen Eigenschaften von Seen mit Landsat 5 Thematic Mapper</b><br>Waltraud Manschke   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 16</b><br>Juli 1993      | <b>Baroklin instabile Wellen der Atmosphäre:<br/>Empirisch abgeleitete Moden im Vergleich zu quasi-geostrophischer Theorie</b><br>Reiner Schnur                                |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 17</b><br>September 1993 | <b>Messung des Wasserdampfes in der konvektiven Grenzschicht mit DIAL und RADAR-RASS</b><br>Christoph Senff  |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 18</b><br>November 1993  | <b>Zur saisonalen Variation des ozeanischen Kohlendioxidpartialdrucks</b><br>Katharina D. Kurz   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 19</b><br>Januar 1994    | <b>Dynamisch-stochastische Vorhersage-Experimente mit Modellen der allgemeinen Zirkulation für einen Zeitraum von 10 Tagen bis 100 Jahren</b><br>Ulrich Cubasch                |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 20</b><br>Februar 1994   | <b>Deposition radioaktiver Tracer in einem Transportmodell der Atmosphäre</b><br>Stefan Rehfeld  |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 21</b><br>Februar 1994   | <b>Der Einfluß vulkanischen Aerosols und simultaner Temperaturanomalien der tropischen Meeresoberfläche ( El Niño) auf das Klimasystem</b><br>Ingo Kirchner                    |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 22</b><br>Juni 1994      | <b>ENSO induzierte Variabilität im Indischen Ozean</b><br>Andreas Villwock   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 23</b><br>Juni 1994      | <b>Untersuchungen zu Mechanismus und Vorhersagbarkeit von ENSO mit einem vereinfachten gekoppelten Ozean - Atmosphäre - Modell</b><br>Moritz Flügel                            |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 24</b><br>Juli 1994      | <b>Nordatlantische Variabilität in einem Ozeanzirkulationsmodell im Zeitbereich von Dekaden</b><br>Ralf Weiße  |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr.25</b><br>August 1994     | <b>Inverse Modellierung des atmosphärischen Methan-Kreislaufs unter Verwendung eines drei-dimensionalen Modells des Transports und der Chemie der Troposphäre</b><br>Ralf Hein |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 26</b><br>August 1994    | <b>Optimierung eines Seegangmodells mit der Adjungierten Methode</b><br>Georg Barzel   |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 27</b><br>März 1995      | <b>Stabile Wasserisotope im allgemeinen Zirkulationsmodell ECHAM</b><br>Georg Hoffmann   |

---

<b>EXAMENSARBEIT Nr. 28</b> Mai 1995	<b>The Atmospheric Response to North Atlantic Sea Surface Temperature Anomalies in GCM Experiments</b> Viacheslav V. Kharin
<b>EXAMENSARBEIT Nr. 29</b> Juni 1995	<b>Einbindung der regionalen troposphärischen Chemie in die Hamburger Klimamodellumgebung: Modellrechnungen und Vergleich mit Beobachtungsdaten</b> Bärbel Langmann
<b>EXAMENSARBEIT Nr. 30</b> Juli 1995	<b>Messung des Ozonflusses in der unteren Troposphäre mit einem neuen Ozon-DIAL-System und einem Radar-RASS</b> Thorsten Schaberl
<b>EXAMENSARBEIT Nr. 31</b> November 1995	<b>Untersuchungen troposphärischen Ozons mit DIAL</b> Gunther C. Grabbe
<b>EXAMENSARBEIT Nr. 32</b> November 1995	<b>Die Schneedecke als Komponente des Klimasystems und ihre Modellierung</b> Bettina Loth
<b>EXAMENSARBEIT Nr. 33</b> Dezember 1995	<b>Der Einfluß des El Niño/Southern Oscillation Phänomens auf die atmosphärische Zirkulation in den mittleren Breiten der Nordhalbkugel: Beobachtungen und Modellsimulationen</b> Wilhelm May
<b>EXAMENSARBEIT Nr. 34</b> Dezember 1995	<b>DIAL-Messungen von vertikalen Wasserdampfverteilungen Ein Lasersystem für Wasserdampf- und Temperaturmessungen in der Troposphäre</b> Volker Wulfmeyer
<b>EXAMENSARBEIT Nr. 35</b> Januar 1996	<b>Der Einfluß von Datenassimilation auf ENSO Simulationen und Vorhersagen</b> Martin Fischer
<b>EXAMENSARBEIT Nr. 36</b> Februar 1996	<b>Bodengebundene Fernerkundung von Eiswolken im nahen Infrarot</b> Margarita Betancor Gothe
<b>EXAMENSARBEIT Nr. 37</b> März 1996	<b>Turbulenzcharakteristiken von Golfstromtrajektorien in einem quasigeostrophischen Zirkulationsmodell basierend auf Lagrange'schen Vorticitytracern</b> Miguel Zorita Calvo
<b>EXAMENSARBEIT Nr. 38</b> Mai 1996	<b>Entwicklung eines Kopplungsverfahrens zur Reduzierung der Rechenzeit von Atmosphäre-Ozean-Modellen</b> Reinhard Voß
<b>EXAMENSARBEIT Nr. 39</b> Mai 1996	<b>Kombination von Ensemble-Klimavorhersagen am Beispiel ENSO</b> Sven Marcus Metzger (März 1995)
<b>EXAMENSARBEIT Nr.40</b> Juni 1996	<b>Der Einfluß der quasi-zweijährigen Oszillation auf die allgemeine Zirkulation: Modellsimulationen mit ECHAM4</b> Marco Andrea Giorgetta
<b>EXAMENSARBEIT Nr. 41</b> Juli 1996	<b>Sensitivität des Modellklimas eines globalen Zirkulationsmodells der Atmosphäre gegenüber Änderungen der Wolkenmikrophysik</b> Ulrike Lohmann
<b>EXAMENSARBEIT Nr. 42</b> July 1996	<b>Simulation der Kohlenstoffdynamik der globalen Landbiosphäre mit SILVAN-Modellbeschreibung und Ergebnisse</b> Jörg Kaduk

- |  |  |
|--|--|
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 43</b><br>Oktober 1996  | <b>Zur Dynamik des interhemisphärischen CO<sub>2</sub>-Transports im Ozean</b><br>Christine Weber  |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 44</b><br>November 1996 | <b>Erstellung eines adjungierten Modells zur Assimilierung von Daten in ein Modell der globalen ozeanischen Zirkulation</b><br>Ralf Giering  |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 45</b><br>Mai 1997      | <b>Einfluß von Wolken auf den spektralen solaren Strahlungsfluß an der Meeresoberfläche</b><br>Jens Meywerk  |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 46</b><br>Mai 1997      | <b>Simulationen zur Bildung und Entwicklung von stratosphärischem Aerosol unter besonderer Berücksichtigung der Pinatuboepisode</b><br>Claudia Timmreck  |
| <b>EXAMENSARBEIT Nr. 47</b><br>Mai 1997      | <b>Assimilation von <math>\delta^{13}\text{C}</math>-Daten aus marinen Sedimentbohrkernen in das LSG zur Rekonstruktion der Ozeanzirkulation während des letzten glazialen Maximums</b><br>Arne M.E. Winguth |