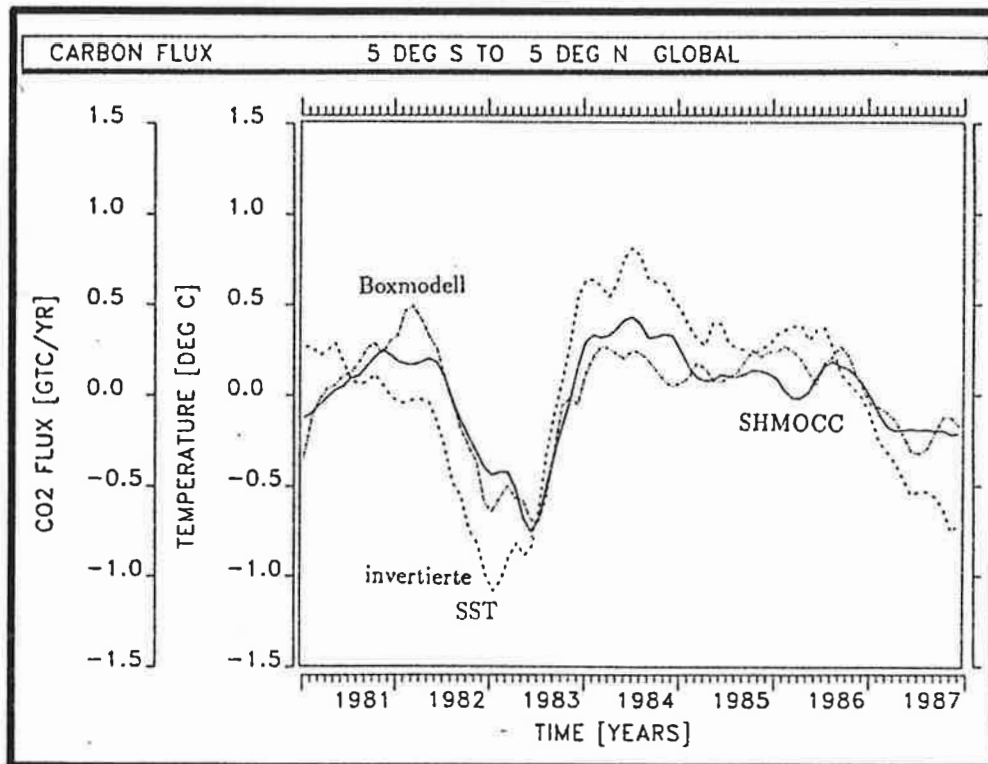




Max-Planck-Institut für Meteorologie

EXAMENSARBEIT Nr.14



WINDINDUZIERTE INTERANNUALE VARIABILITÄT
IN DER WARMWASSERSPHÄRE VON 1981 BIS 1987
TEIL II: FLUKTUATIONEN IM KOHLENSTOFFKREISLAUF

von

ARNE M. E. WINGUTH

HAMBURG, MÄRZ 1992

DIPLOMARBEIT

AUTOR:

ARNE M. E. WINGUTH

MAX-PLANCK-INSTITUT
FÜR METEOROLOGIE

MAX-PLANCK-INSTITUT
FÜR METEOROLOGIE
BUNDESSTRASSE 55
D-2000 HAMBURG 13
F.R. GERMANY

Tel.: (040) 4 11 73-0
Telex: 211092 mpime d
Telemail: MPI.METEOROLOGY
Telefax: +49 (40) 4 11 73-298

EXb14

Als Diplomarbeit angenommen vom Fachbereich Geowissenschaften der
Universität Hamburg
aufgrund der Gutachten von Prof. Dr. J. Sündermann
.....

und Dr. E. Maier-Reimer
.....

Hamburg, den 20.02.1992

Prof. Dr. M. Dunst
(Sprecher des Fachbereichs Geowissenschaften)

Windinduzierte interannuale Variabilität in der
Warmwassersphäre von 1981 bis 1987
Teil II: Fluktuationen im Kohlenstoffkreislauf

Diplomarbeit im Fach Ozeanographie an der
Universität Hamburg

Arne M. E. Winguth

1991

ISSN 0938–5177

Inhalt

1	Einleitung	5
2	Geochemischer Kohlenstoffkreislauf	10
2.1	Atmosphäre	11
2.2	Ozean	16
2.3	Biosphäre	22
2.4	Isotope des Kohlenstoffes	24
3	Kohlenstoffchemie des Ozeans	28
3.1	Ionisation von Wasser und der pH-Wert	28
3.2	Alkalinität, Boratsystem und $\sum CO_2$	29
3.3	Carbonatsystem	31
3.4	Calciumcarbonat	34
3.5	Puffersystem	36
3.6	Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre	38
4	Das Boxmodell	41
4.1	Geometrie des Boxmodells	41
4.1.1	Atmosphäre	41
4.1.2	Ozean	41
4.2	Modellgleichungen	43
4.3	Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre	49
4.4	Modellierung der Chemie	50
4.5	Analytische Lösung der Modellgleichungen	54
4.5.1	Einmalige CO_2 Störung	55
4.5.2	Emissionsszenarium mit exponentiellem Wachstum	56
4.6	Numerische Lösung der Modellgleichungen	61
4.6.1	Emissionsszenarium mit realen Daten	62
4.7	Interannuale Störung durch periodisch variierende Auftriebsflüsse	68
4.8	Interannuale Störung durch aus ECMWF-Winddaten hergeleitete Auftriebsflüsse	71

5	Das Scripps-Hamburg-Modell des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufes (SHMOCC)	75
5.1	Geometrie des SHMOCC	75
5.2	Atmosphäre	76
5.3	Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre	77
5.4	Ozean	77
5.5	Adjustierung von Parametern und präindustrieller Zustand	82
5.6	Industrielle Störung	84
6	Die ECMWF - Experimente	88
6.1	Experiment A	89
6.2	Experiment B	105
6.3	Experiment C	106
7	Vergleich von SST und CO_2-Flüssen	114
8	Zusammenfassung und Schlußfolgerung	122
9	Literaturverzeichnis	125
	Anhang A	135
	Anhang B	151
	Anhang C	153

1 Einleitung

Das Klima der Erde ist abhängig von der Strahlungsbilanz der Atmosphäre, welche von der solaren Einstrahlung und den Konzentrationen der strahlungsaktiven Spurengase (z.B. Treibhausgase), Wolken und Aerosole bestimmt wird. Die Treibhausgase haben die Eigenschaft, die von der Sonne kommende energiereiche kurzwellige Strahlung hindurch zu lassen und die von der Erde reflektierte langwellige Strahlung zu absorbieren und zurück zu senden. Dieser Effekt führt zur Erwärmung der unteren Atmosphäre und der Erdoberfläche. Unter den Treibhausgasen, die direkt durch menschliche Aktivitäten emittiert werden, hat Kohlendioxid mit dem starken Konzentrationsanstieg und einer hohen Verweildauer in der Atmosphäre (Watson u.a. 1990) den größten Einfluß auf eine Änderung der Strahlungsbilanz.

Die Kohlendioxid(CO_2)-Konzentration in der Atmosphäre ist heute rund 27% höher als im präindustriellen Zustand und steigt jährlich um ca. 2 ppm¹. Die Verbrennung fossiler Energieträger, Abholzung der Wälder und Ausbreitung der Landwirtschaft gelten als Hauptursache für diese Zunahme. Die jährliche CO_2 -Emission in die Atmosphäre durch die Abholzung der Wälder und durch landwirtschaftliche Aktivitäten beträgt in der letzten Dekade von 1980 bis 1989 durchschnittlich ungefähr $1,6 \pm 1$ GtC² und der jährliche Eintrag fossiler Brennstoffe in die Atmosphäre rund $5,4 \pm 0,5$ GtC (Watson u.a. 1990). Der Ozean gilt mit $2 \pm 0,8$ GtC Jahr⁻¹, d.h. 37 % des anthropogenen CO_2 -Flusses in die Atmosphäre, als Senke im Kohlenstoffkreislauf (Watson u.a. 1990).

Neben dem anthropogen verursachten Zuwachs des atmosphärischen CO_2 treten natürliche Schwankungen im Kohlenstoffkreislauf auf. Filtert man tägliche, saisonale und anthropogene Effekte aus den atmosphärischen Zeitserien, so verbleiben mehrjährige Variationen, die einer Erklärung bedürfen.

Bacastow (1976) untersuchte als erster die Abhängigkeit des Kohlenstoffkreislaufes von Klimaschwankungen im kurzen Zeitskalenbereich von wenigen Jahren. Er verglich dabei den Datensatz der interannualen CO_2 -Anomalien mit den „El Niño-Southern Oscillation“ (ENSO)-Ereignissen im Pazifik, die zu den bedeutendsten mehrjährigen Schwankungen im globalen Klimasystem zählen. Die El Niño-

¹ 1 „part per million“ (ppm) ($= 10^{-6}$) CO_2 entspricht ca. 2 Gigatonnen Kohlenstoff (GtC);
1 GtC = 10^{12} kg C \cong $3,7 \times 10^{12}$ kg CO_2

² Es sei hierbei angemerkt, daß die CO_2 -Flüsse aus der Landbiosphäre vom Vorzeichen her nicht genau bekannt sind (siehe Tans u.a. 1990)

Ereignisse, die in regelmäßigen Abständen von zwei bis sieben Jahren auftreten, sind verbunden mit einer Verringerung der vertikalen Auftriebsflüsse und einer anomalen Erwärmung der Oberflächentemperatur des Ozeans im gesamten äquatorialen Pazifik (siehe z.B. Rasmusson und Wallace 1983). Die „Southern Oscillation“ ist eine Schwingung des Luftdruckes zwischen dem Hochdruckgebiet des südöstlichen Pazifiks und dem australisch-asiatischen Tiefdrucksystem. Diese Schwingung ist mit den El Niño-Ereignissen eng verknüpft (Bjerknes 1966). Die Anomalie der Luftdruckdifferenz zwischen den beiden Zentren der Oszillation, die bei Tahiti (franz. Polynesien) und Darwin (Australien) liegen, wird als „Southern Oscillation Index“ (SOI) bezeichnet. Die zeitliche Verzögerung zwischen den auftretenden Minima des SOI und den Maxima in den CO_2 -Daten betrug in den Jahren 1965, 1969, 1972 und 1976 ein bis sieben Monate (Bacastow 1976, Bacastow u.a. 1980). Newell u.a. (1978) und Machta u.a. (1977) fanden heraus, daß die Änderungen in der CO_2 -Konzentration in Beziehung zur Ozeanoberflächentemperatur (SST) des tropischen Pazifiks stehen. Eine Erhöhung der SST bewirkt eine Abnahme der CO_2 -Löslichkeit und führt zum Anstieg des ozeanischen CO_2 -Partialdruckes (P_{CO_2}). Chavez u.a. (1984) vermuteten, daß die Zunahme des atmosphärischen P_{CO_2} durch den Rückgang der biologischen Primärproduktion infolge abnehmender Auftriebsflüsse erklärt werden kann. Durch genaue Analyse der CO_2 -Daten des NOAA/GMCC¹ Programms beobachteten Gammon u.a. (1985) während des ENSO 1982/83 einen Rückgang der jährlichen atmosphärischen Wachstumsrate auf nahezu Null. Diesem Minimum im Sommer-Herbst 1982 folgte ein ungewöhnlich starker Anstieg von 2-3 ppm Jahr⁻¹ im Sommer-Herbst 1983. Die Autoren deuteten an, daß diese Schwankungen teilweise durch das Aussetzen der äquatorialen Auftriebsflüsse während des ENSO erklärt werden könnten.

Rund 2 GtC Jahr⁻¹ beträgt der totale CO_2 -Fluß vom äquatorialen Ozean in die Atmosphäre, also 40% des fossilen Eintrags (Keeling und Revelle 1985). In normalen Jahren dominiert der östliche Pazifik gegenüber den anderen tropischen Gebieten mit 0,6 GtC Jahr⁻¹. Während eines ENSO-Ereignisses hingegen sinkt der ozeanische CO_2 -Partialdruck in dieser Region ab, so daß er nahezu im Gleichgewicht mit der Atmosphäre steht (Keeling und Revelle 1985, Feely u.a. 1987). Mit dem verringerten vertikalen Auftrieb breiten sich warme Wassermassen ostwärts aus und ersetzen dabei das kalte Oberflächenwasser im östlichen Pazifik. Jenes besitzt einen wesentlich höheren P_{CO_2} als das warme Wasser im Westen (Keeling u.a. 1989). Der starke Anstieg

¹National Oceanic and Atmospheric Administration/Geophysical Monitoring for Climatic Change

des atmosphärischen CO_2 -Partialdruckes im ENSO 1982/83 kann also möglicherweise nicht durch den Ozean, sondern durch Änderungen in der Landbiosphäre verursacht werden. Insbesondere Dürrekatastrophen durch aussetzende Niederschläge und damit verbundene starke Savannen- und Waldbrände werden als Quellen vermutet (Keeling u.a. 1989).

In dieser Arbeit soll der Einfluß des Ozeans während dieser mehrjährigen Schwankungen mit numerischen Modellen untersucht werden. Der Schwerpunkt bildet dabei die Simulation der chemischen und biologischen Tracer während des ENSO 1982/83. Die Variationen des ozeanischen CO_2 -Partialdruckes und den damit verbundenen Änderungen der CO_2 -Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre unterliegen folgenden Effekten, die in dieser Arbeit näher untersucht werden sollen:

1. Der Einfluß der Änderung der Zirkulation der Warmwassersphäre auf den ozeanischen P_{CO_2} . Mit dem Aussetzen der äquatorialen Auftriebsflüsse vermindert sich auch die Zufuhr kohlenstoffreicher Wassermassen aus den tieferen Schichten in die tropische Deckschicht. Die Abnahme der Kohlenstoffkonzentration an der Oberfläche bewirkt ein Absenken des ozeanischen CO_2 -Partialdruckes.
2. Der Einfluß der Änderung der Primärproduktion auf den ozeanischen CO_2 -Partialdruck. Durch die Primärproduktion wird Kohlenstoff in organisches Material und Kalkschalen gebunden. Das abgestorbene biologische Material sinkt ab und transportiert damit Kohlenstoff von der Oberfläche in die Tiefe. Bei reduzierter Zufuhr von nährstoffreichem Auftriebswasser sinkt die Primärproduktion an der Oberfläche. Durch die Abschwächung der biologischen Pumpe wird weniger Kohlenstoff an der Oberfläche verbraucht und damit die Abnahme des ozeanischen Partialdruckes vermindert.
3. Der Einfluß von Temperaturänderungen auf den ozeanischen CO_2 -Partialdruck. Werden Wassermassen erwärmt, wie während des ENSO in der Deckschicht des tropischen Ozeans, haben diese eine geringere CO_2 -Löslichkeit und das damit verstärkte Ausgasen bewirkt einen Anstieg des ozeanischen CO_2 -Partialdruckes.

Die ersten beiden Kapitel der Arbeit beschäftigen sich mit dem geochemischen Kohlenstoffkreislauf und der Kohlenstoffchemie. Im darauffolgenden Abschnitt wird ein Boxmodell mit 4 ozeanischen und einer atmosphärischen Box entwickelt. Das Boxmodell dient zum Verständnis der wichtigsten Mechanismen, die zu den Fluktuationen im Kohlenstoffkreislauf führen, und ist eine bedeutende Hilfe für die Analyse der

Ergebnisse des nichtlinearen dreidimensionalen ozeanischen Kohlenstoffmodells. Mit dem Boxmodell werden Emissionsszenarien und Studien zur Störung ozeanischer Auftriebsflüsse durchgeführt. Aus den Windschubdaten des ECMWF¹ von 1981 bis 1987 berechnete ozeanische Auftriebsflüsse in den Tropen (Segschneider 1991) dienen zur Simulation der zirkulationsbedingten Schwankungen im Kohlenstoffkreislauf.

Zur realistischeren Analyse der oben beschriebenen Problematik werden die interannualen Variationen zwischen 1981 und 1987 mit einem an ein 3 dimensionales großskaliges geostrophisches Ozeanzirkulationsmodell (LSG) (Maier-Reimer und Hasselmann 1987; Maier-Reimer u.a. 1991) angekoppeltes Kohlenstoffmodell simuliert. Das Kohlenstoffmodell, auch „Scripps Hamburg Model of Oceanic Carbon Cycle“ (SHMOCC) genannt, wurde an dem Scripps Institution of Oceanography in San Diego, USA, und am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg entwickelt (Maier-Reimer und Hasselmann 1987; Maier-Reimer und Bacastow 1990; Bacastow und Maier-Reimer 1990). Dieses Modell wird in Kapitel 5 näher beschrieben.

In den 3 Experimenten, die mit dem SHMOCC durchgeführt werden, erfolgt der Antrieb durch Windschub- und Lufttemperaturdaten. Die Windschubdaten setzen sich aus den klimatologischen Daten von Hellermann und Rosenstein (1983) und den ECMWF-Windschubanomalien (Segschneider 1991) zusammen. Die Lufttemperaturen berechnen sich aus der Addition der klimatologischen Werte des COADS² (Woodruff 1987) und den ECMWF-Lufttemperaturanomalien von Segschneider (1991). Als weitere Randbedingung gehen klimatologische Frischwasserflüsse in das Ozeanmodell ein.

Das erste Experiment untersucht die Variabilität im industriellen und das zweite im präindustriellen Modellzustand. Der Vergleich dieser beiden Modellläufe dient zur Untersuchung des Einflusses der anthropogenen Emission auf die natürlichen Fluktuationen im Kohlenstoffkreislauf. Das dritte Experiment wird mit reduzierter biologischer Primärproduktion durchgeführt. Die Herabsetzung der biologischen Produktion führt zu einer Erhöhung des ozeanischen P_{CO_2} in den Tropen und damit zu einem stärkeren Kohlenstofffluß von dem Ozean in die Atmosphäre.

Schließlich werden die Ergebnisse des SHMOCC in Kapitel 7 mit denen des Boxmodells und den aus Beobachtungen berechneten Daten (Keeling u.a. 1989) durch Kreuzkorrelationen verglichen und analysiert.

Die Simulation des ENSO-Phänomens mit einem dreidimensionalen Kohlenstoff-

¹European Center for Medium Range Weather Forecasts

²Comprehensive Ocean Atmosphere Data Set

modell trägt zum einen zum besseren Verständnis der natürlichen Klimavariabilität bei und ist zum anderen ein wichtiger Test des SHMOCC für die Vorhersage zukünftiger Klimaänderungen.

2 Geochemischer Kohlenstoffkreislauf

Kohlenstoff tritt in der Natur in vielfältigen anorganischen Formen, wie z.B. Kohlendioxid und Carbonaten, und allen organischen Verbindungen, u.a. Kohlenwasserstoffen, auf. Die charakteristischen Zeitskalen, die den Kohlenstoffkreislauf bestimmen, reichen von Sekunden, wie z.B. atmosphärisch-ozeanische Grenzschichtprozesse, bis zu mehreren tausend Jahren, wie z.B. die Austauschvorgänge in der Lithosphäre. Die Größenordnung der einzelnen Kohlenstoffreservoirs und deren Austausch untereinander kann Abb. 1 entnommen werden. Die größten Austauschflüsse finden zwischen der Atmosphäre und dem Ozean sowie zwischen der Atmosphäre und der Landbiosphäre statt.

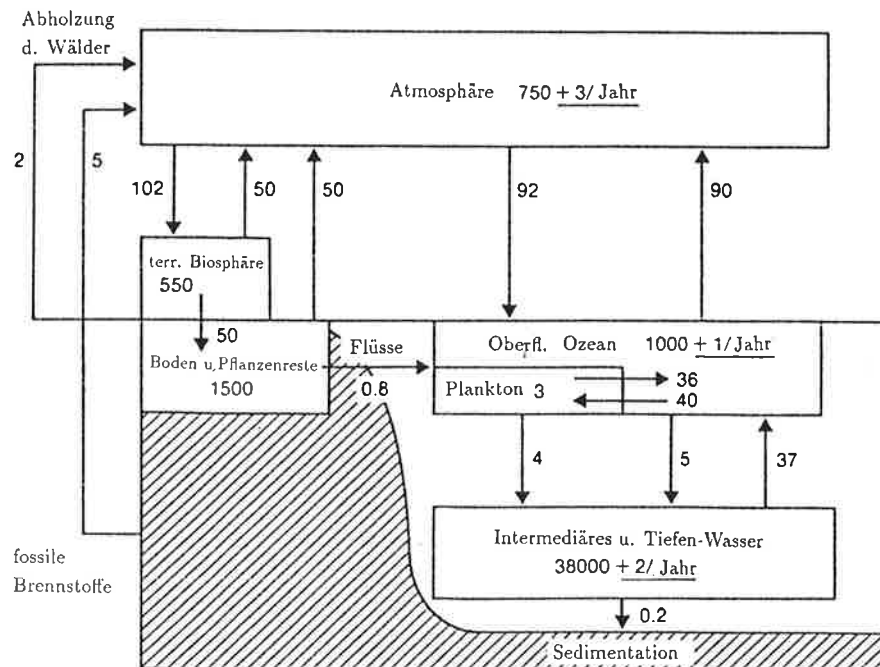


Abbildung 1: Globale Reservoirs und Flüsse des Kohlenstoffes. Die Zahlen entsprechen dem heutigen Stand und repräsentieren typische Literaturwerte. Die Flüsse, z.B. zwischen Atmosphäre und der ozeanischen Deckschicht, sind jährliche Brutto-Austauschraten. Unterstrichene Zahlen bedeuten jährliche Netto-Akkumulationen von CO_2 infolge menschlicher Aktivitäten. Alle Angaben sind in GtC für die Reservoirs und in GtC Jahr^{-1} für die Flüsse (Watson u.a. 1990)

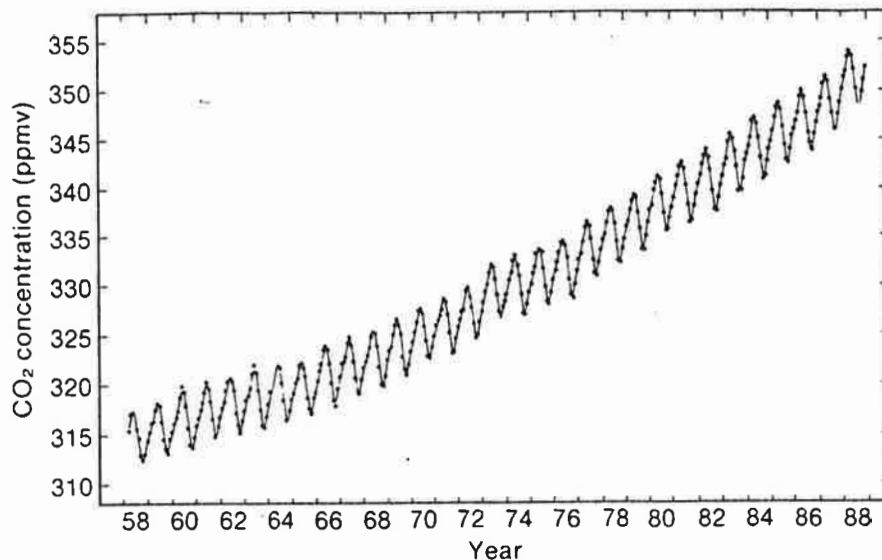


Abbildung 2: *Monatlicher Mittelwert der CO_2 -Konzentration in ppm, beobachtet auf Mauna Loa, Hawaii (Keeling u.a. 1989). Die saisonalen Änderungen sind im wesentlichen durch Aufnahme und Produktion von CO_2 durch die terrestrische Vegetation bestimmt.*

2.1 Atmosphäre

Bei den Messungen der CO_2 -Konzentration der Atmosphäre am Mauna Loa Observatorium in ca. 3400 m Höhe auf Hawaii beobachtete man einen Anstieg des CO_2 -Partialdruckes von 314 ppm im Jahre 1959 auf 352 ppm im Jahre 1989 (Abb. 2). Die Meßstation liegt unbeeinflusst von lokalen anthropogenen CO_2 -Quellen, so daß die Meßergebnisse als globale Mittelwerte der Atmosphärenkonzentration verwendet werden dürfen.

Der präindustrielle CO_2 -Gehalt in der Atmosphäre kann durch die Analyse von Luft in Eisbohrkernen mit Hilfe von Gaschromatographie und Laser-Infrarotspektroskopie rekonstruiert werden. Die Messungen unterliegen größeren Schwankungen als die von Mauna Loa, da zum einen die Proben eine natürliche Variabilität aufweisen und zum anderen Fehler bei der Extraktion des Gases aus der Probe entstehen. Die Meßgenauigkeit liegt bei ca. 1% (~ 3 ppm) und der Gesamtfehler der Extraktionsmethode bei 3% (Oeschger und Stauffer 1986). In Abbildung 3 werden die CO_2 -Messungen aus Eisbohrkernen und von Mauna Loa, Hawaii, dargestellt. Die Daten aus den Eiskernen der Siple Station in der Antarktis zeigen dabei einen bemerkenswert glatten Übergang zu den direkten atmosphärischen Messungen von Hawaii.

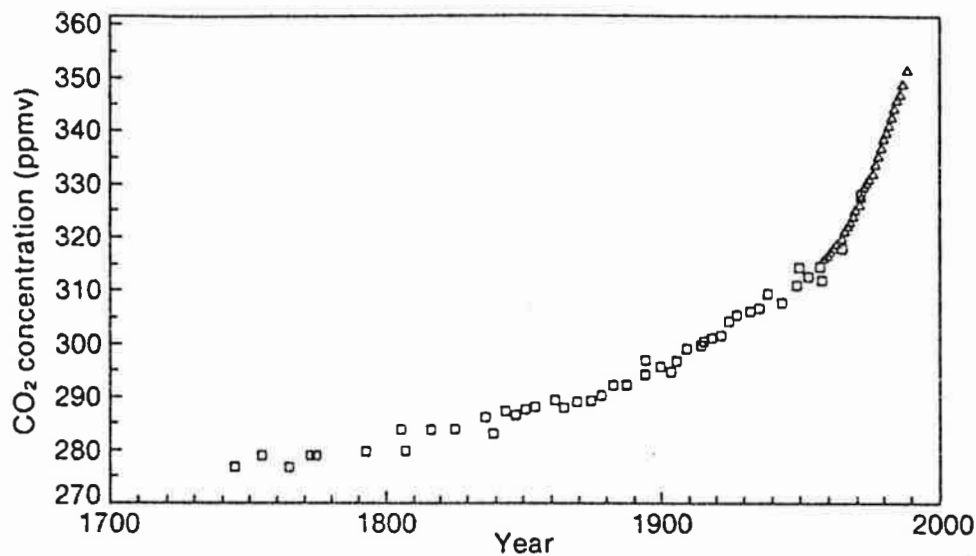


Abbildung 3: *Atmosphärische CO₂-Konzentration der letzten 250 Jahre aus Daten von Eiskernen der Siple Station, Antarktis (Quadrate; Neftel u.a. 1985; Friedli u.a. 1986), und durch direkte atmosphärische Messungen von Mauna Loa, Hawaii (Dreiecke; Keeling u.a. 1989)*

In Abb. 4 erkennt man eine deutliche Zunahme des atmosphärischen CO₂-Gehalts vor der Zeit, in der der Eintrag fossiler Brennstoffe signifikant wurde. Diese Tatsache deutet darauf hin, daß möglicherweise große CO₂-Mengen nicht fossilen Ursprungs infolge der Abholzung und Kultivierung von ausgedehnten Landflächen in die Atmosphäre eingebracht wurden.

Mit einem jährlichen Eintrag von rund 5 GtC gehört heute die vom Menschen verursachte Emission durch fossile Brennstoffe zur bedeutendsten Störung des Kohlenstoffkreislaufs. Die anthropogene Kohlendioxidproduktion umfaßt die Verbrennung fossiler Treibstoffe durch Hausbrand, Verkehr, Gewerbe und Industrie sowie die Herstellung von Zement. Zur Berechnung des Verbrauchs an fossilen Brennstoffen werden Produktionsdaten herangezogen, da direkte Daten über die Emissionen nur sehr unzulänglich sind. Die Revolution der Technik Mitte des 19. Jahrhunderts und das rapide Bevölkerungswachstum verstärkten erheblich die Nutzung fossiler Brennstoffe. Von 1860 bis Anfang der siebziger Jahre dieses Jahrhunderts wuchs die CO₂-Produktion exponentiell mit einer Zeitkonstanten von rund 24 Jahren und wurde lediglich durch die zwei Weltkriege und die wirtschaftliche Depression Anfang der dreißiger Jahre gestört.

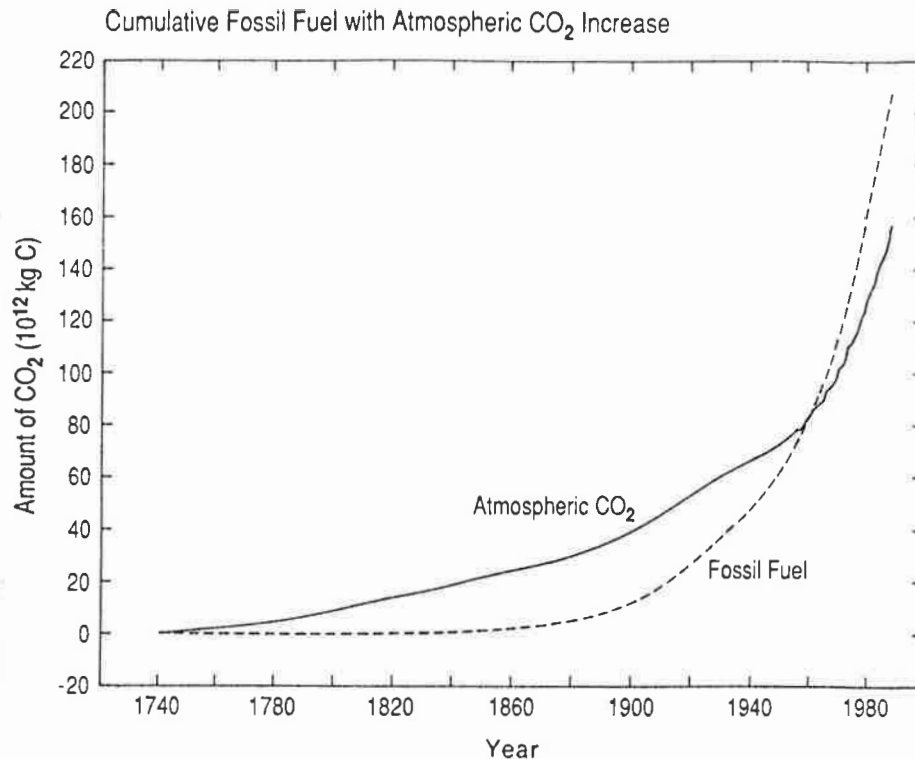


Abbildung 4: Kumulative Produktion des industriellen CO_2 von fossilen Brennstoffen und Zementherstellung gegen die Zeit in 10^{12} kgC (gestrichelt) im Vergleich zur beobachteten Zunahme von atmosphärischen CO_2 in den gleichen Einheiten (durchgezogen) (Keeling u.a. 1989)

Nach dem zweiten Weltkrieg gewann das Öl immer mehr an Bedeutung und wurde seit 1968 der dominierende Energieträger. Im Jahre 1973 reduzierte sich die Mineralölproduktion infolge der Energiekrise, so daß die jährliche Zuwachsrate bis 1979 auf rund 2,3 % sank (Rotty 1983). Von 1979 bis 1985 blieben die Emmissionsraten auf einem konstanten Niveau von $5,2 \pm 0,1$ GtC Jahr⁻¹ und stiegen danach bis 1987 auf 5,6 GtC Jahr⁻¹ an (Marland 1989).

Neben den Variationen auf langen Zeitskalen treten auch kurzfristige Schwankungen im atmosphärischen Kohlenstoffreservoir auf. Der tägliche Zyklus des atmosphärischen CO_2 -Gehaltes wird wesentlich durch unterschiedliche Produktionsraten der Photosynthese und Respiration bestimmt. Additiv hierzu treten Schwankungen durch die Oberflächentemperatur des Meeres, die die Löslichkeit von CO_2 beeinflusst, und durch photosynthetische Prozesse im Ozean auf. Während die täglichen Änderungen sich nur deutlich über dem Land bemerkbar machen, sind die saisonalen Variationen der terrestrischen Biosphäre wenn auch in abgeschwächter Form über dem Meer erkennbar.

Abb. 5 zeigt den saisonalen Zyklus von Point Barrow (Alaska). Die atmosphärische CO_2 -Konzentration erreicht ein Maximum zwischen Ende April und An-

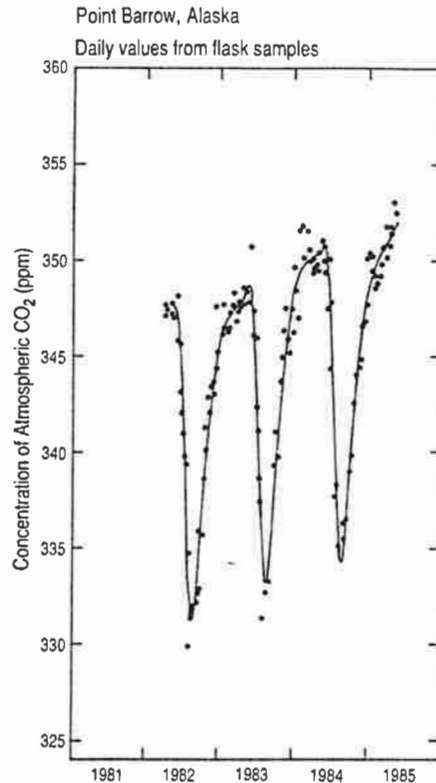


Abbildung 5: Zeitserie der atmosphärischen CO_2 -Konzentration in Point Barrow, Alaska. Die Punkte sind tägliche Werte und die oszillierende Kurve eine Splinefunktion durch die Daten (Keeling u.a. 1989)

fang Mai durch die überwiegend oxidierende Prozesse im Winter und ein Minimum im September durch das Wachstum der Vegetation auf dem Land im Sommer.

Die interannualen Variationen erhält man nach Abzug der anthropogenen Emissionen und der mittleren saisonalen Oszillation der atmosphärischen CO_2 -Konzentration. Die verbleibenden Schwankungen sind zu groß um durch die jährlichen Änderungen aus der Emission durch fossile Brennstoffe erklärt zu werden. Diese machen im Vergleich zum Gesamteintrag nur wenige Prozente aus.

Die Abbildung 6 zeigt einen Zusammenhang dieser Variationen mit den El Niño-Ereignissen (Rasmusson 1984) und den schwachen Sommermonsunen in Südostasien (Meehl 1987). Mit dem Eintreten des ENSO-Ereignisses ist ein Rückgang der atmosphärischen CO_2 -Konzentration zu beobachten. Diese Abnahme kann durch den Rückgang des CO_2 -Partialdruckes im tropischen Ozean während des ENSO-Ereignisses erklärt werden.

In normalen Jahren werden im östlichen Pazifik ca. $0,6 \text{ GtC Jahr}^{-1}$ vom Ozean in die Atmosphäre ausgegast. Während des ENSO 1982/83 hingegen wurde ein so starker Rückgang des CO_2 -Flusses beobachtet, daß der atmosphärische und der ozeanische Par-

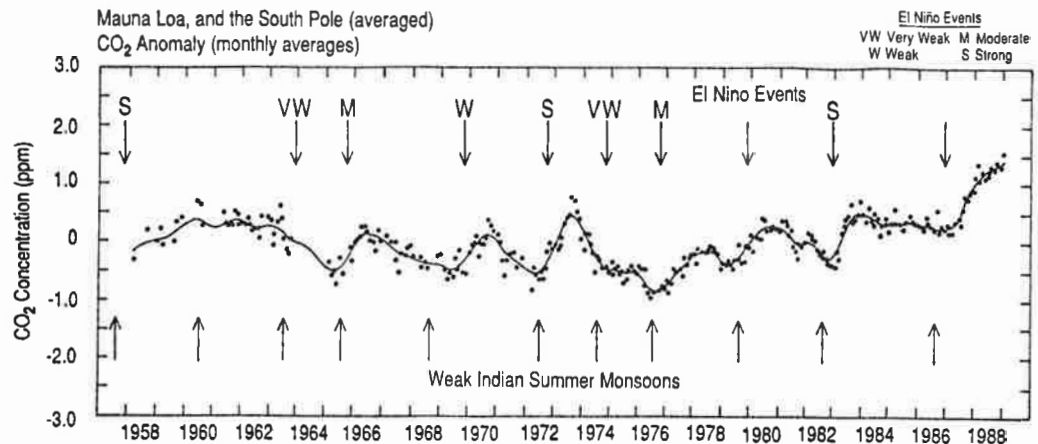


Abbildung 6: *Anomalie in der CO₂ Konzentration in der Atmosphäre in ppm. Die Punkte sind Monatsmittelwerte von der Stationen Mauna Loa und Hawaii nach einer saisonalen Adjustierung und nach Abzug der anthropogen verursachten jährlichen Wachstumsrate. Die glatte Kurve ist eine Splinefunktion durch die Datenpunkte. Die oberen Pfeile im Dezember zeigen El Niño-Ereignisse des entsprechenden Jahres, während die unteren schwache Sommermonsune aufzeichnen (Keeling u.a. 1989).*

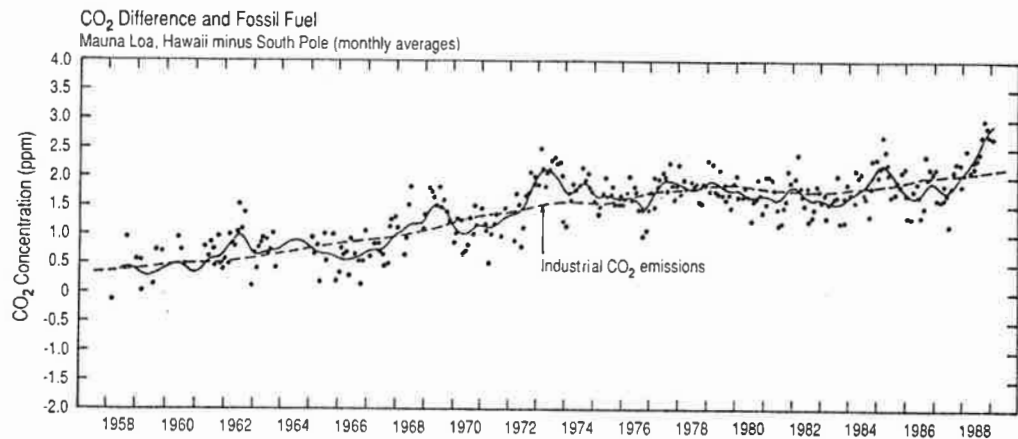


Abbildung 7: *Differenz der atmosphärischen CO₂-Konzentration zwischen Mauna Loa und dem Südpol. Die gestrichelte Linie zeigen die Differenz des industriell bedingten CO₂-Anstiegs beider Stationen. Punkte sind Differenzen der monatlichen Mittelwerte (Keeling u.a. 1989).*

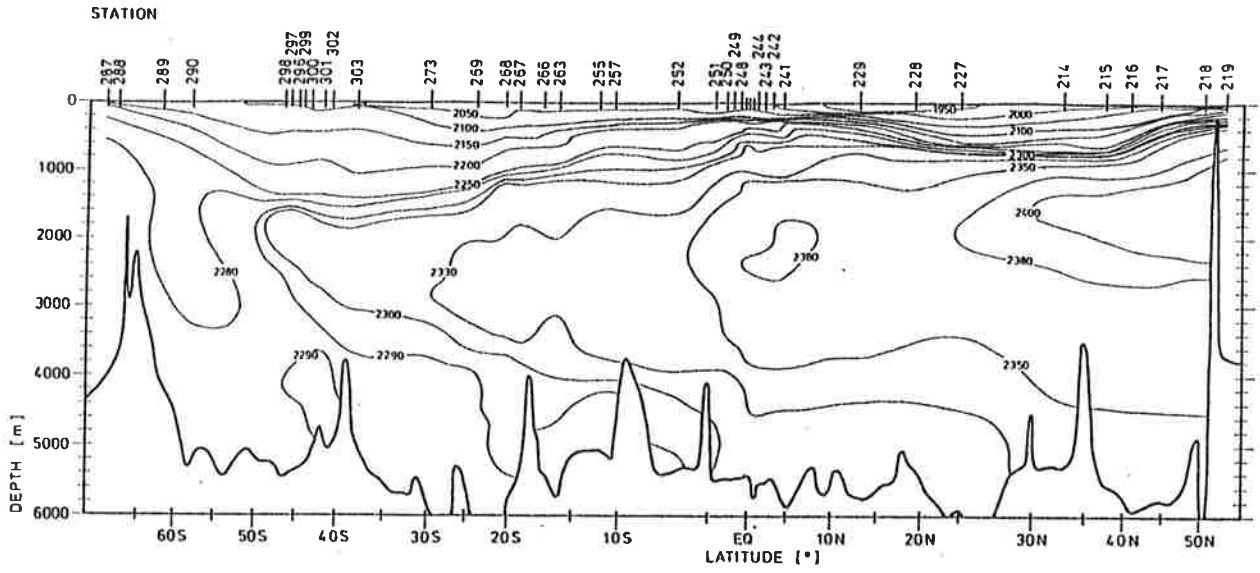
tialdruck in diesem Gebiet nahezu im Gleichgewicht standen (Keeling und Revelle 1985). Unmittelbar nach dem Absinken der atmosphärischen CO_2 -Konzentration wird eine starke Zunahme von Kohlenstoff in der Atmosphäre beobachtet. Dieser Anstieg wird vermutlich während des ENSO durch die starke Trockenheit der tropischen Landbiosphäre und den damit verbundenen Savannen- und Waldbränden ausgelöst (Keeling und Revelle 1985; Keeling u.a. 1989). Im starken ENSO-Jahr 1972/73 betrug der Anstieg rund 2 ppm und im ENSO 1982/83 ca. 1,5 ppm. Eine Ausnahme, in dem der starke Anstieg nicht erkennbar ist, bildet das Jahr 1963, in dem aufgrund des Mangels an Daten keine konkreten Aussagen gemacht werden können. Die Minima der CO_2 -Konzentrationen fallen auch mit den schwachen indischen Sommermonsunen zusammen. Nur für das Jahr 1969 ist hierbei ein abweichendes Verhalten erkennbar (Keeling u.a. 1989).

In der Abbildung 7 werden die Differenzen der Daten der CO_2 -Konzentration von Mauna Loa und dem Südpol zwischen 1959 und 1989 dargestellt. Die leichte Zunahme der positiven Anomalie zwischen beiden Stationen kann dabei als Anwachsen des interhemisphärischen Gradienten interpretiert werden, verursacht durch den zunehmenden CO_2 -Eintrag aus der Verbrennung fossiler Ressourcen in der Nordhemisphäre. Je mehr CO_2 in die Atmosphäre, vornehmlich auf der Nordhalbkugel eingebracht wird, desto höher wird der Gradient zwischen den Hemisphären. Nach der Ölkrise flacht deshalb die Kurve etwas ab. Ferner deutet die Zunahme der Differenz in den ENSO-Jahren 1972/73 und 1986/87 auf einen verstärkten Eintrag von CO_2 in die nördliche Hemisphäre. Während des ENSO 1982/83 wurden hingegen keine starken Anomalien beobachtet. Bacastow und Keeling (1981) berechneten aus Daten von Mauna Loa und dem Südpol eine interhemisphäre Vermischungszeit von 1,1 Jahren.

2.2 Ozean

Der Ozean speichert mit 38.000 GtC mehr als das 50 fache des derzeitigen atmosphärischen CO_2 -Gehalts von rund 750 GtC. Damit ist er als größtes Kohlenstoffreservoir mit einer Brutto-Austauschrate von 90 GtC Jahr⁻¹ über einer Ozeanfläche von rund $3,62 \times 10^{14} \text{ m}^2$ und seinem großen Volumen ein wesentlicher Kontrollfaktor für das CO_2 in der Atmosphäre. Im Vergleich hierzu ist die Netto-Austauschrate von der Atmosphäre in den Ozean durch die anthropogene Störung mit $2,0 \pm 0,8 \text{ GtC Jahr}^{-1}$ (Watson u.a. 1990) sehr gering. Die relative Zunahme des gelösten anorganischen Kohlenstoff (DIC) durch diese Störung liegt in der Oberfläche des Ozeans bei 2 - 3 %

a)



b)

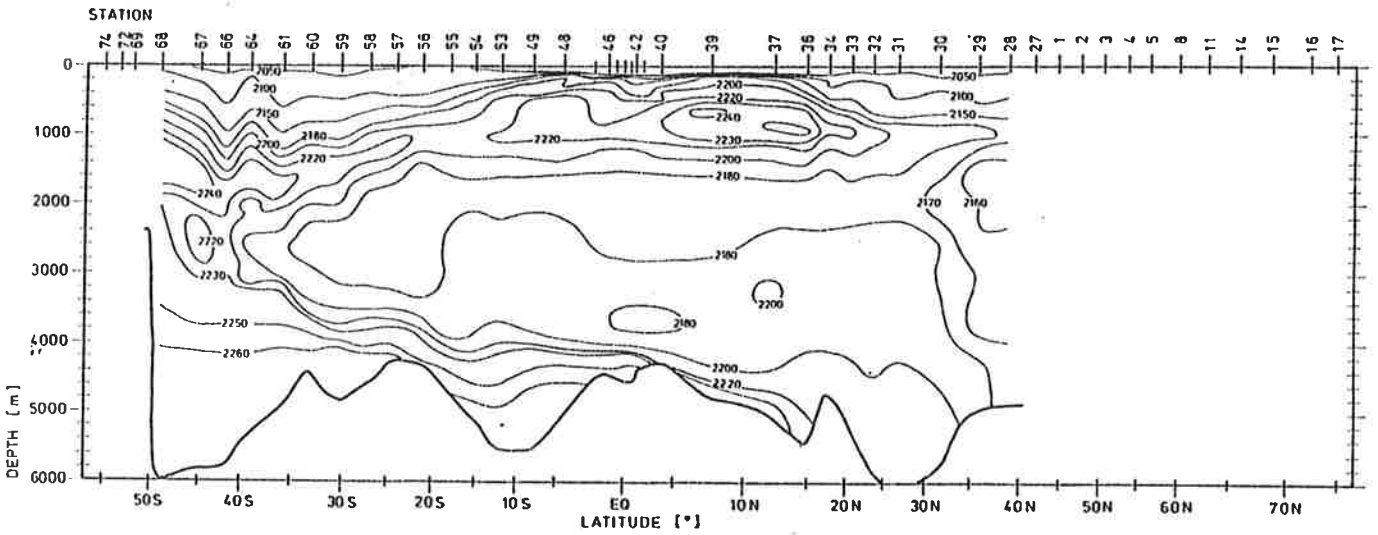


Abbildung 8: Beobachtete DIC-Konzentrationen in $\mu\text{mol kg}^{-1}$ während der GEO-SECS Expedition a) westlicher Pazifik und b) westlicher Atlantik (Brainbridge 1976)

A T M O S P H A E R E

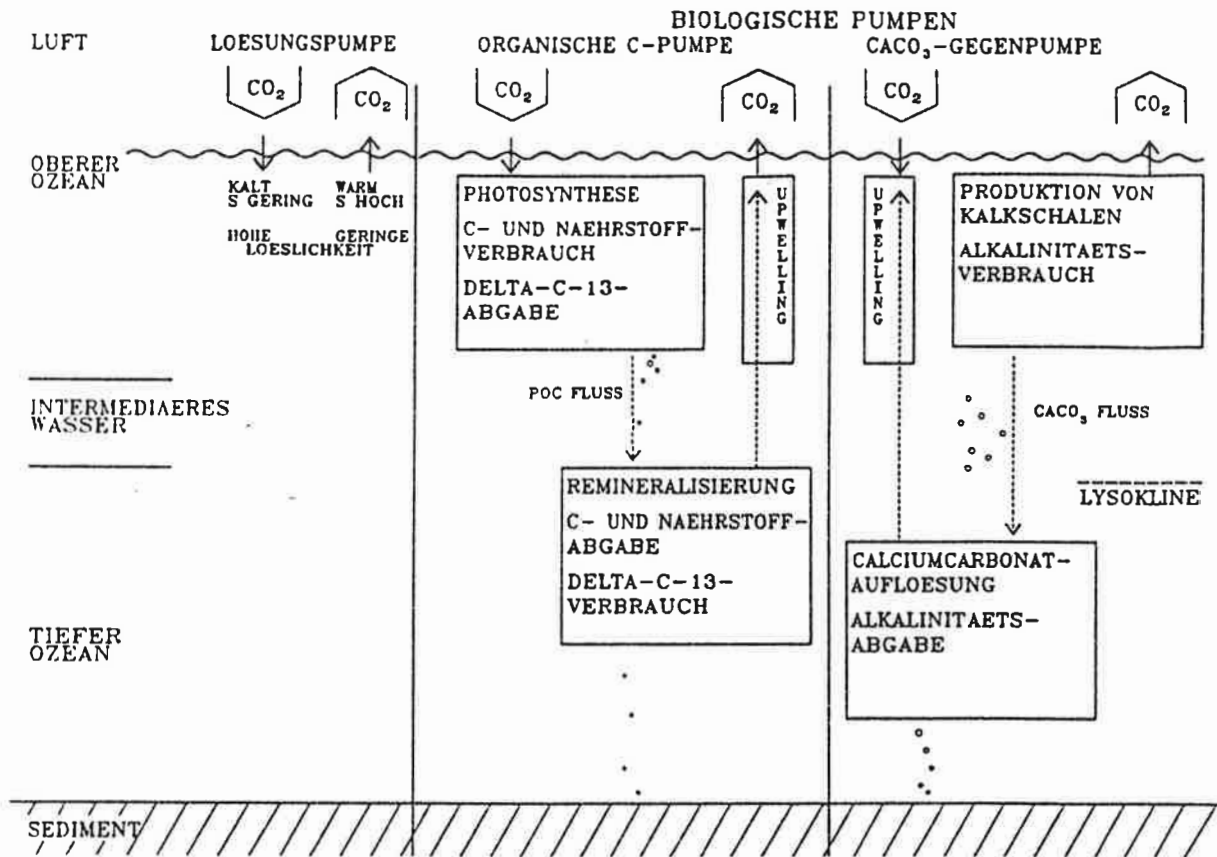


Abbildung 9: Die drei grundlegenden ozeanischen Kohlenstoffpumpen - die Löslichkeitspumpe, die organische Pumpe und die Calciumcarbonatpumpe (Heinze 1990)

(Watson u.a. 1990). Bis heute ist die Messung von chemischen Tracern im Ozean mit hohem Aufwand verbunden. Deshalb liegen im Vergleich zur Atmosphäre nur wenige Daten vor. Die umfangreichsten globalen Projekte zur Messung der chemischen Tracern in der Vergangenheit waren die „Geochemical Ocean Section Study“ (GEOSECS)-Expeditionen in den siebziger Jahren und das „Transient Tracer Ocean Program“ (TTO) im Jahre 1982. Typische Verteilungen des Kohlenstoffes im Ozean zeigen die Abbildungen 8a und b.

Die Verteilung von Kohlenstoff kann im Ozean durch drei mit der allgemeinen Ozeanzirkulation gekoppelte Pumpensysteme erklärt werden (Abb. 9). Die Löslichkeit des CO_2 im Oberflächenwasser hängt von der Temperatur und vom Salzgehalt ab. In den tropischen Gebieten ist das Oberflächenwasser warm und salzreich und hat damit eine geringe Löslichkeit und einen hohen ozeanischen CO_2 -Partialdruck, während in

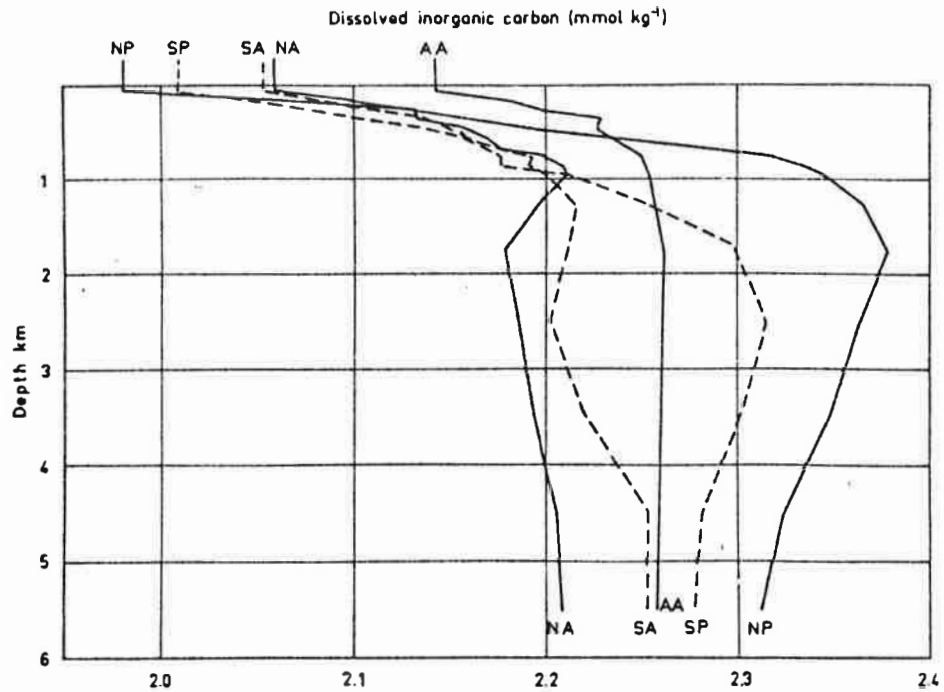


Abbildung 10: Mittlere vertikale Verteilung von DIC in fünf Regionen des Welt-ozeans: NA = Nordatlantik; SA = Südatlantik; AA = Antarktis; SP = Südpazifik; NP = Nordpazifik (Takahashi u.a. 1981)

den kalten und salzarmen Gebieten der hohen Breiten die Löslichkeit groß und damit der Partialdruck niedrig ist. Die mit diesem Mechanismus verbundene Abgabe bzw. Aufnahme des ozeanischen Kohlenstoffs wird als *Löslichkeitspumpe* bezeichnet.

Die beiden anderen Pumpen, die *organische Kohlenstoffpumpe* und die *CaCO₃-Pumpe*, sind biologischer Natur und werden weitgehend durch die nährstoffabhängige Produktion bestimmt. Die Primärproduktion entzieht dem Oberflächenwasser durch Bildung von organischem Gewebematerial und durch den Aufbau von Kalkschalen Kohlenstoff, der durch das Absinken des toten Materials in die Tiefsee gelangt. Dort wird durch die Remineralisierung des weichen Gewebematerials und durch die Auflösung des CaCO₃ die Konzentration des DIC erhöht und somit der vertikale Gradient verstärkt. Erreicht das Tiefenwasser mit hoher DIC-Konzentration die Oberfläche, kommt es zum Ausgasen des angereicherten CO₂.

Durch den Verbrauch von CO₃-Ionen bei der Bildung von Kalkschalen hingegen verschiebt sich das System zur gasförmigen Komponente und erhöht damit den ozeanischen CO₂-Partialdruck. Umgekehrt erniedrigt carbonathaltiges Auftriebswasser den P_{CO₂}. Die CaCO₃-Pumpe wirkt also der organischen Pumpe entgegen. Von den beiden biologischen Pumpen dominiert die organische Kohlenstoffpumpe gegenüber der

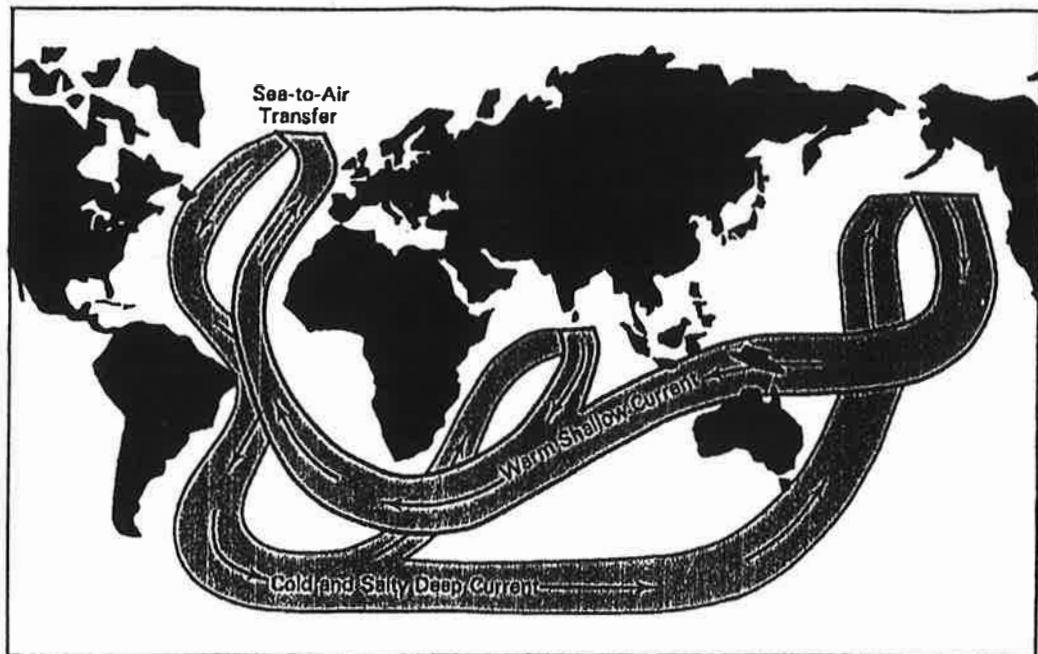


Abbildung 11: *Das ozeanische „Fließband“: Im Nordatlantik sinken kalte und salzreiche Wassermassen in die Tiefe, die im Indik und Pazifik aufquellen und als warme und salzarme Oberflächenströme wieder in den Atlantik gelangen (nach einer Idee von Broecker 1985).*

$CaCO_3$ -Pumpe, da mehr Kohlenstoff für den Aufbau des organischen Gewebematerials als für die Bildung der Kalkschalen gebraucht wird.

Ein „toter Ozean“ ohne biologische Prozesse besitzt einen schwächeren vertikalen Gradienten der DIC-Konzentration. Bei gleichem Kohlenstoffgehalt gegenüber dem Ozean mit Biologie würde der atmosphärische CO_2 -Partialdruck im vorindustriellen Stadium von 280 ppm auf ungefähr 450 ppm steigen (Wenk 1985; Bacastow und Maier Reimer 1990).

Der Einfluß der anthropogenen Störung auf die „biologische Pumpe“ wird im allgemeinen als gering eingeschätzt (Watson u.a. 1990), da die Produktivität durch Licht, Temperatur und Nährstoffe kontrolliert wird und diese Parameter sich in den letzten 200 Jahren nicht wesentlich änderten. Eine zusätzliche Senke zwischen lediglich 0,04 und 0,3 GtC wird durch den verstärkten Eintrag von Düngemitteln (Phosphat und Nitrat) in Flüsse angenommen (Baes 1985).

Betrachten wir nun die allgemeine Ozeanzirkulation wie ein „Fließband“ (engl.: conveyor belt; Abb. 11), das die chemischen Tracer in einem Kreislauf durch die Weltmeere transportiert. In den hohen Breiten, insbesondere im Nordatlantik und im We-

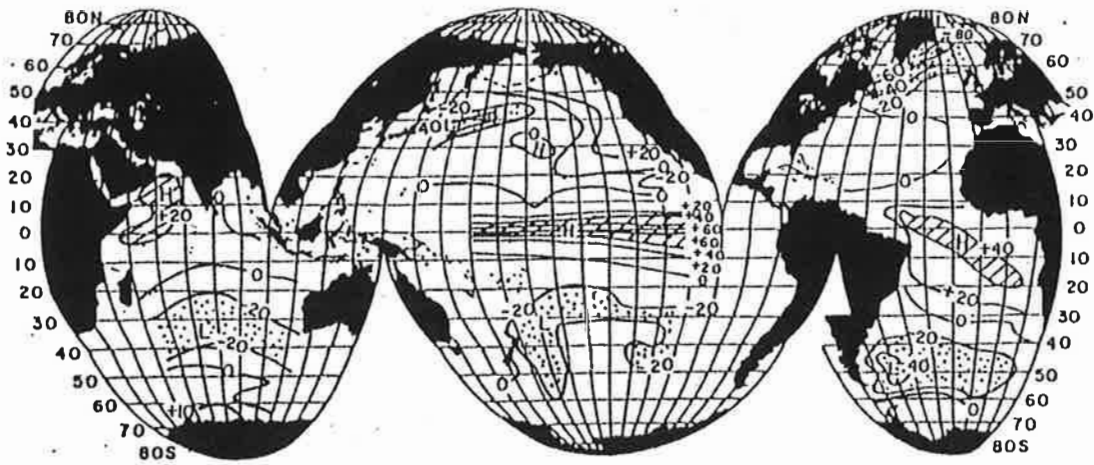


Abbildung 12: *Differenz des CO_2 -Partialdruckes zwischen Ozean und Atmosphäre in ppm. Gestreifte Flächen bedeuten die CO_2 -Quelle und gepunktete die CO_2 -Senken des Ozeans (Broecker und Takahashi 1984)*

dellmeer, beträgt die Partialdruckdifferenz zwischen Atmosphäre und Ozean ca. 40 ppm. Der Ozean nimmt in diesen Gebieten Kohlenstoff auf und befördert ihn durch vertikale Transportprozesse in die Tiefsee. Die Verteilung von dem aus nuklearen Bombenversuchen stammenden Radiokohlenstoff (^{14}C) und Tritium (3H) und den anthropogen erzeugten FCKW's geben Hinweise über die Ausbreitung von Tracern in der Tiefsee. Die Tiefenwassermassen im Nordatlantik nehmen auf den Weg zur Antarktis immer mehr Kohlenstoff durch remineralisiertes organisches Gewebematerial und aufgelöste Kalkschalen auf und wandern über den antarktischen Zirkumpolarstrom in den Pazifik, wo sie bis zum Nordpazifik noch mehr Kohlenstoff aus Remineralisationsprozessen anreichern (Abb. 10). Der Nordpazifik weist mit den Wassermassen, die in einem Zeitraum von über tausend Jahren nicht im Kontakt zur Oberfläche stehen, geringe vertikale Austauschraten und somit die höchsten Konzentrationen des gelösten anorganischen Kohlenstoffes auf. Das kohlenstoffhaltige Wasser erreicht durch langsames Aufquellen im gesamten Pazifik, insbesondere im Nordpazifik, in den äquatorialen Bereichen und an den Westküsten des amerikanischen Kontinents, wieder die Oberfläche. Dieses Oberflächenwasser hat einen höheren CO_2 -Partialdruck als die darüberliegende Luftmasse, so daß in diesen Gebieten der CO_2 -Nettofluß in die Atmosphäre gerichtet ist. Durch den Transport von Tracern an der Oberfläche in die hohen Breiten wird bei ständiger Wechselwirkung mit der Atmosphäre der Kreislauf, das „Fließband“, geschlossen.

Der Partialdruckunterschied zwischen Ozean und Atmosphäre wird in Abb. 12 wiedergegeben. Die Daten für diese Karte stammen von den GEOSECS-Expeditionen zwischen 1972 und 1978. Man erkennt dabei deutlich das Ausgasen von CO_2 aus dem Ozean im tropischen Bereich und den Eintrag von Kohlenstoff in den höheren Breiten. Tans u.a. (1990) berechneten, daß von den Quellen der globalen CO_2 -Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre der äquatoriale Ozean mit $1,62 \text{ GtC Jahr}^{-1}$ dominiert, während der südliche Ozean zwischen 50°S und 15°S mit $-2,39 \text{ GtC Jahr}^{-1}$ die bedeutendste Senke bildet.

2.3 Biosphäre

In den letzten drei Dekaden wurden mehrere Versuche gemacht, die Größe der Biosphäre zu erfassen und den internen Umsatz sowie den Austausch mit der Atmosphäre näher zu bestimmen. Der derzeitige Bestand des pflanzlichen Kohlenstoffs beträgt rund 560 GtC (Ajtay 1979) mit einer jährlichen Primärproduktion von 60 GtC Jahr^{-1} (Olson u.a. 1983). Die durchschnittliche Verweildauer für Kohlenstoff in Waldgebieten beträgt 16-20 Jahre. Das mittlere Alter der Bäume ist ungefähr doppelt so hoch, da weniger als die Hälfte der Primärproduktion in Zellulose umgewandelt wird. Im Vergleich zu den von Menschen kultivierten Landflächen können die Waldgebiete bei gleicher Fläche rund 20 bis 100 mal mehr Kohlenstoff speichern. Die Resistenzzeit des Kohlenstoffs außerhalb der Waldgebiete beträgt lediglich 3 Jahre (Bolin 1986).

Detaillierte Studien zu Änderungen in der Biosphäre erstellten Moore (1981), Houghton u.a. (1983) und Houghton (1984) (Abb. 13). Rund 10 % der Landfläche der Erde, die ursprünglich aus Waldgebieten und Graslandschaften bestand, wird heute für die Landwirtschaft genutzt. Das organische Material, das bei der Erschließung, Nutzung und Aufgabe von landwirtschaftlichen Flächen auf und in dem Boden entsteht, wird oxidiert und in die Atmosphäre emittiert. Eine weitere Quelle für das atmosphärische CO_2 ist die Abholzung der Wälder und die Oxidation der dabei entstehenden Abfallprodukte, wie z.B. Wurzeln, Äste, Blätter usw.. Neben der direkten CO_2 -Emission in die Atmosphäre durch Brandrodung und Waldbrände wird der Kohlenstoff in Form von Holzkohle im Boden gespeichert und auf diese Weise der schnellen Zirkulation des Kohlenstoffkreislaufes entzogen (Seiler und Crutzen 1980).

Der gegenwärtige CO_2 -Fluß von der Biosphäre in die Atmosphäre durch die Abholzung der tropischen Wälder und Änderungen in der wirtschaftlichen Nutzung der Landflächen liegen, abgeschätzt durch Computermodelle, bei $1,6 \pm 1 \text{ GtC Jahr}^{-1}$ (Wat-

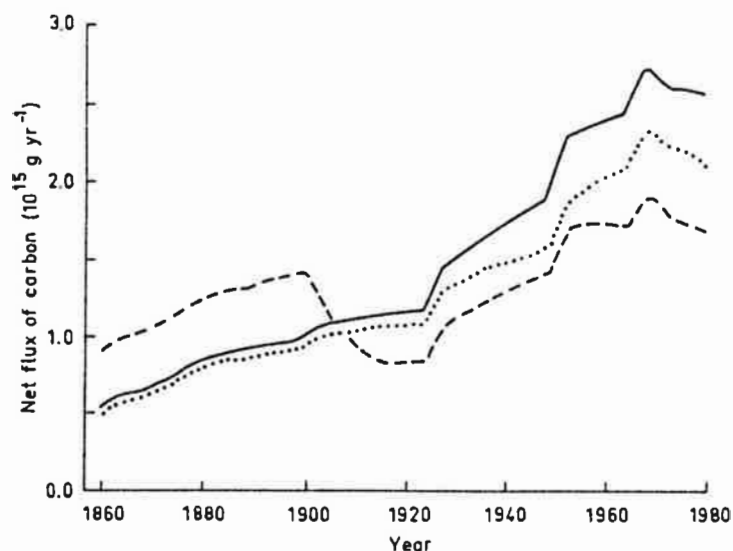


Abbildung 13: Kohlenstoffemissionen in die Atmosphäre infolge Abholzung der Wälder und Änderung der Nutzung von kultivierten Flächen. Die durchgehende Linie basiert auf Biomasse-Daten (Whittaker und Likens 1975), die gepunktete Linie auf Holzvolumen-Daten der FAO (1981) und die gestrichelte Linie auf der Umwandlung von Wäldern und Graslandschaften in Agrikulturen (Houghton 1984; Bolin u.a. 1985)

son u.a. 1990). Der Gesamteintrag zwischen 1860 und 1984 wird auf 150 ± 50 GtC abgeschätzt (Bolin 1986). Die Schwankungen dieser Zahlen verdeutlichen die Schwierigkeit der Bestimmung des genauen Einflusses der Biosphäre auf den terrestrischen Kohlenstoffkreislauf. Der gesamte CO_2 -Fluß von der Biosphäre in die Atmosphäre ist vom Vorzeichen her nicht genau bekannt. Tans u.a. (1990) berechneten einen Wert zwischen $-1,5$ und $-2,0$ GtC Jahr⁻¹. Eine mögliche biosphärische Senke für den Kohlenstoff ist die Aufnahme von CO_2 in den nördlichen gemäßigten Breiten und das durch die CO_2 -Düngung forcierte Pflanzenwachstum. Auch die ansteigende Amplitude des saisonalen atmosphärischen CO_2 -Zyklus von 0,7 % kann zum Teil durch die Stimulation der pflanzlichen Primärproduktion erklärt werden (Kohlmaier u.a. 1989).

2.4 Isotope des Kohlenstoffes

Die in der Natur auftretenden Formen des Kohlenstoffes sind das stabile ^{12}C - und ^{13}C -, sowie das radioaktive ^{14}C -Isotop. Aufgrund der unterschiedlichen Massen haben diese Atome unterschiedliche physikalische Eigenschaften. Die Isotopenverhältnisse in den einzelnen terrestrischen Reservoirs können für den präindustriellen Zustand zeitlich konstant gesetzt werden, da für Quellen und Senken der einzelnen Isotope näherungsweise eine ausgeglichene Bilanz angenommen wird. Eine Störung dieses Gleichgewichtes infolge der Emission durch fossile Brennstoffe bewirkt eine Veränderung der Verhältnisse $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ und $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ und eignet sich deshalb gut zum Test für Kohlenstoffmodelle. Neben dem ^{12}C ist das ^{13}C -Isotop mit $^{13}\text{C}/^{12}\text{C} \approx 1,12 \times 10^{-2}$ am häufigsten verbreitet, während das $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis in der Atmosphäre lediglich ca. 10^{-12} beträgt (Stuiver 1986). Zur Beschreibung der einzelnen Isotopenverhältnisse werden folgende relative Abweichungen bezüglich eines Standards definiert

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

wobei ^{13}r das $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ Verhältnis der Probe und $^{13}r_s$ das des Standards ist. Analog ergibt sich für den radioaktiven Kohlenstoff

$$\delta^{14}\text{C} = \left[\frac{^{14}r}{^{14}r_s} - 1 \right] \quad (2)$$

Die relativen Verhältnisse $\delta^{13}\text{C}$ und $\delta^{14}\text{C}$ werden üblicherweise in *pro mille* angegeben. Die ^{14}C -Konzentration wird meist auf einen konstanten $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von -25 ‰ korrigiert, hergeleitet aus Messungen des präindustriellen $\delta^{13}\text{C}$ in Baumringen (Stuiver und Polach 1977)

$$\Delta^{14}\text{C} = \delta^{14}\text{C} - 2(\delta^{13}\text{C} + 25) \left(1 + \frac{\delta^{14}\text{C}}{1000} \right) \quad (3)$$

Fossile Brennstoffe bestehen überwiegend aus abgestorbenen organischen Materialien, die aufgrund der bevorzugten Fraktionierung von ^{12}C vor ^{13}C einen geringeres $\delta^{13}\text{C}$ besitzen als der Ozean oder die Atmosphäre. Bei der Emission dieser Stoffe in die Atmosphäre vermindert sich durch Verdünnung der ^{13}C -Konzentration das $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnis. Vom präindustriellen Zustand bis heute sank der atmosphärische $\delta^{13}\text{C}$ -Wert um rund $1,1 \text{ ‰}$, verifiziert durch Messungen aus Eisbohrkernen (Friedli u.a. 1986) und direkten atmosphärischen Messungen (Keeling u.a. 1979; Mook u.a. 1983; Heimann pers. Kommunikation).

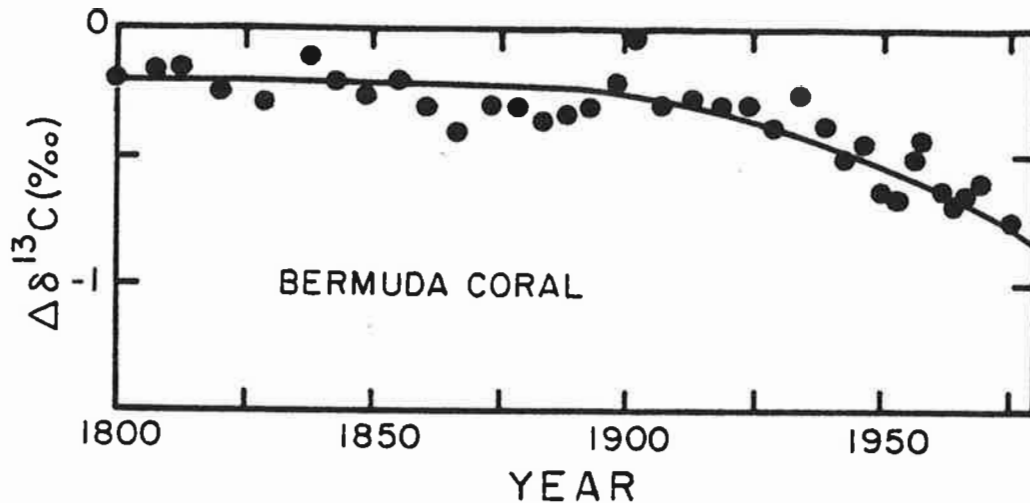


Abbildung 14: Änderung von $\delta^{13}\text{C}$ in Korallenriffen durch die fossile und land-biosphärische Emission (Broecker und Peng 1982)

Die Abnahme des $\delta^{13}\text{C}$ -Verhältnisses im Ozean wird in Abbildung 14 dargestellt. Durch ^{13}C -Messungen in Korallenriffen wurde nachgewiesen (Nozaki u.a. 1978), daß das Isotopenverhältnis lediglich um 0,5 - 0,6 ‰ sank. Dieser Unterschied läßt sich durch den Verdünnungseffekt der Isotope im Ozean erklären.

Interannuale Variationen können auch mit Hilfe der Isotopenverhältnisse identifiziert werden. Abbildung 15 zeigt gemittelte $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von Mauna Loa und dem Südpol zwischen 1977 und 1988. Vergleicht man die Maxima der Kurve in den Jahren 1980, 1983 und möglicherweise im Jahr 1988 mit denen der CO_2 -Daten (Abb. 6), so ist ein Zusammenhang beider Zeitserien offensichtlich. Der ^{13}C -Wert sinkt von einem Maximum von -7,57 ‰ im Jahr 1982 auf ein Minimum von -7,71 ‰ im Jahr 1984. Diese Differenz von ca. 0,1 ‰ entspricht einer Änderung der CO_2 -Konzentration von 2 ppm und ist damit dreimal so hoch wie die Differenz von ca. 0,7 ppm bei den beobachteten CO_2 -Daten in Abb. 6. Während ein Teil des CO_2 -Anstiegs in der Atmosphäre durch kurzzeitige biosphärische Emissionen erklärt werden kann, deutet der Unterschied darauf hin, daß eine bedeutende Menge von CO_2 von der Luft in den Ozean transportiert wurde. Diese Aussage ist konsistent mit dem in Abschnitt 2.1 diskutierten Rückgang des ozeanischen CO_2 -Partialdruckes während des ENSO (Keeling u.a. 1989; Siegenthaler 1990). Das negative $\delta^{13}\text{C}$ von -25 ‰ aus der Biosphäre bewirkt in Abb. 6 den Anstieg der Kurve im ENSO-Jahr 1983, während der Ozean neutral ist.

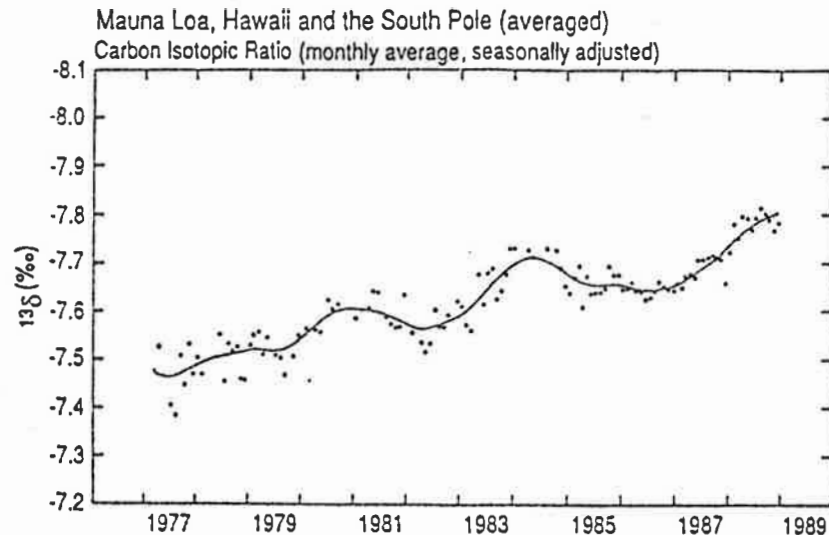
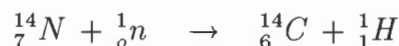


Abbildung 15: *Saisonal adjustierter $\delta^{13}C$ -Datensatz von Mauna Loa und dem Sudpol. Die Punkte sind Mittelwerte beider Stationen (Keeling u.a. 1989)*

Es sei angemerkt, daß die Daten von Keeling u.a. (1989), die in Abb. 15 gezeigt werden, nicht mit denen von Francey u.a. (1990) bereinstimmen. Letztere beobachteten, daß während des El Nio-Ereignisses keine bemerkenswerten $\delta^{13}C$ -Schwankungen auftraten. Diese Unterschiede in den Messungen deuten auf die Probleme hin, die z.Z. noch bei der Gewinnung der Proben und Kalibrierung der Kohlenstoffisotope auftreten.

Der radioaktive Kohlenstoff - mit einer Zerfallszeit von 8267 Jahren - entsteht in der oberen Stratosphäre durch die Kernreaktion eines Stickstoffatoms mit einem Neutron



Dieser Prozeß wird durch kosmische Strahlung ausgelöst, wobei die Neutronen im Gegensatz zu früheren Annahmen nicht Bestandteil dieser Strahlung sind (Stuiver 1986). Im präindustriellen ${}^{14}C$ -Kreislauf steht die Produktion von radioaktivem Kohlenstoff in der Atmosphäre annähernd im Gleichgewicht zu dem Zerfall des ${}^{14}C$ in allen Kohlenstoffreservoirien. Die Störung dieses Gleichgewichtszustandes durch die fossile Emission bewirkt eine Verdünnung der ${}^{14}C$ -Konzentration, den *Suess-Effekt*. Der Suess-Effekt in der Atmosphäre zwischen 1860 und 1950 beträgt ca. 18‰. Unter Berücksichtigung eines Rückganges der natürlichen ${}^{14}C$ -Produktion während dieses Zeitraumes ergibt sich eine Gesamtabnahme des $\Delta^{14}C$ um 21‰. Die Verdünnung der ${}^{14}C$ -Konzentration in

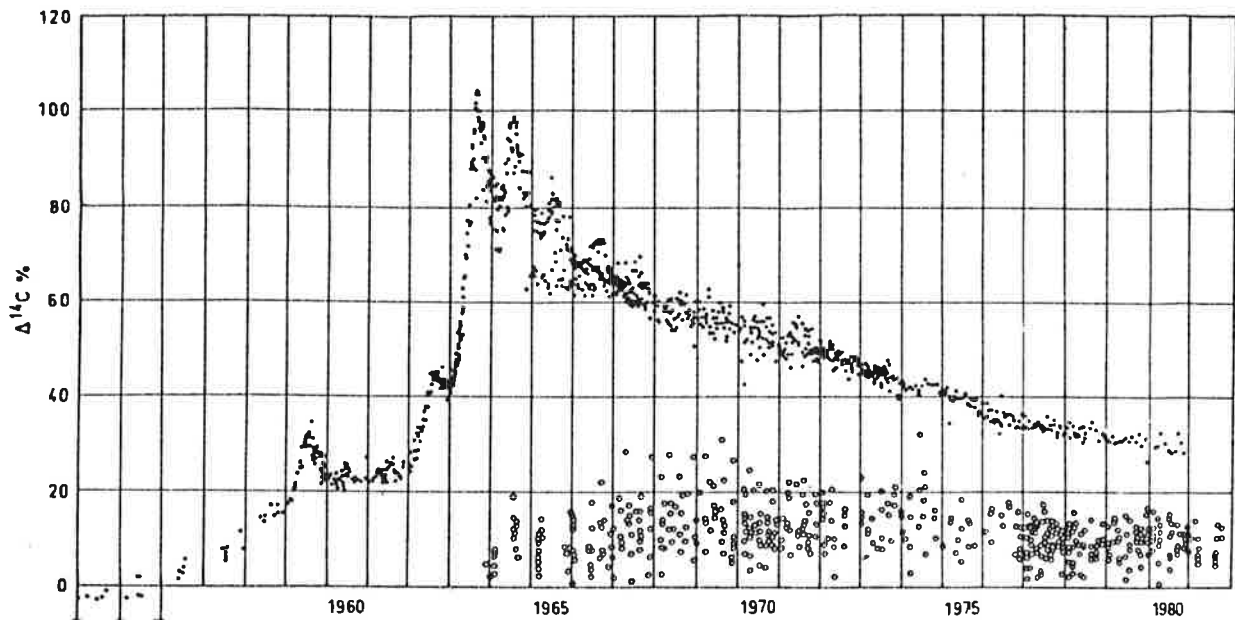


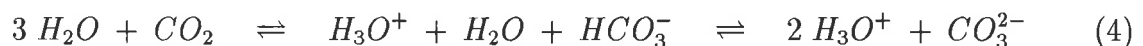
Abbildung 16: Atmosphärisches $\Delta^{14}\text{C}$ zwischen 1954 bis 1981 (Punkte) (Tans 1981; Nydal und Lövseth 1983) und ozeanische Oberflächenwerte (Kreise) (Bolin 1986)

der ozeanischen Deckschicht verursacht eine Abnahme des $\Delta^{14}\text{C}$ -Wertes um rund 8 ‰.

Eine weitere Störung des ^{14}C -Kreislaufes erfolgte nach 1951 durch den Test thermonuklearer Bomben. Die ersten Explosionen zwischen 1952 und 1954 bewirkten einen starken Anstieg der atmosphärischen ^{14}C -Konzentrationen, die mit den US Pazifik-Tests 1958 und den Einträgen durch die sowjetischen Experimente 1961-1962 dann Mitte der sechziger Jahre zu einem Anstieg des $\Delta^{14}\text{C}$ von über 100 ‰ führten (Abb. 16).

3 Kohlenstoffchemie des Ozeans

Die wichtigsten Komponenten des gelösten anorganischen Kohlenstoffes im Meer sind gelöstes Kohlendioxid ($CO_2(aq)$), Hydrogencarbonat (HCO_3^-) und Carbonat (CO_3^{2-}). Die Grundreaktion des Carbonat-Gleichgewichtes kann zusammengefaßt werden als

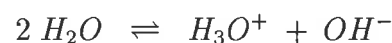


Die einzelnen Komponenten $CO_2 : HCO_3^- : CO_3^{2-}$ sind im Meer ungefähr im Verhältnis 1 : 90 : 9 verteilt. Das System (4) unterliegt einer regionalen und zeitlichen Variabilität. Jede Einzelreaktion ist assoziiert mit einer Gleichgewichtskonstanten, die im wesentlichen von Druck und Temperatur abhängt.

Bevor auf das Carbonat-System näher eingegangen wird, müssen noch einige grundlegende geochemische Begriffe erläutert werden (Riley und Skirrow 1975; Broecker und Peng 1982).

3.1 Ionisation von Wasser und der pH-Wert

Wasser ist ein schwacher Elektrolyt. Das Wassermolekül steht dabei im Gleichgewicht zu den Hydronium- und Hydroxidionen



oder in einfacher Schreibweise



Dieser „Zerfall“¹ der Moleküle wird als *Dissoziation* bezeichnet. Es sei hier angemerkt, daß das Wasserstoffion (H^+) in wässrigen Medien immer nur in gelöster Form auftritt. Das Gleichgewicht (5) ist stark zur linken Seite hin verschoben. Die H^+ - und die OH^- -Ionenkonzentrationen können durch Zugabe einer Säure oder einer Base verändert werden. Die Konzentration der H_2O -Moleküle bleibt jedoch praktisch konstant, da die Änderungen gegenüber der Gesamtkonzentration sehr klein sind.

Aus der Gleichgewichtskonstanten

$$K = \frac{[H^+][OH^-]}{[H_2O]}$$

¹nach der von Arrhenius 1883 aufgestellten Ionentheorie dachte man sich die Entstehung von Ionen als Zerfall von Molekülen

mit konstanter $[H_2O]$ ¹ folgt das *Ionenprodukt*

$$k_w = [H^+][OH^-] \quad (6)$$

Die Konstante k_w , die bei einer Größenordnung von $10^{-14} \text{ mol}^2 \text{ kg}^{-2}$ hauptsächlich von der Temperatur abhängt, kann durch potentiometrische Titration bestimmt werden (Dickson und Riley 1979).

Ein Maß für die H^+ -Ionenkonzentration ist der *pH-Wert*. Er wird definiert als der negative Exponent der Zehnerpotenz der H^+ -Ionenkonzentration

$$pH = -\log [H^+]$$

Der pH-Wert, der im Seewasser im Bereich zwischen 7.8 und 8.3 liegt, kontrolliert die Balance zwischen den einzelnen Komponenten des Carbonat-Systems. Durch Zugabe von CO_2 fällt der pH-Wert aufgrund der Bildung von Wasserstoffionen bei der Dissoziation des Kohlendioxids (Glg.(4)). Bei konstantem DIC sinkt der pH-Wert mit steigender Temperatur und fällt mit zunehmenden Druck. In 5000 m liegt er ungefähr um 0,2 niedriger als an der Oberfläche. Diese Eigenschaft bewirkt, daß das Gleichgewicht (4) zur linken Seite hin verschoben und $CaCO_3$ mit zunehmender Tiefe aufgelöst wird (siehe auch Kapitel 3.4).

3.2 Alkalinität, Boratsystem und $\sum CO_2$

Im Laufe der historischen Entwicklung variierten die Definitionen der Alkalinität. Die *totale Alkalinität* einer Seewasserprobe, auch Titrationsalkalinität genannt, kann als Maß für ein Protonendefizit einer Lösung gegenüber einem willkürlich gewählten Nullpunkt eines Protonenlevels gelten. Wählt man beispielsweise als Bezugspunkt die Dissoziationskonstante $K=10^{-4,5}$ bei einer Temperatur von 25° C (Dickson 1981), so sind nach der Brönstedtschen Konvention starke Säuren mit $K > 10^{-4,5}$ Protonenspende, während die Basen schwacher Säuren mit $K \leq 10^{-4,5}$ als Protonenakzeptoren bezeichnet werden. Die einfachste Form der Gleichung für die Ladungserhaltung im Kohlenstoffkreislauf ist die Definition der *Carbonatalkalinität* (CA)

$$CA = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] \quad (7)$$

¹Die Klammerung [...] bedeutet hierbei die Konzentration der betreffenden Substanz

Im gewöhnlichen Seewasser sind lediglich die Anionen der schwachen Kohlensäure und Borsäure von Bedeutung. Die Borsäure ionisiert erst bei einem pH-Wert oberhalb von 7



Für die Gleichgewichtskonstante k_b folgt:

$$k_b = \frac{[H^+][B(OH)_4^-]}{[H_3BO_3]} \quad (9)$$

Die Dissoziationskonstante k_b ist abhängig von der Temperatur und besitzt eine Größenordnung von $10^{-5} \text{ mol m}^{-3}$. Da es keine wesentlichen Quellen und Senken für das Boratsystem gibt, kann es konstant gehalten werden.

$$B_t = [H_3BO_3] + [B(OH)_4^-] = \text{const.} \quad (10)$$

Eine erweiterte Definition der Carbonatalkalinität ist die *Boratalkalinität* (A), die zusätzlich die Dissoziation der Borsäure und die des Wassers enthält

$$A = [HCO_3^-] + 2[CO_3^{2-}] + [B(OH)_4^-] + [OH^-] - [H^+] \quad (11)$$

Für die titrimetrische Messung der totalen Alkalinität, die eine genauere Definition erforderlich macht, werden zusätzlich die Anionen schwacher Säuren, wie z.B. HPO_4^{2-} , PO_4^{3-} , $SIO(OH)_3^-$ berücksichtigt. In numerischen Kohlenstoffmodellen benutzt man üblicherweise die Carbonat- oder Boratalkalinität. Bei den in dieser Arbeit diskutierten Modellen wird letztere verwendet. Der *total gelöste anorganische Kohlenstoffgehalt* wird definiert als die Summe aller Komponenten des Carbonatgleichgewichtes

$$C = \sum CO_2 = [CO_2] + [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}] \quad (12)$$

Die Kohlensäure H_2CO_3 und das gelösten CO_2 sind in Gleichung (12) zur Vereinfachung zu $[CO_2]$ zusammengefaßt. Der total gelöste Kohlenstoff, der sich mit Infrarot-Spektrometrie oder Gaschromatographie nach Ansäuern aus der Meerwasserprobe quantitativ bestimmen läßt, gehört neben dem P_{CO_2} zu den einzigen Parametern des Carbonatsystem, die direkt gemessen werden können. Die anderen Konzentrationen, wie $[HCO_3^-]$ oder $[CO_3^{2-}]$, können nur mit Hilfe der Dissoziationskonstanten berechnet werden.

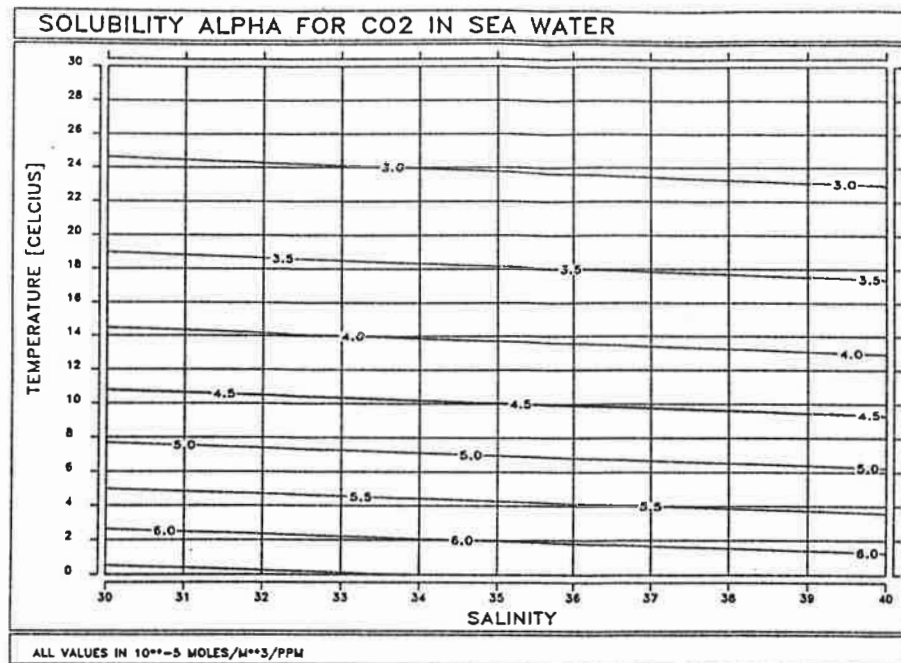


Abbildung 17: Löslichkeit von CO_2 in Seewasser in Abhängigkeit von Temperatur und Salzgehalt. Alle Werte sind in $10^{-5} \text{ mol m}^{-3} \text{ ppm}^{-1}$ angegeben (nach Weiss 1974).

3.3 Carbonatsystem

Das gasförmige Kohlendioxid beeinflusst bei der Reaktion mit Wasser mehrere Gleichgewichtreaktionen. Betrachten wir zuerst das CO_2 -Gleichgewicht zwischen Atmosphäre (a) und Ozean (s)

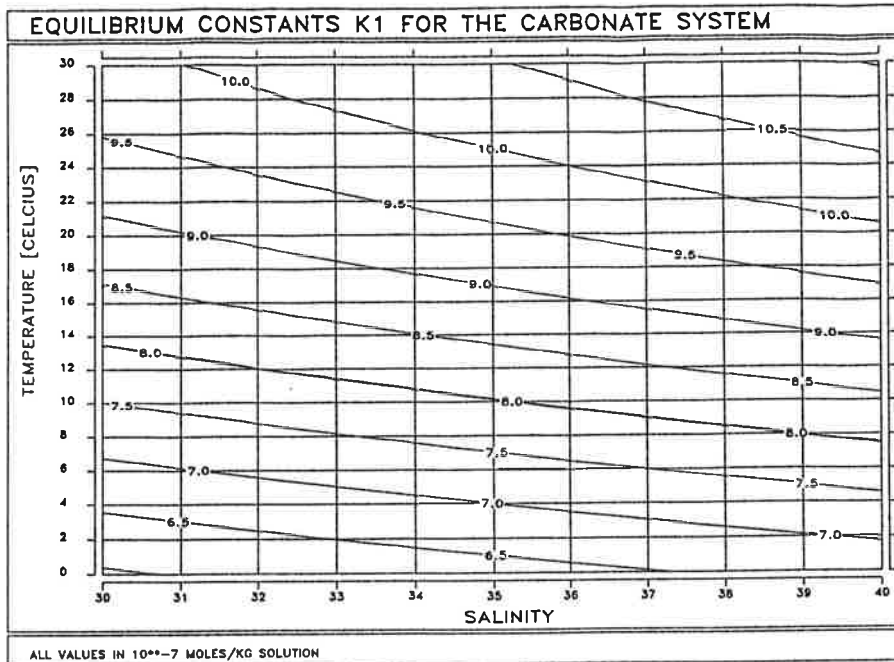


Nach dem Henry'schen Gesetz ist die Löslichkeit eines Gases proportional zum Partialdruck P in der Gasphase. Im Gleichgewichtszustand zwischen Atmosphäre und Ozean ist $P_a = P_s$. Für den Löslichkeitskoeffizienten α folgt

$$\alpha = [CO_2]/P_s \quad (14)$$

Die Temperaturabhängigkeit der Löslichkeit wird in Abb. 17 wiedergegeben. Eine Wassermasse von 2 °C, typisch für die Gebiete der hohen Breiten, hat beispielsweise eine 1,7-fach höhere Löslichkeit für CO_2 als eine Wassermasse der niederen Breiten mit einer Temperatur von 20 °C.

a)



b)

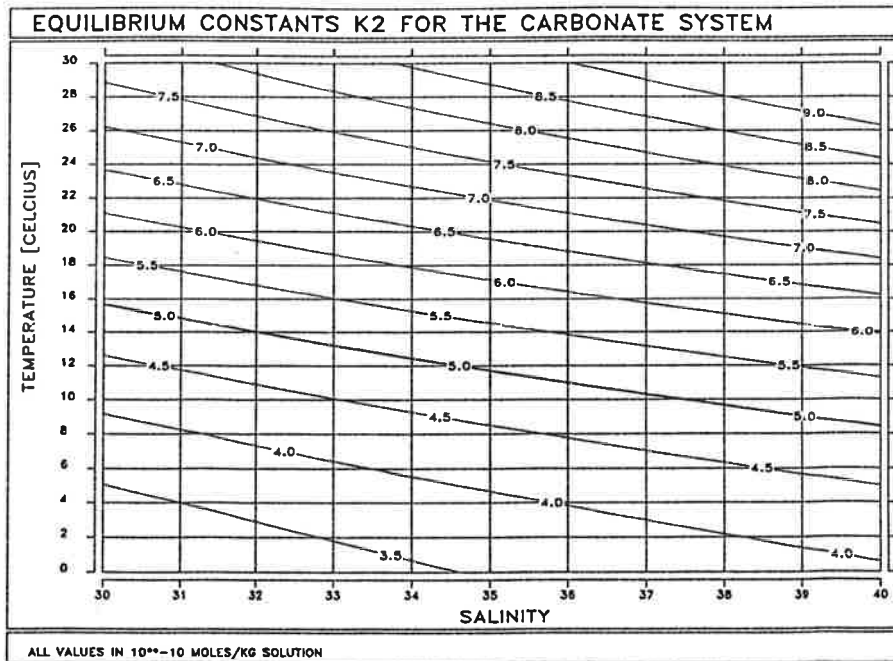


Abbildung 18: Gleichgewichtskonstanten k_1 (a) und k_2 (b) in Abhängigkeit von Temperatur und Salzgehalt. Werte sind in 10^{-7} mol kg^{-1} bzw. 10^{-10} mol kg^{-1} angegeben (Formel nach Merbach u.a. 1973)

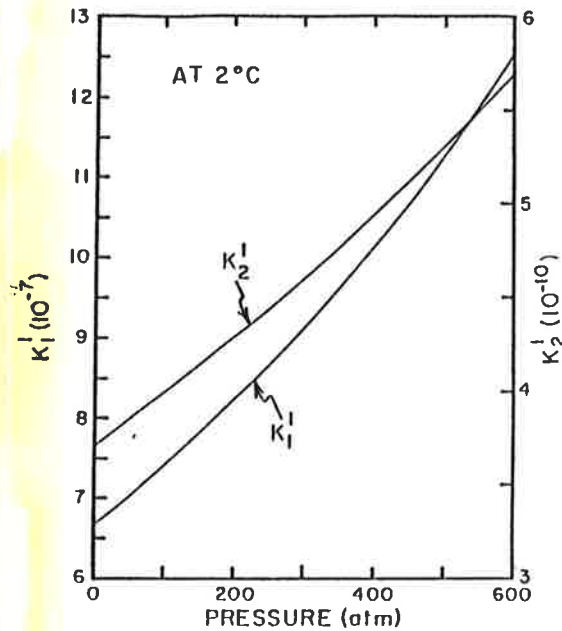


Abbildung 19: Gleichgewichtskonstanten k_1 und k_2 in Abhängigkeit vom Druck bei $T = 2^\circ\text{C}$ und $S = 35$ (nach Daten von Merbach u.a. 1973; Broecker und Peng 1982)

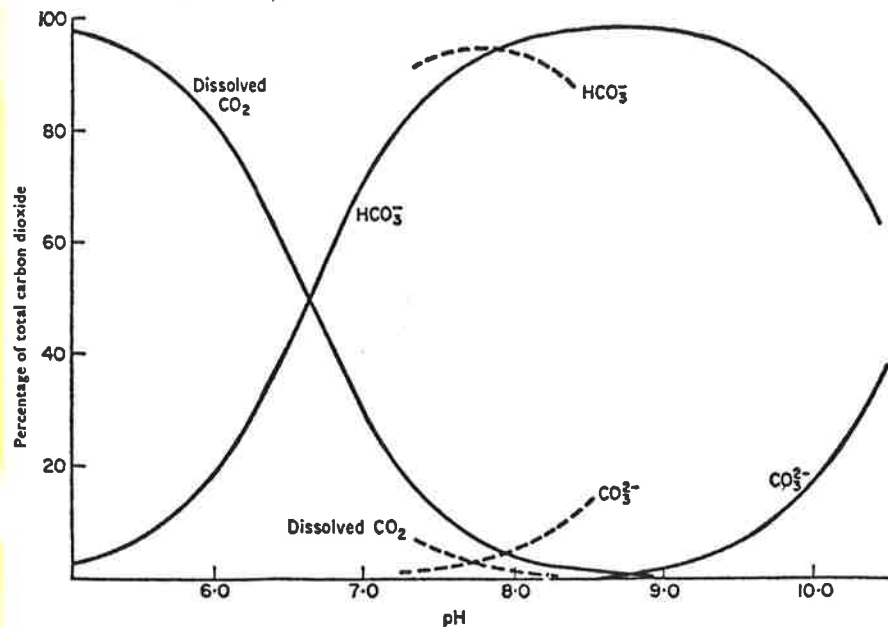
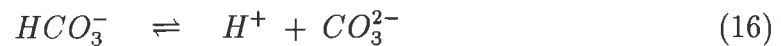
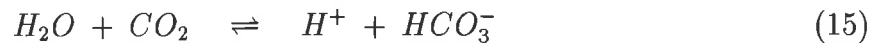


Abbildung 20: Prozentuales Verhältnis von gelöstem CO_2 , HCO_3^- -Ionen und CO_3^{2-} -Ionen als Funktion des pH-Wertes bei $T = 0^\circ\text{C}$, $S = 0$ (durchgezogen) und $S = 36,1$ (gestrichelt) (Riley und Chester 1971)

Ist das gelöste CO_2 in die dünne Grenzschicht unterhalb der Oberfläche diffundiert (Kap. 3.6), wird es bei einem pH-Wert von 8 unmittelbar hydratisiert:



Als Zwischenprodukt der ersten Reaktion tritt H_2CO_3 auf. Da die Gleichgewichtskonstante zwischen gelöstem CO_2 und H_2CO_3 nicht genau bekannt ist, benutzt man die zwischen gelöstem CO_2 und der ersten Ionisation (Holleman und Wiberg 1951)

$$k_1 = \frac{[H^+][HCO_3^-]}{[CO_2]} \quad (17)$$

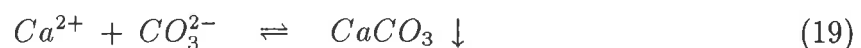
Für k_2 folgt aus Gleichung (16)

$$k_2 = \frac{[H^+][CO_3^{2-}]}{[HCO_3^-]} \quad (18)$$

Die Gleichgewichtskonstanten und damit die dissoziierten Formen des Carbonatsystems steigen mit zunehmender Temperatur, Salzgehalt und Druck (Abb. 18; Abb. 19). Das Carbonatsystem reagiert empfindlich auf den pH-Wert. Bei einem pH-Wert um 8 liegt vorwiegend das Hydrogencarbonat vor (Abb. 20). Im sauren Bereich $pH < 6$ liegt das CO_2 überwiegend in der gelösten Form vor. Etwas unterhalb von pH 8 erreicht die Hydrogencarbonat-Komponente das Maximum. Ein weiterer Anstieg des pH-Wertes verursacht durch die Bildung der CO_3^{2-} -Ionen einen Abfall der HCO_3^- -Ionenkonzentration.

3.4 Calciumcarbonat

Eine weitere wichtige chemische Reaktion im Ozean ist die Bildung und Auflösung von $CaCO_3$, das im Ozean in zwei kristallinen Formen, dem Calcit und dem Aragonit, auftritt



Es ergibt sich hieraus das Löslichkeitsprodukt K_{sp}

$$K_{sp} = [Ca^{2+}][CO_3^{2-}] \quad (20)$$

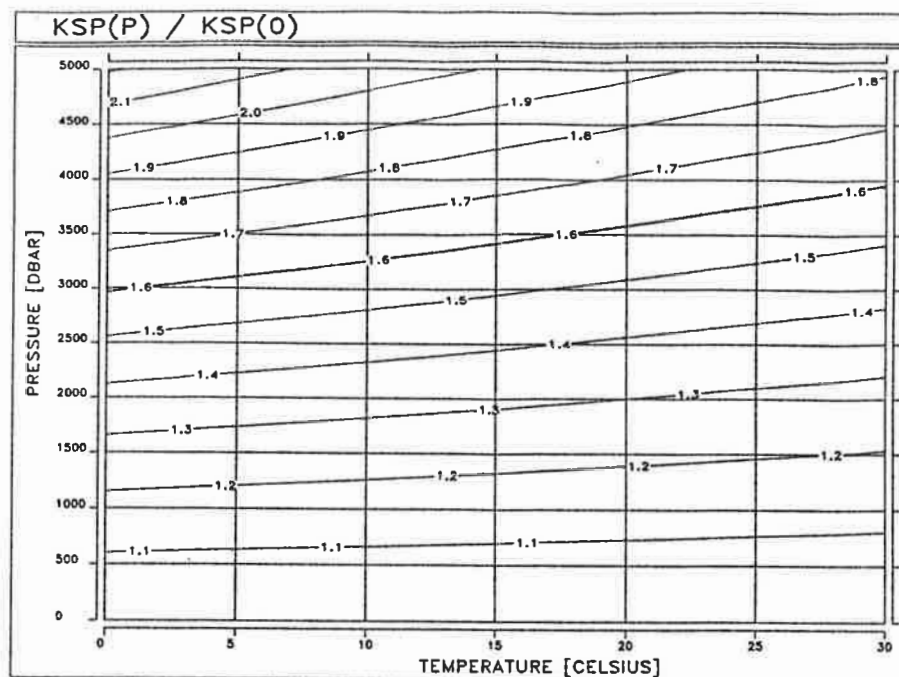


Abbildung 21: Druckkoeffizienten der Gleichgewichtskonstanten k_{sp} für Calcit als Funktion der Temperatur ($k_{sp}(0)$ ist die Konstante bei normalem Luftdruck) (nach der Formel von Culberson und Pytkowiz 1968)

Typische Werte für K_{sp} bei 25 °C, $S = 36$ und normalem Luftdruck sind für Calcit und Aragonit 0.6×10^{-6} bzw. $1.1 \times 10^{-6} \text{ mol}^2 \text{ kg}^{-2}$ (Riley und Chester 1971). Die Tiefe im Ozean, in der die Wassermasse bezüglich dem CaCO_3 gerade gesättigt ist, d.h. bei der das Produkt der beiden Ionen gleich dem Löslichkeitsprodukt ist, wird als *Sättigungstiefe* bezeichnet. Die *Kompensationstiefe*, die oft bis zu 2000 m tiefer liegt, korrespondiert zu der Ebene, in der eine starke Abnahme des CaCO_3 im Sediment beobachtet wird. Etwas oberhalb der Kompensationstiefe liegt mit einem scharfen Auflösungsgradienten des Calciumcarbonats die *Lysokline*. Aus experimentellen Untersuchungen wurde ermittelt, daß die Lysokline am tiefsten im Nordatlantik bis zu ca. 5000 m und am flachsten im Bereich des östlichen Pazifiks liegt (Broecker und Takahashi 1978). Die genaue Bestimmung der Lysoklinen erweist sich als kompliziert und ist mit starken Fehlern behaftet. Die oberen hundert Meter des Ozeans sind bezüglich des CaCO_3 meist gesättigt oder übersättigt. Der Grad der Sättigung sinkt mit zunehmender Tiefe durch die erhöhte Konzentration von DIC und die Abnahme von Temperatur, pH und Carbonationenkonzentration sowie durch die Abhängigkeit der Dissoziationskonstanten des Carbonatsystems von Temperatur und Druck (Abb. 21). Die Sättigungsgrenzen liegen im Pazifik wesentlich höher als die im Atlantik (Abb.

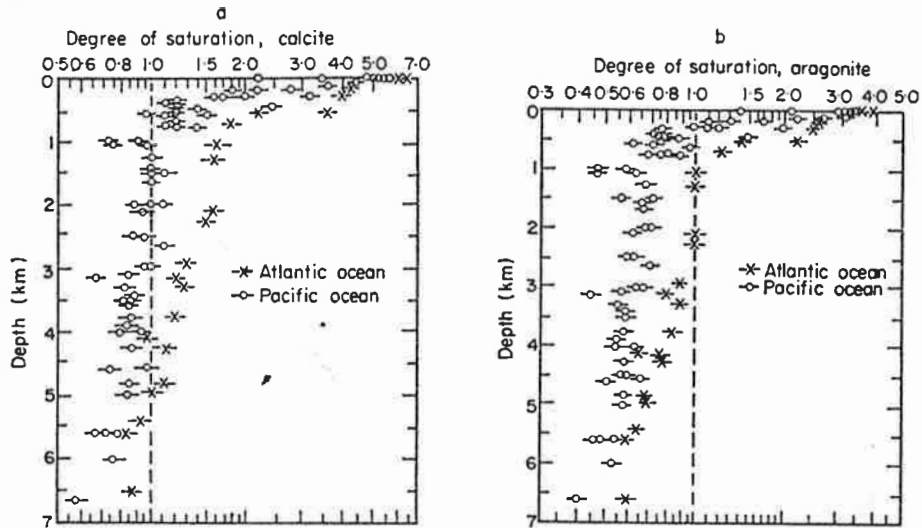


Abbildung 22: Sättigungsgrad von Calcit (a) und Aragonit (b) als Funktion der Tiefe ($X = \text{Atlantik}$; $0 = \text{Pazifik}$) (Riley und Chester 1971)

22). Dieses könnte durch eine höhere DIC-Konzentration des pazifischen Tiefenwassers verursacht werden (Riley und Chester 1971). Durch pflanzliche Organismen gebildete Kalkschalen sinken langsam aus den oberen Schichten in die Tiefe und lösen sich dabei in den untersättigten Gebieten allmählich auf. Aus diesem Grund sind die Beziehungen zwischen Primärproduktion, Calciumcarbonat-Sättigung und Tiefe bedeutend für die Sedimentation am Meeresgrund.

3.5 Puffersystem

Mit Hilfe der Gleichungen (6), (9), (10), (17) und (18) lassen sich die Gleichungen für den gesamten Kohlenstoff (12) und die Alkalinität (11) umschreiben in

$$C = \left(1 + \frac{k_1}{h} + \frac{k_1 k_2}{h^2} \right) s \quad (21)$$

$$A = \left(\frac{k_1}{h} + 2 \frac{k_1 k_2}{h^2} \right) s + \frac{k_w}{h} + \frac{B_t}{(1 + h/k_B)} - h \quad (22)$$

mit $h = [H^+]$ und $s = [CO_2]$ (Maier-Reimer und Hasselmann 1987). Die totale Ableitung beider Größen ergibt

$$dC = \frac{\partial C}{\partial s} ds + \frac{\partial C}{\partial h} dh \quad (23)$$

$$dA = \frac{\partial A}{\partial s} ds + \frac{\partial A}{\partial h} dh \quad (24)$$

mit den partiellen Ableitungen

$$\frac{\partial C}{\partial s} = 1 + \frac{k_1}{h} + \frac{k_1 k_2}{h^2} \quad (25)$$

$$\frac{\partial C}{\partial h} = - \left(\frac{k_1}{h^2} + 2 \frac{k_1 k_2}{h^3} \right) s \quad (26)$$

$$\frac{\partial A}{\partial s} = \frac{k_1}{h} + 2 \frac{k_1 k_2}{h^2} \quad (27)$$

$$\frac{\partial A}{\partial h} = - \left[\left(\frac{k_1}{h^2} + 4 \frac{k_1 k_2}{h^3} \right) s + \frac{k_w}{h^2} + \frac{B_t}{k_B (1 + h/k_B)^2} + 1 \right] \quad (28)$$

Werden nur anorganische Prozesse im Ozean berücksichtigt, bleibt die totale Alkalinität konstant. Mit $dA = 0$ und (24) in (23) folgt

$$dC = \left[\frac{\partial C}{\partial s} - \frac{\partial C}{\partial h} \frac{\partial A}{\partial s} \left(\frac{\partial A}{\partial h} \right)^{-1} \right] ds \quad (29)$$

Der *Pufferfaktor* ξ , auch Revelle- oder Evasionsfaktor genannt, wird für finite Differenzen wie folgt definiert

$$\xi = \frac{\Delta s}{s} \left(\frac{\Delta C}{C} \right)^{-1} \quad (30)$$

oder in differentieller Form

$$\xi' = \frac{ds}{s} \left(\frac{dC}{C} \right)^{-1} \quad (31)$$

Mit $s = \alpha P_s$ und einem Gleichgewicht zwischen dem atmosphärischen Partialdruck P_a und dem ozeanischen Partialdruck P_s folgt

$$\xi' = \frac{dP_a}{P_a} \left(\frac{dC}{C} \right)^{-1} \quad (32)$$

Der Pufferfaktor ist somit das Verhältnis zwischen der relativen Änderung des atmosphärischen Partialdruckes zu der relativen Änderung des totalen Kohlenstoffgehaltes im Ozean. Bei einer Verdoppelung des atmosphärischen Partialdruckes würde bei einem Pufferfaktor von 10 der total gelöste Kohlenstoffgehalt um 10 % zunehmen. Der Pufferfaktor stieg vom präindustriellen Zustand bis heute um rund 7 % an.

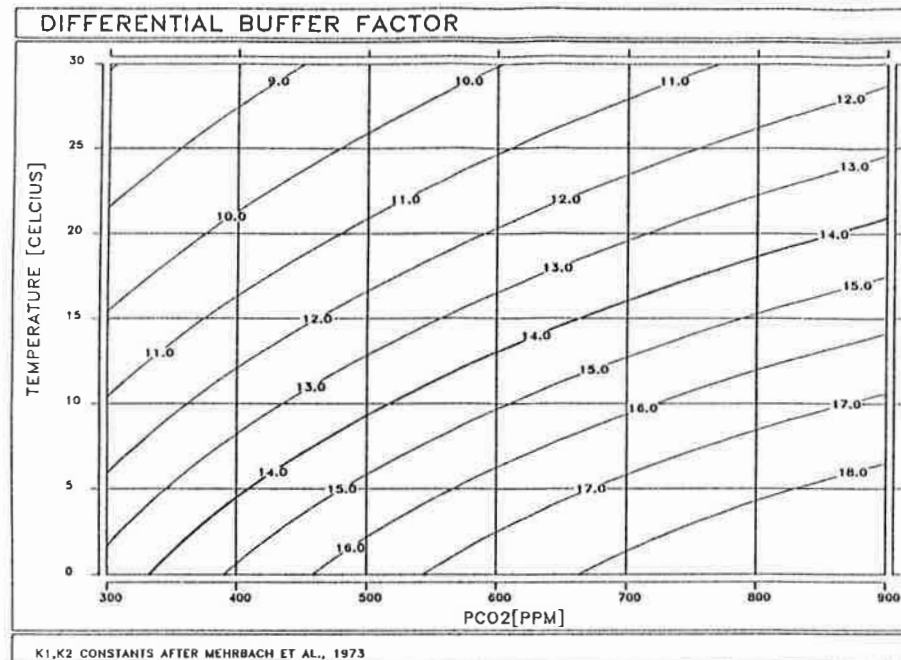


Abbildung 23: Pufferfaktor als Funktion von Temperatur und atmosphärischen P_{CO_2} . Die Gleichgewichtskonstanten k_1 und k_2 sind nach Merbach u.a. (1973) berechnet.

Wächst der atmosphärische Partialdruck durch eine anthropogene oder natürliche Störung an, so wird auf das ozeanische Carbonatsystem ein äußerer Zwang ausgeübt. Das Gleichgewicht (4) verschiebt sich zur CO_2 -Komponente, um diesem Zwang nach dem *Prinzip von Le Chatelier*¹ auszuweichen. Der Ozean wird saurer, der pH-Wert fällt, und damit steigt der Pufferfaktor und der ozeanische P_{CO_2} . Die CO_2 -Speicherkapazität des Ozeans nimmt somit mit steigendem atmosphärischen CO_2 -Gehalt ab. Die Abhängigkeit des differentiellen Pufferfaktors von der Temperatur und dem P_{CO_2} in der Atmosphäre wird in Abb. 23 wiedergegeben.

3.6 Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre

Der *Nettogasfluß* F_{as} zwischen Atmosphäre und Ozean wird definiert als das Produkt des *Gasaustauschkoeffizienten* λ_{as} mit der Differenz des atmosphärischen Partialdruckes P_a und des ozeanischen Partialdruckes P_s des betreffenden Gases (Heimann und Mon-

¹Prinzip des kleinsten Zwanges: Ein im Gleichgewichtszustand befindliches System weicht einem äußeren Zwange aus.

fray 1989)

$$F_{as} = \lambda_{as} (P_a - P_s) \quad (33)$$

mit

$$\lambda_{as} = \alpha_s w \quad (34)$$

Der Gasaustauschkoeffizient λ_{as} , mit den Einheiten $\text{mol m}^{-2} \text{Jahr}^{-1} \text{ppm}^{-1}$, setzt sich aus dem Löslichkeitskoeffizienten α und der *Gas-Transfergeschwindigkeit* w (engl.: transfer velocity, piston velocity) zusammen. Sind ozeanischer und atmosphärischer Partialdruck im Gleichgewicht, so verschwindet auch nach (33) der Nettofluß des Gases. Die Theorie des Gasaustausches basiert auf physikalischen und chemischen Prozessen, die mit Hilfe von Modellen beschrieben und in der Praxis durch Windtunnel- und Feldexperimente verifiziert worden sind (siehe Liss und Merlivat 1986).

Liss und Merlivat (1986) stellten eine auf Modell- und Windtunnelexperimenten basierende Formel für die Abhängigkeit von w zur Windgeschwindigkeit U in 10 m Höhe auf. Unter Berücksichtigung des Temperatureffektes der *Schmittzahl* Sc (Heimann und Monfray 1989) ist

$$w(U_{10}, T) = \begin{cases} 0,47 [a(T)]^{-\frac{2}{3}} U_{10} \\ + 7,44 [a(T)]^{-\frac{1}{2}} (U_{10} - 3,6) f(U_{10} - 3,6) \\ + 8,47 [a(T)]^{-\frac{1}{2}} (U_{10} - 13,0) f(U_{10} - 13,0) \end{cases} \quad (35)$$

mit $w [10^{-6} \text{ m s}^{-1}]$, $a(T) = Sc(T)/600$ und

$$f(x) = \begin{cases} 0 & x \leq 0 \\ 1 & x > 0 \end{cases}$$

Die dimensionslose Schmittzahl Sc ist definiert als Verhältnis zwischen der kinematischen Viskosität des Wassers und dem molekularen Diffusionskoeffizienten des Gases

$$Sc = \frac{\nu}{D} \quad (36)$$

Für CO_2 beträgt die Schmittzahl rund 600 bei 20 °C (Roether 1986). Die *LM-Parametrisierung*¹ der Gas-Transfergeschwindigkeit wird für eine konstante Schmittzahl in Abbildung 24 wiedergegeben. Heimann und Monfray (1989) bestimmten mit

¹LM steht hierbei für Liss und Merlivat

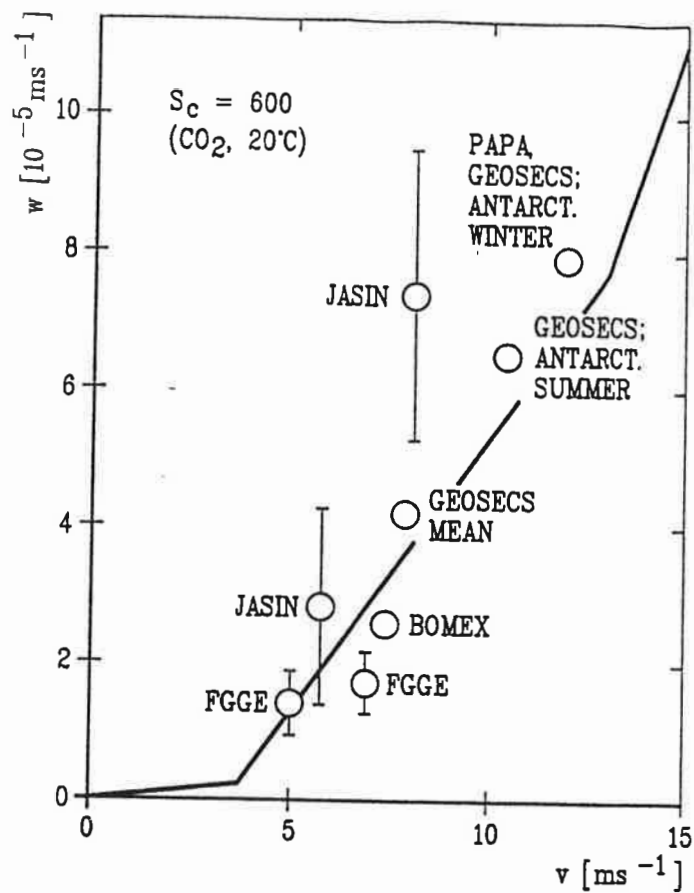


Abbildung 24: Gas-Transfargeschwindigkeit als Funktion der Windgeschwindigkeit mit einer Schmittzahl von 600. Durchgezogene Linie: LM-Parametrisierung (Glg. (35)) (Heimann und Monfray 1989); Symbole: Messungen mit der Radonmethode (nach Roether 1986)

der LM-Parametrisierung einen jährlich gemittelten CO_2 -Austauschkoeffizienten λ_{as} von $0,0356 \text{ mol m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1} \text{ ppm}^{-1}$, wobei die Windgeschwindigkeiten U_{10} aus Schiffsreporten und meteorologischen Analysen des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage ermittelt wurden. Der Austauschkoeffizient liegt um den Faktor 1,7 niedriger als der während der GEOSECS-Expeditionen durch Messungen von radioaktivem Kohlenstoff bestimmte Wert von $0,061 \text{ mol m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1} \text{ ppm}^{-1}$ (Broecker u.a. 1986). Dieser wird aus der natürlichen atmosphärisch-ozeanischen ^{14}C -Balance und dem Eintrag von durch Wasserstoffbomben produziertem radioaktivem Kohlenstoff in den Ozean abgeleitet.

4 Das Boxmodell

4.1 Geometrie des Boxmodells

Für grundlegende Studien über die interannualen Variationen in der Warmwassersphäre wurde ein einfaches 5-Boxmodell konzipiert, bestehend aus einer gutdurchmischten atmosphärischen und vier gutdurchmischten ozeanischen Boxen. Der Ozean wird in je eine Oberflächenbox der niederen und mittleren Breiten sowie in eine bis zum Boden reichende polare Box und eine Box für den tiefen Ozean unterteilt (Abb. 25).

4.1.1 Atmosphäre

Um den Austausch zwischen der atmosphärischen und den ozeanischen Boxen einfacher berechnen zu können, wurde für die Atmosphäre ein dem präindustriellen Zustand entsprechendes Referenzvolumen (V_a) eingeführt. Die Menge des totalen gelösten Kohlenstoffes entspricht dabei dem Kohlenstoffinhalt der präindustriellen Atmosphäre. Messungen aus Eisbohrkernen ergaben eine präindustrielle atmosphärische CO_2 -Konzentration von $278,3 \pm 3$ ppm, was einem Kohlenstoffgehalt von 591 GtC entspricht (Siegenthaler und Oeschger 1987). Ausgehend von der CO_2 -Konzentration im Oberflächenwasser $C_s = 2052 \mu\text{mol kg}^{-1}$ (Takahashi u.a. 1981) ergeben sich mit einer globalen gemittelten Ozeandichte von 1025 kg m^{-3} eine präindustrielle atmosphärische Konzentration C_o von $2,052 \text{ mol m}^{-3}$ und ein Referenzvolumen V_a

$$\begin{aligned} V_a &= \frac{N_a}{\nu C_o} = \frac{591 \times 10^{12} \text{ kg}}{12,011 \times 10^{-3} \text{ kg mol}^{-1} \cdot 2,052 \text{ mol m}^{-3}} \\ &\approx 2,398 \times 10^{16} \text{ m}^3 \end{aligned}$$

wobei ν die Molmasse von Kohlenstoff ist. Mit einer Gesamtozeanoberfläche A_{oc} von $3,62 \cdot 10^{14} \text{ m}^2$ ergibt sich die Referenzhöhe

$$h_a = \frac{V_a}{A_{oc}} = 66,24 \text{ m}$$

4.1.2 Ozean

Grundlage für das Boxmodell ist ein 14-Boxmodell (Michel und Maier-Raimers pers.Kommunikation), wobei der Ozean von 14 auf 4 Boxen vereinfacht wird (Abb. 25).

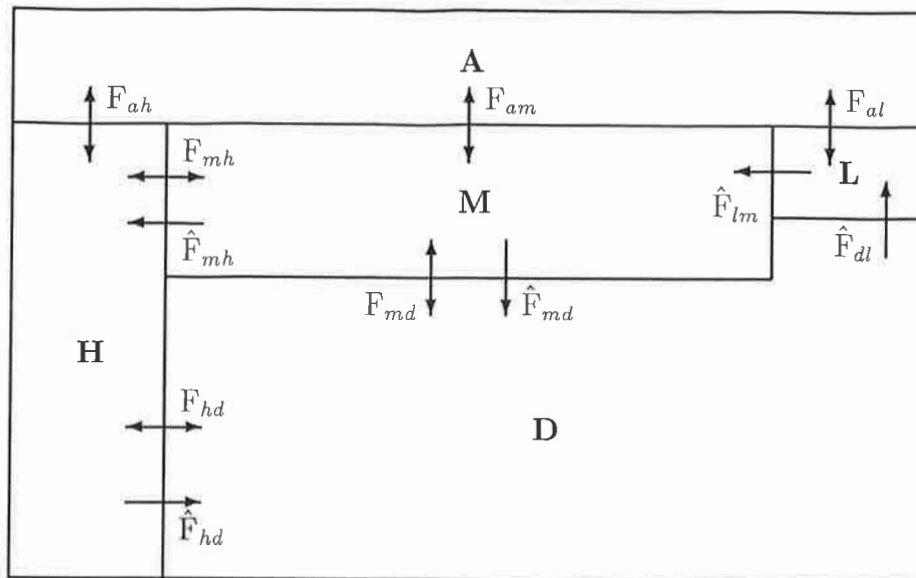


Abbildung 25: 5-Boxmodell des Atmosphäre-Ozean Systems, mit einer Atmosphäre (A), tropischen ozeanischen Deckschicht (L), Warmwassersphäre der gemäßigten Breiten (M), polaren Wassermasse (H) und Tiefsee (D). Der Kohlenstoff wird durch Gasaustauschflüsse zwischen Atmosphäre und Ozean sowie durch die Flüsse zwischen den einzelnen ozeanischen Boxen transportiert.

Die 50 m tiefe äquatoriale Oberflächenbox (L) erstreckt sich von 5° N bis 5° S und nimmt 7,5 % der Gesamtoberfläche des Ozeans ein. Die Oberflächenbox der mittleren Breiten (M) ist 333 m tief. Das einfache Modell erzeugt mit dieser Box eine realistische „airborne fraction“¹; jedoch liegt die Boxtiefe deutlich unter der beobachteten Deckschichttiefe von 50 bis 100 m. Die Box der hohen Breiten (H) verbindet die Atmosphäre direkt mit der Tiefsee, wobei die Oberfläche, die auch als „outcrop-area“ bezeichnet wird (Siegenthaler 1983), 10,5 % der Gesamtfläche des Ozeans einnimmt. Diese Box besitzt eine Tiefe von 4553 m.

In den hohen Breiten geht das Modell von der vereinfachten Approximation aus, daß der Ozean bis zum Boden gut durchmischt ist. Diese Vereinfachung steht sicherlich im Widerspruch zu den Beobachtungen, die weder im arktischen Ozean und Nordatlantik noch im Zirkumpolarstrom totale Vertikalkonvektion bis zum Boden nachweisen konnten. Der Austausch zwischen der homogenen Deckschicht der hohen Breiten und

¹Die „airborne fraction“ wird als das Verhältnis der Zunahme der atmosphärischen CO_2 -Konzentration zu der gesamten CO_2 -Produktion in derselben Periode definiert.

der darunterliegenden Tiefsee ist im Verhältnis zu den anderen Austauschraten der ozeanischen Reservoirs wesentlich höher und rechtfertigt insofern diese Approximation.

Die Tiefsee (H) umfaßt mit rund $1,14 \times 10^{18} \text{ m}^3$ rund 80 % des Gesamtvolumens des Weltozeans. Die Tiefe dieser Box beträgt 3877 m.

4.2 Modellgleichungen

Der Transport eines Tracers in den atmosphärisch-ozeanischen Reservoirs kann durch die Kontinuitätsgleichung ausgedrückt werden. Die lokale Änderung der Konzentration C des Tracers und die Divergenz des Flußdichtevektors $\vec{F} = \vec{u} C$ stehen dabei im Gleichgewicht zu den Quellen und Senken q

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \vec{\nabla} \cdot \vec{u} C = q \quad (37)$$

Integration über das Volumen V ergibt

$$\int_V \frac{\partial C}{\partial t} dV + \int_V \vec{\nabla} \cdot \vec{u} C dV = \int_V q dV \quad (38)$$

Sind der Tracer und die Quellen und Senken innerhalb der Box homogen verteilt, so läßt sich Gleichung (38) mit dem Gauß'schen Satz umformen in

$$V \frac{\partial C}{\partial t} + \oint_A \vec{F} \cdot d\vec{A} = V Q \quad (39)$$

Der zweite Term beschreibt hierbei den Fluß \vec{F} des Tracers durch die geschlossene Boxoberfläche A . Ersetzen wir das Oberflächenintegral durch die Flüsse F_{ij} durch die einzelnen Boxflächen, so ergibt sich mit den Transporten $T_{ij} = F_{ij} A_{ij}$ von der i -ten in die j -te Box die Erhaltungsgleichung für die i -te Box

$$V_i \frac{d}{dt} C_i = \sum_{\substack{j=1 \\ i \neq j}}^N (T_{ij} + h_i \hat{T}_{ij}) (C_j - C_i) + V_i q_i \quad (40)$$

mit

$$h_i = \begin{cases} 0 & \text{für } i = 1 \\ 1 & \text{sonst} \end{cases}$$

Der Gesamttransport von der i -ten in die j -te Ozeanbox setzt sich aus dem Austauschtransport T_{ij} und dem Nettotransport \hat{T}_{ij} zusammen (Abb. 25; Tab. 1). Die ozeanischen Transporte ergeben sich aus dem 14-Boxmodell, das die Flüsse zwischen den

Tabelle 1: Flüsse und Transporte des Boxmodells

Symbol	Wert
Gasaustausch Atmosphäre - Ozean (bei 278,3 ppm)	
F_{al}	16,8 mol m ⁻² Jahr ⁻¹
F_{am}	16,8 mol m ⁻² Jahr ⁻¹
F_{ah}	16,8 mol m ⁻² Jahr ⁻¹
Transporte im Ozean	
T_{hd}	14,0 Sv ^a
T_{mh}	3,8 Sv
T_{md}	4,8 Sv
\hat{T}_{mh}	2,0 Sv
\hat{T}_{md}	26,9 Sv
\hat{T}_{dl}	28,9 Sv
$\hat{T}_{lm} = \hat{T}_{dl}; \hat{T}_{hd} = \hat{T}_{mh}$	

^a1 Sv = 1 Sverdrup = 10⁶ m³ s⁻¹

Boxen aus dem generellen Zirkulationsmodell (Maier-Raimer und Hasselmann 1987; Maier-Raimer, Mikolajewicz und Hasselmann 1991) bestimmt. Die Berechnung der CO₂-Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre wird in Kap. 4.3 näher erläutert.

Ausgehend von einer Gesamtkonzentration C_i läßt sich diese in einen Grundzustand C_{io} und eine Störung c_i zerlegen

$$C_i = C_{io} + c_i \quad (41)$$

Im stationären Grundzustand verschwindet die zeitliche Ableitung, und wir erhalten die Bilanzgleichungen für die Boxen der Atmosphäre (a), der äquatorialen Deckschicht (l), der Warmwassersphäre der mittleren Breiten (m), der Wassermasse der hohen Breiten (h) und der Tiefsee (d)

$$0 = k_{al}(C_{lo} - C_{ao}) + k_{am}(C_{mo} - C_{ao}) + k_{ah}(C_{ho} - C_{ao}) \quad (42)$$

$$0 = k_{la}(C_{ao} - C_{lo}) + \hat{k}_{ld}(C_{do} - C_{lo}) \quad (43)$$

$$0 = k_{ma}(C_{ao} - C_{mo}) + k_{mh}(C_{ho} - C_{mo}) + k_{md}(C_{do} - C_{mo}) + \hat{k}_{ml}C_{lo} - \hat{k}_{mh}C_{mo} - \hat{k}_{md}C_{mo} \quad (44)$$

$$0 = k_{ha}(C_{ao} - C_{ho}) + k_{hm}(C_{mo} - C_{ho}) + k_{hd}(C_{do} - C_{ho}) + \hat{k}_{hm}(C_{mo} - C_{ho}) \quad (45)$$

$$0 = k_{dm}(C_{mo} - C_{do}) + k_{dh}(C_{ho} - C_{do}) - \hat{k}_{dl}C_{do} + \hat{k}_{dm}C_{mo} + \hat{k}_{dh}C_{ho} \quad (46)$$

mit den Austauschkoeffizienten k_{ij} und \hat{k}_{ij}

$$k_{ij} = \frac{T_{ij}}{V_i} \quad \text{und} \quad \hat{k}_{ij} = \frac{\hat{T}_{ij}}{V_i}$$

Ausgehend von einem sich im Gleichgewicht befindlichen präindustriellen Zustand erfolgt die Störung durch die anthropogene Produktionsrate q . Nach Abzug der Gleichungen (42)-(46) von der gesamten Änderung des Systems erhalten wir die nichtlinearen Störungsgleichungen

$$\frac{d}{dt}c_a = k_{al}(c'_l - c_a) + k_{am}(c'_m - c_a) + k_{ah}(c'_h - c_a) + q \quad (47)$$

$$\frac{d}{dt}c_l = k_{la}(c_a - c'_l) + \hat{k}_{ld}(c_d - c_l) \quad (48)$$

$$\frac{d}{dt}c_m = k_{ma}(c_a - c'_m) + k_{mh}(c_h - c_m) + k_{md}(c_d - c_m) + \hat{k}_{ml}c_l - \hat{k}_{mh}c_m - \hat{k}_{md}c_m \quad (49)$$

$$\frac{d}{dt}c_h = k_{ha}(c_a - c'_h) + k_{hm}(c_m - c_h) + k_{hd}(c_d - c_h) + \hat{k}_{hm}(c_m - c_h) \quad (50)$$

$$\frac{d}{dt}c_d = k_{dm}(c_m - c_d) + k_{dh}(c_h - c_d) - \hat{k}_{dl}c_d + \hat{k}_{dm}c_m + \hat{k}_{dh}c_h \quad (51)$$

Die Konzentrationen c'_l , c'_m und c'_h ergeben sich aus dem nichtlinearen Pufferungsvermögen des Ozeans. Durch die Linearisierung der chemischen Pufferung lassen sich die Gleichungen (47)-(50) vereinfachen

$$c'_i = \xi_i c_i \quad i = l, m, h \quad (52)$$

wobei ξ_i die Pufferfaktoren für die Oberflächenboxen sind.

Gleichung (52) in (47)-(50) ergibt die linearisierten Störungsgleichungen

$$\frac{d}{dt}c_a = k_{al}(\xi_l c_l - c_a) + k_{am}(\xi_m c_m - c_a) + k_{ah}(\xi_h c_h - c_a) + q \quad (53)$$

$$\frac{d}{dt}c_l = k_{la}(c_a - \xi_l c_l) + \hat{k}_{ld}(c_d - c_l) \quad (54)$$

$$\frac{d}{dt}c_m = k_{ma}(c_a - \xi_m c_m) + k_{mh}(c_h - c_m) + k_{md}(c_d - c_m) + \hat{k}_{ml}c_l -$$

$$\hat{k}_{mh} c_m - \hat{k}_{md} c_m \quad (55)$$

$$\frac{d}{dt} c_h = k_{ha} (c_a - \xi_h c_h) + k_{hm} (c_m - c_h) + k_{hd} (c_d - c_h) + \hat{k}_{hm} (c_m - c_h) \quad (56)$$

$$\frac{d}{dt} c_d = k_{dm} (c_m - c_d) + k_{dh} (c_h - c_d) - \hat{k}_{dl} c_d + \hat{k}_{dm} c_m + \hat{k}_{dh} c_h \quad (57)$$

Das System der linearen gewöhnlichen Differentialgleichungen mit konstanten Koeffizienten (53)-(57) läßt sich in die Matrizenform umschreiben

$$\frac{d}{dt} \vec{c}(t) = \mathbf{A} \cdot \vec{c}(t) + \vec{b}(t) \quad (58)$$

mit

$$\vec{c}(t) = \begin{pmatrix} c_a(t) \\ c_l(t) \\ c_m(t) \\ c_h(t) \\ c_d(t) \end{pmatrix}, \quad \vec{b}(t) = \begin{pmatrix} q(t) \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix}$$

und

$$\mathbf{A} = \begin{pmatrix} k_a & \xi_l k_{al} & \xi_h k_{am} & \xi_h k_{ah} & 0 \\ k_{la} & k_l & 0 & 0 & \hat{k}_{ld} \\ k_{ma} & \hat{k}_{ml} & k_m & k_{mh} & k_{md} \\ k_{ha} & 0 & k_{hm} + \hat{k}_{hm} & k_h & k_{hd} \\ 0 & 0 & k_{dm} + \hat{k}_{dm} & k_{dh} + \hat{k}_{dh} & k_d \end{pmatrix}$$

wobei

$$\begin{aligned} k_a &= -k_{al} - k_{am} - k_{ah} \\ k_l &= -\xi_l k_{la} - \hat{k}_{ld} \\ k_m &= -\xi_m k_{ma} - k_{mh} - k_{md} - \hat{k}_{mh} \hat{k}_{md} \\ k_h &= -\xi_h k_{ha} - k_{hl} - k_{hd} - \hat{k}_{hl} \\ k_d &= -k_{dl} - k_{dh} - \hat{k}_{dh} \end{aligned}$$

Diese linearen Gleichungen lassen sich entweder mit analytischen oder numerischen Verfahren lösen. Die analytische Version ist besonders dann geeignet, wenn der anthropogene Eintrag in Form einer einfachen Funktion, wie z.B. einer Exponentialfunktion, gewählt wird. Bei komplizierteren Emissionszenarien, wie z.B. der CO_2 -Eintrag mit den Rotty-Daten (Rotty und Marland 1986), oder einer nichtlinearen Modellierung der Chemie wird wegen des hohen Aufwandes der Lösung die numerische Version verwendet.

Für die Berechnung der ^{14}C -Störung sei $^{14}R_i$ das auf den Standard normalisierte $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis für das i-te Reservoir, korrigiert auf $\delta^{13}\text{C} = -25\text{‰}$. Die Gesamtkonzentration läßt sich in den Grundzustand R_{i0} und eine Störung r_i zerlegen (Siegenthaler 1983)

$$^{14}R_i = ^{14}R_{i0} + ^{14}r_i \quad (59)$$

Es folgen die Gleichungen im stationären Zustand mit dem Fraktionierungsfaktor α_{ij} zwischen dem i-ten und dem j-ten Reservoir, der Zerfallskonstante $^{14}\lambda$ und der atmosphärischen Quellfunktion $^{14}\Gamma$

$$0 = k_{al} (^{14}\alpha_{la} ^{14}R_{lo} - ^{14}\alpha_{al} ^{14}R_{ao}) + k_{am} (^{14}\alpha_{ma} ^{14}R_{mo} - ^{14}\alpha_{am} ^{14}R_{mo}) + k_{ah} (^{14}\alpha_{ha} ^{14}R_{ho} - ^{14}\alpha_{ah} ^{14}R_{ho}) + ^{14}\lambda ^{14}R_{ao} + ^{14}\Gamma \quad (60)$$

$$0 = k_{la} (^{14}\alpha_{al} ^{14}R_{ao} - ^{14}\alpha_{la} ^{14}R_{lo}) + \hat{k}_{ld} (^{14}R_{do} - ^{14}R_{lo}) + ^{14}\lambda ^{14}R_{lo} \quad (61)$$

$$0 = k_{ma} (^{14}\alpha_{am} ^{14}R_{ao} - ^{14}\alpha_{ma} ^{14}R_{mo}) + k_{mh} (^{14}R_{ho} - ^{14}R_{mo}) + k_{md} (^{14}R_{do} - ^{14}R_{mo}) + \hat{k}_{ml} ^{14}R_{lo} - \hat{k}_{mh} ^{14}R_{mo} - \hat{k}_{md} ^{14}R_{mo} + ^{14}\lambda ^{14}R_{lo} \quad (62)$$

$$0 = k_{ha} (^{14}\alpha_{ah} ^{14}R_{ao} - ^{14}\alpha_{ha} ^{14}R_{ho}) + k_{hm} (^{14}R_{mo} - ^{14}R_{ho}) + k_{hd} (^{14}R_{do} - ^{14}R_{ho}) + \hat{k}_{hm} (^{14}R_{mo} - ^{14}R_{ho}) + ^{14}\lambda ^{14}R_{ho} \quad (63)$$

$$0 = k_{dm} (^{14}R_{mo} - ^{14}R_{do}) + k_{dh} (^{14}R_{ho} - ^{14}R_{do}) - \hat{k}_{dl} ^{14}R_{do} + \hat{k}_{dm} ^{14}R_{mo} + \hat{k}_{dh} ^{14}R_{ho} + ^{14}\lambda ^{14}R_{do} \quad (64)$$

oder in Matrixschreibweise

$$0 = (^{14}\mathbf{A}_0 + ^{14}\mathbf{\Lambda}) ^{14}\vec{R}_o + ^{14}\vec{b} \quad (65)$$

mit

$$^{14}\vec{R}_o = \begin{pmatrix} ^{14}R_{ao} \\ ^{14}R_{lo} \\ ^{14}R_{mo} \\ ^{14}R_{ho} \\ ^{14}R_{do} \end{pmatrix}, \quad ^{14}\vec{b} = \begin{pmatrix} ^{14}\Gamma \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix},$$

$${}^{14}\mathbf{\Lambda} = \begin{pmatrix} {}^{14}\lambda & & & 0 \\ & {}^{14}\lambda & & \\ & & {}^{14}\lambda & \\ 0 & & & {}^{14}\lambda \end{pmatrix},$$

$${}^{14}\mathbf{A}_0 = \begin{pmatrix} k_a^* & k_{al} {}^{14}\alpha_{la} & k_{am} {}^{14}\alpha_{ma} & k_{ah} {}^{14}\alpha_{ha} & 0 \\ k_{la} {}^{14}\alpha_{al} & k_l^* & 0 & 0 & \hat{k}_{ld} \\ k_{ma} {}^{14}\alpha_{am} & \hat{k}_{ml} & k_m^* & k_{mh} & k_{md} \\ k_{ha} {}^{14}\alpha_{ah} & 0 & k_{hm} + \hat{k}_{hm} & k_h^* & k_{hd} \\ 0 & 0 & k_{dm} + \hat{k}_{dm} & k_{dh} + \hat{k}_{dh} & k_d^* \end{pmatrix}$$

und

$$\begin{aligned} k_a^* &= -k_{al} {}^{14}\alpha_{al} - k_{am} {}^{14}\alpha_{am} - k_{ah} {}^{14}\alpha_{ah} \\ k_l^* &= -k_{la} {}^{14}\alpha_{la} - \hat{k}_{ld} \\ k_m^* &= -k_{ma} {}^{14}\alpha_{ma} - k_{mh} - k_{md} - \hat{k}_{mh} - \hat{k}_{md} \\ k_h^* &= -k_{ha} {}^{14}\alpha_{ha} - k_{hm} - k_{hd} - \hat{k}_{hm} \\ k_d^* &= -k_{dm} - k_{dh} - \hat{k}_{dh} \end{aligned}$$

Dieses lineare Gleichungssystem wird für eine nichtsinguläre Matrix unter Berücksichtigung einer möglichen schlechten Konditionierung der Matrix ${}^{14}\mathbf{A}'_0 = {}^{14}\mathbf{A}_0 + {}^{14}\mathbf{\Lambda}$ mit Hilfe der Householdertransformation gelöst (siehe Schwarz 1988). Die atmosphärische Quellfunktion ${}^{14}\Gamma$ wird dabei so gewählt, daß sie den Massenverlust durch radioaktiven Zerfall von ${}^{14}\text{C}$ im Kohlenstoffkreislauf kompensiert. Da $R_{ao} = 1$ ist, läßt sie sich mit dem obigen Gleichungssystem bestimmen. Analog dem Modell von Siegenthaler (1983) mit Berücksichtigung der Fraktionierung ergeben sich die linearisierten Störungsgleichungen für ${}^{14}\text{C}$ mit einer anthropogenen Quelle q und einer ${}^{14}\text{C}$ -Produktionsrate ${}^{14}q$

$$\begin{aligned} \frac{d}{dt} r_a &= k_{al} ({}^{14}r_l - {}^{14}r_a) + k_{am} ({}^{14}r_m - {}^{14}r_a) + k_{ah} ({}^{14}r_h - {}^{14}r_a) + \\ & {}^{14}\lambda {}^{14}r_a + \frac{{}^{14}q}{V_a C_o} + \frac{q}{V_a C_o} \end{aligned} \quad (66)$$

$$\frac{d}{dt} r_l = k_{la} ({}^{14}r_a - {}^{14}r_l) + \hat{k}_{ld} ({}^{14}r_d - {}^{14}r_l) + {}^{14}\lambda {}^{14}r_l \quad (67)$$

$$\frac{d}{dt} r_m = k_{ma} ({}^{14}r_a - {}^{14}r_m) + k_{mh} ({}^{14}r_h - {}^{14}r_m) + k_{md} ({}^{14}r_d - {}^{14}r_m) + \hat{k}_{ml} {}^{14}r_l - \hat{k}_{mh} {}^{14}r_h - \hat{k}_{md} {}^{14}r_m + {}^{14}\lambda {}^{14}r_l \quad (68)$$

$$\frac{d}{dt} r_h = k_{ha} ({}^{14}r_a - {}^{14}r_h) + k_{hm} ({}^{14}r_m - {}^{14}r_h) + k_{hd} ({}^{14}r_d - {}^{14}r_h) + \hat{k}_{hm} ({}^{14}r_m - {}^{14}r_h) + {}^{14}\lambda {}^{14}r_h \quad (69)$$

$$\frac{d}{dt} r_d = k_{dm} ({}^{14}r_m - {}^{14}r_d) + k_{dh} ({}^{14}r_h - {}^{14}r_d) + \hat{k}_{dl} {}^{14}r_d - \hat{k}_{dm} {}^{14}r_m - \hat{k}_{dh} {}^{14}r_h + {}^{14}\lambda {}^{14}r_d \quad (70)$$

Diese Gleichungen sind analog zu denen von (53)-(57), wobei im Austausch zwischen Ozean und Atmosphäre die Fraktionierungsfaktoren und die Pufferfaktoren approximativ 1 gesetzt werden können. Die Lösung des Differentialgleichungssystems erfolgt entsprechend dem der Gleichungen für ${}^{12}C$.

4.3 Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre

Der gesamte CO_2 -Nettofluß F_{as} zwischen Ozean und Atmosphäre setzt sich aus dem Fluß der Tropen F_{al} , der mittleren Breiten F_{am} und der polaren Gebiete F_{ah} zusammen

$$F_{as} = a_l F_{al} + a_m F_{am} + a_h F_{ah} \quad (71)$$

mit

$$a_m = 1 - a_l - a_h$$

Die dimensionslosen Faktoren a_l , a_m und a_h ergeben hierbei das Verhältnis zwischen Oberfläche der einzelnen Boxen und der Gesamtozeanoberfläche an. Der Gasaustauschkoeffizient λ_{as} ist zwar in den hohen Breiten durch höhere Löslichkeit und Windgeschwindigkeiten vergleichsweise stärker als der in den niederen Breiten, kann aber in erster Näherung konstant gesetzt werden. Er wird mit Hilfe der LM-Parametrisierung berechnet und beträgt im jährlichen Mittel $0,0605 \text{ mol m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1} \text{ ppm}^{-1}$ (Heimann und Monfray 1989). Ausgehend von einem präindustriellen atmosphärischen Partialdruck P_{ao} von 278,3 ppm ergibt sich ein CO_2 -Fluß F_{as} von $16,8 \text{ mol m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$. Für die Zeitkonstanten erhalten wir mit einem a_l von 0,075 und einem a_h von 0,105

$$k_{al} = \frac{a_l F_{as}}{h_a C_o} = 1/107,60 \text{ Jahre}$$

$$k_{am} = \frac{a_m F_{as}}{h_a C_o} = 1/9,84 \text{ Jahre}$$

$$k_{ah} = \frac{a_h F_{as}}{h_a C_o} = 1/76,28 \text{ Jahre} \quad (72)$$

mit

$$F_{as} = \lambda_{as} P_{ao}$$

4.4 Modellierung der Chemie

Der total gelöste Kohlenstoff ist in der linearisierten Version des Boxmodells im präindustriellen Zustand mit einer Konzentration C_o von $2,052 \text{ mol m}^{-3}$ im Ozean homogen verteilt. Die Parametrisierung der chemischen Prozesse in den Oberflächenboxen erfolgt durch einen Pufferfaktor, der in den niederen Breiten 8,6, in den mittleren Breiten 9,1 und in den hohen Breiten 14 beträgt. Die Werte sind an denen des „Outcrop - Diffusionsmodell“ von Siegenthaler (1983) angepaßt und basieren auf Berechnungen der Pufferfaktoren in verschiedenen Gebieten des Weltozeans (Takahashi u.a. 1980). In der nichtlinearen Version werden die Gleichungen (21) und (22) iterativ mit einem zweidimensionalen Newtonverfahren gelöst

$$\vec{x}_{i+1} = \vec{x}_i - (\mathbf{Df}(x_i))^{-1} \vec{f}(x_i) \quad (73)$$

mit

$$\vec{x}_i = \begin{pmatrix} s_i \\ h_i \end{pmatrix}, \quad \vec{f}(x_i) = \begin{pmatrix} C(s_i, h_i) - C_o \\ A(s_i, h_i) - A_o \end{pmatrix}$$

und den Anfangsbedingungen

$$\vec{x}_o = \begin{pmatrix} s_o \\ h_o \end{pmatrix}, \quad \vec{f}(x_o) = \begin{pmatrix} C(s_o, h_o) - C_o \\ A(s_o, h_o) - A_o \end{pmatrix}$$

Die Funktionalmatrix \mathbf{Df} ist gegeben durch

$$\mathbf{Df}(x_i) = \begin{pmatrix} \partial C / \partial s & \partial C / \partial h \\ \partial A / \partial s & \partial A / \partial h \end{pmatrix}$$

und die Inverse

$$(\mathbf{Df}(x_i))^{-1} = \frac{1}{\det \mathbf{Df}} \begin{pmatrix} \partial A / \partial h & -\partial C / \partial h \\ -\partial A / \partial s & \partial C / \partial s \end{pmatrix}$$

mit

$$\det \mathbf{Df} = \frac{\partial C}{\partial s} \frac{\partial A}{\partial h} - \frac{\partial A}{\partial s} \frac{\partial C}{\partial h}$$

Das Newtonverfahren konvergiert quadratisch, wenn der Vektor der Anfangsbedingungen \vec{x}_o hinreichend nahe der gesuchten Lösung $\vec{f}(x) = 0$ gewählt wurde. Das Verfahren läßt sich durch Einführung eines dämpfenden Parameters λ_i modifizieren, um auch eine Konvergenz für ungünstige Startwerte zu erreichen.

$$\vec{x}_{i+1} = \vec{x}_i - \lambda_i (\mathbf{Df}(x_i))^{-1} \vec{f}(x_i) \quad (74)$$

Der Dämpfungsparameter ζ_i wird dabei so gewählt, daß die Folge $\xi(x_i)$, $\xi(x) = \vec{f}(x)^T \vec{f}(x)$ streng monoton fällt und die \vec{x}_i gegen ein Minimum von $\xi(x)$ konvergieren. Die Berechnung der ζ_i erfolgt wie im SHMOCC (Maier-Reimer u. Hasselmann 1987)

$$\zeta_i = \frac{1}{1 + 2 \left[\left(\frac{h_i - h_{i-1}}{h_i} \right)^2 + \left(\frac{s_i - s_{i-1}}{s_i} \right)^2 \right]}$$

Die Dissoziationskonstanten k_1 und k_2 in den Gleichungen (21) und (22) werden für das Boxmodell nach der Mehrbach-Formel (1973), k_w nach Dickson und Riley (1979) und k_b nach Edmond und Gieskes (1970) berechnet. Der präindustrielle pH-Wert von 8,2716 entspricht einer Wasserstoffionenkonzentration h_o von $5,36 \times 10^{-6} \text{ mol m}^{-3}$. Die totale Boratkonzentration B_t wird auf $0,409 \text{ mol m}^{-3}$ festgelegt und bleibt konstant (Hoffert u.a. 1981). Der Startwert der CO_2 -Konzentration s_o berechnet sich aus der Konzentration des total gelösten Kohlenstoffes

$$s_{io} = \frac{\alpha_i (C_o + c_i)}{\eta} \quad i = l, m, h$$

mit dem Umrechnungsfaktor η von Partialdruck in die DIC-Konzentration

$$\begin{aligned} \eta &= \frac{N_a}{P_{ao} V_a \nu} \\ &= \frac{591 \times 10^{12} \text{ kg C}}{278,3 \text{ ppm} \cdot 2,398 \times 10^{14} \text{ m}^3 \cdot 12,011 \times 10^{-3} \text{ kg mol}^{-1}} \\ &\approx 7,38 \times 10^{-3} \frac{\text{mol}}{\text{ppm m}^3} \end{aligned}$$

Nach Durchführung der Newtoniteration erhält man aus den ozeanischen Partialdrücken

$$(P_{CO_2})_i = \frac{C_o + c_i}{\eta}$$

die Konzentrationen c'_i

$$c'_i = \frac{s_i \eta}{\alpha_i} - C_o \quad i = l, m, h$$

Zur Berechnung des ozeanischen P_{CO_2} wird der Löslichkeitskoeffizient α nach Weiss (1974) verwendet. Die Temperaturen der Oberflächenboxen werden für die tropische Box auf 26 °C, für die der mittleren Breiten auf 19 °C und die der hohen Breiten auf 2 °C gewählt. Der Salzgehalt wird konstant gehalten und beträgt 35. Die Alkalinität A ist in den Oberflächenboxen ebenfalls konstant und wird so adjustiert, daß im eingeschwungenen Modell die Atmosphäre die präindustrielle Konzentration besitzt. Die Isotope des Kohlenstoffes ^{12}C , ^{13}C und ^{14}C haben unterschiedliche Eigenschaften bezüglich der Diffusion und der Löslichkeit im Seewasser sowie der Gleichgewichtslage im Carbonatsystem. Im thermodynamischen Gleichgewicht unterscheiden sich deshalb die $^{13}C/^{12}C$ und $^{14}C/^{12}C$ -Verhältnisse in der Deckschicht des Ozeans von denen der Atmosphäre. Das $^{13}C/^{12}C$ -Verhältnis im atmosphärischen CO_2 ist im Mittel rund 9‰ niedriger als das im DIC in der Deckschicht des Ozeans.

Die $^{13}C/^{12}C$ -Fraktionierungsfaktoren $^{13}\alpha_{as}$ zwischen Atmosphäre (a) und Ozean (s) und $^{13}\alpha_{sa}$ zwischen Ozean und Atmosphäre wurden von Siegenthaler und Münnich (1981) theoretisch berechnet und von Mook (1986) experimentell bestätigt. Die Faktoren hängen von der Temperatur ab, werden aber im Boxmodell näherungsweise konstant gesetzt. Die Daten für $^{13}\alpha_{as}$ und $^{13}\alpha_{sa}$ entsprechen denen in den Modellen von Siegenthaler und Oeschger (1987). Die Fraktionierungsfaktoren für den radioaktiven Kohlenstoff erhält man einfach durch Quadrieren der Faktoren für das ^{13}C -Isotop (Riley und Skirrow 1975).

Tabelle 2: Modellparameter und präindustrielle Werte

Symbol	Bedeutung	Wert
N_a	atmosphärische CO_2 -Masse (278,3 ppm)	591 Gt C
C_o	mittlere präindustrielle DIC-Konzentration	2,052 mol m ⁻³
a_l	relative Fläche der Box der niederen Breiten	0,075
a_m	relative Fläche der Box der mittleren Breiten	0,820
a_h	relative Fläche der Box der hohen Breiten	0,105
$k_{a.s}$	CO_2 -Zeitkonstante Atmosphäre-Ozean	1/8,07 Jahre
$F_{a.s}$	CO_2 -Fluß Atmosphäre-Ozean ($N_a = 591$ Gt C)	16,8 mol m ⁻² Jahr ⁻¹
ξ_l	Pufferfaktor der niederen Breiten	8,6
ξ_m	Pufferfaktor der mittleren Breiten	9,1
ξ_h	Pufferfaktor der hohen Breiten	14
T_l	Temperatur in der Box der niederen Breiten	26 °C
T_m	Temperatur in der Box der mittleren Breiten	19 °C
T_h	Temperatur in der Box der hohen Breiten	2 °C
S	mittlerer Salzgehalt des Ozeans	35
ρ	mittlere Dichte des Ozeans	1025 kg m ⁻³
A	mittlere Alkalinität in den Oberflächenboxen	2,34 eq m ⁻³
B_t	totale Boratkonzentration	0,409 mol m ⁻³
h_o	präindustrielle Wasserstoffionenkonzentration	5,36x10 ⁻¹ mol m ⁻³
$^{14}R_{a.o}$	^{14}C Konzentration Atmosphäre	1
$^{14}R_{l.o}$	^{14}C Konzentration in der Box der niederen Breiten	0,898
$^{14}R_{m.o}$	^{14}C Konzentration in der Box der mittleren Breiten	0,972
$^{14}R_{h.o}$	^{14}C Konzentration in der Box der hohen Breiten	0,916
$^{14}R_{d.o}$	^{14}C Konzentration in der Tiefseebox	0,871
	Fraktionierungsfaktoren für $^{13}C/^{12}C$	
$^{13}\alpha_{a.s}$	Atmosphäre-Ozean	0,9980
$^{13}\alpha_{s.a}$	Ozean-Atmosphäre	0,9897
	Fraktionierungsfaktoren für $^{14}C/^{12}C$	
$^{14}\alpha_{a.s}$	Atmosphäre-Ozean	0,9960
$^{14}\alpha_{s.a}$	Ozean-Atmosphäre	0,9800
λ	radioaktive Zerfallskonstante für ^{14}C	1/8267 Jahre

4.5 Analytische Lösung der Modellgleichungen

Aus Gleichung (58) erhalten wir mit $\vec{b} \equiv \vec{0}$ das homogene Differentialgleichungssystem

$$\frac{d}{dt} \vec{c}(t) = \mathbf{A} \cdot \vec{c}(t) \quad (75)$$

Das homogene System hat 5 verschiedene Lösungen $\vec{V}_i(t)$, $i = 1, \dots, 5$ mit 5 verschiedenen Komponenten

$$V_{ij}(t) = v_{ij} e^{-\lambda_j t}, \quad j = 1, \dots, 5 \quad (76)$$

wobei v_{ij} die Komponenten der Eigenvektoren und λ_j die Eigenwerte der 5×5 Matrix \mathbf{A} sind.

Für die Berechnung der Eigenvektoren und Eigenwerte sei hier kurz, ohne auf die detaillierte Beschreibung einzugehen, das grundlegende Prinzip erläutert.

Die unsymmetrische Matrix \mathbf{A} wird mit Hilfe von elementaren Ähnlichkeitstransformationen auf eine obere Hessenbergmatrix reduziert. Die Eigenwerte und die Eigenvektoren lassen sich dann mit Hilfe eines QR-Algorithmus aus der Hessenbergmatrix berechnen. Multipliziert man diese mit der Transformationsmatrix, so erhält man die Eigenvektoren der Matrix \mathbf{A} (siehe auch Stoer 1983). In dem Boxmodell erfolgen diese Berechnungen mit Hilfe eines mathematischen Bibliotheksprogramms (Fortranprogramm Naglib F02AGF).

Aus (76) ergibt sich das *Lösungsfundamentalsystem* $\Phi(t)$

$$\Phi(t) = \vec{V}_i(t) = \begin{pmatrix} V_{11}(t) & \cdots & V_{15}(t) \\ \vdots & & \vdots \\ V_{51}(t) & \cdots & V_{55}(t) \end{pmatrix} \quad (77)$$

Die allgemeine Lösung des homogenen Systems $\vec{c}(t)$ ergibt sich dann durch die Multiplikation mit einem Vektor \vec{k} bestehend aus frei wählbaren Konstanten k_j , die aus den Anfangsbedingungen bestimmt werden.

$$\vec{c}(t) = \Phi(t) \cdot \vec{k} \quad \text{oder} \quad c_i(t) = \sum_{j=1}^{n=5} k_j v_{ij} e^{-\lambda_j t} \quad (78)$$

Die Lösungsfunktionen (78), die die Verteilung des Kohlenstoffes im atmosphärisch-ozeanischen Reservoir beschreiben, haben die Eigenschaften, daß sie sich aus verschiedenen rasch exponentiell abklingenden Anteilen zusammensetzen. Die unterschiedlich starken Zeitkonstanten sind in diesen Funktionen durch die Eigenwerte λ_j gegeben (Tabelle 3).

Tabelle 3: Zeitkonstanten des Boxmodells

Zeitkonstante	1 / Jahre
λ_1	1 / 0,5
λ_2	1 / 3,1
λ_3	1 / 27,7
λ_4	1 / 231,5
λ_5	0

4.5.1 Einmalige CO_2 Störung

Zum Vergleich von Kohlenstoffmodellen eignet sich das Reaktionsverhalten des Modells auf einen einmaligen Kohlenstoffeintrag q_o in die Atmosphäre. Für die CO_2 -Anfangskonzentration in der Atmosphäre $c_a(t)$ erhält man zum Zeitpunkt $t = t_o$

$$c_a(t_o) = q_o \quad (79)$$

Mit (79) ergeben sich für den Zeitpunkt $t_o = 0$ die Anfangsbedingungen der homogenen Differentialgleichung und mit Gleichung (78) folgt

$$\vec{c}(0) = \begin{pmatrix} q_o \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} v_{11} & \cdot & \cdot & \cdot & v_{15} \\ \cdot & & & & \cdot \\ \cdot & & & & \cdot \\ \cdot & & & & \cdot \\ v_{51} & \cdot & \cdot & \cdot & v_{55} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} k_1 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ k_5 \end{pmatrix} \quad (80)$$

Die Reaktion des Modells bei einer Verdoppelung der präindustriellen atmosphärischen CO_2 -Konzentration wird in Abbildung (26) wiedergeben. Man erkennt deutlich, daß die erste Reaktion, verursacht durch eine hohe CO_2 -Aufnahme des Oberflächenwassers, wesentlich schneller vorangeht als die spätere Reaktion, die den vergleichweisen langsamen Austausch zwischen der ozeanischen Deckschicht und der Tiefsee widerspiegelt. Beispielsweise werden in den ersten 50 Jahren rund 50 % der atmosphärischen CO_2 -Störungskonzentration aufgenommen, während das Abklingen auf einen stationären Zustand mehrere hundert Jahre benötigt. Der Ozean nimmt im Boxmodell unmittelbar nach dem Eintrag im Vergleich zum generellen Zirkulationsmodell, dem Hamburg-Modell, eine viel höhere Menge an Kohlenstoff auf, da die Oberflächenboxen im Boxmodell vergleichsweise tiefer sind und sich damit langsamer auf ein Gleichgewicht mit

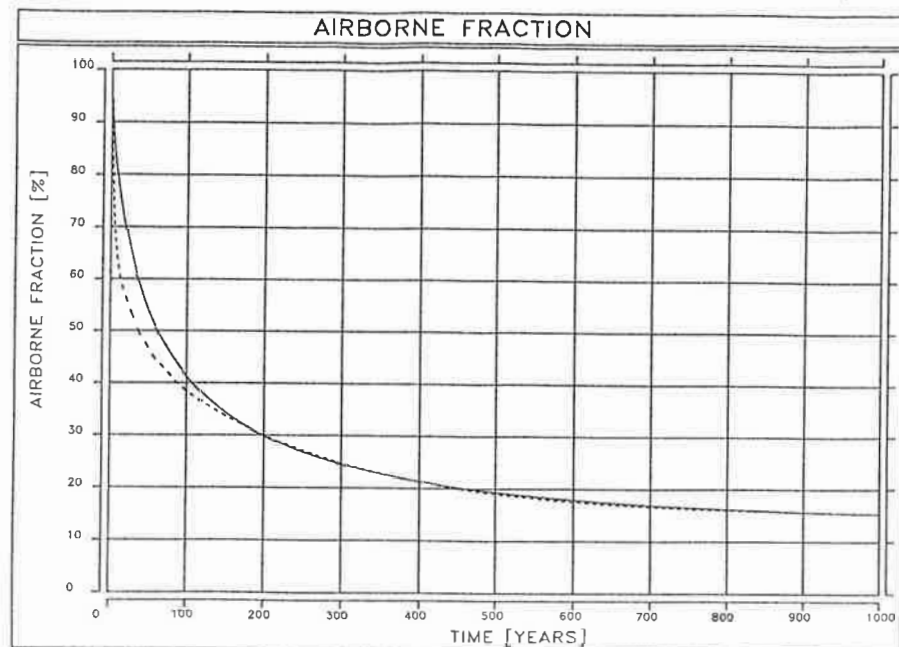


Abbildung 26: Abklingverhalten der CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre nach einmaliger Erhöhung um 100 %. Gestrichelt: Boxmodell, ausgezogen: Hamburg-Modell

der Atmosphäre einstellen. Die trägen Austauschprozesse mit der Tiefsee bewirken in beiden Modellen eine langsame Anpassung an den Gleichgewichtszustand, der ungefähr nach 1000 Jahren erreicht wird. Der größte Teil der Emission des CO_2 wird langfristig vom Ozean aufgenommen und lediglich 16% verbleiben in der Atmosphäre.

4.5.2 Emissionsszenarium mit exponentiellem Wachstum

Die allgemeine Lösung des inhomogenen Differentialgleichungssystems (58) setzt sich aus der allgemeinen Lösung der homogenen und einer speziellen, der inhomogenen Gleichung zusammen. Legt man eine exponentielle Funktion durch die Produktionsraten von Rotty (1983) und ab 1950 durch die Daten des „Carbon Dioxide Information Analysis Center“ (CDIAC) (Marland 1989), so folgt für die anthropogene Quelle

$$q(t) = q_0 e^{\tau(t-1860)} \quad (81)$$

mit einer Zeitkonstante $\tau = 1/32,3$ Jahre und einem $q_0 = 0,121 \text{ GtC Jahr}^{-1}$. Die Exponentialfunktion (durchgezogene Linie), berechnet nach der Methode der kleinsten

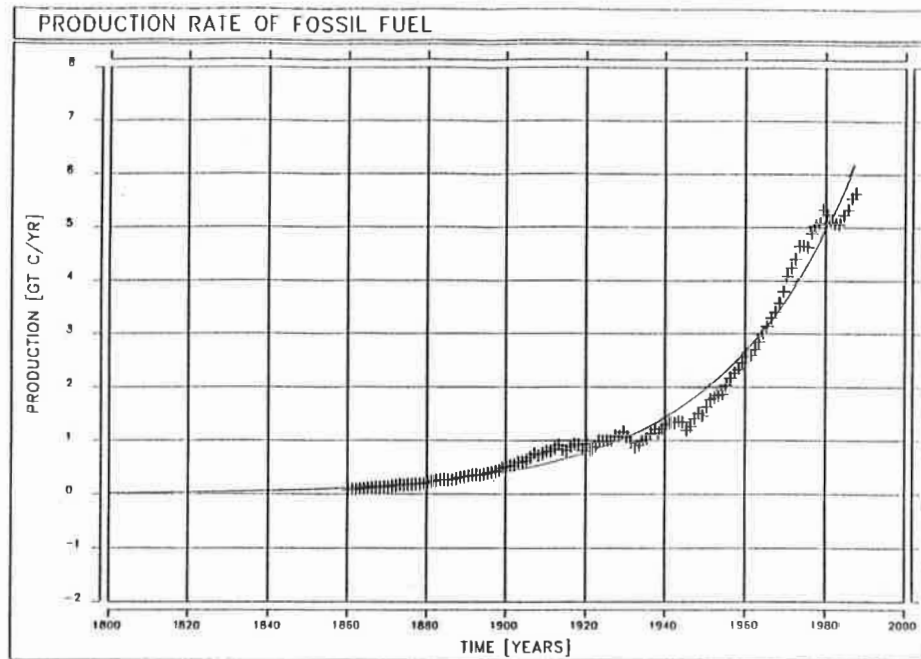


Abbildung 27: CO_2 -Produktionsrate in $GtC \text{ Jahr}^{-1}$. Kreuze: Produktionsraten von Rotty (1983) und vom CDIAC (Marland 1989), durchgezogene Linie: exponentielle Regressionskurve

Quadrate, und die Produktionsraten von Rotty und Marland (Kreuze) sind in Abbildung 27 dargestellt. Die partikuläre Lösung kann man durch folgenden Ansatz finden

$$\vec{\Psi}(t) = \vec{\beta} e^{\tau t} \quad (82)$$

Für die allgemeine inhomogene Lösung folgt

$$\vec{c}(t) = \Phi(t) \cdot \vec{k} + \vec{\Psi}(t) \quad (83)$$

Zur Berechnung von $\vec{\beta}$ setzen wir Gleichung (82) in (58)

$$\tau \vec{\beta} e^{\tau t} = \mathbf{A} \cdot \vec{\beta} e^{\tau t} + \vec{b} \quad (84)$$

wobei

$$\vec{b} = \begin{pmatrix} q_0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{pmatrix} e^{\tau t}$$

Es folgt mit der Einheitsmatrix \mathbf{I} ein lineares inhomogenes Gleichungssystem für $\vec{\beta}$

$$(\mathbf{A} - \tau \mathbf{I}) \vec{\beta} = -\vec{b} \quad (85)$$

das für eine nichtsinguläre Matrix $\mathbf{A}' = (\mathbf{A} - \tau \mathbf{I})$ mit Hilfe der Householdertransformation gelöst wird, um auch bei schlechter Konditionierung von \mathbf{A} genaue Ergebnisse zu erzielen.

Der Vektor der frei wählbaren Konstanten \vec{k} in Gleichung (83) läßt sich aus den Anfangsbedingungen zum Zeitpunkt $t = 0$ bestimmen. Sei das System im präindustriellen Zustand ungestört, so ist

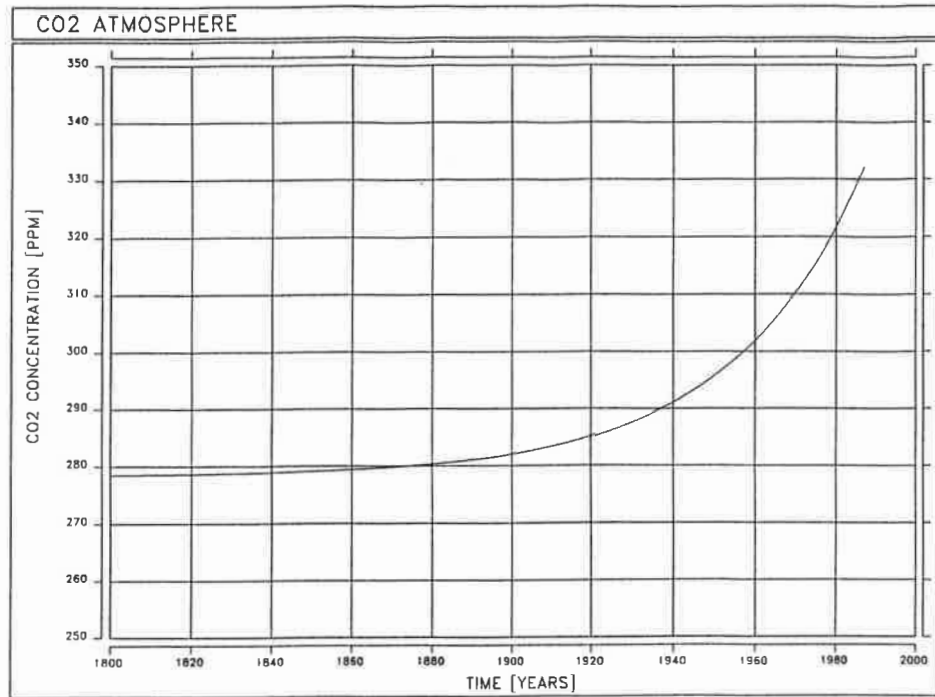
$$\vec{c}(0) = \vec{0} \quad (86)$$

Gleichung (86) in (83) ergibt ein inhomogenes lineares Gleichungssystem für \vec{k}

$$\begin{pmatrix} v_{11} & \cdots & v_{15} \\ \vdots & & \vdots \\ v_{51} & \cdots & v_{55} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} k_1 \\ \vdots \\ k_5 \end{pmatrix} = - \begin{pmatrix} \beta_1 \\ \vdots \\ \beta_5 \end{pmatrix} \quad (87)$$

Die industrielle Störung wird vom Jahre 1770 bis zum Jahr 1987 berechnet. Der atmosphärische Partialdruck (Abb. 28 a) steigt exponentiell entsprechend dem Eintrag von fossilem CO_2 an. Die „airborne fraction“ klingt bis zum Jahre 1900 auf 57 % ab und bleibt dann nahezu konstant (Abb. 28 b). Im Ozean nimmt die Box der mittleren Breiten mit ihrer großen Oberfläche rund die Hälfte des Kohlenstoffes aus der Atmosphäre auf (Abb. 28 c). Die andern beiden großen Senken sind die Box der hohen Breiten und der tiefe Ozean. Die äquatoriale Box ist aufgrund des geringen Volumens die kleinste Senke für die anthropogene Emission.

a)



b)

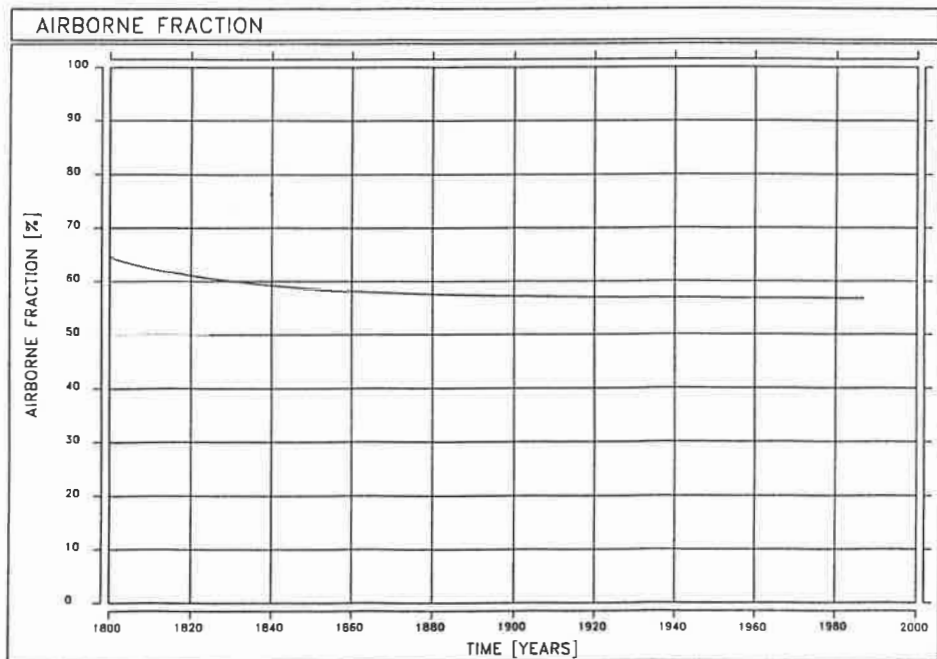


Abbildung 28: Emissionszenarium mit exponentieller Störung. a: Atmosphärische CO_2 -Konzentration; b: „airborne fraction“; c: Akkumulation von Kohlenstoff im Ozean mit der polaren Box (H), der Oberflächenbox der gemäßigten Breiten (M), der tropischen Box (L) und der Tiefsee(D) in GtC

c)

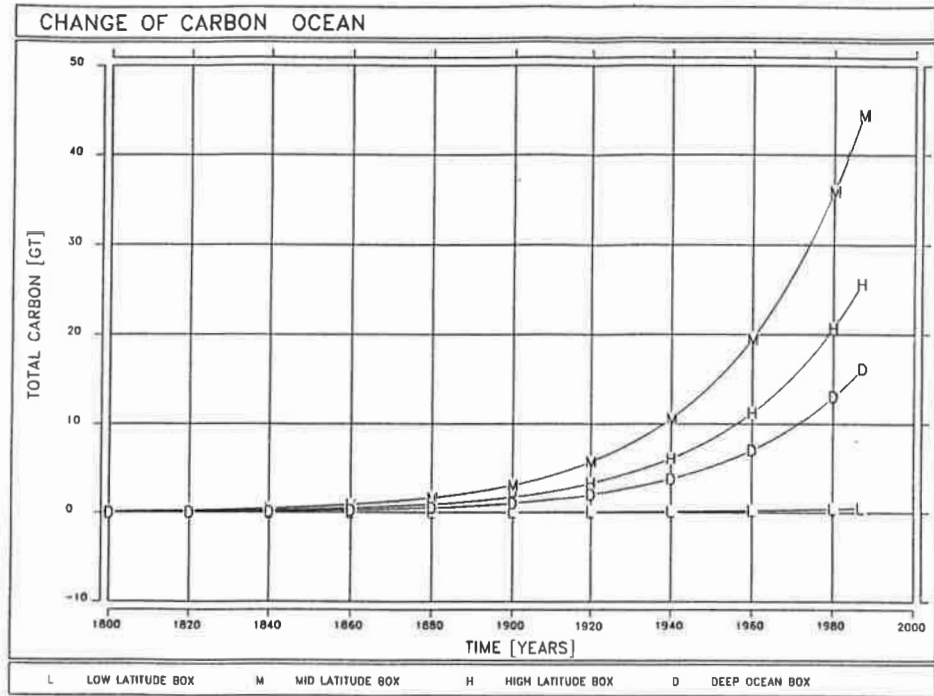


Abbildung 28: (Fortsetzung)

4.6 Numerische Lösung der Modellgleichungen

Das gewöhnliche Differentialgleichungssystem mit konstanten Koeffizienten (58) kann im Rahmen der hier gewünschten Genauigkeiten mit dem einfachen expliziten *Eulerverfahren* gelöst werden. Aus den Anfangsbedingungen

$$\vec{c}(t_o) = \vec{c}^o$$

und

$$t_n = t_o + n \Delta t, \quad n = 1, \dots, m$$

kann der exakte Lösungsvektor $\vec{c}(t)$ zum Zeitpunkt $t = t^n$ durch einen Vektor \vec{c}^n approximiert werden, wobei

$$\vec{c}^{n+1} = \vec{c}^n + \Delta t \vec{f}(t_n, \vec{c}^n) \quad (88)$$

Das Eulerverfahren ist der einfachste Repräsentant der Einschrittmethode, die zur Berechnung der Näherung \vec{c}^{n+1} zum Zeitpunkt $t_{n+1} = t_n + \Delta t$ lediglich den Näherungswert \vec{c}^n zum Zeitpunkt t_n verwendet. Das Verfahren konvergiert bezüglich des Zeitschrittes Δt linear gegen die exakte Lösung und hat damit einen Fehler der Ordnung 1.

Aus den nichtlinearen Gleichungen (47)-(51) folgt mit dem Eulerverfahren

$$c_a^{n+1} = c_a^n + \Delta t [k_{al}(c_i^n - c_a^n) + k_{am}(c_m^n - c_a^n) + k_{ah}(c_h^n - c_a^n) + q^n] \quad (89)$$

$$c_i^{n+1} = c_i^n + \Delta t [k_{ia}(c_a^n - c_i^n) + \hat{k}_{id}(c_d^n - c_i^n)] \quad (90)$$

$$c_m^{n+1} = c_m^n + \Delta t [k_{ma}(c_a^n - c_m^n) + k_{mh}(c_h^n - c_m^n) + k_{md}(c_d^n - c_m^n) + \hat{k}_{ml}c_i^n - \hat{k}_{mh}c_h^n - \hat{k}_{md}c_d^n] \quad (91)$$

$$c_h^{n+1} = c_h^n + \Delta t [k_{ha}(c_a^n - c_h^n) + k_{hm}(c_m^n - c_h^n) + k_{hd}(c_d^n - c_h^n) + \hat{k}_{hm}(c_m^n - c_h^n)] \quad (92)$$

$$c_d^{n+1} = c_d^n + \Delta t [k_{dm}(c_m^n - c_d^n) + k_{dh}(c_h^n - c_d^n) - \hat{k}_{dl}c_i^n + \hat{k}_{dm}c_m^n + \hat{k}_{dh}c_h^n] \quad (93)$$

Bei der Wahl des geeigneten Zeitschrittes Δt muß berücksichtigt werden, daß das Produkt aus den Δt und den Eigenwerten λ_j der Matrix \mathbf{A} des linearisierten Differentialgleichungssystems (58) im Bereich des Gebietes der absoluten Stabilität liegen muß. Die Gültigkeit bleibt auch bei der schwach nichtlinearen Differentialgleichung erhalten, da man diese lokal nach der Linearisierung durch eine lineare Differentialgleichung

approximieren kann. Betrachten wir deshalb die lineare Differentialgleichung in Form einer Testanfangswertaufgabe

$$\frac{d}{dt}c = \lambda c, \quad c(t_0) = c^0$$

mit der Lösung

$$c = e^{\lambda t}$$

Für das Einschrittverfahren, welches die Testanfangswertaufgabe auf $c^{n+1} = F(\Delta t \lambda) c^n$ führt, wird

$$B := \{\mu \in \mathbf{C} \mid |F(\Delta t \lambda)| < 1\}$$

als Gebiet der absoluten Stabilität definiert (Schwarz 1988). Für das Eulerverfahren ($F(\Delta t \lambda) = 1 + \Delta t \lambda$) ist die Differentialgleichung stabil im Bereich $\mu \in [-2, 0]$. Um eine stabile Schrittweite zu gewährleisten, muß Δt auf jeden Fall so gewählt werden, daß die komplexen Werte μ als Produkt von Δt und λ_j dem Gebiet der absoluten Stabilität angehören.

Es folgt

$$\Delta t \leq \frac{-2}{\min(\lambda_j)} = -2 \cdot -0,5 \text{ Jahre} = 1 \text{ Jahr}$$

In dem hier verwendeten Modell ist bei einem Zeitschritt von einem Monat zur Berücksichtigung saisonaler Variationen die Stabilität des Differentialgleichungssystems gewährleistet.

4.6.1 Emissionsszenarium mit realen Daten

Die Gleichungen mit der nichtlinearen Parametrisierung der Chemie werden auf einen präindustriellen atmosphärischen Partialdruck von 278,3 ppm und einer konstanten Alkalinität von 2,34 eq m⁻³ adjustiert (siehe auch Tabelle 2 und Tabelle 4). Die DIC-Konzentration der Tiefseebox beträgt 2,125 mol m⁻³. Radiokohlenstoff wird als Kontrolltracer für den Austausch zwischen den Boxen mitgeführt. Die $\Delta^{14}\text{C}$ -Werte werden mit einem $\delta^{13}\text{C} = -25 \text{ ‰}$ korrigiert.

Die Simulation der industriellen Störung erfolgt mit dem Eintrag von fossilem Kohlenstoff nach den Daten von Rotty (1986) und des CDIAC (Marland 1989) (Abb. 27). Der atmosphärische Partialdruck ändert sich bis zum Ende des 19. Jahrhunderts nur geringfügig und steigt dann infolge der beiden Weltkriege und den Wirtschaftskrisen in den zwanziger und dreißiger Jahren nahezu linear bis Anfang der fünfziger an

Tabelle 4: Präindustrielle Werte der Oberflächenboxen

	niedrige Breiten	mittlere Breiten	hohe Breiten
DIC [mol m ⁻³]	2,045	2,081	2,212
α [10 ⁻⁵ mol m ⁻³ ppm ⁻¹]	2,83	3,42	5,99
pH-Wert	8,27	8,31	8,30
ξ	8,6	9,2	12,0
ΔP_{CO_2} [ppm]	46,0	-0,5	-28,6
F_{oa} [GtC Jahr ⁻¹]	0,85	-0,11	-0,74

Erläuterung der Symbole:

α Löslichkeit von CO_2 in Seewasser

ξ Pufferfaktor

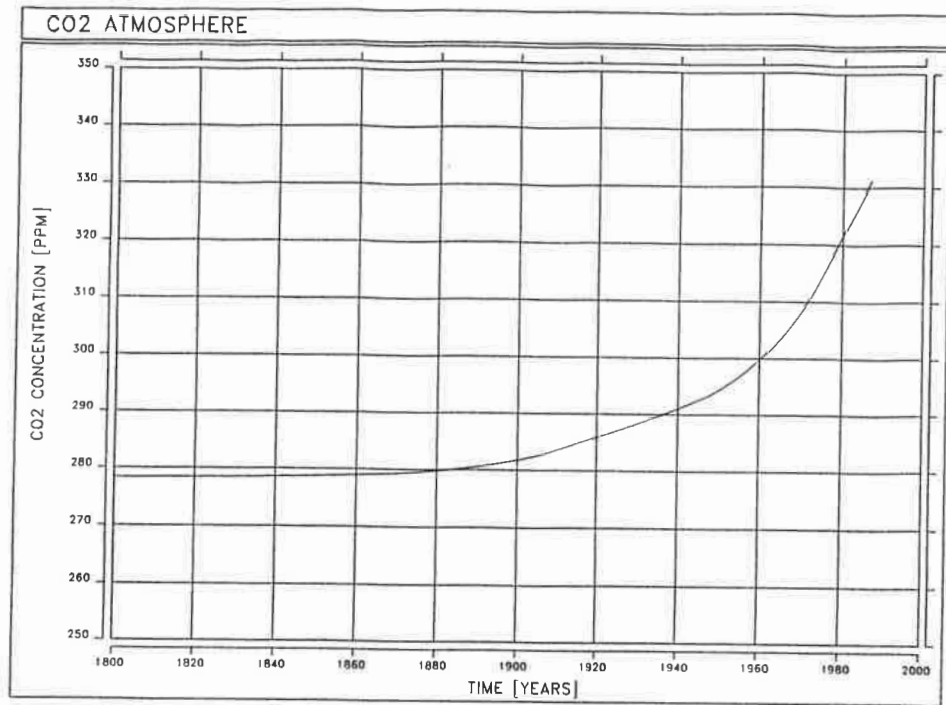
ΔP_{CO_2} CO_2 Partialdruckunterschied Ozean-Atmosphäre

F_{oa} CO_2 Nettofluß Ozean-Atmosphäre

(Abb. 29 a). Nach der Ölkrise im Jahr 1973 geht durch Energieeinsparungen der exponentielle Anstieg in einen linearen Trend über. Der sinkende pH -Wert (Abb. 29 d) und steigende Pufferfaktor (Abb. 29 e) bestätigen die abnehmende CO_2 -Speicherkapazität des Ozeans. Das Modell reproduziert mit einer durchschnittlichen „airborne fraction“ zwischen 1959 und 1983 von 56,7 % relativ gut die Beobachtungen von 58,8 % (Siegenthaler und Oeschger 1987) (Abb. 29 b). Die CO_2 -Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre ändern sich in den mittleren Breiten infolge der Geometrie des Modells am stärksten (Abb. 29 c).

Der atmosphärische Suesseffekt ist mit -25 ‰ im Jahre 1950 gegenüber den Beobachtungen von -21 ‰ (vgl. Kapitel 2.4) etwas zu niedrig, d.h. die Atmosphäre hat ein zu geringes $^{14}C/^{12}C$ -Isotopenverhältnis (Abb. 30 a). Die zu starke Verdünnung mit anthropogenen ^{12}C kann durch einen zu geringen ^{14}C -Austausch mit dem Ozean während dieses Zeitraumes erklärt werden (Abb. 30 b). Ferner werden der Einfluß der Biosphäre und die Variationen der kosmischen Produktion in diesem Modell nicht berücksichtigt.

a)



b)

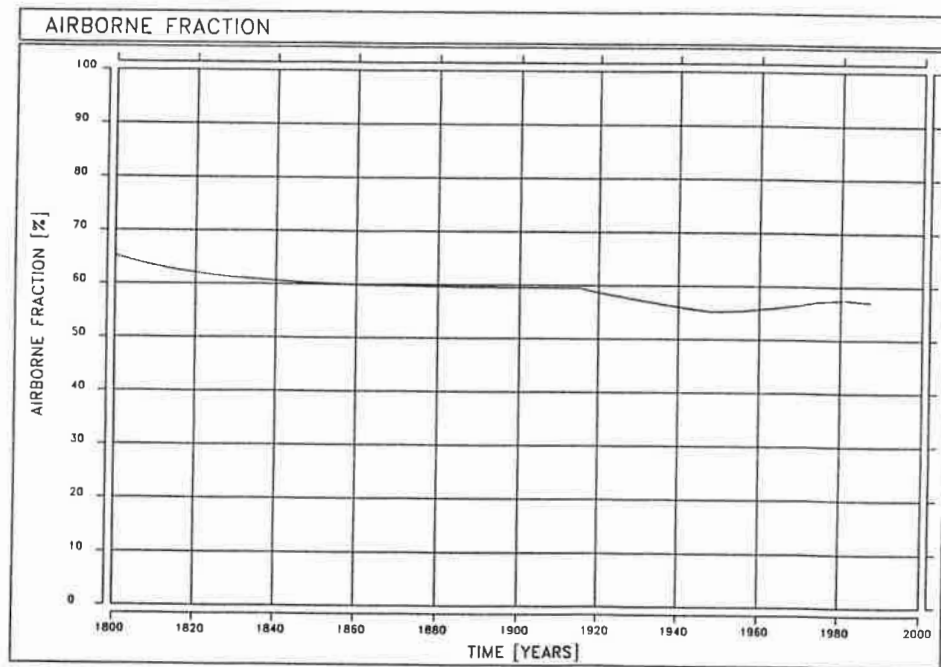
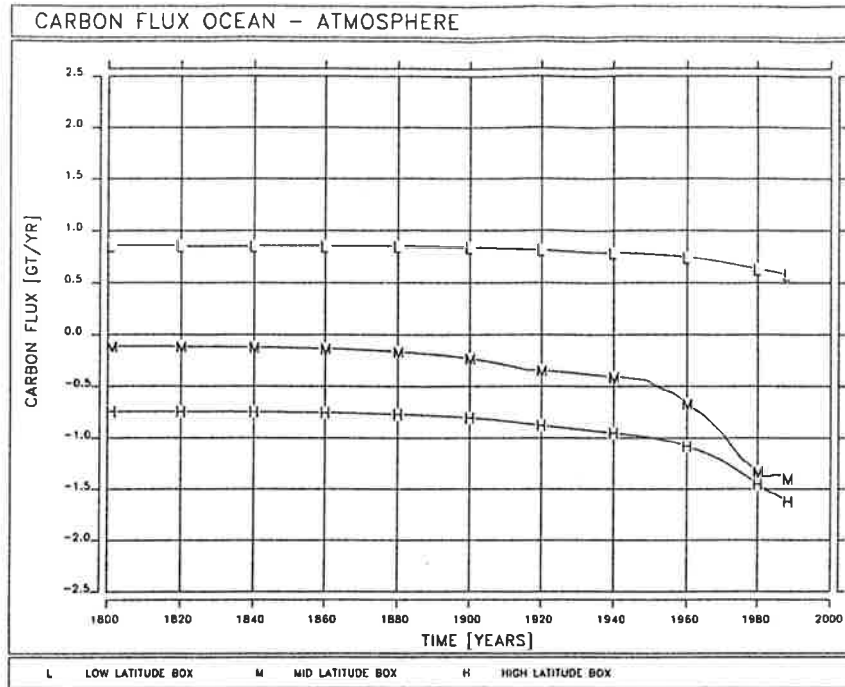


Abbildung 29: Emissionsszenarium mit CDIAC-Daten. a: Atmosphärische CO₂ Konzentration; b: „airborne fraction“; c: CO₂- Fluß Ozean - Atmosphäre in GtC Jahr⁻¹ ((H) polare Box, (M) Oberflächenbox der gemäßigten Breiten, (L) tropische Box); d: pH-Wert und e: Pufferfaktor

c)



d)

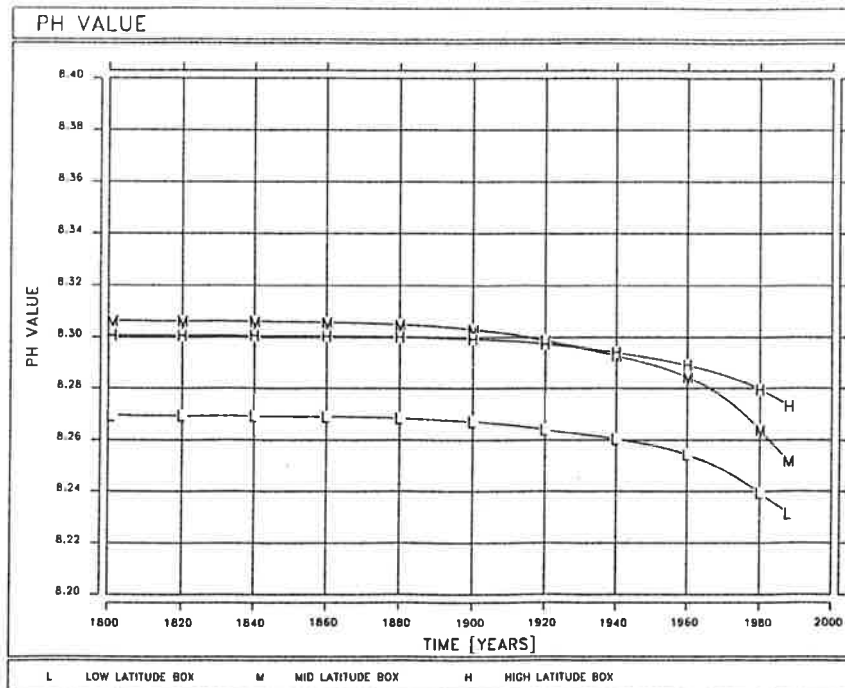


Abbildung 29: (Fortsetzung)

e)

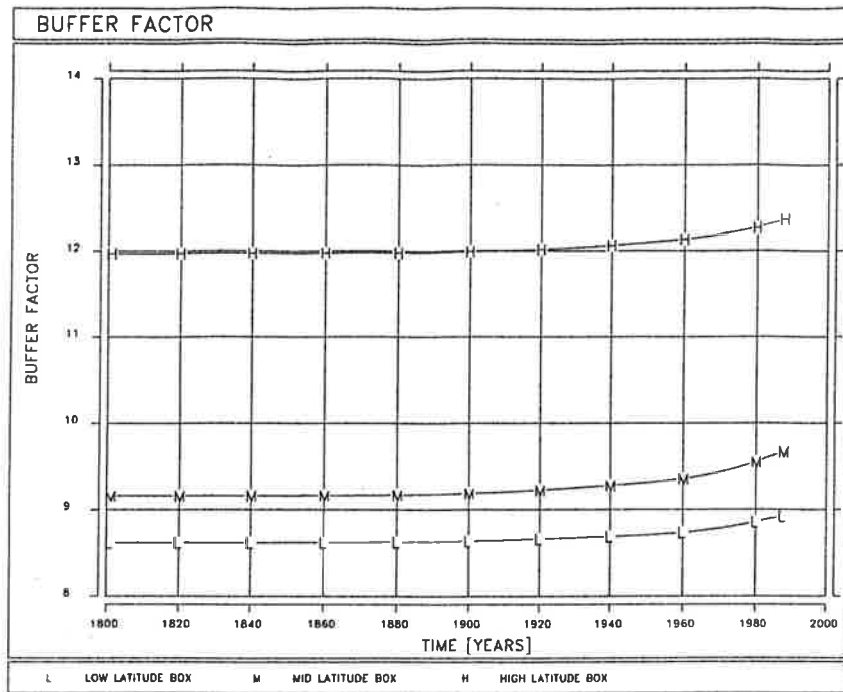
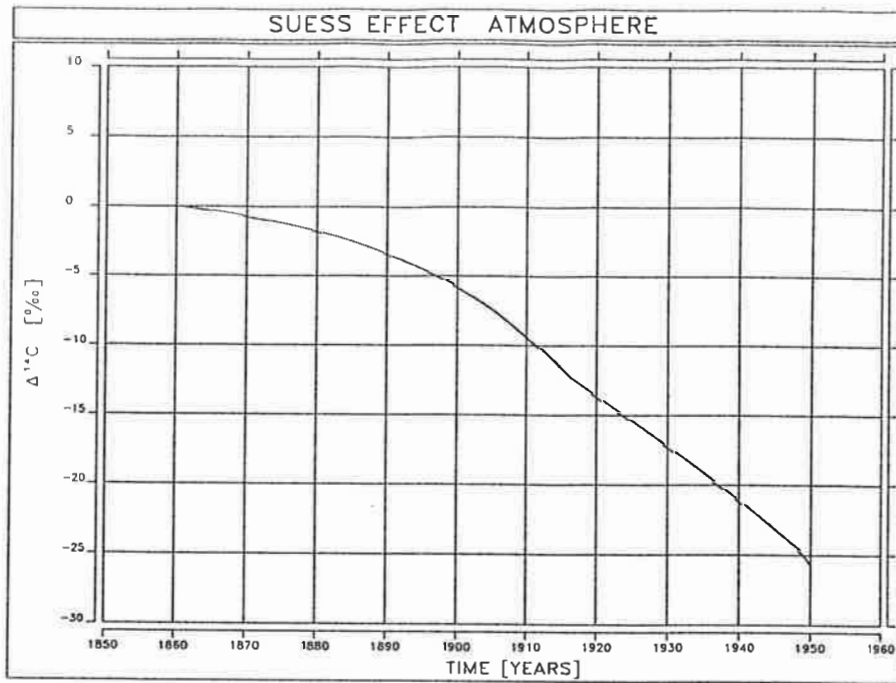


Abbildung 29: (Fortsetzung)

a)



b)

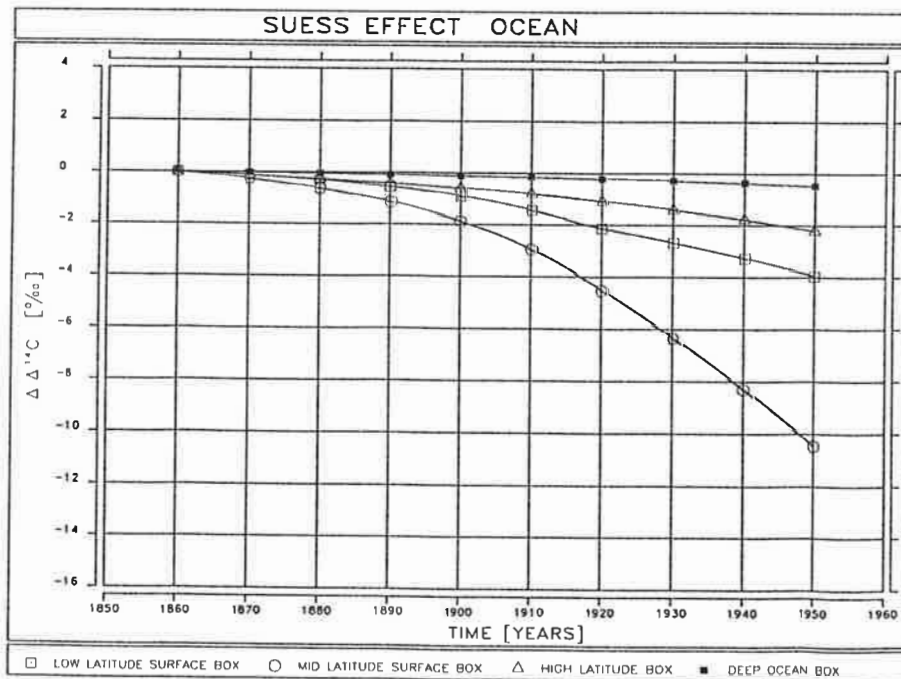


Abbildung 30: Suesseffekt. a: Atmosphäre; b: Ozean (Δ polare Box; \circ Oberflächenbox der gemäßigten Breiten; \square tropische Box; \blacksquare Tiefsee)

4.7 Interannuale Störung durch periodisch variierende Auftriebsflüsse

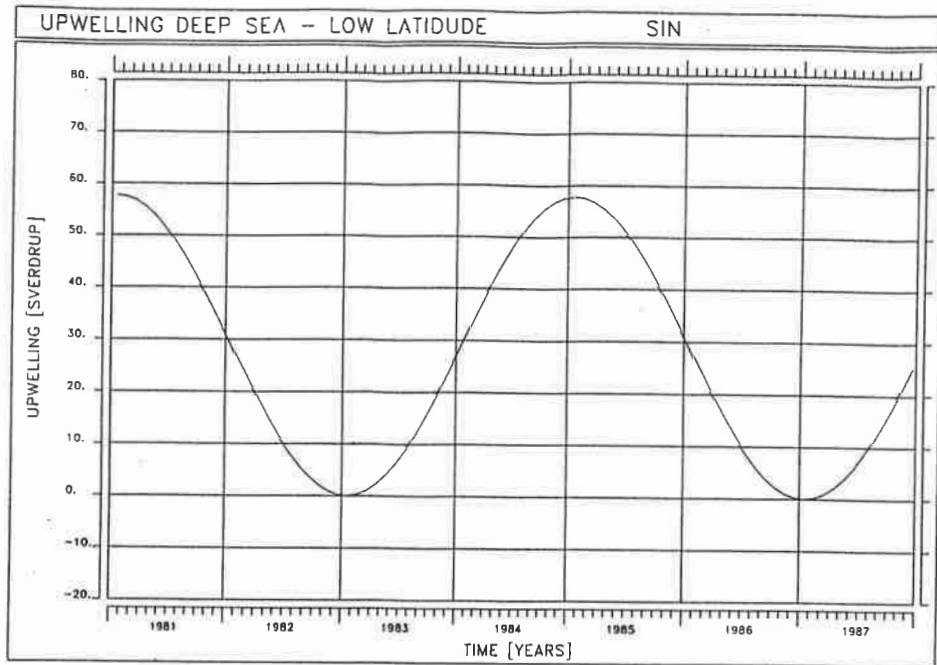
Zur Untersuchung der Auswirkung von langjährigen Anomalien auf den Kohlenstoffkreislauf wurde der Auftriebsfluß zwischen der Tiefsee und der tropischen Oberflächenbox mit einer Sinusfunktion moduliert. Aus Kontinuitätsgründen ändern sich damit auch der Fluß von den niederen in die mittleren Breiten und von den mittleren Breiten in die Tiefsee.

Es werden ein Kontrolllauf mit der Emission durch fossile Brennstoffe und konstantem Strömungsfeld und ein Störungslauf mit zusätzlich variablen ozeanischen Flüssen durchgeführt. Eine Einschwingphase des Modells auf die Störung wurde mit 4 Jahren berücksichtigt. Die Periode der Sinusfunktion entspricht mit 4 Jahren etwa der Zeitskala der El Niño-Ereignisse (Abb. 31 a).

Im Januar 1983 kommen die Auftriebsflüsse ganz zum Erliegen. Das Minimum der Differenz des P_{CO_2} zwischen Ozean und Atmosphäre setzt in der tropischen Box ca. ein halbes Jahr später ein und damit ein stark reduzierter Fluß zwischen beiden Reservoirs (Abb. 31 c und d). Der CO_2 -Partialdruckunterschied zwischen der tropischen Box und dem atmosphärischen Reservoir ist dabei um 25 ppm, d.h. um ca. 54 %, zurückgegangen.

In der Box der mittleren Breiten zeigt sich der Einfluß der Störung mit einer Zeitverzögerung von einem Jahr. Trotz der geringen Änderung der Differenz des P_{CO_2} ist aufgrund der großen Oberfläche zur Atmosphäre eine deutlich positive Anomalie im CO_2 -Fluß erkennbar. Der atmosphärische P_{CO_2} erreicht sein Minimum erst im April 1984, also $1\frac{1}{4}$ Jahr später, da der ozean-atmosphärische Fluß der niederen Breiten den der mittleren Breiten aufhebt (Abb. 31 b).

a)



b)

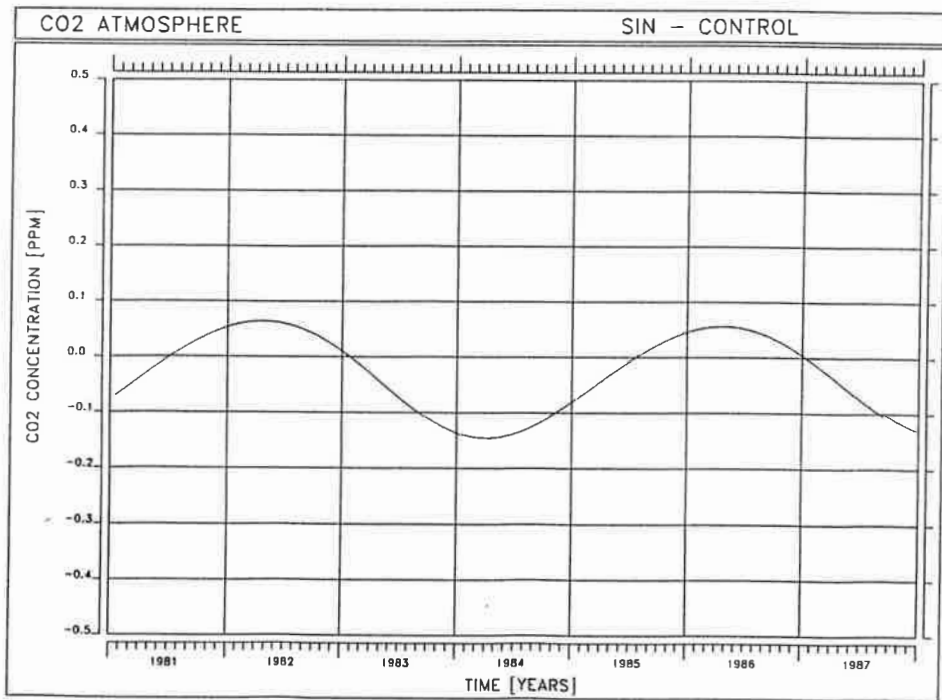
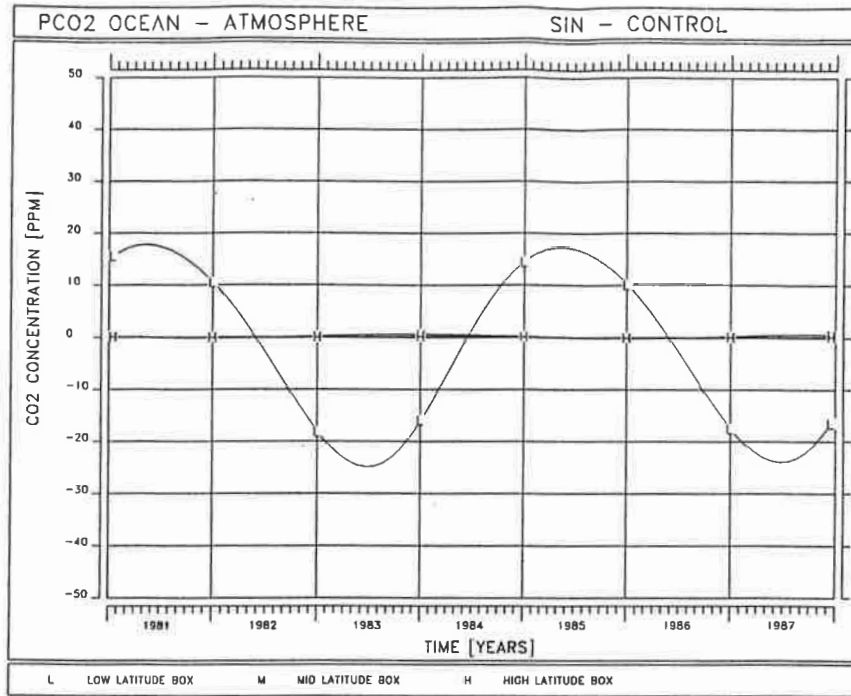


Abbildung 31: Störung der Auftriebsflüsse mit einer Sinusfunktion. a: Auftriebsfluß zwischen Tiefsee und tropischer Box; b: Anomalie der atmosphärischen CO_2 -Konzentration; c: Anomalie der P_{CO_2} -Differenz zwischen Ozean und Atmosphäre; d: Anomalie des CO_2 -Flusses Ozean-Atmosphäre in GtC Jahr^{-1}

c)



d)

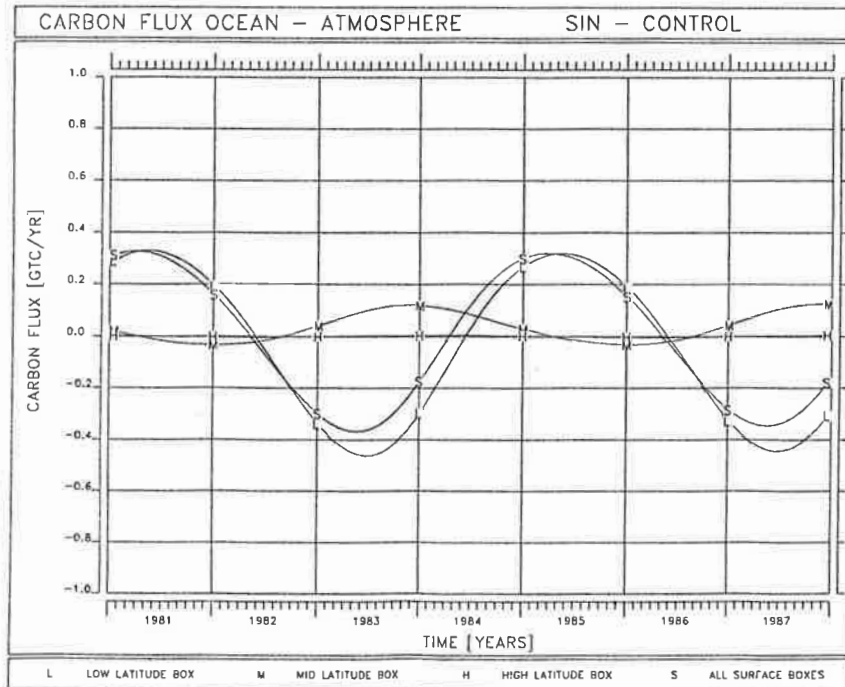


Abbildung 31: (Fortsetzung)

4.8 Interannuale Störung durch aus ECMWF-Winddaten hergeleitete Auftriebsflüsse

Aus den ECMWF-Windstressdaten von 1980 bis 1987 werden global gemittelte Auftriebsgeschwindigkeiten von 5° S bis 5° N bestimmt (Teil I Abb. 19)(Segschneider 1991). Die Auftriebsflüsse erhält man durch einfache Multiplikation mit der Grundfläche der tropischen Box. Wie in Kapitel 4.7 wird jeweils ein industriell gestörter Kontrolllauf und ein Störungslauf, der ECMWF-Lauf, durchgeführt. Im ECMWF-Lauf werden die konstanten Auftriebsflüsse von der Tiefseebox in die äquatoriale Box von 1980 bis 1987 durch die aus den ECMWF-Daten ermittelten Flüsse ersetzt. Im Januar 1982 erreicht der Auftrieb ein starkes Maximum von 120 Sv und kommt 4 Monate später zum Stillstand (Abb. 32 a). Der erste Extremwert des in die Tiefe gerichteten Transportes wird im November 1982 erreicht, ein zweiter im Mai 1983. Im Herbst 1983 nehmen die Auftriebsflüsse wieder stark zu und schwanken bis zum Herbst 1986 zwischen 30 und 100 Sv. Ende 1986 ist ein deutlicher Rückgang des Auftriebs zu beobachten, der Beginn des El Niño 1986/87.

Abb. 32 b zeigt die Anomalien des atmosphärischen Partialdruckes nach Abzug des linearen Trends (durchgezogene Linie) im Vergleich zu den beobachteten Werten von Keeling u.a. (1989)(Kreuze). Die beobachteten Daten stammen aus Mauna Loa, Hawaii, und dem Südpol, wobei der saisonale Zyklus und die anthropogen verursachte Emission abgezogen sind (siehe auch Abb. 6). Man erkennt ein gegenläufiges Schwingen von Modelldaten und Beobachtungen, wobei die Amplituden der Modellergebnisse rund 5-fach zu klein sind.

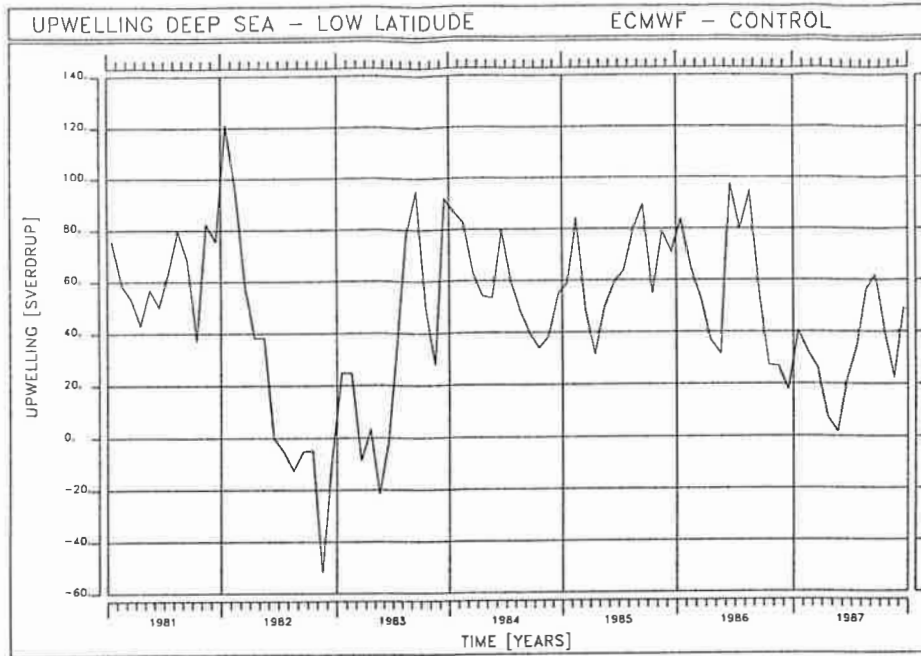
Betrachten wir zunächst die Ergebnisse des Boxmodells. Der CO_2 -Partialdruckunterschied zwischen dem tropischen Ozean und der Atmosphäre geht während des ENSO im Januar 1983 um ca. 27 ppm und im Juni um 30 ppm zurück, so daß er nur noch 65 % seines ursprünglichen Wertes besitzt (Abb. 32 c). Diese Schwankung ist stark mit der Variation der Auftriebsflüsse bei einer Phasenverschiebung von 2 Monaten korreliert. Die tropische Box wird durch die Abschwächung des Auftriebs aus der kohlenstoffhaltigen Tiefseebox mit weniger DIC versorgt. Die Kohlenstoffkonzentration in der Oberflächenbox sinkt und damit der Partialdruckunterschied zwischen Ozean und Atmosphäre.

Der atmosphärische CO_2 -Partialdruck erreicht seine Extremwerte, wenn die CO_2 -Nettoflüsse der einzelnen Boxen zwischen Ozean und Atmosphäre im Gleichgewicht stehen (Abb. 32 b). Die maximale atmosphärische Anomalie liegt dabei in dem Mo-

nat, in dem die positive Anomalie des CO_2 -Flusses aus der tropischen Box durch die negative Anomalie in die Box der gemäßigten Breiten ausgeglichen wird. Die Minima sind durch entsprechend umgekehrt ausgerichtete Anomalien bestimmt. Die negative Anomalie des atmosphärischen CO_2 -Partialdruckes im Herbst 1983 hat dabei eine Phasenverschiebung von ca. 1 Jahr gegenüber dem Extremwert der Vertikalgeschwindigkeit im November 1982. Das *La Niña-Ereignis* 1983/84 folgt dem ENSO 1982/83, gekennzeichnet durch anomal starke vertikale Auftriebsgeschwindigkeiten und eine anomal kalte SST in den Tropen. In der atmosphärischen CO_2 -Konzentration ist ein deutlicher Anstieg zu verzeichnen, der aufgrund starker Auftriebsflüsse bis Ende 1986 anhält. Kohlenstoffreiches Tiefenwasser gelangt in diesem Zeitraum an die Oberfläche und erhöht so den ozeanischen Partialdruck in der tropischen Box. Damit verbunden sind stärkere CO_2 -Flüsse von dem Ozean in die Atmosphäre, die zu einem Anstieg des atmosphärischen CO_2 -Gehalts führen. Im Herbst 1986 ist ein deutlicher Rückgang der Auftriebsflüsse zu beobachten. Mit dem Einsetzen des El Niño 1986/87 nehmen auch die CO_2 -Flüsse in den Tropen von dem Ozean in die Atmosphäre deutlich ab und werden im Sommer 1987 sogar negativ. Die CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre erreicht im Frühjahr 1987 ein Maximum und nimmt dann durch das ENSO-Ereignis wieder ab.

Die interannualen Schwankungen der beobachteten atmosphärischen CO_2 -Konzentration in Abb. 32 b enthalten neben den oben diskutierten Änderungen auch die Fluktuationen, die durch die Landbiosphäre hervorgerufen werden. Die ENSO-Jahre sind im allgemeinen durch geringe Niederschläge und damit verbundene Dürre und Zunahme der Savannen- und Waldbrände gekennzeichnet. Dies bewirkt eine Zunahme der atmosphärischen CO_2 -Konzentration. Die Kohlenstoffzunahme durch die Biosphäre ist so stark, daß sie die Abnahme der Konzentration durch den Ozean überwiegt.

a)



b)

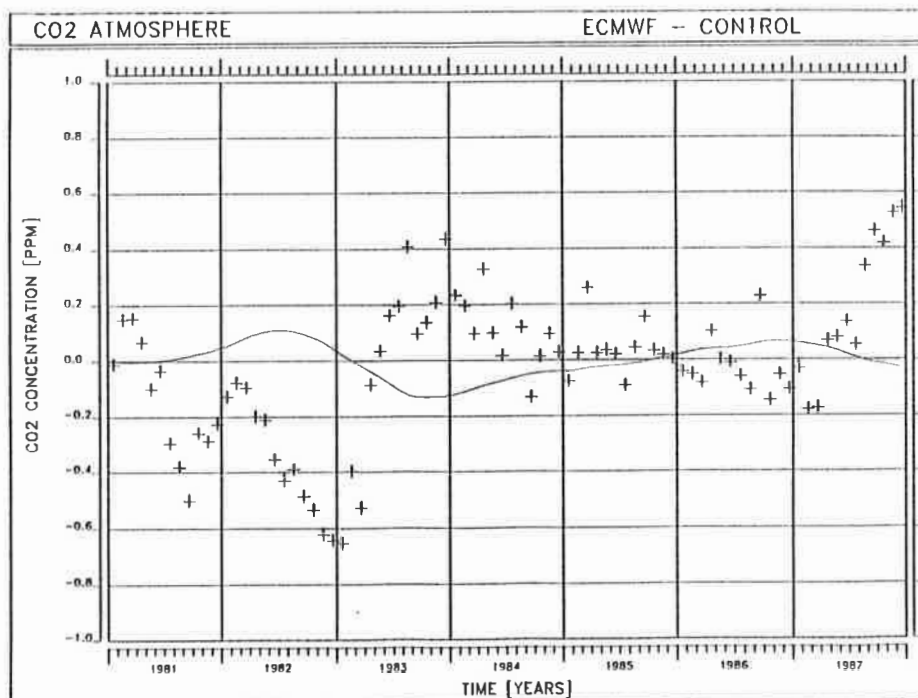
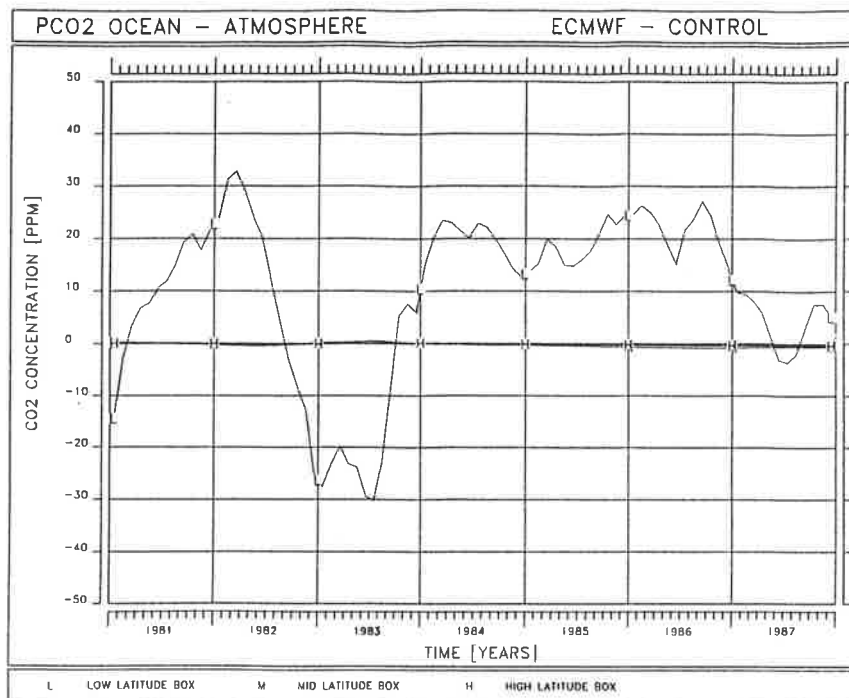


Abbildung 32: ECMWF-Experiment mit aus Winddaten hergeleiteten Auftriebsflüssen. a: Auftriebsfluß zwischen Tiefsee und tropischer Box; b: Anomalie der atmosphärischen CO_2 -Konzentration: Modellergebnisse ohne Landbiosphäre (durchgezogen) und Beobachtungen nach Keeling u.a. (1989) (Kreuze); c: Anomalie der P_{CO_2} -Differenz zwischen Ozean und Atmosphäre; d: Anomalie des CO_2 -Flusses Ozean - Atmosphäre in GtC Jahr^{-1}

c)



d)

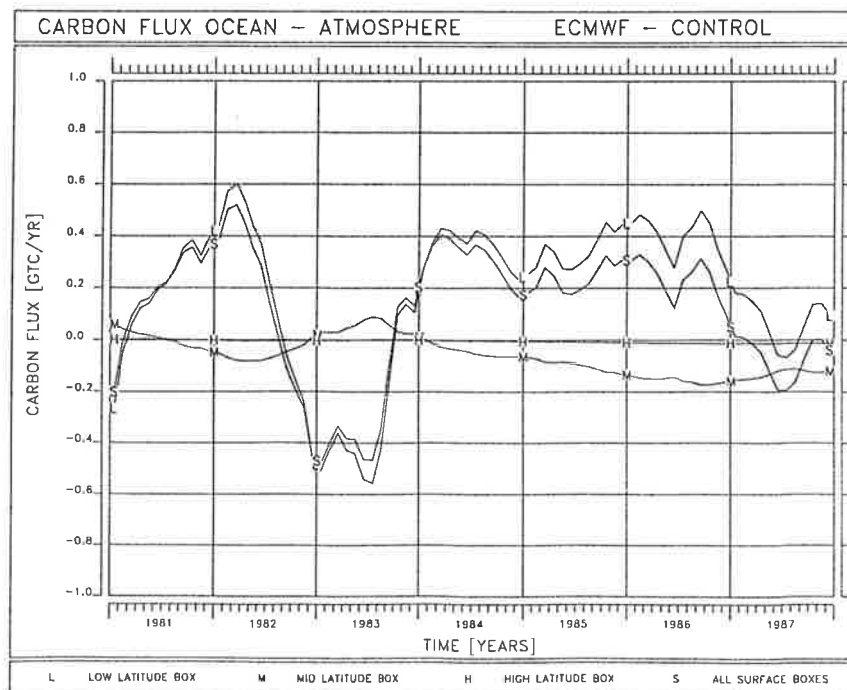


Abbildung 32: (Fortsetzung)

5 Das Scripps-Hamburg-Modell des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufes (SHMOCC)

Zu einer mehr realistischen Analyse der interannualen Variationen des Kohlenstoffkreislaufes im Ozean und der Atmosphäre wird ein numerisches dreidimensionales Kohlenstoffmodell (Maier - Reimer und Hasselmann 1987, Bacastow und Maier - Reimer 1990, Maier - Reimer und Bacastow 1990) mit dem großskalig-geostrophischen Ozeanzirkulationsmodell (Hasselmann 1982, Maier - Reimer und Hasselmann 1987, Maier - Reimer, Mikolajewicz und Hasselmann 1991) gekoppelt. Dieses Kohlenstoffmodell wurde im Scripps Institution of Oceanography in San Diego, USA, und im Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg entwickelt und wird deshalb als „Scripps Hamburg Model of Oceanic Carbon Cycle“ (SHMOCC) bezeichnet. Das Zirkulationsmodell wurde schon in der Arbeit von Segschneider (1991) näher erläutert. Während in den vorherigen Versionen des Kohlenstoffmodells die geochemischen Tracer nur mit einem stationären Strömungsfeld advektiert wurden, ermöglicht die direkte Koppelung mit der Zirkulation auch die Reproduktion von mehrjährigen Klimaschwankungen, wie zum Beispiel die des El Niño-Phänomens. Der Zeitschritt des Modells beträgt ein Monat, so daß auch der saisonale Zyklus aufgelöst werden kann.

5.1 Geometrie des SHMOCC

Die Erdoberfläche wird in ein 3,5 x 3,5 Grad Arakawa E-Typ (Arakawa und Lamb 1977) Gitternetz unterteilt. Damit beträgt die horizontale Auflösung des Modells 72 x 72 Gitterpunkte. Die horizontalen Geschwindigkeiten sind auf den Vektorpunkten (X) und die Größen wie Temperatur, Salzgehalt, Druck und geochemischen Tracerkonzentrationen auf den Skalarpunkten definiert (+) (Abb. 33 a). Das Modell ist in der vertikalen in 11 Schichten unterteilt, wobei die Schichtgrenzen bei 0, 50, 112,5, 200, 350, 575, 850, 1500, 2500, 3500, 4500 und 6000 m Tiefe liegen. Horizontale Geschwindigkeiten und skalare Größen werden in den Schichten bestimmt, während die Berechnung der Vertikalgeschwindigkeiten an den Schichtgrenzen erfolgt (Abb. 33 b). Die Küstenlinie und Wassertiefe ist auf den Vektorpunkten definiert. Die Wassertiefe an der Stelle der Skalarpunkte ermittelt sich durch die maximale Tiefe der vier umliegenden Vektorpunkte, um den Massentransport von einem „feuchten“ zu einem benachbarten „feuchten“ Punkt zu gewährleisten. Je 4 horizontale benachbarte Vek-

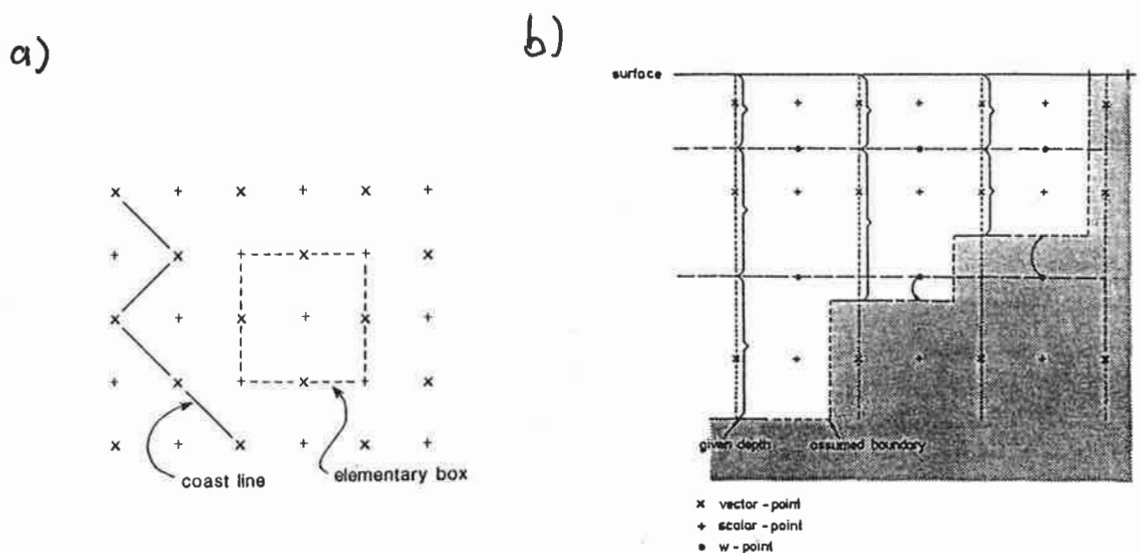


Abbildung 33: Modellgitter. a: horizontale und b: vertikale Ansicht

torpunkte bilden die Grundfläche einer Box; die Höhe ergibt sich durch den Abstand der darunter- zu der darüberliegenden w - Ebene. Die Höhe der untersten Box variiert mit der Topographie. Die oberste Schicht, die Deckschicht, hat eine Tiefe von 50 m zuzüglich einer dynamisch bedingten Auslenkung der Oberfläche ζ .

5.2 Atmosphäre

Die Atmosphäre wird in 72×72 Boxen unterteilt, deren Grundflächen gleich den darunterliegenden ozeanischen Boxen sind. Der Austausch der Kohlenstoffisotope C_i zwischen den atmosphärischen Boxen erfolgt nach zonaler Mittelung diffusiv in meridionaler Richtung:

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} = -k(\varphi) \cdot \frac{\partial^2 C_i}{\partial \varphi^2} \quad (94)$$

wobei der Diffusionskoeffizient k nur von der Breite φ abhängig ist. Die interhemisphärische Durchmischung beträgt mit diesem Diffusionsansatz ca. 1,4 Jahre.

Im präindustriellen Zustand ist die Atmosphäre mit einem Partialdruck von ca. 280 ppm gut durchmischt. Es besteht lediglich ein geringer Gradient zwischen den Gebieten der CO_2 -Quellen, den Auftriebsgebieten, und den der Senken, den Konvektionsgebieten. Das Kohlenstoffisotopenverhältnis $\delta^{13}C$ wird im stationären präindustriellen

Zustand auf $-6,5 \text{ ‰}$ und das $\Delta^{14}\text{C}$ auf 0 ‰ adjustiert. Eine Quelle natürlichen Ursprungs reichert die atmosphärischen Boxen mit Radiokohlenstoff an. Die Menge des ^{14}C , die am oberen Rand der Atmosphäre produziert wird, entspricht dabei der Menge, die dem globalen Kohlenstoffkreislauf durch radioaktiven Zerfall entzogen wird. Die Störung der ^{14}C -Konzentration durch Atombombenversuche seit den fünfziger Jahren wird ebenfalls vorgeschrieben.

5.3 Gasaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre

Die Koppelung der „mixed layer“ mit der Atmosphäre erfolgt nach Gleichung (33). Die Berechnung des ozeanischen CO_2 -Partialdruckes P_s wird in den Kapiteln 3 und 5.4 näher erläutert. Die aus den ECMWF-Datensätzen gewonnenen räumlich und zeitlich variierenden Gasaustauschkoeffizienten (Heimann und Monfray 1989) sind abhängig von Temperatur und Windgeschwindigkeit. Die LM-parametrisierten Koeffizienten liegen für klimatologische Monatsmittelwerte vor. Diese Werte werden auf $0,06 \text{ mol m}^{-2} \text{ ppm}^{-1} \text{ Jahr}^{-1}$ normiert, da sie niedriger sind als die durch die ^{14}C Methode bestimmten Werte von Broecker u.a.(1986). Diese Normierung entspricht einem CO_2 -Fluß von $16,8 \text{ mol m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$ bei einem Partialdruck von 280 ppm.

Der CO_2 -Fluß der ^{13}C - und ^{14}C -Isotope zwischen Ozean und Atmosphäre wird analog dem von ^{12}C berechnet. Dem $^{13}\text{CO}_2$ -Fluß wird ein temperaturabhängiger Fraktionierungsfaktor $^{13}\alpha$ hinzugefügt, da die Aufenthaltswahrscheinlichkeit von ^{13}C aufgrund des höheren Gewichts gegenüber ^{12}C im Wasser größer als in der Luft ist:

$$^{13}\alpha = 1,02389 - \frac{9,483}{T} \quad (95)$$

wobei T die Temperatur in Kelvin ist (Mook u.a. 1974). Für den $^{14}\text{CO}_2$ -Fluß wird ebenfalls eine Fraktionierung berücksichtigt. Der ^{14}C -Fraktionierungsfaktor $^{14}\alpha$ berechnet sich als Quadrat von $^{13}\alpha$.

5.4 Ozean

Die Massenerhaltung der chemischen und biologischen Tracer kann formell durch ein System von Differentialgleichungen formuliert werden.

$$\frac{\partial C_i}{\partial t} + v_j \frac{\partial C_i}{\partial x_j} = q_i \quad (96)$$

Der erste Term, die lokale Änderung des i -ten Tracers C_i und der zweite, die advective Änderung durch die dreidimensionalen Geschwindigkeiten v_j , stehen dabei im Gleichgewicht zu den Quellen und Senken q_i . Letztere beschreiben physikalische Prozesse, wie den radioaktiven Zerfall, chemische Reaktionen, wie z.B. eine Gleichgewichtsverschiebung von den Ca^{2+} und CO_3^{2-} Ionen zum Calciumcarbonat und biologische Vorgänge, wie die Produktion und Remineralisation von organischem Material.

Die Tracer des anorganischen Kohlenstoffkreislaufes werden in der „mixed layer“ durch ein Gleichungssystem mit sieben Komponenten, den drei Komponenten des Carbonatsystems $[CO_2]$, $[HCO_3^-]$ und $[CO_3^{2-}]$, den beiden Boratkomponenten und den Konzentrationen der Hydronium- und Hydroxidionen bestimmt (siehe Kapitel 3). Der CO_2 -Oberflächenpartialdruck P_s ergibt sich für jede Oberflächenbox aus der $\sum CO_2$, Alkalinität, Temperatur und Salzgehalt. Der Löslichkeitskoeffizient des Kohlendioxids α wird nach Weiss (1974), die Gleichgewichtskonstanten des Carbonatsystems k_1 und k_2 nach Daten von Hansson und Mehrbach (Edmond und Gieskes 1970) und die Dissoziationskonstante des Wassers k_w nach Dickson und Riley (1979) als Funktion von Temperatur und Salzgehalt berechnet. Die Druckabhängigkeit der Dissoziationskonstanten ergibt sich durch einen temperaturabhängigen Exponentialansatz (Broecker u.a. 1982). Grundlagen für den Mechanismus der ozeanischen Biologie sind den Standardwerken (Riley und Skirrow 1975, Broecker und Peng 1982) entnommen. Die Modellierung der Primärproduktion durch Phytoplankton wird bei grob auflösenden Modellen stark vereinfacht. Die Phytoplanktonblüte wird typischerweise in Zeitskalen von Tagen und Wochen gemessen, so daß bei einem Modellzeitschritt von einem Monat die folgenden Approximationen durchaus gerechtfertigt sind. Ein Großteil der Primärproduktion wird dort „recycled“, wo es produziert wird. Der andere Teil, die *Neuproduktion* (engl.: new production), wird in tiefere Regionen verfrachtet, in denen dann das organische Material remineralisiert und die anorganischen Schalteile aufgelöst werden. Diese Neuproduktion ist für den Kohlenstoffkreislauf wichtig und muß modelliert werden. Das im Vergleich zur Strömung relativ schnell absinkende biologische Material (Honjo u.a. 1982) besteht überwiegend aus großen Partikeln, groben Exkrementen (engl.: fecal pellets) und marinem Schnee (engl.: marine snow)¹. Die feineren Partikel und der gelöste organische Kohlenstoff werden vernachlässigt und nicht mitmodelliert. Die biologische Produktion findet in der 50 m dicken Oberflächenschicht statt. Die Phosphatkonzentration, die in weiten Teilen des Weltozeans mit der Nitratkonzentration korre-

¹mariner Schnee setzt sich überwiegend aus abgestorbenen Pflanzen und Tieren zusammen

liert ist, wird als nährstofflimitierender Faktor berücksichtigt. Der Nitratkreislauf wäre wesentlich komplizierter zu modellieren, insbesondere der Prozeß der *Denitrifizierung*, dem bakteriellen Abbau der Stickstoffverbindungen in Gebieten von Sauerstoffmangel. Die Berechnung der Nitratkonzentration erfolgt über die „Redfield ratio“ (siehe Tabelle 5). Die Konzentrationen von DIC, Alkalinität, Phosphat und Silikat werden durch die Photosynthese und die Bildung von weichem organischem Material und den harten Schalentteilen ($CaCO_3$ und Opal) vermindert. Die Neuproduktion NP bewirkt jeden Monat eine Reduzierung der CO_2 -Konzentration der eisfreien Oberflächenboxen durch die Bildung von weichem Gewebematerial entsprechend der *Michaelis Menton Kinetik* (Dugdale 1967)

$$NP = L(\varphi, t) \alpha(T) \frac{(RC [PO_4^{3-}])^2}{H + RC [PO_4^{3-}]} \quad (97)$$

mit

$$L(\varphi, t) = \frac{1}{2} (1 + \cos(2\varphi)) (1 + (1 - \cos(2\varphi)) \cos(\frac{\pi}{6} t))$$

und

$$\alpha(T) = \frac{T - 271,15}{T - 263,15}$$

Der lichtlimitierende Faktor L hängt von der geographischen Breite φ und von dem Monat t ab. $\alpha(T)$ ist ein temperaturabhängiger Faktor, H die Nährstoffkonzentration, die notwendig ist, um die Hälfte des maximalen Wachstums zu erreichen, und RC die „Redfield ratio“ $C : PO_4$. Das Verhältnis von weichem Gewebematerial zu harten Kalkschalen, das durchschnittlich bei 1:4 liegt (Broecker und Peng 1982), wird als „rain ratio“ definiert. Im Kohlenstoffmodell wird der $CaCO_3$ -Fluß S des Schalenmaterials mit Hilfe der „rain ratio“ r_{rain} und der Produktion von weichem Gewebematerial NP parametrisiert

$$S = r_{rain} NP \quad (98)$$

mit

$$r_{rain} = \frac{1}{2} (1 - r_{Si}) \frac{\exp(\frac{1}{2} (T - 279,15))}{1 + \exp(\frac{1}{2} (T - 279,15))}$$

wobei r_{Si} der Anteil des silikathaltigen Skelettmaterials (Opal) und T die absolute Temperatur in Kelvin ist. Unterhalb von 279,15 K, d.h. 6 °C, fällt die „rain ratio“ gegen Null ab und konvergiert bei warmen Oberflächenwasser bei einem r_{Si} von 0,5

Tabelle 5: *Biologische Parameter für den Grundzustand des Modells*

Stöchiometrisches Mengenverhältnis der bei der Produktion von weichem Gewebematerial berücksichtigten Stoffe („Redfield ratio“) (Takahashi u.a. 1985)

$$C : N : P : -O_2 = 122 : 16 : 1 : 172$$

Konstanten		
H	siehe (97)	$2 \mu \text{ mol l}^{-1}$
$^{13}\alpha_{mb}$	^{13}C Fraktionierungsfaktor Ozean zu <i>POC</i>	0,98
$^{13}\alpha_{mc}$	^{13}C Fraktionierungsfaktor Ozean zu <i>CaCO₃</i>	1,00
$[O_2]_{min}$	minimale O_2 Konzentration zum Abbau von <i>POC</i>	$10 \mu \text{ mol l}^{-1}$

Verteilungskoeffizienten für weiches Gewebematerial DMIN(K), harte *CaCO₃* Schalentteile DISCA(K) und silikathaltige Schalentteile DISSI(K)

K	DMIN(K)	DISCA(K)	DISSI(K)
1	—	—	—
2	0,1071	0,0305	0,0154
3	0,3929	0,0417	0,0214
4	0,2143	0,0670	0,0354
5	0,1118	0,0916	0,0507
6	0,0563	0,0988	0,0583
7	0,0510	0,1860	0,1228
8	0,0267	0,1906	0,1539
9	0,0114	0,1156	0,1199
10	0,0064	0,0701	0,0934
11	0,0222	0,1071	0,3287

gegen 0,25. Die größeren Partikel des bei der Produktion entstehenden Materials, die „fecal pellets“ und die „big shells“, die großen Schalenteile, fallen direkt ins Sediment.

Die chemischen Tracer in der „mixed layer“ ändern sich durch die biologische Produktion wie folgt:

$$\begin{aligned} [\sum CO_2] &= [\sum CO_2] - NP - S \\ [POC] &= [POC] + NP \\ [TALK] &= [TALK] + RNO3 \cdot NP - 2S \\ [PO_4] &= [PO_4] - NP / RC \\ [O_2] &= [O_2] + ROC \cdot NP \end{aligned}$$

wobei RNO3 die „Redfield ratio“ von $N : C$ und ROC die von $O_2 : C$ ist.

Beim Aufbau von weichem Gewebematerial werden die schwereren Isotope ^{13}C und ^{14}C nicht so leicht eingebunden wie das leichtere ^{12}C . Die Änderung des Isotopenverhältnisses $^{13}C/^{12}C$ ist somit ein Indikator für die Änderung der Biologie in dem ozeanischen Kohlenstoffkreislauf. Die Fraktionierung wird für ^{13}C mit einem konstanten Faktor von 0,98 und für ^{14}C durch das Quadrat des ^{13}C -Faktors mit 0,96 berücksichtigt. Bei der Bildung von hartem Schalenmaterial wird keine Fraktionierung der Isotope berücksichtigt (Degens u.a. 1984).

Der abwärtsgerichtete organische Partikelfluß ist unterhalb von 100 m umgekehrt proportional zur Tiefe z (Suess 1980). Ein Teil dieses abwärtsgerichteten Flusses, DMIN(K), wird in der K-ten Schicht remineralisiert (siehe Tabelle 5). Die monatliche Remineralisationsrate B beschränkt sich auf Sauerstoffkonzentrationen oberhalb eines vorgeschriebenen Levels. Sinkt die O_2 -Konzentration unter dem Minimalwert, wird jeglicher Abbau von organischem Material eingestellt

$$B = r_{remin} \cdot \min \left(\frac{[O_2] - [O_2]_{min}}{ROC}, [POC] \right)$$

mit der Remineralisationskonstante $r_{remin} = 0,05$ in der obersten Schicht und $r_{remin} = 0,02$ in den anderen Schichten. Die Konzentrationen von $\sum CO_2$ und PO_4 erhöhen sich durch die Remineralisation, während die von O_2 , POC und Alkalinität abnehmen.

$$\begin{aligned} [\sum CO_2] &= [\sum CO_2] + B \\ [POC] &= [POC] - B \\ [TALK] &= [TALK] - RNO3 \cdot B \\ [PO_4] &= [PO_4] + B / RC \\ [O_2] &= [O_2] - ROC \cdot B \end{aligned}$$

Die Auflösung der harten $CaCO_3$ - und Opalpartikel in der Tiefsee erfolgt nach einem exponentiellen Profil. Hierbei ist DISCA(K) der Teil der $CaCO_3$ -Schalen und DISSI(K) der Teil der Silikatpartikel, die in der K-ten Schicht aufgelöst werden (Tabelle 5). Die Eindringtiefe der Kalkschalen beträgt bei einer Sinkgeschwindigkeit von 67 m d^{-1} ca. 2000 m und die des Opals ca. 4000 m. Die Auflösung des $CaCO_3$ wird durch die Sättigungskonzentration der Carbonationen bestimmt, da die Ca^{2+} -Ionenkonzentration konstant gesetzt werden kann. Bei der Auflösung des Calciumcarbonates steigt die Konzentration der $\sum CO_2$ entsprechend den freiwerdenden Carbonationen, während die der Alkalinität doppelt so stark zunimmt (siehe Kapitel 3.2).

Der Ozeanboden des Modells enthält eine Sedimentschicht, die POC, $CaCO_3$ und Opal aus der darüberliegenden Ozeanschicht aufnimmt. Ein Teil des sedimentierten Materials wird mit Hilfe von benthischen Organismen wieder aufgelöst. Diesen Vorgang, den man als *Bioturbation* bezeichnet, wird durch eine vorgegebene Zeitkonstante simuliert. Die Dicke der Sedimentschicht erreicht erst in sehr großen Zeitskalen (ca. 10000 Jahre) die Stationarität und steht in unmittelbarer Abhängigkeit zur Primärproduktion und der Auflösungszeit.

5.5 Adjustierung von Parametern und präindustrieller Zustand

Zur Angleichung des Kohlenstoffmodells an die beobachteten Messungen ist eine Anpassung der Parameter erforderlich. Die Möglichkeit der Optimierung von Modellparametern ist zum einen durch die Approximationen natürlicher Prozesse im Meer und zum anderen, infolge limitierter Rechenzeit, durch eine großskalige räumliche und zeitliche Auflösung beschränkt. Da in dieser Studie lediglich die Sensitivität des Kohlenstoffmodells auf interannuale Änderungen in der Zirkulation untersucht werden sollen, kann auf eine exakte und aufwendige Anpassung der Parameter an die Beobachtungen verzichtet werden.

Das Modell wird für diese Experimente auf einen präindustriellen, atmosphärischen CO_2 -Partialdruck von ca. 280 ppm eingestellt. Nach einem „First Guess“ von $\sum CO_2$ und Alkalinität werden die beiden Tracer so geändert, daß ein nahezu stationärer präindustrieller Zustand nach 1600 Modelljahren erreicht wird.

Das Zirkulationsmodell weist in einem Zeitintervall von 1000 Jahren einen leicht positiven Trend in 4000 m Tiefe mit einer Temperaturänderung von ca. $1/100 \text{ }^\circ\text{C}$

und einer Salzgehaltsänderung von ca. 3/1000 auf. Die Tracer verteilen sich an der Oberfläche im generellen wie die Temperatur und der Auftrieb, der durch die vertikale Rotationskomponente des Windstress bestimmt wird.

Das über den äquatorialen Pazifik und Atlantik reichende Band erhöhten ozeanischen CO_2 -Partialdruckes wird vom Modell reproduziert. In den hohen Breiten wird der ozeanische CO_2 -Partialdruck durch winterliche Konvektionsereignisse beeinflusst, da durch die Durchmischung kohlenstoffhaltige Wassermassen aus den tieferen Schichten an die Oberfläche gelangen (Anhang B). Die starken Schwankungen in diesen Gebieten gegenüber den Beobachtungen lassen sich auch durch die Biologie erklären. Die Primärproduktion (Anhang A) wird hier nicht durch den nährstofflimitierenden Faktor bestimmt, sondern durch andere Prozesse, wie die Lichtintensität, Turbulenz und Temperatur (Radach und Maier-Reimer 1975).

Im Bereich des Nordatlantiks, des Kuroshios und des Ochotskischen Meeres schwankt im Modell der ozeanisch-atmosphärische Partialdruckunterschied zwischen Januar und Juli um rund 60 ppm. Die saisonale Amplitude erreicht im Wedellmeer Extremwerte bis 50 ppm und im indischen Südpolarbecken sogar Werte bis 70 ppm.

Auch die biologische Primärproduktion ist durch starke jahreszeitliche Schwankungen in den hohen Breiten gekennzeichnet. Jene betragen bis zu $20 \text{ g m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$, wobei die stärksten jahreszeitlichen Anomalien im Ochotskischen Meer, im Nordpolarmeer bei der Beringstraße, im Nordatlantik sowie im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstromes auftreten. In den Frühjahrsmonaten setzt durch zunehmende solare Einstrahlung, steigende Temperatur und Nährstoffreichtum die Planktonblüte ein (Anhang A). Die Nährstoffe werden durch die anwachsende Primärproduktion verbraucht, so daß die Phosphatkonzentration und damit auch die Produktivität zum Herbst hin abnehmen. Die Neuproduktion liegt global mit ca. 9 GtC Jahr^{-1} rund doppelt so hoch wie die von Eppley und Peterson (1979) ermittelte Rate von ca. $3,4 - 4,7 \text{ GtC Jahr}^{-1}$.

Die Verteilung des $\delta^{13}\text{C}$ ergibt sich aus der Abhängigkeit der Fraktionierung von Temperatur und Produktivität. Global sind die Gradienten wie die der Temperatur strukturiert. In Gebieten höherer Produktivität werden die Konzentrationen durch die biologische Fraktionierung abgeschwächt.

Das 11-Schichten Modell baut durch relativ starke numerische Diffusivität die vertikalen Gradienten etwas ab, so daß die Tracerkonzentration im Vergleich zu den gemessenen Daten mehr homogenisiert sind (Mikolajewicz pers. Kommunikation). Die generellen Strukturen der GEOSECS-Schnitte werden reproduziert, jedoch sind die

Werte von DIC, Alkalinität und Phosphat niedriger als die Beobachtungen (siehe auch Anhang A und B). Der Pazifik zeigt in 1000m Tiefe einen Kern mit anomal starken Gradienten in den biologischen Tracerkonzentrationen, der durch zu starke Produktionsraten und das lokale Zirkulationsmuster erklärt werden kann.

5.6 Industrielle Störung

Die anthropogene CO_2 -Störung wird durch den Eintrag von Kohlenstoff fossilen und biosphärischen Ursprungs in die Modellatmosphäre simuliert. Der fossile Kohlenstoff ist pflanzlichen Ursprungs, mit einem $\delta^{13}C$ von -26‰ , und wegen der langen Abgeschlossenheit in den Lagerstätten frei von Radiokohlenstoff. Die Isotopenverhältnisse müssen deshalb in der Atmosphäre mit zunehmendem Eintrag abnehmen. Der Kohlenstoff aus den fossilen und landbiosphärischen Reservoiren wird vornehmlich in die Nordhemisphäre emittiert. Es entsteht ein interhemisphärischer Gradient der atmosphärischen CO_2 -Konzentration, der im Modell etwas zu stark reproduziert wird.

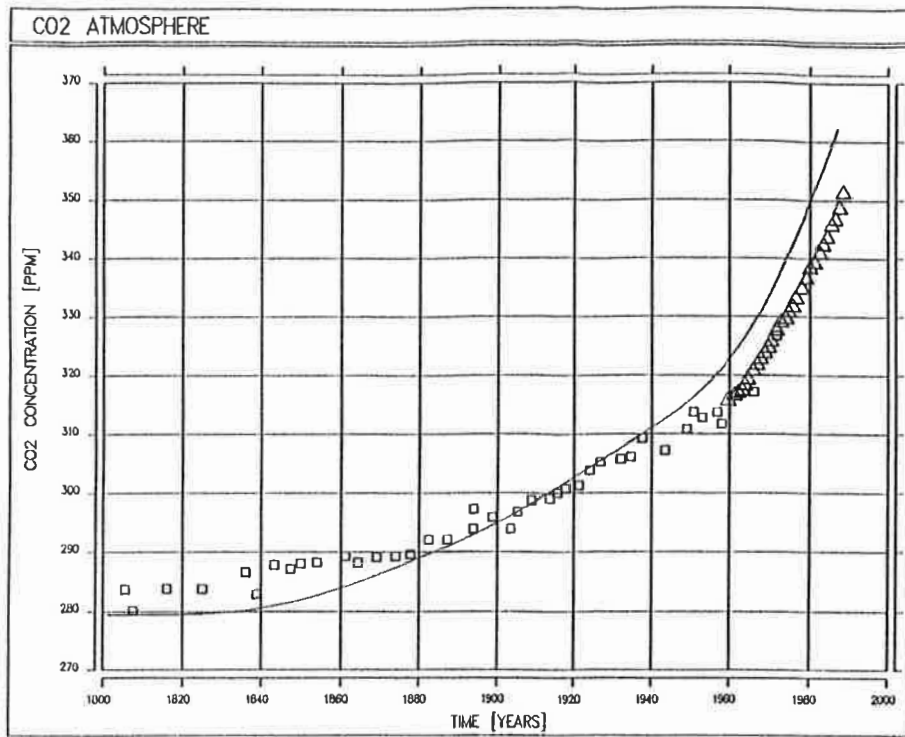
Die CO_2 -Emission durch fossile Brennstoffe und Zementproduktion wurden von Beginn des 19. Jahrhunderts bis 1950 durch exponentielle Extrapolation bestimmt (Rotty und Marland 1986). Die Produktionsraten von 1950 bis 1987 vom „Carbon Dioxide Information Analysis Center (CDIAC)“ basieren auf den Datensätzen des „United Nations Statistics Office“ und dem „U.S. Bureau of Mines“ (Marland 1989) (Abb. 27).

Der biosphärische CO_2 -Eintrag durch Abholzung der Waldgebiete und Änderungen in der landwirtschaftlichen Nutzung der Felder wurde mit Hilfe von $\delta^{13}C$ -Daten aus Baumringen abgeschätzt (Peng 1983). Die Produktionsrate steigt auf 2 GtC Jahr^{-1} bis zum Jahr 1900 deutlich an. Danach flacht die Kurve ab, vermutlich durch den Ersatz des Holzes als Brennmaterial durch Steinkohle und Öl. Die ^{13}C -Fraktionierung dieser Quelle beträgt -26‰ . Für Brennholz wird eine ^{14}C -Fraktionierung von -52‰ und für Steinkohle und Öl eine von -1000‰ angesetzt (Maier-Reimer und Bacastow 1990).

In Abbildung 34 a wird die CO_2 -Konzentration der Atmosphäre von dem SHMOCC und den Beobachtungen (Neftel u.a. 1985; Friedli u.a. 1986; Keeling u.a. 1989) dargestellt. Analog den Produktionsraten (siehe Abb. 27) steigt der CO_2 -Gehalt in den letzten Dekaden mit einer „airborne fraction“ von etwas über 50 %. Die CO_2 -Konzentration der Atmosphäre ist im Modell bis zur Jahrhundertwende niedriger als bei den Beobachtungen. In den darauffolgenden Jahrzehnten wird vom SHMOCC ver-

gleichsweise mehr Kohlenstoff aufgenommen. Die Unterschiede zwischen Modell und Beobachtungen können durch Quellen und Senken aus der Landbiosphäre und durch Abweichungen in der Ozeanzirkulation des Modells erklärt werden. Die zu niedrigen $\delta^{13}C$ und zu niedrigen $\Delta^{14}C$ -Werte (siehe Glg. 3) in der Atmosphäre des Modells deuten ebenfalls auf zusätzliche Quellen und Senken hin, wie z.B. die $\delta^{13}C$ -Verdünnung durch den Kohlenstofffluß von der Landbiosphäre in die Atmosphäre. Abbildung 34 b zeigt die zeitliche Änderung des $\delta^{13}C$ für das Modell (durchgezogene Linie) und die Beobachtungen von der Siple Station, Antarktis (Quadrate) und durch direkte atmosphärische Messungen (Kreuze) (siehe Siegenthaler und Oeschger 1987). Im Jahre 1980 liegt das Modellergebnis rund 0,5 ‰ unter den Beobachtungen. Die Änderung des $\Delta^{14}C$ -Isotopenverhältnis, der „Suess Effekt“ in der Atmosphäre, beträgt im Jahr 1950 -29 ‰ (Abb. 34 c) und liegt damit 8 ‰ niedriger als die beobachteten Werte (vgl. Broecker und Peng 1982). Der Eintrag von Radiokohlenstoff aus Tests von nuklearen Waffen setzt Mitte der fünfziger Jahre ein und stört die atmosphärischen und ozeanischen Konzentrationen im Oberflächenwasser erheblich. Dieses Signal, das in Konvektionsgebieten bis in tiefere Schichten nachgewiesen werden kann (Druffel und Suess 1983), wird mit den Daten von Nydal u.a. (1984) modelliert. Die biologische Primärproduktion bleibt unverändert, da diese hauptsächlich durch die Nährstoffkonzentration bestimmt wird (Maier-Reimer und Hasselmann 1987).

a)



b)

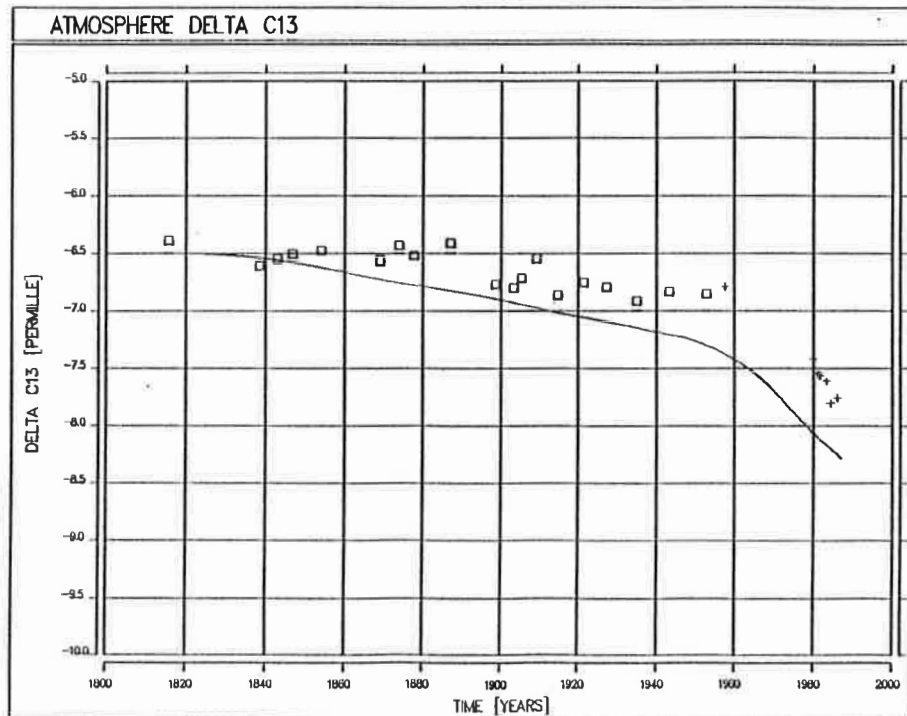
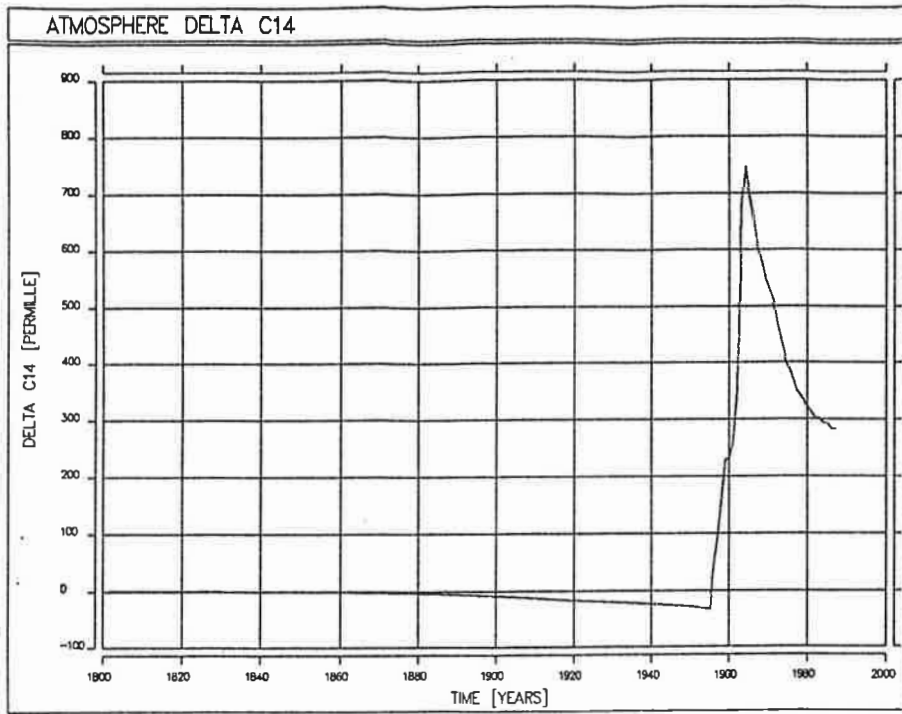


Abbildung 34: Anthropogene Emission mit CDIAC-Daten. a) atmosphärischer CO_2 -Partialdruck in ppm: SHMOCC (durchgezogen), Beobachtungen (Quadrate und Dreiecke) (weitere Erklärung siehe Abb. 3); b) $\delta^{13}C$ Atmosphäre in pro mille: SHMOCC (durchgezogen), Beobachtungen (Quadrate und Kreuze) (siehe Text); c) $\Delta^{14}C$ Atmosphäre in pro mille; d) DIC in GtC.

c)



d)

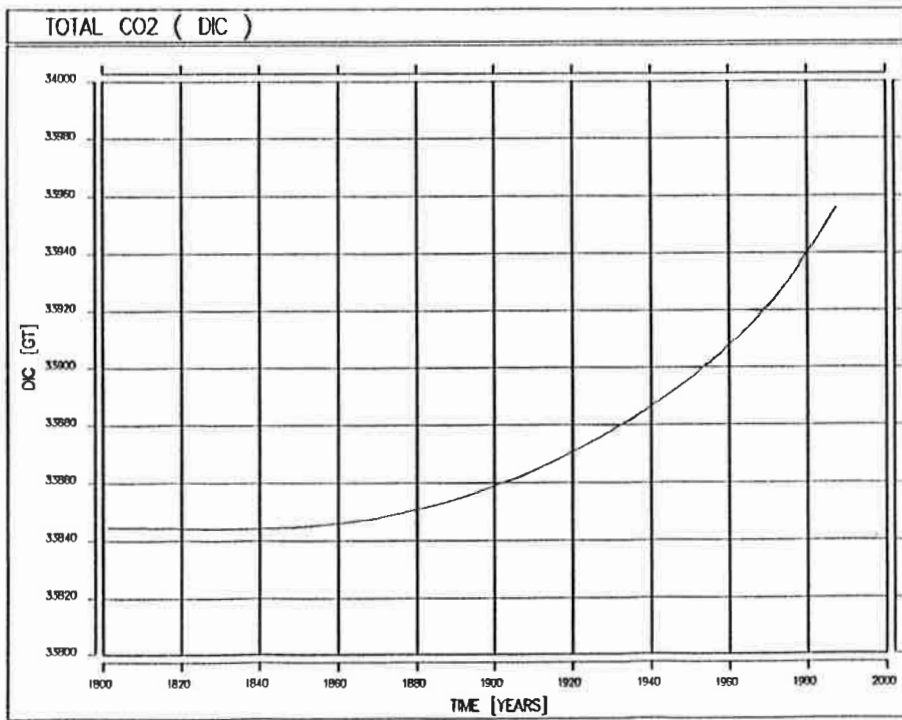


Abbildung 34: (Fortsetzung)

6 Die ECMWF - Experimente

Mit dem gekoppelten SHMOCC werden Modellläufe von 1981 bis 1987 mit den ECMWF-Daten gerechnet. Der Antrieb des Modells erfolgt durch die klimatologische Windschubspannung von Hellerman und Rosenstein (1983), die COADS-Lufttemperaturen (Woodruff 1987) und die auf diese beiden Größen addierten jeweiligen ECMWF-Anomalien. Diese Anomalien werden nach Interpolation auf das Modellgitter durch den Abzug des saisonalen Zyklus und der Klimatologie aus den Datensätzen des ECMWF gewonnen (näheres siehe Teil I)(Segsneider 1991). Die Lufttemperaturen werden mit einer Zeitkonstanten von ungefähr 60 Tagen an die SST angekoppelt. Der Oberflächensalzgehalt berechnet sich als weitere Randbedingung aus klimatologischen Frischwasserflüssen.

Insgesamt wurden drei ECMWF - Experimente durchgeführt:

1. ECMWF-Lauf im industriellen Modellzustand (Experiment A)
2. ECMWF-Lauf im präindustriellen Modellzustand (Experiment B)
3. ECMWF-Lauf im präindustriellen Modellzustand mit reduzierter biologischer Neuproduktion(Experiment C)

Im Experiment A wird der Kohlenstoffkreislauf zwischen 1981 und 1987 unter Verwendung möglichst realistischer Bedingungen modelliert. Hierzu wird neben den ECMWF-Daten für Windstress und Oberflächentemperatur eine anthropogene CO_2 -Störung berücksichtigt. Die Auswirkungen der Änderungen von Strömung, Temperatur, Nährstoffkonzentration und Primärproduktion auf den Kohlenstoffkreislauf werden in diesem Experiment insbesondere während des ENSO 1982/83 näher untersucht. Hierbei werden die CO_2 -Partialdruckdifferenz und die CO_2 -Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre im tropischen Pazifik eingehender diskutiert.

Das Experiment B wird wie Experiment A durchgeführt, jedoch ohne anthropogene CO_2 -Störungsquelle. Im präindustriellen Zustand steht der atmosphärische P_{CO_2} global im Gleichgewicht mit dem des Ozeans. Die anthropogene CO_2 -Emission durch fossile Brennstoffe bewirkt eine Störung des Gleichgewichtes und damit auch eine Änderung der CO_2 -Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre. Dieses Experiment untersucht den Einfluß der anthropogenen CO_2 -Störung auf die interannualen Kohlenstofffluktuationen.

Während der Endphase dieser Arbeit kam die SHMOCC-Gruppe am Max-Planck-Institut in Hamburg zu der Überzeugung, daß in der zur Verfügung gestellten Version des Modells die optimale Produktionsrate zu hoch angesetzt war. Daher wurde zu Vergleichszwecken ein drittes Experiment mit reduzierter Neuproduktionsrate durchgeführt. Eine Integration bis zu einem neuen stationären Zustand hätte den Rahmen dieser Arbeit überzogen. Experiment C wurde deshalb nur bis zu einem quasistationären Zustand gerechnet. Die Ergebnisse verlieren dadurch nicht ihre Gültigkeit, da zur Identifizierung der mehrjährigen Variabilität von den Ergebnissen des ECMWF-Laufes die eines Kontrolllaufes ohne Windstress- und Temperaturanomalien abgezogen werden.

Die ECMWF-Daten weisen in den Tropen zu schwache und in den hohen Breiten zu starke Winde auf (Segschneider 1991). In den Tropen liefern die Daten zufriedenstellende Ergebnisse in Bezug auf die Simulation der interannualen Variabilität des Ozeans (näheres siehe Teil I)(Segschneider 1991). Man muß jedoch dabei berücksichtigen, daß die Abnahme des äquatorialen Auftriebs während des ENSO 1982/83 in der Realität wesentlich stärker war. Deshalb sind die Schwankungen der Tracerkonzentrationen und damit auch die des Kohlenstoffkreislaufes im äquatorialen Gebiet im Modell vergleichsweise kleiner. In den hohen Breiten erzeugt die starke Variabilität der Windfelder unrealistisch starke Konvektionsereignisse, insbesondere im Ochotskischen Meer und im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstroms. Diese Störungen beeinträchtigen die Simulationen der Tracerfluktuationen der höheren Breiten und damit auch die Ergebnisse der global gemittelten Größen.

6.1 Experiment A

Ausgehend vom präindustriellen Zustand wird das SHMOCC von 1800 bis 1987 durch die anthropogene CO_2 -Emission gestört. Zur Vermeidung von sprunghaften Gradienten beim Übergang von der Klimatologie \bar{G} zu den ECMWF-Daten G erfolgt eine lineare Anpassung mit Hilfe der ECMWF-Anomalie g vom Januar 1981 :

$$G = \begin{cases} \bar{G} & t \leq 1974 \\ \bar{G} + \frac{(t-1974)}{7} g & 1974 < t < 1981 \\ \bar{G} + g & t \geq 1981 \end{cases} \quad (99)$$

Zusätzlich wird ein Kontrolllauf ohne die ECMWF-Anomalien durchgeführt. Die Ergebnisse des Kontrolllaufes können in Anhang A nachgeschlagen werden.

Die Abbildung 35 zeigt die Anomalien der ozeanisch-atmosphärischen CO_2 -Partialdruckdifferenz zwischen Experiment A und Kontrolllauf vom Sommer 1982 bis zum Frühjahr 1984. Die Anomalien von DIC, PO_4 , Primärproduktion und $\delta^{13}C$ in der Deckschicht weisen eine ähnliche zeitliche Entwicklung auf und werden deshalb aus Gründen der besseren Übersicht im Anhang A dargestellt.

Die Änderungen der CO_2 -Partialdruckdifferenz zwischen Ozean und Atmosphäre (Abb. 35) werden wesentlich durch die Variationen des Strömungsfeldes charakterisiert. Im Herbst 1982 ist die positive Anomalie der CO_2 -Partialdruckdifferenz über dem zentralen Pazifik vom Sommer 1982 weitgehend abgebaut. Diese Abnahme korreliert stark mit der DIC-Konzentration an der Oberfläche, die Mitte 1982 vor den Küsten Perus im Gebiet des Humboldtstromes deutlich abnimmt. Im Oktober haben die negativen DIC-Anomalien schon den zentralen Pazifik erfaßt (Anhang A, Abb. 51). Im April 1983, während des Höhepunkt des ENSO-Ereignisses, sind die negativen Differenzen zwischen ECMWF- und Kontrolllauf vom ΔP_{CO_2} und von der DIC-Konzentration am ausgeprägtesten. Mit der Abnahme der DIC-Konzentration um bis zu 10 % - über $160 \mu\text{mol l}^{-1}$ - vor den mittelamerikanischen Westküsten senkt sich der ozeanische CO_2 -Partialdruck soweit ab, daß er im Ostpazifik unterhalb des atmosphärischen Wertes liegt. Diese negativen Anomalien können durch den Rückgang der Auftriebsflüsse erklärt werden. Während des El Niño wird die Oberfläche in den äquatorialen Auftriebsgebieten nicht mehr mit kohlenstoffreichen Wassermassen aus den tieferen Schichten versorgt. Die DIC-Konzentration an der Oberfläche nimmt durch das Ausgasen von CO_2 in die Atmosphäre ab und damit sinkt auch der CO_2 -Partialdruckunterschied zwischen Ozean und Atmosphäre. Im Sommer 1983 bilden sich die ersten positiven Anomalien im Westpazifik und vor der südamerikanischen Küste auf ungefähr 30° S, die ersten Anzeichen des La Niña-Ereignisses. Der vertikale Auftrieb verstärkt sich wieder und erhöht mit steigender DIC-Konzentration den ozeanischen CO_2 -Partialdruck. Bereits im Januar 1984 sind die negativen Anomalien im Ostpazifik ganz verschwunden. Die positiven Differenzen haben sich über dem gesamten zentralen Pazifik ausgebreitet und betragen im Maximum einen CO_2 -Partialdruckunterschied von 20 ppm. Die interannualen Schwankungen der CO_2 -Partialdruckdifferenz sind in den niedrigen und gemäßigten Breiten wesentlich durch die Fluktuation im östlichen Pazifik bestimmt. In den hohen Breiten sind bei den Anomalien des ΔP_{CO_2} zwischen Ozean und Atmosphäre starke Variationen zu beobachten, insbesondere im Ochotskischen Meer und im Bereich des Antarktischen Zirkumpolarstromes. Die Schwankungen werden durch die starken

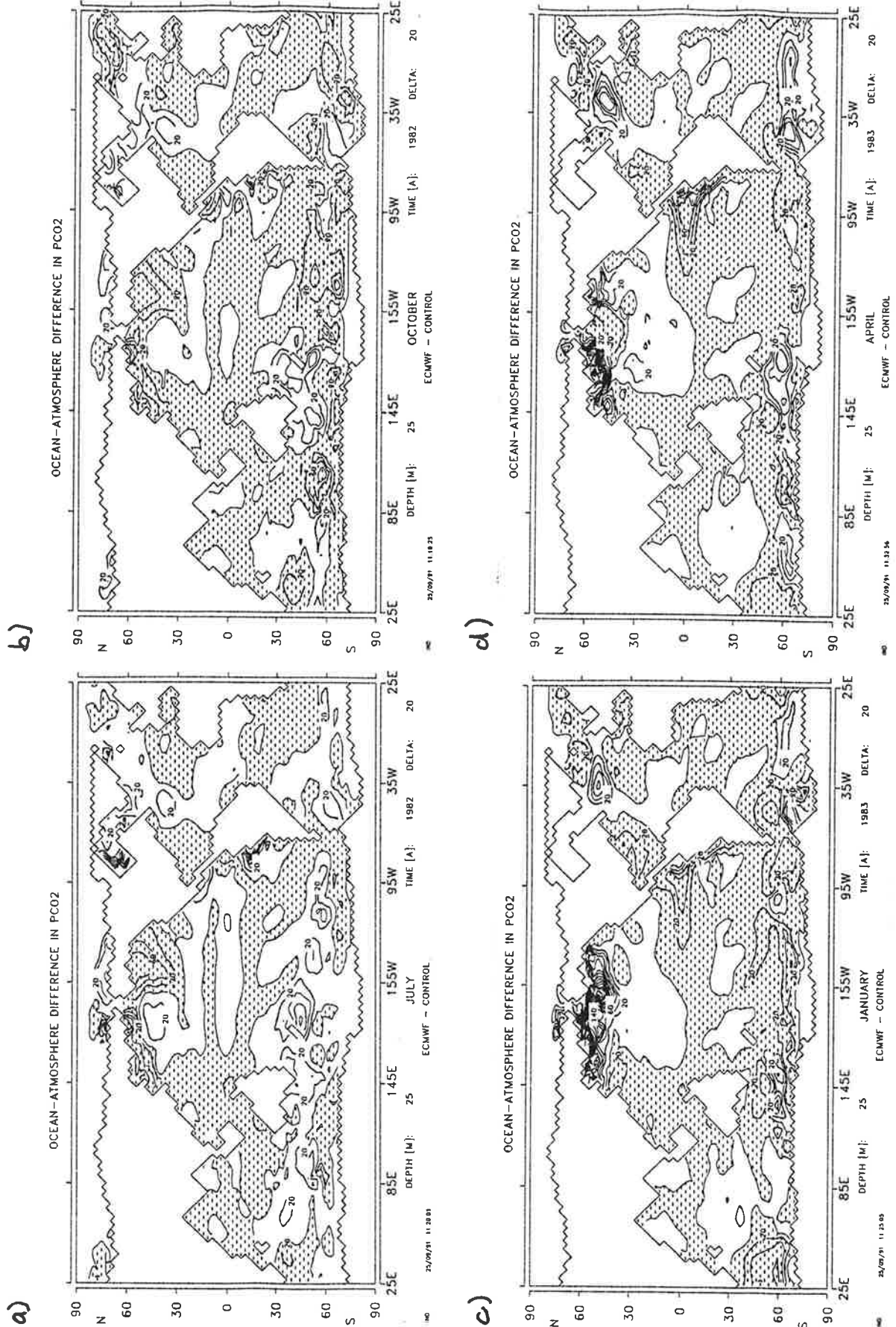


Abbildung 35: Anomalie des ozeanisch-atmosphärischen ΔP_{CO_2} , zwischen Experiment A und Kontrolllauf. a) Juli 1982, b) Oktober 1982, c) Januar 1983, d) April 1983, e) Juli 1983, f) Oktober 1983, g) Januar 1984, h) April 1984. Das Konturintervall beträgt 20 ppm. Schraffierte Flächen bedeuten negative Anomalien.

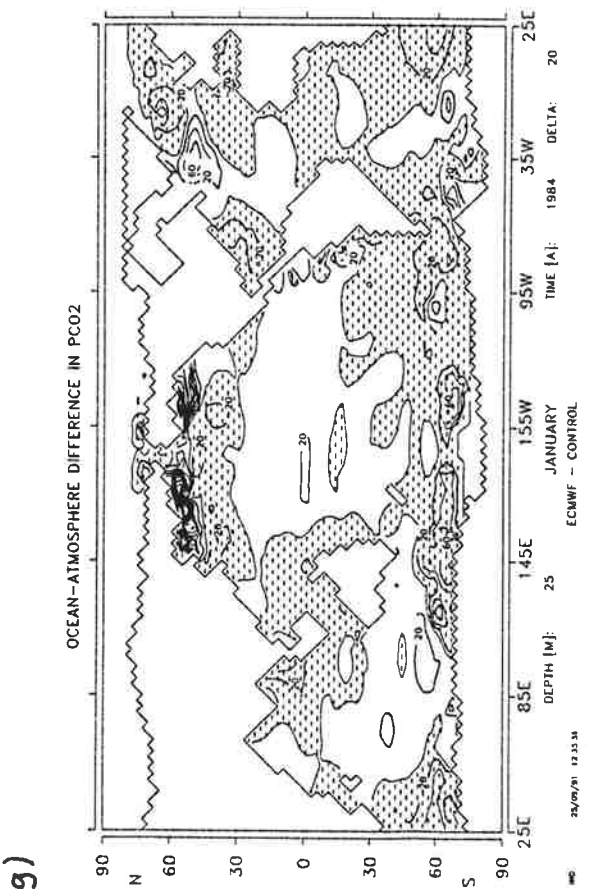
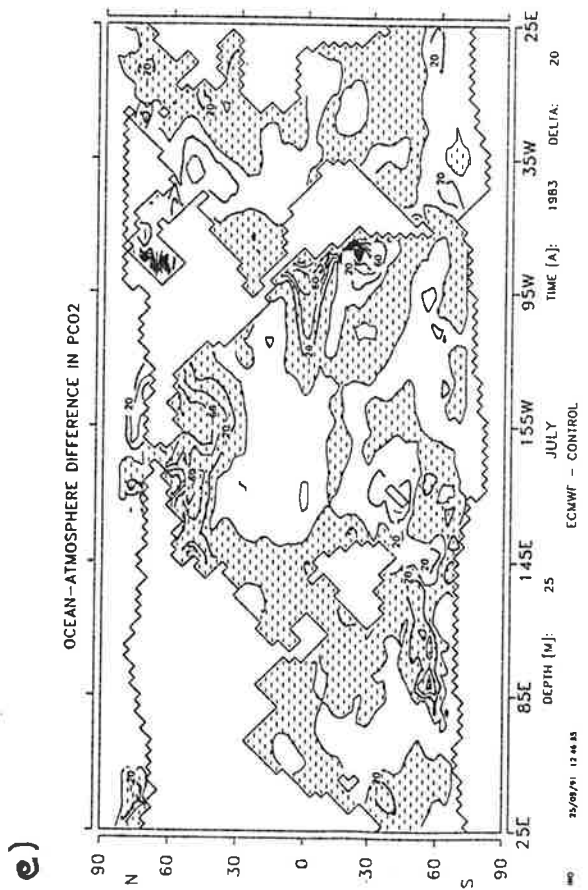
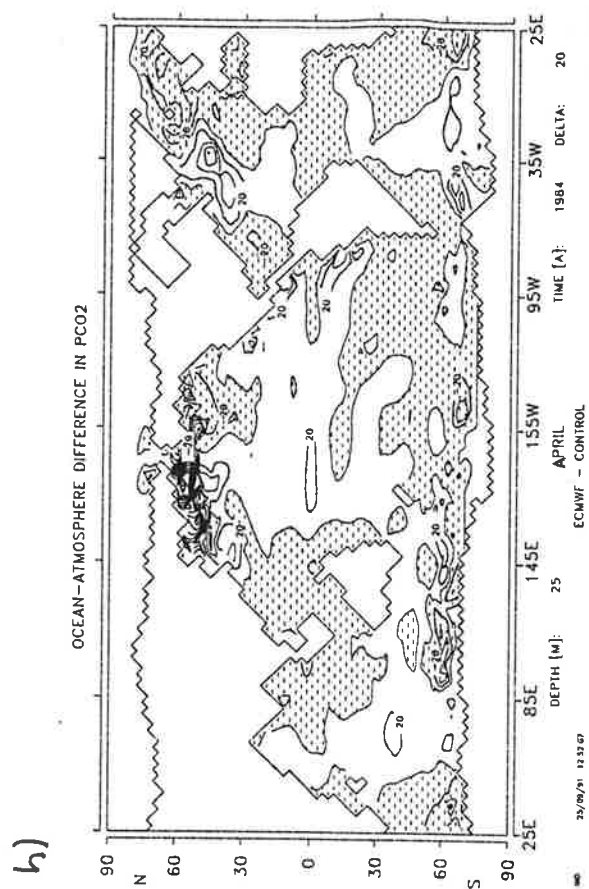
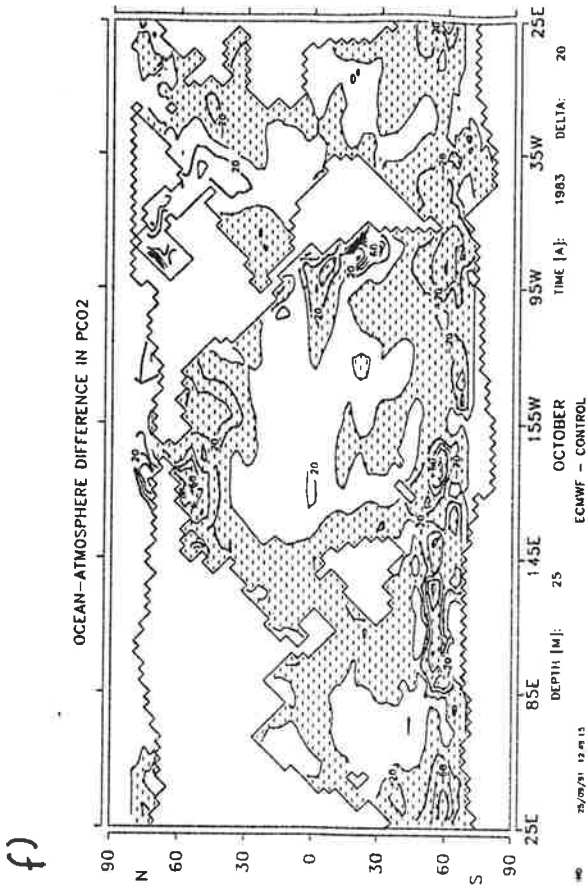


Abbildung 35: (Fortsetzung)

Differenzen der DIC-Konzentration in diesen Regionen verursacht. Diese Gradienten werden durch kohlenstoffreiche Wassermassen erzeugt, die durch unrealistische Konvektionsereignisse (Segschneider 1991) von den tieferen Schichten an die Deckschicht gelangen.

Im Oktober 1982 bilden sich im östlichen Pazifik ebenfalls die ersten negativen Anomalien der Phosphatkonzentration (siehe Anhang A, Abb. 52). Vier Monate später, im April 1983, baut sich ein Minimum mit $0,4 \mu\text{mol l}^{-1}$ vor der Küste Perus auf. Damit ist die PO_4 -Konzentration um die Hälfte gesunken. Durch zurückgegangene Auftriebsflüsse wird die Deckschicht nicht ausreichend mit Nährstoffen versorgt. Die verbleibende Phosphatmenge in der Deckschicht wird durch die Primärproduktion fast vollständig abgebaut und erklärt somit den starken Rückgang dieser Nährstoffkonzentration. In den hohen Breiten werden wie bei den Anomalien der DIC-Konzentration starke Konzentrationsänderungen beobachtet. Die nährstoffreichen Wassermassen werden durch die Konvektionsereignisse aus den tieferen Schichten im Bereich des Ochotskischen Meeres und im Antarktischen Zirkumpolarstrom an die Oberfläche transportiert und führen dort zu Konzentrationserhöhungen.

Die Anomalien der Primärproduktion werden in den tropischen Gebieten wesentlich durch die Änderungen der Nährstoffkonzentration bestimmt (Anhang A, Abb. 53). Im April 1983 sinkt im östlichen Pazifik die Anomalie mit $-20 \text{ g m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$ auf ein Minimum ab. Dies bedeutet, daß die Primärproduktion in dieser Region fast auf die Hälfte reduziert worden ist. Die negativen Anomalien halten bis zum Sommer 1983 an und werden dann langsam durch positive Konzentrationsänderungen im Herbst abgebaut. Schon im April 1984 sind diese mit einem positiven Maximum im zentralen Pazifik sehr ausgeprägt. Die Fluktuationen im äquatorialen Atlantik und Indik liegen weit unter denen des östlichen Pazifiks. In den hohen Breiten sind, wie bei den Nährstoff-Konzentrationen, deutliche Variationen zu beobachten. Die stärkeren Produktionsraten können dabei durch die höheren Nährstoffkonzentrationen in diesen Gebieten erklärt werden.

Die Änderungen des $\delta^{13}C$ zeigen im äquatorialen Bereich gegenüber den oben beschriebenden Tracern ein inverses Verhalten. In den niederen Breiten des östlichen Pazifiks bildet sich im Oktober 1982 eine positive Anomalie des $\delta^{13}C$ aus (Anhang A, Abb. 54), die im April 1983 mit über $0,6 \text{ ‰}$ den höchsten Wert erreicht. Das $^{13}C/^{12}C$ -Isotopenverhältnis wird durch die Änderungen in der Zirkulation, der Primärproduktion und der Temperatur beeinflusst. Eine Reduktion des Auf-

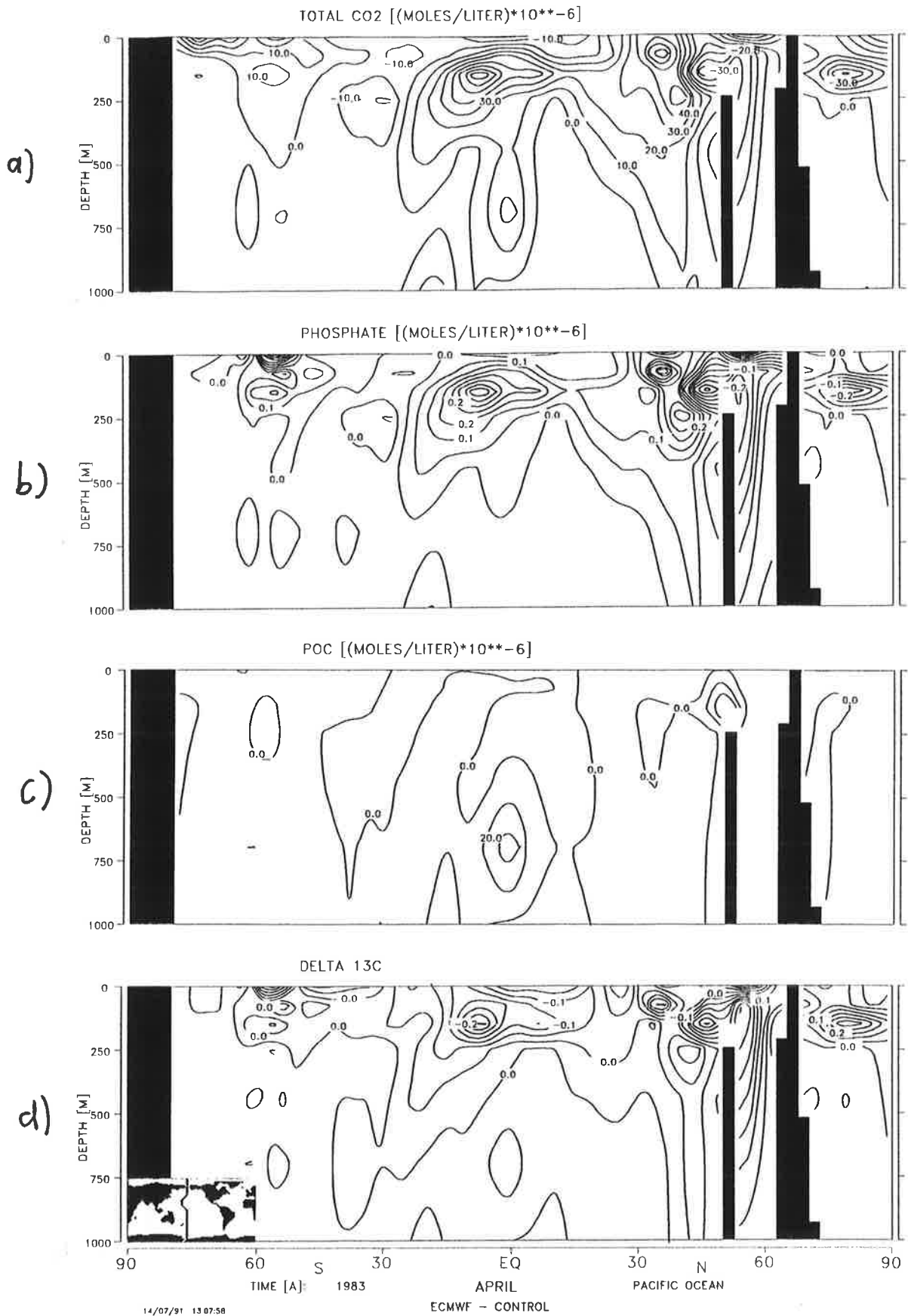


Abbildung 36: Anomalie auf einem Vertikalschnitt im Pazifik zwischen Experiment A und Kontrolllauf im April 1983. a) DIC, b) PO_4 , c) POC, d) $\delta^{13}C$

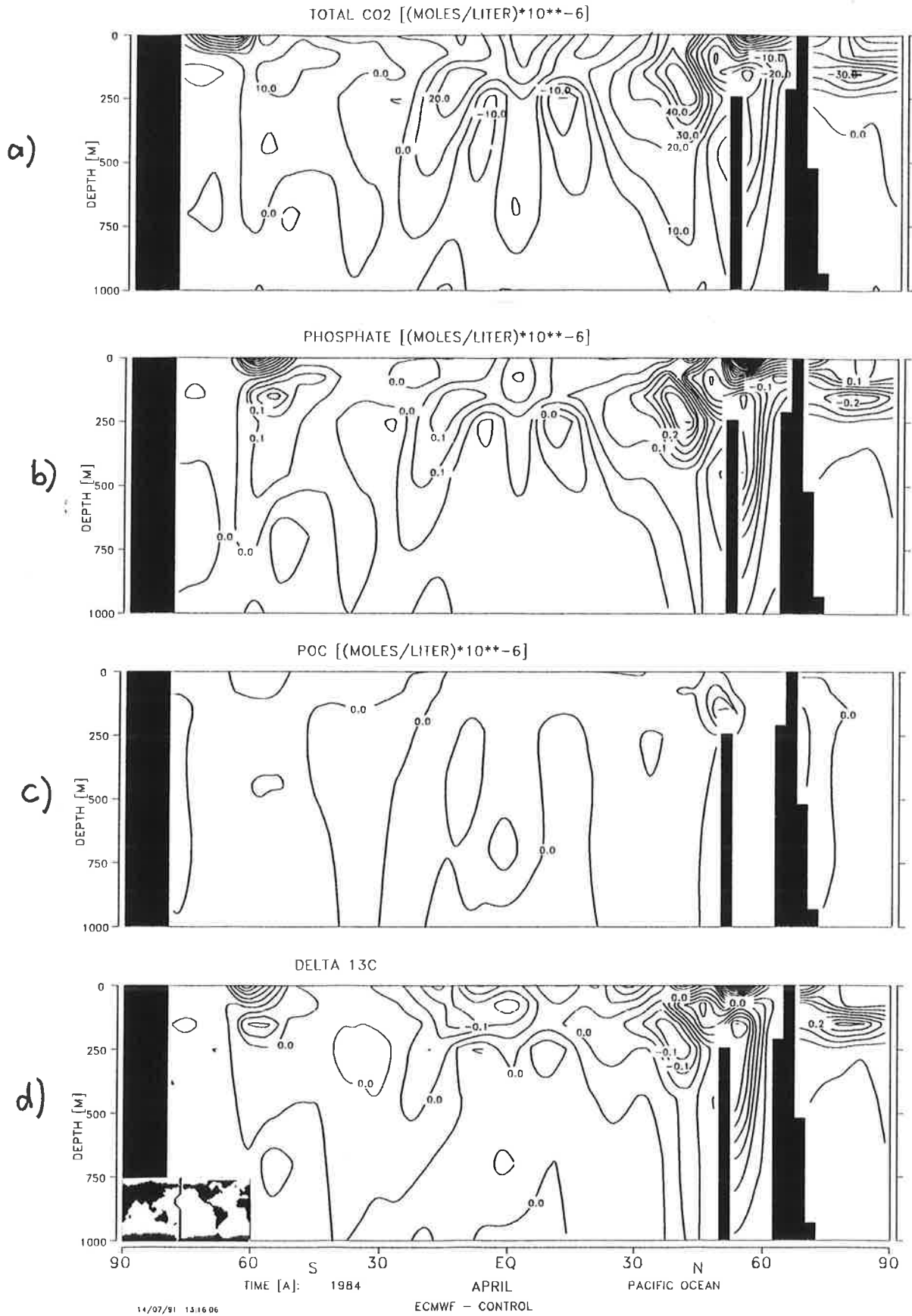


Abbildung 37: Anomalie auf einem Vertikalschnitt im Pazifik zwischen Experiment A und Kontrolllauf im April 1984. a) DIC, b) PO_4 , c) POC, d) $\delta^{13}C$

triebs von $\delta^{13}\text{C}$ -ärmeren Wassermassen aus den unteren Schichten erhöht die Werte an der Oberfläche durch die noch vorhandene Primärproduktion. Die leichteren ^{12}C -Atome werden beim Aufbau des organischen Materials bevorzugt, so daß das Isotopenverhältnis in der Deckschicht steigt. Die Abnahme der Primärproduktion durch den Rückgang der Nährstoffkonzentration und die abnehmende Isotopenfraktionierung bei steigender Temperatur kompensieren während des ENSO nicht diesen Effekt. Im Herbst 1983 geht die positive Anomalie im östlichen Pazifik fast vollständig zurück und ist im Januar 1984 fast vollständig abgebaut.

Die Vertikalschnitte für die geochemischen Tracer (Abb. 36 und 37) repräsentieren einen typischen El Niño- und einen La Niña-Monat. Im April 1983 ist eine positive Anomalie der DIC-Konzentration in 250m rund 10° südlich des Äquators zu beobachten. Die Differenzen der Phosphatkonzentration zwischen dem Experiment A und dem Kontrolllauf sind an dieser Stelle ebenfalls positiv, während die Anomalie des $\delta^{13}\text{C}$ ein Minimum aufweist. Ebenfalls wird in dieser Tiefe eine negative Anomalie der Temperatur beobachtet (Abb. 32; Segsneider 1991). Eine mögliche Erklärung für die Zunahme von DIC und Phosphat wäre die Advektion von POC in dieser Schicht, das dort sofort remineralisiert wird. Das $\delta^{13}\text{C}$ -Isotopenverhältnis sinkt, da die Wassermassen durch die Auflösung des organischen Materials mit leichten ^{12}C angereichert wird. Die positive Anomalie der POC-Konzentration mit $40 \mu\text{mol l}^{-1}$ in 500m Tiefe kann durch eine schwächere Remineralisierungsrate infolge von Sauerstoffmangel erklärt werden. Im Antarktischen Zirkumpolarstrom und im Nordpazifik werden starke Anomalien in den Tracerkonzentrationen beobachtet. Diese können, wie bei den Horizontalschnitten, durch die anomalen Konvektionsereignisse erklärt werden (siehe auch Segsneider 1991).

Im April 1984 ist die Anomalie weitgehend abgeschwächt. Es sind leichte Konzentrationserhöhungen von DIC und Phosphat sowie eine Abnahme des $\delta^{13}\text{C}$ in den oberen 500 m des tropischen Ozeans zu beobachten. Die vertikalen Auftriebsflüsse, die wieder voll eingesetzt sind, sind sogar etwas stärker als im langjährigen Mittel. Die Deckschicht wird wieder mit nährstoffreichen Wassermassen aus den tieferen Schichten versorgt und erhöht damit die Primärproduktion. Diese Zunahme erhöht die Menge des biologischen Materials unterhalb der Oberfläche und damit dort die Zunahme der Remineralisation.

Die Abbildung 38 a - d zeigt Hovmöllerdiagramme für globale zonale Mittelwerte von 30° S bis 30° N . Im April 1983 sinkt die Anomalie der DIC-Konzentration im

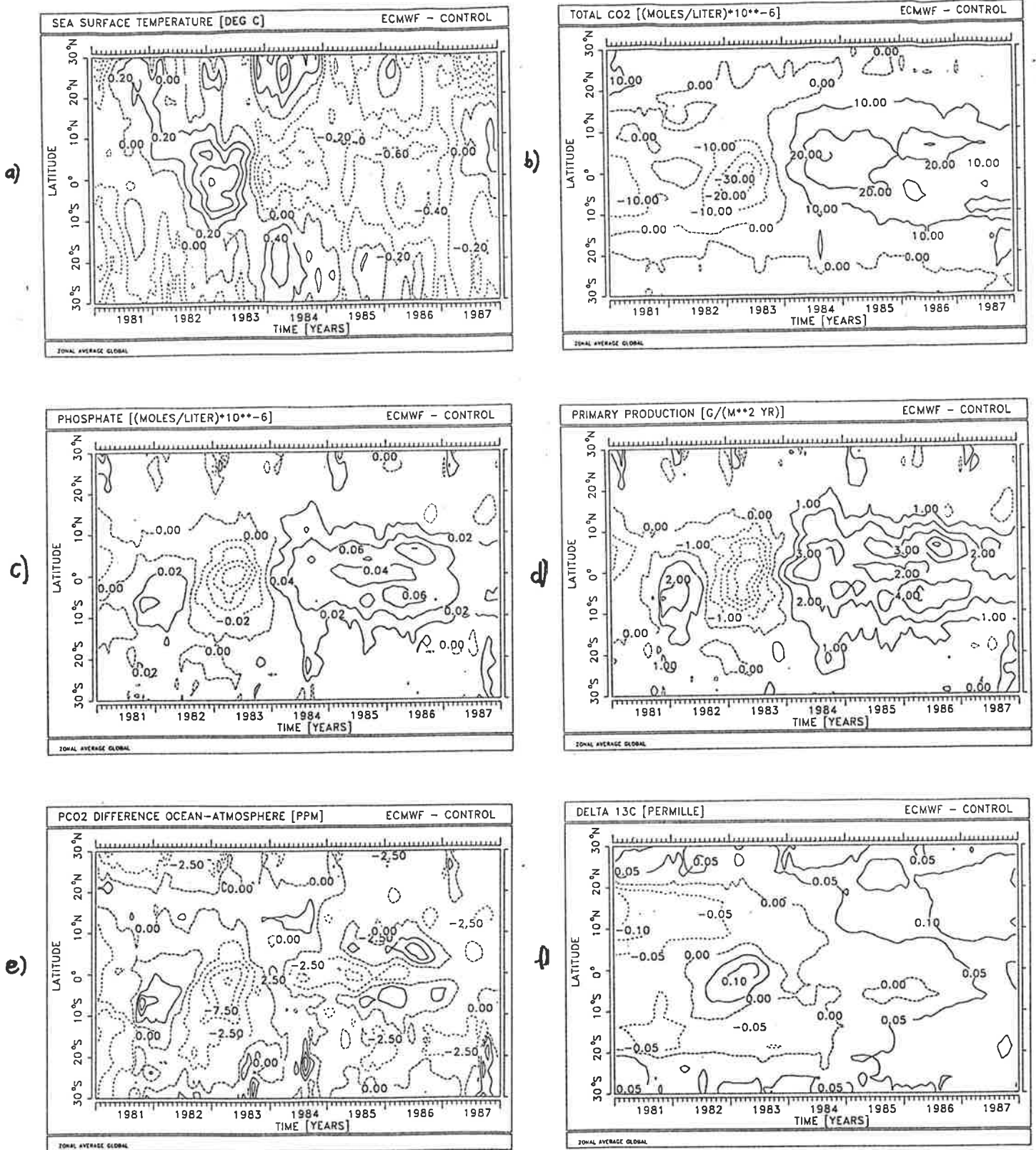


Abbildung 38: Experiment A: Hovmöllerdiagramme der Anomalien von a) SST, b) DIC, c) PO₄, d) Primärproduktion, e) ΔP_{CO₂} zwischen Ozean und Atmosphäre, f) δ¹³C - global gemittelt

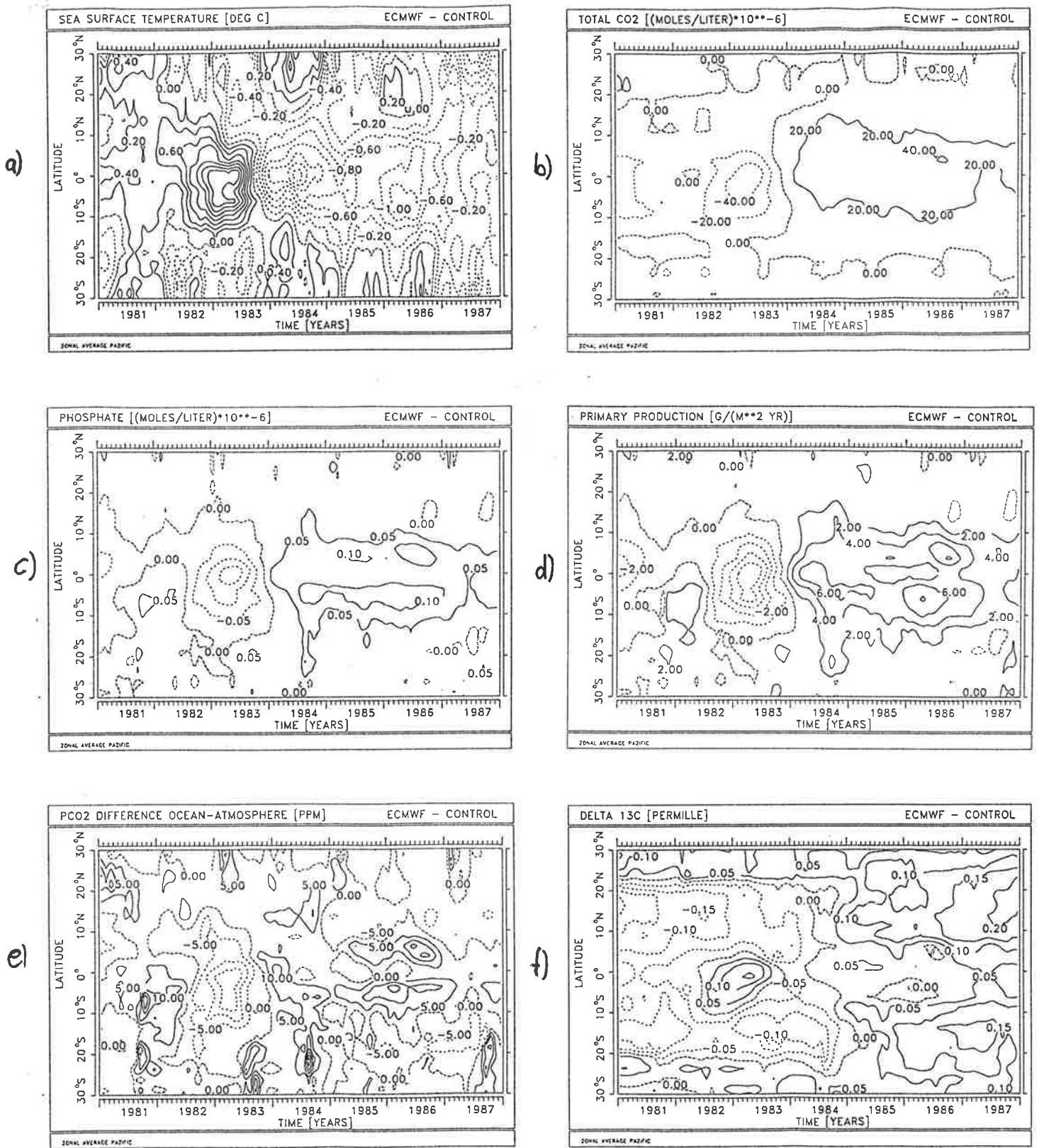


Abbildung 39: Experiment A: Hovmöllerdiagramme der Anomalien von a) SST, b) DIC, c) PO_4 , d) Primärproduktion, e) ΔP_{CO_2} zwischen Ozean und Atmosphäre, f) $\delta^{13}C$ - zonale Mittelwerte des Pazifiks

äquatorialen Gebiet auf ein Minimum von $30 \mu\text{mol l}^{-1}$ ab. Dieser Extremwert ist gegenüber der SST rund zwei Monate und gegenüber dem Auftriebsminimum 6 Monate phasenverzögert. Starke Auftriebsflüsse sorgen nach Abschwächung des Minimums im Frühjahr 1984 für eine positive Anomalie (vgl. auch Teil I; Segschneider 1991), die nach einem Zwischenminimum im Herbst 1985 erst im Frühjahr 1987 ganz abgebaut wird. Mit dem Rückgang der äquatorialen Vertikalgeschwindigkeiten während des ENSO 1982/83 nimmt auch die Zufuhr von Nährstoffen aus tieferen Schichten an die Oberfläche ab. Die Nährstoffkonzentration, die durch die Primärproduktion abgesenkt wird, erreicht phasengleich zur DIC-Konzentration ein ausgeprägtes Minimum zwischen 10° S und 10° N . Trotz steigender Temperatur sinkt auch die Primärproduktion, da die Nährstoffe zum Aufbau des organischen Materials fehlen. Die Anomalie der Phosphatkonzentration wächst 1984 kräftig an und erreicht im Herbst 1984 ein Maximum von über $0,04 \mu\text{mol l}^{-1}$. Mit der Verstärkung des nährstoffreichen Auftriebswassers werden günstige Wachstumsbedingungen geschaffen, so daß auch die Primärproduktion ansteigt.

Die Anomalien der CO_2 -Partialdruckdifferenz zwischen Ozean und Atmosphäre sinken im ENSO 1982/83 im äquatorialen Bereich um 10 ppm ab. Die äquatorialen Auftriebsflüsse nehmen während des ENSO im Modell nicht so stark ab, da die ECMWF-Daten in den Tropen zu schwache Winde liefern (Segschneider 1991). Der Abfall des ozeanischen CO_2 -Partialdruckes des Modells ist schwächer als die beobachtete Abnahme, bei der der ozeanische P_{CO_2} auf den atmosphärischen Wert absank (Keeling und Revelle 1985). Dieses Experiment wurde ferner mit einer starken Neuproduktionsrate NP (Glg. 97) durchgeführt, so daß der CO_2 -Partialdruckunterschied zwischen Atmosphäre und Ozean in den Tropen im Modell niedriger im Vergleich zu den Beobachtungen (Broecker und Takahashi 1984) ist. Die Änderungen des ΔP_{CO_2} durch Schwankungen des äquatorialen Auftriebs sind deshalb entsprechend geringer.

Steigende Temperatur und sinkendes Pflanzenwachstum steigern den ozeanischen P_{CO_2} , während das Aussetzen von kohlenstoffreichem Auftriebswasser jenen erniedrigt. Während des ENSO 1982/83 überwiegt der Effekt der Abnahme des ozeanischen CO_2 -Partialdruckes durch die Zirkulation gegenüber dem der Zunahme durch steigende Temperatur und sinkende Primärproduktion. Mit dem Wiedereinsetzen der Passate löst sich das P_{CO_2} -Minimum im Frühjahr 1984 wieder auf. Auf 5° N und 10° S erhöhen sich Ende 1985 die Anomalien des Partialdrucks durch verstärkte Advektion von Kohlenstoff aus den äquatorialen Auftriebsgebieten und werden durch den ENSO 1986/87

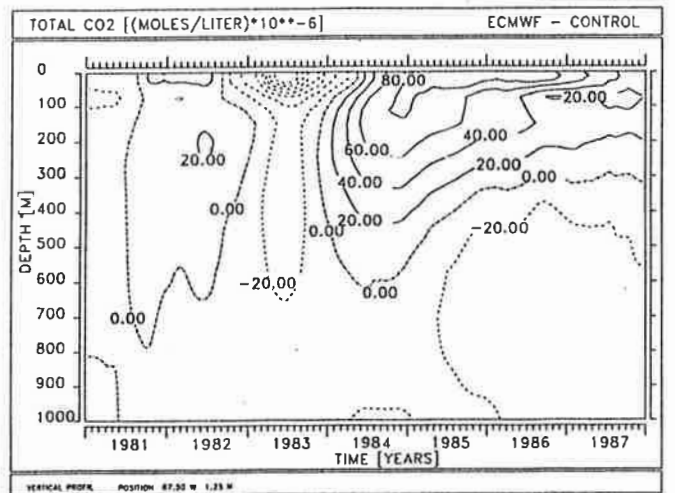
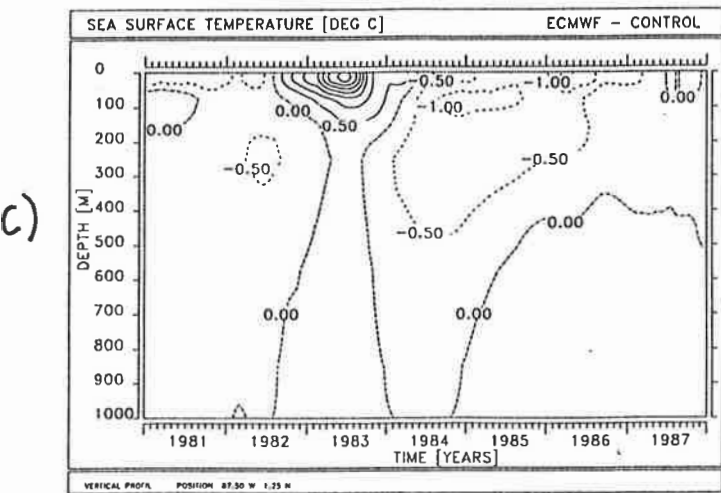
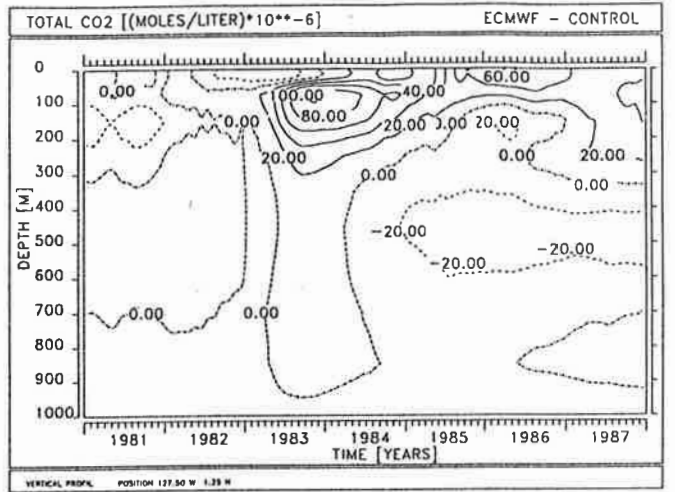
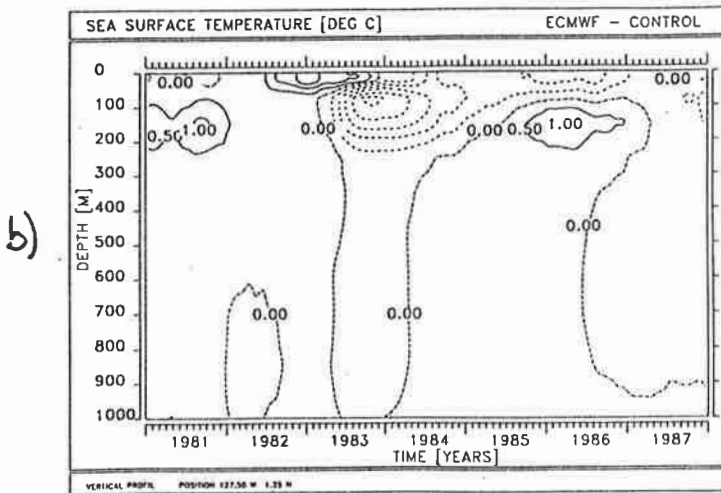
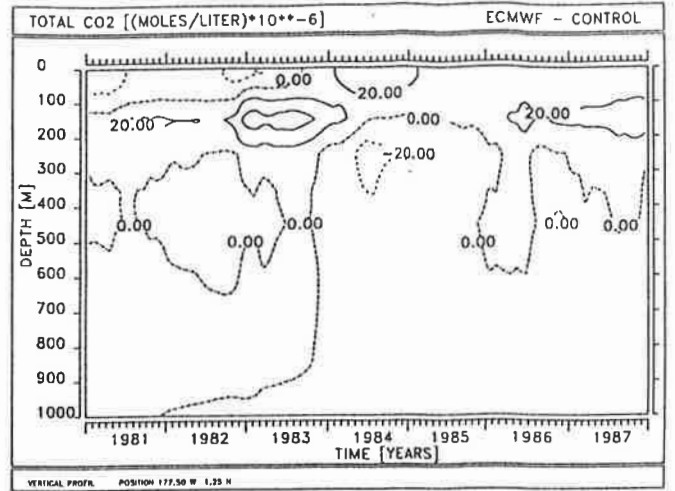
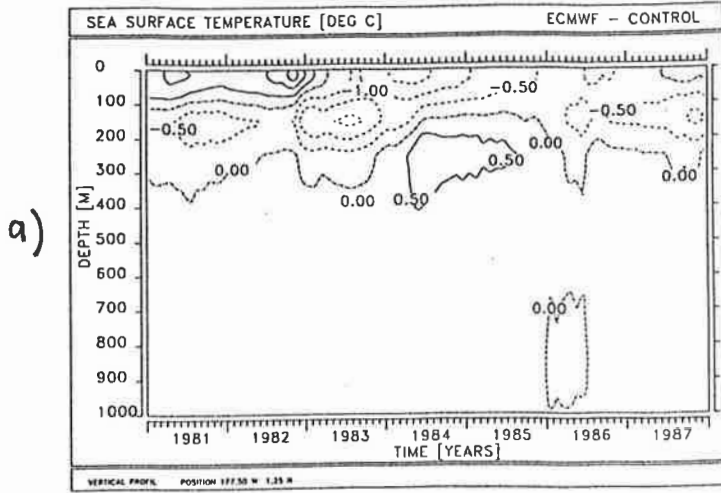


Abbildung 40: Zeitserien der Vertikalprofile von Temperatur- und DIC-Anomalien zwischen Experiment A und Kontrolllauf. a) 1,25°N und 177,5°W b) 1,25°N und 127,5°W c) 1,25°N und 87,5°W

ein Jahr später wieder abgebaut. Im Gegensatz zu den anderen Tracern steigt die Anomalie des $\delta^{13}C$ im äquatorialen Bereich während des ENSO 1982/83 durch die Abnahme der Auftriebsflüsse und wirkt damit dem negativen biosphärischen Signal (siehe Kapitel 2.4) entgegen.

Die Anomalien der pazifischen zonalen Mittelwerte (Abb. 39) zwischen 30° N und 30° S zeigen im Vergleich zu den globalen Werten den dominanten Einfluß des Pazifiks auf Schwankungen im Kohlenstoffkreislaufes. Analogien in den Strukturen dieser beiden Zeitreihen sind insbesondere im äquatorialen Bereich erkennbar. Während des ENSO 1982/83 sind die Amplituden der Anomalien im pazifischen Mittel rund doppelt so hoch. Die zeitliche Phasenverschiebung der Tracerkonzentrationen gegenüber dem Auftrieb und der Temperatur liegt ebenfalls bei 6 bzw. 2 Monaten (vgl. hierzu Abb. 39; Segschneider 1991).

Die Vertikalprofile entlang des Äquators sind als Zeitserien in Abb. 40 dargestellt. Die sich von West nach Ost ausbreitende Kelvinwelle während des ENSO 1982/83 (siehe auch Segschneider 1991) kann durch die zeitliche Verschiebung der Anomalien der chemischen Tracer identifiziert werden. Auf der Position $177,5^\circ$ W im westlichen Pazifik sind in der Deckschicht eine Zunahme der Temperatur und eine Abnahme der DIC-Konzentration im November 1982 zu beobachten. Das Maximum der Temperatur-Anomalie und das Minimum der DIC-Anomalie haben sich im Januar 1983 in der Deckschicht auf $127,5^\circ$ W ausgebreitet und sind im Frühjahr 1983 an der mittelamerikanischen Westküste erkennbar.

In 200 m Tiefe im Bereich des Cromwellstromes nimmt 1983 auf $177,5^\circ$ W die Temperatur ab und die Konzentrationen des DIC zu. Auf $127,5^\circ$ W ist die Störung ca. ein halbes Jahr und auf $87,5^\circ$ W rund ein Jahr später erkennbar. Die Anomalien nehmen nach Osten hin zu, wobei die positive Anomalie von DIC auf $87,5^\circ$ W bis 400m reicht und im Gegensatz zu den westlich gelegenen Positionen durch wieder einsetzende Auftriebsflüsse an der Oberfläche maximal ist.

Die Abbildung 41 zeigt die Anomalien der CO_2 -Flüsse des Pazifiks, des Atlantiks, des Indiks und global zwischen 30° N und 30° S. Der Pazifik bestimmt mit einem deutlichen Minimum im Januar 1983 und einem starken Maximum Mitte 1984 die Anomalien der globalen Flüsse. Auch der Atlantik weist negative Anomalien im ENSO 1982/83 auf, während im Indischen Ozean keine starken Änderungen der CO_2 -Flüsse beobachtet werden. Der ENSO 1986/87 ist lediglich an einer leichten Abnahme der pazifischen Anomalie im Herbst 1986 erkennbar. Insgesamt sind die aus dem Experiment

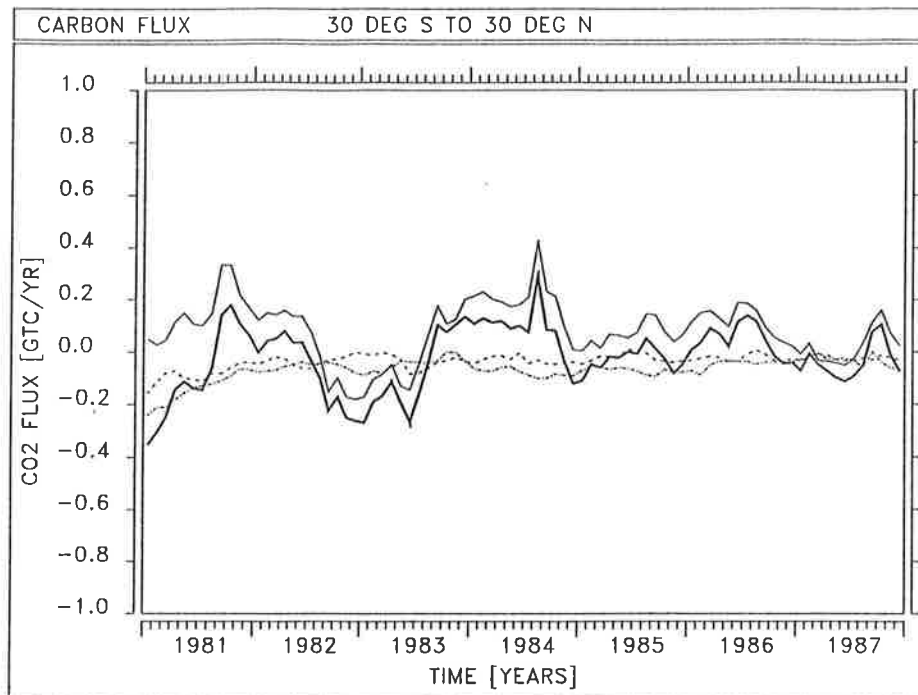


Abbildung 41: *Zeitreihe der Anomalien der CO₂-Flüsse von dem Ozean in die Atmosphäre von 30°S bis 30°N zwischen Experiment A und Kontrolllauf. Dick durchgezogen: Global, dünn durchgezogen: Pazifik, Strichpunkt: Atlantik, gestrichelt: Indik*

A berechneten Schwankungen während des ENSO rund eine Größenordnung niedriger als die aus den Beobachtungen (Keeling u.a. 1989) hergeleiteten Anomalien.

Die Zeitserie der atmosphärischen Größen nach Abzug des linearen Trends werden in Abb. 42 dargestellt. Abbildung 42 a zeigt die Ergebnisse des atmosphärischen CO₂-Partialdruck von Modell (durchgezogene Linie) und Beobachtungen (Kreuze) von Mauna Loa, Hawaii, und dem Südpol nach Keeling u.a. (1989)(siehe Kapitel 4.8). Die atmosphärischen CO₂-Anomalien des Modells variieren im Bereich von $\pm 0,15$ ppm, werden jedoch durch eine saisonale Schwingung infolge der Störungen in den hohen Breiten beeinträchtigt. Dennoch erkennt man ein inverses Verhalten der Anomalien

gegenüber den Beobachtungen. Diese Eigenschaft kann durch das Fehlen der Landbiosphäre erklärt werden (siehe auch Kapitel 4.8). Das Absinken des atmosphärischen CO_2 -Partialdruckes durch die Abnahme der DIC-Konzentration in der Deckschicht ist in den Modelldaten im Jahre 1983 nur schwer erkennbar. Die Anomalien der $\delta^{13}C$ -Werte (Abb. 42 b) zeigen Minima im Sommer 1983 und im Sommer 1987. Obwohl während des ENSO das Isotopenverhältnis im äquatorialen Bereich steigt und somit in Einklang mit den Beobachtungen von Keeling u.a. (1989) ist, beeinträchtigen in diesem Modellauf die starken negativen Anomalien in den hohen Breiten das Ergebnis. Die Primärproduktion (hier nicht gezeigt) sinkt global im April 1983 mit einer Abnahme 0,3 GtC/Monat um 23 %. Im September 1984 erreicht sie mit dem starken äquatorialen Auftrieb von Nährstoffen während des La Niña ein Maximum. Im Herbst 1986 nimmt die Primärproduktion mit dem Einsetzen des El Niño 1986/87 wieder ab.

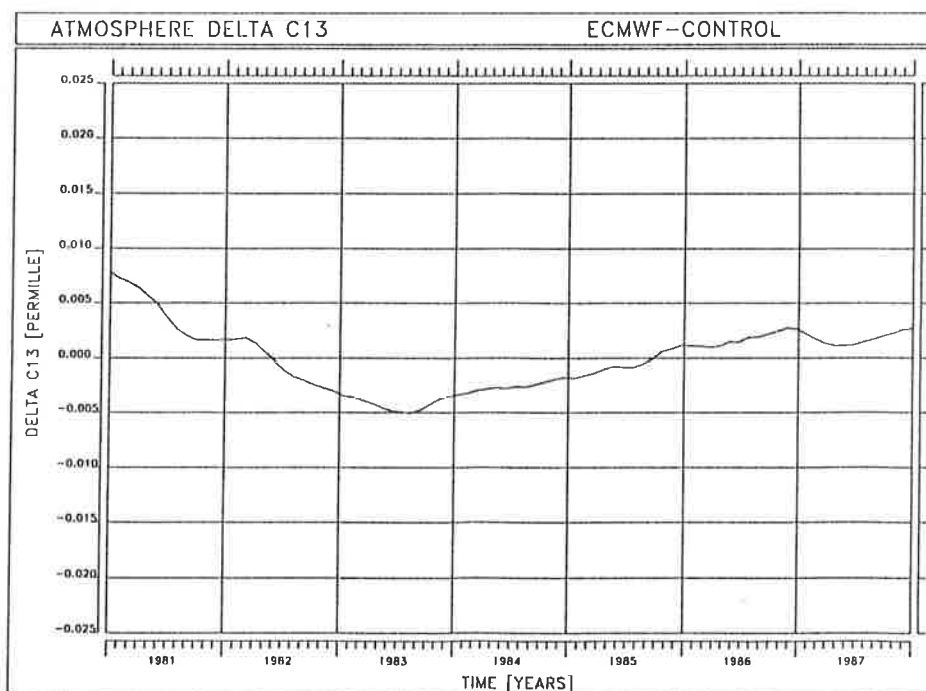
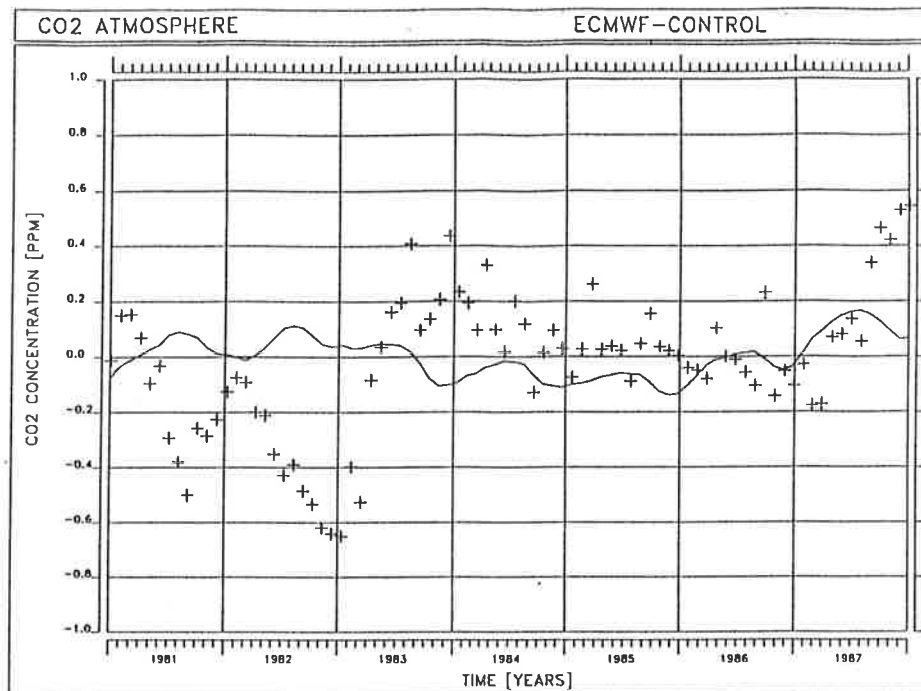


Abbildung 42: *Experiment A: Anomalie der Zeitserien der atmosphärischen Mittelwerte nach Abzug des linearen Trends. a) P_{CO_2} : Modellergebnisse (durchgezogen) und Beobachtungen (Kreuze)(siehe Text), b) $\delta^{13}C$*

6.2 Experiment B

Ausgehend vom präindustriellen Zustand wird das Modell an die ECMWF-Daten linear in einem Zeitraum von 7 Jahren nach Glg. 99 angepaßt. Die Modelljahre 1 bis 7 im präindustriellen Zustand entsprechen denen von 1981 bis 1987 im industriellen Modelllauf. Die Anomalien der Nährstoffkonzentration und der Primärproduktion ändern sich nicht im Vergleich zu dem Versuchslauf, da diese unabhängig von der anthropogenen CO_2 -Störung sind. Die Änderungen der DIC-Konzentration stimmen weitgehend mit denen des ersten Experiments überein. Bei den Anomalien des CO_2 -Partialdruckes zwischen Ozean und Atmosphäre sind hingegen Unterschiede in den hohen Breiten im Vergleich zum ersten Modelllauf (hier nicht gezeigt) zu beobachten. Die positiven

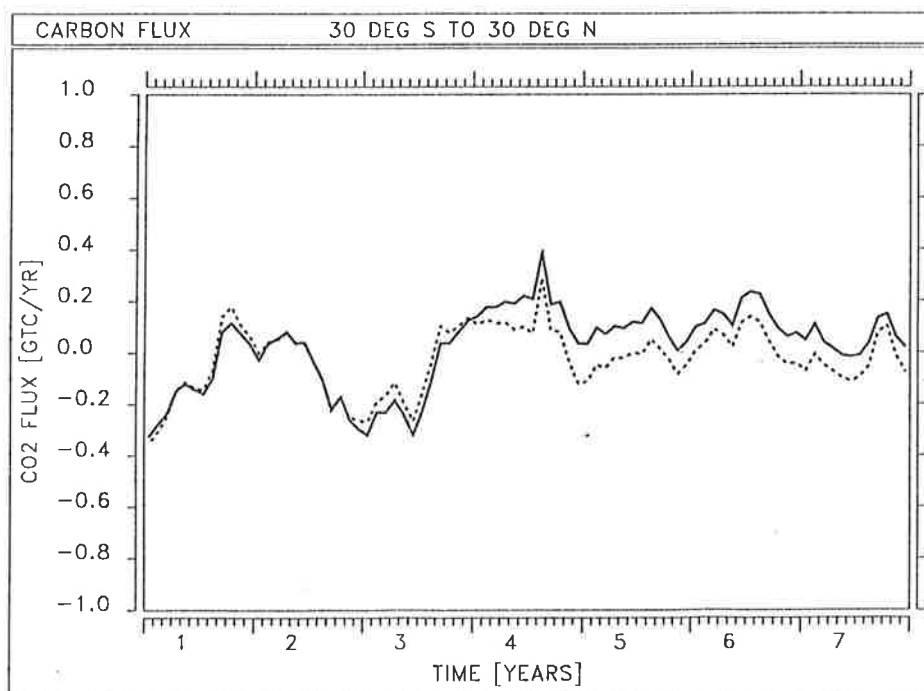


Abbildung 43: Zeitserie der Anomalien der globalen CO_2 -Flüsse von dem Ozean in die Atmosphäre zwischen $30^\circ S$ bis $30^\circ N$. Durchgezogen: Experiment B, Strichpunkt: Experiment A

Änderungen in diesen Regionen fallen etwas stärker und die negativen schwächer aus. Im präindustriellen Zustand steht der atmosphärische CO_2 -Partialdruck, im Gegensatz zum industriellen Modellauf, im Gleichgewicht mit dem des Meeres. Die Atmosphäre kann deshalb im Verhältnis zum industriellen Zustand mehr Kohlenstoff aufnehmen. Auch der Ozean kann vergleichsweise mehr CO_2 speichern, da die Deckschicht einen höheren pH-Wert bzw. niedrigeren Pufferfaktor besitzt (vgl. Abb. 29 d und e). In Gebieten, wo durch Konvektionsereignisse Senken für den Kohlenstoff entstehen, ist der CO_2 -Fluß in den Ozean geringer, während er umgekehrt in den Auftriebsgebieten in die Atmosphäre etwas zunimmt.

Die Anomalien der CO_2 -Flüsse (Abb. 43) sind in den niedrigen Breiten während des ENSO-Ereignisses um ca. 10% niedriger als im ersten Experiment. Im Nordpazifik und im Antarktischen Zirkumpolarstrom sind sie infolge des niederen atmosphärischen CO_2 -Partialdruckes beim Experiment B etwas mehr in die Atmosphäre gerichtet.

6.3 Experiment C

Der ozeanische P_{CO_2} wird in den Tropen bei den beiden ersten Experimenten A und B im Vergleich zu Beobachtungen (Broecker und Takahashi 1984) zu schwach reproduziert. In dem dritten Modellauf, Experiment C, wird die Rate der biologischen Neuproduktion (Gleichung (97)) auf ein Viertel reduziert. Das Modell im präindustriellen Modellzustand wird mit dieser neuen Produktionsrate 20 Jahre auf einen quasistationären Zustand eingeschwungen (Anhang C). Die Primärproduktion ist dabei im östlichen äquatorialen Pazifik um ca. 50 % zurückgegangen. Ebenfalls starke Änderungen sind im antarktischen Zirkumpolarstrom zu beobachten. Im globalen Mittel nehmen Neuproduktion und Primärproduktion um rund 10 % ab. Mit diesem Rückgang erhöht sich die DIC-Konzentration an der Oberfläche, da weniger Kohlenstoff für organisches Material und Kalkschalen gebunden wird. Die Zunahme des anorganischen Kohlenstoffes bewirkt einen Anstieg des ozeanischen P_{CO_2} insbesondere in den Regionen, in denen die Primärproduktion stark abgenommen hat. Die Phosphatkonzentration steigt mit sinkender Primärproduktion, während das $\delta^{13}C$ durch den anwachsenden Anteil von ^{12}C im Oberflächenwasser abnimmt.

Der Übergang zwischen Klimatologie und ECMWF-Daten erfolgt linear, wie in den ersten beiden Experimenten, mit Hilfe der Januar-Anomalie des 1. Jahres. Das

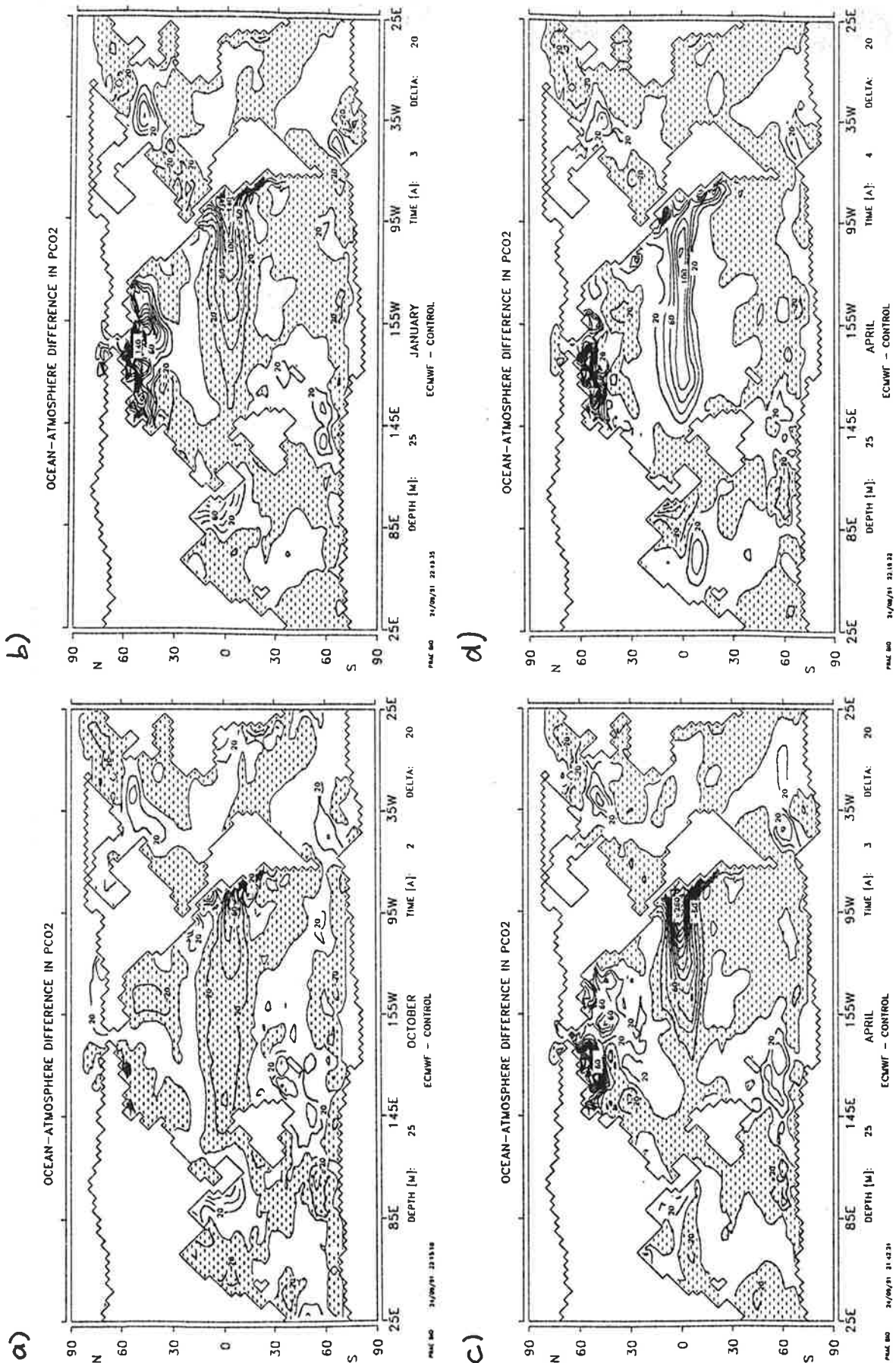


Abbildung 44: Anomalie des ozeanisch-atmosphärischen ΔP_{CO_2} zwischen Experiment C und Kontrolllauf. a) Oktober 1982, b) Januar 1983, c) April 1983, d) April 1984. Das Konturintervall beträgt 20 ppm

Modell wird mit den ECMWF-Daten angetrieben, die auch im Experiment A verwendet wurden, wobei die Jahre 1 bis 7 die entsprechenden Modelljahre den Jahren 1981-1987 des industriellen Laufes entsprechen. Zusätzlich wird ein Kontrolllauf mit klimatologischen Antrieb durchgeführt. Die interannualen Fluktuationen in den niederen Breiten sind im Vergleich zu den Experimenten A und B wesentlich intensiver. Die äquatorialen Anomalien der DIC-Konzentration (hier nicht gezeigt) nehmen beispielsweise um ca. 2/3 zu.

Die Schwankungen der CO_2 -Partialdruckdifferenz von -20 ppm sind schon im Oktober des zweiten Jahres über den ganzen zentralen Pazifik bis zur australischen Küste erstreckt (Abb. 44). Im April des 3. Jahres ist mit über 100 ppm der ΔP_{CO_2} im östlichen Pazifik auf rund die Hälfte abgesunken. Im Juli des 3. Jahres entsteht eine positive Anomalie von 20 ppm im westlichen Pazifik, die sich im Oktober auf 60 ppm ausgedehnt hat. Drei Monate später, im Januar 1984, hat diese Störung schon den zentralen Pazifik erfaßt. Im Gegensatz zu den Tropen sind die Anomalien im antarktischen Zirkumpolarstrom durch die Erhöhung des ozeanischen P_{CO_2} im Vergleich zu den ersten beiden Experimenten schwächer. Auch im Nordpazifik fallen die konvektionsbedingten Schwankungen nicht so stark aus.

Im Vergleich zu den anderen Experimenten sind die Anomalien der Primärproduktion durch die Abnahme der Neuproduktion nicht so ausgeprägt. Im April des 3. Jahres ist die Reduktion der Produktion mit $10 \text{ g m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$ halb so groß wie die der ersten beiden Modellläufe (Anhang C, Abb. 62).

Die Anomalien des $\delta^{13}C$ (Anhang C, Abb. 63) verhalten sich mit einer Intensivierung im äquatorialen Bereich zu denen der Primärproduktion gegenläufig. Der relative Anstieg des Isotopenverhältnisses kann durch den Rückgang der biologischen Wachstumsraten erklärt werden. Mit einer Abnahme der Neuproduktion wird weniger ^{12}C in organisches Material eingebunden, so daß der $\delta^{13}C$ -Gehalt in der Deckschicht anwächst.

In Abb. 45 sind Hovmöllerdiagramme für zonale Mittelwerte dargestellt.

Die Amplituden der Partialdruck- und $\delta^{13}C$ -Anomalien sind im Vergleich zu den ersten beiden Modellläufen wesentlich höher, während die Amplitude der Primärproduktion durch die geringere Rate der Neuproduktion abnimmt. Die globalen Anomalien des ΔP_{CO_2} zwischen Ozean und Atmosphäre senken sich im April des 3. Jahres um 40 ppm, d.h. um den vierfachen Betrag der Differenz des ersten Experimentes (Abb. 45 a, links). Ein starker Anstieg von 20 ppm ist ein Jahr später

während La Niña zu beobachten. Die Variationen im Pazifik, die wesentlich die globalen Schwankungen beeinflussen, sinken während des ENSO im äquatorialen Bereich mit 80 ppm auf die Hälfte ab (Abb. 45 a, rechts).

Die Primärproduktion sinkt im 3. Jahr global gemittelt um ca. $2 \text{ g m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$ und im Pazifik um $5 \text{ g m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$ (Abb. 45 b), was einem Rückgang während des ENSO von einem Drittel entspricht. Mit der biologischen Produktion ändern sich auch die Isotopenverhältnisse. Die Extremwerte der $\delta^{13}\text{C}$ -Anomalien liegen global gemittelt bei 0,25 ‰ bzw. bei 0,45 ‰ im Pazifik (Abb. 45 c).

Tabelle 6: Maximale Anomalien der zonalen Mittelwerte im Pazifik auf dem Äquator während des ENSO1982/83

	Experiment A	Experiment B	Experiment C
$DIC [\mu\text{mol l}^{-1}]$	-50	-50	-80
$PO_4 [\mu\text{mol l}^{-1}]$	-0,15	-0,15	-0,35
$NPP [\text{g m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}]$	-8	-8	-5
$\delta^{13}\text{C} [‰]$	0,15	0,20	0,45
$\Delta P_{CO_2} [\text{ppm}]$	-15	-20	-80

Erläuterung der Symbole:

DIC	Konzentration von gelösten anorganischen Kohlenstoff
PO_4	Phosphat-Ionenkonzentration
NPP	Nettoprimärproduktion
$\delta^{13}\text{C}$	$^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenverhältnis
ΔP_{CO_2}	CO_2 -Partialdruckunterschied Ozean-Atmosphäre

Die Tabelle 6 faßt die Extremwerte der pazifischen zonalen Mittelwerte aller drei Experimente während des ENSO 1982/83 zusammen. Die Beträge der DIC- und PO_4 -Anomalien sind im Experiment C höher als in den anderen Modellläufen. Bei sinkender Primärproduktionsrate steigen die Kohlenstoff- und die Nährstoffkonzentration an der Oberfläche und damit auch die Konzentrationsänderungen, die im wesentlichen durch die Änderung der Zirkulation hervorgerufen werden.

Die Abbildung 46 zeigt die Anomalien der CO_2 -Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre zwischen 30° S und 30° N von Experiment A (gestrichelt) und von Experi-

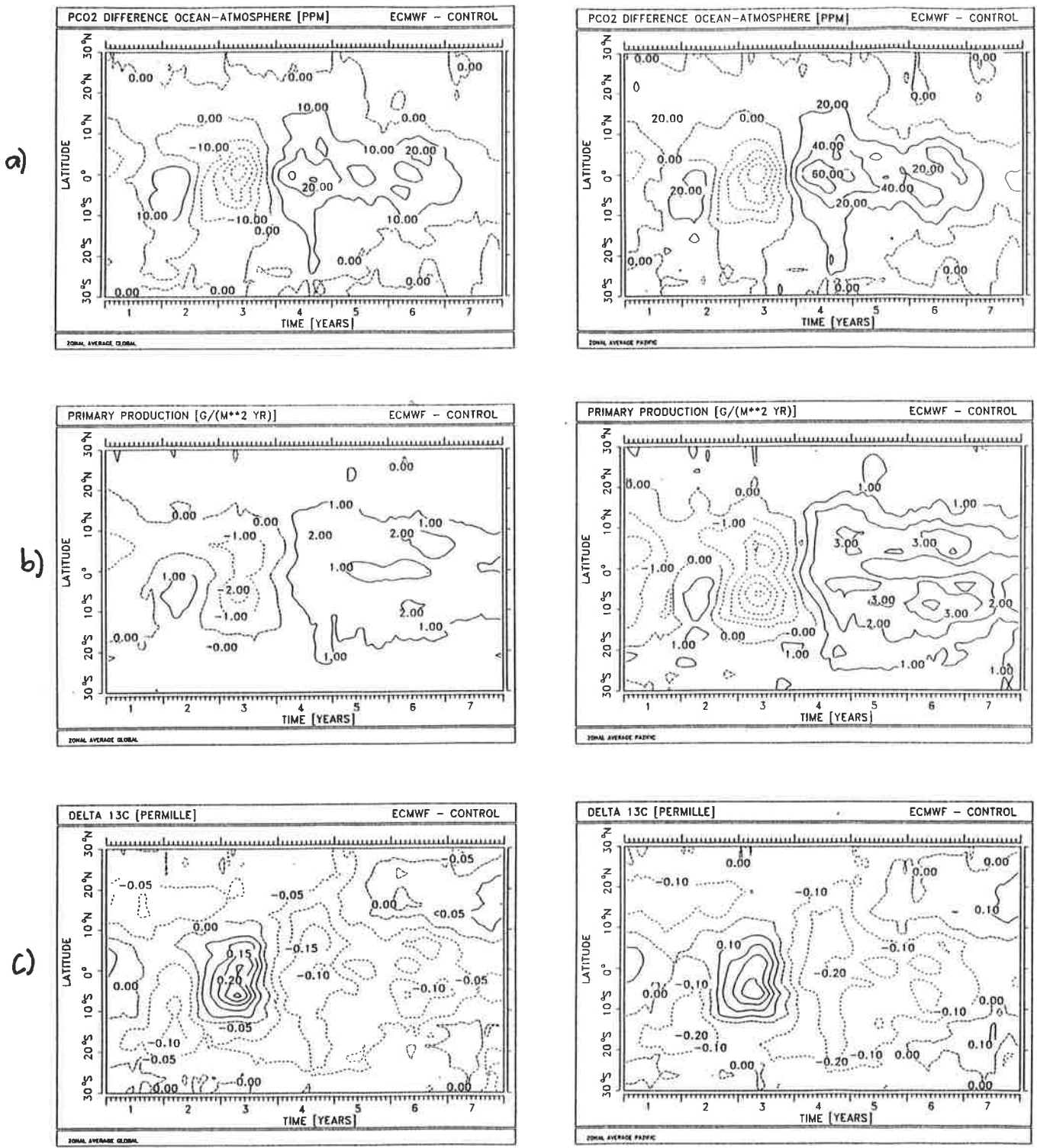


Abbildung 45: Experiment C: Hovmöllerdiagramme der Anomalien von a) ΔP_{CO_2} zwischen Ozean und Atmosphäre, b) Primärproduktion, c) $\delta^{13}C$, links: global gemittelt, rechts: zonales Mittel des Pazifiks

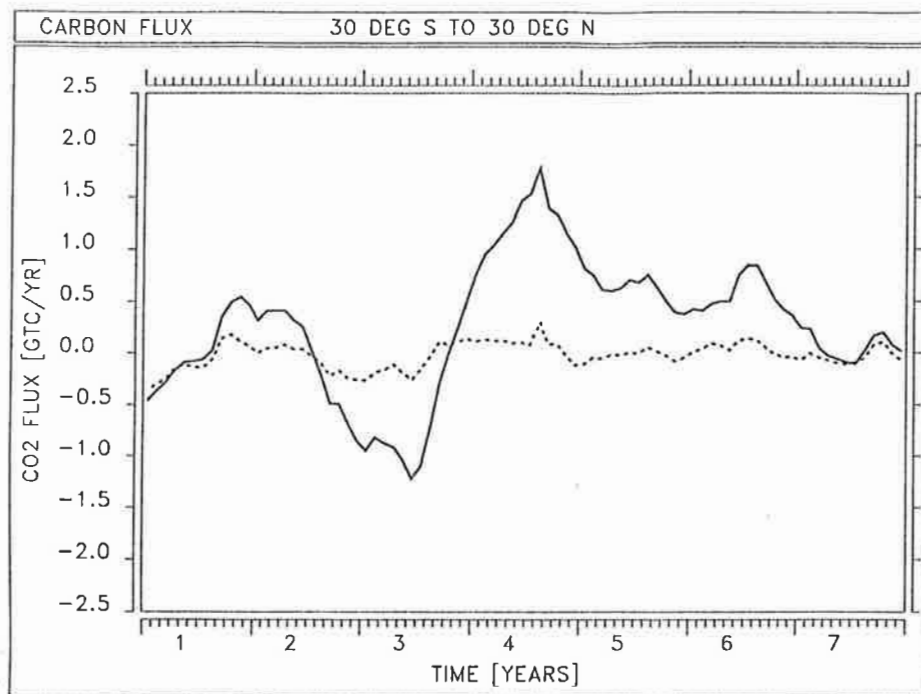


Abbildung 46: *Zeitserie der Anomalien der globalen CO_2 -Flüsse von dem Ozean in die Atmosphäre zwischen $30^\circ S$ bis $30^\circ N$. Durchgezogen: Experiment C, Strichpunkt: Experiment A*

ment C (durchgezogen). Während des ENSO ist im Experiment C ein starker Rückgang von 1,4 GtC zu beobachten. Dieser Extremwert im Juni des 3. Jahres tritt 2 Monate später ein als das Minimum der äquatorialen CO_2 -Partialdruckdifferenz zwischen Ozean und Atmosphäre, also genau dann, wenn der Gradient dieser Differenz am größten ist. Den negativen CO_2 -Flüssen im 3. Jahr folgt ein Maximum im August des 4. Jahres, verursacht durch den anwachsenden CO_2 -Partialdruckunterschied zwischen Ozean und Atmosphäre. Dieses Maximum ist schon ein halbes Jahr später um die Hälfte abgebaut. Mitte des 6. Jahres führt der Beginn des ENSO zu einer weiteren Abschwächung der CO_2 -Flüsse in die Atmosphäre. Auch im Experiment C werden die CO_2 -Flüsse in den niederen Breiten durch den Pazifik bestimmt. Im Nordpazifik sind

die Anomalien vergleichsweise schwächer, ebenso im Antarktischen Zirkumpolarstrom, wo alle drei Ozeane die interannualen Fluktuationen beeinflussen. Die Amplituden in den Tropen sind gegenüber dem ersten Modellauf, Experiment A, rund fünfmal so groß. Der Unterschied kann durch den größeren CO_2 -Partialdruckunterschied zwischen Ozean und Atmosphäre im Experiment C erklärt werden. Mit der Abschwächung des Auftriebs während des ENSO reduziert sich auch der ozeanische CO_2 -Partialdruck - und damit auch der CO_2 -Fluß - viel stärker.

Die Differenzen der atmosphärischen Werte zwischen dem ECMWF-Lauf und dem Kontrolllauf nach Abzug des linearen Trends sind in Abb. 47 dargestellt. Abbildung 47 a zeigt die Anomalie des atmosphärischen CO_2 -Partialdruckes vom Modell (durchgezogene Linie) und den Beobachtungen (Kreuze) nach Keeling u.a. (1989)(siehe auch Kap. 4.8). Man erkennt bei den Modelldaten ein Maximum von ca. 0,18 ppm im Sommer des 2. Jahres und ein Minimum von 0,27 ppm Ende des 3. Jahres. Die CO_2 -Werte des Modells sind dabei dann groß, wenn auch bei den Beobachtungen vom Betrag her starke Anomalien auftreten. Das inverse Verhalten der Beobachtungen gegenüber den Beobachtungen ist, wie schon in Kapitel 4.8 näher erläutert wurde, durch den Einfluß der Landbiosphäre zu erklären. Dies würde bedeuten, daß beispielsweise am Ende des 3. Jahres, entsprechend dem ENSO-Jahr 1983, eine Änderung von 0,6-0,7 ppm durch die Landbiosphäre verursacht wurde.

Die $\delta^{13}C$ -Anomalien (Abb. 47 b) werden wie im Experiment A von den Fluktuationen in den hohen Breiten bestimmt und erklären, trotz des stärkeren äquatorialen Signals die Minima im 3. und 7. Jahr. Die Schwankungen der Anomalien liegen, wie in Experiment A, weitgehend unter $\pm 0,01$ ‰ und sind damit rund eine Größenordnung niedriger als die beobachteten Werte in Abb. 15. Dieser Unterschied in den Anomalien bestätigen die Annahme, daß die Variationen der $\delta^{13}C$ -Werte maßgeblich durch die Landbiosphäre verursacht werden. Die Primärproduktion ändert sich im ENSO mit einer Abnahme von 0,15 GtC/Monat lediglich um die Hälfte des Wertes aus Experiment A. Ursache hierfür ist die geringere Wachstumsrate der biologischen Neuproduktion, die in diesem Experiment auf ein Viertel reduziert wurde.

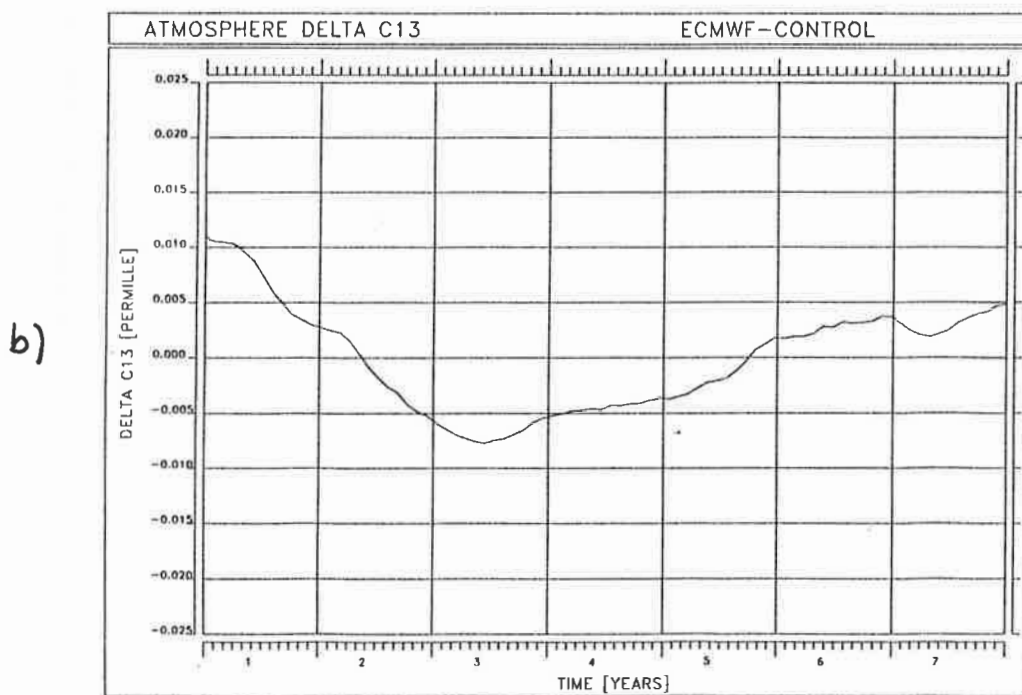
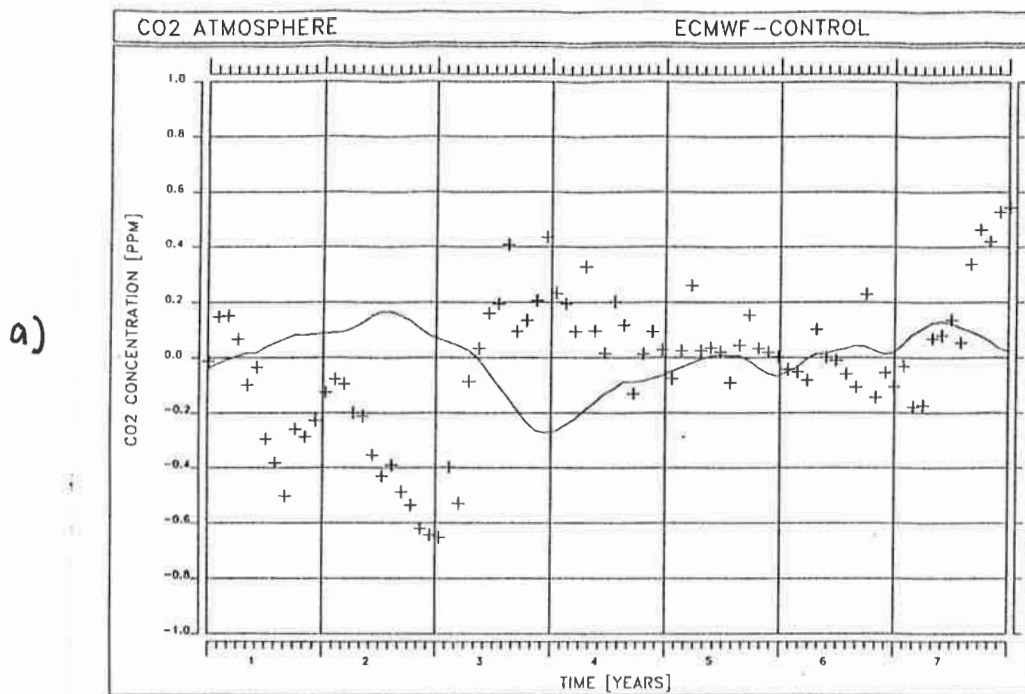


Abbildung 47: *Experiment C*: Zeitserien der atmosphärischen Mittelwerte nach Abzug des linearen Trends. a) P_{CO_2} : Modellergebnisse (durchgezogen) und Beobachtungen (Kreuze)(siehe Text), b) $\delta^{13}C$

7 Vergleich von SST und CO_2 -Flüssen

Die tropische SST des Pazifiks wird mit den CO_2 -Flüssen der drei Experimente des SHMOCC und den CO_2 -Flüssen des Boxmodells durch Kreuzkorrelationen verglichen. Die SST berechnet sich dabei durch Mittelung der einzelnen Temperaturwerte aus der obersten Schicht des SHMOCC zwischen 10° S und 10° N im Pazifik. Ferner wird eine Abhängigkeit zu den globalen CO_2 -Flüssen von Keeling u.a. (1989) untersucht. Diese Daten werden mit Hilfe eines Boxdiffusionsmodells (Oeschger u.a. 1975) aus den beobachteten Anomalien des atmosphärischen CO_2 -Partialdruckes (Abb. 6) und der unsicheren atmosphärischen $\delta^{13}C$ -Werte (Abb. 15)(näheres zu diesen Beobachtungen siehe Kapitel 2) berechnet. Ferner sei angemerkt, daß diese Daten lediglich von 2 Meßstationen, von Mauna Loa, Hawaii, und vom Südpol, gewonnen wurden.

Die Tabelle 7 faßt die Ergebnisse der Kreuzkorrelationen zwischen den einzelnen Zeitserien von SST, Boxmodell, Beobachtungen und von Experiment A des SHMOCC zusammen. Der vom Betrag her maximale Korrelationskoeffizient zwischen den zwei Zeitserien ist in der linken Spalte dargestellt. Die rechte Spalte der Tabelle stellt die Phasenverschiebung dar, bei der Betrag des Korrelationskoeffizienten maximal ist.

Die Abbildung 48 a zeigt die Zeitserie der Anomalien der invertierten Modell-SST. Im Vergleich hierzu werden die äquatorialen Anomalien der CO_2 -Flüsse des SHMOCC und des Boxmodells dargestellt. Die CO_2 -Anomalien aus dem Experiment A sind mit denen aus dem ECMWF-Lauf des Boxmodells in Phase. Die Korrelation beträgt ca. 0,82; die Amplituden des SHMOCC sind jedoch rund um den fünffachen Betrag kleiner. Die Zeitserien der modellierten CO_2 -Flüsse sind gegenüber der Zeitserie der SST 2 Monate phasenverschoben. Die SST korreliert mit 0,79 gegenüber den CO_2 -Anomalien des Boxmodells, während beim SHMOCC lediglich eine Korrelation von 0,58 beobachtet wird.

Die äquatoriale Anomalie des CO_2 -Flusses des SHMOCC beim Experiment A ist mit der Anomalie des CO_2 -Flusses der Beobachtungen praktisch unkorreliert. Die Amplituden der globalen Anomalien der beobachteten Daten sind ca. um den Faktor 7 größer als die des Boxmodells und über eine Größenordnung höher als die Schwankungen des SHMOCC in den Tropen. Auf die Phasenverschiebung der Zeitserie der Beobachtungen gegenüber den Zeitserien der numerischen Modelle wird beim Experiment C noch näher eingegangen.

In Abbildung 48 b wird die SST-Anomalie mit den globalen CO_2 -Fluß-Anomalien

Tabelle 7: *Experiment A: Kreuzkorrelationen zwischen der Modell-SST im Pazifik (10°S - 10°N), den CO₂-Flüssen des SHMOCC, des Boxmodells und den Beobachtungen .*

	Korrelationskoeffizient ^a	Phasenverschiebung [Monat]
5° S - 5° N		
SST - SHMOCC ^b	0,5278	2
SST - Boxmodell	0,7869	2
SHMOCC - Boxmodell	0,8224	0
SHMOCC - Beobachtungen ^c	0,2725	5
Boxmodell - Beobachtungen	0,5570	4
Global		
SST - SHMOCC	0,1434	5
SST - Boxmodell	0,8201	1
SHMOCC - Boxmodell	0,2340	-3
SHMOCC - Beobachtungen	0,1356	9
Boxmodell - Beobachtungen	0,5752	5

^aWert bei nebenstehender Phasenverschiebung

^bExperiment mit hoher biologischer Neuproduktionsrate

^cAus Beobachtungen berechneter globaler CO₂-Fluß F_{oc} zwischen Ozean und Atmosphäre (Keeling u.a. 1989)

aus dem Experiment A, dem Boxmodell und den Beobachtungen verglichen. Die Störungen der hohen Breiten beeinträchtigen die globalen CO₂-Fluß-Anomalien des SHMOCC, so daß diese mit dem Boxmodell, den Beobachtungen und der SST des Pazifiks nur schwach korreliert sind (Tab. 7). Die aus Beobachtungen berechnete Zeitserie des CO₂-Flusses zwischen Ozean und Atmosphäre F_{oc} (Keeling u.a. 1989) korreliert gegenüber dem Boxmodell mit 6 Monaten Phasenverschiebung lediglich um 0,58.

Die Anomalien der CO₂-Flüsse des SHMOCC aus dem Experiment B, die hier nicht dargestellt werden, zeigen ein ähnliches Verhalten wie die aus dem ersten Modelllauf und zeigen insbesondere in den niederen Breiten mit den Anomalien der Beobachtungen einen etwas höheren Zusammenhang. Die pazifische SST ist mit den CO₂-Flüssen aus Experiment B zu 0,69 und zum Boxmodell zu 0,90 korreliert; jedoch sind die

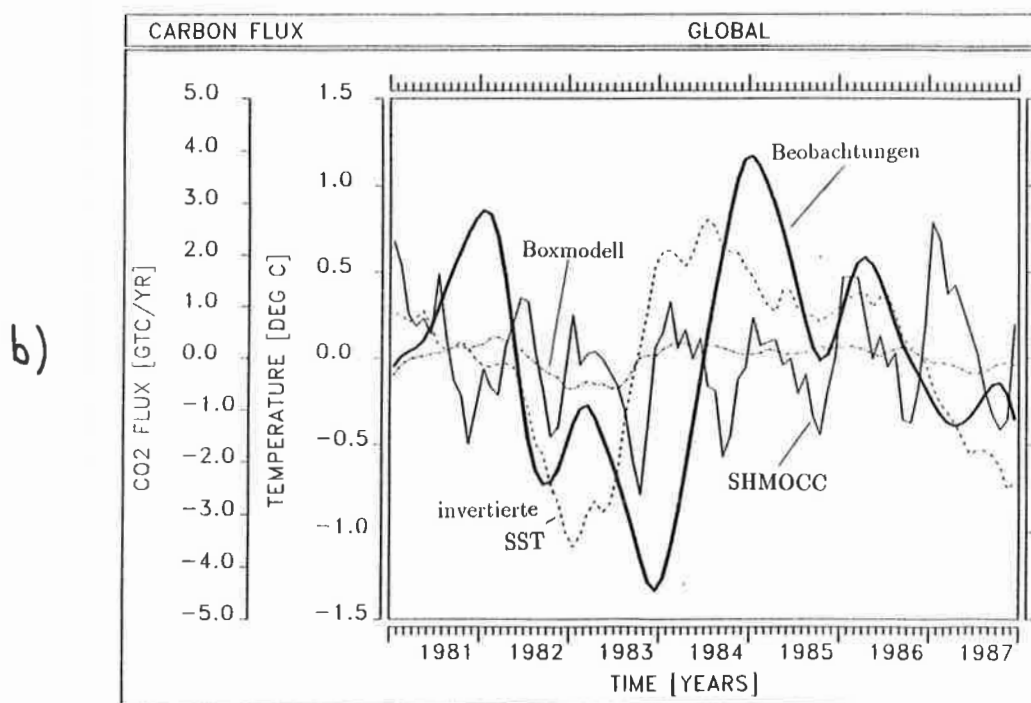
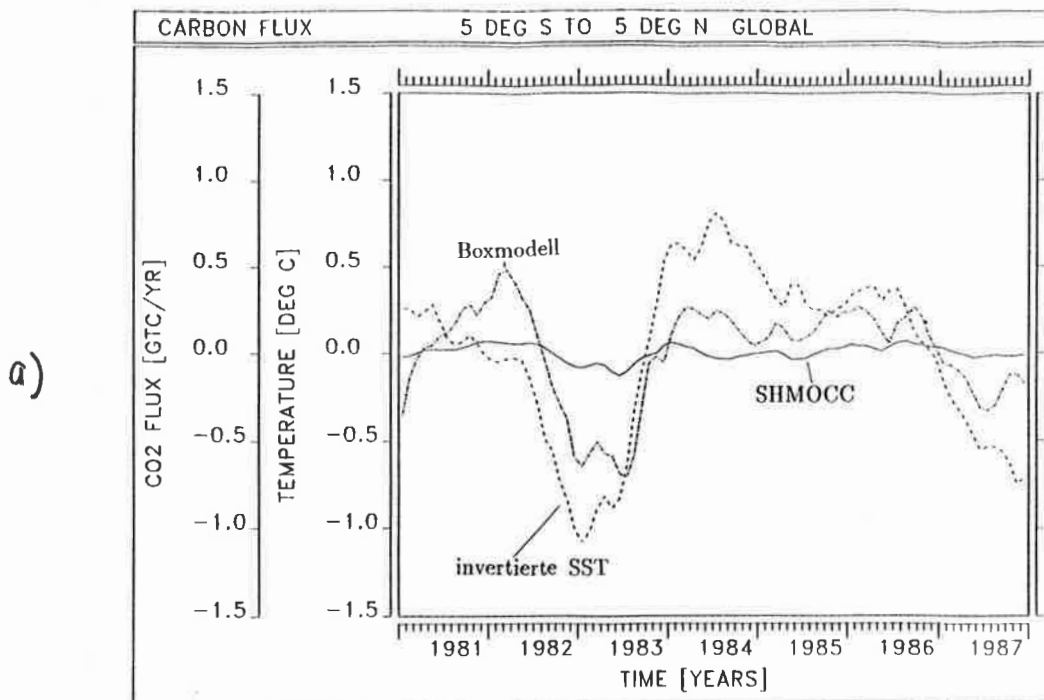


Abbildung 48: *Experiment A: Zeitserien der CO_2 -Fluß-Anomalien zwischen Ozean und Atmosphäre von SHMOCC, Boxmodell und Beobachtungen sowie der invertierten SST-Anomalie des SHMOCC zwischen $10^{\circ}S$ und $10^{\circ}N$. a) CO_2 -Flüsse zwischen $5^{\circ}S$ und $5^{\circ}N$ b) globale CO_2 -Flüsse. Durchgezogen dick: Beobachtungen (F_{oc}) (siehe Text), durchgezogen dünn: SHMOCC, Strichpunkt: Boxmodell, gestrichelt: invertierte SST*

Amplituden der CO_2 -Flüsse des SHMOCC wie im ersten ECMWF-Lauf zu niedrig.

Die Ergebnisse der Kreuzkorrelation im dritten Experiment werden in Tabelle 8 zusammengefaßt. Im ersten Teil der Tabelle werden die Anomalien der CO_2 -Flüsse des SHMOCC mit denen des Boxmodells und den Beobachtungen (F_{oc}) sowie mit der pazifischen Modell-SST verglichen. Die graphische Darstellung der Zeitserien kann für die äquatorialen Anomalien Abb. 49 a und für die globalen Differenzen Abb. 49 b entnommen werden. Die CO_2 -Fluß-Anomalien des SHMOCC aus Experiment C korrelieren mit denen des Boxmodells und denen der Beobachtungen im Vergleich zu den Ergebnissen aus Experiment A wesentlich besser. Im äquatorialen Bereich erzielen Boxmodell und SHMOCC mit 0,90 eine hohe Korrelation. Während des ENSO 1982/83 haben die Amplituden des CO_2 -Flusses beider Modelle die gleiche Größenordnung. Auch der Vergleich des SHMOCC mit den Beobachtungen und der SST weisen einen deutlich höheren Zusammenhang auf. Die Anomalie des CO_2 -Flusses des SHMOCC liegt bei einer Korrelation von ca. 0,88 lediglich ein Monat hinter der Anomalie der SST des Zirkulationsmodells. Hingegen eilen diese Anomalien des CO_2 -Flusses denen der Beobachtungen um 6 Monate und die der SST ca. 7-8 Monate vorweg.

Keeling u.a. (1989) stellte eine Phasenverschiebung von 6 Monaten zwischen der beobachteten SST des Ostpazifiks (Oort und Pan 1986, Keeling u.a 1989) und den aus Beobachtungen berechneten Daten der CO_2 -Flüsse fest. Ein Zusammenhang zwischen den kurzfristigen Schwankungen der SST und den ozeanischen CO_2 -Flüssen vom Experiment C und vom Boxmodell ist mit der relativ hohen Korrelation der Zeitserien offensichtlich; jedoch können mit diesen Modellergebnissen die starke Phasenverschiebung von 6 Monaten gegenüber den CO_2 -Flüsse aus den Daten von Keeling u.a.(1989) nicht erklärt werden. Der Phasenunterschied zwischen der Modell-SST und den beobachteten SST des Ostpazifiks von 2 Monaten kann neben den im Teil I (Segsneider 1991) erläuterten Differenzen zwischen Modell und Beobachtungen auch durch das unterschiedliche Integrationsgebiet bei der Erstellung der Mittelwerte hervorgerufen werden.

Die Korrelation zwischen den Anomalien des globalen CO_2 -Flusses des SHMOCC und der SST des zentralen Pazifiks (Abb. 49 b) ist im Experiment C deutlich größer; und damit auch der Einfluß der tropischen Region auf den globalen Kohlenstoffkreislauf. Die Phasenverschiebung der Anomalie der CO_2 -Flüsse gegenüber der Temperatur beträgt rund 5 und gegenüber den Beobachtungen ca. 4 Monate, jedoch sind die

Tabelle 8: *Experiment C: Kreuzkorrelationen zwischen der Modell-SST im Pazifik (10°S - 10°N), den CO₂-Flüssen des SHMOCC, des Boxmodells und den Beobachtungen .*

	Korrelations- koeffizient ^a	Phasenverschiebung [Monat]
a) Beobachtungen: F_{oc} ^b		
5° S - 5° N		
SST - SHMOCC ^c	0,8777	1
SHMOCC - Boxmodell	0,8958	0
SHMOCC - Beobachtungen	0,7112	6
Boxmodell - Beobachtungen	0,5570	4
Global		
SST - SHMOCC	0,5026	5
SST - Beobachtungen	0,7413	8
SHMOCC - Boxmodell	0,5540	-3
SHMOCC - Beobachtungen	0,4479	4
Boxmodell - Beobachtungen	0,5752	5
b) Beobachtungen: F_{tot} ^d		
5° S - 5° N		
SHMOCC - Beobachtungen	-0,7880	1
Boxmodell - Beobachtungen	-0,8230	3
Global		
SST - Beobachtungen	-0,8036	4
SHMOCC - Beobachtungen	-0,5744	-2
Boxmodell - Beobachtungen	-0,8308	3

^aWert bei nebenstehender Phasenverschiebung

^bGlobaler aus Beobachtungen berechneter CO₂-Fluß zwischen Ozean und Atmosphäre (Keeling u.a. 1989)

^cMit niedriger biologischer Neuproduktionsrate

^dTotaler globaler CO₂-Fluß in und aus der Atmosphäre (Landbiosphäre und Ozean)(Keeling u.a. 1989)

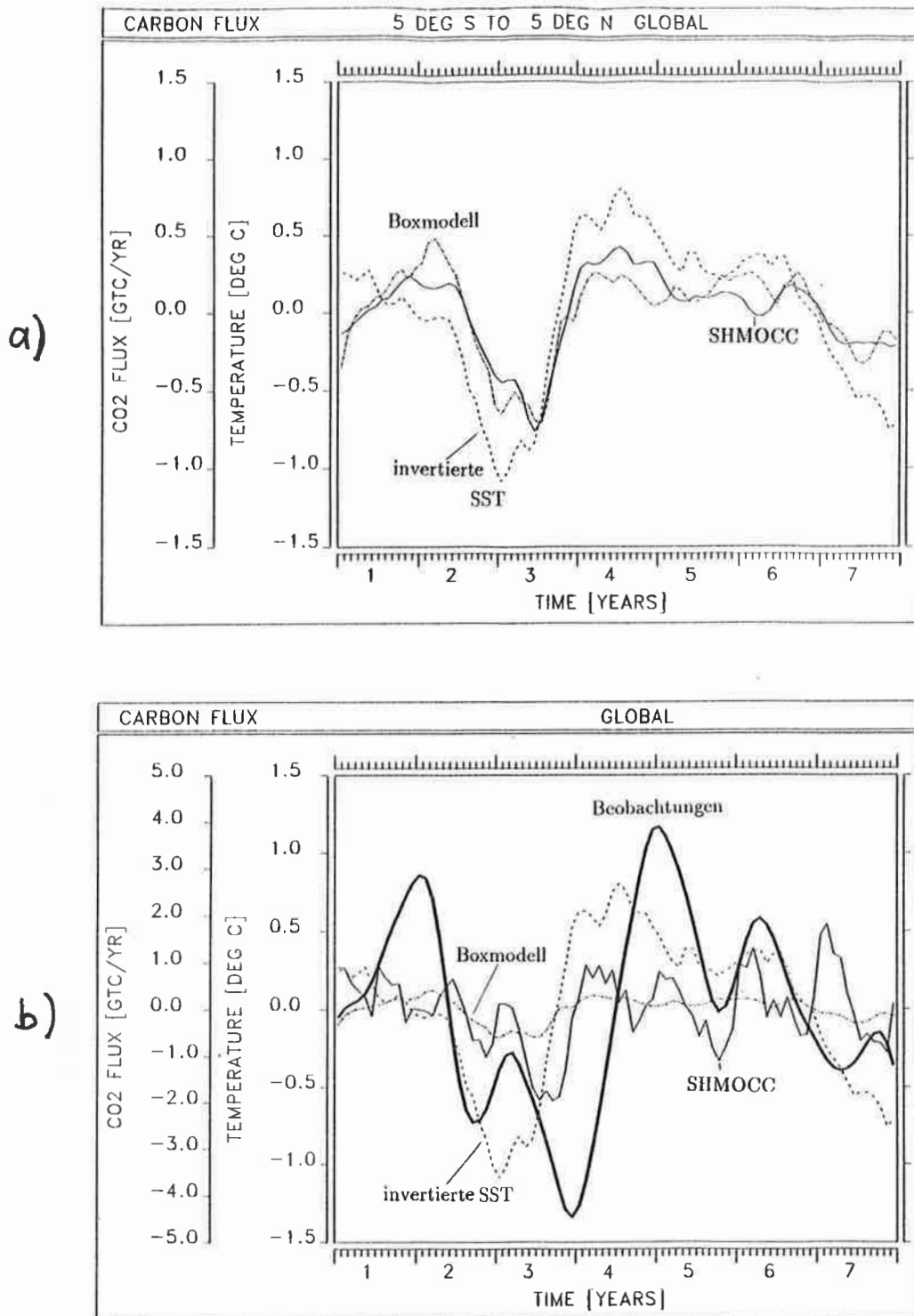


Abbildung 49: *Experiment C: Zeitserien der CO₂-Fluß-Anomalien zwischen Ozean und Atmosphäre von SHMOCC, Boxmodell und Beobachtungen sowie der invertierten SST-Anomalie des SHMOCC zwischen 10°S und 10°N. a) CO₂-Flüsse zwischen 5°S und 5°N b) globale CO₂-Flüsse. Durchgezogen dick: Beobachtungen (F_{oc}) (siehe Text), durchgezogen dünn: SHMOCC, Strichpunkt: Boxmodell, gestrichelt: invertierte SST*

Korrelationen zwischen diesen beiden Zeitserien sehr niedrig.

Wie Abbildung 50 und der zweite Teil von Tabelle 8 zeigt, nimmt die Korrelation zu, wenn die Modellergebnisse statt mit den Beobachtungen des ozeanischen mit dem totalen CO_2 -Fluß der Atmosphäre F_{tot} verglichen werden. Diese Korrelationen sind negativ, d.h. die Amplituden sind antikorreliert, und die Phasenverzögerung der Daten gegenüber der Modell-SST beträgt ca. 4 Monate. Wie die oben diskutierten Modellexperimente und Beobachtungen bestätigen, ist der Ozean vermutlich nicht die Ursache für dieses gegenläufige Verhalten. Eine mögliche Erklärung für die starken positiven Anomalien der beobachteten CO_2 -Flüsse im Jahre 1983 sind die mit den ENSO-Ereignissen auftretenden Savannenbrände, Waldbrände und Dürrekatastrophen infolge aussetzender Niederschläge (Keeling und Revelle 1985; Keeling u.a 1989). Eine Abschätzung der Kohlenstofffluktuationen in der Landbiosphäre während des El Niño 1983 ist aufgrund des ungenauen Datenmaterials nicht möglich. Insbesondere eine quantitative Erfassung der Savannen- und Waldbrände ist sehr problematisch und stark fehlerbehaftet (Goldammer pers. Kommunikation).

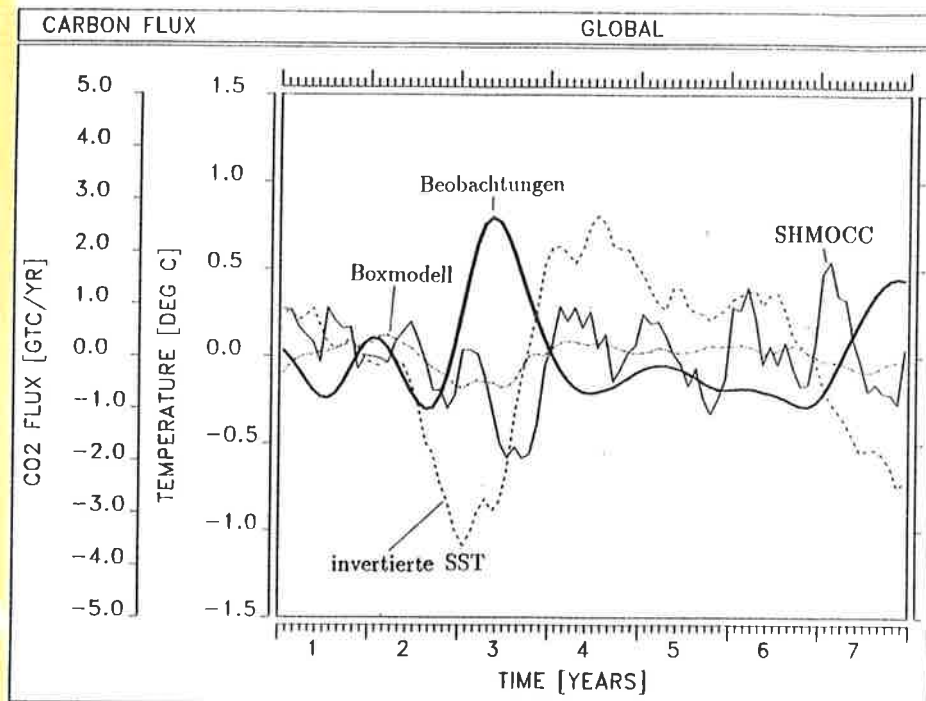


Abbildung 50: *Experiment C*: Zeitserien der globalen CO_2 -Fluß-Anomalien zwischen Ozean und Atmosphäre vom SHMOCC, Boxmodell, der gesamten CO_2 -Fluß-Anomalien der Atmosphäre aus Beobachtungen und der invertierten SST-Anomalie des SHMOCC zwischen 10°S und 10°N . Durchgezogen dick: Beobachtungen (F_{tot}) (siehe Text), durchgezogen dünn: SHMOCC, Strichpunkt: Boxmodell, gestrichelt: invertierte SST

8 Zusammenfassung und Schlußfolgerung

Die interannualen Fluktuationen des Kohlenstoffkreislaufes wurden von 1981-1987 mit numerischen Modellen der ozeanischen Komponente simuliert. Für die grundlegenden Untersuchungen wurde ein anorganisches 5-Boxmodell entwickelt, bestehend aus einer atmosphärischen und vier ozeanischen Boxen. Das Boxmodell wird in den niederen Breiten mit ECMWF-Auftriebsflüssen angetrieben, die aus den Windschubspannungsdaten des ECMWF von 1981-1987 berechnet wurden (Segschneider 1991). Mit diesem Antrieb erzeugt das Boxmodell interannuale CO_2 -Schwankungen in der Atmosphäre von $\pm 0,1$ ppm mit einem deutlichen Minimum im Herbst des ENSO-Jahres 1983. Diese Abnahme des atmosphärischen P_{CO_2} kann auf die Abschwächung des Auftriebs in die tropische Deckschicht des Ozeans zwischen dem Sommer 1982 bis zum Sommer 1983 zurückgeführt werden. Kohlenstoffreiche Wassermassen werden aus den tieferen Schichten nicht mehr an die Oberfläche transportiert. Damit sinkt der ozeanische CO_2 -Partialdruck und der CO_2 -Fluß vom äquatorialen Ozean in die Atmosphäre.

Die Amplituden der P_{CO_2} -Variationen im Boxmodell sind um den Faktor 6 kleiner als die Beobachtungen und haben ein umgekehrtes Vorzeichen. Die Differenz zwischen den beiden Zeitserien muß auf den Einfluß Landbiosphäre zurückgeführt werden. Während des ENSO 1982/83 wurden in den Tropen und Subtropen ein Rückgang der Niederschläge und damit verbundene Savannen- und Waldbrände sowie Dürrekatastrophen beobachtet (Keeling und Revelle 1985, Goldammer pers. Kommunikation). Diese Ereignisse führten zu einem beträchtlichen CO_2 -Anstieg und wirkten dem absinkenden Effekt vom Ozean entgegen.

Zur genaueren Analyse des El Niño-Phänomens wurden drei Modellläufe mit einem dreidimensionalen Kohlenstoffmodell (Maier-Reimer und Bacastow 1990) durchgeführt, das an ein globales Zirkulationsmodell angekoppelt wurde (Maier-Reimer, Mikolajewicz und Hasselmann 1990).

Das erste Experiment, Experiment A, wurde mit den ECMWF-Anomalien für Windschubspannung und Lufttemperatur (Segschneider 1991) und der anthropogenen CO_2 -Störung von 1981 bis 1987 gerechnet. Die Modellergebnisse bestätigen die Theorie, daß mit dem Aussetzen der äquatorialen Auftriebsflüsse während des ENSO 1982/83 der ozeanische CO_2 -Partialdruck drastisch reduziert wurde. Ein starker Rückgang der Primärproduktion wurde ebenfalls beobachtet, da die Nährstoffzufuhr aus den tieferen Schichten des Ozeans infolge reduzierter Auftriebsflüsse sehr

zurückging. Trotz der Abnahme der Primärproduktion und der Zunahme der Temperatur während des ENSO sinkt in den Tropen der CO_2 -Partialdruckunterschied zwischen Ozean und Atmosphäre auf die Hälfte des Wertes von normalen Jahren ab. Die Phasenverschiebung der CO_2 -Flüsse im äquatorialen Bereich gegenüber der Temperatur der Ozeanoberfläche beträgt im dreidimensionalen Modell, wie im Boxmodell, 1-2 Monate und ist damit wesentlich kürzer als die von Keeling u.a. (1989) ermittelte zeitliche Verzögerung von 6 Monaten. Die atmosphärischen $\delta^{13}C$ -Anomalien bleiben nahezu neutral und bestätigten die Annahme, daß die Abnahme der Werte während des ENSO-Ereignisses durch die terrestrische Biosphäre verursacht wird.

Die Anomalien des atmosphärischen CO_2 -Partialdruckes variieren im Experiment A ebenfalls um $\pm 0,1$ ppm. Diese Ergebnisse sind jedoch in den hohen Breiten durch die unrealistisch starken Konvektionsereignisse beeinträchtigt, welche durch eine zu hohe Variabilität der ECMWF-Winddaten ausgelöst werden (Segschneider 1991).

Das zweite Experiment, Experiment B, berechnete die CO_2 -Fluktuationen mit den ECMWF-Anomalien im präindustriellen Zustand. Im Vergleich zu Experiment A im industriellen Zustand konnte der Einfluß der anthropogenen Störung auf die interannuale Variabilität des Kohlenstoffkreislaufes ermittelt werden. Während des ENSO-Ereignisses sinken die CO_2 -Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre von Experiment B 10 % stärker ab als im Experiment A, d.h. daß der tropische Ozean in diesem Zeitraum gegenüber dem anthropogen gestörten Zustand weniger Kohlenstoff in die Atmosphäre ausgast.

Im letzten Experiment, dem Experiment C, wurde durch die Reduzierung der Wachstumsrate der Neuproduktion auf ein Viertel der ozeanische CO_2 -Partialdruck erhöht. Diese Erhöhung bewirkt einen wesentlich deutlicheren Rückgang des ozeanischen CO_2 -Partialdruckes während des ENSO 1982/83. Die Anomalien der CO_2 -Flüsse zwischen Ozean und Atmosphäre und die des ozeanisch-atmosphärischen Partialdruckunterschiedes erniedrigen sich während des El Niño im Experiment C im Vergleich zu Experiment A um den fünffachen Betrag. Der atmosphärische CO_2 -Partialdruck sinkt im Jahr 1983 um 0,3 ppm ab; hingegen beobachteten Keeling u.a. (1989) einen Anstieg von ca. 0,3 - 0,4 ppm. Dies würde bedeuten, daß der biosphärische Anteil 0,6 - 0,7 ppm oder ca. 1,2 - 1,4 GtC beträgt.

Die Ergebnisse des dreidimensionalen Modells aus Experiment C und das Boxmodell zeigen bei einer Korrelation der tropischen CO_2 -Flüsse von 0,9 und gleichstarken Amplituden während des ENSO 1982/83 eine sehr gute Übereinstimmung. Ein Zu-

sammenhang der Zeitserie der CO_2 -Flüsse der niedrigen Breiten des dreidimensionalen Modells mit der Zeitserie der globalen Daten der CO_2 -Flüsse von Keeling u.a. (1989) ist bei einer Korrelation von 0,71 erkennbar. Eine Korrelation mit den globalen Modellflüssen ist aufgrund der Störungen in den hohen Breiten mit 0,45 deutlich niedriger.

Eine Verbesserung der ECMWF-Datensätze würde in der Zukunft eine genauere Analyse der globalen Modellergebnisse ermöglichen insbesondere im Hinblick auf die Schwankungen der CO_2 -Flüsse in den hohen Breiten. Ferner sollten Sensitivitätsexperimente mit einem an das dreidimensionale Kohlenstoffmodell angekoppelte Land-Biosphärenmodell durchgeführt werden, um Variationen der CO_2 -Konzentration der Atmosphäre besser berechnen zu können. Dies wäre ein wichtiger weiterer Schritt zur Aufklärung der Ursachen, die die mehrjährigen CO_2 -Anomalien hervorrufen. Die Simulation der interannualen Fluktuationen des Kohlenstoffkreislaufes mit Kohlenstoffmodellen ist ein bedeutender Test für zukünftige Klimaszenarien. Mit der Einbindung von Daten der chemischen Tracer, wie z.B. Phosphat, würden entscheidene Fortschritte in der Verbesserung der Genauigkeit dieser Modelle erzielt werden.

9 Literaturverzeichnis

- Arakawa, A., and V.R. Lamb (1977), Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model, *Methods of Computational Physics*, Vol. 16, S. 173-283
- Ajtay, G.L., P. Ketner and P. Duvigneaud (1979), Terrestrial primary production and phytomass, in *The Global Carbon Cycle*, SCOPE 13, ed. B. Bolin, John Wiley, S. 129-182
- Bacastow, R. (1976), Modulation of atmospheric carbon dioxide by the southern oscillation, *Nature*, Vol. 261, S. 116
- Bacastow, R., J.A. Adams, C.D. Keeling, D.J. Moss, T.P. Whorf, and C.S. Wong (1980), Response of atmospheric carbon dioxide to the weak 1975 El Niño, *Science*, Vol. 210, S. 110
- Bacastow, R., and C.D. Keeling (1981), Atmospheric carbon dioxide concentration and the observed airborne fraction, in *Carbon cycle modelling*, SCOPE 16, ed. B. Bolin, John Wiley, S. 103-112
- Bacastow, R., and E. Maier-Reimer (1990), Ocean-circulation model of the carbon cycle, *Climate Dynamics*, Springer Verlag, Vol.4, S. 95-125
- Baes, C.F., A. Björkström and P. Mulholland (1985), Uptake of carbon dioxide by the oceans, in *Atmospheric carbon dioxide and the global carbon cycle*, U.S. Dept. of Energy, DOE/ER-0239, Washington DC, USA, S. 81-111
- Bainbridge, A. (1976), GEOSECS ATLANTIC EXPEDITION, Sections and profiles, Washington DC
- Bjerknes, J. (1966), A possible response of the atmospheric Hadley Circulation to equatorial anomalies of ocean temperature, *Tellus*, Vol.18, S. 661-685
- Bolin, B., R.A. Houghton and B. Moore (1985), *Changing Forests and the CO₂ Concentration in the Atmosphere*, United Nations University
- Bolin, B. (1986), How Much CO₂ Will Remain in the Atmosphere ?, in *The Greenhouse Effekt, Climate Change and Ecosystems*, SCOPE 29, ed. B. Bolin et al., John Wiley, S. 93-155

- Broecker, W.S., and T. Takahashi** (1978), The relationship between lysocline depth and in situ carbonate ion concentration, *Deep Sea Research*, Vol. 25, S. 65-95
- Broecker, W.S., D.W. Spencer and H. Craig** (1982), GEOSECS Pacific Expedition. Volume 3. Hydrographic Data 1973-1974, *National Science Foundation*, Superintendent of Documents, U.S. Government, Printing Office, Washington DC, S. 137
- Broecker, W.S., and T.-H. Peng** (1982), *Tracers in the sea*, Eldigio Press, N.Y.
- Broecker, W.S., and T. Takahashi** (1984), Is there a tie between atmospheric CO_2 content and ocean circulation ?, in *Climate Processes and Climate Sensitivity*, ed. J.E. Hansen and T. Takahashi, Geophys. Monograph, Am. Geophys. Union, Washington DC, Vol. 29, S. 314-326
- Broecker, W.S., D. Peteet and D. Rind** (1985), Does the ocean-atmosphere have more than one stable mode of operation, *Nature*, Vol. 315, S. 21-25
- Broecker, W.S., J.R. Ledwell, T. Takahashi, R. Weiss, L. Merlivat, L. Memery, T.-H. Peng, B. Jähne and K.O. Münnich** (1986), Isotopic versus micrometeorologic ocean CO_2 fluxes : a serious conflict, *J. Geophys. Res.*, Vol. 91, C9, S. 10517-10527
- Chavez, F.B., R.T. Barber, J.E. Kogelschatz, V.G. Thayer and B. Cai** (1984), El Niño and primary productivity: potential effects on atmospheric carbon dioxide and fish production, *Trop. Ocean Atmosph. Newsl.*, Vol. 28, S. 1-2
- Culberson, C.H., and R.M. Pytkowicz** (1968), Effect of pressure on carbonic, boric acid and the pH in seawater, *Limnology and Oceanography*, Vol. 13, S. 403-417
- Degens, E.T., S. Kempe and A. Spitzzy** (1984), Carbon dioxide: A Biochemical Portrait, in: *The Handbook of Environmental Chemistry*, ed. C.O. Hutzinger, Berlin, Vol. 1, S. 127-215

- Dickson, A.G., and J.P. Riley** (1979), The estimation of acid dissociation constants in seawater media from potentiometric titrations with strong base. I. The ionic product of water - k_w , *Marine Chemistry*, Vol. 7, S. 89-99
- Dickson, A.G.** (1981), An exact definition of total alkalinity and a procedure for the estimation of alkalinity and total inorganic carbon from titration data, *Deep-Sea Res.*, Vol. 28A, 6, S. 609-623
- Druffel, E.M., and H.E. Suess** (1983), On the radiocarbon record in banded corals: exchange parameters and net transport of $^{14}CO_2$ between atmosphere and surface, *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, S. 1271-1280
- Dugdale, R.C.** (1967), Nutrient limitation in the sea: dynamics, identification and significance, *Limn. Oceanogr.*, Vol. 12, S. 685-695
- Edmond, J.M., and J.M.T.M. Gieskes** (1970), On the calculation of the degree of saturation of seawater with respect to calcium carbonate and insitu conditions, *Geochimica Acta*, Vol.34, S. 1261-1291
- Eppley, R., and B.T. Peterson** (1979), Particulate organic matter flux and planktonic new production in the deep ocean, *Nature*, Vol. 282, S. 677-680
- FAO** (1981) Tropical forest resources assessment project, *Forest Resources of Tropical America, Africa and Asia*, Rome
- Feely, R.A., R.H. Gammon, B.A. Taft, P.E. Pullen, L.E. Waterman, T.J. Conway, J.F. Gendron and D.P. Wisegarrer** (1987), Distribution of chemical tracers in the Eastern Equatorial Pacific during and after the 1982-1983 El-Niño Oscillation event, *J. Geophys. Res.*, Vol. 92, S. 6545-6558
- Francey, R., F.J. Robbins, C.E. Allison, and N.G. Richards** (1990), 1. The CSIRO Global Survey of CO_2 Stable Isotopes, in *Baseline Atmospheric Program 88*, ed. S.R. Wilson and G.P. Ayers, publication of CSIRO/Division of Atmospheric Research, Australia, S. 16-27
- Friedli, H., H. Loetscher, U. Siegenthaler and B. Stauffer** (1986), Ice core records of $^{13}C/^{12}C$ record of atmospheric CO_2 in the past two centuries, *Nature*, Vol. 324, S. 237-238

- Gammon, R.H., E.T. Sunquist and P.J. Fraser** (1985), History of carbon dioxide in the atmosphere, in *Atmospheric Carbon Dioxide and the Global Carbon Cycle*, DOE/ER-0239, U.S. Department of Energy, Washington DC
- Heimann, M., and P. Monfray** (1989), Spatial and temporal variation of the gas exchange coefficient for CO_2 : 1. Data analysis and global validation, *Report No. 31*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg
- Heinze, C.** (1990), Zur Erniedrigung des atmosphärischen Kohlendioxidgehalts durch den Weltozean während der letzten Eiszeit, *Examensarbeit Nr.3*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg
- Hellermann, S., and M. Rosenstein** (1983), Normal Monthly Wind Stress over the World Ocean with Error Estimates, *JPO*, Vol. 3, Juli 1983
- Hoffert, M.I., Callegari, A.J. and C.-T. Hsieh** (1981), A Box-Diffusion Carbon Cycle Model with Upwelling, Polar Bottom Water Formation and a Marine Biosphere, in: *Carbon Cycle Modelling*, SCOPE 16, ed.: B. Bolin, John Wiley, S. 287-306
- Holleman, A.F., und E. Wiberg** (1951), *Lehrbuch der anorganischen Chemie*, 28.-29. Aufl., W. De Gruyter, Berlin
- Honjo, S., S.J. Manganini, J. Cole** (1982), Sedimentation of biogenic matter in the deep ocean, *Deep Sea Research*, Vol. 29, S. 609-625
- Houghton, R.A., J.E. Hobbie, J.M. Melillo, B. Moore, B.J. Peterson, G.R. Shaver and G.M. Woodwell** (1983), Changes in the carbon content of terrestrial biota and soils between (1860) and (1980), A net release of CO_2 to the atmosphere, *Ecolog. Monogr.*, Vol. 53, S. 235-262
- Houghton, R.A.** (1984), Estimating changes in the carbon content of terrestrial ecosystems for historical data, in *The Changing Carbon Cycle: A Global Analysis*, ed. J. Trabalka and D. Reichle, Springer Verlag, N.Y., S. 175-193
- Keeling, C.D., Mook, W.G., and Tans, P.P.** (1979), Predicted shift in the $^{13}C/^{12}C$ ratio of atmospheric carbon dioxide, *Nature*, Vol. 217, S. 121-123

- Keeling, C.D., and R. Revelle** (1985), Effects of El Niño/Southern Oscillation on the atmospheric content of carbon dioxide, *Meteoritics*, Vol. 20(2), S. 437-450
- Keeling, C.D., R.B. Bacastow, A.F. Carter, S.C. Piper, T.P. Whorf, M. Heimann, W.G. Mook and H. Roeloffzen** (1989), Aspects of Climate Variability in the Pazific and the Western Americas, *Am. Geophys. Union*, ed. D.H. Peterson, Vol. 55, S. 165-236
- Kohlmaier, G.H., E.O. Sire, A. Janecek, C.D. Keeling, S.C. Piper and R. Revelle** (1989), Modelling the seasonal contribution of a CO_2 fertilization effect of the terrestrial vegetation to the amplitude increase in atmospheric CO_2 at Mauna Loa Observatory, *Tellus*, Vol. 41 B, S. 487-510
- Liss, P.S., and L. Merlivat** (1986), Air-sea gas exchange rates : introduction and synthesis, in *The role of air-sea exchange in geochemical cycling*, S. 113-127, ed.: P. Buat-Ménard
- Machta, L., K.T. Hanson, C.D. Keeling** (1977), in *The fate of fossil fuel CO_2 in the oceans*, ed. N.R. Anderson and A. Malahoff, Plenum, N.Y., S. 131-143
- Maier-Reimer, E., and K. Hasselmann** (1987), Transport and storage of CO_2 in the ocean - an inorganic ocean-circulation carbon cycle model, *Climate Dyn.*, 2, S. 63-90
- Maier-Reimer, E., and R. Bacastow** (1990) Modelling of geochemical tracers in the ocean, *Climate-Ocean Interaction*, e.d. M.E. Schlesinger, Kluwer Academic Publishers, S. 233-267
- Maier-Reimer, E., U. Mikolajewicz and K. Hasselmann** (1991), On the sensitivity of the global ocean circulation to changes in the surface heat flux forcing, *Report No. 68*, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg
- Marland, G.** (1989), Fossil Fuels CO_2 Emissions: Three Countries Account for 50 % in 1986, *CDIAC Communications*, ed. D.W. Fowler, Carbon Dioxide Information Center, Oak Ridge National Laboratory, USA, Winter 1989
- Meehl, G.A.** (1987), The annual cycle and interannual variability in the tropical Pacific and Indian Ocean regions, *Monthly Weather Review*, Vol. 115, S. 27-50

- Mehrbach, C., C.H. Culberson, J.E. Hawley and R.M. Pytkowicz (1973), Measurement of the apparent dissociation constants of carbonic acid in seawater at atmospheric pressure, *Limnology and Oceanography* Vol. 18, S. 897-907
- Mook, W.G., J.C. Bommerson and W.H. Staverman (1974), Carbonate isotope fraction between dissolved bicarbonate and gaseous carbon dioxide, *Earth and Planet*, Vol. 22, S. 169-176
- Mook, W.G., M. Koopmans, A.F. Carter and C.D. Keeling (1983), Seasonal, latitudinal and secular variations in the abundance and isotopic ratios of atmospheric carbon dioxide, *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, S. 10915-10933
- Mook, W.G. (1986), ^{13}C in Atmospheric CO_2 , *Netherlands Journal of Sea Research*, Vol. 20 (2/3), S. 211-223
- Moore, B., R.D. Boone, J.E. Hobbie, R.A. Houghton, J.M. Melillo, B.J. Peterson, G.R. Shaver, C.J. Vörösmarty and G.M. Woodwell (1981), A Simple Model for Analysis of the Role of Terrestrial Ecosystems in the Global Carbon Budget, in: *Carbon Cycle Modelling*, SCOPE 16, ed.: B. Bolin, John Wiley, S. 365-386
- Neftel, A., E. Moor, H. Oeschger and B. Stauffer (1985), Evidence from polar ice cores for the increase in atmospheric CO_2 in the past two centuries, *Nature*, Vol. 315, S. 45-47
- Newell, R.E., A.R. Navato and J. Hsiung (1978), Longterm global sea surface temperature fluctuations and their possible influence on atmospheric CO_2 concentrations, *Pure Appl. Geophys.*, Vol. 116, S. 351-371
- Nozaki, Y., D.M. Rye, K.K. Turekan and R.E. Dodge (1978), A 200 year record of carbon-13 and carbon-14 variations in a Bermuda Coral, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 5, S. 825-828
- Nydal, R., and K. Lövseth (1983), Tracing bomb ^{14}C in the atmosphere (1962-1980), *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, S. 3621-3642
- Oeschger, H., U. Siegenthaler, U. Schotterer and A. Gugelmann (1975), A box diffusion model to study the the carbon dioxide exchange in nature, *Tellus*, Vol. 27, S. 168-192

- Oeschger, H., and B. Stauffer** (1986), Review of the History of Atmospheric CO_2 -Record in Ice Cores, Interpretation of the results of the NOAA/GMCC measurement program, in *The Changing Carbon Cycle: A Global Analysis*, ed. J. Trabalka and D. Reichle, Springer Verlag, N.Y., S. 89-108
- Olson, J.S., J.A. Watts and L.J. Allison** (1983), *Carbon in Live Vegetation of Major World Ecosystems*, U.S. Dep. of Energy, TR004
- Oort, A.H., and Y.H. Pan** (1986), Diagnosis of historical ENSO-events. Proceedings of the First WMO Workshop on the Diagnosis and Prediction of Monthly and Seasonal Atmospheric Variations over the Globe, *Technical Document No.87*, World Meteorological Organization, Genf, S. 249-258
- Peng, T.H., W.S. Broecker, H.D. Freyer and S. Trumbore** (1983), A convolution of the tree ring based ^{13}C record, *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, S. 3609-3620
- Radach, G., and E. Maier-Reimer** (1975), The vertical structure of phytoplankton growth dynamics - a mathematical model, *Mem. Soc. Roy. Sc. Liege*, Ge serie, tome VII, S. 113-114
- Rasmusson, E.M., and J.M. Wallace** (1983), Meteorological aspects of the El Niño/Southern Oscillation, *Science*, Vol. 222, S. 1195-1202
- Rasmusson, E.M.** (1984), El Niño: The ocean/atmosphere connection, *Oceanus*, Vol. 27, S. 5-12
- Riley, J.P., and R. Chester** (1971) *Introduction to Marine Chemistry*, Academic press, London
- Riley, J.P., and G. Skirrow** (1975) *Chemical Oceanography*, Vol. I and II, 2nd.Ed., Academic press, London
- Roether, W.** (1986), Field measurements of gas exchange, in: *Dynamic processes in the chemistry of the upper ocean*, ed. J.D. Burton et.al., Plenum Press, N.Y., S. 117-128
- Rotty, R.M.** (1983), Distribution of and changes in industrial carbon dioxide production, *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, C, S. 1301-1308

- Rotty, R.M., and G. Marland** (1986), Production of CO_2 from fossil fuel burning by fuel type, 1860-1982, *Report NDP-006*, Carbon Dioxid Information Center, Oak Ridge National Laboratory, USA
- Schwarz, H.R.** (1988), *Numerische Mathematik*, B.G. Teubner, Stuttgart
- Segschneider, J.** (1991), Windinduzierte Variabilität in der Warmwassersphäre von 1981-1987, Teil I: Datenaufbereitung und SST, *Diplomarbeit im Fach Ozeanographie an der Universität Hamburg*
- Seiler, W., and P. Crutzen** (1980), Estimates of gross and net fluxes of carbon between the biosphere and the atmosphere from biomass burning, *Climate Change*, Vol. 2, S. 207-208
- Siegenthaler, U.** (1983), Uptake of excess CO_2 by an outcrop-diffusion model of the ocean, *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, C6, S. 3599-3608
- Siegenthaler, U., and K.O. Münnich** (1981), $^{13}C/^{14}C$ Fractionation during CO_2 Transfer from Air to Sea, in: *Carbon Cycle Modelling*, SCOPE 16, ed.: B. Bolin, John Wiley, S. 249-258
- Siegenthaler, U., and H. Oeschger** (1987), Biospheric CO_2 emissions during the past 200 years reconstructed by deconvolution of ice core data, *Tellus*, Vol. 39 B, S. 140-154
- Siegenthaler, U.** (1990), El Niño and atmospheric CO_2 , *Nature*, Vol. 345, S.295-296
- Stoer, J** (1983), *Einführung in die Numerische Mathematik, Bd. I-II*, Springer Verlag, Berlin u. Heidelberg
- Suess, E.** (1980), Particulate organic carbon flux in the oceans - surface productivity and oxygen utilization, *Nature*, Vol. 288, S. 260-263
- Stuiver, M., and H.A. Polach** (1977), Discussion reporting of ^{14}C data, *Radiocarbon*, Vol. 19, S. 355-363
- Stuiver, M.** (1986), Ancient Carbon Cycle Changes Derived from Tree-Ring ^{13}C and ^{14}C , in *The Changing Carbon Cycle: A Global Analysis*, ed. J. Trabalka and D. Reichle, Springer Verlag, N.Y., S. 109-124

- Takahashi, T., W.S. Broecker, S.R. Werner and A. Bainbridge** (1980), Carbonate chemistry of the surface waters of the world ocean, in *Isotope Marine Chemistry*, Uchida Rokakuho, Tokyo, S. 291-326
- Takahashi, T., W.S. Broecker and A. Bainbridge** (1981), The alkalinity and total carbon dioxide concentration in the world oceans, in *Carbon cycle modelling*, SCOPE 16, ed.: B. Bolin, John Wiley, S. 271-286
- Takahashi, T., W.S. Broecker and S. Langer** (1985), Redfield ratio based on chemical data from isopycnal surfaces, *J. of Geophys. Res.*, Vol. 90, S. 6907-6924
- Tans, P.** (1981), A compilation of bomb ^{14}C data for use in global carbon model calculations, in *Carbon Cycle Modelling*, SCOPE 16, ed.: B. Bolin, John Wiley, S.131-157
- Tans, P., I.Y. Fung and T. Takahashi** (1990), Observational Constraints on the Global Atmospheric CO_2 Budget, *Science*, Vol. 247, S. 1431-1438
- Watson R.T., H. Rodhe, H. Oeschger and U. Siegenthaler** (1990), Greenhouse Gases and Aerosols, in *Climate Change*, The IPCC Scientific Assessment, WMO and UNEP, Cambridge Univers. Press, S. 3-40
- Weiss, R.F.** (1974) Carbon dioxide in water and seawater: the solubility of a non ideal gas, *Marine Chemistry*, Vol. 2, S. 203-215
- Wenk, T.** (1985) Einflüsse der Ozeanzirkulation und der marinen Biologie auf die atmosphärische CO_2 -Konzentration, *Doktorarbeit*, Universität Bern, Schweiz.
- Whittaker, R.H., and G.E. Likens** (1975), The biosphere and man, in *Primary Productivity of the Biosphere*, ed. H. Lieth and R.H. Whittaker, Ecol Studies 14, Springer-Verlag, Berlin u. Heidelberg, S. 305-328
- Woodruff, S.D., R.J. Slutz, R.L. Jenne and P.M. Steurer** (1987), A Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set, *Bull. Amer. Met. Soc.*, Vol.68, S. 1239-1250

Anhang A

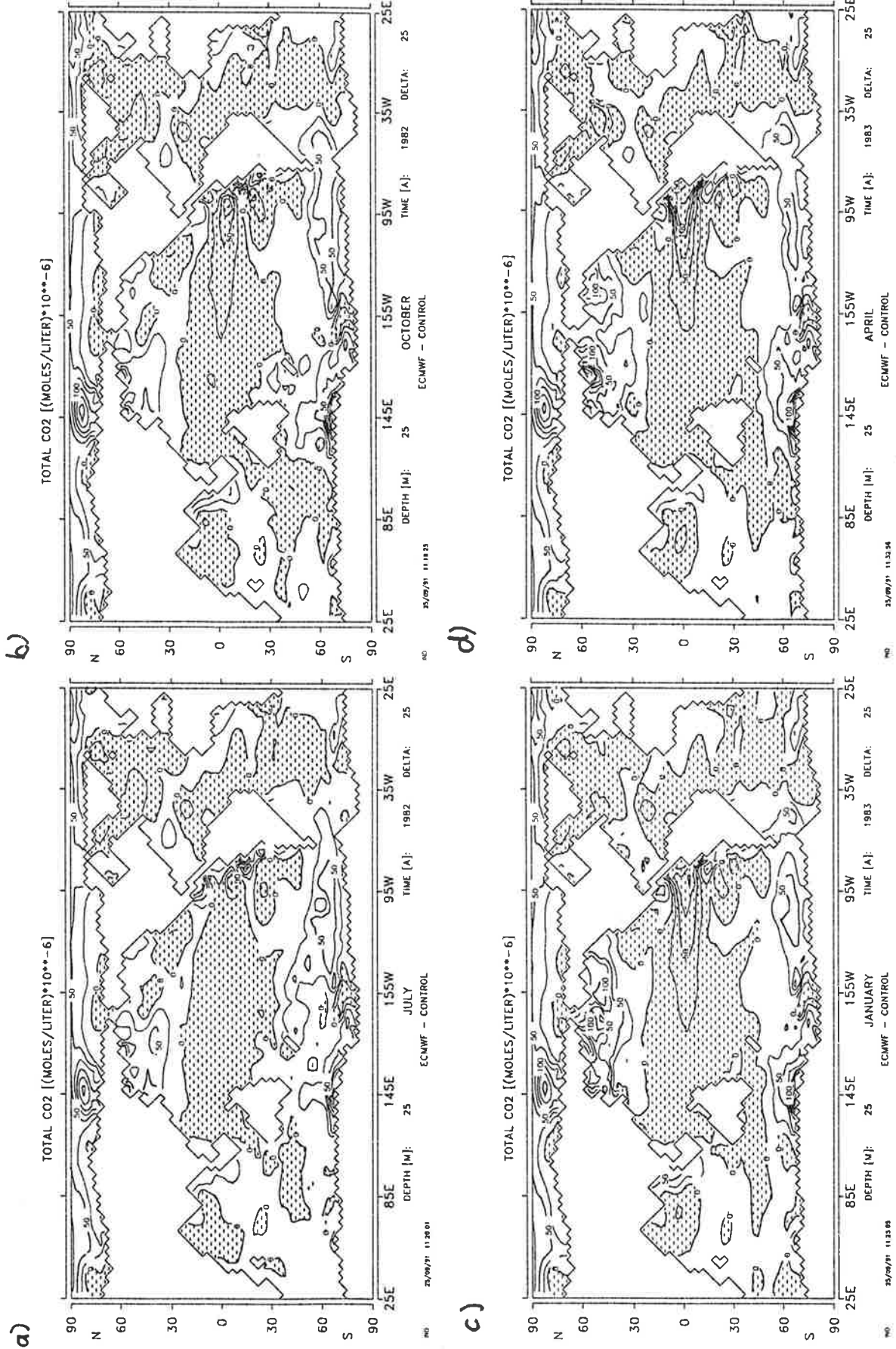


Abbildung 51: DIC-Anomalie zwischen Experiment A und Kontrolllauf. a) Juli 1982, b) Oktober 1982, c) Januar 1983, d) April 1983, e) Juli 1983, f) Oktober 1983, g) Januar 1984, h) April 1984. Das Konturintervall beträgt $25 \mu\text{mol l}^{-1}$. Schraffierte Flächen bedeuten negative Anomalien.

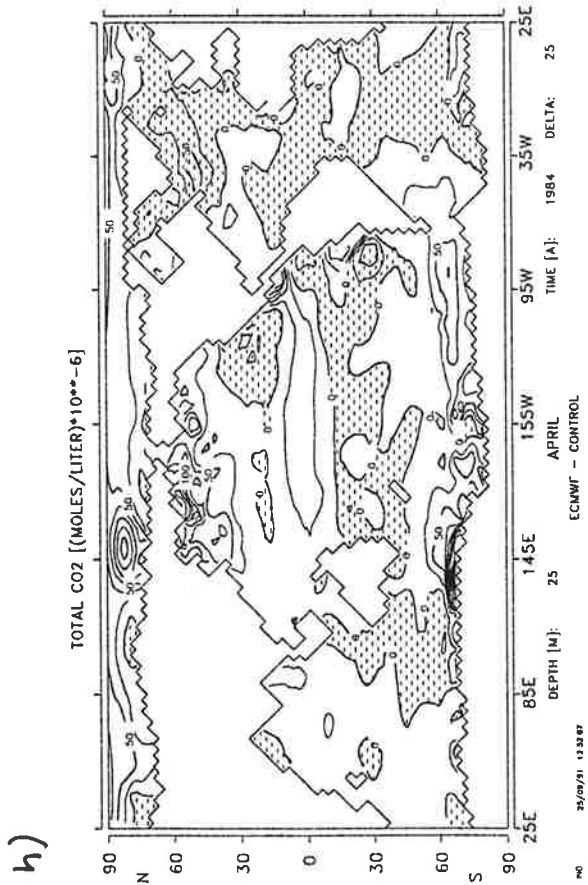
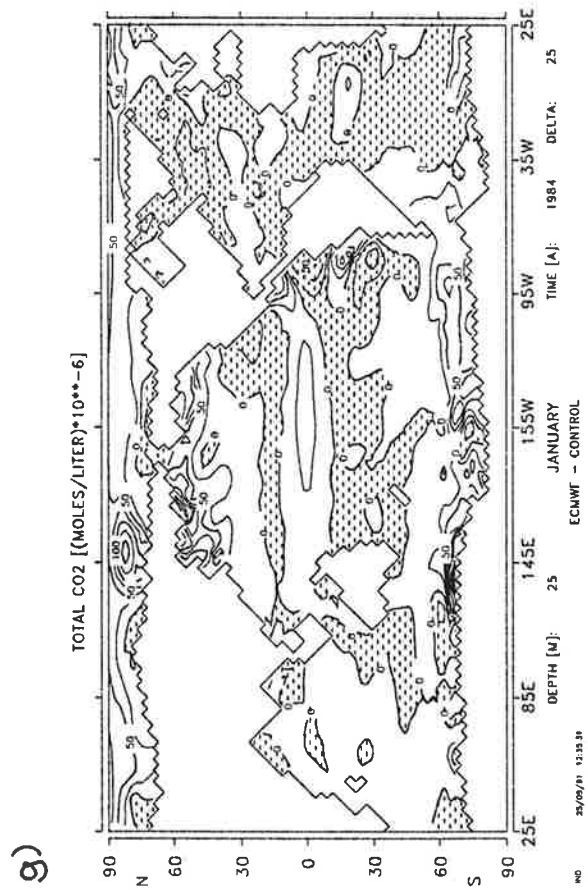
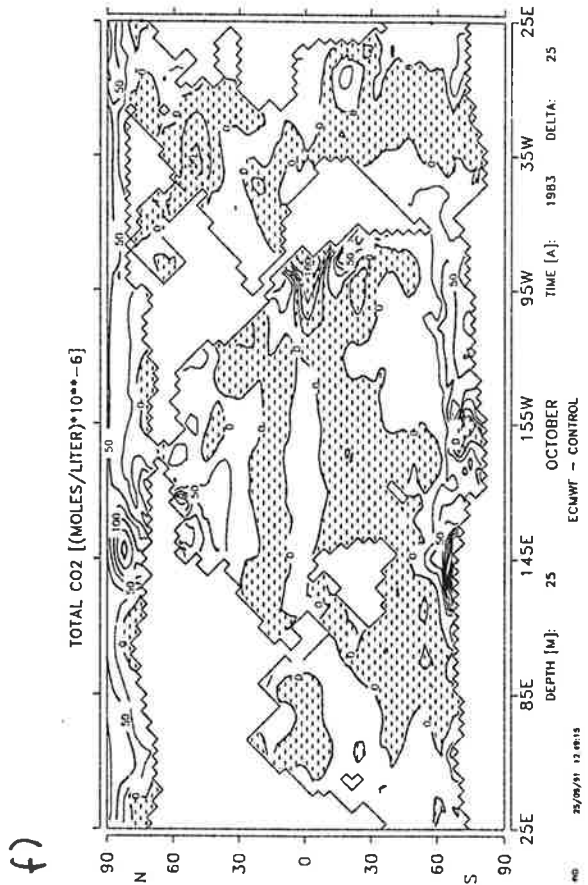
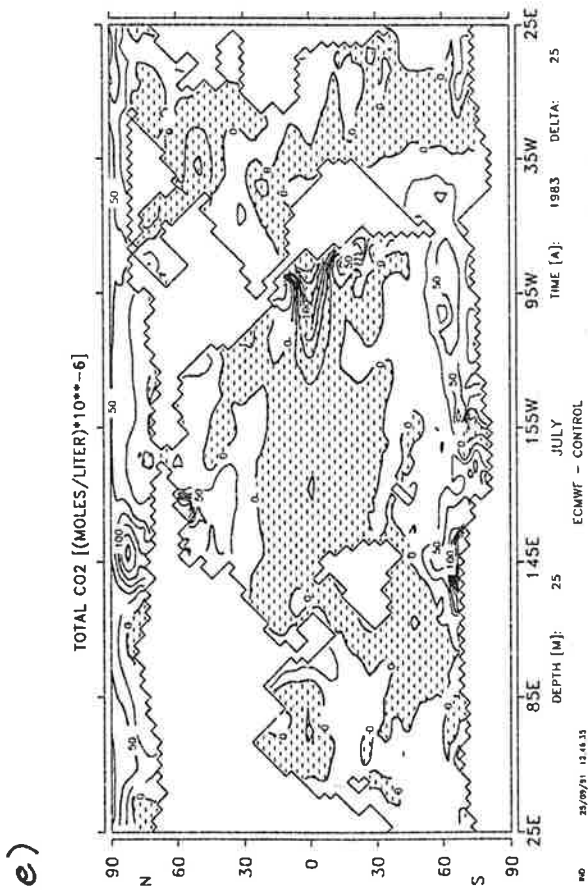


Abbildung 51: (Fortsetzung)

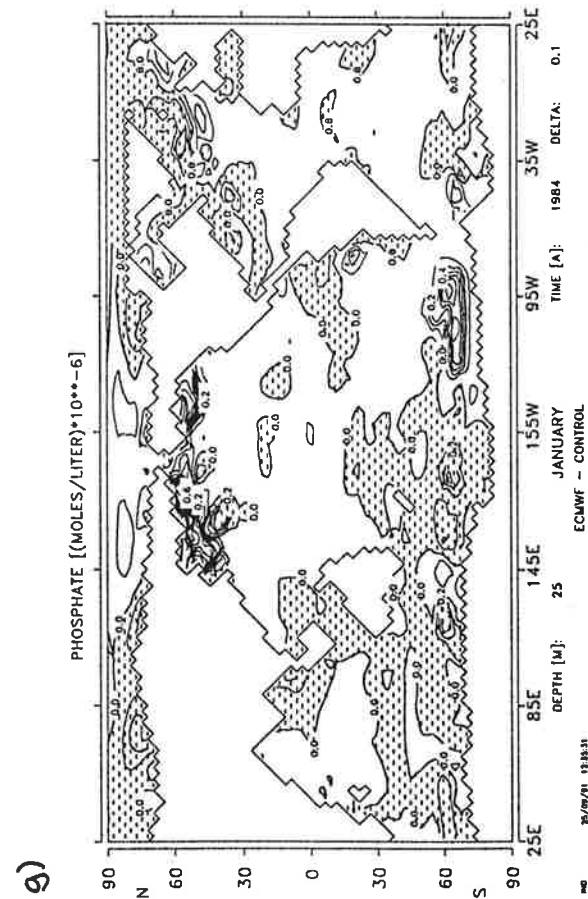
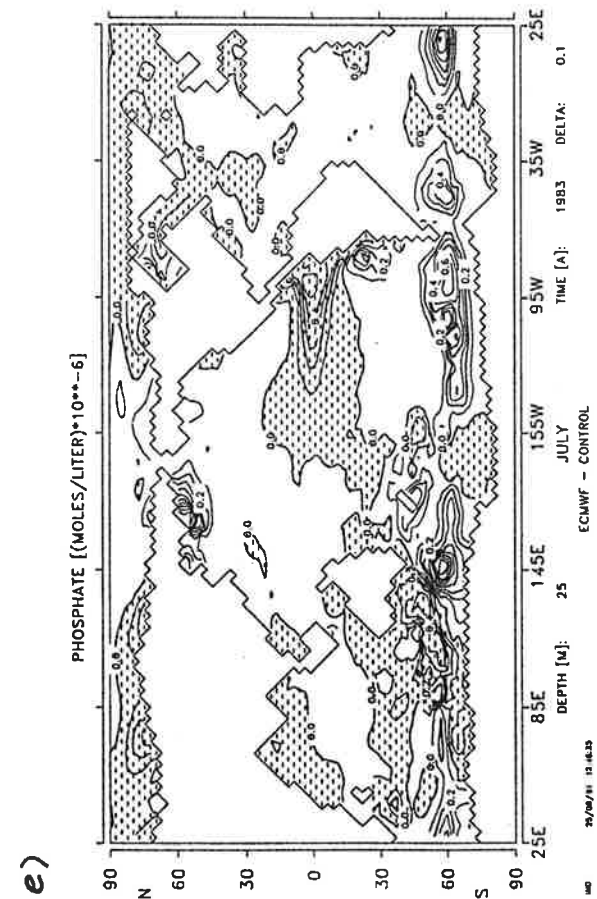
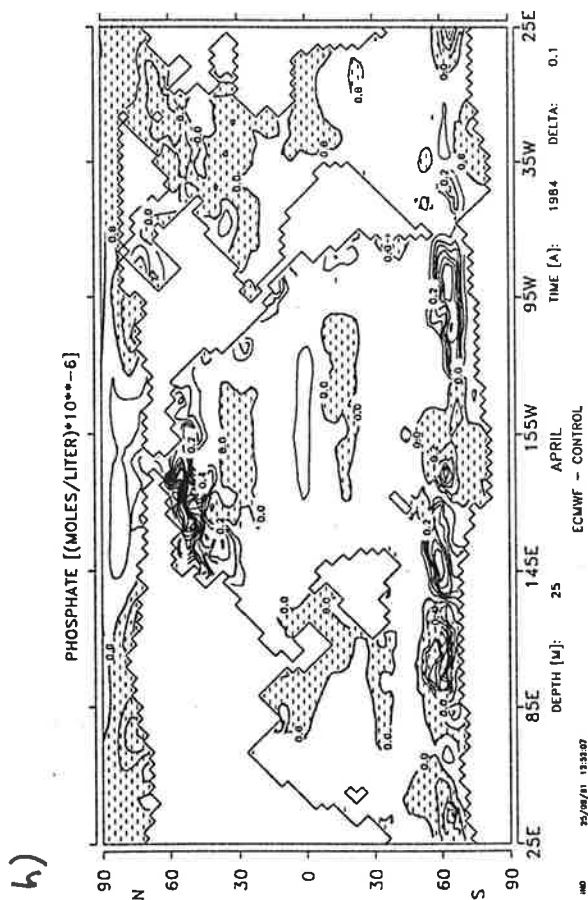
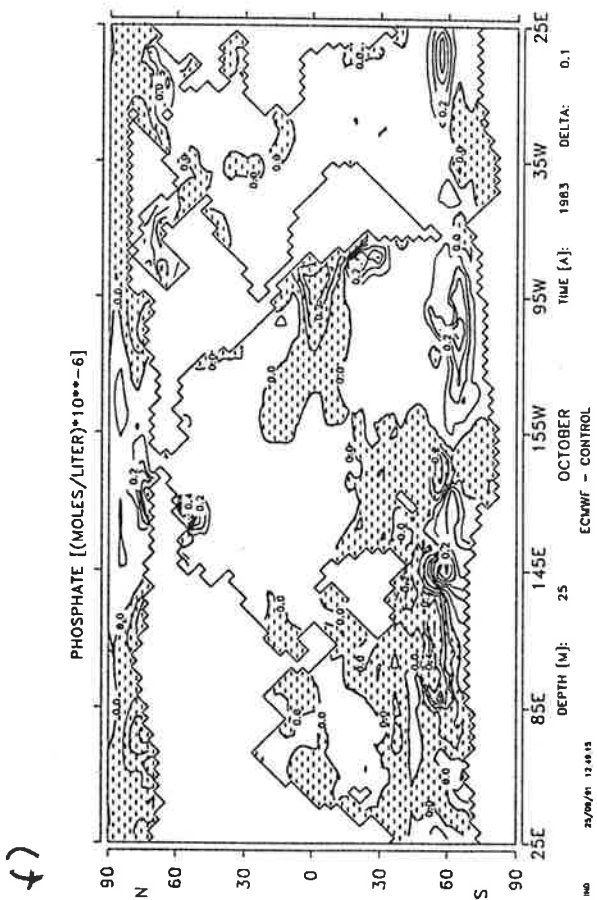


Abbildung 52: (Fortsetzung)

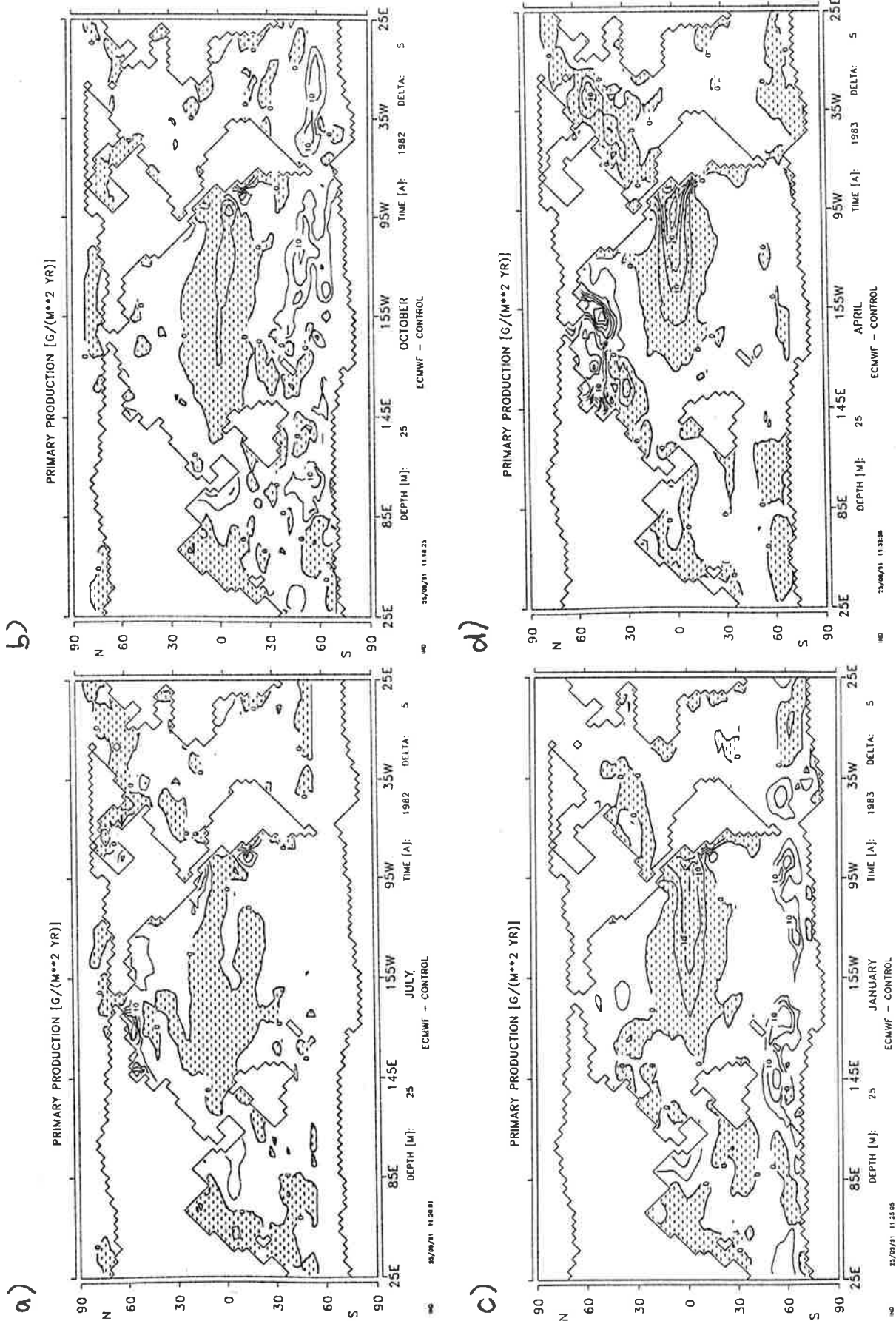


Abbildung 53: Anomalie der Primärproduktion zwischen Experiment A und Kontrolllauf. a) Juli 1982, b) Oktober 1982, c) Januar 1983, d) April 1983, e) Juli 1983, f) Oktober 1983, g) Januar 1984, h) April 1984. Das Konturintervall beträgt $5 g m^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$. Schraffierte Flächen bedeuten negative Anomalien.

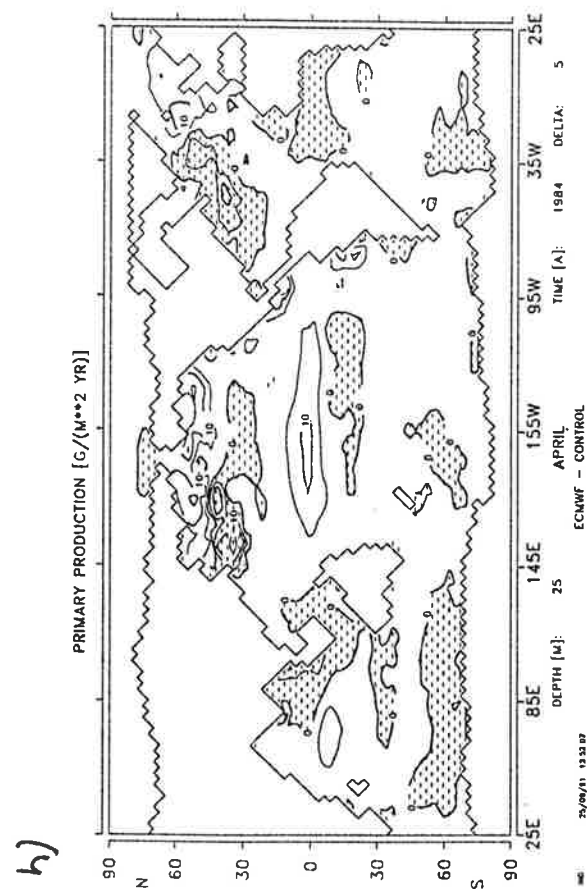
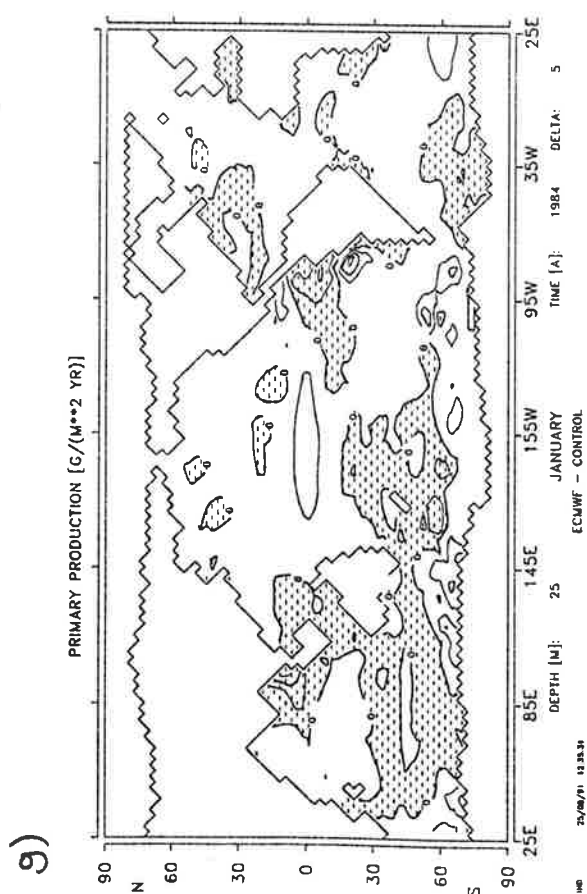
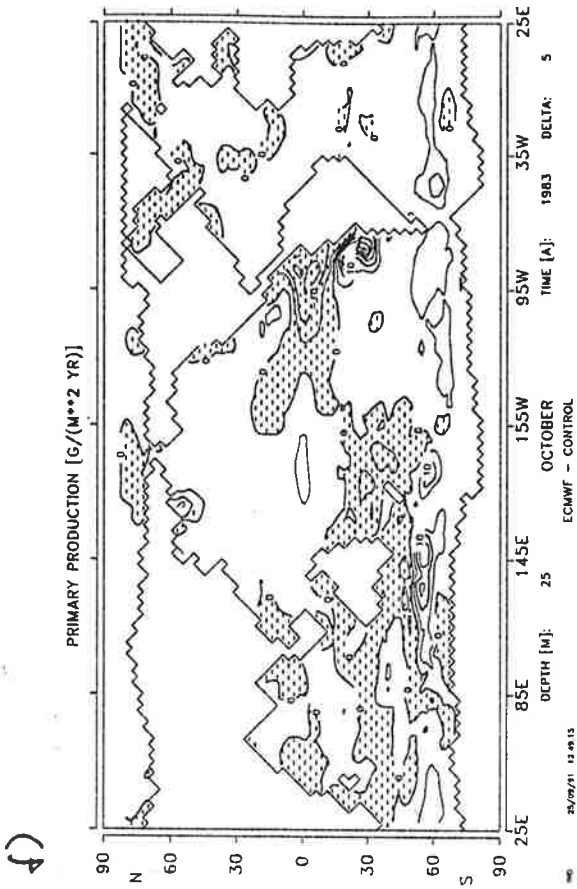
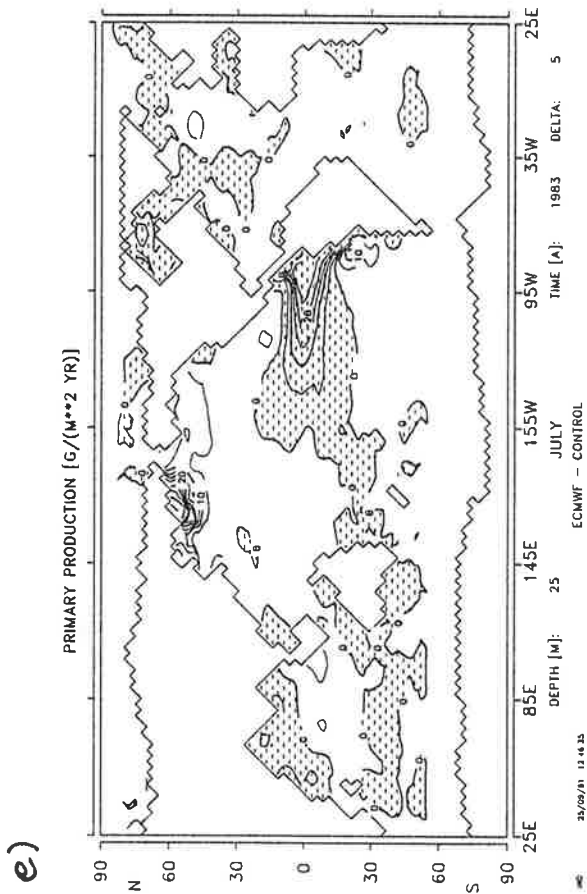


Abbildung 53: (Fortsetzung)

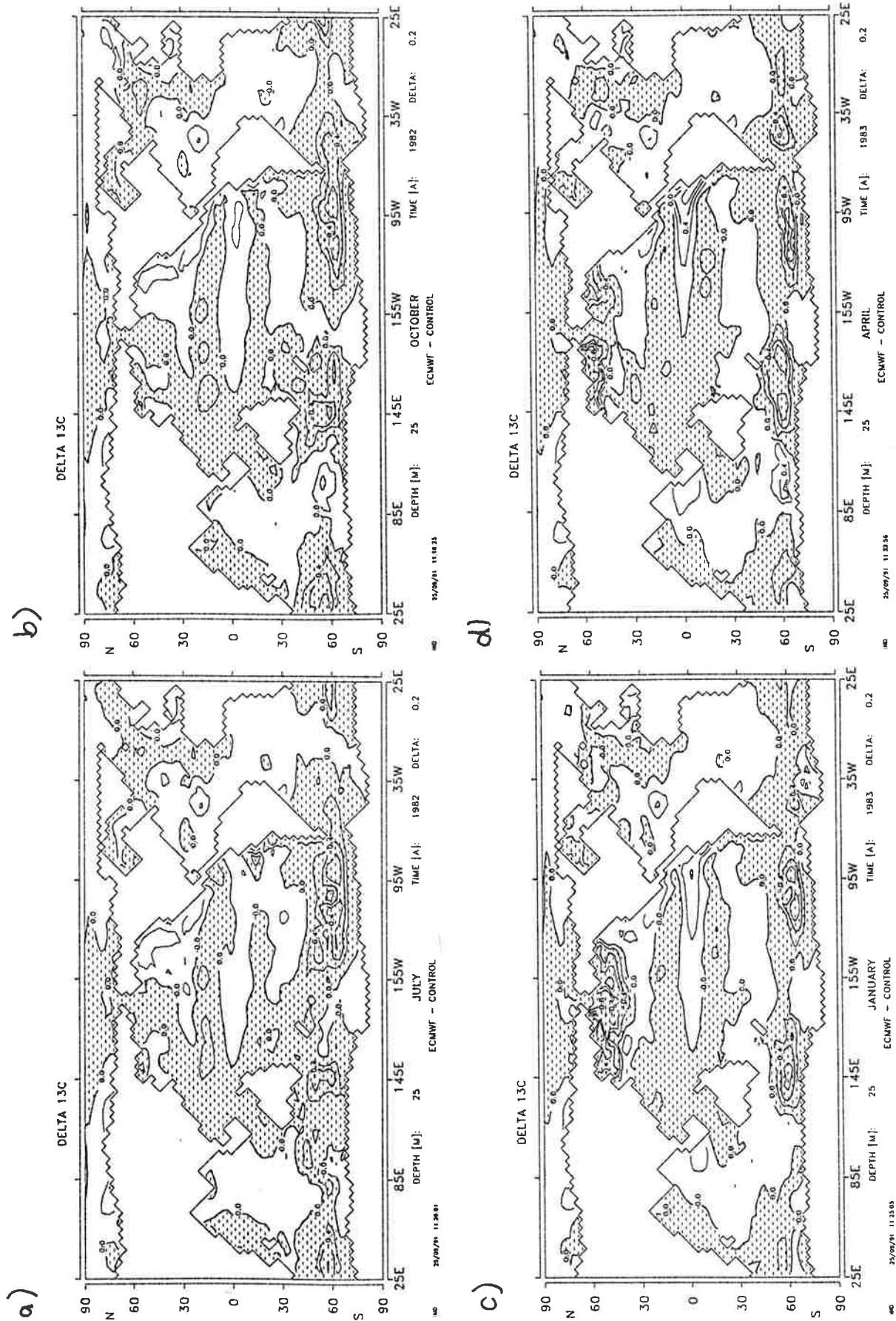


Abbildung 54: Anomalie von $\delta^{13}\text{C}$ zwischen Experiment A und Kontrolllauf. a) Juli 1982, b) Oktober 1982, c) Januar 1983, d) April 1983, e) Juli 1983, f) Oktober 1983, g) Januar 1984, h) April 1984. Das Konturintervall beträgt 0.2‰ . Schraffierte Flächen bedeuten negative Anomalien.

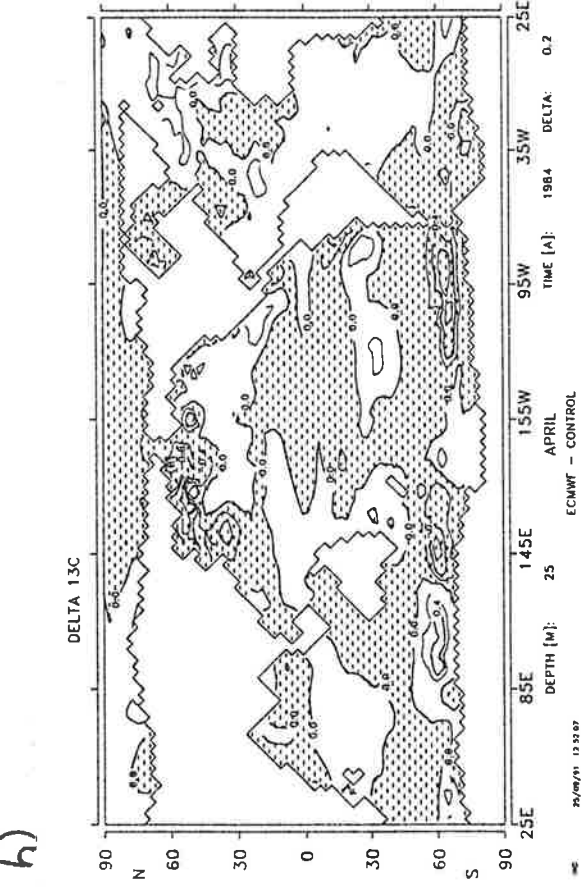
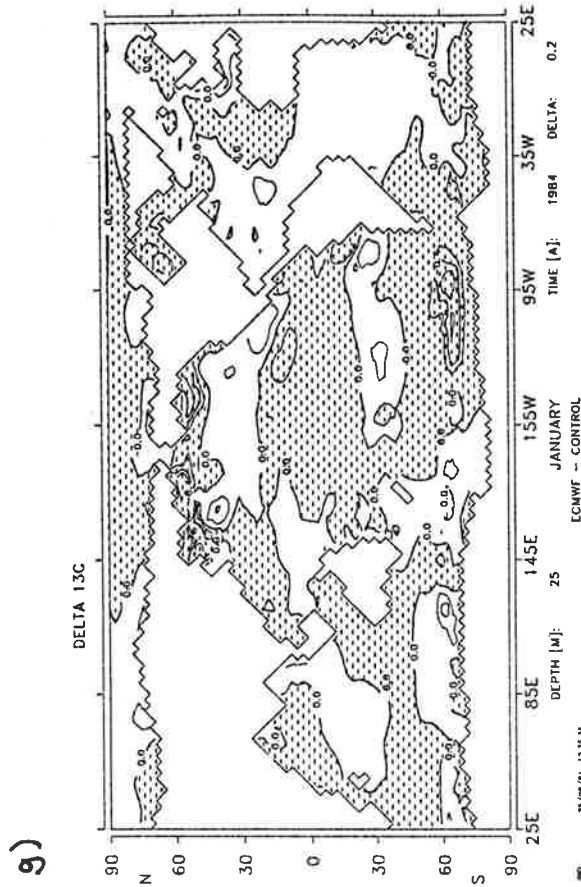
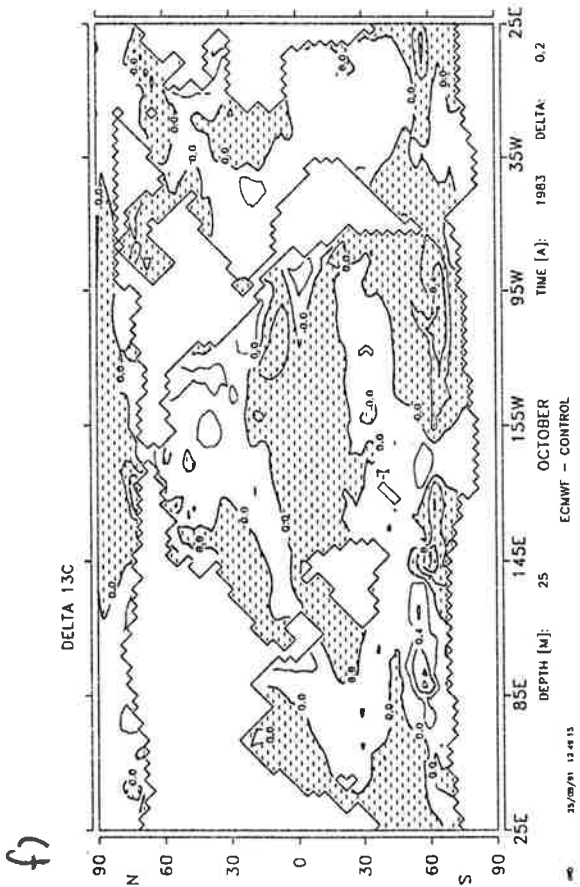
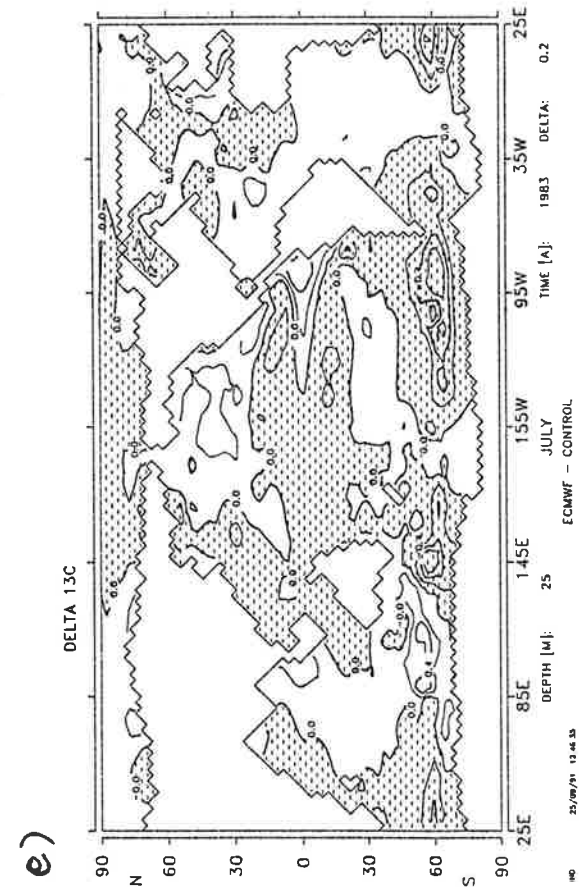


Abbildung 54: (Fortsetzung)

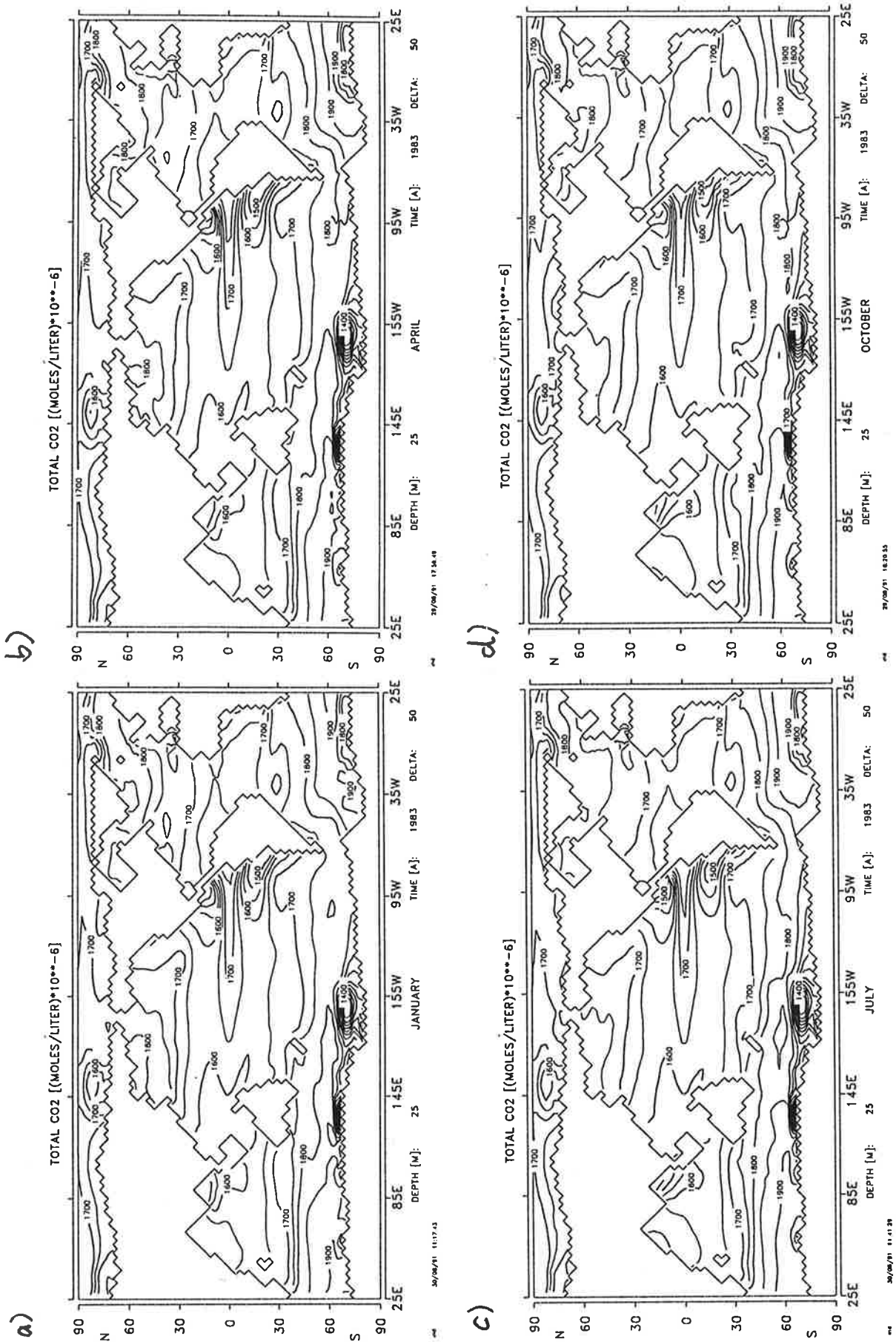


Abbildung 55: Kontrolllauf für Experiment A (industrieller Zustand): DIC a) Januar, b) April c) Juli d) Oktober. Das Konturintervall beträgt $50 \mu\text{mol l}^{-1}$.

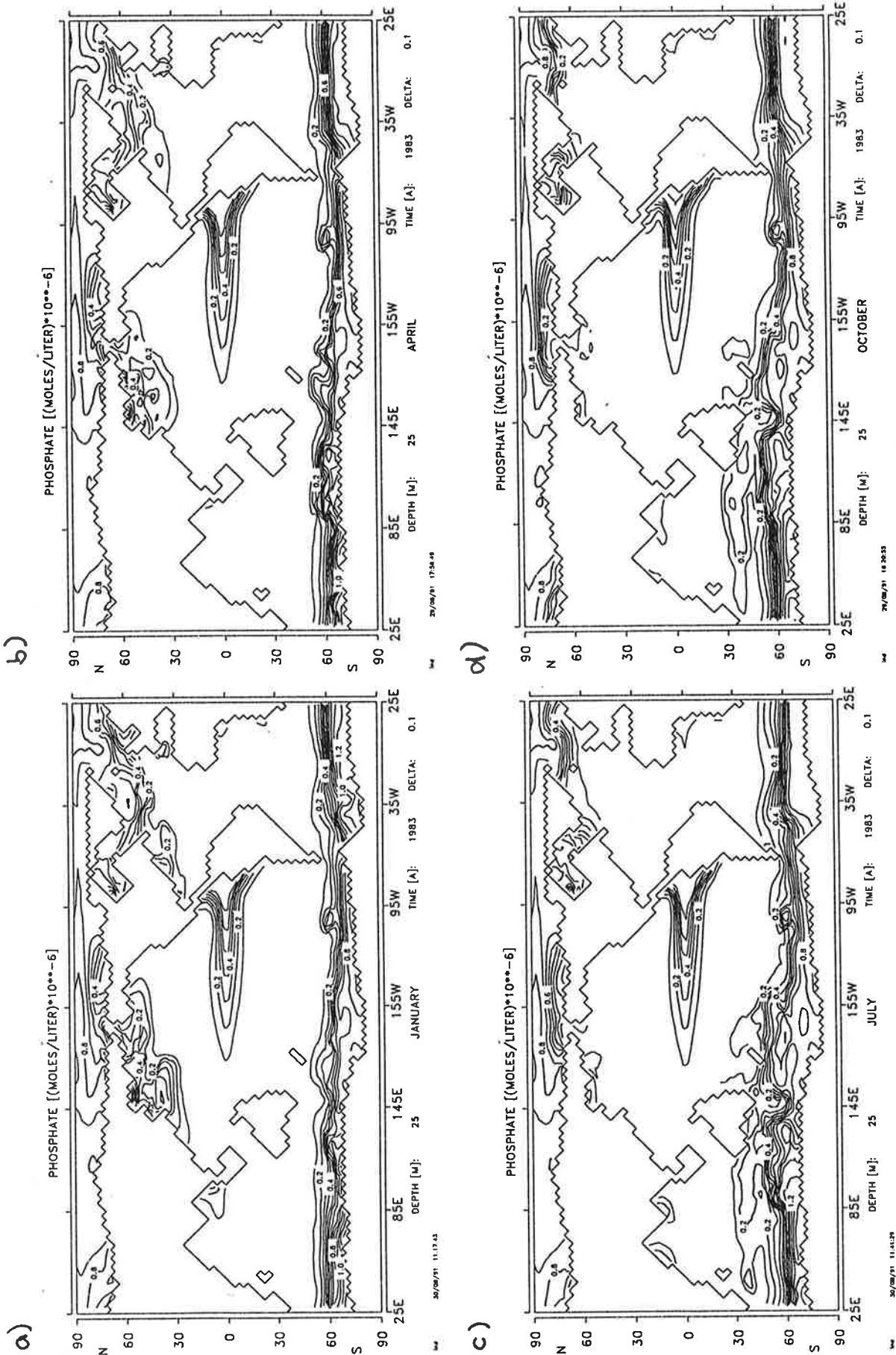


Abbildung 57: Kontrolllauf für Experiment A (industrieller Zustand): PO_4 a) Januar, b) April c) Juli d) Oktober. Das Konturintervall beträgt $0,1 \mu\text{mol l}^{-1}$.

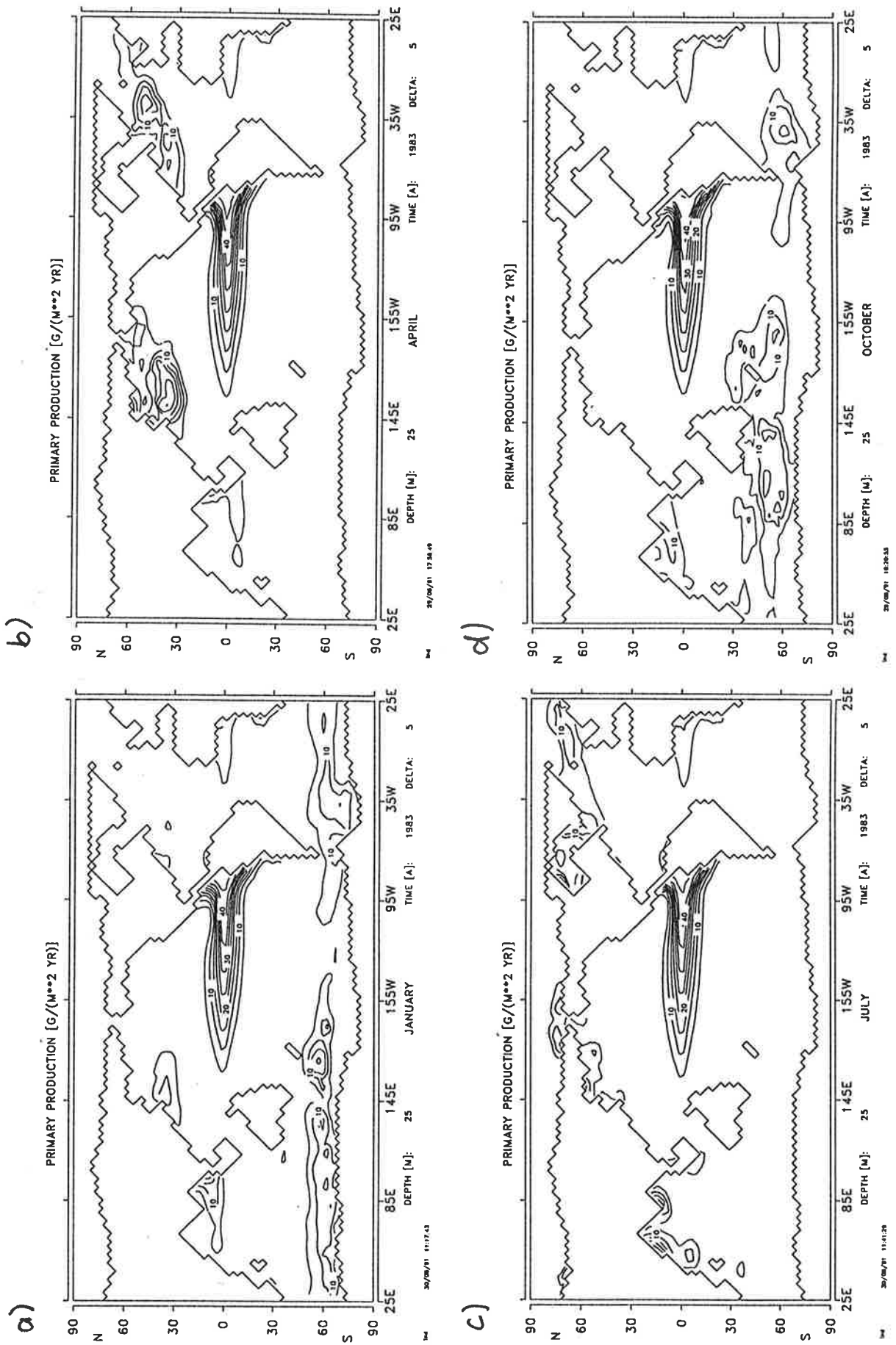


Abbildung 58: Kontrolllauf für Experiment A (industrieller Zustand): Primärproduktion a) Januar, b) April, c) Juli, d) Oktober. Das Konturintervall beträgt $5 \text{ g m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$.

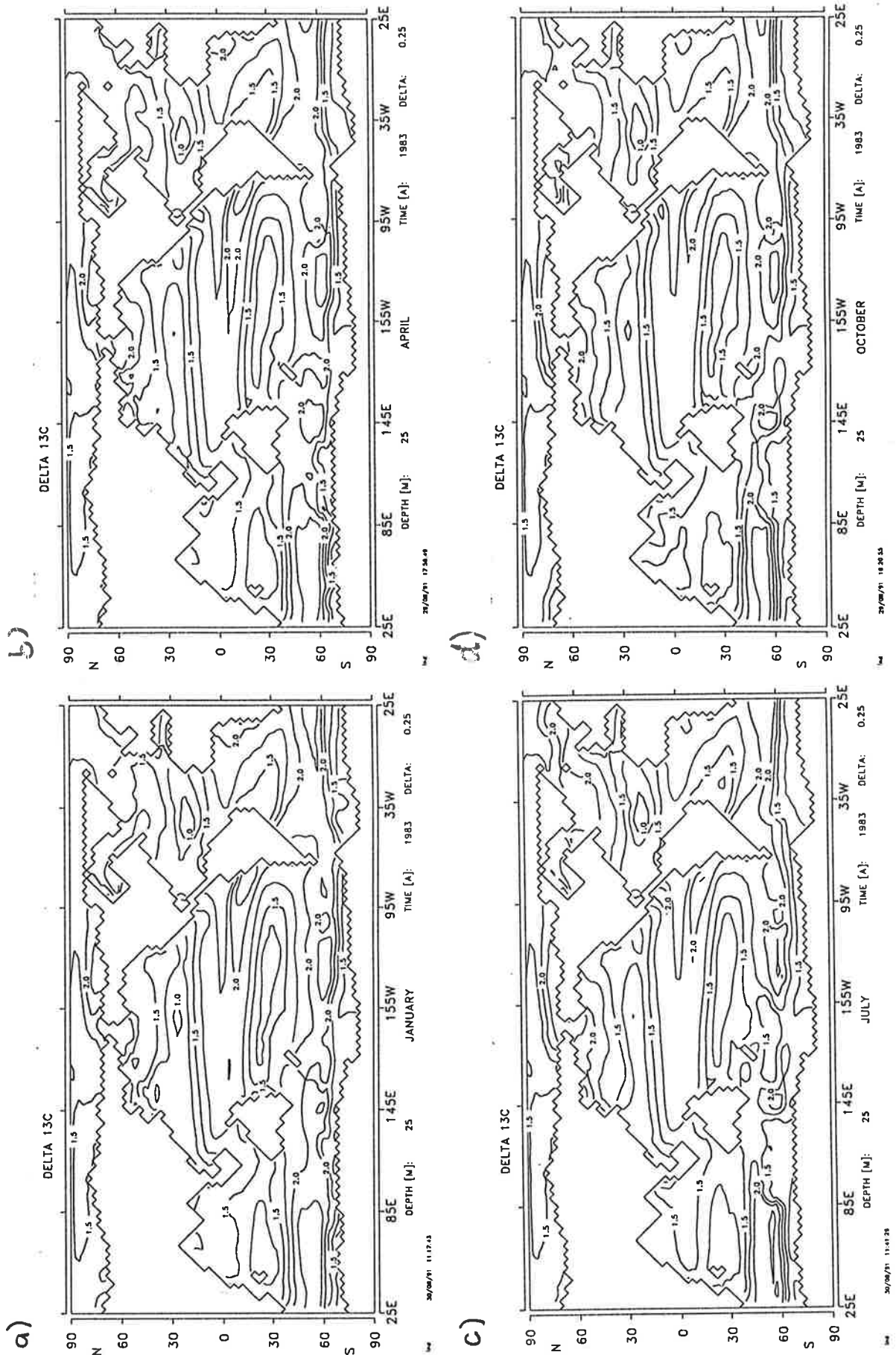


Abbildung 59: Kontrolllauf für Experiment A (industrieller Zustand): $\delta^{13}C$ a) Januar, b) April, c) Juli, d) Oktober. Das Konturintervall beträgt 0.25 ‰.

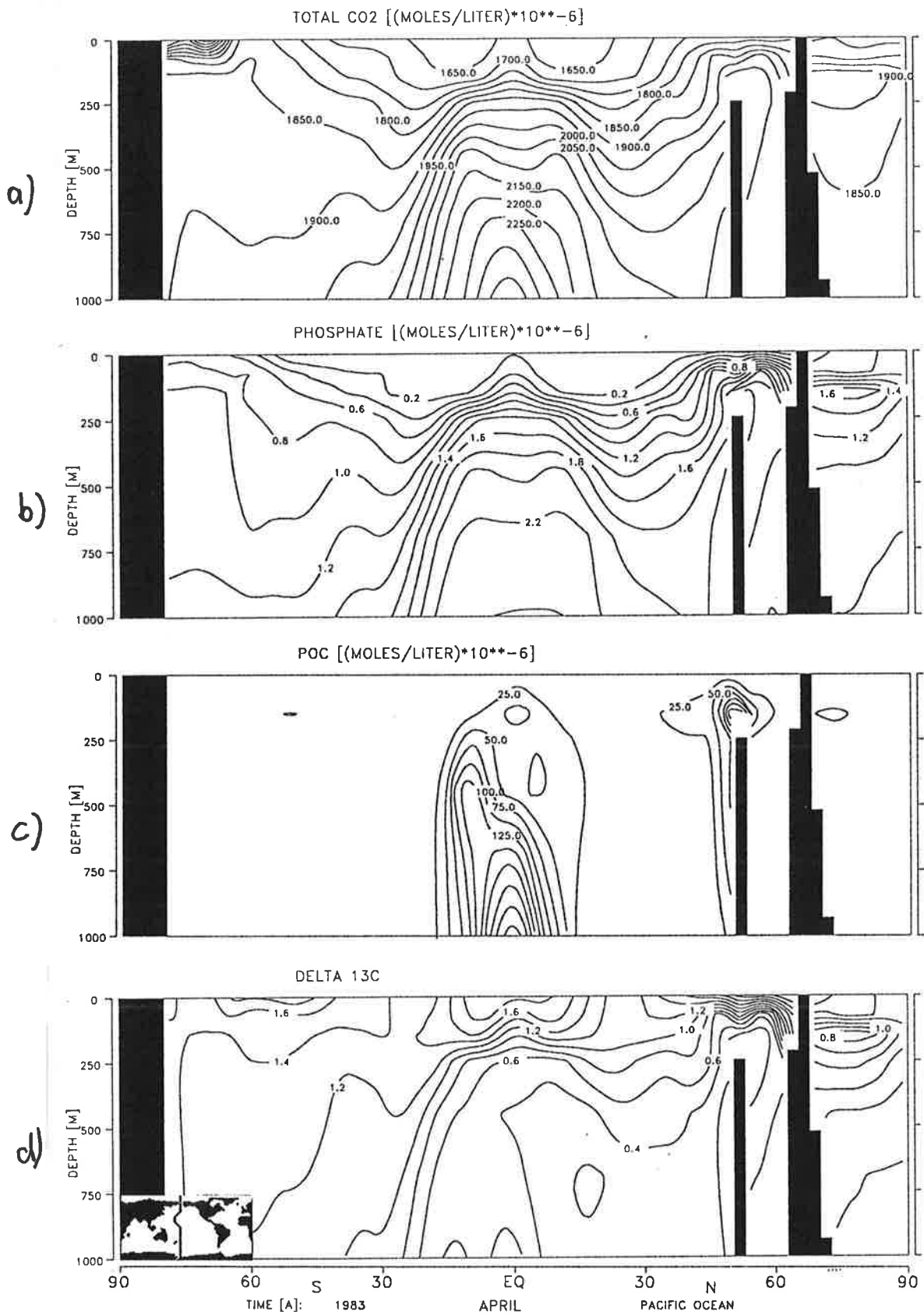


Abbildung 60: Vertikalschnitt im Pazifik des Kontrolllaufes für Experiment A (industrieller Zustand) im April. a) DIC, b) PO₄, c) POC, d) δ¹³C.

Anhang B

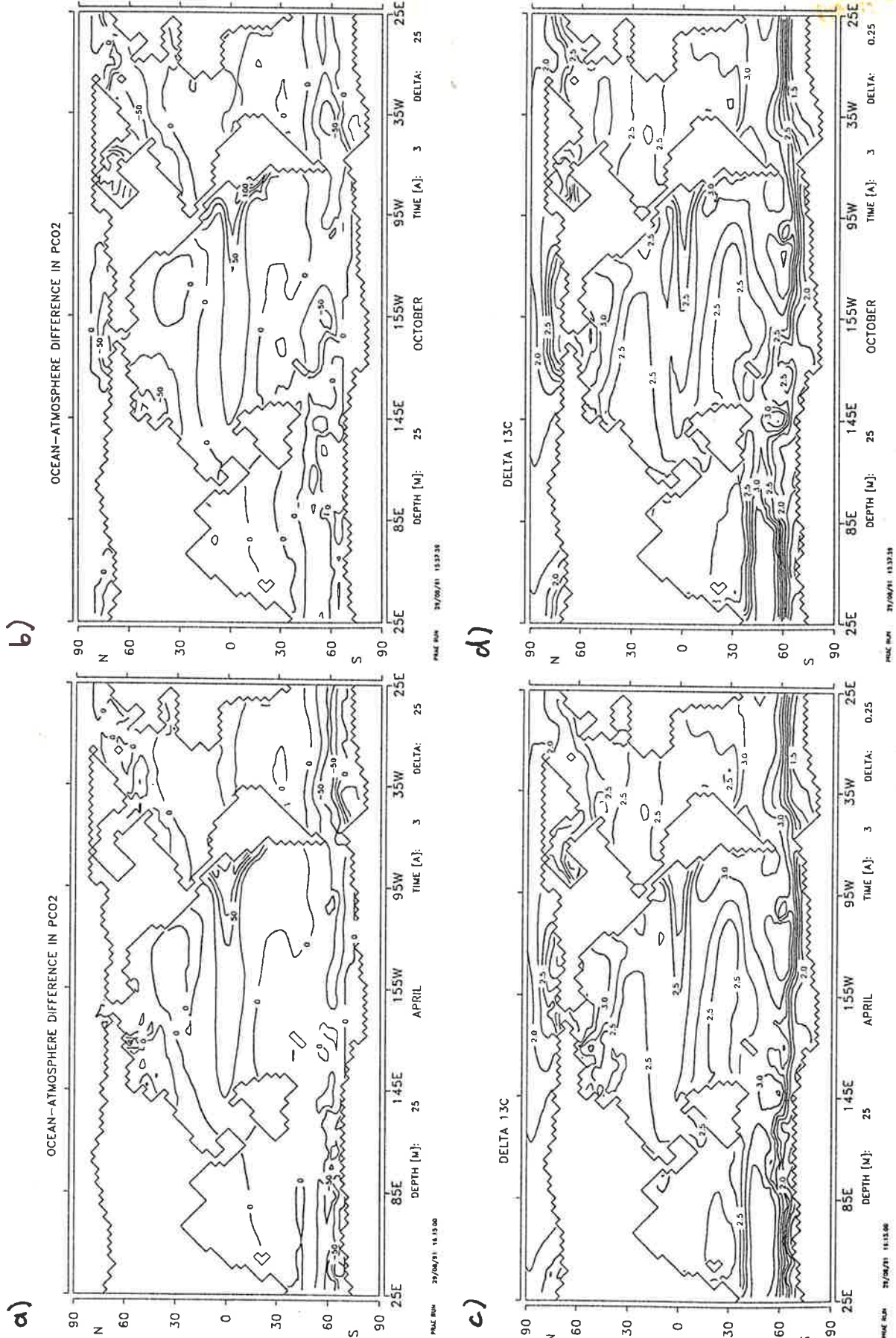


Abbildung 61: Kontrolllauf für Experiment B (präindustrieller Zustand). ΔP_{CO_2} zwischen Ozean und Atmosphäre: a) April, b) Oktober (das Konturintervall beträgt 25 ppm); $\delta^{13}C$: c) April, d) Oktober das Konturintervall beträgt 0.25 ‰.

Anhang C

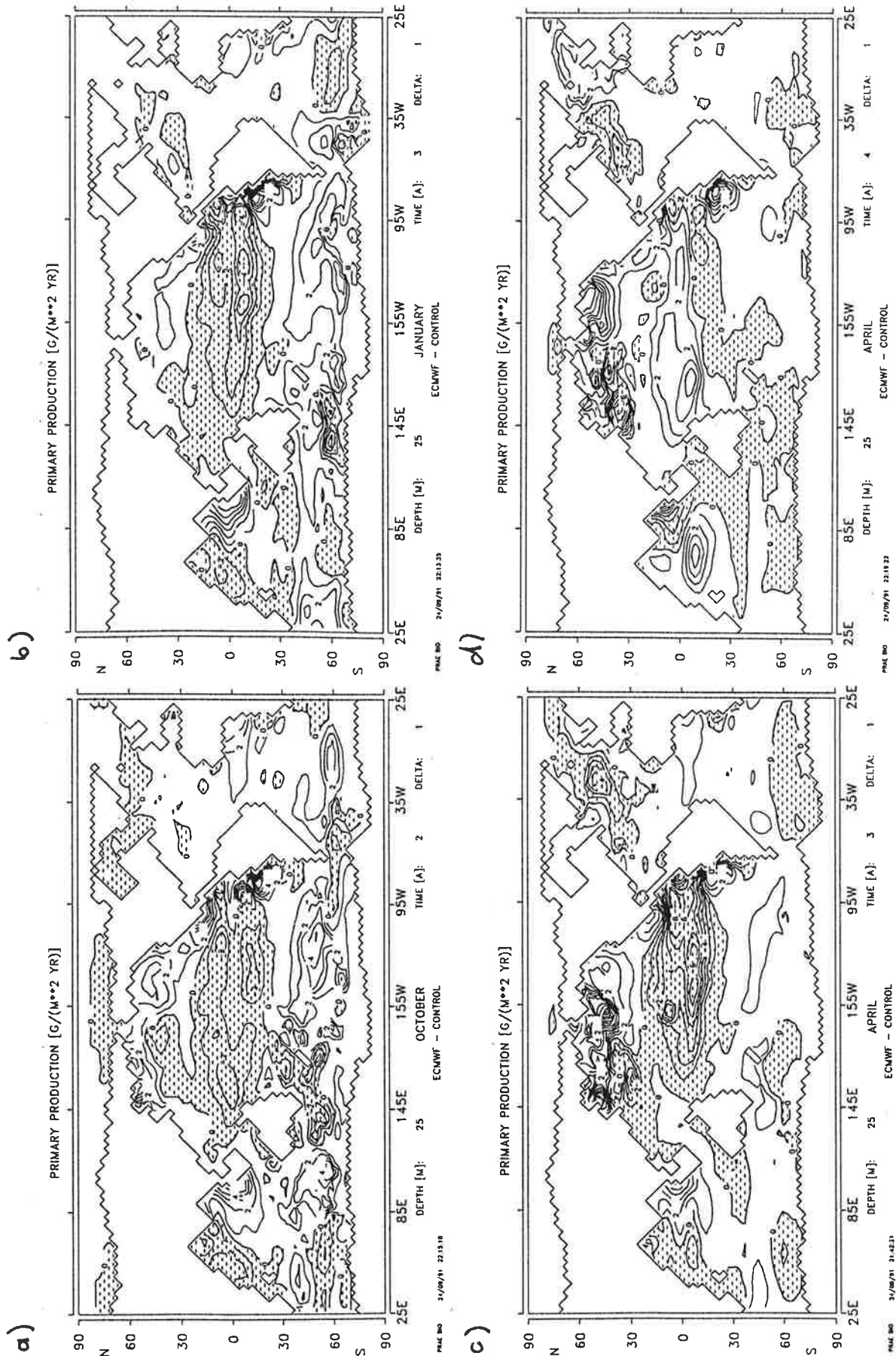


Abbildung 62: Anomalie der Primärproduktion zwischen Experiment C und Kontrolllauf. a) Oktober 1982, b) Januar 1983, c) April 1983, d) April 1984. Das Konturintervall beträgt $1 \text{ g m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$. Schraffierte Flächen bedeuten negative Anomalien.

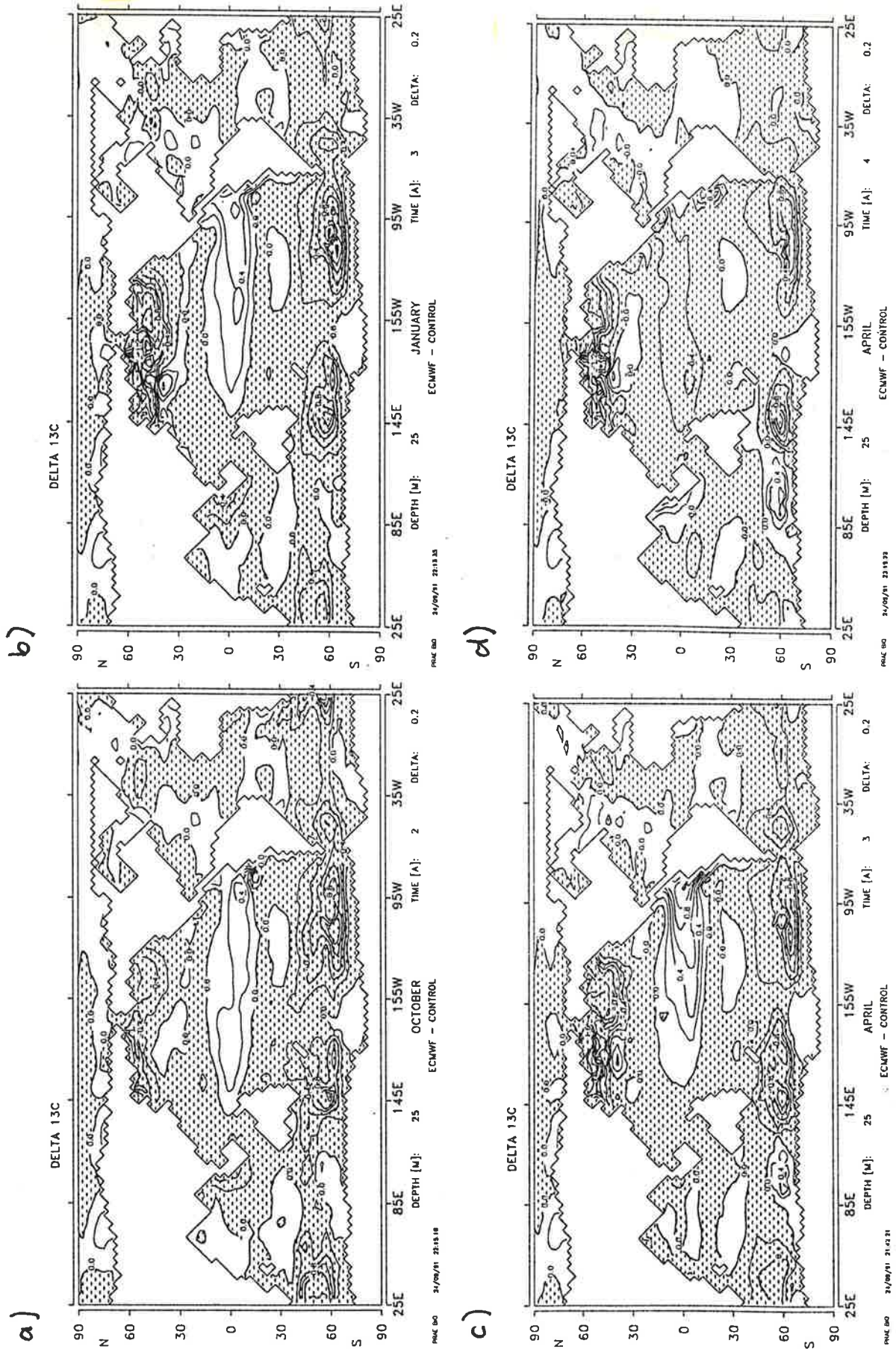


Abbildung 63: Anomalie von $\delta^{13}\text{C}$ zwischen Experiment C und Kontrolllauf. a) Oktober 1982, b) Januar 1983, c) April 1983, d) April 1984. Das Konturintervall beträgt 0.2 ‰. Schraffierte Flächen bedeuten negative Anomalien.

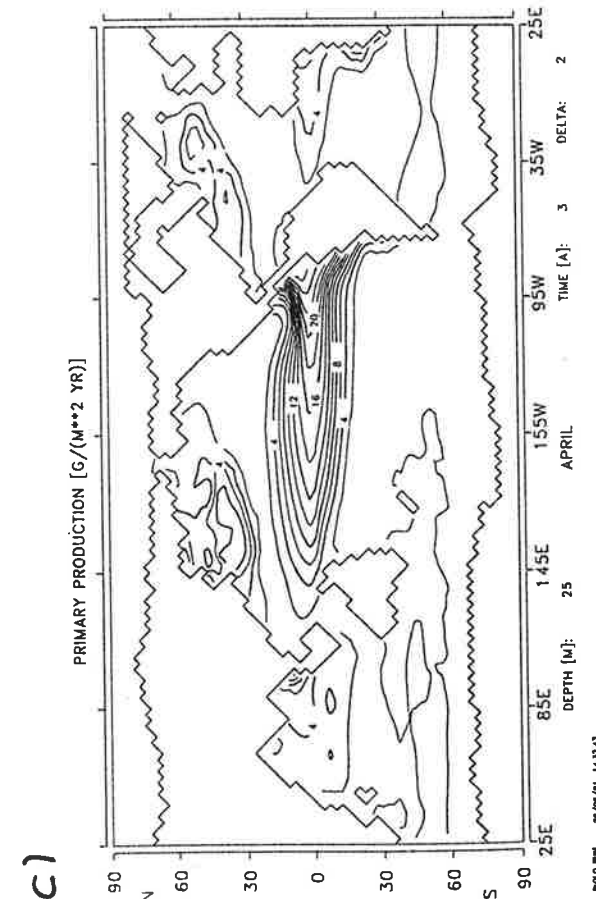
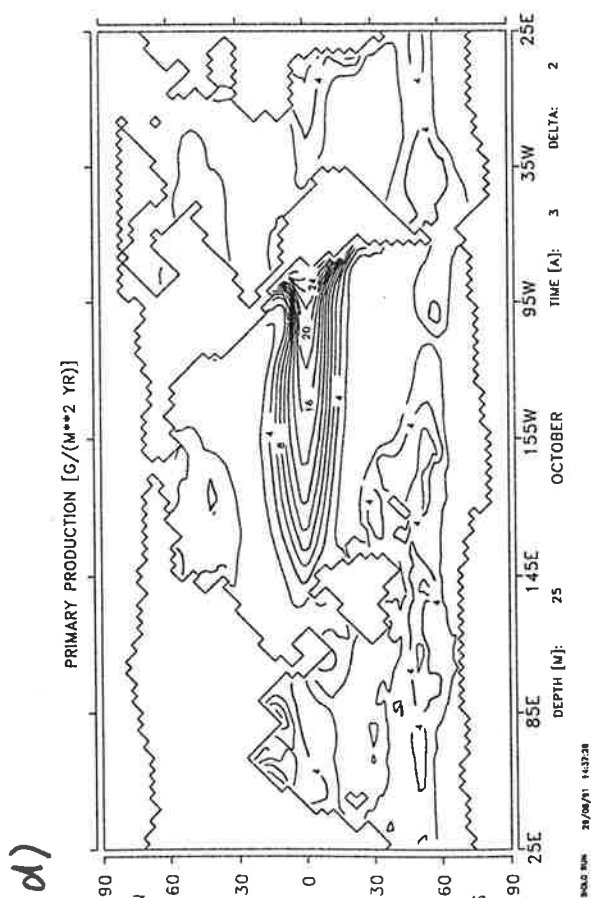
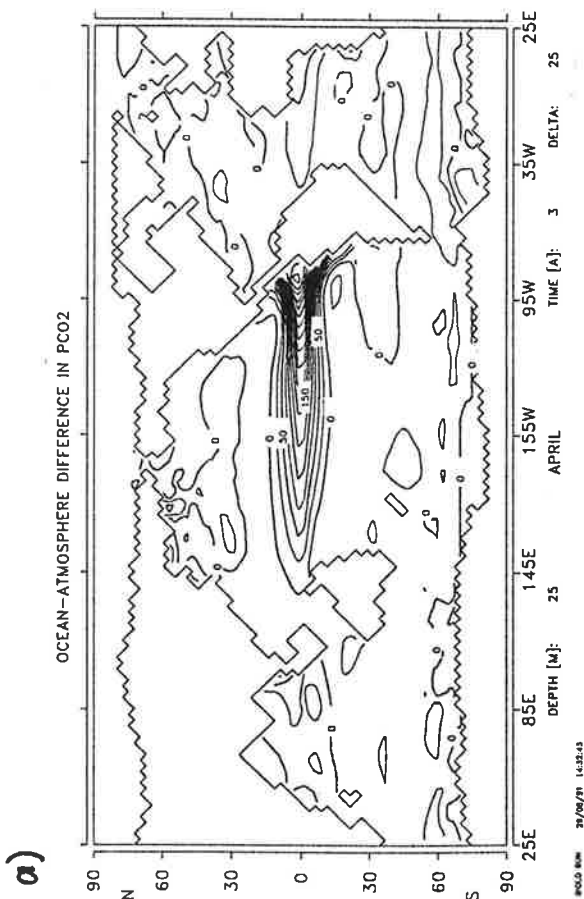
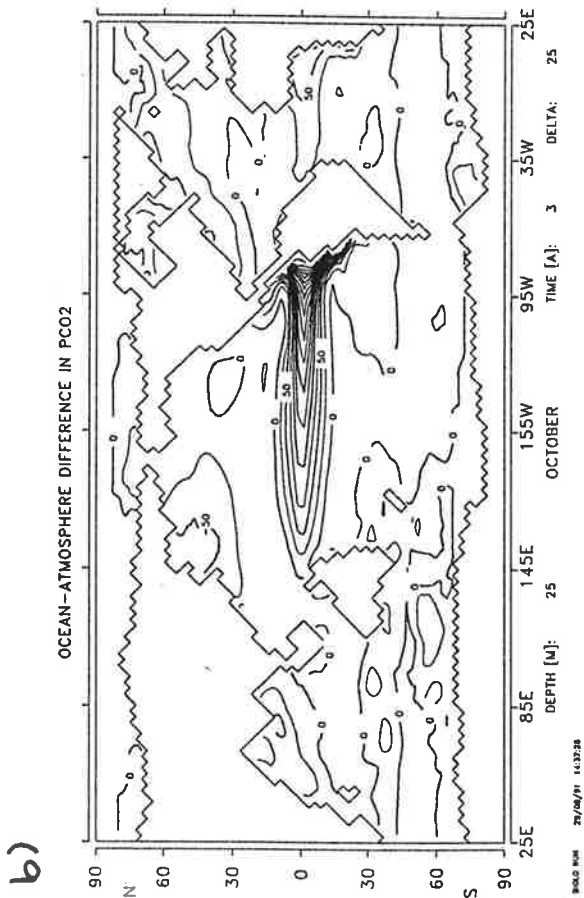


Abbildung 64: (Erläuterung siehe nächste Seite)

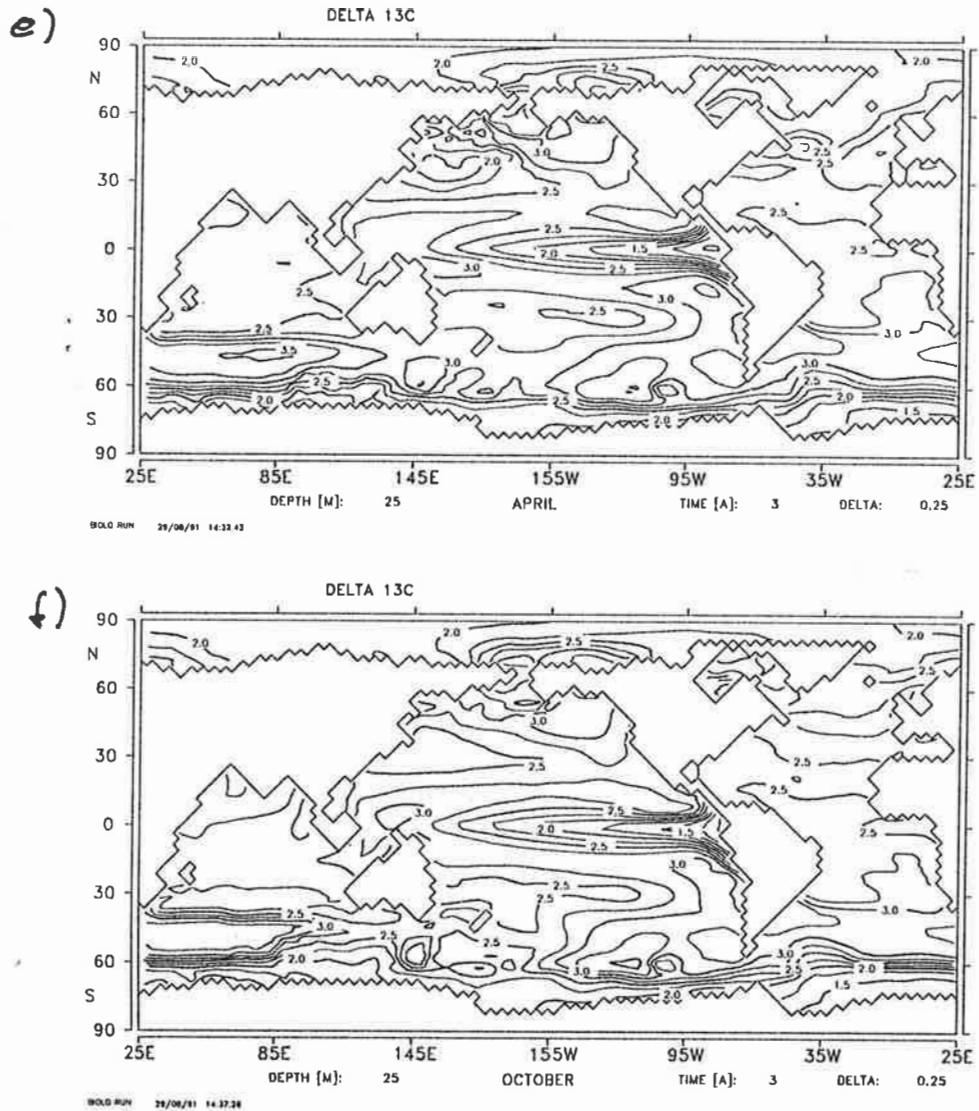


Abbildung 64: Kontrolllauf für Experiment C (präindustrieller Zustand mit reduzierter Primärproduktion). ΔP_{CO_2} zwischen Ozean und Atmosphäre: a) April, b) Oktober (das Konturintervall beträgt 25 ppm); Primärproduktion: c) April, d) Oktober (das Konturintervall beträgt $2 \text{ g m}^{-2} \text{ Jahr}^{-1}$); $\delta^{13}C$: e) April, f) Oktober (das Konturintervall beträgt 0.25 ‰)

Danksagung

Bedanken möchte ich mich bei den Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Max-Planck-Instituts für Meteorologie und des DKRZ für die vielen wertvollen und anregenden Diskussionen, insbesondere Herrn Ernst Maier-Reimer und Herrn Martin Heimann für die Betreuung meiner Arbeit.

Hiermit erkläre ich, daß ich die vorliegende Arbeit selbstständig verfaßt und außer der angegebenen Literatur und den Dienstleistungen des DKRZ keine anderen Quellen und Hilfsmittel verwendet habe.

MPI Examensarbeit-Referenz:

- | | |
|--|--|
| EXAMENSARBEIT Nr. 1
Juli 1990 | Modellierung des gekoppelten Systems
Ozean-Atmosphäre in den Tropen
Mojib Latif |
| EXAMENSARBEIT Nr. 2
Juli 1990 | Zur Dynamik des antarktischen Zirkumpolarstromes
Jörg-Olaf Wolff |
| EXAMENSARBEIT Nr. 3
Juli 1990 | Zur Erniedrigung des atmosphärischen Kohlendioxidgehalts
durch den Weltozean während der letzten Eiszeit
Christoph Heinze |
| EXAMENSARBEIT Nr. 4
August 1990 | Analysis and Prediction of the El Niño Southern Oscillation
Phenomenon using Principal Oscillation Pattern Analysis
Jin-Song Xu |
| EXAMENSARBEIT Nr. 5
Dezember 1990 | Untersuchung zur niederfrequenten Variabilität der
Meeresoberflächentemperatur im Nordpazifik
Ute Luksch |
| EXAMENSARBEIT Nr. 6
Dezember 1990 | Meereismodellierung im Südlichen Ozean
Achim Stössel |
| EXAMENSARBEIT Nr. 7
Dezember 1990 | Principal Interaction/Oscillation Patterns Theorie und
Analysen zum El Niño/Southern Oscillation Phänomen
Udo Weese |
| EXAMENSARBEIT Nr. 8
Dezember 1990 | Bestimmung des Temperaturprofils der
Troposphäre mit einem Zwei-Frequenz-LIDAR
Felix A. Theopold |
| EXAMENSARBEIT Nr. 9
Januar 1991 | Modellierung des gekoppelten Systems:
Inlandeis, Übergangszone und Schelfeis
der Antarktis
Wolfgang Böhmer |
| EXAMENSARBEIT Nr. 10
Januar 1991 | Interne Variabilität in einem stochastisch angetriebenen
ozeanischen Zirkulationsmodell
Uwe Mikolajewicz |
| EXAMENSARBEIT Nr. 11
Februar 1991 | Bildung und Transport von Aerosolteilchen und ihre
Bedeutung für den Strahlungshaushalt
Ingrid Schult |
| EXAMENSARBEIT Nr. 12
März 1991 | Strahlungsübertragung in klaren Atmosphären
im IR mit k-Verteilungs- und Linie-für-Linie Modellen
Heinz-Dieter Hollweg |
| EXAMENSARBEIT Nr. 13
November 1991 | Die bodennahe Luftströmung über inhomogenen Oberflächen
Martin Claußen |
| EXAMENSARBEIT Nr. 14
März 1992 | Windinduzierte interannuale Variabilität in der
Warmwassersphäre von 1981 bis 1987
Teil II: Fluktuationen im Kohlenstoffkreislauf
Arne M. E. Winguth |

ISSN 0938-5177