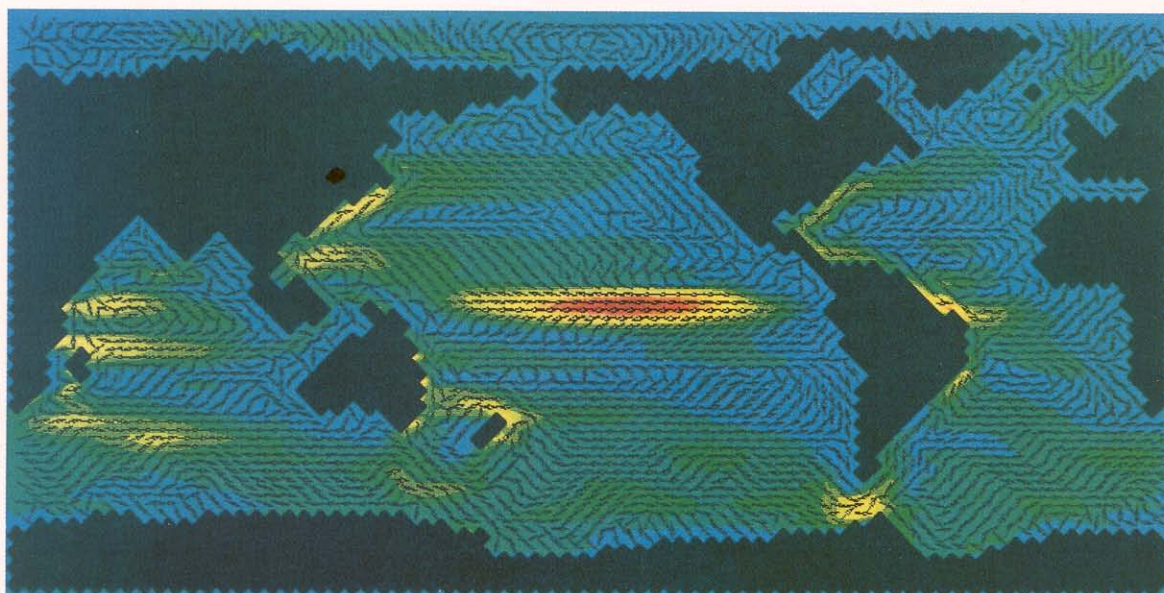


promet

1/2/3 '88

meteorologische fortbildung

Das Max-Planck-Institut für Meteorologie



cm/s

1 Einleitung

Ein dynamischer Zusammenhang zwischen der CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre und dem Klima wurde schon vor etwa 90 Jahren von S. ARRHENIUS postuliert. Erste Warnungen vor einer anthropogen erzeugten Klimaänderung wurden bereits Ende der dreißiger Jahre ausgesprochen (CALLENDAR 1938); sie wurden 1957 präzisiert, als REVELLE und SUESS darauf hinwiesen, daß die bei Verbrennung von fossilen Energieträgern freigesetzten Mengen an CO_2 , obwohl scheinbar verschwindend klein gegenüber den im Ozean vorhandenen Mengen, durchaus in der Lage sein könnten, klimawirksam zu werden. Die Aufnahme von CO_2 durch den Ozean erfolgt nämlich nicht proportional zu den vorhandenen Konzentrationen: aufgrund der Nichtlinearität der chemischen Gleichgewichtsbeziehungen im Ozean entspricht eine relative Zunahme der ozeanischen CO_2 -Konzentration um nur ein Prozent einer Erhöhung des atmosphärischen CO_2 -Gehaltes um 10%. Im Anschluß an diese Erkenntnis wurde 1958 am Abhang des Vulkans Mauna Loa auf Hawaii mit regelmäßigen CO_2 -Messungen begonnen. Seit Beginn dieser Messungen ist der CO_2 -Gehalt der Atmosphäre um 10% von 315 (1958) auf 345 (1985) ppm (parts per million) angestiegen.

In den letzten Jahrzehnten wurden noch einige Dutzend weiterer klimawirksamer Spurengase identifiziert (Freone, Ozon, Distickstoffoxid, Methan, ...), deren kumulativer Klimaeffekt nach plausiblen Szenarien in Zukunft etwa dieselbe Größe erreichen könnte wie das CO_2 allein. In Modellrechnungen, in denen die Reaktion des Klimasystems auf eine gegebene Erhöhung der Spurengase untersucht wird, werden diese gewöhnlich nicht isoliert behandelt, sondern entsprechend ihrer Absorptionsfähigkeit als CO_2 -Äquivalent. Für realistische Prognosen, die etwa die Grundlage für wirtschaftspolitische Maßnahmen darstellen könnten, ist entscheidend, binnen welcher Frist mit einer als kritisch anzusehenden Erhöhung der atmosphärischen Konzentration der Treibhausgase zu rechnen ist. Für das CO_2 stellt sich diese Frage als das Problem der Einbettung der anthropogenen CO_2 -Emission in den natürlichen Kohlenstoffkreislauf. In diesem Beitrag soll lediglich auf den Kohlenstoffkreislauf an sich, aber nicht auf die Auswirkung des CO_2 auf das Klima eingegangen werden (vergl. hierzu Promet 4'85, 1'86).

Kohlenstoff ist die Grundsubstanz allen Lebens. Die natürliche Nahrungskette wird eingeleitet durch die Fähigkeit der Pflanzen, in Licht CO_2 aus der Luft zu organischen Verbindungen umzuwandeln. Kohlenstoff tritt in drei Isotopen auf. Dabei entfallen 99% auf das stabile ^{12}C , 1% auf das ebenfalls stabile ^{13}C und etwa 10^{-12} auf das radioaktive Isotop ^{14}C . Letzteres entsteht in der oberen Stratosphäre durch kosmische Strahlung aus Stickstoff. Es zerfällt mit einer Halbwertszeit von 5730 Jahren. In geologisch alten Formationen, wie auch in den Kohle- und Ölvorräten sind die ursprünglichen ^{14}C -Anteile restlos zerfallen. Da die verschiedenen Isotope von Pflanzen verschieden genutzt werden, und auch unterschiedlich stark aus Wasser entgasen, können aus Analysen von Isotopenverhältnissen wichtige Schlüsse auf

Emissionsgeschichte und ozeanische Umwälzraten gezogen werden, die zur Kalibrierung von Modellen sehr nützlich sind.

Abbildung 1 zeigt schematisch die wichtigsten Umsetzungen von Kohlenstoff im natürlichen Kreislauf und die menschlichen Eingriffe. Die Zahlenangaben bezeichnen Gigatonnen (Gt) Kohlenstoff bzw. Gt Kohlenstoff pro Jahr. Die Emissionen durch Verbrennung von fossilem Material sind recht gut bekannt; die Abschätzungen über den Nettoeintrag aus der terrestrischen Biosphäre sind jedoch sehr unsicher. Der Betrag von 2 Gt/Jahr aus Waldrodungen ist einigermaßen gesichert. Starke Unsicherheiten sind verbunden mit Abschätzungen von Bodenerosion, Humusbildung durch verstärkten Einsatz von Düngemitteln und des Düngeffekts von CO_2 selbst. Da Kohlenstoff den Hauptanteil von pflanzlicher Trockenmasse darstellt, können Pflanzen auf erhöhtes CO_2 -Angebot mit verstärktem Wachstum reagieren, wobei sie zudem eine bessere Ausnutzung der zur Verfügung stehenden Feuchte erzielen. Dieser Effekt ist in Treibhauskulturen (mit notwendig kleinen Pflanzen) eindeutig nachweisbar; inwieweit ausgewachsene Bäume, die den Hauptanteil der terrestrischen Biomasse bilden, ebenso reagieren, ist jedoch offen.

Während der letzten Jahre stieg der atmosphärische CO_2 -Gehalt um etwa die Hälfte des fossilen Eintrags von etwa 5 Gt pro Jahr. Die einzige in Frage kommende größere Senke für die Aufnahme der verbleibenden $2\frac{1}{2}$ Gt/Jahr ist der Ozean. Nach dem derzeitigen Wissen über die Ozeanzirkulation wird es für sehr unwahrscheinlich gehalten, daß mehr als die Hälfte des bisherigen Gesamteintrages im Meer aufgenommen wurde. Damit ist eine Obergrenze für die Abschätzungen des Nettoeintrages aus der terrestrischen Biosphäre gegeben. Bei Annahme einer höheren Emissionsrate stellt sich das *missing-sink*-Problem, das in der Literatur ausführlich diskutiert wird.

In den letzten Jahren hat das Interesse der Klimatologen am Kohlenstoffkreislauf einen weiteren Impuls erhalten. Messungen an in Eis eingeschlossenen Luftbläschen haben eindeutig ergeben, daß zumindest während der letzten Glazialperiode (130.000 Jahre) starke natürliche Schwankungen des atmosphärischen CO_2 -Gehaltes aufgetreten sind. Langfristig ging die Vereisung parallel mit einer Abnahme von CO_2 . Es ist jedoch noch völlig offen, ob und wie eine Kausalität bei dieser eindeutigen Korrelation formuliert werden kann. Es fällt schwer, anzunehmen, astronomische Veränderungen der Erdumlaufbahn z. B. könnten direkt in den Kohlenstoffkreislauf eingreifen und somit über den Treibhaus-effekt Klimavariationen erzeugen. Umgekehrt reicht die mit abnehmender Temperatur erhöhte Löslichkeit von CO_2 im Ozean allenfalls aus, etwa ein Viertel der gemessenen Schwankungen zu erklären. Die bisher vorgeschlagenen Hypothesen zur Erklärung der natürlichen CO_2 -Schwankungen während des Glazials haben mehr oder weniger den Charakter von ad-hoc-Annahmen, für die außer dem zu erklärenden Effekt nur wenig weitere Evidenz besteht; keine von ihnen berücksichtigt auch nur annähernd die

GLOBALER KOHLENSTOFFKREISLAUF

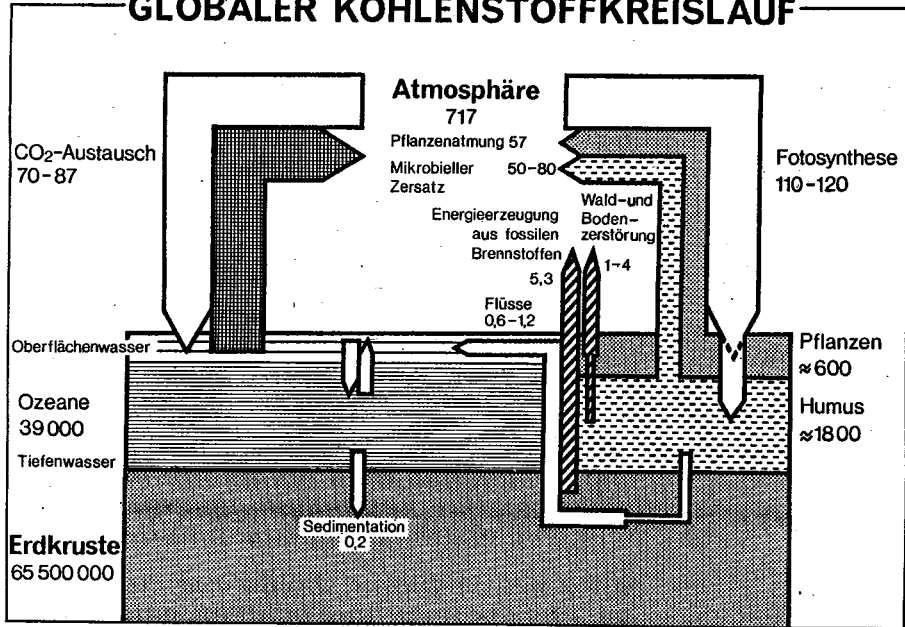


Abb. 1: Schematische Darstellung (DEGENS) des Kohlenstoffkreislaufs. Zahlenangaben in Gigatonnen Kohlenstoff bzw. Gigatonnen Umsatz pro Jahr.

Komplexität der vermutlich entscheidenden Wechselwirkungen im Gesamtsystem Ozean-Atmosphäre-Biosphäre.

Aus denselben Eismessungen ergab sich eine recht genaue Rekonstruktion der Geschichte des anthropogen verursachten CO_2 -Anstiegs in der Atmosphäre. Vor Beginn des industriellen Zeitalters lag der mittlere Atmosphärengehalt bei 280 ± 5 ppm. Zur Rekonstruktion des biosphärischen Eintrags von Kohlenstoff seit dieser Zeit wird vor allem das Isotopen-Verhältnis $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ in Baumringen herangezogen. Das leichtere ^{12}C kann besser durch die Zellmembranen der Pflanzen diffundieren; als Folge weist pflanzliches Material gegenüber den anorganisch gebundenen Kohlenstoffmengen ein um 26 Promille reduziertes Verhältnis auf. In den letzten 160 Jahren ist das atmosphärische $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis um etwa 1,5 Promille gesunken. Dies liegt daran, daß fossile Energieträger ehemals pflanzliches Material darstellen und somit bei Verbrennung für eine Reduktion im $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis in der Atmosphäre sorgen. Da die Abnahme des Verhältnisses gut gemessen werden kann, und da die fossile Emission ebenfalls sehr gut bekannt ist, kann mit Fehlerausgleichsverfahren die biogene Emission als Restterm bestimmt werden.

2 Partialdruck und anorganische CO_2 -Chemie/Pufferung

Zur Zeit sind etwa 37.000 Gigatonnen Kohlenstoff im Meer gelöst, während sich 700 Gt in der Atmosphäre befinden. Vom Kohlenstoff im Meer liegt nur etwa 1% als gelöstes

CO_2 vor, das mit dem atmosphärischen CO_2 im direkten Austausch steht; 90% liegen als Bikarbonat (HCO_3^-), die restlichen 9% als Karbonat (CO_3^{2-}) vor. Der Partialdruck, der für das Gleichgewicht mit der Atmosphäre die entscheidende Größe darstellt, ist nach dem Henry-schen Gesetz proportional zu der Konzentration von gelöstem CO_2 :

$$[\text{CO}_2] = \alpha p_{\text{CO}_2},$$

wobei α die physikalische Löslichkeit bezeichnet. Im Meerwasser finden Dissoziationsprozesse statt:



wobei H^+ Wasserstoffionen sind. Obwohl ihre Konzentration um mehr als vier Größenordnungen kleiner ist als die der Bikarbonationen, steuern sie die Gleichgewichte. Das Massenwirkungsgesetz fordert (mit konstantem $[\text{H}_2\text{O}]$):

$$[\text{H}^+][\text{HCO}_3^-] = K_1[\text{CO}_2]$$

$$[\text{H}^+][\text{CO}_3^{2-}] = K_2[\text{HCO}_3^-]$$

(Die eckigen Klammern geben in der üblichen chemischen Bezeichnungsweise die Konzentrationen an, etwa in mol/l .)

Die Konstanten α, K_1 und K_2 sind stark temperaturabhängig: zwischen 0 und 30°C nimmt die Löslichkeit um etwa die Hälfte ab, die Dissoziationskonstanten nehmen um die Hälfte zu. Die Gesamtlöslichkeit nimmt mit steigender Temperatur ab, aber sehr viel schwächer als die reine

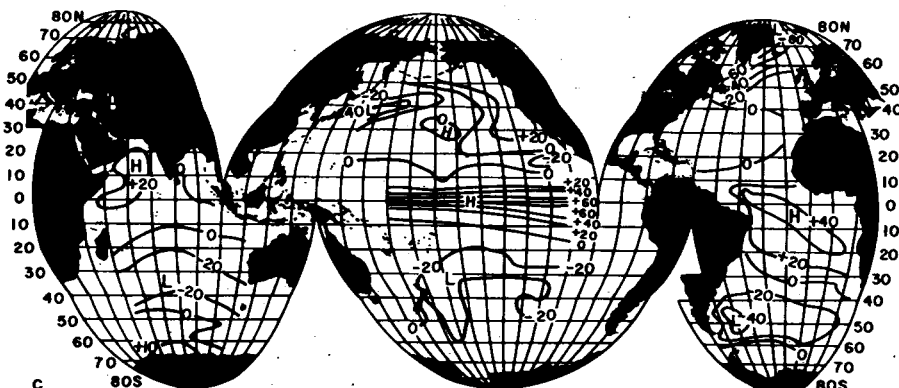


Abb. 2: Partialdruckdifferenz von CO_2 zwischen Ozean und Atmosphäre (TAKAHASHI).

Gaslöslichkeit. Bei gleichbleibendem Partialdruck beträgt die Abnahme der Löslichkeit etwa 0,4%/K.

Die durch regionale Temperaturunterschiede erzeugten Differenzen im Partialdruck werden durch Transporte in der Atmosphäre weitgehend ausgeglichen. In den Auftriebszonen, vor allem um den Äquator gibt aufsteigendes Wasser bei Erwärmung CO₂ ab, das in hohen Breiten bei Abkühlung wieder vom Ozean aufgenommen werden kann. Abbildung 2 zeigt die daraus sich einstellende Verteilung des Partialdruckes an der Oberfläche.

Die Gleichgewichtsreaktion des Ozeans auf einen kleinen Eintrag I aus fossiler Verbrennung läßt sich nun relativ einfach berechnen. Mit den Abkürzungen A = [CO₂], B = [HCO₃⁻], C = [CO₃²⁻] und H = [H⁺] erhalten wir für kleinere Änderungen

$$HdB + BdH = K_1 dA$$

$$HdC + CdH = K_2 dB.$$

Die Massenbilanz für den Gesamtkohlenstoff lautet:

$$dA + dB + dC = I.$$

Die noch fehlende vierte Gleichung ergibt sich aus der Erhaltung der elektrischen Ladung:

$$dB + 2dC - dH = 0.$$

Dieses System ist relativ einfach zu lösen. Mit realistischen Werten A = 10⁻⁵, B = 2 x 10⁻³, C = 2 x 10⁻⁴, K₁ = 10⁻⁶, K₂ = 10⁻⁹ und H = 10⁻⁸ mol/l ist dB ≈ 20dA, dC ≈ -10dA und dH ≈ 0.012dA. Damit manifestiert sich das Prinzip von LE CHATELIER: Bei der Aufnahme von CO₂ ändert sich das System derart, daß es die Aufnahmefähigkeit verringert. Mit steigendem CO₂-Gehalt wird das Meer zunehmend sauer, die Speicherfähigkeit für zusätzliche Emissionen nimmt allmählich ab.

Die Beziehung dAdC < 0 gilt auch für die umgekehrte Reaktion: bei Ausfällung von Kalziumkarbonat verhält sich das System so, daß es besser löst, d. h. es wird sauer und der Partialdruck steigt. Das Oberflächenwasser ist zu etwa 300% übersättigt bezüglich der Bildung von Kalziumkarbonat. Die Kristallisation wird vermutlich durch das Vorhandensein von Magnesium und organischem Material behindert; Details eines solchen Mechanismus sind jedoch nicht bekannt. Für den realen Ozean wird die Rechnung modifiziert durch die Auswirkungen von anderen schwach dissoziierenden Säuren, vor allem etwa 4 x 10⁻⁴ mol/l Borsäure. Sie bewirkt, daß die marginale Speicherfähigkeit des Ozeans um etwa 20% zunimmt.

Die oben angegebene sehr einfache Gleichung für Ladungserhaltung wird dabei verallgemeinert zu einer Gleichung für die Alkalinität, d. i. die Gesamtladung der negativen Ionen, die an den hier betrachteten Reaktionen beteiligt sein können. Neben der Summe aller C-Fractionen Σ CO₂ ist die Alkalinität die wichtigste Meßgröße. Mit Festlegung dieser beiden Erhaltungsgrößen und der Gesamtmenge an Bor sind die übrigen Größen eindeutig bestimmt.

Die Angleichung des Ozeanwassers an einen erhöhten atmosphärischen Partialdruck erfolgt natürlich nur an der Oberfläche. Für die effektive Abspeicherung von emittiertem CO₂ ist entscheidend, wie schnell das angereicherte Wasser in die Tiefe gelangt und durch CO₂-ärmeres Wasser

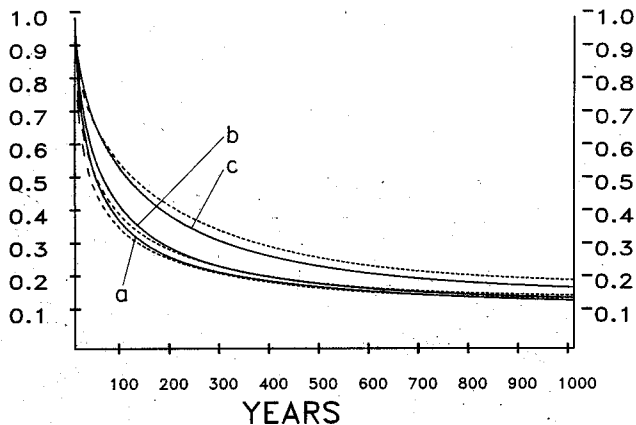


Abb. 3: Abklingverhalten der atmosphärischen CO₂-Konzentration (Greenfunktion) nach einmaliger Erhöhung um 25,100 bzw. 300%. Gestrichelt: Box-Diffusionsmodell von OESCHGER. Ausgezogen: Zirkulationsmodell.

ersetzt wird. In gewissen Grenzen kann das Verhalten des Gesamtsystems bezüglich der letztlich interessierenden CO₂-Konzentration der Atmosphäre durch eine linearisierte Einfluß(Green-)Funktion beschrieben werden. Abbildung 3 zeigt einige experimentell bestimmte Greenfunktionen, ermittelt für plötzliche Erhöhung des Atmosphärengehaltes an CO₂ um 25%, 100% und 300%. Die Kurven wurden errechnet einmal mit dem Box-Diffusionsmodell von OESCHGER und SIEGENTHALER (1983), das an der beobachteten Speicherung von Bombenproduziertem ¹⁴C geeicht wurde (gestrichelt) und mit dem dreidimensionalen Hamburger Zirkulationsmodell (ausgezogen) (MAIER-REIMER und HASSELMANN 1987). Trotz der starken Unterschiede zwischen den Modellen sind die Kurven sehr ähnlich. Bis weit innerhalb der Strichstärke können sie beschrieben werden durch Überlagerung von höchstens 4 Exponentialfunktionen, die ausgezogene Kurve für Verdoppelung etwa durch

$$G(\tau) = 0.142 + 0.088e^{-\tau/1.7y} + 0.206e^{-\tau/19y} + 0.323e^{-\tau/80y} + 0.241e^{-\tau/319y}$$

Die Einzelbeiträge zu dieser Greenfunktion lassen sich direkt interpretieren: 14% verbleiben langfristig in der Atmosphäre, der Ozean nimmt letztendlich 86% auf; 9% werden mit einer Zeitkonstanten von 1.7 Jahren relativ schnell von der jahreszeitlich variierenden Deckschicht aufgenommen, 20% etwas langsamer von der etwa 1 km tiefen Warmwasserlinse oberhalb der Hauptsprungschicht. Die große Masse des tiefen Ozeans nimmt CO₂ nur langsam (80 Jahre Zeitkonstante) bis sehr langsam (319 Jahre Zeitkonstante) auf, je nachdem, wie eng sie mit den Regionen von Tiefenwasserbildung (Nordatlantik und antarktischer Zirkumpolarstrom) verbunden ist.

3 Biotische Modifikationen

Tatsächlich sind die Konzentrationsunterschiede von CO₂ im Meer sehr viel größer als durch die Temperaturunterschiede allein zu erklären wäre. In der euphotischen Zone (die obersten 10-100 Meter des Ozeans, in die hinreichend Licht für Photosynthese eindringt) wird organisches Material gebildet. Dessen elementare Zusammensetzung wird durch die weitgehend konstanten Redfield-Verhältnisse charakterisiert (BROECKER und PENG 1983):

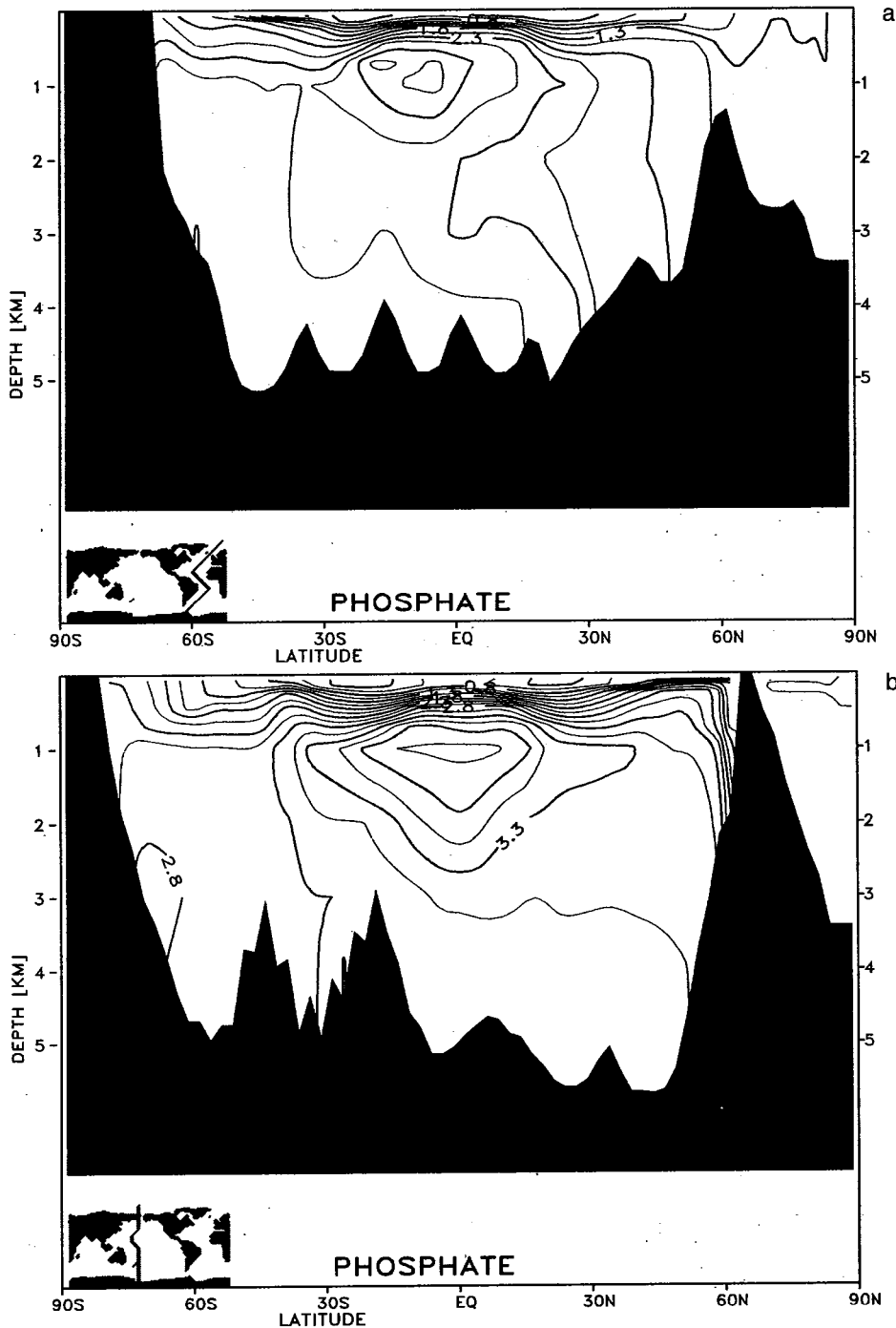


Abb. 4: Simulierte Phosphatkonzentration $\mu\text{mol/l}$ in Atlantik (4a) und Pazifik (4b)

$$\text{P:N:C:O:Ca} = 1:17:133:177:33$$

Eine übersichtliche Darstellung der dabei beteiligten biochemischen Prozesse und Partikelfraktionierung findet sich z. B. bei DEGENS et al. 1981. Die Produktion ist charakterisiert durch große Umsätze bei relativ kleinem Inventar von Biomasse. Die jährlichen Bruttoumsätze betragen etwa das Fünffache des Gesamtbestandes an lebender Biomasse. Eine dem Umsatz von zwei Jahren entsprechende Menge liegt in Form von abgestorbener Biomasse vor (partikulärer Kohlenstoff). Noch etwa zehnmals soviel liegen in Form gelöster organischer Verbindungen vor, die jedoch an der Wechselwirkung mit der Atmosphäre, zumindest auf kurzen Zeitskalen, nicht beteiligt zu sein scheinen.

Für die großräumige Umverteilung von CO_2 ist vor allem von Interesse, wieviel in Form größerer Partikel aus der

euphotischen Zone herausfällt. Diese Menge ist etwa ein Zehntel des Bruttoumsatzes aus Abbildung 1 und steht in Bilanz mit den großräumig von unten nachgelieferten Nährsalzen, vor allem Stickstoff und Phosphor. Die Verteilungen von Stickstoff und Phosphor sind weitgehend ähnlich. Für Bilanzierungen hat es sich eingebürgert, Phosphat als produktionslimitierenden Nährstoff anzunehmen.

Bei den absinkenden Partikeln sind zwei Typen zu unterscheiden: organisches Gewebematerial, bei dessen Bildung Alkalinität produziert wird durch den Einbau von Nitrat; und Kalkschalen, zu deren Bildung Alkalinität entnommen wird. Im globalen Mittel wird etwa viermal soviel Kohlenstoff in Gewebematerial eingebaut, wie in Kalkschalen; das Verhältnis ist jedoch regional sehr unterschiedlich.

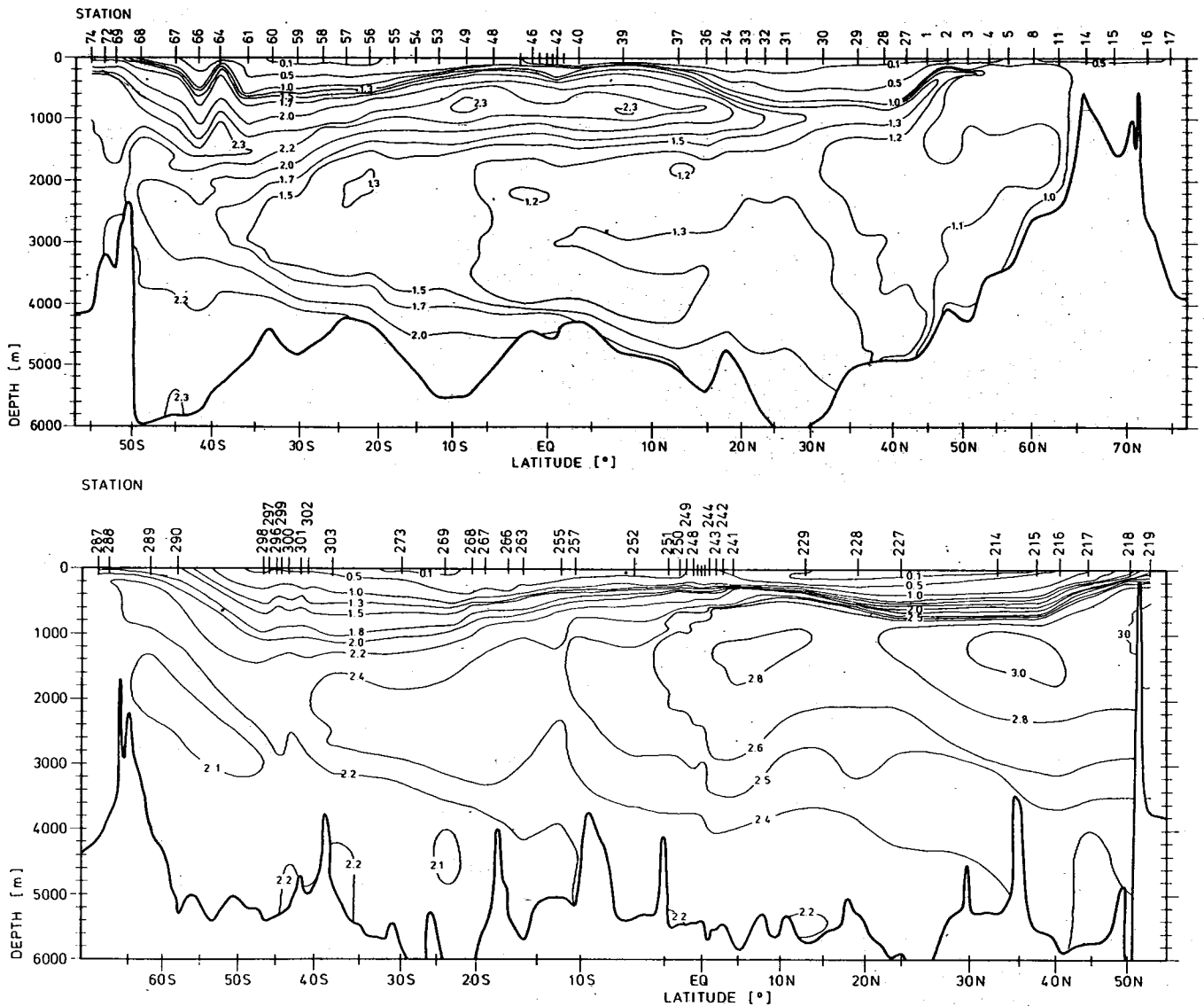


Abb. 5: wie 4, nach GEOSECS-Atlas; oben West-Atlantik, Juli - Dez. 1972; unten West-Pazifik, Sept. 1973 - März 1974.

Insgesamt wirken die biologischen Prozesse somit als Pumpe, die einen Vertikal-Gradienten in der Kohlenstoffkonzentration aufrecht erhält. Der Oberflächengehalt an CO_2 wird reduziert und damit auch der mittlere Atmosphärengehalt. Bei plötzlichem Abschalten aller Biologie würde der Atmosphärengehalt um etwa 50% steigen.

Das Absinken von Gewebematerial kann, bis auf einige Prozent an großen Aggregaten (fecal pellets), charakterisiert werden durch eine exponentielle Eindringtiefe in der Größenordnung 500 m. Es wird bakteriell zersetzt zu den Ausgangsstoffen, wobei Sauerstoff verbraucht wird. Kalkschalen dringen im Mittel tiefer ein. Das Löslichkeitsprodukt von Kalziumkarbonat steigt mit dem Druck; unterhalb von 3 km (im Mittel) ist das Wasser untersättigt, Kalk kann gelöst werden. Es treten zwei Kristallisationsformen von Kalk auf, Kalzit und Aragonit, deren Löslichkeitsprodukte sich zueinander wie 1:1.45 verhalten. Die Löslichkeitsflächen liegen im Mittel 1.5 km auseinander. (Da die Konzentration von Ca^{++} im Meer nahezu konstant ist, wird die Löslichkeit ausschließlich von CO_3 bestimmt.)

Die Übergangszone von Über- zu Untersättigung (Lysokli-

ne) unterlag im Glazialzyklus starken Schwankungen, wie aus dem Kalkanteil im Sediment geschlossen werden konnte. Einige Autoren vermuten, daß in dieser Dynamik der Schlüssel zu den CO_2 -Schwankungen liegen könnte. Ein Teil des abgesunkenen Materials bleibt am Boden liegen und wird im Lauf von einigen tausend Jahren zu Sedimentgestein und somit dem Kohlenstoffkreislauf bis auf weiteres entzogen. Die dadurch gebildete Nettosenke wird langfristig ausgeglichen durch vulkanische Emissionen und Verwitterung von altem Sediment, das durch Bewegungen der Erdkruste zu Kontinentalmaterial umgewandelt wurde. Im Lauf der Erdgeschichte wurde so der Kohlenstoffgehalt des Meeres einige tausend mal umgewälzt. Die obersten 5-10 cm des Sediments stehen jedoch noch mit dem Wasser in Verbindung und stellen somit ein großes Speicherpotential dar, das bei Änderungen der physikalischen Parameter schnell in Reaktionen treten kann.

4 Terrestrische Biosphäre

Die Kohlenstoffumsätze der Landbiosphäre sind etwa

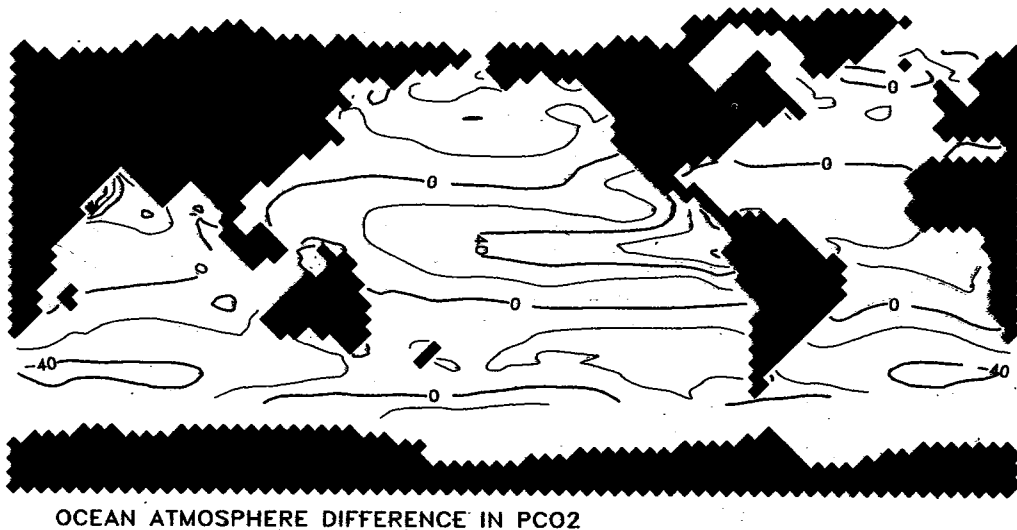


Abb. 6: Simulierte Partialdruckdifferenz (μatm) von CO_2 zwischen Ozean und Atmosphäre.

gleich groß wie die der marinen, jedoch ist der Bestand an lebender Biomasse etwa 100 mal so hoch. Aus Bestand und Umsatz kann ein mittleres Lebensalter von etwa 20 Jahren definiert werden. Die Produktion von Biomasse zeigt auch im globalen Mittel einen ausgeprägten Jahresgang: außerhalb der Tropen ist nur wenig Land auf der Südhalbkugel. Der Jahresgang wird geprägt durch Produktion im Nordsommer, wobei CO_2 aus der Atmosphäre entnommen wird, und anschließende Kompostierung mit Freisetzung von CO_2 . Dieser Zyklus bestimmt den Jahresgang der Mauna-Loa-Kurve. Die entsprechende Kurve für den Südpol weist eine sehr viel geringere Jahresamplitude auf. Durch Rodungen werden dem Untersystem z. Zt. etwa 2 Gt entzogen. Ein Teil davon wird zu Bauholz und Möbeln verarbeitet, und ist damit dem Gesamtsystem fürs erste entzogen; dieser Beitrag ist derzeit nicht zu quantifizieren. Doppelt soviel Kohlenstoff ist im Boden gebunden. Hier sind die globalen Umsatzraten (Humusbildung und Erosion) nur sehr schwer abzuschätzen. Insgesamt werden durch Flüsse etwa 0.3-1 Gt pro Jahr in die Ozeane verfrachtet. Für die künftige CO_2 -Entwicklung der Atmosphäre liegt hier ein beträchtliches Gefahrenpotential: verstärkte Erosion könnte zu einer erheblichen Erhöhung des anthropogenen Nettoeintrages führen. Neben diesen anthropogen erzeugten Prozessen, die die Landbiosphäre als Quelle für CO_2 erscheinen lassen, stellt sie auch ein Potential für eine Senke dar. Untersuchungen an Bäumen haben ergeben, daß in den letzten 30 Jahren die Spaltöffnungen der Blätter kleiner geworden sind (WOODWARD 1987). Durch den erhöhten Partialdruck von CO_2 in der Atmosphäre diffundiert verstärkt CO_2 ins Pflanzeninnere. Dementsprechend können die Öffnungen reduziert werden, um eine gewünschte Menge CO_2 aufzunehmen. Dabei verdunstet weniger Wasser, sodaß der Nutzungsgrad der Feuchte, die in den meisten Regionen für optimales Wachstum zu gering ist, verbessert wird. Pflanzen kombinieren somit eine leicht reduzierte Verdampfungsrate mit einem verstärkten Einbau von CO_2 in Biomasse. Dieser Düngeneffekt von CO_2 scheint zur Zeit die Emission durch Rodung ungefähr zu kompensieren; ohne ihn fällt es sehr schwer, die aktuelle globale Kohlenstoffbilanz zu schließen.

5 Modellierung

Die vorstehend beschriebenen Prozesse des ozeanischen Kohlenstoffkreislaufs wurden am MPI in einem dreidimensionalen Zirkulationsmodell simuliert. Das Modell für die Landbiosphäre wurde von der Arbeitsgruppe Lieth in Osnabrück übernommen (ESSER 1986). Die verschiedenen Speicher sind über ein zonal gemittelttes Einschichtenmodell der Atmosphäre gekoppelt. Die einzelnen Kohlenstoff-Fractionen werden als Tracer mit dem aus dem großskaligen geostrophischen Modell (vgl. OBERHUBER dieses Heft) resultierenden Strömungsfeld transportiert. Zu den Kohlenstoff-Feldern ΣCO_2 , partikulärer Kohlenstoff und Kalziumkarbonat, jeweils als ^{12}C , ^{13}C und ^{14}C kommen noch Alkalinität, Phosphat und Sauerstoff als Tracerfelder. Zur Verifikation des Strömungsmodells liefert der Vergleich dieser modellierten Felder mit den ent-

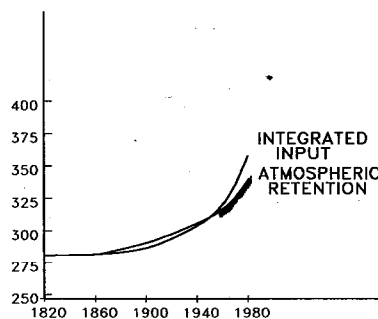


Abb. 7: Rekonstruktion des historischen Anstiegs von CO_2 in der Atmosphäre und die Messungen der Mauna Loa Station.

sprechenden Beobachtungen sehr viel schärfere Kriterien, als der Vergleich der dynamisch aktiven Verteilungen von Temperatur und Salz allein (vgl. HEIMANN, dieses Heft). Insbesondere treten die Unterschiede im Massenaufbau zwischen den großen Ozeanen, die den Ozeanographen seit langem bekannt sind, durch ihre Auswirkungen über das Strömungsfeld in den Tracerfeldern sehr viel deutlicher hervor.

Abbildung 4 zeigt die simulierte Verteilung von Phosphat in zwei Schnitten durch Atlantik und Westpazifik, die mit den 1973 während der GEOSECS-Kampagne gewonnenen Profilen (Abb. 6) vergleichbar sind. Die Verteilung von Phosphat, dem limitierenden Nährstoff, bestimmt die

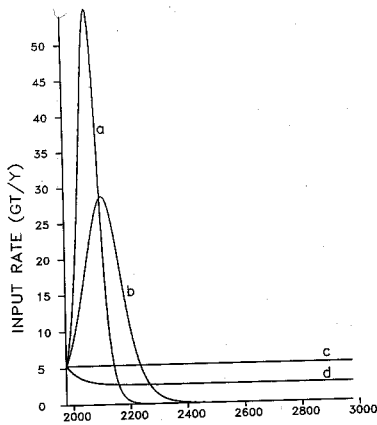


Abb. 8a: 4 Emissionsszenarien für die Zukunft.

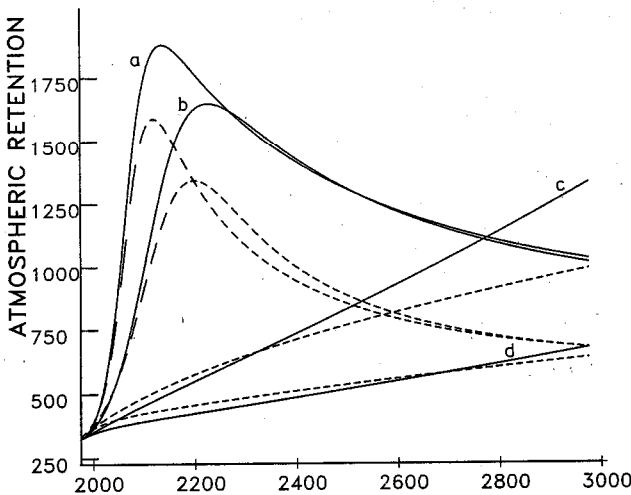


Abb. 8b: Anstieg der atmosphärischen CO₂-Konzentration in der Zukunft als Reaktion auf die Szenarien von Abb. 8a. Ausgezogen: aus Zirkulationsmodell; gestrichelt: mit der Greenfunktion b aus Abbildung 3 ermittelt.

Produktivität und damit den gesamten biogenen Kohlenstoffkreislauf. Die Struktur dieser Verteilungsform ist ein hervorragender Indikator für die Unterschiede zwischen den Zirkulationsmustern der Ozeane, die für das Klima von großer Bedeutung sind. Sie wird bestimmt durch die Verlagerung von Phosphat aus der warmen oberen Schicht in kälteres Tiefenwasser durch die biologische Pumpe und den gleichzeitigen Transport des nach unten gelangten Phosphats durch die (vorwiegend horizontalen) Meeresströmung. Die atlantische Zirkulation ist, im zonalen Mittel, gekennzeichnet durch eine ausgeprägte Strömung quer zum Äquator, verbunden mit einem starken Wärmetransport, während der Pazifik nahezu symmetrisch bezüglich des Äquators zirkuliert. Abbildung 6 zeigt die simulierte Partialdruckdifferenz von CO₂ zwischen Ozean und Atmosphäre. Die Übereinstimmung mit Abbildung 2 ist offensichtlich.

In einer reduzierten Form wurde das Modell überprüft an der Reproduzierbarkeit der historischen CO₂-Entwicklung; Daten über die Landnutzungsemissionen wurden den FAO-Statistiken entnommen. Das Ergebnis ist in Abbildung 7 dargestellt. Die rodungsbedingten Umlagerungen im System wurden dabei nicht dem input zugerechnet, sodaß der atmosphärische Anstieg zunächst größer ist, als der rein industrielle Eintrag. Abbildung 8b stellt die Aufnahmefähigkeit des Ozeans bei unveränderter Bio-

sphäre für einige Emissionsszenarien (Abb. 8a) dar. Zwei *logistische Szenarien* sind charakterisiert durch anfänglich exponentielles Wachstum (2.35% und 4.5%), das bei schwindenden Ressourcen später reduziert wird. Szenario 3 unterstellt gleichbleibende Emission auf dem Stand von 1985, während in Szenario 4 ein allmählicher Rückgang auf die Hälfte des Wertes von 1985 angenommen wird. Wie aus den Responsekurven deutlich zu sehen, nimmt der Ozean mit geringerem Wachstum überproportional mehr auf.

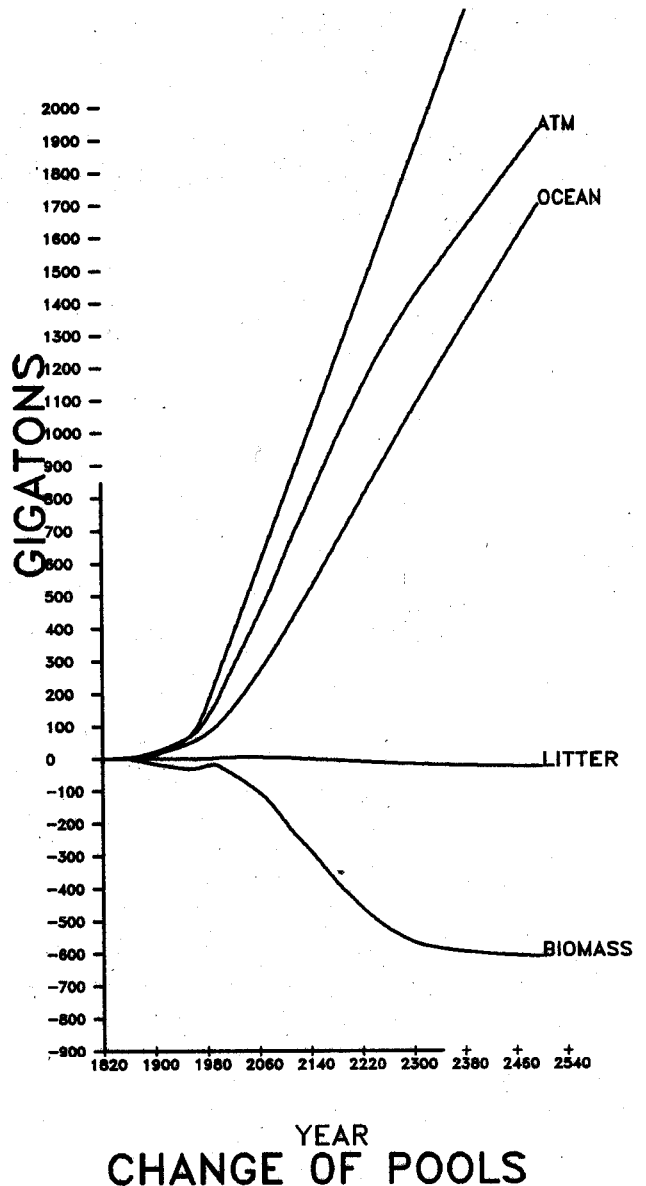


Abb. 9: Kohlenstoffbilanz bei rigoroser Landnutzung und Nullwachstum in der Energieerzeugung.

Abbildung 9 schließlich zeigt die Entwicklung der Hauptspeicher für ein Szenario mit stark zunehmender Landnutzung bei konstanter Emission auf dem Niveau von 1986. Bei diesem Szenario wurde angenommen, daß in den nächsten zweihundert Jahren die Erdbevölkerung auf etwa 20 Milliarden Menschen anwächst. Zu ihrer Ernährung müßten nahezu alle Landflächen, die überhaupt kultivierbar sind, einer regelmäßigen landwirtschaftlichen Nutzung unterliegen. Die Gesamtmasse an pflanzlich gebundenem Kohlenstoff würde sich dabei von 650 Gt heute auf weniger als 150 Gt reduzieren.

Literatur

BOLIN, B.; DÖÖS, B. R.; JÄGER, J. (Ed.): The Greenhouse effect, Climatic change, and Ecosystems, 541 S. SCOPE 29, John Wiley & sons, 1986.

BROECKER, W. S.; T. H. PENG: Tracers in the Sea. Eldigio Press, Lamont-Doherty Geological Observatory, Palisades N. Y., 690 S., 1982.

CALLENDAR, G. S.: The artificial production of carbon dioxide and its influence on temperature, QJRMS 64, S. 223-228, 1938.

DEGENS, E. T.; KEMPE, St.; A. SPITZY: Carbon dioxide, a global biogeochemical portrait. In: Hutzinger, O. (Ed) The Handbook of environmental Chemistry, Vol 1/C. Berlin, Heidelberg, New-York, 1984.

ESSER, G.: Sensitivity of global carbon pools and fluxes to human and potential climatic impacts, Tellus 39B, S. 245-260, 1986.

MAIER-REIMER, E.; K. HASSELMANN: Transport and storage of CO₂ in the Ocean – an inorganic ocean-circulation carbon cycle model, Climate Dynamics 2, S. 63-90, 1987.

REVELLE, R.; H. E. SUESS: Carbon dioxide exchange between atmosphere and ocean and the question of an increase of atmospheric CO₂ during the past decades, Tellus 9, S. 18-27, 1957.

SIEGENTHALER, U.; H. OESCHGER: Uptake of excess CO₂ by an outcrop diffusion model of the ocean. J. Geoph. Res. 88, C2, 3599-3608, 1983.

TRABALKA, J. R.; D. E. REICHLE (Ed): The changing Carbon Cycle A Global Analysis 592 S. Berlin, Heidelberg, New York 1986.

WOODWARD, F. I.: Stomatal numbers are sensitive to increases in CO₂ from pre-industrial levels, Nature 327, 617-618, 1987.