

# MÜNSTERSCHE GEOGRAPHISCHE ARBEITEN

Wilfrid Bach

UNTERSUCHUNG DER BEEINFLUSSUNG DES KLIMAS  
DURCH ANTHROPOGENE FAKTOREN

Ulrich Hampicke / Wilfrid Bach

DIE ROLLE TERRESTRISCHER ÖKOSYSTEME  
IM GLOBALEN KOHLENSTOFF - KREISLAUF

SCHÖNINGH

Wilfrid Bach

## Untersuchung der Beeinflussung des Klimas durch anthropogene Faktoren

Ulrich Hampicke / Wilfrid Bach

## Die Rolle terrestrischer Ökosysteme im globalen Kohlenstoff - Kreislauf

FERDINAND SCHÖNINGH · PADERBORN · 1980

Alle Rechte, auch das der auszugsweisen photomechanischen Wiedergabe, vorbehalten.  
© 1980 by Ferdinand Schönlingh, Paderborn, ISBN - Nr. 3 - 506 - 73206 - 4  
und Umweltbundesamt, Berlin

Druck: Verlag Ferdinand Schönlingh, Paderborn

## Vorwort

Der nachfolgende Band vereinigt zwei Studien, die im Auftrag des Umweltbundesamtes (F+E Nr. 104 02 513) unter der Projektbegleitung von Dr. J. Pankrath angefertigt worden sind.

Die erste im Mai 1979 abgeschlossene Untersuchung befaßt sich vorwiegend mit den Klimaefekten anthropogener Energieumwandlung.

Der zweite Beitrag, der im Dezember 1979 vollendet wurde, untersucht den biogenen Anteil des Kohlenstoff- Kreislaufs.

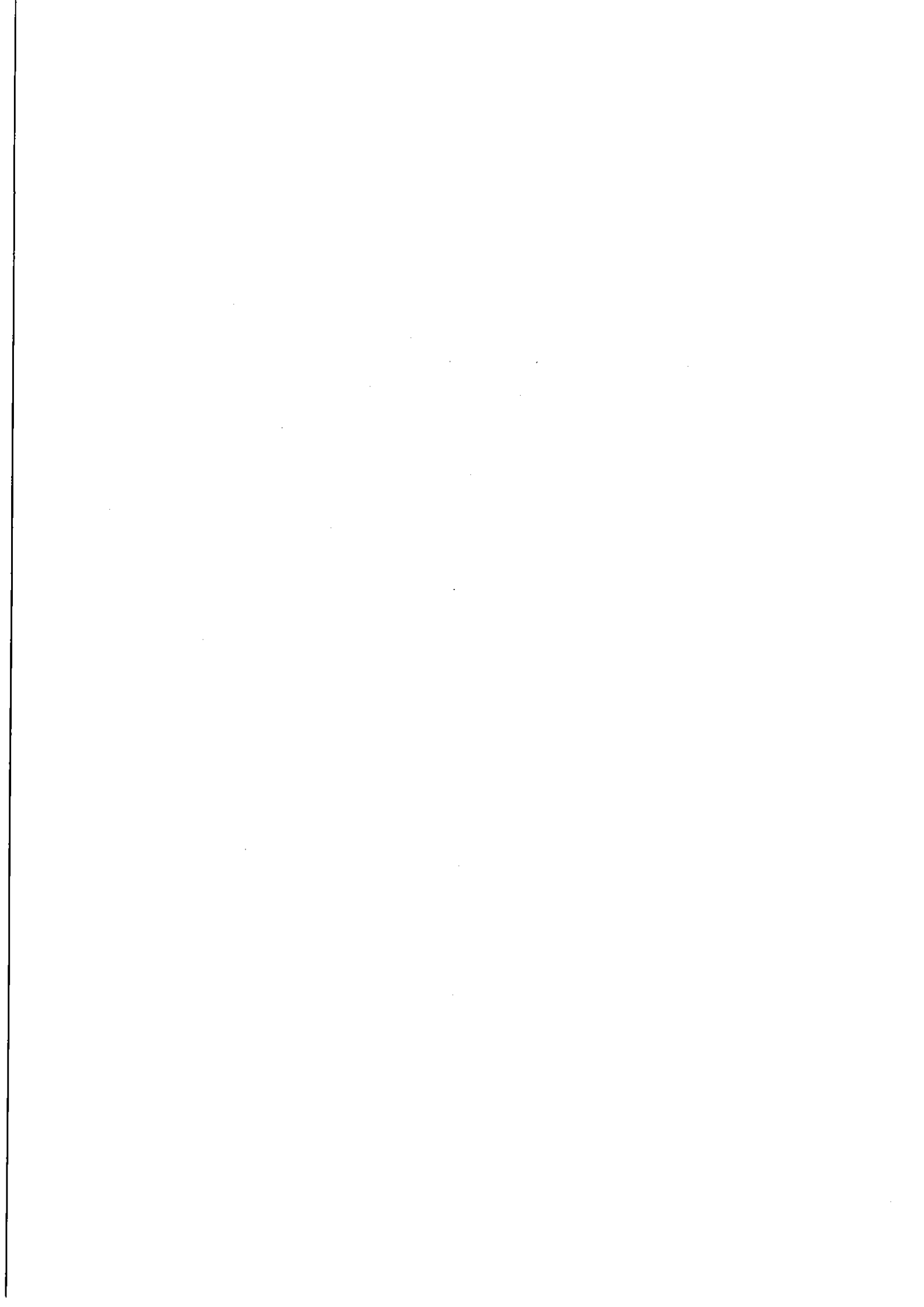
Wir freuen uns, mit freundlichem Einverständnis des Umweltbundesamtes die beiden Studien in einem Band der Münsterschen Geographischen Arbeiten gemeinsam vorlegen zu können.

Wilfrid Bach

Münster, den 15.01.1980

Ulrich Hampicke

Essen, den 15.01.1980



WILFRID BACH

UNTERSUCHUNG DER BEEINFLUSSUNG DES KLIMAS  
DURCH ANTHROPOGENE FAKTOREN

Aus:

Münstersche Geographische Arbeiten, Bd.6  
Paderborn: Ferdinand Schöningh 1980, S. 7-34

## Inhaltsverzeichnis

	Seite		
		7.3	Abscheidung aus Rauchgasen und Speicherung des CO <sub>2</sub>
1.	10		
1.1	10	7.4	Kompensation des Glashauseffektes durch Erhöhung der Albedo
1.2	11		
1.2.1	11	8.	Schlußfolgerungen - Empfehlungen - Programme
1.2.2	12	8.1	Ergebnisse der MIC - Klimakonferenz
1.2.3	12	8.1.1	Richtlinien für ein Programm zur Abschätzung der Klimabeeinflussung
1.3	12	8.1.1.1	Wissenschaftliches Vorgehen und politische Bewertungen
1.3.1	12	8.1.1.2	Fallstudien und globale Verallgemeinerungen
1.3.2	12	8.1.1.3	Verifizierung von Klimamodellrechnungen
1.4	12	8.1.1.4	Die Notwendigkeit von Modellrechnung und Datenerfassung
1.4.1	12	8.1.1.5	Bewahrung der Entscheidungsfreiheit gegenüber allen technologischen Alternativen
1.4.2	12	8.1.1.6	Die Industrie- und die Entwicklungsländer
1.5	13	8.1.2	Allgemeine Erkenntnisse
		8.1.3	Lücken im Erkenntnisstand
2.	14	8.2	Die Klimaforschung in der Bundesrepublik Deutschland
2.1	15	8.3	Die Klimaforschung der Europäischen Wirtschaftsgemeinschaft
2.1.1	15	8.4	Das Klimaprogramm der USA
2.1.2	16	8.5	Das Weltklimaprogramm der World Meteorological Organization
2.1.2.1	16	8.6	Schlußbetrachtung
2.1.2.2	16		
2.1.3	16	9.	Literaturverzeichnis
2.1.3.1	17		
2.1.3.2	17		
2.1.4	18	Bild 1	Schematische Darstellung des Klimasystems. Die vollen Pfeile sind Beispiele externer Prozesse und die offenen Pfeile sind Beispiele interner Prozesse. Quelle: NAS (1975)
2.1.5	19		
2.1.6	19	Bild 2	Schematische Darstellung des Strahlungshaushaltes des Systems Erde-Atmosphäre in (%) der einfallenden Sonnenstrahlung. Quelle: Rotty und Mitchell (1976)
2.1.6.1	20		
2.1.6.2	20	Bild 3	Der Kohlenstoff-Kreislauf der Erde im Jahr 1977 (außer Felsen und Ozeansedimente) Quelle: Hampicke (1979)
2.1.6.3	21		
2.1.6.4	21	Bild 4	Weltbevölkerungsentwicklung und globale Szenarien des Energiebedarfs. Quelle: Häfele (1977)
2.1.6.5	21		
2.1.6.6	21	Bild 5	Weltenergieverbrauch einschließlich Holz und landwirtschaftlicher Abfälle. Quelle: Marchetti (1977)
2.2	22		
2.2.1	22	Bild 6	Zeitliche Entwicklung der CO <sub>2</sub> -Konzentration in der Atmosphäre an verschiedenen Orten. Quelle: Rotty (1976); Keeling and Bacastow (1977)
2.2.1.1	22		
2.2.1.2	22	Bild 7	Globale CO <sub>2</sub> -Emission von 1860-1975 Quelle: Rotty (1979)
2.2.1.3	22		
2.2.1.4	22	Bild 8	Breitenabhängige zonalgemittelte Temperaturdifferenzen zwischen einer Atmosphäre, die dem gegenwärtigen CO <sub>2</sub> -Gehalt entspricht (1x CO <sub>2</sub> ) und einer Atmosphäre mit doppeltem CO <sub>2</sub> -Gehalt (2x CO <sub>2</sub> ). Quelle: Wetherald und Manabe (1979)
2.2.2	22		
2.3	23	Bild 9	Prozentuale Verteilung auf verschiedene Ländergruppen der globalen CO <sub>2</sub> -Produktion für 1974 und 2025. Quelle: Rotty (1979)
3.	23		
3.1	23	Bild 10	Die 50 TW Energiestrategie bei ausschließlicher Verwendung fossiler Brennstoffe. Quelle: Niehaus und Williams (1979)
3.2	23		
3.3	24	Bild 11	Die Temperaturzunahme durch CO <sub>2</sub> -Emission für die 50 TW Energiestrategie auf rein fossiler Basis. Quelle: Niehaus und Williams (1979)
3.4	24		
4.	24	Bild 12	Die 50 TW Energiestrategie unter Einsatz von Kern- und Sonnenenergie. Quelle: Niehaus und Williams (1979)
4.1	24		
4.2	24	Bild 13	Die Temperaturzunahme durch CO <sub>2</sub> -Emission für die 50 TW Energiestrategie auf der Basis von Kern- und Sonnenenergie. Quelle: Niehaus und Williams (1979)
5.	26		
6.	26	Bild 14	Zusammenstellung verschiedener Energieflußdichten. Quelle: Bach (1979b)
6.1	26		
6.2	27	Tabelle 1	Ursachen für großräumige Änderungen der Oberflächenalbedo. Quelle: Munn und Machta (1979)
7.	27		
7.1	27	Tabelle 2	Abschätzung möglicher Temperaturänderungen durch anthropogenen Einfluß. Quelle: Bach (1978a)
7.2	27		

Zusammenfassung

Die Klimageschichte der Erde ist charakterisiert durch eine große Anzahl von natürlichen Klimaschwankungen, wobei sich schnelle Klimawechsel innerhalb einiger Dezennien vollziehen können. Es gibt eindeutige Hinweise, daß der Mensch durch seine Aktivitäten das Klima im lokalen, und z.T. auch im regionalen Bereich, beeinflußt. Der Verdacht besteht, daß der Mensch auch schon bald das globale Klima - möglicherweise universibel - verändern kann.

Dieser Bericht spiegelt den Stand des Wissens (Frühjahr 1979) wider, zeigt Lücken im Erkenntnisstand auf und berichtet über Vorschläge zu deren Behebung. Im Einzelnen werden die möglichen Einflußfaktoren behandelt, mit deren Hilfe der Mensch das Klima beeinflussen kann. Dazu gehören die Veränderung der Zusammensetzung der Atmosphäre (durch Emission von CO<sub>2</sub> und anderer infrarot absorbierender Gase, durch Aerosole und Änderungen in der Stratosphäre); die Abänderung der Oberflächenbeschaffenheit der Erde (durch Urbanisierung und Industrialisierung, Abholzung und Überweidung, großflächige Projekte zur Energiegewinnung); und die Abwärme (als Nebenprodukt aller Energieumwandlungsprozesse).

Es wird gezeigt, daß es unter Berücksichtigung natürlicher Klimaschwankungen und unter Abwägung anthropogener Einflüsse vom Jahre 2000 an zu einer nachweisbaren globalen Erwärmung mit ausgeprägten jahreszeitlichen, interannuellen und regionalen Unterschieden kommen kann. Die dadurch ausgelösten Änderungen in den Zirkulations- und Niederschlagssystemen können vor allem die Kryosphäre, die Höhe des Meeresspiegels und die landwirtschaftlich genutzten Regionen beeinflussen.

Eine Reihe von Lösungsmöglichkeiten zur Verhinderung von Klimaschäden werden zur Diskussion gestellt. Vor der Einleitung von Gegenmaßnahmen sind jedoch mit Hilfe von Risikoanalysen die möglichen Folgen abzuschätzen. Dazu bedarf es eines inter- und transdisziplinären Vorgehens auf nationaler und internationaler Ebene. Der Zweck dieser Untersuchungen ist es, die Entscheidungsträger mit objektiven Informationen bei ihrer Urteilsfindung zu unterstützen. Die dazu eingeleiteten Forschungsprogramme in den einzelnen Ländern und Organisationen werden kurz beschrieben.

SUMMARY

The climate history of the earth is characterised by a large number of natural climatic changes which in some cases have occurred rather abruptly, even within decades. There are clear indications that by his activities, man is not only influencing the climate on a local scale but, to some extent, also regionally. There is a strong suspicion that man will soon be able to change, possibly irreversibly, the climate also on a global scale.

This review presents the present state-of-the-art (Spring 1979), exposes the areas of uncertainties and suggests ways of improving our knowledge. Specifically, there are three major ways by which man can influence the climate. Namely, by altering the composition of the atmosphere (by emission of CO<sub>2</sub> and other infrared-absorbing gases, aerosols, and by changes in the stratosphere); by changing the earth's surface characteristics (by urbanization and industrialization, deforestation, overgrazing and large-scale projects for energy production) and by adding heat (through energy conversion processes).

Taking into consideration the natural climatic changes and anthropogenic influences, there could be a detectable global warming with pronounced seasonal, interannual and regional changes in or soon after 2000 A.D. The resulting changes in circulation and precipitation patterns could influence especially the cryosphere, the sea level and the agroclimatic zones.

A number of possible solutions to prevent adverse climatic effects are discussed but before countervailing measures can be introduced, impact assessments have to be conducted using risk analyses. This will require an interdisciplinary and trans-disciplinary approach on a national and international level. The purpose of such studies is to assist decision-makers by supplying them with objective information. To do this, research programmes are being initiated by various organizations in various countries, and these are briefly described in this report.



1. Einleitung

1.1 Problemstellung

Das Klima hat sich in der Vergangenheit auf allen Zeitskalen verändert und wird sich aller Voraussicht nach auch in Zukunft verändern. Trotz bemerkenswerter technologischer Fortschritte ist der Mensch nach wie vor in hohem Maße vom Klima abhängig. Insbesondere die Ernährungssicherung, die Energiebedarfsdeckung, die Wasserversorgung und nicht zuletzt Wohlbefinden und Gesundheit werden immer noch stark von dem jeweiligen Wetter und Klima und seiner Variabilität beeinflusst. Sowohl Hitze- und Kälteperioden als auch Dürreperioden und Überschwemmungen haben in letzter Zeit wieder eindrucksvoll die Anfälligkeit des Menschen gegenüber Abweichungen vom "normalen" Klimaverlauf demonstriert. Grundsätzlich können alle Länder von unerwarteten Anomalien des Klimas heimgesucht werden. Kein Land ist bisher in der Lage, sich entweder durch ein funktionierendes Frühwarnsystem, oder durch entsprechende Vorsorgemaßnahmen vor den Klimaeinflüssen ausreichend zu schützen. Das gilt vor allem für Länder in den Klimarandzonen, und insbesondere für die Entwicklungsländer in ariden und semi-ariden Gebieten. Durch den ständig zunehmenden Bevölkerungsdruck und die enge wirtschaftliche Verknüpfung aller Länder miteinander werden auch "lokal-begrenzte" regionale Klima-anomalien zu einem Weltproblem.

Die Kardinalfrage ist nun, ob und in wie weit der Mensch zusätzlich zu den natürlichen Klimaschwankungen das Klima beeinflussen kann. Das Problem ist dabei, das durch menschlichen Einfluß ausgelöste "Signal" in klimatologischen Zeitreihen im "Rauschen" der natürlichen Klimavariabilität zu erkennen und seine Größenordnung zu bestimmen. Eine Beeinflussung des lokalen Klimas (z.B. durch Kraftwerke) und des regionalen Klimas (z.B. durch große Industrie- und Stadtlandschaften) ist nachweisbar. Es wird vermutet, daß der Mensch auch das globale Klima beeinflussen kann und zwar sowohl durch Einwirkung auf die Zusammensetzung der Atmosphäre und die Oberflächenbeschaffenheit der Erde als auch durch direkte Wärmezufuhr. Im Einzelnen gehören

zu den potentiellen klimaverändernden Faktoren vor allem Kohlendioxid, Stickstoff-Kohlenstoff- und Schwefelverbindungen, Fluorchlorkohlenstoffe, Ozonabbau, Schwebstoffe, Abwärme und Landnutzungsänderungen.

Nach übereinstimmender Meinung der Klimaexperten wird der Einfluß dieser Faktoren global wahrscheinlich erst um das Jahr 2000 in den Klimadaten von den natürlichen Klimaschwankungen unterscheidbar und folglich nachweisbar sein. Das Dilemma ist nun, daß wesentliche Strukturänderungen, z.B. auf dem Sektor der Energiebedarfsdeckung, mindestens 30 - 50 Jahre brauchen, um wirksam zu werden. Daraus folgt, daß schon in den nächsten Jahren Gegenmaßnahmen eingeleitet werden müßten, da es zum Zeitpunkt des Nachweises möglicher globaler Folgen für Gegenaktionen dann zu spät wäre. Da es sich hierbei um weitreichende sozio-ökonomische Entscheidungen handelt, müssen verstärkte Anstrengungen gemacht werden, so schnell wie möglich über eine detailliertere Datenerfassung und durch verbesserte Klimamodell- und Szenarienanalysen zu einer genaueren Beurteilung der möglichen anthropogenen Beeinflussung des Klimas zu kommen. Das erfordert ein fachübergreifendes Vorgehen und eine enge Kooperation auf nationaler und internationaler Ebene. Die Disziplinen der Naturwissenschaften, der Wirtschaftswissenschaften und der Sozial- und Politischen Wissenschaften haben hier eine gemeinsame wichtige Aufgabe. Der Zweck des gemeinsamen Vorgehens ist die Erstellung eines Programms zur Abschätzung der Klimabeeinflussung durch den Menschen. Dieses Programm bildet die Grundlage für den Prozeß der Entscheidungsfindung.

Das Ziel dieser Untersuchung ist es, einen Überblick über den gegenwärtigen Stand des Wissens zu geben. In der Einleitung werden das Klimasystem und die wichtigsten Faktoren der anthropogenen Klimabeeinflussung kurz umrissen. Danach folgt eine detaillierte, wenn immer möglich auch quantitative Erfassung der Haupteinflußgrößen wie Änderungen in der Zusammensetzung der Atmosphäre und der Oberflächenbeschaffenheit, sowie der Erhöhung der direkten Wärmezufuhr. Eine Auswahl von möglichen Auswirkungen durch Klimaänderungen wird diskutiert. Für das Hauptproblem CO<sub>2</sub> werden einige mögliche Lösungswege aufgezeigt. Die Expertise faßt abschließend den gegenwärtigen Stand des Wissens zusammen, macht detaillierte Vorschläge zur Untersuchung der anthropogenen Klimabeein-

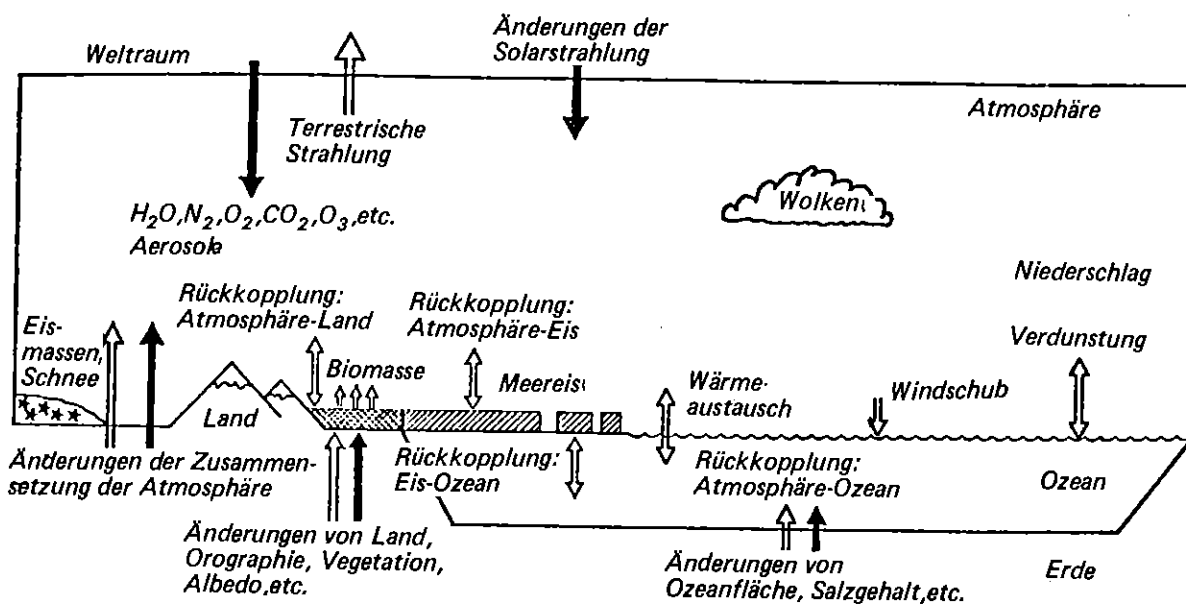


Bild 1 Schematische Darstellung des Klimasystems. Die vollen Pfeile sind Beispiele externer Prozesse und die offenen Pfeile sind Beispiele interner Prozesse  
 Quelle: National Academy of Sciences (1975)

flussung und gibt einen Überblick über die wichtigsten national- und internationalen Klimaprogramme.

1.2 Das Klimasystem

Das vollständige Klimasystem ist in Bild 1 dargestellt. Es besteht aus fünf physischen Komponenten (NAS, 1975); nämlich der Atmosphäre (mit der erdumspannenden Gashölle); der Hydrosphäre (mit Ozeanen, Seen, Flüssen und Grundwasser); der Kryosphäre (mit Kontinental- und Meereis, Vereisung von Seen und Flüssen, Gebirgsvergletscherung und Schneedecke); der Lithosphäre (mit den Landmassen einschließlich der Gebirge und Meeresbecken, der Gesteine und der Böden); und der Biosphäre (mit der gesamten Pflanzen- und Tierwelt einschließlich des Menschen).

Die einzelnen Subsysteme schließen die unterschiedlichsten Zeitperioden ein. Deshalb unterteilt man das Klimasystem in ein internes System (z.B. die Atmosphäre mit ihren relativ kurzperiodischen Fluktuationen) und ein externes System (z.B. Erdbahnelemente oder Ozeane mit ihren relativ langsamen Schwankungen). Änderungen sowohl im externen als auch im

internen System können Klimaschwankungen hervorrufen. Insbesondere die vielen nichtlinearen Rückkopplungsmechanismen, die zwischen den einzelnen Komponenten des Klimasystems bestehen, verstärken bzw. dämpfen Klima-anomalien bei positiver bzw. negativer Rückkopplung (Bach, 1976b). Offensichtlich wirken die verschiedenen Rückkopplungsmechanismen wie eingebaute Sicherungen und geben dem Klimasystem eine gewisse Resilienz. Es ist allerdings nicht bekannt, inwieweit der zusätzliche Einfluß des Menschen vom Klimasystem absorbiert werden kann. Hier kann nur eine intensiviertere Klimaforschung, die über verbesserte Klimamodelle ein besseres Verständnis des Klimasystems erreicht, Klarheit schaffen. (GARP, 1975; Williams, 1978a; Bach et al., 1979a).

1.21 Der Strahlungshaushalt des Systems Erde - Atmosphäre

Das Schema des irdischen Strahlungshaushaltes in Bild 2 zeigt einen recht verwickelten Zusammenhang: Die kurzwellige solare Strahlung wird vor Erreichen der Erdoberfläche absorbiert und gestreut. An der Erdoberfläche wird sie teils absorbiert und teils reflektiert. Die Erde gibt die empfangene Energie als langwellige IR-Strahlung wieder ab, wobei jedoch ein Teil wieder von der Atmosphäre absorbiert und dann zur Erde zurückgestrahlt wird ("Glashauseffekt").

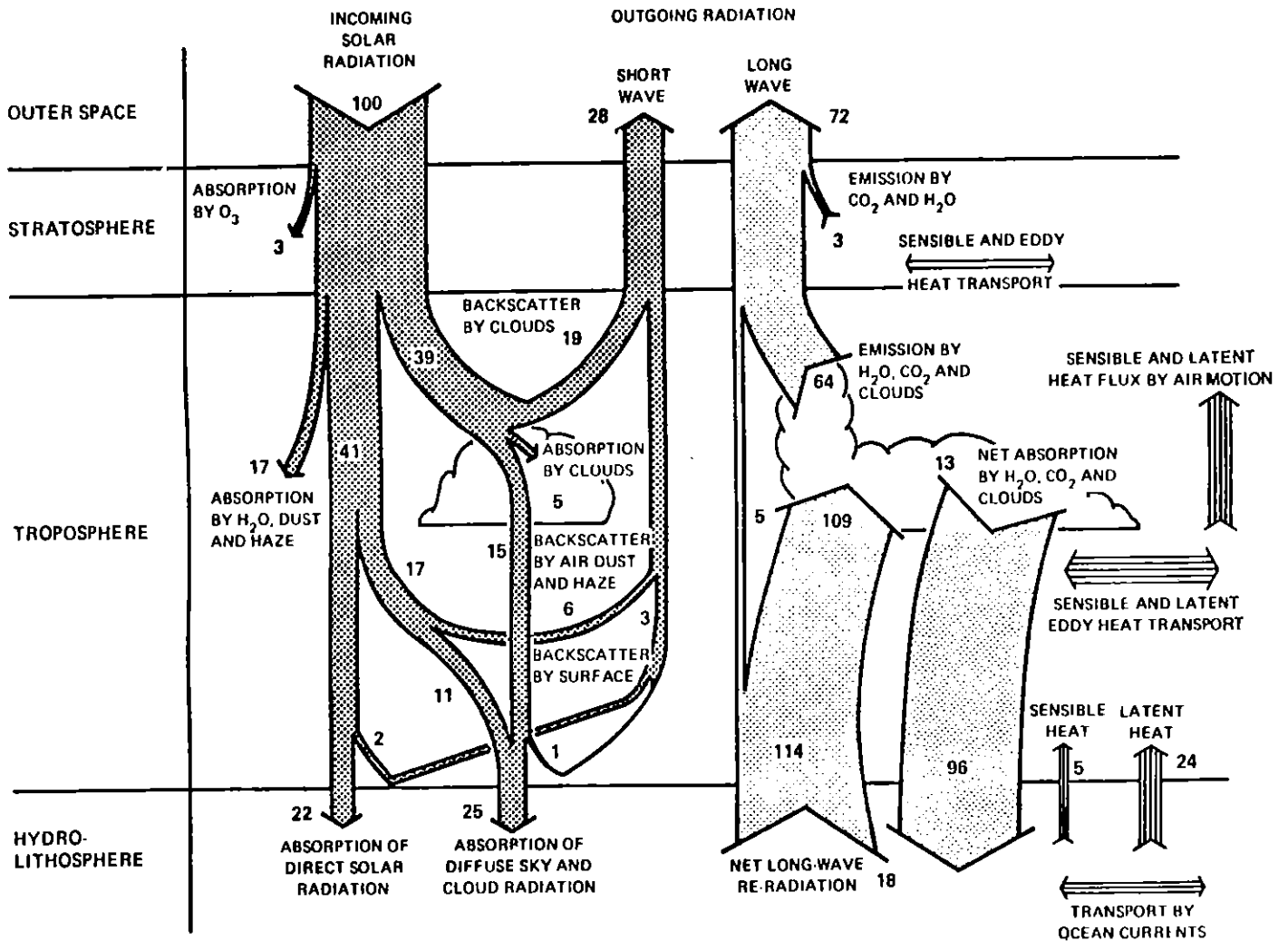


Bild 2 Schematische Darstellung des Strahlungshaushaltes des Systems Erde-Atmosphäre in (%) der einfallenden Sonnenstrahlung

Quelle: Rotty und Mitchell (1976)

Wichtig in diesem Zusammenhang sind die Mechanismen, durch die der Mensch dieses System stört: Spurengase erhöhen die Absorption und Rückstrahlung der irdischen IR-Abstrahlung und vermindern die Absorption der einfallenden solaren UV-Strahlung durch das  $O_3$  der Stratosphäre. Schwebstoffe absorbieren und streuen solare Strahlung direkt oder durch Wolkenbildung. Eine Albedoänderung der Erdoberfläche verändert das Verhältnis zwischen Absorption und Reflektion der solaren Strahlung an der Erdoberfläche. Alle Verbrennungsprozesse führen dem Energiesystem der Troposphäre latente und sensible Wärme zu. Alle diese Prozesse beeinflussen den Energiehaushalt des Systems Erde - Atmosphäre und damit das Klima.

#### 1.22 Mögliche Ursachen der Klimaschwankungen

Dazu gehören extraterrestrische und terrestrische Prozesse (Kutzbach, 1974). Diese werden wiederum in externe und interne Ursachen unterteilt. Zu den externen Ursachen zählen die Mechanismen, die die Erdbahn bestimmen (z.B. Exzentrizität, Präzession); die hypothetischen Schwankungen der Solarkonstante; Kontinentalbewegungen und Gebirgsbildungen sowie Änderungen in der Zusammensetzung der Atmosphäre und Vulkanismus in der Lithosphäre; und schließlich der Einfluß des Menschen durch Änderung des Wasserkreislaufs und des Wärmehaushalts, des Gas- und Aerosolgehaltes der Atmosphäre und Landnutzungsänderungen. Zu den internen Ursachen gehören die nichtlinearen physischen Rückkopplungsmechanismen, die innerhalb des Systems Atmosphäre - Ozean - Kryosphäre - Biosphäre - Lithosphäre zu Autovariationen führen.

Zusätzlich zu den Schwankungen physischer Natur muß das Klima auch solchen statistischer Natur unterliegen, da das Klima als Ensemblemittel über einen finiten Zeitraum definiert ist. Da diese statistischen Fluktuationen durch die täglichen Wetterfluktuationen verursacht werden, können sie für Zeitskalen von klimatologischem Interesse (z.B. einige Wochen und länger) nicht vorhergesagt werden. Man bezeichnet sie deshalb als inhärente Variabilität des Klimesystems oder als "klimatisches Rauschen" (NAS, 1975). Ein Hauptproblem für die Klimaschwankungen auf praktisch allen Zeitskalen ist die Bestimmung der Vorhersagbarkeit des Klimas, die von der Größenordnung des Verhältnisses von Signal zu Rauschen abhängt, wobei sich das Signal auf die möglicherweise vorhersagbaren Klimaschwankungen physischen Ursprungs (z.B. Änderung der Solarstrahlung oder Einfluß durch  $CO_2$ -Erhöhung) bezieht.

Das Problem der anthropogenen Klimagenese ist nun, das durch menschlichen Einfluß ausgelöste Signal in klimatologischen Zeitreihen im Rauschen der natürlichen Klimavariabilität zu erkennen und seine Größenordnung zu bestimmen, noch bevor die Einflüsse in den Klimadaten nachweisbar sind. Mit Hilfe numerischer Klimamodelle lassen sich die möglichen Einflüsse abschätzen.

#### 1.23 Klimamodelle

Aufgrund der dynamischen und statistischen Aspekte des Klimasystems lassen sich zu seiner Analyse drei Arten von Klimamodellen heranziehen (Schneider und Dickinson, 1974; Fraedrich, 1977).

- a) Die statistisch-dynamischen Klimamodelle - Bei diesen Modellen werden die schnellen Veränderungen des Wettersystems nicht explizit berechnet, sondern es werden nur die statistischen Wirkungen der Prozesse zur Berechnung herangezogen (Lieth, 1975). Dadurch erhält man ein relativ einfaches und kostensparendes Modell, mit dessen Hilfe man Klimaentwicklungen über lange Zeiträume simulieren kann.
- b) Die Klimamodelle der Zufallswirkungen - Die stochastischen Klimamodelle gehen davon aus, daß die beobachteten Klimaschwankungen intern im Klimasystem entstehen. In diesem Konzept beeinflussen die nicht gemittelten, kurzperiodischen Wettervorgänge die

langsameren Elemente des Klimasystems in einer Abfolge von Zufallswirkungen. Diese bestehen z.B. aus den sich ständig abwechselnden Tiefs und Hoche (internes System), während z.B. Meere und Eisbedeckung (externes System) die trägen Elemente darstellen (Hasselmann, 1979).

c) Die dynamischen Klimamodelle - In diesen Modellen werden die Prozesse des Klimasystems erfaßt durch die Bilanzgleichungen für Energie, Masse und Impuls, sowie die Strahlungsübertragungsgleichung. Da unser Verständnis des physischen Klimasystems und die Computerkapazität begrenzt sind, sind gewisse physikalische und numerische Approximationen notwendig, die zur Aufstellung einer Hierarchie von Klimamodellen geführt hat. Sie reichen von den zonal gemittelten eindimensionalen Vertikalmodellen bis zu den dreidimensionalen allgemeinen Zirkulationsmodellen. Diese Modelle haben gute Dienste bei der Simulation der Konzentrationszunahme von  $CO_2$  und anderer infrarot absorbierender Gase in der Atmosphäre geleistet (Wetherald und Manabe 1979).

#### 1.3 Spurenstoffe in der Atmosphäre

Die trockene Atmosphäre besteht aus 78%  $N_2$ , 21%  $O_2$  wobei das restliche 1% auf zahlreiche "Spurenstoffe" entfällt, von denen einige erhebliche klimatische Bedeutung besitzen und deren Konzentration durch anthropogene Emissionen verändert werden. Grundsätzlich kann man Gase und Schwebstoffe (Aerosole) unterscheiden.

##### 1.31 Gase

Außer  $H_2O$  sind in der Atmosphäre zahlreiche Gase in Konzentrationen zwischen einigen 100 ppm und einigen 10 ppt bekannt. Ihr Konzentrationsbereich umfaßt also 7 Größenordnungen. Von klimatischer Bedeutung sind jedoch nur wenige, die sich in reaktionsträge und reaktionsfreudige Gase einteilen lassen. Zu den ersteren gehören z.B.  $CO_2$ ,  $CH_4$ ,  $H_2N_2O$ , und zu den letzteren  $H_2S$ ,  $SO_2$ ,  $NO_x$ ,  $HNO_3$ ,  $NH_3$ .

##### 1.32 Aerosole

Aerosole sind in der Luft suspendierte feste oder flüssige Teilchen. Sie umfassen eine völlig inhomogene Gruppe, deren verwirrende Vielfalt chemischer Zusammensetzungen und physikalischer Eigenschaften nur schwer zu gliedern ist.

#### 1.4 Ökologische Kreisläufe der Spurenstoffe

Die zahlreichen Spurenstoffe unterliegen in der Ökosphäre ständigen Umwandlungsprozessen.

##### 1.41 Grundsätzliches

Die Ökosphäre läßt sich als ein Teilgebiet des Klimasystems auffassen (siehe Bild 1). Speicher, in die Spurenstoffe ein- oder ausfließen nennt man Senken oder Quellen. Die mittlere Zeitspanne, in der ein Spurenstoff in einem Speicher bleibt, ist die mittlere Verweil- oder Umlaufzeit. Im stationären Zustand bleiben die Speicherinhalte bzw. ihre Konzentrationen konstant; die Zu- und Abflüsse jedes Speichers sind dann einander gleich.

##### 1.42 Der Kohlenstoff-Kreislauf als Beispiel

Das von Hampicke (1979) entwickelte Schema des ökologischen Kreislaufes des Kohlenstoffes zeigt in Bild 3

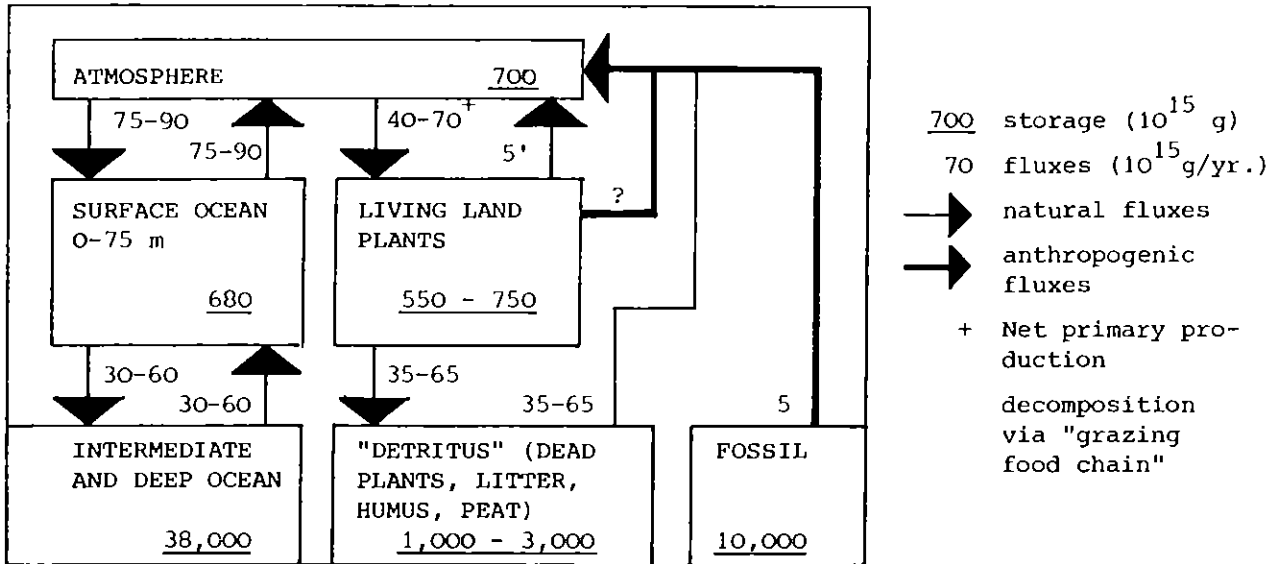


Bild 3 Der Kohlenstoff-Kreislauf der Erde im Jahr 1977 (außer Felsen und Ozeansedimente)

Quelle: Hampicke (1979)

folgende Speicher : Atmosphäre, ozeanische Durchmischungsschicht, Tiefsee, lebende Biosphäre auf den Kontinenten, abgestorbene Biosphäre und sonstiges totes organisches Material im Erdreich und fossile Brennstoffe. Die unterstrichenen Zahlen geben die gespeicherten C-Mengen ( Gt ) an, während die nichtunterstrichenen Zahlen die C - Flüsse ( Gt/Jahr ) zwischen den einzelnen Speichern angeben.

Der mächtigste Speicher ist die Tiefsee, während Atmosphäre, Durchmischungsschicht und Biosphäre C-Mengen etwa gleicher Größenordnung enthalten. Alle natürlichen Flüsse besitzen eine etwa vergleichbare Ergiebigkeit. Die einzige Störung des stationären Zustandes bilden die anthropogenen C-Flüsse, von denen der fossile mit 5 Gt/Jahr genau bekannt ist, während der biogene noch der dringenden Klärung bedarf.

1.5 Die globale Entwicklung von Bevölkerung und Energie

Zur Abschätzung der anthropogenen Klimabeeinflussung bilden die zukünftigen Bevölkerungs- und Energiewachstumsraten wichtige Eingabedaten, die an dieser Stelle nur kurz erwähnt werden.

Die gegenwärtige Weltbevölkerung beträgt etwas über 4 Milliarden Menschen. Aufgrund realistischer Annahmen bezüglich der Sterblichkeits- und Fertilitätsdaten könnte sich nach den Schätzungen der U.N. Weltbevölkerungskonferenz (1975) die Weltbevölkerung um 2100 bei rd.  $12 \times 10^9$  Menschen stabilisieren (Bild 4). Nach Abschätzungen von Keyfitz (1977) könnte sie sich jedoch schon um 2050 auf einen Endwert zwischen  $7$  und  $9 \times 10^9$  Menschen einpendeln.

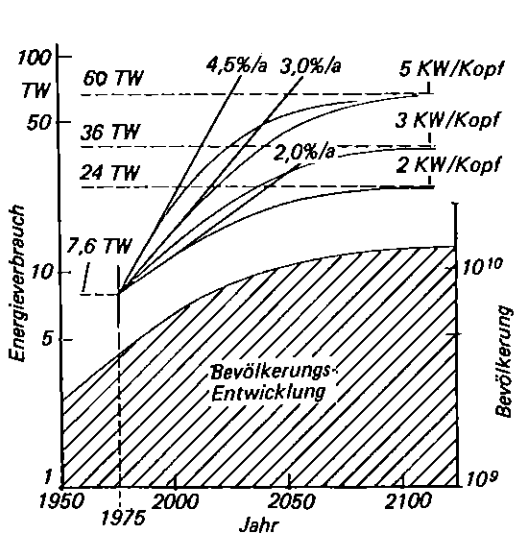


Bild 4 Weltbevölkerungsentwicklung und globale Szenarien des Energiebedarfs  
Quelle: Häfele (1977)

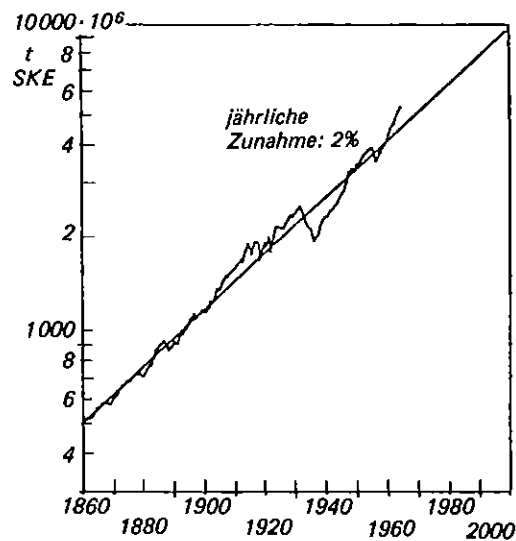


Bild 5 Weltenergieverbrauch einschl. Holz und landwirtschaftlicher Abfälle  
Quelle: Marchetti (1977)

Der kommerzielle Weltenergieverbrauch hat nach Bild 5 in den letzten 100 Jahren, abgesehen von kurzen Unterbrechungen durch Weltkriege und wirtschaftliche Krisen, mit ziemlicher Gleichmäßigkeit um rd. 2%/Jahr zugenommen. Gegenwärtig (1979) liegt der kommerzielle Energieverbrauch der Welt bei rd. 8TW. Dazu kommt noch rd. 1 TW für den schwierig abzuschätzenden nicht-kommerziellen Energieverbrauch. Ausschlaggebend für die Abschätzung des zukünftigen Energiebedarfs sind zwei wichtige Faktoren: Zum einen das Betreiben, die großen Diskrepanzen im gegenwärtigen Pro-Kopf-Energieverbrauch zu eliminieren, und zum anderen die Tatsache der zunehmenden Verstädterung weltweit. Diese und noch eine Reihe anderer Faktoren deuten darauf hin, daß der Weltenergiebedarf um 2050 bei einem jährlichen Energie-wachstum von 2 bis 3% bzw. einem Pro-Kopf-Energieverbrauch von 2 bis 5 kW zwischen 20 und 50 TW liegen könnte (Bild 4).

## 2. Klimabeeinflussung durch Änderungen in der Zusammen- setzung der Atmosphäre

Die Atmosphäre enthält neben den Trägergasen  $N_2$  und  $O_2$  eine Reihe von Spurengasen sowie Schwebstoffen, die trotz ihrer geringen Konzentration am Strahlungsgleichgewicht und damit am Wärmehaushalt der Erde wesentlich beteiligt sind (vgl. dazu 1.21 u. 1.3). Anthropogene Einflüsse haben die Anteile der Spurenstoffe wesentlich verändert und werden auch in Zukunft deren Konzentrationen noch weiter erhöhen. Das gilt vor allem für das  $CO_2$ , aber auch für die Schwebstoffe. Im folgenden werden zunächst die Grundlagen erörtert, mit deren Hilfe dann eine Abschätzung der Klimabeeinflussung versucht wird.

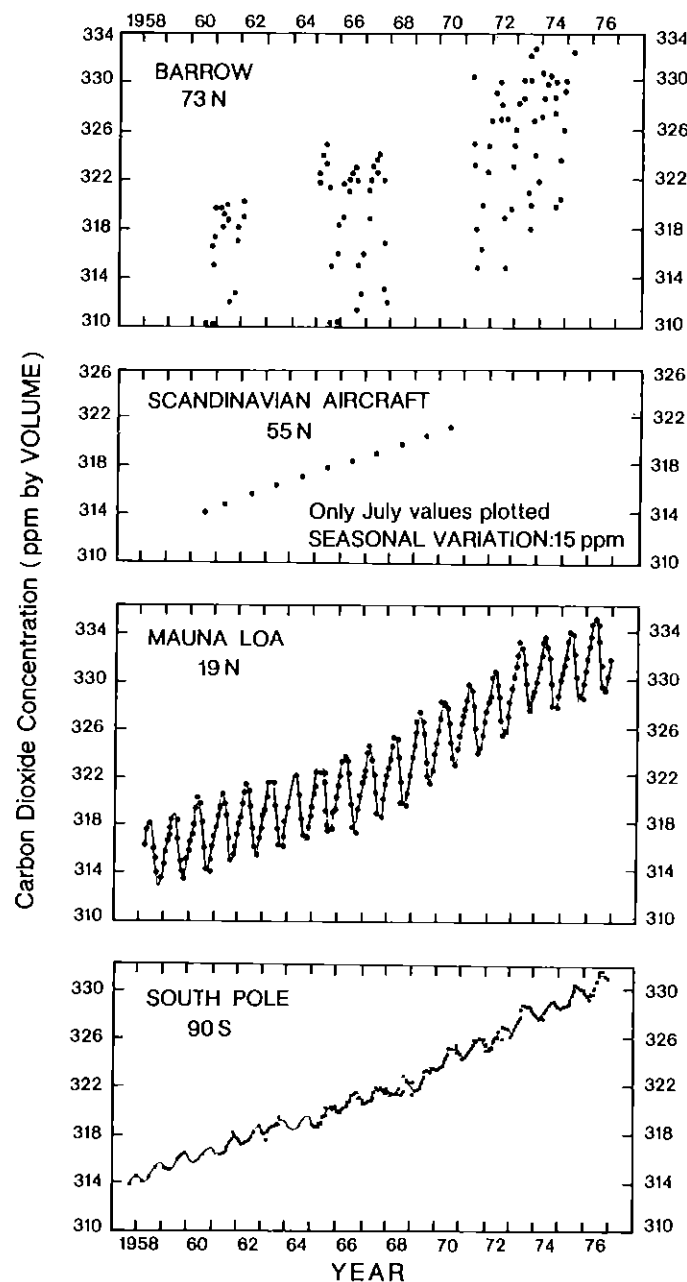


Bild 6 Zeitliche Entwicklung der  $CO_2$ -Konzentration in der Atmosphäre an verschiedenen Orten.  
Quelle: Rotty (1976); Keeling und Bacastow (1977)

## 2.1 Der Einfluß des Kohlendioxids

Schon 1957 stellten Revelle und Suess fest, daß die Menschheit im Begriff ist, ein geophysikalisches Experiment großen Ausmaßes durchzuführen. Innerhalb weniger Jahrhunderte wird der in hunderten von Millionen Jahren im Sedimentgestein gespeicherte organische Kohlenstoff an die Atmosphäre abgegeben. Damit sind Aufnahmefähigkeit und Speicherkapazität vor allem der Ozeane überfordert, was über den "Glashauseffekt" zu einer Beeinflussung des Energiehaushalts des Systems Erde - Atmosphäre, und damit zu Klimaänderungen führen kann.

### 2.11 Der zeitliche Verlauf der CO<sub>2</sub>-Konzentration

Die Vermutung einer stetigen Zunahme der CO<sub>2</sub>-Konzentration als Folge steigenden Verbrauchs fossiler Brennstoffe tauchte erstmals 1940 auf. Verschiedene Versuche, diesen Anstieg aus den seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts vorliegenden Messungen nachzuweisen, blieben wegen nicht behebbaren Diskrepanzen ohne überzeugenden Erfolg. Im Rückblick sind die starken Streuungen zwischen den Ergebnissen verschiedener Beobachter verständlich. Sie waren nicht nur die Folge mangelhafter Meßtechnik, sondern ebenso das Ergebnis von örtlichen und zeitlichen Schwankungen der CO<sub>2</sub>-Konzentrationen im Wirkungsbereich anthropogener Quellen und der Quellen und Senken der Biosphäre, wobei Schwankungen bis  $\pm 20\%$  auftraten.

Erst Präzisionsmessungen mit IR-Sensoren auf Mauna Loa in Hawaii (ab 1956), am Südpol (ab 1957) und später auch in Point Barrow, Alaska, und anderen Meßstellen in reiner Luft ergaben einheitliche Befunde. Sie zeigen jahreszeitliche Schwankungen, die sich einem stetigen Anstieg überlagern (Bild 6).

Die jahreszeitlichen Schwankungen erklären sich als Folge des "schnellen Photosynthesekreislaufs" der Vegetation der gemäßigten Zone. In der Wachstumsperiode überwiegt die CO<sub>2</sub>-Aufnahme durch Assimilation. Im Winter geben Respiration und oxidierende abgestorbene Biomasse CO<sub>2</sub> an die Atmosphäre ab. In den Tropen verläuft das Wachstum im Ganzen stetig und nicht rhythmisch. Die Biomasse der Subarktis und ihre Umsätze sind von kleinerer Größenordnung. In Übereinstimmung damit sind die jährlichen Amplituden in den gemäßigten Zonen am größten, auf der nördlichen Halbkugel stärker ausgeprägt als auf der südlichen und zwischen beiden um sechs Monate phasenversetzt.

Der jährliche Anstieg ab 1958 verläuft mit beträchtlichen, bisher nicht geklärten Schwankungen. Anfangs betrug er 0,7 ppm pro Jahr, später mehr als 1 ppm pro Jahr (Keeling u. Bacastow, 1977).

Die Rückrechnung des seit nunmehr über 20 Jahren präzise gemessenen Anstiegs, die erneute kritische Bewertung früherer Konzentrationsmessungen, die Berechnung der direkten und indirekten CO<sub>2</sub>-Emissionen (vgl. dazu 2.12) und deren Auswirkungen auf den globalen C-Kreislauf (vgl. dazu 2.13) ergaben den folgenden wahrscheinlichen Verlauf der CO<sub>2</sub>-Konzentrationen in der Atmosphäre: Der "präindustrielle", bis etwa 1860 konstante Wert lag danach zwischen 285 und 305 ppm, im Mittel also bei 295 ppm.

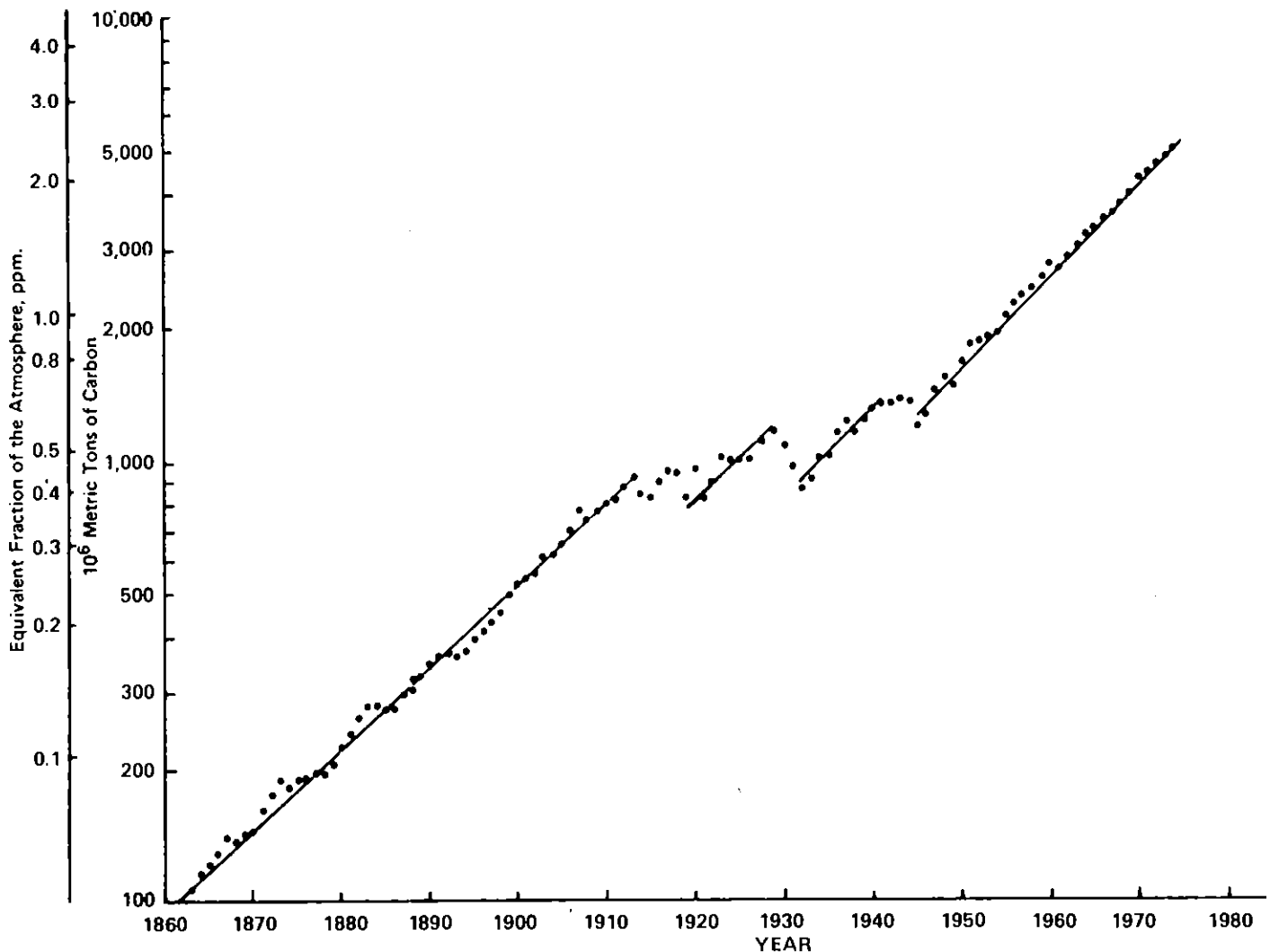


Bild 7: Globale CO<sub>2</sub>-Emissionen von 1860 - 1975  
Quelle: Roffy (1979)

Er erreichte 1975 rd. 330 ppm, so daß die Konzentration in 115 Jahren um 35 ppm, oder um rd. 12 % zugenommen hat.

Die jährliche globale Kohlenstoffzufuhr in die Atmosphäre betrug 1860 weniger als 0,1 Gt und erhöhte sich 1978 auf ungefähr 5 Gt (Bild 7), also eine nahezu stetige Zunahme von etwa 4%/Jahr (Rotty, 1977). Da sich bei dieser Rate die CO<sub>2</sub>-Menge nach je 17 Jahren verdoppelt, könnte sich bei einem weiteren gleichmäßigen Fortschreiten des CO<sub>2</sub>-Wachstums die gegenwärtige CO<sub>2</sub>-Konzentration in der Atmosphäre in ungefähr 50 Jahren verdoppeln.

## 2.12 Die zeitliche Entwicklung der anthropogenen CO<sub>2</sub>-Emission

Die naheliegende Annahme, daß sich der natürliche ökologische C-Kreislauf vor Beginn nennenswerter anthropogener Störungen im stationären Gleichgewicht befand, und daß der stete Anstieg der CO<sub>2</sub>-Konzentration in der Atmosphäre die Folge anthropogener Emissionen sei, löste eingehende Untersuchungen aus.

### 2.121 Fossile CO<sub>2</sub>-Emissionen durch Energiegewinnung

Eine Bestandsaufnahme der direkten anthropogenen CO<sub>2</sub>-Emissionen ergab als mächtigste Quelle ständig wachsender Erergiebigkeit seit Beginn des industriellen Zeitalters die Energieumwandlung fossiler Brennstoffe, hauptsächlich durch Kraftwerke, Industrie, Hausbrand und Kraftverkehr. Eine wesentlich kleinere (rd. 2%) aber noch signifikante Quelle mit ebenfalls wachsenden Emissionen sind Zementwerke und Kalkbrennereien. Abgasfackeln und alle anderen CO<sub>2</sub>-Emissionen sind von kleinerer Größenordnung und können daher in dieser Betrachtung vernachlässigt werden. Bild 7 zeigt den zeitlichen Verlauf der gesamten anthropogen erzeugten CO<sub>2</sub>-Emissionen.

Die CO<sub>2</sub>-Entwicklung ist in doppelter Hinsicht bemerkenswert: Zunächst fällt die Stetigkeit des exponentiellen Anstiegs auf, der sich auch nach 3 starken Störungen - Weltkriege und Rezession - in kürzester Zeit wieder einstellt.

Zum anderen zeigt ein Vergleich dieser Emissionen mit den korrespondierenden CO<sub>2</sub>-Konzentrationen, daß nur rd. 50 % des emittierten CO<sub>2</sub> in der Atmosphäre verbleiben (Siegenthaler und Oeschger, 1978), sodaß für den laufenden Überschuß Senken mit einem hinreichenden Aufnahmevermögen existieren müssen. Bis vor kurzem galten sowohl Ozean als auch Biosphäre als CO<sub>2</sub>-Senken.

### 2.122 Biogene CO<sub>2</sub>-Emissionen und Waldrodungen

Erstaunlich spät, nämlich erst Ende 1976 (Stumm, 1977), wurde bezweifelt, daß die Biosphäre als C-Senke wirkt. Aufgrund der seit über 2000 Jahren anhaltenden Zerstörung der Wälder, und insbesondere der Brandrodung tropischer Regenwälder, seien vielmehr biogene C-Flüsse in die Atmosphäre anzunehmen, deren Gesamtmenge zum Teil auf das 1,5- bis 4-fache der fossilen C-Emissionen geschätzt wird.

Offensichtlich sind hierbei direkte und indirekte CO<sub>2</sub>-Flüsse zu unterscheiden, wobei direkte bei Brandrodung und indirekte durch bakteriellen Abbau abgestorbener Biomasse und toter organischer Verbindungen wie Humus und Torf entstehen. Wie im folgenden Abschnitt 2.13 erläutert wird, ist die Klärung der Ergiebigkeit dieser anthropogenen biogenen CO<sub>2</sub>-Emissionen von fundamentaler Bedeutung für die Klimavorhersage, sodaß über diese Entwicklungen etwas detaillierter berichtet werden muß.

Nach Whittaker und Likens (1973) und Bolin (1977) bedecken dichte Wälder zwar nur 30 % der Landfläche, enthalten aber rd. 90 % der lebenden Biomasse. Waldrodungen können daher einen signifikanten Eingriff in den C-Haushalt bedeuten wie aus dem Vergleich des C-Gehalts der Wälder von 743 Gt (1950) mit dem der Atmosphäre von 690 Gt (1975), bzw. der akkumulierten anthropogenen C-Emissionen von 140 Gt (vom Beginn der Industrialisierung bis 1975) hervorgeht. Nimmt man an, daß 25 % des gewonnenen Kulturlandes aus Waldrodungen stammen, so erhält man eine akku-

mulierte CO-Emission von 30 - 55 Gt C. Die jährlichen fossilen und biogenen C-Emissionen werden gegenwärtig auf 4,0 bzw. 0,4 bis 1,6 Gt geschätzt, von denen rd. (40±5) % in der Atmosphäre verbleiben.

Quantitativ ähnliche Daten erhält Hampicke (1979), der jedoch neue Senken postuliert, um die höheren Überschüsse unterzubringen. Zur Ermittlung der anthropogenen C-Flüsse aus der Vegetation in die Atmosphäre und der anthropogenen Änderungen im Bestand der Phytomasse stehen verschiedene Methoden zur Verfügung: 1. Fernmessung aus Flugzeugen und Satelliten; 2. Statistiken über Landnutzung; 3. Messungen der Verhältnisse der stabilen Isotope <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C in Jahresringen von Bäumen und in der Atmosphäre (da C-12 in der Vegetation angereichert wird, verschiebt eine Veränderung der Phytomasse die gegenseitigen Verhältnisse); und 4. Residualanalyse (Messung und Berechnung aller C-Flüsse in die und aus der Atmosphäre außer dem gesuchten "residualen" Fluß).

Zur Abschätzung der in den Tropen zerstörten Biomasse verweist Hampicke zunächst auf zwei grundsätzlich verschiedene Einwirkungstypen: 1. Kahlschlag mit moderner Technologie zur Gewinnung von Holz und Mineralien oder zur Anlage von Plantagen und Weideflächen; und 2. Brandrodung wanderfeldbau-treibender Eingeborener, durch die die Vegetation kaum je völlig vernichtet, wohl aber stetig "verdünnt" wird. Nach umfangreichen Quellenstudien berechnet er dann die C-Flüsse und kommt zu dem Ergebnis, daß seit 1860 rd. 200 Gt (davon 143 Gt fossil und 57 Gt biogen) anthropogenes C emittiert wurden. Davon nahmen Bodensenken 130 Gt (65 %), die Atmosphäre 40 - 50 Gt (20 - 25 %) und die Meere 20 - 30 Gt (10 - 15 %) auf.

Eine der wirkungsvollsten Methoden zur indirekten Abschätzung der Beiträge biogener und fossiler C-Emissionen besteht in der Messung der Verhältnisse der C-Isotopen in datierbaren Jahresringen von Bäumen (Freyer, 1978). Sie beruht auf den verschiedenen Verhältnissen dieser Isotope in den verschiedenen Speichern. Fossiles C enthält im Gegensatz zur Atmosphäre und Biosphäre kein C-14, während in fossilem und biogenem C C-12 gegenüber der Atmosphäre an- und C-13 abgereichert ist. Derartige Untersuchungen von Stuiver (1978) ergaben, daß von 1850 - 1950 im Mittel 0,6 Gt/Jahr fossiler und 1,2 Gt/Jahr biogener C emittiert worden sind.

Zu weitaus höheren Werten kommen Woodwell et al. (1978) und Woodwell (1978), die die Netto-C-Emission der Biosphäre auf 6 Gt/Jahr schätzen, wobei durch Oxidation von Humus noch einmal 2 Gt/Jahr an C entstehen. Nun haben aber ozeanographisch-chemische Untersuchungen des C-Gehalts im Karbonat-Bikarbonat-System der durchmischten Schicht, Messungen der Austauschgeschwindigkeit zwischen dieser und der Tiefsee mit Hilfe der bei Kernexplosionen entstandenen Tracern C-14 und H-3 (Tritium) und Modellrechnungen der Durchmischungsvorgänge ergeben, daß das Aufnahmevermögen des Ozeans für CO<sub>2</sub> < 3 Gt C pro Jahr beträgt. Damit ist im Augenblick eine völlig verworrene Situation entstanden. Die Biosphäre scheidet als CO<sub>2</sub>-Netto-Senke aus, und das Aufnahmevermögen des Ozeans ist begrenzt, sodaß der Verbleib eines CO<sub>2</sub>-Überschusses von ungef. 5 Gt C pro Jahr vorläufig ungeklärt bleibt. Noch ist hier kein Ausweg abzusehen. Eine Neuberechnung aller Flüsse im C-Kreislauf und eine Überprüfung der ozeanographischen Modelle ist daher dringend geboten.

## 2.13 Anthropogene Beeinflussung des C-Kreislaufs

Die Erkenntnis, daß die Biosphäre möglicherweise keine Senke, sondern eine Netto-CO<sub>2</sub>-Quelle darstellt, deren Ergiebigkeit der anthropogenen fossilen Quelle entspricht, hat die bisherigen Berechnungen des globalen C-Kreislaufs in Frage gestellt. Erachwert wird eine Revision vor allem durch zwei Umstände:

Zunächst ist kein Mittel bekannt, das uns die Kenntnis der anthropogenen bedingten biogenen C-Flüsse in die Atmosphäre hinreichend rasch erschließt. Vor allem ist kaum damit zu rechnen, daß bisher unbekanntes Unterlagen in Zukunft eine genauere Rekonstruktion des zeitlichen Ablaufs der Waldrodungen, insbesondere der gewaltigen C-Speicher der tropischen Regenwälder, ermöglicht. Das Ausscheiden der Biosphäre als C-Senke könnte bedeuten, daß entweder die bekannten Senken das C wirkungsvoller absorbieren, oder daß es noch andere, bisher unbekanntes, Senken gibt.

Die Klärung dieser ungewissen C-Flüsse ist für die Klimavorhersage von großer Bedeutung, denn von ihr hängt es ab, inwieweit wir aus der zeitlichen Entwicklung der künftigen anthropogenen CO<sub>2</sub>-Emissionen den in der Atmosphäre verbleibenden CO<sub>2</sub>-Anteil zu berechnen vermögen, der seinerseits wiederum die wichtigste Einflußgröße künftiger Klimaänderungen darstellt. Ohne die grundsätzliche Klärung des Verbleibs des in die Atmosphäre emittierten CO<sub>2</sub> ist weder eine aussagekräftige Vorhersage der Änderung des Klimas, noch eine vernünftige Energieplanung mit Einbeziehung der fossilen Brennstoffe möglich (MacDonald et al., 1979).

Broecker (1977) sieht einen Lösungsweg in der Konstruktion verbesserter Modelle für die Berechnung des C-Austausches zwischen Atmosphäre und Biosphäre bzw. Ozean. Hierfür formuliert er die folgenden allgemeinen Bedingungen, denen jedes dieser Modelle genügen sollte:

1. Wiedergabe des Keeling-Effekts (gemeint ist die Tatsache, daß seit 1958 der CO<sub>2</sub>-Gehalt der Atmosphäre nur um die Hälfte des Wertes zugenommen hat, der aus der Aufnahme der gesamten CO<sub>2</sub>-Emissionen aus Feuerungen zu erwarten war. Dazu ist anzumerken, daß nach neuesten Erkenntnissen der anthropogene CO<sub>2</sub>-Input in die Atmosphäre nicht nur aus fossilem C aus Feuerungen, sondern auch aus biogenem C aus Waldrodungen besteht, sodaß der Keeling-Effekt < 50 % ist).
2. Wiedergabe des Suess-Effekts (gemeint ist die "Verdünnung" des C-14-Gehalts der Atmosphäre durch Zufuhr von C-14-freiem fossilem C. Da 20 %/Jahr des atmosphärischen C mit dem C aus Biosphäre und ozeanischer Durchmischungsschicht ausgetauscht werden, und dieses C die gleiche C-14-Konzentration besitzt wie das C der Atmosphäre, ist bei Berechnung der 1950 - 1975 erfolgten Verdünnung die 5-fache C-Menge der Atmosphäre in Rechnung zu stellen).
3. Wiedergabe des abnehmenden Verhältnisses C-13/C-12 in der Atmosphäre, das sich aus der Analyse von Baumringen ergibt. (Der Suess-Effekt des C-13 beruht auf "Verdünnung" des atmosphärischen C-13 durch biogenes und fossiles C, in dem C-13 zugunsten von C-12 angereichert ist.)
4. Wiedergabe der ab 1962 erfolgten Abnahme des C-14/C-Verhältnisses im CO<sub>2</sub> der Atmosphäre. (Die durch die Kernwaffenversuche nach 1950 in der Atmosphäre erfolgte Anreicherung mit C-14 klingt durch Austausch mit Biosphäre und Ozean ab.)

#### 2.131 Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Biosphäre

Die Biosphäre besitzt eine komplizierte, verhältnismäßig wenig erforschte Struktur. Bei der modellmäßigen Darstellung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Biosphäre sind nach Broecker (1977) drei Aspekte besonders wichtig:

1. Der Verlust an Biomasse durch Holzeinschlag und Brandrodung. - Die vorliegenden Daten, besonders aus den Tropen, sind lückenhaft. Das zeigen auch die vorliegenden Schätzungen: Nach Bolin (1977) beträgt der biogene CO<sub>2</sub>-Fluß 10 - 40 % des fossilen Flusses und nach Woodwell (1978) sind beide etwa gleich. Empfohlen wird die Überwachung der Waldflächen durch Satellitenaufnahmen, ergänzt durch IR-Aufnahmen aus Satelliten, die nur die Belaubung, aber nicht die Biomasse anzeigen.
2. Die Beschleunigung des Wachstums von Wäldern und Getreide durch unbeabsichtigte Düngung. - Sie kann nicht nur durch CO<sub>2</sub>-Anreicherung der Atmosphäre erfolgen, sondern auch durch Umwandlung anthropogener NO<sub>x</sub> (aus Feuerungen und Verbrennungsprozessen) in Nitrate. Ihre globale Produktion ist etwa gleich der Erzeugung von Nitratdünger. Zur Klärung dieser Effekte wird empfohlen, die folgenden Themen zu bearbeiten:
  - a) Ermittlung des Verbleibs von NO<sub>3</sub> aus NO<sub>x</sub>, insbesondere der Anteile, die von Wäldern, sonstigen Landflächen und den Meeren aufgenommen werden;
  - b) Entwicklung einer Methode zur Bestimmung der Wachstumsgeschwindigkeit von Wäldern, z.B. nach der forstlichen Routinebestimmung des Zuwachses, aus den Jahresringen, durch Messung des C-14/C-Verhältnisses in der Biomasse (wobei der Umstand, daß sich dieser Wert seit 1957 auf die Hälfte verminderte, von Vorteil ist);
  - c) Messung des Suess-Effekts für C-13, der, wie oben ausgeführt, ein Maß für die Netto-Änderung der Biosphäre darstellt.

3. Die Bestimmung der Zu- oder Abnahme des in Böden oder Sedimenten gespeicherten toten organischen Materials zur Ermittlung der korrespondierenden CO<sub>2</sub>-Flüsse als Funktion der Zeit. - Es wird geschätzt, daß die Böden die 2- bis 3-fache C-Menge speichern wie die Biosphäre, und daß Entwaldung und anschließende Kultivierung diesen C-Speicher innerhalb von 10 Jahren halbieren, sodaß starke Flüsse zu erwarten sind.

Kohlmaier et al. (1979) haben eine Reihe von Rechenmodellen konstruiert und unter speziellen Annahmen ausgewertet, jedoch ohne die Broecker'schen Kriterien zu prüfen.

#### 2.132 Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Ozean

Da die zuverlässigsten Schätzungen annehmen, daß 2/3 des "vermissten" CO<sub>2</sub> vom Ozean aufgenommen werden, und dieser Anteil steigen dürfte, ist die modellmäßige Darstellung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Ozean wichtiger als diejenige für Atmosphäre und Biosphäre. Nach Broecker (1977) sind 3 Aspekte bei der modellmäßigen Darstellung zu berücksichtigen:

1. Die Aufnahme des CO<sub>2</sub> aus der Atmosphäre durch die Meeresoberfläche;
2. Die vertikale Durchmischung in den oberen Ozeanschichten;
3. Die Auflösung des CaCO<sub>3</sub> in Tiefseesedimenten (durch Bildung von CaHCO<sub>3</sub>).

Zur Berechnung der CO<sub>2</sub>-Flüsse zwischen Atmosphäre und Meeresoberfläche müssen die Differenzen der CO<sub>2</sub>-Partialdrucke in beiden Phasen und der Transferkoeffizient bekannt sein. Nach Radioaktivitätsmessungen beträgt er im Mittel 2,8 m/Tag. Dieser Wert entspricht einer Dicke des Oberflächenfilms von 50 µm, einem mittleren CO<sub>2</sub>-Fluß von 10 Mol/m<sup>2</sup>·Jahre  $\approx$  440 g/m<sup>2</sup>·Jahre  $\approx$  224 ltr./m<sup>2</sup>·Jahre und einer mittleren Verweilzeit des CO<sub>2</sub> in der Atmosphäre relativ zum Übergang in den Ozean von 14 Jahren.

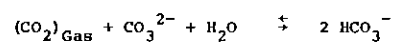
Die Zeitkonstante des chemischen Gleichgewichts zwischen Durchmischungsschicht D und der Atmosphäre  $\gamma_{chem}$  läßt sich aus dem Durchfluß (10 Mol/m<sup>2</sup>·Jahre), dem Pufferfaktor ( $\approx$  10), der Dicke von D ( $\approx$  100 m) und dem mittleren CO<sub>2</sub>-Gehalt von D ( $\approx$  2,0 Mol/m<sup>3</sup>) berechnen:

$$\gamma_{chem} = \frac{2,0 \text{ Mol/m}^3 \cdot 100 \text{ m}^3/\text{m}^2}{10 \cdot 10 \text{ Mol/m}^2 \cdot \text{Jahre}} = 2,0 \text{ Jahre}$$

Da sich somit eine Differenz der CO<sub>2</sub>-Konzentrationen zwischen der Atmosphäre und der Durchmischungsschicht innerhalb von 2 Jahren ausgleicht, dürfen alle Modelle ein chemisches Gleichgewicht zwischen Atmosphäre und D annehmen, sodaß der Vertikaltransport den Engpass der CO<sub>2</sub>-Verfrachtung in die Tiefsee bildet. Seine Durchmischungsgeschwindigkeit wird im Rahmen des GEOSECS-Programms bestimmt.

Der ozeanische Speicher im C-Kreislauf erfordert eine besondere Betrachtung (Baes et al., 1977). C liegt hier vorwiegend in anorganischer Form vor, als "Kohlensäure" (gelöstes CO<sub>2</sub>+H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>) Bikarbonat- (HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>) und Karbonationen (CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>). Hinzu kommen 1650 Gt dispergierte tote organische Stoffe, etwa 1 Gt lebendes organisches C im Oberflächenwasser, sowie suspendiertes und sedimentiertes von Meerestieren gebildetes CaCO<sub>3</sub>.

Die Kapazität des Oberflächenwassers zur Aufnahme von anthropogenem CO<sub>2</sub> hängt hauptsächlich von der Reaktion von CO<sub>2</sub> mit Karbonationen ab, bei der Bikarbonationen gebildet werden:



Nimmt man in erster Annäherung an, daß die obige Reaktion die einzig mögliche ist, und daß C nur als CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> oder HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> im Ozean vorkommt, so gilt die folgende Gleichgewichtsbedingung:

$$Q_1 = \frac{[\text{HCO}_3^-]^2}{P(\text{CO}_2) \cdot [\text{CO}_3^{2-}]}$$

wobei [...] die C-Konzentration im Wasser, P(CO<sub>2</sub>) den Partialdruck des CO<sub>2</sub> in der Atmosphäre und Q eine nur von der Temperatur abhängige Konstante bedeuten.



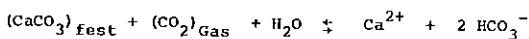
Ist  $EC = [HCO_3^-] + [CO_3^{2-}]$  die Gesamtkonzentration des C im Wasser und  $R = [CO_3^{2-}] / EC \sim 0,13$  der Anteil der Karbonatkonzentration an der gesamten C-Konzentration, so läßt sich zeigen, daß der "Pufferfaktor"

$$\frac{d \ln P(CO_2)}{d \ln EC} = \frac{1 + 3R}{R(1-R)} \sim 12,3 \text{ ist.}$$

Eine genauere Rechnung ergibt  $\sim 10$  d.h. das Verhältnis zwischen dem  $CO_2$ -Partialdruck in der Atmosphäre und der vom Oberflächenwasser aufgenommenen C-Menge (als  $CO_2$ ) hängt nur vom Karbonatanteil im Wasser ab. Da dieser Anteil klein ist, die C-Speicher Atmosphäre und ozeanisches Oberflächenwasser von fast gleicher Kapazität sind und sich im natürlichen Gleichgewicht befinden, vermag das Oberflächenwasser nicht einmal 10 % des anthropogenen fossilen C-Flusses aufzunehmen. Darüberhinaus verringert sich dieser Anteil noch einmal in dem gleichen Maße, in dem das vorhandene Karbonat verbraucht wird.

Soll also der Ozean mehr anthropogenes C aufnehmen, so ist das nur unter Beteiligung der Tiefsee möglich. Nun beträgt nach radiometrischen Messungen die mittlere Verweilzeit des Wassers in der Tiefsee 500 bis 2000 Jahre, was einem Austausch von 2 bis 8 %/Jahr Oberflächenwassers entspricht. Dadurch kann also die C-Aufnahmekapazität des Oberflächenwassers nur unwesentlich erhöht werden. Wirksamer wäre ein Austausch durch turbulente Diffusion.

Maßgebend für die  $CO_2$ -Aufnahme durch den gesamten Ozean ist die Reaktion



mit der Gleichgewichtsbedingung

$$Q_2 = \frac{[Ca^{2+}] \cdot [HCO_3^-]^2}{P(CO_2)}$$

Da die Massen des  $Ca^{2+}$ ,  $HCO_3^-$  und  $CaCO_3$  im Ozean viel größer sind als die des fossilen C, könnte alles erzeugbare fossile  $CO_2$  ohne weiteres im Ozean, d.h. vor allem in der Tiefsee untergebracht werden. Das Hauptproblem ist, daß diese trägen Reaktionen mit den beschleunigten Anreicherungen des  $CO_2$  in der Atmosphäre nicht Schritt zu halten vermögen.

Nach diesen Ausführungen ist klar, daß die durch die Thermokline gebremste Austauschgeschwindigkeit zwischen Durchmischungsschicht und Tiefsee der Schlüssel ist zur Klärung des Aufnahmevermögens der ozeanischen  $CO_2$ -Senke. Da diese Größe im Rahmen des GEOSecs - Programms bestimmt werden soll, sind wenigstens hier entscheidende Fortschritte zu erwarten. Einen ersten vorläufigen Bericht über diese laufenden Arbeiten gibt Roether (1979), während Woods (1979) neue Erkenntnisse der ozeanischen Struktur diskutiert, die unsere Vorstellungen über den Austausch zwischen Atmosphäre und Ozean modifizieren und erweitern.

## 2.14 Berechnung der klimatischen Auswirkungen steigender $CO_2$ -Konzentrationen

Bereits in der Einleitung wurde auf den komplexen Charakter des Klimasystems und die verschiedenen Versuche, dieses System durch Modelle zu simulieren verwiesen, (vgl. 1.2). Jetzt erhebt sich die sehr viel speziellere Frage, inwieweit es möglich bzw. bereits gelungen ist, die klimatischen Auswirkungen der anthropogenen Anreicherung des  $CO_2$  in der Atmosphäre zu berechnen.

Die WMO (1977) hat dieses Problem eingehend untersucht und gelangte zu dem Schluß, daß nur eine Strategie der schrittweisen Approximation Erfolg verspricht; sie schlägt dazu die folgenden Arbeitsschritte vor:

1. Erfassung der Änderung des solaren und terrestrischen Strahlungsflusses durch eine vorgegebene Änderung der atmosphärischen  $CO_2$ -Konzentration bei einer repräsentativen atmosphärischen Struktur, Bewölkung und solaren Strahlung.

2. Berechnung der durch 1. bewirkten Änderung des thermischen Gleichgewichtes der Atmosphäre durch einfache, eindimensionale Klimamodelle. Dabei werden die Rückkopplungseffekte, die noch nicht hinreichend genau durch Modelle darstellbar sind, vernachlässigt, obwohl sie signifikant sein können.
3. Abschätzung der globalen dreidimensionalen Zustandsänderung der Atmosphäre durch eine vorgegebene Änderung der  $CO_2$ -Konzentration. Diese sollte sich auf ein vollständiges allgemeines Zirkulationsmodell der Atmosphäre stützen. Dabei werden die Wirkungen des  $CO_2$  auf die Strahlungsflüsse in allen Einzelheiten funktionell dargestellt, möglichst viele Rückkopplungseffekte erfaßt und die Geographie hinreichend realistisch behandelt. Auf eine realistische Darstellung der Wechselwirkungen mit Ozeanen und Kryosphäre wird zunächst jedoch noch verzichtet.
4. Wiederholung der Klimasimulation nach 3. unter Berücksichtigung realistischer Wechselwirkungen mit Ozeanen und Kryosphäre.
5. Wiederholung der Simulation der Klimaänderung nach 4. unter Einbeziehung realistischer zeitabhängiger Änderungen der  $CO_2$ -Konzentration, um die Änderungsraten der verschiedenen Teile des Klimasystems (einschließlich Polareis und Höhe des Meeresspiegels) unter Einwirkung einer bestimmten Änderung der  $CO_2$ -Konzentration abzuschätzen.
6. Wiederholung der Simulation nach 5. für realistische zeitabhängige Änderungen anderer Umweltparameter. Damit hofft man die Wirkungen veränderlicher  $CO_2$ -Konzentrationen auf das Klima im Vergleich zu anderen Einflußfaktoren in den nächsten Jahren und Dekaden abschätzen zu können. Alle diese Schritte sind wichtig für eine deterministische Klimavorhersage.

Bisher wurden nur die drei ersten Schritte realisiert. Es ist gegenwärtig jedoch noch nicht möglich, für die folgenden Schritte sowohl die benötigte Zeit, als auch den erforderlichen wissenschaftlichen und technischen Aufwand abzuschätzen.

Gleichwohl bleibt vorläufig nur die Hoffnung auf die Entwicklung immer realistischerer Klimamodelle zur Abschätzung der Wirkungen des  $CO_2$ . Erwerbend kommt hinzu, daß eine Prüfung der Modellergebnisse an vergangenen klimatischen Bedingungen unmöglich ist, weil sich eine derartig rasche  $CO_2$ -Anreicherung der Atmosphäre, wie sie sich in dem gegenwärtigen Jahrhundert vollzieht, bisher noch nicht ereignet hat.

Besondere Beachtung verdienen unter den vorliegenden Versuchen einfache eindimensionale (1-D) Modelle zur Berechnung des Strahlungs-Konvektions-Gleichgewichts, sowie ein hochentwickeltes dreidimensionales (3-D) Klimamodell, das allerdings ebenfalls die Rückkopplung mit veränderter Wolkenverteilung vernachlässigt. Mit diesen wurden die Auswirkungen einer Verdopplung der  $CO_2$ -Konzentration von 300 auf 600 ppmv beurteilt. Die 1-D-Modelle ergaben einen mittleren globalen Temperaturanstieg von etwa  $2^\circ C$ . Das 3-D-Modell nach Wetherald und Manabe (1979) berechnet einen solchen von fast  $3^\circ C$  mit 2-3-fachen Werten in den Polarregionen (Bild 8). Beide Modelltypen berechnen eine gleichzeitige Abkühlung der Stratosphäre. Derartige Temperaturänderungen würden mit Sicherheit die Klimazonen verschieben, vielleicht sogar auch die Polkappen teilweise abschmelzen und dadurch den Meeresspiegel anheben. Detailliertere Beschreibungen des 3-D Allgemeinen Zirkulationsmodells und seiner Ergebnisse geben Manabe und Wetherald (1975) und Bach (1978 c).

Nochmals sei an die Vereinfachungen und Vernachlässigungen bei diesen Modellrechnungen erinnert. Es ist möglich, daß realistischere Rechnungen die Klimaeffekte in der einen oder anderen Richtung noch abändern. Weiterhin ist zu berücksichtigen, daß die berechneten globalen Mittelwerte sehr viel größeren lokalen und regionalen Effekten entsprechen können. Besonders betroffen von dieser Tatsache sind die Landwirtschaft und die Energieversorgung. Die jahreszeitliche und regionale Differenzierung der Modellrechnungen bedarf weiterer Verbesserungen. Damit wird in den nächsten 5 - 10 Jahren gerechnet (Munn und Machta, 1979).

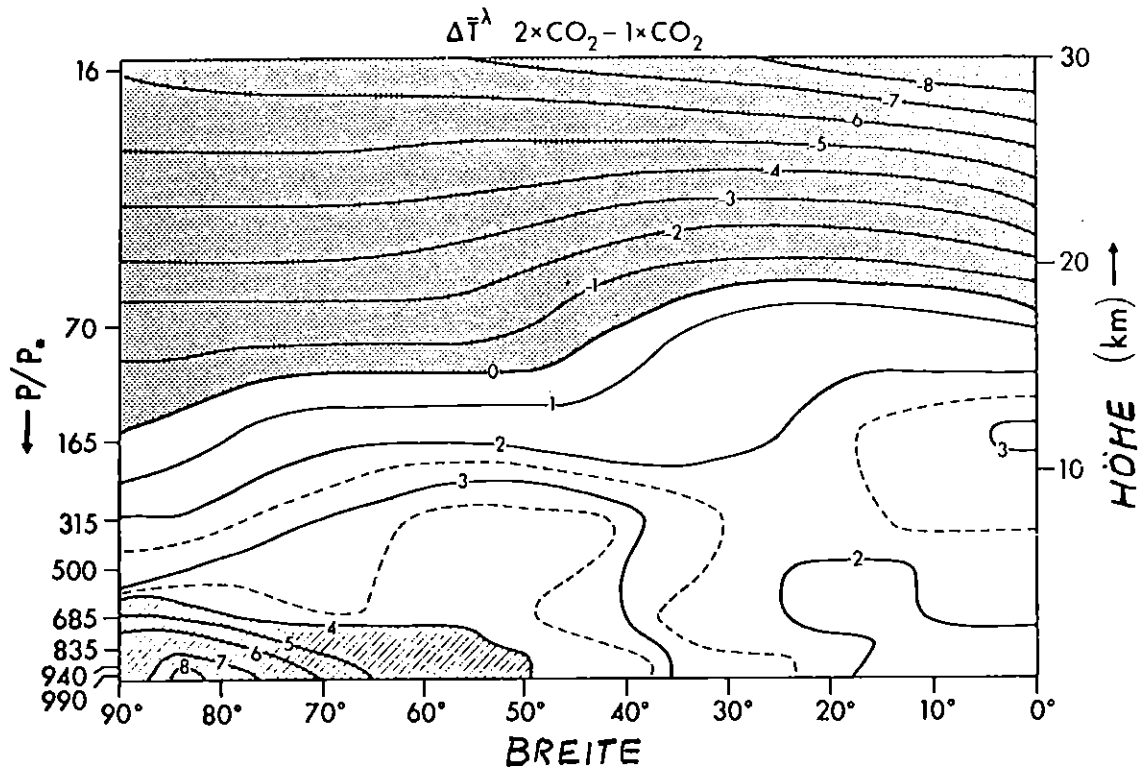


Bild 8 Breitenabhängige zonalgemittelte Temperaturdifferenzen zwischen einer Atmosphäre, die dem gegenwärtigen  $\text{CO}_2$ -Gehalt entspricht ( $1 \times \text{CO}_2$ ) und einer Atmosphäre mit doppeltem  $\text{CO}_2$ -Gehalt ( $2 \times \text{CO}_2$ )

Quelle: Wetherald und Manabe (1979)

Folgende Mechanismen werden bisher noch unzureichend bei den Klimamodellrechnungen berücksichtigt (Baes et al., 1977):

- die Enteisung verringert die Albedo und schaukelt damit die Erwärmung auf (positive Rückkopplung). Die Eis-Albedo Rückkopplung scheint aber nach Lian und Cess (1977) ein relativ milder Mechanismus zu sein;
- die Rückkopplung zwischen Bewölkung und Temperatur scheint ebenfalls keine großen Auswirkungen zu haben, wie die Untersuchungen von Cess (1976) und die jüngsten Ergebnisse von Wetherald und Manabe (1979) zeigen;
- die unvollständige Erfassung des Antriebs der ozeanischen Zirkulation durch den meridionalen Temperaturgradienten erschwert die Berücksichtigung der Rückkopplungen zwischen Ozean und Klimasystem;
- die Rückkopplung des Klimasystems mit den Kontinenten, vor allem durch Änderung der lokalen Albedo und des hydrologischen Gleichgewichts, und der Zusammenhang zwischen Biosphäre und  $\text{CO}_2$ -Konzentration sind noch unvollständig berücksichtigt.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß an Hand der Ergebnisse der wichtigsten von Schneider (1975) und Bach (1979 c) zusammengestellten Klimamodelle eine  $\text{CO}_2$ -Verdopplung in der Atmosphäre zu einer mittleren globalen Erwärmung von  $1,5\text{--}3^\circ\text{C}$  bzw.  $\geq 7^\circ\text{C}$  in Polargebieten, führen könnte. Die von Wetherald und Manabe (1979) und Gates (1979) angekündigten weiteren Simulationen mit verbesserten Modellen werden sicher noch einige Unsicherheiten abbauen. Ob sie die bisherigen Ergebnisse noch wesentlich abändern, bleibt abzuwarten. Die Frage, ob und wann eine  $\text{CO}_2$ -Verdopplung zu der oben postulierten Erwärmung führt, hängt ab von der Entwicklung der künftigen  $\text{CO}_2$ -Emission, die im Folgenden vorwiegend an Hand der künftigen Weltenergieentwicklung abgeschätzt wird.

## 2.15 Abschätzung der künftigen $\text{CO}_2$ -Produktion

Die anthropogenen  $\text{CO}_2$ -Emissionen setzen sich zusammen aus Emissionen von fossilem und von biogenem  $\text{CO}_2$ . Nur die ersteren lassen sich zur Zeit hinreichend genau berechnen (vgl. dazu 2.121) und können damit die Grundlage für zukünftige Schätzungen bilden. Die globale fossile  $\text{CO}_2$ -Emission ist zur Zeit noch nahezu proportional zu dem globalen Energieverbrauch, da dieser gegenwärtig im Wesentlichen aus fossilen Quellen gedeckt wird. Unter Berücksichtigung demographischer, sozio-ökonomischer und politischer Faktoren schätzt Rotty (1979) die  $\text{CO}_2$ -Emissionen ab und vergleicht die prozentuale Verteilung der  $\text{CO}_2$ -Produktion in den verschiedenen Regionen von 1974 mit den für 2025 geschätzten Werten. Bild 9 zeigt, daß 1974 rd. 47%, also fast die Hälfte der  $\text{CO}_2$ -Emissionen auf Nordamerika und West Europa entfallen, während die Entwicklungsländer, trotz ihrer hohen Bevölkerungszahlen, daran nur mit 13% beteiligt sind. Für 2025 wird eine  $\text{CO}_2$ -Produktion von 19 Gt/Jahr, also die 3,8-fache Menge von 1974 angenommen. Davon entfallen nun 40% auf die Entwicklungsländer, 19% auf China, während Nordamerika und West Europa daran nur noch mit 20% beteiligt sind. Dieses Szenarium beruht offensichtlich auf der Annahme, daß die Industrieländer zügig ihre nichtfossilen Energietechnologien ausbauen, während die Entwicklungsländer aus Kapitalmangel, die nötigen Mittel zur Investition in alternative Energiequellen nicht aufbringen können.

## 2.16 Klimatische Bewertungen verschiedener Energieszenarien

Die Ausführungen in 2.15 haben gezeigt, daß der Versuch, die künftige  $\text{CO}_2$ -Produktion abzuschätzen, auf große

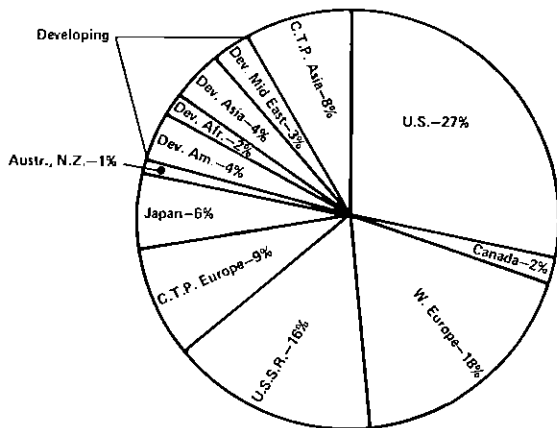
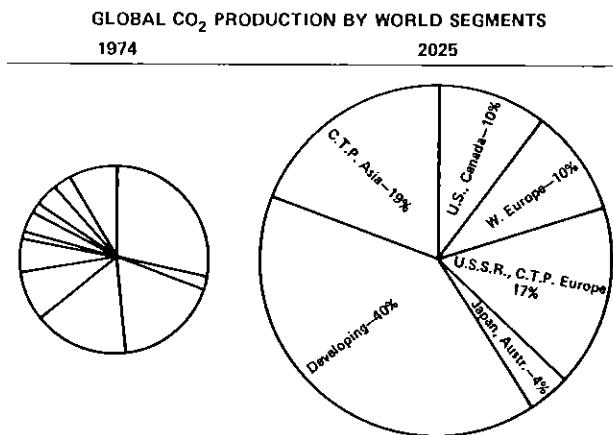
GLOBAL CO<sub>2</sub> PRODUCTION BY WORLD SEGMENTS-1974

Bild 9 Prozentuale Verteilung auf verschiedene Ländergruppen der globalen CO<sub>2</sub>-Produktion für 1974 und 2025  
Quelle: Rotty (1979)

Schwierigkeiten stößt, weil die gesuchte Funktion ihrerseits wieder von einer ganzen Reihe zeitabhängiger Größen gesteuert wird, die weder einzeln, noch in ihrem Zusammenspiel überschaubar sind.

Als Ausweg bietet sich die Analyse einzelner "Szenarien" an, wobei die verschiedenen Möglichkeiten der Entwicklung durch besonders günstige und besonders ungünstige Annahmen eingegrenzt werden. Die Untersuchungen von Niehaus (1979) dienen zur Erläuterung dieser vielversprechenden Methode.

Zur Erfassung des zukünftigen CO<sub>2</sub>-Einflusses auf das Klima benötigt man drei Modelle: Ein Weltenergiemodell, ein Modell für den globalen Kohlenstoffkreislauf und ein Klimamodell. In dem hier beschriebenen Beispiel wird der zukünftige Weltenergieverbrauch mit Hilfe eines Energiemodells gewonnen, das neben den Hauptbestimmungsgrößen des Energiebedarfs wie Bevölkerungsentwicklung und Industrieproduktion auch die wichtigsten Beziehungen zwischen Energiereerven, Energieverbrauch, Rohstoffverbrauch industrieller Produktion und Umweltbelastung enthält (Voss, 1977; Voss und Niehaus, 1977).

Zur Berechnung der Konzentrationszunahme des CO<sub>2</sub> in der Atmosphäre für die verschiedenen Szenarien des Brennstoffverbrauchs dient ein 8-stufiges Tandemmodell des globalen C-Kreislaufs mit den Speichern: Atmosphäre, kontinentale Biosphäre, tote organische Substanzen auf den Kontinenten, ozeanisches Oberflächenwasser, Tiefsee, ozeanisches Phytoplankton, ozeanisches Zooplankton und tote organische Substanzen im Ozean. Es berechnet aus nichtlinearen Differentialgleichungen den C - Aus-

tausch zwischen den einzelnen Speichern, nachdem für Anfangswerte und Parameter Daten der Literatur eingegeben wurden. Weiter wird die völlige Durchmischung der beiden ozeanischen Subsysteme und ein Gleichgewichtszustand des Modells für 1850 angenommen (Niehaus, 1975, 1977).

Da die benutzten Literaturdaten mit erheblichen Unsicherheiten behaftet sind, wurde das Modell verschiedentlich getestet. Seine Empfindlichkeit gegen Änderungen einzelner Parameter ist durch die Forderung des vorindustriellen Gleichgewichts notwendigerweise gering. Die Simulation erhöhter CO<sub>2</sub>-Konzentrationen, des Suess-Effekts, der Abnahme der C-14-Konzentration nach Beendigung der Kernwaffenversuche und der historischen Temperaturänderung ergaben eine hinreichende Übereinstimmung mit der Realität (Niehaus und Williams, 1979). Das Modell vermag jedoch keine C-13-Flüsse zu berechnen, eodaß Aussagen über die Verminderung der kontinentalen Biomasse nicht möglich sind (vgl. dazu die Kriterien von Broecker in 2.13).

Die Temperaturerhöhung durch den CO<sub>2</sub>-Anstieg wird mit Hilfe des eindimensionalen Vertikalmodells nach Augustsson und Ramanathan (1977) simuliert, wobei bei der Berechnung der Strahlungsbilanzänderungen sowohl die 15µm als auch die schwachen Absorptionsbande berücksichtigt werden. Für die Modellvariation mit der konstanten Wolkenobergrenze erhält man bei Verdopplung der CO<sub>2</sub>-Konzentration eine durchschnittliche globale Temperaturerhöhung in der unteren Troposphäre von 1,98 °C. Die folgenden Ergebnisse zeigen die Wirkung von CO<sub>2</sub>-Erhöhungen auf den Verlauf der Temperatur für verschiedene Energiestrategien, die zur Deckung eines möglichen Energiebedarfs von 30 bis 65 TW herangezogen werden könnten.

#### 2.161 Optimistische Gleichgewichtsstrategie ( Standard - Szenarium )

Ein optimistisches, aber deshalb noch nicht unrealistisches Szenarium nimmt an, daß sich die Weltbevölkerung ab 2050 auf eine Zahl von  $8 \times 10^9$  einpendelt, daß der Energieverbrauch um 2080 mit 65 TW sein Maximum erreicht, sodaß im Durchschnitt 8 kW / Kopf zur Verfügung stehen. Fossile Brennstoffe dominieren bis etwa 2015. Zwischen 2020 und 2040 werden zunächst die Erdgas, dann auch die Erdölreserven verbraucht sein. Der Anteil der Kohle erreicht etwas über 10 TW und fällt anschließend leicht ab. Der exponentiell steigende Energieverbrauch wird durch Kernenergie abgedeckt, die ab 2100 rd. 85% des Gesamtbedarfs liefert. Diese Strategie erfordert Neuinstallationen von rd. 35 TW in rd. 40 Jahren, also 40 Jahre hindurch 0,9 TW /Jahr, was z.B. durch den Bau von jährlich 180 Kraftwerken von je 9 GW zu realisieren wäre. Das entspräche einem konstanten Wachstum von 11% / Jahr bezogen auf die heutige Weltenergieerzeugung von 8 TW.

Die CO<sub>2</sub>-Emissionen dieses Szenariums erreichen um 2010 mit fast 15 Gt/Jahr an C ihr Maximum. Der CO<sub>2</sub>-Gehalt der Atmosphäre wächst ständig an und erreicht um 2100 rd. 650 ppm, was zu einer Temperaturerhöhung von ungf. 2°C gegenüber heute führen könnte.

#### 2.162 50 TW- Strategie mit fossilen Brennstoffen ( Status quo- Szenarium )

Der Widerstand der Öffentlichkeit gegenüber der Nutzung der Kernenergie veranlaßte eine zu 2.161 analoge Berechnung für die ausschließliche Verwendung fossiler Brennstoffe (Bild 10). Der ständig steigende Verbrauch erreicht um 2100 mit 50 TW einen Grenzwert, nachdem insgesamt 4,3 Tt SKE Kohle, 330 Gt SKE Öl und 200 Gt SKE Erdgas verbrannt worden sind. Zu Beginn der Rechnung wurde der Bedarf vorwiegend aus Gas und Öl gedeckt. Danach nimmt der Anteil der

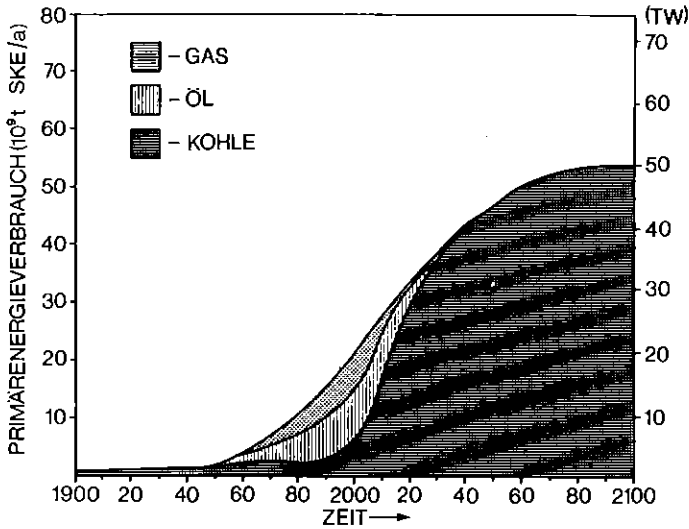


Bild 10 Die 50 TW Energiestrategie bei ausschließlicher Verwendung fossiler Brennstoffe  
Quelle: Niehaus und Williams (1979)

2.164 50 TW - Strategie unter Einsatz von Kern- und Solarenergie und Immissionsbegrenzung des CO<sub>2</sub> (Umweltfreundliches Szenarium)

Alle bisher diskutierten Szenarien ergaben beträchtliche Treibhauseffekte durch die CO<sub>2</sub>-Zunahme. Nimmt man an, daß um 2000 Anzeichen einer Klimaänderung zu der Entscheidung führen, die Temperaturänderung < 1°C zu halten, so könnte sich bei günstiger Entwicklung fortschrittlicher Systeme zur Umwandlung von Kern- und Solarenergie etwa das in Bild 12 dargestellte Szenarium ergeben. Der Grenzwert um 2100 wäre 50 TW, und der Verbrauch fossiler Brennstoffe würde ab 2000 drastisch gedrosselt.

In diesem Fall erreicht die CO<sub>2</sub>-Emission mit fast 10 Gt/ Jahr (als C berechnet) um 2000 ihr Maximum, um dann rasch auf den Wert von 1900 zu fallen. Die maximale CO<sub>2</sub>-Konzentration mit 430 ppm um 2050 ergäbe dann nur eine Temperaturerhöhung gegenüber der Gegenwart von ungf. 1°C (Bild 13).

2.165 30 TW - Strategie unter Einsatz von Kern- und Solarenergie und Immissionsbegrenzung des CO<sub>2</sub> (Modifiziertes umweltfreundliches Szenarium)

Analoge Berechnungen mit einem Grenzwert von 30 TW ergeben maximale CO<sub>2</sub>-Emissionen von 8 Gt/ Jahr (als C berechnet), maximale CO<sub>2</sub>-Konzentrationen von 400 ppm und eine Temperaturzunahme gegenüber der Gegenwart von nur 0,45°C.

2.166 Kritische Anmerkungen

Aus diesen Ergebnissen könnte der allgemeine Schluß gezogen werden, daß Energiestrategien auf rein fossiler Basis in jedem Fall, auch bei stagnierendem Energie-wachstum, unzulässige Temperaturerhöhungen von mehreren Grad Celsius bewirken. Mit entsprechenden Mischungen von Energieträgern, die wenig oder kein CO<sub>2</sub> abgeben, könnten die Temperaturerhöhungen in Grenzen gehalten werden. Ein Wort der Vorsicht ist allerdings bei der Interpretation dieser Simulationen angebracht. Das Weltenergiemodell beruht, wie alle Szenarien, auf einer Reihe von Annahmen mit allen unvermeidlichen Unsicherheiten. Ebenso sind

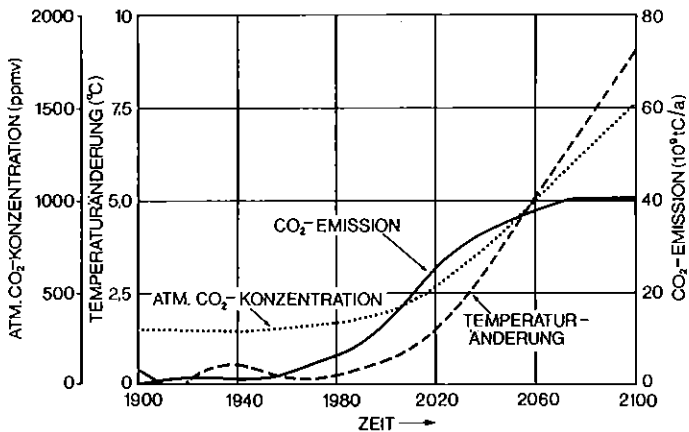


Bild 11 Die Temperaturzunahme durch CO<sub>2</sub>-Emission für die 50 TW Energiestrategie auf rein fossiler Basis  
Quelle: Niehaus und Williams (1979)

Kohle immer mehr zu und ist dann ab 2030 alleiniger Primärenergieträger.

Nach diesem Ansatz stieg die CO<sub>2</sub>-Emission bis auf 40 Gt/ Jahr (als C berechnet) an. Die CO<sub>2</sub>-Konzentration würde 1500 ppm erreichen (also das 5-fache der vorindustriellen Konzentration). Die Temperatur würde sich um ungf. 9°C gegenüber heute erhöhen (Bild 11). Es ist klar, daß diese Strategie lange vor Erschöpfung der fossilen Ressourcen zu unannehmbaren Bedingungen führen würde.

2.163 30 TW - Strategie mit fossilen Brennstoffen (modifiziertes Status quo-Szenarium)

Analoge Rechnungen wie unter 2.162 jedoch bei Annahme des Fortbestehens der unterschiedlichen Energieversorgung in Industrie- und Entwicklungsländer ergeben für 2100 einen Grenzwert von 30 TW nach einem Gesamtverbrauch an Erdgas, Erdöl und Kohle von 170,280 und 2800 Gt SKE mit maximaler CO<sub>2</sub>-Emission von 20 Gt/ Jahr. Die CO<sub>2</sub>-Konzentration würde auf > 1000 ppm ansteigen und die Temperaturzunahme könnte rd. 6°C betragen.

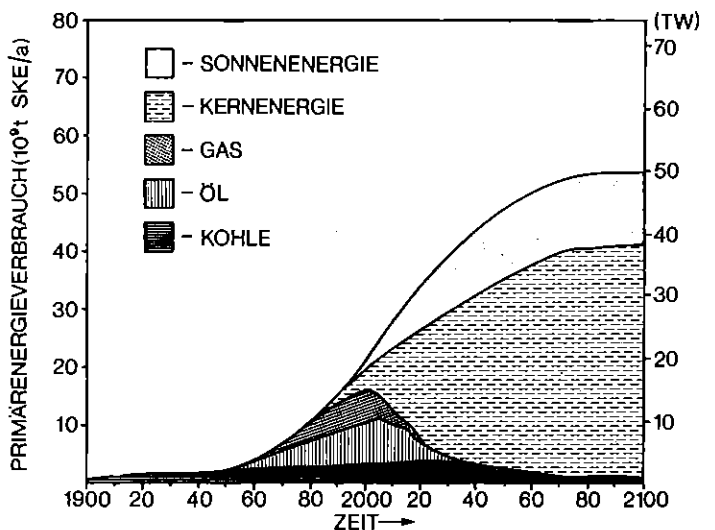


Bild 12 Die 50 TW Energiestrategie unter Einsatz von Kern- und Sonnenenergie  
Quelle: Niehaus und Williams (1979)

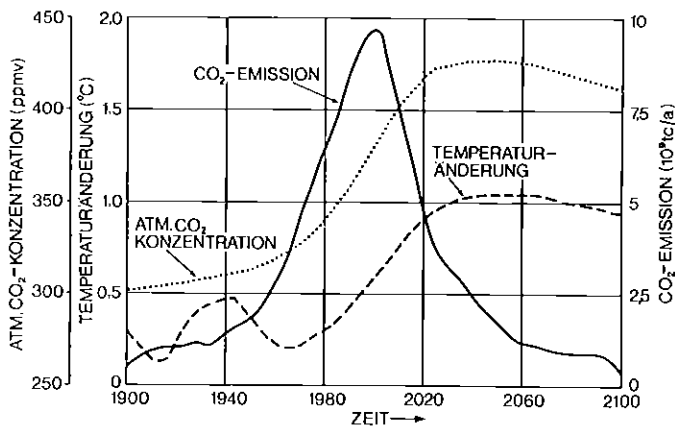


Bild 13 Die Temperaturzunahme durch  $\text{CO}_2$ -Emission für die 50 TW Energiestrategie auf der Basis von Kern- und Sonnenenergie

Ue. Quelle: Niehaus und Williams (1979)

Modelle zur Simulation des Kohlenstoffkreislaufs mit sehr vielen Unsicherheiten behaftet (Williams, 1978; Bach et al. 1979a). Das hier benutzte Kohlenstoffmodell betrachtet z.B. die Biosphäre als Senke, die durch die  $\text{CO}_2$ -Erhöhung in der Atmosphäre um 110 % seiner ursprünglichen Größe anwachsen kann. Tatsache ist aber, daß die Biosphäre sowohl als Senke als auch als Quelle in Erscheinung tritt - allerdings sind die jeweiligen Anteile bisher sehr umstritten. Ferner kann, wie eingangs detailliert dargelegt, das hier benutzte eindimensionale vertikale Klimamodell sicher nur als grober Versuch gelten, das tatsächliche Klimasystem zu reproduzieren. Gewiß haben diese Simulationen für das Erkennen von Trends große Bedeutung. Auf die eigentlich quantitativen Aspekte sollte aber trotzdem nicht zu viel Gewicht gelegt werden. Ferner muß noch darauf hingewiesen werden, daß diese Ergebnisse nur den  $\text{CO}_2$ -Einfluß widerspiegeln. Darüberhinaus gibt es noch eine große Anzahl anderer anthropogener Einflüsse, die das Klima beeinflussen, wovon die meisten den  $\text{CO}_2$ -Effekt jedoch noch verstärken. Im folgenden wird noch kurz auf die Klimabeeinflussung durch andere Gase und Schwebstoffe eingegangen.

## 2.2 Abschätzung der Temperaturbeeinflussung durch andere Gase

### 2.21 Glashauseffekt von Gasen in der Troposphäre

Überblickt man die möglichen anthropogenen Temperaturänderungen durch die Emission von Spurengasen, so zeichnen sich zwei Gruppen ab, deren Effekte um eine Größenordnung differieren.

#### 2.211 Distickstoffoxid

$\text{N}_2\text{O}$  wird durch bakterielle Denitrifikation aus dem Boden und aus Oberflächenwässern emittiert und erreicht in der Troposphäre eine mittlere Konzentration von ungef. 0,28 ppm (Wang et al., 1976). Als Senke wurde bisher nur der Abbau in der Stratosphäre identifiziert, wobei jedoch nur rd. 12% der Emissionen erfaßt werden, während die Hauptsenke nach wie vor unbekannt ist. Für einen Abbau in der Troposphäre existieren keine Hinweise.

Die verstärkte Anwendung von künstlichem Stickstoffdünger ist verantwortlich für die zunehmenden Emissionen und Konzentrationen des  $\text{N}_2\text{O}$  in der Atmosphäre. Nach Schätzungen von Hahn (1979) ist eine Verdopplung der atmosphärischen Konzentration zwischen 2025 und 2040

zu erwarten. Die von Wang et al. (1976) berechnete Temperaturerhöhung beträgt für eine Zunahme des  $\text{N}_2\text{O}$  von 100% je nach Modell zwischen 0,4 und 0,7°C.

#### 2.212 Chlorfluormethane

Die Treibgase in Sprühdosen und die Kühlmittel in Kühlschränken sind auch als  $\text{CFCl}_3$  (F-11) und  $\text{CF}_2\text{Cl}_2$  (F-12) unter den Sammelbezeichnungen Freone oder Chlorfluormethane (CFM) bekannt. Es sind rein anthropogene Verbindungen. Die Gesamtproduktion bis 1975 betrug für F-11 und F-12  $3,44 \times 10^6$ t bzw.  $5,09 \times 10^6$ t, wovon bisher rd. 85% an die Atmosphäre abgegeben worden sind. Ihre Konzentrationen betragen etwa 0,10 bzw. 0,15 ppb (Perner, 1979). Senken sind in der Troposphäre für die Freone nicht bekannt. Man nimmt an, daß sie nur in der Stratosphäre abgebaut werden. Nach Modellrechnungen von Ramanathan (1975) und Wang et al. (1976) wären bei einer Zunahme um den Faktor 20 Temperaturerhöhungen von 0,4 bis 0,5°C zu erwarten.

#### 2.213 Methan

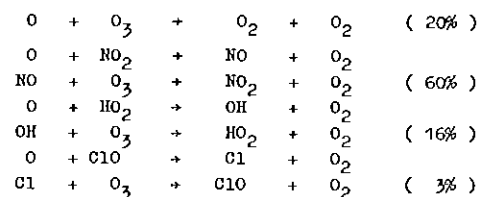
Methan ist in der ganzen Troposphäre der nördlichen Halbkugel mit der relativ hohen Konzentration von 1,6 ppm enthalten (Wang et al., 1976). Die Konzentration in der südlichen Halbkugel ist etwas geringer. Wichtigste Quelle ist der bakterielle Abbau organischer Stoffe im Boden, und zwar vor allem in Sumpfbereichen und im Oberflächenwasser. Senken sind Oxidation durch OH-Radikale in der Troposphäre zu CO und der photochemische Abbau in der Stratosphäre. Der Kreislauf ist jedoch noch nicht befriedigend geklärt. Für eine Verdopplung des  $\text{CH}_4$  berechnen Wang et al. (1976) einen Temperaturanstieg von 0,2 - 0,3°C.

#### 2.214 Sonstige Spurengase

Glashauseffekte sind auch von den Halogen-Kohlenwasserstoffen,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{HNO}_3$ ,  $\text{C}_2\text{H}_4$ , und  $\text{SO}_2$  usw. zu erwarten. Die meisten sind natürliche Bestandteile der Luft mit Ausnahme des  $\text{SO}_2$ , das vorwiegend durch fossile Verbrennungsprodukte entsteht. Der thermische Gesamteffekt wird wahrscheinlich nicht mehr als einige zehntel Grad Celsius erreichen (Wang et al., 1976).

#### 2.22 Der Ozon-Abbau in der Stratosphäre und andere Effekte

Ozon entsteht in der Stratosphäre durch Reaktion von  $\text{O}_2$  mit photolytisch aus  $\text{O}_2$  und  $\text{O}_3$  gebildetem O. Seine wichtigsten Senken sind nach Perner (1979) die folgenden Reaktionen:



Die für 1973 geschätzten Anteile am gesamten Ozon-Abbau sind in Klammern angegeben.

Von diesen Senken wird die erste durch die verstärkte  $\text{N}_2\text{O}$ -Produktion (vgl. dazu 2.211) sowie durch  $\text{NO}_x$ -Emissionen der Überschallflugzeuge, die vierte durch Freone (vgl. dazu 2.212) und andere Halogen-Kohlenwasserstoffe anthropogen verstärkt. Der resultierende

$O_3$ -Abbau wurde bisher vorwiegend wegen seiner biologischen Wirkungen durch verstärkten Einfall aktiver UV-Strahlung diskutiert. Bei einem angenommenen  $O_3$ -Abbau von rd. 25% könnte nach Wang et al. ( 1976 ) die Erdoberfläche um 0,3 bis 0,5°C abkühlen.

Der Überschallverkehr kann auch den Wasserdampfgehalt in der Stratosphäre erhöhen. Nach Berechnungen von Wang et al. ( 1976 ) würde eine Verdopplung des  $H_2O$ -Gehaltes zu einer Temperaturerhöhung zwischen 0,6 und 1,0°C führen.

## 2.3 Abschätzung des Einflusses der Aerosole

Die gesamte globale Aerosolproduktion beträgt gegenwärtig rd.  $3 \times 10^{12}$ t/Jahr, wovon ungefähr 1/10 anthropogenen Ursprungs ist ( Bach, 1976 a ). Im Gegensatz zum  $CO_2$ , das bei einer mittleren Verweilzeit von 2-5 Jahren ziemlich gleichmäßig in der gesamten Troposphäre verteilt ist, ist die Aerosolkonzentration bei einer mittleren Verweilzeit von 9 Tagen mehr lokal und regional konzentriert in der Nähe von Stadt- und Industriesiedlungen und Steppenbränden.

Die klimatische Beurteilung des Einflusses der Aerosole wird dadurch erschwert, daß noch wenig bekannt ist hinsichtlich der Produktionsprozesse der verschiedenen Aerosolarten, ihrer optischen Eigenschaften als Funktion von Korngröße und Brechungsindex, ihrer Verweilzeiten und Ausscheidungsprozesse und ihres Einflusses auf Wolkenbildung und Niederschlag. Darüberhinaus scheint es, daß die Wirkung der Streuungseigenschaften der Aerosole gegenüber ihren Absorptionseigenschaften überschätzt worden ist ( Glazier et al., 1976 ). Obwohl gegenwärtig die thermische Wirkung der Aerosole noch nicht mit Sicherheit abgeschätzt werden kann, scheint sich doch die Auffassung einer leichten Nettoerwärmung durchzusetzen ( Mitchell, 1975 ).

In einer neueren Arbeit erklärt Grassl ( 1979 ) warum es gegenwärtig noch nicht möglich ist, die Wirkung der Aerosole auf die planetarische Albedo und damit den Strahlungshaushalt und die Temperaturverteilung mit ausreichender Sicherheit abzuschätzen. In der wolkenfreien Atmosphäre kann eine Aerosolzunahme entweder die Albedo erhöhen oder verringern, was von der jeweiligen Oberflächenalbedo und dem imaginären Teil des Brechungsindex abhängt. In einer wolkenreichen Atmosphäre müssen gleich drei verschiedene Effekte der Aerosole unterschieden werden, die die Albedo verändern können. Die Gesamtwirkung ist die, daß die Albedo für dünne Wolkenschichten erhöht, aber für dicke Wolkenschichten erniedrigt wird. Da wir mit ausreichender Genauigkeit weder den imaginären Teil des Brechungsindex der Aerosole noch die mittlere optische Dichte der Wolken bestimmen können, ist es gegenwärtig auch noch nicht möglich, von Aerosolen hervorgerufene Änderungen in der planetarischen Albedo, und damit Temperaturänderungen, hinreichend genau zu bestimmen.

## 3. Klimabeeinflussung durch Änderungen der Charakteristika der Erdoberfläche

Landnutzungsänderungen durch Verstädterung und Industrialisierung, Entwaldung und Desertifikation, Energiegewinnungsprojekte, Be- und Entwässerungsanlagen bedeuten für die damit verbundene Änderung der Albedo, der aerodynamischen Eigenschaften und der hydrologischen Charakteristika der Erdoberfläche einen drastischen Eingriff in den Wärme- und Wasserhaushalt. Örtliche und regionale Klimaänderungen sind zum Teil schon nachweisbar. Es gibt starke Anzeichen, daß diese Einflüsse in Zukunft auch Klimaänderungen globalen Ausmaßes bewirken.

### 3.1 Die wichtigsten Wirkungsparameter

Änderungen der Oberflächenalbedo haben einen starken Einfluß auf die Strahlungsbilanz des gesamten Systems Erde - Atmosphäre. Typische Werte für den kurzwelligen Anteil der Sonnenstrahlung, der von der Erdoberfläche reflektiert wird, sind: 12 - 14 % für tropischen Regenwald; 10 - 30 % im Sommer und 20 - 50 % im Winter für Großstädte und 70 - 90 % im Winter für Schnee- und Eisflächen (Baumgartner et al., 1978). Die wichtigsten Prozesse, die Albedoänderungen hervorrufen, sind in Tabelle 1 zusammengefaßt:

Neben den energetischen spielen die aerodynamischen Eigenschaften der Erdoberfläche eine große Rolle bei der Zirkulation der Atmosphäre. Mit Hilfe des Rauigkeitsparameters werden die aerodynamischen Eigenschaften der verschiedenen Erdoberflächen charakterisiert. Typische Werte (in cm) sind für Wälder und Großstädte: 100 - 400; für Wiesen: 1 - 10; für Wüsten: < 1; und für das Meer:  $\sim 0,01$  (Baumgartner et al., 1978).

Der Mensch beeinflußt darüberhinaus auch den hydrologischen Zyklus. Durch anthropogene Einflüsse ist die jährliche Verdunstung um rd. 3,5 % gestiegen (Munn u. Machta, 1979). Dieser Anstieg wird zum Teil wieder kompensiert durch die zunehmende Entwaldung und Desertifikation, die die Verdunstung reduzieren. Während eine Albedoerhöhung einhergeht mit einer Abnahme der Niederschläge, erzeugt die Erhöhung des Rauigkeitsparameters sehr komplizierte und oft sich gegenseitig aufhebende Effekte.

Im folgenden werden einige typische Eingriffe und deren mögliche Auswirkungen diskutiert.

### 3.2 Urbanisation und Industrialisierung

Die Umwandlung einer ländlichen Gegend in ein Stadtgebiet erhöht die Emission von Gasen, Schwebstoffen, Wasserdampf und Abwärme aus den verschiedensten Verbrennungsprozessen (SMIC, 1971). Werden anstelle von Feldern und Wäldern Gebäude errichtet und Straßen angelegt, so ändern sich Oberflächenalbedo und Wärmespeichervermögen, der Rauigkeitsparameter nimmt zu,

Tabelle 1 Ursachen für großräumige Änderungen der Oberflächenalbedo (Munn u. Machta, 1979)

#### Prozesse, die die Albedo erhöhen

1. Desertifikation
2. Überweidung in semi-ariden Gebieten
3. Entwaldung
4. Abbrennen von Grasland in semi-ariden Gebieten
5. Bearbeitung der Felder
6. Änderung von Wasseroberflächen (z.B. Wuchs von Phytoplankton)

#### Prozesse, die die Albedo erniedrigen

1. Überweidung in Gebieten mit mäßigem bis starkem Niederschlag
2. Künstliche Seen und Bewässerungsanlagen
3. Stadt- und Industriegebiete
4. Entfernung von Schnee
5. Ablagerung von Staub auf Schnee

der Wasserabfluß wird beschleunigt und der Schnee schmilzt rascher. Der Begriff "Wärmeinsel-Effekt" charakterisiert treffend die Wirkungen. Kühltürme, Energieumwandlungszentren und Stadttagglomerationen produzieren jeweils unterschiedliche Typen dieser Effekte (siehe Kapitel 4).

### 3.3 Entwaldung - Überweidung - Wüstenbildung

In den vergangenen 8000 Jahren wurden 11 % der gesamten Landfläche in Agrarland umgewandelt. Während der letzten 4000 Jahre schrumpfte in Mittel-Europa der Anteil des Waldlandes, gemessen an der Gesamtfläche, von ungefähr 90 % auf rd. 24 % (Flohn, 1975). Eine Umwandlung von Waldland in Acker- oder Grasland erhöht die Albedo von 0,12-0,15 auf 0,18-0,22 und verringert dadurch die zur Verfügung stehende Netto-Sonnenenergie von 63 W/m<sup>2</sup> auf 46 W/m<sup>2</sup>. Gleichzeitig verringert sich dadurch die Verdunstung um 3 %, während sich der Oberflächenabfluß der Niederschläge um rund 5 % erhöht (Flohn, 1974). Mit Hilfe eines Modells zur Berechnung der Oberflächenalbedo haben Hummel und Reck (1977) gezeigt, daß eine Vergrößerung der Ackerfläche um 1 % und eine Erhöhung der Albedo von 7 % (für Schwarzerde) auf 25 % (für Getreidefelder) über ein Drittel des Jahres die Oberflächen-temperatur um 1 °C abkühlt.

Die verschiedenen miteinander verwobenen Rückkopplungsmechanismen lassen sich am Beispiel der Landnutzungsänderungen sehr gut demonstrieren. So zeigen z.B. Modellrechnungen, daß eine 50-prozentige Umwandlung von Wald- in Ackerland die CO<sub>2</sub>-Konzentration der Atmosphäre um 95 ppm erhöhen würde, was zu einer mittleren globalen Temperaturerhöhung der bodennahen Luftschicht um 0,6 °C führen könnte (Niehaus, 1976). Gleichzeitig würde aber durch diese Umwandlung die globale Albedo um 0,01 ansteigen, was eine globale Abkühlung um 0,13 °C zur Folge haben könnte.

Exzessive Beweidung erhöht die Albedo, diese beeinträchtigt die thermische Konvektion und damit Wolkenbildung und Niederschlag, was wiederum die Wüstenbildung begünstigt. Gewiß sind die großen Wüsten der Erde nicht vom Menschen geschaffen, aber ihre Ausweitung ist das Ergebnis menschlicher Eingriffe. Allein in der Sahara rückt die Wüste um jährlich 1 - 2 km vor, was einer Zunahme von über 20 000 km<sup>2</sup> entspricht (Flohn, 1978). Es herrscht allgemein Übereinstimmung darüber, daß die Rajputana-Wüste zwischen Indien und Pakistan und die rezenten Wüstenbildungen im Sahel keinesfalls die Folge von Klimaänderungen, sondern vorwiegend anthropogene Ursachen (zu starke Beweidung) haben (Bryson u. Baerreis, 1967). Modellrechnungen haben gezeigt, daß eine Überweidung von Steppen die Oberflächenalbedo von 19 % auf 35 % erhöhen kann, wobei durch die dadurch bewirkte Abänderung der Zirkulationssysteme die Niederschläge während der Regenzeit im Sahel um 40 % erniedrigt werden können (Charney et al., 1975).

Schon auf der 1970 stattgefundenen SMIC-Konferenz wurde davor gewarnt, daß die Zerstörung eines tropischen Regenwaldes und eines arktischen Waldes nahezu irreversible Prozesse darstellen (SMIC, 1971). Die Beeinflussung des globalen Klimas durch Änderungen der Erdoberfläche, ausgelöst durch zu starke Beweidung und durch die Zerstörung der Wälder, kann nicht ernst genug genommen werden.

### 3.4 Wasserbauvorhaben und Ölleckagen

Wärme- und Wasserhaushalt und damit auch das Klima, werden zusätzlich durch den Bau von Talsperren, durch Flußregulierungen und Bewässerungsanlagen, sowie durch Trockenlegung von Sümpfen und Salzgewinnung durch Verdunsten von Meerwasser beeinflusst (SMIC, 1971). Talsperren und künstliche Seen dürften bereits eine Fläche von 300 000 km<sup>2</sup> bedecken und einen Temperaturanstieg an der Erdoberfläche von 0,4 °C bewirkt haben (Hummel u. Reck, 1977). Es wird auch vermutet, daß die Anlage großer Wasserspeicher in den Tropen die örtlichen Niederschläge vermehrt (Sellers, 1977). Die beabsichtigte Umlenkung nach Süden der großen sibirischen Flüsse, die normalerweise in das nördliche Eismeer entwässern, würde zu einer Erhöhung des Salzgehaltes führen. Dadurch würde ein großer Teil des Eismeres auch im

Winter offenbleiben, was zu unabsehbaren regionalen und globalen Klimaänderungen führen könnte.

Die Verunreinigung der Meere durch Leckagen von Öl wird weltweit auf rd. 2 Mt/Jahr geschätzt (SCEP, 1970). Dazu kommen der natürliche Austritt von Rohöl und die Deponie von Altöl. Während eine Modellrechnung keine Beeinflussung des Reflexionsvermögens und der Verdunstungsgeschwindigkeit des Meeres durch diese Ölfilme feststellen konnte (Niehaus, 1976), hält eine andere Untersuchung schwere Störungen besonders in den empfindlichen Regionen des Eismeres für möglich (Campbell u. Martin, 1973).

## 4. Klimabeeinflussung durch Änderungen im Energiesystem

Bei jeder Energiegewinnung bzw. Energieumwandlung wird Wärme freigesetzt, die das Klimasystem beeinflussen kann. Dies gilt auch für die drei aussichtsreichsten Projekte künftiger Energieversorgung, nämlich Kohleverflüssigung und -vergasung, Kernspaltung und Kernfusion sowie die direkte oder indirekte Gewinnung von Solarenergie in allen ihren Varianten. Es wird vermutet, daß durch den global ständig wachsenden Energieverbrauch und durch die fortschreitende Konzentration von Wohn- und Industriegebieten zu Energieversorgungszentren mit immer größerem Energiebedarf Störungen des Klimasystems nicht nur im lokalen und regionalen Bereich, sondern auch im globalen Maßstab auftreten können (Williams et al., 1977a; Bhunralkar und Williams, 1978; Williams und Krömer, 1979).

Zur Klärung des Ausmaßes dieser vermuteten Veränderungen werden die Intensitäten der natürlichen und anthropogenen Wärmeemissionen miteinander verglichen und die Auswirkungen des anthropogenen Inputs auf das Klima abgeschätzt.

### 4.1 Vergleich natürlicher und anthropogener Energieflüsse

Die von der Sonne auf die Obergrenze der Atmosphäre auftreffende Strahlungsleistung, die sog. Solarkonstante, beträgt 1,36 kW/m<sup>2</sup>, was einer gesamten Strahlungsleistung von 173·10<sup>15</sup> W entspricht. Wird die planetarische Albedo, also der von der Erde und ihrer Lufthülle reflektierte Strahlungsanteil nach Raschke et al. (1973) mit 28,4 % angesetzt, so reduziert sich der solare Input auf 123·10<sup>15</sup> W, von dem nach Rotty (1975, 1976) 47 %, also 81,3·10<sup>15</sup> W bzw. 160 W/m<sup>2</sup> von der Erdoberfläche absorbiert werden.

Der globale Energieverbrauch hat von 1860 bis 1975 von rd. 0,82·10<sup>12</sup> W auf rd. 8·10<sup>12</sup> W zugenommen (Rotty und Mitchell, 1976). Die jährliche Zuwachsrate von rd. 2 % (Marchetti, 1977) blieb dabei, abgesehen von kurzen Unterbrechungen, nahezu konstant (vgl. dazu 2.121). Eine Reihe von Indizien, wie z.B. Bevölkerungs- und Wirtschaftswachstum, Angleichung des Pro-Kopf-Energieverbrauchs zwischen Industrie- und Entwicklungsländern, sowie Änderungen in der Gesellschaftsstruktur sprechen für die Fortführung des Energiewachstums auch in Zukunft (Bach, 1979a,e). An Hand von plausiblen Szenarien könnte je nach Input und Randbedingungen für das Jahr 2030 mit einem hohen globalen Energiebedarf von rd. 40 TW bzw. mit einem niedrigen Energiebedarf von rd. 26 TW gerechnet werden (Häfele, 1979). Bei einheitlicher globaler Verteilung wird bei diesen Größenordnungen kaum mit einer Störung des Klimas zu rechnen sein. Die zukünftige Energieproduktion wird jedoch mehr noch als bisher von riesigen Energiezentren ausgehen, sodaß eine realistische Erfassung der Beeinflussung des Klimas die auf die Fläche bezogene Leistungsdichte in Betracht ziehen muß.

### 4.2 Wirkungen anthropogener Wärmeemissionen verschiedener Leistung und Leistungsdichte

Nützliche Einblicke bietet der Vergleich von Wärmeemissionen verschiedener Leistung und Leistungsdichte, da die klimatischen Auswirkungen derartiger Emissionen sowohl von der Größe der emittierenden Fläche, als auch von der abgestrahlten Leistungsdichte abhängen. Praktische Bezugsgrößen sind dabei die Dichte

der terrestrischen Nettoabstrahlung von rd. 100 W/m<sup>2</sup> und die bei großräumigen Klimawechseln umgesetzte potentielle Energie von rd. 2,4 W/m<sup>2</sup> (Bach, 1976a). Beobachtungen haben gezeigt, daß Energieflußdichten von 50 W/m<sup>2</sup>, die sich über Flächen von einigen 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup> erstrecken, die mittlere Meerestemperatur um 1 °C erhöhen und die atmosphärische Zirkulation merkbar beeinflussen können (Sawyer, 1961, 1974). Bei Bewertung dieses Ergebnisses muß man sich allerdings vor Augen halten, daß 10<sup>6</sup> km<sup>2</sup> der vierfachen Fläche der Bundesrepublik Deutschland entsprechen, und daß die heutigen mittleren Energieflußdichten derartiger Areale nur etwa 1 W/m<sup>2</sup> erreichen. Andererseits dürften zwischen 2000 und 2050 für viele der ständig wachsenden Stadtagglomerationen Energieflußdichten zwischen 40 und 80 W/m<sup>2</sup> zu erwarten sein (Bild 14).

Regionale und globale Effekte anthropogener Wärmeemissionen wurden auch mit Rechenmodellen untersucht. Der erste derartige, noch wenig realistische Ansatz von Washington (1971) nahm eine Abwärmeemission an, die dem 250-fachen der heutigen globalen Energieerzeugung entsprach, und die er gleichmäßig über alle Kontinente verteilte. Das Ergebnis waren Erwärmungen von 8 - 10 °C über Kanada und Asien und 1 - 2 °C über Afrika.

In einem realistischeren Versuch wurden 300 · 10<sup>12</sup> W, was etwa der 35-fachen Weltenergieproduktion entspricht, proportional der Bevölkerungsdichte verteilt (Washington, 1972). Die berechneten thermischen Effekte auf die Atmosphäre lagen jedoch unterhalb des Rauschpegels des Modells bzw. seines Auflösungsvermögens.

In einer weiteren Untersuchung berechneten Llewellyn und Washington (1977) die regionalen Klimaauswirkungen für die stabilen Witterungsverhältnisse im Januar unter der Annahme, daß sich die gegenwärtige Energieflußdichte Manhattans von 90 W/m<sup>2</sup> über ein Gebiet von Boston bis zu den Großen Seen und nach Florida erstreckt. Bei diesem Experiment gab es zwar eine Temperaturerhöhung von ungefähr 12 °C. Die Erwärmung blieb aber auf die unmittelbare Nachbarschaft des Wärmeemissionsgebietes beschränkt. In den jüngsten Untersuchungen, die auch den Monat Juli und weitere meteorologische Parameter einschließen, stellten sich sowohl Temperatur-, als auch Niederschlags- und Bodenfeuchtigkeitsanomalien ein, die weiterer Untersuchungen bedürfen (Washington und Chervin, 1978).

In Zusammenarbeit mit dem Britischen Wetteramt führte das Internationale Institut für Angewandte Systemanalyse Experimente mit einem allgemeinen Zirkulationsmodell durch, wobei die möglichen Klimaauswirkungen durch Abwärme von großen in verschiedenen Ozeanbereichen verankerten nuklearen Energiezentren untersucht wurden (Murphy et al., 1976; Williams et al., 1977b; Williams 1978 ; Williams und Krömer, 1979).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß die Abwärme sowohl das lokale als auch das regionale Klima beeinflussen kann. Experimente mit Klimamodellen deuten an, daß bei dem zu erwartenden globalen Energieverbrauch von 25 - 50 TW bis zur Mitte des nächsten Jahrhunderts kaum ein nachweisbarer Einfluß auf das globale Klima durch direkte Wärmeemission zu erwarten ist. Es ist allerdings zu bedenken, daß alle gegenwärtigen

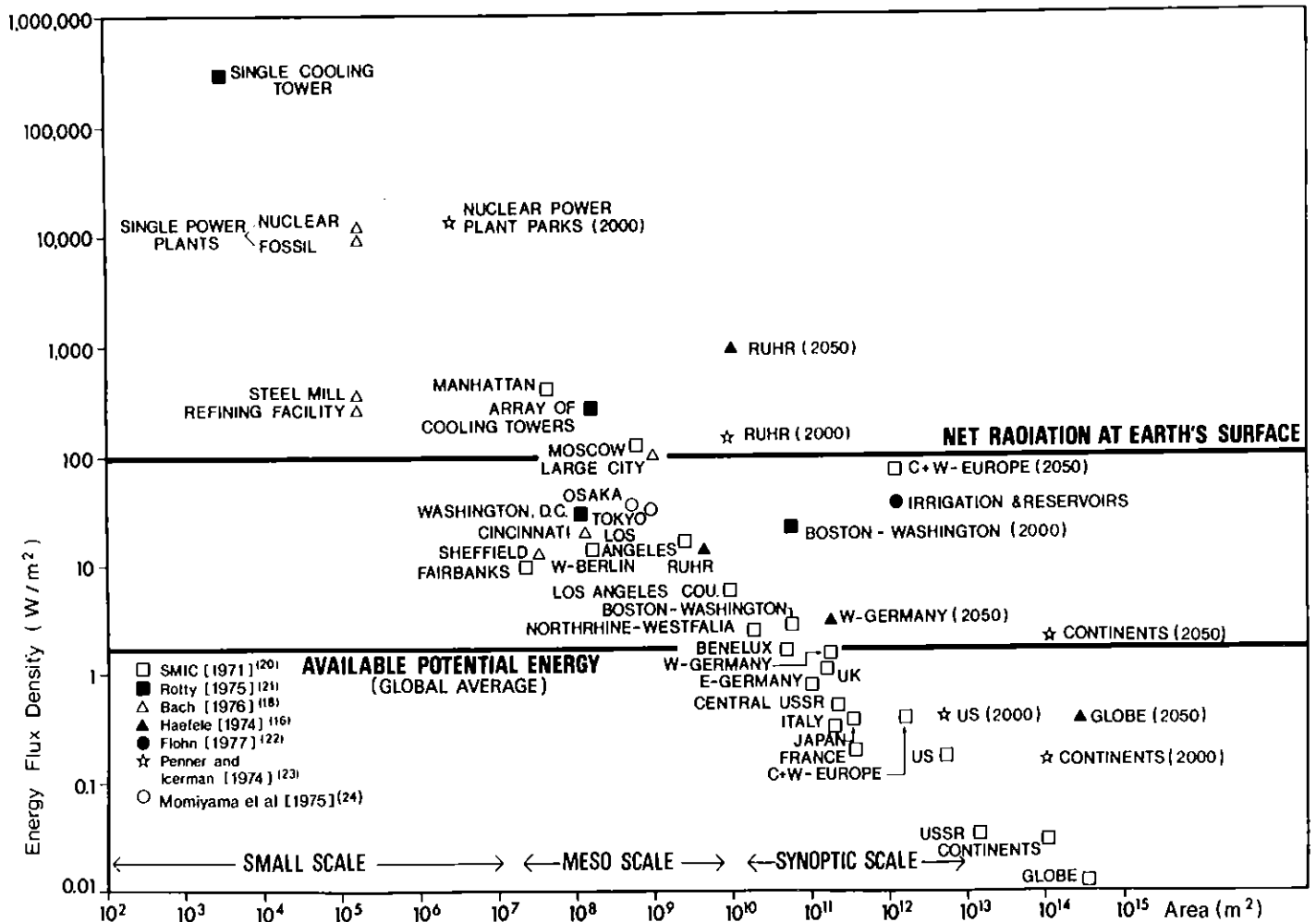


Bild 14: Zusammenstellung verschiedener Energieflußdichten.  
Quelle: Bach (1979b)



Tabelle 2 Abschätzung möglicher Temperaturänderungen durch anthropogenen Einfluß

Anthropogener Einfluss durch	Änderungen gegenüber der Gegenwart	Eintreten der Änderung	Änderung der mittleren globalen Temperatur ( $^{\circ}\text{C}$ ) der bodennahen Luftschicht	Literatur
$\text{CO}_2$	+ 25% + 100%	2000 2050	+0,5 bis 1,0 +1,5 bis 3,0	Kellogg (1977, 1978a) Manabe and Wetherald (1975)
$\text{CF}_2\text{Cl}_2$ , $\text{CFC1}_3$	+ 9fache + 27fache	2000 2050	+0,1 bis 0,4 +0,2 bis 1,0	Kellogg (1977, 1978a) Wang et al. (1976), Ramanathan (1975)
$\text{N}_2\text{O}$	+ 2fache + 4fache	2025 2100	+0,5 +1,0	Yung et al. (1976)
$\text{CH}_4$ , $\text{NH}_3$	+ 2fache	?	+0,4	Wang et al. (1976)
Aerosole	?	?	Erwärmung	Bach (1976a,b)
Direkte Wärmeabgabe	+100fache	2100	+1 bis 2	Kellogg (1977, 1978a)
$\text{H}_2\text{O}$ in der Stratosphäre	+ 25%	?	+1,0	Wang et al. (1976)
Globale Oberflächenalbedo	+ 1,4%	2020	-0,23	Flohn (1977a,b)
$\text{O}_3$ in der Stratosphäre	- 25%	?	-0,47	Wang et al. (1976)
Natürliche Klimaschwankungen			$\pm 0,25$	National Academy of Sciences (1975)
Quelle: Bach (1978a)				

Klimamodelle mit einem großen Unsicherheitsfaktor behaftet sind, so daß die Ergebnisse mit der gebotenen Zurückhaltung interpretiert werden müssen.

##### 5. Abschätzung der Gesamteffekte auf den Temperaturverlauf

Wie oben dargelegt, kann die Menschheit das Klimasystem beeinflussen durch Veränderung der Zusammensetzung der Atmosphäre, durch Modifizierung der Oberflächenbeschaffenheit der Erde und durch direkte Wärmezufuhr. Tabelle 2 gibt einen Überblick über die möglichen Temperaturänderungen durch den Einfluß des Menschen.

Die Abschätzungen basieren auf der Annahme, daß die "Solarkonstante" und die mittlere Bewölkung relativ konstant bleiben, daß Vulkanausbrüche und Driftbewegungen aus der Antarktis nicht ungewöhnlich zunehmen, und daß die gegenwärtige Energiewachstumsrate mit einer Energiemischung vorwiegend auf der Grundlage von fossilen Brennstoffen auch in Zukunft beibehalten wird. Unter der weiteren Berücksichtigung natürlicher Klimaschwankungen lassen sich dann nach dem gegenwärtigen Erkenntnisstand folgende vorläufige Aussagen machen:

- Mit Ausnahme der Oberflächenalbedo und des Ozongehaltes in der Stratosphäre bewirken alle anthropogenen Faktoren offensichtlich eine Erwärmung.
- Die Gesamtheit der anthropogenen Einflüsse könnte zu einer globalen Temperaturerhöhung von 0,8 - 1,2  $^{\circ}\text{C}$  im Jahre 2000 und von 2 - 4  $^{\circ}\text{C}$  im Jahre 2050 führen. Dabei ist besonders hervorzuheben, daß in polaren Breiten die Temperaturänderungen um das 3 - 4-fache höher liegen können.
- Paläoklimatologische Untersuchungen und Klimamodellrechnungen deuten an, daß bei Temperaturänderungen von diesen Größenordnungen mit drastischen Konsequenzen zu rechnen ist.
- Die rasche  $\text{CO}_2$ -Zunahme in der Atmosphäre stellt offensichtlich das Hauptproblem dar.

Es muß abschließend darauf hingewiesen werden, daß es sich bei der gegenwärtigen Unsicherheit der Eingabedaten und der Klimamodellrechnungen nur um grobe Abschätzungen handeln kann, deren Werte um einen Faktor 2 variieren können.

##### 6. Mögliche Auswirkungen von Klimaänderungen

Zieht man die Möglichkeit einer anthropogen bedingten Erwärmung der Troposphäre in Betracht, erhebt sich die Frage nach den Auswirkungen einer derartigen Veränderung. Es besteht allgemein Übereinstimmung darüber, daß Änderungen in der Kryosphäre und Meeresspiegelschwankungen, sowie die Beeinflussung der Ernährungssicherstellung zu ernststen Problemen führen können.

###### 6.1 Reaktion der Kryosphäre und Änderungen der Meeresspiegelhöhe

Die wichtigsten Teile der Kryosphäre, die durch eine Erwärmung beeinflusst werden, sind das Treib- oder Packeis des Arktischen und Antarktischen Ozeans, die Eisschilde auf Grönland und der Antarktis, die Schneedecke auf den Kontinenten, die Permafrostböden und die Gebirgsgletscher.

Mit einem einfachen Modell berechnete Budyko (1969), daß bei einer Erhöhung der sommerlichen Temperatur um 4  $^{\circ}\text{C}$  das gesamte Treibeis innerhalb von nur 4 Jahren abschmelzen würde. Ein derartiger Prozeß wäre nahezu irreversibel. Andere Modellrechnungen ergaben, daß sich über einem eisfreien arktischen Ozean die untere Troposphäre beträchtlich erwärmt, während sie sich in mittleren Breiten über den Kontinenten abkühlt (Warslaw und Rapp, 1973). Ein Abschmelzen des Packeises würde die Höhe des Meeresspiegels nur geringfügig verändern. Die damit verbundene Verminderung der Albedo und die stärkere Verdunstung des offenen Meeres könnten jedoch das Klima beeinflussen (WMO, 1977).

Ein völliges Abschmelzen der drei großen Eisschilde (Grönland, West- und Ost-Antarktis) würde den Meeresspiegel um rd. 80 m heben. Zwar ist ein derartiger Effekt innerhalb der nächsten Jahrhunderte außerordentlich unwahrscheinlich, da früher existierende Eisschilde erst mit einer Verzögerung von

tausenden von Jahren auf Warmzeiten reagierten (Whillans, 1978), wohl aber ist bei der in den nächsten 50 Jahren zu erwartenden Verdopplung der  $\text{CO}_2$ -Konzentration ein rasches Abschmelzen des Eises der westlichen Antarktis möglich, wodurch der Meeresspiegel um 5 m ansteigen könnte (Mercer, 1978). Da hierdurch tiefliegende Küstenländer gefährdet würden, wird zur Früherkennung eine Überwachung der antarktischen Küsten durch LANDSAT-Satelliten vorgeschlagen.

Die Wirkung einer generellen Erwärmung auf Schneefall und Schneebedeckung hängt von der geographischen Breite ab. In hohen Breiten wird die Erwärmung den Wasserdampfgehalt der Luft und damit den Schneefall steigern. In mittleren und niederen Breiten dürfte sich die Höhe der Schneefälle und die Beständigkeit von Schneedecken noch weiter vermindern (Barry, 1978). In Bereichen mit diskontinuierlichen Permafrostböden beeinflusst ein wärmeres Klima die Bodenfeuchte und die Entwicklung der Vegetation in hohem Maße. Einzelne Gebirgsgletscher reagieren jedoch auf eine Erwärmung sehr uneinheitlich.

Insgesamt reagiert die Kryosphäre auf eine Erwärmung recht differenziert, sodaß bei dem gegenwärtigen Erkenntnisstand die Gesamtwirkung eines wärmeren Klimas auf die Kryosphäre noch nicht stichhaltig abgeschätzt werden kann.

## 6.2 Auswirkungen auf landwirtschaftliche Erträge und die biologische Produktivität der Meere

Die globale Nahrungsmittelerzeugung ist in hohem Maße klimabhängig. In Anbetracht der ständig wachsenden Bevölkerung und ihres steigenden Bedarfs ist die Erforschung der Relation zwischen Klima und landwirtschaftlichen Erträgen von höchster Wichtigkeit (Bach, 1978c).

Modellrechnungen zeigen, daß der erwartete Anstieg der  $\text{CO}_2$ -Konzentration in der Atmosphäre eine Erwärmung der Troposphäre bewirkt, die mit der geographischen Breite zunimmt und die für den Landbau geeigneten Zonen der nördlichen Halbkugel nach Norden verschiebt (NAS, 1977). Dabei gilt die Faustregel, daß eine Änderung der sommerlichen Lufttemperatur am Boden um  $1^\circ\text{C}$  die Vegetationsperiode der gleichen geographischen Breite um 10 Tage verlängert oder verkürzt (Kellogg, 1978a). In mittleren und höheren Breiten könnte der Temperaturanstieg Dürreperioden auslösen, während in den Tropen keine nennenswerten Änderungen zu erwarten sind (Baes et al., 1976).

Die bei einer Erwärmung erwartete Beschleunigung des hydrologischen Kreislaufs kann sowohl nutzen als auch schaden. Zwar kann der Ackerbau von reichlicheren Niederschlägen profitieren, während gleichzeitig die erhöhte Evapotranspiration die Erträge zu schmälern vermag. Trotz dieser Ambivalenz ist eine generelle Aussage möglich: Stets liefern diejenigen Kulturpflanzen die höchsten Erträge, die sich im Laufe der Zeit an die klimatischen Bedingungen und die Bodenart ihres Standorts optimal angepaßt haben. Hochentwickelte Landwirtschaften wissen fast stets diesen Umstand zu nutzen. Eine Verschiebung der Klimazonen kann daher erheblichen Schaden anrichten, weil sie zu Standortverlegungen zwingt, bei denen das gemeinsame Optimum von Klima und Boden verlorengeht. Besonders betroffen wären Gebiete wie der Mittlere Westen und Süden der USA mit seinen zonal verteilten Monokulturen zur Erzeugung von Mais, Weizen, Erdnüssen und Baumwolle (Schneider und Mesirov, 1976).

Modellrechnungen und multifaktorielle Analysen liefern genaue Einblicke in den Zusammenhang zwischen Klima und landwirtschaftlichen Erträgen (CIAP, 1975; Bach, 1978c). Die Ergebnisse für die wichtigsten Getreidearten lassen sich wie folgt zusammenfassen:

In den USA würde die Maisproduktion bei einer Zunahme der Maximumtemperatur von  $1^\circ\text{C}$  in den Sommermonaten um rund 11 % abnehmen; dagegen würden bei einer Zunahme des Niederschlags um 10 % die Erträge um rd. 1,5 % zunehmen. Im allgemeinen gilt für den amerikanischen Maisgürtel, daß kühleres und feuchteres Klima die Maiserträge erhöht, während wärmere und trockenere Bedingungen die Maiserträge verringern (Benci et al., 1975).

Während feuchtere Regionen im Weizengürtel der USA für Temperaturerhöhungen von  $1 - 2^\circ\text{C}$  und Niederschlagserhöhungen von 30 % Weizenanbauveränderungen von 70 - 100 kg/ha zu erwarten

wären, würden trockenere Regionen von einer Temperatur- und Niederschlagszunahme profitieren (Ramírez et al., 1975).

Die Weltreiserzeugung würde durch eine Temperatur- und Niederschlagserhöhung profitieren (Stansel und Huke, 1975). Nach dieser Zusammenschau sieht es so aus, als ob durch eine mögliche Erwärmung die zukünftige Weltreisproduktion begünstigt, die Mais- und Weizenproduktion in den USA dagegen benachteiligt würde.

Der klimatische Einfluß auf die biologische Produktivität der Meere ist schwer abzuschätzen. Da diese stark von der ozeanischen Zirkulation, und insbesondere von der Zufuhr des aufquellenden, nährstoffreichen Tiefseewassers abhängt, sind klimatische Reaktionen durchaus zu erwarten (Cowles et al., 1977).

Zudem könnte eine verstärkte Aufnahme von  $\text{CO}_2$  aus der Luft die Übersättigung des Meerwassers mit  $\text{CaCO}_3$  vermindern und dadurch den Bau von Kalkschalen und -skeletten der marinen Fauna beeinträchtigen (Elliott und Machta, 1978).

## 7. Mögliche Lösungswege des $\text{CO}_2$ -Problems

Die Untersuchungen haben gezeigt, daß der Mensch in der Lage ist, durch seine technischen und wirtschaftlichen Aktivitäten sowohl das lokale als auch das regionale Klima zu ändern. Es besteht begründeter Anlaß zu der Annahme, daß das fortschreitende Energiewachstum auch das globale Klima beeinflussen kann. Die Ausführungen haben weiterhin gezeigt, daß vor allem die rasch zunehmende  $\text{CO}_2$ -Konzentration in der Atmosphäre für die erwartete Erwärmung verantwortlich sein wird. Wenn man aber eine Erwärmung in den zu erwartenden Größenordnungen wegen der möglichen globalen Auswirkungen (wie z.B. Meeresspiegelschwankungen und insbesondere die Verschiebung der landwirtschaftlichen Anbauzonen) für unannehmbar hält, dann ist es geboten, sich umgehend über die Möglichkeiten zur Verminderung des  $\text{CO}_2$ -Gehalts der Atmosphäre Gedanken zu machen (Bach, 1978a,b; 1979d).

Für einige der in der folgenden Diskussion vorgeschlagenen Lösungswege zur Begrenzung der  $\text{CO}_2$ -Emissionen und  $\text{CO}_2$ -Immissionen ist die technische und wirtschaftliche Realisierbarkeit beim gegenwärtigen Stand der Wissenschaft noch sehr fraglich. Daraus kann aber nur gefolgert werden, daß die Forschungsanstrengungen auf diesen Gebieten intensiviert werden müssen, damit rechtzeitig annehmbare Alternativlösungen zur Verfügung stehen für den Fall, daß der Verbrauch fossiler Brennstoffe und damit die Emission von  $\text{CO}_2$  drastisch eingeschränkt werden müssen (Bach et al., 1979a).

### 7.1 Einschränkung des Verbrauchs fossiler Brennstoffe und Verbesserung des Wirkungsgrades

Eine Einschränkung des Verbrauchs von Kohle, Erdöl und Erdgas läßt sich durch vielfältige Sparmaßnahmen erreichen. Wärmedämmung beheizter Gebäude und Geschwindigkeitsbeschränkungen im Kraftverkehr sind Beispiele, die augenblicklich häufig diskutiert werden. Rationierung und Preiserhöhungen sind weitere wirksame, wenn auch wenig populäre Mittel. Darüberhinaus ist es wichtig, solche Energieoptionen zu fördern und zu entwickeln, die die Umwelt weniger belasten und das Klimasystem weniger beeinflussen (Bach et al., 1979b).

Reizvoll sind Verfahren, die den Wirkungsgrad der Energieumwandlung aus fossilen Brennstoffen verbessern. Nach einem Vorschlag von Häfele (1978) läßt sich z.B. der Heizwert des Kohlenstoffs durch Umwandlung in Methanol verdoppeln mit einer entsprechenden Halbierung der  $\text{CO}_2$ -Belastung. Eine Verminderung der  $\text{CO}_2$ -Emissionen setzt allerdings voraus, daß die zu dieser Synthese benötigte Energie nicht aus fossilen Brennstoffen gedeckt wird.

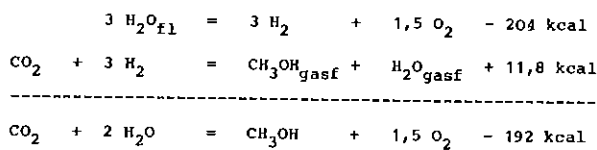
### 7.2 Rückgewinnung des emittierten $\text{CO}_2$ aus der Atmosphäre

Durch Rückgewinnung des  $\text{CO}_2$  aus der Atmosphäre läßt sich die durch Emissionen bewirkte Immission begrenzen. Dyson (1977)

schlägt vor, hierzu rasch wachsende Bäume oder Wasserpflanzen zu verwenden, die C in Holz, Humus und Torf einbinden. Eine Sykomorenart speichert 750 t(C)/km<sup>2</sup>·Jahr; die Wasserhyazinthe, ein aus dem tropischen Südamerika stammendes weltweit verbreitetes lästiges Süßwasser-Unkraut, sogar 6000 t(C)/km<sup>2</sup>·Jahr. Da derzeit global 5·10<sup>9</sup> t(C)/Jahr als CO<sub>2</sub> emittiert werden, wären rund 10·10<sup>6</sup> km<sup>2</sup> Sykomorenwälder erforderlich, um den laufenden CO<sub>2</sub>-Fluß aufzunehmen, also etwa die Fläche Europas bis zum Ural. Der Erfolg dieses enormen Aufwands ist jedoch sehr fraglich, da die neuen riesigen Waldflächen durch Verminderung der Albedo und die damit verbundene verstärkte Absorption der Solarstrahlung den Erwärmungseffekt durch CO<sub>2</sub> noch verstärken würden.

Aussichtsreicher scheint der Vorschlag von Häfele (1978), CO<sub>2</sub> mit technischen Verfahren aus der Atmosphäre abzuscheiden, mit H<sub>2</sub> zu Methanol umzusetzen, und dieses dann als hochwertigen Brennstoff zu verwenden. Die Extraktion des CO<sub>2</sub> erfordert etwa 30 kcal/Mol, oder rund 15 % der Energie, die zur Erzeugung von CO<sub>2</sub> aus Methanol benötigt wird.

Die anschließende Umsetzung verläuft nach den folgenden Reaktionen:



Somit erforderte die Methanolgewinnung aus atmosphärischem CO<sub>2</sub> bei verlustloser Umsetzung 192 kcal/Mol. Auch diese Energie darf natürlich nicht aus fossilen Brennstoffen entnommen werden, da sonst keine Entlastung der Atmosphäre erfolgte.

### 7.3 Abscheidung aus Rauchgasen und Speicherung des CO<sub>2</sub>

Zur Abscheidung des SO<sub>2</sub> aus Rauchgasen wurde eine große Anzahl von Verfahren und Verfahrensvarianten entwickelt, trocken- und Naßverfahren, Verfahren mit verwertbarem und nicht verwertbarem Endprodukt, von denen sich eine ganze Reihe bereits im großtechnischen Einsatz bewährt hat.

Marchetti (1976, 1979) schlägt nun vor, CO<sub>2</sub> durch ein regenerierbares Verfahren aus Rauchgasen abzuscheiden und das wieder freigesetzte CO<sub>2</sub> zu deponieren. Für Abscheidung und Deponie empfiehlt er je 2 Varianten, die jedoch ausschließlich für Kraftwerke großer Leistung (> 1 GW) konzipiert wurden.

Die Abscheidung des CO<sub>2</sub> erfolgte in Naßwäschern extrem hoher Leistung und das freigesetzte CO<sub>2</sub> würde über Fernleitungen zur Deponie befördert. Nach einer Kostenrechnung für ein Kohlekraftwerk mit 1 GW Leistung und 1000 km Ableitung würde eine derartige Anlage die Energieerzeugung um etwa 30 % verteuern.

Verwendet man anstelle der Verbrennungsluft O<sub>2</sub>, so entfällt die CO<sub>2</sub>-Abscheidung, da dann das gesamte Rauchgas praktisch nur noch aus CO<sub>2</sub> besteht und insgesamt ohne Vorbehandlung abgeführt werden kann. Nach Entwicklung von Luftspaltanlagen der erforderlichen Durchsätze dürften sich ähnliche Kosten ergeben wie bei den ersteren Verfahren. Die Möglichkeit einer räumlichen Trennung von O<sub>2</sub>-Erzeugung und Kraftwerk sowie sein emissionsfreier Betrieb sind beachtenswerte Vorteile.

Die Deponie des CO<sub>2</sub> kann in unterirdischen Kavernen erfolgen, z.B. in stillgelegten Erdöl-, Erdgas- und Salzlagern. Diese Speicherung bietet den Vorteil späterer Verwertbarkeit, z.B. durch Anreicherung der Atmosphäre mit CO<sub>2</sub> zur Abwehr einer möglichen Eiszeit. Da sich zudem CO<sub>2</sub> in Rohöl löst und dabei dessen Viskosität vermindert, erleichtert es die tertiäre Förderung, sodaß sich hier zumindest einige Kosten einsparen lassen.

Eine weitere Möglichkeit bietet die Deponie des CO<sub>2</sub> in der Tiefsee, einem Speicher nahezu unbegrenzter Kapazität, entweder durch Pipelines, oder bequemer, durch "thermohaline" Strömungen, in denen Meerwasser höherer Salzkonzentration in tiefere Schichten absinkt. Derartige Senken existieren nahe der Straße

von Gibraltar, im Roten Meer, in der Arktis und der Antarktis.

Die Kosten der beiden letzten Verfahren hält Marchetti zwar für hoch, aber gleichwohl wirtschaftlich für vertretbar. Nach Berechnungen von Nordhaus (1975) würden die Kosten für die Abführung von CO<sub>2</sub> in Tiefseeschichten nur 1/100 der Kosten betragen, die bei der CO<sub>2</sub>-Emission in die Atmosphäre entstehen. Nach ergänzenden Untersuchungen von Hoffert et al. (1978) scheint die Tiefseedeponie eine diskutabile Lösung darzustellen.

### 7.4 Kompensation des Glashauseffekts durch Erhöhung der Albedo

Eine Kompensation der Erwärmung der Troposphäre durch den Glashauseffekt des CO<sub>2</sub> läßt sich durch eine gezielte Erhöhung der Albedo erreichen. Derartige Möglichkeiten wurden von Bach (1978a,b) diskutiert.

Vorgeschlagen wurde die Aussaat kleiner reflektierender Plättchen auf der Wasseroberfläche des Ozeans oder in der Stratosphäre. Geeignet wären etwa Konfettis aus Latexfolie von 0,01 mm Dicke, von denen 10 t/km<sup>2</sup>·Jahr benötigt würden. Weitere Überlegungen ergeben jedoch astronomische Kosten und das Risiko erheblicher Umweltschäden, auch wenn nur 1 % der Erdoberfläche derart behandelt würde.

Andere Vorschläge benutzen Sperrschicht-Fotovoltaiken von hohem Absorptionsvermögen, wie sie zur Gewinnung von Solarenergie entwickelt wurden, oder Konzentratoren und Spiegel von hohem Reflexionsvermögen aus Solarfarmen und -türmen. Störungen des Wärmehaushalts der Erde durch derartige Anlagen sind zu erwarten und bedürfen wegen der riesigen flächenhaften Ausdehnungen genauer Untersuchungen (Williams et al., 1977a).

Meinel und Meinel (1976) wiesen nach, daß sich durch die Wahl eines geeigneten Reflexionsvermögens der Solarkollektoren die Albedo nach Wunsch manipulieren läßt. Vorläufige Rechnungen von Bach und Schwanhäusser (1978), lassen eine optimale Abstimmung zwischen Albedo, Wärmehaushalt und Lufttemperatur an der Erdoberfläche als möglich erscheinen. Damit sollte es gelingen, durch gezielte Albedomanipulationen, die nur für den Temperaturengleich bestimmt sind, und solchen, die zusätzlich der Solarenergiegewinnung dienen, den Glashauseffekt des CO<sub>2</sub> aus konventionellen Energieumwandlungsanlagen zu kompensieren.

Eine weitere Möglichkeit zur Verminderung der Albedo bieten hinreichend große Solarenergie-Satelliten, die die Erde umkreisen (Elliott und Machta, 1978).

## 8. Schlußfolgerungen - Empfehlungen - Programme

### 8.1 Ergebnisse der MIC - Klimakonferenz

Vom 14.-16. Juni 1978 fand in Berlin mit Unterstützung des Umweltbundesamtes eine internationale Konferenz über "Man's Impact on Climate" (MIC) statt. Die Ergebnisse dieser Konferenz sind in Buchform im Januar 1979 bei der Elsevier Scientific Publishing Company in Amsterdam erschienen (Bach et al., 1979a). Die folgenden zusammenfassenden Ausführungen geben im Wesentlichen die Diskussionsbeiträge der an der Konferenz beteiligten Klimaexperten wieder (siehe auch Bach und Rotty, 1978). Die Ergebnisse und Auffassungen decken sich mit denen dieser Expertise.

Die vielen noch bestehenden Unsicherheiten in der lange vernachlässigten Klimaforschung erschweren den Konsens und erlauben oft keine allgemeingültige Aussage. In dieser Atmosphäre der Unsicherheit und der widersprüchlichen Aussagen hat der Klimaforscher eine besondere Verantwortung, die Öffentlichkeit und die Medien zu informieren und den Politikern Entscheidungshilfen zu geben. Dabei stellt sich den Entscheidungsträgern die Kardinalfrage: Wie gesichert muß eine Aussage sein, bevor sie eine weitreichende, oft erst unsere Nachkommen beeinflussende, Entscheidung rechtfertigt? Diese Frage verlangt die Abgabe eines schwierigen politischen Werturteils, wobei in einem demokratischen Staat nach rechtsstaatlichen Kriterien zwischen dem möglichen

Nutzen und den Risiken abzuwägen ist. Der Entscheidungsträger ist dabei auf die Expertise des Klimaforschers angewiesen, wobei man sich damit abfinden muß, daß in der realen Welt ständig im Angesicht von Unsicherheiten und fehlenden Informationen die bestmöglichen Entscheidungen gefällt werden müssen. Im folgenden geben wir einige Hinweise, die bei der Entscheidungsfindung nützlich sein können.

#### 8.11 Richtlinien für ein Programm zur Abschätzung der Klimabeeinflussung

Hauptzweck der Klimaforschung ist die Klärung des Einflusses von Klimaschwankungen und -änderungen auf die menschlichen Lebensbedingungen. Die Vielzahl der dabei auftretenden Probleme ist nur durch interdisziplinäre Forschung und mit Unterstützung der Regierungen aller Länder und der zuständigen internationalen Organisationen in vieljähriger Arbeit zu lösen. Die folgenden grundsätzlichen Erkenntnisse und Richtlinien sollten bei allen künftigen Lösungsversuchen beachtet werden.

#### 8.111 Wissenschaftliches Vorgehen und politische Bewertungen

Aufgabe der Wissenschaftler ist es, die Vielzahl der Einflußgrößen und Wechselwirkungen im Klimasystem und die Auswirkungen von Klimaschwankungen und -änderungen auf alle Bereiche der Umwelt zu erforschen. Aus den gewonnenen Erkenntnissen können dann Prognosen formuliert werden, die für alle klimatisch relevanten anthropogenen Aktivitäten die Wahrscheinlichkeit angeben, mit denen diese das Klima nachweisbar beeinflussen. Mit Hilfe dieser Analysen können dann Nutzen und Risiken für jede Option und jede Strategie definiert werden.

Streng zu trennen von diesen wissenschaftlichen Untersuchungsmethoden sind die politischen Bewertungen. Die Entscheidungsträger eines jeden Landes müssen abwägen, welcher Kompromiß zwischen Kosten und Nutzen, Wagnis und Erwartung, der Bevölkerung den größtmöglichen Nutzen bringt und den besten Schutz gewährleistet.

Die Wissenschaftler müssen sich dieser unterschiedlichen Aspekte der Beurteilung einer Sachlage bewußt bleiben und ihre Aussagen so formulieren, daß auch fachwissenschaftlich nicht ausgebildete Politiker klar die Alternativen erkennen, zwischen denen sie wählen können.

#### 8.112 Fallstudien und globale Verallgemeinerungen

Risiko - Nutzen - Analysen sollten auf einer Vielzahl von Einzelfaktoren oder Fallstudien und nicht auf groben Verallgemeinerungen beruhen. Denn zur Abschätzung der Vor- oder Nachteile von möglichen Klimaänderungen sind globale Mittelwerte wenig geeignet, weil sich die regionalen Werte erheblich von den globalen Mitteln unterscheiden können und weil ihre Bewertung wesentlich von der regional unterschiedlichen Art der Landnutzung abhängt. Aus diesem Grunde sollten Klimabewertungen primär auf regionaler Basis gemacht werden unter Angabe der erwarteten Temperatur- und Niederschlagshöhen und als Funktion der Jahreszeit. Die überregionalen wirtschaftlichen Verflechtungen machen es nötig, dabei auch die Wechselwirkungen zwischen verschiedenen Regionen zu berücksichtigen.

#### 8.113 Verifizierung von Klimamodellrechnungen

Das komplexe Klimasystem und seine Subsysteme (Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre, Lithosphäre und Biosphäre) werden durch Rechenmodelle unterschiedlicher Komplexiertheit und

Verfeinerung untersucht. Diese Arbeiten liefern entscheidende Beiträge zur Prognose anthropogener Klimaänderungen. Das Gewicht ihrer Aussagen bemißt sich daran, inwieweit diese Rechnungen imstande sind, bei Eingabe gegenwärtiger oder vergangener Klimabedingungen den tatsächlichen Ablauf der klimatischen Prozesse zu simulieren. Um realistischere Modellergebnisse zu erzielen, müssen die Wechselwirkungen der Atmosphäre mit den Ozeanen, die Verteilung von Schnee- und Eisflächen und die Verteilung der Bewölkung eine bessere Berücksichtigung finden.

#### 8.114 Die Notwendigkeit von Modellrechnung und Datenerfassung

Zwar existiert heute bereits eine Hierarchie 0- bis 4-dimensionaler Klimamodelle, mit denen sich verschiedene klimatische Zustände simulieren lassen, aber keines von diesen berücksichtigt alle wesentlichen Aspekte und Wechselwirkungen des Klimasystems. Vordringliche Aufgabe der Klimaforschung ist daher nicht nur die Entwicklung hinreichend verfeinerter und komplexer Rechenmodelle, sondern auch die fortlaufende, möglichst umfangreiche Sammlung meteorologischer Daten zur Verifizierung der Modelle. Von besonderer Bedeutung ist dabei die Aufklärung der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Ozean und die Erforschung der Klimageschichte durch palynologische Untersuchungen, Messung des  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnisses in Jahresringen alter Bäume und die Auswertung historischer Berichte.

#### 8.115 Bewahrung der Entscheidungsfreiheit gegenüber allen technologischen Alternativen

Da wir noch nicht in der Lage sind, Nutzen und Risiken anthropogener Klimaänderungen glaubhaft vorherzusagen die Marktdurchdringungszeiten energieverzeugender Prozesse aber etwa 30 bis 50 Jahre betragen, ist es ein zwingendes Gebot, daß wir unsere technische Entwicklung nicht vorzeitig auf eine einzige Strategie der Energieumwandlung festlegen. Das gilt besonders für Technologien zur Energieumwandlung aus fossilen Brennstoffen, aus primärer und sekundärer Solar- sowie Kernenergie. Allerdings müssen die alternativen Energieträger zur Verfügung stehen, bevor die fossilen Ressourcen erschöpft sind, und bevor es zu irreversiblen nachteiligen Änderungen der Umwelt und des Klimas gekommen ist.

#### 8.116 Die Industrie- und Entwicklungsländer

Die Auswirkungen von Klimavariabilität und Klimaänderungen werden Länder in ungünstigen Klimaten und mit unzureichender Nahrungsmittelerzeugung ungleich härter treffen als die Industriestaaten. Zu den möglichen und empfohlenen Vorsorgemaßnahmen gehören Geburtenkontrolle, die Entwicklung geeigneter Verfahren zur Erzeugung und Speicherung von Nahrungsmitteln, der Transfer geeigneter Technologien und die Erschließung einheimischer regenerativer Energiequellen (Bach et al., 1979 b).

#### 8.12 Allgemeine Erkenntnisse

Wegen der vielen Unsicherheiten ist es schwierig, auf dem kontroversen Gebiet der Klimaänderungen zu einem Konsens zu kommen. Allerdings könnten die meisten Klimaexperten den folgenden allgemeinen Erkenntnissen zustimmen:

- Die irdischen Klimata waren zu allen früheren Zeiten Schwankungen unterworfen. Änderungen dieses Verhaltens sind auch in Zukunft nicht zu erwarten.
- Die Menschheitsgeschichte verzeichnet genügend Beispiele von Klimaschwankungen, die die Existenz ganzer Völker durch Dürre, Kälteperioden und Hungersnöte ge-

fährdeten.

- Seit 1950 hat sich die nördliche Halbkugel fortlaufend abgekühlt, obwohl fast alle anthropogenen Aktivitäten eine Erwärmung bewirken. Es ist jedoch zu erwarten, daß sich diese Tendenz zur Erwärmung spätestens um 2000 nachweisen läßt, d.h. daß sich das anthropogene Signal vom Hintergrund der natürlichen Temperaturschwankungen ( dem Rauschpegel ) abhebt.
- Schließt man massierte Vulkanausbrüche und drastische Veränderungen des antarktischen Eisschildes sowie größere Schwankungen der solaren Einstrahlung oder der mittleren Bewölkung aus, so ist bereits vor 2050 eine anthropogen bedingte globale Erwärmung zu erwarten, die die Temperaturwerte der letzten 1000 Jahre übersteigt.
- In den Polargebieten dürften Klimaänderungen die mittlere globale Erwärmung um das 2- bis 3-fache übersteigen. Es ist deshalb wichtig, Klimaänderungen besonders in Randregionen zu studieren und zwar an Hand sowohl der Änderungen der atmosphärischen Zirkulation als auch der jahreszeitlichen Schwankungen der Temperaturen und Niederschläge.
- Für die in den nächsten 100 Jahren zu erwartende Erwärmung ist wahrscheinlich in erster Linie die  $\text{CO}_2$ -Emission aus der Umsetzung fossiler Brennstoffe verantwortlich. Andere Spurengase ( wie z.B.  $\text{N}_2\text{O}$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{CH}_4$ , CFCs ) und vielleicht auch Aerosole ( wie z.B. Sulfate ) steuern zum Erwärmungstrend bei.
- Wegen der Unsicherheiten in der Klimavorhersage kann eine Beschränkung des Verbrauchs fossiler Brennstoffe zum gegenwärtigen Zeitpunkt nicht empfohlen werden. Es ist jedoch zu erwarten, daß in 5 bis 10 Jahren wesentliche Klärungen erfolgen. Die vorsorgliche Erschließung regenerativer Energiequellen ist jedoch dringend zu empfehlen.
- Bei fortgesetzter Emission von  $\text{CO}_2$  und anderen Spurenstoffen besteht die Möglichkeit eingreifender Änderungen der atmosphärischen Zirkulation und der Niederschlagsverteilung, die zu einer Verschiebung der landwirtschaftlich nutzbaren Zonen, zu einer weltweiten Störung der Nahrungsmittelversorgung und zum Zusammenbruch des Trinkwasserangebots in vielen Ländern führen könnte. Ebenso, wenn auch etwas später, wären Veränderungen in der Verteilung des Meereises und eine erzwungene Neuregelung der globalen Energieversorgung zu erwarten.

### 8.13 Lücken im Erkenntnisstand

Ungleich leichter ist die Auflistung der noch ungeklärten Fragen:

- Nur lückenhaft geklärt ist bisher der Kohlenstoff-Kreislauf. Von den zahlreichen Flüssen, die in die großen C-Speicher hinein- und aus diesen herausführen, ist als einziger die anthropogene Emission aus der Umwandlung fossiler Brennstoffe mit 5 Gt/Jahr  $\text{CO}_2$ -C hinreichend genau bekannt. Darüberhinaus ist unbekannt, ob die terrestrische Biosphäre ihre Masse verändert, welche Anteile der  $\text{CO}_2$ -Emission von Biosphäre und Ozeanen aufgenommen werden und ob bisher unbekannte C-Quellen oder -Senken existieren. Mit Hilfe von Satellitenaufnahmen, der  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Technik und radioaktiven Tracermessungen ( Tritium und  $^{14}\text{C}$  ) sind jetzt einige Aufklärungen zu erwarten.
- Widersprüchlich beurteilt wird der klimatische Einfluß der Aerosole, insbesondere die Frage, ob diese die Atmosphäre erwärmen oder abkühlen. Zur Klärung bedarf es einer genaueren Untersuchung der Produktionsprozesse und -geschwindigkeiten der verschiedenen Aerosolarten, ihrer optischen Eigenschaften als Funktion von Korngröße, Körnung und Brechungsindex, ihres Einflusses auf Wolkenbildung und Niederschlag und die Albedo der Wolken, sowie auch ihrer Verweilzeiten und Abscheide-

prozesse.

- Ungeklärt und daher Gegenstand mancher Spekulationen ist das Verhalten der Kryosphäre bei einer Erwärmung des irdischen Klimas. Es lassen sich plausible Argumente anführen, daß ein Abschmelzen des arktischen Packeises höchstwahrscheinlich als ein irreversibler Vorgang angesehen werden muß - zumindest im Zeitmaß der Menschheitsgeschichte. Die Abschmelzgeschwindigkeit der Eisschilder auf Grönland und der Antarktis und der dadurch ausgelöste Anstieg des Meeresspiegels sind weitere offene Fragen.
- Von großem Interesse ist die Erforschung der Klimageschichte, insbesondere der Epochen, in denen der Arktische Ozean eisfrei war ( vor mehreren Millionen Jahren ) und der Warmzeiten ( vor 4000 bis 8000 Jahren ). Paläoklimatische Studien vermitteln nicht nur Vorstellungen von den damaligen Lebensbedingungen sondern sie liefern auch Daten für Modellverifikationen.
- Der unzureichende Stand der Entwicklung der Klimamodelle führt zu weiteren Unsicherheiten. Die Klimamodelle müssen so weit verbessert werden, daß sie zumindest alle wesentlichen Rückkopplungsmechanismen berücksichtigen, wie z.B. die hydrologischen Parameter, die Rückkopplung Ozean - Atmosphäre und die Wolken- und Eisalbedo. Noch mehr Sensitivitäts-Analysen sind notwendig, um die Auswirkungen der Emission von  $\text{CO}_2$  und anderen IR - absorbierenden Gasen, von Aerosolen und Abwärme, sowie auch der veränderten Landnutzung auf das regionale und globale Klima ermitteln zu können.
- Auch die noch nicht hinreichend geklärten Relationen zwischen Klima und Ernteertrag bzw. Klima und Energiebedarf erfordern Modellverbesserungen.
- Schließlich erfordert die Erstellung von Energieszenarien für die Zukunft eine genauere Kenntnis des Bevölkerungs- und Wirtschaftswachstums, sowie der Entwicklung des Energiebedarfs. Erst wenn relativ genaue Prognosen der zukünftigen Energiemischung vorliegen, besteht Hoffnung auf eine realistischere Simulation des Einflusses des Menschen auf das zukünftige Klima.

### 8.2 Die Klimaforschung in der Bundesrepublik Deutschland

In der Bundesrepublik Deutschland leisten Universitäten, die Max - Planck - Institute, der Deutsche Wetterdienst und andere Institutionen beachtliche Beiträge zur Erforschung des Klimas. Zum großen Teil werden diese Projekte von der Deutschen Forschungsgemeinschaft und anderen Stellen der Öffentlichen Hand finanziert. Ein Schwerpunktprogramm der DFG beschäftigt sich mit den physikalischen Grundlagen des Klimas und der Weiterentwicklung der Klimamodelle.

Als Ergänzung zu diesen Arbeiten ist ein interdisziplinäres Forschungsprogramm dringend nötig, das neben dem rein physikalischen und klimatologischen Vorgehen auch die sehr wichtigen sozio-ökonomischen- und Umweltaspekte betrachtet und in die Erforschung möglicher Klimaänderungen mit einbezieht. Ein beratendes Gremium, in dem möglichst alle in Frage kommenden Disziplinen vertreten sind, sollte die deutschen Arbeiten zur Erforschung des Klimas und seiner Auswirkungen auf die Gesellschaft nach ihrer Dringlichkeit einstufen und Prioritäten setzen.

Es ist unabdinglich, daß ein deutsches Klimaprogramm in Abstimmung mit den Programmen anderer Länder entwickelt werden muß, und zwar einmal mit denjenigen einzelner europäischer Nachbarländer, und zum anderen mit den Programmen wichtiger Organisationen, wie der Kommission der Europäischen Gemeinschaft und der World Meteorological Organization. Da dieses Forschungsprogramm in lebenswichtige Bereiche der Gesellschaft, wie die Energieversorgung und die Ernährungssicherung, hineinreicht, ist es sehr wichtig, daß die Bundesrepublik in den Gremien und Organisationen fakultätskompetent vertreten ist.

Das Umweltbundesamt hat mit der Förderung eines fachübergreifenden Programmes zur Erforschung von Umwelt und Klima

den Anfang gemacht. In der ersten Phase wurden 1978 die physikalischen, chemischen und biologischen Grundlagen gelegt für die Erfassung des menschlichen Einflusses auf das Klima. In der zweiten Phase werden von 1979 - 1981 die Wechselwirkungen zwischen Klima und Energieversorgung und zwischen Klima und Ernährungsicherung untersucht.

### 8.3 Die Klimaforschung der Europäischen Wirtschaftsgemeinschaft

Gegenwärtig berät der Ministerrat der Europäischen Gemeinschaft einen Entschließungsantrag zur Festlegung eines fünfjährigen ( 1979-1983 ) Forschungsprogramms auf dem Gebiet der Klimatologie. In der Begründung des Antrags heißt es wörtlich:

" ... erscheint es unglaublich, daß auf dem Gebiet des Klimas, das zu allen Zeiten für das tägliche Leben in seinen mannigfaltigen Aspekten entscheidend war und sein wird, ein erheblicher Bedarf an

- einem besseren Verständnis der Klimatischen Mechanismen und der Ursachen klimatischer Veränderungen;
- einer Bewertung der Auswirkungen klimatischer Veränderungen auf grundlegende europäische Ressourcen sowie der Rolle, die der Mensch bei dieser Veränderung spielen kann festzustellen ist."

Hauptziel des EG - Klimaprogramms ist die Vorhersage des Klimas, um gezielte gesellschaftspolitische Maßnahmen zur Begegnung der Folgeerscheinungen von Klima und Klimaänderungen treffen zu können. Die Prioritätenliste des Forschungsprogramms umfaßt:

1. Verständnis klimatischer Vorgänge
  - Rekonstruktion vergangener Klimazustände
  - Erstellung von Klimamodellen und Vorhersage
2. Interaktionen Mensch - Klima
  - Klimaveränderungen und Ressourcen
  - Beeinflussung des Klimas durch den Menschen.

Zur Unterstützung dieser Forschungsvorhaben werden noch folgende Sonderaktivitäten vorgeschlagen:

- Schaffung einer fachübergreifenden Arbeitsgruppe zur Untersuchung klimatischer Auswirkungen
- Bestandsaufnahme, Koordinierung und Ausbau europäischer Bestände von Klimadaten.

### 8.4 Das Klimaprogramm der USA

Im September 1978 unterzeichnete Präsident Carter " The National Climate Program Act ". Das nationale Klimaprogramm hat 9 klarumrissene Elemente ( Epstein , 1979 ):

- Die Erfassung von Klimaeinwirkungen auf die natürliche Umwelt unter Einbeziehung sozio- ökonomischer Fragen.
- Grundlagen - und angewandte Forschung zum besseren Verständnis der natürlichen und anthropogenen Klimaprozesse, sowie der gesellschafts- und wirtschaftspolitischen Folgen einer Klimaänderung.
- Element 3 und 8 gehören in den gleichen Bereich. Während Punkt 3 sich mit Methoden zur Verbesserung der mittel- und langfristigen Klimavorhersage beschäftigt, wird in Punkt 8 die Einrichtung von Forschungszentren zur experimentellen Klimavorhersage vorgeschlagen.
- Elemente 4 und 5 behandeln die globale Datensammlung und Datenverarbeitung. Betont wird besonders die Weiterleitung von Daten und Informationen in einer Form, die für den Endverbraucher nützlich ist.
- Die Elemente 6 und 7 beinhalten die spezielle Absicht, sowohl intra- als auch international zusammen zu arbeiten und zwar auf den Gebieten der Klimaforschung , der Datensammlung und der Datenverarbeitung und - weiterleitung.
- Der abschließende Punkt 9 begrenzt die Laufzeit des Klimaprogramms auf 5 Jahre mit der Auflage, alle 2 Jahre

eine Revision durchzuführen.

Zur Durchführung des Klimaprogramms wurde ein nationales Klimaamt geschaffen. Die Mitarbeiter dieses Amtes sollen eine fachübergreifende Ausbildung und eine mehrjährige Erfahrung mit interdisziplinären Projekten haben.

### 8.5 Das Weltklimaprogramm der World Meteorological Organization

Unter der Schirmherrschaft der Vereinten Nationen hat die World Meteorological Organization in enger Zusammenarbeit mit den fachlich zuständigen nationalen und internationalen Organisationen ein Weltklimaprogramm ausgearbeitet, das sich auf die folgenden drei Forschungsvorhaben stützt:

- Die Sammlung und Verwertung von Klimadaten
- Untersuchungen über die Beeinflussung menschlicher Aktivitäten durch das Klima
- Die Erforschung von Klimavariabilität und Klimaänderungen.

Auf der im Februar 1979 in Genf stattgefundenen Weltklimakonferenz wurde dieses Forschungsprogramm näher spezifiziert. Die wichtigsten Programmpunkte und Empfehlungen sind in einer Deklaration zusammengefasst und zwar auf der Grundlage der vorgetragenen Gesichtspunkte und Diskussionsbeiträge. Der Deklaration ist folgender Aufruf an die Regierungen aller Länder vorangestellt (WMO, 1979):

Wegen des überragenden Einflusses des Klimas auf Wohlbefinden und Schicksal der Menschheit empfiehlt die Weltklimakonferenz den Nationen der Welt

- die gegenwärtigen Klimakenntnisse voll auszunutzen;
- Schritte zur wesentlichen Erweiterung dieser Kenntnisse zu unternehmen; und
- alle für das Wohl der Menschheit nachteiligen Folgen einer möglichen anthropogenen Klimaänderung vorherzusehen und zu verhüten.

Das von der WMO vorgeschlagene Weltklimaprogramm ist auf die engagierte Beteiligung aller Nationen angewiesen. Nachstehend sind die wichtigsten Ziele zusammengestellt:

- Erforschung des Klimasystems zur Abschätzung der relativen Einflüsse natürlicher und anthropogener Faktoren. Hierzu ist die Entwicklung von Klimamodellen erforderlich, die die Simulation und Vorhersage klimatischer Zustände ermöglichen und die Sensitivität des Systems gegenüber bestimmten Störungen - z.B. CO<sub>2</sub>-Emissionen-anzeigt.
- Verstärkte Sammlung und Bereitstellung klimatischer Daten aus den Bereichen der Meteorologie, Hydrologie, Ozeanographie und Geophysik. Diese sollten durch Kataster der natürlichen Ressourcen und der sozio-ökonomischen Strukturen der einzelnen Länder ergänzt werden.
- Anwendung der klimatologischen Kenntnisse bei Planung, Entwicklung und Management. Dazu gehört die tatkräftige Hilfestellung der nationalen Meteorologischen und Hydrologischen Dienste, insbesondere in den klimaabhängigen Sektoren, wie der Versorgung mit Nahrungsmitteln, Wasser und Energie, sowie dem Gesundheitswesen.
- Untersuchung der Auswirkungen von Klimaschwankungen und -änderungen auf die menschlichen Aktivitäten und der optimalen Anpassung an klimatisch veränderte Verhältnisse. Dies setzt jedoch ein vertieftes Verständnis der Zusammenhänge zwischen Klima und gesellschaftlichen Strukturen voraus; hierzu gehören:
  1. der Umfang des soziologischen Anpassungsvermögens an veränderte Klimata ;
  2. die Eigentümlichkeiten menschlicher Gesellschaften auf verschiedenen Entwicklungsstufen und in verschiedenen Lebensräumen, die sie gegenüber Klimaänderungen anfällig oder widerstandsfähig machen ;
  3. die Mittel, die die menschlichen Gesellschaften

gegen nachteilige Folgen klimatischer Änderungen schützen; und die Vorteile, die solche Veränderungen bieten.

Ziel dieses Arbeitsprogramms ist es schließlich, Methoden zu entwickeln, künftige Klimaänderungen vorherzusagen und den einzelnen Ländern dabei zu helfen, ihre Infrastruktur auf die kommenden Veränderungen einzustellen. Dieses Vorhaben läßt sich nur verwirklichen, wenn sich alle Beteiligten zu einer internationalen Zusammenarbeit bisher unbekanntem Ausmaßes bereithalten. Dabei wird betont, daß eine sinnvolle Zusammenarbeit nur in einer friedlichen Welt möglich ist (WMO, 1979).

## 8.6 Schlußbetrachtung

Die Ausführungen haben gezeigt, daß wir gegenwärtig aufgrund der vielen Unsicherheitsfaktoren den Verlauf des Klimas für die nächsten ein oder zwei Generationen nicht vorhersagen können. Allerdings kann man mit Hilfe realistischer Szenarien eine Reihe von möglichen Abfolgen zukünftiger Klimaänderungen simulieren, die viele Klimaexperten für plausibel halten. Diese Simulationen deuten an, daß durch die Energieentwicklung innerhalb des erwarteten Streubereichs wahrscheinlich schon in der ersten Hälfte des 21. Jahrhunderts unzulässige Klimaänderungen ausgelöst werden können, und daß daran die CO<sub>2</sub>-Emissionen aus fossilen Brennstoffen die Hauptschuld tragen.

Jede Klimaänderung, ob sie nun zu einer Erwärmung oder Abkühlung führt, bedeutet, global gesehen, bei der ständig wachsenden Bevölkerung und der angespannten Welternährungslage einen drastischen Eingriff in das Weltwirtschafts- und Sozialgefüge mit möglicherweise katastrophalen Folgen. Es ist deshalb äußerst fragwürdig, "ungünstige" Entwicklungen in einer Region gegen "günstige" Entwicklungen in anderen Regionen aufzurechnen. Es ist, bei dem gegenwärtigen Stand des Wissens, sicher eine gefährliche Illusion anzunehmen, daß sich unter Umständen eine Erwärmung durch CO<sub>2</sub> für die Menschheit im Großen und Ganzen als eher nützlich erweisen könnte.

Darüberhinaus gilt es noch zweierlei zu bedenken. Zum einen bleibt die massive Einwirkung auf das Klimasystem durch die CO<sub>2</sub>-Zunahme in der Atmosphäre wegen der langen Verweilzeit auch nach einem Emissionsstopp noch lange Zeit klimawirksam. Zum anderen benötigten Gegenmaßnahmen, wie z.B. die Substitution einer Energiequelle durch eine neue, wegen der Marktdurchdringungsdynamik lange Einführungszeiten, wobei es im Durchschnitt immer 50 Jahre und länger gedauert hat, bis ein neuer Energieträger 50% des Marktanteils erobert hat. Daraus folgt, daß schon die gegenwärtige Energiepolitik die Klimabelastung in den nächsten 30 - 50 Jahren mitbestimmt, und daß Entlastungsmaßnahmen, sollen sie überhaupt noch wirksam werden, innerhalb des kommenden Jahrzehnts eingeleitet werden müssen. Dabei sind die Maßnahmen technischer Art noch am ehesten durchzuführen, während solche wirtschaftlicher, sozio-politischer und institutioneller Art mit Sicherheit große Probleme aufwerfen werden. Es ist deshalb unumgänglich, in allernächster Zeit die beiden wichtigsten Eckpfeiler einer anthropogenen Klimaänderung, nämlich die zukünftige Weltenergieentwicklung und das Gleichgewicht zwischen Entwaldung und Wiederaufforstung, weltweit aufeinander abzustimmen. Die Initiative dazu muß von den wirtschaftlich stärksten Nationen ausgehen.

Abschließend ist noch einmal auf die Schlußdeklaration der Weltklimakonferenz zurückzukommen. Darin heißt es, daß langfristig gesehen die Menschheit nur dann eine Überlebenschance hat, wenn sie in Harmonie mit der Natur lebt. Das Klima ist nur ein Teil der natürlichen Umwelt, aber ein sehr sensibler Teil, mit dem man sehr weise umgehen sollte. Da alle Teile der Umwelt miteinander in Wechselwirkung stehen, ziehen selbstsüchtige oder unbedachte Handlungen innerhalb eines begrenzten nationalen oder geographischen Bereiches die ganze übrige Menschheit in Mitleidenschaft. Alle Nationen müssen deshalb zusammenarbeiten, da die vom Menschen geschaffenen Probleme von allen Entschlossenheit und große materielle Opfer fordern.

## Literaturverzeichnis

- Augustsson, T. and V. Ramanathan, A radiative-convective model study of the CO<sub>2</sub> climate problem, *J. Atmos. Sci.*, 34, 448-451, 1977.
- Bach, W., Global air pollution and climatic change, *Revs. Geophys. and Space Phys.*, 14, 429-474, 1976a.
- Bach, W., Changes in the composition of the atmosphere and their impact upon climatic variability - An overview, *Bonner Meteorol. Abhdlg.*, H. 24, 51 pp, 1976b.
- Bach, W., Das CO<sub>2</sub>-Problem: Lösungsmöglichkeiten durch technische Gegensteuerung?, *Umschau*, 4, 117-118, 1978a.
- Bach, W., Der Einfluss des Menschen auf das globale Klima, *Universitas*, 33, 399-405, 1978b.
- Bach, W., The potential consequences of increasing CO<sub>2</sub>-levels in the atmosphere. In: *Carbon Dioxide, Climate and Society*. Hrsg. J. Williams, 141-167, Pergamon Press, Oxford, 1978c.
- Bach, W., and G. Schwanhäusser, Can the right energy mix prevent climatic change? In: *Proceedings Conf. on Climate and Energy: Climatological Aspects and Industrial Operations*. Hrsg. Amer. Meteorol. Soc., Boston, 140-145, 1978.
- Bach, W. and R. Rotty, Summary Int. Conf. on Man's Impact on Climate, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 59 (11) 1445-1450, 1978.
- Bach, W., Energiebedarf und Klimaänderung, *Geogr. Rdsch.*, 31 (1), 29-36, 1979a.
- Bach, W., Waste heat and climatic change, In: *Theodore, L., Buonicore, A.J. and Rolinski, J.*, (eds.), *Energy and the Environment: Interactions*, Vol. I, CRC Press Inc., West Palm Beach, Fl., (im Druck, 1979b)
- Bach, W., Short-term climatic alterations caused by human activities - status and outlook, *Progress in Physical Geography*, 3 (1) 55-83, 1979c
- Bach, W., Impact of increasing atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations on global climate: Potential consequences and coactive measures, *Environment International* (im Druck, 1979d).
- Bach, W., Klimaänderung durch Energiewachstum? *Brennst. Wärme, Kraft*, 31 (2) 49-56, 1979e.
- Bach, W., J. Pankrath and W.W. Kellogg (Hrsg.), *Man's Impact on Climate*, Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 327 pp, 1979a.
- Bach, W., W. Manshard, W.H. Matthews and H. Brown (Hrsg.), *Renewable Energy Prospects*, Pergamon Press, Oxford, (im Druck, 1979b).
- Bees, Jr., C.F., Goeller, H.E., Olson, J.S. and Rotty, R.M., The global carbon dioxide problem, *American Scientist*, 65, 310-320, 1977.
- Barry, R.G., Cryospheric responses to a global temperature increase, *Williams J.* (ed.), In: *Carbon Dioxide, Climate and Society*, Pergamon Press, Oxford, 169-180, 1978.
- Baumgartner, A., M. Kirchner and H. Mayer, Die Wirkungen von potentiellen anthropogenen Veränderungen der Erdoberflächenbedeckung auf die weltweite Verteilung der Oberflächenalbedo, des Reuigkeitsparameters und anderer wichtiger Parameter des Impulsaustausches an der Grenzfläche der Erde und der Atmosphäre, *Promet*, 2/3, 32-42, 1978.
- Benci, J.F., Runge, E.C.A., Dale, R.F., Duncan, W.G., Curry, R.B., and Scheal, J.A., Effects of hypothetical climatic change on production and yield of corn, in *CIAP*, 4-3 to 4-36, Dept. of Transportation, Washington, D.C., 1975.
- Bolin, B., Changes of land biota and their importance for the carbon cycle, *Science*, 196, 613-615, 1977.
- Bhumralkar, C.M. and J. Williams, Impact of a planned solar thermal electric conversion plant on regional meteorological conditions, *SRI-Project 6609*, SRI Int., Menlo Park, CA, 32 pp. 1978.
- Broecker, W.S., The fate of fossil fuel CO<sub>2</sub> - a research strategy. In: *Rept. of the Scientific Workshop on Atmospheric Carbon Dioxide*, WMO- No. 474, World Meteorological Organization, Geneva, 37-41, 1977
- Bryson, R.A. and D.A. Beerreis, Possibilities of major climatic modification and their implications: Northwest India, a case study, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, 48, 136-142, 1967.
- Budyko, M.I., The effect of solar radiation variations on the climate of the earth, *Tellus*, 21, 611-619, 1969.
- Campbell, W.J. and S. Martin, Oil and ice in the Arctic Ocean: Possible large-scale interactions, *Science*, 181, 56-58, 1973.
- Cess, R.D., Climate change: An appraisal of atmospheric feedback mechanisms employing zonal climatology, *J. Atmos. Sci.*, 33, 1831-1843, 1976.
- Charney, J., P.H. Stone and W.J. Quirk, Drought in the Sahara: A biogeophysical feedback mechanism, *Science*, 187, 434-435, 1975.
- CIAP, Impacts of climatic change on the biosphere, *CIAP Monograph 5*, pt. 2-Climatic effects, *Climatic Impact Assessment Program*, Dept. of Transportation, Washington, D.C., 1975.
- Cowles, T.J., R.T. Barber, and O. Guillen, Biological consequences of the 1975 El Niño, *Science*, 195, 285-287, 1977.
- Dyson, F.J., Can we control the carbon dioxide in the atmosphere? *Energy*, 2, 287-291, 1977.
- Elliott, W.P. and L. Mächta, An initial draft of a comprehensive plan for carbon dioxide research (unveröff. Manuskript, 1978).
- Epstein, E.S., The nation climate program act: A special challenge, *Environmental Data and Information Service*, US Dept. Commerce, Washington, D.C., 4-7, 1979.
- Flohn, H., Das Wasser als Grundlage unserer Ernährung: Wasserhaushalt und Wasserverbrauch, *Ernährungs-Umschau*, 21, 9-13, 1974.
- Flohn, H., Anthropogene Eingriffe in die Landschaft und Klimaänderungen. Beiheft zur *Geographischen Zeitschrift*, 137-149, 1975.

- Flohn, H., Man-induced input of latent and sensible heat and possible climatic variation. In Stumm, W., (ed.), Proceedings Dahlem Workshop on Global Chemical Cycles and their Alterations by Man, Abakon Verlagsgesellschaft, Berlin, 1977a.
- Flohn, H., Stehen wir vor einer Klima-Katastrophe? Umschau, 17, 561-569, 1977b.
- Flohn, H., Die Zukunft unseres Klimas: Fakten und Probleme, Promet, 2/3, 1-24, 1978.
- Fraedrich, K., Klima und Klimasimulation. In: Grosstatische Energienutzung und menschlicher Lebensraum. Hrsg. K. Strnadt und H. Porias, Wien, Techn. Univ. und IIASA., 205-216, 1977.
- Freyer, H.D., Preliminary evaluation of the past CO<sub>2</sub> increase as derived from 13C measurements in tree rings. In: Williams, J. (ed.), Carbon Dioxide, Climate and Society, Pergamon Press, Oxford, 69-77, 1978.
- Gates, D., The physical basis of climate, Overview paper 5, World Climate Conference, Geneva, 1979.
- Glazier, J., J.L. Monteith and M.H. Unsworth, Effects of aerosols on the local heat budget of the lower atmosphere, Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 102, 95-102, 1976.
- Global Atmospheric Research Programme, The physical basis of climate and climate modeling, GARP Publ. Series No.16, WMO, Geneva, 1975.
- Grassl, H., Possible changes of planetary albedo due to aerosol particles, In: Bach, W. et al. (Hrsg.) Man's Impact on Climate, Elsevier, Amsterdam, 229-241, 1979.
- Häfele, W., Die Bedeutung der Energie für den Lebensstandard, die wirtschaftliche Entwicklung und die Umwelt. In: Energie und die Umwelt, Hrsg. C. König, Vulkan Verlag, Essen, 8-16, 1977.
- Häfele, W., A perspective on energy systems and carbon dioxide. In: Williams, J. (ed.), Carbon Dioxide, Climate and Society, Pergamon Press, Oxford, 24-34, 1978.
- Häfele, W., Global perspectives and options for long-range energy strategies. In: Bach, W. et al., (eds.), Renewable Energy Perspectives, Pergamon Press, Oxford (im Druck, 1979).
- Hahn, J., Man-made perturbation of the nitrogen cycle and its possible impact on climate. In: Bach et al. (Hrsg.) Man's Impact on Climate, Elsevier, Amsterdam, 193-243, 1979.
- Hampicke, U., Man's impact on the earth's vegetation cover and its effects on carbon cycle and climate. In: Bach, W. et al. (eds.), Man's Impact on Climate, Elsevier, Amsterdam, 139-159, 1979.
- Hasselmann, K., On the problem of multiple time scales in climate modelling. In: W. Bach et al. (Hrsg.) Man's Impact on Climate, Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 43-55, 1979.
- Hoffert, M.J., W.C. Wey, A.J. Callegari and W.S. Broeker, Atmospheric response to deep sea injections of fossil fuel carbon dioxide. Report NYU/DAS 78-06, New York, 1978.
- Hummel, J.R. and R.A. Reck, Development of a global surface albedo model. Paper presented at the Meteorology Section, American Geophysical Union, San Francisco, CA, 1977.
- Keeling, C.D. and R.B. Bacastow, Impact of industrial gases on climate. In: Energy and Climate, NAS, Washington, D.C., 72-95, 1977.
- Kellogg, W.W., Emissions and the climate. In: Koenig, C. (Hrsg.) Energie und Umwelt, Vulkan Verlag, Essen, 117-123, 1977.
- Kellogg, W.W., Effects of human activities on global climate. World Meteorological Organization Bulletin pt. 1, 229-240 (Oct. 1977), pt. 2, 3-10 (Jan. 1978a).
- Kellogg, W.W., Global influences of mankind on the climate. In: Gribbin, J. (ed.), Climatic Change, Cambridge University Press, Cambridge, 205-227, 1978b.
- Keyfitz, N., Population of the world and its regions 1975-2050, WP-77-7, Int. Inst. Appl. Systems Analysis, Laxenburg, Austria, 1977.
- Kohlmaier, G.H., U. Fischbach, G. Kratz, E.O. Sird, J. Hirschberger and W. Schunck, Modeling man's impact on the subsystem atmosphere-biosphere of the global carbon cycle. In: Bach, W. et al. (eds.), Man's Impact on Climate, Elsevier, Amsterdam, 161-179, 1979.
- Kutzbach, J.E., Fluctuations of climate monitoring and modeling, WMO Bulletin 23, 47-54, 1974.
- Lian, M.S. and R.D. Cess, Energy balance climate models: A reappraisal of ice-albedo feedback, J. Atmos. Sci., 34, 1058-1062, 1977.
- Leith, C.E., The design of a statistical dynamical climate model and statistical constraints on the predictability of climate. In: The Physical Basis of Climate and Climate Modelling. Hrsg. GARP, WMO, Geneva, 137-141, 1975.
- Llewellyn, R.A. and W.M. Washington, Regional and global aspects. In: Energy and Climate, National Academy of Sciences, Washington D.C., 106-118, 1977.
- MacDonald, G. et al., The long term impact of atmospheric carbon dioxide on climate, SRI Project 5793, SRI International, Arlington, Va., 184 pp, 1979.
- Manabe, S. and R.T. Wetherald, The effects of doubling the CO<sub>2</sub> concentration on the climate of a general circulation model, J. of the Atm. Sci. 32, 3-15, 1975.
- Marchetti, C., On geoengineering and the CO<sub>2</sub> problem, IIASA, RM-76-17, Int. Institute for Applied Systems Analysis, Laxenburg, Austria, 1976.
- Marchetti, C., On properties and behavior of energy systems. In: Microbial Energy Conversion. Hrsg. H.G. Schlegel and J. Barnea, Pergamon Press, Oxford, 619-642, 1977.
- Marchetti, C., Constructive solutions to the CO<sub>2</sub> problem. In: Bach, W. et al. (eds.), Man's Impact on Climate, Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 299-311, 1979.
- Meinel, A.B. and H.P. Meinel, Applied Solar Energy: An Introduction, Addison-Wesley, Reading, Mass., 1976.
- Mercer, J.H., West Antarctic ice sheet and CO<sub>2</sub> greenhouse effect: a threat of disaster, Nature, 271, 324-325, 1978.
- Mitchell, Jr., J.M. A reassessment of atmospheric pollution as a cause of long-term changes of global temperature. In: Singer, S.F., (ed.) The Changing Global Environment, Reidel Publ. Co., Boston, 149-173, 1975.
- Munn, R.E. and L. Machta, Human activities that affect climate, Overview paper 8, World Climate Conference, Geneva, 1979.
- Murphy, A.H., A. Gilchrist, W. Häfele, G. Krömer and J. Williams, The impact of waste heat release on simulated global climate, International Institute for Applied Systems Analysis, Res. Mem. RM-76-79, Laxenburg, 27 pp, 1976.
- National Academy of Sciences, Understanding climatic change, Washington D.C., 239 pp, 1975.
- Niehaus, F., A non-linear eight level tandem model to calculate the future CO<sub>2</sub> and C-14-burden to the atmosphere. International Institute for Applied Systems Analysis Res. Mem., RM-76-35, Laxenburg, 50 pp, 1976.
- Niehaus, F., Computersimulation langfristiger Umweltbelastung durch Energieerzeugung, Birkhäuser Verlag, Stuttgart, ISR 41, 175 S, 1977.
- Niehaus F., Carbon dioxide as a constraint for global energy scenarios. In: Man's Impact on Climate. Hrsg. W. Bach, et al., Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 285-297, 1979.
- Niehaus, F. and J. Williams, Studies of different energy strategies in terms of their effects on the atmospheric CO<sub>2</sub> concentration, J. Geophys. Res. (im Druck, 1979).
- Nordhaus, W.D., Can we control carbon dioxide? IIASA WP-75-63, Int. Institute for Applied Systems Analysis, Laxenburg, Austria, 1975.
- Perner, D., The consequences of increasing CFC concentrations for chemical reactions in the stratosphere and their impact on climate. In: Bach, W. et al. (Hrsg.), Man's Impact on Climate, Elsevier, Amsterdam, 215-228, 1979.
- Ramanathan, V., Greenhouse effect due to chlorofluorocarbons: Climatic implications, Science, 190, 50-52, 1975.
- Ramirez, J.M., C.M. Sakamoto and R.E. Jensen, Wheat, in CIAP, 4-37 to 4-90, Dept. of Transportation, Washington D.C., 1975.
- Raschke, E., R.H. Von der Haar, M. Pasternak and W.R. Bandeen, The radiation balance of the earth-atmosphere system from Nimbus 3 radiation measurements, NASA Technical Note, NASA TN D-7249, 73 pp, 1973.
- Report of the Secretary General, Recent population trends and future prospects. In: The population debate: Dimensions and perspectives, Proceedings of the World Population Conference, Bucharest, 1974, Vol. I, ST/ESA/SER A/57, UN New York, 1975.
- Revelle, R. and H. Suess, Carbon dioxide exchange between atmosphere and ocean and the question of an increase of atmospheric CO<sub>2</sub> during the past decades, Tellus, 9, 18-27, 1957.
- Roether, W., Use of oceanic tracers to determine the uptake of excess CO<sub>2</sub> into the ocean. In: Bach, W., et al. (eds.), Man's Impact on Climate, Elsevier, Amsterdam, 109-114, 1979.
- Rotty, R.M., Energy and climate. IEA Research Memorandum. IEA(M)-76-4, Institute for Energy Analysis, Oak Ridge, 36 pp, 1975.
- Rotty, R.M. Global energy demand and related climate change, IEA Research Memorandum, IEA(M)-76-5, Institute for Energy Analysis, Oak Ridge, 19 pp, 1976.
- Rotty, R.M., Uncertainties associated with future atmospheric CO<sub>2</sub> levels, ORAU/IEA(O)-16, Institute for Energy Analysis, Oak Ridge, 1977.
- Rotty, R.M., Energy demand and global climate change. In: Bach W. et al. (eds.), Man's Impact on Climate, Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 269-283, 1979.
- Rotty, R.M. and J.M. Mitchell, Jr., Man's energy and the world's climate, AIChE Symposium Series Volume on Air Pollution and Clean Energy (im Druck 1976).
- Sawyer, J.S., Notes on the response of the general circulation to changes in the solar constant, Proceedings Rome Symposium on Changes on Climate, UNESCO, Paris, 1961.
- Sawyer, J.S., Can man's waste heat affect the regional climate? Paper presented at the IAMAP Symposium in Melbourne, 1974.
- SCEP Report, Man's impact on the global environment, Report of the Study of Critical Environmental Problems, MIT Press, Cambridge, Mass., 1970.
- Schneider, S.H. and R.F. Dickinson, Climate modeling, Revs. Geophys. and Space Phys., 12, 447-493, 1974.
- Schneider, S.H., On the carbon dioxide-climate confusion, J. Atmos. Sci. 32, 2060-2066, 1975.
- Schneider, S.H. with L.E. Mesirov, The Genesis Strategy, Plenum Press, New York, 419 pp, 1976.
- Sellers, W.D., Water circulation on the global scale: Natural factors and manipulation by man, Ambio 6, 10-12, 1977.
- Siegenthaler, U. and H. Oeschger, Predicting future atmospheric carbon dioxide levels, Science 199, 388-395, 1978.
- SMIC Report, Inadvertent climate modification, Report of the Study of Man's Impact on Climate, MIT Press, Cambridge, Mass., 1974.
- Stansel, J. and R.E. Huke, Rice, in CIAP, 4-90 to 4-132, Dept. of Transportation, Washington, D.C., 1975.
- Stuiver, M., Atmospheric carbon dioxide and carbon reservoir changes, Science, 199, 253-258, 1978.
- Stumm, W., (ed.), Global Chemical Cycles and their Alterations by Man, Dahlem Konferenzen, Berlin, 346 pp, 1977.

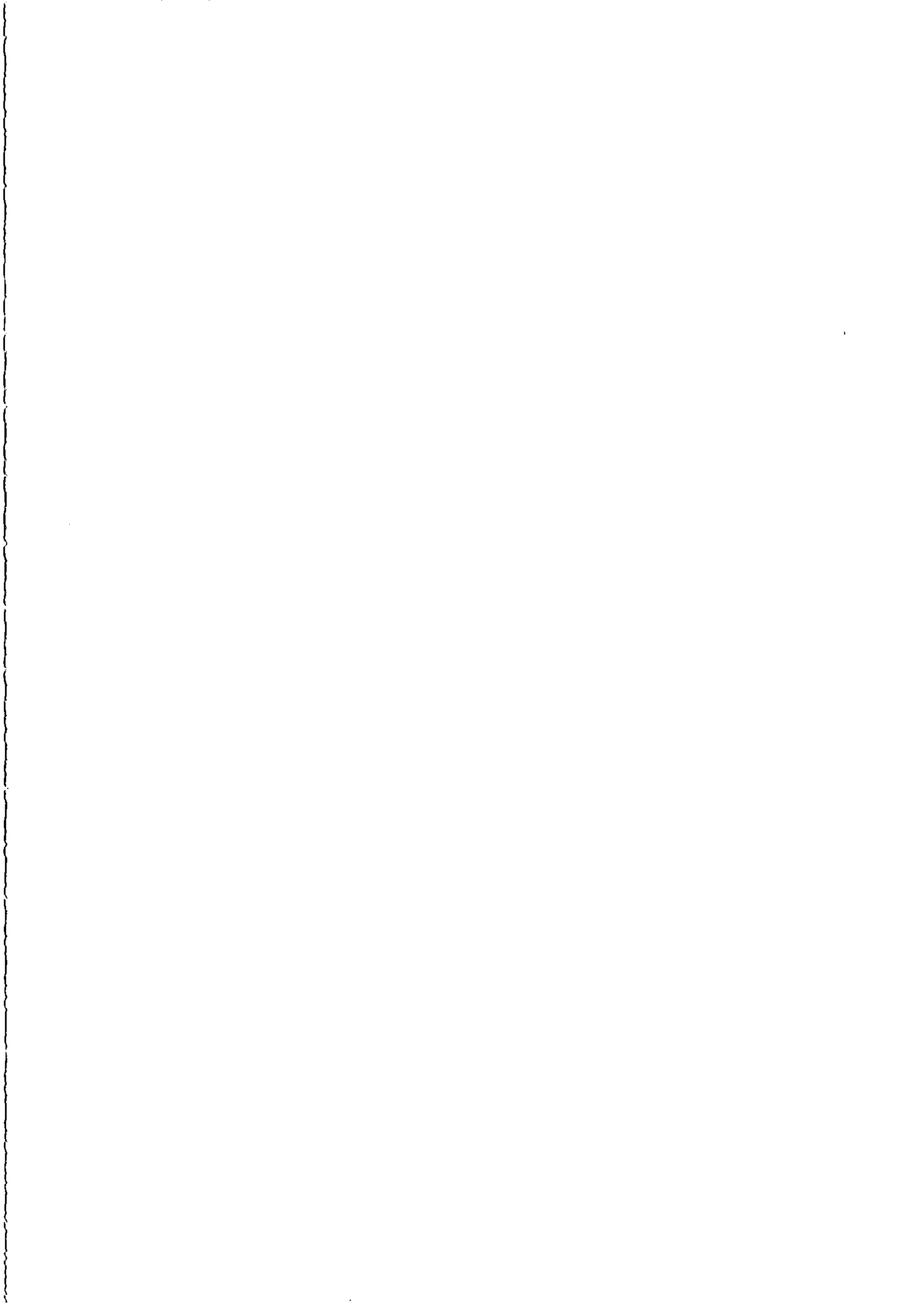


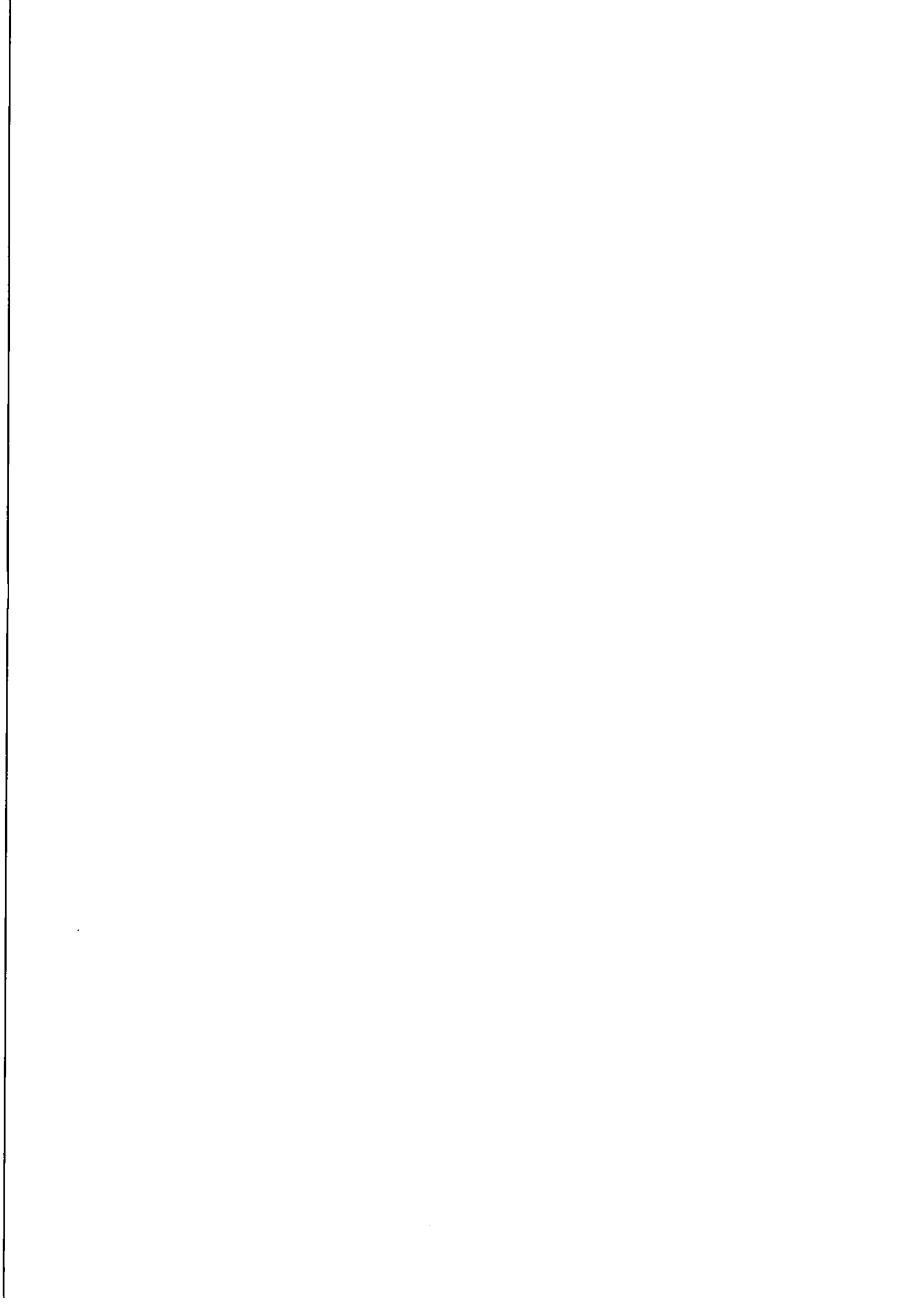
- Voss, A., Ansätze zur Gesamtanalyse des Systems Mensch - Energie - Umwelt, Birkhäuser Verlag, Stuttgart, 165 S, 1977.
- Voss, A. und F. Niehaus, Die Zukunft des Weltenergiesystems, Umschau, 19, 625-632, 1977.
- Wang, W.C., Y.L. Yung, A.A. Lacis, T. Mo, and J.E. Hansen, Greenhouse effects due to man-made perturbations of trace gases, Science, 194, 685-690, 1976.
- Warshaw, M. and R.A. Rapp, An experiment on the sensitivity of a global circulation model. J. Appl. Meteorol., 12, 43-49, 1973.
- Washington, W.W., On the possible uses of global atmospheric models for the study of air and thermal pollution. In: Matthews, W.H. et al. (eds.), Man's Impact on the Climate, MIT Press, Cambridge, Mass., 265-276, 1971.
- Washington, W.W. Numerical climatic-change experiments: The effects of man's production of thermal energy, J. Appl. Meteorol., 11, 768-772, 1972.
- Washington, W.W. and R.M. Chervin, Regional climatic effects of large-scale thermal pollution: Simulation studies with the NCAR General Circulation Model, J. Appl. Meteorol., 18 (1), 3-16, 1978.
- Wetherald, R.T. and S. Manabe, Sensitivity studies of climate involving changes in CO<sub>2</sub> concentration. In: W. Bach, et al. (eds.) Man's Impact on Climate, Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 57-64, 1979.
- Williams, J., G. Krömer and J. Weingart, (eds.), Climate and Solar Energy Conversion. CP-77-9, International Institute for Applied Systems Analysis, Laxenburg, Austria, 156 pp, 1977a.
- Williams, J., G. Krömer and A. Gilchrist, Further studies of the impact of waste heat release on simulated global climate, pt. 1, RM-77-15, pt. 2, RM-77-34, International Institute for Applied Systems Analysis, Laxenburg, Austria, 1977b.
- Williams, J., (ed.), Carbon Dioxide, Climate and Society, Pergamon Press, Oxford, 332 pp, 1978.
- Williams, J., Modeling the impact of large-scale energy conversion systems on global climate. In: Bach W., et al. (eds.), Man's Impact on Climate, Elsevier Publ. Co., Amsterdam, 253-267, 1979.
- Williams, J. and G. Krömer, A systems study of energy and climate, Status Rpt. SR-79-2 A and B, Int. Inst. Appl. Systems Analysis, Laxenburg, Austria, A, 7 pp, B, 112 pp, 1979.
- Willans, I.M., Inland ice sheet thinning due to holocene warmth, Science, 201, 1014-1016, 1978.
- Whittaker, R.H. and G.F. Likens, Carbon in the biota, In: Woodwell, G.M. and E.V. Pecan (eds.), Carbon in the Biosphere, Techn. Inf. Center, Springfield, Va, 281-302, 1973.
- Woods, J.D., Modeling oceanic transport in studies of climate response to pollution. In: Bach, W., et al. (eds.), Man's Impact on Climate, Elsevier, Amsterdam 99-107, 1979.
- Woodwell, G.M., The carbon dioxide question, Scientific American, 238, 34-43, 1978.
- Woodwell, G.M., R.H. Whittaker, W.A. Reiners, G.E. Likens, C.C. Dalwiche and D.B. Botkin, The biota and the world carbon budget, Science 199, 141-146, 1978.
- World Meteorological Organization, Report of the scientific workshop on atmospheric carbon dioxide, WHO-No. 474, Geneva, 1977.
- World Meteorological Organization, World Climate Conference, Declaration and Supporting Documents, Geneva, 50pp, 1979.
- Yung, Y.L., W.C. Wang and A.A. Lacis, Greenhouse effect due to atmospheric nitrous oxide, Geophys. Res. Letters, 3, 619-621, 1976.

Anschrift des Verfassers:

Prof. Dr. Wilfrid Bach

Forschungsstelle für Angewandte Klimatologie  
und Umweltstudien  
Institut für Geographie  
Westfälische Wilhelms-Universität  
Robert-Koch-Straße 26  
D-4400 Münster



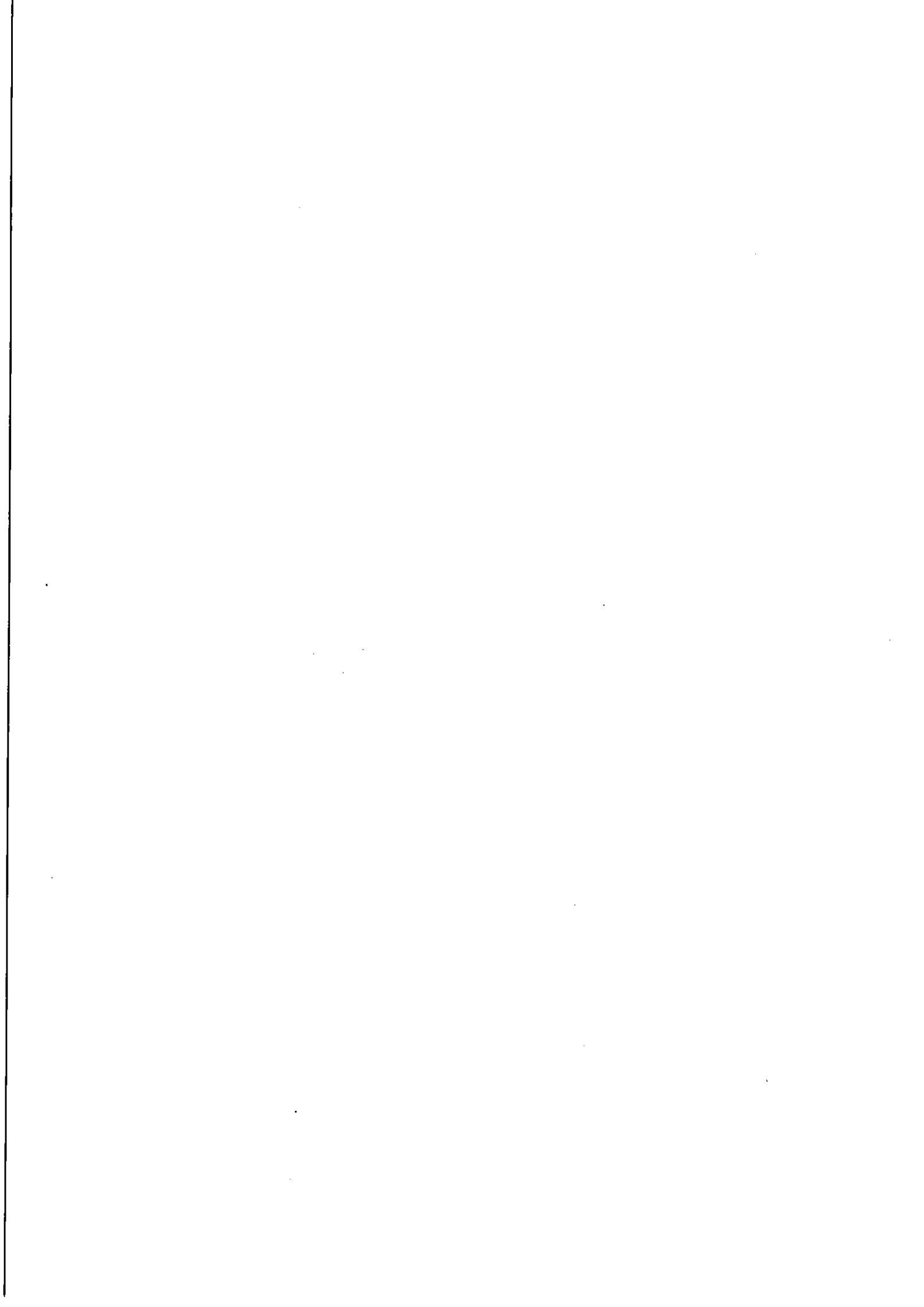


ULRICH HAMPICKE  
UND  
WILFRID BACH

DIE ROLLE TERRESTRISCHER ÖKOSYSTEME  
IM GLOBALEN KOHLENSTOFF-KREISLAUF

Aus:

Münstersche Geographische Arbeiten, Bd. 6  
Paderborn: Ferdinand Schöningh 1980, S. 37 - 104



Inhaltsverzeichnis	Seite	Übersichten, Tabellen und Abbildungen	Seite
Zusammenfassung, Summary	41	Übersicht 1: Schätzungen des jährlichen und des kumulierten Netto-Transfers von C aus Landvegetation und Böden in die Atmosphäre auf der Basis vegetations- und bodenkundlicher sowie anderer Daten	49
1. Einleitung und Problemstellung	47		
1.1 CO <sub>2</sub> und Klima	47		
1.2 Prognose künftiger atmosphärischer CO <sub>2</sub> -Niveaus und die Rolle der Landökosysteme	47	Übersicht 2: Schätzungen des C-Gehaltes in Landvegetation und Böden der Erde	52
2. Reservoirs und Flüsse von Kohlenstoff in Land-Ökosystemen	50	Übersicht 3: Phytomasse pro Flächeneinheit in verschiedenen Vegetationsformen der Erde. Auswahl von Einzelerhebungen einschließlich extremer Fälle	53
2.1 "Geologischer" und "Atmosphärisch-Biologischer" C-Kreislauf	50	Übersicht 4: Konzepte und Terminologien bezüglich Auf- und Abbau organischer Substanz in Ökosystemen	57
2.2 C-Inventare in Landvegetation und Böden	52	Übersicht 5: Schätzungen der Netto-Primärproduktion auf dem Festland der Erde	57
2.3 Aufbau und Abbau organischer Substanz	55		
2.4 Messung von Auf- und Abbauprozessen	56	Übersicht 6: Netto-Transfers von Kohlenstoff zwischen Atmosphäre und Landökosystemen (ggf. auch anderen Reservoiren) durch div. Prozesse. Zusammenstellung bzw. Auswertung von Einzeluntersuchungen	61
3. Netto-Transfers zwischen Atmosphäre und Land-Ökosystemen	59		
3.1 Natürliche Netto-Transfers	59		
3.11 Allgemeines	59	Übersicht 7: Schätzung der heutigen Aktivität natürlicher Senken für CO <sub>2</sub> in und unter Mitwirkung von Landökosystemen	64
3.12 Vermutliche gegenwärtige Größenordnung natürlicher Netto-Transfers	60		
3.2 Anthropogene Netto-Transfers	64	Übersicht 8: Wachstumsstimulierung von Pflanzen durch erhöhtes CO <sub>2</sub> -Angebot, Ergebnisse ausgewählter Versuche	66
3.21 Allgemeines	64		
3.22 Nettogewinne der Landökosysteme an C	65	Übersicht 9: Langfristige Akkumulation von C in Wäldern und Kunstforsten, ausgedrückt als Quotient von Phytomasse und Alter	68
3.221 Förderung der Photosynthese	65		
3.2211 Düngung	65		
3.2212 CO <sub>2</sub> -Anstieg in der Atmosphäre	65	Übersicht 10: Durchschnittswerte für natürliche und anthropogene Netto-Transfers von Kohlenstoff zwischen Atmosphäre und Landökosystemen aus unterschiedlichen Ursachen	71
3.222 Hemmung der Respiration	67		
3.2221 Förderung langlebiger Pflanzen jungen und mittleren Alters	67	Übersicht 11: Ausgewählte Angaben über Waldverluste in den Tropen	73
3.2222 Akkumulation von Streu	69		
3.2223 C-Anreicherung in Böden	69	Übersicht 12: Angaben über den Brennholzverbrauch, insbesondere in den niederen Breiten, und Abschätzung des daraus resultierenden C-Transfers in die Atmosphäre	74
3.23 Nettoverluste der Landökosysteme an C	69		
3.231 Vegetationszerstörung	69		
3.232 Freisetzung von C aus Böden	70		
3.3 Zusammenfassung	71	Übersicht 13: Schätzung des gegenwärtigen jährlichen Transfers von C in die Atmosphäre durch Vegetationszerstörung und Humusoxidation in den niederen Breiten	81
4. Methoden zur Ermittlung anthropogener Netto-Transfers von C zwischen Atmosphäre und Landökosystemen	71		
4.1 Auswertung statistischer Daten	71	Übersicht 14: Abschätzung des gegenwärtigen jährlichen Netto-Eintrags von C in die Atmosphäre aus Vegetations- und Humuszerstörung in den Tropen durch Auswertung des historischen Trends	89
4.2 Fernerkundung ("Remote Sensing")	72		
4.3 Messungen von CO <sub>2</sub> -Gradienten in der Atmosphäre	75	Übersicht 15: Schätzungen des nicht-fossilen Eintrags von CO <sub>2</sub> in die Atmosphäre aus C-13 Daten	91
4.4 Isotopenuntersuchungen, insbesondere <sup>13</sup> C	75		
4.5 Rückschlüsse aus Atmosphäre-Ozean-Austauschmodellen	76	Übersicht 16: Methoden zur Abschätzung von anthropogenen Netto-Transfers zwischen Atmosphäre und Land-Ökosystemen und bisherige Ergebnisse	93
4.6 Modelle über den Austausch Atmosphäre-Landvegetation	78		
5. Hypothesen über anthropogene Netto-Transfers von C zwischen Landökosystemen und Atmosphäre in Vergangenheit und Gegenwart	78	Übersicht 17: Mögliche C-Bilanz der Atmosphäre unter Ein-schluss von Transfers zu Landökosystemen	94
5.1 Schätzungen anthropogener Netto-Transfers in den niederen Breiten	79		
5.11 Auswertung statistischer Gegenwartsdaten	79		
5.12 Extrapolation bisheriger Ergebnisse aus der Fernerkundung	81	Tabelle 1: Jährlicher und kumulierter Eintrag von CO <sub>2</sub> in die Atmosphäre durch Verbrennung fossilen Kohlenstoffs (einschließlich Abfackeln und Zementherstellung), jährlicher atmosphärischer Anstieg, sowie "airborne fraction" 1959-1970	48
5.13 Auswertung des historischen Trends	82		
5.131 Datenbasis	82		
5.132 Interpretation	87	Tabelle 2: Lebende und tote Phytomasse, Streu, Humus (einschließlich Torf) und Gesamtgehalt an organischem Kohlenstoff nach Vegetationsformen und Klimazonen der Erde	54
5.14 Zusammenfassung	88		
5.2 Die Rolle der Wälder und Böden der gemäßigten Zone	89	Tabelle 3: Netto-Primärproduktivität des Festlands der Erde nach wichtigen Vegetationsformen, nach Ajtay et al., 1979	58
5.21 <sup>13</sup> C-Untersuchungen und die "Pioneer Agriculture Explosion" (ca. 1850-1920)	89		
5.22 Heutige Stellung der Wälder der gemäßigten Zone im globalen C-Kreislauf	90	Tabelle 4: Historische Reduktion der Landvegetation durch den Menschen, nach Olson et al., 1978. I: Flächenumfänge und C-Inventare wichtiger Ökosysteme in Vergangenheit und Gegenwart	83
5.221 Überblick	90		
5.222 Versuch einer Quantifizierung	91	Tabelle 5: Historische Reduktion der Landvegetation durch den Menschen, nach Olson et al., 1978. II: Auswertung	84
6. Diskussion und Folgerungen	92		
7. Forschungsempfehlungen	95	Tabelle 6: Historische Reduktion des Humusgehaltes der Landböden der Erde (Ordnungen des US Soil Survey Staff, 7th Approximation) auf Grund veränderter Flächennutzung, nach Buringh, 1979	85
8. Nachtrag	97		
9. Literatur	99		

Tabelle 7:	Historische Reduktion von Phytomasse und Humus durch den Menschen. I: Gegenüberstellung von potentielltem und aktuellem C-Gehalt der Landökosysteme bei konstanter Phytomasse je Flächeneinheit in jeder Vegetationsform	86	Abbildung 4:	Schematische Aufteilung des heutigen Bestandes an organischem Kohlenstoff in Landökosystemen nach Klimazonen	55
Tabelle 8:	Historische Reduktion von Phytomasse und Humus durch den Menschen. II: Auswertung	87	Abbildung 5:	Zeitliche Entwicklung von Produktion und Respiration in Wäldern, schematisch. (In Anlehnung an Kira und Shidei, 1967 und Möller, Müller und Nielsen, 1954)	59
Tabelle 9:	Verläufe der Vegetationszerstörung in den Tropen (kumulativ $180 \cdot 10^{13}$ g C seit 1850) bei verschiedenen Wachstumsraten	88	Abbildung 6:	Mögliche Beziehungen zwischen Zuflüssen, Abflüssen und Beständen an organischem Kohlenstoff in Ökosystemen	60
Tabelle 10:	Schätzung des gegenwärtigen jährlichen Netto-transfers von C aus der Atmosphäre in die Wälder der gemäßigten Zone der Nordhalbkugel	92	Abbildung 7:	Abbau organischer Substanz in kanadischen Schwarzerdeböden nach Umbruch von Steppe und Kultivierung. Daten nach Martel und Paul, 1974 und Paul, 1976	70
Abbildung 1:	Anstieg des $CO_2$ -Gehalts der Atmosphäre zwischen 1958 und 1975 in Mauna Loa (Hawaii) und am Südpol, nach Machta, 1979	47	Abbildung 8:	Einfache Beziehungen zwischen Elementen exponentieller Funktionen	80
Abbildung 2:	Elemente des langsamen "geologischen" C-Kreislaufs, in Anlehnung an Junge, 1978	50	Abbildung 9:	Historische Reduktion von Phytomasse und Humus in Landökosystemen durch den Menschen nach Tabelle 8	87
Abbildung 3:	"Atmosphärisch-biologischer" (schneller) C-Kreislauf der Erde etwa 1978. Einschließlich anthropogener Flüsse und Änderungen der Reservoirinhalte	51	Abbildung 10:	Abnahme des atmosphärischen $^{13}C$ -wertes 1800-1960 nach Jahresringanalysen. Aus Freyer, 1979, vereinfacht	90

## Zusammenfassung

### Globaler C-Kreislauf und Landökosysteme

Der globale Kohlenstoff-Kreislauf wird gegenwärtig und aller Voraussicht nach auch künftig durch die Verbrennung fossiler Energieträger stark beeinflusst. Der  $\text{CO}_2$ -Gehalt der Atmosphäre ist gegenwärtig schon um ca. 10-20% über das vorindustrielle Niveau angehoben worden und kann im Laufe der kommenden 150 Jahre auf das fünf- bis zehnfache des vorindustriellen Niveaus steigen, wenn die Vorräte an Erdöl, Erdgas und vor allem Kohle durch den Menschen schnell ausgebeutet werden. Auf die möglichen klimatischen Risiken einer solchen Entwicklung wird in der Literatur eindringlich hingewiesen.

Erst relativ spät ist in der Diskussion berücksichtigt worden, daß der Mensch auch noch auf andere Weise als durch den Abbau fossilen Kohlenstoffs das atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Budget beeinflussen kann. Die Landökosysteme der Erde enthalten in Vegetation und Humus gegenwärtig etwa 2 000 bis 2 500  $\cdot 10^{15}$  g C, etwa das 3-4-fache der Atmosphäre. Eine Änderung dieses Bestandes um nur 10/100 pro Jahr würde einen Netto-Austausch mit der Atmosphäre von 2-2,5  $\cdot 10^{15}$  g C, oder 40-50% des heutigen Eintrags durch Verbrennung fossiler Energiequellen, ergeben.

Auch land- und forstwirtschaftliche Aktivitäten des Menschen können damit einen Einfluß auf den künftigen atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Anstieg ausüben. Noch wichtiger als dieser Gesichtspunkt ist jedoch, daß die Dynamik des C-Kreislaufes auch in der Gegenwart nicht verstanden werden kann, solange die Rolle der Landökosysteme nicht wenigstens in Umrissen bekannt ist: Während sich der jährliche Eintrag fossilen Kohlenstoffs gegenwärtig auf etwa 5  $\cdot 10^{15}$  g beläuft, steigt der Gehalt der Atmosphäre nur um ca. 2,8  $\cdot 10^{15}$  g/a an. Etwa 56% des fossilen Eintrags bleiben daher in der Atmosphäre, während 44% in andere Reservoirs abgeleitet werden, überwiegend in den Ozean. Diese Relation ("airborne fraction") müßte aber eine andere sein, wenn die Landökosysteme ebenfalls einen Netto-Transfer zur Atmosphäre bewirkten. Würde er z.B. 4  $\cdot 10^{15}$  g/a betragen, so beliefe sich der Gesamt-Transfer in die Atmosphäre (fossil und nicht-fossil) auf 9  $\cdot 10^{15}$  g, und die "airborne fraction" wäre bei einem jährlichen Anstieg von 2,8  $\cdot 10^{15}$  g nur 33%. Der langfristige atmosphärische Anstieg wäre, sobald der Eintrag aus der Vegetationszerstörung einmal beendet ist, erheblich langsamer als im ersteren Falle.

Wie auch immer die Debatte über die Rolle der Landökosysteme im globalen C-Kreislauf ausgehen wird, das Ergebnis wird in jedem Fall von Bedeutung für die Planung künftiger Energiestrategien sein. Die vorliegende Studie legt die unterschiedlichen Standpunkte in dieser Debatte dar, stellt einen Teil des relevanten empirischen Materials zusammen, referiert und kommentiert kritisch die bisher zur Klärung der Frage herangezogenen Methoden und deren Ergebnisse, steuert einige als solche gekennzeichnete eigene Ergebnisse bei, strebt eine vorläufige, dem fragmentarischen Erkenntnisstand entsprechende und möglichst zwischen verschiedenen Standpunkten vermittelnde, Gesamtbeurteilung an und unterbreitet Vorschläge zur weiteren Forschung.

### "Geologischer" und "Atmosphärisch-biologischer" Kreislauf

Beim globalen C-Kreislauf überlagern sich ein langsamer "geologischer" und ein schneller "atmosphärisch-biologischer" Kreislauf. Die im ersten von beiden umgeschlagene Masse beträgt ca. 100  $\cdot 10^{21}$  g, der jährliche Umschlag im langfristigen Durchschnitt jedoch nur 0,5  $\cdot 10^{15}$  g. Befindet sich dieser Teilkreislauf aus natürlichen oder anthropogenen Ursachen gegenwärtig nicht in einem Gleichgewicht, so können sich Netto-Transfers aus der Atmosphäre ergeben. Sie ergeben sich im wesentlichen aus der Lösung von Carbonaten in Böden und Gesteinen und der, möglicherweise durch anthropogene Einflüsse wie der Einleitung von Dünger geförderten, Sedimentation organischer Substanz in Küsten- und Binnengewässern. Dazu treten weitere Nettotransfers aus der Akkumulation von Humus, toter und lebender Phytomasse in den hohen Breiten

der Nordhalbkugel (insbesondere, aber nicht ausschließlich in Torfmooren). Ist auch eine genaue Quantifizierung unmöglich, so können doch durch diese Prozesse bis zu 1  $\cdot 10^{15}$  g/a C der Atmosphäre entzogen werden, vermutlich jedoch weniger. Selbst wenige 10<sup>14</sup> g/a sind aber in einer globalen C-Bilanz der Atmosphäre nicht zu vernachlässigen.

Am schnellen "atmosphärisch-biologischen" Kreislauf nehmen im wesentlichen die Atmosphäre, das Oberflächenwasser der Ozeane, der Tiefen-ozean, die Landpflanzen und der Bodenumus teil. Die Landvegetation enthält nach der vorliegenden Studie gegenwärtig etwa 560  $\cdot 10^{15}$  g und der Bodenumus etwa 1 420  $\cdot 10^{15}$  g C. Zwischen der Atmosphäre und Landökosystemen werden durch Photosynthese, Atmung und Feuer jährlich etwa 150-180  $\cdot 10^{15}$  g C ausgetauscht.

### Nettotransfers und menschliche Beeinflussung

Gleichen sich Zu- und Abflüsse zwischen Landökosystemen und der Atmosphäre nicht, so besteht ein Netto-Transfer zwischen diesen beiden Systemen. Der Mensch verfügt über vielfältige Möglichkeiten, derartige Nettotransfers auszulösen. Fördert er den Aufbau von Phytomasse bei konstanter Intensität des Abbaus, so resultiert ein Nettotransfer aus der Atmosphäre in die Landökosysteme, wird dagegen bei gegebenem Aufbau der Abbau durch erhöhte biologische Respiration oder durch die Erhöhung der Feuerfrequenz beschleunigt, so resultiert ein Nettotransfer in die Atmosphäre.

Anthropogene Nettogewinne der Landökosysteme dieser Art sind möglich durch die Förderung der Photosynthese mittels Düngung mit limitierenden Pflanzennährstoffen und durch einen  $\text{CO}_2$ -Anstieg in der Atmosphäre, durch die Förderung langlebiger Pflanzen auf Kosten kurzlebiger (z.B. Aufforstung), sowie durch Maßnahmen, welche zur Akkumulation von Streu oder Bodenumus führen. Anthropogene Nettoverluste treten vor allem auf bei plötzlicher oder chronischer Zerstörung dauerhafter Vegetation (Waldrodung oder -degradation), sowie bei beschleunigter Zersetzung von Humus als Folge veränderter Vegetationsdecke und/oder Bodenbearbeitung.

Nettotransfers dieser Art können sich auf mehrere hundert oder tausend Gramm C pro m<sup>2</sup> und Jahr belaufen. Daß sie das atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Budget nicht noch stärker beeinflussen, liegt wohl daran, daß Nettogewinnen einiger Ökosysteme Nettoverluste anderer gegenüberstehen. Die Ermittlung eines für die gesamte Erde geltenden Nettotransfers aus diesen zahlreichen gegenläufigen Prozessen ist außerordentlich schwierig.

Extrapolationen aus ökologischen Einzelerhebungen sind nur bei großer Vorsicht möglich. In jedem Falle ist festzustellen, ob ein anthropogener Nettotransfer in einer größeren Region und über längere Zeit nachzuweisen ist, oder ob es sich um einen Ausschnitt aus einem zyklischen Vorgang handelt, bei dem sich örtliche und zeitliche Nettotransfers insgesamt kompensieren. So verursacht zwar jede einzelne Waldrodung einen Nettotransfer von C in die Atmosphäre, jedoch kann eine größere forstlich genutzte Region, in welcher sich Holzeinschlag und Nachwuchs die Waage halten, ein ausgeglichenes C-Budget besitzen.

### Forschungsmethoden

Zu den Methoden zur Abschätzung eines anthropogenen Nettotransfers zwischen Atmosphäre und Landökosystemen gehören: Die Auswertung ökologischer und statistischer Daten, die Fernerkundung ("Remote Sensing"), die Messung räumlicher  $\text{CO}_2$ -Gradienten in der Atmosphäre, die Analyse stabiler C-Isotope (C-13), die Interpretation von Ergebnissen aus Atmosphäre-Ozean-Austauschmodellen und die direkte modelltheoretische Analyse der Landökosysteme. Jede dieser Methoden besitzt spezifische Vor- und Nachteile. Einige sind trotz vielversprechender Möglichkeiten erst wenig für die vorliegende Fragestellung nutzbar gemacht worden, wie die Analyse von räumlichen  $\text{CO}_2$ -Gradienten in der Atmosphäre und die direkte Modellierung der Landökosysteme. Keine von ihnen dürfte in der Lage sein, allein ein Überzeugendes und differen-



ziertes Bild von der Funktion der Landökosysteme im globalen C-Kreislauf zu geben. Man sollte deshalb alle Methoden parallel fortentwickeln, um damit eine Konvergenz der bisher noch widersprüchlichen Ergebnisse zu erreichen.

### <sup>13</sup>C-Analyse

Sowohl der Analyse stabiler C-Isotope als auch der Auswertung von Ozean-Atmosphäre-Modellen kommt hier besondere Bedeutung zu, weil diese Methoden die außerordentliche Heterogenität der terrestrischen Landökosysteme nicht zu berücksichtigen brauchen. Sie analysieren nicht die C-Dynamik in den Landökosystemen selbst, sondern in den weitaus homogenen und daher sowohl meßtechnisch als auch modelltheoretisch leichter zu handhabenden Reservoirs Atmosphäre und Ozean. Netto-Flüsse zwischen Atmosphäre und Landökosystemen lassen sich dann auf indirektem Wege ermitteln. <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C-Analysen in Jahresringen von Bäumen geben Hinweise darauf, daß Landökosysteme in früheren Jahrzehnten, insbesondere vor dem ersten Weltkrieg, starke Quellen für atmosphärisches CO<sub>2</sub> waren. Das <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C-Verhältnis sank während dieser Zeit in der Atmosphäre stärker ab, als es der damals noch geringe Eintrag von fossilem C selbst dann hätte bewirken können, wenn er in vollem Umfang in der Atmosphäre verblieben wäre ("airborne fraction" von 1). Es muß also eine zusätzliche Netto-Quelle für atmosphärisches CO<sub>2</sub> für diesen Zeitraum postuliert werden, wobei besonders Landökosysteme in Frage kommen. Derartige Untersuchungen haben jedoch bezüglich der Rolle der Landökosysteme während der vergangenen zwei Jahrzehnte noch zu keinem eindeutigen Ergebnis geführt. Die <sup>13</sup>C-Methode erfordert zur vollen Ausschöpfung ihrer Möglichkeiten noch eine bedeutend größere Anzahl von Messungen und die Eliminierung zahlreicher Fehlermöglichkeiten in Meßtechnik und Interpretation.

### Atmosphäre-Ozean-Austauschmodelle

Atmosphäre-Ozean-Austauschmodelle verschiedenen Typs kommen einhellig zu der Auffassung, daß Landökosysteme heute keine Netto-Quelle für atmosphärisches CO<sub>2</sub> zusätzlich zu dem Eintrag aus der Verbrennung fossiler Energieträger sein können. Die Ozeane müßten dann mehr als  $2 \cdot 10^{15}$  g/a C aufnehmen, was aber gesicherten Beobachtungstatsachen wie den Vertikalprofilen von natürlichem <sup>14</sup>C in der Tiefsee und anthropogenem <sup>14</sup>C und <sup>3</sup>H in der Thermokline (beide aus Atombombenversuchen der 50er und 60er Jahre) widerspricht. Andere mögliche Ableitungsmechanismen, wie die beschleunigte Bildung organischer Sedimente und die Lösung von Carbonaten, gelten als gegenwärtig nur begrenzt wirksam.

### Auswertung ökologischer Daten

Bisherige Versuche zur Auswertung ökologischer, ökonomischer, demographischer und anderer Daten sowie vereinzelt auch Ergebnisse aus der Fernerkundung legen dagegen nahe, daß vor allem Vegetationszerstörung und Humusoxidation in den Tropen zu beträchtlichen Netto-Einträgen von C in die Atmosphäre führen. Im Extremfall sollen diese um ein Mehrfaches größer sein als die Einträge aus fossilem Kohlenstoff. Allerdings widersprechen diese Hypothesen den eben erwähnten geochemischen Analysen über die Aufnahmefähigkeit des Ozeans. Sie sind zwar sehr pausibel - der Raubbau in tropischen Waldgebieten ist in der Tat offenkundig - aber dennoch konnte man damit die als wissenschaftlich zuverlässiger geltenden Gegenargumente der Geochemiker nicht entkräften.

### Neuberechnung des Nettotransfers aus ökologischen Daten

In der vorliegenden Studie wird versucht, den Kohlenstoff-Haushalt tropischer Ökosysteme unter dem Einfluß des Menschen auf drei voneinander unabhängige Weisen zu ermitteln: Durch Schätzung der jährlich neu gewonnenen Ackerfläche, durch Extrapolation von Fernerkundungsdaten und durch Auswertung der langfristigen historischen Entwicklung.

### Bevölkerungswachstum und Ausdehnung der Ackerfläche

Infolge eines jährlichen Bevölkerungswachstums in den Tropen von ca. 2,4% und nur geringfügiger Intensivierung der landwirtschaftlichen Produktion muß die Ackerfläche in den Tropen um etwa 2% pro Jahr oder  $120-210 \cdot 10^9$  m<sup>2</sup> zunehmen. Die Umwandlung natürlicher Ökosysteme in Agrarökosysteme führt fast immer zu einem Netto-Fluß von C in die Atmosphäre infolge Zerstörung langlebiger Vegetation und Humus. Unter vorsichtigen Annahmen (große Teile der Neukultivierungen außerhalb des Waldes, Reduktion des Humusgehaltes um 40%) ergibt das durchschnittlich einen potentiellen C-Verlust der Ökosysteme von  $9,5 \cdot 10^3$  g/m<sup>2</sup>·a. Ein Teil dieser Verluste fällt jedoch verzögert an, was sich durch einfache mathematische Überlegungen berücksichtigen läßt. Der effektive Nettotransfer von C in die Atmosphäre beläuft sich dann auf  $7,65 \cdot 10^3$  g/m<sup>2</sup>·a. Multipliziert mit der betroffenen Fläche und vermehrt um einen Betrag aus kommerziellen Waldrodungen (ca.  $30-50 \cdot 10^9$  m<sup>2</sup>/a, zusätzlich zur Ausdehnung der landwirtschaftlichen Nutzfläche) ergibt sich nach diesem Ansatz ein jährlicher Nettotransfer in die Atmosphäre von  $1,3-2,3 \cdot 10^{15}$  g C (27-46% des jährlichen Eintrags aus fossilen Brennstoffen).

### Fernerkundung

Aus Thailand liegen langfristige Fernerkundungs-Datenserien über die Vegetationsentwicklung vor, so daß man ältere Luftaufnahmen mit modernen Satellitenbildern vergleichen kann. Die Analyse zeigt, daß seit den 50er Jahren die Waldfläche dieses Landes um mindestens 2% pro Jahr reduziert wird. Extrapoliert man diesen Befund nur auf diejenigen tropischen Waldgebiete, welche wie Thailand dicht bevölkert sind (im wesentlichen das übrige Südostasien, Westafrika und Mittel- sowie Teile von Südamerika), so ergibt sich ein jährlicher Nettotransfer von C in die Atmosphäre von  $1,64 \cdot 10^{15}$  g (33% des fossilen Eintrags).

### Langfristige historische Reduktion der Landvegetation

Mehrere Schätzungen in der Literatur zeigen, daß der Mensch seit der Vorgeschichte die in Landvegetation und Humus der Erde gespeicherte C-Menge durch Waldrodung und Kultivierung von Böden um mehrere  $100 \cdot 10^{15}$  g reduziert hat. Die in dieser Studie unternommene Neuberechnung ergibt eine Verringerung der gesamten Landvegetation der Erde von ursprünglich  $963,5 \cdot 10^{15}$  g um  $400 \cdot 10^{15}$  g auf  $563,5 \cdot 10^{15}$  g C, oder um 41,5% des ursprünglichen Gehaltes. Die Werte für die niederen Breiten (ca. 30°N-30°S) belaufen sich auf 508,2 (ursprünglich), 324,4 (gegenwärtig) bzw. 183,8 (Verluste, 36,2% des ursprünglichen Bestandes). Der Humusbestand wurde weltweit von  $1735,2$  um  $312$  oder 18% auf gegenwärtig  $1423,2$  reduziert; in den niederen Breiten allein betrug er ursprünglich  $463,8$  und der heutige Gehalt  $403,2$ , die Verluste mithin  $60,6$  oder 13,1% des Ursprungsgehaltes (alle Werte in  $10^{15}$  g C). In wenigen tausend Jahren hat damit der Mensch insgesamt über  $700 \cdot 10^{15}$  g C aus Landökosystemen in die Atmosphäre überführt. Das ist mehr als der vorindustrielle Gehalt der Atmosphäre von etwa  $600 \cdot 10^{15}$  g und das mehr als Vierfache des Eintrags aus fossilen Brennstoffen seit der Industriellen Revolution.

### Gegenwärtige Netto-Verluste an Phytomasse in den niederen Breiten

Soweit sich die Verluste über Jahrtausende verteilt und mit sehr geringen jährlichen Raten vollzogen, beeinflussten sie den atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Gehalt nicht. In der gemäßigten Zone ereignete sich eine bedeutende Phase der Wald- und Humuszerstörung letztmalig im späten 19. Jahrhundert, so daß dort gegenwärtig keine Netto-Einträge in die Atmosphäre zu erwarten sind. In den niederen Breiten wiegen dagegen infolge der Bevölkerungsexplosion die jüngeren Vegetations- und Bodenzerstörungen sehr stark, und es ist anzunehmen, daß sich dort ein großer Teil des C-Transfers in die Atmosphäre parallel zur Bevölkerungsentwicklung mit exponentiellem Wachstum in den vergangenen

Jahrzehnten vollzog. Wird dieser Teil mit 50-70% der Gesamtverluste und wird die Wachstumsrate mit 2-3,5% p.a. angenommen, so ergibt sich gegenwärtig ein potentieller jährlicher C-Verlust tropischer Ökosysteme von  $1,95-4,46 \cdot 10^{15}$  g. Wird hier wie oben berücksichtigt, daß sich ein Teil der Vegetation und des Humus in verzögerter Weise zersetzen, so verbleibt ein effektiver Nettotransfer von  $1,82-3,99 \cdot 10^{15}$  g/a C (36-80% des fossilen Eintrags).

Ist auch keine der drei verwendeten Methoden aussagekräftig genug, um allein den Beweis für Nettotransfers zwischen tropischen Landökosystemen und der Atmosphäre zu liefern, so besitzen doch alle drei zusammen, da sie von unabhängigen Annahmen ausgehen, erhebliches Gewicht. Es ist kaum daran zu zweifeln, daß die Tropen derzeit eine Netto-Quelle für atmosphärisches  $\text{CO}_2$  in der Größenordnung von  $1,3-4 \cdot 10^{15}$  g/a C (26-80% des Eintrags aus fossilen Brennstoffen) sind.

#### Netto-Aufnahmen der Landvegetation in anderen Regionen

Die Gesamtbilanz aller Landökosysteme muß allerdings auch Nettoaufnahmen aus der Atmosphäre in anderen Gebieten berücksichtigen. Ursachen hierfür können neben den erwähnten natürlichen Senken der steigende atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Gehalt und eine veränderte Bewirtschaftungsweise der Wälder in den Industrieländern der gemäßigten Zone sein. Es gibt derzeit keine Methode, um die heutige  $\text{CO}_2$ -induzierte Steigerung der Photosynthese im weltweiten Maßstab zu erfassen: Wahrscheinlich ist jedoch, daß diese Wachstumsstimulierung global geringer ist als es in Laborversuchen unter kontrollierten Bedingungen ermittelt wurde (oft 40-80% höhere Photosynthese bei 100% mehr  $\text{CO}_2$ ). Da jedoch die gesamte Landvegetation der Erde erfaßt ist, würde bereits eine geringe Reaktion der Pflanzendecke zu einem signifikanten Netto-Fluß von C in die Vegetation führen. Ein solcher Fluß von bis zu  $1 \cdot 10^{15}$  g/a C ist ohne weiteres denkbar.

#### Rolle der Wälder in der gemäßigten Zone

Die Wälder der gemäßigten Zone spielen in der globalen  $\text{CO}_2$ -Bilanz vermutlich eine wesentliche Rolle. Die europäische Waldgeschichte zeigt, daß die meisten Bestände in früheren Jahrhunderten stark degradiert waren. Hochwälder im modernen Sinne, welche große Mengen an C binden, sind verhältnismäßig jungen Datums. In Nordamerika setzte der Prozeß der Wiederholung noch später ein. Nachdem die dortigen Wälder bis zum ersten Weltkrieg in starkem Maße übernutzt worden waren, begannen sie erst wieder um 1940 an Masse zuzunehmen. Dieser Zuwachs hat sich bis heute nicht nur fortgesetzt, sondern sogar ständig verstärkt. Mag sich hier in gewissem Umfang der Effekt zunehmenden atmosphärischen  $\text{CO}_2$  niederschlagen, so ist die Hauptursache dennoch die nachlassende Nutzungsintensität, wodurch die Bestände in höhere Altersklassen hineinwachsen. Ein sehr grober Vergleich von Zuwachs und Holzeinschlag zeigt, daß die Wälder der gemäßigten Zone gegenwärtig im Durchschnitt  $100 \text{ g/m}^2 \text{ C}$  und mehr akkumulieren, einschließlich möglicher Zunahmen von Streu und Humus. Hieraus ergibt sich ein Netto-Fluß aus der Atmosphäre von ca.  $0,7 \cdot 10^{15}$  g/a C bzw. bei Berücksichtigung der großen Unsicherheit, von ca.  $0,5-1 \cdot 10^{15}$  g/a C.

#### Gesamtbilanz und Folgerungen

In einer C-Gesamtbilanz aller Landökosysteme der Erde stehen damit Netto-Gewinne der Atmosphäre aus tropischer Vegetations- und Humus-

zerstörung von  $1,3-4 \cdot 10^{15}$  g/a C Netto-Verluste aus der Atmosphäre durch natürliche Senken, durch  $\text{CO}_2$ -induzierte Steigerung der Photosynthese sowie durch nachlassende Nutzungsintensität in Wäldern der gemäßigten Zone gegenüber, welche zusammen einen Wert zwischen  $0,5$  und  $3 \cdot 10^{15}$  g/a C annehmen können. Beide Werte überlappen sich, so daß auf Grund dieser Daten eine ausgeglichene Bilanz aller Landökosysteme rechnerisch möglich ist. Es spricht jedoch sehr vieles dafür, daß die Verluste in den Tropen im oberen Bereich des Intervalls von  $1,3-4 \cdot 10^{15}$  g/a C liegen, während bei den Senken Werte im unteren Bereich zunächst wahrscheinlicher sind, womit die Bilanz nicht ausgeglichen wäre.

Der von vielen Ökologen gezogene Schluß, daß Landökosysteme in ihrer Gesamtheit eine Quelle für atmosphärisches  $\text{CO}_2$  zusätzlich zu den fossilen Brennstoffen sind, ist daher durchaus begründet. Urteilt man ausschließlich aus ökologischer Perspektive, so ist die Vermutung naheliegend, daß die Ozeane entweder mehr  $\text{CO}_2$  aufnehmen als die Modelle berechnen, oder daß zusätzliche verborgene Senken existieren.

Das hier erarbeitete Ergebnis ist allerdings nicht so gut fundiert, daß es gegen widersprechende Resultate aus anderen Disziplinen, soweit sie auf zuverlässigem empirischen Beobachtungsmaterial beruhen, unbedingt aufrechterhalten werden kann. Ziel der globalen C-Bilanzierung ist es, alle relevanten Erkenntnisse in das Ergebnis einfließen zu lassen und letztlich ein Urteil nach Maßgabe der am besten gesicherten Daten zu fällen. Sind ozeanographische Erkenntnisse (welche keinen Netto-Fluß von C aus den Landökosystemen in die Atmosphäre zulassen) so sicher wie von ihren Vertretern angenommen, und bleibt die Suche nach alternativen "verborgenen" Senken erfolglos, so muß auch die ökologisch weniger wahrscheinliche, aber nicht auszuschließende, Möglichkeit einer ausgeglichenen Bilanz aller Landökosysteme der Erde akzeptiert werden.

Sollte die Bilanz in der Gegenwart ausgeglichen sein, so bedeutet das jedoch keinesfalls, daß der Mensch in Zukunft nicht in der Lage wäre, bedeutende Netto-Transfers zwischen Landökosystemen und Atmosphäre auch im globalen Maßstab auszulösen. Diese finden regional tatsächlich statt; und die Ausgeglichenheit der Gesamtbilanz scheint das Ergebnis eines historischen Zufalls zu sein, wobei Vegetationszerstörung in den niederen Breiten und Phytomassezunahme in anderen Gebieten der Erde sich gegenseitig aufheben.

Auf Grund der Ergebnisse dieser Studie scheint am wahrscheinlichsten, zu sein, daß tropische Landökosysteme derzeit Kohlenstoff in Höhe von etwa  $2 \cdot 10^{15}$  g/Jahr verlieren, was von anderen terrestrischen Senken in vollem Umfang wieder aufgenommen wird. Letztere bestehen aus einer Kombination von natürlichen Senken,  $\text{CO}_2$ -induzierter Steigerung der Photosynthese und der Alterszunahme von Wäldern in den gemäßigten Breiten. Dieses Ergebnis folgt nicht aus exakten Messungen oder Erhebungen, sondern es ergibt sich aus dem Szenario, bei dem die Widersprüche zu allen relevanten Beobachtungstatsachen am geringsten sind. Während an den Netto-Verlusten tropischer Ökosysteme ebensowenig zu zweifeln ist wie an der beschränkten Aufnahmefähigkeit der Ozeane, besteht hinsichtlich der Kapazität der terrestrischen Senken ein größerer Spielraum. Die hier vorgestellte Schätzung von  $2 \cdot 10^{15}$  g/a C mag zwar ökologisch nicht sehr wahrscheinlich sein, aber es wird auch gegen kein etabliertes Wissen verstoßen.

Die vorliegenden Ergebnisse basieren insgesamt nicht auf "exakter Forschung", sondern sind nur die u.E. vernünftigste Schlußfolgerung, die man unter den Bedingungen unzureichenden Wissens zur Zeit ziehen kann. Künftige Forschung wird sie entweder bestätigen oder widerlegen.

## Summary

### Global carbon cycle and land ecosystems

The global carbon cycle is strongly affected by human influence, and will continue to be so in the future. The atmospheric  $\text{CO}_2$  content has increased by approximately 10-20%, as compared with the pre-industrial level. During the next 150 years, the pre-industrial level may rise five- to tenfold if fossil fuels continue to be exploited at an accelerating rate. If such a development continues it may lead to substantial climatic risks.

It has been recognized only recently that, apart from burning fossil fuels, man may influence the atmospheric  $\text{CO}_2$  content in other ways. At present, the earth's land ecosystems consist of about 2,000-2,500  $\cdot 10^{15}$  g of carbon, roughly 3-4 times the amount stored in the atmosphere. If this amount should change by only one per mil per year, there would result a net exchange with the atmosphere of  $2-2.5 \cdot 10^{15}$  g/yr. of carbon, or 40-50% of the present annual input from fossil fuel burning.

Human activities in agriculture and forestry may therefore influence the future atmospheric  $\text{CO}_2$  increase. More importantly, however, the dynamics of the global carbon cycle cannot be fully understood as long as the role of land ecosystems is not at least roughly established: While the present annual input of fossil fuel  $\text{CO}_2$  to the atmosphere amounts to  $5 \cdot 10^{15}$  g, the atmospheric carbon content is rising only by  $2.8 \cdot 10^{15}$  g/yr. Therefore, approximately 56% of the input from fossil fuels remain airborne, whereas 44% are transferred to other reservoirs, mainly the oceans. The airborne fraction would be quite different if land ecosystems would result in an additional net transfer of carbon to the atmosphere. If, for instance, this net transfer amounted to  $3 \cdot 10^{15}$  g/yr, then the anthropogenic carbon input to the atmosphere would total  $8 \cdot 10^{15}$  g/yr. The airborne fraction would then only be 35%, giving an annual atmospheric increase of  $2.8 \cdot 10^{15}$  g. In this case, the long-term atmospheric increase would have to be considerably lower, once the net input from non-fossil sources had stopped.

Whatever the outcome of the present debate on the role of land ecosystems in the global carbon cycle might be, it will be relevant to the planning of future energy strategies. This study presents the differing opinions in the debate, summarizes some of the relevant empirical facts, describes and critically comments on the current research methods applied to the problem, contributes some own results, attempts to reconcile different points of view, and gives suggestions for further research.

### "Geological" and "atmospheric-biological" carbon cycle

In the global carbon cycle, a slowly exchanging "geological" cycle and a rapidly exchanging "atmospheric-biological" cycle are superimposed. The amount of carbon involved in the former is approximately  $100 \cdot 10^{21}$  g, the annual turnover on a long-term average being only  $0.5 \cdot 10^{15}$  g. If, for natural as well as anthropogenic reasons, this cycle is not in equilibrium, net transfers from the atmosphere can result. They originate from carbonate dissolution in soils and sediments and from an accelerated sedimentation of organic matter in coastal and inland aquatic ecosystems, possibly enhanced by anthropogenic influence such as fertilization with plant nutrients. Together with an accumulation of humus, peat, litter, dead and possibly living phytomass in the boreal zone (mostly, though not exclusively, in peat-bogs), these processes might cause an annual net withdrawal of up to  $1 \cdot 10^{15}$  g of carbon. While the true value may be considerably lower than this upper limit, a net withdrawal of only several  $10^{14}$  g/yr. of carbon from the atmosphere is not an insignificant quantity in the global carbon budget.

The rapidly exchanging "atmospheric-biological" subcycle consists of the following reservoirs: atmosphere, shallow ocean waters, main

thermocline waters, deep ocean, land plants and soil organic matter. According to the calculations in this report, the land vegetation contains at present some  $560 \cdot 10^{15}$  g, and soil organic matter roughly  $1,420 \cdot 10^{15}$  g of carbon. By means of photosynthesis, respiration and fire, approximately  $150-180 \cdot 10^{15}$  g are annually exchanged between the atmosphere and land ecosystems.

### Net transfers and human influence

If inputs and outputs of two reservoirs are not balanced, there results a net transfer of carbon between both systems. Man is able to induce such net transfers by a large variety of activities. If phytomass formation is accelerated at a given rate of phytomass oxidation, there results a net transfer from the atmosphere to land ecosystems; if, on the other hand, phytomass decomposition is intensified due to higher rates of respiration or fire frequency, and the rate of phytomass formation remains constant, there results a net transfer to the atmosphere.

Anthropogenic net transfers of this kind are made possible by stimulation of photosynthesis caused by fertilization with growth-limiting plant nutrients, by an atmospheric  $\text{CO}_2$  increase, by an exchange of short-lived plants with long-lived species (e.g. by afforestation), as well as by activities which lead to an accumulation of litter and soil organic matter. Man-induced losses of vegetation result from a sudden or chronic destruction of permanent vegetation (forest clearance and degradation), from an accelerated decomposition of soil organic matter, and from a change in vegetation cover and/or soil tilling methods.

These net transfers may amount to several thousand grams of carbon per square meter per year. Their impact on the atmospheric carbon budget would be much more severe, if they did not compensate each other to a large extent in different parts of the earth, i.e. net gains in some ecosystems being compensated by net losses in others. It is extremely difficult to assess a globally average net result from all the numerous processes. Extrapolations from individual ecological measurements require much caution. If an anthropogenic net transfer occurred one would have to be very careful to check whether the transfer occurred in a large region and during a sufficient period of time, or whether it constituted a segment of a cyclic process where spatial and temporal net transfers compensated each other. While every single forest cutting causes a net transfer of carbon to the atmosphere, a large region utilized for forestry products may well have a balanced carbon budget, if wood cutting and regrowth balance each other.

### Research methods

The following methods are relevant for the assessment of anthropogenic carbon transfers between atmosphere and land ecosystems: Evaluation of ecological and statistical data, remote sensing, measurement of spatial  $\text{CO}_2$  gradients in the atmosphere, analysis of stable carbon isotopes ( $^{13}\text{C}$ ), interpretations of atmosphere-ocean-exchange models and direct modelling of ecosystems. Each of these methods exhibit specific advantages and disadvantages. Although some of these are rather promising, such as the analysis of spatial  $\text{CO}_2$  gradients in the atmosphere and modelling of land ecosystems, they have not been extensively applied to-date. No individual method can conclusively solve all problems associated with the global carbon cycle. Therefore, the appropriate research strategy is to develop simultaneously all methods until their results converge.

### $^{13}\text{C}$ analysis

$^{13}\text{C}$  analysis and interpretation of atmosphere-ocean exchange models are of special importance because of their ability to avoid one serious difficulty involved in the study of land ecosystems, i.e. their immense

heterogeneity. These methods are restricted to the analysis of the carbon dynamics in the atmosphere and the ocean - subsystems which are much more homogenous than land ecosystems and therefore more conducive to accurate measurements and mathematical modelling. Net transfers between atmosphere and land ecosystems might then be assessed by indirect evidence.

$^{13}\text{C}$  analyses in tree rings suggest that land ecosystems used to constitute a strong net source of carbon for the atmosphere in former decades, mainly before World War I. At that time, the atmospheric  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratio decreased to an extent which could not have been caused by the burning of fossil fuels even, if the resulting  $\text{CO}_2$  would have been entirely retained in the atmosphere (airborne fraction of 1). Therefore, an additional net source of  $\text{CO}_2$ , which was effective at that time, has to be postulated. Land ecosystems appear to be one realistic alternative. However,  $^{13}\text{C}$  studies have not yet been able to establish a consistent theory of how land ecosystems have behaved in the global carbon cycle during the past two decades. Moreover, many more analyses have to be carried out and numerous error possibilities regarding measurement and interpretation have to be eliminated.

#### Atmosphere-Ocean Exchange models

From models of atmosphere-ocean exchange it is unanimously concluded that land ecosystems cannot be a net source of atmospheric  $\text{CO}_2$  at present, due to the limited capacity of the ocean to take up this extra quantity. The ocean would have to absorb  $\text{CO}_2$  in excess of  $2 \cdot 10^{15}$  g/yr. of carbon, which is considered incompatible with well-established facts derived from the study of radioactive tracers about vertical mixing processes in the oceans. Other possible mechanisms of withdrawing  $\text{CO}_2$ , such as an accelerated formation of organic sediments as well as the dissolution of carbonates, are considered at present to be of only limited importance.

#### Evaluation of ecological data

In contrast, present attempts to evaluate ecological, economic, demographic and other kinds of data, including some results from remote sensing activities, suggest that vegetation and humus destruction in the tropics, as caused by the population explosion in the Third World, give rise at present to considerable net inputs of carbon to the atmosphere. According to some estimates, these can be several times larger than the present inputs from fossil fuel burning in the order of  $5 \cdot 10^{15}$  g/yr. These results are at variance with scenarios of the global carbon cycle as derived from atmosphere-ocean exchange models. Although they appear rather plausible in view of the salient environmental destruction in the tropics, they have proved unable as yet to invalidate the scientifically more trustworthy results of geochemical sciences.

#### Revised calculation of net transfers from ecological data

In this report an attempt is made to assess the carbon dynamics of tropical ecosystems under man's influence in three independent ways: By estimating the annual increase in tropical crop area, by extrapolating the sparse results of remote sensing programmes carried out hitherto, and by evaluating the long-term historic development.

#### Population growth and increase in crop area

Since the annual population increase in the tropics is 2.4%, and intensification of agriculture is often impossible, the tropical crop area must increase by approximately 2% per year, or 120-210  $\cdot 10^9$  m<sup>2</sup>. The cultivation of formerly virgin soils almost invariably results in a net shift of carbon to the atmosphere, due to the destruction of long-lived vegetation and the oxidation of humus. Assuming that a large part of the cultivation occurs in non-forested areas, and

that soil organic matter is reduced by only 40% on the average, there should result an average potential loss of carbon from these ecosystems of  $9.5 \cdot 10^3$  g/m<sup>2</sup>/yr. However, part of this loss occurs in a delayed manner which can be explained by the use of a simple mathematical model. The true net loss of carbon to the atmosphere then amounts to  $7.65 \cdot 10^3$  g/m<sup>2</sup>/yr. Multiplied by the area affected and including an additional amount of carbon released due to commercial clearance of tropical forests outside the cropping areas of 30-50  $\cdot 10^9$  m<sup>2</sup>/yr., an annual net transfer to the atmosphere of  $1.3-2.3 \cdot 10^{15}$  g of carbon results, according to this approach (27-46% of the annual input from fossil fuels).

#### Remote sensing

Long-term remote sensing programmes have been carried out in Thailand, where old air photos were compared with modern satellite imageries. Since the mid-1950's the forest area in this country is being reduced by at least 2% per year. Extrapolating this finding to those tropical forest regions which have a population density comparable to that of Thailand (i.e. the rest of South East Asia, West Africa, Central and part of South America) yields an annual net transfer of carbon to the atmosphere of  $1.64 \cdot 10^{15}$  g (33% of fossil input).

#### Long-term historical reduction of land vegetation

Several studies show that, from the beginning of human history up to the present, man reduced the amount of carbon stored in land vegetation and soil organic matter of the earth by several  $100 \cdot 10^{15}$  g, mostly by forest clearance and cultivation of soils. A revised assessment made in this study shows a reduction of the carbon content in land vegetation from an original  $963.5 \cdot 10^{15}$  g by  $400 \cdot 10^{15}$  g to  $563.5 \cdot 10^{15}$  g at present, or by 41.5%. The respective figures for the tropics are 508.2 (original), 324.4 (present) and 183.8 (total losses, equivalent to 36.2% of the original content). Soil organic matter on earth decreased by 312, or 18% of the original, from 1,735.2 to a present value of 1,423.2. In the tropics this decrease amounts to 60.6 (13%), from 463.8 to a present 403.2 (all values in  $10^{15}$  g of carbon). Therefore, during a few thousand years, man has caused a net transfer from land ecosystems to the atmosphere of more than  $700 \cdot 10^{15}$  g of carbon, a figure larger than the pre-industrial carbon content of the atmosphere of roughly  $600 \cdot 10^{15}$  g, and more than 4 times as large as the cumulated input from fossil fuel burning since the industrial revolution.

#### Present net losses of phytomass in the tropics

If large part of these losses was spread over millenia, there could not be any disturbance of the atmospheric  $\text{CO}_2$  level. In the temperate zone the last period of forest and soil humus destruction dates back to the late nineteenth century so that at present, no net losses are occurring there. In contrast, due to the population explosion, contemporary net losses are likely to be significant in the lower latitudes. Presumably, a large fraction of the total vegetation destruction and humus oxidation is directly linked to population increase during the last decades and is, therefore, increasing in an exponential way. Estimating this fraction to be 50-70% of the total historic losses, and assuming a growth rate of 2-3.5% per year, the result is a present potential net loss from tropical ecosystems of  $1.95-4.46 \cdot 10^{15}$  g of carbon. Assuming, as above, that soil organic matter and part of the phytomass decays slowly, a true net transfer of  $1.82-3.99 \cdot 10^{15}$  g of carbon per year has to be expected (36-80% of the fossil input).

While none of these methods applied here seems to be reliable enough as to compellingly prove the existence of a net transfer of the above magnitude, the combined result of the three methods carries considerably more weight, starting, as they do, from independent assumptions. There is little doubt that the tropics are at present a net

source of atmospheric  $\text{CO}_2$  in the order of  $1.3-4 \cdot 10^{15}$  g per year (26-80% of the annual input from fossil fuels).

#### Net increase of land vegetation in other regions

However, budgeting the global carbon cycle requires that net withdrawals of carbon from the atmosphere caused by other ecosystems be accounted for. In addition to the natural sinks already mentioned, these can be caused by the atmospheric  $\text{CO}_2$  increase, leading to accelerated photosynthesis and by shifts in forest management in the industrialised countries of the temperate zone. At present, there is no way to ascertain the magnitude of the  $\text{CO}_2$ -induced acceleration of photosynthesis on a world-wide scale. It is generally agreed, however, that the growth stimulation resulting from this cause is inferior to the effect measured in numerous laboratory experiments under controlled conditions (often leading to a 40-80% higher photosynthesis at a 100% increase in atmospheric  $\text{CO}_2$ ). However, since the entire land vegetation of the earth is involved, even a moderate reaction of the plant cover could lead to a significant net withdrawal of carbon from the atmosphere. Such a flux in the order of up to  $1 \cdot 10^{15}$  g per year is conceivable.

#### Temperate forests

The world's temperate forests may play a significant role in the global carbon cycle at present. The forest history of Europe shows that most forest stands used to suffer from heavy degradation in past centuries; high forests as they prevail today are of comparably recent origin. In North America, forests recovered even later than those in Europe. Until World War I and after they had been subject to various kinds of mismanagement, and began to increase in standing phytomass as late as in the early 1940's. This increase has not only continued until today, but has accelerated during the last decades. While  $\text{CO}_2$ -induced growth stimulation may contribute to this increase, the main reason lies in a reduced intensity of utilization and in more appropriate management schemes. According to a rough comparison of annual wood growth and cuttings, temperate forests on the whole may at present accumulate more than  $100 \text{ g/m}^2/\text{yr.}$  of carbon, including a possible increase in litter and soil organic matter. From this a total net flux from the atmosphere of  $0.7 \cdot 10^{15}$  g per year may result. In view of the large sources of error it cannot be assessed more accurately than at  $0.5-1 \cdot 10^{15}$  g/yr.

#### Conclusions

In a global carbon budget net gains of the atmosphere from tropical vegetation and soil organic matter decomposition in the order of  $1.3-4 \cdot 10^{15}$  g/yr. are compensated by net withdrawals from the atmosphere effected by natural sinks, by  $\text{CO}_2$ -induced stimulation of

photosynthesis, and by reduced wood cutting in the temperate zone, which may amount to any value between  $0.5$  and  $3 \cdot 10^{15}$  g/yr. Thus, both figures overlap so that the possibility of a balanced budget of all land ecosystems cannot be eliminated. However, numerous ecological considerations suggest that the losses of carbon from tropical ecosystems are closer to the upper limit of the possible interval given above, while the opposite is true of the net gains in other ecosystems. If these considerations are correct, the budget is not in balance.

The conclusion drawn by many ecologists that the earth's land ecosystems are, on the whole, a net source of atmospheric  $\text{CO}_2$ , in addition to fossil fuels, is therefore not unfounded. Judging from ecological evidence alone one has to assume that either the oceans are absorbing more  $\text{CO}_2$  than calculated by geochemical models or that there are previously unidentified sinks, taking up the excess  $\text{CO}_2$ .

However, this conclusion is not substantiated enough to be maintained against compelling empirical facts made available by other research approaches. To balance the global carbon budget requires consideration of all relevant research results, and, with the most reliable of them, to achieve a conclusion. If oceanographic concepts which require that there is no net loss of carbon from land ecosystems are indeed as correct as claimed by their representatives, and if the search for alternative "hidden sinks" continues to be unsuccessful, even a solution less probable from an ecological point of view has to be accepted as long as it cannot be shown to be impossible.

It has to be emphasized, however, that if land ecosystems have a balanced carbon budget at present, this does not imply that man is unable to disrupt this balance. Unbalanced fluxes are continuously occurring on a regional scale, and the possible global balance at present only results from the historical coincidence that losses in the lower latitudes are compensated by equal gains in other climatic zones.

The scenario considered most probable in this study implies that tropical land ecosystems at present lose approximately  $2 \cdot 10^{15}$  g/yr. of carbon. The same quantity is absorbed by terrestrial sinks in other regions. These are made up of a combination of natural sinks,  $\text{CO}_2$ -induced acceleration of photosynthesis and phytomass increase in temperate forests. This scenario is not based on accurate measurements but rather constitutes a solution which minimizes the amount of disagreement with all relevant empirical data. While net losses from tropical ecosystems appear to be as well founded as the well-established facts about atmosphere-ocean exchange dynamics, there is a much larger range of possibilities regarding the capacity of terrestrial sinks to effect a net uptake of carbon from the atmosphere. In this report the capacity is estimated to be as high as  $2 \cdot 10^{15}$  g/yr. Although surprisingly high from an ecological perspective, this assumption is not at variance with any established knowledge.

The results presented here do not pretend to be more than the most reasonable guess possible, given the large amount of ignorance in this field. They may be either corroborated or refuted by future research.

## 1. Einleitung und Problemstellung

### 1.1 CO<sub>2</sub> und Klima

In der wissenschaftlichen Diskussion ist es heute nicht mehr zweifelhaft, daß der Mensch künftig neben lokalen und regionalen auch globale Umweltveränderungen bewirken kann, insbesondere Wandlungen des globalen Klimas (20,90,91,142). Unter den wichtigsten Aktivitäten - der Änderung der Albedo der Erdoberfläche durch Modifikation der Vegetationsdecke, der Emission von Stäuben und strahlungsabsorbierenden Gasen, sowie der direkten Wärmeproduktion - ist die Emission von CO<sub>2</sub> diejenige, deren globale Wirkungen in den kommenden Jahrzehnten als erste spürbar und für lange Zeit am bedeutendsten bleiben werden (19,21,22,23, 82,113,132,274,302).

CO<sub>2</sub> ist für die Sonneneinstrahlung im kurzwelligen Bereich transparent, absorbiert jedoch langwellige infrarote Strahlung. Das Absorptionsmaximum liegt mit 8-15 µm genau im Bereich des atmosphärischen "Fensters", also außerhalb der Absorptionsbereiche anderer atmosphärischer Gase mit ähnlicher Wirkung, wie vor allem Wasserdampf und Ozon. Diese führen gemeinsam dazu, daß das System Erde-Atmosphäre die von der Sonne empfangene Energie von einem höheren Temperaturniveau der unteren Atmosphäre aus wieder in den Weltraum zurückstrahlen muß als es sonst der Fall wäre. CO<sub>2</sub> trägt maßgeblich zu diesem sogenannten "Treibhauseffekt" bei, durch welchen die durchschnittliche Temperatur der unteren Atmosphäre um etwa 35°K über der theoretischen Strahlungstemperatur der Erde von ca. 253°K (etwa -20°C) gehalten wird.

Es bestehen heute kaum mehr Zweifel daran, daß eine Erhöhung des atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Gehaltes zu einer weiteren Temperaturerhöhung der Troposphäre führen kann. Dies läßt sich an Hand von Klimamodellen unterschiedlicher Methodik zeigen (für eine kritische Interpretation vgl. 21,220,273,320). Während sog. eindimensionale Modelle (1D-Modelle, z. B. 14,175) die Strahlungs- und Konvektionsvorgänge in einer Luftsäule über der Erdoberfläche untersuchen und dabei je nach Fragestellung besonders viele Details einbeziehen können, simulieren sog. dreidimensionale Modelle (3D-Modelle, z. B. 176,177) das atmosphärische Geschehen eines vollständigen, wenn auch vereinfachten Systems Erde-Atmosphäre mit unterschiedlichen Klimazonen, Energietransporten durch Luftströmungen, angenäherter Land-See-Verteilung und Topographie sowie Eisbedeckung. Nur sie sind daher eigentliche "Klimamodelle". Trotz ständig steigender Rechenkapazität der verwendeten Computer werden hier immer noch wichtige geophysikalische Prozesse parameterisiert oder ausgeklammert, wie die Wärmekapazität des Ozeans, Energietransporte durch Meeresströmungen, Änderungen der Wolkenbedeckung sowie viele Details der jahreszeitlichen Periodizität. Erleidet ihre Realitätsnähe dadurch auch noch Einbußen, so sind sie dennoch außerordentlich wertvolle Hilfsmittel (Diskussion in 254,275).

Sowohl 1D- als auch 3D-Modelle errechnen heute meist eine durchschnittliche globale Temperaturerhöhung der unteren Troposphäre von 1,5-3°C für eine Verdoppelung des atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Gehaltes von 300 auf 600 ppm (Zusammenstellung von Ergebnissen in 19). Der Temperaturanstieg erfolgt annähernd logarithmisch, d. h. ein Anstieg um weitere 1,5-3°C erfordert die Vervielfachung des ursprünglichen CO<sub>2</sub>-Gehaltes usw. Aus 3D-Modellen folgt zum einen, daß der Temperatureffekt auf der Erde je nach geographischer Breite sehr verschieden ausfallen kann; am stärksten ist er in den polaren Regionen mit mehr als 8°C. Zum anderen vermitteln sie erste Eindrücke von der voraussichtlichen Änderung des Wasserkreislaufes der Erde (177). Wie zu erwarten, wird dieser infolge höherer Verdunstung vom Ozean, in hohen Breiten der N-Halbkugel auch vom Land, im allgemeinen intensiviert; jedoch können in größeren Gebieten die Niederschläge auch nachlassen, wie bedenklicherweise in den ehemaligen Steppengebieten Nordamerikas, welche heute eine Quelle von Getreideüberschüssen sind.

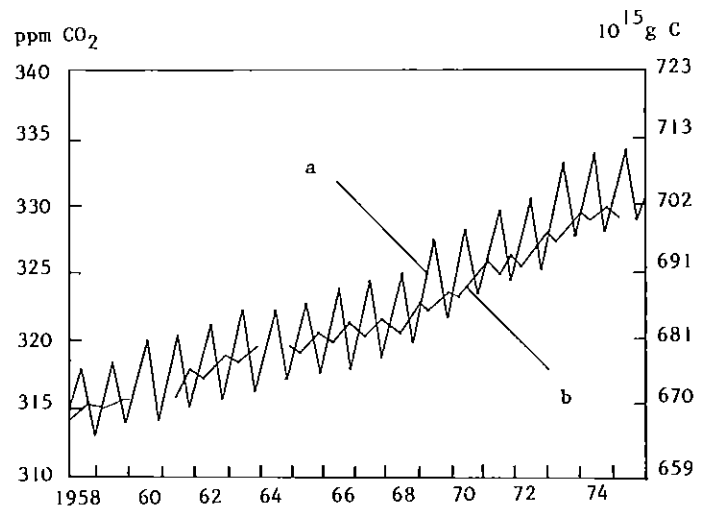
Die aus einer Verdoppelung des CO<sub>2</sub>-Gehaltes der Atmosphäre resultierenden Klimaänderungen könnten stärker sein als die stärksten natürlichen Klimaschwankungen im Holozän. CO<sub>2</sub>-Erhöhungen um mehr als eine Verdoppelung - evtl. sogar schon solche unterhalb dieser Schwelle - schufen

klimatische Verhältnisse auf der Erde, wie sie seit dem späten Tertiär, also seit mehreren Millionen Jahren, nicht mehr oder höchstens ausnahmsweise vorkamen, denn die wärmsten Epochen der Interglaziale im Pleistozän waren im allgemeinen auch nur etwa 2°C wärmer als heute. Es liegt auf der Hand, daß hier ein geophysikalisches Experiment ungeheuren Ausmaßes zu erwarten ist. Selbst wenn die Temperaturerhöhung als solche dem Menschen wenig Nachteile bringen sollte, so könnten die Sekundäreffekte einschneidende Folgen für Milliarden Menschen nach sich ziehen (90,143,322). In erster Linie handelte es sich um Veränderungen des Wasserkreislaufes mit Verschiebungen landwirtschaftlicher Anbauzonen, möglicherweise sogar aber Wandlungen hydrologischer Großräume oder Fluktuationen des Meeresspiegels.

Zunächst, wie es heute scheint, bei menschenwürdiger Güterversorgung einer künftigen Weltbevölkerung von 9-15·10<sup>9</sup> Menschen ein gewisser Klimaeffekt des CO<sub>2</sub> kaum mehr vermeiden lassen wird (vgl. auch 163), besteht ein außerordentliches wissenschaftliches und praktisches Interesse daran, diesen zumindest zuverlässig prognostizieren zu können, um von ihm nicht unvorbereitet überrascht zu werden. Dazu ist es nicht nur erforderlich, die klimatischen Auswirkungen veränderter atmosphärischer CO<sub>2</sub>-Gehalte zu berechnen, sondern zunächst muß der globale Kohlenstoff-Kreislauf hinreichend verstanden sein. Vor die Frage: "Wie ändert sich das Klima bei einer Verdoppelung des CO<sub>2</sub>-Gehaltes?" stellt sich die Frage "Wie entwickelt sich der CO<sub>2</sub>-Gehalt der Atmosphäre bei gegebenen menschlichen Einflüssen; wie lange dauert es z. B. noch bis zu einer Verdoppelung des CO<sub>2</sub>?"

### 1.2 Prognose künftiger atmosphärischer CO<sub>2</sub>-Niveaus und die Rolle der Landökosysteme

Abgesehen von der Isotopenverteilung (vgl. Abschnitte 4.4 und 4.5) sind nur zwei für den globalen C-Kreislauf wichtige Prozesse quantitativ recht genau erfaßt: Die jährliche und kumulative CO<sub>2</sub>-Produktion durch die Verbrennung fossilen Kohlenstoffs (plus geringer Mengen aus der Herstellung von Zement und durch Abfackeln von Erdgas) seit 1860 (94,136,236-239) und der jährliche Anstieg des atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Gehaltes seit 1957 (Abbildung 1, vgl. auch 94,138,139,173). Die Tabelle 1 zeigt, daß zwischen 1959 und 1970 der atmosphärische Anstieg etwa 55,5% des insgesamt emittierten CO<sub>2</sub> ausmachte. Der Wert verschiebt sich etwas nach oben, wenn neuere Daten mitberücksichtigt werden. Allgemein läßt sich sagen: Wenn industrielles CO<sub>2</sub> die einzige Netto-Zufuhr in die Atmosphäre dar-



a) Werte aus Mauna Loa, b) Werte vom Südpol

Abbildung 1: Anstieg des CO<sub>2</sub>-Gehalts der Atmosphäre zwischen 1958 und 1975 in Mauna Loa (Hawaii) und am Südpol. Nach (173)

Tabelle 1: Jährlicher und kumulierter Eintrag von CO<sub>2</sub> in die Atmosphäre durch Verbrennung fossilen Kohlenstoffs (einschließlich Abfackeln und Zementherstellung), jährlicher atmosphärischer Anstieg, sowie "airborne fraction" 1959-1970

Jahr	industrielle Produktion <sup>a)</sup>		jährlicher atmosphärischer Anstieg <sup>b)</sup>	"airborne fraction"	
	jährlich	kumulativ			
10 <sup>15</sup> g C					
1	1860	0,09	0,09		
2	70	0,15	1,34		
3	80	0,23	3,27		
4	90	0,35	6,19		
5	1900	0,53	10,40		
6	10	0,81	17,15		
7	20	0,96	26,01		
8	30	1,08	36,21		
9	40	1,32	47,20		
10	50	1,67	61,44		
11	59	2,55	80,56	1,82	0,714
12	60	2,70	83,26	1,49	0,552
13	61	2,66	85,92	1,61	0,604
14	62	2,81	88,73	1,14	0,405
15	63	2,98	91,71	1,29	0,432
16	64	3,15	94,86	1,32	0,419
17	65	3,30	98,16	1,43	0,432
18	66	3,47	101,63	1,62	0,466
19	67	3,51	105,14	1,83	0,522
20	68	3,75	108,89	3,05	0,815
21	69	3,96	112,85	2,61	0,659
22	70	4,26	117,11	2,51	0,590
23	1959-70	39,10		21,72	0,555
24	71	4,39	121,47		
25	72	4,56	126,03		
26	73	4,83	130,86		
27	74	4,88	135,74		
28	75	4,85	140,59		
29	76	5,05	145,64		

a) Aus (94), dort nach (236), (237), (238) und (136). b) Mittelwert aus Messungen von Mauna Loa (Hawaii) und Südpol, aus (94), nach (138) und (139).

stellte, so blieben davon seit ca. 1960 55-58% in der Atmosphäre ("airborne fraction"), während der Rest in andere Reservoirs abgeleitet worden sein muß.

Neben diesen wenigen "harten" Fakten existieren etwas weniger sichere Kenntnisse über andere Aspekte des C-Kreislaufs, insbesondere über das chemische Verhalten von CO<sub>2</sub> im Meerwasser (218,277,284) und die vertikale Zirkulation in den Ozeanen (52,53,56). Mit ihnen lassen sich Modelle konstruieren, mittels derer die Aufnahmekapazität des Ozeans für anthropogenes CO<sub>2</sub> berechnet und seine Ableitung aus der Atmosphäre simuliert werden kann (vgl. Abschnitt 4.5). Kann ein solches Modell alle in der Vergangenheit beobachteten Entwicklungen richtig wiedergeben, so rechtfertigt es die Erwartung, auch künftige Verläufe prognostizieren zu können.

Die wichtigsten Modelle hatten bisher zum Resultat, daß die Ozeane zwischen ca. 30 und 40% des aus der Verbrennung fossilen Kohlenstoffs herrührende CO<sub>2</sub> aufgenommen haben konnten. Dies ist ein erheblicher Teil oder (bei 40% Aufnahme) fast die gesamte Menge des CO<sub>2</sub>, welche aus industriellen Quellen in die Atmosphäre entlassen wurde, aber nicht mehr dort zu finden ist. Diese ohne Zweifel interessanten Ergebnisse waren geeignet, den Grad der Einsicht in den globalen C-Kreislauf optimistisch zu beurteilen: Entweder verteilte sich das anthropogene CO<sub>2</sub> bis auf wenige Prozent völlig auf Atmosphäre und Ozean, oder ein Anteil von etwa 15-20% der Emissionen mußte in ein drittes Reservoir übertreten, wofür in erster Linie die Landvegetation in Frage kam. Auch für diesen Transfer hatte man eine Erklärung: Die Landvegetation fungiere als Netto-Senke für anthropogenes CO<sub>2</sub>, weil der erhöhte atmosphärische CO<sub>2</sub>-Spiegel zu einer Intensivierung der Photosynthese führe.

Bis vor wenigen Jahren wurde dieser Stand der Kenntnis widerspruchlos akzeptiert und zur Ableitung mehrerer Prognosen über den künftigen CO<sub>2</sub>-Anstieg herangezogen (z. B. 17,249; vgl. Abschnitt 4.5). Meist wird für das Jahr 2000 ein Niveau von 360-380 ppm angenommen (heute etwas über 330 ppm), wird eine Verdoppelung noch vor 2040 erwartet und für den Fall der Verbrennung aller gewinnbaren Vorräte ein Anstieg auf das 5-10-fache im 22. Jahrhundert errechnet. Derartige Prognosen dienen auch

als Grundlage für mehrere Folgenabschätzungen und Entwürfe künftiger Energiestrategien (196,239,240,282,303).

In einer Reihe von Veröffentlichungen seit 1977 wird nun die Realitätsnähe und Prognosefähigkeit der bisherigen Modelle radikal in Zweifel gezogen (309,312,313). Wissenschaftler, welche sich mit der Landvegetation der Erde beschäftigen, erachten die Aussage der Atmosphäre-Ozean-Austauschmodelle für unhaltbar, daß Landökosysteme gegenwärtig eine Netto-Senke für anthropogenes CO<sub>2</sub> seien und daher an Masse zunehmen. Es sei nicht einmal wahrscheinlich, daß die in ihnen gespeicherte Menge an C heute konstant bleibt, wie von Ozean-Atmosphäre-Modellen bestenfalls angenommen wird. Vielmehr verliören sie gegenwärtig unter dem zerstörenden Einfluß des Menschen rapide an Masse und seien daher - zusätzlich zu den industriellen Emissionen - eine Netto-Quelle für CO<sub>2</sub>. Haupttriebkraft sei hier die unter dem Druck der Bevölkerungsexplosion in der Dritten Welt erfolgende Brandrodung tropischer Wälder mit anschließender Oxidation von Humus. Die auf diese Weise in die Atmosphäre eingebrachten Mengen an CO<sub>2</sub> seien im Extremfall um ein Mehrfaches höher als die aus industriellen Quellen, so daß die Atmosphäre insgesamt jährlich eine höhere Menge an CO<sub>2</sub> als nur die aus der Verbrennung von fossilem Kohlenstoff von gegenwärtig etwa  $5 \cdot 10^{15}$  g/a erhalte. Wenn sie aber, wie beobachtet, nur um weniger als  $3 \cdot 10^{15}$  g/a an CO<sub>2</sub>-C zunehme, so müsse auch die Aufnahmefähigkeit der Senken entsprechend höher sein. Dies führt zu der naheliegenden Vermutung, daß die Ozean-Atmosphäre-Austauschmodelle fehlerhaft seien und der Ozean eine effektivere als in den Modellen berechnete Senke darstelle.

Das Thema ist auf mehreren wissenschaftlichen Konferenzen ausführlich diskutiert worden, ohne daß bisher ein Konsens erreicht worden ist (Dahlem Workshop Berlin, 1976 (264), ERDA-Workshop Miami Beach, 1977 (82); SCOPE-Workshop Ratzeburg, 1977 (44); IIASA-Workshop Baden bei Wien, 1978 (302); UBA-Konferenz Berlin, 1978 (324); SCOPE-Workshop La Jolla, 1979 (in Vorber.); SCOPE-Workshop Woods Hole, 1979 (in Vorber.)). Konnten die Publikationen, welche den Anstoß zur Debatte gegeben hatten, nur Überwiegend intuitiv argumentieren und nur äußerst schwache Faktenbelege für ihre These liefern - aus dem statistisch dokumentierten Rückgang der Waldfläche in einem Teil von Venezuela wurde auf den Rückgang der Wälder in der ganzen Welt extrapoliert -, so bemühten sich mehrere Folgeveröffentlichungen anderer Autoren, die These von der Landvegetation als Netto-Quelle für atmosphärisches CO<sub>2</sub> durch gründlichere Datenrecherchen zu stützen, ohne freilich auch nur annähernd das gesamte statistische Material verwerten zu können (Übersicht 1). Bei unterschiedlichem methodischen Vorgehen kamen sie in der Regel zu dem Schluß, daß Wald- und Humuserstörungen selbst bei Würdigung der entgegenlaufenden Tendenzen, wie spontaner Wiederbewaldung auf Rodungsflächen, Aufforstung etc., gegenwärtig zu Netto-Einträgen von C in die Atmosphäre um  $1-4 \cdot 10^{15}$  g/a führten (20-80% des industriellen Eintrags). Ist dies auch weniger als ursprünglich für möglich gehalten, so doch genug, um das von den Atmosphäre-Ozean-Austauschmodellen entworfene Bild der globalen C-Dynamik zu erschüttern.

An kritischen Stellungnahmen gegenüber diesen Schätzungen mangelte es nicht (85,169,219,251). Ozeanographen haben ihrerseits die Kritik an ihren Modellen zum Anlaß genommen, diese unter Verwertung neuerer Meßergebnisse aus dem GEOSECS-Programm, wie etwa die vertikale Verteilung von <sup>3</sup>H im Nordatlantik (202,235), zu überprüfen. Das Ergebnis der Revision ist, daß die Modelle im wesentlichen richtig sein müssen und daß die Hypothese einer höheren Aufnahmekapazität, zumindest soweit sie anorganischen Kohlenstoff betrifft, im Widerspruch zu gesicherten Meßdaten steht (56,249). Als Auswege aus dem Dilemma werden neben dem Carbonat-Bicarbonat-System des Meerwassers und den Landökosystemen weitere Senken vorgeschlagen: Gelöster und partikulärer organischer Kohlenstoff im Meer (335), die Lösung von Carbonaten in Meeressedimenten (sehr kontrovers, vgl. z. B. 40,54; zahlreiche Beiträge in 10), die Lösung Mg-haltiger Carbonate an Kalkgehäusen von Meerestieren (307), die Akkumulation organischer Sedimente in eutrophen, küstennahen Meeresgebieten und Ästuaren (56,308) u. a. Soweit sie mit dem hier gestellten Thema zusammenhängen, werden diese Möglichkeiten im folgenden besprochen. Besonderes Augenmerk wird dabei auch der Hypothese gegeben, daß Vegetations- und Humusverlusten in den Tropen gleich hohe Gewinne in anderen

Übersicht 1: Schätzungen des jährlichen und des kumulierten Netto-Transfers von C aus Landvegetation und Böden in die Atmosphäre auf der Basis vegetations- und bodenkundlicher sowie anderer Daten<sup>a)</sup>

Autoren	C-Quellen	jährlicher Netto-transfer, ca. 1977		kumulierter Netto-Transfer	
		$10^{15}$ g/a C	$10^{15}$ g C	Zeitraum	
1 (312) Woodwell and Houghton, 1977	V+B <sup>b)</sup>	2,5-20 <sup>c)</sup> (5,0)			
2 (313) Woodwell et al., 1978	V+B	2,0-18 (4,0-8,0)			
3 (2) Adams et al., 1977	V	0,4-4,0			
4 (39) Bolin, 1977	V	0-1,6 (0,8)	30-60 (45)	} seit dem frühen 19. Jahrhundert	
	B	0,1-0,5 (0,3)	11-39 (24)		
5 (228) Revelle and Munk, 1977 <sup>d)</sup>	V		~70		1860-1970
6 (308) Wong, 1978	V	1,6			
	B	0,3			
7 (114) Hampicke, 1979 <sup>e)</sup>	V+B	1,5-4,5 (2,5-3,0)			
8 (272) Schlesinger, 1979	B	0,8	<40		1860-1970
9 (62) Buringh, 1979	B	2,5-7,4 (4,6)	537		Vorgeschichte bis ca. 1975

a) Für kumulierte Netto-Transfers vgl. auch Abschnitt 5.1.3., für Ergebnisse aus C-13-Analysen auch Übersicht 15. b) V: aus Vegetation, B: aus Böden. c) In Klammern wahrscheinlichste Werte. d) Nur anthropogene Vegetationszerstörung durch Waldrodung etc., nicht Netto-Transfer; gegenwärtiger jährlicher Transfer aus dieser Ursache kompensiert durch CO<sub>2</sub>-induzierte Steigerung der Photosynthese. e) Vgl. mit den Neuberechnungen in Abschnitt 5.

Klimazonen entsprechen, so daß alle Landökosysteme der Erde zusammen eine ausgeglichene C-Bilanz besitzen (115,215).

Mangelhafte empirische Fundierung und quantitative Übertreibungen (vgl. Übersicht 1) können nicht das Verdienst der Veröffentlichungen von Woodwell et al. schmälern, den Anstoß zu einer umfassenderen Sicht des globalen C-Kreislaufes gegeben zu haben. In den meisten bisherigen Modellen wurde nur der Austausch zwischen Atmosphäre und Ozean detailliert behandelt und damit das Gesamtproblem in unangemessener Weise verkürzt. Ansätze zur Modellierung der Landvegetation (der "Biosphäre", wie dies Subsystem abweichend von ökologischer Terminologie hier häufig genannt wird) blieben mit wenigen Ausnahmen (83,153,206,228) rudimentär. Dabei besteht der globale C-Kreislauf in weit mehr als nur in Austausch zwischen Atmosphäre und Ozean. Die jährlichen Transfers zwischen Atmosphäre und Landvegetation durch Photosynthese, Respiration und Feuer sind vielmehr größer als die zwischen Atmosphäre und Ozean. Landpflanzen und Humus bilden zusammen ein mindestens drei mal so großes Reservoir für organischen Kohlenstoff wie die Atmosphäre. Eine jährliche Verkleinerung dieses Reservoirs um nur ein Promille führte zu einem Netto-Transfer zur Atmosphäre von  $2-2,5 \cdot 10^{15}$  g/a C (40-50% der industriellen CO<sub>2</sub>-Produktion) und genügte, die Berechnungen der Atmosphäre-Ozean-Austauschmodelle hinfällig werden zu lassen. Daher wird inzwischen auch von Ozeanographen anerkannt, daß dieses Reservoir von großer potentieller Bedeutung für den atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Haushalt ist (56, vgl. auch 165).

Lassen sich Netto-Transfers zwischen Landökosystemen und Atmosphäre nicht einmal aus natürlichen Ursachen ausschließen, so ist der Mensch ohne Zweifel schon seit langen, und heute um so mehr, in der Lage, sie auszulösen. Wie in Abschnitt 5.13 dargestellt, hat der Mensch im Lauf

der vergangenen Jahrtausende mindestens vier bis fünf mal so viel CO<sub>2</sub> durch Zerstörung von Vegetation und Humus mobilisiert wie durch die Verbrennung fossilen Kohlenstoffs seit der Mitte des vorigen Jahrhunderts. Der größte Teil erfolgte freilich über sehr lange Zeiträume verteilt und in kleinen jährlichen Dosen, welche vermutlich keine Wirkung auf das atmosphärische CO<sub>2</sub>-Niveau ausübten. Nie zuvor waren aber, insbesondere in den niederen Breiten, die Bevölkerungszunahme, das Tempo der wirtschaftlichen Entwicklung und die Intensität destruktiver menschlicher Einflüsse auch nur annähernd so groß wie heute (59,72,81,103,104,182,193,221,231,252,253,260). Daß unter diesen Voraussetzungen die Landvegetation und die Böden der Erde weltweit gesehen nicht an organischem C verlieren (nach einigen Modellen sogar gewinnen) sollen, während sie es in der Vergangenheit ohne Zweifel taten, ist nicht gerade plausibel. Verhält es sich aber so, so ist dies das Ergebnis des komplexen Zusammenwirkens unterschiedlicher Prozesse und, möglichst durch mehrere voneinander unabhängige Überlegungen, eingehend zu begründen.

Die Kontroverse über die Rolle der Landökosysteme wäre nicht in den Mittelpunkt des Interesses gerückt, wäre nicht ihr künftiger Ausgang über den innerwissenschaftlichen Aspekt hinaus von praktischer Bedeutung:

Zum ersten können hinreichend große Netto-Transfers zwischen Atmosphäre und Landökosystemen in der Vergangenheit von Einfluß auf das vorindustrielle Gleichgewichts-CO<sub>2</sub>-Niveau der Atmosphäre sein. Wird dies auch konventionell mit 290 ppm angenommen, so basiert diese Annahme nur auf unzuverlässigen frühen Meßdaten und auf der Rückextrapolation eines exponentiellen Wachstumstrends (61,63). Kein zwingender Grund schließt aus, daß das Basisniveau bis zu 20 ppm höher oder tiefer lag. Gab es, wie in Abschnitt 5.21 ausgeführt, am Ende des 19. Jahrhunderts einen



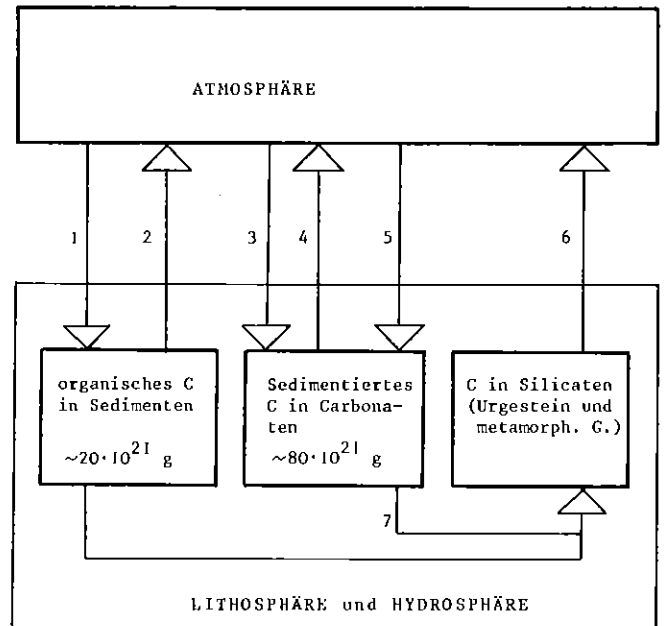
starken  $\text{CO}_2$ -Eintrag durch die Kultivierung von Wäldern und Steppen in Nordamerika, so lag das Basisniveau evtl. tiefer als 290 ppm. Für die Interpretation künftiger Verläufe von atmosphärischem  $\text{CO}_2$ -Gehalt und der Klimaentwicklung dürfte die genaue Kenntnis des Basiswertes von Bedeutung sein.

Zum zweiten bestimmen gegenwärtige Netto-Transfers zwischen Landökosystemen und Atmosphäre die "airborne fraction". Weicht diese wesentlich von 0,55-0,58 ab, so ist dies von Einfluß auf den künftigen Anstieg von  $\text{CO}_2$  in der Atmosphäre, sobald sich die Inputfunktion ändert. Dies zeigt ein hypothetisches Beispiel: Beträge heute der nicht-fossile Eintrag von  $\text{CO}_2$  in die Atmosphäre 80% des fossilen Eintrags oder  $4 \cdot 10^{15}$  g/a C, so wäre bei einem Gesamteintrag von  $9 \cdot 10^{15}$  g/a C und einem in der Atmosphäre verbleibenden Anteil von knapp  $3 \cdot 10^{15}$  g/a die "airborne fraction" etwa 0,33. So lange der nicht-fossile Eintrag weiterhin 80% des fossilen betrüge, ergäbe sich zwar der gleiche Anstieg in der Atmosphäre wie bei einem nicht-fossilen Eintrag von Null und einer "airborne fraction" von ca. 0,6. Reduzierte sich aber in späterer Zeit der nicht-fossile Eintrag - etwa als Folge von Gegenmaßnahmen wie Aufforstung oder weil nach einigen Jahrzehnten alle tropischen Wälder gerodet sein würden - so gälte die niedrige "airborne fraction" zunehmend für den fossilen Eintrag allein und der atmosphärische Anstieg müßte sich verlangsamen. Würden alle Vorräte an Kohle verbrannt, so wäre das atmosphärische Maximalniveau von  $\text{CO}_2$  und die daraus folgende Erwärmung geringer als bei einer höheren "airborne fraction". Würde aber darauf verzichtet, alle Kohle zu verbrennen, und würden alternative Energiequellen erschlossen, so stünde bei niedrigerer "airborne fraction" und folglich langsamerem Anstieg von  $\text{CO}_2$  in der Atmosphäre, mehr Zeit für eine solche Umorientierung zur Verfügung. Dieser Aspekt hat der vorliegenden Diskussion zweifellos die meiste Brisanz verliehen, ohne daß alternative Szenarios mit verschiedenen hypothetischen "airborne fractions" bisher berechnet worden sind, aus denen ersichtlich würde, wie stark sich die jeweiligen Verläufe wirklich unterscheiden würden.

Drittens ist bei einer Variabilität des C-Reservoirs in Landökosystemen mit künftigen anthropogenen Netto-Transfers aus diesen oder in diese zu rechnen, welche die künftige atmosphärische C-Bilanz beeinflussen können. Durch Verluste der Landökosysteme können Belastungen für die Atmosphäre zusätzlich zu Einträgen aus fossilen Quellen entstehen, oder es können, insbesondere bei großflächigen Aufforstungen, Gewinne der Landökosysteme das atmosphärische Budget entlasten. Wären die in Frage kommenden Mengen auch von geringer Bedeutung in einem Szenario, bei dem die gesamten fossilen Vorräte innerhalb weniger Jahrhunderte verbraucht würden, so wäre dies nicht der Fall bei Verläufen, in denen frühzeitig von der Kohle auf andere Energiequellen umgestellt würde und die Gesamtbelastung der Atmosphäre niedrig bliebe.

Viertens, und dies ist in Ermangelung zuverlässiger Daten bisher kaum erörtert worden, sind in langfristiger Perspektive Rückwirkungen auf die Landökosysteme der Erde aus  $\text{CO}_2$ -bedingten Klimaänderungen zu erwarten, welche ihrerseits den C-Kreislauf beeinflussen oder direkte Auswirkungen auf die Belange des Menschen haben können. Änderungen in Temperatur und Feuchtigkeit können vor allem in den hohen Breiten zu spontanen Volumenänderungen der terrestrischen C-Reservoirs von erheblichen Ausmaßen führen. Bedenkliche positive Rückkopplungen wie die Freisetzung mehrerer  $100 \cdot 10^{15}$  g C aus Streu, Humus und Torf an die Atmosphäre durch schnelle Oxidation infolge Entwässerung (höhere Verdunstung) und Temperaturerhöhung wären nicht auszuschließen (169, nach Jenny, 1930).

Sowohl die heute schon besser überblickbaren als auch die spekulativen Zusammenhänge rechtfertigen also zusammenfassend, daß Landökosysteme in globalen C-Bilanzen nicht wie in der Vergangenheit am Rande erörtert, sondern ihrer Bedeutung entsprechend gewürdigt werden. Die folgenden Abschnitte geben eine Zwischenbilanz über den gegenwärtigen Wissensstand. Einige eigene Ergebnisse und Hypothesen werden dabei zur Diskussion gestellt.



- |   |                    |
|---|--------------------|
| 1 Ablagerung nicht oxidiert organischer Substanz  | 0,15 <sup>a)</sup> |
| 2 Natürliche Oxidation fossilen organischen Kohlenstoffs nach Erosion etc.                                  | 0,15               |
| 3 Carbonatlösung: $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{CaCO}_3 \rightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  | 0,25               |
| 4 Carbonatfällung: $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2 \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{CaCO}_3$ | 0,25               |
| 5 Carbonatneubildung aus $\text{Ca}^{2+}$ -haltigen Silicaten:  |                    |
| $2 \text{CO}_2 + 2 \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2 \text{H}^+ + 2 \text{HCO}_3^-$                          |                    |
| $2 \text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + \text{CaCO}_3$            |                    |
| Netto: $\text{CO}_2 + \text{Ca}^{2+} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow 2 \text{H}^+ + \text{CaCO}_3$         | 0,1                |
| 6 Ausgasung durch Vulkanismus nach Subduktion von Carbonat-Sedimenten                                       | 0,1                |
| 7 Subduktion und Metamorphose   | 0,1                |
| a) Ungefährliche jährliche Flußstärke im geologischen Durchschnitt, $10^{15}$ g/a C. $(1+3+5) = (2+4+6) =$  | 0,5                |

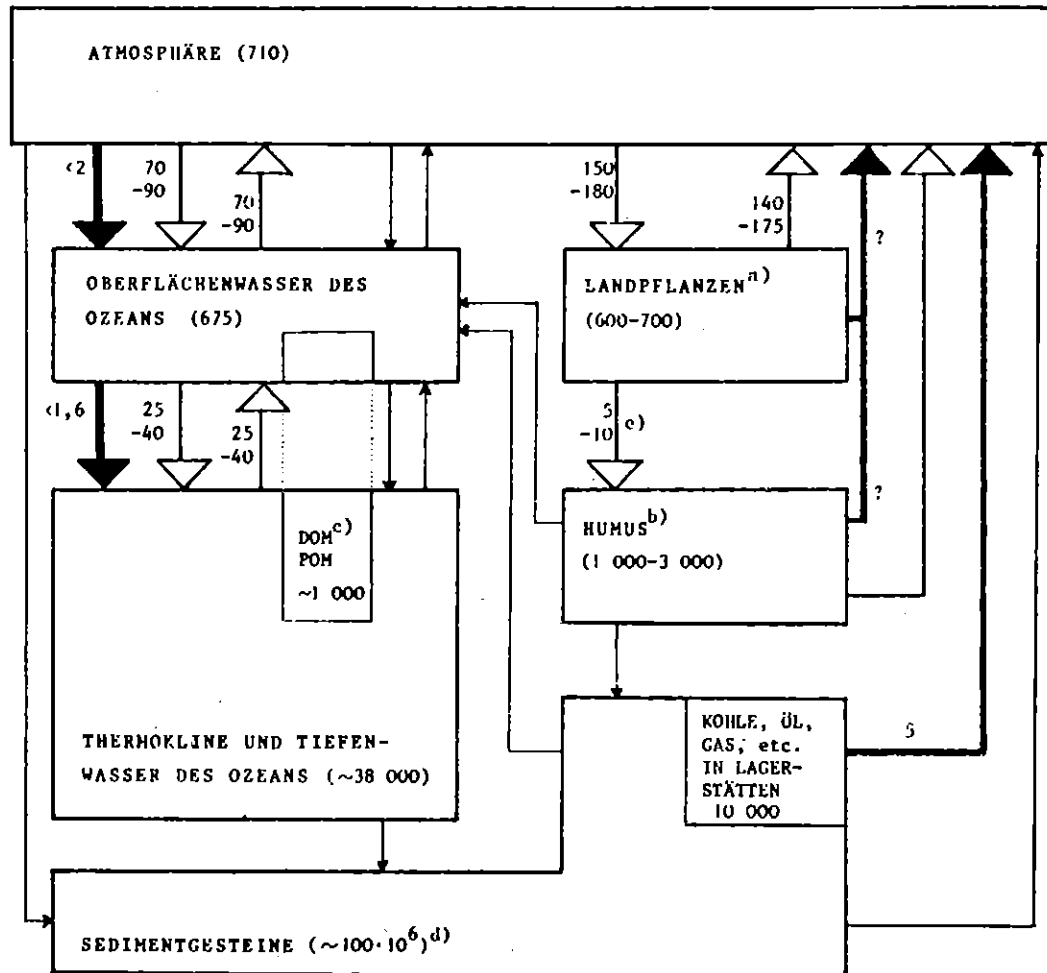
Abbildung 2: Elemente des langsamen "geologischen" C-Kreislaufs, in Anlehnung an Junge, 1978 (132)

## 2. Reservoirs und Flüsse von Kohlenstoff in Landökosystemen

### 2.1 "Geologischer" und "Atmosphärisch-Biologischer" C-Kreislauf

Wie bei anderen Stoffkreisläufen auf der Erde überlagern sich auch beim C-Kreislauf ein langsam umschlagender "geologischer" und ein schneller "atmosphärisch-biologischer" Kreislauf. Die Triebkräfte des Umschlages sind im ersteren Fall Abtragung, Verwitterung, Sedimentation und tektonische Vorgänge, im zweiten hingegen Auf- und Abbau von Biomasse und Austausch zwischen Atmosphäre und Ozean. Ein Vergleich der Abbildungen 2 ("geologischer") und 3 ("atmosphärisch-biologischer" Kreislauf) zeigt folgendes:

Beim "geologischen" Kreislauf wird eine sehr große Menge an C - etwa  $10^{23}$  g oder 4% der Masse der Sedimente der Erde - sehr langsam mit einer jährlichen Rate von etwa  $0,5 \cdot 10^{15}$  g umgeschlagen (166). Die Umschlagszeit beträgt  $200 \cdot 10^6$  Jahre, womit jedes C-Atom seit Beginn des Phanerozoikums den "geologischen" Kreislauf im Mittel erst drei mal durchlaufen hat. Für nähere Einzelheiten über erdgeschichtliche Aspekte - die frühe Akkumulation von organischem C und oxidierten Fe- und S-Verbindungen sowie die Entstehung freien Sauerstoffs in der Atmosphäre als Voraussetzung



a) Lebende und tote Landpflanzen und Streu. b) Einschließlich Torf und nicht-fossile Süßwassersedimente. c) "Dissolved Organic Matter" und "Particulate Organic Matter" (Organisches C im Meerwasser). d) Davon ca. 20% organisch. e) Hier nur Fluß in langlebigen Humus, andere Berechnungsweise in (225).

Alle Angaben für Bestände in Reservoiren und Flüsse in  $10^{15}$  g (bzw. g/a) C.

- Flüsse des langsamen "geologischen" Kreislaufs, hier ohne Quantifizierung. Vgl. Abbildung 2.
- ⇨ Natürliche Transfers
- ⇨ Anthropogene Transfers

Abbildung 3: "Atmosphärisch-biologischer" (schneller) C-Kreislauf der Erde etwa 1978. Einschließlich anthropogener Flüsse und Änderungen der Reservoirinhalte

der aeroben Lebensweise der Organismen, des Aufstiegs der Metazoen, der Besiedlung des Landes etc. -vgl. (99,269,270).

atmosphärisch-biologischen" Kreislaufs, so sind sie dennoch nicht zu vernachlässigen (vgl. Abschnitt 3.1).

Befindet sich nach heutiger Kenntnis der "geologische" Kreislauf seit dem frühen Phanerozoikum in einem Fließgleichgewicht mit weitgehend konstanten Mengen an anorganischem und organischem C in den Sedimenten (100), so bedeutet dies jedoch weder, daß die durchschnittliche Flußstärke von  $0,5 \cdot 10^{15}$  g/a auch für erdgeschichtlich kurze Periode gelten, noch, daß dieser Kreislauf zu jedem Zeitpunkt ausgeglichen sein muß. In einer erdgeschichtlich "bewegten" Zeit wie der Gegenwart mit hoher Reliefenergie auf dem Festland, intensiven tektonischen Vorgängen und schnellem Klimawechsel (Glaziale-Interglaziale) können vielmehr Ungleichgewichte auftreten. Sind die sich daraus ergebenden Quellen- und Senkenintensitäten auch klein im Vergleich zu den Umschlägen des "at-

Am schnell umschlagenden "atmosphärisch-biologischen" Kreislauf nehmen im wesentlichen die Reservoirs Atmosphäre, Oberflächenozeane, Tiefen-ozean einschließlich thermischer Sprungschicht ("Thermokline", ca. 75-1 000 m), lebende Landpflanzen und "Humus" teil (vgl. Abbildung 3). Unter "Humus" wird in diesem Bericht - bodenkundlich wenig exakt aber sachlich hier zulässig - die gesamte tote organische Substanz im Boden zusammengefaßt, einschließlich Torf, aber ohne Streu und Edaphon. Heterotrophe Organismen (hauptsächlich Tiere und Mikroorganismen) sind zwar für die Umsätze an C außerordentlich wichtig, ihre Masse ist jedoch vernachlässigbar klein. Der organische Kohlenstoff im Ozean bildet ein weiteres wichtiges Subreservoir.

## Übersicht 2: Schätzungen des C-Gehaltes in Landvegetation und Böden der Erde

Autoren		Vegetation $10^{15}$ g C	Humus und Torf bis 1 m Tiefe $10^{15}$ g C
1	(233) Rodin, Bazilevich and Rozow, 1975	1 081 <sup>a)</sup>	
2	(206) Olson <u>et al.</u> , 1978	1 050 <sup>a)</sup>	
3	(28) Bazilevich, 1974		1 200
4	(299) Whittaker and Likens, 1975	827 <sup>b)</sup>	
5	(22) Baes <u>et al.</u> , 1976	600	1 000
6	(206) Olson <u>et al.</u> , 1978	557	
7	(5) Ajtay <u>et al.</u> , 1979	560	1 636
8	(37) Bohn, 1976		2 946
9	(272) Schlesinger, 1979		1 515
10	(62) Buringh, 1979		2 014 <sup>a)c)</sup>
11	(62) Buringh, 1979		1 477 <sup>c)</sup>
12	vorl. Studie (vgl. Tabelle 8)	964 <sup>a)</sup>	1 735 <sup>a)</sup>
13	vorl. Studie "	564	1 423
14	zum Vergleich: Atmosphäre 1978	~710	

a) Potentieller Gehalt, vor menschlicher Einflußnahme. b) Etwa um 1950. c) Torf nur bis 33 cm Tiefe. Werte ohne Index bezogen auf die Gegenwart (ca. 1970-1980). Hier und im folgenden verwendete Umrechnungsfaktoren (nach (5)): 1 g Phytomasse (Trockensubstanz)  $\hat{=}$  0,45 g C; 1 g Streu und Torf (TS)  $\hat{=}$  0,5 g C; 1 g Humus (TS)  $\hat{=}$  0,58 g C. Abweichungen bis zu 10% möglich.

Die am "atmosphärisch-biologischen" Kreislauf teilnehmende Menge an C beträgt nur ca. 0,04% derjenigen des "geologischen" Kreislaufs. Von diesem geringen Teil befinden sich wiederum 90-95% im Tiefenozean und sind bei einer durchschnittlichen Umschlagszeit von 1 000 Jahren für menschliche Zeiträume immer noch relativ langfristig gebunden. Die aktivsten Reservoirs - Atmosphäre, Oberflächenozean und lebende Pflanzen - enthalten gegenwärtig zusammen nur etwa  $2 \cdot 10^{18}$  g C oder 0,002% des gesamten C der Erdrinde. Wie die Abbildung 3 zeigt, sind die Flüsse zwischen ihnen jedoch außerordentlich intensiv. Etwa alle 8-10 Jahre (710/90 bzw. 710/70) tritt ein C-Atom durchschnittlich aus der Atmosphäre in den Oberflächenozean und etwa alle 4-5 Jahre (710/180 bzw. 710/150) in die Vegetation des Festlandes über, so daß seine durchschnittliche Aufenthaltsdauer ("mean residence time") in der Atmosphäre bei nur etwa 2,5-3,5 Jahren (710/(70+150) bzw. 710/(90+180)) liegt.

Dies System wird gegenwärtig vom Menschen in der Weise gestört, daß der oben kurz beschriebene "geologische" Kreislauf etwa auf das 10-fache beschleunigt wird. Durch die Verbrennung von Kohle, Erdöl und Erdgas fließen aus geologischen Reservoirs derzeit ca.  $5 \cdot 10^{15}$  g C zusätzlich zu den "normalen"  $0,5 \cdot 10^{15}$  g in die Atmosphäre. Seit Beginn der Industrialisierung bis 1978 sind etwa  $155 \cdot 10^{15}$  g C diesen Weg gegangen. Diese zusätzlichen Mengen werden im Laufe der nächsten Jahrtausende größtenteils in den Tiefenozean und in die Sedimente wieder abwandern. Da dieser Ableitungsprozeß infolge des langsamen Um-

schlags des Tiefenwassers aber träge verläuft, staut sich  $\text{CO}_2$  jahrhundertlang in der Atmosphäre an. Der Wert von  $710 \cdot 10^{15}$  g C für das atmosphärische Reservoir in Abbildung 3 ist daher bereits vom Menschen beeinflusst. Vor der Industrialisierung mag er bei 570-650  $\cdot 10^{15}$  g gelegen haben.

Nun ist aber die Verbrennung fossilen Kohlenstoffs nicht der einzige wichtige menschliche Eingriff in das System. Seit alters her beeinflusst der Mensch die Reservoirs der lebenden Phytomasse und des Humus! Ohne Zweifel geschieht dies auch heute noch, und die wichtige Frage ist, ob der in der Abbildung 3 mit (?) versehene Fluß existiert und welchen Wert er hat.

## 2.2 C-Inventare in Landvegetation und Böden

In der Übersicht 2 sind einschlägige Schätzungen des Gehalts an organischem C in der Landvegetation der Erde und im "Humus"-Reservoir zusammen mit einer eigenen Schätzung wiedergegeben. Die Streuung der Werte ergibt sich zum einen aus unvermeidlichen subjektiven Schätzfehlern. Die Werte für den Humusgehalt werden ferner durch verschiedene Annahmen der in der borealen Zone gespeicherten Menge an Torf

Übersicht 3: Phytomasse pro Flächeneinheit in verschiedenen Vegetationsformationen der Erde. Auswahl von Einzelerhebungen einschließlich extremer Fälle

Vegetation	Phytomasse g/m <sup>2</sup> C	Quellen
<b>Wüsten, Halbwüsten, Tundra</b>		
1 Polarwüste, Franz-Josef-Land, USSR	3 <sup>a)</sup>	Alexandrowa, 1970, in (301)
2 Flechtentundra, Norwegen	14-28 <sup>a)</sup>	Wielgolaski, 1972, in (301)
3 Nasser Seggenrasen, Alaska	45	Tieszen, 1972, in (301)
4 Halbwüste ( <i>Larrea tridentata</i> ), Arizona, USA	153	(65)
5 Strauchtunda ("scrub tundra"), NO-Europa, USSR	368	Alexandrowa, 1970, in (301)
<b>Wiesen, Steppen, Savannen und offene Gehölze</b>		
6 Natürliches Trockengrasland, Rhodesien-Zimbabwe	111	(197)
7 Feuchtsavanne, Nigeria	257-360 <sup>b)c)d)</sup>	Hopkins, in (48)
8 Anthropogene Feuchtsavanne, 20 Jahre ungestört, Ghana	572 <sup>c)d)</sup>	(197)
dto, mit Bäumen	3 027	(197)
9 Wiesensteppe, SW-Rußland	1 067 <sup>d)</sup>	(232)
10 Gedüngtes Wirtschaftsgrünland vor Schnitt, Solling, BRD	1 288 <sup>e)</sup>	(242)
11 Palmsavanne, Elfenbeinküste	1 350	Roland, in (48)
12 2-jähriger Elefantengrasbestand, Zaire	1 822	(197)
13 10-jähriges Küstendickicht, Ghana	2 617	(197)
14 Dichte Strauchsavanne, Elfenbeinküste	3 222	Menant, in (161)
15 Miombo (Trockenwald), Sambia	4 556	(197)
16 Palmsavanne, Elfenbeinküste	5 180	Menant, in (161)
<b>Boreale Wälder</b>		
17 Subarktischer Birkenwald, Norwegen	1 581	(145)
18 100-jähriger Sumpfwald, Westsibirien, USSR	1 665	(232)
19 120-jährige offene Taiga, Halbinsel Kola, USSR	2 309	(232)
20 125-jährige nördliche Taiga, Prov. Archangelsk, USSR	7 808	(232)
21 83-jährige südliche Taiga, Weißrußland, USSR	16 106	(232)
<b>Tropische Wälder</b>		
22 Halbimmergrüner Regenwald, Magdalena, Columbien	8 310	(243)
23 Niedriger Regenwald auf Podsol, Brunei	8 325	(58)
24 Tropischer Regenwald, Panama	12 426	(102)
25 " , Zaire	14 859	(197)
26 Tropischer Bergwald, 2 500 m, Neu-Guinea	15 750	(327)
27 Tropischer Regenwald, Zentral-Amazonien, Brasilien	21 285	(147)
28 Sehr hoher tropischer Regenwald ( <i>Agathis</i> -dom.) auf Podsol, Brunei	33 615	(58)
29 wie (28), <i>Shorea</i> -dominiert	52 110	(58)
30 Extrem hoher Flußuferwald, Panama	53 494	(102)
<b>Wälder der gemäßigten Zone</b>		
31 Offener Eichen-Kiefern-Wald, Long Island, New York, USA	2 953 <sup>a)</sup>	(298)
32 46-jähriger Buchenwald, Dänemark	5 811	(185)
33 ca. 35-jähriger Eichenmischwald, Belgien	7 020	(96)
34 Liriodendron-Bestand, Tennessee, USA	8 757	(116)
35 149-jähriger Buchenwald, Südschweden	9 180	(11)
36 85-jähriger Buchenwald, Dänemark	10 311	(185)
37 117-jähriger, hoher Eichenmischwald, Belgien	14 220	(80)
38 87-jähriger, hoher Fichtenforst, Solling, BRD	14 254	(242)
39 220-jähriger, sehr hoher Pappelwald, Woronesh, USSR	22 671	(232)
40 Fast unberührter Bergwald, <i>Tsuga</i> -dom., Gt. Smoky Mts., Tenn., USA	27 450	(297)
41 Küsten-Coniferenwald, 110 Jahre alt, <i>Tsuga</i> u. <i>Picea</i> sp., Oregon, USA	39 195	(290)
42 " , 1 000 Jahre alt, <i>Sequoia semperv.</i> , N.-Calif., USA	203 625 <sup>f)</sup>	(290)
zum Vergleich: Atmosphäre 1978	~1 970	

a) Nur oberirdisch. b) Jährliche Fluktuationen durch Feuer, Werte in verschiedenen Jahren, jeweils vor Brand. c) Nur Krautschicht. d) Einschl. stehender toter Phytom. e) Umgerechnet aus Angaben in Energieeinheiten (Annahme: 1 g TS  $\approx$  4,2 kcal). f) Höchste Phytomasse der Erde.

Tabelle 2: Lebende und tote Phytomasse, Streu, Humus (einschließlich Torf) und Gesamtgehalt an organischem Kohlenstoff nach Vegetationsformen und Klimazonen der Erde

Vegetationsform	Fläche <sup>a)</sup>	lebende und tote Phytomasse <sup>b)</sup>		Streu <sup>a)</sup>		Humus <sup>c)</sup>		Summe	
		10 <sup>12</sup> m <sup>2</sup>	10 <sup>3</sup> g/m <sup>2</sup> C	10 <sup>15</sup> g C	g/m <sup>2</sup> C	10 <sup>15</sup> g C	10 <sup>3</sup> g/m <sup>2</sup> C	10 <sup>15</sup> g C	10 <sup>3</sup> g/m <sup>2</sup> C
1 Tropische Tieflands-Regenwälder <sup>d)</sup>	8,3	19,85	164,7	325	2,7	9,8	81,3	29,96	248,7
2 " Bergwälder	2,5	18,24	45,6	1 500	3,8	28,7	71,8	48,48	121,2
3 " laubwerfende Wälder	4,0	11,81	47,3	425	1,7	9,8	39,2	22,05	88,2
4 Wälder der gemäßigten Zone <sup>e)</sup>	7,5	12,85	96,4	1 500	11,3	13,4	100,5	27,76	208,2
5 " " borealen " <sup>f)</sup>	9,0	10,76	96,8	1 750	15,8	20,6	185,4	33,11	298,0
6 Gehölze <sup>g)</sup>	8,0	6,26	50,1	467	3,7	6,9	55,2	13,63	109,0
7 Tropische Savanne <sup>h)</sup>	19,0	2,32	44,1	175	3,3	4,2	79,8	6,69	127,2
8 Grasland der gemäß. Zone <sup>j)</sup>	12,5	0,77	9,6	198	2,5	18,9	236,3	19,87	248,4
9 Tundra und alpin	8,0	0,76	9,1	1 253	10,0	20,4	163,2	22,41	179,3
10 Halbwüsten	21,0	0,37	7,7	50	1,1	5,8	121,8	6,22	130,6
11 Extreme Wüsten	10,5	0,04	0,5	8	0,1	0,17	1,8	0,23	2,4
12 Fels und Eis	15,5	0,00	0,0	0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0
13 Acker- und Ruderalfläche <sup>k)</sup>	18,0	0,38	6,9	39	0,7	6,8	122,0	7,22	129,6
14 Sümpfe und Moore <sup>l)</sup>	3,5	4,56	15,9	1 250	4,4	47,1	165,0	52,94	185,3
15 Festland der Erde <sup>m)</sup>	147,3	4,02	591,7	413	60,9	9,66	1 423,2	14,09	2 076,0
16 Wälder <sup>n)</sup>	31,3	14,40	450,8	1 128	35,3	15,28	478,2	30,81	964,5
17 Sonstiges	116,0	1,21	140,9	221	25,6	8,15	945,0	9,58	1 111,5
18 Niedere Breiten, Wälder	14,8	17,41	257,6	554	8,2	13,00	192,3	30,95	458,1
19 " " , Sonstiges	34,5	2,41	83,0	179	6,2	6,11	210,9	8,70	300,1
20 " " , Gesamt	49,3	6,91	340,6	292	14,4	8,18	403,2	15,38	758,2
21 Gemäßigte Zone, Wälder	7,5	12,85	96,4	1 500	11,3	13,40	100,5	27,76	208,2
22 " " , Sonstiges	25,0	1,60	40,0	256	6,4	13,69	342,3	15,55	388,7
23 " " , Gesamt	32,5	4,20	136,4	548	17,7	13,62	442,8	18,37	596,9
24 Boreale Zone, Wälder	9,0	10,76	96,8	1 750	15,8	20,60	185,4	33,11	298,0
25 " " , Sonstiges	9,5	1,02	9,7	1 242	11,8	28,23	268,2	30,49	289,7
26 " " , Gesamt	18,5	5,76	106,5	1 492	27,6	24,52	453,6	31,77	587,7
27 Gebiete schwacher oder fehlender Vegetation	47,0	0,17	8,2	26	1,2	2,63	123,6	2,83	133,0

a) Nach (5), leicht ergänzt. b) Lebende Phytomasse nach (5), zuzüglich 5% für tote Phytomasse. c) Nach (272), bis auf "Sümpfe und Moore", vgl. Tabelle 7. d) Einschließlich Mangrove. e) Einschließlich Kunstforsten, f) Einschließlich offener Taiga. g) Etwa  $3,5 \cdot 10^{12}$  m<sup>2</sup> tropische offene Gehölze einschließlich Trockenwälder und  $4,5 \cdot 10^{12}$  m<sup>2</sup> Gehölze der gemäßigten Zone (Chaparral, Maquis, Piñon-Juniper-Woodlands etc.). h) Grasland mit und ohne Einzelbäumen, Strauch- und Buschland ("scrub"), aber ohne Trockenwälder. j) Steppen, natürliche Wiesen und Kunstwiesen (Wirtschaftsgrünland). k)  $16 \cdot 10^{12}$  m<sup>2</sup> Ackerland und  $2 \cdot 10^{12}$  m<sup>2</sup> Siedlungs- und Ruderalfläche ("Human area" nach (5), "Fringe area" und "Buildings" nach (206)). l)  $1,5 \cdot 10^{12}$  m<sup>2</sup> boreale Torfmoore,  $1,5 \cdot 10^{12}$  m<sup>2</sup> tropische Sümpfe und  $0,5 \cdot 10^{12}$  m<sup>2</sup> Sümpfe der gemäßigten Zone. m) Ohne Binnengewässer. n) Einschließlich offener Taiga, aber ohne sonstige Gehölze und Trockenwälder. Feinere Aufgliederung der Formationen nach Klimazonen in Tabellen 3 und 7.

beeinflusst. Die Übersicht zeigt außerdem die zeitliche Variabilität der beiden Reservoirs: Einige Schätzungen beziehen sich auf die potentiellen C-Gehalte vor der menschlichen Einflußnahme und liegen meist erheblich über den Werten für die Gegenwart. Der für etwa 1950 ausgewiesene Wert von Whittaker and Likens (299) dürfte sich infolge sehr hoher Annahmen für die Waldflächen in tropischen und gemäßigten Breiten auch eher auf prähistorische Verhältnisse beziehen (206).

Die Schätzungen in Übersicht 2 ergeben sich aus Erhebungen des durchschnittlichen C-Gehaltes in wichtigen Vegetationsformationen und Böden, multipliziert mit deren jeweiligem Flächenumfang. Ein Blick auf die Übersicht 3 verdeutlicht die Schwierigkeiten, die hier zu überwinden sind. Kein anderes C-Reservoir der Erde ist so heterogen wie die

Landökosysteme. Die Phytomasse pro Flächeneinheit wichtiger Vegetationsformen unterscheidet sich insgesamt um fast fünf Zehnerpotenzen. Auch wenn man von Extremen absieht (z. B. Nr. 17 und Nr. 42 in Übersicht 3), besteht allein innerhalb von Wäldern eine Variabilität der Phytomasse um etwa den Faktor 10.

Für viele Regionen finden sich nur spärliche Angaben über die Phytomasse und den Humusgehalt, und zahlreiche Vegetationsformen gehen gleitend ineinander über. Läßt sich die Fläche der Wälder der gemäßigten Zone infolge guter Statistiken in den Industrieländern und der häufig durch den Menschen herbeigeführten scharfen Abgrenzung von Wiesen und Feldern recht gut schätzen, so gilt dies weltweit in keiner Weise. In den Tropen finden sich z. B. anthropogen beeinflusste

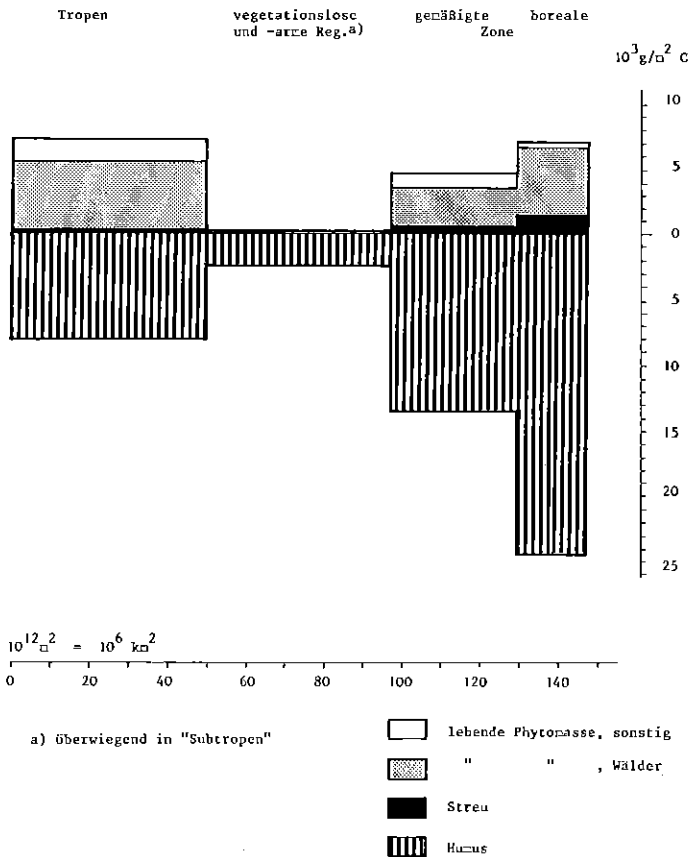


Abbildung 4: Schematische Aufteilung des heutigen Bestandes an organischem Kohlenstoff in Landökosystemen nach Klimazonen

Gehölze von großer Heterogenität und Ausdehnung, bei denen schon eine Einigung auf eine verbindliche Bezeichnung schwerfällt ("Buschland", "Trockenwald", "Dornbuschsavanne", "Savanne" etc.). Vielfach müssen traditionelle lokale Namen verwendet werden, z. B. für den "Miombo" und den "Mopane" im südlichen tropischen Afrika oder die "Campos" und die "Caatinga" in Brasilien. Hier sind über mehrere  $10^{12} \text{ m}^2$  aggregierte Schätzungen des durchschnittlichen C-Gehaltes pro  $\text{m}^2$  sehr unsicher.

Die in Zeile 13 der Übersicht 2 genannte eigene Schätzung ist in der Tabelle 2 noch einmal detaillierter, nach verschiedenen Vegetationsformen sowie Klimazonen untergliedert, wiedergegeben. Es handelt sich dabei nicht um eine Originalerhebung, sondern sie kombiniert die gegenwärtig realistischsten Literaturdaten. Sie folgt bezüglich der Fläche wichtiger Vegetationsformationen und deren durchschnittlichem C-Gehalt pro Flächeneinheit in der Phytomasse den Werten von Ajtay et al., 1979 (5). Bei der Phytomasse wurden jeweils 5% für tote Phytomasse addiert, woraus sich die Differenz zwischen diesem Wert und dem in Übersicht 2 (591,7 bzw.  $564 \cdot 10^{15} \text{ g}$ ) erklärt. Die Werte für den Gehalt an Streu sind ebenfalls (5) entnommen und repräsentieren Durchschnittswerte aus einer großen Zahl einzelner Erhebungen, u. a. aus (50). Die Humusgehalte konnten nicht nach Bodentypen (vgl. hier Tabelle 6, Abschnitt 5.13), sondern nur nach Vegetationsformationen klassifiziert werden. Dies rechtfertigt sich insofern als die Art der Pflanzendecke den Humusgehalt auch bei unterschiedlichen Bodentypen wesentlich mitbestimmt. Die Angaben für den C-Gehalt pro Flächeneinheit stammen von Schlesinger, 1979 (272) und basieren ebenfalls auf der Auswertung einer großen Zahl von Literaturangaben (vgl. auch 271).

Im Vergleich zu anderen Angaben repräsentiert die Tabelle 2 insgesamt eine sowohl bezüglich der gegenwärtigen Flächenumfänge phytomassereicher Vegetationsformen (Wälder) als auch bezüglich der C-Gehalte pro Flächeneinheit in Phytomasse, Streu und Humus (bis 1 m Tiefe) zurückhaltende Schätzung. Insbesondere bei tropischen Vegetationsformen sind viele Werte gegenüber früheren Angaben nach unten

korrigiert worden, um Überschätzungen zu vermeiden. Bei dem immer intensiveren Einfluß des Menschen auf die Vegetation, insbesondere dem Ersatz ausgewachsener Wälder durch Pionierstadien und Sekundärwälder in allen Klimazonen, kann sich aber selbst diese Schätzung als noch zu hoch erweisen.

In dieser Studie sei mit folgenden groben Faustzahlen für die Reservoirinhalte gerechnet: 550 für lebende Phytomasse, jeweils 50 für Streu und tote Phytomasse und 1 400 für Humus bis 1 m Tiefe. Einschließlich des Humus unterhalb dieser Grenze beträgt damit der C-Gehalt der Landökosysteme der Erde grob  $2 000 - 2 500 \cdot 10^{15} \text{ g}$ . Wie aus den Zeilen 16 und 17 der Tabelle 2 zu entnehmen, enthalten die Wälder (einschließlich offener Taiga aber ohne sonstige Gehölze) bei etwa 21% Flächenanteil am gesamten Festland der Erde ohne Binnengewässer über 75% der lebenden und toten Phytomasse. Da jedoch ihr Humusgehalt nicht in vergleichbarer Weise über dem anderer Formationen liegt, beträgt ihr Anteil am gesamten organischen C der Landökosysteme (Phytomasse, Streu und Humus) nur etwa 46%.

In den Zeilen 18 bis 27 sowie in der Abbildung 4 ist die ungefähre geographische Verteilung des organischen C auf dem Festland wiedergegeben. Die Abbildung 4 identifiziert die vegetationsarmen bzw. -losen Gebiete der Erde weitgehend mit dem subtropischen Trockengürtel und verlegt die gesamte Phytomasse der gemäßigten Zone auf die Nordhalbkugel. Trotz dieser Unkorrektheiten (Nichtberücksichtigung der Wüsten in der gemäßigten Zone und in Polargebieten sowie der gesamten südlichen Halbkugel  $> 30^{\circ}\text{S}$ ) gibt sie die typische Vegetationsverteilung auf der Erde wieder: Während die niederen Breiten (ca.  $30^{\circ}\text{S}$  bis  $30^{\circ}\text{N}$ ) noch immer über einen hohen Bestand an Phytomasse verfügen - etwa 58% der des Festlandes - befindet sich die größte Menge an Humus in der gemäßigten und borealen Zone, zusammen ca. 63%. Je weiter man polwärts schreitet, umso größeres Gewicht gewinnt der Humus auf Kosten der lebenden Phytomasse, was sich deutlich an den Wäldern zeigt: Diese weisen bei großer Variabilität im Einzelfall in zonaler Betrachtung eine erstaunliche Konstanz bezüglich der gesamten pro Flächeneinheit gespeicherten Menge an organischem C auf (um  $30 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2$ ). Während jedoch in tropischen Wäldern 56% davon in der Phytomasse enthalten sind, beträgt dieser Anteil bei den borealen Wäldern nur 33%.

### 2.3 Aufbau und Abbau organischer Substanz

Organische Substanz wird heute auf der Erde weit überwiegend durch den Prozeß der Photosynthese gebildet. Der Zerfall kann dagegen auf biotische Weise - durch Respiration unter Verbrauch von  $\text{O}_2$  oder in Ausnahmefällen anderer Oxidationsmittel sowie durch Gärung mit  $\text{CH}_4$  als Endprodukt -, wie auch auf abiotische Weise erfolgen. Der weitaus wichtigste abiotische Faktor ist Feuer.

Unter Nutzung weiterer essentieller Elemente sowie der Sonnenstrahlung als Energiequelle bauen Pflanzen organische Substanz aus den Grundbausteinen  $\text{CO}_2$  und  $\text{H}_2\text{O}$  nach der bekannten Formel  $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{C}(\text{H}_2\text{O}) + \text{O}_2$  auf. Das wichtigste Ergebnis der Lichtreaktion der Photosynthese ist die endergonische Spaltung des Wassermoleküls, wobei die zum Aufbau der Biomasse erforderlichen Reduktionsäquivalente wie  $\text{NADPH} + \text{H}^+$  erzeugt werden. Gleichzeitig werden energiereiche Bindungen gewonnen wie ATP, welche im Organismus endergonische Reaktionen ermöglichen. In der anschließenden Dunkelreaktion wird das aus der Luft gewonnene  $\text{CO}_2$  an organische Moleküle angelagert, und diese werden dann mit Hilfe der Reduktionsäquivalente und des ATP reduziert.

Der Reaktionsmechanismus ist nicht bei allen Pflanzen gleich, vielmehr werden im wesentlichen zwei Typen unterschieden. Bei den sog. C 3 - Pflanzen, welche den größten Teil aller Arten stellen, erfolgt die Anlagerung des  $\text{CO}_2$  mit Hilfe des Enzyms Carboxydismutase an einen C 5-Körper, das Ribulose-1,5-diphosphat, welches sodann in zwei Moleküle Phosphoglycerinsäure zerfällt, also in zwei C 3-Körper. Bei den sog. C 4-Pflanzen wird dagegen das  $\text{CO}_2$  zuerst an einen C 4-Körper

wie Phosphoenolpyruvat angelagert, bevor es in den normalen Calvin-Cyclus, wie er auch bei den C 3-Pflanzen vorliegt, eingeschleust wird. C 4-Pflanzen kommen in vielen Familien vor, finden sich jedoch gehäuft in Gräsern der subtropischen (trockenen und einstrahlungsreichen) Zone. Zu ihnen gehören wichtige und sehr produktionskräftige Kulturarten wie Mais und Hirsearten. Sie zeichnen sich durch eine Reihe morphologischer und physiologischer Besonderheiten aus, deren wichtigste an die Erscheinung der "Lichtatmung" anknüpft (hierzu, sowie zu weiteren Varianten, wie CAM-Pflanzen vgl. 121). Die Carboxydiamutase katalysiert nicht nur die Reaktion des Ribulose-1,5-diphosphats mit  $\text{CO}_2$ , sondern auch mit  $\text{O}_2$ , wodurch es bei C 3-Pflanzen bei Belichtung und  $\text{O}_2$ -Zutritt zu einer kompetitiven Hemmung der  $\text{CO}_2$ -Assimilation kommt. Bei dieser wohl funktionslosen "Lichtatmung" wird die apparente Photosynthese dieser Arten erheblich reduziert. Die modifizierte  $\text{CO}_2$ -Assimilation bei C 4-Pflanzen verhindert die Lichtatmung, womit diese, insbesondere unter Bedingungen von Starklicht und Wassermangel, konkurrenzkräftiger werden.

Obwohl diese physiologischen Unterschiede für den gegenwärtigen globalen C-Kreislauf von vermutlich untergeordneter Bedeutung sind, können sie doch hohe wissenschaftliche und praktische Bedeutung erlangen. Der Vergleich unterschiedlicher Photosynthesesysteme kann u. a. zur Klärung der Frage beitragen, wie die Pflanzendecke der Erde auf unterschiedliche atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Niveaus reagieren bzw. wie sie sich möglicherweise an veränderliche Klimabedingungen anpassen wird.

Von der Lichtatmung ist die eigentliche Atmung - bei Pflanzen "Dunkelatmung" - zu unterscheiden. Dabei wird zwar ebenfalls C oxidiert und Körpersubstanz verzehrt, jedoch können mit Hilfe der dabei gewinnbaren Energie in Form von ATP andere endergonische Reaktionen gespeist werden. Es können andere organische Makromoleküle aufgebaut, oder es kann Arbeit geleistet werden. Diese Atmung läuft bei den meisten Organismen nach dem gleichen Prinzip ab, indem stufenweise Elektronen auf das Energieniveau des Wassers zurückfallen.

Die Intensität von Auf- und Abbau hängt von der in einem Ökosystem vorliegenden Kombination fördernder und hemmender Faktoren ab. Einige unter ihnen wie Wasser werden sowohl für den Aufbau als auch für den Abbau benötigt, anderer dagegen nur für jeweils einen Prozeß, wie Licht für den Aufbau und  $\text{O}_2$  für den vollständigen Abbau. Im weltweiten Maßstab schränkt kein anderer einzelner Faktor das Pflanzenleben auf dem Lande so stark ein wie Wasser. Stickstoff dürfte an zweiter Stelle stehen. Die Faktoren  $\text{CO}_2$ , Licht, andere Nährstoffe und Temperatur treten global zurück, können aber im Einzelfall stark limitierend sein. Wie am Beispiel der Wärme leicht ersichtlich, kann die Wirkungsweise der Faktoren sehr komplex sein. Keineswegs folgen Faktorangebot und Wachstumsintensität immer einer stetigen (linearen, logarithmischen u. a.) Funktion. Extreme Tieftemperaturen außerhalb der Vegetationsperiode bedeuten nicht Vegetationslosigkeit. Der Kältepol auf der Nordhalbkugel bei Oimekon (Ostsibirien) liegt sogar im Wald. Hochproduktive Ökosysteme liegen oft in Gebieten mit kühler Vegetationsperiode, wie z. B. feuchte Mittelgebirgs- oder Küstenwälder (letztere in Chile und NW-Nordamerika) der gemäßigten Zone. Die Länge des Zeitraums mit Durchschnittstemperaturen oberhalb einer Schwelle (Vegetationsperiode) ist meist von größerer Bedeutung sowohl für die Produktivität eines Ökosystems als auch für die Art der Vegetation. Sie bestimmt z. B. meist die Waldgrenze im Gebirge und in hohen Breiten.

Für die Intensität abbauender Prozesse sind die Faktoren Wasser, Sauerstoff und Nährstoffe von großer Bedeutung, weshalb der Abbau äquatorwärts und mit fallender Meereshöhe intensiviert wird. Dies erklärt die in der Abbildung 4 sichtbaren unterschiedlichen Proportionen zwischen Phytomasse und Humus in verschiedenen Klimazonen. Extreme Anhäufungen toter organischer Substanz wie in Torfmooren finden sich stets bei  $\text{O}_2$ -Mangel infolge dauernden Wasserstaus. Der Abbau kann durch zahlreiche weitere Ursachen verzögert werden: Durch zeitweilige oder dauernde Trockenheit, durch räumlichen Transport des Materials in tiefere Bodenhorizonte mittels Einwaschung oder Turbation, durch seine chemische Veränderung wie bei der Humifizierung oder Verkohlung, durch den Aufbau kleinräumiger Strukturen im Boden, welche vor dem Zugriff abbauender Enzyme schützen ("microsites"), durch Aufbau organo-mineralischer

Komplexe sowie durch spezifische abbauhemmende Eigenschaften der Ausgangssubstanz, wie bei der Streu von Ericaceen und anderen Arten. Nicht zu vergessen sind aktive Schutzmechanismen bei lebenden Pflanzen. Wären letztere weniger erfolgreich, so könnte es z. B. in den immer feuchtwarmen tropischen Wäldern, bei höchster Intensität des Abbaus, keine jahrhundertealten gesunden Bäume geben. Feuer ist stets ein wichtiger abbauender Faktor in Ökosystemen mit längerer warmer Trockenzeit, wenn der enzymatische Abbau unterbunden ist und tote Phytomasse und Streu stark austrocknen.

Würde der Abbau von Biomasse den Aufbau stets schnell folgen, so wären alle Ökosysteme der Erde gleichförmig. Die unterschiedliche und z. T. extrem hohe Speicherung von organischem C in Landökosystemen und ihr, den globalen C-Kreislauf so schwer überschaubar machender, außerordentlicher Formenreichtum sind letztlich das Ergebnis einer Vielzahl den Abbau zu  $\text{CO}_2$  verzögernder Prozesse. Ein bei der Photosynthese eingefangenes C-Atom kann im folgenden sehr verschiedene Wege gehen:

- Es kann kurz darauf zur Lichtatmung benutzt und unmittelbar wieder in die Atmosphäre entlassen werden, mit einer Aufenthaltszeit im Ökosystem von nur wenigen Sekunden oder Minuten.
- Es kann in ein Speicherorgan einer Pflanze fest inkorporiert werden, um irgendwann während der Lebenszeit der Pflanze auf Grund der Dunkelatmung wieder zur Atmosphäre zurückzukehren. Seine Aufenthaltszeit im Ökosystem kann dann Stunden, Tage, Monate oder Jahre betragen. Ein typischer Fall ist die Veratmung aus einem Reserveorgan im Zuge der Vermehrung, wie bei der Samenkeimung.
- Es kann erst in die Pflanze inkorporiert, dann aber von einem Pflanzenfresser oder Parasiten aufgenommen werden. Daraufhin kann es von ihm selbst veratmet werden oder in der Nahrungskette noch weiter aufsteigen, indem es in einen oder in mehrere Fleischfresser nacheinander übergeht, deren Biomasse es bis zu seiner Veratmung, evtl. jahrelang, bildet.
- Es kann in die Körpersubstanz von Pflanzen oder Tieren eingebaut werden, ohne während deren Lebenszeit zur Atmung benutzt zu werden. Dann wird es nach dem Tod durch abbauende Makroorganismen (Nekrophagen) und Mikroorganismen (Destruenten) veratmet und in die Atmosphäre zurückgeführt. Seine Aufenthaltszeit beträgt mitunter nur einige Tage, im Jahreszeitenklima der gemäßigten und hohen Breiten oft um ein Jahr (annuelle Pflanzen, Blätter). Wird das Atom aber in die Stützsubstanz von Bäumen eingelagert, so kann die Aufenthaltszeit mehrere hundert Jahre betragen.
- Schließlich kann es sowohl der Atmung und Mineralisierung durch Pflanze und Tier als auch, nach deren Absterben, den Destruenten entgehen und in Humus, Torf oder Gewässersedimente eingelagert werden, um dort mitunter mehrere tausend Jahre zu verbleiben oder gar in den "geologischen" Kreislauf mit Aufenthaltszeiten in den Sedimenten von Jahrmillionen einzutreten.

Wegen der Heterogenität der terrestrischen C-Reservoirs ist es im Gegensatz zur relativ homogenen Atmosphäre wenig sinnvoll, von einer durchschnittlichen Aufenthaltszeit als Quotient von Bestand und jährlichem Umschlag zu sprechen. Sinnvoll wäre eine Statistik der Verteilung der Aufenthaltszeiten, deren Werte in einzelnen jedoch schwer bestimmbar sind.

#### 2.4 Messung von Auf- und Abbauprozessen

Zur begrifflichen Fassung der in Ökosystemen ablaufenden Auf- und Abbauprozesse hat sich das in der Übersicht 4 dargestellte Schema bewährt. Die ökologisch zentralen Begriffe "Brutto-Primärproduktion" (GPP), "Netto-Primärproduktion" (NPP) und "Netto-Ökosystemproduktion" (NEP) sind in einfacher Weise miteinander verknüpft. Subtrahiert man von der GPP (oder "apparenter Photosynthese" = "reale Photosynthese" minus Lichtatmung) die Dunkelatmung der autotrophen Organismen, so erhält

Übersicht 4: Konzepte und Terminologien bezüglich Auf- und Abbau organischer Substanz in Ökosystemen

Konzept	Symbol	Erklärung und Beispiele
1 Reale Photosynthese <sup>a)</sup>		Gesamte C-Assimilation <sup>e)</sup> während einer Zeitspanne
2 - Lichtatmung		CO <sub>2</sub> -Produktion in grünen Pflanzenteilen bei Belichtung
3 = Apparente Photosynthese <sup>a)</sup> = Brutto-Primärproduktion <sup>b)</sup> (Gross Primary Production) ≅ Bruttoproduktion <sup>c)</sup>	GPP	Gesamte C-Assimilation abzüglich Lichtatmung
4 - Dunkelatmung autotropher Organismen	R <sub>a</sub>	Abbau von Assimilat in nicht grünen Pflanzenteilen zur Energiefreisetzung
5 = Netto-Primärproduktion <sup>b)</sup> (Net Primary Production)	NPP	Nettoproduktion pflanzlicher Substanz nach Abzug des Eigenverbrauchs. Steht für heterotrophe Atmung, Speicherung oder Export zur Verfügung
6 - Atmung heterotropher Organismen	R <sub>h</sub>	Aufnahme und Abbau lebender Pflanzenteile durch herbivore Tiere und Parasiten ("Weidenahrungskette") sowie Abbau toter Pflanzensubstanz durch Detritivoren und Mikroorganismen ("detritische Nahrungskette")
7 - Oxidation durch Feuer		
8 - Saldo Importe/Exporte		Verluste organischer Substanz durch Auswaschung, Erosion, Abgabe an die Atmosphäre, Aufnahme durch wandernde Tiere, saldiert um Importe aus ähnlichen Ursachen
9 = Netto-Ökosystemproduktion <sup>b)</sup> (Net Ecosystem Production) = "True Increment" <sup>d)</sup> ≅ Nettoproduktion <sup>c)</sup>	NEP ΔB	Änderung der Menge organischer Substanz in einem Ökosystem pro Zeiteinheit

a) Pflanzenphysiologische Terminologie, vgl. (121). b) Ökologische Terminologie, vgl. (310). c) Forstliche Terminologie, vgl. (185). d) Bezeichnung in der sowjetischen Literatur, vgl. (232). Die gegenseitigen Entsprechungen gelten nur näherungsweise, weitere Diskussion der Konzepte in (25), (78). e) Unterschiede zwischen Photosynthese und C-Assimilation infolge anderer energieverbrauchender Prozesse (z. B. Ionenaufnahme, Nitratreduktion) hier nicht berücksichtigt.

Übersicht 5: Schätzungen der Netto-Primärproduktion auf dem Festland der Erde

Autoren	NPP, 10 <sup>15</sup> g/a C		
	Wälder	Sonstiges	Festland
1 (233) Rodin, Bazilevich and Rozow, 1975 <sup>a)</sup>	37,91	39,73	77,64
2 (204) Olson, 1975 <sup>a)</sup>	59,37 <sup>b)</sup>	15,98	75,35
3 (203) Olson, 1970	36,0	18,2	54,2
4 (167) Lieth, 1972	29,03	16,07	45,1
5 (299) Whittaker and Likens, 1975	33,26	19,61	52,87
6 (5) Ajtay <u>et al.</u> , 1979	21,91	37,96	59,87

a) Bezogen auf potentielle Vegetation, vor menschlicher Einflußnahme. b) Hier einschließlich Gehölze; andere Angaben in dieser Spalte ohne Gehölze, aber mit offener Taiga. Sofern nicht Angaben in C vorlagen, Umrechnung lt. Übersicht 2.



Tabelle 3: Netto-Primärproduktivität des Festlands der Erde nach wichtigen Vegetationsformen, nach Ajtay et al., 1979 (5)

Vegetationsform	gegenwärtige Fläche $10^{12} \text{ m}^2$	Netto-Primärproduktivität (NPP)	
		$\text{g/m}^2 \cdot \text{a C}$ (Durchschnitt)	$10^{15} \cdot \text{g/a C}$
1 Wälder	31,3	700	21,91
2 Tropische Regenwälder	10,0	1 035	10,35
3 " laubwerfende Wälder	4,5	720	3,24
4 Mangrove	0,3	450	0,14
5 Laub- und Mischwälder, gem. Zone	3,0	675	2,02
6 Immergrüne Wälder, "	3,0	585	1,76
7 Geschlossener borealer Wald	6,5	338	2,49
8 Offener " (Waldtundra)	2,5	293	0,73
9 Kunstforsten	1,5	788	1,18
10 Gehölze der gemäßigten Zone	2,0	675	1,35
11 Chaparral, Maquis etc.	2,5	360	0,90
12 Savanne	22,5	787	17,71
13 Buschland und offene Gehölze	6,0	945	5,67
14 Grasland	6,0	1 035	6,21
15 Trockenwald	3,5	585	2,05
16 Trockene Dornbuschsavanne	7,0	540	3,78
17 Grasland der gemäßigten Zone	12,5	351	4,39
18 Feucht (Wiesen, Weiden)	5,0	540	2,70
19 Trocken (Steppen)	7,5	225	1,69
20 Tundra und alpine Vegetation	9,5	100	0,95
21 Polarwüste	1,5	11	0,02
22 Hocharktisch/alpin	3,6	68	0,24
23 Weniger extrem	4,4	158	0,69
24 Wüste und Halbwüste	21,0	64	1,35
25 Mit Trockenvegetation	9,0	90	0,81
26 Degradiert	12,0	45	0,54
27 Extreme Wüste	9,0	7	0,06
28 Heiß	8,0	5	0,04
29 Kalt	1,0	23	0,02
30 Ewiges Eis	15,5	0	0,00
31 Binnengewässer	2,0	180	0,36
32 Sümpfe	2,0	1 630	3,26
33 Gemäßigte Zone	0,5	1 125	0,56
34 Tropen	1,5	1 800	2,70
35 Moore	1,5	450	0,68
36 Kulturland	16,0	423	6,77
37 Gemäßigte Zone, Annuelle Pfl.	6,0	540	3,24
38 " , Dauerkulturen	0,5	675	0,34
39 Tropen, Annuelle Pflanzen	9,0	315	2,83
40 " , Dauerkulturen	0,5	720	0,36
41 Ruderalflächen, Siedlungsland	2,0	225	0,18
42 Summe	149,3	401	59,87
			≈60,00

man die NPP. Diese Größe stellt die Produktion der Pflanzendecke pro Zeiteinheit abzüglich des Eigenbedarfs dar. Sieht man von Transportvorgängen, d. h. Importen und Exporten über die Grenzen des Ökosystems hinaus, zunächst ab, so kann die NPP in einem betrachteten Zeitintervall entweder von Tieren oder Mikroorganismen veratmet oder durch Feuer oxidiert werden, oder sie entgeht der biotischen und abiotischen Oxidation und wird in lebender oder toter Biomasse, Streu sowie in Humus gespeichert. Die Akkumulation an organischer Substanz pro Zeiteinheit (die auch negative Werte annehmen kann) bezeichnet man als NEP oder  $\Delta B$ . Sie ergibt sich aus der Differenz zwischen NPP und Respiration der Heterotrophen und ist daher die Differenz zwischen gesamtem Stoffaufbau und Stoffabbau in einem Ökosystem pro Zeiteinheit.

Die Messung dieser Größen im Freiland stößt auf große Schwierigkeiten. Zuverlässig ermittelte Meßgrößen entsprechen meist nur annähernd den o. g. Definitionen. So ist z. B. der Ernteertrag einer landwirtschaftlichen Kultur zwar Teil der NEP, enthält jedoch nicht die Produktion an Ernterückständen und evtl. gleichzeitige Nettoveränderungen im Humusbestand. Ähnliches gilt für den jährlichen Zuwachs in bewirtschafteten Wäldern, die "Nettoproduktion" in forstlicher Terminologie (vgl. 185). Während land- und forstwirtschaftliche Erhebungen auf den wirtschaftlichen Ertrag und damit zumindest annähernd auf die NEP abzielen, streben wissenschaftlich-ökologische Messungen bisher meist Erkenntnisse über die Produktionsleistung der Pflanzendecke unabhängig von der heterotrophen Respiration, also die NPP, an. Schätzungen im weltweiten Maßstab und für unbewirtschaftete oder schwach genutzte Vegetationsformen gibt es daher nur bezüglich dieser Größe. Wie in Übersicht 5 zusammengestellt, liegen neuere Werte für die heutige NPP des Festlandes bei  $50-60 \cdot 10^{15}$  g/a C. Unter der Annahme, daß die GPP etwa doppelt so hoch ist - daß m. a. W. die Dunkelatmung der Pflanzendecke ebenfalls bei ca.  $50-60 \cdot 10^{15}$  g/a C liegt - und daß zusätzlich ein ähnlicher Betrag für die Lichtatmung veranschlagt werden muß, ergibt sich der in Abbildung 3 ausgewiesene jährliche Brutto-Transfer von  $150-180 \cdot 10^{15}$  g C zwischen Atmosphäre und Pflanzendecke.

In der Tabelle 3 ist eine neuere Schätzung über die NPP in den Landökosystemen der Erde wiedergegeben. Ihre wichtigste Aussage ist, daß die weltweiten Verteilungen von NPP und Phytomasse pro Flächeneinheit nicht parallel laufen. Ökosysteme mit hoher Phytomasse wie ausgewachsene Wälder haben durchaus nicht immer die höchste NPP. Im Gegenteil können nicht bewaldete Ökosysteme wie Grasländer an diese herantreten oder sie noch übertreffen. Die NPP ist in erster Linie eine Funktion des Angebots an Wachstumsfaktoren. Wo dieses günstig ist, ist auch die NPP hoch, unabhängig vom Vegetationstyp. Häufig bilden sich zwar unter natürlichen Bedingungen bei günstigem Faktorangebot Wälder automatisch heraus. Wird dies aber durch natürliche Faktoren (z. B. ein den Bäumen abträgliches Wasserregime) oder, häufiger, durch menschliche Einflüsse verhindert, so können die Ersatzgesellschaften eine gleich hohe NPP erreichen, wie etwa im Falle des mitteleuropäischen Dauergrünlandes.

Vegetationstyp und insbesondere Sukzessionszustand üben einen Einfluß auf die NPP insofern aus, als bei gleicher GPP die NPP in Beständen hoher Phytomasse infolge der höheren Respiration - m. a. W. infolge höheren Eigenverbrauchs der Pflanzendecke wegen hoher Belastung mit nicht grüner aber atmender Phytomasse - oft niedriger liegt. Wie Abbildung 5 zeigt, wird damit die NPP in alten Waldbeständen gegenüber solchen mittleren Alters verringert.

Werden Ökosysteme nicht intensiv vom Menschen beeinflusst, so ist, außer in hohen Breiten und im Hochgebirge, Wasser auch für die NPP meist der am stärksten limitierende Faktor. Sie ist daher besonders niedrig in ariden Gebieten. Der klimatische Vorteil der immerfeuchten Tropen bezüglich der Photosynthese liegt weniger in der höheren Temperatur als vielmehr in der ununterbrochenen Vegetationsperiode. Dieser Vorteil kommt jedoch vor allem der GPP zugute und wird für die NPP durch lange und warme Nächte, welche einen hohen Eigenbedarf der Vegetation durch hohe Respiration bewirken, weitgehend zunichte

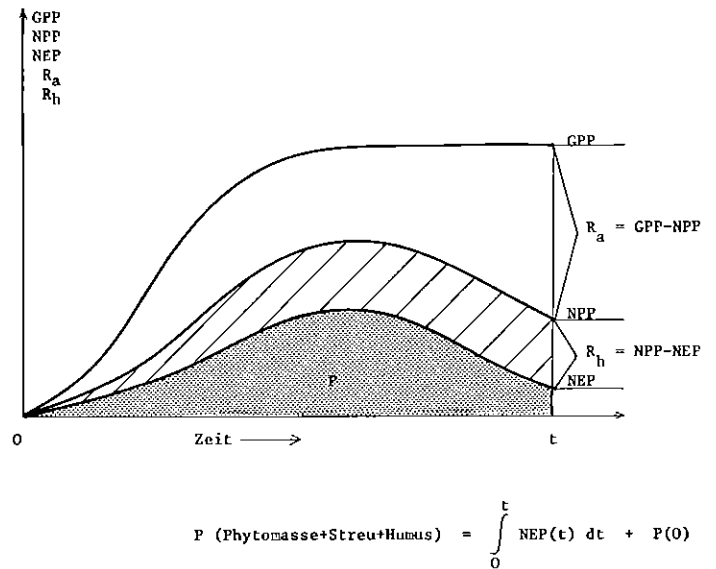


Abbildung 5: Zeitliche Entwicklung von Produktion und Respiration in Wäldern, schematisch. (In Anlehnung an Kira und Shidei, 1967 in (78) und an (185))

gemacht. Daher liegt die NPP in tropischen Feuchtwäldern nicht so erheblich über der der Wälder der gemäßigten Zone, wie man vermuten könnte.

### 3. Netto-Transfers zwischen Atmosphäre und Landökosystemen

Die Höhe der NPP sagt allein nichts über die Höhe eines Netto-Transfers von C zwischen der Atmosphäre und einem Landökosystem aus. Dieser ergibt sich vielmehr erst durch Abzug der heterotrophen Respiration (einschließlich abiotischer Oxidation durch Feuer und Berücksichtigung sonstiger Transfers). In der Abbildung 6 sind die theoretisch möglichen Fälle eines Netto-Transfers schematisiert. In den Fällen 2 bis 5 gleichen sich Zu- und Abflüsse zwischen Atmosphäre und Ökosystemen nicht. Während bei 2 und 3 das Ökosystem durch diese Ungleichheit entweder an C reicher oder ärmer wird, bleibt sein Bestand bei 4 und 5 konstant, und die Differenz zwischen  $p_t$  und  $r_t$  wird durch einen für das Ökosystem positiven oder negativen Fluß  $s_t$  aus einem anderen Reservoir oder in dieses ausgeglichen. Aus der Atmosphäre aufgenommenes C kann z. B. im Fall 5 an das Grundwasser und über Flüsse an die Ozeane abgegeben werden, um die Atmosphäre entweder gar nicht oder stark verzögert wieder zu erreichen.

Eine Aufstellung einiger Meßdaten natürlicher und anthropogener Netto-Transfers aus unterschiedlichen Ursachen findet sich in Übersicht 6. Auf sie wird in den folgenden Abschnitten im einzelnen Bezug genommen.

#### 3.1 Natürliche Netto-Transfers

##### 3.1.1 Allgemeines

Hier sind drei grundlegende Typen zu unterscheiden, von denen nur der dritte für das vorliegende Problem relevant ist: Kurzfristig-zyklische (meist jahreszeitliche), langfristig-zyklische und aperiodische Transfers.

Betrachtet man genügend kleine Flächen und kurze Zeiträume, so ist kaum ein Ökosystem der Erde, und kein Teil von ihm, in einem vollständigen Fließgleichgewicht bezüglich seiner Biomasse. Es gibt überall

Kleinräumige und kurzfristige Netto-Transfers (261). Weltweit bedeutend sind die saisonalen Unterschiede zwischen Auf- und Abbau in den Gebieten mit Jahreszeiten, insbesondere der gemäßigten Zone der Nordhalbkugel. Wie aus Abbildung 1 ersichtlich, führen diese zu Schwankungen im atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Gehalt zwischen Sommer und Winter von über 5 ppm.

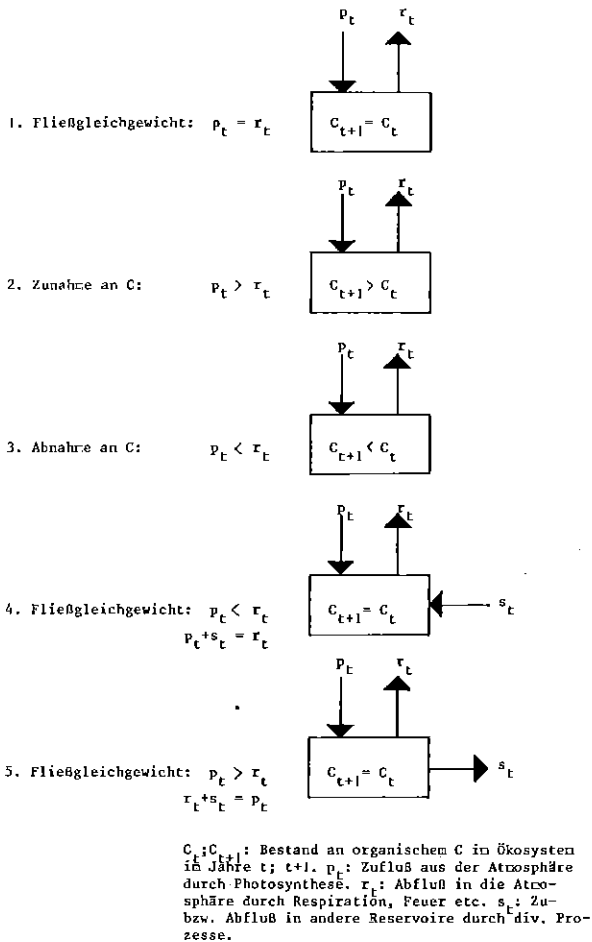


Abbildung 6: Mögliche Beziehungen zwischen Zuflüssen, Abflüssen und Beständen an organischem Kohlenstoff in Ökosystemen

Im späten Frühjahr und Sommer überwiegt die Photosynthese, so daß sich Biomasse ansammelt, welche zum großen Teil nach dem Laubfall im Herbst und Frühjahr wieder zersetzt wird (vgl. hierzu 112).

Zweitens gibt es in manchen Ökosystemen Auf- und Abbauzyklen mit einer Frequenz von Jahrzehnten oder Jahrhunderten. Baumbestände in borealen Wäldern erreichen selten ein Gleichgewicht zwischen Primärproduktion und Respiration, sondern akkumulieren so lange Phytomasse, bis sie durch einen gewaltsamen Eingriff wie Feuer, Insekten- oder Sturmkatastrophen plötzlich zugrunde gehen. Ganz im Gegensatz zu tropischen Wäldern, sind Bäume in diesen Beständen oft auf großen Flächen gleichaltrig und selten älter als 150 Jahre (287, zu Feuer vgl. auch 4, 109, 117, 154, 241 und 293). Gemittelt über die ganze Erde und über mehrere Jahre, gleichen sich saisonale und längerfristige Netto-Transfers dieser Art vermutlich gegenseitig aus, so daß der Gesamteffekt für die atmosphärische C-Bilanz gleich Null ist.

Dies ist nicht so im dritten Fall, wenn sich nämlich als Folge geologischer, topographischer oder klimatischer Änderungen C kontinuierlich in Landökosystemen ansammelt oder aus ihnen entlassen wird.

Sind solche Vorgänge infolge der Ausgeglichenheit des "geologischen" C-Kreislaufes über erdgeschichtlich lange Perioden auch unmöglich (vgl. Abschnitt 2.1), so doch nicht über Zeiträume von Jahrhunderten oder Jahrtausenden. Vorübergehender starker Vulkanismus oder Erosion von Sedimenten mit hohem Gehalt an organischem C können ebenso wie beschleunigte Oxidation humoser Böden nach Austrocknung und/oder Landhebung Netto-Quellen von C für die Atmosphäre darstellen. Umgekehrt kann das Gleichgewicht zwischen Auf- und Abbau durch natürliche Standortsänderungen in Richtung auf einen höheren Biomasse- und Humusgehalt verschoben werden, wie z. B. bei fortdauernder isostatischer Landsenkung und Versumpfung gewisser Gebiete. Dies ist gegenwärtig beim westsibirischen Tiefland auf einer Fläche von mindestens  $1-2 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$  der Fall (288). Auch Klimaänderungen können das Gleichgewicht wesentlich in Richtung auf höhere oder niedrigere Phytomasse- und vor allem Humusgehalte verschieben. Extrapoliert man eine von Jenny et al. (1930) an Hand vieler Einzelerhebungen gefundene empirische Beziehung zwischen mittlerer Jahrestemperatur und Humusgehalt des Bodens, so müßten die gesamten Landböden der Erde bei einer globalen Temperaturerhöhung (-senkung) um  $0,5^\circ \text{C}$  ca.  $150 \cdot 10^{15} \text{ g C}$  an Humus verlieren (gewinnen) (169). Derartige Temperaturänderungen können sich aus natürlichen Gründen innerhalb von wenigen Jahrzehnten vollziehen. Über die Anpassungsgeschwindigkeiten bei solchen Prozessen, woraus sich jährliche Netto-Transfers errechnen ließen, sagen diese Vergleiche allerdings nichts aus.

### 3.12 Vermutliche gegenwärtige Größenordnung natürlicher Netto-Transfers

In der borealen Zone der Erde liegt der Rückzug des Eises von großen Flächen erst wenige Jahrtausende zurück. Ebenso jungen Datums sind Wiederbewaldung und Akkumulation von Humus und Torf auf den noch weit größeren ehemals periglazialen Flächen, was infolge kurzer Sommer langsam geschieht. Weite Gebiete der borealen Zone haben vielleicht noch kein Gleichgewicht zwischen Auf- und Abbau von organischem C erreicht. Das auffälligste, wenngleich nicht einzige Symptom hierfür ist die Anhäufung von Torf in Hochmooren (49, 188). Extrapoliert man den in Übersicht 6 (Nr. 2) angegebenen Wert auf die Fläche für boreale Moore im strengen Sinne ( $1,5 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$  nach 189), so folgt eine jährliche Akkumulation von  $0,03-0,12 \cdot 10^{15} \text{ g C}$ . Die von moorigen Böden eingenommene Fläche ist aber mindestens doppelt so groß (vgl. auch "gelic histosols" in 37) Akkumulieren auch sie C, so läßt sich der Wert auf das Doppelte erhöhen, mit einem wahrscheinlichen Betrag um  $0,1 \cdot 10^{15} \text{ g/a C}$  (vgl. auch 62). Inwieweit dies im vollen Umfang als Aktivität einer Netto-Senke angesehen werden kann, ist infolge natürlicher und anthropogener Oxidationen von Torf allerdings unsicher.

Wie verschiedene, allerdings nicht annähernd flächendeckende, Messungen zeigen, kann sich in der borealen Zone organischer Kohlenstoff auch in Mineralböden ansammeln (Übersicht 6, Nr. 1). Ungeprüft ist ferner, inwieweit auch tiefere Bodenhorizonte eine Senke für C darstellen können. Vertikalverlagerungen der besonders mobilen und oft farblosen Fulvosäuren sind in vielen Böden eine geläufige Erscheinung (334), auch unter den Bedingungen von Permafrost. Der Verlust selbst weniger  $\text{g/m}^2 \cdot \text{a}$  C könnte auf genügend großer Fläche eine nicht unerhebliche Senke darstellen.

Neben Akkumulationen (Typ 2 in Abbildung 6) spielen auch Netto-Transfers vom Typ 5 aus natürlichen Ursachen eine Rolle, wobei organischer und anorganischer Kohlenstoff betroffen ist. Ein gewisser Teil des von Pflanzen assimilierten C wird nicht nach Veratmung und Feuer an die Atmosphäre zurückgegeben, sondern gelangt in anorganischer und organischer Form in Gewässer und Ozeane. Während Regenwasser durchschnittlich etwa  $0,6 \text{ g/m}^3 \text{ C}$  in  $\text{HCO}_3^-$ - und  $\text{CO}_3^{--}$ -Ionen enthält, beträgt die Konzentration im Flußwasser durchschnittlich  $12 \text{ g/m}^3$  (144). Die Differenz ist in terrestrischen Ökosystemen hinzugetreten. Trifft Sicker- oder Grundwasser, welches mit viel CO<sub>2</sub> aus der Atmungsaktivität der Wurzeln und Mikro-

Übersicht 6: Netto-Transfers von Kohlenstoff zwischen Atmosphäre und Landökosystemen (ggf. auch anderen Reservoiren) durch div. Prozesse. Zusammenstellung bzw. Auswertung von Einzeluntersuchungen

Prozeß	Region	Netto-Transfer $\text{g/m}^2 \cdot \text{a C}^{\text{a}}$	Quelle bzw. Berechnungsgrundl.
Netto-Transfers durch natürliche Prozesse			
1 Akkumulation von Humus in nasser Wiese	Norwegen	+7	(267)
2 Akkumulation von Torf in Mooren	gemäßigte und boreale Zone	+20 bis +80	(189) <sup>b)</sup>
3 Humusverlust aus Mineralböden durch Auswaschung und Erosion	Einzugsgebiet der Ostsee	-3	(248) <sup>c)</sup>
4 Humusverlust aus tropischen Podsolen im Bereich von Schwarzwasserflüssen	Rio Negro, Amazonien, Brasilien	-60 bis -80	(149,304) <sup>d)</sup>
5 Humusverlagerung und -verlust in Steppengebieten mit dystrophem Dränwasser	S-Rußland	-80 bis -90	(289)
Akkumulation von Streu und Humus in land- und forstwirtschaftlichen Ökosystemen			
6 Akkumulation von Streu in Betula alba-Pflanzung, Ø von 22 Jahren	Großbritannien	+9	} (208)
7 dto., Pseudotsuga taxifolia, Ø von 21 Jahren	"	+19	
8 dto., Pinus nigra, Ø von 18 Jahren	"	+47	
9 dto., Pinus radiata, Ø aus 9 Proben, 30-40 Jahre alt	Süd-Australien	+26	(160)
10 Akkumulation von Humus bei Umwandlung ackerbaulich genutzten Steppenböden in Dauergrünland, Ø von 8 Jahren	S-Dakota, USA	+21	(295)
11 Akkumulation von Humus in wachsendem Eichenwald	Belgien	+65	(96)
12 dto.	England	+147	(246)
13 Akkumulation von Humus in Ackerböden nach Übergang zu Minimalbodenbearbeitung, Parabraunerde, Ø von 5-6 Jahren	Göttingen, BRD	+130	(89)
14 dto., Sandboden, Ø von 4 Jahren	Müncheberg, DDR	+34	Buhtz et al., 1970 in (89)
15 dto., sandiger Lehm, Ø von 5 Jahren	Georgia, USA	+225	Giddens in (89)
Akkumulation von langlebiger Phytomasse in natürlich nachwachsenden oder bewirtschafteten Wäldern (NEP in Phytomasse, oder forstliche Nettproduktion während eines Jahres im angegebenen Alter (in Klammern), vgl. Übersicht 4)			
16 Mischwald (60-90)	Hubbard Brook Exp. Forest, New Hampshire, USA	+158 <sup>e)</sup>	(300)
17 Feuerbeeinflusster Eichen-Kiefern-Wald (20-40)	Long Island, New York, USA	+244	(298)
18 Unbewirtschafteter Bergwald, Tsuga sp. (>200)	Gt. Smoky Mts., Tennessee, USA	+294 <sup>e)</sup>	} (297)
19 dto., Abies, Picea sp. (161)	"	+267 <sup>e)</sup>	
20 Junger Bergwald, Liriodendron sp., (29)	"	+792 <sup>e)</sup>	
21 Buchenwald (8)	Dänemark	+216	} (185)
22 " (25)	"	+432	
23 " (46)	"	+432	
24 " (85)	"	+333	
25 " (122)	Solling, BRD	+446 <sup>f)</sup>	} (242)
26 " (80)	"	+373 <sup>f)</sup>	
27 " (59)	"	+446 <sup>f)</sup>	
28 Fichtenwald (87)	"	+378 <sup>f)</sup>	
29 " (116)	"	+258 <sup>f)</sup>	
30 " (41)	"	+492 <sup>f)</sup>	
31 Liriodendron-Wald (30-50)	Tennessee, USA	+56	(116)
32 Tropischer Sekundär-Regenwald (59)	Puerto Rico	+219	(131)

Übersicht 6: Fortsetzung

Prozeß		Region	Netto-Transfer g/m <sup>2</sup> ·a C	Quelle bzw. Berechnungsgrundlage
Tropischer Regenwald, frühe Sukzessionsstadien bei Nachwuchs nach Brandrodung bzw. Waldbrache. $\bar{\phi}$ NEP in Phytomasse während der ersten Lebensjahre (Alter in Klammern)				
33	(6)	Darien, Panama	+506	] (84)
34	(6)	"	+359	
35	(2)	"	+455 <sup>g)</sup>	] (102)
36	(2)	"	+738 <sup>g)</sup>	
37	(4)	"	+541 <sup>g)</sup>	
38	(6)	"	+460 <sup>g)</sup>	
39	(2)	Zaire	+402 <sup>g)</sup>	Bartholomew et al., in (102)
40	(5)	"	+988 <sup>g)</sup>	
41	(8)	"	+857 <sup>g)</sup>	
42	(1)	El Verde, Puerto Rico	+191 <sup>e)</sup>	Jordan, 1971
43	(1)	Izabal, Guatemala	+351 <sup>e)</sup>	Snedaker, 1970
44	(1)	"	+376 <sup>e)</sup>	"
45	(1)	"	+393 <sup>e)</sup>	Tergus, 1965
46	(2)	El Verde	+173 <sup>e)</sup>	Jordan, 1971
47	(2)	Izabal	+319 <sup>e)</sup>	Snedaker, 1970
48	(2)	Guarín, Columbien	+356 <sup>e)</sup>	Ewel, 1968
49	(3)	El Verde	+159 <sup>e)</sup>	Jordan, 1971
50	(3)	Izabal	+343 <sup>e)</sup>	Snedaker, 1970
51	(4)	"	+305 <sup>e)</sup>	"
52	(4)	Guarín	+544 <sup>e)</sup>	Ewel, 1968
53	(5)	Izabal	+330 <sup>e)</sup>	Snedaker, 1970
54	(6)	"	+335 <sup>e)</sup>	"
55	(6)	Benin, Nigeria	+346 <sup>e)</sup>	Nye & Gr., 1960
56	(7)	Izabal	+300 <sup>e)</sup>	Snedaker, 1970
57	(8)	"	+371 <sup>e)</sup>	"
58	(8)	Zaire	+684 <sup>e)</sup>	Nye & Gr., 1960
59	(9)	Izabal	+362 <sup>e)</sup>	Snedaker, 1970
60	(10)	"	+244 <sup>e)</sup>	"
61	(2)	Magdalenatal, Col.	+428	(244)
62	(5)	Zaire	+790	] (197)
63	(6)	Benin	+354	
Humusverluste kanadischer Steppenböden nach Umwandlung zu Ackerland (A <sub>p</sub> -Horizont, 0-10 cm) <sup>h)</sup>				
64	Schwarzerde, 30% Ton	Saskatchewan, Canada		] (178)
	1. Jahr nach Umbruch		-283 <sup>j)</sup>	
	15. " "		-120 <sup>j)</sup>	
	60. " "		-9 <sup>j)</sup>	
	$\bar{\phi}$ pro Jahr in 60 Jahren		-80	
65	Schwarzerde, 30% Ton, $\bar{\phi}$ pro Jahr in 30 Jahren nach Umbruch		-230	
66	Tonboden, 70% Ton, $\bar{\phi}$ pro Jahr in 20 Jahren nach Umbruch		-30	
67	Verbraunte Schwarzerde			
	1. Jahr nach Umbruch		-70 <sup>j)</sup>	
	60. " "		-28 <sup>j)</sup>	
	$\bar{\phi}$ pro Jahr in 60 Jahren	-46 <sup>j)</sup>		
68	Schwarzerde		] (209)	
	1. Jahr nach Umbruch	-174 <sup>j)</sup>		
	60. " "	-63 <sup>j)</sup>		
	$\bar{\phi}$ pro Jahr in 60 Jahren	-110 <sup>j)</sup>		

a) Positive Werte: Netto-Gewinne der Landökosysteme, negative Werte: Netto-Verluste. b) Wachstumsrate bei Torfmooren von 20-80 cm/1 000 Jahren, Dichte von 0,2, 50% C in der TS. c) Süßwassereinstrom:  $471 \cdot 10^3 \text{ m}^3/\text{a}$  mit ca.  $8 \cdot 10^{12} \text{ g}$  Humus. Einzugsgebiet ca.  $1,35 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$ . d) Unter den Annahme, daß 50% des org. C von  $8,8 \cdot 10^{12} \text{ g}$ , welches der R.Negro jährlich führt, aus amazonischer Caatinga und Campina (Flächenumfang ca.  $60 \cdot 10^9 \text{ m}^2$ ) stammen. e) Nur oberirdisch. f) Berechnet aus in der Quelle angegebenen Energieeinheiten (1 g TS = 4,2 kcal). g) Einschließlich Streu. h) Werte sehr ungenau, für Fehlerquellen und Interpretation vgl. Text. j) Werte abgeleitet aus exponentieller Abbaufunktion, dadurch Verluste im ersten Jahr vermutlich unterschätzt, vgl. Abb. 7. k)  $\bar{\phi}$  aus 4 Proben. l)  $\bar{\phi}$  aus 6 Proben.

Übersicht 6: Fortsetzung

Prozeß	Region	Netto-Transfer g/m <sup>2</sup> ·a C	Quelle bzw. Ber- gründlage
Humusverluste bei tropischer Landwechsellwirtschaft nach Brandrodung			
69 Brandrodung von feuchtem immergrünen Sekundärwald, Anlage von permanentem Ackerbau (Mais-Cassava), 0-25 cm, Ø von 8 Jahren	Ghana, Regenwaldzone	-267	-(197)
70 Brandrodung von jungem laubwerfenden Sekundärwald, permanenter Ackerbau (Mais, Leguminosen u.a.), 0-25 cm, Ø aus 6 Jahren	Trinidad	-68	
71 Brandrodung von feuchtem laubwerfenden Sekundärwald, Anbau von Bananen, Erdnüssen, Mais, Gassava, 0-25 cm, Ø aus 3 Jahren	Zaire	+100	
72 Brandrodung von 50-jährigem Feuchtwald, Ölpalmen-Dauerkultur und Ackerbau, sehr standortsgemäße Verfahren, 0-25 cm, Ø von 10 Jahren	Nigeria, Regenwaldzone	-7	
73 Umbruch von Savanne, Anbau von Yams, Erdnüssen, Getreide, 0-25 cm, Ø von 6 Jahren	Ghana, Savannenzzone	-49	
74 Waldrodung ohne Ackerbau, 0-60 cm, Ø von 2 Jahren	Trinidad	-315	
75 Brandrodung von jungem laubwerfendem Sekundärwald, Anlage von Dauerkulturen, 0-25 cm, Ø von 3 Jahren	Zaire	+475	
76 Umbruch von Buschsavanne, permanenter Ackerbau (Getreide und Erdnüsse), 0-25 cm, Ø von 6 Jahren	Senegal	-94	
77 Rodung von laubwerfendem Wald, permanenter Ackerbau, Cassava, 0-25 cm, Ø von 6 Jahren	Ghana	-139	
Rodung von Feuchtwald, dann unterschiedliche Kulturverfahren, 0-30 cm, Ø von 4 Jahren:	"		
78 Minimalbodenbearbeitung, Brache		-42	-(198)
79 " , Ackerbau		-73	
80 Tiefumbruch, Brache		-10	
81 " , Ackerbau		+104	
82 ortsübliche Praxis		-83	
Rodung von Feuchtwald ohne Feuer, 0-30 cm, Ø von 3 Jahren:	"		
83 bei voller Beschattung		-242	-(73)
84 bei Halbschatten		-677	
85 bei Besonnung		-550	
86 Brandrodung, permanenter Ackerbau, 0-10 cm, Ø von 5 Jahren, plinthic haplatox	Sierra Leone	-346	-(325)
87 dto., typic haplatox	"	-264	
88 Waldrodung, Maisanbau, 0-10 cm, Ø von 2 Jahren, mit Pflügen	Nigeria	-465	-(331)
89 dto., Minimalbodenbearbeitung (no-tillage)	"	-332	
90 Waldrodung von trop. Bergwald auf vulkanischem Boden, Anlage von Zuckerrohrpflanzung, 0-30 cm	Costa Rica		-(159)
1. Jahr nach Rodung		-2 208	
1.-4. "		+48	
4.-9. "		+34	
9.-15. "		-44	
15.-22. "		-31	
91 dto., Anlage einer Kaffeeplantage	"		
1. Jahr nach Rodung		0	
1.-4. "		-24	
4.-16. "		-126	
92 dto., Anlage von Weideland	"		
1. Jahr nach Rodung		0	
1.-4. "		-720	
4.-15. "		+109	
93 Brandrodung von Tieflands-Regenwald auf Kalkgestein, Anlage von Maiskultur, 0-40 cm	Guatemala		-(217)
1. Jahr nach Rodung		-3 428 <sup>k)</sup>	
2. "		-415 <sup>k)</sup>	
94 dto., andere Probeflächen	"		
1. Jahr nach Rodung		-3 128 <sup>1)</sup>	
2.-3. "		-233 <sup>1)</sup>	
3.-5. "		-220 <sup>1)</sup>	

organismen versehen ist, auf Carbonate im Boden oder Gestein, so werden diese nach der Formel  $\text{CaCO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$  gelöst. Von den hinzugefügten Carbonationen stammt die eine Hälfte aus Luft- $\text{CO}_2$  und die andere Hälfte aus dem Gestein. Bei einem jährlichen Abfluß von den Kontinenten in Höhe von  $39 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$  Wasser (26) ergibt sich ein C-Transfer in Carbonat- und Bicarbonationen vom Festland ins Meer von ca.  $0,22 \cdot 10^{15} \text{ g/a}$ .

Auch organische Substanz wird aus Böden in Flüsse und Ozeane verfrachtet, meist wenige  $\text{g/m}^2$  (Übersicht 6, Nr. 3), zuweilen wesentlich mehr (Nr. 4 und 5). Es gibt keine hinreichenden Daten über den Gehalt aller Flüsse der Erde an allochthoner organischer Substanz. Extrapoliert man den Wert für den Amazonas an seiner Mündung ( $3,5 \text{ g/m}^3$  C in gelöster organischer Substanz, davon vermutlich ein großer Teil allochthon; 304, 318), so ergibt sich eine Gesamtfracht von  $0,15 \cdot 10^{15} \text{ g}$  für alle Flüsse der Erde, oder bezogen auf ca.  $100 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$  Festland außerhalb eisbedeckter und abflußloser Gebiete, etwa  $1,5 \text{ g/m}^2 \cdot \text{a}$ . Diese Schätzung liegt gut im Bereich des Wertes Nr. 3 in Übersicht 6. Garrels und Mackenzie (99) schätzen, daß jährlich  $0,32 \cdot 10^{15} \text{ g}$  organisches C durch Flüsse transportiert wird.

Der Vollständigkeit halber ist auch die Bildung primärer Carbonate aus Luft- $\text{CO}_2$  und  $\text{Ca}^{2+}$ - sowie  $\text{Mg}^{2+}$ -Ionen, welche aus Silicaten verwittern, zu nennen. Bei der Bildung von Carbonat wird pro  $\text{Ca}^{2+}$ -Ion ein und bei der Bildung von Hydrogencarbonat werden zwei Moleküle  $\text{CO}_2$  verbraucht (vgl. auch Abbildung 2). Dieser Prozeß wird im langfristigen geologischen Kreislauf durch Wiedereinschmelzung von Carbonaten in Urgestein und durch Vulkanismus balanciert. Inwieweit er heute unausgeglichen ist und aus ihm eine, in jedem Falle kleine, Senke resultiert, ist nicht zu sagen.

Wenn in der Gegenwart natürliche Netto-Transfers eine Rolle spielen, so dürften Landökosysteme insgesamt aber als Senken für atmosphärisches  $\text{CO}_2$  dienen. In der Übersicht 7 sind die hier geschätzten Werte für die einzelnen Aktivitäten zusammengestellt worden. Die Zahlen sind aus zwei Gründen sehr unsicher: Zum einen wegen der zu schmalen Datenbasis, aus der sie extrahiert werden mußten, und zum zweiten, weil in manchen Fällen nur ein Teil des betreffenden Gesamtprozesses

betrachtet wurde. Das in Flüssen zum Meer transportierte  $\text{CO}_2$  gelangt langfristig nach Ausfällung von Carbonaten wieder in die Atmosphäre zurück, so daß global gar kein Netto-Transfer aus der Atmosphäre, sondern nur ein langer Kreislauf über den Umweg der Landökosysteme und der Ozeane wieder in die Atmosphäre zurück vorliegt. Der Rückfluß kann jedoch aus verschiedenen Ursachen gehemmt sein. Hier spielen auch menschliche Einflüsse eine Rolle, weshalb eine strenge Trennung in "natürliche" und "anthropogene" Netto-Transfers nur mit Vorbehalten aufrechtzuerhalten ist. Der Rückfluß des aus der Carbonatlösung stammenden  $\text{CO}_2$  in die Atmosphäre kann z. B. dadurch gehemmt sein, daß es in organische Substanz eingebaut wird, deren Produktion in küstennahen Meeresgebieten und Ästuaren infolge anthropogener Eutrophierung mit P stark erhöht sein kann.

Auf Grund der gegenwärtig vorhandenen Daten ist nicht auszuschließen, daß natürliche Senken zwischen Null und  $1 \cdot 10^{15} \text{ g C}$  jährlich aus der Atmosphäre aufnehmen - möglicherweise noch mehr. Der wahrscheinlichste Wert dürfte aber bei wenigen  $10^{14} \text{ g/a}$  liegen.

### 3.2 Anthropogene Netto-Transfers

#### 3.2.1 Allgemeines

Der Mensch kann auf vielfältige Weise Netto-Transfers zwischen Atmosphäre und Landökosystemen erzeugen. In einigen Fällen ist sein Einfluß offenkundig, etwa wenn er durch Brandrodung einen Wald zerstört und dabei die Phytomasse teilweise oxidiert. In anderen Fällen überlagern sich anthropogene und natürliche Einflüsse. Wenn z. B. ein Waldbestand vor 100 Jahren nach Kahlschlag neu angelegt wurde und noch heute an Masse zunimmt, so handelt es sich hier zweifellos um einen anthropogenen Transfer, wenngleich das auslösende Moment 100 Jahre zurückliegt und seitdem überwiegend natürliche Prozesse das Wachstum des Waldes steuern. Ähnlich wie bei natürlichen Netto-Transfers bestehen große Schwierigkeiten - und sehr einladende Möglichkeiten zu Fehlinterpretationen -, aus einzelnen Meßergebnissen zu generellen Aussagen über längere Zeiträume und größere Gebiete zu gelangen. In einem Lande des gemäßigten Klimas kann z. B. ein bewirtschafteter

Übersicht 7: Schätzung der heutigen Aktivität natürlicher Senken für  $\text{CO}_2$  in und unter Mitwirkung von Landökosystemen

Prozeß	möglicher Netto-Entzug aus der Atmosphäre $10^{15} \text{ g/a C}$
1 Akkumulation von Torf in Mooren (überwiegend boreale Zone)	0,03 - 0,24
2 Akkumulation von Humus in Feuchtwiesen, Sümpfen, Tundra und Wäldern (überwiegend boreale, mögl. auch gemäßigte Zone)	0 - 0,2
3 Akkumulation von terrestrischem Humus in marinen Sedimenten nach Transport durch Flüsse	0,1 - 0,2
4 Lösung von Carbonaten in Böden und Gesteinen <sup>a)</sup> , primäre Carbonatbildung aus Silicaten	0,1 - 0,25
5 Abzüglich Netto-Zufuhr in die Atmosphäre aus natürlichen Quellen (Vulkanismus, Erosion etc.)	0,1 - 0,2
6 Summe (rechnerisch)	0,03 - 0,79
7 Mögliche Bandbreite	0 - >1,0
8 Wahrscheinlicher Bereich	um 0,3

a)Soweit im Meer nicht wieder als Carbonat ausgefällt. Mögliche Ursachen hierfür: Erhöhter atmosphärischer  $\text{CO}_2$ -Partialdruck, beschleunigte Bildung organischer Substanz infolge P-Düngung, vgl. Text.

ter Forst  $400 \text{ g/m}^2 \cdot \text{a}$  C in der Phytomasse akkumulieren. In allen Forsten des Landes zusammen kann jedoch ein Gleichgewicht zwischen Phytomassebildung und Oxidation herrschen, wenn sich Nachwuchs und Verbrauch der Holzprodukte die Waage halten. Ebenso kann aber einer der beiden Prozesse überwiegen, so daß alle Forsten zusammen eine Netto-Quelle oder -Senke, sicherlich von weit weniger als  $400 \text{ g/m}^2 \cdot \text{a}$  C, darstellen. Ihre Größe zu bestimmen ist bedeutend schwieriger als die des Verhaltens einer einzigen Probestfläche. Das gleiche Problem besteht bei der Brandrodung tropischer Wälder bei der Landwechselwirtschaft ("shifting cultivation"). In einem größeren Gebiet können sich Oxidation und Neubildung von Phytomasse gleichen, sie müssen es jedoch nicht.

Trotz der Formenvielfalt folgen die menschlichen Einflüsse allerdings einem einfachen Prinzip: Landökosysteme wirken als Netto-Senke für atmosphärisches C, wenn der Mensch entweder die NPP der Pflanzendecke erhöht bei konstanter Höhe der heterotrophen Respiration (hier wie im folgenden einschließlich Feuer), oder wenn er bei konstanter Höhe der NPP die heterotrophe Respiration reduziert (das Verhältnis zwischen GPP und NPP wird hier in erster Näherung als invariant unterstellt). Natürlich gibt es auch Kombinationen, z. B. Erhöhungen der NPP bei gleichzeitiger Senkung der heterotrophen Respiration. Bewirkt der Mensch dagegen, daß ein Landökosystem eine Netto-Quelle für C ist, so kann dies theoretisch daraus folgen, daß er bei gegebener heterotropher Respiration die NPP senkt oder bei gegebener NPP die heterotrophe Respiration und/oder die Aktivität des Feuers erhöht. Praktisch ist hier fast immer der zweite Fall realisiert. Im folgenden werden diese Möglichkeiten kurz an konkreten Fällen verdeutlicht, wobei auf die Beispiele in der Übersicht 6 Bezug genommen wird.

### 3.22 Nettogewinne der Landökosysteme an C

#### 3.221 Förderung der Photosynthese

#### 3.2211 Düngung

In natürlichen Ökosystemen besteht keine eindeutige Beziehung zwischen der Nährstoffversorgung und der Höhe der akkumulierten Phytomasse. Nur in wenigen Fällen hemmt Nährstoffmangel deutlich den Aufbau einer größeren Phytomasse, wie in tropischen Heidewäldern ("Campinas", amazonische "Caatinga" (148), "Kerangas" auf Borneo (57)), möglicherweise auch in manchen Savannen (48,245). Im Gegenteil ist extreme Oligotrophie oft ein mitverursachender Faktor für die Akkumulation toter organischer Substanz.

Umso stärker wirkt sich die Düngung in Sukzessionen aus, d. h. in meist anthropogen verursachten Ungleichgewichtssituationen. Die Zufuhr mineralischer Pflanzennährstoffe erhöht die NPP, wenn diese Stoffe vorher in unzureichender Menge vorhanden waren. Ob damit die für das Ökosystem typische Gleichgewichtsmenge an Phytomasse und Humus erhöht wird, ist eine offene Frage, auf jeden Fall wird die Sukzession beschleunigt. Gedüngte Wälder wachsen nicht unbedingt zu Beständen höherer Phytomasse heran, aber sie wachsen schneller.

Das führt aber nur dann zu einem Nettofluß von  $\text{CO}_2$  in Vegetation und Boden, wenn die Atmung nicht in gleicher Weise erhöht wird, d. h. wenn die zusätzlich gebildete Phytomasse in einen relativ langlebigen Speicher gelangt, entweder Phytomasse langlebiger Pflanzen oder Humus. Gelangt sie in kurzlebige Phytomasse wie Ackerkulturen oder andere annuelle Pflanzen, so führt die höhere Photosynthese nach kurzer Zeit zu einer Intensivierung auch des Abbaus und es resultiert nur ein unerheblicher Zugang von C in die Vegetation. Sieht man von möglichen Sekundäreffekten ab, wie der zuweilen aus dieser Ursache angenommenen Eutrophierung von Gewässern, so ist die Düngung in der Landwirtschaft daher für den globalen C-Kreislauf nur von sekundärer Bedeutung.

Die bewußte Düngung permanenter Pflanzenbestände (Forsten, landwirtschaftliche Dauerkulturen) ist im Weltmaßstab ebenfalls wenig umfangreich.

So verbleibt die unbeabsichtigte Düngung unausgewachsener Wälder als einziger potentieller Effekt, welcher einen nennenswerten Einfluß auf die C-Bilanz der Atmosphäre erwarten ließe. Eine solche unbeabsichtigte Düngung gibt es in Gestalt der Immission von Pflanzennährstoffen in die Atmosphäre aus industrieller Luftverschmutzung, insbesondere mit Oxiden von Stickstoff. Die Gesamtimmisionen an N belaufen sich auf  $19 \cdot 10^{12} \text{ g/a}$  (257), welche infolge ihrer geringen Aufenthaltsdauer in der Atmosphäre größtenteils nicht weit entfernt von den Emissionsquellen wieder deponiert werden, zu einem erheblichen Teil also in unausgewachsenen Wäldern der Industrieländer. Würde dieser Stickstoff voll in zusätzlich gebildeter Phytomasse inkorporiert, so ergäbe sich bei einem C/N-Verhältnis von 50 eine zusätzliche NPP von fast  $1 \cdot 10^{15} \text{ g/a}$  C. Potentiell ist der Einfluß des Stickstoffs zweifellos beachtlich. Inwieweit es aber tatsächlich zu einer beschleunigten Akkumulation von C durch N-Düngung kommt, ist nicht nur schwer nachweisbar, sondern auch theoretisch ungewiß. Zum einen können Luftverunreinigungen gleichzeitig vielerlei wachstumshemmende Substanzen enthalten (256), und zum anderen kann N den Abbau von organischer Substanz in Streu und Humus ebenso beschleunigen wie den Aufbau von lebender Phytomasse.

Zusammenfassend dürften somit weder die beabsichtigten noch die unbeabsichtigten Düngungsmaßnahmen heute zu einem bedeutenden Netto-Transfer von C aus der Atmosphäre in Landökosysteme der Erde führen.

### 3.2212 $\text{CO}_2$ -Anstieg in der Atmosphäre

Der heutige  $\text{CO}_2$ -Gehalt der Atmosphäre ist zumindest für C 3-Pflanzen suboptimal. In einer großen Zahl von Experimenten ließ sich daher eine Steigerung der apparenten Photosynthese oder eine beschleunigte Trockengewichtszunahme nachweisen, wenn der atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Gehalt erhöht wurde. Einige Ergebnisse sind in der Übersicht 8 zusammengestellt.

Unter Laborbedingungen führt eine Verdoppelung des  $\text{CO}_2$ -Gehaltes oft zu einer Steigerung der Photosynthese um 40-80%. Küvettenversuche an Gehölzen im Freiland ergaben ähnliche Werte (Nr. 14 und 15 in Übersicht 8), so daß eine Wachstumsstimulierung durch  $\text{CO}_2$  nicht nur bei optimaler Versorgung mit anderen Wachstumsfaktoren wie Wasser, Licht, Nährstoffen, sondern im Prinzip auch unter natürlichen Bedingungen erwartet werden kann (vgl. auch 35).

Allerdings ist es von der Ermittlung des  $\text{CO}_2$ -Effekts an einer Einzelpflanze bis zur Beantwortung der Frage, wie die terrestrische Vegetation der Erde als ganze auf einen steigenden atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Gehalt reagieren werde, ein weiter Weg (262). Gasaustausch und Wasserhaushalt bei Pflanzen im Freiland sind außerordentlich komplexe Prozesse und laufen bei verschiedenen Pflanzenarten unterschiedlich ab. Einige Arten, insbesondere Gehölze, reagieren auf Wassermangel außerordentlich schnell mit dem Schließen der Spaltöffnungen (105,162,216), andere, insbesondere kurzlebige Kräuter, jedoch nicht. Temporärer Wassermangel kommt selbst im humiden Klimagebiet fast täglich während der Vegetationsperiode vor. Unterschiedliche  $\text{CO}_2$ -Gehalte der Atmosphäre können diese Dynamik in völlig entgegengesetzter Weise beeinflussen. Wassermangel kann entweder die durch  $\text{CO}_2$  induzierte Stimulierung der Photosynthese unterbinden (105), kann aber auch im Gegenteil den  $\text{CO}_2$ -Effekt verstärkt zum Tragen bringen. Indem schlecht mit Wasser versorgte Pflanzen bei höherem  $\text{CO}_2$ -Angebot die Stomata früher als sonst schließen, wird ihnen ein ökonomischeres Haushalten mit dem knappen Faktor Wasser ermöglicht. Die bessere Ausnutzung des Wassers als Sekundäreffekt kann dann zu einer Wachstumsstimulierung führen (35).

Innerhalb geschlossener Bestände begrenzt Licht vermutlich den Stimulationseffekt von  $\text{CO}_2$ , da auch in Laborversuchen die Wachstumssteigerung unter Schwachlicht geringer ist als unter Starklicht. Mineralische Pflanzennährstoffe und vor allem Stickstoff können in Ökosystemen so knapp werden, daß eine Wachstumsbeschleunigung durch  $\text{CO}_2$  kaum noch denkbar ist (105).



Übersicht 8: Wachstumsstimulierung von Pflanzen durch erhöhtes CO<sub>2</sub>-Angebot, Ergebnisse ausgewählter Versuche

Pflanzenart, -teil und Versuchsanordnung	Steigerung der Netto-Assimilation oder Trockensubstanzproduktion bei Variation des CO <sub>2</sub> -Gehalts der Atmosphäre (ppm)	Quellen
1 <i>Picea pungens</i> , <i>Pinus ponderosa</i> (Sämlinge im Labor)	46-70% höheres Trockengewicht bei 12 Monaten in 1 200 statt 300 ppm	Tinus, 1970 in (107)
2 17 Arten der San Bernardino Mts. (Sämlinge im Labor)	60% höhere Netto-Assimilation bei 470 statt 290 ppm	(314)
3 <i>Pinus attenuata</i> u. a. (Sämlinge im Labor)	>100% höhere Netto-Assimilation bei 480 statt 290 ppm	(60)
4 <i>Populus</i> , <i>Fagus</i> , <i>Picea</i> sp. (Zweige im Labor)	bis zu 2,5-fach höhere Netto-Assimilation bei 8-10-fachem Gehalt der Luft	(151)
5 <i>Populus deltoides</i> (Blätter in Blattkammer)	65% höhere Netto-Assimilation bei 600 statt 300 ppm	Regehr et al., 1975 in (164)
6 <i>Picea sitchensis</i> (Blätter in Blattkammer)	56% höhere Netto-Assimilation bei 600 statt 300 ppm	Ludlow and Jarris, 1971 in (164)
7 <i>Pinus strobus</i> (Sämlinge im Labor)	100% größeres Höhen- und Durchmesserwachstum in 4 Monaten bei 1 000 statt 300 ppm	Funsch et al., 1970 in (164)
8 <i>Pinus banksiana</i> , - <i>sylvestris</i> , - <i>abies</i> , <i>Picea canadensis</i> (Sämlinge im Labor)	80% höhere Trockenmassezunahme bei 1 500 statt 300 ppm	Yeatman, 1971 in (164)
9 3 Gräser und 3 Leguminosenarten (Blätter im Labor)	~100% höhere Netto-Assimilation bei 600 statt 300 ppm	(171)
10 <i>Beta vulgaris</i> (Z.-Rübe), <i>Medicago sativa</i> (Luzerne), <i>Solanum lycopersicum</i> (Tomate) (Zelt über Feldbestand, Starklicht)	30-40% höherer Ertrag pro Zeiteinheit bei 600 statt 300 ppm. Bei <i>Beta</i> v. keine Steigerung, wenn S-Mangel	Thomas, 1965 in (164)
11 <i>Zea mays</i> (Mais, C 4-Pflanze) (Zelt über Feldbestand)	~50% höhere Netto-Assimilation bei 600 statt 300 ppm	Moss et al., 1961 in (164)
12 <i>Lolium perenne</i> (Weidelgras) (Zelt über Feldbestand)	~15% höhere Netto-Photosynthese bei 400 statt 300 ppm	(6)
13 <i>Zea mays</i> (Mais, C 4-Pflanze) (Zelt über Feldbestand)	keine Erhöhung der Netto-Photosynthese ab 250 ppm	(6)
14 <i>Quercus coccinea</i> u. a. (Küvetten an Bäumen im Freilandbestand)	30% höhere Netto-Photosynthese bei 125 ppm über Hintergrundniveau	Wright and Woodwell, 1970 in (107)
15 <i>Pinus ponderosa</i> (Küvetten an Bäumen im Freilandbestand)	84% höhere Netto-Photosynthese bei 150 ppm über Hintergrundniveau	(107)

Eine Zunahme der Netto-Photosyntheserate von Blättern und kleineren Sproßabschnitten durch CO<sub>2</sub>-Stimulation ist noch kein Beweis für ein langfristig schnelleres Wachstum größerer Pflanzen. Nur eine Zunahme an Stütz- und Reservesubstanz der Landvegetation, nicht aber von Assimilationsstärke allein, kann in nennenswerter Weise CO<sub>2</sub> aus der Atmosphäre eliminieren. Transport- und Umbauprozesse in den Pflanzen sind daher ein weiterer limitierender Faktor für die Wirksamkeit des CO<sub>2</sub>-Stimulationseffektes.

Ein Netto-Transfer von CO<sub>2</sub> aus der Atmosphäre in die Landökosysteme erfolgt auch bei steigender Primärproduktivität der Pflanzendecke nur dann, wenn die Respiration nicht in gleicher Weise steigt. Daher ist hier nur solche Phytomasse zu betrachten, die in langlebigen Pflanzen angelegt wird. Ackerkulturen und andere annuelle Pflanzen führen, auch wenn sie schneller wachsen, zu keinem Netto-Fluß von CO<sub>2</sub> aus der Atmosphäre, da sie sich schon nach kurzer Zeit wieder zersetzen. Ebenso wie im Abschnitt über die mineralischen Nährstoffe stellt sich auch hier die Frage, inwieweit Klimax-Ökosysteme durch CO<sub>2</sub>-Düngung gefördert werden. Vermutlich wird die maximale Phytomasse in solchen Systemen durch andere Einflußgrößen wie Licht im Inneren des Bestandes, maximale Wasserleitungsfähigkeit und die Festigkeit des Stützgewebes stärker determiniert. Klimaxökosysteme dürften daher ebenso wenig wie

Pionierstadien auf die Dauer einen Netto-Transfer von CO<sub>2</sub> aus der Atmosphäre bewirken können, selbst wenn ihre Produktivität gesteigert wird.

Theoretisch ist ein Netto-Transfer am ehesten bei wachsenden Gehölzen jungen und mittleren Alters zu erwarten. Diese sind durch menschlichen Einfluß gegenwärtig in der Welt weit verbreitet (vgl. folg. Abschnitt). Eine Ermittlung des Netto-Transfers von C in ihnen infolge CO<sub>2</sub>-Düngung ist aber gegenwärtig unmöglich. Begründetere Aufschlüsse als bisher ließen sich möglicherweise durch langdauernde und aufwendige Begasungsexperimente natürlicher Pflanzenbestände erzielen. Zusätzlich kann die längerfristige Reaktion von Beständen unter den Bedingungen von gegenseitiger Konkurrenz, Mangel an anderen essentiellen Faktoren etc. durch Simulationsmodelle studiert werden, von denen erst sehr einfache Versionen vorliegen (46,47).

Trotz der eindeutigen Ergebnisse aus vielen Einzelexperimenten halten Pflanzenphysiologen die Reaktion der Landökosysteme im weltweiten Maßstab auf die bisherige Erhöhung des CO<sub>2</sub>-Niveaus nicht selten für unbedeutend, wenn nicht gleich Null (105, 164). In einer interessanten Analogie zeigt Lemon (164), wie sich die Vorteile der C 4-Pflanzen bei der CO<sub>2</sub>-Assimilation auf molekularer Ebene allmählich verlieren, wenn

man Pflanzenorgane, ganze Pflanzen, Bestände von Pflanzen und schließlich ganze Ökosysteme betrachtet, so daß die Überlegenheit der C 4-Pflanzen unter Feldbedingungen geringer ausfällt, als es ihr im Vergleich zu C 3-Pflanzen weitaus effizienterer Photosyntheseapparat vermuten ließe. C 4-Pflanzen funktionieren aber ähnlich wie C 3-Pflanzen bei erhöhtem atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Angebot, so daß eine vorsichtige Übertragung dieses Befunds auf das vorliegende Problem berechtigt erscheint.

Entgegenzuhalten ist hier aber, daß die  $\text{CO}_2$ -Düngung der bisher einzige anthropogene Effekt ist, von dem potentiell die gesamte Landvegetation der Erde betroffen ist. Daher kann auch eine schwache Reaktion der Pflanzen zu einem Netto-Transfer aus der Atmosphäre führen, der in einer globalen  $\text{CO}_2$ -Bilanz signifikant ist. Würde z. B. der "Biota Growth Factor" weltweit nur 10% des häufig in Laborexperimenten gefundenen Wertes von 0,4-0,8 betragen, so folgte bei einem bisherigen Anstieg des atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Niveaus von 10-20% und konstanter Respiration ein weltweiter Netto-Transfer von C aus der Atmosphäre von  $((0,4 \text{ bis } 0,8) \cdot 0,1 \cdot (0,1 \text{ bis } 0,2) \cdot 60 \cdot 10^{15}) = 0,24-0,96 \cdot 10^{15} \text{ g C}$ . Auch wenn die Vorbehalte vieler Wissenschaftler bezüglich der Übertragbarkeit der Experimente auf die Pflanzendecke der gesamten Erde geteilt werden, so erscheinen Werte für einen gegenwärtigen Netto-Transfer von  $0-1 \cdot 10^{15} \text{ g/a C}$  durchaus möglich. Zumindest gibt es kein begründetes experimentelles oder theoretisches Wissen, welches einen solchen - ökologisch kleinen aber für geochemische Bilanzen wichtigen - Netto-Transfer ausschließt.

### 3.222 Hemmung der Respiration

Wird bei der Photosynthese gebildete organische Substanz in einem Zeitraum nicht oxidiert, so sammelt sie sich in lebender oder toter Phytomasse, Streu und Humus an. Der Mensch kann den Abbau bei diesen drei Fraktionen in unterschiedlicher Weise hemmen.

Wichtigster Faktor bei der Akkumulation größerer Mengen von Phytomasse ist der Ersatz kurzlebiger durch langlebige Pflanzen, welche einen Teil ihrer Assimilate in verholztem Stütz- und Leitungsgewebe anlegen und auf diese Weise selbst vor der Oxidation schützen. Einen direkten Einfluß auf oxidative Prozesse übt der Mensch nur im Falle des Feuer aus, dessen Frequenz er beeinflussen kann. Die Zersetzung von Streu kann ebenfalls durch Kontrolle des Feuers reguliert werden. Darüber hinaus ist auch die Intensität biotischer Zersetzungs Vorgänge indirekt beeinflussbar, indem Bestände leicht (viele Laubbäume) oder schwer (viele Madelbäume und Ericaceen) zersetzlicher Streu gefördert werden. Ein Einfluß auf die Oxidationsgeschwindigkeit des Humus kann durch die Wahl des Vegetationsbestandes (z. B. Wald oder Acker) und durch die Bodenbearbeitung erfolgen.

### 3.221 Förderung langlebiger Pflanzen jungen und mittleren Alters

Die Schaffung und Förderung unausgewachsener Wälder und Gehölze in allen Altersstufen ist einer der flächenmäßig umfangreichsten Eingriffe des Menschen in die Landökosysteme der Erde überhaupt. Er umfaßt die meisten bewirtschafteten Wälder und Forsten der gemäßigten Zone und der erschlossenen Teile der Taiga und in den Tropen über die recht beschränkten Flächen der Holzplantagen hinaus das gesamte Areal des Brandrodungsfeldbaus.

Solange langlebige Pflanzen wachsen und nicht gleichzeitige Verluste an Streu und Humus vorliegen, akkumulieren die von ihnen gebildeten Ökosysteme Kohlenstoff. Der Akkumulationszeitraum erstreckt sich vom Initialstadium der Wald- oder Gehölzformation bis zu deren "Reifestadium", was selten in wenigen Jahrzehnten, meist erst in Jahrhunderten erreicht ist. Eine solche Sukzession kann durch direkten menschlichen Eingriff in Form von Aufforstung oder durch spontane Wiederbewaldung einer gehölzfreien Fläche erfolgen. Bei der Auf-

forstung werden mit menschlicher Hilfe langlebige Pflanzen auf Standorten angesiedelt, welche sie aus eigener Kraft nicht oder nur zu langsam besiedeln könnten. Da vor der menschlichen Besiedelung die meisten Standorte auf der Erde, welche überhaupt Wälder und Gehölze zu tragen imstande sind, auch bewaldet waren, finden Aufforstungen meist auf ursprünglichen Waldstandorten statt. Viele von ihnen sind jedoch in der Zwischenzeit so degradiert worden, daß es zu keiner spontanen Wiederbewaldung mehr kommt.

Eine spontane Wiederbewaldung erfolgt in der gemäßigten Zone meist auf Flächen, die aus der landwirtschaftlichen Nutzung ausscheiden. Auch auf guten Böden schreitet sie häufig infolge Konkurrenz mit krautigen Pflanzen anfangs sehr langsam voran. Größte Bedeutung für den globalen C-Kreislauf besitzt heute dagegen die spontane Wiederbewaldung im Gebiet des Brandrodungsfeldbaus in den Tropen.

Die Übersicht 6 stellt einige Daten über die Akkumulation von C in der gemäßigten Zone (Nr. 16-31) und in Frühstadien der Wiederbewaldung im Bereich der tropischen Landwechsellandwirtschaft (Nr. 33-63) zusammen. Daten über ältere tropische Sekundärwälder sind in der Literatur rar (Nr. 32).

Die für Wälder der gemäßigten Zone genannten Daten sind zwar nur begrenzt miteinander vergleichbar. Zuweilen handelt es sich um Größen, die der exakt definierten NEP entsprechen sollen. In anderen Fällen ist nur der oberirdische Holzzuwachs erfaßt, oder es ist für den unterirdischen Zuwachs eine Pauschale angenommen worden. Einige Daten ergeben sich aus der Differenz zwischen NPP und jährlicher Streuproduktion. Bei forstlichen Daten ist manchmal die Durchforstungsmasse bis zum Zeitpunkt der Probenentnahme erfaßt, zuweilen aber auch nicht.

Der Mittelwert der Stichprobe liegt bei etwa  $350 \text{ g/m}^2 \cdot \text{a C}$ . Trotz der erwähnten Unzulänglichkeiten dürfte dies eine realistische Faustzahl für die jährliche Akkumulation von C in der Phytomasse meist gut bewirtschafteter Wälder der gemäßigten Zone während der Zeit intensivsten Wachstums und unter Ausklammerung der Auslichtungsverluste sein. Ein Vergleich mit den Werten für die NPP dieser Bestände in Tabelle 3 (Nr. 5 und 6) zeigt, daß die Akkumulation etwa 45-60% der NPP beträgt. Der Rest entfällt auf Blätter, Früchte, Feinstreu, schnell absterbende Wurzeln etc. Diese Proportion wird auch in der forstlichen Literatur häufig angegeben (z. B. 185, 247).

Eine genauere Betrachtung zeigt jedoch, daß selbst produktive Forsten nicht über ihre gesamte Lebensdauer so viel C pro Jahr akkumulieren können. Ein 80-jähriger Bestand müßte dann eine Phytomasse von  $28 \text{ 000 g/m}^2 \text{ C}$  besitzen. Wie die Tabelle 2 zeigt, liegt die durchschnittliche Phytomasse der Wälder der gemäßigten Zone aber bei weniger als 50% dieses Wertes. Zum einen ist die jährliche NEP in sehr jungen und alten Beständen wesentlich geringer als  $350 \text{ g/m}^2 \cdot \text{a C}$ , wie es für Bestände mittleren Alters typisch ist. Noch wesentlicher ist aber, daß ein erheblicher Teil des Aufwuchses während der Lebensdauer des Forstes oxidiert wird, ohne in der Rubrik "Streu" zu erscheinen und damit als heterotrophe Respiration erfaßt zu werden. Dies betrifft vor allem die Durchforstungsmasse bzw. die Auslichtungen. Von den tausenden von Bäumen pro Hektar zu Anfang einer Forstaukzession erreichen nur wenige hundert das Maximalalter, die Phytomasse der großen Mehrzahl wird entweder im Gefolge der natürlichen Auslichtung im Bestand oxidiert oder für Vornutzungen verwendet.

Das treffendste Maß für die durchschnittliche langfristige Akkumulation von C in der Phytomasse von Forsten ist der Quotient aus Phytomasse und Alter. Wie die Übersicht 9 zeigt, schwankt dieser Wert in der gemäßigten Zone in weiten Grenzen. In älteren und/oder schlechtwüchsigen Wäldern liegt er bei unter  $100 \text{ g/m}^2 \cdot \text{a}$ , in besonders produktiven Kunstforsten dagegen bei über  $200 \text{ g/m}^2 \cdot \text{a}$ . In den Tropen und Subtropen liegt er zuweilen weit höher. Die Übersicht zeigt jedoch für die Wälder der gemäßigten Zone eine deutliche Häufung der Werte zwischen  $100$  und  $150 \cdot \text{g/m}^2 \cdot \text{a}$ , und zwar zwischen 25 und 120 Jahren weitgehend unabhängig vom Alter. Dies kann daher als ein gutes Maß für die langfristige Akkumulation von Phytomasse in Wäldern und Forsten der ge-

gemäßigten Zone und unter Berücksichtigung der Auslichtungsverluste gelten.

Eine ausgebauten Forstwirtschaft wie in der gemäßigten Zone gibt es in den Tropen noch seltener, so daß Erhebungen über die Produktionsleistung von Beständen mittleren Alters weniger verbreitet sind. Verbreitet sind dagegen Zahlen über die NEP in Frühstadien von Waldsukzessionen, d. h. über die Wachstumsgeschwindigkeit des Sekundärwaldes in den ersten Jahren nach Aufgabe der landwirtschaftlichen Nutzung beim Brandrodungsfeldbau.

Bei diesem System (auch "Shifting Cultivation", "Swidden Cultivation", "Slash-and-burn-agriculture", vgl. 108, 197, 291) wird in der Regel am Ende der Trockenzeit ein Stück Wald gerodet und die Phytomasse an Ort und Stelle verbrannt. Die Fläche wird anschließend mit Getreide, Reis, Maniok, Bananen oder anderen Kulturen für wenige Jahre bestellt. Lassen die Erträge, oft schon nach 2-3 Jahren, nach, so wird es der Busch- oder Waldbrache überlassen.

Der Brandrodungsfeldbau ist in allen tropischen Gebieten der Erde (früher auch in der gemäßigten Zone) anzutreffen und ist auf mindestens  $3 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$  Fläche die Ernährungsbasis für mindestens  $250 \cdot 10^6$  Menschen (108). Diese Angabe ist vermutlich zu gering, nach einer neueren Zahl soll allein in Asien die Zahl der Brandrodungsfeldbauern und ihrer Familien über  $200 \cdot 10^6$  betragen (221). Ursprünglich stellte das System eine optimale Anpassung an die klimatischen und bodenkundlichen Gegebenheiten der feuchten Tropen dar, ja, war es bei geringer Bevölkerungsdichte, unentwickelter Technologie, nährstoffarmen Böden und auf die Dauer übermächtiger Unkrautkonkurrenz das einzige praktikable Ackerbausystem überhaupt. Alte tropische Böden sind außerordentlich tief verwittert, nährstoffarm und sorptionschwach. Die Waldbrache von 5-20 Jahren und länger dient hier dazu, daß die Vegetation Nährstoffe akkumulieren kann, im Extremfall fast ausschließlich durch Zufuhr aus der Atmosphäre. Wird die Vegetation verbrannt, so werden Kationen, Stickstoff und andere Nährstoffe momentan für den Ackerbau verfügbar. Sofern sie nicht von den Nutzpflanzen aufgenommen werden, werden sie jedoch schnell ausgewaschen.

Die Problematik des Brandrodungsfeldbaus besteht heute darin, daß er nicht intensivierungsfähig ist, obwohl die Bevölkerungsexplosion in der Dritten Welt eine solche Intensivierung verlangte. Werden statt dessen unter dem Druck wachsender Bevölkerung die Brachezeiten verkürzt und die Rotation beschleunigt, so kann die Bodenfruchtbarkeit nicht wiederhergestellt werden, und das System gerät in eine gefährliche Sackgasse, an deren Ende oft die irreversible Zerstörung von Vegetation und Boden steht. Es kommt hinzu, daß das System in steigendem Maße von Menschen ausgeübt werden muß, die nicht bodenständig und daher mit den ökologischen Gegebenheiten des Tropenwaldes vertraut sind, sondern aus überbevölkerten Gebieten verdrängt wurden und oft nie zuvor Landwirtschaft betrieben haben.

Die in der Übersicht 6 vorgelegte Stichprobe der Wachstumsgeschwindigkeit des Sekundärwaldes im Initialstadium liegt bei  $430 \text{ g/m}^2 \cdot \text{a C}$ . Die Akkumulation von C ist damit im Durchschnitt um weniger als 25% größer als in Wäldern der gemäßigten Zone während des Zeitraums des schnellsten Wachstums. Die Streuung der Werte ist allerdings sehr hoch; zuweilen liegt die Akkumulation bedeutend höher, nicht selten aber auch stark darunter. In der Stichprobe sind Bestände auf relativ guten Böden überrepräsentiert - viele Beispiele stammen aus Gebieten am Hangfuß von Gebirgen, also in Ablagerungsgebieten, wo die fruchtbarkeitssenkenden Bodenbildungsprozesse nicht den Ausbildungsgrad wie etwa in Zentral-Amazonien erreicht haben. Ist es auch generell zutreffend, daß der Nachwuchs auf Kahlschlagflächen in feuchten tropischen Wäldern schneller erfolgt als in der gemäßigten Zone, so ist doch vor Übertreibungen zu warnen.

Wie schon erwähnt, ist es von der Feststellung der NEP auf einer Probe-fläche bis zur Ermittlung der effektiven Akkumulation von C in einer größeren, mit langlebigen Pflanzen bestandenen Region ein weiter Weg. Wachsende Pflanzenbestände in einer Region täuschen eine Akkumulation von C vor, wenn andernorts Oxidationen von C in gleicher Höhe vorkommen. Nur wenn in einer Region die Oxidation forstlicher Produkte - von der Verbrennung von Rodungsabfällen wie Rinde bis zur Verbrennung von Papier und dem Zerfall alten Bau-, Industrie- und Möbelholzes - kleiner ist als der Nachwuchs auf der Gesamtfläche, besteht ein Netto-Transfer

Übersicht 9: Langfristige Akkumulation von C in Wäldern und Kunstforsten, ausgedrückt als Quotient von Phytomasse und Alter

	Waldökosystem	Phytomasse $\text{g/m}^2 \text{ C}$	Alter a	Quotient Phytom. / Alter	Quellen
1	Eichenwald, Belgien	5 400	90	60	(79)
2	" , "	9 180	135	68	Duvigneaud, in (79)
3	Eichenmischwald, Belgien	6 930	90	77	" "
4	Buchenwald, Solling, BRD	11 480	122	94	(242)
5	Eichenwald, Belgien	11 745	117	100	Duvigneaud, in (79)
6	Buchenwald, Solling, BRD	8 417	80	105	(242)
7	" , Dänemark	2 751	25	110	(185)
8	" , "	10 311	85	121	(185)
9	Fichtenwald, Solling, BRD	14 492	116	125	(242)
10	Eichenwald, Belgien	14 940	120	125	Duvigneaud, in (79)
11	Buchenwald, Dänemark	5 811	46	126	(185)
12	" , Solling, BRD	7 866	59	133	(242)
13	Eichenwald, Belgien	3 613	23	157	Kestemont, in (79)
14	Liriodendron-Bestand, Tennessee, USA	7 857	48	164	(224)
15	Fichtenwald, Solling, BRD	7 983	41	195	(242)
16	Durchschnitt aus 27 Aufforstungen, meist exotische Nadelhölzer, Großbritannien	1 912 bis 12 028	22 bis 47	250	(208)
17	Halbimmergrüner, feuchter trop, Sekundärwald, Kadé, Ghana	15 188	40	380	(197)
18	Sehr schnellwüchsige subtropische Aufforstung, Rio Grande do Sul, Brasilien ( <i>Araucaria angustifolia</i> )	9 315	17	548	(158)

von C aus der Atmosphäre. Das kann durchaus der Fall sein, wenn das Durchschnittsalter von Beständen in einer Region steigt, wenn Nutzungsarten, welche vornehmlich junge Bestände voraussetzen (z. B. Niederwaldwirtschaft) solchen Platz machen, welche ältere Bestände favorisieren, oder wenn allgemein degradierte und Übernutzte Bestände in geordnete Forstwirtschaft überführt werden. Abschnitt 5.2. zeigt, daß dies gegenwärtig für viele Gebiete der gemäßigten Zone zutrifft.

### 3.2222 Akkumulation von Streu

Die Beispiele Nr. 6-9 in Übersicht 6 zeigen, daß sich in Wäldern und Forsten der gemäßigten Zone Streu in Höhe von 9 bis 47 g/m<sup>2</sup>·a akkumuliert. Zweifellos ließen sich auch Beispiele für höhere und tiefere Werte finden. Sinngemäß gilt hier das gleiche wie im Falle der Akkumulation von C in der Phytomasse. Wird die im Laufe der Lebenszeit eines Forstbestandes akkumulierte Streu während und nach dem Kahlschlag vollständig oxidiert und bleibt die Altersverteilung der Bestände und die jährliche Streuproduktion konstant, so gibt es in der betreffenden Region keinen Netto-Transfer von C aus der Atmosphäre. Wird jedoch weniger Holz geschlagen als nachwächst und steigt damit das durchschnittliche Alter der Waldbestände, so wird u. U. auch nicht der gesamte jährliche Zugang an Streu oxidiert. Auch die Zunahme von Nadelholzbeständen mit schwer zersetzlicher Streu auf Kosten von Laubhölzern kann den gesamten Streubestand einer Region selbst bei unveränderter Altersstruktur erhöhen. Schließlich können sich Maßnahmen zur Reduktion der Streuzersetzung während der Lebenszeit der Bestände auswirken, wie vor allem eine Reduktion der Feuerfrequenz. In den kontinentalen Wäldern Nordamerikas spielen Bodenfeuer für die Streuzersetzung eine große Rolle; werden sie durch Brandschutzmaßnahmen eingeschränkt, so vergrößert sich die gesamte Streumenge (77). Die Reduktion der Frequenz von verheerenden Kronenfeuern kann selbstverständlich eine Ursache auch der beschleunigten Bildung lebender Phytomasse sein (allgemein zu Feuer vgl. 157,226).

### 3.2223 C-Anreicherung in Böden

Der Gehalt organischer Substanz im Boden wird bestimmt durch die klimatischen und pedologischen Verhältnisse des Standorts (Temperatur, Bodenart, Mineralzusammensetzung, Wasserverhältnisse etc.), durch die jährliche Anlieferung abbaubarer organischer Substanz durch Streu und absterbende Wurzeln, sowie bei kultivierten Böden durch die Art der Bodenbearbeitung (z. B. Tiefe und Häufigkeit des Pflügens). Unter sonst gleichen Bedingungen haben Böden, denen in jedem Jahr eine höhere Streumenge zugeführt wird und die nicht regelmäßig bearbeitet werden, wie in Wäldern und Steppen, einen höheren Gehalt an organischer Substanz als Ackerböden (allgemein zum Bodenhumus vgl. 155,156,334, speziell für die Tropen vgl. 186,197,315).

Unter wechselnder menschlicher Beanspruchung ist Bodenhumus ein variables Reservoir für organischen C als man vermuten könnte. Die Beispiele 10-15 der Übersicht 6 weisen z. B. aus verschiedenen Ursachen eine jährliche Akkumulation von 21 bis 225 g/m<sup>2</sup> C in Böden aus. Besonders hohe Akkumulationsraten ergeben sich, wenn bislang betriebene humuszehrende Kulturmaßnahmen wie Pflügen unterlassen werden (Übergang zu Minimalbodenbearbeitung, Nr. 13-15 in Übersicht 6), bei der Anlage von permanentem Grünland und bei Aufforstungen. Auch bei gleicher Nutzungsweise kann sich der Humusbestand erhöhen, wenn die jährliche Anlieferung an organischer Substanz steigt, z. B. im Ackerbau bei wesentlichen Ertragserhöhungen oder Umstellungen auf Kulturarten mit hohen Ernterückständen (z. B. Getreide statt Zuckerrüben).

Die bezüglich der Phytomasse und Streu hervorgehobenen Einschränkungen gelten jedoch auch hier: Bei der Akkumulation von Humus kann es sich um einen Ausschnitt aus einem zyklischen Vorgang handeln, etwa wenn die während des Wachstums eines Waldes akkumulierte Menge nach dem

Kahlschlag wieder oxidiert wird. Besteht hingegen ein solches langfristiges Gleichgewicht nicht, so kann ebenso wie bei Phytomasse und Streu eine Nettoänderung des Humusgehaltes und damit ein Netto-Transfer mit der Atmosphäre vorliegen. In allen Fällen kann die Einstellung eines neuen Gleichgewichtes im Humusbestand viel Zeit beanspruchen, sodaß Netto-Transfers an C noch lange nach den verursachenden Eingriffen erfolgen können.

### 3.23 Nettoverluste der Landökosysteme an C

#### 3.231 Vegetationszerstörung

Seit alters her vernichtet der Mensch langlebige Vegetation mit hoher Phytomasse. Diese kann entweder nachwachsen, oder es werden Vegetationsformen kurzlebiger Pflanzen angelegt (Acker- und Weideland), oder das Ökosystem kann durch Erosion u. ä. vollständig vernichtet werden und vegetationslos bleiben. Wälder können entweder durch unmittelbar sichtbaren Kahlschlag oder auf dem Wege chronischer Degradation beseitigt werden. Letztere erfolgt durch fortdauernde zu hohe Holzentnahme (auch Brennholz), durch Entnahme von Streu zu Düngezwecken, durch fahrlässigen Umgang mit Feuer, durch Überweidung mit zu hohen Viehbeständen, sowie, wenn bei zyklischen Bewirtschaftungssystemen die Umtriebszeit zu stark verkürzt wird, wie beim tropischen Brandrodungsfeldbau.

Die chronische Walddegradation ist ein universelles Phänomen in der menschlichen Geschichte und kann heute, vor allem in den niederen Breiten, Auswirkungen auf den globalen C-Kreislauf haben. Übermäßige Holzentnahme für Feuerungszwecke und für die Herstellung von Holzkohle war früher in Mitteleuropa und ist heute in den Tropen ein ernstes Problem. In vielen Gebieten ist in der Umgebung von Ballungszentren allein aus diesem Grunde jegliches Gehölz verschwunden (190). In einigen Ländern ist Holzkohle noch immer eine Basis wichtiger Industriezweige, wie für die Stahlindustrie in Brasilien (280). Regelmäßige Entfernung der Streu (Plaggenwirtschaft) war in früheren Zeiten in Nordwestdeutschland ein mitverursachender Faktor beim Ersatz der Eichen-Birken-Wälder durch Heide bzw. für die Verhinderung der Wiederbewaldung. Die Waldweide ist noch heute in Südeuropa, umso mehr in tropischen Ländern, eine verbreitete Praxis zur Fütterung von Nutztieren. Diese, insbesondere Ziegen, richten nicht nur durch Verbiß und Vernichtung jeglichen Jungwuchses Schäden an, welche genügt, um die Erhaltung eines Baumbestandes auf lange Sicht unmöglich zu machen. Darüber hinaus schadet dieses Verfahren auch indirekt, indem die Abfälle der Tiere häufig nicht wieder in den Wald zurückgelangen, was zu einem permanenten Nährstoffentzug führt.

Ebenso wie beim Boden, lassen auch hier Messungen über kurzfristige C-Verluste nur mit großen Einschränkungen Schlüsse auf großflächige und längerfristige Netto-Transfers zur Atmosphäre zu. Rodet der Mensch einen Wald, so wird damit zwar die Phytomasse pro Flächeneinheit drastisch reduziert. Einen Eintrag von C in die Atmosphäre gibt es jedoch erst dann, wenn die Phytomasse unter CO<sub>2</sub>-Bildung oxidiert wird. Wird sie an Ort und Stelle verbrannt statt genutzt, so erfolgt zwar eine erhebliche momentane CO<sub>2</sub>-Produktion. Allerdings darf bei der Brandrodung tropischer Wälder nicht die gesamte Phytomasse als momentaner CO<sub>2</sub>-Input angesetzt werden. Meist bleiben die Wurzeln der Bäume, sehr hohe (über 1 m) Stümpfe sowie einzelne alte Überhälter, welche den Boden teilweise beschatten und die Wiederbewaldung erleichtern sollen, erhalten. Die beim Feuer nicht zerstörte Phytomasse zersetzt sich u. a. infolge äußerlicher Verkohlung nur sehr langsam (134, allgemein zum Abbau vgl. auch 9,76,179). Daten über die momentane Oxidation von Phytomasse bei der Brandrodung sowie über die Zersetzungsgeschwindigkeit des Restes sind nicht zu erhalten. Man mag grob schätzen, daß 10% der Phytomasse infolge Bildung von Holzkohle überhaupt nicht zerfallen und daß jeweils die Hälfte der verbleibenden 90% sofort bzw. verzögert (exponentieller Zerfall mit niedriger Zerfallskonstante, etwa 0,02) oxidiert werden (115). Danach kann bei der Brandrodung von Sekundärwäldern mit einem sofortigen C-Transfer zur Atmosphäre von

3 000-10 000 g/m<sup>2</sup>, bei Primärwäldern auch wesentlich mehr, gerechnet werden.

Wird das Holz genutzt statt verbrannt, so erfolgt der Netto-Transfer von C zur Atmosphäre in Etappen und z. T. stark verzögert: Durch Zersetzung der Rodungsabfälle, Oxidation kurzlebiger Produkte, vor allem Papier, und schließlich Zerfall der langlebigen Produkte wie Bau- Industrie- und Möbelholz. Ein Nettoeintrag von großen Flächen ergibt sich nur aus der Saldierung von Oxidation und Wiederbewuchs in der betreffenden Region. Wirtschaftsforste, bei denen sich Nutzung und Nachwuchs gleichen, führen ebenso wenig wie Brandrodungssysteme bei stabiler Bevölkerung zu einem Netto-Transfer. Diese Bedingung ist aber heute in den Tropen infolge der Bevölkerungsvermehrung und auch der Expansion exportorientierter raubbauartiger Nutzungsweisen nicht gegeben. Der Brandrodungsfeldbau expandiert flächenmäßig, dringt also in Primärwälder ein, und wird auf der schon von ihm besetzten Fläche mit entsprechend verkürzten Umtriebszeiten intensiviert. Große kommerzielle Rodungen, denen kein Wiederbewuchs entspricht, dienen als Flächen für Weide- und Plantagenland (vgl. Abschnitt 5.17).

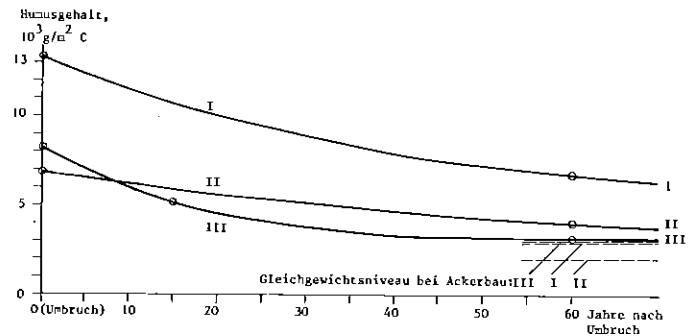
### 3.232 Freisetzung von C aus Böden

Unter allen klimatischen Bedingungen führt die Umwandlung von Wald- und Graslandböden in Ackerböden zu einer Verminderung des Humusgehaltes, weil sich die Nachlieferung an Streu und Wurzelresten verringert und die oxidativen Prozesse durch erhöhte Sonneneinstrahlung, Bodenbearbeitung und zuweilen auch Erosion intensiviert werden.

Genau quantitative Messungen bzw. ihre Auswertung stoßen jedoch auf eine Reihe von Schwierigkeiten. Unterschiedliche Erhebungstiefen erschweren den Vergleich verschiedener Messungen. Oft müssen in Prozent der Trockensubstanz vorgelegte Angaben über den Humusgehalt in g/m<sup>2</sup> C umgerechnet werden, ohne daß genaue Angaben über die Schüttdichte des Bodens oder gar die Profiltiefe vorliegen. Insbesondere müßten Bodenverdichtungen nach Waldrodungen bei derartigen Umrechnungen berücksichtigt werden, was mangels hinreichender Angaben oft unmöglich ist und zu Fehlern führt. Ein Teil des nach Umbruch im A<sub>h</sub>-Horizont fehlenden Humus ist oft nicht oxidiert, sondern in tiefere Bodenhorizonte eingewaschen worden (332), womit sich der Netto-Transfer an C zur Atmosphäre verringert. Immer ist der C-Verlust ein kontinuierlicher Vorgang, der sich über Jahre oder gar Jahrzehnte erstreckt. Dabei sind die jährlichen Verluste anfangs höher als in späteren Jahren. Wird, wie hier in Abbildung 7, für den Humus eine exponentielle Zerfallsfunktion angenommen, so ist dies nur eine grobe Annäherung an die in Wirklichkeit weit komplexere Dynamik (mathematische Modelle in 88,101,128,184,326). Da leicht zersetzliche und nicht humifizierte Substanz anfangs schnell oxidiert wird, sind die Verluste an organischer Substanz anfangs oft höher, die Kurven in Abbildung 7 sind also in Wirklichkeit etwas stärker gekrümmt, um in späteren Phasen fast in Geraden überzugehen. Die Zerfallsrate bleibt dann nicht konstant, sondern sinkt selbst, womöglich exponentiell, ab (315). Im vorliegenden Zusammenhang rechtfertigt sich jedoch keine komplexe mathematische Behandlung.

Langfristige Messungen der Reduktion von Humus erfolgten in kanadischen ursprünglichen Steppenböden (Schwarzerden), welche seit Jahrzehnten der Weizen-Monokultur dienen (Nr. 64 bis 68 in Übersicht 6 und Abbildung 7). Im Beispiel Nr. 68 sank der Humusgehalt in den obersten 10 cm innerhalb von 60 Jahren von 13 200 auf 6 600 g/m<sup>2</sup> C, also auf 50% des ursprünglichen Gehaltes (209). Aus einer an die Daten angepaßten exponentiellen Zerfallsfunktion folgt eine niedrige Zerfallskonstante. Hiernach verlieren diese Böden unmittelbar nach dem Umbruch bis zu mehreren hundert g C pro Jahr, was sich erst nach Jahrzehnten auf wenige g/m<sup>2</sup> pro Jahr reduziert.

Ein Grund für die Dauerhaftigkeit des Humus in kultivierten Schwarzerden ist der dort hohe Grad organo-mineralischer Komplexierung. In anderen Böden der gemäßigten Zone dürfte die Zerfallsrate etwas höher



- I: Boden aus Beispiel 68 in Übersicht 6  
Anpassungsfunktion unter der Annahme exponentiellen Humusabbaus:  
 $H_t = H_0 \cdot e^{-0,0173 \cdot t}$ ,  $H_{t \rightarrow \infty} = 2\ 970 \text{ g/m}^2$
- II: Boden aus Beispiel 67. Anpassungsfunktion:  
 $H_t = H_0 \cdot e^{-0,0151 \cdot t}$ ,  $H_{t \rightarrow \infty} = 1\ 980 \text{ g/m}^2$
- III: Boden aus Beispiel 64. Anpassungsfunktion:  
 $H_t = H_0 \cdot e^{-0,0571 \cdot t}$ ,  $H_{t \rightarrow \infty} = 3\ 140 \text{ g/m}^2$

Abbildung 7: Abbau organischer Substanz in kanadischen Schwarzerdeböden nach Umbruch von Steppe und Kultivierung. Daten für C-Gehalte aus (178) und (209), vgl. auch Übersicht 6.

liegen, im ganzen sind jedoch ähnliche Verhältnisse auch bei Waldböden zu erwarten.

Die Beispiele Nr. 69 bis 94 in Übersicht 6 zeigen Humusveränderungen tropischer Böden nach Waldrodung bzw. Umbruch von Grasland. Im ganzen bestätigen diese Werte die allgemeine Regel, daß längere Zeit kultivierte tropische Böden oft nur noch 30-70% des Humusgehaltes unter Primärwald enthalten (315). Die Zerfallsgeschwindigkeit des Humus ist infolge der höheren Temperatur und der weniger stabilen Humusformen oft höher. Die Ursachen der C-Verluste sind auch hier die nachlassende Anlieferung von Streu und die Bodenbearbeitung, während das Feuer bei der Brandrodung von geringem Einfluß ist.

Im einzelnen sind die in der Übersicht 6 dargestellten Werte sehr heterogen. Dies spiegelt zum einen die zuweilen recht unzureichende Datenpräsentation in den Originalerhebungen wieder, wodurch es bei Umrechnungen auf ein gemeinsames Maß (hier g/m<sup>2</sup> a C) zu Fehlern kommt. Zu beachten ist auch, daß mehrjährige Durchschnittswerte für C-Verluste wenig über den jeweils höchsten und niedrigsten jährlichen Einzelwert innerhalb des Zeitintervalls aussagen. Bei stark gekrümmter Zerfallsfunktion können diese wesentlich über bzw. unter dem Durchschnittswert liegen. Zum zweiten ergeben sich die Differenzen zwischen den Daten auch aus unterschiedlicher Erhebungsmethodik. Die zuweilen sehr hohen Verluste in ersten Jahr (z. B. bei Nr. 90, 93 und 94) schließen u. U. die Oxidation nicht humifizierter Substanz wie frisch gefallener Streu und Rodungsabfälle ein, welche vor Beginn des Experiments nicht Teil des Bodenhumus waren. In anderen Erhebungen wird diese Fraktion nicht erfaßt. Drittens reflektieren die Erhebungen Unterschiede in Klima und Böden. Einige Beispiele stammen von Sonderstandorten wie Kalkstein (Nr. 93 und 94) oder sehr fruchtbaren Gebirgsböden (90-92), welche beide nicht repräsentativ für alte tropische Tieflandböden sind. Schließlich haben der Typ des gerodeten bzw. umgebrochenen Ökosystems ebenso wie die Art der Folgenutzung einen großen Einfluß auf die Höhe der C-Verluste.

Wie insbesondere Nye und Greenland (197,198,329) betonen, kann bei ökologisch angepaßten Verfahren der Humusverlust bei Inkulturnahme auch tropischer Waldböden begrenzt werden. Sie führen Beispiele geringerer Verluste oder von Zunahmen an organischer Substanz an (Nr. 71,72, 75 und 78 ff., vgl. auch die detaillierte Behandlung in 197). Der heute durch das Bevölkerungswachstum in den Tropen zunehmend hervorgerufene destruktive Umgang mit natürlichen Ressourcen läßt jedoch leider kaum erwarten, daß besonders schonende Kulturmaßnahmen bevorzugt zum Einsatz kommen. Insgesamt deutet vielmehr alles darauf hin, daß die Aus-

**Übersicht 10:** Durchschnittswerte für natürliche und anthropogene Netto-Transfers von Kohlenstoff zwischen Atmosphäre und Landökosystemen aus unterschiedlichen Ursachen

Prozeß	Nettogewinne (+) und -verluste (-) der Landökosysteme, $g/m^2 \cdot a$ C			
	engere Bandbreite		weitere Bandbreite	
1 Natürliche Humusakkumulation in nassen Wiesen und Sümpfen, boreale Zone			0 bis	+10
2 Natürliche Akkumulation von Torf in Mooren, gemäßigte und boreale Zone			+20 bis	+80
3 Akkumulation von Streu in Wäldern und Kunstforsten der gemäßigten Zone bei Anpflanzung von Nadelhölzern, Bekämpfung von Bodenfeuern etc.	0 bis	+50	0 bis	+300
4 Akkumulation von Humus bei humusfördernder Änderung der Bewirtschaftung, wie Aufgabe jährlicher Bodenbearbeitung (minimum tillage), Umwandlung in Dauergrünland, Brache, Waldbrache, wachsende Wälder und Forsten	+50 bis	+100	+20 bis	+250
5 Akkumulation von Phytomasse in älteren und/oder schlechtwüchsigen Wäldern der gemäßigten Zone		<+100	+50 bis	+200
6 Akkumulation von Phytomasse in jüngeren und/oder gut bewirtschafteten Wäldern und Kunstforsten der gemäßigten Zone, einschließlich Durchforstungsmasse <sup>a)</sup>	+300 bis	+400	+200 bis	+700
7 Akkumulation von Phytomasse in frühen und mittleren Stadien der Sekundärvegetation in den feuchten Tropen, insbesondere Waldbrache nach Brandrodungswirtschaft	+300 bis	+500	+200 bis	+1 000
8 Humusverlust aus frisch umgebrochenen Wald- und Graslandböden der gemäßigten Zone nach Umwandlung in Ackerland	-200 bis	-300	-50 bis	-500
9 Humusverlust aus Ackerböden der gemäßigten Zone, Jahrzehnte nach Umbruch	-10 bis	-50	0 bis	-100
10 Humusverlust aus tropischen Waldböden unmittelbar nach Brandrodung und Kultivierung	-100 bis	-500	0 bis	-4 000
11 Zersetzung von Phytomasse bei und unmittelbar nach Brandrodung tropischer Wälder	-4 000 bis	-7 000	-3 000 bis	-15 000
zum Vergleich: Verbrennung fossilen Kohlenstoffs, 1977				
gemittelt über die Fläche der Erde		-10		
" " " " " Kontinente		-33		

a) Vgl. Übersichten 6, 9 und Text.

dehnung des Ackerbaus, auch nicht-permanenter Art, zu erheblichen Netto-Verlusten der Böden an C führt.

sultierende zu ermitteln ist eine überaus schwierige Aufgabe. Im folgenden sollen zunächst die Methoden besprochen werden, welche bei dieser Fragestellung weiterhelfen können.

### 3.3 Zusammenfassung

In der Übersicht 10 sind die hier geschätzten Durchschnittswerte für natürliche und anthropogene Netto-Transfers von C pro Flächeneinheit nochmals zusammengestellt. Am Schluß der Tabelle wurde als Vergleichszahl der gegenwärtige anthropogene Verlust der Erdrinde an fossilem Kohlenstoff (etwa  $5 \cdot 10^{15}$  g/a) auf die gesamte Oberfläche der Erde sowie auf die Fläche der Kontinente bezogen. Der Wert von  $-33 g/m^2 \cdot a$  ergibt sich aus der Fiktion, daß der fossile Kohlenstoff nicht aus punktuellen Quellen, sondern homogen über die gesamte Landoberfläche der Erde verteilt in die Atmosphäre gelangt. Wie man sieht, ist diese Quellenintensität im Vergleich zu den anderen anthropogenen Netto-Transfers in verschiedenen Ökosystemen und aus verschiedenen Ursachen äußerst gering. Daß letztere den Eintrag an fossilem C nicht weit übertreffen, liegt an ihrer jeweiligen flächenmäßigen und zeitlichen Beschränkung und daran, daß sie sich gegenseitig vielfach kompensieren. Der Vergleich zeigt aber auch den sehr großen potentiellen Einfluß, den Netto-Transfers zwischen Atmosphäre und terrestrischen Ökosystemen haben können. Ein kontinuierlicher Fluß von nur  $5 g/m^2 \cdot a$  auf genügend großer Fläche wäre, obwohl durch ökologische Messungen u. U. kaum festzustellen, eine für die atmosphärische  $CO_2$ -Bilanz sehr wichtige Quelle oder Senke. Die in der Übersicht 8 gezeigten Prozesse laufen überall auf der Erde, teils gleichsinnig, teils gegensinnig, ab, und eine Re-

### 4. Methoden zur Ermittlung anthropogener Netto-Transfers von C zwischen Atmosphäre und Landökosystemen

#### 4.1 Auswertung statistischer Daten

Werden Daten aus ökologischen Feldaufnahmen mit statistischen Daten über die Fläche, auf der ein bestimmter Prozeß stattfindet, kombiniert, so kann eine Ziffer für einen Netto-Transfer von C in einem größeren Gebiet gewonnen werden. So kann z. B. eine Schätzung für die durchschnittliche Freisetzung von C bei der Brandrodung mit einer für die jährlich in den Tropen gerodeten Fläche multipliziert werden.

Zwar sind in den vergangenen Jahrzehnten, insbesondere während des Internationalen Biologischen Programms (IBP) in großem Umfang Daten über den C-Haushalt von Landökosystemen gesammelt worden (vgl. z. B. 68, 281). Die Erhebungsdichte ist jedoch noch ungleichmäßig, und für viele ausgedehnte Vegetationsformen und Böden fehlen Daten noch fast ganz. 80% aller Böden der Erde sind noch überhaupt nicht untersucht worden (Dudal, 1978 in 62). Während klar definierbare Ökosysteme ("Primärwald", "Grasland") weniger problematisch sind, bereitet es die größten Schwierigkeiten, einen Überblick über natürliche sowie teilweise oder ganz anthropogene Übergangsformationen heterogener

Art zu gewinnen (vgl. Abschnitt 2.2). Auch tropische Waldgebiete, in denen seit langem Brandrodungsfeldbau betrieben wird, zeichnen sich durch ein komplexes Mosaik von Ökosystemen unterschiedlicher Phytomasse und Humusgehalte aus (Primärwald, Sekundärwald unterschiedlichen Alters, Lichtungen usw.).

Sofern sich ökologische Erhebungen nicht ganz auf die natürliche Dynamik von Ökosystemen beschränken (z. B. Ermittlung der Phytomasse und der NPP eines Primärwaldes), sondern schon anthropogene Eingriffe berücksichtigen (z. B. Ermittlung der NEP eines bewirtschafteten Waldes), sind auch hier in der Vergangenheit die Forschungsschwerpunkte einseitig gesetzt worden. Zwar sind tausende verschiedener Ameisenarten archiviert, welche in tropischen Wäldern vorkommen, jedoch gibt es in der nun schon mehrjährigen Debatte über die Rolle der tropischen Brandrodung in Bezug auf das atmosphärische C-Budget noch nicht eine einzige fundierte Erhebung darüber, wieviel C bei der Brandrodung eines tropischen Waldes bestimmten Alters momentan und verzögert in die Atmosphäre entlassen wird.

Ebenso unzulänglich sind die verfügbaren Daten über die Flächenumfänge, in denen bestimmte Prozesse ablaufen, wie z. B. die Brandrodung. Zwar finden sich in der Publizistik und auch in der wissenschaftlichen Literatur hierzu zahlreiche Angaben, von denen eine Auswahl in der Übersicht 11 zusammengestellt ist. Ein näherer Vergleich zeigt jedoch, daß es sich oft um Wiedergaben oder Abwandlungen eines wesentlich kleineren Zahl von Primärschätzungen handelt, z. B. aus Statistiken der FAO. Nach neuesten Angaben dieser Organisation werden gegenwärtig in den Tropen etwa 160 000 km<sup>2</sup> Wald pro Jahr gerodet (152). Solche Zahlen können viele Mängel aufweisen: Sie werden häufig durch Auswertung von Fragebögen ermittelt, welche an die Regierungen der Länder versandt werden. Diese verwenden unterschiedliche Definitionen für "Wald". In trockenen Ländern fallen hierunter auch arme Gehölze, die diese Bezeichnung in Mitteleuropa keineswegs verdienen. Die Regierungen geben für Waldrodungen häufig die Flächenumfänge an, für welche sie an kommerzielle Unternehmen Konzessionen verliehen haben. Die Annahme, daß sich die Konzessionäre an diesen Umfang halten, ist ebenso fragwürdig wie die, daß es ansonsten keine Rodungen gäbe. Über die Tätigkeiten der nur halb in die Volkswirtschaften eingegliederten Bevölkerungsteile in abgelegenen Regionen geben amtliche Statistiken häufig keinen Aufschluß. Die zerstreuten aber zusammengekommen umfangreichen Kultivierungen durch Kleinbauern auf der Stufe der Subsistenzwirtschaft sind vielfach überhaupt nicht erfaßt. Auch müßte für den vorliegenden Zweck klar unterschieden werden zwischen Waldrodungen innerhalb eines zyklischen Systems des Wanderfeldbaus (bei welchem es in Gleichgewicht zwischen Rodung und Aufwuchs keinen Netto-Transfer an C aus dem Gesamtgebiet gibt) und "Netto-Rodungen", bei denen ein Primärwald zum ersten Mal betroffen wird. Hier wird nur selten hinreichend differenziert (so in 221,308).

Bei diesen Unsicherheitsfaktoren ist es verständlich, wenn auf derartige Weise gewonnene Schätzungen über den globalen Netto-Transfer an C Skepsis hervorrufen. Wenn weder die C-Gehalte vieler betroffener Ökosysteme, noch die Folgen menschlicher Eingriffe auf die C-Dynamik innerhalb dieser Ökosysteme, noch die Flächenumfänge dieser Eingriffe hinreichend bekannt sind, so ist mit Recht daran zu zweifeln, daß die Kernfrage in dieser Studie allein auf dem Wege ökologisch-statistischer Analyse beantwortet werden kann.

Es ist jedoch andererseits auch nicht gerechtfertigt, ökologischem Datenmaterial und sozio-ökonomischen Tatsachen jedes Gewicht in der Debatte abzuspriechen, wozu Forscher aus "exakten" naturwissenschaftlichen Disziplinen neigen könnten. Vielmehr darf nicht darauf verzichtet werden, das in zahlreichen wertvollen Zusammenstellungen und Monographien niedergelegte, wenn auch oft nur qualitative oder halbquantitative, Wissen über die Ökologie der Tropen intensiver als bisher zu nutzen (so in 87,110,181,213,215,230,286,296). Auch die Ergebnisse quantitativer Einzelfallstudien (z. B. 102,126,147,243) verdienen eine größere Aufmerksamkeit als bisher.

Aus sozio-ökonomischen Daten lassen sich auf indirektem Wege Erkenntnisse über den Einfluß des Menschen auf Vegetation und Boden gewinnen,

welche oft besser begründete Schlüsse als unzureichende amtliche Landnutzungsstatistiken erlauben. Wie die Übersicht 12 zeigt, werden z. B. auf der Erde durch Brennholznutzung etwa  $460 \cdot 10^{12}$  g/a C, oder annähernd 10% des Wertes für fossile Brennstoffe, aus der Vegetation in die Atmosphäre überführt. Nun eignen sich zwar diese Daten weniger gut zur Feststellung eines anthropogenen Netto-Transfers. Soweit abgestorbene Phytomasse als Brennmaterial genutzt wird (z. B. abgefallene Zweige), welche über kurz oder lang ohnehin zerfallen wäre, wird die Oxidation insgesamt nicht erhöht, sondern allenfalls beschleunigt. Ein Teil des Brennmaterials dürfte aus Rodungen stammen; werden diese in einer Bilanz zusätzlich zur Brennholznutzung berücksichtigt, so besteht die Gefahr der Doppelzählung.

Es gibt jedoch andere aussichtsreichere Ansätze. Weiß man z. B. von einem Land, daß sich seine Bevölkerung mit einer bestimmten Rate vermehrt und daß der Einsatz ertragssteigernder landwirtschaftlicher Betriebsmittel nicht oder kaum zunimmt, wie es für Länder der Dritten Welt oft zutrifft, so ist bei etwa gleichbleibendem Ernährungsstandard und Außenhandel der Schluß gerechtfertigt, daß die landwirtschaftliche Nutzfläche mit ähnlicher Rate wie die Bevölkerung zunimmt. Unter Beachtung der Vegetations- und Bodenverhältnisse in dem betreffenden Land lassen sich Folgerungen für C-Verluste an die Atmosphäre ziehen, welche bei aller Ungenauigkeit im Detail doch die Grundtendenz richtig wiedergeben können.

Ebenfalls lassen sich aus gesicherten historischen Trends Folgerungen für die Gegenwart ziehen. Ist es z. B. erwiesen, daß in einem Gebiet infolge Bevölkerungsvermehrung, wirtschaftlicher Expansion u. a. in den vergangenen Jahrzehnten Wald und Bodenhumus in großem Umfang zerstört worden sind, und ist es offenkundig, daß die verursachenden Tendenzen fortbestehen, so ist auch mit gegenwärtigen Wald- und Humusverlusten zu rechnen, selbst wenn diese nicht für ein einzelnes Jahr ermittelt werden können.

Überlegungen dieser Art spielen in der Debatte bisher nur eine geringe Rolle. So wenig "exakt" sie jede für sich sein mögen, so können sie doch zusammengekommen wichtige Schlüsse erlauben. Im Abschnitt 5.13 sei hierauf nochmals zurückgekommen.

#### 4.2 Fernerkundung ("Remote Sensing")

Bei der Fernerkundung wird aus der Luft oder aus dem Weltraum die von der Erdoberfläche ausgehende Strahlung gemessen, um daraus Rückschlüsse auf die Beschaffenheit der Ökosysteme zu ziehen. Diese Disziplin hat in den letzten Jahrzehnten eine stürmische Entwicklung erfahren, so daß hier nur eine erste Orientierung gegeben werden kann (für mehr Details vgl. 3,7,31,92,119,122,276).

Fernerkundungsverfahren lassen sich nach dem Trägertyp des Sensors, der Aufnahmetechnik und den Interpretationsverfahren unterscheiden. Als Träger kommen Flugzeuge unterschiedlicher Höhe und Satelliten in Frage. Unterschiedliche Flughöhe führt zu unterschiedlichen Maßstäben der Ergebnisse (1:1 000 bis 1:5 000 bei niedrig fliegenden Flugzeugen; 1:15 000 bis 1:50 000 bei normaler Flughöhe und 1:120 000 bei sehr hoch fliegenden Flugzeugen (20 km), sowie 1:250 000 bis 1:3 000 000 bei Satelliten) und damit zu unterschiedlicher Auflösungsschärfe für Objekte am Erdboden. Luftbilder im Maßstab 1:5 000 lassen einzelne Pflanzenarten und sehr viele Details der Vegetation erkennen (229), während Satellitenbilder noch eine Auflösungsschärfe für deutliche Vegetationsunterschiede (z. B. Kahlschläge im Wald) von theoretisch 0,4 ha, praktisch von einigen ha, besitzen. Der Zeit- und Geldaufwand sowie die organisatorischen Schwierigkeiten (Anflugwege für kleine Flugzeuge) steigen mit der Verkleinerung des Maßstabs sehr stark, was nicht nur zur Folge hat, daß große Gebiete aus Kostengründen selten oder nie kleinmaßstäblich erfaßt werden, sondern auch, daß Wiederholungen (welche zum Erkennen von Änderungen der Vegetationsdecke besonders

Übersicht 11: Ausgewählte Angaben über Waldverluste in den Tropen

Land/Region/Erdteil	Flächenreduktion von Wäldern $10^9 \frac{m^2}{m} = 1 \text{ km}^2$	Quellen
<b>Afrika</b>		
1 Sierra Leone	von ursprünglich 67% der Landesfläche auf gegenwärtig 4-5%	} (319), nach div. Quellen
2 Liberia	57 000 in wenigen Jahrzehnten, gegenwärtig 200/Jahr	
3 Ghana	24 000 in wenigen Jahrzehnten, gegenwärtig 520/Jahr	} kritisch wiedergegeben in (214)
4 Ghana	gegenwärtig 500/Jahr	
5 Äthiopien	gegenwärtig 2 000/Jahr	} (319)
6 Elfenbeinküste	28 000 zwischen 1956 und 1966, gegenwärtig 5 000/Jahr	
7 Madagascar	gegenwärtig 1 000 - 2 000/Jahr	} (214)
8 Sudan	gegenwärtig >20 000/Jahr (überwiegend Trockengehölze)	
9 Afrika, Regenwälder	25-33% Reduktion zwischen 1930 und 1970 (entspricht ca. 350 000 bis 500 000)	(319)
10 Afrika, gesamt	>1 000 000 in der ges. Vergangenheit bis etwa 1975	(214)
11 " , "	gegenwärtig 12 000/Jahr	(308), berechnet aus Zunahme der ländl. Bevölk. Manshard, 1974 in (308)
12 " , "	" 15 000/Jahr	(214)
13 " , "	" >20 000/Jahr	(268)
14 " , "	" 40 000/Jahr	(308), berechnet aus FAO-Daten
15 " , "	" 80 000/Jahr	
<b>Süd- und Südostasien</b>		
16 Festland-Malaysia	280/Jahr um 1968	Leong, 1968 in (182)
17 Sabah	~500/Jahr "	" , "
18 Burma	gegenwärtig 11 500/Jahr	} (319)
19 Indien	" 48 000/Jahr (wohl einschl. Gehölze)	
20 Indonesien	" 52 600/Jahr	} GÜlcür, 1968 in (182)
21 Thailand	40 000 in jüngster Vergangenheit	
22 Philippinen	gegenwärtig 7 300/Jahr	Boerboom, 1976 in (5)
23 " , "	20 000 zwischen 1943 und 1968	(146)
24 " , "	40% Reduktion bis 1976	(182), nach div. Quellen
25 Thailand	70 000 zwischen 1961 und 1975 (bas. auf Fernerkundung)	van Steenis, 1971 in (182)
26 Vietnam	20 000 während des Krieges mehrfach mit Herbiziden behandelt	(192)
27 Sumatra und Borneo	Rodungskonzessionen über 80 000 zwischen 1960 und 1971	FAO, 1976 in (192), (214)
28 Indonesien	Insgesamt vergebene Konzessionen bis 1976: 570 000	
29 SE-Asien, nur kommerzielle Rodungen in kapitalistischen Ländern	gegenwärtig 30 000/Jahr	(308), berechnet aus Zunahme der ländl. Bevölk. FAO, 1978 in (221)
30 S- und SE-Asien, gesamt	gegenwärtig 50 000/Jahr	(308), berechnet aus FAO-Daten
31 " , "	" 50 000/Jahr (Nettoverluste)	Manshard, 1974 in (308)
32 " , "	" 80 000/Jahr (jährliche Rodung im Rahmen des Brandrodungsfeldbaus, teilweise wiederbewaldet; Gesamtareal dieses Systems 300 000)	(319)
33 " , "	" 85 000/Jahr	(221)
34 " , "	" 100 000/Jahr	(308), berechnet aus FAO-Daten
35 " , "	" 152 000/Jahr	Manshard, 1974 in (308)
<b>Lateinamerika</b>		
36 N- und Zentral-Columbien	21 440 zwischen 1954 und 1965	(45)
37 Venezuela, Westl. Llanos	Reduktion des Waldes von 45 auf 30% der Fläche zwischen 1950 und 1975	Hamilton in (169)
38 Staat São Paulo, Brasilien	100 000 zwischen 1910 und 1950	(2)
39 Staat Paraná, Brasilien	ca. 2 000/Jahr zwischen 1953 und 1963	(2)
40 Amazonasgebiet (ca. $4 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$ )	5% gestört während der 10 Jahre vor 1972 (Fernerkund.) ( $\cong$ ca. 20 000/Jahr)	Zinke in (169)
41 " , "	gegenwärtig 100 000/Jahr	(192), (253)
42 Lateinamerika, gesamt	" 13 000/Jahr	(308), berechnet aus Zunahme der ländl. Bevölk. FAO, 1976 in (214)
43 " , "	" 65 000/Jahr	(308), nach FAO
44 " , "	" 75 000/Jahr	Manshard, 1974 in (308)
45 " , "	" 100 000/Jahr	
<b>Tropen, insgesamt</b>		
46 " , "	" 75 000/Jahr	(308), berechnet aus Zunahme der ländl. Bevölk. World Wildlife Fund in (313)
47 " , "	" 110 000/Jahr	(39)
48 " , "	" 120 000/Jahr	vorl. Studie <sup>a)</sup>
49 " , "	" 90 000 - 130 000/Jahr oder mehr	FAO 1978 (E. Saouma) in (152)
50 " , "	" 160 000/Jahr	Manshard, 1974 in (308)
51 " , "	" 220 000/Jahr	(308), berechnet nach FAO
52 " , "	" 240 000/Jahr	(59)
53 " , "	" 300 000/Jahr	

a) Annahmen: 50% der  $120\,000\text{--}210\,000 \text{ km}^2$  neuen Ackerfläche in Waldgebieten, zusätzlich  $30\,000\text{--}50\,000 \text{ km}^2/\text{Jahr}$  kommerzielle Rodungen; vgl. Text und Übersicht 13.



Übersicht 12: Angaben für den Brennholzverbrauch, insbesondere in den niederen Breiten, und Abschätzung des daraus resultierenden C-Transfers in die Atmosphäre

Land	Brennholz- Verbrauch pro Person t/a	Quellen	Bevölkerung 1978 $10^6$ Personen <sup>a)</sup>	Umsatz, $10^3$ g C pro Person u. Jahr	Transfer in die Atmosphäre $10^{12}$ g/a C
1 Indien	0,285	Revelle, 1976 in (228)	516	114 <sup>b)</sup>	59
2 Nepal	0,73	Revelle, 1977 "	13	292	4
3 Bangla Desh	0,095	Tyers, 1977 "	82	38	3
4 Mexico	0,97	Makhijani and Poole, 1975, in (228)	53	388	21
5 Bolivien	2,25		12	900	11
6 Brasilien	1,0	(2)	82	400	24
7 Nigeria	0,35-1,5	(190)	59	140-600	9-35
8 Thailand	1,1	(207)	33	440	33
9 Tansania	1,8	(207)	14	720	10
10 Gabun	1,2	(207)	1	480	1
11 Hochrechnung: Niedere Breiten	0,68		1 360 <sup>c)</sup>	273	371
12 USSR	0,25	FAO in (49)	257	100 <sup>d)</sup>	26
13 China	0,14	"	900	57 <sup>d)</sup>	51
14 Sonstige <sup>e)</sup>	0,003 <sup>f)</sup>		1 483	10	15
15 Welt	0,29		4 000	115	463

a) Bei einzelnen Ländern der niederen Breiten nur ländliche Bevölkerung. Werte aus (228) gelten ursprünglich für 1970, hier mit 2% p.a. bis 1978 fortgeschrieben. b) Annahme: 400 g C pro kg Brennholz (setzt luftgetrocknetes Brennholz voraus). c) Annahme: 80% der Gesamtbevölkerung in den niederen Breiten von  $\approx 700 \cdot 10^6$  ist ländlich. d) Werte um 50% erhöht infolge vermuteter Unterschätzung. e) Enthält Bevölkerung der gemäßigten und hohen Breiten außer USSR und China und 20% städtische Bevölkerung der niederen Breiten. f) Geschätzt, entspricht dem ca. 1,5-fachen Verbrauch in der BRD.

nützlich wären) erst recht unterbleiben. Dagegen überfliegen Satelliten, insbesondere Landsat 1 und Landsat 2 (vormals ERIS), von denen die meisten Daten stammen, jeden Punkt der Erde im Abstand von 18 Tagen und liefern daher fast beliebig viele und billige Wiederholungen.

Bei der Aufnahmetechnik sind Verfahren, welche von der Erdoberfläche reflektierte oder emittierte Strahlung feststellen, von solchen zu unterscheiden, welche über eine eigene Energiequelle verfügen und die Reflexion der von ihr ausgehenden Strahlung messen (Radar). Im ersteren Falle kann reflektierte oder emittierte Strahlung im sichtbaren Bereich und/oder im Infrarot erfaßt werden, und zwar entweder in einem relativ breiten Spektralbereich wie bei der herkömmlichen Photographie oder auf ein enges Band beschränkt. Diese Bänder liegen z. B. beim "Multispectral Scanner System" (MSS) von Landsat 2 zwischen 500-600 nm, 600-700 nm, 700-800 nm und 800-1100 nm. Darüber hinaus gibt es Sensoren für den thermischen Bereich (nicht-reflexives IR) bis zu ca.  $12 \mu\text{m}$ , mittels derer u. a. Waldbrände erkannt werden können (279).

Die Aufnahmen können in Schwarzweiß- oder Farbfilm erfolgen. Entweder wird wie bei einer herkömmlichen Kamera ein zweidimensionales "Bild" hergestellt, oder es werden mit einem "Scanner" kleine Ausschnitte der Landoberfläche (bei Landsat etwa  $60 \times 80$  m, sog. "Pixels") nacheinander abgetastet und die Strahlung in einem bestimmten Bereich digital erfaßt und gespeichert. Der größte Nachteil aller im Sichtbaren und nahen Infrarot operierenden Verfahren liegt in der Störung durch atmosphärische Einflüsse wie Wolken und Niederschläge. Aus diesem Grunde entgehen zahlreiche Regionen des tropischen Regenwaldes trotz 20-maliger Überstreichung pro Jahr bis heute der Erfassung durch Satelliten.

Dieser Nachteil besteht für Radaraufnahmen in weit geringerem Maße (129, 187, 234), weshalb mit ihrer Hilfe erstmalig Fernerkundungen ständig wolkenbedeckter Gebiete wie z. B. im Darién (Ostprovinz von Panamá) ermöglicht wurden. Ähnlich wie bei einem Echolot wird, meist in Schrägrichtung (SLAR = "Side-looking airborne radar"), ein Mikrowellenstrahl von ca. 1-3 cm ausgesandt und aus der Dauer bis zum Empfang des reflektierten Signals auf die genaue Distanz zwischen Flugzeug und Oberfläche sowie auf die Beschaffenheit von Gelände und Vegetation geschlossen. Die vertikale Auflösungsschärfe liegt bei 10 m, so daß krasse Vegetationsänderungen (z. B. Kahlschläge im Wald) ohne weiteres erkannt werden können.

Die Ergebnisse aller Aufnahmeverfahren lassen sich entweder "manuell" (intuitiv-visuell) oder automatisch mit Hilfe elektronischer Datenverarbeitung interpretieren. Bei der herkömmlichen Photographie wird das erhaltene "Bild" betrachtet, während mit dem Scanner erfaßte Aufnahmen in ein zweidimensionales "Composite" oder "Imagery" transformiert werden können. Erfahrene Beobachter können schon bei manueller Interpretation zuverlässige Schlüsse ziehen, insbesondere aus guten Photographien, deren räumliche Auflösungsschärfe die von Scanner-Composites übertrifft. Abgesehen von sonstigen Vorteilen der digitalen Datenerhebung, wie guter Speicherbarkeit, Übertragbarkeit aus großer Distanz (Satelliten), Unabhängigkeit vom subjektiven Empfinden des Interpreten und schneller Bewältigung großer Mengen von Material, kann die automatische Interpretation von Scanner-Daten aber zu Ergebnissen führen, die dem besten manuellen Interpreten entgehen würden. Dies geschieht insbesondere durch Kombination der aus verschiedenen Bändern stammenden Daten. Kann ein Vegetationstyp, wie etwa Wald, in keinem der einzelnen Bänder sicher identifiziert werden, so kann er doch eine bestimm-

te Kombination von Signalen im optischen und thermischen Bereich liefern, die eine klare Unterscheidung von anderen Vegetationstypen erlauben.

Bei den vielversprechenden Möglichkeiten, welche die Fernerkundung bietet, darf jedoch nicht vergessen werden, daß das Untersuchungsziel bei der vorliegenden Problemstellung - Netto-Änderungen des Gehaltes an organischem C im Zeitverlauf festzustellen - ein sehr anspruchsvolles ist. Ein direkter Zusammenhang zwischen dem C-Gehalt eines Ökosystems und der von ihm ausgehenden Strahlung existiert nicht, so daß jede Interpretation über mehrere Zwischenschritte verläuft. Lassen sich z. B. bewaldete von nicht bewaldeten Flächen sicher trennen, so ist dies zwar eine sehr wertvolle Information. Aber selbst wenn Extreme ausgeklammert werden, wie als "Wald" bezeichnete arme Gehölze in Trockengebieten auf der einen Seite und riesenhafte Bestände in den Küsten-Coniferenwäldern der amerikanischen Nordwestküste auf der anderen, unterscheiden sich auch "normale" Wälder in ihrem C-Gehalt etwa um eine Zehnerpotenz (vgl. Übersicht 3). Es kann also sehr unterschiedlich viel C bei einer Waldvernichtung freigesetzt werden. Mögen auch große Kahlschläge in Wäldern leicht identifiziert werden können, so dürfte dies bei chronischer Walddegradation mit kleinen Auslichtungen, Verhinderungen des Nachwuchses etc. bedeutend schwerer fallen. Unterschiede im Humusgehalt des Bodens können bisher nicht zuverlässig festgestellt werden (272,294).

Diese im Interesse eines realistischen Urteils notwendigen Einschränkungen schmälern freilich nicht den Wert der Fernerkundung, so daß ihre verstärkte Anwendung unbedingt zu fördern ist. Bei allen Warnungen vor Übertriebenen Erwartungen (119,133) äußern sich Fachleute der Fernerkundung in der Regel optimistisch, Änderungen der Vegetationsdecke im Zeitverlauf dokumentieren zu können (7,8,31,118,133,276). Wenn sie sogar bei der quantitativen Erfassung von Vegetationsschäden durch Parasiten etc. erfolgreich eingesetzt werden kann (119,191), so müßte es bei entsprechender finanzieller Förderung und Kombination verschiedener Verfahren (Flugzeuge und Satelliten) sowie Vergleich und Kalibrierung mit Bodendaten ("Ground-truth") möglich sein, Änderungen im Flächenumfang wenigstens der geschlossenen tropischen Wälder im Zeitraum etwa einer Dekade festzustellen. Bedeutete dies auch nur die Lösung eines Teils der hier behandelten Problematik, so wäre das Ergebnis doch für die Gesamtdiskussion von außerordentlichem Wert. Schon das gegenwärtig vorhandene, aber nicht für den vorliegenden Zweck systematisch ausgewertete, Material dürfte wertvolle Informationen enthalten. Für viele tropische Gebiete existieren mehrere Jahrzehnte alte Luftaufnahmen (92). Selbst bei mangelhafter Qualität kann ihr Vergleich mit neuen Aufnahmen Schlüsse über die in der Zwischenzeit erfolgten Waldverluste erlauben, wie die Beispiele in Abschnitt 5.12 zeigen werden.

#### 4.3 Messungen von CO<sub>2</sub>-Gradienten in der Atmosphäre

Die beiden bisher besprochenen Verfahren schätzen Änderungen im C-Gehalt der Landökosysteme durch Messungen an diesen selbst ab. Auf solche Messungen kann aber verzichtet und es können statt dessen Änderungen an den angrenzenden Reservoiren verfolgt werden, die auch an den Transfers teilnehmen. Auf diese Weise wird das größte - nach Meinung mancher Experten unüberwindliche - Meßproblem der Landökosysteme, nämlich ihre außerordentliche Heterogenität, umgangen.

Die Atmosphäre ist relativ gut, aber nicht vollkommen, durchmischt. Daher bestehen kleine räumliche und zeitliche Gradienten im CO<sub>2</sub>-Gehalt (32,33,34,43,94,98,141,173,174,210). Dies zeigt auch ein Vergleich der Meßreihen von Mauna Loa (Hawaii) und vom Südpol in Abbildung 1: Beide weisen nicht genau den selben Jahresmittelwert auf, und die auf Mauna Loa sichtbaren jahreszeitlichen Schwankungen im CO<sub>2</sub>-Gehalt von über 5 ppm (auf Long Island, New York sogar 19 ppm, vgl. 311, ferner 173) sind am Südpol infolge der großen Entfernung von der Vegetationsmasse der Nordhalbkugel kaum noch erkennbar.

Es besteht die Aussicht, infolge der verzögerten Durchmischung der Atmosphäre auch flächige Quellen und Senken für CO<sub>2</sub>, unter ihnen größere Landökosysteme, aufzuspüren (vgl. auch 112). Das setzt eine größere Zahl von Meßstellen voraus als heute existieren, um z. B. Profile über einen ganzen Kontinent zu gewinnen. Sollen evtl. gefundene Quellen und Senken quantifiziert werden, so bedarf es möglichst realistischer Modelle der atmosphärischen Zirkulation (42). Ein solches Meß- und Auswertungssystem besteht gegenwärtig noch nicht, und es gibt noch nicht einmal einen längerfristigen Hintergrundwert für den atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Gehalt über einer tropischen Landmasse.

#### 4.4 Isotopenuntersuchungen, insbesondere <sup>13</sup>C<sup>a</sup>)

Isotopenuntersuchungen gehören heute zu den wichtigsten Methoden der Geochemie und sind auch für die Untersuchung des CO<sub>2</sub>-Problems unentbehrlich. Auch hier werden atmosphärische Meßdaten direkt oder indirekt gewonnen und aus ihnen auf das globale Verhalten der Landökosysteme geschlossen, ohne auf deren Details einzugehen. Der Kohlenstoff der Erde besteht zu etwa 99% aus dem Isotop <sup>12</sup>C, zu etwa 1% aus <sup>13</sup>C und aus Spuren des radioaktiven Isotops <sup>14</sup>C (um 10<sup>-10</sup>%), welches in der Atmosphäre aus Stickstoff durch Einwirkung energiereicher kosmischer Strahlung entsteht.

Das Mengenverhältnis zwischen den beiden stabilen Isotopen <sup>12</sup>C und <sup>13</sup>C weist in verschiedenen Reservoiren der Erde feine Unterschiede auf, zu deren Kennzeichnung man sich der internationalen Einheit δ<sup>13</sup>C (PDB) bedient. Eine Standardsubstanz, Pee Dee Belemnite, mit einem <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C-Verhältnis von genau 1123,72 · 10<sup>-5</sup>, dient als Referenzfall mit einem δ<sup>13</sup>C von Null. Bei allen anderen C-haltigen Substanzen wird die Abweichung nach der Formel

$$\delta^{13}\text{C(PDB)} = \frac{^{13}\text{C}/^{12}\text{C (Probe)} - ^{13}\text{C}/^{12}\text{C (PDB)}}{^{13}\text{C}/^{12}\text{C (PDB)}} \cdot 1000 \text{ (‰)}$$

angegeben. So besitzt die heutige Luft einen δ<sup>13</sup>C-Wert von -7, Kohle von -19 bis -29 (durchschnittlich -24), Erdöl von -22 bis -32 (Ø von -27), Erdgas von -29 bis -51 (Ø von -40) und rezente Biomasse aus C 3-Pflanzen sowie Humus etwa den Wert von Kohle. C 4-Pflanzen weichen mit einem Wert von -10 bis -19 erheblich von ihnen ab; da ihr Anteil an der Phytomasse der Landökosysteme vermutlich aber nur höchstens wenige Prozent beträgt, ist diese Differenz global von geringer Bedeutung. Im Durchschnitt ist fossiler und rezenter organischer Kohlenstoff gegenüber heutiger Luft mit ca. 18‰ abgereichert. Eine Unterscheidung von fossilem und rezentem organischem C mit Hilfe des <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C-Verhältnisses ist, abgesehen von der erwähnten Sonderstellung der C 4-Pflanzen, nicht möglich.

Die unterschiedlichen Isotopenzusammensetzungen resultieren daraus, daß C-Isotope beim Übertritt von einem Reservoir in ein anderes durch physikalische und chemische Einflüsse fraktioniert werden (69,75). Ein wichtiger Fraktionierungsmechanismus ist die Photosynthese. Diffusionswiderstände in den Stomata und den Interzellularen wie auch biochemische Reaktionen bewirken, daß der assimilierte Kohlenstoff mit <sup>13</sup>C abgereichert und damit "leichter" ist. Verschiedene biochemische Substanzen wie Stärke, Zellulose, Lignin, Fett etc. besitzen wiederum verschiedene <sup>13</sup>C-Werte.

Wird der Kohlenstoff beim Übertritt aus der Atmosphäre in organische Substanz fraktioniert, so bedeutet das, daß Änderungen im Gesamtumfang der organischen Substanz (fossil und rezent) zu Verschiebungen im atmosphärischen <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C-Verhältnis führen müssen. Werden Phytomasse und Humus aufgebaut, so werden der Atmosphäre bevorzugt <sup>12</sup>C-Atome entnommen und das schwere Isotop <sup>13</sup>C in ihr passiv angereichert, d. h. ihr δ<sup>13</sup>C-Wert steigt. Wird dagegen das Reservoir an organischem C verkleinert, und sein Inhalt gelangt in die Atmosphäre zurück, so wird diese wiederum mit leichten <sup>12</sup>C-Isotopen "überschwemmt", der <sup>13</sup>C-Gehalt wird

a) Herrn Dr. Freyer, Jülich, sei für kritischen Rat herzlich gedankt.

verdünnt, der  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert sinkt. Der letztere Vorgang ähnelt in mancher Beziehung der nach seinem Entdecker benannten Verdünnung des atmosphärischen  $^{14}\text{C}$  durch Einleitung  $^{14}\text{C}$ -freien fossilen Kohlenstoffs, dem "Suess-Effekt" (265).

Infolge der sehr geringen Unterschiede im Isotopenverhältnis lassen sich jährliche Änderungen schwer messen. Entweder werden atmosphärische Meßwerte aus längeren Zeiträumen verglichen (330), oder es werden Hilfsmittel herangezogen, in denen längerfristige Änderungen dokumentiert sind. Hierzu eignen sich am besten Jahresringe von Bäumen, evtl. auch andere Substanzen wie Eis (30). Wird der  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert jedes Jahresrings einzeln bestimmt, so läßt sich von innen nach außen über mehrere Jahrzehnte eine gerichtete Tendenz erkennen, welcher eine ebensolche im atmosphärischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert entsprechen kann. Einige derartige Analysen zeigen ein deutliches Absinken des atmosphärischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes während der letzten 120 Jahre.

Neben dem atmosphärischen Isotopenverhältnis haben noch andere Faktoren einen Einfluß auf die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von Jahresringen, wie Temperatur, Luftverschmutzung, Alter der Bäume u. a. (95,328). Die hier bestehenden Fehlerquellen sind bisher noch nicht eindeutig beherrscht, so daß jedes Ergebnis schon aus diesem Grunde vorsichtig zu interpretieren ist. Würde nun aber ein Absinken im atmosphärischen  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis in einem Zeitraum zweifelsfrei festgestellt, so wäre damit noch nicht die Menge an fossilem und rezentelem organischen C ermittelt, welche während dieses Zeitraums netto in die Atmosphäre eingetragen worden ist. Zwar bereitet die Nichtunterscheidbarkeit von fossilem und rezentelem C auf Grund der  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte keine Schwierigkeiten, da die Einträge aus fossilen Quellen aus Statistiken bekannt sind und von dem aus  $^{13}\text{C}$ -Daten ermittelten Gesamteintrag abgezogen werden können, so daß der Netto-Transfer mit Landökosystemen als Residuum verbleibt. Jedoch wird infolge der ständigen Austausche zwischen Atmosphäre und Ozean der Verdünnungseffekt mit der Zeit abgeschwächt, wie dies besonders beim  $^{14}\text{C}$  bekannt ist: Der Suess-Effekt hätte auf Grund des Eintrags von fossilem C bis 1950 etwa 10% betragen müssen, wenn es keinen Austausch zwischen Atmosphäre, Landökosystemen und Ozean gegeben hätte. In Wirklichkeit betrug er nur etwa 2,4% (56), weil auch die während dieses Zeitraums durchmischten Anteile von Ozean und Landökosystemen von ihm erfaßt worden sind, zusammengenommen also ein Reservoir mit erheblich größerem Inhalt als die Atmosphäre allein.

Ähnliche Probleme bestehen auch bei  $^{13}\text{C}$ -Daten. Eine beobachtete Veränderung des atmosphärischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes während einer längeren Periode ist zunächst einmal mit mehreren (genau genommen unendlich vielen) historischen Eintragsfunktionen von fossilem und rezentelem organischen C kompatibel (56). Soll aus den Beobachtungsdaten auf die genaue Höhe des Netto-Transfers zwischen Landökosystemen und der Atmosphäre während dieses Zeitraums geschlossen werden, so bedarf es im allgemeinen eines Ozean-Atmosphäre-Austauschmodells (vgl. folg. Abschnitt). Wie in Abschnitt 5.21 gezeigt wird, gilt diese Forderung allerdings unter bestimmten Voraussetzungen nicht unbedingt.

Auch das radioaktive Isotop  $^{14}\text{C}$  ist seit langem ein wichtiges Hilfsmittel in zahlreichen Fragestellungen. Beim globalen C-Kreislauf dient es vor allem der Kalibrierung von Atmosphäre-Ozean-Austauschmodellen. Aussagen bezüglich der Reservoirs Phytomasse und Humus sind auf direktem Wege nur begrenzt möglich, da diese wegen der Halbwertszeit von  $^{14}\text{C}$  von ca. 5 700 Jahren nicht oder nur wenig an  $^{14}\text{C}$  verarmt sind. Allerdings lassen sich bei relativ langlebigen Fraktionen wie dem Bodenhumus wichtige Fragestellungen wie die nach der Altersverteilung mit Hilfe von  $^{14}\text{C}$  durchaus bearbeiten (64,199), was für den globalen C-Kreislauf auch von Interesse sein kann.

#### 4.5 Rückschlüsse aus Atmosphäre-Ozean-Austauschmodellen

Im Vergleich zu Landökosystemen ist nicht nur die Atmosphäre sondern auch der Ozean ein relativ homogenes C-Reservoir, dessen Reaktion auf

Störungen sich in mathematischen Modellen simulieren läßt. Schon früh ist daher begonnen worden, die Aufteilung des  $\text{CO}_2$  aus der Verbrennung von fossilen Brennstoffen zwischen diesen beiden Reservoiren zu berechnen (12,27,41,51,70,227). Vollzieht sich der Austausch zwischen Atmosphäre und Ozean auch unabhängig von den Landökosystemen, so liefert er doch auf indirektem Wege wichtige Informationen über deren Verhalten. Das geschieht nach dem Prinzip, daß in einem System miteinander verbundener Reservoirs mit n Flüssen zwischen ihnen nur (n-1) Flüsse explizit bekannt zu sein brauchen, während sich der n-te, hier der Netto-Austausch Atmosphäre-Landökosysteme, als Residuum zwangsläufig ergibt. Wie schon in der Einleitung dargelegt, schließen Atmosphäre-Ozean-Austauschmodelle in der Regel den Fall einer zusätzlich zum industriellen  $\text{CO}_2$  heute aktiven Netto-Quelle von  $\text{CO}_2$  für die Atmosphäre kategorisch aus, da die daraus folgende niedrige "airborne fraction" mit sicheren ozeanographischen Beobachtungstatsachen unvereinbar ist. Eine hervorragend klare Darstellung dieses Standpunktes ist (56).

Drei Prozesse bestimmen den Nettoübertritt von anthropogenem  $\text{CO}_2$  aus der Atmosphäre in den Ozean: Der Diffusionswiderstand an der Grenzschicht zwischen beiden Reservoiren, die Chemie des Meerwassers, insbesondere das Carbonat-Bicarbonat-Gleichgewicht ("Pufferfaktor"), und die vertikale Zirkulation, d. h. die Ableitung aus dem Oberflächenwasser in die Tiefe.

Über die genaue Höhe des Diffusionswiderstandes gehen die Meinungen infolge voneinander abweichender Meßergebnisse noch etwas auseinander. Das Oberflächenwasser der Meere hat aber gegenwärtig etwa 85% der Gleichgewichtskonzentration an  $\text{CO}_2$ , bezogen auf den heutigen anthropogen erhöhten atmosphärischen Gehalt, erreicht. Daraus ist ersichtlich, daß der Transport von  $\text{CO}_2$  durch die Grenzschicht im Vergleich mit anderen Transporten relativ schnell abläuft, und daß daher der erste der drei Prozesse nicht limitierend für die Gesamtaufnahme des Ozeans ist (56).

Das Carbonat-Bicarbonat-System determiniert im Zusammenhang mit anderen Faktoren wie Temperatur, Druck, Alkalinität, Gehalt an Borsäure etc. die Aufnahmefähigkeit von Meerwasser für  $\text{CO}_2$  im Gleichgewicht mit der Atmosphäre (218,277,284). Nur weil  $\text{CO}_2$  im Gegensatz zu anderen atmosphärischen Gasen mit Wasser unter Bildung von Kohlensäure und deren sofortiger Dissoziation in  $\text{H}^+$ ,  $\text{HCO}_3^-$  und  $\text{CO}_3^{2-}$  reagiert, kann überhaupt eine große Menge davon in den Ozean abgeleitet werden. Der Ableitung sind jedoch auch Grenzen gesetzt, die durch den sog. "Pufferfaktor" beschrieben werden. Je mehr  $\text{CO}_2$  aufgenommen wird, umso knapper werden die  $\text{CO}_3^{2-}$ -Ionen, welche mit  $\text{CO}_2$  und  $\text{H}_2\text{O}$  zu  $2\text{HCO}_3^-$  zusammentreten, umso größer wird (solange sich keine festen Carbonate lösen) der  $\text{HCO}_3^-$ -Überschuß, und umso mehr verschiebt sich das Gleichgewicht zuungunsten der Aufnahme von  $\text{CO}_2$ . Beträgt der Pufferfaktor z. B. 10, so bedeutet dies, daß eine 10-prozentige Erhöhung des atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Partialdruckes (Gleichgewicht mit dem  $\text{CO}_2$ -Partialdruck im Wasser vorausgesetzt) nur zu einer 1-prozentigen Erhöhung der Konzentration von gelöstem anorganischen C im Meerwasser führt. Mit zunehmendem  $\text{CO}_2$ -Partialdruck steigt der Pufferfaktor, so daß der Ozean bei steigenden atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Werten eine immer schlechtere Senke wird. Über die Höhe des Pufferfaktors (gegenwärtig weltweit zwischen 8 und 15, in warmem Oberflächenwasser zwischen 9 und 10 (56,266)) herrscht zwar weithin Konsens, jedoch gibt es auch abweichende Meinungen. So beträgt er nach Wagener und Rebello nur 7 (in 249). Trotz der hemmenden Wirkung des Pufferfaktors wäre der Ozean infolge seiner Masse aber in der Lage, anthropogene  $\text{CO}_2$ -Überschüsse in der Atmosphäre zum größten Teil aufzunehmen, wenn auch das Tiefenwasser jederzeit im Gleichgewicht mit dem atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Partialdruck stünde.

Der Vertikaltransport im Ozean ist aber der entscheidende limitierende Faktor für dessen kurzfristige Aufnahmekapazität für  $\text{CO}_2$ . Er geschieht durch Wirbeldiffusion in die Thermokline ("eddy diffusion"), durch konvektiven Abwärtstransport in kalten Meeren der hohen Breiten und durch Absinken partikulären Carbonats und organischen Kohlenstoffs.

Zur Berechnung des Vertikaltransports existieren bisher im wesentlichen zwei Modelltypen: Beim sog. Zwei-Box-Modell (2B-Modell) werden Oberflächen- und Tiefenwasser als jeweils hinreichend durchmischte Reser-

voire aufgefaßt, zwischen denen Austauschprozesse wie bei chemischen Reaktionen erster Ordnung ablaufen, d. h. die Abflußrate aus einem Reservoir in das andere ist proportional dem Bestand des Stoffes im ersteren (17,18,137,172,277,317). Bei Diffusionsmodellen dagegen, insbesondere dem sog. Box-Diffusions-Modell (BD-Modell), werden vertikale Transporte unterhalb der gut durchmischten Oberflächenwasserschicht mit den Gesetzen der Diffusion beschrieben (zuerst 53, ferner 205,223, heute insbesondere 200,201,249). Beide Ansätze verzichten auf eine horizontale Gliederung des Ozeans und bilden ein Mittel über die gesamte Fläche. Weiterhin existiert eine Anzahl abweichender Modelltypen (36,71,106,123,130,195,228,255,285), unter denen vor allem der Ansatz von Björkström (36) bemerkenswert ist. Hier wird erstmals auch eine horizontale Gliederung angestrebt, und es finden neben diffusiven auch konvektive Vertikaltransporte Berücksichtigung.

Bei richtiger Kalibrierung mit Ausgangsdaten und Festsetzung der jeweils intern frei wählbaren Parameter kommen die meisten Modelle zu ähnlichen Ergebnissen (Diskussion alternativer Modelle, insbes. 2B und BD in 38,200,277). Aus verschiedenen Gründen überzeugen jedoch unter den beiden Grundtypen Diffusionsmodelle gegenwärtig mehr als 2B-Modelle. Bei ihnen kann das Oberflächenwasser in der physikalisch realistischen Dicke von 75 m parameterisiert werden, wogegen 2B-Modelle die Grenze zwischen Oberflächen- und Tiefenwasser willkürlich in mehrere hundert Meter Tiefe verlegen und dem Durchschnittsalter des anthropogenen  $\text{CO}_2$ -Überschusses in der Atmosphäre jeweils anpassen müssen, um sowohl die Vertikalverteilung von  $^{14}\text{C}$  im Ozean als auch die "airborne fraction" des industriellen  $\text{CO}_2$  richtig reproduzieren zu können. Derartige Kunstgriffe rechtfertigen sich, wenn dadurch ein Modell besonders einfach würde, was jedoch nicht der Fall ist. Im Gegenteil, gerade Diffusionsmodelle erlauben näherungsweise Handrechnungen.

Bei ihnen ist die Tiefe  $h$ , bis zu der sich der Ozean unterhalb der Oberflächenschicht im Mischungsgleichgewicht mit dieser befindet, wenn eine externe Störung wie die exponentielle Zunahme des atmosphärischen  $\text{CO}_2$  auf beide einwirkt, eine einfache Funktion des Diffusionskoeffizienten  $D$  und des durchschnittlichen Alters des anthropogenen  $\text{CO}_2$ -Überschusses in der Atmosphäre  $a$ :

$$h = \sqrt{D \cdot a}$$

Da es bei diffusivem Abwärtstransport keine scharfe Trennungslinie dieser Art gibt, ist  $h$  eine rechnerische Tiefe. Mit  $H$  als der Dicke des Oberflächenwassers ergibt sich eine gesamte Eindringtiefe des anthropogenen  $\text{CO}_2$  in den Ozean von  $(H+h)$ , und mit  $F$  als der Fläche des Ozeans ein durchmischtes Ozeanvolumen von  $F \cdot (H+h)$ .

Mit  $A_0$  als dem vorindustriellen Gehalt der Atmosphäre,  $A$  als dem anthropogenen  $\text{CO}_2$ -Überschuß in der Atmosphäre,  $b$  als dem durchschnittlichen Gehalt des Meerwassers an gelöstem anorganischen Kohlenstoff,  $p$  als dem Pufferfaktor und  $g$  als dem  $\text{CO}_2$ -Partialdruck im Oberflächen- und durchmischten Tiefenwasser, relativ zum anthropogen erhöhten atmosphärischen Gehalt, folgt eine Gesamtmenge von anthropogenem  $\text{C}$ , welches bisher in den Ozean abgeleitet worden ist, von:

$$M = \frac{F \cdot (H+h) \cdot b \cdot A \cdot g}{A_0 \cdot p}$$

Ist  $K$  die Summe aller anthropogenen  $\text{CO}_2$ -Emissionen, so ergibt sich die "airborne fraction", definiert als  $f = A/K$ , wie:

$$f = \left( \frac{(H+\sqrt{D \cdot a}) \cdot F \cdot b \cdot g}{A_0 \cdot p} + 1 \right)^{-1}$$

Alle diese Größen können unabhängig voneinander bestimmt werden, der Diffusionskoeffizient  $z. B.$  durch die Aktivität von radioaktivem  $^{14}\text{C}$  in der Tiefsee oder von anthropogenem radioaktivem  $^3\text{H}$  in der Thermokline. Setzt man  $H$  mit 75 m an,  $D$  mit  $4\,000\text{ m}^2/\text{Jahr}$ ,  $F$  mit  $360 \cdot 10^{12}\text{ m}^2$ ,  $b$  mit  $25\text{ g/m}^3$ ,  $A_0$  mit  $615 \cdot 10^{15}\text{ g}$ ,  $a$  mit 29 Jahren,  $p$  mit 9,6 und  $g$  mit 0,85, so ergibt sich eine "airborne fraction" von 0,65. Das anthropogene  $\text{CO}_2$

verteilte sich demnach zwischen Atmosphäre und Ozean im Verhältnis 65:35. Betrug nun die gemessene "airborne fraction" etwa 0,56, so bedeutet dies, daß nach dieser Rechnung nur  $0,56/0,65 = 0,86$  oder 86% des anthropogenen  $\text{CO}_2$  zwischen Atmosphäre und Ozean aufgeteilt wurden, während die restlichen 14% in ein drittes Reservoir, wahrscheinlich die Landökosysteme, eingetreten sind. Der vom Ozean aufgenommene Teil des Gesamteintrags liegt dann bei ca. 30%.

Die vorliegende einfache Handrechnung kommt dem Ergebnis des weit komplexeren numerischen Box-Diffusion-Modells (200) recht nahe. Aus ihr ist zu ersehen, daß die "airborne fraction" gegenüber Änderungen wichtiger Parameter recht insensitive ist. Änderungen des Durchschnittsalters des kumulierten  $\text{CO}_2$ -Eintrags um das dreifache führen z.B. zu Änderungen der "airborne fraction" um etwa 20%. Nun bleibt das Durchschnittsalter des kumulierten anthropogenen Eintrags nur bei exponentiellem Wachstum dieses Eintrags konstant, es ist dann gleich dem reziproken Wert der Wachstumsrate (im vorliegenden Beispiel  $1/0,345 = 29$ ). Aus der Insensitivität folgt aber, daß in Näherungsrechnungen selbst bei nicht unerheblichen Abweichungen vom exponentiellen Wachstum mit nur wenig schwankender "airborne fraction" gerechnet werden darf, solange die anderen Parameter, insbesondere der Pufferfaktor, konstant bleiben. Dies ist der Grund dafür, daß sich in den kommenden zwei bis drei Jahrzehnten die "airborne fraction" wahrscheinlich nicht stark ändern wird.

Vergrößert man den Diffusionskoeffizienten von  $4\,000$  auf  $7\,000\text{ m}^2/\text{Jahr}$ , also um 75%, so ergibt sich eine Aufteilung zwischen Atmosphäre und Ozean von 0,59:0,41, mithin bei einer gemessenen "airborne fraction" von 0,56 eine Aufteilung zwischen Atmosphäre, Landökosystemen und Ozean von 0,56:0,06:0,38. Selbst im Falle eines so großen Diffusionskoeffizienten müßten also Landökosysteme, wenn auch in geringem Maße, noch als Senke dienen.

Die Überzeugungskraft des BD-Modells ergibt sich daraus, daß es Austauschprozesse mit sehr unterschiedlichen Zeitkonstanten offenbar richtig reproduziert. Dazu gehören die Umwälzzeit des Tiefenwassers, wie sie aus  $^{14}\text{C}$ -Vertikalprofilen folgt, das Eindringen von anthropogenen Tracern wie  $^{14}\text{C}$  und  $^3\text{H}$  aus Atombombenversuchen in die Thermokline, der Suess-Effekt und der Anstieg des industriellen  $\text{CO}_2$  in der Atmosphäre seit 1958. Widersprüche zu Meßdaten ergaben sich bisher allein im Hinblick auf  $^{13}\text{C}$ . Ein Absinken des atmosphärischen  $^{13}\text{C}$ -wertes seit 1800 um fast 2 ‰, wie aus der bisher umfangreichsten Datenzusammenstellung folgt (95), ist im Modell noch nicht zufriedenstellend reproduziert. Vielmehr folgt dort ein Absinken um etwa 0,9 ‰ (250). Diese Differenz kann allerdings die verschiedensten Ursachen haben und begründet keine Zweifel an der Grundstruktur des Modells.

Aus einer Reihe von Gründen bieten auch Atmosphäre-Ozean-Austauschmodelle der Kritik Angriffsflächen. Bis heute ist das Eindringen des anthropogenen  $\text{CO}_2$  in den Ozean durch direkte Messungen am Carbonat-Bicarbonat-System des Meerwassers nicht verfolgbar. Bisher beruhen alle Schlüsse auf die Eindringgeschwindigkeit auf Analogien mit anderen beobachtbaren Phänomenen, wie vor allem der  $^{14}\text{C}$ -Verteilung in der Tiefsee und der bisherigen Eindringtiefe radioaktiver Tracer in die Thermokline. Ob diese Analogien in vollem Umfang gezogen werden dürfen, bedarf sicher weiterer Diskussion. Die  $^{14}\text{C}$ -Aktivität in der Tiefsee ist ein Ergebnis der langfristigen Dynamik im Ozean, von der im Zeitraum weniger Jahrzehnte Abweichungen möglich sind. Exakte Vertikalprofile von Tracern gibt es noch nicht aus allen Regionen des Weltmeeres. Ferner ist die Annahme eines vertikal konstanten Diffusionskoeffizienten fragwürdig (124,277), und es sind weder Interaktionen zwischen festem und gelöstem Carbonat noch organischer Kohlenstoff berücksichtigt.

Ist das BD-Modell auch physikalisch realitätsnäher als 2B-Modelle, so ist es immer noch eine starke Abstraktion von der Wirklichkeit. Nicht nur fehlt die horizontale Gliederung, sondern es werden auch alle nicht-diffusiven Vertikaltransporte, welche zweifellos stattfinden, ausgeklammert bzw. rechnerisch unter Diffusion subsummiert. Da sie aber anderen physikalischen Gesetzen folgen, können sich Fehlinterpretationen und vor allem -prognosen ergeben (55). Wie Björkström (36) zeigt, lassen sich wichtige Beobachtungstatsachen auch bei recht verschiedenen

Annahmen über die interne Struktur und die Koeffizienten von Modellen zunächst einmal gleich gut erklären.

Der größte Teil dieser Einwände begründet allerdings eher Zweifel daran, daß das BD-Modell zuverlässig langfristige Prognosen liefern kann, als daran, daß es die gegenwärtige Verteilung von anthropogenem  $\text{CO}_2$  in gewissen Grenzen richtig reproduziert. Dies folgt vor allem aus der relativen Insensitivität der Modellstruktur, wie an den obigen einfachen Gleichungen gezeigt. Selbst wenn die Schätzung der wichtigen Parameter noch erheblich fehlerhaft ist, so dürfte der vom Ozean aufgenommene Anteil des anthropogenen  $\text{CO}_2$  mit recht hoher Wahrscheinlichkeit bei höchstens 40% liegen. Zusammenfassend muß also zugegeben werden, daß die Aussagen des BD-Modells fundierter sind und der Kritik besser standhalten als die meisten anderen Argumente, welche in der vorliegenden Debatte fallen. Diese Aussagen sind: Entweder sind Landökosysteme nirgendwo auf der Erde eine größere Netto-Quelle für  $\text{CO}_2$ , oder Netto-Quellen und -Senken gleichen sich über alle Landökosysteme der Erde gemittelt wieder aus, oder Netto-Einträge von Landökosystemen werden von anderen Senken wieder aufgenommen. Senken dieser Art im Ozean (organisches C, Lösung von Carbonaten) sind heute, wenn überhaupt, nur in geringem Umfang aktiv.

#### 4.6 Modelle über den Austausch Atmosphäre-Landvegetation

Pflanzenbestände reagieren auf Änderungen der Umweltbedingungen und auf menschliche Eingriffe in gesetzmäßiger und daher prinzipiell vorhersagbarer Weise. Ansätze zur modellmäßigen Simulation sind daher grundsätzlich gerechtfertigt.

Insbesondere in der Land- und Forstwirtschaft besteht seit langem ein großes Interesse an der Simulation des Wachstums von Nutzpflanzenbeständen. Die Erfahrungen auf diesen Gebieten haben bisher allerdings mehr von der außerordentlichen Komplexität der Zusammenhänge, insbesondere in Beständen und unter Konkurrenzbedingungen, überzeugt, als daß sie praktisch verwertbare Ergebnisse gehabt hätten. Eine wichtige Funktion land- und forstwirtschaftlicher Wachstumsmodelle ist auch, sinnvolle Fragestellungen für weitere empirische Einzelforschungen deutlich werden zu lassen. Ansätze zur Modellierung von Pflanzenbeständen, die größenordnungsmäßig über überschaubare und relativ homogene Nutzpflanzenbestände sogar noch weit hinausgehen, müssen aber auf Skepsis stoßen.

Wie schon erwähnt, hat bislang nur ein anthropogener Einfluß alle Vegetationsformen der Erde in gleicher Weise betroffen, nämlich die Erhöhung des atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Niveaus. Die meisten bisherigen Atmosphäre-Ozean-Austauschmodelle haben diesen Aspekt am Rande mitbehandelt und so den Eindruck einer Modellierung der Landvegetation erweckt.

Von dem Teil des industriellen  $\text{CO}_2$ , welcher nicht im Ozean und in der Atmosphäre "unterzubringen" war, wurde postuliert, daß ihn die Landvegetation als Reaktion auf ein erhöhtes  $\text{CO}_2$ -Angebot aufgenommen hätte. Aus der Erhöhung des atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Gehaltes und der berechneten Wachstumsbeschleunigung wurde ein für die gesamte Landvegetation gemittelter "Biota Growth Factor", etwa in der in Abschnitt 3.2.2.12 angegebene Definition, rückgerechnet. Der im bekanntesten 2B-Modell ermittelte "Biota Growth Factor" beträgt z. B. 0,266, d. h. ein Prozent Wachstum des atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Gehaltes führt zu mehr als einem Viertel Prozent höherer Photosynthese (140).

Vorausgesetzt, die jeweils ermittelte Aufteilung des industriellen  $\text{CO}_2$  auf Atmosphäre, Ozean und Landvegetation ist richtig, so ist der Rückschluß auf den vermeintlich wirksamen "Biota Growth Factor" immer noch zweifelhaft. Er wäre dann zulässig, wenn in dem betrachteten Zeitraum kein anderer Einfluß auf die Vegetation vorhanden gewesen wäre, welcher eine Netto-Zunahme von Phytomasse und Humus hätte bewirken können, so daß nur  $\text{CO}_2$  als Ursache in Frage käme. In Wirklichkeit hätte aber der

geforderte  $\text{CO}_2$ -Fluß in die Vegetation auch aus anderer Ursache erfolgen können, z. B. durch Aufforstung oder die Phytomassezunahme un- ausgewachsener Wirtschaftswälder, welche auch ohne  $\text{CO}_2$ -Erhöhung in der Atmosphäre abläuft. Hier liegt ein unzulässiger Schluß von der Gleichzeitigkeit zweier Vorgänge auf einen Kausalzusammenhang vor, welcher, sofern der gewonnene "Biota Growth Factor" für längere Zeiträume und größere Amplituden des atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Gehaltes extrapoliert wird, zu Fehlprognosen führen kann. Die Ermittlung eines  $\text{CO}_2$ -bezogenen "Biota Growth Factors" als Residualgröße in globalen Modellkalkulationen ist also nicht möglich.

Globale Simulationen dieser Art besitzen daher nur die Funktion von Sensitivitätstests: Sie erlauben Aussagen darüber, welcher "Biota Growth Factor" eine bestimmte Netto-Aufnahme der Landökosysteme bei einer bestimmten  $\text{CO}_2$ -Zunahme in der Atmosphäre bewirkt haben könnte, wie groß ein "Biota Growth Factor" sein müßte, um einen während einer Zeitspanne erfolgten Netto-Verlust der Landökosysteme (z. B. durch Waldrodung) zu kompensieren, oder wie sich der atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Gehalt künftig bei alternativen "Biota Growth Factors" entwickeln würde u.a.m.

Simulationen der Eigendynamik von Landökosystemen auf globaler Ebene dürften schon deshalb keinen Prognosewert haben, weil die Netto-Transfers zwischen Atmosphäre und Landvegetation bzw. Böden in viel stärkerem Maße durch direkte menschliche Eingriffe (z. B. Rodung) und deren Folgewirkungen (Nachwuchs) als durch autonome Reaktionen der Ökosysteme auf globale Umweltveränderungen ausgelöst werden. Dies gilt zumindest für die nähere Zukunft. Mathematische Beschreibungen der Eingriffe des Menschen in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft auf Landökosysteme, z. B. durchgeführte und zu erwartende Waldrodungen als Folge der Bevölkerungsvermehrung, sind daher wesentlich erfolgreicher (206,228).

Ein fruchtbares Anwendungsfeld für modelltheoretische Ansätze besteht weniger bei globalen als vielmehr bei partiellen Fragestellungen in überschaubaren Subsystemen. Hier liegen bereits umfangreiche Erfahrungen aus vielen Einzeldisziplinen vor (z. B. 1,47,111,127, Lister and Lemon, 1976 in 164, 170, für pflanzenbauliche Interessen richtungweisend:212).

In allen Fällen, bei denen verzögerte Anpassungen an menschliche Einflüsse vorliegen und die Verhältnisse auf Grund der Zeitabhängigkeit verschiedener sich überlagernder Reaktionen unübersichtlich werden, können selbst die einfachsten Modellrechnungen großen Nutzen stiften. C-Transfers auf Grund verzögerter Anpassungen von Böden an veränderte Nutzungen oder beim langsamen Aufbau vormals degradierter und nun intensiv forstlich bewirtschafteter Wälder erfordern einfache mathematische Behandlungen. So wäre ein Modell, welches den zeitabhängigen Netto-Transfer von C in einer größeren Region des Brandrodungsfeldbaus beschriebe, in welchem die Brachezeit auf Grund des Bevölkerungsdrucks verkürzt wird, von erheblichem Wert.

#### 5. Hypothesen über anthropogene Netto-Transfers von C zwischen Landökosystemen und Atmosphäre in Vergangenheit und Gegenwart

In den beiden zurückliegenden Abschnitten wurden zunächst die Möglichkeiten natürlicher und anthropogener Netto-Transfers von C zwischen Atmosphäre und Landökosystemen systematisiert und sodann die Methoden zu ihrer Feststellung diskutiert. In einigen Fällen, wie bei den Atmosphäre-Ozean-Austauschmodellen, wurden dabei die Ergebnisse ebenfalls vorgelegt, in anderen, insbesondere bei der Analyse ökologischer und statistischer Daten, wurde dies zurückgestellt. Hier soll nun wieder angeknüpft werden, wobei zunächst in pragmatischer Weise zwei Themenschwerpunkte hervorgehoben werden: (1) Welches ist die gegenwärtige Rolle von Phytomasse und Humus in den vom Menschen intensiv beeinflussten Teilen der niederen Breiten (ca.  $30^{\circ}\text{N}$  bis  $30^{\circ}\text{S}$ )? (2) Welchen Einfluß üben permanente Pflanzenbestände in der gemäßigten Zone der Erde gegenwärtig aus? Beide Fragestellungen erfordern auch knappe Erörterungen der historischen Entwicklung in den beiden Großräumen und füh-

ren daher zu Annahmen über die kumulierten Netto-Transfers während der vergangenen Jahrzehnte und noch längerer Perioden.

#### 5.1 Schätzungen anthropogener Netto-Transfers in den niederen Breiten

##### 5.11 Auswertung statistischer Gegenwartsdaten

Wie in Abschnitt 4.1 erwähnt, können demographische und sozio-ökonomische Daten wichtige Erkenntnisse über jährliche Umwandlungen von ungenutzten Flächen in Kulturland liefern. Im folgenden soll daher auf einfache Weise festgestellt werden, wie groß die vom Menschen in den niederen Breiten bewirtschaftete Fläche und deren jährliches Wachstum ist und in welchem Umfang dabei Phytomasse und Humus zerstört wird. Hieraus wird eine plausible Quellenintensität für  $\text{CO}_2$  abgeleitet.

In den Ländern der Erde, welche ganz oder schwerpunktmäßig zwischen  $30^\circ\text{N}$  und  $30^\circ\text{S}$  liegen, leben etwa  $1,7 \cdot 10^9$  Menschen (China ganz ausgenommen). Die Angaben über die gegenwärtige Ackerfläche in den "Tropen" schwanken zwischen ca.  $6$  und  $9 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$  (228 bzw. 5, bei letzterer Quelle ohne Dauerkulturen). Die Schwankungsbreite der Schätzungen ergibt sich auch hier aus der mangelhaften Genauigkeit amtlicher Statistiken in vielen dieser Länder und aus unterschiedlichen geographischen Abgrenzungen der "Tropen", insbesondere wo sie von anderen Klimazonen nicht durch Wüsten, Hochgebirge oder Gewässer eindeutig abgegrenzt sind, sondern gleitend in die "Subtropen" übergehen, wie etwa in Ostasien oder im südöstlichen Südamerika. Ferner stößt die Abgrenzung von Kulturland auf große Schwierigkeiten, wenn Formen der Landwechsellwirtschaft eine große Rolle spielen. Hier besteht das Problem, inwieweit über die jährlich bestellte Fläche hinaus auch Brachflächen in das "Kulturland" einzubeziehen sind, welche zwar oftmals nach wenigen Jahren intensiver Bestellung ausscheiden, aber nicht selten in gradueller Weise und unter Wahrnehmung von Restnutzungen, z. B. als Weide.

Die untere Grenze von  $6 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$  für "tropisches Kulturland" dürfte eine Unterschätzung darstellen. Sie impliziert, daß etwa drei Menschen von einem Hektar ernährt werden, gegenüber ca. vier in der Bundesrepublik. Zwar liegt der Ernährungsstandard, vor allem mit tierischen Produkten, meist wesentlich unter dem in der BRD. Tierische Produkte werden zudem oft auf extensivem Weideland erzeugt, welches im "Kulturland" nicht enthalten ist. Unter den Annahmen jedoch, daß auf 90% des tropischen Kulturlandes pflanzliche Produkte erzeugt werden, daß diese einen niedrig angesetzten Durchschnittsbedarf von ca.  $2,7 \cdot 10^9 \text{ J/Person}$  und Jahr voll decken, und daß nur 30% der Ernteprodukte durch Lagerschäden etc. verlorengehen, müßte bei  $6 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$  tropischem Kulturland ein Durchschnittsertrag von ca.  $6,5 \text{ dt/ha}$  an nutzbarer Trockenmasse vorliegen, infolge der zu optimistischen Annahmen vermutlich noch mehr. Insbesondere in semiariden Gebieten liegen die Erträge jedoch außerhalb bewässerter Flächen weit darunter, so daß, zumindest wenn extensiv und halb genutzte Flächen mitgerechnet werden, eine größere Ackerfläche in den Tropen als  $6 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$  wahrscheinlich ist. In Anlehnung an Ajtay et al., 1979 (5) mag hier die Obergrenze bei  $10,5 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$  (9 für Ackerland, 0,5 für meist exportorientierte Dauerkulturen und 1 für Siedlungsland) angesetzt werden. Dieser Wert enthält weder extensives Weideland noch Flächen unter Wald- und Buschbrache.

In den tropischen Ländern beträgt das jährliche Bevölkerungswachstum derzeit etwa 2,4%. Aus den in Abschnitt 4.1 dargelegten Gründen folgt hieraus eine jährliche Ausweitung der Ackerfläche im Bereich von 2%, also von  $120$ - $210 \cdot 10^9 \text{ m}^2$ , mit höherer Wahrscheinlichkeit im oberen Bereich des Intervalls (vgl. auch 228).

Diese Fläche wird entweder durch Beschleunigung des Umtriebs und Reduktion der Brachfläche innerhalb von Systemen des Wanderfeldbaus gewonnen oder dadurch, daß Böden in Kultur genommen bzw. besiedelt werden, welche vorher permanent ungenutzt waren. In beiden Fällen handelt es sich um "Netto-Rodungen"; C-Verluste aus der Vegetationszerstörung und Humusoxidation werden nicht wie in ausgeglichenen Wanderfeldbausystemen durch gleich hohe Gewinne auf Brachflächen aufgewogen.

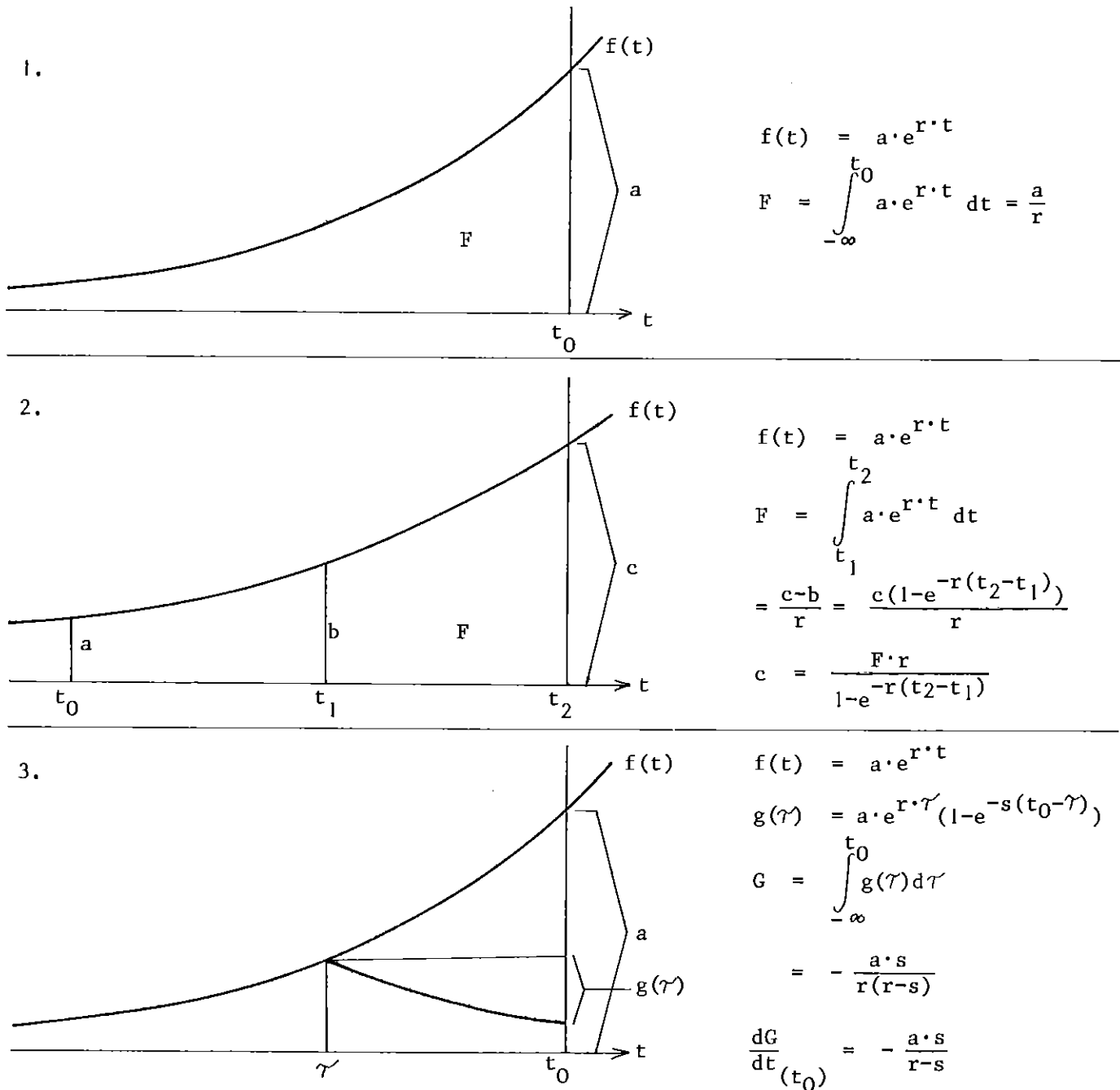
Nach den in Abschnitt 3.23 ausgeführten Überlegungen sind solche C-Verluste an die Atmosphäre zweifellos zu erwarten, die Frage ist nur, in welcher Höhe. Es ist nicht genau zu ermitteln, welche Anteile der Neukultivierungen jeweils in Wald-, Busch- und Savannengebieten usw. anfallen und welche Mengen an Phytomasse und Humus dabei jeweils zerstört werden. Auch sind die Oxidationsgeschwindigkeiten nicht ohne weiteres bekannt.

Zu allen drei Problemen sind jedoch grobe Abschätzungen möglich. Da ein nicht unwesentlicher Teil der Kultivierungen in Waldgebieten stattfindet (z. B. in Regenwäldern und sommertrockenen Wäldern Südostasiens), dürfte es kaum eine Überschätzung darstellen, wenn für die Höhe der betroffenen Phytomasse die durchschnittliche lebende und tote Phytomasse der gesamten Tropen (bewaldete und nicht bewaldete Flächen) in Höhe von etwa  $6,9 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$  angesetzt wird (vgl. Tabelle 2, Z. 20). Hiervon mögen 10% in Holzkohle u. dgl. verwandelt werden und gar nicht zerfallen, 45% ( $3,1 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2$ ) sofort und die restlichen 45% stark verzögert mit einer jährlichen Rate von nur 0,02 zerfallen (vgl. Abschnitt 3.213). Sofern die jährlichen Rodungen über einen hinreichend langen Zeitraum in der Vergangenheit (einige Jahrzehnte) exponentiell gestiegen sind, was infolge ihrer Parallelität mit der Bevölkerungsentwicklung ohne weiteres angenommen werden kann, kann die jährliche Produktion von  $\text{CO}_2$  aus der Oxidation der letzteren Fraktion nach dem in Abbildung 8, Nr. 3 angegebenen Verfahren auf einfache Weise berechnet werden. Zwar liefert die diesjährig gerodete Phytomasse nur einen sehr geringen Betrag an  $\text{CO}_2$  aus der langsam zerfallenden Fraktion, jedoch hat sich aus Rodungen der vergangenen Jahre ein Bestand nicht zersetzter Rodungsreste akkumuliert, welcher zusammen beständig  $\text{CO}_2$  abgibt. Diese Menge hat nach Abbildung 8, Nr. 3 den jährlichen Wert von  $-a \cdot s/r - s$ , mit  $a$  als diesjährig anfallender langsam zersetzlicher Phytomasse (hier  $3,1 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$ ),  $s$  der Zerfallskonstanten (hier  $-0,02$ ) und  $r$  der Wachstumsrate der jährlichen Rodungen (hier ebenfalls  $0,02$ ). Der jährliche Anfall von  $\text{CO}_2$ -C aus der langsam zersetzlichen Phytomasse beträgt damit  $1,55 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2$ ; infolge der angenommenen Gleichheit der Absolutwerte von  $s$  und  $r$  genau 50% des sofort zersetzlichen Anteils. Wie ersichtlich, ist das zuweilen gegen C-Verluste der tropischen Vegetation als Folge von Kultivierungen vorgebrachte Argument nicht stichhaltig, daß sich die Phytomasse zu langsam zersetze, um einen Einfluß auf das atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Budget auszuüben: Je langsamer sie sich zersetzt, umso größer ist der jährliche Eintrag aus der von vorjährigen Rodungen akkumulierten toten, aber noch unzersetzten Phytomasse.

Das gleiche Argument gilt für die C-Verluste aus Böden, bei denen jedoch mit einer höheren Zerfallskonstante, etwa  $s = -0,25$ , gerechnet werden kann. Nach Tabelle 2 enthalten tropische Böden im Gesamtdurchschnitt etwa  $8,2 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$  im Humus. Verlieren sie durch die Kultivierung im Durchschnitt 40% oder ca.  $3,3 \cdot 10^3 \text{ g}$ , so folgt aus der oben erläuterten Berechnungsweise ein jährlicher C-Verlust von ca.  $3 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2$ , bezogen auf die gesamte jährlich neu hinzukommende Ackerfläche. Da hier die Zerfallskonstante  $s$  groß gegenüber der Wachstumsrate  $r$  ist, unterscheidet sich der errechnete Wert nur wenig von dem, welcher sich ergibt, wenn die Gesamtverluste an Humus - theoretisch inkorrekt - voll auf das Jahr der Rodung veranschlagt werden (so in 62,272).

Addiert man die bisher gefundenen Werte -  $3,1 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2$  aus sofort und  $1,55 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2$  aus verzögert oxidiertem Humus, sowie  $3 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2$  aus leicht verzögert oxidiertem Humus -, so ergibt sich ein gesamt C-Verlust von  $7,65 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2$  pro Jahr. Multipliziert mit  $120$ - $210 \cdot 10^9 \text{ m}^2$  ergibt sich ein jährlicher Anfall von  $0,92$ - $1,61 \cdot 10^{15} \text{ g C}$  allein aus jährlichen Bodenkultivierungen zur Ernährung der pro Jahr hinzukommenden tropischen Bevölkerung und aus Ausdehnungen des Siedlungslandes. Ist diese Schätzung auch spekulativ, so ist sie doch überaus vorsichtig und meidet Möglichkeiten der Überschätzung.

Zu den eben diskutierten Verlusten sind weitere von evtl. erheblichem Umfang zu addieren. Auch das extensive Weideland dehnt sich ständig auf Kosten von Wäldern und Gehölzen aus, und noch nicht vollständig gerodete Wälder werden ständig weiter ausgedünnt. Dazu treten Rodungen aus kommerziellen Gründen unter Zuhilfenahme moderner Großmaschinen und gar von Herbiziden (182), wie zur Ausbeutung forstlicher Produkte



**Abbildung 8:** Einfache Beziehungen zwischen Elementen exponentieller Funktionen (Bezugnahmen im Text und in Übersichten)

und zur Anlage von Plantagen für Exportprodukte (beides in großem Ausmaß in Südostasien) sowie von Weideland (wie jüngst in Südamerika). Der Flächenumfang kommerzieller Rodungen ist nicht genau zu ermitteln. Nimmt man aber an, daß von den durch die FAO ausgewiesenen heutigen jährlichen Waldrodungen von  $160 \cdot 10^9 \text{ m}^2$  (vgl. Übersicht 11) 20-30% rein kommerzieller Art sind, das Land also nicht im Nachhinein von Kleinbauern besetzt wird, so ergibt sich ein Wert von  $30-50 \cdot 10^9 \text{ m}^2/\text{a}$ . Um Doppelzählungen zu vermeiden, sei der Rest für die vorliegende Rechnung bereits in der oben ermittelten Fläche enthalten.

Infolge der höheren Phytomasse in tropischen Regenwäldern ist die pro  $\text{m}^2$  anfallende Menge an C bedeutend höher als bei den häufig außerhalb des geschlossenen Waldes stattfindenden bäuerlichen Rodungen. Setzt man für die kommerziellen Rodungen eine durchschnittlich betroffene Phytomasse von  $15 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$  (etwa 75% der tropischen Tieflands-Regenwälder, vgl. Tabelle 2) und einen Humusgehalt von  $9,8 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2$  an, so ergibt sich nach dem selben Verfahren wie oben ein jährlicher Anfall von C in Höhe von ca.  $13,7 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2$ . Multipliziert mit  $30-50 \cdot 10^9 \text{ m}^2$  folgt ein jährlicher Gesamtanfall von  $0,41-0,69 \cdot 10^{15} \text{ g C}$ .

Übersicht 13: Schätzung des gegenwärtigen jährlichen Transfers von C in die Atmosphäre durch Vegetationszerstörung und Humusoxidation in den niederen Breiten

Prozesse und Annahmen	geschätzte bzw. errechnete Werte
1 Heutige Ackerfläche in den niederen Breiten (ca. 30°N - 30°S)	$(6-10,5) \cdot 10^{12} \text{ m}^2$
2 Jährliches Bevölkerungswachstum (Wachstumsrate)	0,024/a
3 Jährliches Wachstum der Ackerfläche bei gleichbleibendem Ernährungsstandard und Außenhandel und geringfügiger Intensivierung der Agrarproduktion	0,02/a
4 Jährlich neu hinzukommende Ackerfläche	$(120-210) \cdot 10^9 \text{ m}^2$
5 $\emptyset$ Phytomassegehalt der gesamten niederen Breiten nach Tab. 2	$6,9 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$
6 Aufteilung von (5) in	
a) 10% nicht zersetzlich	$0,7 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$
b) 45% sofort oxidiert	$3,1 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$
c) 45% verzögert oxidiert (Zerfallskonstante $s = -0,02$ )	$3,1 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$
7 Diesjähriger Eintrag aus (6c) in die Atmosphäre, einschließlich Fluß aus vorjährigen Rodungen, nach (3) in Abbildung 10	$1,55 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$
8 $\emptyset$ Humusgehalt der gesamten niederen Breiten nach Tab. 2	$8,2 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$
9 Davon 40% Verlust bei Kultivierung	$3,3 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$
10 Umrechnung von (9) analog zu (7), $s = -0,25$	$3,0 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$
11 Summe (6b) + (7) + (10)	$7,65 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$
12 Multiplikation von (11) mit (4)	$(0,92-1,61) \cdot 10^{15} \text{ g C}$
13 Schätzung des Flächenumfangs jährlicher kommerzieller Waldrodungen	$(30-50) \cdot 10^9 \text{ m}^2$
14 $\emptyset$ Phytomasse in (13)	$15 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$
15 $\emptyset$ Humusgehalt in (13)	$9,8 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$
16 Jährlicher C-Anfall aus (14) analog zu (5)-(7)	$10,1 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$
17 Jährlicher C-Anfall aus (15) analog zu (8)-(10)	$3,6 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$
18 Summe (16) + (17)	$13,7 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$
19 Multiplikation von (18) mit (13)	$(0,41-0,69) \cdot 10^{15} \text{ g C}$
20 Summe (12) + (19), pro Jahr (Gesamt-schätzung)	$(1,33-2,3) \cdot 10^{15} \text{ g/a C}$

Summiert man die Zahlen für C-Verluste aus Rodungen zur Selbstversorgung (ohne Weideland und sonstige Walddegradation) und die aus kommerziellen Rodungen, so ergeben sich Werte von ca.  $1,3-2,3 \cdot 10^{15} \text{ g/a C}$ , wovon etwa  $0,5-0,7 \cdot 10^{15} \text{ g/a}$  auf Humusverluste entfallen. Mit Ausnahme der vermutlich geringen Mengen, welche in andere Reservoirs wie Grundwasser übertreten, handelt es sich hier um einen Netto-Transfer zur Atmosphäre. In der Übersicht 13 ist die Schätzung nochmals gerafft dargestellt.

#### 5.12 Extrapolation bisheriger Ergebnisse aus der Fernerkundung

Wie in Abschnitt 4.2 erwähnt, ist das bisher gesammelte Material aus der Fernerkundung nur zu einem Bruchteil für das hier gestellte Problem systematisch ausgewertet worden. Insbesondere für Lateinamerika und einige Länder Südostasiens liegen umfangreiche Erhebungen mit verschiedenen Techniken vor. Das größte bisher unternommene zusammenhängende Projekt ist das Projekt RADAM in Brasilien (187,234). Zwischen 1971 und 1975 wurde das gesamte Amazonasbecken (über  $4,5 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$ ) und später auch das übrige Brasilien mit Radar in Schrägrichtung (SLAR) befliegen. Dabei wurden neben der Vegetation auch andere Phänomene wie bisher unbekannte Flüsse, Gebirgzüge und natürliche Ressourcen wie Bodenschätze entdeckt. Der Wert dieser Aufnahmen würde erst

dann voll erschlossen, wenn in genügendem zeitlichen Abstand, etwa nach 10 Jahren, eine zweite Erhebung folgte, wodurch zwischenzeitliche Veränderungen in der Waldfläche festgestellt werden könnten.

Einige Fallstudien, insbesondere aus Thailand, liegen bisher vor, bei denen in begrenzten Regionen der Rückgang des Waldes über längere Zeit verfolgt werden konnte. Schon 1958 konnte auf diese Weise festgestellt werden, daß 55% der Waldfläche mit Sekundärwald unterschiedlichen Alters bedeckt war (168). Nach einer Untersuchung, bei der alte Luftbilder mit neuen Satellitenaufnahmen kombiniert verarbeitet wurden, ist dort von 1954 bis 1972 in einem Areal von ca.  $290 \cdot 10^6 \text{ m}^2$  die Waldfläche um 37% zurückgegangen, während die Fläche der durch Brandrodungsfeldbau gebildeten Lichtungen um 160% stieg (183). Eine andere Untersuchung ermittelte mit der gleichen Methode einen Rückgang des Anteils der Waldfläche an der Gesamtfläche Thailands von 55% im Jahre 1961 auf 41,5% Mitte der 70er Jahre (146). Dies entspricht einem Waldflächenverlust von ca.  $70 \cdot 10^9 \text{ m}^2$  in 14 Jahren, oder  $5 \cdot 10^9 \text{ m}^2/\text{a}$ .

Zuverlässige Stichproben über den Waldrückgang in kleineren Regionen während 10-20 Jahren bedeuten zwar noch keine Lösung des hier diskutierten Problems, sind aber ein wertvoller Schritt voran. Die Verhältnisse in Thailand sind typisch für noch relativ stark bewaldete tropische Länder mit schnell wachsender Bevölkerung, wie sie in fast ganz Südostasien, Teilen Westafrikas und Teilen Lateinamerika



(Kolumbien, Venezuela, Mittelamerika, weniger im Amazonasbecken) vorliegen. Der im ersten von beiden Beispielen ermittelte Rückgang sei nun in einer Überschlagsrechnung auf die Hälfte der gesamten tropischen Wälder (ausgenommen Mangrove), mithin auf gegenwärtig  $7,25 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$ , extrapoliert. Das impliziert, daß es in den übrigen, noch sehr dünn besiedelten Wäldern von ebenfalls  $7,25 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$  überhaupt noch keinen Rückgang gegeben hat. Diese Fläche ist größer als das Amazonasbecken und der verbliebene geschlossene Waldbestand im Kongobecken zusammen.

Ist die betroffene Fläche in den vergangenen 18 Jahren um 37% geschrumpft, so betrug ihr Flächenumfang vormals  $9,9 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$ , der Verlust in 18 Jahren liegt also bei  $2,68 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$ . Bei einer Wachstumsrate der jährlichen Verluste von  $r = 0,02$  ergibt sich nach der Formel 2 in Abbildung 8 ein gegenwärtiger jährlicher Verlust von  $177 \cdot 10^9 \text{ m}^2$ , sehr ähnlich dem schon mehrmals zitierten FAO-Wert von  $160 \cdot 10^9 \text{ m}^2$ . Nun sei angenommen, daß von diesen Rodungen vorzugsweise laubverfende Wälder (wie z. B. in Thailand) und Sekundärwälder betroffen sind, deren Phytomasse im Durchschnitt nur  $12 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2$  (gegenüber fast  $20 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2$  bei tropischen Tieflands-Regenwäldern) beträgt. Davon seien noch einmal  $2 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2$  für den Wiederbewuchs abgezogen, da die Luft- und Satellitenbilder auch Frühstadien der Waldbrüche als Brandrodungsfläche mit erfassen. Wird die verbleibende Phytomasse von  $10 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2$  in der gleichen Weise fraktioniert wie im vorigen Abschnitt (d. h. nicht zerfallende, sofort und verzögert oxidierte Fraktion) und ein Betrag von  $2,5 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2$  für oxidierten Humus addiert (gegenüber der vorigen Rechnung um  $500 \text{ g/m}^2 \text{ C}$  reduziert infolge Wiederakkumulation bei der Brüche), so ergibt sich ein jährlicher Netto-Verlust von C an die Atmosphäre von  $9,25 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2$ , multipliziert mit der Rodungsfläche von heute  $177 \cdot 10^9 \text{ m}^2$  also von etwa  $1,64 \cdot 10^{15} \text{ g/a}$ . Dieser Wert liegt fast in der Mitte der aus statistischen Gegenwartsdaten, also auf unabhängige Weise, abgeleiteten Schätzung im vorigen Abschnitt. Er enthält die kommerziellen Rodungen in tropischen Wäldern, nicht aber die Landkultivierungen außerhalb der Wälder mit ebenfalls erheblichen C-Verlusten, insbesondere aus den Böden.

### 5.13 Auswertung des historischen Trends

Es bestehen keine Zweifel daran, daß die Landökosysteme der Erde vor dem Auftreten des Menschen als ökologischer Faktor, insbesondere vor der Ausbreitung des Ackerbaus, bedeutend mehr organischen Kohlenstoff als heute enthielten. Höhe, räumliche und zeitliche Verteilung dieser Verluste sind freilich weniger leicht zu ermitteln. Die Höhe und die räumliche Verteilung ergeben sich aus Vergleichen zwischen der potentiellen und der heutigen tatsächlichen Vegetation sowie den entsprechenden Humusgehalten in unterschiedlichen klimatischen Großräumen. Paradoxerweise ist ein Überblick über die potentiellen Werte (vor der menschlichen Einflußnahme) u. U. leichter zu gewinnen als über die heutigen. Erstere ergeben sich nicht aus fragwürdigen Statistiken über die gegenwärtige menschliche Landnutzung, sondern sind im wesentlichen Funktionen von Klima und Boden, welche zumindest in groben Umrissen flächendeckend bekannt sind. Die zeitliche Verteilung der Verluste läßt sich durch Auswertung historischer Tatsachen annähernd rekonstruieren.

Gelingen diese Vorarbeiten, so lassen sich, wie in Abschnitt 4.1 erwähnt, begründete Schlüsse auch auf heutige jährliche Verluste ziehen. In der Literatur ist dieser Weg bisher selten beschrritten worden. Deshalb werden hier einige eigene vorläufige Ergebnisse wiedergegeben. Es werden Werte verschiedener Autoren über die historischen Verluste an Vegetation und Humus mit eigenen Schätzungen verglichen und diese Daten anschließend interpretiert.

### 5.131 Datenbasis

In der Literatur zum  $\text{CO}_2$ -Problem finden sich eine Berechnung der historischen Vegetationsverluste der Erde (Olson et al., 1978 (206)) und zwei

Berechnungen für die Verluste an Humus (Buringh, 1979 (62) und Schlesinger, 1979 (272)). Die Tabelle 4 zeigt, daß die prä-landwirtschaftliche ("preagricultural") Vegetation der Erde nach Olson et al. etwa  $1050 \cdot 10^{15} \text{ g C}$  enthielt (Zeile 24). Um 1860, zu Beginn der Industriellen Revolution, enthielt sie noch 66,3% hiervon, oder  $696 \cdot 10^{15} \text{ g C}$ , während für die Gegenwart  $558 \cdot 10^{15} \text{ g C}$  oder 53,1% des prä-landwirtschaftlichen Wertes angegeben werden. Die Wälder der höheren und gemäßigten Breiten (Zeile 8) nahmen von  $447 \cdot 10^{15} \text{ g}$  über  $284 \cdot 10^{15} \text{ g}$  im Jahre 1860 (63,5%) auf gegenwärtig  $226 \cdot 10^{15} \text{ g}$  (50,6%), und die der niederen Breiten ( $30^\circ \text{N}$  bis  $30^\circ \text{S}$ , Zeile 15) von  $540 \cdot 10^{15} \text{ g}$  über  $349 \cdot 10^{15} \text{ g}$  (64,6%) im Jahre 1860 auf  $263 \cdot 10^{15} \text{ g}$  (48,7%) in der Gegenwart ab.

Als Ausgangsgrößen verwenden die Autoren die Schätzung der potentiellen Vegetation von Rodin et al., 1975 (233), sowie die der heutigen Vegetation von Olson, 1970 (203). Die Werte von Rodin et al. wurden von Olson leicht modifiziert, um natürliche Veränderungen infolge Klimawechsel während der letzten Jahrtausend; zu berücksichtigen. Sind die Daten über den Flächenumfang der verschiedenen Vegetationstypen in den klimatischen Großräumen der Erde vor der menschlichen Einflußnahme nach Rodin et al. allgemein anerkannt, so werden aber deren Werte für die Phytomasse und damit den C-Gehalt pro Flächeneinheit wegen ihrer Höhe kritisiert (299). Ihre Durchschnittswerte für tropische Regenwälder liegen doppelt so hoch wie die meisten anderen Schätzungen und dürften eher Extreme der heutigen Vegetation als deren Durchschnitt darstellen. Der Durchschnittswert für alle Wälder der niederen Breiten liegt bei ihnen in der Höhe des Wertes von Ajtay et al. (5) für tropische Regenwälder, obwohl dort auch laubverfende Wälder und Trockenwälder mit niedrigerer Phytomasse in großer Ausdehnung vorkommen. Selbst wenn viele Wälder der Erde vor der menschlichen Einflußnahme nicht nur flächenmäßig größer sondern auch "dichter" (höhere Phytomasse pro Fläche) gewesen sind, so erscheinen die Werte von Rodin et al. für die "Dichte" der ursprünglichen Vegetation immer noch zu hoch.

In der Tabelle 5 werden die Werte von Olson et al. auf diesen Zusammenhang hin näher untersucht. Hier sind die "südlichen", die "nördlichen", sowie die gesamten Wälder, die sonstige Vegetation und die Gesamtvegetation der Erde in den Spalten ausgewiesen. Die Zeilen 1 bis 9 zeigen die absoluten und prozentualen Veränderungen der Flächenumfänge dieser Vegetationstypen, die Zeilen 10 bis 18 repräsentieren die Veränderungen der durchschnittlichen Phytomasse pro Flächeneinheit und die Zeilen 19 bis 27 die Veränderungen der gesamten Phytomasse als Summe dieser beiden Bestimmungsgrößen. In den Zeilen 28 bis 33 ist aufgegliedert, zu welchen Teilen die Reduktion der gesamten Phytomasse auf die Verringerung der Fläche von Wäldern und zu welchen Teilen auf die der Phytomasse pro Flächeneinheit in den verbliebenen Wäldern erfolgte. Die Anteile sind in absoluten Werten, in Prozent der prä-landwirtschaftlichen Vegetation und in Prozent der Gesamtveränderung angegeben. Hätte es keine Reduktion der Phytomasse pro Flächeneinheit, sondern nur des Flächenumfangs von Wäldern gegeben, so wären z. B. die "südlichen" Wälder um  $140 \cdot 10^{15} \text{ g C}$  und die Gesamtvegetation der Erde um  $267 \cdot 10^{15} \text{ g C}$  reduziert worden (Zeile 28). Dazu treten aber Reduktionen der Phytomasse pro Fläche von resp.  $137 \cdot 10^{15} \text{ g}$  und  $225 \cdot 10^{15} \text{ g C}$  (Zeile 31), und die Summe aus beiden Reduktionen bildet den Gesamtverlust an Phytomasse (Zeile 19). Dieser Gesamtverlust ergibt sich nur zu 54,3% aus Flächenreduktionen der Wälder, aber zu 45,7% aus Reduktionen der Phytomasse in den verbliebenen Wäldern. Der letztere Wert folgt aus der Verwendung der hohen Angaben für die Phytomasse pro Flächeneinheit vor der menschlichen Einflußnahme nach Rodin et al., was die Schätzung für die historischen Gesamtverluste u.E. überhöht.

Die Tabelle 6 gibt die Schätzung von Buringh über die historische Reduktion des Humusgehaltes der Landböden der Erde wieder. Ihr Prinzip ist einfach und überzeugend. Als wichtigste Bodentypen sind die zehn Klassen des U.S. Soil Survey Staff (sog. 7th Approximation) sowie eine Gruppe von Gebirgsböden aufgegliedert. Von jedem Bodentyp ist geschätzt, wieviel  $\text{C/m}^2$  er unter den Vegetationstypen bzw. Nutzungsarten Primärwald, Sekundärwald, Ackerland, Grasland und "Sonstiges" (meist aride Böden) enthält. Dann wird der heutige geschätzte Flächenumfang jeder Nutzungsart auf jedem Bodentyp mit der vermuli-

Tabelle 4: Historische Reduktion der Landvegetation durch den Menschen, nach Olson *et al.*, 1978 (206).  
I: Flächenumfänge und C-Inventare wichtiger Ökosysteme in Vergangenheit und Gegenwart

Vegetationsform		Fläche, $10^{12} \text{ m}^2$			Lebende Phytomasse, $10^{15} \text{ g C}$		
		"preagri-cultural" <sup>d)</sup>	1860	1970	"preagri-cultural"	1860	1970
Wälder:							
1	Boreale Wälder (Taiga)	10,10	9,5	9,0	101	88	81
2	Semiboreale Wälder	6,91	5,6	5,0	64	48	40
3	"Cordillera"	3,77	3,5	3,0	68	61	45
4	Andere kühl-temperierte Wälder	3,76	3,0	2,0	68	33	20
5	Warm-temperierte Wälder	5,76	4,2	3,8	108	57	38
6	Semiaride Wälder	3,83	2,5	2,0	25	15	10
7	Feuchtinself in ariden Gebieten	1,07	0,4	0,2	13	2	1
8	Zwischensumme: nördl. $30^{\circ}\text{N}^{\text{a)}$	35,20	28,7	24,0	447	284	226
9	Tropischer Regenwald	4,56	4,3	3,3	84	68	60
10	Tropischer Feuchtwald	8,83	7,0	5,3	216	136	90
11	Trop. sommertrockener Bergwald	1,18	1,0	0,5	38	16	6
12	Trop. feuchter Bergwald	2,42	2,2	2,0	60	26	20
13	Feuchtinself in ariden Gebieten	0,32	0,2	0,1	3	2	1
14	Trockenwald, Dornbuschsavanne	14,05	13,0	11,0	139	91	77
15	Zwischensumme: südl. $30^{\circ}\text{N}^{\text{a)}$	31,36	27,7	23,2	540	349	263
16	Wälder, gesamt	66,56	56,4	47,2	987	633	489
Andere Vegetation:							
17	Ackerland	0,00	5,0	12,0	0	4	12
18	Ruderalflächen <sup>b)</sup>	1,00	3,0	7,0	2	6	14
19	Vegetationslose Kulturflächen <sup>c)</sup>	0,00	1,0	3,0	0	0	0
20	Tundra, Moor	13,53	13,0	12,0	21	17	12
21	Grasland	22,96	21,0	20,0	31	21	14
22	Wüste, Halbwüste	29,35	30,0	29,0	9	15	17
23	Andere Vegetation, gesamt	66,84	73,0	83,0	63	63	69
24	Festland der Erde ohne Binnengewässer und Eis	133,40 <sup>e)</sup>	129,4 <sup>e)</sup>	130,2 <sup>e)</sup>	1 050	696	558

a) Entspricht nicht genau den Summen (1-7) bzw. (9-14), da einige temperierte Wälder südlich  $30^{\circ}\text{N}$  liegen.  
b) Im Original "fringe area". c) Im Original "buildings etc.". d) "Preagricultural" (vor-landwirtschaftlich) nicht ganz identisch mit "ursprünglich" oder "potentiell", da schon leicht anthropogen beeinflusst (siehe Ruderalflächen). Auch großflächige Beeinflussungen durch vor-landwirtschaftliche Menschen wahrscheinlich, z. B. Waldauflichtungen und -ausdünnungen, aber nicht quantitativ zu rekonstruieren. e) Festlandsfläche uneinheitlich infolge statistischer Ungenauigkeiten, hier unerheblich.

chen ursprünglichen Verteilung der Vegetationsformen verglichen und die Gesamtmengen an Humus vor der menschlichen Einflußnahme und heute für jeden Bodentyp errechnet. Aus der Differenz beider Werte ergeben sich die bisher eingetretenen Verluste unter der Annahme, daß alle Böden auch unter heutiger Nutzung bereits im Gleichgewicht bezüglich ihres Humusgehaltes stehen, daß also keine verzögerten Anpassungen erfolgen. Ist diese Annahme auch theoretisch unkorrekt, so hält sich, wie in Abschnitt 5.11 gezeigt, der aus ihr resultierende Fehler bei hinreichend großer Zerfallskonstante (im Falle von lange zurückliegenden Umwandlungen der Nutzungsart auch bei kleiner Zerfallskonstante) in vertretbaren Grenzen.

Nach dieser Schätzung betrug der ursprüngliche Humusgehalt aller Landböden der Erde  $2 002,6 \cdot 10^{15} \text{ g C}$ . Der heutige Gehalt beträgt nur noch  $1 477,2 \cdot 10^{15} \text{ g}$ , oder 73,8% des ursprünglichen Gehaltes. Die anthropogenen Verluste belaufen sich auf  $525,4 \cdot 10^{15} \text{ g C}$ , oder

26,2% des ursprünglichen Gehaltes. Abweichend von anderen Schätzungen sind Histosole (organische Böden wie z. B. Torfmoore) nur bis zu einer Tiefe von 33 cm erfaßt, so daß sowohl bei der Schätzung des ursprünglichen wie auch des heutigen C-Gehaltes kein Torf unterhalb dieser Tiefe erfaßt ist. Die Verluste enthalten gar keine Oxidationen von Torf.

Macht die Disaggregation sowohl von Nutzungsarten als auch von Bodentypen diese Schätzung methodisch anderen Ansätzen überlegen, so weichen die Annahmen über den Humusgehalt der Böden pro Flächeneinheit von den meisten anderen Erhebungen jedoch stark nach oben ab. Nach Buringh handelt es sich zwar um Mittelwerte aus über 400 Felduntersuchungen, jedoch sind u. a. die Angaben für tropische Wälder (Oxisole und Ultisole) von  $24 \cdot 10^3 \text{ g/m}^2$  erstaunlich hoch. Sie sind vier- bis fünfmal so hoch wie repräsentative Meßwerte, dreimal so hoch wie die Schätzung von Ajtay *et al.* (5), doppelt so hoch wie die Schätzung von Bohn (37) aus Angaben der FAO-Welt-

Tabelle 5: Historische Reduktion der Landvegetation durch den Menschen, nach Olson et al., 1978 (206) II: Auswertung

		Wälder niederer Breiten (südl. 30°N)	Wälder gemäßigter und hoher Breiten (nördl. 30°N)	Wälder, gesamt	Sonstige Vegetation	Landvegetation der Erde
<u>Fläche</u>						
1	"preagricultural"	31,36	35,2	66,56	66,84	133,4 <sup>a)</sup>
2	1860	27,7	28,7	56,4	73,0	129,4 <sup>a)</sup>
3	1970	23,2	24,0	47,2	83,0	130,3 <sup>a)</sup>
Veränderungen:						
4	"preagr." - 1860	-3,66	-6,5	-10,16	+6,16	
5	% von "preagr."	-11,7%	-18,4%	-15,3%	+9,2%	
6	1860 - 1970	-4,5	-4,7	-9,2	+10,0	
7	% von "preagr."	-14,3%	-13,4%	-13,8%	+15,0%	
8	"preagr." - 1970	-8,16	-11,2	-19,36	+16,16	
9	% von "preagr."	-26,0%	-31,8%	-29,1%	+24,2%	
<u>Ø Phytomasse pro Fläche</u>						
10	"preagricultural"	17,22	12,70	14,83	0,94	8,06 <sup>b)</sup>
11	1860	12,60	9,90	11,22	0,86	5,35
12	1970	11,34	9,42	10,36	0,83	4,29
Veränderungen:						
13	"preagr." - 1860	-4,62	-2,80	-3,61	-0,03	-2,71
14	% von "preagr."	26,8%	-22,0%	-24,3%	-8,5%	-33,6%
15	1860 - 1970	-1,26	-0,48	-0,86	-0,03	-1,06
16	% von "preagr."	-7,3%	-3,8%	-5,8%	-3,2%	-13,2%
17	"preagr." - 1970	-5,88	-3,28	-4,47	-0,11	-3,77
18	% von "preagr."	-34,2%	-25,8%	-30,1%	-11,7%	-46,8%
<u>Gesamte Phytomasse</u>						
19	"preagricultural"	540	447	987	63	1 050
20	1860	349	284	633	63	696
21	1970	263	226	489	69	558
Veränderungen:						
22	"preagr." - 1860	-191	-163	-354	0	-354
23	% von "preagr."	-35,4%	-36,5%	-35,9%	0%	-33,7%
24	1860 - 1970	-86	-58	-144	+6	-138
25	% von "preagr."	-15,9%	-13,0%	-14,6%	+9,5%	-13,1%
26	"preagr." - 1970	-277	-221	-498	+6	-492
27	% von "preagr."	-51,3%	-49,4%	-50,5%	+9,5%	-46,9%
Veränderungen "preagricultural" - 1970						
28	auf Grund der Verschiebung der Flächenanteile	-140	-142	-282	+15	-267
29	% von "preagr."	-26,0%	-31,9%	-28,6%	+24,2%	-25,4%
30	% der Veränderung (Z. 26)	50,5%	64,7%	56,6%	250,0%	54,3%
31	auf Grund veränderter Phytomasse/Fläche	-137	-79	-216	-9	-225
32	% von "preagr."	-25,4%	-17,4%	-21,9%	-14,3%	-21,4%
33	% der Veränderung (Z. 26)	49,5%	35,3%	43,4%	150,0%	45,7%

a) Vgl. Tabelle 4, Anmerkung (e). b) Alle Werte bezogen auf  $130,2 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$ .

bodenkarte für Südamerika, und sie liegen weit über den Mittelwerten einer umfangreichen Inventur in Mittelamerika mit vielen Stichproben (126). Nur in tropischen Gebirgswäldern werden derartige Humusgehalte erreicht. Daher kann die Schätzung von Buringh für den potentiellen und den heutigen Humusgehalt und insbesondere für die historischen Verluste überhöht sein.

In einer weiteren Schätzung über die historische Reduktion des Humus der Erde (Schlesinger, 1979 (272), in der Tabelle nicht wiedergegeben) wird eine Differenz im C-Gehalt der Landböden zwischen 1860 und

1970 von nur  $36 \cdot 10^{15} \text{ g C}$  errechnet. Hier sind keine Bodentypen, sondern nur Vegetationsformen unterschieden, denen unabhängig vom Bodentyp ein jeweiliger Humusgehalt zugeordnet wird. Insbesondere bei Waldböden verwendet Schlesinger geringere Angaben für den C-Gehalt pro Flächeneinheit, welche mit anderen Schätzungen besser übereinstimmen als die von Buringh. Die von Schlesinger berechneten historischen Verluste sind aber erheblich zu niedrig, weil er für den heutigen Flächenumfang wichtiger Vegetationsformen die Werte von Whittaker und Likens (299) zugrundelegt. Diese weisen z.B.  $17 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$  für tropische Regenwälder aus, deren Fläche heute in Wirklichkeit höch-

Tabelle 6: Historische Reduktion des Humusgehaltes der Landböden der Erde (Ordnungen des US Soil Survey Staff, 7th Approximation) auf Grund veränderter Flächennutzung, nach Buringh, 1979 (62)

	Alfi-sole	Aridi-sole	Enti-sole	Histo-sole	Incep-tisole	Moilli-sole	Oxi-sole	Spodo-sole	Ulti-sole	Verti-sole	Berg-böden	Alle Böden
Gehalt an org. Substanz g/m <sup>2</sup> c												
1 Ackerland	8 000	2 000	6 000	-	11 000	13 000	10 000	8 000	8 000	7 000	10 000	9 507
2 Grasland	10 000	4 000	11 000	-	14 000	16 000	15 000	9 000	11 000	9 000	10 000	11 618
3 Primärwald	27 000	-	23 000	37 500	27 000	-	24 000	13 000	24 000	19 000	20 000	23 748
4 Sekundärwald	20 000	-	17 000	-	20 000	-	18 000	10 000	18 000	14 000	15 000	17 921
5 Sonstiges	4 000	1 000	3 000	-	5 500	6 500	5 000	4 000	4 000	3 500	5 000	3 004
Ursprünglicher Flächen- umfang, 10 <sup>12</sup> m <sup>2</sup>												
6 Grasland	-	3,0	-	-	-	9,7	-	-	-	1,15	-	13,85
7 Primärwald	13,9	-	8,3	1,0	10,0	-	10,5	4,5	6,8	0,95	16,1	72,05
8 Sonstiges	3,4	21,8	2,6	0,2	1,7	1,6	0,7	1,1	0,5	0,2	12,0	45,8
Heutiger Flächenum- fang, 10 <sup>12</sup> m <sup>2</sup>												
9 Ackerland	2,9	0,4	0,8	-	1,5	2,9	3,0	0,5	1,3	0,6	1,1	15,0
10 Grasland	3,0	2,6	2,0	-	2,0	6,8	3,0	1,5	1,5	1,0	7,0	30,4
11 Primärwald	4,0	-	2,75	0,5	3,25	-	2,25	1,25	2,0	0,25	4,0	20,25
12 Sekundärwald	4,0	-	2,75	0,5	3,25	-	2,25	1,25	2,0	0,25	4,0	20,25
13 Sonstiges	3,4	21,8	2,6	0,2	1,7	1,6	0,7	1,1	0,5	0,2	12,0	45,8
14 Gesamter Flächenum- fang, 10 <sup>12</sup> m <sup>2</sup>	17,3	24,8	10,9	1,2	11,7	11,3	11,2	5,6	7,3	2,3	28,1	131,7
Ursprünglicher Gehalt, 10 <sup>15</sup> g C												
15 Grasland	-	12,0	-	-	-	155,2	-	-	-	10,35	-	177,55
16 Primärwald	375,3	-	190,9	37,5	270,0	-	252,0	58,5	163,2	18,05	322,0	1 687,45
17 Sonstiges	13,6	21,8	7,8	4,0	9,4	10,4	3,5	4,4	2,0	0,7	60,0	137,6
18 Ursprünglicher Gesamt- gehalt, 10 <sup>15</sup> g C	388,9	33,8	198,7	41,5	279,4	165,6	255,5	62,9	165,2	29,1 <sup>a)</sup>	382,0	2 002,6 <sup>d)</sup>
Heutiger Gehalt, 10 <sup>15</sup> g C												
19 Ackerland	23,2	0,8	4,8	-	16,5	37,7	30,0	4,0	10,4	4,2	11,0	142,6
20 Grasland	30,0	10,4	22,0	-	28,0	108,8	45,0	13,5	16,5	9,0	7,0	353,2
21 Primärwald	108,0	-	63,3	18,8	87,7	-	54,0	16,3	48,0	4,8	80,0	480,9
22 Sekundärwald	80,0	-	46,7	18,7	65,0	-	40,5	12,5	36,0	3,5	60,0	362,9
23 Sonstiges	13,6	21,8	7,8	4,0	9,4	10,4	3,5	4,4	2,0	0,7	60,0	137,6
24 Heutiger Gesamtge- halt, 10 <sup>15</sup> g C	254,8	33,0	144,6	41,5	206,6	156,9	173,0	50,7	112,9	22,2	281,0	1 477,2
25 Gesamtverluste, 10 <sup>15</sup> g C	134,1	0,8	54,1	-	72,8	8,7	82,5	12,2	52,3	6,9 <sup>b)</sup>	101,0	525,4 <sup>e)</sup>
26 % vom ursprünglichen Geh.	-34,5%	-2,4%	-27,2%	-	-26,1%	-5,3%	-32,3%	-19,4%	-31,7%	-23,7% <sup>c)</sup>	-26,4%	-26,2%

a) Im Original irrtümlich 40,6. b) Im Original irrtümlich 18,4. c) Im Original irrtümlich 45,3. d) Im Original irrtümlich 2 014,1. e) Im Original irrtümlich 536,9 (=26,7% des Ursprungsgehaltes).

stens  $11 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$ , vermutlich noch weniger, beträgt (5,213,258). Da es nach der Schätzung von Schlesinger kaum eine Reduktion der tropischen Waldfläche gegeben hat, kann sie auch kaum Humusverluste aus dieser Ursache ausweisen.

In den Tabellen 7 und 8 sowie der Abbildung 9 sind eigene Schätzungen wiedergegeben, welche, ebenso wie die der Tabelle 2 für die heutigen Gehalte an Phytomasse und Humus, weniger eine Originalerhebung als vielmehr eine Kombination der u.E. zutreffendsten Literaturdaten darstellen.

Die Zeilen in der Tabelle 7 gliedern, ähnlich wie bei der Tabelle 2, die wichtigsten Vegetationsformen und geben gleichzeitig eine grobe Aufschlüsselung nach Klimazonen. Die Spalten enthalten die Flächen dieser Vegetationsformen vor der menschlichen Einflußnahme ("potentiell") und in der Gegenwart. Durch Multiplikation mit einem Schätzwert für die lebende Phytomasse ergeben sich die potentiellen und

heutigen C-Gehalte pro Vegetationsform, und durch Multiplikation mit einem Schätzwert für den Humusgehalt pro Fläche die potentiellen und heutigen C-Gehalte im Humus pro Vegetationseinheit. Die in der Tabelle 7 enthaltenen Ungenauigkeiten bei der Abgrenzung verschiedener Vegetationsformen sowie einige Vereinfachungen sind in den Erklärungen angegeben, beeinflussen aber insgesamt das Bild nicht wesentlich. Die Daten für die potentiellen Flächenumfänge stammen von Rodin et al., 1975 (233), und die für die heutigen Flächenumfänge sowie für die lebende Phytomasse pro Flächeneinheit sind Ajtay et al., 1979 (5) entnommen. Die Werte für den Humus pro Flächeneinheit entsprechen weitgehend denen von Schlesinger, 1979 (272). Nur bei Sümpfen und Mooren wurden, in Anlehnung an Ajtay et al., kleine Änderungen vorgenommen. Die Tabelle 7 berücksichtigt nicht die tote Phytomasse und die Streu, sondern unterstellt, daß sich beide Reservoirs im Zeitverlauf nicht wesentlich geändert haben. Diese Annahme ist für die Streu, weniger jedoch für die tote Phytomasse, plausibel. Wie in Abschnitt 5.11 erwähnt, kann bei schneller Ausdehnung der tropischen Brandrodungen das

Tabelle 7: Historische Reduktion von Phytomasse und Humus durch den Menschen. I: Gegenüberstellung von potentiell und aktuellem C-Gehalt der Landökosysteme bei konstanter Phytomasse je Flächeneinheit in jeder Vegetationsform

Vegetationsform	Fläche, $10^{12} \text{ m}^2$		Lebende <sup>b)</sup> Phytomasse $10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$	Lebende Phytomasse $10^{15} \text{ g C}$		Humus <sup>c)</sup> $10^3 \text{ g/m}^2 \text{ C}$	Humus $10^{15} \text{ g C}$	
	potentiell <sup>a)</sup>	1977 <sup>b)</sup>		potentiell	1977		potentiell	1977
1 Trop. Tieflands-Regenwälder <sup>f)</sup>	11,549	8,3	18,90	218,3	156,9	9,8	113,2	81,3
2 " Berg-Regenwälder	2,419	2,0	18,90	45,7	37,8	28,7	69,4	57,4
3 " Tiefl., laubwerf. Wälder	8,927	4,0	11,25	100,4	45,0	9,8	87,5	39,2
4 " Berg- "	1,767	0,5	11,25	19,9	5,6	28,7	50,7	14,1
5 " Trockenwälder und Gehölze	5,124	3,5	6,75	34,6	23,6	6,9	35,4	24,2
6 " Gras- u. Buschl. (Savanne)	14,954	19,0	2,21	33,1	42,0	4,2	62,8	79,8
7 " Acker- u. Ruderalfläche <sup>g)</sup>	0	10,5	0,32	0	3,4	5,9	0	62,0
8 " Sümpfe	1,496	1,5	6,75	10,1	10,1	30,0 <sup>d)</sup>	44,9	45,0
9 Tropen, insgesamt <sup>h)</sup>	46,236	49,3	9,99 <sup>k)</sup> 6,58	462,0	324,4	10,03 8,18	463,8	403,2
10 Laub- u. Mischwälder, gem. Zone	8,592	3,0	12,60	108,3	37,8	13,4	115,1	40,2
11 Immergrüne Wälder, "	8,498	3,0	13,50	114,7	40,5	13,4	113,9	40,2
12 Gehölze, "	3,829	4,5	5,35	20,5	24,1	6,9	26,4	31,1
13 Kunstforsten, "	0	1,5	9,00	0	13,5	13,4	0	20,1
14 Feuchtes Grasland (Wiesen)	3,625	5,0	0,94	3,4	4,7	18,9	68,5	94,5
15 Trockenes Grasland (Steppen)	8,566	7,5	0,59	5,1	4,4	18,9	161,9	141,8
16 Acker- u. Ruderalfläche <sup>g)</sup>	0	7,5	0,43	0	3,2	8,0	0	60,0
17 Sümpfe	3,190	0,5	3,38	10,8	1,7	30,0 <sup>d)</sup>	95,7	15,0
18 Gemäßigte Zone, insgesamt <sup>h)</sup>	36,300	32,5	7,24 4,00	262,7	129,9	16,02 13,62	581,5	442,8
19 Geschlossene Taiga	11,905	6,5	11,25	133,9	73,1	20,6	245,2	133,9
20 Offene Taiga	2,099	2,5	7,65	16,1	19,1	20,6	43,2	51,5
21 Torfmoor u. sonst. Histosole	2,306	1,5	2,25	5,2	3,4	70,0 <sup>e)</sup>	161,4	105,0 <sup>e)</sup>
22 Tundra	6,701	8,0	0,72	4,8	5,7	20,4	136,7	163,2
23 Boreale Zone, insgesamt <sup>h)</sup>	23,011	18,5	6,95 5,48	160,0	101,4	25,49 24,52	586,6	453,6
24 Halbwüsten	17,520	21,0	0,35	6,1	7,4	5,8	101,6	121,8
25 Extreme Wüsten	10,146	10,5	0,04	0,4	0,4	0,17	1,7	1,8
26 Ewiges Eis	13,921	15,5	0	0	0	0	0	0
27 Vegetationslos und -arm, insges.	41,587	47,0	0,16 0,17	6,5	7,8	2,48 2,63	103,3	123,6
28 Festland der Erde <sup>h)j)</sup>	147,134	147,3	6,06 3,83	891,2	563,5	11,79 9,66	1 735,2	1 423,2

Vereinfachende Annahmen: In der borealen Zone alle Torfmoore und sonst. Histosole. Acker- und Ruderalfläche nur in der gemäßigten Zone und in den Tropen (Ruderalfläche je 50%). Alle Kunstforsten in der gemäßigten Zone (genauere Angaben in (213)). Alle Sümpfe in der gemäßigten Zone und in den Tropen. Streu und tote Phytomasse nicht berücksichtigt (Annahme: Keine historische Veränderung). Keine Veränderung von lebender Phytomasse und Humus innerhalb gegebener Vegetationsformen, vgl. hierzu folgende Tabelle und Text. a) Nach (233). b) Nach (5), leicht ergänzt. c) Bis auf Sumpf und Torfmoore nach (272) d) Nach (5). e) Eigene Schätzung, evtl. zu gering, aber unerheblich für vorl. Zusammenhang. f) Einschließlich Mangrove. g) Vgl. Tabelle 2. h) Unterschiedlicher Flächenumfang für potentiell und 1977 infolge unterschiedlicher Abgrenzung bei den Originalautoren, hier unerheblich. j) Ohne Binnengewässer. k) Keine Literaturangaben, hier rückgerechnet. Oben: potentiell, unten: 1977.

Reservoir toter Phytomasse in unzersetzten Wurzeln, Stümpfen etc. wachsen.

Aus der Tabelle 7 errechnen sich die historischen Änderungen im C-Gehalt von Vegetation und Humus unter den beiden Fiktionen, daß die Anpassung an veränderte Nutzungen unendlich schnell abläuft (kein verzögerter Zerfall), und daß die Phytomasse auf den verbleibenden Waldflächen, anders als bei Olson et al., gegenüber dem ursprünglichen Zustand nicht reduziert worden ist. Scheint dieser Reduktionseffekt bei Olson et al. auch übertrieben, so ist er aber in einem gewissen Umfang anzunehmen.

Daher wurde bei der Interpretation der in Tabelle 7 gewonnenen Grunddaten in Tabelle 8 eine Korrektur derart vorgenommen, daß die potentielle Phytomasse der niederen Breiten und der gemäßigten Zone (beide überwiegend in Wäldern fixiert) gegenüber dem in Tabelle 7 errechneten Wert um 10% erhöht wurde. Auf diese Weise werden die historischen Verluste erhöht, wenn auch in geringerem Umfang als bei Olson et al.

Aus der Tabelle 8 und der Abbildung 9 geht hervor, daß die lebende Phytomasse der Landökosysteme durch den Menschen von ursprünglich  $963,5 \cdot 10^{15} \text{ g C}$  auf heute  $563,5 \cdot 10^{15} \text{ g C}$  (58,5%) reduziert worden ist.

Tabelle 8: Historische Reduktion von Phytomasse und Humus durch den Menschen. II: Auswertung

	Niedere Breiten <sup>a)</sup>	Gemäßigte Zone	Boreale Zone	Vegetationslose bzw. -arme Geb.	Landvegetation der Erde
1 Potentielle Phytomasse <sup>b)</sup>	508,2 <sup>c)</sup>	289,0 <sup>c)</sup>	160,0	6,5	963,5
2 Potentieller Humusbestand	463,8	581,5	586,6	103,3	1 735,2
3 Potentieller organischer C in Landökosystemen der Erde	972,0	870,5	746,6	109,8	2 698,7
4 Heutige Phytomasse	324,4	129,9	101,4	7,8	563,5
5 Heutiger Humusbestand	403,2	442,8	453,6	123,6	1 423,2
6 Heutiger Bestand an organischem C in Landökosystemen	727,6	572,7	555,0	131,4	1 986,7
Differenzen					
7 Phytomasse	-183,8	-159,1	-58,6	+1,3 <sup>d)</sup>	-400,0
8 % von potentiell	-36,2%	-55,1%	-36,6%	+20,0%	-41,5%
9 Humus	-60,6	-138,7	-133,0	+20,3	-312,0
10 % von potentiell	-13,1%	-23,9%	-22,7%	+20,0%	-18,0%
11 Gesamt	-244,4	-297,8	-191,6	+21,6	-712,0
12 % von potentiell	-25,1%	-34,2%	-25,6%	+20,0%	-26,4%

Alle Angaben in  $10^{15}$  g C. a) ca.  $30^{\circ}\text{N}$ - $30^{\circ}\text{S}$ . b) Ohne stehende tote Phytomasse und Streu. c) Einschließlich 10% Zuschlag gegenüber dem in Tabelle 7 errechneten Wert, zur Berücksichtigung der Reduktion der Phytomasse in den verbliebenen Wäldern. d) Zunahme ausschließlich infolge Flächenzunahme vegetationsarmer (degradierter) Gebiete.

Die Verluste belaufen sich auf genau  $400 \cdot 10^{15}$  g C (41,5%). Der Humusbestand wurde um  $312 \cdot 10^{15}$  g C (18% des ursprünglichen Gehaltes) von  $1 735,2 \cdot 10^{15}$  g auf  $1 423,2 \cdot 10^{15}$  g C, also auf 82% verringert. Die Gesamtverluste an organischem C belaufen sich somit auf  $712 \cdot 10^{15}$  g oder 26,4% des ursprünglichen Gehaltes in Höhe von  $2 698,7 \cdot 10^{15}$  g C. Verblieben sind heute  $1 986,7 \cdot 10^{15}$  g, oder 73,6% des ursprünglichen Bestandes.

Nach dieser Rechnung haben die Landökosysteme auf Grund menschlicher Tätigkeit im Laufe der letzten Jahrtausende etwa so viel Kohlenstoff an die Atmosphäre verloren, wie diese heute enthält, mehr aber als

sie vor der Industriellen Revolution vermutlich enthielt (ca.  $560$ - $640 \cdot 10^{15}$  g). Die anthropogenen Transfers aus nicht-fossilen Quellen sind insgesamt 4,75-mal so groß wie die aus der Verbrennung fossilen Kohlenstoffs. Bei der vorliegenden Berechnung handelt es sich noch um konservative Werte. Bei einer Kombination der Daten von Olson et al. und Burroughs ergäbe sich sogar ein kumulierter Transfer aus nicht-fossilen Quellen von  $1 017,4 \cdot 10^{15}$  g C, oder 6,8-mal so viel wie aus der Verbrennung fossilen Kohlenstoffs.

### 5.132 Interpretation

Reduzierte der Mensch während der vergangenen Jahrtausende die Landökosysteme der Erde nach der vorliegenden Berechnung um über  $700 \cdot 10^{15}$  g C, so ist dies nicht einem Netto-Transfer in dieser Höhe in die Atmosphäre - und damit anschließend zum großen Teil in den Ozean - gleichzusetzen. Das wäre nur der Fall, wenn es keine gleichzeitigen Netto-Transfers aus natürlichen Ursachen gegeben hätte. Solche erfolgten jedoch in umgekehrter Richtung wie die menschlichen Transfers durch die Akkumulation von C in den hohen und gemäßigten Breiten. Unterstellt man, daß die bis vor hundert Jahren mindestens  $2,3 \cdot 10^{12}$  m<sup>2</sup> umfassenden Hochmoore und sonstigen Histosole (189) während der vergangenen 5 000 Jahre nur durchschnittlich  $40 \text{ g/m}^2 \cdot \text{a}$  C akkumuliert haben (die Akkumulationsrate lag zeitweise erheblich höher), so nahmen sie allein um  $460 \cdot 10^{15}$  g C zu. Soweit sich die anthropogenen Verluste mit geringen jährlichen Werten über sehr lange Zeiträume erstreckten, führten sie also zu keinem Netto-Eintrag in die Atmosphäre sondern nur zu einer Umverteilung zugunsten der hohen Breiten. Selbst wenn es aber Netto-Verluste gegeben hätte, so hätten die geringen jährlichen Einträge vermutlich zu keiner Beeinflussung des atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Gehaltes geführt.

Über Jahrtausende verteilte C-Verluste erfolgten durch Vegetations- und Bodenzerstörungen u. a. in Vorderasien, China, Indien, im Mittelmeerraum und in Europa. Selbst die große mittelalterliche Rodungsperiode zwischen 1000 und 1300 war, so sehr sie in historischer Betrachtung als ein Schub erscheint, eher ein kontinuierlicher Vorgang. Auch in den Tropen gab es schon vor Jahrtausenden bedeutende Vegetationsverluste, und zwar nicht nur in Gebieten alter Hochkulturen wie in Indien, sondern auch unter den Bedingungen dünner Bevölkerung und primitiver Kulturstufen. Alle brennbaren Wälder in Afrika nördlich des Regenwaldgürtels, welche dort in auffälligen Gegensatz zum südlichen tropischen Afrika fast fehlen, sind schon vor Ankunft der Europäer durch noma-

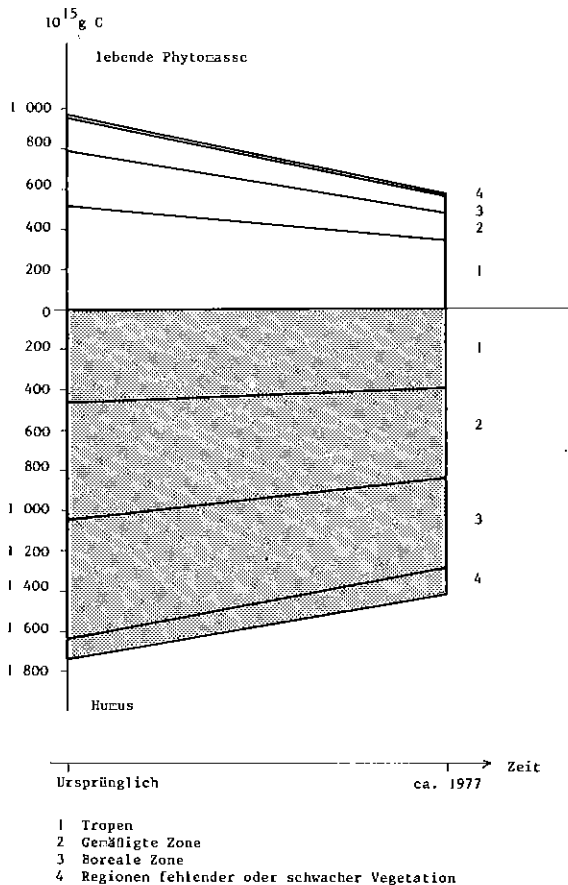


Abbildung 9: Historische Reduktion von Phytomasse und Humus in Landökosystemen durch den Menschen nach Tabelle 8

dische Viehzüchter vernichtet worden (13, vgl. auch 24,150). Allgemein werden Intensität und Reichweite des Einflusses vor- und frühhistorischer Menschen auf Ökosysteme unterschätzt.

Einen historischen Entwaldungsschub, verbunden mit umfangreichen Oxidationen von Humus, welcher sich auf das atmosphärische CO<sub>2</sub>-Niveau auswirken konnte, gab es in der zweiten Hälfte des vorigen Jahrhunderts (bis zum ersten Weltkrieg) in Gestalt landwirtschaftlicher Kultivierungen in von Europäern kolonisierten Gebieten der gemäßigten Zone, wie in Nordamerika, Argentinien, Südafrika, Südosteuropa und Australien. Für diese treffend als "Pioneer Agriculture Explosion" (305) bezeichnete Welle existieren Belege aus <sup>13</sup>C-Studien, welche in Abschnitt 5.21 behandelt werden. Für die letzten vier bis fünf Jahrzehnte wiederum ist das C-Budget der Ökosysteme der gemäßigten Zone, insbesondere der Industrieländer, ausgeglichen, wahrscheinlich sogar positiv (vgl. Abschnitt 5.22)

Dagegen ist für die zumeist in den niederen Breiten gelegenen Länder der Dritten Welt anzunehmen, daß deren C-Verluste aus Vegetations- und Bodenzerstörungen, sofern sie nicht in vor- und frühhistorischer Zeit erfolgten, zu einem großen Teil während der letzten Jahrzehnte erfolgten und bis heute zunehmen. Zwar sind auch während der Kolonialperiode nicht unwesentliche Kultivierungen zur Anlage von Plantagen für Exportgüter etc. erfolgt. In vollem Umfang sind die destruktiven Einflüsse des Menschen auf Vegetation und Böden aber erst mit Beginn der Bevölkerungsexplosion, also etwa seit dem zweiten Weltkrieg, wirksam geworden.

Es sei also vereinfachend angenommen, daß Netto-Transfers in die Atmosphäre heute nur in den niederen Breiten erfolgen. Von den gesamten C-Verlusten aus deren Vegetation und Humus in Höhe von ca. 180·10<sup>15</sup> g bzw. ca. 60·10<sup>15</sup> g (Tabelle 8, Zeilen 7 und 9) ist eine Fraktion über lange Zeiträume verteilt in der Vergangenheit angefallen und wird daher für den vorliegenden Zusammenhang nicht berücksichtigt. Eine andere Fraktion bildet dagegen in den vergangenen Jahrzehnten eine exponentielle Wachstumfunktion. In der Tabelle 9 werden diese Überlegungen bezüglich der Vegetationszerstörung quantifiziert. Es werden in unterschiedlichen Rechnungen jeweils 20, 30, 40, 50 und 60% der kumulierten Vegetationszerstörung als "frühe Aktivitäten" des Menschen vor 1850, und damit ohne Einfluß auf den heutigen C-Kreislauf, angesetzt. Von dem Rest wird angenommen, daß er zwischen 1850 und heute mit exponentiellem Wachstum des jährlichen Eintrags angefallen sei. Es wird jeweils ein Fall mit einer konstanten jährlichen Wachstumsrate von 2%, mit einer von 3,5% und ein weiterer mit beschleunigtem

Wachstum (2% bis 1950, danach 3,5%) berechnet. Die Tabelle 9 zeigt die jährlichen C-Verluste der Vegetation für 1850, 1950 und 1977, sowie die kumulativen Anteile des Gesamtverlustes von 180·10<sup>15</sup> g C vor 1850, zwischen 1850 und 1950, vor 1950 und zwischen 1950 und 1977. Der jährliche Verlust für 1977 ist umso höher, je geringer der als "frühe Aktivitäten" des Menschen angesetzte Anteil ist und je höher die Wachstumsrate für den Rest angenommen wird.

Zwar ist keine Entscheidung darüber möglich, welche Alternative der Tabelle 9 die wahrscheinlichst ist. Wohl deutet aber alles darauf hin, daß die wirkliche Entwicklung innerhalb der dort angegebenen Bandbreite ablief. Eliminiert man die Extremwerte auf beiden Seiten, so folgen gegenwärtige jährliche Netto-Zerstörungen der Vegetation in den Tropen von 1,95-4,46·10<sup>15</sup> g C. In der Übersicht 14 ist analog zu den vorigen Untersuchungen diese Menge in den jährlichen Netto-Eintrag von C in die Atmosphäre unter der Annahme verzögerter Oxidation umgerechnet worden. Gemeinsam mit dem in gleicher Weise umgerechneten Eintrag aus Humus ergibt sich schließlich ein geschätzter Gesamteintrag von C in die Atmosphäre für 1977 von 1,82-3,99·10<sup>15</sup> g.

5.14 Zusammenfassung

Für die Schätzung des gegenwärtigen jährlichen Netto-Eintrags von C in die Atmosphäre aus tropischen Ökosystemen sind drei voneinander unabhängige Methoden herangezogen worden: Schätzungen der jährlichen Umwandlung ungenutzten Bodens in Kulturland, Extrapolation mittels Fernerkundung in begrenzten Regionen nachgewiesener Entwaldungen und Auswertung vegetationsstatistischer Daten über den langfristigen historischen Rückgang von Waldflächen. Die jeweiligen Ergebnisse sind ca. 1,3-2,3·10<sup>15</sup> g, ca. 1,6·10<sup>15</sup> g sowie ca. 1,8-4·10<sup>15</sup> g C.

Zweifellos besitzt keine der Schätzmethode für sich allein genügend Überzeugungskraft. Daß aber alle drei Methoden trotz ihrer Unabhängigkeit voneinander zu ähnlichen Aussagen kommen, ist von einigem Gewicht. Sie erhärten die von Kennern der Tropen vertretene Auffassung, daß die C-Bilanz von Vegetation und Humus dort gegenwärtig negativ ist (vgl. 213,214,258). U.E. sind alle Argumente, mit denen diese Tendenz bestritten wird, wie Hinweise auf verzögerte Oxidation, schnellen Nachwuchs, Aufforstungen, humusschonende Anbauverfahren etc., nicht stichhaltig. Alle Indizien zusammengenommen lassen kaum einen Zweifel daran zu, daß die tropischen Ökosysteme derzeit eine starke Netto-Quelle für C sind.

Tabelle 9: Verläufe der Vegetationszerstörung in den Tropen (kumulativ 180·10<sup>15</sup> g C seit 1850) bei verschiedenen Wachstumsraten

Wachstumsrate		Jährliche Vegetationszerstörung, 10 <sup>15</sup> g C			kumulative Vegetationszerstörung, 10 <sup>15</sup> g C										
1850-1950	1950-1977	1850	1950	1977	prä-1850	1850-1950		prä-1950		1950-1977		prä-1977			
1	0,02	0,02	0,25	1,82 <sup>a)</sup>	3,13 <sup>a)</sup>	36	20%	78,8 <sup>a)</sup>	43,8%	114,8	63,8%	65,2	36,2%		
2	0,02	0,035	0,22	1,63	4,20 <sup>a)</sup>					70,6	39,2%	106,6	59,2%	73,4	40,8%
3	0,035	0,035	0,06	1,98	5,10					54,9	30,5%	90,9	50,5%	89,1	49,5%
4	0,02	0,02	0,22	1,59	2,74	54	30%	68,9	38,3%	122,9	68,3%	57,1	31,7%		
5	0,02	0,035	0,19	1,43	3,68					61,8	34,3%	115,8	64,3%	64,2	35,7%
6	0,035	0,035	0,05	1,73	4,46					48,1	36,7%	102,1	56,7%	77,9	43,3%
7	0,02	0,02	0,18	1,37	2,34	72	40%	59,1	32,8%	131,1	72,8%	48,9	27,2%		
8	0,02	0,035	0,17	1,22	3,15					53,0	29,5%	125,0	69,5%	55,0	30,6%
9	0,035	0,035	0,05	1,49	3,82					41,2	22,9%	113,2	62,9%	66,8	37,1%
10	0,02	0,02	0,15	1,14	1,95	90	50%	49,2	27,4%	139,2	77,4%	40,8	22,6%		
11	0,02	0,035	0,14	1,02	2,63					44,1	24,5%	134,1	74,5%	45,9	25,5%
12	0,035	0,035	0,04	1,24	3,19					34,3	19,1%	124,3	69,1%	55,7	30,9%
13	0,02	0,02	0,12	0,91	1,56	108	60%	39,4	21,9%	147,4	81,9%	32,6	18,1%		
14	0,02	0,035	0,11	0,82	2,10					35,3	19,6%	143,3	79,6%	36,7	20,4%
15	0,035	0,035	0,03	0,99	2,55					27,5	15,3%	135,5	75,3%	44,5	24,7%

a) Berechnet durch jeweils sinngemäße Anwendung von (2), Abbildung 10.

Übersicht 14: Abschätzung des gegenwärtigen jährlichen Netto-Eintrages von C in die Atmosphäre aus Vegetations- und Humuszerstörung in den Tropen durch Auswertung des historischen Trends

Prozesse und Annahmen	$10^{15}$ g/a C (1977)
1 Zerstörung von Phytomasse, entsprechend Tabelle 9 <u>Annahmen:</u> Kumulative Zerstörung von $180 \cdot 10^{15}$ g bis 1977, 30-50% davon vor 1850. Wachstumsrate der jährlichen Zerstörung seit 1850 von $r = 0,02-0,035$	1,95-4,46
2 Nettoeintrag von C in die Atmosphäre aus (1) <u>Annahmen:</u> 10% Verwandlung in nichtoxidierbare Holzkohle etc., 45% sofortige Oxidation zu $CO_2$ , 45% verzögerte Oxidation nach (3) in Abbildung 10. Zerfallskonstante $s = 0,02$ .	1,32-2,74
3 Zerstörung von Humus <u>Annahmen:</u> Kumulative Zerstörung von $60 \cdot 10^{15}$ g bis 1977, 30-50% davon vor 1850. $r = 0,02-0,035$	0,6 -1,47
4 Nettoeintrag von C in die Atmosphäre aus (3) <u>Annahmen:</u> 100% verzögerte Oxidation nach (3) in Abbildung 10, Zerfallskonstante $s = 0,1-0,2$	0,5 -1,25
5 Summe (2) + (4)	1,82-3,99

Auch in den heutigen Industrieländern hat es in der Vergangenheit, z. T. wiederholt in verschiedenen historischen Epochen, Vegetations- und Humuszerstörungen als Folge einer bestimmten Kombination sozialökonomischer Bedingungen gegeben: Starkes Bevölkerungswachstum, primitive Anbaumethoden als Folge der Nichtverfügbarkeit ertragssteigernder Betriebsmittel in der Landwirtschaft, raubbauhafte Nutzung der Vegetation infolge fehlender industrieller Ressourcen (z. B. Brennstoffe), ländliche Massenarmut infolge konzentrierten Grundbesitzes und daher räumliche Expansion arbeits- und besitzloser Bevölkerungsteile und ständiges Vordringen in bisher ungenutzte Gebiete, und, in einigen Regionen, rücksichtslose Ausbeutung der natürlichen Ressourcen, insbesondere der Vegetation, durch kommerzielle oder staatliche Unternehmen.

Daß diese Bedingungen früher, als sie in mäßiger Intensität und räumlich begrenzt vorlagen, zu Netto-Verlusten der betroffenen Ökosysteme an C geführt haben, heute dagegen, da sie weltweit um Größenordnungen intensiver als jemals zuvor in der Geschichte wirken, keine solchen Verluste hervorrufen sollen, ist eine unplausible und daher stark begründungsbedürftige Annahme. Ist es auch nicht sicher, daß sie nicht zutreffen kann, so bedürfte dies doch eines fundierten Belegs. Ein solcher ist nicht zu erkennen, vielmehr weisen die bei der gegenwärtig unzulänglichen Datenlage anwendbaren Analysen konvergent auf Netto-Verluste hin. Dabei führt die Methode mit der u.E. größten Überzeugungskraft, die Auswertung der Vegetationsgeschichte, zu den höchsten Werten. Würdigt man alle verfügbaren Informationen, so erscheint eine gegenwärtige Quellenintensität von  $2-3 \cdot 10^{15}$  g/a C am wahrscheinlichsten; Werte von  $1,3-4 \cdot 10^{15}$  g sind jedoch möglich.

## 5.2 Die Rolle der Wälder und Böden der gemäßigten Zone

### 5.21 $^{13}C$ -Untersuchungen und die "Pioneer Agriculture Explosion" (ca. 1850-1920)

Unter den bisher publizierten Jahresringanalysen (z. B. 95,97,211,223, 278,283,305) zeigen mehrere eine Abnahme des atmosphärischen  $\delta^{13}C$ -Wertes während der letzten 120 Jahre von über 1‰. Durch Kombination vieler Einzelergebnisse ermittelte Freyer (95) ein Absinken um etwa 2‰ zwischen 1800 und heute. Die Abbildung 10 zeigt diese Kurve in leicht vereinfachter Form.

Nach dem BD-Modell von Oeschger et al. (200) ist ein Absinken von etwa 0,9‰ für den Fall zu erwarten, daß der gesamte an  $^{13}C$  verdünnte anthropogene  $CO_2$ -Eintrag aus fossilen Quellen stammt (250). Ein Absinken um mehr als 1‰ stützt die Hypothese, daß mehr als die ca.  $150 \cdot 10^{15}$  g C aus der Verbrennung fossilen Kohlenstoffs in die Atmosphäre gelangt sind. Entweder muß der vorindustrielle  $CO_2$ -Gehalt in der Atmosphäre bei unter 290 ppm gelegen haben und/oder die "airborne fraction" ist niedriger.

Die vielleicht wichtigste Aussage der  $^{13}C$ -Analysen ist, daß das Absinken des atmosphärischen  $\delta^{13}C$ -Wertes zwischen 1860 und 1920 so stark ist, daß es aus dem damals noch recht geringen Eintrag von fossilen C in die Atmosphäre (bis 1920 kumulativ etwa  $26 \cdot 10^{15}$  g, vgl. Tabelle 1) selbst für den hypothetischen Fall einer "airborne fraction" von eins nicht zu erklären wäre. Unabhängig von allen Annahmen über den Austausch zwischen Atmosphäre und Ozean muß daher während dieser Zeit zusätzlich zur Verbrennung fossilen Kohlenstoffs eine andere Quelle aktiv gewesen sein, wenn der Abfall des  $\delta^{13}C$ -Wertes der Jahresringe ganz oder überwiegend auf einen Abfall des atmosphärischen  $\delta^{13}C$ -Wertes während dieser Zeit beruhte. Dies widerspricht Atmosphäre-Ozean-Modellen nicht, denn lassen diese auch keine gegenwärtigen Netto-Einträge von C zusätzlich zu denen aus fossilen Quellen zu, so erlau-



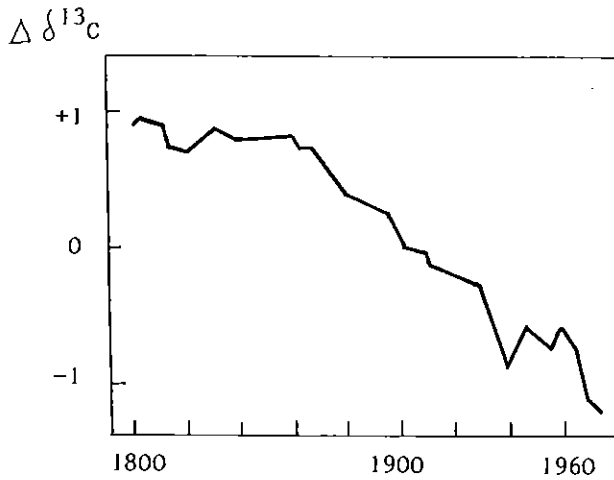


Abbildung 10: Abnahme des atmosphärischen  $\delta^{13}\text{C}$ -Wertes 1800–1960 nach Jahresringanalysen. Aus Freyer, 1979 (95), vereinfacht.

ben sie solche für die Vergangenheit, wenn ihre Aktivität weit genug zurückliegt und ihr Einfluß auf die heutigen Verhältnisse abgeklungen ist (228,250,263).

$^{13}\text{C}$ -Analysen erlauben selbstverständlich allein keine Aussage darüber, aus welchen Gebieten der Erde bestimmte Netto-Einträge aus nicht-fossilen Quellen herrührten. Der Zeitraum, in welchem die  $\delta^{13}\text{C}$ -Werte besonders stark sinken, fällt jedoch zusammen mit einer demographischen, landwirtschaftlichen und industriellen Expansion des Menschen in der gemäßigten Zone. Vor allem in den USA erfolgten während dieser Zeit umfangreiche Waldrodungen und, etwas später, Kultivierungen von Steppenböden im mittleren Westen mit entsprechenden Verlusten an Humus. Ähnliches erfolgte in anderen Erdteilen der gemäßigten Zone in beiden Hemisphären. Für die Tropen fehlen dagegen Belege einer auffälligen Expansion während dieser Zeit.

Trotz dieser plausiblen Erklärung bleiben einige Fragen offen, vor allem die nach der Plötzlichkeit, mit der der Trend um 1860 beginnt. Es ist zweifelhaft, daß bei der "Pioneer Agriculture Explosion" eine Menge von ca.  $100 \cdot 10^{15}$  g C innerhalb von 30 Jahren, zwischen 1860 und 1890, freigesetzt worden ist, wie in (305) berechnet. Die Wälder O- und NO-Nordamerikas waren nicht überall dicht und phytomassereich, sondern vielfach schon von den Indianern aufgelichtet. Die Argumente, welche heute gegen eine starke  $\text{CO}_2$ -Freisetzung aus tropischen Waldzerstörungen geltend gemacht werden, treffen, soweit sie stichhaltig sind, für die damaligen Vorgänge erst recht zu: Sofern die betroffene Phytomasse nicht der sofortigen Verbrennung anheimfiel, zersetzte sie sich im gemäßigten Klima sehr langsam. Auch war der für Bauzwecke und andere Verwendungen genutzte Anteil höher als heute in den Tropen. Die Kolonisierung der Steppen erfolgte zwar mit dem Eisenbahnbau durchaus "explosiv", die guten Steppenböden verloren jedoch, wie die Abbildung 7 zeigt, den Humus nicht plötzlich, sondern sehr stark verzögert. Auch befanden sich in der 2. Hälfte des 19. Jahrhunderts viele Forsten in Europa bereits im Stadium der Massezunahme und wirkten als Senken.

Unterstellt man in einer Überschlagsrechnung mit vermutlich übertriebenen Werten, daß in den USA zwischen 1860 und 1890  $1 \cdot 10^{12}$  m<sup>2</sup> Wald gerodet wurde, wobei je  $10 \cdot 10^3$  g/m<sup>2</sup> C aus der Phytomasse und  $4 \cdot 10^3$  g/m<sup>2</sup> aus Humus anfielen, und daß ferner  $1 \cdot 10^{12}$  m<sup>2</sup> Steppe kultiviert wurden mit einem durchschnittlichen Humusverlust von  $10 \cdot 10^3$  g/m<sup>2</sup> C,

so ergibt sich ein Betrag von  $26 \cdot 10^{15}$  g C (vgl. auch 67, Fig. 2). Addiert man nochmals 50% dieses Wertes für Kultivierungen außerhalb der USA, so ergibt sich ein Wert von etwa  $40 \cdot 10^{15}$  g C als Differenz zwischen dem Gleichgewichts-C-Gehalt in den betroffenen Ökosystemen vor der "Pioneer Agriculture Explosion" und danach. Davon gelangte ein großer Teil erst verzögert in die Atmosphäre, wie im Falle der Bodenkultivierungen in den Steppen erst nach Jahrzehnten (vgl. Abbildung 7), so daß der zwischen 1860 und 1890 in die Atmosphäre entlassene Betrag noch geringer ist. Ob er ausreicht, die Entwicklung der  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten zu erklären, müssen genauere Untersuchungen zeigen. Die Überschlagsrechnung ist zumindest ein weiterer Hinweis darauf, daß für die Entwicklung der  $\delta^{13}\text{C}$ -Daten der Jahresringe auch andere Faktoren maßgeblich sind als nur das Absinken des atmosphärischen  $\delta^{13}\text{C}$ .

Wie die Abbildung 10 zeigt, sank der  $\delta^{13}\text{C}$ -Wert zwischen 1930 und 1960 nur in geringerem Maße als davor. In jüngster Zeit scheint es wiederum ein beschleunigtes Absinken gegeben zu haben, welches jedoch zur genaueren Bestimmung noch zusätzlicher Messungen bedarf. Die  $^{13}\text{C}$ -Methode eignet sich gut zur Rekonstruktion langfristiger, aus der zeitlichen Distanz überschaubarer Trends. Weniger gut eignet sie sich zur Feststellung jüngster oder gegenwärtiger Veränderungen (skeptisch auch 330). So verwundert es nicht, wenn die Schlußfolgerungen hierzu noch kontrovers sind (vgl. Übersicht 15). Während Stuiver in Übereinstimmung mit Atmosphäre-Ozean-Verteilungsmodellen von einem gegenwärtigen Nettoverlust der Landökosysteme von Null ausgeht, geben Wagener und Freyer, letzterer freilich mit großen Vorbehalten, gegenwärtige Verluste von  $3 \pm 2 \cdot 10^{15}$  g C an.

5.22 Heutige Stellung der Wälder der gemäßigten Zone im globalen C-Kreislauf

5.221 Überblick

In der gemäßigten Zone der Nordhalbkugel vollzogen sich über Jahrhunderte und Jahrtausende Waldzerstörungen durch den Menschen, welche den jetzigen Vorgängen in den Tropen in mancher Hinsicht kaum nachstanden, wengleich sie sich über längere Zeiträume erstreckten. Nicht nur wurden die Flächen gerodet, welche heute landwirtschaftlich genutzt werden oder aus anderer Ursache waldfrei sind, sondern auch auf vielen heute wieder bewaldeten oder forstlich genutzten Flächen waren die Bestände in sehr schlechtem Zustand. Die Ursachen der Waldzerstörung unterschieden sich jedoch in verschiedenen Erdteilen und die Perioden von Zerstörung und Erholung lagen nicht synchron.

In Mitteleuropa erreichte die Waldfläche ihr Minimum im Hochmittelalter gegen Ende der Rodungsperiode (ca. um 1300). In Zeiten wirtschaftlichen Abstiegs und Bevölkerungsrückgangs, vor allem im 14. Jahrhundert und im 30-jährigen Krieg, wuchs sie wiederum (74). Während des Mittelalters und der frühen Neuzeit wurden die verbliebenen Waldbestände mit Ausnahme der herrschaftlichen Jagdreservate durch die Landbevölkerung intensiv zur Brenn- und Bauholz- sowie Gerbstoffgewinnung, zur Entnahme von Laub als Einstreu und Düngemittel und vor allem zur Waldweide genutzt. Meist bildete sich unter diesen Umständen eine lichte Parklandschaft mit niedrigen Gehölzen und knorrigen Einzelbäumen (meist Eichen), wie sie aus der Landschaftsmalerei bekannt ist und sich unter speziellen Bedingungen bis heute erhalten hat (Pfaueninsel in Berlin, Sababurg bei Kassel). Mit den Anfängen der Industrialisierung im 17. und 18. Jahrhundert, als fossile Energiequellen und Stahl als Holzersatz noch wenig erschlossen waren, wurde die Degradation der Wälder durch den Holzkohlebedarf der aufkommenden Bergwerke, Stahl und Glashütten sowie in maritimen Staaten (England, Frankreich, Niederlande, in Spanien und Italien schon früher) durch den Schiffbau weiter vorangetrieben, so daß im 18. Jahrhundert, wenn nicht die Waldfläche so doch die Qualität und damit der Phytomassebestand, ihr Minimum erreichten (194,316). Der planmäßige Neuaufbau von Hochwäldern im modernen Sinne erfolgte dann während des 19. Jahrhunderts (120). Im 20. Jahr-

Übersicht 15: Schätzungen des nicht-fossilen Eintrags von CO<sub>2</sub> in die Atmosphäre aus <sup>13</sup>C-Daten

Autoren		Eintrag, 10 <sup>15</sup> g C und Zeitraum	
1	(283) Wagener, 1979	208 3,3	zwischen 1860 und 1975 pro Jahr (1975)
2	(263) Stuiver, 1978	120 0	zwischen 1850 und 1950 pro Jahr (1975)
3	(305) Wilson, 1978 <sup>a)</sup>	110	zwischen 1860 und 1890
4	(93) Freyer, 1978 <sup>b)</sup>	70 3±2	zwischen 1860 und 1974 pro Jahr (ca. 1976)

a)Werte für die Gegenwart nicht untersucht. b)Mit Vorbehalten, vgl. (94)

hundert wurde diese Neuaufbau durch die Vorbereitungen, Ein- und Folgewirkungen zweier Weltkriege, insbesondere die begleitende Brennstoffknappheit, empfindlich gestört.

In Skandinavien, insbesondere in Schweden, verlief die Entwicklung im wesentlichen ähnlich, jedoch zeitlich verzögert. Der Tiefpunkt des Zustands der Wälder lag erst Anfang des 20. Jahrhunderts, seitdem nehmen sie stark an Phytomasse zu (135). Nur Finnland nimmt infolge seiner hochentwickelten Holzindustrie eine Sonderstellung ein.

Für die Sowjetunion ist ein Gesamtbild infolge der Größe des Landes und der Heterogenität seiner Wälder schwer zu erstellen. Infolge Transportschwierigkeiten erfolgt die Holzversorgung noch heute überwiegend aus dem europäischen Teil, dessen Wälder als stark übernutzt angesehen werden (180).

In Ostasien lief die Entwicklung in einzelnen Ländern unterschiedlich ab. Während sich in Japan bis heute trotz der hohen Bevölkerungsdichte ein hoher Waldanteil halten konnte, ist China schon seit Jahrtausenden kontinuierlich entwaldet worden. Die Waldzerstörungen dauerten dort bis in die 50er Jahre des 20. Jahrhunderts an. Seitdem wird von einer Schonung der verbliebenen Bestände und umfangreichen Aufforstungen berichtet (39, nach Persson). Nord- und Südkorea sind sehr walddreich, die Bestände litten jedoch unter dem Krieg 1952/53. Die Wälder im sowjetischen Teil Ostasiens werden bis heute nicht sehr intensiv genutzt.

Über die Entwicklung der Waldbestände Nordamerikas, insbesondere der USA, liegen detailliertere Informationen vor (66,67,259). Im 19. und beginnenden 20. Jahrhundert wurde dort mit den forstlichen Ressourcen in überaus verschwenderischer Weise umgegangen. Auf die Periode umfangreicher Waldrodungen zur Gewinnung von Ackerfläche in den östlichen Landesteilen folgte eine Plünderung der Holzvorräte als Bau- und Brennmaterial für die waldarmen Prairiegebiete des mittleren Westens, unter der vor allem die Staaten im Gebiet der großen Seen zu leiden hatten (125). Holz spielte auch als industrieller Rohstoff und Energiequelle eine größere Rolle als in Europa, und seine Ablösung durch die Kohle erfolgte dort später (29). Die letzte Welle der Waldzerstörung erfolgte Anfangs des 20. Jahrhunderts in den nordwestlichen Gebirgsstaaten, von denen aus u. a. Californien beliefert wurde.

Die nachlassende Bedeutung des Rohstoffs Holz und politische Maßnahmen wie der Aufbau eines Systems bundeseigener Forste ("National Forests", vgl. 66) führten nach dem ersten Weltkrieg zu einer Wende. Nachwirkungen u. a. in Gestalt katastrophaler Waldbrände waren jedoch bis zum zweiten Weltkrieg zu spüren (308). Um 1940 war die Erholung so weit gediehen, daß der Holzaufwuchs erstmals größer als die Entnahme war, der stehende Holzvorrat somit wieder wuchs. Dies Wachstum hat sich seit-

dem ständig beschleunigt und wird für ca. 1975 mit etwa 11·10<sup>9</sup> Kubikfuß (etwa 0,22·10<sup>9</sup> m<sup>3</sup>) angegeben (67, Fig. 4 u. 5). Interessanterweise übertrifft dies Wachstum regelmäßig alle Prognosen, welche in der Vergangenheit in gewissen Zeitabständen gegeben wurden.

Es steht außer Zweifel, daß die Wälder der USA, welche je nach geographischer Abgrenzung der gemäßigten Zone 30-40% der Fläche dieser Wälder der Erde ausmachen, derzeit eine Senke für atmosphärisches CO<sub>2</sub> sind. Inwieweit dies auch für die Bestände in Europa, Asien, sowie auf der Südhälfte zutrifft, ist weniger leicht zu entscheiden, die Entwicklung dürfte regional stark unterschiedlich ablaufen. Während auf der Südhälfte, insbesondere im südlichen Südamerika, ähnlicher Raubbau wie in den Tropen betrieben wird, ähnelt die Funktion der schwedischen Wälder derjenigen der USA, sie haben seit etwa 1920 um 40% an Holzvorrat zugenommen (135). Da der Wiederaufbau der Forsten im restlichen Europa oft schon vor über 150 Jahren begann, könnte er inzwischen soweit ausgeklungen sein, daß nur noch unbedeutende Nettozunahmen an C erfolgen. Jedoch können die maßgeblichen Zeitkonstanten groß sein, außerdem ist die scharfe Unterbrechung des Trends durch Kriege im 20. Jahrhundert zu beachten.

#### 5.222 Versuch einer Quantifizierung

Versuche zur Quantifizierung der Senkenintensität aus statistischen Daten stoßen auf große Schwierigkeiten und können heute nicht mehr als einen vorläufigen Eindruck der Größenordnung vermitteln. Zu dem notorischen Problem aller statistischen Analysen, aus einem begrenzten Stichprobenmaterial auf große Flächen extrapolieren zu müssen, tritt hier die spezifische Schwierigkeit, daß sich das für die Forstwirtschaft erhobene statistische Datenmaterial meist nur auf den Aufwuchs wirtschaftlich verwertbaren Holzes bezieht und damit nur einen begrenzten, stark variablen und oft nur kleinen Teil des insgesamt akkumulierten organischen Kohlenstoffs erfaßt.

Die Netto-Akkumulation von C in forstlich bewirtschafteten Systemen umfaßt vier Fraktionen: (1) Holz, welches geerntet und zu langlebigen Produkten verarbeitet wird, welche im Referenzzeitraum nicht oxidiert werden; (2) Holz, welches im Bestand produziert aber nicht geerntet wird; (3) alle wirtschaftlich nicht verwertbare Phytomasse wie Wurzeln, Rinde, Äste etc., welche im Referenzzeitraum gebildet, aber nicht oxidiert wird und (4) eine evtl. Akkumulation an Streu und Humus.

Die Tabelle 10 zeigt den Versuch, die Netto-Akkumulation von C in den Wäldern der gemäßigten Zone der Nordhälfte großordnungsmäßig zu

Tabelle 10: Schätzung des gegenwärtigen jährlichen Netto-Transfers von C aus der Atmosphäre in die Wälder der gemäßigten Zone der Nordhalbkugel

		Europa <sup>a)</sup>	USA	China	USSR	Japan, Korea	N- Halbkugel	
1	Waldfläche	$10^9 \text{ m}^2$	901,2 <sup>b)</sup>	3 050,0 <sup>c)</sup>	1 180,0 <sup>b)</sup>	1 750,0 <sup>d)</sup>	412,9 <sup>b)</sup>	7 294,1
2	Holz-Produktions-	$\text{g/m}^2 \cdot \text{a C}$	125,0 <sup>b)</sup>	83,0 <sup>c)</sup>	200,0	80,0	135,0	109,0
3	potential	$10^{12} \text{ g/a C}$	112,7	253,1	236,0	140,0	55,7	797,5
4	Tatsächlicher	% des Pot.	90	66	90	30 <sup>f)</sup>	90	71,8
5	gegenwärtiger	$\text{g/m}^2 \cdot \text{a}$	112,5	54,4	180	24,0	121,5	78,3
6	Holzzuwachs	$10^{12} \text{ g/a}$	101,4	165,0 <sup>e)</sup>	212,4	42,0	50,2	571,0
7	Holzernte <sup>g)</sup>	$10^6 \text{ m}^3$ Nadelh.	110,7	270,3	86,1	-	29,5	496,6
8		$10^6 \text{ m}^3$ Laubh.	90,8	90,1	102,2	64,0	21,3	368,4
9		$\text{g/m}^2 \cdot \text{a}$	56,6	25,9	41,7	11,5	30,7	29,1
10		$10^{12} \text{ g/a}$	51,0	79,1 <sup>h)</sup>	49,2	20,1	12,7	212,1
11	Nicht geernteter Holz-	$\text{g/m}^2 \cdot \text{a}$	50,3	25,3	124,5	13,9	81,7	44,3
12	zuwachs (5; 6 - 9; 10) <sup>j)</sup>	$10^{12} \text{ g/a}$	45,4	77,3	146,9	24,3	33,8	323,0
13	Brennholzernte <sup>k)</sup>	$\text{g/m}^2 \cdot \text{a}$	11,3	1,6	34,8	5,4	5,0	8,8
14		$10^{12} \text{ g/a}$	10,2	3,2	37,5	9,4	2,1	62,4
15	Dauerhafte Holzprodukte	$\text{g/m}^2 \cdot \text{a}$	22,6	12,4	5,0	3,1	12,8	10,3
16	(50% von 9; 10-13; 14)	$10^{12} \text{ g/a}$	20,4	38,4	5,9	5,4	5,3	74,9
17	Zuwachs an Ästen, Rinde,	$\text{g/m}^2 \cdot \text{a}$	15,1	25,3	37,3	4,2	24,6	20,9
18	Wurzeln etc. (30% von 11; 12)	$10^{12} \text{ g/a}$	13,6	77,3 <sup>l)</sup>	44,1	7,3	10,1	152,4
19	Akkumulation von Streu	$\text{g/m}^2 \cdot \text{a}$	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0	25,0
20	und Humus (Schätzwert)	$10^{12} \text{ g/a}$	22,5	76,3	29,5	43,8	10,3	182,4
21	Gesamte Akkumulation von C	$\text{g/m}^2 \cdot \text{a}$	113,1	88,3	191,9	46,2	144,1	100,5
22	( $\Sigma$ 11; 12/15; 16/17; 18/19; 20)	$10^{12} \text{ g/a}$	101,9	269,3	226,4	80,8	59,5	732,7

a) Ohne USSR, Schweden, Norwegen und Finnland. b) Berechnet nach (306). c) Nach (259). d) Nur Laubhölzer; entspricht nur ungenau der Waldfläche im gemäßigten Teil der USSR, da dort auch Nadelhölzer vorhanden sind, auch etwas Laubhölzer (Birken) in der borealen Zone. e) Berechnet nach (67), geschätztes spezifisches Gewicht (Mittel aus Laub- und Nadelholz) von 0,5. f) Niedrige Schätzung infolge hohen Anteils alter Bestände in wenig erschlossenen Gebieten (Ostasien). g) Nach (321), außer für USA. h) Berechnet nach (67), Aufteilung in Laub- und Nadelholz wie bei (259). j) Abzüglich 10% für natürliche Oxidation während der Wachstumszeit. k) Berechnet nach (49). l) 100% statt 30% addiert wegen sehr hohen Anteils wachsender Bestände (vgl. (67)). Alle Werte in g C.

erfassen. Die Quellen und Berechnungsgrundlagen sind in den Erläuterungen gekennzeichnet. Die Zeilen 2 und 3 enthalten Angaben über das Produktionspotential an Holz, für welches nur bezüglich Europa und der USA genaue Daten vorliegen. Das Potential der USSR wurde infolge der weithin herrschenden klimatischen Ungunst gegenüber Europa verringert, wohingegen es für Ostasien höher angenommen wurde, insbesondere für China mit wärmetemperten und produktiven Aufforstungen und Wäldern. Welcher Teil des Produktionspotentials realisiert ist, hängt u. a. von der forstlichen Bewirtschaftungsweise ab. Für Europa und Asien wurden hohe Werte angesetzt, während es in der USSR infolge des hohen Alters wenig erschlossener Bestände niedriger sein dürfte. Die Erntemenge an Holz ergibt sich aus relativ verlässlichen Statistiken (Zeilen 7-10). Aus ihr läßt sich auf das ebenfalls aufgewachsene aber nicht geerntete Holz durch Subtraktion von Zeile 4-6 schließen. Der Brennholzverbrauch ist ebenfalls statistisch, wenn auch wohl nur ungenau, dokumentiert (Zeilen 13-14). Flächendeckende Angaben über die Akkumulation von Streu und Humus fehlen ganz. In der Tabelle 10 wurde weltweit ein Betrag von  $25 \text{ g/m}^2 \cdot \text{a}$  C geschätzt. Dieser Wert liegt unter den Ergebnissen der meisten Einzelerhebungen in der Übersicht 6 und berücksichtigt daher, daß Streu und Humus periodisch zersetzt werden, sowie daß auf vielen Flächen auch gar keine Akkumulation stattfinden mag.

Der für langlebige Produkte verwendete Anteil des geernteten Holzes wurde geschätzt, indem von der Holzernte (Zeilen 7-10) zuerst der Brennholzanteil (13-14) subtrahiert und vom Rest 50% angesetzt wurde. Dieser Wert zusammen mit dem nicht geernteten Holz (11-12), der wachsenden und nicht nutzbaren Phytomasse (geschätzt als 30% des nicht geernteten Holzes, 17-18) und der Akkumulation von Streu und Humus ergibt die gesamte Senkenintensität der Wälder. Sie beträgt nach der Ta-

belle 10 etwa  $0,27 \cdot 10^{15} \text{ g C}$  für die USA und  $0,73 \cdot 10^{15} \text{ g C}$  für die gesamte Nordhalbkugel. Infolge des besseren Datenmaterials ist der erste Wert verlässlicher als der zweite. Insbesondere bezüglich der USSR und Chinas mag die errechnete Akkumulation übertrieben sein. Trotz ihrer Unzulänglichkeit erlaubt die Tabelle 10 u.E. den Schluß, daß die gegenwärtige Senkenintensität der Wälder der gemäßigten Zone der Erde bei  $0,4$  bis  $1 \cdot 10^{15} \text{ g/a C}$  liegt - mit höherer Wahrscheinlichkeit im unteren Bereich des Intervalls. Bei diesem Wachstum mag eine durch den steigenden atmosphärischen  $\text{CO}_2$ -Gehalt hervorgerufene Stimulierung der Photosynthese eine Rolle spielen. Die Hauptursachen sind jedoch Erholung vormals degradierteter Bestände, nachlassende Nutzungsintensität, Übergang zu rationelleren forstlichen Methoden und Aufforstungen.

## 6. Diskussion und Folgerungen

In den Übersichten 16 und 17 sind die Ergebnisse der Literaturrecherchen bzw. der eigenen Berechnungen der obigen Abschnitte zusammengefaßt. Zunächst ordnet die Übersicht 16 die Ergebnisse nach Methoden, mit denen sie gewonnen wurden und zeigt stichwortartig die Vor- und Nachteile auf, soweit diese auf die Zuverlässigkeit der Ergebnisse zurückwirken.

In der Übersicht 17 wird versucht, eine Synthese aus den häufig kontroversen Einzelergebnissen zu erstellen. In den Zeilen sind alle nach heutiger Kenntnis relevanten natürlichen und anthropogenen Prozesse ausgewiesen, welche sich auf die atmosphärische C-Bilanz aus-

Übersicht 16: Methoden zur Abschätzung von anthropogenen Nettotransfers zwischen Atmosphäre und Landökosystemen und bisherige Ergebnisse

1	Methode	Vor- und Nachteile, Zuverlässigkeit	Ergebnisse: Nettogewinne oder -verluste der Landökosysteme, $10^{15}$ g C <sup>a)</sup>
1	Auswertung demographischer, ökonomischer, ökologischer und anderer Gegenwartsdaten	Sehr große Fehlerquellen, teilweise kompensierbar durch vorsichtige Annahmen und gegenseitige Kontrolle unabhängig voneinander gewonnener Daten	<p>Heutige jährliche Verluste in den Tropen durch Vegetations- und Humuserstörung -1,3 bis 2,3<sup>b)</sup></p> <p>Heutige jährliche Gewinne der Vegetation in Wäldern der gemäßigten Zone +0,4 bis 1,0<sup>b)</sup></p> <p>Aufnahme durch natürliche Senken 0 bis +1,0<sup>b)</sup></p> <p>Aufnahme der Vegetation durch CO<sub>2</sub>-Zunahme in der Atmosphäre 0 bis +1,0(?)</p>
2	Fernerkundung	Potentiell sehr aufschlußreich, bisher aber noch zu wenige Ergebnisse, daher fragwürdige Extrapolationen erforderlich	Heutige jährliche Verluste in den Tropen durch Waldrodung -1,6 <sup>b)</sup>
3	Auswertung langfristiger historischer Entwicklungen	Recht überzeugende Darstellung langfristiger Trends, problematische Umrechnung auf Gegenwartsdaten. Keine direkte Kontrollmöglichkeit für Ergebnisse. Bei vorsichtiger Interpretation wertvoll	<p>Kumulative Verluste an Phytomasse und Humus seit Vorgeschichte, gesamte Erde ca. -450<sup>b)</sup></p> <p>dto. nur Tropen ca. -250<sup>b)</sup></p> <p>daraus berechnete heutige jährliche Verluste in den Tropen -1,8 bis 4<sup>b)</sup></p>
4	<sup>13</sup> C-Jahresringanalysen	Bei Ausschaltung methodischer Fehlerquellen und Kopplung mit Atmosphäre-Ozean-Modell sehr gute Rekonstruktion langfristiger historischer Trends. Problematische Umrechnung auf Gegenwartsdaten, nur globale Nettoeffekte feststellbar, keine regionale Aufgliederung möglich. Bisher begrenzte Zahl von Meßdaten	Kumulative Verluste an Phytomasse und Humus 1860 bis (1890-1970) <sup>c)</sup> , vermutlich größtenteils oder ganz in Außertropen - 70 bis - 208 <sup>d)</sup>
5	Atmosphäre-Ozean-Austauschmodelle	Keine Rekonstruktion historischer Trends möglich. Nur globale Nettoeffekte feststellbar. Sehr gut begründete, gegenwärtig nicht zu widerlegende Werte für die heutige jährliche CO <sub>2</sub> -Bilanz der Atmosphäre	Heutiger jährlicher Saldo aus allen Quellen und Senken außer fossilen Brennstoffen und Ozeanen (= Netto-Bilanz der Landökosysteme einschließlich hypothetischer "verborgener Senken") 0 bis +0,9 <sup>e)</sup>

a) Positives Vorzeichen: Gewinne der Landökosysteme aus der Atmosphäre, negatives Vorzeichen: Verluste der Landökosysteme oder Fluß in die Atmosphäre, zusätzlich zu fossilen Brennstoffen. b) In dieser Studie berechnete Werte.

c) Unterschiedliche Zeiträume bei den einzelnen Autoren. d) Nach (93), (263), (283) und (305), vgl. Übersicht 15.

e) Nach (18), (56), (172), (200) u. a., vgl. Abschnitt 4.5.

wirken. Die Reihenfolge von oben nach unten entspricht dem Grad der Zuverlässigkeit der heutigen Kenntnisse über den Größenumfang der Prozesse. Oben befinden sich die gut untersuchten, unten die mangelhaft bekannten und hypothetischen Prozesse. Die linke Spalte zeigt die Spannweite für die Größenordnung der Netto-Transfers, wie sie durch die jeweils herangezogene Methode ermittelt wurde. Die mittlere Spalte gibt den auf Grund der jeweils angewandten Schätzmethode oder -methodenkombination folgenden wahrscheinlichsten Wert für einen Netto-Transfer an. Diese Werte sind unabhängig voneinander ermittelt, was bei den bekannten Dissenzen zwischen den Methoden dazu führt, daß die Saldierungszeile nicht Null ergibt. In der rechten Spalte sind dann unter Würdigung aller Umstände, insbesondere der Zuverlässigkeit der jeweils angewandten Methode, die "wahrscheinlichsten" Werte so korrigiert worden, daß sich alle Quellen und Senken (einschließlich des atmosphärischen Anstiegs) ausgleichen.

Zunächst zur Reihenfolge der Prozesse und zu den Werten in der linken und mittleren Spalte: Obwohl der jährliche atmosphärische Anstieg nur an wenigen Stellen der Erde gemessen wird, besteht über seine Größe kein Zweifel. Infolge der aus hypothetischen Ursachen (15,16) jährlich stark schwankenden "airborne fraction" (vgl. Tabelle 1) weichen die jährlichen Anstiege zwar erheblich von  $2,8 \cdot 10^{15}$  g C (oder dem entsprechenden Trendwert für ein anderes Jahr) ab. Leitet man jedoch einen Wert aus dem langjährigen Trend ab, so steht dieser an der Spitze der Zuverlässigkeitsskala. Beim Eintrag von industriellem CO<sub>2</sub> durch fossile Brennstoffe sind zwar Ermittlungsfehler möglich, u. a. aus der Unzuverlässigkeit von Daten selbst über größere Länder (China) sowie aus Differenzen zwischen Produktion und Verbrauch (Lagerhaltung). Diese dürften jedoch nur wenige Prozent des hier angegebenen Wertes ausmachen.

Unter den nicht direkt gemessenen sondern durch Modelle berechneten Werten steht die Ableitung in den Ozean durch anorganische Prozesse (ohne Carbonatlösung) hinsichtlich der Zuverlässigkeit eindeutig an erster Stelle. Wie in Abschnitt 4.5 ausgeführt, sind trotz gewisser Ansatzpunkte zur Einzelkritik Atmosphäre-Ozean-Austauschmodelle methodisch überzeugender als alle konkurrierenden Ansätze. Die hier angegebene Spannweite reflektiert die Ergebnisse unterschiedlicher Modellansätze - geringe Werte für 2B-Modelle und die höchsten für das BD-Modell. Da letzteres vorzuziehen ist (vgl. Abschnitt 4.5), wurden seine Ergebnisse für den wahrscheinlichsten Wert herangezogen. Der Wert von  $1,87 \cdot 10^{15}$  g/a ergibt sich aus der von den Autoren als am wahrscheinlichsten angesehenen Aufteilung des fossilen C zwischen Atmosphäre, Ozean und Landökosystemen von 56:37:7.

In der Rangfolge der Verlässlichkeit folgt die Schätzung für die Netto-Verluste von C in tropischen Landökosystemen, obwohl sie teilweise mit wenig zuverlässigen Methoden ermittelt wurde. Das hohe Vertrauen in die angegebene Spannweite - nicht in einen einzelnen Wert - rechtfertigt sich zum einen daraus, daß sie unabhängig voneinander mit mehreren, wenn auch einzeln weniger überzeugenden Methoden, ermittelt worden ist. Zum anderen ist die erdrückende Fülle von Indizien maßgebend, welche fast keine andere Deutung zulassen als die, daß die niederen Breiten gegenwärtig unter dem destruktiven Einfluß des Menschen große Mengen an C an die Atmosphäre verlieren. Der wahrscheinlichste Wert wird zunächst etwa als Mittelwert der Spannweite festgesetzt.

Die Zunahme der Phytomasse unangewachsener Wälder in der gemäßigten Zone ist für einen bedeutenden Teil dieser Wälder (in den USA) erwiesen und den Rest wahrscheinlich, so daß allenfalls die Höhe des Netto-Transfers zur Debatte steht. Der wahrscheinlichste Wert wird hier zunächst als nahe der Untergrenze angenommen.

Natürliche Senken lassen sich schlecht quantifizieren und können daher eine große Spannweite von Werten annehmen. Der hier zunächst unterstellte wahrscheinlichste Wert bezieht sich auf die Akkumulation von Torf und Humus in Mineralböden in den hohen Breiten der Nordhalbkugel. Ein geringer Betrag entfällt auch auf Flüsse, welche terrestrischen Humus ins Meer transportieren, wo er in marine Sedimente eingelagert wird.

Zunahmen der Landvegetation auf Grund  $\text{CO}_2$ -stimulierter höherer NPP lassen sich gegenwärtig überhaupt nicht quantifizieren und können jeden positiven Wert zwischen Null und weit über  $1 \cdot 10^{15}$  g/a C annehmen.

Die "sonstigen Senken" umfassen im wesentlichen hypothetische Netto-Transfers in den Ozean über die von Austauschmodellen bisher erfaßten Prozesse hinaus, also durch organischen Kohlenstoff, durch Lösung von Carbonaten etc. Wegen ihres hypothetischen Charakters lassen sich keine Quantifizierungen vornehmen.

Die Zeile "Saldo" zeigt bezüglich der ersten beiden Spalten zweierlei: Zum einen überlappen sich die bisher geschätzten Spannweiten so weit,

Übersicht 17: Mögliche C-Bilanz der Atmosphäre unter Einschluß von Transfers zu Landökosystemen

Prozeß	Netto-Transfers, $10^{15}$ g/a C, ca. 1978		
	unabhängig ermittelt nach Methoden in Übersicht 16		Wahrscheinlichster Wert nach Vergleich und Revision der un- abhängig ermittelten Werte
	Spannweite	Wahrscheinlichster Wert	
1 Anstieg in der Atmosphäre	-2,8 <sup>a)</sup>	-2,8	-2,8
2 Fossile Brennstoffe	+5,0	+5,0	+5,0
3 Ableitung in das $\text{CO}_3^{--}/\text{HCO}_3^-$ - System des Ozeans	-1,3 bis -2,0	-1,9 <sup>b)</sup>	-2,0
4 Vegetations- und Bodenzerstörung in den niederen Breiten	+1,3 bis +4,0	+2,5	+1,8
5 Phytomassezunahme unangewachsener Wälder in der gemäßigten Zone	-0,4 bis -1,0	-0,5	-0,7
6 Natürliche Senken: Akkumulation in Torf, Humus, organischen Sedimenten, Carbonatlösung in Böden etc. (einschl. "P-matching") (56)	0 bis -1,0	-0,3	-0,5
7 $\text{CO}_2$ -stimulierte Photosynthesezunahme	0 bis ?	-0,3(?)	-0,8
8 Hypothetische Senken (Carbonatlösung im Ozean, organ. C im Ozean etc.)	?	?	0
9 Saldo	-0,5 bis +4,5	+1,7	0

a) Positives Vorzeichen: Gewinne der Atmosphäre, negatives Vorzeichen: Verluste der Atmosphäre. Anstieg in der Atmosphäre negativ gezählt, um Bilanz zu schließen. b) Genau -1,87 bei 60:40-Aufteilung zwischen Atmosphäre und Ozean im Box-Diffusions-Modell, vgl. (56), (200), (249).

daß Kombinationen mit einem Saldo von Null denkbar sind. Kombiniert man die jeweils niedrigsten Schätzungen für Gewinne der Atmosphäre mit den jeweils höchsten Werten für ihre Verluste, so ergibt sich sogar ein negativer Saldo. Zum anderen zeigt sich, daß bei einer Kombination der in den unabhängigen Schätzungen jeweils für am wahrscheinlichsten gehaltenen Werte ein starker positiver Saldo von  $+1,7 \cdot 10^{15}$  g/a C zurückbleibt – eben jener Überschuß, welcher zu den Spekulationen über die "verborgene Senke" Anlaß gibt. Nach den in dieser Studie unabhängig geschätzten Werten für alle Netto-Transfers ist es zwar unwahrscheinlich, aber nicht unmöglich, einen Saldo von Null zu erhalten. Eine "verborgene Senke" zu postulieren ist daher naheliegend, aber nicht zwingend notwendig.

In der rechten Spalte der Übersicht 16 wurden die Werte der mittleren Spalte so modifiziert, daß sich ein Saldo von Null ergibt. Hier ist nicht der nach Maßgabe der jeweiligen Schätzmethode und damit in partieller Sicht wahrscheinlichste, sondern der unter Würdigung aller Faktoren wahrscheinlichste Wert angegeben. Die Werte der mittleren Spalte wurden umso stärker modifiziert, je unsicherer die Methode ist, mit welcher sie ursprünglich ermittelt wurden. Folglich wurde umso weniger verändert, je zuverlässiger der ursprüngliche Wert ist. Selbstverständlich spielt bei dieser Anpassungsmethode subjektives Ermessen eine große Rolle.

Die Werte für den Anstieg in der Atmosphäre und für die Verbrennung fossiler Brennstoffe können, da sie auf gesicherten Angaben beruhen, nicht modifiziert werden. Hinsichtlich der Ableitung in den Ozean wurde die höchste, mit Modellen gerade noch kompatible, Rate angenommen. Der Wert von  $2 \cdot 10^{15}$  g/a C ergibt sich bei einem atmosphärischen Anstieg von  $2,8 \cdot 10^{15}$  g/a C daraus, daß ein anthropogener Überschuß zwischen Atmosphäre und Ozean im Verhältnis 58:42 aufgeteilt wird.

Hinsichtlich der Vegetations- und Bodenzerstörungen in den niederen Breiten hätte zwar eine so niedrige Ziffer wie  $1,3 \cdot 10^{15}$  g/a C gewählt werden können. Jedoch rechtfertigte sich die Berücksichtigung eines so unwahrscheinlich niedrigen Extremwertes nach den Ausführungen in den Abschnitten 3.23 und 5.1 nur dann, wenn nach Maßgabe aller anderen Bestimmungsgrößen keine andere Wahl bestünde. Die Werte der folgenden drei Reihen sind jedoch so unsicher, daß es vernünftiger erscheint, dort größere Zugeständnisse zu machen. Für die Vegetations- und Bodenzerstörungen in den niederen Breiten wird daher ein Wert von  $1,8 \cdot 10^{15}$  g/a C geschätzt. Dies entspricht genau dem Mittelwert aus der Bandbreite, welche sich aus der Auswertung sozio-ökonomischer Daten ergibt, liegt leicht über der Extrapolation aus den wenigen Ergebnissen der Fernerkundung und liegt an der unteren Schätzung aus der Interpretation der langfristigen Vegetationsgeschichte unter dem Einfluß des Menschen.

Saldiert man die rechte Spalte bis hierher, so verbleibt ein Überschuß von genau  $2 \cdot 10^{15}$  g/a C. Gibt es keine "verborgenen Senken", so muß er durch die Prozesse in den folgenden drei Reihen aufgenommen werden (sukzessionelle Phytomassezunahme unausgewachsener Wälder, natürliche Senken und  $\text{CO}_2$ -stimulierte Photosyntheszunahme). Es sind keine gesicherten Tatsachen bekannt, nach denen diese drei Prozesse zusammen nicht so viel aufnehmen können. Da alle drei gegenwärtig kaum zu quantifizieren sind, ist die Aufteilung des Überschusses im Einzelnen recht willkürlich. Am besten begründet erscheint es, wenn, wie in der Übersicht 17, natürliche Senken etwa 25% aufnehmen, und die verbleibenden 75% zu etwa gleichen Teilen durch sukzessionelle Phytomassezunahme und  $\text{CO}_2$ -stimulierte, höhere Photosynthese aufgenommen werden. Die natürlichen Senken umfassen auch die Sedimentation organischen Materials in Gewässern, obwohl diese durch P-Düngung, also durch einen anthropogenen Einfluß, gefördert wird. Eine strenge Trennung der Phytomassezunahme in Wäldern der gemäßigten Zone auf Grund schwächerer oder rationellerer Nutzung sowie auf Grund von  $\text{CO}_2$ -Stimulation ist kaum möglich, da beide Prozesse zusammenwirken.

Die hier unterstellte Aufnahmekapazität der natürlichen und anthropogenen terrestrischen Senken ist im Vergleich mit anderen Schätzungen recht hoch. Stünde man nicht vor dem Problem, die globale  $\text{CO}_2$ -Bilanz zu schließen, so würde man sie, allein ökologisch betrachtet, geringer einschät-

zen. Akzeptiert man aber signifikante Netto-Verluste von C aus tropischen Ökosystemen, besitzt man keine stichhaltigen Argumente gegen die Gültigkeit der Atmosphäre-Ozean-Austauschmodelle und hält man die Suche nach "verborgenen Senken" für wenig aussichtsreich, so verbleibt keine andere Wahl als eine hohe Aufnahmekapazität anzunehmen. Stichhaltige Gründe dagegen gibt es, wie erwähnt, nicht.

Die in der Übersicht 17 dargestellte  $\text{CO}_2$ -Bilanz der Atmosphäre erhebt nicht den Anspruch, die einzig mögliche zu sein. Jederzeit können neue Erkenntnisse das Bild stark wandeln. Bei ihr handelt es sich vielmehr um den Versuch, durch sorgfältige Abwägung die Widersprüche zu a 1 l e n relevanten Daten und Theorien zu minimieren. Diese u.E. beim heutigen Informationsstand am besten begründbare Sicht des globalen C-Kreislaufes läßt sich abschließend stichwortartig wie folgt zusammenfassen:

1. Die traditionelle Auffassung, wonach die Verbrennung fossilen Kohlenstoffs der einzige anthropogene Netto-Transfer von C in die Atmosphäre ist, ist nicht haltbar. Landökosysteme sind unter menschlichem Einfluß nicht nur potentielle Quellen und Senken für atmosphärisches  $\text{CO}_2$ , sondern üben gegenwärtig auch real bedeutende Einflüsse auf das atmosphärische Budget aus.
2. Die Annahme eines Netto-Flusses von C aus tropischen Landökosystemen als Folge destruktiver menschlicher Tätigkeiten ist hinreichend gesichert.
3. Bei maßvoller Schätzung der Quellenintensität in tropischen Landökosystemen lassen sich die anfallenden Mengen so auf alternative Senken verteilen, daß keine Widersprüche zu gesichertem ökologischen Wissen, zu atmosphärischen und ozeanographischen Meßdaten und insbesondere zu den Hauptaussagen anerkannter Atmosphäre-Ozean-Austauschmodelle auftreten. Die alternativen Senken sind die Massenzunahme von Wäldern in der gemäßigten Zone nach vorheriger Degradation, natürliche Senken in Böden und Flachwasserseimenten sowie eine geringe Reaktion der Landvegetation auf steigende atmosphärische  $\text{CO}_2$ -Werte.
4. Aus dem Einbezug tropischer Ökosysteme in den Zusammenhang ergibt sich zwar zunächst die Annahme, daß entweder die Atmosphäre-Ozean-Austauschmodelle unrealistisch seien oder daß noch unbekannte "verborgene Senken" postuliert werden müßten. Ein zwingender Grund zu beiden Annahmen besteht jedoch nicht. Das bisherige Ergebnis der in diesem Bericht behandelten Kontroverse ist daher nicht eine radikale Revision bestehender Auffassungen, sondern die Erkenntnis, daß die Einwirkungen des Menschen auf den globalen C-Kreislauf komplexer sind als früher angenommen.

## 7. Forschungsempfehlungen

Aus den bisherigen Ergebnissen folgen unmittelbar einige Empfehlungen für die weitere Forschung.

Infolge der hohen Kosten vieler Forschungsaktivitäten muß der Kooperation auf nationaler, internationaler und weltweiter Ebene grundsätzlich hohe Priorität eingeräumt werden. Voneinander isolierte Tätigkeiten und Doppelarbeit sind zu vermeiden. Daher brauchen Anstrengungen zur Forschungsförderung nicht immer darauf abzielen, neue Projekte zu entwickeln, sondern in vielen Fällen genügt eine engere Zusammenarbeit mit bereits bestehenden Vorhaben. Die Präsenz der Bundesrepublik Deutschland in wissenschaftlichen Organisationen und internationalen Forschungsprojekten kann durchaus verstärkt werden. Eine Abstimmung mit Forschungsplänen anderer Länder (z. B. 323) ist unerlässlich. Das vorliegende Problem bietet nicht zuletzt eine gute Gelegenheit, Kontakte mit Wissenschaftlern der Dritten Welt zu intensivieren und dazu beizutragen, das dort infolge fehlender Arbeitsmöglichkeiten häufig brachliegende Forschungspotential zu aktivieren.

Grundsätzlich müssen knappe Forschungsmittel unter dem Gesichtspunkt ihrer größtmöglichen Effizienz eingesetzt werden. Aufwendige Projekte sind daher nur dann zu fördern, wenn sie besonders wichtige Resultate in Aussicht stellen. Umgekehrt ist jedoch die Förderung und Durchführung von Vorhaben mit nur begrenzter Reichweite gerechtfertigt, wenn diese relativ unaufwendig sind. Dies gilt z. B. für Literaturrecherchen, bei denen kaum Sachmittel anfallen.

Die Forschung sollte sich in den kommenden Jahren auf die folgenden Punkte konzentrieren: (1) Datenbasis über C-Gehalte und -Flüsse in Landökosystemen, (2) Menschlicher Einfluß auf tropische Ökosysteme, (3) Reaktion der Vegetation auf erhöhtes atmosphärisches CO<sub>2</sub>-Niveau, (4) C-Bilanz der Wälder in der gemäßigten Zone, (5) Sensitivitätsuntersuchungen für unterschiedliche Annahmen über das Verhalten von Landökosystemen und (6) Sonstiges.

#### (1) Datenmaterial über C-Gehalte und -Flüsse von Landökosystemen

Hier bestehen die Aufgaben, sowohl neue Daten zu erheben - schwerpunktmäßig in Regionen mit bisher geringer Erhebungsdichte - als auch, die vorhandenen Daten besser zugänglich zu machen. Ist das in dieser Studie verarbeitete ökologische Datenmaterial zwar umfangreicher als in nicht wenigen anderen Arbeiten zur gleichen Fragestellung, so genügt es dennoch bei weitem nicht und stellt auch einen sehr kleinen - m.o.w. zufällig ausgewählten - Ausschnitt aus dem gesamten Material dar. Dieses ist in ökologischen Büchern und Zeitschriften in weltweitem Rahmen zerstreut.

Zwar wäre es verfehlt, in den Aufbau einer ökologischen Datensammlung zu hohe Erwartungen zu setzen. Wie in Abschnitt 4.1. begründet, kann auch eine aufwendigere Verarbeitung dieser Daten das vorliegende Problem nicht lösen. Dennoch dürfte ihre bessere Verfügbarkeit die künftige Arbeit wesentlich erleichtern. Daher wäre eine systematische Zusammenstellung eine wertvolle Arbeit. Sie wäre umso mehr gerechtfertigt, als kaum Sachkosten entstünden, sondern nur Kosten für Personal, welches keine herausragende Qualifikation aufzuweisen hätte (z. B. ökologische und bodenkundliche Examensabsolventen mit Sprach- und Bibliothekenkenntnissen). In einer Datenbank sollen alle erreichbaren Angaben über die Gehalte und Dynamik von Kohlenstoff in tropischen Böden, insbesondere unter menschlicher Beeinflussung, gesammelt und systematisch ausgewertet werden. In gleicher Weise sollen Daten über die C-Dynamik der Phytomasse tropischer und anderer Ökosysteme erfaßt werden. Eine geeignete Institution für diese und ähnliche Aktivitäten könnte das SCOPE Carbon Centre in Hamburg sein.

Neuerhebungen von Daten finden weltweit laufend statt. Die Bundesrepublik ist in einigen internationalen Projekten präsent (z. B. Man and the Biosphere, MAB), und deutsche Forschungsinstitute führen Arbeiten in den Tropen durch (Max-Planck-Institut für Limnologie in Plön, Lehrstuhl für Weltforstwirtschaft in Hamburg etc.). Inwieweit es gerechtfertigt wäre, neue Erhebungen allein im Hinblick auf die vorliegende Fragestellung durchzuführen, muß mit den betreffenden Fachleuten eingehend diskutiert werden. Größere ökologische Versuche wie die Inventur von Phytomasse in Wäldern können außerordentlich teuer sein. Können die hierfür verfügbaren Mittel nicht beliebig ausgeweitet werden, so muß ihr effektivster Einsatz sorgfältig geplant werden. Darüber hinaus wäre Feldarbeit in den Tropen dieser Art wohl dann am effizientesten, wenn sie so angelegt wäre, daß sie gleichzeitig der Kalibrierung von Fernerkundungsprogrammen ("ground truth") diene. Sinnvoll ist in jedem Falle, laufende bzw. ohnehin durchgeführte Feldversuche so zu modifizieren, daß das Problem der C-Bilanzierung mehr als bisher in den Vordergrund tritt. So sollte z. B. darauf hingewirkt werden, daß in bodenkundlichen Analysen der C-Gehalt immer in g/m<sup>2</sup> statt in Prozent organischer Substanz erhoben wird.

Unter Ökologen werden die Probleme des atmosphärischen C-Haushalts in der Regel erst seit jüngster Zeit diskutiert. Ein stärkeres Interesse ist hier zu fördern, und es sollte darauf hingewirkt werden, daß sich ökologische und biologische Forschungsinstitute mehr als bisher den vorliegenden Fragen widmen. Die dort durchgeführten Forschungsprogramme

sollten nach Möglichkeit so modifiziert werden, daß für Fragen der atmosphärischen C-Bilanz zumindest Nebenergebnisse anfallen. Dies sollte insbesondere bei der Bewilligungspraxis für öffentliche Forschungszuschüsse beachtet werden.

#### (2) Menschlicher Einfluß auf tropische Ökosysteme

Die überschlägigen Aussagen über die sozio-ökonomischen und demographischen Aspekte menschlicher Umwelterstörung in den Tropen in dieser Studie beruhen ebenso wie in den meisten anderen auf wenigen statistischen Daten und vielen Vermutungen. Diese Aspekte betreffen die menschliche Bevölkerung, ihre Zunahme, Landnutzungssysteme, forstliche Ressourcen etc. Selbst über die Tätigkeiten der jeweiligen Regierungen und großer Unternehmen in tropischen Ländern, z. B. Walddrogen großen Umfangs, muß in wissenschaftlichen Arbeiten häufig auf journalistische Quellen zurückgegriffen werden.

Die Schwierigkeiten, bessere Daten zu gewinnen, sind nicht zu verkennen. Jedoch müßte sich bei hinreichenden Anstrengungen die Datenlage wenigstens graduell verbessern lassen. In der weltweiten Literatur existiert eine detaillierte Erhebung der tropischen Forstressourcen (Waldflächen, Qualität, jährliche Einschläge etc.) nur für Afrika. Nach Aussagen des Autors (R. Persson, mdl.) wären Kenner tropischer Wälder wie auch er bereit, für andere Kontinente gleiche Untersuchungen durchzuführen, finden aber keine finanzielle Unterstützung. Infolge der schwierigen und mühevollen Informationsbeschaffung (Kontakte mit einheimischen Behörden auch unterer Ränge, Sprachkenntnisse, Fähigkeit zur Interpretation auch unsicherer Berichte) kommen nur erfahrene Experten in Frage.

Auch auf dem Gebiet der ländlichen Subsistenzwirtschaft in den Tropen, insbesondere der Landwechselwirtschaft ("shifting cultivation") existieren unzureichende Kenntnisse, dafür viele Vermutungen und gar Vorurteile. Sind auch seit Nye und Greenland (197) zahlreiche Mikrountersuchungen mit Fragestellungen bezüglich der Wiederherstellung der Bodenfruchtbarkeit durch Waldbrache und anderer bodenkundlicher Aspekte durchgeführt worden, so ist doch schlecht bekannt, wieviele Menschen auf der Erde solche Systeme praktizieren, mit welcher Geschwindigkeit sie sich ausbreiten, wie hoch die Flächenbedürfnisse bei unterschiedlichen Formen sind etc. Ob hier ein nationales Forschungsprojekt der Bundesrepublik sinnvoll wäre, erscheint fraglich. In Anbetracht der außerordentlichen Bedeutung des Problems sollte, etwa auf der Ebene der Vereinten Nationen (UNEP) oder im Rahmen von MAB (Man and the Biosphere) ein weltweites Forschungsprogramm über "Shifting Cultivation" in allen ihren Aspekten durchgeführt werden. Die Bundesrepublik sollte sich für seine Realisierung einsetzen und es finanziell fördern.

In diesem Zusammenhang muß auch die Fernerkundung erwähnt werden, obwohl sie auch die Punkte (1) und (4) betrifft. Selbst wenn einige in sie gelegentlich gesetzte Erwartungen nicht zu realisieren sind, ist sie ein so wertvolles Instrument, daß an ihrer Förderungswürdigkeit nicht zu zweifeln ist. Die Bundesrepublik kann ihre internationalen Aktivitäten, z.B. durch Nutzung von Landsat-Daten, welche jedermann zur Verfügung stehen, noch beträchtlich intensivieren. Fernerkundung ist nicht nur eine sehr erfolgreiche, sondern bei vielen Fragestellungen auch sehr billige Forschungsmethode.

Es ist darauf hinzuwirken, daß das in vielen tropischen Ländern vorhandene z. T. ältere Luftbildmaterial, welches größtenteils unter militärischer Geheimhaltung steht, für wissenschaftliche Zwecke zugänglich gemacht und so schnell wie möglich mit neueren Ergebnissen verglichen wird. Wie im Text ausgeführt, kann dies zu wesentlichen Erkenntnissen über mögliche Waldrückgänge während der letzten Jahrzehnte führen, selbst wenn das ältere Material von schlechter Qualität ist.

Die heute verfügbaren Möglichkeiten für großmaßstäbliche Aufnahmen (Satelliten, Flugzeuge) müssen intensiver als bisher genutzt werden. Zu prüfen ist die Möglichkeit einer weltweiten Überfliegung der Tropen mit SLAR (Side looking airborne radar) wie beim Projekt RADAM in Brasilien. Bei positiver Entscheidung sollte eine Befliegung so schnell wie

möglich und eine weitere im Abstand von etwa 10 Jahren erfolgen, um die Ergebnisse vergleichen zu können. Zu prüfen ist auch, ob sich stichprobenweise kleinmaßstäbliche Aufnahmen (1:5 000) lohnen, selbst wenn sie teuer sind. Sofern sichergestellt wäre, daß sich solche gründlichen Detaillierungen etwa von Regionen, in denen shifting cultivation betrieben wird, verallgemeinern ließen, könnte der finanzielle Aufwand, auch bei Wiederholungen, durchaus gerechtfertigt sein.

### (3) Reaktion der Pflanzendecke auf erhöhtes atmosphärisches CO<sub>2</sub>-Niveau

Forschungsschritte auf diesem Gebiet sind von so hoher Priorität, daß sie bei hinreichenden Erfolgsaussichten hohen Aufwand rechtfertigen. Bei allen laufenden und künftigen Labor- und anderen Versuchen sollten die Fragestellungen nach Möglichkeit so modifiziert werden, daß sie für das vorliegende Problem verwertbar sind. Es ist für die Allgemeinheit weit wichtiger zu wissen, wie die Landvegetation der Erde auf den künftigen CO<sub>2</sub>-Anstieg der Atmosphäre reagieren wird, als wie gewisse Nutzpflanzen auf künstlich erhöhte CO<sub>2</sub>-Gehalte in Gewächshäusern ansprechen. Pflanzenphysiologische Institute im deutschsprachigen Raum müssen intensiver auf das Problem und ihre möglichen Beiträge hingewiesen werden. Ebenso wie unter (1) müssen alle bekannten Tatsachen, insbesondere Ergebnisse von Experimenten und Modellrechnungen, systematisch erfaßt und ausgewertet werden.

In einer weiteren Recherche ist die umfangreiche Literatur zur mathematischen Modellierung in biologischen Systemen - ihre Erfolge und Grenzen - durchzusehen und auf die Anwendbarkeit einzelner Ansätze für das vorliegende Problem zu prüfen. Auch ist zu erwägen, inwieweit selbst sehr teure Experimente wie z. B. mehrjährige Begasungen von Gehölzbeständen im Freiland, eine Verwirklichung rechtfertigen, sofern Versuchsanordnungen gefunden werden könnten, welche hinreichende Aussicht auf Erfolg garantieren.

In den USA hat Björkman (35) einen hervorragenden Forschungsplan zu diesem Problem vorgelegt. Es liegt an den Verantwortlichen in der Bundesrepublik, zu entscheiden, inwieweit eine Teilnahme der Bundesrepublik angestrebt oder aber eigene Projekte parallel durchgeführt werden sollen.

### (4) C-Bilanz der Wälder in der gemäßigten Zone

Die Bundesrepublik verfügt über eine traditionsreiche und international anerkannte Forstwissenschaft. Ebenso wie Ökologie, Bodenkunde und Pflanzenphysiologie sollte auch sie stärker an das vorliegende Problem herangeführt werden. Die betreffenden Fachleute sind, evtl. in einem zu organisierenden Workshop, zu befragen, inwieweit C-Bilanzen einzelner Wälder, größerer Waldgebiete und ganzer Länder mit höherer Genauigkeit als in diesem Bericht versucht durchgeführt werden können.

### (5) Sensitivitätsuntersuchungen

Mit Hilfe bereits existierender Modelle (z. B. BD-Modell) sollten unterschiedliche Annahmen über die gegenwärtige Rolle der Landökosysteme getestet werden, selbst solcher, die anderen physikalischen Beobachtungen zu widersprechen scheinen. Auf diese Weise kann die Bandbreite des Einflusses abgeschätzt werden, den Landökosysteme auf das künftige atmosphärische CO<sub>2</sub>-Budget überhaupt haben können. Die Bedeutung dieser Bandbreite einschließlich der Extremwerte für künftige Energiestrategien ist dann zu überprüfen. Es kann z. B. untersucht werden, wie stark der atmosphärische Gehalt bei bestimmten wirtschaftlichen Entwicklungen ansteige, selbst wenn die "airborne fraction" geringer als 0,56 wäre. Ebenso müßten mögliche ungünstigere Fälle (geringere Aufnahme des Ozeans und höhere gegenwärtige Aktivität der Landökosysteme als Senken) getestet werden. Der Einfluß verschiedener terrestrischer Senken auf das atmosphärische CO<sub>2</sub>-Budget kann stark voneinander abweichen, wenn sie eine unterschiedliche zeitliche Dynamik besitzen. Während z.B. die Nettoaufnahme durch CO<sub>2</sub>-induzierte Photosynthesesteigerung mit wachsendem atmosphärischen CO<sub>2</sub>-Gehalt mitwächst, bleibt die Kapazität natürlicher Senken weitgehend konstant.

Die Berechnung unterschiedlicher Verläufe mit vorhandenen Modellen erforderte nur Programmier- und Interpretationstätigkeiten und wäre daher vom Aufwand her wenig belastend.

### (6) Sonstiges

Die hier angesprochenen Forschungstätigkeiten sind nicht weniger wichtig, sondern es handelt sich um solche, die weniger spezifisch mit dem vorliegenden Teilaspekt des C-Kreislaufes zusammenhängen. Vielmehr betreffen sie das CO<sub>2</sub>-Problem als Ganzes und werden daher auch an anderen Stellen ausführlich diskutiert. Sie betreffen im wesentlichen Meßprogramme und Modellanalysen.

Die wichtigsten Messungen beziehen sich auf den atmosphärischen Anstieg von CO<sub>2</sub>, die vertikale Verteilung von Tracern im Ozean, Isotopenuntersuchungen und evtl. künftig auch direkte Messungen des CO<sub>2</sub>-Partialdrucks bzw. des Gesamtgehaltes an gelöstem anorganischen C im Meerwasser und möglicher Änderungen. Viele von ihnen erfordern sehr hohen Sachaufwand, wie die längerfristige Benutzung von Forschungsschiffen etc. Während die Bundesrepublik bei der Messung und Auswertung von Tracer-Daten durch einige Institute gut präsent ist (was eine weitergehende Intensivierung und Förderung natürlich nicht ausschließt), werden atmosphärische Meßprogramme bisher weitgehend von anderen Ländern (USA, Schweden, Australien) durchgeführt. Hier wäre eine stärkere Beteiligung in der Zukunft nützlich. Bei Isotopenuntersuchungen, insbesondere <sup>13</sup>C-Jahresringanalysen, ist die Bundesrepublik sehr gut vertreten, eine weitere Förderung sollte selbstverständlich erfolgen.

Da die vorhandenen Atmosphäre-Ozean-Austauschmodelle die durch das heutige Datenmaterial gebotenen Möglichkeiten wohl sehr gut ausschöpfen (insbesondere BD-Modell und Björkström-Modell), dürfte die Notwendigkeit von Neuentwicklungen auf diesem Gebiet erst dann gegeben sein, wenn die Datengrundlage auf ozeanographischem Gebiet wesentlich erweitert sein wird.

## 8. Nachtrag (Oktober 1980)

Die Forschung zum CO<sub>2</sub>-Problem ist seit Abschluß der Erstfassung dieser Arbeit (Dezember 1979) zügig vorangeschritten, so daß in einem kurzen Nachtrag auf die inzwischen erschienenen Arbeiten eingegangen werden soll.

Die erreichten Fortschritte dokumentieren sich nicht zuletzt in der Weiterentwicklung öffentlicher Planungs- und Koordinationstätigkeit, dargelegt in einer umfassenden Berichterstattung (362,363). Auch ist auf eine ausführliche Bibliographie hinzuweisen (355). Die Zeitschriften "Environment International" (350) und "Experientia" (338) widmeten dem Problem einen Sonderband bzw. einen interdisziplinären Sammelbericht. Auch auf dem Internationalen Kongress "Energy-Climate-Interactions" im März 1980 in Münster (Kurzbericht 339, Kongressband 340) wurden zahlreiche Aspekte des CO<sub>2</sub>-Problems angesprochen. Im folgenden sei kurz erörtert, inwieweit neuere Forschungen bezüglich der Rolle der Landökosysteme mit den Ergebnissen der vorliegenden Studie im Einklang stehen bzw. inwieweit sie Modifikationen nahelegen.

### (1) Flächenumfang menschlicher Eingriffe in tropische Primärwälder

Nach Auswertung zahlreicher Quellen sowie eigener Erfahrungen schätzt N. Myers (354), daß gegenwärtig 245 000 km<sup>2</sup> (245 · 10<sup>9</sup> m<sup>2</sup>) bisher unangetasteten tropischen Primärwaldes pro Jahr in irgendeiner Form durch den Menschen in Nutzung genommen und dabei umgewandelt werden. Die Intensität der Umwandlung reicht von der Entnahme wertvoller Einzelbäume (woraus nur ein geringer Nettoverlust an C resultiert) bis zum totalen Kahlschlag. Welchen Prozentsatz die Aktivitäten der letzteren Art ausmachen, ist nicht angegeben. Da allein in Lateinamerika etwa 20 000 km<sup>2</sup> pro Jahr für die kommerzielle Viehzucht gerodet werden, dürfte er nicht unbedeutend sein. Die Schätzung von Myers liegt im oberen Bereich der bisher publizierten Angaben (vgl. Übersicht II, S. 73) und ist sehr gut mit den Rechengängen der vorliegenden Untersuchung konsistent. Nach Myers wird es auf absehbare Zeit jedoch nicht zur Zerstörung aller tropischen Wälder kommen. Vielmehr werden die Flächen im oberen Amazonas- sowie im Kongobecken infolge ihrer Entlegenheit noch längere Zeit unangetastet bleiben. Siedlungsnaheliegende Waldgebiete wie in Malaysia, Westafrika und Mittelamerika stehen dagegen in höchster Gefahr der Zerstörung.



## (2) C-Inventar tropischer Wälder

Den bisherigen Schätzungen über den Kohlenstoff-Vorrat in tropischen Wäldern ist ein weiterer Wert hinzuzufügen. Nach Brown und Lugo (343) enthalten diese auf einer Fläche von  $17.8 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$  (Anfang der 70er Jahre, einschließlich "sub-tropischer" Wälder) einen C-Vorrat von  $325 \cdot 10^{15} \text{ g}$ , wovon sich etwa  $106 \cdot 10^{15} \text{ g}$  in der organischen Substanz des Bodens befinden und der Rest in der Phytomasse. Dies ist die niedrigste aller bisher veröffentlichten Schätzungen. Die entsprechenden Werte in der vorliegenden Studie (vgl. Tab. 7, S. 86, Zeilen 1-5) liegen bei etwa  $270 \cdot 10^{15} \text{ g}$  für die lebende Phytomasse und etwa  $215 \cdot 10^{15} \text{ g}$  für die organische Substanz des Bodens, zusammen also bei etwa  $485 \cdot 10^{15} \text{ g}$ . Dieser Wert liegt um 50% über dem von Brown und Lugo. Der größte Teil der Abweichung erklärt sich aus der unterschiedlichen Veranschlagung des Humusgehaltes der tropischen Bergwälder. Folgend den Ergebnissen von Holdridge et al. (126) in Mittelamerika, ist dieser in der vorliegenden Studie hoch veranschlagt. Bei ähnlichen Werten für den Humusgehalt tropischer Tieflandwälder wie bei Brown und Lugo führt dies dazu, daß in der vorliegenden Studie der gesamte Gehalt an organischer Substanz des Bodens um über 100% höher liegt als in deren Schätzung. Dagegen übersteigt die vorliegende Schätzung der Phytomasse diejenige von Brown und Lugo nur um etwa 25%. Die Ergebnisse von Brown und Lugo bestätigen, daß die Inventarisierung der tropischen Phytomassen und der Böden noch im Fluß ist und daß mit weiteren Korrekturen, namentlich nach unten, gerechnet werden muß (vgl. S. 55 der vorliegenden Studie).

## (3) Netto-Transfer zwischen Biosphäre und Atmosphäre und Holzkohlebildung

In einer sehr interessanten und materialreichen Studie schätzen Seiler und Crutzen (359), daß der jährliche Netto-Transfer von C zwischen Landökosystemen und der Atmosphäre nach heutigem Kenntnisstand jeden Wert zwischen +2 und  $-2 \cdot 10^{15} \text{ g}$  annehmen kann, d. h. die Landökosysteme können sowohl als Senke als auch als Quelle dieser Größenordnung wirken (vgl. die Schätzungen in Übersicht 1, S. 49). Die Autoren gehen besonders auf die Rolle tropischer Wälder und auf die Brandrodung ein. Die jährliche Landerschließung wird zurückhaltend auf  $90 \cdot 10^9 \text{ m}^2$  geschätzt. Ungeachtet der Sorgfalt der Literaturrecherche können diese Werte im Lichte der Aussagen von Autoren, welche mit den Verhältnissen der Tropen durch eigene Erfahrung vertraut sind (vgl. z.B. 213,354) als gering angesehen werden, da auch die sorgfältigsten Statistiken die tatsächlich stattfindende Vegetations- und Bodenzerstörung oft unterschätzen.

Seiler und Crutzen heben die bisher zu wenig beachtete Tatsache hervor, daß bei der Brandrodung nicht der gesamte C-Gehalt der betroffenen Vegetation als  $\text{CO}_2$  in die Atmosphäre transferiert wird. Vielmehr wird ein erheblicher Teil in Holzkohle verwandelt, welche nachfolgend überhaupt nicht weiter zu  $\text{CO}_2$  abgebaut werden kann. In Ermangelung genauer Daten schätzen die Autoren diesen Anteil auf 20-30% der überirdischen Phytomasse (in der vorliegenden Studie ist ein Wert von 10% der gesamten Phytomasse angenommen worden, vgl. Übersicht 13, S. 81 und Text). Ferner werde nur ein Teil der von Feuer erfaßten Phytomasse sofort zu  $\text{CO}_2$  oxidiert, im Falle der Wälder möglicherweise nur 25%, bei den Savannen 75%. Der Rest wird, soweit er nicht in Holzkohle verwandelt wird, verzögert abgebaut.

Diese Überlegungen von Seiler und Crutzen sind mit der vorliegenden Studie quantitativ recht gut konsistent. Wird nach Übersicht 13 angenommen, daß eine Einheit Phytomasse bei der Brandrodung auf die Fraktionen "unzersetzliche Holzkohle" - "sofort in  $\text{CO}_2$  verwandelt" - "verzögert in  $\text{CO}_2$  verwandelt" wie 0.1:0.45:0.45 verteilt werde, so resultiert bei einer jährlichen Zerfallskonstante für den verzögert zersetzten Teil von nur 0.02 und einer jährlichen Wachstumsrate der Rodungen in der Vergangenheit von 0.04 nach der Berechnungsweise (3) in Abbildung 8, S. 80 ein jährlicher Transfer in die Atmosphäre von  $0.45 \cdot 0.225 = 0.101$ , bezogen auf eine Einheit Phytomasse. Bei der von Seiler und Crutzen angenommenen Fraktionierung für tropische Wälder sowie einem oberirdischen Anteil von 85% an der gesamten Phytomasse in diesen Ökosystemen ergibt sich eine Aufteilung von etwa 0.2:0.2:0.6 und nach der gleichen Berechnungsweise mithin ein jährlicher Transfer von  $0.2 \cdot 0.3 = 0.06$ , bezogen auf eine Einheit Phytomasse. Geht man also mit Seiler und Crutzen von einer intensiven Holzkohlebildung und einer noch geringeren Effizienz der sofortigen Verbrennung aus, als sie in der vorliegenden Studie angenommen wurden, so erhält man bei gleichen Annahmen über den Umfang der betroffenen Phytomasse einen jährlichen Netto-Transfer in die Atmosphäre, welcher nur um 25% unter dem hier ausgewiesenen liegt. Erneut zeigt sich, daß die verzögerte Zersetzung an sich keine echte Senke für  $\text{CO}_2$  darstellt, denn je geringer der augenblickliche Transfer aus neu verbrannter Phytomasse ist, umso größer ist der ständige Transfer aus der in der Vergangenheit betroffenen und sich langsam zersetzenden Phytomasse. Nur soweit die mikrobiell abbaubare Substanz gemeinsam mit der Holzkohle in Böden und Gewässersedimente eingewaschen wird und dort der Zersetzung ganz entgeht, kann von einer echten Senke gesprochen werden.

## (4) Die Rolle tropischer Wälder

Auf einem Symposium im März 1980 in Puerto Rico wurde wiederholt vertreten, daß gegenwärtig tropische Wälder eher eine Senke als eine Quelle für atmosphärisches  $\text{CO}_2$  seien (348,352, abweichend aber auch 345). Einige Begründungen

für diese Annahme überzeugen weniger, wie etwa der Hinweis darauf, daß es in tropischen Ländern auch Zunahmen der Waldfläche gebe. Hier wird mit Puerto Rico ein für die sozialökonomischen Verhältnisse der gesamten Tropen sehr untypischer Fall herausgegriffen. Auch aus dem zuweilen schnellen Wiederbewuchs auf Rodungsflächen in Tropenwäldern folgt nur ein teilweise gültiges Argument: Zwar kann es sein, daß aus diesem Grund - verbunden mit langsamer Zersetzung der gerodeten Phytomasse - von einem einzelnen Flächenstück kein  $\text{CO}_2$ -Fluß in die Atmosphäre resultiert, es kann im Gegenteil sogar als Senke wirken. Wird jedoch akzeptiert, daß die Fläche tropischer Wälder ungeachtet des Wiederbewuchses in einigen Gegenden insgesamt abnimmt, so können diese Wälder insgesamt kaum eine Senke sein. Von besonderem Interesse ist die auch auf diesem Symposium vertretene Hypothese (348), wonach tropische Wälder beständig große Mengen an organischem C an Fluß-Ökosysteme abgeben können (vgl. nächster Punkt).

## (5) Die Rolle der Flüsse und Sedimente

Nach Richey et al. (357) können die Flüsse der Erde bis zu  $1 \cdot 10^{15} \text{ g}$ , nach Lieth et al. (351) zwischen  $0.2$  und  $3 \cdot 10^{15} \text{ g}$  organischen Kohlenstoff in partikulärer Form transportieren und ablagern, so daß diese Mengen nicht wieder in die Atmosphäre zurückströmen. Trifft dies zu, so ist das Gesamtbild des globalen C-Kreislaufes erheblich zu modifizieren; jedoch sind hier noch wesentliche Fragen offen. Handelt es sich bei dieser Verfrachtung und Sedimentation um einen überwiegend anthropogenen Effekt, hervorgerufen etwa durch den hohen Anfall von Holzkohle und sonstigen Rückständen aus der Verbrennung von Phytomasse, der Mobilisierung von Bodenhumus, der intensiveren Abwärtsverlagerung dieser Substanzen in Bodenprofilen infolge erhöhter Versickerung durch Vegetationsentfernung u.v.a.m., so wäre hiermit eine willkommene Erklärung für den Verbleib des Kohlenstoffs aus nicht-fossilen Quellen geliefert, welche mit den Aussagen der Atmosphäre-Ozean-Austauschmodelle konsistent wäre. Handelte es sich aber um einen natürlichen Prozess, der schon immer ablief, so wäre nach dem Verbleib der ungeheuren Mengen an organischem C zu fragen, welche sich schon in erdgeschichtlich kurzen Zeiträumen im Bereich der Flusssedimente, Mündungsgebiete und küstennahen Meeresgebiete angesammelt haben müßten. Sofern diese Mengen nicht wieder oxidiert werden und über den Umweg der Flüsse wieder in die Atmosphäre gelangen (womit der Prozeß nicht oder nur temporär als Senke anzusehen wäre), müßte ferner bei Konstanz des C-Vorrates in Phytomasse und Humus ein beständiger C-Fluß aus dem Ozean in die Atmosphäre erfolgen, um deren, sich in einem Fließgleichgewicht befindlichen  $\text{CO}_2$ -Vorrat auf konstanter Höhe zu halten. Hierauf und auf sich anschließende Interpretationen ist bereits an anderer Stelle hingewiesen worden (347). Sind die jüngsten Hypothesen über die Rolle der Flüsse und Sedimente auch grundsätzlich von höchstem Interesse, so ist jedoch u.E. gegenüber Annahmen sehr hoher Senkenintensität ( etwa über  $1.5 \cdot 10^{15} \text{ g C/jr.}$ ) bis zu deren Beleg durch Messungen Skepsis angebracht.

## (6) Die Rolle der Wälder der gemäßigten Zone

In einem Workshop beim Institute of Ecology (TIE) in Indianapolis im März 1979 (336) gelangte ein Expertenteam nach Auswertung umfangreicher Literatur zu der Ansicht, daß die Wälder der gemäßigten Zone der Erde (überwiegend auf der Nordhalbkugel) gegenwärtig als Netto-Senken für atmosphärisches  $\text{CO}_2$  in der Größenordnung von  $1 \cdot 10^{15} \text{ g C/jr.}$  50% wirken. Ferner wurde auf die Unsicherheit der Kenntnisse hingewiesen, welche vor allem aus der Ungeißtheit über Zustand und Entwicklung der Wälder in der Sowjetunion und in China herrührt. Dieses Ergebnis bestätigt die in der vorliegenden Studie gewonnene Ansicht über die Funktion dieser Wälder in vollem Umfang, die mögliche Senkenintensität wird sogar als noch etwas höher angesehen (vgl. Abschnitt 5.2 sowie Tab. 10, S. 92).

## (7) Die Rolle der organischen Böden

Ein Workshop im Mai 1979 am gleichen Institut (337) kam zu der Auffassung, daß organische Böden der Erde infolge menschlicher Eingriffe gegenwärtig als Quellen für atmosphärisches  $\text{CO}_2$  in der Größenordnung von  $0.03 \cdot 0.37 \cdot 10^{15} \text{ g C/jr.}$  wirken. Die Senkenintensität der nicht menschlich beeinflussten organischen Böden betrage nur etwa  $0.045 \cdot 10^{15} \text{ g C/jr.}$  Trotz der Unsicherheit der letzteren Zahl sei es unwahrscheinlich, daß alle organischen Böden der Erde zusammen gegenwärtig eine Netto-Senke für  $\text{CO}_2$  darstellten.

(8)  $\text{CO}_2$ -Messungen in der Atmosphäre

Die Messung atmosphärischer  $\text{CO}_2$ -Konzentrationen und die Interpretation räumlicher und zeitlicher Gradienten (353) finden auch jüngst starkes Interesse. G. Pearman (356) gibt einen Überblick über das existierende Meßstellennetz, die verwendeten Methoden sowie die Grenzen gegenwärtiger Meßgenauigkeit. Ebenso wie in einer weiteren Studie (361) kommt hier das noch unzureichende Meßstellennetz in den Tropen und vor allem auch auf der Südhalbkugel zum Ausdruck (vgl. Abschn. 4.3).

(9) <sup>13</sup>C-Isotopenstudien

Über die Bedeutung von <sup>13</sup>C-Isotopenstudien für das vorliegende Problem ist u.a. auf einem Expertentreffen bei der UNESCO in Genf im August 1979 diskutiert worden (364). In einer grundlegenden Studie hierzu kommt C.D. Keeling (349, vgl. auch 330) zu der Auffassung, daß Messungen oder Rekonstruktionen allein der atmosphärischen <sup>13</sup>C-Werte nur bedingt Aufschlüsse über das historische Verhalten der Landökosysteme im C-Kreislauf erwarten ließen. Vielmehr seien <sup>13</sup>C-Studien in mehreren Reservoiren gleichzeitig vorzunehmen, wie z.B. auch im Oberflächenwasser der Ozeane.

Zusammenfassend läßt sich sagen, daß die jüngsten Veröffentlichungen zum C-Kreislauf die Thesen der vorliegenden Studie in wesentlichen unterstützen. Indem vor allem die mögliche Rolle terrestrischer bzw. semiterrestrischer Senken für CO<sub>2</sub> heute stärker betont wird - zu nennen sind besonders die Bildung von Holzkohle bei der Brandrodung, die Sedimentation in Flüssen und die Massenzunahme der Wälder in der gemäßigten Zone - hat die in der vorliegenden Studie vertretene These stärkere Konturen gewonnen: Daß trotz erheblicher jährlicher Zerstörungen tropischer Wälder und deren Bodenhumus alle Landökosysteme der Erde zusammen ein ausgeglichenes C-Budget besitzen können, womit die zeitweise aufgetretenen Widersprüche zu dem meisten Atmosphäre-Ozean-Austauschmodellen (jüngste Darstellungen in 341, 358, 360) ausgeräumt wären.

Zu wenig Interesse findet nach wie vor die Frage, welchen Einfluß unterschiedliche (evtl. auch fiktive) Rollen der Landökosysteme auf den künftigen Anstieg des atmosphärischen CO<sub>2</sub> in Abhängigkeit von alternativen Annahmen über die Einträge aus fossilen Quellen haben können. Wie stark würde der künftige Anstieg gebremst, wenn die "airborne fraction" tatsächlich geringer wäre, unabhängig von der Wahrscheinlichkeit eines solchen Szenarios im Licht der Atmosphäre-Ozean-Austauschmodelle? Auch zu den Auswirkungen künftiger Vegetations- und Bodenzerstörungen auf das atmosphärische CO<sub>2</sub>-Budget (347) sowie zu den Chancen, dieses Budget durch aktive Steuerung der Landbiomasse, etwa durch Aufforstung, zu beeinflussen (342, 351), bestehen noch viele offene Fragen.

## 9. Literatur

- Aber, J.D., D.B. Botkin and J.M. Melillo. (1978) Predicting the effects of different harvesting regimes on forest floor dynamics in northern hardwoods. *Can. J. For. Res.*, **8**, 306-315.
- Adams, J.A.S., M.S.M. Mantovani and L.L. Lundell. (1977) Wood versus fossil fuel as a source of excess carbon dioxide in the atmosphere: a preliminary report. *Science*, **196**, 54-56.
- Adrien, P.M. and M.F. Baumgardner. (1977) Landsat, computers, and development projects. *Science*, **198**, 466-470.
- Ahlgren, C.E. (1974) Effects of fires on temperate forests: North Central United States. In (157), 195-223.
- Ajtay, G.L., P. Ketner and P. Duvigneaud. (1979) Terrestrial primary production and phytomass. In (44), 129-181.
- Alberda, T. et al. (1977) Crop photosynthesis: methods and compilation of data obtained with a mobile field equipment. Agricultural Research Report 865, 1-46, PUDOC, Wageningen.
- Aldrich, R.C. (1971) Space photos for land use and forestry. *Photogrammetric Engin.*, **37**, 389-401.
- Aldrich, R.C. (1975) Detecting disturbances in a forest environment. *Photogrammetric Engin. and Remote Sensing*, **41**, 39-48.
- Anderson, J.M. and A. Macfayden, Eds. (1976) The role of terrestrial and aquatic organisms in decomposition processes. The 17th. Symposium of the British Ecological Society, 15-18 April 1975. 1-474, Oxford London Edinburgh Melbourne (Blackwell).
- Andersen, M.R. and A. Melahoff, Eds. (1977) The fate of fossil fuel CO<sub>2</sub> in the oceans. Proceedings of a symposium Honolulu, Hawaii, 16-20 January 1976. 1-749, New York and London (Plenum Press).
- Andersson, F. (1970) Ecological studies in a scanian woodland and meadow area, southern Sweden. II. Plant biomass, primary production and turnover of organic matter. *Bot. Notiser*, **123**, 8-51.
- Arnold, J.R. and E.C. Anderson. (1957) The distribution of carbon-14 in nature. *Tellus*, **2**, 28-32.
- Aubréville, A.M.A. (1947) The disappearance of the tropical forests of Africa. *Unsuylva*, **1**, 5-11.
- Augustsson, T. and V. Rasmussen. (1977) A radiative-convective model study on the CO<sub>2</sub> climate problem. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 448-451.
- Bacastow, R.B. (1976) Modulation of atmospheric carbon dioxide by the southern oscillation. *Nature*, **261**, 116-118.
- Bacastow, R.B. (1977) Influence of the southern oscillation on atmospheric carbon dioxide. In (10), 33-43.
- Bacastow, R. and C.D. Keeling. (1973) Atmospheric carbon dioxide and radiocarbon in the natural carbon cycle. II. Changes from A.D. 1700 to 2070 as deduced from a geochemical model. In: Carbon and the Biosphere. G.M. Woodwell and E.V. Pecan, Eds., 86-135. USAEC CONF 720510, NTIS Springfield, VA.
- Bacastow, R.B. and C.D. Keeling. (1979) Models to predict future atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations. In (82), 72-90.
- Bach, W. (1978) The potential consequences of increasing CO<sub>2</sub> levels in the atmosphere. In (302), 141-167.
- Bach, W. (1979) Untersuchung der Beeinflussung des Klimas durch anthropogene Faktoren. Bericht im Auftrag des Umweltbundesamtes, Forsch.- u. Entw.- vorhaben Nr. 104 02 513. 1-89, Münster.
- Bach, W. (1979) Climatological impacts of increasing atmospheric concentrations of CO<sub>2</sub>. Paper, prepared for the International Scientific Forum on Energy for Developed and Developing Countries, 29 Oct.-2 Nov. 1979, Nice, 1-23.
- Baes, C.F., Jr., H.E. Coeller, J.S. Olson and R.M. Botty. (1976) The global carbon dioxide problem. ORNL 5191, 1-78. Oak Ridge National Laboratory.
- Baes, C.F., Jr., H.E. Coeller, J.S. Olson and R.M. Botty. (1977) Carbon dioxide and climate: the uncontrolled experiment. *Am. Scientist*, **85**, 310-320.
- Bartlett, H.H. (1956) Fire, primitive agriculture, and grazing in the tropics. In: Man's Role in Changing the Face of the Earth, W.L. Thomas, Ed., 692-720. Chicago and London (The University of Chicago Press).
- Batzli, G.O. (1974) Production, assimilation and accumulation of organic matter in ecosystems. *J. theor. Biol.*, **45**, 205-217.
- Baumgardner, A. and E. Reichel. (1975) Die Weltwasserbilanz. 1-179 + 31 Karten. München Wien (R. Oldenbourg Verlag).
- Baxter, R.S. and A. Walton. (1970) A theoretical approach to the Sues effect. *Proc. Roy. Soc. (London)*, Ser. A, **318**, 213-230.
- Basilevich, N.I. (1974) Energy flow and biogeochemical regularities of the main world ecosystems. In: Proceedings of the First International Congress of Ecology. Structure, Functioning and Management of Ecosystems, A.J. Cavé, Ed., 182-186. PUDOC, Wageningen.
- Berg, C.A. (1978) Process innovation and changes in industrial energy use. *Science*, **199**, 608-614.
- Berner, W., B. Stauffer and H. Oeschger. (1978) Past atmospheric composition and climate, gas parameters measured on ice cores. *Nature*, **276**, 53-55.
- Billingsley, F.C. (1979) Remote sensing for vegetation monitoring. Paper presented at the SCOPE workshop "The role of terrestrial vegetation in the global carbon cycle: methods of appraising changes". 6-11 May, 1979, Woods Hole, Massachusetts, 1-42.
- Bischof, W. (1971) Carbon dioxide concentration in the upper troposphere and lower stratosphere II. *Tellus*, **23**, 558-561.
- Bischof, W. (1977) Comparability of CO<sub>2</sub> measurements. *Tellus*, **29**, 435-444.
- Bischof, W. and B. Bolin. (1966) Space and time variation of the CO<sub>2</sub> content of the troposphere and the lower stratosphere. *Tellus*, **18**, 155-158.
- Björkman, O. (1979) Response of the biota to increased carbon dioxide. Research Program Development Paper for ERDA, 1-28. Stanford, California.
- Björkström, A. (1979) A model of the CO<sub>2</sub> interaction between atmosphere, oceans, and land biota. In (44), 403-457.
- Bohn, H.L. (1976) Estimate of organic carbon in world soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, **40**, 468-470.
- Bolin, B. (1975) A critical appraisal of models for the global carbon cycle. In (320), Appendix 8, 225-235.
- Bolin, B. (1977) Changes of land biota and their importance for the carbon cycle. *Science*, **196**, 613-615.
- Bolin, B. (1977) Modelling the oceans and ocean sediments and their response to fossil fuel carbon dioxide emissions. In (10), 81-95.
- Bolin, B. and E. Eriksson. (1959) Changes in the carbon content of the atmosphere and the sea due to fossil fuel combustion. In: The Atmosphere and the Sea in Motion. Rossby Memorial Volume, B. Bolin, Ed., 130-143. New York (Rockefeller Institute Press).
- Bolin, B. and C.D. Keeling. (1963) Large-scale atmospheric mixing as deduced from seasonal and meridional variations of carbon dioxide. *J. Geophys. Res.*, **68**, 3899-3920.
- Bolin, B. and W. Bischof. (1970) Variations of the carbon dioxide content of the atmosphere in the northern hemisphere. *Tellus*, **22**, 431-442.
- Bolin, B., E.T. Degens, S. Keespe and P. Ketner, Eds. (1979) The Global Carbon Cycle. SCOPE 13, 1-491. Chichester New York Brisbane Toronto (John Wiley and Sons).
- Bons, J.T. (1976) Selection of stand variables for constructing aerial stand volume for tropical hardwood forests in Colombia. In: Remote Sensing in Forestry, Proceed. of the Sympos. held during the XVI. IUFRO World Congress, Oslo, 21-26 June 1976, G. Hildebrandt, Ed., 287-311. Freiburg i. Br.
- Botkin, D.B. (1977) Forests, lakes, and the anthropogenic production of carbon dioxide. *BioScience*, **22**, 325-331.
- Botkin, D.B., J.F. Jenak and J.R. Wallis. (1973) Estimating the effects of carbon fertilization on forest composition by ecosystem simulation. In: Carbon and the Biosphere. G.M. Woodwell and E.V. Pecan, Eds., 328-344. USAEC CONF 720510, NTIS Springfield, VA.
- Bourlière, M. and M. Hadley. (1970) The ecology of tropical savannas. *Ann. Rev. Ecol. Syst.*, **1**, 125-152.
- Bramyrd, T. (1979) The effects of man on the biogeochemical cycle of carbon in terrestrial ecosystems. In (44), 183-218.
- Bray, J.R. and E. Corham. (1964) Litter production in forests of the world. In: Advances in Ecological Research, J.B. Cragg, Ed., Vol. 2, 101-152. London New York (Academic Press).
- Broecker, W.S. (1966) Radiocarbon and the rate of mixing across the main thermocline of the oceans. *J. Geophys. Res.*, **71**, 5827-5836.
- Broecker, W.S. (Chairman). (1979) Panel Report 3 in (82), 18-23.
- Broecker, W.S., Y.-H. Li and T.-H. Peng. (1971) Carbon dioxide - man's unseen artifact. In: Impingement of Man on the Oceans, D.H. Hood, Ed., 287-324. New York (Wiley).
- Broecker, W.S. and T. Takahashi. (1977) Neutralization of fossil fuel CO<sub>2</sub> by marine calcium carbonate. In (10), 213-241.
- Broecker, W.S. and T. Takahashi. (1978) Possible pitfalls in the use of natural and bomb produced radiocarbon as tracers for the uptake of fossil fuel CO<sub>2</sub> by the ocean. Manuscript, Lamont-Doherty Geological Observatory, 1-19. Palisades, New York.
- Broecker, W.S., T. Takahashi, H.J. Simpson and T.-H. Peng. (1979) Fate of fossil fuel carbon dioxide and the global carbon budget. *Science*, **206**, 409-418.

57. Brünig, E.F. (1968) Der Heidewald von Sarawak und Brunei. Bd. 1, Standortsfaktoren, Vegetation und Flora, Abbildungen und Katalog der Gattungen. Mitt. Bundesanst. f. Forst- u. Holzwirtschaft, Reinbek bei Hamburg, Nr. 68 (Weltforstwirtschaft), 1-152 + Abb., Hamburg (Max Wundebusch in Komm.).
58. Brünig, E.F. (1969) Forestry on tropical podols and related soils. *Trop. Ecol.*, **10**, 45-58.
59. Brünig, E.F. (1977) The tropical rain forest - a wasted asset or an essential biospheric resource? *Ambio*, **6**, 187-191.
60. Bryan, W. and R. Wright. (1976) The effect of enhanced CO<sub>2</sub> levels and variable light intensities on net photosynthesis in competing mountain trees. *Am Midl. Naturalist*, **95**, 446-450.
61. Buch, K. (1960) Das Kohlendioxyd in der atmosphärischen Luft. In: *Hdb. der Pflanzenphysiologie*, Bd. V/1, 12-23. Berlin (Springer-Verlag).
62. Euringh, P. (1979) Decline of organic carbon in soils of the world, a contribution to the study of carbon dioxide increase in the atmosphere. Paper presented at the SCOPE workshop "The role of terrestrial vegetation in the global carbon cycle; methods of appraising changes". 6-11 May, 1979, Woods Hole, Massachusetts, 1-45.
63. Callender, G.S. (1958) On the amount of carbon dioxide in the atmosphere. *Tellus*, **10**, 243-248.
64. Campbell, C.A., E.A. Paul, D.A. Rennie and K.J. McCallum. (1967) Applicability of the carbon-dating method of analysis to soil humus studies. *Soil Sci.*, **104**, 217-224.
65. Chew, R.H. and A.E. Chew. (1965) The primary productivity of a desert shrub (*Larrea tridentata*) community. *Ecol. Monographs*, **35**, 355-375.
66. Clawson, M. (1976) The national forests. *Science*, **191**, 762-767.
67. Clawson, M. (1979) Forests in the long sweep of American history. *Science*, **204**, 1168-1174.
68. Cooper, J.P., Ed. (1975) Photosynthesis and Productivity in Different Environments. Papers from a meeting Aberystwyth. IBP **3**, 1-715, London New York Melbourne (Cambridge Univ. Press).
69. Craig, H. (1953) The chemistry of the stable carbon isotopes. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **3**, 53-92.
70. Craig, H. (1957) The natural distribution of radiocarbon and the exchange time of CO<sub>2</sub> between atmosphere and sea. *Tellus*, **9**, 1-17.
71. Cramer, J. and A.L. Myers. (1972) Rate of increase of atmospheric carbon dioxide. *Atmos. Environ.*, **6**, 563-573.
72. Croat, T.B. (1972) The role of overpopulation and agricultural methods in the destruction of tropical ecosystems. *BioScience*, **22**, 465-467.
73. Cunningham, R.K. (1963) The effect of clearing a tropical forest soil. *J. Soil Sci.*, **14**, 334-345.
74. Darby, H.C. (1956) The clearing of woodland in Europe. In: *Man's Role in Changing the Face of the Earth*, W.L. Thomas, Ed., 183-216. Chicago and London (The Univ. of Chicago Press).
75. Dagens, E.T. (1969) Biogeochemistry of stable carbon isotopes. In: *Organic Geochemistry*, G. Eglinton and M.T.J. Murphy, Eds., 304-329. Berlin Heidelberg New York (Springer Verlag).
76. Dickinson, C.H. and G.J.F. Fugh, Eds. (1974) *Biology of Plant Litter Decomposition*. Vol. 1, 1-241, Vol. 2, 245-775. London New York (Academic Press).
77. Dodge, M. (1972) Forest fuel accumulation - a growing problem. *Science*, **177**, 139-142.
78. Duvigneaud, P. (1971) Concepts sur la productivité primaire des écosystèmes forestiers. In: *Productivity of Forest Ecosystems*, P. Duvigneaud, Ed., 111-140. UNESCO, Paris.
79. Duvigneaud, P., P. Kestemont and P. Ambrose. (1971) Productivité primaire des forêts tempérées d'essence feuillues caducifoliées en Europe occidentale. In: *Productivity of Forest Ecosystems*, P. Duvigneaud, Ed., 259-270. UNESCO, Paris.
80. Duvigneaud, P. and S. Denayer-de Smet. (1975) Mineral cycling in terrestrial ecosystems. In: *Productivity of World Ecosystems*, 133-154. National Academy of Sciences, Washington, D.C.
81. Eckholm, E.P. (1976) *Losing Ground*. 1-223, New York (Norton).
82. Elliot, W.P. and L. Machta, Eds. (1979) Carbon Dioxide Effects Research and Assessment Program. Workshop on the global effects of carbon dioxide from fossil fuels, 7-11 March 1977, Miami Beach, FL, 1-122. US Dept. of Energy, CONF-770385, UC-11, Washington, D.C.
83. Eriksson, E. and P. Welander. (1956) On a mathematical model of the carbon cycle in nature. *Tellus*, **8**, 155-175.
84. Evel, J. (1971) Biomass changes in early tropical succession. *Turrialba*, **21**, 110-112.
85. Fahnestock, G.R. (1979) Carbon input to the atmosphere from forest fires. *Science*, **204**, 209-210 (Replik auf (308) mit Entgegnung).
86. Farnworth, E.G. and F.B. Colley, Eds. (1973) *Fragile Ecosystems. A report of the Institute of Ecology (IIE)*. 1-258, Berlin Heidelberg New York (Springer Verlag).
87. Fittkau, E.J., J. Illies, H. Klinge, G.H. Schwabe und H. Sioli, Eds. (1968, 1969) *Biogeography and Ecology in South America*. Vol. I, 1-447, Vol. II, 449-946. The Hague (Junk).
88. Flanagan, P.W. and F.L. Bunnell. (1976) Decomposition models based on climatic variables, substrate variables, microbial respiration and production. In (9), 437-457.
89. Fleige, H. and K. Baeumer (1974) Effects of zero-tillage on organic carbon and total nitrogen content, and their distribution in different N-fractions in loessial soils. *Agro-Ecosystems*, **1**, 19-29.
90. Flohn, H. (1977) Stehen wir vor einer Klima-Katastrophe? *Umschau*, **77**, 561-569.
91. Flohn, H. (1978) Die Zukunft unseres Klimas: Fakten und Probleme. *Promet*, **8** (2/3), 1-21.
92. Francis, D.A. (1976) Possibilities and problems of radar image interpretation for vegetation and forest types with particular reference to the humid tropics. In: *Remote Sensing in Forestry*, *Proceed. of the Sympos. held during the XVI. IUFRO World Congress, Oslo, 21-26 June 1976*, G. Hildebrandt, Ed., 79-86, Freiburg i.Br.
93. Freyer, H.D. (1978) Preliminary evaluation of past CO<sub>2</sub> increase as derived from <sup>13</sup>C measurements in tree rings. In (302), 69-77.
94. Freyer, H.D. (1979) Variations of the atmospheric CO<sub>2</sub> content. In (44), 79-99.
95. Freyer, H.D. (1979) On the <sup>13</sup>C record in tree rings. Part I: <sup>13</sup>C variations in northern hemispheric trees during the last 150 years. *Tellus*, **31**, 124-137.
96. Froment, A. et al. (1971) La chaîne mélangée calcicole de Virelles-Blaimont, en haute Belgique. In: *Productivity of Forest Ecosystems*, P. Duvigneaud, Ed., 635-665. UNESCO, Paris.
97. Galimov, E.M. (1976) Variations of the carbon cycle at present and in the geological past. In: *Environmental Biogeochemistry*, J.O. Nriagu, Ed., Vol. I, 3-11. Ann Arbor (Ann Arbor Science Publ.).
98. Garratt, J.R. and G.I. Pearman. (1973) CO<sub>2</sub> concentration in the atmospheric boundary layer over south-east Australia. *Atmos. Environ.*, **7**, 1257-1266.
99. Garrels, R.M. and F.T. Mackenzie. (1971) *Evolution of Sedimentary Rocks*, 1-397. New York (Norton).
100. Garrels, R.M. and F.T. Mackenzie. (1972) A quantitative model for the sedimentary rock cycle. *Marine Chem.*, **1**, 27-41.
101. Gokhlyr, J. (1975) Decomposition, microbiology, and ecosystem analysis. In: *Fennoscandian Tundra Ecosystems*, F.E. Wielgolaski, Ed., Part I, *Ecological Studies*, **16**, 230-238. Berlin Heidelberg New York (Springer Verlag).
102. Colley, F.B., J.T. McGinnis, R.C. Clements, G.I. Child and M.J. Duever. (1975) *Mineral Cycling in a Tropical Moist Forest Ecosystem*. 1-248. Athens, Georgia (Univ. of Georgia Press).
103. Gómez-Pompa, A., C. Vázquez-Yanes and S. Guevara. (1972) The tropical rain forest: a nonrenewable resource. *Science*, **177**, 762-765.
104. Goodland, R.J.A. and H.S. Irwin. (1975) Amazon jungle: green hell to red desert? *Developments in Landscape Management and Urban Planning*, **1**, 1-155.
105. Coudriaan, J. and G.L. Ajtay. (1979) The possible effects of increased CO<sub>2</sub> on photosynthesis. In (44), 237-249.
106. Gowdy, C.M., R.J. Mulholland and W.R. Emanuel. (1975) Modelling the global carbon cycle. *Int. J. Syst. Sci.*, **6**, 965-976.
107. Green, K. and R. Wright. (1977) Field response of photosynthesis to CO<sub>2</sub> enhancement in Ponderosa pine. *Ecology*, **58**, 687-692.
108. Greenland, D.J. and R. Werrera. (1977) Patterns of use of tropical forest ecosystems. 4. Shifting cultivation and other agricultural practices. In: *State of Knowledge Report on Tropical and Subtropical Forest Ecosystems*, F. Dicastri and A. Sasson, Eds., UNESCO, Paris.
109. Habeck, J.R. and R.W. Mutch. (1973) Fire-dependent forests in the northern Rocky Mountains. *Quaternary Res.*, **3**, 408-424.
110. Maden-Guest, S., J.K. Wright and E.M. Teclaff, Eds. (1956) *A World Geography of Forest Resources*, 1-736. New York (Ronald Press).
111. Hager, H. (1975) Kohlendioxid - Konzentrationen, -Flüsse und -Bilanzen in einem Fichtenhochwald. Münchener Universitäts-Schriften, Fachber. Physik, Univ. München, Meteorol. Inst., *Wiss. Mitt. Nr. 26*, 1-184. München.
112. Hall, C.A.S., C.A. Ekdahl and D.E. Wartenberg. (1975) A fifteen-year record of biotic metabolism in the northern hemisphere. *Nature*, **255**, 136-138.
113. Hampicke, U. (1977) Das CO<sub>2</sub>-Risiko. *Umschau*, **77**, 599-606.
114. Hampicke, U. (1979) Net transfer of carbon between the land biota and the atmosphere, induced by man. In (44), 219-236.
115. Hampicke, U. (1979) Sources and sinks of carbon dioxide in terrestrial ecosystems: Is the land's carbon budget balanced under the influence of man? *Erscheint in Environment International*.
116. Harris, W.F., P. Sollins, N.T. Edwards, B.E. Dinger and R.H. Shugart. (1975) Analysis of carbon flow and productivity in a temperate deciduous forest ecosystem. In: *Productivity of World Ecosystems*, 116-122, National Academy of Sciences, Washington, D.C.
117. Heinzelmann, M.L. (1973) Fire in the virgin forests of the Boundary Waters Canoe area, Minnesota. *Quaternary Res.*, **3**, 329-382.
118. Heller, R.C. (1976) Remote sensors for airborne and spaceborne imagery. In: *Remote Sensing in Forestry*, *Proceed. of the Sympos. held during the XVI. IUFRO World Congress, Oslo, 21-26 June 1976*, G. Hildebrandt, Ed., 37-52. Freiburg i. Br.
119. Heller, R.C. (1978) Case applications of remote sensing for vegetation damage assessment. *Photogrammetric Engin. and Remote Sensing*, **44**, 1159-1166.
120. Hendinger, H. (1978) Der Wandel der mittel- und nordeuropäischen Waldlandschaft durch die Entwicklung der Forstwirtschaft im industriellen Zeitalter. Zuerst in: *Geografiska Annaler*, XLII, 294-305 (1960). Nachdruck in: *Beiträge zur Geographie der Wald- und Forstwirtschaft*, H.-W. Windhorst, Hrsg., 98-120, Darmstadt (Wiss. Buchges.).
121. Heß, D. (1977) *Pflanzenphysiologie*. 5. Aufl., 1-379, Stuttgart (Ulmer), UTB 15.
122. Hoffer, R.M. (1976) Techniques and applications for computer-aided analysis of multispectral scanner data. In: *Remote Sensing in Forestry*, *Proceed. of the Sympos. held during the XVI. IUFRO World Congress, Oslo, 21-26 June 1976*, G. Hildebrandt, Ed., 103-113. Freiburg i. Br.
123. Hoffert, M.I. (1974) Global distributions of atmospheric carbon dioxide in the fossil-fuel era: a projection. *Atmos. Environ.*, **8**, 1225-1249.
124. Hoffert, M.I. and W.S. Broecker. (1978) The inadequacy of a constant vertical diffusivity in 1D ocean thermocline models. Manuscript, Lamont-Doherty Geological Observatory, I-10. Palisades, New York.
125. Hofmeister, B. (1978) Forst- und Holzwirtschaft im Staate Wisconsin. Zuerst in: *Die Erde*, **91**, 258-276 (1960). Nachdruck in: *Beiträge zur Geographie der Wald- und Forstwirtschaft*, H.-W. Windhorst, Hrsg., 121-146. Darmstadt (Wiss. Buchges.).
126. Holdridge, L.R., W.C. Grenke, W.H. Hatheway, T. Liang and J.A. Tosi, Jr. (1971) *Forest Environments in Tropical Life Zones, A Pilot Study*. 1-747 + 4 maps. Oxford New York et al. (Pergamon Press).
127. Hunt, H.W. (1977) A simulation model for decomposition in grasslands. *Ecology*, **58**, 469-484.
128. Jenny, H., S.P. Gessel and F.T. Bingham. (1949) Comparative study of decomposition rates of organic matter in temperate and tropical regions. *Soil Sci.*, **68**, 419-432.

129. Jensen, H., L.C. Graham, L.J. Porcello and E.N. Leith. (1977) Side-looking airborne radar. *Sci. Am.*, 237, 84-95.
130. Jørgensen, S.E. and H. Mejer. (1976) Modelling the global cycle of carbon, nitrogen and phosphorus and their influence on the global heat balance. *Ecological Modelling*, 2, 19-31.
131. Jordan, C.F. (1971) Productivity of a tropical forest and its relation to a world pattern of energy storage. *J. Ecol.*, 59, 127-142.
132. Junge, C. (1978) Die CO<sub>2</sub>-Zunahme und ihre mögliche Klimaauswirkung. *Promet*, 8 (2/3), 21-32.
133. Kadro, A. und W. Fischer. (1976) Neue Ergebnisse von Reflexionsmessungen in situ an Vegetationsbeständen. In: *Remote Sensing in Forestry, Proceed. of the Sympos. held during the XVI. IUFRO World Congress, Oslo, 21-26 June 1976*, G. Hildebrandt, Ed., 23-35. Freiburg i.Br.
134. Kåhrik, A.A. (1974) Decomposition of wood. In (76), 129-174.
135. Kardell, L. (1978) Ecological aspects of the Swedish search for more wood. *Ambio*, 2, 84-92.
136. Keeling, C.D. (1973) Industrial production of carbon dioxide from fossil fuels and limestone. *Tellus*, 25, 174-198.
137. Keeling, C.D. (1973) The carbon dioxide cycle: reservoir models to depict the exchange of atmospheric carbon dioxide with the oceans and land plants. In: *Chemistry of the Lower Atmosphere*, S.I. Rasool, Ed., 251-329. New York London (Plenum Press).
138. Keeling, C.D., R.B. Bacastov, A.E. Bainbridge, C.A. Ekdahl Jr., P.R. Guenther, L.S. Waterman and J.F.S. Chin. (1976) Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii. *Tellus*, 28, 538-551.
139. Keeling, C.D., J.A. Adams Jr., C.A. Ekdahl Jr. and P.R. Guenther. (1976) Atmospheric carbon dioxide variations at the South Pole. *Tellus*, 28, 552-564.
140. Keeling, C.D. and R.H. Bacastov. (1977) Impact of industrial gases on climate. In: *Energy and Climate*, 72-95. National Academy of Sciences, Washington, D.C.
141. Kelley, J.J. Jr. (1969) Observations of carbon dioxide in the atmosphere over the western United States. *J. Geophys. Res.*, 74, 1688-1693.
142. Kellogg, W.W. (1978) Review of mankind's impact on global climate. In: *Multidisciplinary Research Related to the Atmospheric Sciences*, M.H. Glantz, H. van Loon and E. Armstrong, Eds. Papers presented at the workshop on multidisciplinary research related to the atmospheric sciences, 20-24 June 1977., 64-81. National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.
143. Kellogg, W.W. (1979) Potential consequences of a global warming. In: *Man's Impact on Climate*, W. Bach, J. Pankrath and W.W. Kellogg, Eds., *Proceedings of an Internat. Conf. held in Berlin, 14-16 June 1978*, 313-320. Amsterdam Oxford New York (Elsevier).
144. Kempe, S. (1979) Carbon in the fresh water cycle. In (44), 317-342.
145. Kjølviik, S. and L. Kärenlampi. (1975) Plant biomass and primary production of Fennoscandian subarctic and subalpine forests and of alpine willow and heath ecosystems. In: *Fennoscandian Tundra Ecosystems*, F.E. Wielgolaski, Ed., Part I, *Ecological Studies*, 16, 111-120. Berlin Heidelberg New York (Springer Verlag).
146. Klankamsorn, B. (1976) Landsat-1 imagery applications in forestry. In: *Remote Sensing in Forestry. Proceed. of the Sympos. held during the XVI. IUFRO World Congress, Oslo, 21-26 June 1976*, G. Hildebrandt, Ed., 227-233. Freiburg i. Br.
147. Klinge, H. (1976) Bilanzierung von Hauptnährstoffen in Ökosystemen Tropischer Regenwald (Manaus). Vorläufige Daten. In: *Tropische Ökosysteme, Festschrift zu Ehren von Harald Sioli*, Biogeographica, Vol. 1, 59-77. The Hague (Junk).
148. Klinge, H. (1978) Die Phytomasse dominanter Baumarten in einer amazonischen Caatinga. *Amazoniana*, 6, 327-328.
149. Klinge, H., E. Medina and X. Herrera. (1977) Studies on the ecology of Amazon caatinga forest in Southern Venezuela. *Acta Oecol. Venezuelana*, 28, 270-276.
150. Knapp, R. (1973) Die Vegetation von Afrika. 1-626. Stuttgart (Gustav Fischer).
151. Koch, W. (1969) Untersuchungen über die Wirkung von CO<sub>2</sub> auf die Photosynthese einiger Holzgewächse unter Laboratoriumsbedingungen. *Flora*, Abt. B, 158, 402-428.
152. Köpp, H. (1979) Alarmierende Waldverluste in vielen Entwicklungsändern. 8. Weltforstkongress Djakarta. *Natur und Landschaft*, 53, 155.
153. Kohlmeier, G.H., U. Fischbach, G. Kratz, E.O. Siré, J. Hirschberger and W. Schunk. (1979) Modelling man's impact on the subsystem atmosphere-biosphere of the global carbon cycle. In: *Man's Impact on Climate*, W. Bach, J. Pankrath and W.W. Kellogg, Eds., *Proceedings of an International Conference held in Berlin, 14-16 June 1978*, 161-179. Amsterdam Oxford New York (Elsevier).
154. Komarek, E.V. (1974) Effects of fire on temperate forests and related ecosystems: southeastern United States. In (157), 251-277.
155. Kononova, M.M. (1966) Soil Organic Matter. Its Nature, its Role in Soil Formation and in Soil Fertility. 2nd English Edition, translated from the Russian by T.Z. Novakovskii and A.C.D. Newman., 1-544. Oxford London et al. (Pergamon Press).
156. Kononova, M.M. (1975) Munsu of virgin and cultivated soils. In: *Soil Components. Vol. I, Organic Components*, J.E. Gleesking, Ed. 475-526. Berlin Heidelberg New York (Springer Verlag).
157. Kozłowski, T.T. and C.E. Ahlgren, Eds. (1974) *Fire and Ecosystems*. 1-542. New York San Francisco London (Academic Press).
158. Krapfenbauer, A. und F. Andrese. (1976) Inventur einer 17-jährigen Araukarienaufforstung in Passo Fundo, Rio Grande do Sul, Brasilien. Teil I: Biomasseinventur. *Chl. für das ges. Forstwesen*, 93, 70-87.
159. Krebs, J.E. (1975) A comparison of soils under agriculture and forest in San Carlos, Costa Rica. In: *Tropical Ecological Systems*, F.B. Colley and E. Medina, Eds., *Ecological Studies*, 11, 381-390. Berlin Heidelberg New York (Springer Verlag).
160. Lamb, D. (1976) Decomposition of organic matter in the forest floor of Pinus radiata plantations. *J. Soil Sci.*, 27, 206-217.
161. Lamotte, M. (1975) The structure and function of a tropical savannah ecosystem. In: *Tropical Ecological Systems*, F.B. Colley and E. Medina, Eds., *Ecological Studies*, 11, 179-222. Berlin Heidelberg New York (Springer Verlag).
162. Larcher, W. (1969) The effect of environmental and physiological variables on the carbon dioxide gas exchange of trees. *Photosynthetica*, 3, 167-198.
163. Laurman, J.A. (1979) Market penetration characteristics for energy production and atmospheric carbon dioxide growth. *Science*, 205, 896-898.
164. Lemon, E. (1977) The land's response to more carbon dioxide. In (10), 97-130.
165. Lemon, E. (Chairman). (1979) Panel Report 2 in (82), 11-17.
166. Li, Y.-H. (1972) Geochemical mass balance among lithosphere, hydrosphere, and atmosphere. *Am. J. Sci.*, 272, 119-137.
167. Lieth, H. (1972) Über die Primärproduktion der Pflanzendecke der Erde. *Angew. Bot.*, 46, 1-37.
168. Loatsch, F. (1958) Der Einfluß des Brandrodungsbaus auf das Gefüge des Tropenwaldes und die Wasserführung der Ströme. *Untersucht am Beispiel Nordthailands*. *Erdkunde*, 12, 182-205.
169. Loomis, R.S. (1979) CO<sub>2</sub> and the biosphere. In (82), 51-62.
170. Loomis, R.S., E. Ng and W.F. Hunt. (1975) Dynamics of development in crop production systems. In: *CO<sub>2</sub>, Metabolism and Plant Productivity*, R.H. Burris and C.C. Black, Eds., 269-286. Baltimore London Tokyo (University Park Press).
171. Ludlow, M.H. and G.L. Wilson. (1971) Photosynthesis of tropical pasture plants. I: Illuminance, carbon dioxide concentration, leaf temperature and leaf air vapour pressure difference. *Aust. J. Biol. Sci.*, 24, 449-470.
172. Machta, L. (1973) Predictions of CO<sub>2</sub> in the atmosphere. In: *Carbon and the Biosphere*, G.M. Woodwell and E.V. Pécán, Eds., 21-29. USAEC CONF 720510, NTIS, Springfield, VA.
173. Machta, L. (1979) Atmospheric measurements of carbon dioxide. In (82), 44-50.
174. Machta, L., K. Hanson and C.D. Keeling. (1977) Atmospheric carbon dioxide and some interpretations. In (10), 131-144.
175. Manabe, S. and R.T. Wetherald. (1967) Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.*, 24, 241-259.
176. Manabe, S. and R.T. Wetherald. (1975) The effects of doubling the CO<sub>2</sub> concentration on the climate of a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 32, 3-15.
177. Manabe, S. and R.T. Wetherald. (1979) On the distribution of climate change resulting from an increase in CO<sub>2</sub> content of the atmosphere. *Erscheint in J. Atmos. Sci.*
178. Martel, Y.A. and E.A. Paul. (1974) Effects of cultivation on the organic matter of grassland soils as determined by fractionation and radiocarbon dating. *Can. J. Soil Sci.*, 54, 419-426.
179. Mason, C.F. (1977) *Decomposition, Studies in Biology*, 24, 1-58. London (Arnold).
180. Maydell, H.-J. von (1972) Die Wälder der Sowjetunion als Rohstoffquelle für die Holzindustrie. *Forstarchiv*, 43, 245-250.
181. Meggers, B.J., E.S. Ayensu and W.D. Duckworth, Eds. (1973) *Tropical Forest Ecosystems in Africa and South America. A Comparative Review*. 1-350. Washington, D. G. (Smithsonian Institution Press).
182. Meijer, W. (1973) Devastation and regeneration of lowland dipterocarp forests in southeast Asia. *BioScience*, 23, 528-533.
183. Miller, L.D., K. Nualchavee and C. Tom. (1978) Analysis of the dynamics of shifting cultivation in the tropical forests of northern Thailand using landscape modelling and classification of landsat imagery. *NASA Tech. Memo. 79545, Proc. of the 12th Intern. Sympos. on Remote Sensing of Environment, 1978, Manila, Philippines*. 1167-1185. *Env. Inst. of Michigan, Ann Arbor*.
184. Minderman, G. (1968) Addition, decomposition and accumulation of organic matter in forests. *J. Ecology*, 56, 355-362.
185. Müller, L.M., D. Müller and J. Hieleen. (1954) Ein Diagramm der Stoffproduktion im Buchenwald. *Ber. Schweiz. Bot. Ges.*, 64, 487-494.
186. Mohr, E.C.J., F.A. van Baren and J. van Schuylenborgh. (1972) *Tropical Soils*, 3rd Ed., 1-481. The Hague Paris Djakarta (Van Noeve, Mouton, Ichtiar Baru).
187. Monsen, R.P. Jr. (1979) Projeto RADAM: a better look at the Brazilian tropics. *GeoJournal*, 3, 3-14.
188. Moore, P.D. (1977) Atmospheric carbon dioxide and forest clearance. *Nature*, 268, 296-297.
189. Moore, P.D. and D.J. Bellemy. (1973) *Peatlands*. 1-221. London (Elek Science).
190. Morgan, W.B. (1978) Development and the fuelwood situation in Nigeria. *GeoJournal*, 2, 437-442.
191. Murtha, F.A. (1978) Remote sensing and vegetation damage: a theory for detection and assessment. *Photogrammetric Engin. and Remote Sensing*, 44, 1147-1158.
192. Myers, N. (1976) An expanded approach to the problem of disappearing species. *Science*, 193, 198-202.
193. Myers, N. (1978) Forests for people. *New Scientist*, 80, 951-953.
194. Nef, J.U. (1977) An early energy crisis and its consequences. *Sci. Am.*, 237, 140-151.
195. Niehaus, F. (1976) A non-linear eight level tandem model to calculate the future CO<sub>2</sub> and C-14 burden to the atmosphere. *IIASA Research Memorandum RM 76-35*, 1-50. Laxenburg, Österreich.
196. Niehaus, F. (1979) Carbon dioxide as a constraint for global energy scenarios. In: *Man's Impact on Climate*, W. Bach, J. Pankrath and W.W. Kellogg, Eds., *Proceedings of an international conference held in Berlin, 14-16 June 1978*, 285-297. Amsterdam Oxford New York (Elsevier).
197. Nye, P.H. and D.J. Greenland. (1960) The soil under shifting cultivation. *Commonwealth Bureau of Soils, Tech. Comm. No. 51*, 1-156. Harpenden.
198. Nye, P.H. and D.J. Greenland. (1964) Changes in the soil after clearing a tropical forest. *Plant and Soil*, 21, 101-112.

199. O'Brien, B.J. and J.D. Stout. (1978) Movement and turnover of soil organic matter as indicated by carbon isotope measurements. *Soil Biol. Biochemistry*, **10**, 309-317.
200. Oeschger, H., U. Siegenthaler, U. Schotterer and A. Gugelmann. (1975) A box diffusion model to study the carbon dioxide exchange in nature. *Tellus*, **27**, 168-192.
201. Oeschger, H. and U. Siegenthaler. (1978) The dynamics of the carbon cycle as revealed by isotope studies. In (302), 45-61.
202. Östlund, H.G., H.G. Dorsey and C.G. Rooth. (1974) GEOSecs north Atlantic radiocarbon and tritium results. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **23**, 69-86.
203. Olson, J.S. (1970) Carbon cycle and temperate woodlands. In: *Analysis of Temperate Forest Ecosystems*, D.E. Reichle, Ed., Ecological Studies, **1**, 226-241. Berlin Heidelberg New York (Springer Verlag).
204. Olson, J.S. (1975) Productivity of forest ecosystems. In: *Productivity of World Ecosystems*, 33-43. National Academy of Sciences, Washington, D.C.
205. Olson, J.S. and G.G. Killough. (1977) Atmosphere carbon exchanges with subdivided biospheric pools and diffusive ocean. *Trans. Am. Geophys. Union*, **58**, 808.
206. Olson, J.S., H.A. Pfuderer and Y.-M. Chan. (1978) Changes in the global carbon cycle and the biosphere. OERI/EIS-109, Environmental Sciences Division Publication No. 1050. 1-169. Oak Ridge National Laboratory.
207. Openshaw, K. (1974) Wood fuels in the developing world. *New Scientist*, **61**, 271-272.
208. Ovington, J.D. and D. Heitkamp. (1960) The accumulation of energy in forest plantations in Britain. *J. Ecol.*, **48**, 639-646.
209. Paul, E.A. (1976) Nitrogen cycling in terrestrial ecosystems. In: *Environmental Biogeochemistry*, J.O. Nriagu, Ed., Vol. 1, 225-243. Ann Arbor (Ann Arbor Science Publ.).
210. Pearman, G.I. and J.R. Garratt. (1973) Space and time variations of tropospheric carbon dioxide in the southern hemisphere. *Tellus*, **25**, 309-311.
211. Pearman, G.I., R.J. Francey and F.J.B. Fraser. (1976) Climatic implications of stable carbon isotopes in tree rings. *Nature*, **260**, 771-772.
212. Penning de Vries, F.W.T., A.H.M. Brunsting and H.M. van Laar. (1974) Products, requirements and efficiency of photosynthesis: a quantitative approach. *J. Theor. Biology*, **45**, 339-377.
213. Persson, R. (1974) World Forest Resources. Review of the world's forest resources in the early 1970's. Institutionen för Skogstaxering, Dept. of Forest Survey No. 17, 1-264. Royal College of Forestry, Stockholm.
214. Persson, R. (1977) Forest Resources of Africa. An approach to international forest resource appraisals. Part II: Regional Analysis. Institutionen för Skogstaxering, Dept. of Forest Survey No. 22, 1-224. Royal College of Forestry, Stockholm.
215. Phillips, J. (1959) Agriculture and Ecology in Africa. 1-424. London (Faber and Faber).
216. Pisek, A. and E. Winkler. (1956) Wassereffizienzdefizit, Spaltenbewegung und Photosynthese. *Protoplasma*, **46**, 597-611.
217. Popenoe, H. (1957) The influence of the shifting cultivation cycle on soil properties in Central America. *Proc. Ninth Pacific Sci. Congr.*, **7**, 72-77.
218. Pytkowicz, R.M. (1973) The carbon dioxide system in the oceans. *Swiss J. Hydrol.*, **35**, 8-28.
219. Ralston, C.W. (1979) Where has all the carbon gone? *Science*, **204**, 1345-1346 (Replik auf (313) mit Erwiderung).
220. Ramanathan, V. and J.A. Coakley Jr. (1978) Climate modelling through radiative-convective models. *Rev. Geophys. and Space Phys.*, **16**, 465-689.
221. Ramjitsinh, M.F. (1979) Forest destruction in Asia and the South Pacific. *Ambio*, **8**, 192-201.
222. Raschke, K. (1975) Stomatal action. *Ann. Rev. Plant Physiol.*, **26**, 309-340.
223. Rebbello, A. and K. Wagener. (1976) Evaluation of  $^{12}\text{C}$  and  $^{13}\text{C}$  data on atmospheric  $\text{CO}_2$  on the basis of a diffusion model for oceanic mixing. In: *Environmental Biogeochemistry*, J.O. Nriagu, Ed., Vol. 1, 13-23. Ann Arbor (Ann Arbor Science Publ.).
224. Reichle, D.E., B.E. Dinger, M.T. Edwards, W.F. Harris and P. Sollins. (1973) Carbon flow and storage in a forest ecosystem. In: *Carbon and the Biosphere*, G.M. Woodwell and E.V. Pecan, Eds., 345-364. USAEC CONF 720510, NTIS, Springfield, VA.
225. Reinera, W.A. (1973) Terrestrial detritus and the carbon cycle. In: *Carbon and the Biosphere*, G.M. Woodwell and E.V. Pecan, Eds., 303-327. USAEC CONF 720510, NTIS, Springfield, VA.
226. Reinera, W.A. and H.E. Wright, Jr. (1977) Impact of prehistoric and present fire patterns on the carbon dioxide content of the atmosphere. In (264), 121-135.
227. Revelle, R. and M.E. Suess. (1957) Carbon dioxide exchange between atmosphere and ocean and the question of an increase of atmospheric  $\text{CO}_2$  during past decades. *Tellus*, **9**, 18-27.
228. Revelle, R. and W. Munk. (1977) The carbon dioxide cycle and the biosphere. In: *Energy and Climate*, 140-158. National Academy of Sciences, Washington, D.C.
229. Rhody, B. (1976) Ein 70 mm-Stereo-Kamerasystem für die Waldaufnahme von leichten Flächenflugzeugen aus. In: *Remote Sensing in Forestry*, Proceed. of the Symp. held during the XVI. IUFRO World Forest Congress, Oslo, 21-26 June 1976, G. Hildebrandt, Ed., 61-78. Freiburg i. Br.
230. Richards, P.W. (1957) The Tropical Rain Forest. 1st Reprint, 1-450. Cambridge (University Press).
231. Richards, P.W. (1977) Tropical forests and woodlands: an overview. *Agro-Ecosystems*, **3**, 225-238.
232. Rodin, L.E. and N.I. Bazilevich. (1967) Production and Mineral Cycling in Terrestrial Vegetation, 1-288. Engl. Transl. ed. by G.E. Fogg. Edinburgh and London (Oliver and Boyd).
233. Rodin, L.E., N.I. Bazilevich and N.M. Rozov. (1975) Productivity of the world's main ecosystems. In: *Productivity of World Ecosystems*, 13-26. National Academy of Sciences, Washington, D.C.
234. Roessel, J.W. van and R.C. de Codoy. (1974) SLAR mosaics for project RADAM. *Photogrammetric Engin. and Remote Sensing*, **40**, 583-595.
235. Roether, W. (1979) Use of oceanic tracers to determine the uptake of excess  $\text{CO}_2$  into the ocean. In: *Man's Impact on Climate*, W. Bach, J. Pankrath and W.W. Kellogg, Eds., Proceedings of an International Conference held at Berlin, 14-16 June 1978. 109-114. Amsterdam Oxford New York (Elsevier).
236. Rotty, R.M. (1973) Commentary on and extension of calculative procedure for  $\text{CO}_2$  production. *Tellus*, **25**, 508-517.
237. Rotty, R.M. (1974) First estimate of global flaring of natural gas. *Atmos. Environ.*, **8**, 681-686.
238. Rotty, R.M. (1977) Present and future production of  $\text{CO}_2$  from fossil fuels - a global appraisal. 1-17. Institute for Energy Analysis, Oak Ridge Associated Universities, Oak Ridge.
239. Rotty, R.M. (1978) The atmospheric  $\text{CO}_2$  consequences of heavy dependence on coal. In (302), 263-273.
240. Rotty, R.M. and A.M. Weinberg. (1977) How long is coal's future? *Clim. Change*, **1**, 45-57.
241. Rowe, J.S. and G.W. Scotter. (1973) Fire in the boreal forest. *Quaternary Res.*, **3**, 444-464.
242. Runge, H. (1973) Der biologische Energieumsatz in Land-Ökosystemen unter dem Einfluss des Menschen. In: *Ökosystemforschung*, H. Ellenberg, Ed., 123-140. Berlin Heidelberg New York (Springer Verlag).
243. Salas, G. de las (1973) Eigenschaften und Dynamik eines Waldstandortes in Grenzbereich des immergrünen tropischen Regenwaldes in mittleren Magdalenatal (Kolumbien). *Gdct. Bodenkd. Ber.*, **27**, 1-206.
244. Salas, G. de las und H. Fölster. (1976) Bioelement loss on clearing a tropical rain forest. *Turrialba*, **26**, 179-185.
245. Sarmiento, G. and M. Monasterio. (1975) A critical consideration of the environmental conditions associated with the occurrence of savanna ecosystems in tropical America. In: *Tropical Ecological Systems*, F.B. Colley and E. Medina, Eds., Ecological Studies, **11**, 223-250. Berlin Heidelberg New York (Springer Verlag).
246. Satchell, J.E. (1971) Feasibility study of an energy budget for Heathop Wood. In: *Productivity of Forest Ecosystems*, P. Duvingnaud, Ed., 619-630. UNESCO, Paris.
247. Satoo, T. (1970) A synthesis of studies by the harvest method: primary production relations in the temperate deciduous forests of Japan. In: *Analysis of Temperate Forest Ecosystems*, D.E. Reichle, Ed., Ecological Studies, **1**, 55-72. Berlin Heidelberg New York (Springer Verlag).
248. Sen Gupta, R. (1973) Nitrogen and phosphorus budgets in the Baltic Sea. *Marine Chem.*, **1**, 267-280.
249. Siegenthaler, U. and H. Oeschger. (1978) Predicting future atmospheric carbon dioxide levels. *Science*, **199**, 388-395.
250. Siegenthaler, U., H. Heimann and H. Oeschger. (1978) Model responses of the atmospheric  $\text{CO}_2$  level and  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  ratio to biogenic  $\text{CO}_2$  input. In (302), 79-87.
251. Simpson, H. (1978) A reevaluation of the estimates of forest biomass change over the period 1958 to 1976. Manuscript, Lamont-Doherty Geological Observatory, 1-10. Palisades, New York.
252. Sioli, H. (1973) Recent human activities in the Brazilian Amazon region and their ecological effects. In (181), 321-334.
253. Sioli, H. (1977) Amazonien: Der Welt größter Wald in Gefahr! Ökosystemforschung im Amazonasgebiet. *Umschau*, **77**, 147-150.
254. Smagorinski, J. (1974) Global atmospheric modeling and the numerical simulation of climate. In: *Weather and Climate Modification*, W.N. Hess, Ed., 633-686. New York London Sydney Toronto (Wiley Interscience).
255. Smil, V. and D. Milton. (1974) Carbon dioxide: alternative futures. *Atmos. Environ.*, **8**, 1213-1223.
256. Smith, W.H. (1974) Air pollution - effects on the structure and function of the temperate forest ecosystem. *Environ. Pollution*, **5**, 111-129.
257. Söderlund, R. and B.H. Svensson. (1976) The global nitrogen cycle. In: *Nitrogen, Phosphorus and Sulphur - Global Cycles*, B.H. Svensson and R. Söderlund, Eds., SCOPE Report 7, 23-73. Ecol. Bull. **22**, Stockholm.
258. Sommer, A. (1976) Attempt at an assessment of the world's tropical moist forests. *Unasylva*, **28** 5-24.
259. Spurr, S.H. and H.J. Vaux. (1976) Timber: biological and economic potential. *Science*, **191** 752-756.
260. Sternberg, H. O'Reilly (1968) Man and environmental change in South America. In (87), 413-445.
261. Stocker, O. (1969) Die "Stoffproduktion" in Urwäldern und anderen Pflanzengesellschaften im Gleichgewicht. *Mitt. Florist.-soziolog. Arb.-Gem. GStrein*, **16**, 422-434.
262. Strain, B.R., Ed. (1978) Report of the Workshop on Anticipated Plant Responses to Global Carbon Dioxide Enrichment. Duke University 27706, 1-23 + 91 pp. bibliography. Durham, NC.
263. Stuiver, M. (1978) Atmospheric carbon dioxide and carbon reservoir changes. *Science*, **199**, 253-258.
264. Stumm, W., Ed. (1977) Global Chemical Cycles and their Alternations by Man. Report of the Dahlem Workshop, 15-19 Nov., 1976. 1-347. Dahlem Konferenzen, Berlin.
265. Suess, H.E. (1955) Radiocarbon concentrations in modern wood. *Science*, **122**, 415-417.
266. Sundquist, E.T., L.N. Plummer and T.M.L. Wigley. (1979) Carbon dioxide in the ocean surface: the homogeneous buffer factor. *Science*, **204**, 1203-1205.
267. Svensson, B.H., A.K. Veum and S. Kjellvik. (1975) Carbon losses from tundra soils. In: *Fennoscandian Tundra Ecosystems*, F.E. Wielgolaski, Ed., Part I, Ecological Studies, **16**, 279-286. Berlin Heidelberg New York (Springer Verlag).
268. Synnott, T.J. (1977) Monitoring tropical forests: a review with special reference to Africa. The Monitoring and Assessment Research Centre (MARC) Report 5, 1-45. Chelsea College, London.

269. Schidlowski, M. (1971) Probleme der atmosphärischen Evolution im Präkambrium. *Geol. Rdsch.* **60**, 1251-1384.
270. Schidlowski, M., R. Eichmann and C.E. Junge. (1974) Evolution des irdischen Sauerstoff-Budgets und Entwicklung der Erdatmosphäre. *Umschau*, **74**, 703-707.
271. Schlesinger, W.H. (1977) Carbon balance in terrestrial detritus. *Ann. Rev. Ecol. Systematics*, **8**, 51-81.
272. Schlesinger, W.H. (1979) The world carbon pool in soil organic matter: a source of atmospheric CO<sub>2</sub>? Paper presented at the SCOPE workshop "The role of terrestrial vegetation in the global carbon cycle: methods of appraising changes". 6-11 May 1979, Woods Hole, Massachusetts, 1-31.
273. Schneider, S.H. (1975) On the carbon dioxide-climate confusion. *J. Atmos. Sciences*, **32**, 2060-2066.
274. Schneider, S.H. (Chairman). (1979) Panel Report 4 in (82), 24-33.
275. Schneider, S.H. and R.E. Dickinson. (1974) Climate modeling. *Rev. Geophys. and Space Phys.*, **12**, 447-493.
276. Schultz, J. (1979) Applications of Landsat satellite imagery for resource inventory and evaluation in developing countries. *GeoJournal*, **3**, 53-62.
277. Takahashi, T. (1979) Carbon dioxide chemistry in ocean water. In (82), 63-71.
278. Tans, P.P. (1978) Carbon 13 and carbon 14 in trees and the atmospheric CO<sub>2</sub> increase. Dissertation, 1-99. Groningen.
279. Tice, D. and J. Euskirchen. (1976) Faster and more effective forest fire surveillance with live IR imaging superimposed on visible terrain view. In: Remote Sensing in Forestry, Proceed. of the Sympos. held during the XVI. IUFRO World Congress, Oslo, 21-26 June 1976, G. Hildebrandt, Ed., 53-59. Freiburg i. Br.
280. Tillman, D.A. (1978) Wood as an Energy Source. 1-252. New York San Francisco London (Academic Press).
281. Ullrich, B., R. Mayer and H. Heller, Eds. (1974) Data analysis and data synthesis of forest ecosystems. *GfT. Bodenk. Ber.*, **30**, 1-459.
282. Voss, A. and P. Niehaus. (1977) Die Zukunft des Weltenergiesystems. *Umschau*, **77**, 625-632.
283. Wagoner, K. (1979) Total anthropogenic CO<sub>2</sub> production during the period 1860-1975 from carbon-13 measurements. *Ercheint in Radiation and Environm. Biophysics*.
284. Wagoner, K. (1979) The carbonate system of the ocean. In (44), 251-258.
285. Wagoner, K. and H. Förstel. (1972) Relaxation phenomena in the biological carbon cycle under conditions of variable atmospheric CO<sub>2</sub> content. *Z. Naturforsch.*, **27a**, 812-815.
286. Walter, H. (1973) Die Vegetation der Erde in öko-physiologischer Betrachtung. Bd. I: Die tropischen und subtropischen Zonen. 3. Aufl., 1-743. Stuttgart (Gustav Fischer).
287. Walter, H. (1973) Vegetationszonen und Klima. 2. Aufl., 1-253. Stuttgart (Ulmer), UTB 14.
288. Walter, H. (1974) Die Vegetation Osteuropas, Nord- und Zentralasiens. 1-452. Stuttgart (Gustav Fischer).
289. Walter, H. (1976) Die ökologischen Systeme der Kontinente (Biogeosphäre). Prinzipien ihrer Gliederung mit Beispielen. 1-131. Stuttgart (Gustav Fischer).
290. Waring, R.H. and J.F. Franklin. (1979) Evergreen coniferous forests of the Pacific Northwest. *Science*, **204**, 1380-1386.
291. Waters, R.F. (1971) Shifting cultivation in Latin America. *FAO Forestry Development Paper No. 17*. 1-305. FAO, Rom.
292. Watts, R.G. (1978) Climate models and the prediction of CO<sub>2</sub>-induced climatic changes. Oak Ridge Associated Universities ORAU/IEA-78-24(M). Research Memorandum, 1-39. Oak Ridge.
293. Weaver, H. (1974) Effects of fire on temperate forests: Western United States. In (157), 279-319.
294. Westin, F.C. and C.J. Yezzer. (1976) Landsat data, its use in a soil survey program. *Soil Sci. Soc. America J.*, **40**, 81-89.
295. White, E.H., C.R. Krueger and R.A. Moore. (1976) Changes in total N, organic matter, available P, and bulk densities of a cultivated soil 8 years after tame pasture was established. *Agronomy Journal*, **68**, 581-583.
296. Whitmore, T.C. (1975) Tropical Rain Forests in the Far East. 1-282. Oxford (Clarendon Press).
297. Whittaker, R.H. (1966) Forest dimensions and production in the Great Smoky Mountains. *Ecology*, **47**, 103-121.
298. Whittaker, R.H. and G.M. Woodwell. (1969) Structure, production and diversity of the oak-pine forest at Brookhaven, New York. *J. Ecol.*, **57**, 155-174.
299. Whittaker, R.H. and G.E. Likens. (1975) The biosphere and man. In: Primary Productivity of the Biosphere, H. Lieth and R.H. Whittaker, Eds., *Ecological Studies*, **14**, 305-328. Berlin Heidelberg New York (Springer Verlag).
300. Whittaker, R.H., F. H. Bormann, G.E. Likens and T. Siccamo. (1974) The Hubbard Brook ecosystem study: forest biomass and production. *Ecological Monogr.*, **44**, 233-254.
301. Wielgolaski, F.E., (1975) Productivity of tundra ecosystems. In: Productivity of World Ecosystems. 1-12. National Academy of Sciences, Washington, D.C.
302. Williams, J., Ed. (1978) Carbon Dioxide, Climate and Society. Proceedings of a IAEA Workshop, cosponsored by WHO, UNEP and SCOPE, 21-24 Feb. 1978, Baden bei Wien. 1-332. Oxford New York (Pergamon Press).
303. Williams, J. (1978) The effects of different energy strategies on the atmospheric CO<sub>2</sub> concentration and climate. In (302), 239-248.
304. Williams, P.M. (1968) Organic and inorganic constituents of the Amazon river. *Nature*, **218**, 937-938.
305. Wilson, A.T. (1978) Pioneer agriculture explosion and CO<sub>2</sub> levels in the atmosphere. *Nature*, **273**, 40-41.
306. Windhorst, H.-W. (1978) Geographie der Wald- und Forstwirtschaft. 1-204, Stuttgart (Teubner).
307. Wollast, R., R.M. Garrels and F.T. Mackenzie. (1979) Calcite-seawater reactions and CO<sub>2</sub> storage in ocean surface waters. *Erscheint in Am. J. Sci.*
308. Wong, C.S. (1978) Atmospheric input of carbon dioxide from burning wood. *Science* **200**, 197-200.
309. Woodwell, G.M. (1978) The global carbon dioxide question. *Sci. Am.*, **238**, 34-43.
310. Woodwell, G.M. and R.H. Whittaker. (1968) Primary production in terrestrial communities. *Amer. Zool.*, **8**, 19-30.
311. Woodwell, G.M., R.A. Houghton and M.R. Tempel. (1973) Atmospheric CO<sub>2</sub> at Brookhaven, Long Island, New York: pattern of variations up to 125 meters. *J. Geophys. Res.*, **78**, 932-940.
312. Woodwell, G.M. and R.A. Houghton. (1977) Biotic influences on the world carbon budget. In (264), 61-72.
313. Woodwell, G.M., R.H. Whittaker, W.A. Reiners, G.E. Likens, C.C. Delwiche and C.D. Borlin. (1978) The biota and the world carbon budget. *Science*, **192**, 141-146.
314. Wright, R.D. (1974) Rising atmospheric CO<sub>2</sub> and the photosynthesis of San Bernardino Mountain plants. *Am. Midland Naturalist.*, **91**, 360-370.
315. Young, A. (1976) Tropical Soils and Soil Survey. 1-468, Cambridge London New York Melbourne (Cambridge University Press).
316. Young, D.B. (1976) A wood famine? The question of deforestation in Old Regime France. *Forestry*, **49**, 45-56.
317. Zinnen, K.E., P. Offermann and G. Hartmann. (1977) Source functions of CO<sub>2</sub> and future CO<sub>2</sub> burden in the atmosphere. *Z. Naturforsch.*, **32a**, 1544-1554.

Ohne Verfasser:

318. Die Ionenfracht des Rio Negro, Staat Amazonas, Brasilien, nach Untersuchungen von Dr. Harald Ungemach. *Amazoniana*, **3**, 175-185 (1972).
319. Bedrohlicher Rückgang der tropischen Regenwälder. In Südostasien jährlich 15,2 Millionen Hektar Verlust. *Frankfurter Allgem. Z.* vom 6.9.1972.
320. The Physical Basis of Climate and Climate Modelling. Report of the International Study Conference in Stockholm, 29 July - 10 August 1974. Global Atmospheric Research Programme (GARP), WMO-ICSU Joint Organizing Committee. GARP Publication Series No. 16, 1-265. WMO, Genève (1976).
321. United Nations Statistical Yearbook, 1-963. New York (1976).
322. The Consequences of a Hypothetical World Climate Scenario Based on an Assumed Global Warming Due to Increased Carbon Dioxide. Symposium and Workshop, Aspen, Colorado, 8-14 Oct. 1978. Steering Committee: G.J. MacDonald, W.Orr Roberts, R.D. Bojkov, R. Mikhail and D.H. Slade. 1-65. Aspen, CO (1978).
323. A Comprehensive Plan for Carbon Dioxide Effects Research and Assessment. Part I: The Global Carbon Cycle and Climatic Effects of Increasing Carbon Dioxide. Office of Carbon Dioxide Effects Research and Assessment, Assistant Secretary for Environment, U.S. Department of Energy. 1-59. Washington, D.C. (1978).

Nachtrag:

324. Bach, W., J. Fankrath and W. Kellogg, Eds. (1979) Man's Impact on Climate. Proceedings of an International Conference held in Berlin, June 14-16, 1978. *Developments in Atmospheric Science*, **10**, 1-327. Amsterdam Oxford New York (Elsevier).
325. Brana, E.A. (1971) Continuous cultivation of West African soils: organic matter diminution and effects of applied lime and phosphorus. *Plant and Soil*, **35**, 401-414.
326. Campbell, C.A. (1978) Soil organic carbon, nitrogen and fertility. In (334), 173-271.
327. Edwards, P.J. and P.J. Grubb. (1977) Studies of mineral cycling in a montane rain forest in New Guinea. I. The distribution of organic matter in the vegetation and soil. *J. Ecol.*, **65**, 943-969.
328. Freyer, H.D. (1979) Factors influencing the <sup>13</sup>C record of tree rings in modern wood. Manuscript, prepared for WMO, 1-12.
329. Greenland, D.J. and P.H. Nye. (1959) Increase in the carbon and nitrogen contents of tropical soils under natural fallows. *J. of Soil Sci.*, **10**, 284-299.
330. Keeling, C.D., W.G. Mook and P.P. Tans. (1979) Recent trends in the <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C ratio of atmospheric carbon dioxide. *Nature*, **277**, 121-123.
331. Lal, R. (1974) No-tillage effects on soil properties and maize (*Zea mays* L.) production in Western Nigeria. *Plant and Soil*, **40**, 321-331.
332. Meints, V.W. and G.A. Peterson. (1977) The influence of cultivation on the distribution of nitrogen in soils of the ustoll suborder. *Soil Sci.*, **124**, 334-342.
333. Suvorov, A.K. (1974) Characteristics of migration of organic and mineral substances in plowed sod-podzolic soils. *Soviet Soil Science*, **6**, 18-25.
334. Schnitzer, M. and S.U. Khan. (1978) Soil Organic Matter. *Developments in Soil Science*, **8**, 1-319. Amsterdam Oxford New York (Elsevier).
335. Woodwell, G.M. (1978) Biotic interactions with atmospheric CO<sub>2</sub>. In (302), 63-67.
336. Armentano, T.V. and J. Wett, Eds. (1980) The Role of Temperate Zone Forests in the World Carbon Cycle - Problem Definition and Research Needs. United States Department of Energy OORF-7901105 UC-11: Carbon Dioxide Effects Research and Assessment Program. 1-69. Indianapolis (The Institute of Ecology).
337. Armentano, T.V., Ed. (1980) The Role of Organic Soils in the World Carbon Cycle - Problem Analysis and Research Needs. United States Department of Energy OORF-7905135 UC-11: Carbon Dioxide Effects Research and Assessment Program. 1-34. Indianapolis (The Institute of Ecology).

338. Bach, W. (coordinator), H. Brühl, U. Fischbach, J. Goudriaan, U. Hampicke, G.H. Kohlmaier, C. Kratz, W. Louverse, C. Marchetti, F. Niehaus, H. Oeschger, W. Roether, R.M. Rötty, W. Schunck, U. Siegenthaler, H. van Keulen and H.H. van Laar (1980) The Carbon Dioxide Problem. An Interdisciplinary Survey. *Experientia*, 26, 767-890, 1017-1134.
339. Bach, W. und G. Breuer (1980) Wie dringend ist das CO<sub>2</sub>-Problem? Energiepolitische Empfehlungen der Internationalen Energie/Klima-Konferenz vom 3.-7. März 1980 in Münster. *Umschau*, 80, 520-525.
340. Bach, W., J. Pankrath and J. Williams, Eds. (1980) Interactions of Energy and Climate. 1-568. Dordrecht Boston (Reidel), forthcoming.
341. Björkström, A. (1979) Man's Global Redistribution of Carbon. *Ambio*, 8, 254-259.
342. Breuer, G. (1979) Can Forest Policy Contribute to Solving the CO<sub>2</sub> Problem? In (350), 449-451.
343. Brown, S. and A.E. Lugo (1980) Preliminary Estimate of the Storage of Organic Carbon in Tropical Forest Ecosystems. In (344), 65-117.
344. Brown, S., A.E. Lugo and B. Liegel, Eds. (1980) The Role of Tropical Forests on the World Carbon Cycle. United States Department of Energy CONF-800350 UC-11: Carbon Dioxide Effects Research and Assessment Program. 1-156. Gainesville, Florida (Center for Wetlands, Univ. of Florida).
345. Detwiler, R.P. and C.A.S. Hall (1980) The Development of an Empirically-Driven Simulation Model of Carbon Exchange Between Human-Impacted Tropical Ecosystems and the Atmosphere. In (344), 140-156.
346. Hampicke, U. (1979) Man's Impact on the Earth's Vegetation Cover and Its Effects on Carbon Cycle and Climate. In (324), 139-159.
347. Hampicke, U. (1980) The Role of the Biosphere. In (340), 149-167.
348. Holdridge, L. (1980) A New Look at Atmospheric Carbon Dioxide. In (344), 19-29.
349. Keeling, C.D. (1979) The Suess Effect: <sup>13</sup>Carbon-<sup>14</sup>Carbon Interrelations. In (350), 229-300.
350. Libby, L.M., Guest Ed. (1979) Carbon Dioxide and Climate. Dedicated to W.F. Libby and H.E. Suess. *Environment International*, 2, Numbers 4-6 (Special Issue), 203-474.
351. Lieth, H., J. Seeliger und G. Zimmermeyer (1980) Die CO<sub>2</sub>-Frage aus geo-ökologischer und energiewirtschaftlicher Sicht. *Brennstoff-Wärme-Kraft*, 32, 393-400.
352. Lugo, A.E. (1980) Are Tropical Forest Ecosystems Sources or Sinks of Carbon? In (344), 1-18.
353. Lugo, A.E. and S. Brown (1980) Ecological Issues Associated With the Interpretation of Atmospheric CO<sub>2</sub> Data. In (344), 30-43.
354. Myers, N. (1980) The Present Status and Future Prospects of Tropical Moist Forests. *Environmental Conservation*, 7, 101-114.
355. Olson, J.S., L.J. Allison and B.-N. Collier (1980) Carbon Cycles and Climate: A Selected Bibliography. Oak Ridge National Laboratory, Environmental Sciences Division, Publication No. 1006. ORNL/EIS-108/V1, V2, V3. 3 Volumes, 1-34, 1-253, 1-179.
356. Pearman, G.I. (1980) Atmospheric CO<sub>2</sub> Concentration Measurements. A Review of Methodologies, Existing Programmes and Available Data. WMO Project on Research and Monitoring of Atmospheric CO<sub>2</sub>, Report No. 3. 1-42. Geneva (World Meteorological Organization).
357. Richey, J.E., J.T. Brock, R.J. Naiman, R.C. Wissmar and R.F. Stallard (1980) Organic Carbon: Oxidation and Transport in the Amazon River. *Science*, 207, 1348-1351.
358. Roether, W. (1980) The Effects of the Ocean on the Global Carbon Cycle. In (338), 1017-1134.
359. Seiler, W. and P.J. Crutzen (1980) Estimates of Gross and Net Fluxes of Carbon Between the Biosphere and the Atmosphere from Biomass Burning. *Climatic Change*, 2, 207-247.
360. Siegenthaler, U. and H. Oeschger (1980) Predictions of Future CO<sub>2</sub> Concentrations in the Atmosphere. In (338), 783-786.
361. Wallén, C.C. (1979) Global Monitoring of Carbon Dioxide in the Atmosphere. In (350), 351-355.
362. Carbon Dioxide Research Progress Report, Fiscal Year 1979. United States Department of Energy DOE/EV-0071 UC-11: Carbon Dioxide Effects Research and Assessment Program. 1-79. Washington, D.C. (1980).
363. A Comprehensive Plan for Carbon Dioxide Effects Research and Assessment. Part I: The Global Carbon Cycle and Climatic Effects of Increasing Carbon Dioxide. United States Department of Energy DOE/EV-0094 UC-11: Carbon Dioxide Effects Research and Assessment Program. 1-90. Washington, D.C. (1980).
364. Meeting of Experts on the Use of Carbon Isotopes in Atmospheric CO<sub>2</sub> Research. WMO Project on Research and Monitoring of Atmospheric CO<sub>2</sub>, Report No. 1. 1-8 + Appendices. Geneva (1980).

#### Anschriften der Verfasser:

Dr. Ulrich Hampicke

Arbeitsgruppe Umwelt Gesellschaft Energie  
Universität Essen/Gesamthochschule  
Universitätsstraße 12  
D-4300 Essen

Prof. Dr. Wilfrid Bach

Forschungsstelle für Angewandte Klimatologie  
und Umweltstudien  
Institut für Geographie  
Westfälische Wilhelms-Universität  
Robert-Koch-Straße 26  
D-4400 Münster