

## 2 Klimarelevante Prozesse

In diesem Kapitel wird die Dynamik des Klimasystems in ihren Grundzügen beschrieben, was bisweilen Verkürzungen und Vereinfachungen bedingt. Für weitergehend Interessierte empfehlen wir daher die Monographien von Weischet (1995), Philander (1990), Henderson-Sellers und Robinson (1986), Roedel (1994), Cotton und Pielke (1992), Hupfer (1991), und Peixoto und Oort (1992). Die Reihenfolge entspricht etwa den zunehmenden physikalischen Ansprüchen, die letzten beiden sind weniger als Lehrbücher anzusehen, dafür geben sie eine umfangreiche Sammlung an Daten zum Klimasystem. Empfehlenswerte Einführungen in Fragen der Meereskunde bieten Dietrich et al. (1975) und Bearman (1989), mehr auf die physikalische Dynamik gehen Pond und Pickard (1983) und Gill (1982) ein. Eine anschauliche und dennoch tiefgehende Darstellung bietet Stommel (1987). Zum Wasserkreislauf geben Baumgartner und Liebscher (1990) einen umfassenden Überblick. Übersichten über die biogeochemischen Kreisläufe und die damit eng zusammenhängende Atmosphärenchemie sind bei Butcher et al. (1992) und Graedel und Crutzen (1994) zu finden.

Antrieb für alle Prozesse im Klimasystem ist die Energie, die von der Sonne in Form von Strahlung geliefert wird (Abschnitt 2.1). Diese setzt Bewegungsvorgänge in der Atmosphäre (Abschnitt 2.2) und im Ozean (Abschnitt 2.3) in Gang, ist aber auch Grundlage für die Existenz der Biosphäre, die wiederum Einfluß auf Strahlungs- und Bewegungsvorgänge im Klimasystem nimmt (Abschnitt 2.4). Neben Ozean und Atmosphäre stellen die Eismassen eine weitere wichtige Komponente im Klimasystem dar (Abschnitt 2.5).

Tabelle 2.1. Daten zur Erde. Die Neigung der Erdachse ist dabei definiert als der Winkel zwischen Äquatorebene und der Ebene der Bahn der Erde um die Sonne.

Mittlerer Radius	6371 km
Erdoberfläche	$5,1 \cdot 10^{14} \text{ m}^2$
davon Ozean	$3,61 \cdot 10^{14} \text{ m}^2$
Masse der Atmosphäre	$5,14 \cdot 10^{18} \text{ kg}$
Masse des Ozeans	$1,4 \cdot 10^{21} \text{ kg}$
Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation	$7,292 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$
Neigung der Erdachse	$23,5^\circ$
Abstand zur Sonne	147 – 152 Mio km
Mittlere Schwerebeschleunigung	$9,806 \text{ m/s}^2$
Schwerebeschleunigung am Äquator bzw. Pol	9,78 bzw. $9,83 \text{ m/s}^2$

Tabelle 2.2. Übersicht zu den Größenordnungen von exemplarischen Energieflüssen im Klimasystem.

Solarkonstante	1370 W/m <sup>2</sup>
Solare Einstrahlung (pro m <sup>2</sup> Erdoberfläche)	ca. 342 W/m <sup>2</sup>
Wind und Meeresströmungen	ca. 4 W/m <sup>2</sup>
Geothermischer Wärmefluß aus dem Erdinneren	ca. 0,07 W/m <sup>2</sup>
Gezeiten	ca. 0,035 W/m <sup>2</sup>
Photosynthese	ca. 0,1 W/m <sup>2</sup>
Ein Mensch	ca. 120 W
Energieverbrauch in der BRD: kommerzielle Energieträger	ca. 1,6 W/m <sup>2</sup>

## 2.1

### Energie und Strahlung

Für alle physikalischen und biologischen Prozesse im Klimasystem (Abb. 1.1) ist *Energie* notwendig. Energie tritt in verschiedenen Formen auf: als Wärmeenergie, als Bewegungsenergie (Arbeit), als chemisch gespeicherte Energie und in Form von elektrischer Energie. Die wichtigsten Größen zur Erde und ihrer Bewegung sind in Tabelle 2.1 zusammengestellt. Eine Übersicht über die Größenordnungen von Energieflüssen gibt Tabelle 2.2.

Hauptantrieb für das Klimasystem ist die zeitlich und räumlich variierende Energiezufuhr durch die Sonne in Form von *Strahlung*, also ein Energiefluß. Der geothermische Wärmefluß aus dem Inneren der Erde kann demgegenüber vernachlässigt werden. Neben Strahlung sind für den Transport von *Energie* über den Globus noch zwei weitere Mechanismen von Bedeutung: Flüsse von sensibler Wärme, das heißt von warmer Luft oder warmem Wasser in kältere Regionen, und Transport von Wasserdampf, der die zur Verdunstung aufgewandte Energie in sich trägt.

#### 2.1.1

##### Strahlung

Strahlung, also elektromagnetische Wellen, überdeckt einen weiten, kontinuierlichen Bereich von Wellenlängen, der klimatisch von Bedeutung ist: ultraviolette Strahlung, sichtbares Licht von violett bis rot, Wärmestrahlung im infraroten Bereich (in dieser Reihenfolge nimmt die Wellenlänge zu und der Energiegehalt ab).

In welchem Wellenlängenbereich des Spektrums die von einem Körper ausgesandte (emittierte) Strahlung liegt, hängt primär von seiner Oberflächentemperatur ab: Die etwa 5800°C heiße Sonnenoberfläche emittiert vor allem im kurzwelligen, sichtbaren Bereich, die Ausstrahlung von Erde und At-

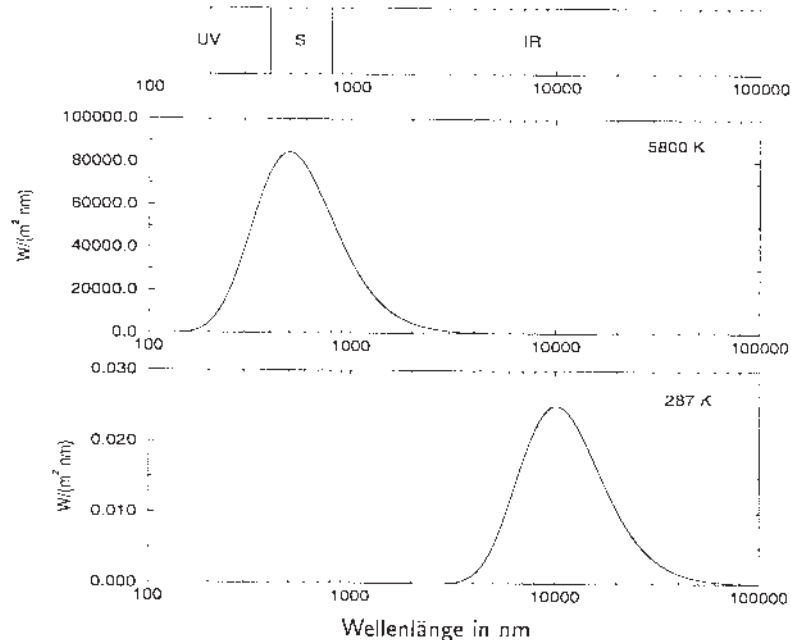


Abb. 2.1. Wellenlängenverteilung (*Spektrum*) der idealen Ausstrahlung von Körpern mit einer Temperatur von 5800 K (*Mitte*) und 287 K (*unten*) nach dem Planck-Strahlungsgesetz. Die Werte sind Energieflüsse in Watt pro  $\text{m}^2$  und pro Wellenlängenintervall von 1 nm. Oben sind die Bereichsabgrenzungen zwischen ultravioletem Licht (UV), sichtbarem (S) und infrarotem (IR) Licht angedeutet. Man beachte die Größenordnungsunterschiede der y-Achsen.

mosphäre liegt im langwelligen Bereich der – nicht sichtbaren, infraroten – Wärmestrahlung (Abb. 2.1). Da sich diese beiden Wellenlängenbereiche kaum überlappen, kann man sie relativ gut voneinander trennen, man spricht so von der kurzwelligen, solaren Strahlung und von der langwelligen, terrestrischen Strahlung.

Die *kurzwellige Strahlung* der Sonne beträgt im Abstand der Erde noch  $1370 \text{ W/m}^2$  (Solarkonstante). Bezieht man diesen Wert auf einen Quadratmeter der sich drehenden Erdkugel, so beträgt die solare Einstrahlung, die die Atmosphäre aus dem Weltall empfängt, etwa  $342 \text{ W/m}^2$ . Etwa die Hälfte davon wird an Luftmolekülen, Wassertröpfchen, Eiskristallen und anderen festen Partikeln gestreut (linke Seite in Abb. 2.2). Ein Teil des Streulichts wird in den Weltraum zurückreflektiert, der andere Teil erreicht die Erdoberfläche als diffuse kurzwellige Strahlung. Ein weiterer Teil der solaren Strahlung wird von Gasen, Tröpfchen und Partikeln absorbiert, das heißt die Strahlungsenergie wird von der Materie aufgenommen und in *Wärmeenergie* umgewandelt.

Von der an der Erdoberfläche ankommenden direkten und diffusen Strahlung wird ein Teil zurückgestreut. Dieser Anteil, der sehr variabel sein kann,

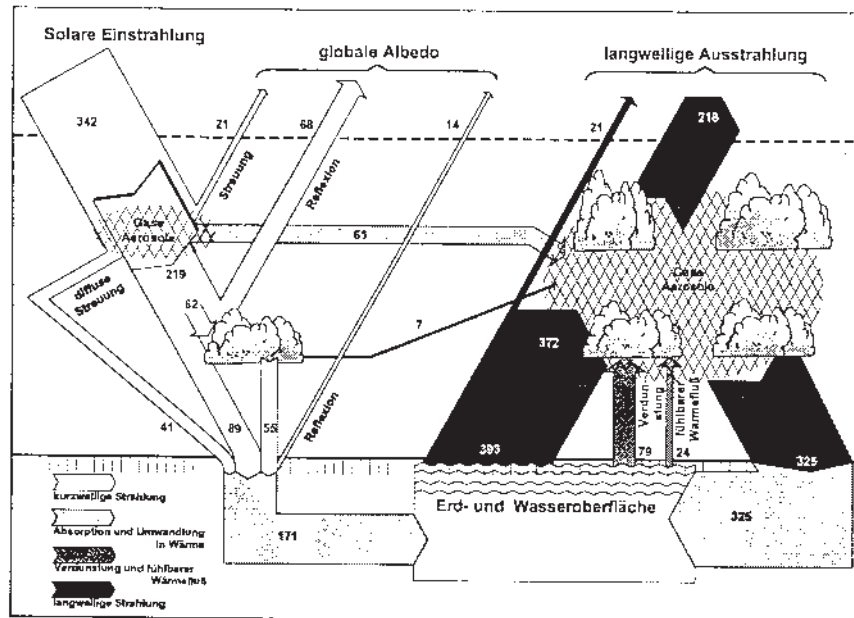


Abb. 2.2. Die globale Bilanz der Strahlungsenergie, die Zahlenwerte beziehen sich auf 1m<sup>2</sup> Erdoberfläche. Links sind die kurzwelligen Strahlungsflüsse dargestellt, rechts die langwellige Strahlung und die fühlbaren und latenten Wärmefflüsse. Die Absorption der langwelligen Strahlung in der Atmosphäre ist nicht explizit als Pfeil dargestellt.

hängt vom jeweiligen Reflexionsvermögen der Oberfläche, der *Albedo*, ab (Tabelle 2.3). Wald reflektiert nur etwa 15% des einfallenden Lichts, Sandwüste 35%, Neuschnee bis zu 95% und Wasser je nach Einfallswinkel 4 – 90%. Der Strahlungshaushalt der hohen Breiten hängt stark vom Vorhandensein von Schnee oder Eis ab: Die Albedo steigt bei Tundra von etwa 17% nach Schneefall auf ungefähr 85%, die Schneedecke begünstigt damit eine weitere Abkühlung. Die Bildung von Meereis erhöht die Albedo von 10 – 20% bei eisfreiem Ozean auf 25 – 60%. Hierbei spielt auch der Zustand des Eises oder des Schnees eine Rolle: Mehrjähriges Meereis ist dunkler als neugebildetes Eis und reflektiert daher weniger Sonnenstrahlung.

Der nicht reflektierte Rest wird absorbiert und bewirkt eine Erwärmung. Wie stark die Temperaturerhöhung ausfällt, hängt vom Wärmespeichervermögen, der *Wärmekapazität* des Materials ab. Wenn hier von Erdoberfläche die Rede ist, so gilt dies sinngemäß auch für Wasseroberflächen. Bei diesen wird die Strahlungsenergie jedoch nicht nur an der Oberfläche absorbiert und in Erwärmung umgesetzt, vielmehr dringt die kurzwellige Strahlung wenige bis 100 m tief ein.

Tabelle 2.3. Albedo-Werte für verschiedene Oberflächen. Die Albedo von Wasseroberflächen hängt stark vom Einfallswinkel ab.

Untergrund	Albedo	Untergrund	Albedo
Sand trocken	30 - 45%	Wasserfläche	4 - 95%
Sand naß	20 - 30%	Meereis	25 - 60%
Schwarzerde unbewachsen	5 - 15%	Schneedecke neu	70 - 95%
Braunerde unbewachsen	7 - 23%	Schneedecke alt	40 - 70%
Wüste	25 - 30%	Haufenwolken	70 - 90%
Tundra	15 - 20%	Schichtwolken	40 - 60%
Gras, Getreide	10 - 25%		
Savanne	15 - 20%		
Tropischer Regenwald	10 - 15%		
Laubwald	10 - 20%		
Nadelwald	5 - 15%		

Bei der Abgabe der durch Absorption von Strahlung aufgenommenen Energie spielt die *langwellige Ausstrahlung* (Emission) die Hauptrolle (rechte Seite in Abb. 2.2). Die von der Erde oder von Wolkentröpfchen emittierte langwellige Strahlung erfährt in der Atmosphäre nun ein deutlich anderes Absorptionsverhalten als die kurzwellige Strahlung. Verantwortlich hierfür sind die strahlungsaktiven Substanzen, insbesondere die sogenannten Treibhausgase wie Wasserdampf, Kohlendioxid ( $\text{CO}_2$ ), Methan ( $\text{CH}_4$ ), Lachgas ( $\text{N}_2\text{O}$ ) und vom Menschen erzeugte künstliche chemische Spurenstoffe, wie die Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW). Diese lassen zwar die einfallende kurzwellige Strahlung relativ ungehindert passieren, absorbieren jedoch die von der Erdoberfläche ausgehende langwellige Ausstrahlung schon in der unteren Troposphäre weitgehend, sie sind infrarotaktiv. Strahlungsaktiv sind darüberhinaus auch die festen Aerosole sowie Nebel- und Wolkentröpfchen.

Dies bedingt eine Erwärmung der betroffenen Luftschichten, die ihrerseits langwellige Strahlung aussenden. Generell steigt die emittierte Gesamtenergie mit zunehmender Temperatur überproportional an. So wird irgendwann eine Gleichgewichtstemperatur erreicht, bei der sich Zufuhr und Abfluß von Energie die Waage halten (*Energiebilanz*). In Analogie zu einem Glasdach, das sichtbares, kurzwelliges Licht fast ungehindert durchläßt, für langwellige Wärmestrahlung aber relativ undurchlässig ist, wird dieser Mechanismus als „Treibhauseffekt“ bezeichnet.

Gäbe es keine Atmosphäre mit strahlungsaktiven Eigenschaften, wäre die ausgestrahlte Energie an der Erdoberfläche überall gleich der kurzwelligen Einstrahlung ( $171 \text{ W/m}^2$ , wenn trotzdem kurzwellige Reflexion durch Gase und Wolken angenommen wird, vgl. Abb. 2.2). In diesem Klima würde die mittlere Oberflächentemperatur der Erde etwa  $-5^\circ\text{C}$  betragen. Die Differenz von  $+20^\circ\text{C}$  zur tatsächlichen globalen Jahresmitteltemperatur von  $+15^\circ\text{C}$ ,

## 5 Grundlagen von Strömungsmodellen

Ist man mit der Frage nach dem Verhalten des gesamten Klimasystems konfrontiert, zum Beispiel im Zusammenhang einer Prognose zukünftiger Klimaänderungen auf Grund energiepolitischer Szenarien, dann reichen konzeptionelle Modelle nicht aus. Zum Beispiel ist die Berechnung der atmosphärischen Durchlässigkeit allein für  $\text{CO}_2$  noch relativ einfach. Eine sich daraus ergebende Erwärmung kann aber zu mehr Verdunstung, zu mehr Wasserdampf (dem wichtigsten Treibhausgas) in der Atmosphäre, u.U. zu mehr oder auch nur anderen Wolken führen und damit die Albedo verändern. Höhere atmosphärische Wasserdampfgehalte würden den  $\text{CO}_2$ -induzierten Treibhauseffekt verstärken, eine Erhöhung der Wolken-Albedo ihn abschwächen.

Zur Beantwortung solcher Fragestellung nach der Wichtigkeit und den Wechselwirkungen verschiedener Prozesse haben sich realitätsnahe Zirkulationsmodelle als ein wichtiges Werkzeug erwiesen. In diesen Modellen wird versucht, die vorliegenden Kenntnisse über die einzelnen Prozesse im Klimasystem so konsistent wie möglich einzubringen. Heute verwendet man für die meisten klimarelevanten Fragestellungen solche Modelle mit einer dreidimensionalen räumlichen Auflösung von Atmosphäre und Ozean. Damit lassen sich die Strömung und viele andere Prozesse basierend auf physikalischen Grundprinzipien einigermaßen realistisch und detailliert simulieren. Ein solches dynamisches Zirkulationsmodell kann die allgemeine Zirkulation (Abschnitt 2.2) darstellen und wird deshalb oft auch nach dem englischen Begriff „General Circulation Model“ GCM abgekürzt.

Wie solche Zirkulationsmodelle aufgebaut sind und wie sie funktionieren, wird im folgenden Kapitel dargestellt. Wir wollen hier Gleichungen nicht aufschreiben, sondern versuchen, eine anschauliche Darstellung zu geben. Die physikalisch-mathematischen Ableitungen der *Fluidmechanik* sind in vielen allgemeinen oder speziell geophysikalisch orientierten Standardwerken dargestellt, empfehlenswerte Einführungen sind u.a. Roedel (1994), Schade und Kunz (1980), Tritton (1977), Gill (1982) und Washington und Parkinson (1986).

### 5.1

#### Grundgleichungen der Strömungs- und Thermodynamik

##### 5.1.1

##### Zustandsvariablen

Die grundlegenden Variablen, die das Strömungsverhalten der Fluiden Atmosphäre und Ozean darstellen, sind *Temperatur*, die *Dichte* des Fluids, *Druck* und die drei Raumkomponenten der *Strömungsgeschwindigkeit*. Im Ozean

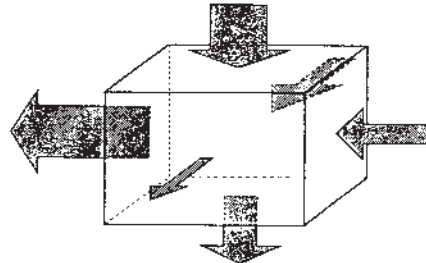


Abb. 5.1. Bilanzgleichungen betrachten ein (dreidimensionales) Volumenelement und die Flüsse durch seine Begrenzungsflächen in den drei Raumrichtungen.

wird an Stelle der Dichte meist der *Salzgehalt* als Variable geführt, da durch Angabe von Salzgehalt, Temperatur und Druck die Dichte definiert ist. In der Atmosphäre kommen noch die Gehalte an *Wasserdampf* und flüssigem *Wolkenwasser* hinzu, da ihre Umwandlung Energie freisetzt oder erfordert, und sie die Luftdichte mitbestimmen. Alle diese Größen variieren in der Zeit und im dreidimensionalen Raum.

Die Beziehung dieser Variablen zueinander und ihre zeitliche Veränderung lassen sich durch Grundprinzipien der Hydrodynamik und der Thermodynamik darstellen, wie die Erhaltung von Masse, Energie und Impuls. Diese Grundprinzipien können in mathematischen Bilanz- und Zustandsgleichungen ausgedrückt werden, die wir hier beschreiben wollen für ein ortsfestes Volumen, durch das Materie und Energie fließen, die jeweils formal nach den drei Raumrichtungen aufgeteilt sind (Abb. 5.1).

Zum Verständnis der Zustandsvariablen ist es nützlich, all diese jeweils als „Eigenschaft pro Volumen“ aufzufassen: die Dichte als Masse pro Volumen in  $\text{kg}/\text{m}^3$ , die Energie in  $\text{Joule}/\text{m}^3$  etc. Die Flüsse sind dann „Eigenschaft“ bezogen auf einen Zeitraum und auf die Begrenzungsflächen der gedachten Volumina: ein Massefluß in  $\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$ , ein Energiefluß in  $\text{J}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$  (was gleich der schon in Kapitel 2 verwendeten Einheit  $\text{W}/\text{m}^2$  ist).

### 5.1.2

#### Gesetz der Massenerhaltung

Die Masse in einem Volumen kann sich nur durch Zu- oder Abfluß über die Ränder des Volumenelements verändern (*Kontinuitätsgleichung*). Stellt man über ein Zeitintervall für ein (ortsfestes) Volumen eine Bilanz der Flüsse von Fluidmasse (Luft bzw. Wasser) durch dessen Oberfläche auf (Summe aller Zuflüsse minus Summe aller Abflüsse), so nimmt die Masse im Volumen und damit die Dichte des Fluids bei Überwiegen der Zuflüsse zu, und im Falle von stärkeren Abflüssen ab. Drei Beispiele sind in Abb. 5.2 dargestellt.



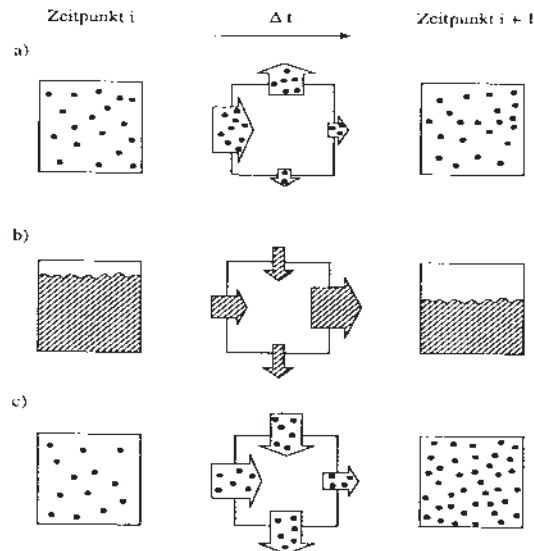


Abb. 5.2. Drei Beispiele der Massenbilanz, es sind jeweils nur zwei der drei Raumrichtungen dargestellt. a: Inkompressible Strömung (z.B. Wasser): Zuflüsse und Abflüsse sind in der Summe gleich, die Dichte im Volumenelement ändert sich nicht. b: Element an der Ozeanoberfläche: Stärkerer Ab- als Zufluß bedeutet Abnahme des Wasserstandes (Änderung pro Zeit negativ). c: Kompressible Strömung: Überwiegen der Zuflüsse führt zu einer Dichtezunahme.

### 5.1.3

#### Prinzip der Energieerhaltung

Der erste *Hauptsatz der Thermodynamik* besagt, daß Energie weder erzeugt noch vernichtet, sondern nur zwischen verschiedenen Formen umgewandelt werden kann. Diese Formen sind u.a. Strahlungsenergie, Wärmeenergie (fühlbar und latent) und mechanische Energie (Lage- und Bewegungsenergie). Die physikalische Formulierung dieses Grundprinzips ist analog zum Kontinuitätsgesetz: Für ein gedachtes Volumen wird eine Energiebilanz aller Energieformen über ein Zeitintervall erstellt. Fließt während der betrachteten Zeitdifferenz z.B. mehr kurzwellige Strahlungsenergie durch die Oberfläche in das Volumen hinein als wieder hinaus, so muß dieser Energieüberschuß in anderer Form entweder aus dem Volumen wieder entweichen (z.B. in Form langwelliger Strahlung oder Bewegungsenergie) oder eine Energiezunahme innerhalb des Volumens bewirken (z.B. in Form einer Temperaturerhöhung oder Verdunstung). Das Ausmaß einer solchen Temperaturerhöhung wird u.a. vom Wärmespeichervermögen des Fluides bestimmt. Wird einem Fluid eine definierte Wärmemenge zugeführt, so ändert ein Stoff mit geringem Wärmespeichervermögen (z.B. Luft) seine Temperatur stark, während ein Medium



sagen gemacht werden können, ob die Eisschilde wachsen (weniger Wasser im Ozean) oder schrumpfen (mehr Wasser im Ozean). Weitere nicht zu vernachlässigende Terme im Budget des Ozeanvolumens sind Änderungen des auf dem Festland gespeicherten Grund- und Oberflächenwassers. Einerseits wird durch Staudämme mehr Wasser an Land zurückgehalten, andererseits wird durch Förderung von Grundwasser mehr Wasser über Verdunstung und Oberflächenabfluß an Ozean beziehungsweise Atmosphäre abgegeben.

Klimamodelle haben systematische Fehler, wie wir in Kapitel 6 demonstriert haben. Trotzdem kann man mit solchermaßen fehlerhaften Modellen sinnvolle Sensitivitätsexperimente machen, in diesem Falle zur Bestimmung der Empfindlichkeit des Klimasystems gegenüber Veränderungen in der atmosphärischen Beimengung von strahlungsaktiven Gasen.

Das Argument basiert auf einem Vergleich von Größenordnungen. Zum einen sind die wesentlichen Merkmale des ozeanischen wie des atmosphärischen Zustandes richtig dargestellt. Die Fehler sind im Vergleich zum absoluten Klimazustand klein: die absolute Temperatur ist in der Größenordnung von 280 K, die Fehler dagegen nur wenige Grad; die Windgeschwindigkeiten sind bis zu mehrere 10 m/s groß, die Fehler betragen schlimmstenfalls wenige m/s. Zum andern ist die darzustellende Änderung ebenfalls klein, in der Größenordnung von wenigen °C bzw. m/s. Deshalb spielen nichtlineare Effekte, die möglicherweise die Wirkung von systematischen Fehlern auf die Änderung überproportional groß werden lassen können, eine geringe Rolle. Somit hat man einen guten Grund, die simulierte Änderung als eine Näherung für die wirkliche Änderung heranzuziehen.

## 7.4

### Nachweis anthropogener Klimabeeinflussung

#### 7.4.1

##### Zielsetzung

Da Treibhausgase schon seit Jahrzehnten in das Klimasystem eingebracht werden, muß man davon ausgehen, daß dadurch verursachte anthropogene Klimaänderungen schon stattfinden. Es stellt sich nun die Frage, ob sich diese Effekte bereits jetzt in den vorhandenen Beobachtungsdaten feststellen lassen. Zentrales Hindernis bei einem solchen Nachweisversuch sind die immer gegenwärtigen natürlichen Klimaschwankungen, von denen man eine anthropogene Klimaänderung trennen muß.

Man wird eine allgemeine Klimaänderung dann konstatieren, wenn Ereignisse mit veränderter Häufigkeit eintreten, und insbesondere wenn Ereignisse eintreten, die es früher nicht gab (*Nachweis, detection*). In diesem Sinne bestehen keine Schwierigkeiten festzustellen, daß das Klima der 1980er Jahre anders als das der 1970er Jahre war. Sehr viel schwieriger zu beantworten ist aber die Frage, ob diese Änderungen natürlicher Art oder anthropogen waren. Diese Unterscheidung ist keineswegs nur von akademischem Interes-

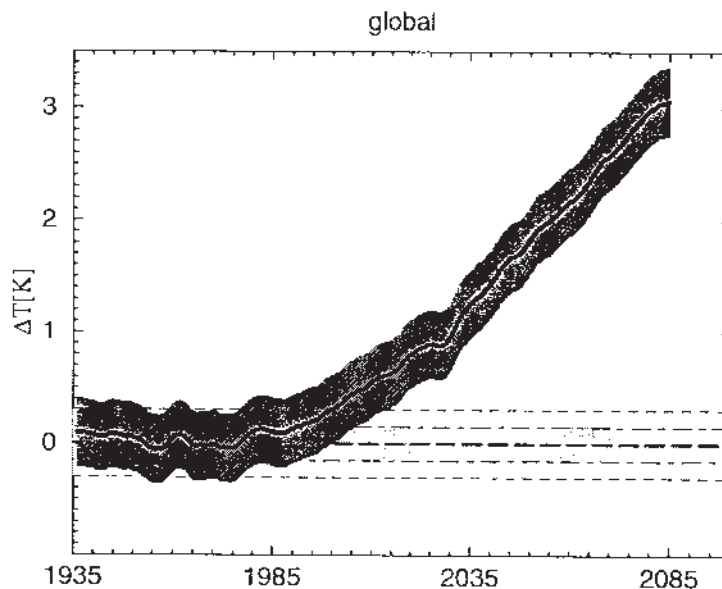


Abb. 7.10. Das Nachweisproblem in der Welt des Klimamodells. Die global gemittelte Modelltemperatur ist gegen die Zeit aufgetragen. Die grauen horizontalen Bänder deuten die Spannweite der Variationen an, die sich im Kontrolllauf aufgrund modellinterner Vorgänge entwickeln. Das inndere Band gibt dabei die Breite der einfachen Standardabweichung wieder, das äußere die der zweifachen. Die aufsteigende dicke Linie stellt eine Rechnung für die Erwärmung nach Szenario A dar; das schraffierte Band deutet die hierzu gehörigen Variationen an, die Bandbreite ist gleich derjenigen des Kontrolllaufs angenommen. (Von Cubasch et al., 1995b)

se: Sind die Änderungen natürlicher Art, dann werden den warmen Jahren wieder kalte folgen; sind sie anthropogen, muß man damit rechnen, daß den warmen 1980er Jahren weitere wärmere Dekaden folgen werden.

Um diese Frage anzugehen, beschränken wir die Problemstellung zunächst auf ein virtuelles Klimasystem, wie es durch ein realitätsnahes Klimamodell repräsentiert wird (Abb. 7.10). In der Welt des Klimamodells (für das Szenario A) ist die Frage recht einfach zu beantworten. Man bestimmt zunächst aus dem Kontrolllauf die Bandbreite der natürlichen Schwankungen. Danach wird festgestellt, wann die Entwicklung der bodennahen Lufttemperatur für das Erwärmungsszenario die Bandbreite der natürlichen Schwankungen verläßt. Dies ist, je nach Realisierung, irgendwann zwischen den Modelljahren 1985 und 2015 der Fall. Die Darstellung in Abb. 7.10 ist eindeutig: im Szenario A wird das stationäre Klima des Kontrolllaufs verlassen. In der Modellwelt würden die Zahlen irgendwann zwischen 1985 und 2015 klar auf die anthropogenen Erwärmung deuten. Die hier verwendete Zeitserie der globalen

Mitteltemperatur wird als *Nachweisvariable* (*detection variable*) bezeichnet. Natürlich könnten neben der bodennahen Lufttemperatur auch andere Variablen, wie Wasserstand oder Stratosphärentemperatur, herangezogen werden.

In der realen Welt stellt sich dieses Problem aus mehreren Gründen als nicht so einfach dar. Abgesehen davon, daß man den Beobachtungsdaten nur bedingt vertrauen kann (vergleiche Abschnitt 3.4), stehen nicht genügend Daten zur Verfügung, um die Bandbreite der natürlichen Schwankungen verläßlich zu bestimmen. Als weiteres Problem kommt hinzu, daß kein kontrolliertes Experiment durchgeführt werden kann, in dem nichts außer den Treibhausgasen auf das Klimasystem wirkt. Wenn man finden sollte, daß die Klimaentwicklung nicht vereinbar mit natürlichen Klimaschwankungen ist, dann kann man auf eine externe Einwirkung schließen – allerdings ist nicht klar welche. Es könnte die erhöhte Konzentration von Treibhausgasen sein, es könnten aber auch Veränderungen in der Sonnenstrahlung oder ähnliches sein.

Es macht keinen Sinn, einzelne Ereignisse, seien es zwei ungewöhnliche Zyklonen, die 1997 zu Hochwasser in der Oder führten, oder eine einmalige Dürre 1988 im mittleren Westen der USA, als Beweis für die Realität von anthropogenem Klimawandel heranzuziehen. Auch als „Hinweis“ können solche „irregulären“ Einzelereignisse nicht verwendet werden, da aufgrund des nichtlinearen Charakters des Klimasystems nicht klar ist, was dann „reguläre“ Ereignisse sind.

Hasselmann (1993) hat eine Nachweis-Strategie ausgearbeitet, die dann am Max-Planck-Institut für Meteorologie in Hamburg auf die Beobachtungsdaten angewandt wurde (Hegerl et al., 1996). Demnach ist der Erwärmungstrend in den letzten Jahrzehnten stärker, als man es aufgrund natürlicher Klimaschwankungen erwarten sollte. Die Ähnlichkeit des beobachteten Erwärmungstrends und der Modellsimulation läßt es plausibel erscheinen, daß diese ungewöhnliche Entwicklung auf die erhöhte Konzentration von Treibhausgasen in der Atmosphäre zurückzuführen ist. Die Studie macht allerdings eine Reihe von Annahmen, die problematisiert werden können. Im folgenden skizzieren wir Argumentation und Arbeitsschritte dieser Untersuchung. Eine aktuelle Übersicht über weitere methodische Ansätze bietet Zwiers (1998).

#### 7.4.2

##### Natürliche Variabilität

Die Abschätzung der natürlichen Variabilität gestaltet sich schwierig, da nur wenige meteorologische und ozeanographische Größen über längere Zeiten registriert wurden. Eigentlich kommen nur die Lufttemperatur und der Luftdruck am Boden in Frage, da diese Größen an vielen Orten der Welt seit etwa 100 Jahren gemessen werden. Der Luftdruck ist in diesem Zusammenhang eine uninteressante Größe, da man in ihr keine nennenswerten globalen Änderungen aufgrund der erhöhten Treibhausgaskonzentrationen erwartet. Daher bietet sich die bodennahe Temperatur als zu analysierende

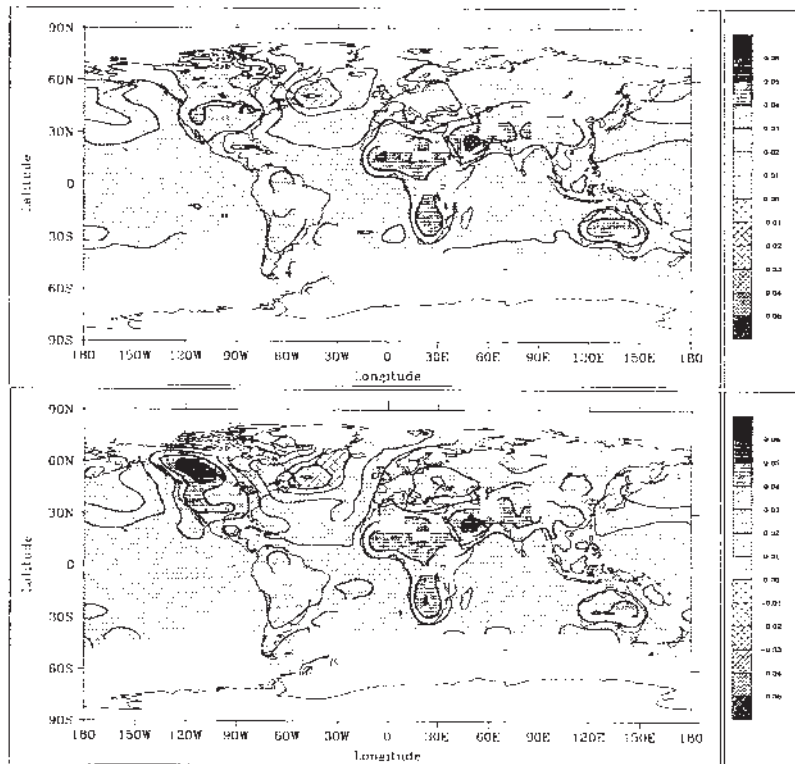


Abb. 7.11. *Oben:* Normiertes (also einheitenloses) Antwortmuster des Klimamodells auf eine CO<sub>2</sub>-Erhöhung. Die weißen Gebiete sind ausgespart, weil es in den Gebieten zu wenig Werte in den Beobachtungsdaten gibt. Dieses Muster wird als *Gewichtungsmuster* in der Nachweisstrategie gebraucht. Es ist überall positiv außer in einem Gebiet südöstlich von Grönland, wo ozeanische Prozesse eine geringe Abkühlung bewirken. *Unten:* Das aus dem oberen Muster hervorgehende optimierte *Fingerabdruckmuster*, das die Unterscheidung zwischen anthropogenem Signal und der natürlichen Klimavariabilität wahrscheinlicher macht. (Von Hegerl et al., 1996)

Größe an. Hier wurden die oft benutzten Daten von Jones und Briffa (1992) verwendet, die eine Interpolation von Punktmessungen auf ein regelmäßiges  $5^\circ \times 5^\circ$ -Gitter darstellen, aber auch noch fehlende Werte beinhalten. Für diesen Nachweis wurde aber nicht die Temperatur selbst als Beobachtungsgröße gewählt, sondern der über jeweils 20 Jahre berechnete Temperaturtrend, weil erwartet wird, daß die Temperaturen vielleicht selbst gar nicht so ungewöhnlich sind, wenn man einen genügend langen Referenzzeitraum zugrunde legt, sondern vielmehr die Geschwindigkeit ihrer Änderung. Auch die Ergebnisse

der Szenarienrechnungen, z.B. Abb. 7.5 sind ja im wesentlichen „Änderungen“ bezogen auf einen bestimmten Zeitraum.

Die Temperaturdaten liegen seit etwa 1860 vor, haben aber den Nachteil, daß sie bereits durch die bisherige CO<sub>2</sub>-Erhöhung beeinflusst sind oder sein könnten (die artifizielle Erwärmung an einigen meteorologischen Stationen als Folge des Stadteffekts (Abschnitt 3.4) kann eliminiert werden). Indirekte Klimaindikatoren (Proxy-Daten) wie Baumring- oder Eisbohrkerndaten sind nicht genau genug, um belastbare Aussagen über Veränderungen innerhalb weniger Jahrzehnte zu gewinnen. Um dies Problem zu lösen, wurden die natürlichen Klimavariationen aus Kontrollläufen mit Klimamodellen mit unveränderten Randbedingungen abgeschätzt. Die Variationen in den Beobachtungen der letzten 100 Jahre sind konsistent mit der Variabilität aus diesen Kontrollläufen. Aber es bestehen Zweifel, ob die Modelle die langfristigen Variationen (Zeitskalen von Jahrzehnten) tatsächlich realistisch repräsentieren. Bei der derzeitigen Datenlage gibt es darauf keine belastbare Antwort.

#### 7.4.3

##### Gewichtungsmuster und Nachweisvariable

In erster Näherung könnte man als *Nachweisvariable* die Zeitserie der globalen Mittelwerte für die Temperatur-Trends heranziehen. Dies würde bedeuten, daß jeder Wert auf dem  $5^\circ \times 5^\circ$ -Gitter mit gleicher Gewichtung in die Nachweisvariable eingeht. Die Ergebnisse der Szenarienrechnungen, insbesondere in Abb. 7.5 hatten aber gezeigt, daß die Änderungssignale räumlich unterschiedlich stark sein würden. So zeigt das Muster in Bild 7.5 tendenziell höhere Werte über Land als über See. Es liegt daher nahe, die verschiedenen Punkte gewichtet in die Nachweisvariable eingehen zu lassen. Hegerl et al. verwenden ein *Gewichtungsmuster* (*guess pattern*), das aus einer Szenarienrechnung abgeleitet wurde. Es ist noch geeignet normiert worden, das Resultat zeigt Abb. 7.11 (oben). Dieses Muster ist außerdem beschränkt auf denjenigen Teil des Globus, für den genügend Daten vorliegen. Insbesondere der Südliche Ozean ist daher ausgeblendet.

Man kann das Gewichtungsmuster noch weiter optimieren, indem man die natürliche Variabilität („Rauschen“) an den verschiedenen Gitterpunkten noch einbezieht. Gibt das obige Gewichtungsmuster an zwei Punkten gleiche Werte in Bezug auf die erwartete Klimaänderung, so können sie dennoch unterschiedlich stark von natürlicher Variabilität betroffen sein. Ein Punkt der sich durch geringere natürliche Variabilität auszeichnet ist für den Nachweis des Klimaänderungs-Signals besser geeignet und sollte deshalb stärker gewichtet werden. Dieses auf diese Weise nachbehandelte – optimierte – Gewichtungsmuster wird als *Fingerabdruckmuster* (*fingerprint*) bezeichnet, es ist in Abb. 7.11 unten dargestellt. Der Einsatz des Fingerabdruckmusters an Stelle des Gewichtungsmusters verbessert die Chancen, das anthropogene Signal von den natürlichen Schwankungen zu trennen – sofern es denn existiert.

Das Klimasystem und seine Modellierung

Eine Einführung

Storch, H. von; Güss, S.; Heimann, M.

1999, X, 256 S. 54 Abb., Softcover

ISBN: 978-3-540-65830-6