



# Numerische Klimamodelle – Was können sie, wo müssen sie verbessert werden?

Teil I: Das Klimasystem der Erde



Zerfall des Larsen B Schelfeises



Savanne in der zentralen Sahara

## 2 S. BAKAN, E. RASCHKE Der natürliche Treibhauseffekt

### 1 Einleitung

Das Leben auf unserem Planeten ist schicksalhaft mit dem Zustand des Klimasystems verbunden. Erst durch den natürlichen Treibhauseffekt mehrerer Spurengase erreicht die Temperatur an der Erdoberfläche die für höhere Lebewesen günstigen Werte. Dieser Antrieb hat sich im Laufe der Erdgeschichte durch eine Vielzahl geo-chemischer Prozesse entwickelt und beschert auf der Erdoberfläche ein angenehmes Temperaturumfeld. Nunmehr wird ein so starker anthropogener Einfluss auf den Treibhauseffekt vermutet, dass er das gesamte Klima in eine unerwünschte Richtung drängen könnte. Wegen zu erwartender Umstellungen in der Nutzung fossiler Energien wird er in der Öffentlichkeit oft kontrovers diskutiert.

Die Wärmestrahlung der Atmosphäre zum Erdboden ist prinzipiell verstanden, seit man die Wärmestrahlung von Gasen kannte (s. geschichtliche Zusammenstellung bei ROHDE und CHARLSON 1998). Schon Fourier hat 1827 den Begriff des atmosphärischen Glashauses gebraucht. ARRHENIUS (1896) hat die erste verfügbare spektrale Messung von Langley benutzt, um daraus die Konsequenz für eine Atmosphäre im Strahlungsgleichgewicht zu bestimmen. Sein Ergebnis war, dass sich die Erdoberflächentemperatur bei Verdopplung des CO<sub>2</sub>-Gehaltes aufgrund der zusätzlichen Wärmestrahlung zum Boden um etwa 6 °C erhöhen sollte. Die nächsten wichtigeren Betrachtungen dazu kamen dann von deutschen Gruppen, vor allem um Hergesell in Lindenberg in den 20-er-Jahren, die zum ersten Mal den vertikalen Aufbau der Erdatmosphäre vermessen hatten und damit eine Idee von der Luftmenge über uns und den in ihr enthaltenen Gasen bekamen. Quantitativ hat dann aber erst PLASS (1956) in mehreren Arbeiten neuere Absorptionsdaten zur Abschätzung der Änderung des Strahlungsflusses aus der Atmosphäre bei erhöhter CO<sub>2</sub>-Säule berechnet, KAPLAN (1960) hat den Einfluss der Bewölkung abgeschätzt und MÖLLER (1963) den zusätzlichen Einfluss von Wasserdampf. In dieser Zeit gab es neben neueren Labordaten zur Absorption auch erstmals ein klares Bild von der theoretischen Beschreibung der Strahlungsübertragung in der Atmosphäre (CHANDRASEKHAR 1960) und die Entwicklung der Computer erlaubte auch endlich vereinfachte Berechnungen dazu. In einem ausführlicheren Modell unter Einbeziehung des vertikalen Austausches durch Konvektion, heute vielfach als Strahlungs-Konvektions-Modell bekannt, konnten dann MANABE und MÖLLER (1961) und MANABE und STRICKLER (1964) die Wirkung des natürlichen und die Wirkungsrichtung eines zusätzlichen Treibhauseffektes aufzeigen.

Die physikalischen Prinzipien, die dem Treibhauseffekt und seiner Wirkung auf das Klimasystem zugrunde liegen, sind daher heute gut verstanden und dokumentiert. Wir beabsichtigen daher eine zusammenfassende Darstellung des Kenntnisstandes zum Treibhauseffekt und leiten diese ein mit einer Übersicht über die Grundlagen der Strahlungswirksamkeit von Treibhausgasen in der Atmosphäre. Weitergehende Information über Strahlung in der Atmosphäre und ihre Auswirkung auf Wetter und Klima findet man in vielen Lehrbüchern, wie z.B. LIOU (2002), GOODY und YUNG (1995), THOMAS und STAMNES (1999), oder aus dem deutschsprachigen Raum KRAUS (2000), ROEDEL (1994) oder WARNECKE (1997).

### 2 Strahlungsübertragung in der Atmosphäre

#### 2.1 Elektromagnetische Strahlung

Bekanntlich sendet Materie elektromagnetische Strahlung aller Wellenlängen aus (Emission), und zwar um so mehr, je wärmer der emittierende Körper ist. So sorgt die Emission elektromagnetischer Strahlung aus der etwa 6000 K heißen Photosphäre der Sonne für Energie in Form des sichtbaren Lichtes auf der Erde. Einfallende elektromagnetische Strahlung wird aber auch von Materie verschluckt (Absorption) und trägt dadurch zur Erwärmung der Umgebung bei. Das geschieht mit der Strahlung der Sonne in der irdischen Atmosphäre und am Erdboden, was die Voraussetzung für das Leben auf diesem Planeten schafft (z.B. GOODY und YUNG 1995, THOMAS und STAMNES 1999).

Für das Klimasystem der Erde mit Temperaturen zwischen etwa 200 und 300 K erweist sich der Wellenlängenbereich von 0,1 bis 100 µm als energetisch relevant (Abb. 2-1, oberer Teil). Bei den Wellenlängen unterhalb von 3 µm überwiegt dabei die Einstrahlung von Sonnenlicht. Die Substanzen der Erdatmosphäre und vor allem die Erdoberfläche absorbieren davon einen erheblichen Anteil und führen dadurch unserem Planeten die wesentliche Energie zu. Bei den Temperaturen des irdischen Klimasystems findet die Emission durch den Erdboden und durch Bestandteile der Atmosphäre überwiegend bei Wellenlängen oberhalb von 3 µm im sogenannten thermischen Bereich des Spektrums statt, weshalb man auch oft von Wärmestrahlung spricht.

Für viele praktische Belange der Klimaforschung kann man diese beiden Strahlungsarten und Spektralbereiche getrennt betrachten, da der Überlappungsbereich um 3 µm energetisch wenig bedeutsam ist. Allerdings spielt er bei der Fernerkundung von Atmosphäreigenschaften eine wichtige Rolle, da man hier u. a. Eiswolken besonders gut erkennen kann – auch über sehr dichten Wasserwolken.

Der Abb. 2-1 kann man bereits entnehmen, dass das Emissionsspektrum der wolkenfreien Erdatmosphäre durch Wasserdampf, Kohlendioxid, Ozon (in Bodennähe und in der Stratosphäre), Distickstoffoxid und Methan geprägt ist. Der Sauerstoff und das Ozon in der oberen Atmosphäre absorbieren die kurzwellige UV-Strahlung der Sonne vollständig.

**2.2 Wie kommt ein Spektrum zustande?**

Die Emission und Absorption elektromagnetischer Strahlung erfolgt aufgrund von Übergängen zwischen Elektronen-, Schwingungs- oder/und Rotationsenergiezuständen von Atomen und Molekülen. Dabei wird ein Photon der Differenzenergie von Ausgangs- und Endzustand des Überganges entweder eingefangen (bei Absorption) oder abgestrahlt (bei Emission). Da die am Übergang beteiligten Energiezustände durch die Gesetze der Quantenmechanik in engen Grenzen festgelegt sind, ist die für jeden Übergang nötige Photonenenergie fast gleich, so dass im Spektrum bei einer genau der Übergangsenergie entsprechenden Wellenlänge eine schmale Spektrallinie erscheint. Vor allem bei Gasen mit einer übersichtlichen Zahl von strahlungsaktiven Übergängen ergibt sich daraus ein stark von der Wellenlänge abhängiges Linienspektrum.

Während für die Absorption in der Erdatmosphäre bei kurzen Wellenlängen (< 0,5µm) im Wesentlichen atomare Übergänge verantwortlich sind, dominieren oberhalb des sichtbaren Spektralbereichs die Energieübergänge zwischen Rotations- und Schwingungszuständen der atmosphärischen Gasmoleküle. Die Quantenmechanik erlaubt die quantitative Beschreibung der dabei entstehenden Spektrallinien, die sich wegen der zu einem Schwingungsübergang existierenden vielen erlaubten Übergänge zwischen Rotationsenergieniveaus in naher Nachbarschaft häufen, den sogenannten Banden. Damit sie wirklich beobachtet werden können, muss aber das zugehörige Molekül ein elektrisches Dipolmoment aufweisen (wie z. B. das Wasserdampf-molekül mit seinem unsymmetrischen Aufbau) oder durch die Schwingung bekommen (wie z. B. das symmetrisch gebaute CO<sub>2</sub>-Molekül bei einer Knickschwingung), wie das bei allen Treibhausgasen der Fall ist. Dagegen besitzen gerade die beiden Hauptgase der Atmosphäre Sauerstoff (O<sub>2</sub>) und Stickstoff (N<sub>2</sub>) im energetisch wichtigen Bereich des Spektrums keine wesentliche Emission und Absorption, da solche symmetrischen zweiatomigen Moleküle einer Atomsorte kein elektrisches Dipolmoment haben und es auch durch Schwingung und Rotation nicht bekommen können.

Alle Spektrallinien in der Atmosphäre sind aufgrund der Stöße mit Nachbarmolekülen und der Dopplerverschiebung durch die Eigenbewegung erheblich verbreitert, so dass sie sich überlappen und ein zusammenhängendes Spektrum ergeben. Auf diese Art entsteht das typische Spektrum atmosphärischer Gase mit Bereichen hoher Absorption in Linien und Banden und z. T. weiten Bereichen geringer Absorption, die nur

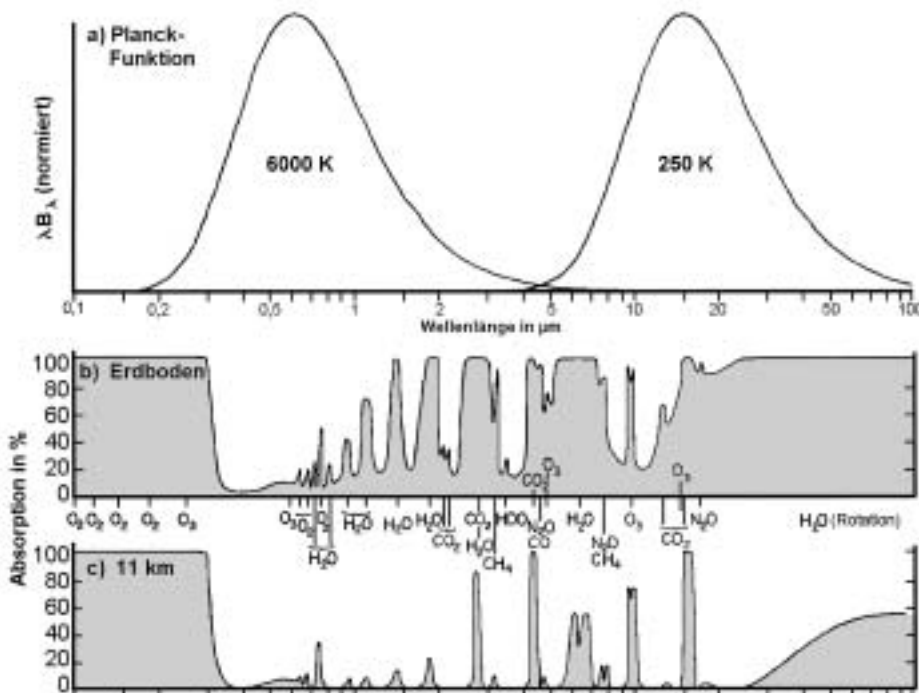


Abb. 2-1: Spektrum der als Schwarzkörper idealisierten solaren (6000 K) und terrestrischen (255 K) Wärmestrahlung (a), aufgetragen über der logarithmischen Wellenlängenskala von 0,1 bis 100 µm. Das Produkt aus Wellenlänge und Strahlendichte auf der Ordinate stellt sicher, dass gleiche Flächen gleichen Energiemengen entsprechen. Die Bildabschnitte b und c darunter zeigen schematisch das Transmissionsvermögen zwischen dem Oberrand der wolkenfreien Atmosphäre und dem Boden (b) bzw. 11 km Höhe (c). Die „Spurengase“ Wasserdampf, Kohlendioxid, Ozon, Distickstoffoxid und Methan stellen die wesentlichen natürlichen Treibhausgase dar. (nach: GOODY und YUNG 1995)



noch von der kontinuierlichen Überlagerung sehr entfernter Flügel von Spektrallinien geprägt sind.

Bei den festen (z. B. Erdboden, Schnee) und flüssigen (z. B. Wasseroberflächen, Tropfen) Bestandteilen des Klimasystems ergeben sich so viele Schwingungsfreiheitsgrade und Energiezustände, dass die möglichen Übergänge zur Absorption oder Emission praktisch aller Wellenlängen führen und ein spektral meist recht glattes, kontinuierliches Spektrum entsteht. Bei der idealisierten Form des sogenannten schwarzen Körpers oder Hohlraumstrahlers ist die Absorption in allen Wellenlängenbereichen vollständig und das zugehörige Emissionsspektrum als Planckfunktion bekannt.

### 2.3 Die mathematische Beschreibung der Strahlungsübertragung

Die Strahlungsübertragung in der Erdatmosphäre wird durch die einfallende Sonnenstrahlung und die thermische Eigenemission sowie die Absorption und Streuung der Strahlung aus diesen beiden Quellen bestimmt. Für jeden atmosphärischen Zustand mit seiner räumlichen Verteilung der optisch aktiven Substanzen ergibt sich daraus im Prinzip die richtungsabhängige räumliche Verteilung der Strahldichte, die das Strahlungsfeld vollständig beschreibt. Dadurch sind die Strahlungsflüsse über die Ränder (Strahlungsbilanz) und ihre Divergenzen innerhalb der Schicht (Strahlungserwärmung oder -abkühlung) festgelegt.

Zur Berechnung dieses Strahlungsfeldes dient die **Strahlungsübertragungsgleichung (SÜG)**, eine lokale Energiebilanzgleichung für Strahlungsprozesse. Diese beschreibt in ihrer differentiellen Form die Änderung der Strahlung beim Durchlaufen eines Volumens durch Extinktion (Absorption und Streuung), Eigenemission und Einstreuung aus anderen Einfallsrichtungen (Abb. 2-2). Diese Gleichung bezieht ihre besondere Komplexität aus der Tatsache, dass zur Ermittlung des Bei-

trages gestreuter Strahlung das einfallende Strahlungsfeld im Prinzip schon bekannt sein muss.

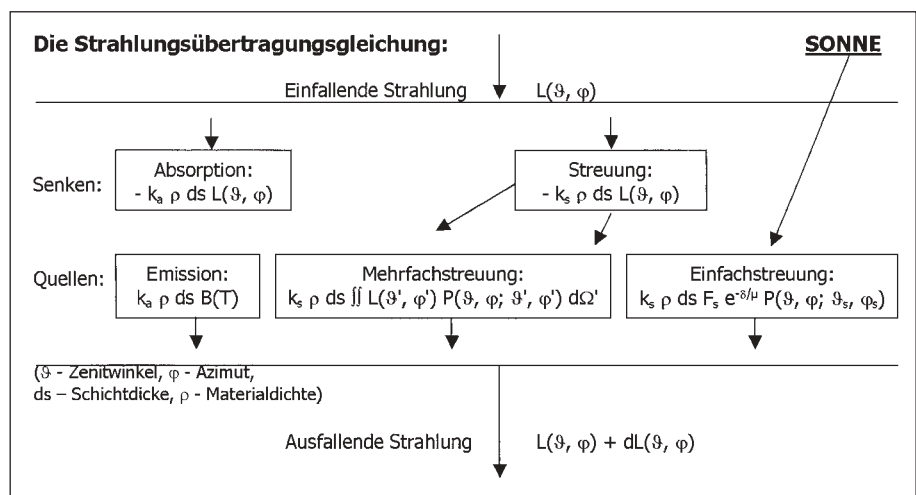
Die Eigenemission von atmosphärischen Schichten wird in der differentiellen **Strahlungsübertragungsgleichung (SÜG)** gewöhnlich nach dem Kirchhoffschen Gesetz durch das Produkt aus Absorptionskoeffizient und Planck-Funktion dargestellt (s. Abb. 2-2). Dieses Gesetz gilt aber zunächst nur im thermodynamischen Gleichgewicht, in dem sich die Besetzungszahlen der an den Strahlungsübergängen für Absorption und Emission beteiligten Energieniveaus nach einer Boltzmann-Verteilung einstellen, d. h. exponentiell mit ansteigender Anregungsenergie abnehmen. Da sich aber die Erdatmosphäre nicht im thermodynamischen Gleichgewicht befindet, sind die Besetzungszahlen der angeregten Energieniveaus aufgrund reiner Strahlungsanregung kleiner als bei einer Boltzmann-Verteilung und daher würde auch die aus einem Volumen emittierte Energie von der Planckfunktion abweichen. Allerdings hängt die Besetzung der Energieniveaus in der Atmosphäre nicht nur vom Strahlungsfeld, sondern vor allem auch von Stoßprozessen zwischen den Luftmolekülen infolge ihrer thermischen Eigenbewegung ab. Und deren kinetische Energie ist nach Boltzmann verteilt, so dass die durch Stöße auf Rotation und Schwingung der Moleküle übertragene Energie diese wieder in Richtung einer Boltzmann-Verteilung der Besetzungszahlen ihrer Energieniveaus drängt. Das ist vor allem in der unteren Atmosphäre (bis etwa 50 km Höhe) mit hoher Luftdichte und daher häufigen Stößen der Fall. Diese sorgen immer wieder für den Erhalt einer Boltzmann-Verteilung der Strahlungsenergieniveaus, was dann wiederum zur Emission entsprechend der klassischen Planckfunktion führt.

Die differentielle SÜG lässt sich, zumindest formal, entlang der Ausbreitungsrichtung der Strahlung integrieren und erhält so eine etwas anschaulichere Form:

$$L(\vartheta, \varphi) = L_0(\vartheta, \varphi) e^{-k\rho s} + \int J(s') e^{-k\rho s'} ds' \tag{2.1}$$

Abb. 2-2:

Schematische Darstellung der differentiellen Strahlungstransportgleichung für eine planparallele Schicht in der Atmosphäre, die die Beiträge verschiedener Prozesse zur Änderung der Strahldichte  $L$  in einer dünnen Schicht entlang der Ausbreitungsrichtung beschreibt.  $k_a$  und  $k_s$  bezeichnen die (wellenlängenabhängigen) Massenabsorptions- und -streuoeffizienten,  $P$  die Streufunktion,  $F_s$  den Fluss extraterrestrischer Solarstrahlung und  $e^{-\delta/\mu}$  gibt deren Schwächung auf dem Weg durch die Atmosphäre an. Alle diese Größen sind im Allgemeinen wellenlängenabhängig.



Diese integrale SÜG (2.1) besagt, dass sich die lokale Strahldichte aus der auf dem bisherigen Weg durch die Atmosphäre geschwächten extern einfallenden Strahlung (erster Term) und der auf dem bisherigen Weg dazugekommenen (z. B. emittierten) und anschließend bei der Ausbreitung wieder geschwächten Strahlung (2. Term) zusammensetzt. Der erste Teil dieses Ausdruckes stellt einfach das klassische Beer'sche Gesetz der Strahlungsschwächung im absorbierenden Medium dar, das sich für Strahlung durch eine homogene Schicht in der bekannten exponentiellen Schwächung mit der Schichtdicke ausdrückt. Dieser Teil beschreibt z. B. die Schwächung der direkten Sonnenstrahlung auf ihrem Weg zum Erdboden. Der zweite Teil dieses Ausdruckes enthält dagegen sowohl die durch Streuung umgelenkte als auch die durch Eigenemission in Ausbreitungsrichtung dazugekommene Strahlung unter Berücksichtigung der Schwächung durch Extinktion auf ihrem Weg zum Schichtrand.

Die Lösungen der SÜG sind für den allgemeinen Fall numerisch sehr aufwändig, wenn man nicht auf die detaillierte Beschreibung der Streuung ganz verzichten oder vereinfachte Formulierungen des Streutermes verwenden kann. Auch die detaillierte Beschreibung der spektralen Variation der Absorptionskoeffizienten von Linienspektren ist sehr aufwändig, kann aber für bestimmte Anwendungsfälle durch geeignete Näherungen vereinfacht werden. Sowohl für das allgemeine Problem als auch bei Annahme verschiedener Näherungen existiert eine Vielzahl von Lösungsverfahren unterschiedlicher Komplexität, aus denen das für ein konkretes Problem optimale gewählt werden muss.

Detailliertere Übersichten zur Definition und Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung findet man in vielen Lehrbüchern, wie z. B. LIOU (2002), GOODY und YUNG (1995) sowie THOMAS und STAMNES (1999).

#### 2.4 Thermische Strahlung einer Atmosphärensicht

Zum Verständnis des Treibhauseffektes ist besonders das Verhalten der thermischen Strahlung wichtig, das wegen der Unempfindlichkeit unseres Auges für Wärmestrahlung immer wieder Anlass zu Unsicherheiten gibt. Im folgenden soll daher anhand einer beispielhaften Modellrechnung die nach oben und unten gerichtete spektrale Strahldichte im infraroten Spektralbereich in verschiedenen Höhen für eine realistisch geschichtete Atmosphäre dargestellt werden (Abb. 2-3). Dafür wurde das Strahlungstransportprogramm MODTRAN (<http://www-vsbn.plh.af.mil>) benutzt, das den spektral sehr hoch aufgelösten Datensatz HITRAN (s. ROTHMAN et al. 1998) verwendet.

Wie in der wissenschaftlichen Literatur üblich wird in diesem Bereich das Spektrum über der Wellenzahl ( $=1/\text{Wellenlänge}$ ) und nicht über der Wellenlänge aufgetragen. Die Wellenzahl gibt an, wieviele Wellenlän-

gen in eine Längeneinheit (üblicherweise: cm) passen. Die Wellenlängen 5, 10 und 20  $\mu\text{m}$  entsprechen daher den Wellenzahlen 2000, 1000 und 500  $\text{cm}^{-1}$ .

Während unmittelbar über dem Boden die nach oben gerichtete Strahlung (rote Kurve) fast ausschließlich durch die angenommene Schwarzkörperstrahlung des Bodens bestimmt ist, ändert sich dieses Bild mit der Höhe in der Atmosphäre. Am Oberrand, der hier durch die Verhältnisse in 30 km Höhe angenähert ist, erkennt man eine starke Reduktion der Strahlung durch  $\text{CO}_2$  bei 650  $\text{cm}^{-1}$  und durch Ozon bei 1050  $\text{cm}^{-1}$ . Die abwärts gerichtete Strahlung in Abb. 2-3 ist in den obersten Schichten natürlich noch sehr gering, wächst aber unterhalb der Tropopause bei allen Wellenlängen durch die Emission der atmosphärischen Bestandteile, vor allem des Wasserdampfs, rasch an.

Im Allgemeinen sind sicherlich die Vertikalprofile von Temperatur und Absorberdichte für die Höhen- und Frequenzabhängigkeit der Strahlungsübertragung in

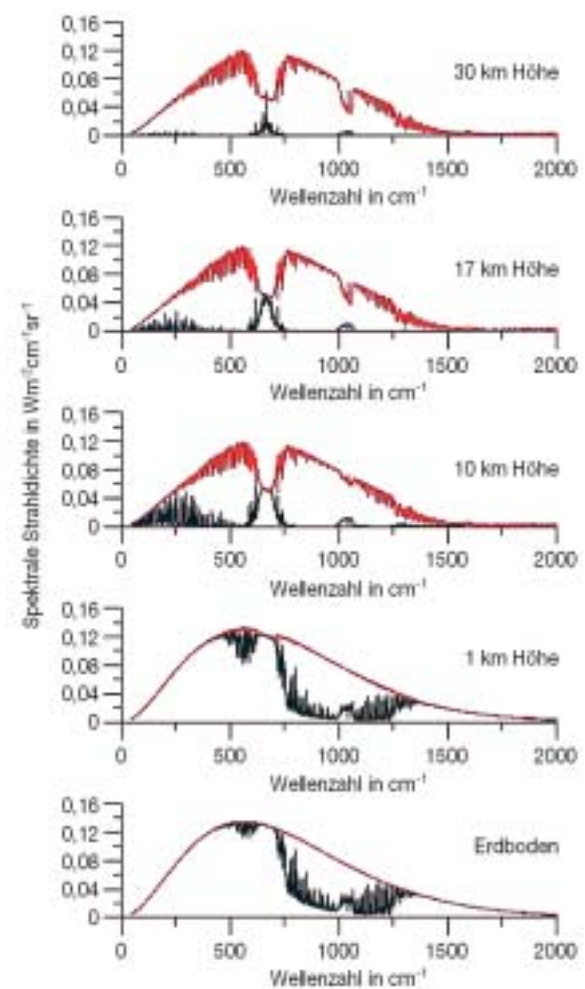


Abb. 2-3: Berechnete Spektren der nach oben (rot) und nach unten (schwarz) gerichteten spektralen Wärmestrahlung in einer arktischen Sommeratmosphäre (R. HOLLMANN, priv. Mitteilung 2001). Deutlich sind die 15  $\mu\text{m}$ -Bande des  $\text{CO}_2$  bei 660  $\text{cm}^{-1}$  und die 9.6  $\mu\text{m}$ -Bande des Ozons bei 1050  $\text{cm}^{-1}$  zu erkennen sowie die Wasserdampfbanden, die das Spektrum nach beiden Seiten abschließen.

der Atmosphäre wichtig. Zum einfacheren Verständnis der Ursachen für den dargestellten Strahldichteverlauf kann aber durchaus auch die simple Lösung der SÜG (Gl. 2.1) für den besonders einfachen Fall einer homogenen Schicht ohne externe Quellen (also ohne Sonnenstrahlung) dienen:

$$L = L_B e^{-\delta} + B (1 - e^{-\delta}), \text{ mit } \delta = k \rho s. \quad (2.2)$$

Hierbei ist das dimensionslose Produkt aus dem wellenlängenabhängigen Absorptionskoeffizienten  $k$ , der Materialdichte  $\rho$  und der Schichtdicke  $s$  durch die sogenannte (ebenfalls wellenlängenabhängige) optische Dicke  $\delta$  ersetzt. Für große und kleine Werte dieses dimensionslosen Dickenparameters ergeben sich sehr einfache Grenzwerte für diese Lösung.

Bei geringer optischer Dicke nimmt wegen der linearen Näherung des Exponentialterms ( $e^{-\delta} \approx 1 - \delta$  für  $\delta \ll 1$ ) der atmosphärische Anteil der emittierten Strahlung linear mit der optischen Dicke zu ( $L \approx \delta B$ , wenn  $L_B = 0$ ). Das bedeutet, dass sich bei Verdopplung z. B. der Absorbermasse auch die aus der Schicht emittierte Strahldichte verdoppelt. Daher ist eine der zentralen Tatsachen beim Treibhausproblem, dass durch Zunahme der Treibhausgase die Strahlung gerade in den Bereichen kleiner Absorptionskoeffizienten (schwache Banden und Linienflügel) proportional zur Erhöhung des Säulengehaltes ( $= \rho s$ ) in der Atmosphäre zunimmt und sich die Einstrahlung zum Erdboden verstärkt. Das erkennt man in Abb. 2-3 in der Zunahme der nach unten gerichteten Strahlung im atmosphärischen Fenster (800-1200  $\text{cm}^{-1}$  mit Ausnahme des Ozonbereichs) mit abnehmender Höhe, was einem zunehmenden Säulengehalt entspricht. Dagegen ändert sich für die nach oben aus der Atmosphäre austretende Strahlung wenig gegenüber der Emission vom Boden, die wegen der geringen optischen Dicken nur wenig reduziert in den Weltraum gelangt. Diese wenn auch nur geringe Reduktion bedeutet aber, dass ein Teil der höheren Strahlung vom wärmeren Boden in der Atmosphäre absorbiert und durch geringere zusätzliche Emission der kälteren Atmosphäre ersetzt wird, wodurch mehr Energie im Klimasystem verbleibt.

Bei größer werdender optischer Dicke ist die lineare Näherung des Exponentialterms nicht mehr erlaubt. Immer mehr Strahlung vom Boden wird in der Atmosphäre absorbiert und die Zunahme der in der Schicht emittierten Strahlung wird geringer. Wird die optische Dicke schließlich sehr groß, so verschwindet der Exponentialterm in Gl. (2.2) praktisch völlig und die von der Schicht emittierte Strahldichte nimmt in guter Näherung den Wert der Planckfunktion bei der Schichttemperatur an ( $L \approx B$ ). Diese Situation ergibt sich im Zentrum der  $\text{CO}_2$ -Bande bei etwa 650  $\text{cm}^{-1}$ , in der die optische Dicke bis in die Stratosphäre so groß ist, dass die erwähnte Näherung fast in allen Höhen der Atmosphäre für beide Ausbreitungsrichtungen gilt. Deshalb entspricht hier sowohl die nach oben als auch die nach

unten gerichtete Strahlung bis über die Tropopause hinaus fast der Planckfunktion bei der lokalen Temperatur. Im Zentrum der  $\text{CO}_2$ - und der Ozon-Bande zeigt sich daher in einem sehr schmalen Bereich extrem hoher Absorption sogar ein Anstieg der Strahldichte in der wärmeren Stratosphäre. Ähnliches gilt in Bodennähe auch für den Wasserdampf oberhalb von 1300  $\text{cm}^{-1}$  und unterhalb von 600  $\text{cm}^{-1}$ . Die Folge ist, dass hier die Strahlung zum Boden außer im atmosphärischen Fenster fast überall etwa der Schwarzkörperstrahlung bei Bodentemperatur gleich ist.

Für die nach oben gerichtete Strahlung bedeutet das, dass die vom Boden emittierte Strahlung wegen der starken Absorption fast vollständig verschwindet und durch die Eigenstrahlung der (kälteren) Atmosphäre ersetzt wird. Beim Wasserdampf oberhalb von 1300  $\text{cm}^{-1}$  und unterhalb von 600  $\text{cm}^{-1}$  ist das ähnlich; wegen der Konzentration des Wasserdampfes in der untersten Atmosphäre ist der Einfluss in der nach oben gerichteten Strahlung aber nicht so deutlich zu erkennen.

Aufgrund der stark variierenden Absorptionskoeffizienten in Spektrallinien und -banden ändert sich auch die optische Dicke in solchen Bereichen stark mit der Wellenlänge. Häufig ist dann die optische Dicke im Zentrum von Linien und Banden sehr hoch, während sie im Flügelbereich sehr klein ist. In diesen Zentren gilt daher die Näherung mit starker Absorption bei der die gesamte Strahlung aus der Atmosphäre kommt. Eine weitere Erhöhung der Absorbermenge bewirkt hier nichts mehr. In den fernen Flügelbereichen mit geringem Absorptionskoeffizienten wächst dagegen die optische Dicke und damit auch die aus der Atmosphäre austretende Strahlung proportional zur Vergrößerung der Absorbermasse an. Und im Übergangsbereich der Linien- oder Bandenflanken ergibt sich ebenfalls ein, wenn auch kleinerer, Zuwachs.

Bei einem vom Satelliten aufgenommenen Spektrum stammt also die Energie je nach Absorber und Wellenlänge aus unterschiedlichen Höhen in der Atmosphäre. Genau diese Eigenschaft der Strahlungsübertragung macht man sich bei der Fernerkundung von Erdoberfläche und Atmosphäre mit Satellitendaten zunutze. Im (wolkenfreien) atmosphärischen Fenster erhält man im Wesentlichen Information vom Erdboden mit geringen Störungen aus der Atmosphäre. In den Bandenzentren erhält man die Information aus sehr großen Höhen in der Atmosphäre und an den Bandenrändern kann man durch geschickte Wahl alle Höhenbereiche erfassen. Diese Möglichkeit nutzt man an der Flanke der 15  $\mu\text{m}$ - $\text{CO}_2$ -Bande zum atmosphärischen Fenster inzwischen seit Jahrzehnten recht erfolgreich zur routinemäßigen Ableitung des Temperaturprofils der Atmosphäre an sonst unzugänglichen Stellen des Globus.

Diese Prozesse werden natürlich durch Wolken erheblich beeinflusst, wie im Kapitel 3 in dieser Ausgabe gezeigt wird. Allerdings ergeben hier analoge Über-



legungen, dass auch in diesem Fall die Zunahme eines gasförmigen Absorbers (z. B.  $\text{CO}_2$ ) zu einer vermehrten Einstrahlung am Boden und einer reduzierten Abstrahlung am Atmosphärenoberrand führen muss.

### 3. Der Strahlungsantrieb des Klimasystems

#### 3.1 Der Strahlungshaushalt der Erdatmosphäre

Für das Klimasystem der Erde ist die langfristige Bilanz zwischen einfallender solarer und in den Weltraum abgegebener thermischer Strahlung entscheidend. Die vertikale Verteilung dieser Bilanz verursacht letztlich den generellen Schichtaufbau der Atmosphäre. Ihre horizontale Verteilung bestimmt das globale Temperatur- und Feuchtefeld und damit auch das Strömungsfeld, wodurch im längerfristigen Mittel die verschiedenen Klimate der Erde festgelegt sind. Satellitenmessungen geben uns heute eine gute Vorstellung von der zeitlichen und räumlichen Verteilung der Strahlungsbilanzkomponenten und ihren Mittelwerten.

Die in Kapitel 2 besprochenen Strahlungsvorgänge in der Atmosphäre führen (nach KIEHL und TRENBERTH 1997) zu der in Abb. 2-4 dargestellten global und über das Jahr gemittelten Strahlungsbilanz der Erde. Danach gelangen von  $342 \text{ W/m}^2$  einfallender Sonnenenergie etwa  $198 \text{ W/m}^2$  bis zum Erdboden, wovon  $30 \text{ W/m}^2$  wieder in den Weltraum reflektiert werden. Der Rest wird von den Bestandteilen der Erdatmosphäre (Gase, Aerosole, Wolken) entweder absorbiert ( $67 \text{ W/m}^2$ ) oder in den Weltraum zurückgestreut ( $77 \text{ W/m}^2$ ). Danach gelangen also von der einfallenden Sonnenstrahlung etwa 31 % wieder in den Weltraum zurück, knapp 20 % bleiben in der Atmosphäre und 49 % im Erdboden stecken und bewirken dort deren Erwärmung. Zum Ausgleich der Strahlungsenergiebilanz der Erde muss die Wärmestrahlung des Planeten in den Weltraum gerade  $235 \text{ W/m}^2$  betragen. Dazu tragen die atmosphärischen Gase, Wolken und Aerosole mit  $195 \text{ W/m}^2$  bei, während etwa  $40 \text{ W/m}^2$  direkt

vom Boden in atmosphärischen Transmissionsfenstern in den Weltraum gelangen. Am Erdboden wird die Bilanz durch die zusätzliche Einstrahlung aufgrund der thermischen Emission der atmosphärischen Bestandteile bestimmt. Hier kommen  $324 \text{ W/m}^2$  Strahlungsfluss zur solaren Einstrahlung hinzu. Diese Zahl ist deutlich größer als die erwähnten  $195 \text{ W/m}^2$  für die Emission in den Weltraum, da vor allem in optisch dicken Spektralbereichen die abwärts gerichtete Strahlung am Boden aus dem unteren, und daher wärmeren Bereich der Atmosphäre stammt (vgl. Diskussion in Abschn. 2.4). Als Reaktion auf diese hohe Einstrahlung von zusammen  $492 \text{ W/m}^2$  stellt sich die Erdbodentemperatur so ein, dass  $390 \text{ W/m}^2$  durch thermische Ausstrahlung,  $24 \text{ W/m}^2$  durch Wärmeleitung und  $78 \text{ W/m}^2$  durch Verdunstung abgeführt werden. Die letzteren beiden Zahlen weisen darauf hin, dass durch die Einstrahlung am Erdboden dieser so warm wird, dass die darüber liegende Luft im Allgemeinen instabil geschichtet ist. Dadurch werden turbulente und konvektive Austauschvorgänge bewirkt, die zum vertikalen Transport von fühlbarer und latenter Wärme führen.

#### 3.2 Der natürliche Treibhauseffekt

Die thermische Ausstrahlung der Erde in den Weltraum von  $235 \text{ W/m}^2$  entspricht einer effektiven Strahlungstemperatur von etwa  $-20 \text{ }^\circ\text{C}$ . Mit dieser Temperatur müsste die Oberfläche eines festen Körpers strahlen, um die bei der Erde beobachtete langwellige Strahlung in den Weltraum zu bewirken. Tatsächlich beträgt aber die mittlere Temperatur in Bodennähe etwa  $15 \text{ }^\circ\text{C}$  und ist damit um 35 Grad höher (IPCC 2001). Die Ursache dafür liegt in der Tatsache, dass Wasserdampf und in geringerem Maße auch  $\text{CO}_2$  (und andere Spurengase) die Sonnenstrahlung zum Teil absorbieren, vor allem aber selbst Wärmestrahlung abgeben. In Richtung zum Erdboden übertrifft diese zusätzliche Wärmestrahlung aus der Atmosphäre die Reduktion der Sonnenstrahlung durch Absorption und bewirkt so am Erdboden eine höhere Energieeinstrahlung.

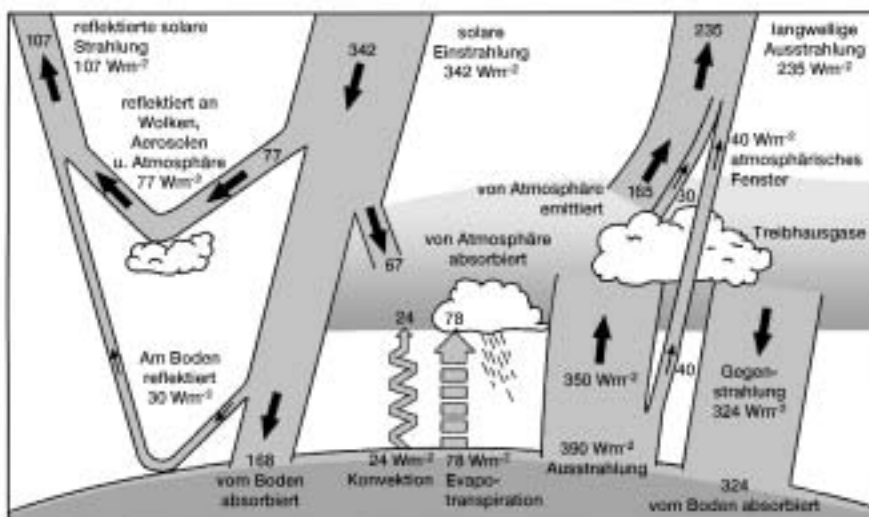


Abb. 2-4:

Umverteilung von Strahlungsenergie im Klimasystem. Die Zahlenwerte (in  $\text{W/m}^2$ ) sind Jahresmittel für die gesamte Erde. Zur Kompensation des Überschusses am Boden erfolgt eine Abgabe von fühlbarer und latenter Wärme durch turbulenten Austausch (nach KIEHL und TRENBERTH 1997).

lung, als es ohne diese Gase der Fall wäre. Auf diese erhöhte Einstrahlung muss aber der Erdboden durch eine Temperaturerhöhung reagieren, damit die langfristige Energiebilanz sicher gestellt werden kann. Diesen Vorgang bezeichnet man als den **natürlichen Treibhauseffekt**. An ihm sind die folgenden Gase in der Reihenfolge ihrer Bedeutung beteiligt: H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, Ozon am Boden und in der Stratosphäre, N<sub>2</sub>O und CH<sub>4</sub>. Dabei sind CO<sub>2</sub> und N<sub>2</sub>O wegen ihrer langen Lebensdauer in der Atmosphäre bis in die Stratosphäre recht gleichmäßig verteilt.

Wolken und Aerosole haben ebenfalls einen wesentlichen Einfluss auf die globale Strahlungsbilanz, indem sie den Fluss solarer Strahlung zum Erdboden vor allem durch Streuung verringern und durch ihre Wärmestrahlung erhöhen. Allerdings hat sich in den letzten Jahren herausgestellt, dass bei den Wolken die Reduktion der Sonneneinstrahlung nicht ganz durch ihre Erhöhung der thermischen Strahlung zum Boden kompensiert wird. Daher haben sie im Gegensatz zu den Treibhausgasen netto einen kühlenden Einfluss auf des Klimasystem (s. Abschnitt 3 von Kapitel 3 in diesem Heft).

Berechnet man die Temperaturschichtung der Erdatmosphäre unter der Annahme von Strahlungsgleichgewicht, so stellt sich eine stabil geschichtete Stratosphäre über einer instabil geschichteten Troposphäre ein, die aber so in der Natur nicht beobachtet wird.

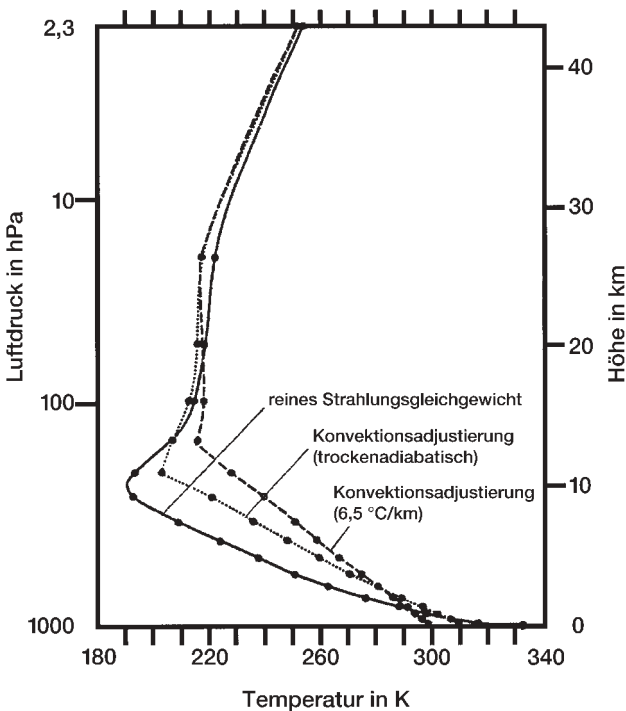


Abb. 2-5: Temperaturprofil im Strahlungsgleichgewicht ohne (ausgezogene Linie) und mit Konvektionsadjustierung auf den trockenadiabatischen Temperaturgradienten (gepunktete Linie) und einen beobachteten Durchschnittsgradienten von 6,5 °C/km (gestrichelte Linie), berechnet von MANABE und STRICKLER (1964).

Vielmehr konnten bereits MANABE und MÖLLER (1961) und später MANABE und STRICKLER (1964) anschaulich zeigen, dass sich im Modell ein realistisches Temperaturprofil einstellt, wenn man überadiabatische Gradienten wie in der freien Natur sofort durch Konvektion derart abbauen lässt, dass das Strahlungsgleichgewicht am Oberrand der Atmosphäre erhalten bleibt (Abb. 2-5).

Wegen der Analogie mit den Vorgängen in einem Gewächshaus oder Wintergarten, dessen Glasdach ebenfalls die Sonne gut durchlässt aber die Wärmestrahlung von der Erdoberfläche nicht hinauslässt, ist das hier beschriebene Phänomen als Glas- oder Treibhauseffekt bekannt. Diese sehr eingängige Analogie mit einer alltäglich erfahrbaren Situation kann aber bei einer zu detaillierten Übertragung auf die Situation in der Atmosphäre durchaus zu falschen Schlüssen führen und muss daher mit Vorsicht angewandt werden.

### 3.3 Der anthropogene Treibhauseffekt

Die Konzentration der drei langlebigen Treibhausgase CO<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>O und CH<sub>4</sub> hat während der vergangenen 150 Jahre erheblich zugenommen (s. IPCC 2001 oder im Internet unter <http://www.ipcc.ch>). Budgetbetrachtungen zeigen hier deutlich einen anthropogenen Anteil. Werden die natürlich vorhandenen Treibhausgase (z. B. CO<sub>2</sub>) durch anthropogenen Einfluss vermehrt oder durch neue Stoffe (z. B. FCKW) ergänzt, so vermehrt sich i. a. auch die Einstrahlung am Boden, was eine weitere Erhöhung der Temperatur des Erdbodens und der unteren Atmosphäre bewirkt. Diese Änderung gegenüber dem natürlichen Treibhauseffekt wird als **anthropogener Treibhauseffekt** bezeichnet. Rechnungen zeigen, dass diese bodennahe Erwärmung mit einer gleichzeitigen Abkühlung der Strato- und Mesosphäre und damit einer Destabilisierung der Atmosphäre verbunden ist.

Die Zunahme der Treibhausgase muss nach dem in Abschnitt 2.4 Gesagten zu einer Erhöhung der effektiven Ausstrahlungshöhe in den Weltraum mit reduzierter Temperatur führen, so dass die in den Banden des CO<sub>2</sub> oder des Methan abgestrahlte Energie heute geringer sein sollte als früher. Genau dieses Verhalten konnten HARRIES et al. (2001) bei einem Vergleich von spektralen Messungen aus den Jahren 1997 und 1970 nachweisen (Abb. 2-6).

### 3.4 Der Strahlungsantrieb des Klimasystems

Da im Allgemeinen im Klimasystem kein Strahlungsgleichgewicht herrscht, wirkt generell eine nicht verschwindende Strahlungsflussdivergenz als Tendenz zur Abkühlung oder Erwärmung eines Volumens. Diese Tendenz stellt eine wesentliche Komponente der Energiebilanz jeder Stelle in der Atmosphäre dar und gibt an, um wie viel sich die Temperatur pro Zeiteinheit



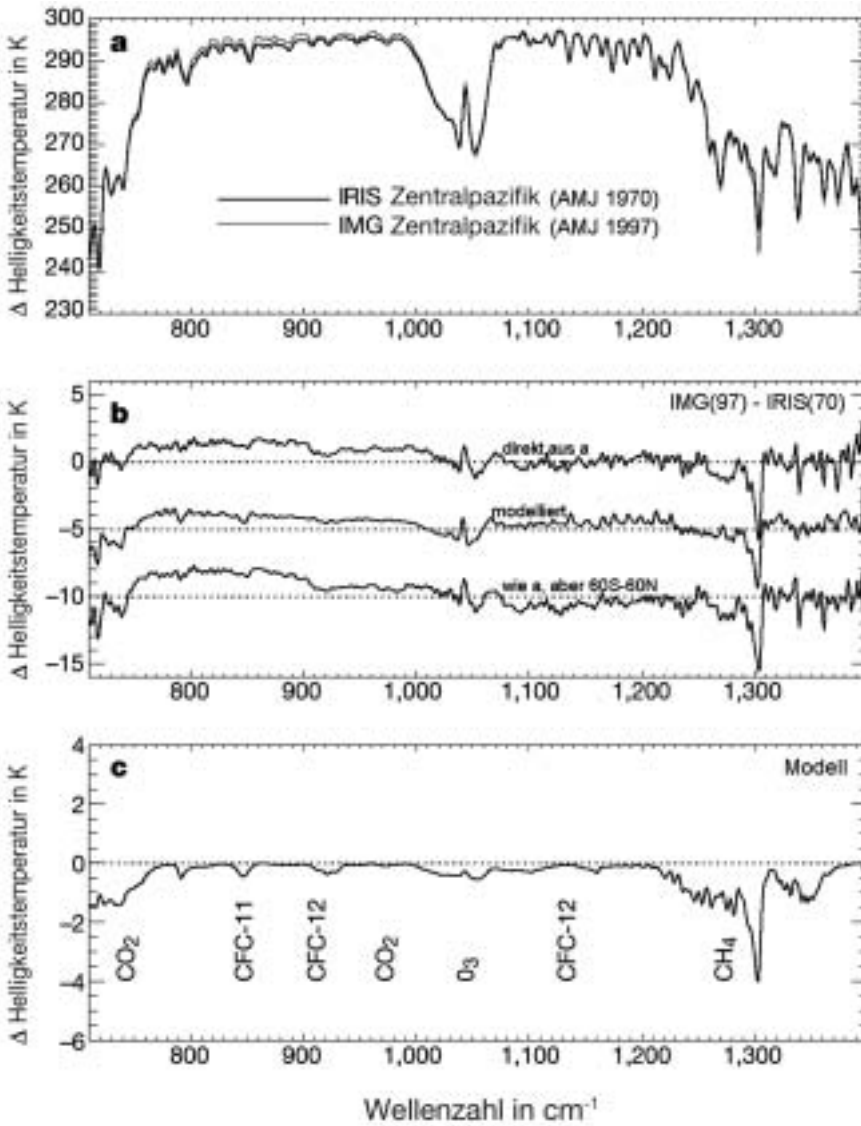


Abb. 2-6: Satellitenmessungen der Wärmestrahlung über dem äquatorialen Pazifik in 1970 und 1997 (a) und deren Differenzen (b), sowie die aus einem Modell mit entsprechend veränderter Spurengaskonzentration erwarteten Differenzen (c) nach HARRIES et al. (2001). Als Helligkeitstemperatur (engl.: brightness temperature) bezeichnet man die Temperatur, bei der ein idealer Schwarzkörper gerade die beobachtete Energiedichte emittieren würde. Sie ist daher nur als eine Parameterisierung anzusehen, die wie die Energiedichte selbst auch spektral variieren kann.

aufgrund von Strahlungsvorgängen ändern würde, wenn keine anderen Prozesse (wie Advektion, Diffusion, Phasenumwandlung, usw.) aktiv wären. In diesem Sinne kann man jede endliche Divergenz des Strahlungsflusses als Strahlungsantrieb (engl.: radiative forcing) für die weitere Entwicklung des betrachteten Atmosphärenvolumens auffassen. Zusammenfassend sollte daher der jetzige Treibhauseffekt in der Atmosphäre als ein ständiger Antrieb (forcing) für das Klimasystem interpretiert werden, der in jeder Klimaregion natürlich unterschiedlich stark ist aber die Atmosphäre zu vertikalen und horizontalen Ausgleichströmungen zwingt und der dadurch tatsächlich schon zu Klimaänderungen geführt hat.

Für die allgemeine Entwicklungsrichtung unseres Klimas ist der global gemittelte Strahlungsantrieb am Außenrand der Atmosphäre wichtig. Interessiert man sich für die Entwicklung der unteren Atmosphäre, so beschränkt man sich besser auf den Strahlungsantrieb an der Tropopause. Für ein Gleichgewichtsklima sollte dieser Antrieb verschwinden. Zunehmende Treibhausgase sowie veränderte Aerosole und, damit zusammenhängend, veränderte Wolken ergeben aber einen Nettostrahlungsantrieb für das Klimasystem. Vom IPCC (2001) wurden die heute bekannten Strahlungsantriebe der verschiedenen Veränderungen im Klimasystem in den letzten hundert Jahren zusammengetragen (Abb. 2-7). Daran erkennt man die Auswirkungen des Treibhauseffektes bei den atmosphärischen Gasen als einen großen und verhältnismäßig sicher bekannten positiven Strahlungsan-

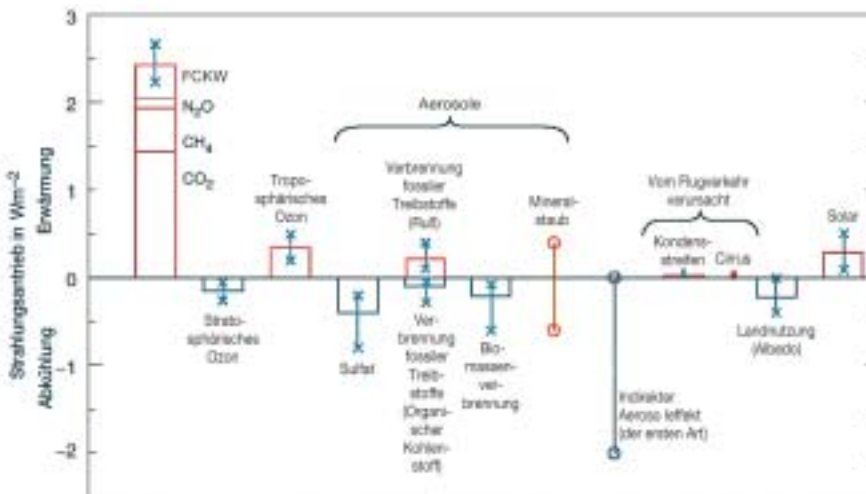


Abb. 2-7: Externe und interne Strahlungsantriebe des Klimasystems aus IPCC (2001). Die Balken stellen die Strahlungsantriebe der verschiedenen Komponenten dar, die Linien dazu geben die Unsicherheit der Schätzungen an.

trieb auf das Klimasystem. Dagegen werden teilweise kompensierende Antriebe vor allem durch das vermehrte Aerosol und die damit verknüpften veränderten Wolkeneigenschaften (indirekter Aerosoleffekt) vermutet, die aber derzeit noch nicht gut genug bekannt sind. Hier liegt das aktuellste und drängendste Feld der Forschung im Bereich der Strahlungsübertragung im Klimasystem.

### 3.5 Die Parameterisierung des Treibhauseffektes im Klimamodell

Der oben beschriebene Treibhauseffekt selbst wird in den Zirkulationsmodellen nicht explizit als Parametervorgabe dargestellt. Vielmehr wird er im Rahmen der dort notwendigen Berechnungen des Energietransportes durch Strahlung mitsimuliert.

Wie schon in Abschnitt 2.3 erwähnt, existiert für die Strahlungsübertragungsgleichung (SÜG) leider keine einfache Lösung für den allgemeinen Fall von Emission, Absorption und Streuung bei räumlich variierenden Werten der optischen Parameter. Wegen des hohen Rechenaufwandes verbietet sich eine exakte Berechnung der Strahlungsübertragung in Atmosphäre und Ozean im Klimamodell und es müssen geeignete Näherungsverfahren für diese Aufgabe genutzt werden. Eine Zusammenstellung der wichtigsten Verfahren findet man z. B. in dem Buch von THOMAS und STAMNES (1999).

Bei diesen Parameterisierungen handelt es sich meist um die Lösung eines vereinfachten Strahlungsübertragungsproblems, die sich analytisch angeben oder doch numerisch sehr einfach berechnen lässt. Dabei wird die Atmosphäre meist als horizontal homogen und auch vertikal schichtweise als homogen angenommen. Die Details der räumlichen Strahldichteverteilung werden vielfach durch teilweise vorgegebene Richtungsverteilungen angenähert. Und schließlich wird versucht, auch die Details der spektralen Linien- und Bandenstruktur durch Näherungsansätze zu erfassen.

Natürlich können solche Parameterisierungen nicht das exakte Ergebnis im Detail reproduzieren. Daher hat man schon in den 80er-Jahren begonnen, durch einen groß angelegten internationalen Vergleich von Strahlungsmodellen (ICRCCM – InterComparison of Radiation Codes in Climate Models) eine Vergleichs-Prozedur festzulegen, an der alle verwendeten Codes getestet werden können und sollten. Dabei hat man natürlich anfänglich z. T. erhebliche Abweichungen bei einigen besonders einfachen (und daher rechenökonomischen) Formulierungen gefunden, wodurch die Effizienz und Zuverlässigkeit bei der Weiterentwicklung aber erheblich verbessert werden konnte. (ELLINGSON et al. 1991, FOUQUART et al. 1991).

Auf der anderen Seite wird auch immer wieder die genügend genaue Kenntnis der Strahlungsgrundparameter

(wie z. B. der Wellenlängenverlauf des Absorptionskoeffizienten von Spurengasen) in Zweifel gezogen. Diese werden in großen Datenbanken wie HITRAN (ROTHMAN et al. 1998) oder GEISA (HUSSON et al. 1992) gesammelt und alle paar Jahre entsprechend dem aktuellen Entwicklungsstand bewertend verbessert. Derzeit enthalten beide Datenbanken die Information über Linienstärke, Halbwertsbreite, usw., von über 1 Million Spektrallinien von 37 Gasen. Allein für das CO<sub>2</sub> sind über 60000 Linien in 589 Banden von 8 verschiedenen Isotopen erfasst. Dabei geht es heute kaum mehr um die Eigenschaften der für die Klimamodellierung wichtigsten quantenmechanischen Übergänge, da diese seit langem bekannt und dank ihrer Bewährung im Bereich der Fernerkundung auch ausführlich validiert sind.

Die energetisch relevanten Ergebnisse der Strahlungsparameterisierung, also das Vertikalprofil der Divergenz des Nettostrahlungsflusses sowie der Nettostrahlungsfluss am Boden, gehen im Klimamodell in die Energiebilanzgleichung, also den 1. Hauptsatz der Thermodynamik, für die Atmosphäre und den Erdboden ein.

## 4 Schlussfolgerung

Mit dieser Übersicht sollte gezeigt werden, dass unser grundlegendes Verständnis von der Strahlungsübertragung in der Erdatmosphäre lückenfrei und schlüssig ist, dass die für die exakten Berechnungen geeigneten Methoden bekannt und die notwendigen Parameter in genügender Genauigkeit verfügbar sind und dass die Qualität der nötigen Annahmen und Näherungen für die praktische Anwendung in Klimamodellen durch internationale Initiativen ausreichend sichergestellt wird. Dies wird immer noch von einflussreichen Kritikern der Klimaforschung gelegentlich infrage gestellt.

Dabei sollte nicht unerwähnt bleiben, dass die weitaus größeren Schwierigkeiten in der Klimaforschung bei der genauen Parameterisierung aller klimawirksamen Eigenschaften von Wolken zu sehen sind (s. Kapitel 3 in diesem Heft). Das liegt an der komplexen räumlichen und mikrophysikalischen Struktur von Wolken, die trotz des bereits getriebenen hohen Forschungsaufwandes immer noch in ungenügendem Maße experimentell untersucht sind. Ferner bietet vor allem deren Parametrisierung in den relativ großen Gitterboxen eines Klimamodells immer noch enorme Unsicherheitsquellen. Allerdings sind auch hier die wesentlichen Prinzipien und Grundannahmen unumstritten und Details versucht man durch große internationale und nationale Forschungsprogramme und internationale Modellvergleiche gezielt und sorgfältig kontrolliert zu verbessern, z. B. durch das Globale Energie- und Wasserkreislaufexperiment (GEWEX) im Weltklimaforschungsprogramm (WCRP) und dem zu GEWEX beitragenden Baltic Sea Experiment (BALTEX) für das gesamte Einzugsgebiet der Ostsee.

Besonders erwähnt werden sollte noch einmal die Tatsache, dass die Beschreibung der Strahlungsübertragung nicht nur zur Berechnung der Energiebilanz in Klimamodellen verwendet wird, sondern dass vor allem auch in vielen Bereichen der Fernerkundung vom Boden und von Satelliten aus dieselben Techniken und Daten zum Einsatz kommen, wie in der Klimamodellierung. Da sich aber gerade bei der Fernerkundung von Atmosphären- und Oberflächeneigenschaften Fehler im grundsätzlichen Verständnis oder den grundlegenden Daten unmittelbar bemerkbar machen würden, kann man diese weit verbreiteten Aktivitäten als unabhängigen Test für die Richtigkeit der prinzipiellen Annahmen der Klimaforschung bezüglich der Treibhauswirksamkeit atmosphärischer Gase, insbesondere von Wasserdampf und CO<sub>2</sub>, ansehen.

## Literatur

- ARRHENIUS, S., 1896: On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. The London, Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science, 41, 237-276.
- CHANDRASEKHAR, S., 1960: Radiative Transfer. Dover Publications, New York, 393 S.
- ELLINGSON, R. G., J. ELLIS, S. FELS, 1991: The intercomparison of radiation codes used in climate models: long-wave results. *J. Geophys. Res.* **96**, D5, 8929-8953.
- FOUQUART, Y., B. BONNEL, V. RAMASWAMY, 1991: Inter-comparing shortwave radiation codes for climate studies. *J. Geophys. Res.* **96**, D5, 8955-8968.
- GOODY, R. M., Y. L. YUNG, 1995: Atmospheric Radiation – Theoretical Basis. *Oxford University Press*, Oxford, 536 S.
- HARRIES, J. E., H. E. BRINDLEY, P. J. SAGOO, R. J. BANTGES, 2001: Increases in greenhouse forcing from the outgoing longwave spectra of the Earth in 1970 and 1997. *Nature* **410**, 355-357.
- HUSSON, N., B. BONNET, N. A. SCOTT, A. CHEDIN, 1992: Management and study of spectroscopic information: the GEISA program. *J. Quant. Spectr. Rad. Transfer* **48**, 509-518.
- IPCC 2001: Climate Change 2001 – The Scientific Basis. *Cambridge University Press*, Cambridge, 944 S.
- KAPLAN, L. D., 1960: The influence of CO<sub>2</sub> variations on the atmospheric heat balance. *Tellus* **12**, 204-208.
- KIEHL, J. T., K. E. TRENBERTH, 1997: Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bull. Am. Met. Soc.* **78**, 197-208.
- KRAUS, H., 2000: Die Atmosphäre der Erde. *Vieweg Verlag*, Braunschweig, 470 S.
- LIOU, K., 2002: An Introduction to Atmospheric Radiation. *Acad. Press*, New York, 512 S.
- MANABE, S., F. MÖLLER, 1961: On the radiative equilibrium and heat balance of the atmosphere. *Mon. Wea. Rev.* **31**, 118-133.
- MANABE, S., R. F. STRICKLER, 1964: Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Convective Adjustment. *Journal of the Atmospheric Sciences* **21**, 361-385.
- MÖLLER, F., 1963: On the influence of changes in the CO<sub>2</sub> concentration in air on the radiation balance of the earth's surface and on the climate. *J. Geophys. Res.* **68**, 3877.
- PLASS, G. N., 1956: The CO<sub>2</sub> theory of climate change. *Tellus* **8**, 140-153.
- ROEDEL, W., 1994: Physik unserer Umwelt. *Springer Verlag*, Berlin, 467 S.
- ROHDE, H., R. CHARLSON (Hrsg.), 1998: The Legacy of Svante Arrhenius – Understanding the Greenhouse Effect. *Royal Swedish Academy of Sciences*, Stockholm, 212 S.
- ROTHMAN, L. et al., 1998: The HITRAN Molecular Spectroscopic Database and HAWKS (HITRAN Atmospheric Workstation): 1996 Edition. *J. Quant. Spectr. Rad. Transfer* **60**, 665-710.
- THOMAS, G., K. STAMNES, 1999: Radiative Transfer in the Atmosphere and Ocean. *Cambridge Univ. Press*, 510 S.
- WARNECKE, G., 1997: Meteorologie und Umwelt. *Springer Verlag*, Berlin, 354 S.