

Tab. 1 Verschiedene Erscheinungsformen des Gedächtnisses

Gedächtnisformen**nach beteiligtem sensorischen System :**

akustisch, visuell, taktil, chemisch (Geruch, Geschmack)

nach semantischen Aspekten :

Wort-, Zahlen-, Raum-, Farben-, Formen-, Personen-
Gedächtnis. u.a.

nach dem Zeitverlauf der Bildung und Erhaltung :

Kurzzeit-, Intermediär-, Langzeit-, Permanent-Gedächtnis.

nach der funktionellen Rolle :

Arbeits-Gedächtnis (working memory)
Speicher-Gedächtnis (reference memory)

nach der operativen Bedeutung :

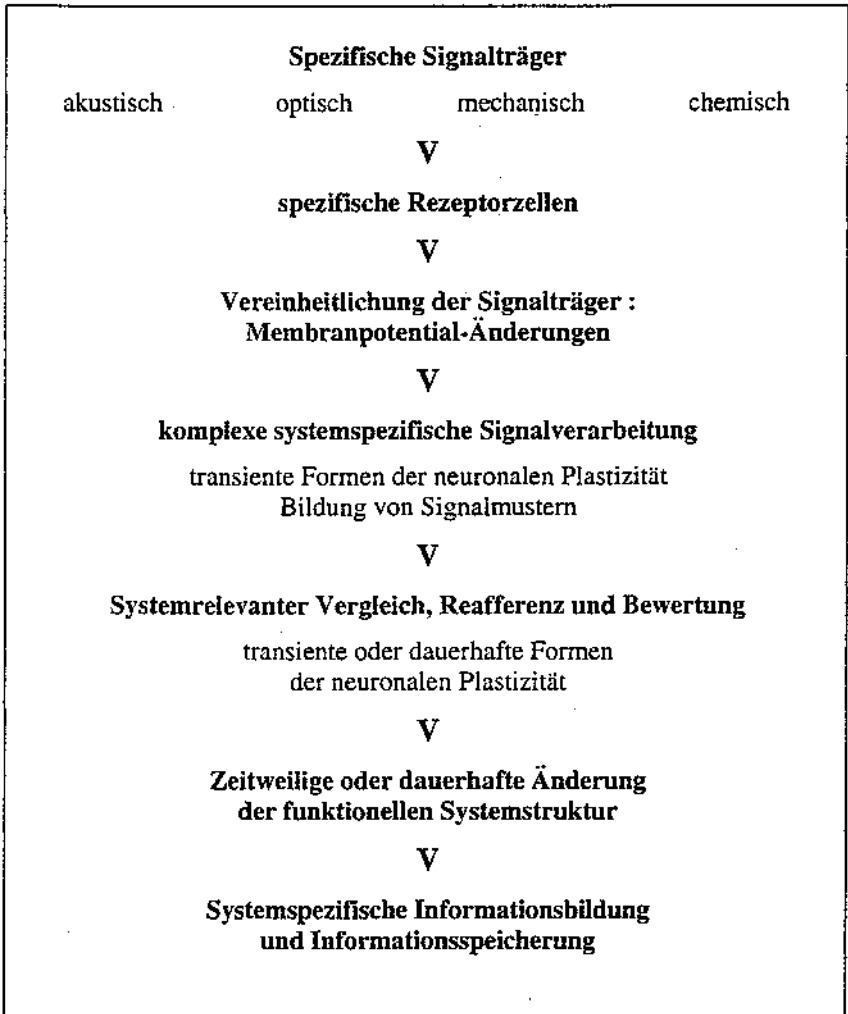
procedurales Gedächtnis: für Handlungsprogramme und
-strategien, (inkrementelle Bildung)
deklaratives Gedächtnis: für Räume, Ereignisse, Fakten
und deren Zusammenhänge (sprunghafte Bildung)

weitere Klassifikationen :

dispositionelles versus representationelles Gedächtnis
episodisches versus semantisches Gedächtnis

Tab. 2 Neurale Funktionsprinzipien bei der Informationsbildung und Informationsspeicherung

Funktionsprinzipien des Nervensystems



Dietrich Spänkuch

Die Strahlungseigenschaften der Erdatmosphäre¹

I. Einleitung

Die Strahlungseigenschaften von Planeten spielen eine Schlüsselrolle für das Klimageschehen, das sich auf ihnen abspielt. Änderungen der Strahlungseigenschaften der Erdatmosphäre, aus welchen Gründen auch immer, haben daher eine große Bedeutung für das Leben auf der Erde. Diese Bedeutung wird reflektiert in den zahllosen Abhandlungen und Diskussionen zum Treibhauseffekt, exakter definiert: zu Änderungen des Treibhauseffekts der Erdatmosphäre und deren Folgen, die auch in den Vorträgen unserer Sozietät im Rahmen des Vortragszyklus zum Globalen Wandel (siehe insbesondere die Beiträge von Lanius (1994) sowie Bernhardt und Böhme (1994)) ihren Niederschlag fanden. Dieser Beitrag diskutiert Variationen des Strahlungshaushalts der Erdatmosphäre im Lichte der neuesten Satellitenmessungen. Die Diskussion dieser Ergebnisse wird erleichtert, wenn man sie mit den Strahlungsverhältnissen auf unseren Nachbarplaneten und mit Abschätzungen der Wirkungen einzelner Faktoren in der Erdatmosphäre in Vergangenheit und Gegenwart vergleicht.

II. Vergleich der Strahlungsbilanzen der terrestrischen Planeten

Das Strahlungsangebot an solarer Strahlung am Oberrand der Planetenatmosphäre wird durch astronomische Faktoren bestimmt. Entscheidend ist vor allem die jeweilige Entfernung zur Sonne. Die sonnennahe Venus empfängt 1,9 mehr, der sonnenfernere Mars nur 0,44 mal soviel Sonnenenergie wie die Erde mit ihren 342 Wm^{-2} (siehe Tabelle 1 und Abb. 1). Exzentrizität und Neigung der Planetenbahn bestimmen die jahreszeitlichen Schwankungen des solaren Angebots und deren planetare Verteilung. Diese jahreszeitlichen Schwankungen sind auf dem Mars mit $\pm 28 \text{ Wm}^{-2}$ mehr als doppelt bzw. 6 mal so groß wie auf der Erde ($\pm 12 \text{ Wm}^{-2}$) bzw. auf der Venus ($\pm 4,5 \text{ Wm}^{-2}$). Welcher Anteil von diesem Strahlungsangebot aber tatsächlich vom Planeten vereinnahmt wird, hängt vom Rückstreuvermögen des Planeten ab. Im Vergleich der drei terrestrischen Planeten steht der Erde

¹ Vortrag, gehalten in der Klasse Naturwissenschaften der Leibniz-Sozietät am 21.04.1994, überarbeitete Fassung

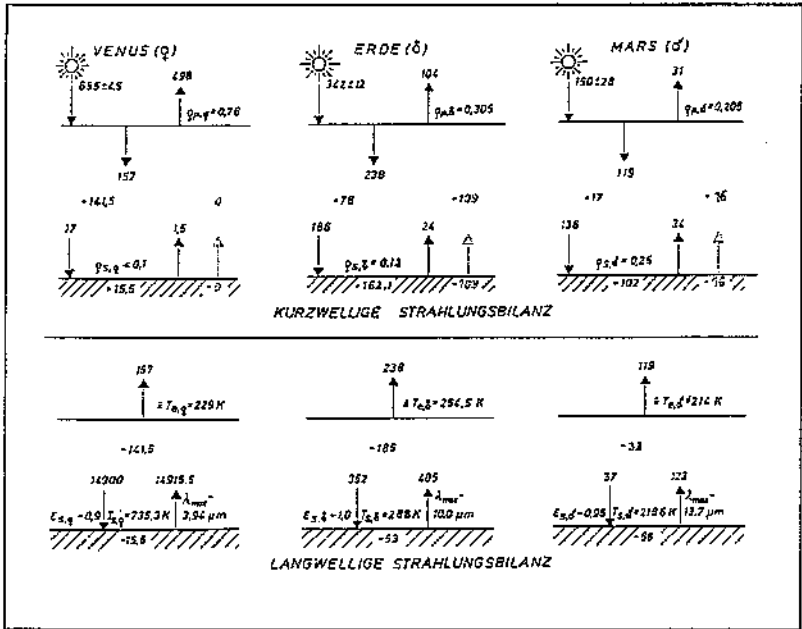


Abb. 1: Kurzwellige (oben) und langwellige Strahlungsbilanz (unten) der terrestrischen Planeten. Die Zahlenangaben (in Wm⁻²) beziehen sich auf die gesamte Planetenoberfläche und auf die Bilanz an den jeweiligen Grenzflächen. (Beim Mars dringen z.B. an solarer Strahlung mehr als 119 Wm⁻² in die Marsatmosphäre ein. Die letztendlich 31 Wm⁻², die vom Mars in den Weltraum reflektiert werden, entstammen zum überwiegenden Teil der reflektierten Strahlung der Marsoberfläche.) Die im oberen Teil gestrichelt angegebenen Werte sind die für eine ausgeglichene Wärmebilanz der Planetenoberfläche notwendigen Energieströme von fühlbarer (Konvektion) und latenter Wärme (Verdunstung), die in den Atmosphären freigesetzt werden. T_e und T_s sind planetare und Oberflächenalbedo, T_e und T_s effektive Strahlungs- und Oberflächentemperatur, ϵ_s das Emissionsvermögen der Unterlage und λ_{max} die Wellenlänge maximaler Ausstrahlung der Unterlage. Nach Spänkuch (1991). Angaben für die Erde nach Luther und Ellingson (1985), für die Venus nach Spänkuch (1990).

das 1,5-fache (Venus) bzw. 2-fache (Mars) an Strahlung zur weiteren Verwendung zur Verfügung, und zwar 238 Wm⁻². Wie diese Strahlung auf die einzelnen Energieformen (innere, kinetische, potentielle Energie) weiter verteilt wird, kann hier nicht näher erörtert werden (siehe hierzu Bolle 1982, Peixoto 1993 und Peixoto und Oort, 1992). Wir merken nur an, daß die hohe Qualität der solaren Energie mit ihrer Mannigfaltigkeit an Verwendungsmöglichkeiten (Anregung und Aufspaltung von Molekülen und Atomen, Photosynthese, Erzeugung elektrischer Energie, u.a.) in den Planetenatmosphären und an den Planetenoberflächen in Energie niederer Qualität, die ausschließlich Wärme erzeugen kann, transformiert wird (Bolle 1982).

Über längere Zeiträume kann von einer ausgeglichenen Strahlungsbilanz ausgegangen werden, d.h. das Plus an solarer Strahlungsenergie wird durch ein Minus an in den Weltraum abgestrahlter Strahlungsenergie ausgeglichen. Die 238 Wm^{-2} entsprechen nach Planck einer äquivalenten (effektiven) Schwarzstrahlungstemperatur von 254,5 K. Dieser Temperaturwert entspricht einer globalen Mitteltemperatur in 6 km Höhe. Das Maximum der infraroten Ausstrahlung in den Weltraum ergibt sich nach dem Wienschen Verschiebungsgesetz bei $11,4 \mu\text{m}$.

Die Venus geht offensichtlich viel effektiver mit dem ihr zur Verfügung stehenden 157 Wm^{-2} entsprechend einer effektiven Strahlungstemperatur von 229 K um, die einer effektiv strahlenden Atmosphärenschicht in 70 km Höhe, also der Höhe der Wolkenobergrenze, entspricht. Dies liegt daran, daß der überwiegende Anteil (90%) dieser Energie in der Venusatmosphäre selbst umgesetzt wird. Die Abstrahlung in den Weltraum ist von der Ausstrahlung der Venusoberfläche vollständig entkoppelt. Es gibt keinerlei Zusammenhang zwischen der Oberflächentemperatur der Venus und deren Abstrahlung. Für die Erde existiert dagegen ein nahezu linearer Zusammenhang zwischen Oberflächentemperatur und infraroter Abstrahlung in den Weltraum, auf den Budyko (1963,1965) wohl als erster hinwies und der in weiteren Untersuchungen, auch experimentell mittels Satellitendaten, bestätigt wurde (Cess 1976, Thompson und Warren 1982, Neeman et al. 1987, u.a.), allerdings mit erheblichen Unterschieden in der Neigung der Geraden (Ohring und Gruber 1983, Ramanathan 1987, Ramanathan et al. 1989). Für den Mars mit seiner auch optisch dünnen Atmosphäre ergibt sich eine noch engere Beziehung zwischen Oberflächentemperatur und IR-Abstrahlung.

III. Größenvergleich des atmosphärischen Strahlungsantriebs

Wie sind nun die 238 Wm^{-2} der für die Erdatmosphäre verfügbaren Strahlungsenergie zu werten? Die Zunahme des Treibhauseffekts beträgt nach internationaler Einschätzung $+4 \text{ Wm}^{-2}$ (Houghton u.a., 1990), also nur 1/6 der durch die Exzentrizität der Erdbahn bedingten Jahresschwankung der solaren Strahlung (24 Wm^{-2}). Aber bereits eine Änderung der Strahlungsbilanz um 1 Wm^{-2} hat nach Ergebnissen von Klimamodellen eine Änderung der mittleren globalen Oberflächentemperatur der Erde um 0,4 bis $1,1^\circ\text{C}$ zur Folge (Cess u.a., 1990). Der obere Wert entspricht in etwa dem Temperaturunterschied zwischen Klimaoptimum des frühen Mittelalters (1100-1300) und kleiner Eiszeit (1400-1600). 1 Wm^{-2} sind 0,42 % von 238 Wm^{-2} , das Klima reagiert also sehr empfindlich auf Änderungen der Strahlungsbilanz. Die regulierenden Faktoren im Klimasystem der Erde erzielen separat eine Wirkung um ein Vielfaches dieses Wertes (Tabelle 2), wobei besonders

effektiv der Einfluß der Bewölkung ist. Ein 10%iger Anstieg tiefer Wolken (Wolkhöhe < 4 km) würde den zunehmenden anthropogenen Treibhauseffekt egalisieren, zunehmende hohe Bewölkung den Treibhauseffekt verstärken (Webster und Stephens, 1984). Wir haben keine verlässliche Abschätzung der planetaren Bewölkungsverhältnisse über historische, geschweige denn geologische Zeiträume, so daß eine Diskussion der Strahlungseigenschaften der Erdatmosphäre in dieser Zeitskala reine Spekulation bleiben muß. Erinnerung sei nur an den wesentlich höher angenommenen Wert der planetaren Albedo der Vor-Satellitenzeit mit 0,34 bis 0,42 (Simpson 1929, Hann und Süring 1953, Katayama 1967, Kondratyev 1969).

Es ist an dieser Stelle angebracht, einiges zu den Klimamodellen anzumerken. Die relative Einmütigkeit der Ergebnisse im globalen Mittel, wenn auch bei z.T. beträchtlichen regionalen Unterschieden, läßt leicht die Vermutung bereits eindeutig gesicherter Ergebnisse aufkommen, die nur im Detail und in der Größenordnung Diskussionsstoff bieten. Die Aufstellung in Tabelle 3 zeigt, daß viele Rückkopplungseffekte in den Klimamodellen entweder überhaupt noch nicht berücksichtigt werden konnten bzw. ihre Wirkung auf den Treibhauseffekt, d.h. Erwärmung oder Abkühlung, noch strittig ist. Jüngstes Beispiel ist die Diskussion um das Vorzeichen der Rückkopplung des Wasserdampfeffekts, der in allen Klimamodellen als positiv, d.h. Erwärmung des Systems bei Erhöhung der atmosphärischen Wasserdampfkonzentration, angenommen wird. Es ist aber auch eine negative Rückkopplung denkbar (Lindzen 1990): Bei steigender Meeresoberflächentemperatur nimmt die Konvektion in der Atmosphäre zu, die wiederum zu einer verstärkten Absinkbewegung der Luft in den wolkenlosen Bereichen führt, die die Konvektionszellen umgeben. Die Absinkbewegung hat ein verstärktes Austrocknen der oberen Troposphäre zur Folge, diese - wegen der höheren Temperatur der emittierenden Schichten - eine erhöhte Abstrahlung in den Weltraum, mit dem Resultat einer Abnahme der Temperatur der Meeresoberfläche. Eine jüngst von Chou (1994) vorgelegte Untersuchung scheint diese Argumentationskette zu bestätigen.

Die in geologischen Zeiträumen durch Variationen des atmosphärischen CO₂-Gehalts mit 9 bis 18 Wm⁻² (Tab. 2) abgeschätzte Änderung des Strahlungsantriebs (Crowley 1993) entspricht in der Größenordnung in etwa dem des gegenwärtigen Wolkeneffekts. Die Variationen der terrestrischen Strahlungsbilanz haben demnach 10% nie überschritten.

Wir dürfen allerdings Klimaänderungen und -variationen auch bei unveränderter globaler Strahlungsbilanz nicht einfach ausschließen. Bereits eine Umverteilung des Strahlungsangebots auf die einzelnen Energieformen könnte eine Klimaveränderung zur Folge haben, ein Aspekt, der bisher offenbar überhaupt noch nicht beachtet worden ist.

Auch eine geographische Umverteilung der Strahlungsquellen und -senken bei gleichzeitig konstanter globaler Strahlungsbilanz ist eine Dokumentation einer Klimaverschiebung oder -variation, weil sich regionale Klimastrukturen als Folge der engen Wechselwirkung zwischen Strahlung und dem atmosphärischen und ozeanischen Geschehen (Abb. 2) auch in den geographischen Strukturen der Strahlungsströme am Oberrand der Erdatmosphäre bemerkbar machen. In der Vorkosmoszeit war dieses Konzept der Berechnung der atmosphärischen Strahlungsströme auf der Basis der entsprechenden atmosphärischen und terrestrischen Parameter die einzige Möglichkeit der Abschätzung einer globalen Strahlungsbilanz (Simpson 1929), wenn auch mit großen Unsicherheiten. Heute ist die Datenbasis dank der Satellitendaten, insbesondere im Rahmen des International Satellite

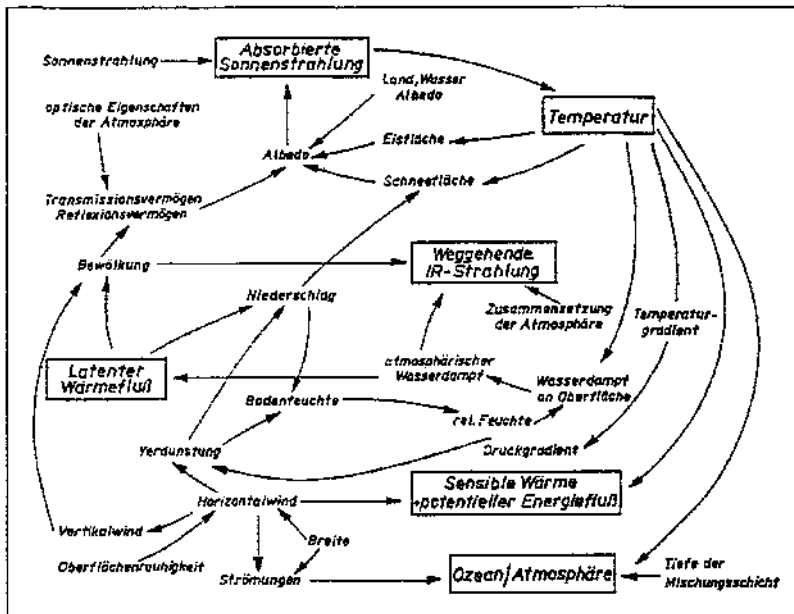


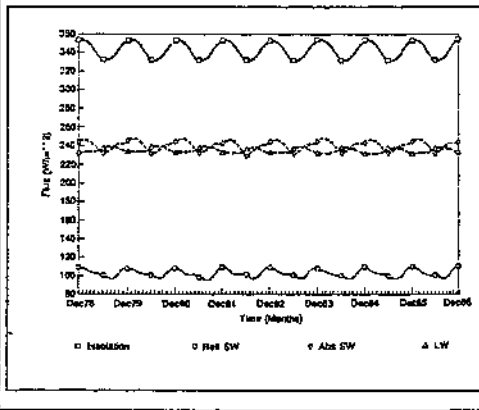
Abb. 2: Das Klimasystem nach Kellogg und Schneider (1994), neuere Version siehe Robock (1985). Direkt von Satelliten meßbar sind die IR-Abstrahlung und die absorbierte Sonnenstrahlung als Differenz von extraterrestrischer Sonnenstrahlung und in den Weltraum reflektierter Strahlung.

Cloud Climatology Project (ISCCP), deutlich verbessert (Zhang et al., 1995, Rossow und Zhang 1995). Es können sowohl die Qualität der Strahlungsbilanzmessungen, bedingt durch Instrumentendrifts u.a., überprüft als auch zeitliche Beobachtungslücken mit diesem Verfahren wenigstens zum Teil geschlossen werden (Slingo und Webb, 1992).

IV. Ergebnisse von Bilanzstrahlungsmessungen mittels Satelliten

Cloud Climatology Project (ISCCP), deutlich verbessert (Zhang et al., 1995, Rossow und Zhang 1995). Es können sowohl die Qualität der Strahlungsbilanzmessungen, bedingt durch Instrumentendrifts u.a., überprüft als auch zeitliche Beobachtungslücken mit diesem Verfahren wenigstens zum Teil geschlossen werden (Slingo und Webb, 1992). Die Messung von Strahlungsflüssen mittels Satelliten ist keineswegs eine triviale Aufgabe (Kandel (1990)) (Tab. 4). Aus meßtechnischen Gründen (Geometrie, Empfängercharakteristika) kann nicht der integrale Strahlungsfluß selbst, sondern nur eine spektrale Strahldichte gemessen werden, wenn auch über ein endliches Spektral- und Raumintervall integriert, so daß spektrale und geometrische Korrekturen an den Meßwerten erforderlich sind. Die geometrischen Korrekturen setzen Kenntnisse oder begründete Annahmen über die Richtungsabhängigkeiten der Reflektanz und Emittanz voraus. Diese sind von der jeweiligen Unterlage abhängig, die aus den Messungen selbst durch Verfahren, die unter dem Begriff Szenenidentifikation bekannt sind, bestimmt werden. Ein methodischer Vorteil ist, daß solarer und terrestrischer Strahlungsfluß wegen der unterschiedlichen effektiven Strahlungstemperatur von

Abb. 3: Zeitliche Variation wesentlicher Komponenten der globalen Strahlungsbilanz nach ERB-Messungen (nach Ardanuy et al. 1992).



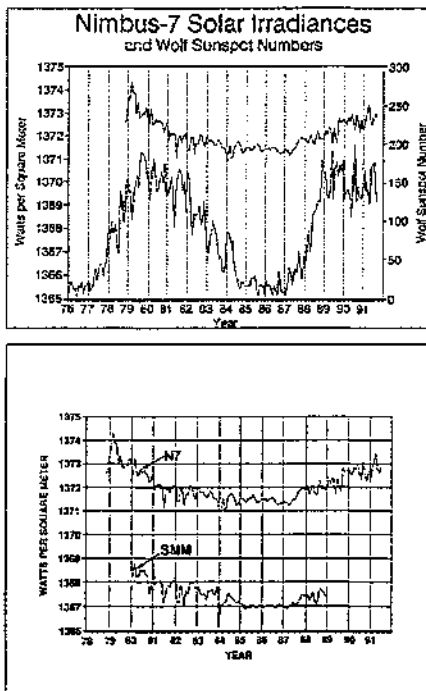
Sonne und Erde getrennt behandelt werden können. Oberhalb von $4 \mu\text{m}$ ist die solare Strahlung energetisch ohne Bedeutung, unterhalb von $4 \mu\text{m}$ die terrestrische Strahlung. Welche Korrekturmethode in einzelnen verwendet werden, ist Tabelle 5 zu entnehmen.

Ein wesentliches Problem ist das zeitliche und räumliche Sampling. Die starke Veränderlichkeit der Strahlungsströme mit der Tageszeit erfordert Messungen zu unterschiedlichen Tageszeiten, d.h. also Messungen mittels mehrerer Satelliten, erstmalig verwirklicht im Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) seit Ende 1984 mit zwei sonnensynchronen Satelliten sowie einem asynchronen Satelliten mittlerer Bahnneigung. Letzterer liefert im Laufe eines Monats für jeden Ort im stündlichen Abstand die entsprechenden Messungen. Eine repräsentative und evaluierte langjährige Meßreihe liegt allerdings bisher nur vom Vorläuferexperiment

ERB von den sonnsynchronen Satelliten Nimbus 6 und 7 vor (Ardanuy et al. 1992, Kyle et al. 1993) mit bisher ausgewerteten 6 bis 13 jährigen Reihen (Tabelle 6).

Obwohl zweifellos noch recht kurz, geben die Meßreihen doch einige recht bemerkenswerte Details. Insbesondere sind im Beobachtungszeitraum sowohl die Komponenten der Strahlungsbilanz als auch die Wolkenbedeckung, und dies ist besonders erstaunlich angesichts der starken raumzeitlichen Variabilität der Bewölkung, sehr stabil. Im globalen Maßstab beträgt die interannuale Variationsbreite aller Komponenten der integralen Strahlungsbilanz nicht mehr als 0,4% entsprechend 1 Wm^{-2} , die beobachtete Variation der globalen Jahrestemperatur der Oberfläche $\pm 0,1^\circ \text{ C}$ und des Wolkenbedeckungsgrades $\pm 0,8\%$. Die 1 Wm^{-2} sind die Schwankung um den Mittelwert. Eine ständig um 1 Wm^{-2} erhöhte Strahlungsbilanz würde im Gleichgewichtszustand die bereits diskutierte Erhöhung der Oberflächentemperatur um $0,4^\circ$ bis $1,1^\circ \text{ C}$ zur Folge haben.

Abb. 4a): Der zeitliche Verlauf der Monatsmittel der extraterrestrischen Sonnenstrahlung nach Messungen von Nimbus 7 (N7) und dem zum ERBE-System gehörenden Solar Maximum Mission (SMM)-Satelliten (nach Kyle et al. 1993).



Der zeitliche Gang der globalen Strahlungskomponenten ist in Abb. 3 zu sehen. Die im System Erde/Atmosphäre absorbierte solare Strahlung ergibt sich aus der Differenz der gemessenen Größen extraterrestrische Strahlung minus Reflexstrahlung in den Weltraum. Die absorbierte solare Strahlung bedeutet den Energieinput des Systems, die Infrarotabstrahlung den Energieoutput, die Differenz beider Größen die globale Strahlungsbilanz. Die Jahresschwankung der Strahlungsbilanz von 20 Wm^{-2} wird fast vollständig durch die

Abb. 4b): Zeitliche Variation der Monatsmittel der extraterrestrischen Sonnenstrahlung nach Messungen von Nimbus 7 im Vergleich mit den Monatsmitteln der Sonnenfleckenzahlen nach Wolf (nach Ardanuy et al. 1992).

Jahresschwankung der extraterrestrischen Einstrahlung (24 Wm^{-2}) kompensiert. Jedoch weder die planetare Albedo, noch die Infrarotstrahlung machen diese Jahresschwankung voll mit. Die IR-Abstrahlung ist sogar um 180° phasenverschoben zum solaren Input.

Abb. 4 zeigt den Verlauf der solaren Einstrahlung über mehrere Jahre, gemessen von ERB (Nimbus 7) und ERBE (SMM) (Abb. 4a) und den Vergleich mit dem Gang der Sonnenfleckenrelativzahl (Abb. 4b). Die Korrelation zwischen Sonnenfleckenrelativzahl und solarer Einstrahlung beträgt 0,65. Das positive Vorzeichen der Korrelation ist überraschend. Offenbar überkompensieren die hellen Sonnenfackeln die Wirkung der dunklen Sonnenflecken. Für unsere Diskussion ist interessant, daß der solare Energieoutput zwischen Sonnenaktivitätsmaximum und -minimum $0,15\%$ entsprechend 2 Wm^2 nicht übersteigt. Ob diese Ziffern auch für weitere Sonnenfleckenzyklen gelten, bleibt abzuwarten. Der Vergleich der beiden unabhängigen Messungen gibt eine beachtliche Übereinstimmung der gemessenen relativen Schwankungen, jedoch eine systematische Differenz von etwa 4 Wm^{-2} absolut. Die Absolutgenauigkeit der Nimbus 7-Messungen wird zu

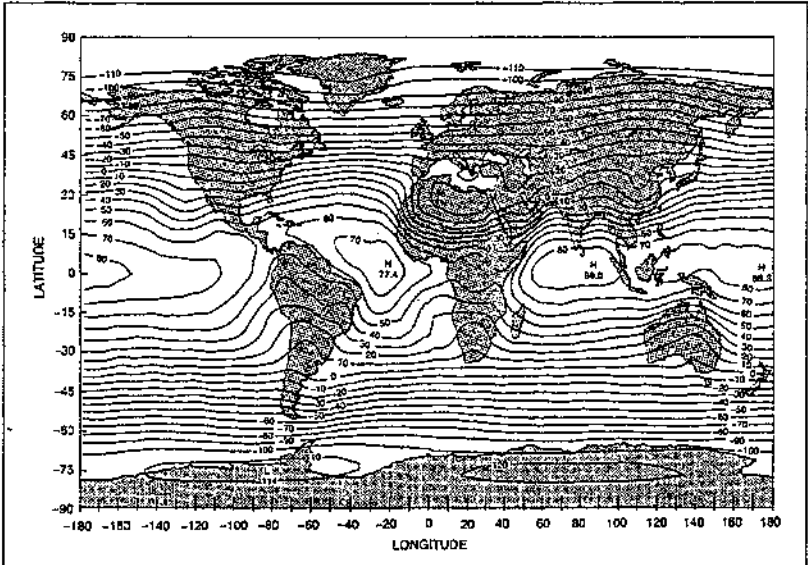


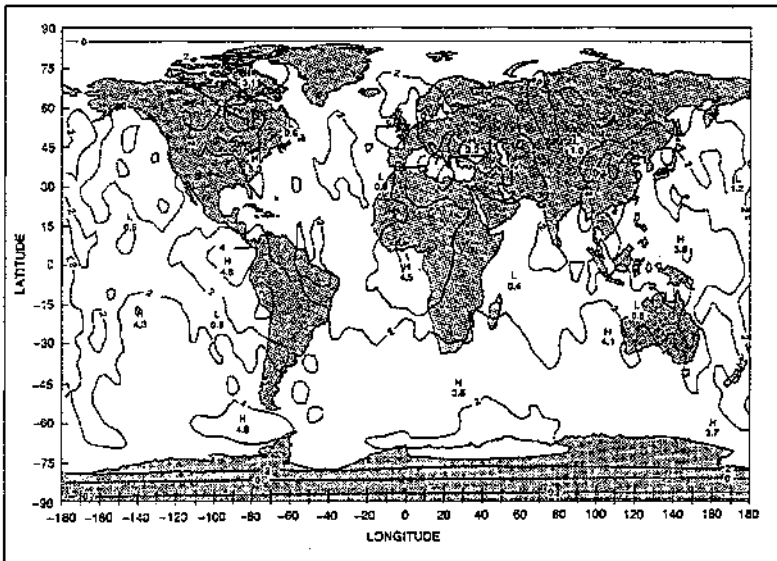
Abb. 5:

Globale Verteilung der Strahlungsbilanz des Systems Erde-Atmosphäre aus 8-jährigen ERB-Messungen. Isolinienabstand 10 Wm^{-2} (nach Ardanuy et al. 1992).

$\pm 0,5\%$, die von SMM mit $\pm 0,2\%$ eingeschätzt. Es bleibt weiteren Experimenten vorbehalten, diese Diskrepanz zu klären.

Wie verteilen sich aber nun Energieinput und -output über den Globus? Wir können dies hier nur für die Strahlungsbilanz tun. Im Jahresmittel (Abb. 5) vereinnahmt die Erde mehr Energie als sie zwischen $\pm 36^\circ$ geographischer Breite abstrahlt, obwohl die jahreszeitliche Schwankung dieser Nulllinie zwischen -15° und $+70^\circ$ im jeweiligen Winter bzw. Sommer beträgt. Die Einnahmequellen sind die tropischen Meere mit 70 bis über 80 Wm^{-2} , und der Land-Meer-Kontrast ist in den Tropen und Subtropen mit bis zu 40 Wm^{-2} bedeutend. Die Sahara ist mit -20 Wm^{-2} bereits ein Energiezuschußgebiet. Mit Annäherung an die Pole verschwindet der Land/Meer-Kontrast. Es stellt sich ein nahezu zonaler Gradient ein. Die Strahlungsbilanz erreicht ein Minimum von über -100 Wm^{-2} . Atmosphärischer und ozeanischer Energietransport (jeweils $> 10^{15} \text{ W}$) haben für die Kompensation zu sorgen.

Abb. 6: Globale Verteilung der interannualen Variabilität der Strahlungsbilanz aus ERB-Messungen. Isolinienabstand 2 Wm^{-2} (nach Ardanuy et al. 1992).



Die interannuale Variation der Strahlungsbilanz (Abb. 6) hat ihr Maximum mit $4,5$ bis 5 Wm^{-2} im Bereich der tropischen Meere westlich Südamerikas und Afrikas, und sie ist generell auf der Südhalbkugel größer als auf der Nordhalbkugel. Die Lage der Maxima läßt vermuten, daß die Variationen wesentlich durch die Modulation der Felder tiefer Wolken (Stratus und Stratocumulus) verursacht sind. Diese Wolken ändern im wesentlichen die

kurzweligen Strahlungseigenschaften (hohe Albedo der Wolken, geringe Albedo der Meeresoberfläche). Infolge geringer Temperaturunterschiede zwischen Meeresoberfläche und Wolkenobergrenze ist die Wirkung tiefer Bewölkung auf die IR-Abstrahlung bedeutend geringer. Dieser Befund ist gleichzeitig eine gewisse Bestätigung der theoretischen Ansätze über den Einfluß der Wolken auf den Strahlungshaushalt (siehe Tab. 2).

Die Konzentration der Diskussion auf die integralen Strahlungsflüsse könnte den Eindruck erwecken, als ob die Änderungen der Strahlungsenergie mehr oder weniger gleichmäßig über den gesamten Spektralbereich des elektromagnetischen Spektrums verteilt sind und auch daß Änderungen der Strahlungsenergie, unabhängig davon, in welchem Spektralbereich sie auftreten, von gleicher oder ähnlicher Wirkung sind. Beide Annahmen sind unzutreffend. Die spektroskopischen Eigenschaften der Gase bewirken, daß atmosphärische Konzentrationsänderungen dieser Gase sich zunächst nur in den Bereichen ihrer Absorptionsbanden bemerkbar machen, wie dies aus Abb. 7a für die spektrale Strahldichte der die Erdatmosphäre in Zenitrichtung verlassenden Strahlung im Fall einer Verdopplung des atmosphärischen CO_2 -Gehalts zu sehen ist (Kiehl 1983). Diese spektrale Signatur wird modifiziert durch Änderungen der vertikalen atmosphärischen Temperaturschichtung als Folge der veränderten Absorptionswirkung (Abb. 7b) (Kiehl 1985). In den atmosphärischen Fensterbereichen ist diese Strahldichteänderung wegen der Erhöhung der Oberflächentemperatur positiv, im Bereich der Absorptionsbanden wegen der Zunahme der Höhe der emittierenden Schicht negativ. Die Wirkung der Treibhausgase beruht gerade darauf, daß ihre Gesamtwirkung in sonst relativ durchlässigen Spektralbereichen, den sogenannten atmosphärischen Fenstern, effektiv ist (Graßl 1989).

Für das Leben auf der Erde ist es keineswegs uninteressant, in welchen

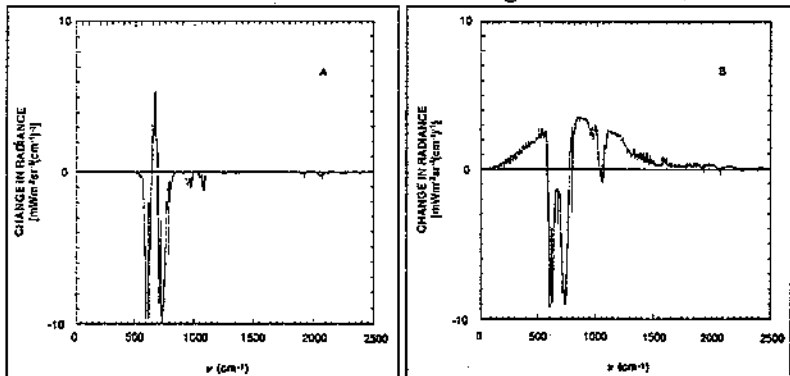


Abb. 7: Berechnete Änderung der spektralen Strahldichte in Zenitrichtung infolge Verdopplung des atmosphärischen CO_2 -Gehalts (A) und unter Berücksichtigung der daraus direkt resultierenden Temperaturänderung (B) (nach Kiehl 1985).

Spektralintervallen sich die atmosphärischen Strahlungseigenschaften ändern, auch wenn die daraus unmittelbar resultierenden energetischen Änderungen unbedeutend sein können. Die UV-Strahlung ($\lambda < 400$ nm) beträgt an der Erdoberfläche nur 5 % der solaren Strahlung, im UV-B (280-315 nm) sogar weniger als 0,2 % (Feister 1990). Viele biologische Wirkungskurven haben jedoch ihr Maximum im UV-B-Bereich. Eine 50%-Änderung der UV-B-Strahlung würde integral nur ein Zehntel Prozent Änderung der Strahlungsenergie bedeuten, hätte aber erhebliche Konsequenzen für die Biosphäre.

V. Schlußbetrachtung

Erstmalig liegt eine mehrjährige Meßreihe wesentlicher Komponenten der atmosphärischen Strahlungsbilanz im globalen Maßstab vor. Die offensichtlich starke Abhängigkeit des Klimasystems gegenüber relativ geringfügigen Änderungen dieser Bilanz ($< 1\%$) stellt erhebliche Ansprüche an die Genauigkeit dieser Messungen, die über Jahrzehnte beibehalten werden muß. Es genügt auch nicht, nur die integralen Strahlungsflüsse zu messen. Spektralmessungen relativ hoher Auflösung sind sowohl zur Identifizierung der Ursachen der Änderung der Bilanzen als auch zur Einschätzung der Auswirkung dieser Änderungen nötig. Die separaten Wirkungen der einzelnen Faktoren, die die atmosphärischen Strahlungsflüsse beeinflussen können, betragen z. T. mehrere Prozent der Strahlungsbilanz und damit Werte, die wir aus geologischen Zeiträumen kennen.

Literatur

- Ardanuy, P. E., Kyle, H. L., Hoyt, D., 1992: Global relationships among the Earth's radiation budget, cloudiness, volcanic aerosols, and surface temperature. *J. Climate* 5, 1120-1139.
- Bernhardt, K.-H., W. Böhme, 1994: Klima und Menschheit. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, H. 1/2 (1994), 51-90.
- Bolle, H.-J., 1982: Radiation and energy transport in the Earth atmosphere system. In Huntzinger, O.: *The Handbook of Environmental Chemistry*, Vol. 1/Post B. Springer Berlin-Heidelberg-New York, 131-303.
- Budyko, M. I., 1963: Atlas teplovogo balanca zemnogo _ara. Moskau
- Budyko, M. I., 1965: The effect of solar radiation variations on the climate of the Earth. *Tellus* 21, 611-619.
- Cess, R. D., 1976: Climate change: An appraisal of atmospheric feedback mechanisms employing zonal climatology. *J. Atmos. Sci.* 33, 1831-1843.
- Cess, R. D. et al., 1990: Intercomparison and interpretation of climate feedback processes in 19 atmospheric general circulation models. *J. Geophys. Res.* 95, D10, 16601-16615.

- Charlson, R. J., J. Langner, H. Rohde, C. B. Leovy, S. G. Warren, 1991: Perturbation of the Northern Hemisphere radiative balance by backscattering from anthropogenic sulfate aerosols. *Tellus* 43 AB, 152-163.
- Crowley, T. J., 1993: Geological assessment of the greenhouse effect, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 74, 2363-2373.
- Feister, U., 1990: *Ozon-Sonnenbrille der Erde*. Teubner Verlagsgesellschaft Leipzig
- Graßl, H., 1989: Anthropogene Beeinflussung des Klimas. *Phys. Bl.* 45, 199-206.
- Hann, J., R. Stüring, 1939/1951: *Lehrbuch der Meteorologie*, 5. vollst. neubearb. Aufl., 1. Bd. Teil 1-5, 1-480, 2. Bd. Teil 6-11, 481-1092.
- Hoffert, M. L., Covey, C., 1992: Deriving global climate sensitivity from palaeoclimate reconstructions, *Nature* 360, 573-576.
- Houghton, J. T., G. J. Jenkins, J. J. Ephraums (Eds.), 1990: *The IPCC Scientific Assessment*. Cambridge University Press
- Kandel, R. S., 1990: Satellite observation of the Earth radiation budget and clouds. *Space Science Rev.* 52, 1-32.
- Katayama, A., 1967: On the radiation budget of the troposphere over the northern hemisphere, II. *J. Meteorol. Soc. Japan* 45, 1-25.
- Kellogg, W. W., S. H. Schneider, 1974: Climate stabilization: for better or for worse? *Science* 186, 1163-1172.
- Kiehl, J. T., 1983: Satellite detection of effects due to increased atmospheric carbon dioxide. *Science* 222, 504-506.
- Kiehl, J. T., 1985: Searching for the radiative signal of increasing carbon dioxide and other trace gases. In: Mac Cracken, M. C. und F. M. Luther (Eds.): *Detecting the climate effects of increasing carbon dioxide*. United States Department of Energy, DOE/ER-0235, Dec. 1985, 13-28.
- Kiehl, J. T., B. P. Briegleb, 1993: The relative roles of sulfate aerosols and greenhouse gases in climate forcing. *Science* 260, 311-314.
- Kondratyev, K. Ya., 1969: *Radiation in the atmosphere*. Academic Press
- Ksanfomaliti, L. V., 1985: *Planeten*. Moskau: Mir, Leipzig-Jena-Berlin Urania-Verlag
- Kyle, H. L., J. R. Hickey, P. E. Ardanuy, H. Jacobowitz, A. Arking, G. G. Campbell, F. B. House, R. Maschhoff, G. L. Smith, L. L. Stowe, T. Vonder Haar, 1993: The Nimbus Earth Radiation Budget (ERB) Experiment: 1975 to 1992, *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 74, 815-830.
- Lanius, K., 1994: *Globaler Wandel*. Sitzungsberichte der Leibniz-Sozietät, H. 1/2 (1994), 7-31.
- Lindzen, R. S., 1990: Some coolness concerning global warming. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 71, 288-299.
- Luther, F. M., R. G. Ellingson, 1985: Carbon dioxide and the radiation budget. In: Mac Cracken, M. C. und F. M. Luther (Eds.): *Projecting the climatic effects of increasing carbon dioxide*. United States Department of Energy, DOE/ER-0237, Dec. 1985, 25-55.
- Moroz, V. I., A. P. Ekonomov, B. E. Moshkin, H. E. Revercomb, L. A. Sromovsky, J. R. Schofield, D. Spänkuch, F. W. Taylor, M. G. Tomasko, 1985: Solar and thermal radiation in the Venus atmosphere. *Adv. Space Res.* 5, No. 11, 197-232.

- Neeman, B. U., J.-H. Joseph, G. Orling, 1987: The sensitivity of the outgoing longwave radiation to surface temperature: Modeling the opacity feedback and experiments with a variable cloud-top temperature provision. *J. Atmos. Sci.* 44, 2995-3006.
- Orling, G., A. Gruber, 1983: Satellite radiation observations and climate theory. *Adv. Geophys.* 25, 237-304.
- Peixoto, J. P., A. H. Oort, 1992: *Physics of climate*. American Institute of Physics. New York
- Peixoto, J. P., 1993: Atmospheric energetics and the water cycle. In: Raschke, E., D. Jacob (Eds.): *Energy and Water Cycles in the Climate System*. NATO A51 Series, Vol. 15, Springer Berlin-Heidelberg, 1-42.
- Ramanathan, V., 1987: The role of Earth radiation budget studies in climate and general circulation research. *J. Geophys. Res.* 92, D4, 4075-4095.
- Ramanathan, V., B. R. Barkstrom, E. F. Harrison, 1989: Climate and the Earth's radiation budget. *Phys. today* 22-32.
- Robock, A., 1985: An updated climate feedback diagram. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* 66, 786-787.
- Rossow, W. B., Y.-C. Zhang, 1995: Calculation of surface and top of atmosphere radiative fluxes from physical quantities based on ISCCP data sets. 2. Validation and first results. *J. Geophys. Res.* 100, D1, 1167-1197.
- Sato, M., J. E. Hansen, M. P. Mc Cormick, J. P. Pollack, 1993: Stratospheric aerosol optical depths, 1850-1990, *J. Geophys. Res.* 98, D12, 22987-22994.
- Simpson, G. C., 1929: The distribution of terrestrial radiation. *Mem. Roy. Meteorol. Soc.* 3, 53-78.
- Slingo, A., M. J. Webb, 1992: Simulation of clear-sky outgoing longwave radiation over the oceans using operational analyses. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 118, 1117-1144.
- Spänkuch, D., 1984: Die Rolle des Aerosols im Klimasystem. Arbeit von Plenum und Klassen der AdW der DDR, 9, Nr. 8, 98-117.
- Spänkuch, D. 1990: Das heutige Bild der Venusatmosphäre II, *Sterne* 66, 277-289.
- Spänkuch, D., 1991: Die Strahlungsbilanz der terrestrischen Planeten Venus, Erde und Mars. *Naturwissenschaften* 78, 347-354.
- Thompson, S. L., S. G. Warren, 1982: Parametrization of outgoing infrared radiation derived from detailed radiative calculations. *J. Atmos. Sci.* 39, 2667-2680.
- Waere, B. C., 1992a: Variations in Nimbus-7 cloud estimates. Part I: Zonal averages. *J. Climate* 5, 1496-1505.
- Waere, B. C., 1992b: Variations in Nimbus-7 cloud estimates. Part II. Regional changes *J. Climate* 5, 1506-1513.
- Webster, P. J., Stephens, G. L., 1984: Cloud-radiation interaction and the climate problem, in J. T. Houghton (Ed.): *The Global Climate*, Cambridge University Press. 63-78.
- Zhang, Y.-C., W. B. Rossow, A. A. Lacis, 1995: Calculation of surface and top of atmosphere radiative fluxes from physical quantities based on ISCCP data sets 1. Method and sensitivity to input data uncertainties. *J. Geophys. Res.* 100, D1, 1149-1165.

Tabelle 1 Vergleich der Komponenten der Strahlungsbilanz für Venus, Erde und Mars. Die ersten fünf Werte sind bezogen auf die Werte der Erde (s. Abb. 1, nach Spänkuch (1991))

Komponente	Venus	Erde	Mars
Solarkonstante	1,9	1	0,44
Vom System Planetenoberfläche/ Atmosphäre absorbierte solare Energie = infrarote Abstrahlung	0,66	1	0,5
In Atmosphäre absorbierte solare Strahlung F_{abs}^{Atm}	1,86	1	0,22
An Planetenoberfläche absorbierte solare Strahlung F_{abs}^{Ob}	0,09	1	0,63
Für sensible und latente Wärme verfügbare Energie	0	1	0,15
$F_{abs}^{Atm}/F_{abs}^{Ob}$	9,1	0,47	0,17
Planetare Albedo	0,76	0,305	0,205; bei Staubsturm 0,4
Absorptionsvermögen der Atmosphäre für Sonnenstrahlung	0,22	0,22	0,11; bei Staubsturm 0,58
Transmissionsvermögen der Atmosphäre für Sonnenstrahlung	0,02	0,475	0,685; bei Staubsturm 0,02
Kurzwellige Grenze der an der Planetenoberfläche einfallenden solaren Strahlung in nm	480 ²	300	180 ³

² nach Moroz u.a. (1985)

³ nach Ksanfomaliti (1985)

Tabelle 2 Größenvergleich des atmosphärischen Strahlungsantriebs

gegenwärtiger Wert	238 Wm ⁻²	
Klimamodelle $\Delta T_s = 0.4^\circ - 1.2^\circ\text{C}$ pro	1 Wm ⁻²	Cess et al. (1990)
Jahreszeitliche Variation der solaren Strahlung	24 Wm ⁻²	
Jahreszeitliche Variation der gemessenen Strahlungsbilanz	20 Wm ⁻²	Ardanuy et al. (1992)
anthropogener Treibhauseffekt	+ 4 Wm ⁻²	ISCCP (1991)
gegenwärtiger Wolkeneffekt	17 Wm ⁻²	Webster und Stephens (1984)
10 % Anstieg tiefer Wolken	- 4 Wm ⁻²	
10% Reduktion hoher Wolken	+ 4 Wm ⁻²	
stratosphärisches Aerosol	- 30 (0.55 = - (1-3 Wm ⁻² max.)	Sato et al. (1993)
Sulfataerosol, direkter Effekt	- 0,3 bis -1 Wm ⁻²	Charlson et al. (1991) Kiehl u. Briegleb (1993)
Sulfataerosol, Effekt auf Wolkenalbedo	- 1 Wm ⁻²	Charlson et al. (1991)
CO ₂ , geologische Zeiträume	9-18 Wm ⁻²	Crowley (1993)
Reduktion von Treibhausgasen während Eiszeiten	- (2,5 bis 3) Wm ⁻²	Crowley (1993)
Albedoeffekt von Eis , während Eiszeiten	(3 bis 3,5) Wm ⁻²	Hoffert und Covey (1992) Hansen et al. (1993)

Genauigkeit gegenwärtiger Satellitemessungen

ERBE		1 (?) Wm ⁻²
ERB	bias	+ 6 Wm ⁻²

Tabelle 3 Wesentliche Rückkopplungen im Treibhauseffekt, deren Status in Klimamodellen und qualitative Abschätzung des Effekts

	Vorzeichen	Berücksichtigung in Zirkulationsmodellen	Bemerkungen/Effekt
Wasserdampf	+/- (?)	ja	empirischer Nachweis von Satelliten
Schnee/Eis	+	ja	
Wolken	?	partiell ja	gegenwärtig negativ potentiell stärkste Rückkopplung
troposphärische Chemie	?	nein	möglicherweise positive Rückkopplung durch OH-Abnahme
Aerosol	?	nein	Nichtberücksichtigung betrifft Modellierung der Aerosolproduktion und -vernichtung, indirekte Einwirkung auf Strahlungsbilanz u.a. (siehe Spänkuch 1984).
Meeresoberflächentemperatur	+/-	ja	größere Unsicherheiten im Maßstab
Ozeanzirkulation	+	in modernsten	potentiell groß
Gasaustausch mit Ozean	?		möglicherweise gering
CO ₂ -Düngung	?	nein	möglicherweise kurzzeitig negativ
Eutrophierung	-	nein	
Temperatur und Pflanzenatmung	+		potentiell signifikant

	Vorzeichen	Berücksichtigung in Zirkulationsmodellen	Bemerkungen/Effekt
Bodenfeuchte	+/-	ja	abhängig von Niederschlag und Breite
UV-B und Phytoplankton	+	nein	möglicherweise groß
UV-B/terrestr. Ökosystem	+	nein	
Reisfelder	+	nein	kritische Größe Bodenfeuchte
CH ₄ in Permafrost	+	nein	abhängig vom Wasserstand
Organische Materialien in Permafrost	+	nein	abhängig von Bodentemperatur

Tabelle 4 Allgemeine Probleme der Bestimmung von Strahlungsflüssen am Obergrenze der Atmosphäre mittels Satelliten

- Absoluteichung der Radiometer
 - räumliche Auflösung
 - geographische Abtastung
 - zeitliche Abtastung
 - spektrale Spektraldichten $L_\lambda(\theta, \lambda, \varphi) \rightarrow$ integraler Strahlungsfluß Φ
- θ : Nadirwinkel der Messung; λ , φ : geometrische Länge und Breite

Tabelle 5 Korrekturverfahren zur Bestimmung bzw. Messung der lang- und kurzwelligigen Strahlungsflüsse

Satellit	Nimbus 7 (ERB)	ERBE
- spektrale Korrektur für $\lambda > 4 \mu\text{m}$ (LW)		
Scanner	globale Regression	szenenabhängige Kombination von 3 Spektralkanälen
Weitwinkel	$\Phi_{LW} = \Phi_{\text{gesamt}} - \Phi_{KW}$	$\Phi_{LW} = \Phi_{\text{gesamt}} - \Phi_{KW}$
für $\lambda \leq 4 \mu\text{m}$ (KW)		
Scanner	globaler Faktor	3 Spektralkanäle
Weitwinkel	1 Spektralkanal	1 Spektralkanal
- Szenenidentifikation		
Geotyp	Ozean, Land, Schnee/Eis (3 Typen)	Ozean, Land, Wüste, Küste, Schnee (5 Typen)
Breitenunterschiede	keine	3 (äquatorial, gemäßigt, polar)
Wolkenunterteilung	bedeckt/	7 Klassen wolkenlos
Methoden der Wolkenbestimmung	Schwellwertmethode	Maximum-Likelihood-Methode

Tabelle 6 Globale Jahresvariationen von Strahlungsparametern und entsprechenden meteorologischen Parametern (nach Ardanuy et al., 1992) sowie weitere relevanter Befunde (nach Weare 1992 a, b)

Parameter	absolute Schwankung	prozentuale Schwankung	Bemerkung
langwellige Abstrahlung	$\pm 0,4 \text{ Wm}^{-2}$	$\pm 0,2\%$	9 Jahre: 1979-1987
absorbierte kurzwellige Strahlung	$\pm 0,6 \text{ Wm}^{-2}$	$\pm 0,2\%$	9 Jahre: 1979-1987
Strahlungsbilanz	$\pm 0,5 \text{ Wm}^{-2}$	$\pm 0,2\%$	9 Jahre: 1979-1987
Solarkonstante	-0,7 bis +1,3 Wm^{-2}	(-0,05 bis +0,1)	13 Jahre: 1979-1991
Oberflächentemperatur	$\pm 0,1^\circ \text{C}$		12 Jahre: 1979-1990
Wolkenbedeckung	-0,5% bis +0,3%	$\pm 0,8\%$	6 Jahre: 1979-1985

- Multiple lineare Regression mit 5 bis 7 Wolkentypen erklärt 80 % der interdiurnen Variation der langwelligen Abstrahlung und 60 % derjenigen der Strahlungsbilanz
- Wolkenzunahme ist positiv korreliert mit Wolkenuntergrenze
- Korrelation Strahlungsbilanz/Oberflächentemperatur ist negativ mit $-0,84 \text{ Wm}^{-2}$ pro $+1^\circ \text{C}$
- In den Tropen führt eine Zunahme der Meeresoberflächentemperatur um 1°C zu einer Zunahme des Gesamtbedeckungsgrades um 2% bei gleichzeitiger Erhöhung der Wolkenobergrenze um 0,5 km. Dieser Befund widerspricht den Aussagen der Klimamodelle.