

promet Jahrgang 30
Heft 4

meteorologische fortbildung

Deutscher Wetterdienst



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

Teil III: Modellierung der Klimaänderungen
durch den Menschen, 2. Teilheft



29 L. BENGTSSON

Natürliche und anthropogene Antriebe des Klimasystems und die Folgen in Klimamodellrechnungen für Vergangenheit und Zukunft

1 Einleitung

Das Klima der Erde wird allgemein als ein dynamisches System betrachtet, das komplexe Schwankungen durchläuft, angetrieben durch natürliche wie anthropogene Faktoren. Weil die Menschen die Zusammensetzung der Atmosphäre zusehends stärker beeinflussen, werden Klima und Umwelt schon jetzt signifikant geändert. Der anthropogene Beitrag ist schon größer als der natürliche und wird wohl in Zukunft dominieren. Die Vorhersagen des zukünftigen Klimas sind daher eine Priorität für die Wissenschaftsgemeinschaft.

Was heißt Klimavorhersage? Lorenz, der Vater der Chaos-Theorie (GLEICK 1988), hat den Unterschied zwischen der Vorhersage einer Klima-anomalie, wie z. B. des El Niño-Phänomens, und derjenigen des Klimazustandes durch Änderungen der Sonnenstrahlung oder der Zusammensetzung der Atmosphäre deutlich gemacht. Ersteres kann konkret vorhergesagt werden, während wir für letzteres nur die Änderung des statistischen Zustandes bestimmen können. Die Eigenheiten eines bestimmten Sommers können wir daher nicht vorhersagen, wohl aber, in wie vielen Sommern die Temperatur oberhalb eines vorgegebenen Wertes liegen könnte.

Es versteht sich von selbst, dass die Vorhersage zweiter Art nicht sehr genau sein kann, aber nichtsdestoweniger sind für Gesellschaft und Umwelt der mittlere Zustand und die Häufigkeitsverteilung bedeutend. Eine nur geringe Änderung der mittleren Temperatur oder des Niederschlags kann für die Statistik der Extreme viel bedeuten. So ist in den meisten Städten und Gemeinden die Infrastruktur für den Schutz vor Hochwasser so angelegt, dass sie einem Extremwert mit typischer Wiederholperiode von z. B. 100 Jahren standhält. Eine Erwärmung um 1 K erhöht aber die absolute Feuchte der Luft um etwa 6 bis 8 % mit der Folge, dass extremer Niederschlag wahrscheinlich häufiger wird. Dabei wird der Ausdruck „Vorhersage“ nur im Sinne einer Fähigkeit, die zukünftige Klimastatistik abzuschätzen, verwendet.

Eine grundsätzliche Frage ist die nach der Transitivität des Klimas, d. h. nach der Existenz nur einer Statistik bei vorgegebenen externen Parametern. Ein intransitives Klima wäre unvorhersagbar, weil es mehrere Statistiken bei nur einem externen Antrieb gäbe. Die Vorhersagbarkeit wäre also begrenzt wie bei Wettervor-

hersagen (LORENZ 1968). Gestützt auf numerische Modellstudien gilt dies nicht bei ausschließlicher Berücksichtigung der Atmosphäre. Es gibt aber keine Hinweise, dass dies nicht der Fall sein könnte, wenn Ozean, Landoberflächen und Atmosphäre voll gekoppelt sind. In der Tat gibt es z. B. für die thermohaline Zirkulation Hinweise für die Nichteindeutigkeit, wie schon von STOMMEL (1961) angedeutet. Der Grund dafür ist, dass der Salzgehalt des Ozeans den vertikalen Wärmeaustausch stark mitbestimmt, nicht aber die Wechselwirkung mit der Atmosphäre (BRYAN 1986). Auch für die Wechselwirkung von Vegetation und Atmosphäre gibt es Hinweise für verschiedene mögliche regionale Klimazustände bei gleichem externen Antrieb (CLAUSSEN 1998; BROVKIN et al. 1998).

Dies sowie die Tatsache, dass Klima die Synthese des Wetters über längere Zeitabschnitte ist, macht aus der Klimavorhersage ein fundamentales Problem. Hier soll die Betrachtung auf wenige hundert Jahre vom Beginn der Industrialisierung an bis etwa in die Mitte des 22. Jahrhunderts sowie auf verschiedene externe Antriebe und die Reaktion des Klimas darauf beschränkt bleiben.

Abschnitt 2 behandelt die Beobachtung des Klimawandels, gestützt auf die Rekonstruktion der oberflächennahen Lufttemperatur der nördlichen Erdhälfte im vergangenen Jahrtausend (MANN et al. 1999). In Abschnitt 3 wird die physikalische Basis der Klimamodellierung angesprochen, bevor in den Abschnitten 4 und 5 Modellaspekte sowie die Analyse der Modellergebnisse diskutiert werden.

2 Befunde aus der Beobachtung

Während die Klimaschwankungen auf Zeitskalen von 10 bis 100 Jahrtausenden mit hoher Wahrscheinlichkeit von den Schwankungen der Sonnenstrahlung innerhalb eines Jahres als Folge der Variationen der Erdbahn um die Sonne verursacht werden (MILANKOWITSCH 1920, 1941; BERGÉ 1988), sind die Schwankungen auf kürzeren Zeitskalen noch größtenteils unverstanden. Die auffälligsten davon, aus Eisbohrkernen erschlossen, mit einigen Grad Temperaturänderung, waren während der vergangenen intensiven Vereisung häufig. Seit mindestens 8000 Jahren wurden sie allerdings nicht mehr gefunden. Weitere Einzelheiten wurden von HERTERICH (2002) diskutiert.

Auch schwächere Fluktuationen haben Bedeutung für die Gesellschaft. Während der vergangenen tausend Jahre wurde speziell in Europa über relativ warme Abschnitte vom 11. bis zum 13. Jahrhundert und eine lange kältere Phase, die „kleine Eiszeit“ vom 14. bis zum Ende des 19. Jahrhunderts, berichtet.

Direkte und indirekte Beobachtungen über das vergangene Klima sind nur gebietsweise vorhanden, bis zum Ende des 18. Jahrhunderts nur in Europa und Teilen Chinas, das sind zusammen nur 3 % der Erdoberfläche. Darüber hinaus zeigen diese Beobachtungen und Modellstudien, dass die Anomalienmuster für die Temperatur sehr spezifisch sind: In einigen Gebieten sind diese Muster mit der globalen Mitteltemperatur negativ korreliert, z. B. im arktisch-atlantischen Sektor einschließlich Teilen Nordeuropas, so dass Island, Grönland und Nordskandinavien kälter als normal sind, wenn die Erde wärmer als normal ist. Dagegen sind der tropische Pazifik und der Indische Ozean stark positiv korreliert. Interessanterweise zeigen auch Klimamodelle diese Muster (Abb. 29-1). Modellexperimente deuten auf langfristig vorhandene Anomalien in bestimmten geographischen Bereichen hin, die von internen langfristigen Schwankungen oder häufig ähnlichen Zirkulationsmustern herrühren (BENGTSSON et al. 1997). Aus räumlich begrenzter Klimainformation auf generell unterschiedliches Klima zu schließen, ist demnach manchmal irreführend, wenn z. B. Anomalien vorschnell auf Vulkan- oder Sonneneinfluss zu-

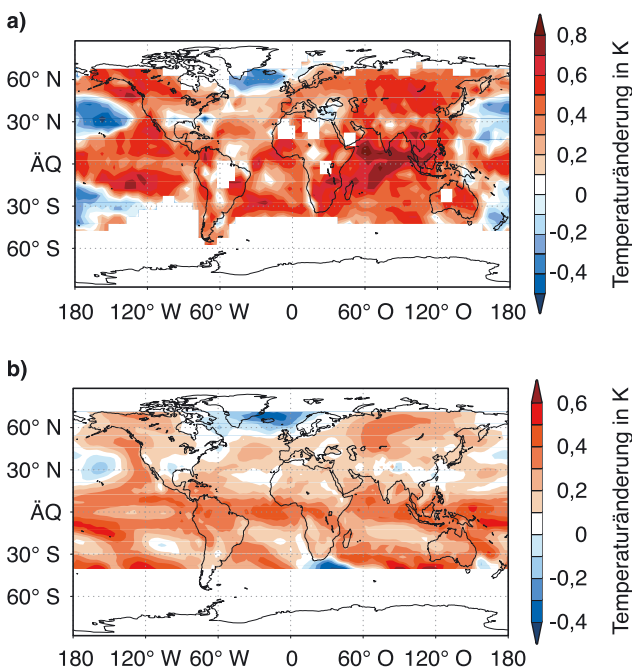


Abb. 29-1: a) Beobachtete punktweise Korrelation der mittleren oberflächennahen Lufttemperatur mit der mittleren globalen oberflächennahen Lufttemperatur für 1950 bis 1995. b) Entsprechend für die 300 Jahre lange Simulation mit dem gekoppelten Modell ECHAM4/OPYC3. Man beachte die leicht negative Korrelation im Bereich um Grönland, sowohl in den Beobachtungen wie der Simulation. Ähnliches gilt für das Modell auch bei Mittelung über längere Zeitintervalle.

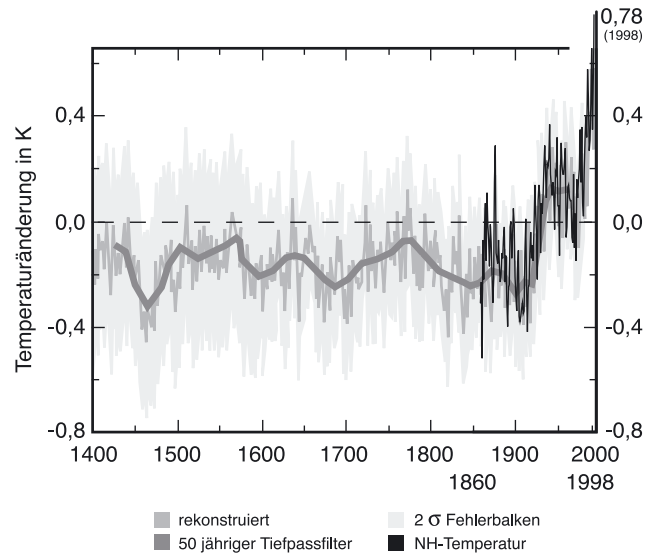


Abb. 29-2: Rekonstruierte oberflächennahe Lufttemperatur seit 1400 (nach MANN et al. 1999).

rückgeführt werden. MANN et al. (1999) haben dieses Problem in lobenswerter Weise recht umfassend untersucht. Aus jährlich vorhandenen Anzeigern, z. B. Baumringen oder Eisbohrkernen, haben sie so die mittlere oberflächennahe Lufttemperatur der nördlichen Erdhälfte einschließlich ihrer Unsicherheit rekonstruieren können. Nach Abb. 29-2 folgen daraus drei wichtige Aspekte: Erstens, eine leichte Abkühlung von 1000 bis 1900 n. Ch. um etwa 0,1 K in Einklang mit dem Antrieb durch die veränderte Erdbahn. Zweitens gibt es stets kräftige Schwankungen, z. B. von Jahr zu Jahr bis hin zu Jahrzehnten. Drittens fällt eine starke Erwärmung seit Beginn des 20. Jahrhunderts auf, die sich jüngst beschleunigt hat. Die 90er Jahre waren das wärmste Jahrzehnt. 1995, 1997 und 1998 als wärmste Jahre des ganzen Jahrtausends ragen mit mehr als 3 Standardabweichungen über dem Mittel seit 1400 heraus. Die Gründe für langfristige Schwankungen und den starken Anstieg im 20. Jahrhundert müssen noch erklärt werden. Über MANN et al. (1999) hinausgehend soll hier mit Hilfe jüngerer Klimamodellergebnisse eine Bewertung versucht werden: ROECKNER et al. 1999; BENGTSSON et al. 1999. Zuvor jedoch sollen die möglichen Mechanismen vorgestellt werden.

3 Physikalische Basis der Antriebe

3.1 Stochastischer Antrieb

Der stochastische Antrieb, wie ursprünglich von HASSELMANN (1976) vorgeschlagen, ist in der Tat ein Mechanismus, der langfristige Schwankungen im Klimasystem anstoßen kann. Wie geht das? Die ständig sich bewegende Atmosphäre kann leicht Schwankungen im Bereich von Jahrzehnten und länger in den trägeren Teilen des Klimasystems wie dem Ozean anregen, die mit der Atmosphäre verbunden sind. SARACHIK et al. (1996) haben als Analogie das Werfen einer Münze vorgeschlagen. Dies erzeugt fast beliebig

große Schwankungen, je größer die Anzahl der Würfe ist. In einem gekoppelten System werden beliebig lange und große Auslenkungen durch dämpfende Mechanismen verhindert. Zusätzlich zur Strömung der Atmosphäre können auch unregelmäßig vorkommende Antriebe wie El Niño-Ereignisse in ähnlicher Weise sehr langfristige Schwankungen anregen. Ich stimme voll der Sichtweise von WUNSCH (1992) zu, der vorschlug, dass stochastischer Antrieb als die Null-Hypothese für Klimaschwankungen bei Zeitskalen von Jahrzehnten und Jahrhunderten angesehen werden sollte.

Kann ein Klimamodell diese Schwankungen wiedergeben? Es sollen dazu Ergebnisse des Hamburger gekoppelten Modells für gegenwärtige Treibhausgaskonzentrationen gezeigt werden (ROECKNER et al. 1999). Abb. 29-3 enthält die Ergebnisse eines 300 Jahre langen Modelllaufs für die mittlere oberflächennahe Lufttemperatur der nördlichen Erdhälfte zusammen mit der 50-jährig gemittelten. Beim direkten Vergleich mit Abb. 29-2 fällt die beinahe identische statistische Variabilität auf. Es ist deshalb recht wahrscheinlich, dass die interne Variabilität des Klimasystems die beobachteten Schwankungen vor allem bei Zeitskalen von Jahrzehnten für den Zeitraum 1000 bis 1900 erklärt. Das Modell kann jedoch die seit 1900 beobachtete Erwärmung von fast 1 K nicht wiedergeben. Ein weiterer Modelllauf ohne die Kopplung an den zirkulierenden Ozean, aber mit einer ozeanischen Deckschicht, enthielt dieselbe Langfristschwankung nicht. Das deutet auf gekoppelte Prozesse wie ENSO-Ereignisse, die im Hamburger Modell realistisch wiedergegeben werden, als Voraussetzung für langfristige Schwankungen. Wir können also daraus schließen, dass stochastischer Antrieb mit höchster Wahrscheinlichkeit für die beobachteten Schwankungen vor 1900 verantwortlich ist. Ähnliche Ergebnisse zeigen auch andere Modelle (MANABE und STOUFFER 1997). REICHERT et al. (2002) haben jüngst die statistische Struktur der Simulation mit ECHAM4 genutzt, um den Rückzug der Gebirgsgletscher bis 1900 als von natürlichen Schwankungen dominierten Prozess zu er-

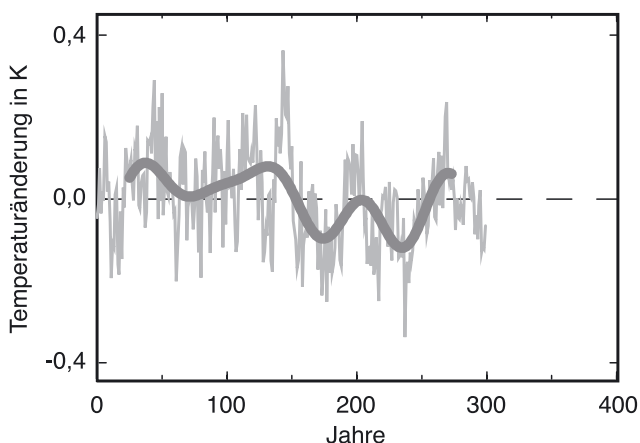


Abb. 29-3: Simulierte Variation der Temperatur über 300 Jahre mit ECHAM4/OPYC3 sowohl für Jahresmittel als auch eine 50-jährige Mittelung (nach BENGTSSON 2001).

klären, während derjenige in der 2. Hälfte des 20. Jahrhunderts höchstwahrscheinlich auf anthropogene Effekte zurückzuführen ist.

3.2 Änderungen der Sonnenstrahlung

Der Antrieb von Klimaprozessen durch die Strahlung der Sonne ist, soweit wir es gegenwärtig wissen, sogar in einer Langzeitperspektive bemerkenswert stabil. Die Variabilität kann von der Erdoberfläche aus wegen der Wolken, der Aerosole, des Ozons, des Wasserdampfs und anderer Gase nicht genau genug beobachtet werden. Beobachtungen von Satelliten aus gibt es aber erst seit etwa 25 Jahren. Für diese Periode gibt es keinen Trend in der mittleren Abstrahlung, jedoch Variabilität bei kurzen Perioden und im quasi-11jährigen Zyklus. Seine Amplitude beträgt zwischen 1 und 2 W/m², was bei 1367 W/m² mittlerer Bestrahlungsstärke eine Schwankung um nur etwa 1 % bedeutet. Diese Amplitude führt zu einem Strahlungsantrieb von nur etwa 0,2 W/m², weil ja der Erdquerschnitt nur ein Viertel der Erdoberfläche ist und die Erde 30 % des Angebots zurückstretet. Modellexperimente von CUBASCH et al. (1997) deuten an, dass ein so geringer Antrieb in der Troposphäre mit starker interner Variabilität nicht entdeckbar sein sollte, auch weil der dämpfende Einfluss des Ozeans hinzukommt.

Die Frage nach längerfristigen Schwankungen der Sonnenstrahlung ist jüngst heiß debattiert worden. Solche Schwankungen werden aus Sonnenfleckenschwankungen erschlossen (EDDY 1976), aus Analogien mit sonnenähnlichen Sternen und aus Änderungen im Gehalt radioaktiver Isotope in Ablagerungen, die mit der Sonnenaktivität gekoppelt sein können. CUBASCH et al. (1997) haben ein Klimamodell mit Daten nach LEAN et al. (1995) sowie HOYT und SCHATTEN (1993) von 1700 bis heute angetrieben. Wie erwartet, folgt das Modell den langfristigen Schwankungen. Die mittlere globale Erwärmung für das Jahrhundert von 1893 bis 1992 betrug 0,19 bzw. 0,17 K, siehe dazu CUBASCH (2002). Wenn also die geschätzten Daten der Schwankungen der Strahlkraft der Sonne korrekt sind, dann können damit bei Zeitskalen bis zu einem Jahrhundert wenige Zehntel Grad Temperaturänderung erklärt werden. Das Hauptproblem bleibt das Fehlen von Daten zur langfristigen Änderung der so genannten Solar-konstante, denn nur für die vergangenen 25 Jahre gibt es zuverlässige Messungen, die aber keine systematische Änderung zeigten. Mit hoher Wahrscheinlichkeit müssen wir deswegen die Sonne als Haupteinflussfaktor für die Erwärmung im 20. Jahrhundert ausschließen.

3.3 Einfluss der Vulkane

Vulkan-Aerosole in der Stratosphäre, überwiegend aus Schwefelsäure, sind als global klimawirksame Beimengungen vorgeschlagen worden, sofern ausreichend

Schwefeldioxid (SO₂) bei einem Vulkanausbruch in die Stratosphäre injiziert wird. Der sehr große Ausbruch des Pinatubo auf der philippinischen Insel Luzon am 15. und 16. Juni 1991 schuf die Gelegenheit, den Effekt ziemlich genau zu quantifizieren. Etwa 14-21 Mill. Tonnen SO₂ sind dabei in die Stratosphäre emittiert worden (KRUEGER et al. 1995). Die Vulkanwolke bewegte sich mit etwa 20 m/s ostwärts in etwa 3 Wochen um die Erde, unter Umwandlung des SO₂ in Schwefelsäure (BLUTH et al. 1992). Einen Monat nach dem Ausbruch war die Aerosolwolke nur im Band zwischen 20° S und 30° N verteilt, um danach in einigen Monaten global verbreitet zu sein. Radiosonden und Satellitendaten ergaben eine mittlere globale Erwärmung in der stratosphärischen Aerosolschicht von etwa 2 K. Die Beobachtungen zeigten auch eine Kühlung der unteren Troposphäre und der Erdoberfläche um bis zu 0,5 K (DUTTON und CHRISTY 1992), siehe auch GRAF (2002).

Es gab mehrere Versuche, den Einfluss des Pinatubo zu modellieren, z. B. von HANSEN et al. (1997). BENGTTSSON et al. (1999) verwendeten dazu das hochauflösende Hamburger Klimamodell, in das das Vulkanaerosol Monat für Monat, wie über 2 Jahre beobachtet, integriert wurde. Wie beobachtet, erwärmte sich die Stratosphäre rasch und auch die Abkühlung in der Troposphäre konnte festgestellt werden. In Abb. 29-4 ist der Vergleich des Modells mit den Daten des Mikrowellensondierers auf Satelliten (MSU), in dessen Einheiten, für das Mittel aus 6 Realisierungen des Modells vorgestellt. Die Abbildung zeigt den Verlauf seit 1979, wobei auch beobachtete Ozonkonzentrationen mit eingegeben worden sind. Der Ausbruch des El Chichón 1982 ist nicht modelliert worden, weil die zugehörige Aerosolwolke nicht ausreichend genau vorgegeben war.

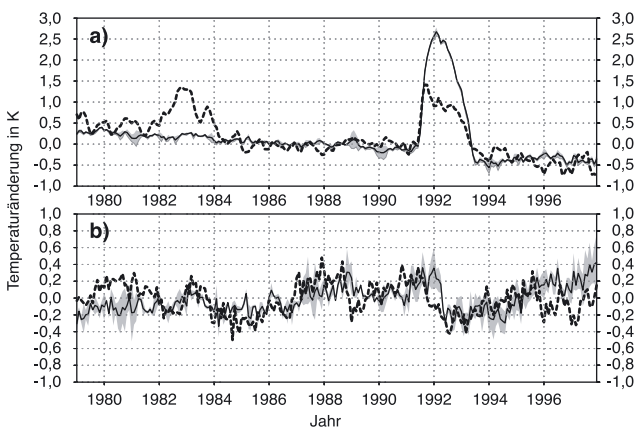


Abb. 29-4: a) Beobachtete Temperatur (gestrichelt) der Atmosphäre, abgeleitet aus der Mikrowellensondiereinheit (MSU) der NOAA-Satelliten für 1979-1997 und b) die modellierte Temperatur unter Beachtung des Pinatubo-Vulkanausbruchs und der stratosphärischen Ozonverdünnung (durchgezogene Kurve als Mittel aus 6 Simulationen) mit Angabe der Standardabweichungen der Simulationen. Man beachte die systematischen Veränderungen in der Stratosphäre und die hohe Variabilität in der unteren Troposphäre (Kanal 2 LT); nach BENGTTSSON et al. (1999).

Die Abkühlung der Troposphäre entspricht gut den Beobachtungen, dabei trat sie in allen 6 Modellläufen sehr ähnlich auf. Die Erwärmung in der Stratosphäre ist dagegen etwas überbewertet. Der Vulkaneinfluss dauerte drei bis vier Jahre, wobei er durch den Ozeaneinfluss etwas verlängert wurde. Also können in die Stratosphäre vordringende Vulkanausbrüche das Klima global beeinflussen, der Effekt klingt aber nach dem Abbau der Aerosolschicht in der Stratosphäre rasch ab. Nur eine Serie großer Eruptionen kann daher die mittlere globale Temperatur über Jahrzehnte und länger erklären, und damit vielleicht Teile der Schwankungen über der nördlichen Erdhälfte zwischen 1000 und 1900 (LINDZEN und GIANNITES 1998). Die rasche Erwärmung im 20. Jahrhundert kann keineswegs fehlender Vulkanaktivität zugeschrieben werden. Lediglich zur Erwärmung bis 1940 könnte die seit Ende des 19. Jahrhunderts bis zu dieser Zeit abnehmende Vulkanaktivität beigetragen haben. Das bisher wärmste Jahrzehnt, von 1991 bis 2000 enthielt sogar den stärksten Vulkanausbruch des 20. Jahrhunderts.

Ziemlich sicher können wir daher feststellen, dass reduzierte Vulkanaktivität die rasche und anhaltende Erwärmung im 20. Jahrhundert nicht verursacht haben kann. Dieser Prozess der Elimination von Einflussfaktoren führt zum anthropogenen Einfluss als wahrscheinlichster Ursache.

3.4 Einfluss des Menschen

In den bewertenden Berichten des Zwischenstaatlichen Ausschusses über Klimaänderungen (IPCC, Intergovernmental Panel on Climate Change) wurden nicht nur der Antrieb zu Klimaänderungen durch Treibhausgase, Aerosole und Landnutzungsänderungen seit Beginn der Industrialisierung dokumentiert, sondern auch seine zeitliche Zunahme. Seit etwa 1850 hat der gemeinsame Antrieb von Kohlendioxid (CO₂), Methan (CH₄), Distickstoffoxid (N₂O, Lachgas) und der Fluorchlorkohlenwasserstoffe (FCKW) um etwa 50 % des gesamten vorindustriellen Antriebs zugenommen, wobei mehr als die Hälfte davon in den vergangenen 40 Jahren hinzukam. Trotz der Versuche, Emissionen zu reduzieren, ist es nicht zu vermuten, dass man weitere 30 % Zuwachs bis zur Mitte dieses Jahrhunderts noch vermeiden könnte. Die Wahrscheinlichkeit für einen noch höheren Anstieg ist recht hoch.

Das IPCC hat auch über die Versuche berichtet, zukünftige Konzentrationen der langlebigen Treibhausgase abzuschätzen. Entsprechende Projektionen in Klimamodellen basieren auf der Extrapolation der Trends vergangener Jahrzehnte (+ 1 % pro Jahr für das „äquivalente“ CO₂), obwohl beachtet werden muss, dass die Zuwächse jüngst kleiner waren und näher bei 0,5 % pro Jahr lagen. Zukünftige Methankonzentrationen, beispielsweise, sind sehr schwierig einzuschätzen, da Quell- und Senkenstärken recht ungenau bekannt

sind. So ist der Rückgang der Zuwachsraten des Methans bisher unerklärt. Auch die Änderungen im terrestrischen Kohlenstoffkreislauf sind unsicher. Wird die terrestrische Biosphäre mehr oder weniger als jetzt aufnehmen? Bisherige Modellversuche widersprechen sich, schließen aber eine positive Rückkopplung nicht aus, was zusätzliche Emissionen aus der Biosphäre bedeuteten würde.

Während der Strahlungsantrieb der langlebigen Treibhausgase (CO₂, CH₄, N₂O, FCKW) mit einem Fehler unter 10 % bekannt ist, sind alle anderen Antriebe, siehe Abb. 29-5, weit weniger sicher anzugeben. Das gilt insbesondere für den indirekten Aerosoleffekt. Der Einfluss von Landnutzungsänderungen ist ebenfalls sehr ungenau bekannt und realistische Modelluntersuchungen dazu fehlen bisher. Hauptziel zugehöriger Forschung muss es daher sein, die Antriebe genauer zu spezifizieren, speziell derjenigen durch die Aerosolteilchen.

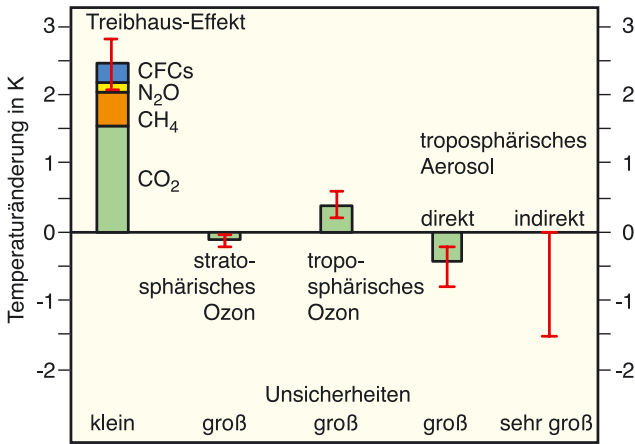


Abb. 29-5: Der zusätzliche Treibhauseffekt in W/m² an der Tropopause seit Beginn der Industrialisierung im Vergleich mit Ozon- und Aerosoleffekten; nach IPCC (2001).

4 Reaktion des Klimasystems

Über einige Jahre gemittelt ist die Energiebilanz der Erde (siehe dazu Abb. 2-4 in Kapitel 2 des ersten Hefes der Klimatrilogie) wahrscheinlich ausgeglichen, d. h. die absorbierte Sonnenenergiemenge S wird als Wärme F abgestrahlt. Was passiert, wenn S oder F sich rasch ändern? Nehmen wir z. B. eine Verdoppelung des CO₂-Gehaltes in der Atmosphäre an. Die unmittelbare Reaktion ist eine Abnahme der abgestrahlten langwelligen Strahlung um 3,1 W/m² an der Tropopause und eine Zunahme der nach unten gerichteten Wärmestrahlung aus der Stratosphäre um 1,3 W/m². Die Summe, also 4,4 W/m², ist der spontane Nettoantrieb in Höhe der Tropopause. Dies kann natürlich auch für andere Höhen berechnet werden. Die Wahl der Tropopause wird durch die rasche Angleichung in der Stratosphäre und die langsamere der Troposphäre begründet.

Als Folge des Ungleichgewichts kühlt sich die Stratosphäre ab, weil erhöhter CO₂-Gehalt die Emission erhöht. Weil die Temperatur in der Stratosphäre mit der Höhe zunimmt, ist die Abstrahlung in den Weltraum höher als die Absorption der Wärmestrahlung aus niedrigeren Schichten. Dies ist in der Tat der Grund für die Abkühlung der Stratosphäre bei CO₂-Zunahme. Das durch die Kühlung erreichte neue Strahlungsgleichgewicht vermindert die Emission nach unten um etwa 0,2 W/m², so dass an der Tropopause der Antrieb entsprechend kleiner wird.

Das System Oberfläche/Troposphäre wird also weiterhin erwärmt, bis wieder ein neues Energiegleichgewicht erreicht ist. Das dauert sicherlich Jahrzehnte, weil die sehr hohe Wärmespeicherfähigkeit des Ozeans verzögernd wirkt. Warum erwärmt sich das System Oberfläche/Troposphäre überhaupt, denn im neuen Gleichgewicht muss nur die Abstrahlung der unveränderten Absorption von Sonnenenergie wieder kompensiert werden? Der Grund ist die Temperaturabnahme mit der Höhe in der Troposphäre, was bei CO₂-Zunahme zur Abstrahlung aus höheren und somit kälteren Schichten führt. Die erhöhte nach unten gerichtete Wärmestrahlung erwärmt die Troposphäre und die Oberfläche so lange, bis der Temperaturanstieg zur vollen Kompensation der verminderten Abstrahlung ausreicht (Abb. 29-6). Ohne Temperaturabnahme mit der Höhe in der Troposphäre gäbe es überhaupt keinen Treibhauseffekt der Atmosphäre.

Ohne Reaktion des Wasserkreislaufes und bei unverändertem Temperaturgradienten bewirkt eine CO₂-Verdoppelung etwa 1,3 K Erwärmung an der Oberfläche (RAMANATHAN 1981). Weil die Atmosphäre die re-

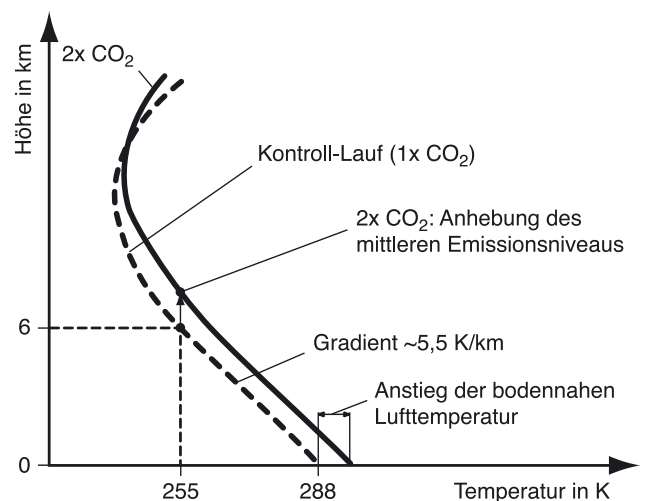


Abb. 29-6: Schema des Treibhauseffektes. Die Höhe der äquivalenten Wärmeabstrahlung entspricht der Schwarzkörpertemperatur 255 K. Eine Verdoppelung des Kohlendioxidgehaltes hebt die Höhe der äquivalenten Wärmestrahlung um einige hundert Meter an, wodurch die Oberfläche für gleich hohe Abstrahlung wie vorher sich erwärmen muss (hier bei Annahme eines mittleren Temperaturgradienten von -5,5 K/km).

lative Feuchte im Mittel konstant zu halten scheint, führt die Erwärmung jedoch zu höherer absoluter Feuchte und somit weiterer Erwärmung, also einer positiven Rückkopplung durch Wasserdampf. Interessanterweise hat sogar schon ARRHENIUS (1896) diese Wasserdampf-Rückkopplung beachtet. Empirische Untersuchungen (HENSE et al. 1988; FLOHN und KAPALA 1989; RAVEL und RAMANATHAN 1989; GAFFEN et al. 1991; INAMDAR und RAMANATHAN 1998) zeigen, dass Temperatur- und Wasserdampfänderungen positiv korreliert sind, ebenso wie dies Modellstudien zeigen (MANABE und WEATHERALD 1967; MITCHELL 1989). Sowohl einfache Abschätzungen als auch Klimamodelle und empirische Studien berechnen einen positiven Rückkopplungsfaktor des Wasserdampfes von 1,3 bis 1,7. Der integrierte Effekt der Substanz Wasser jedoch, z. B. die Albedoreduktion bei Erwärmung in bisher schneebedeckten Gebieten, ist noch höher. HALL und MANABE (1999) entfernten den Effekt von Wasserdampf in ihrem Klimamodell bei einem CO₂-Verdopplungsexperiment. Die mittlere Erwärmung fiel von über 3 K auf wenig über 1 K. Die einzigen von der positiven Rückkopplung durch Wasserdampf abweichenden Studien stellt LINDZEN (1990, 1994) vor, welche einen regional negativen Rückkopplungseffekt durch den Wasserdampf nicht ausschließen, als Folge einer Austrocknung der oberen Troposphäre durch Absinken im Umfeld von intensivierter hochreichender Konvektion.

INAMDAR und RAMANATHAN (1998) haben gezeigt, dass es beträchtliche geographische Variationen der Wasserdampf-Rückkopplung gibt mit Dominanz dieses Effektes in äquatornahen Ozeangebieten. Dort übersteigt die Rückkopplung die bei Temperaturerhöhung zunehmende Schwarzkörperemission und führt zu einem Supertreibhauseffekt (RAMANATHAN und COLLINS 1991). Dies unterstreicht die hohe Bedeutung einer realistisch reproduzierten dreidimensionalen atmosphärischen Zirkulation und der zugehörigen Wasserdampfverteilung.

Während die Modelle bezüglich Vorzeichen und Größe der Wasserdampf-Rückkopplung übereinstimmen, ist die Rückkopplung durch Wolken viel schwieriger zu beschreiben. Der global gemittelte Effekt der Wolken heißt Kühlung der Erdoberfläche und der Troposphäre, weil der Effekt durch verminderte Absorption von Sonnenenergie größer ist als die verminderte Abstrahlung von Wärme. Netto beträgt die Strahlungsbilanzänderung etwa -20 W/m². Die Wolkenwirkung bei erhöhtem Treibhauseffekt ist stark modellabhängig, sogar das Vorzeichen ist umstritten (CESS et al. 1997). Das ECHAM4/OPYC3-Modell, das im Weiteren verwendet wird, hat eine negative Wolkenrückkopplung, wobei er umso negativer wird, je mehr sich der Treibhauseffekt erhöht (BENGTSSON 1997). Die Wolkenrückkopplung hängt beträchtlich von der unteren Randbedingung ab. Über Wasser ist die negative Rückkopplung der Wolken stärker, über Meereis und

Schnee fast null, weil sie ähnlich hell wie diese Oberflächen sind.

Oberflächenprozesse wie das Schmelzen von Schnee und Eis bei Erwärmung senken das Reflexionsvermögen und stoßen eine positive Rückkopplung an, während Änderungen der Wolkenbedeckung und der Wolkenverteilung mit der Höhe positiv wie negativ rückkoppeln können. Andere Rückkopplungen wiederum hängen von der Zirkulationsänderung ab, wie Zugbahnen und Stabilität der atmosphärischen Schichtung die Oberflächentemperatur ändern können. Deshalb kann man vom Antriebsmuster nicht auf Klimaänderungen in bestimmten Regionen schließen. Das ist der Hauptgrund, warum möglichst realistische Klimamodelle für eine Untersuchung von Rückkopplungen verwendet werden müssen. Der Vergleich der geographischen Muster, hier vom Hamburger Modell (ROECKNER

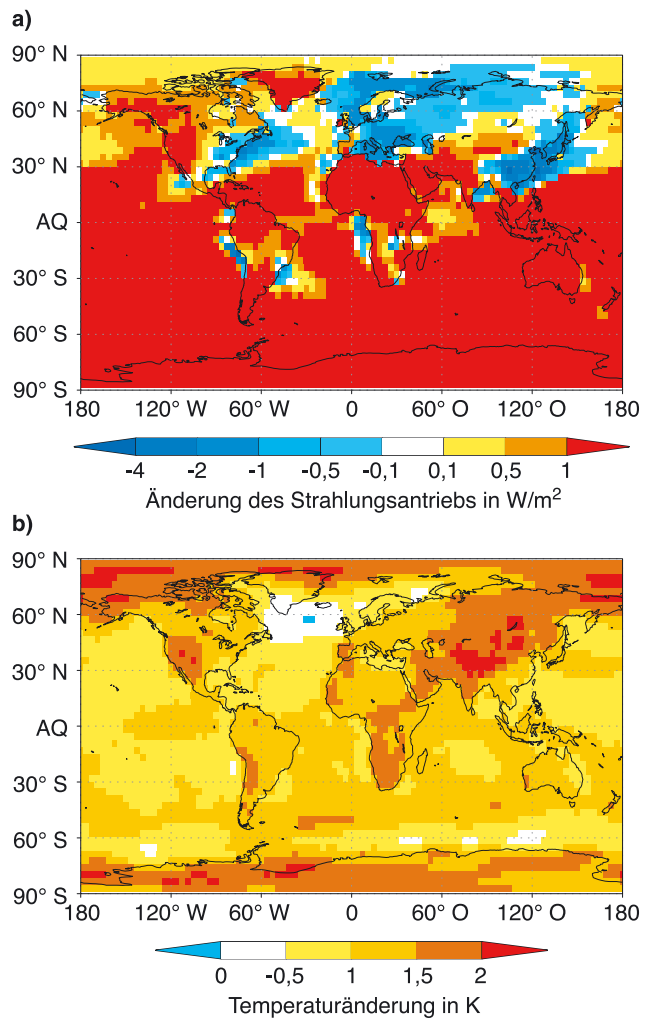


Abb. 29-7: a) Strahlungsantrieb durch Treibhausgase, Sulfataerosole (mit indirektem Effekt) und Ozon in der Troposphäre seit 1860 (siehe auch Tab. 29-2). In der nördlichen Erdhälfte gibt es große Gebiete mit negativem Antrieb durch Sulfataerosole. b) Regionale Verteilung der Temperaturänderung an der Oberfläche im Gleichgewichtszustand mit dem obigen Strahlungsantrieb, berechnet mit ECHAM4 gekoppelt an eine ozeanische Deckschicht bei Mittelung über 20 Jahre; nach ROECKNER et al. (1999).

et al. 1999), zeigt dies klar (Abb. 29-7). Das Antriebsmuster wurde von einem Klimaänderungsexperiment ohne Kopplung an den Ozean übernommen, wobei Änderungen der Treibhausgase, der Sulfataerosole und des troposphärischen Ozons seit Beginn der Industrialisierung vorgeschrieben worden waren (siehe Tab. 29-2). Es gibt praktisch keine Korrelation zwischen Antriebs- und Temperaturänderungsmuster. Gebiete mit negativem Nettoantrieb über Eurasien werden signifikant wärmer. Der Grund dafür ist, dass die Erwärmung aus anderen Regionen, z. B. den tropischen Ozeanen, in die höheren Breiten transportiert wird.

Folglich sind die Erwärmungsmuster und Niederschlagsänderungen sicherlich auch modellabhängig, wie LE TREUT und MC AVANEY (1999) zeigten. Abb. 29-8 unterstreicht dies für 11 „state-of-the-art“-Modelle bei einem einfachen CO₂-Verdopplungsexperiment für die Parameter globale mittlere Temperatur und Niederschlag. Weiterhin wird daraus klar, dass die Zunahme des Niederschlags weit geringer ist als es die Clausius-Clapeyronsche Gleichung fordert. Der Grund liegt bei der Balance zwischen Verdunstung und Niederschlag, denn erstere ist vom Nettoantrieb an der Oberfläche abhängig. Dieser ist aber häufig durch erhöhte Lufttrübung geschwächt. Wir müssen daher immer noch mit erheblichen Fehlerbalken, selbst bei global gemittelten Werten, bei einer Klimaänderung rechnen, und sogar dann noch, wenn der Antrieb genau bekannt wäre.

Man hat auch versucht, die Klimareaktion aus Daten der Klimageschichte zu erschließen. LEA (2004) hat die CO₂-Gehalte aus dem Wostok-Eisbohrkern mit Oberflächentemperaturdaten im östlichen äquatorialen Pazifik kombiniert, wobei eine Empfindlichkeit des tropischen Klimas von 4,4 bis 5,6 K für eine CO₂-Verdopplung folgt. Die Empfindlichkeit könnte also noch höher sein als bisher angenommen.

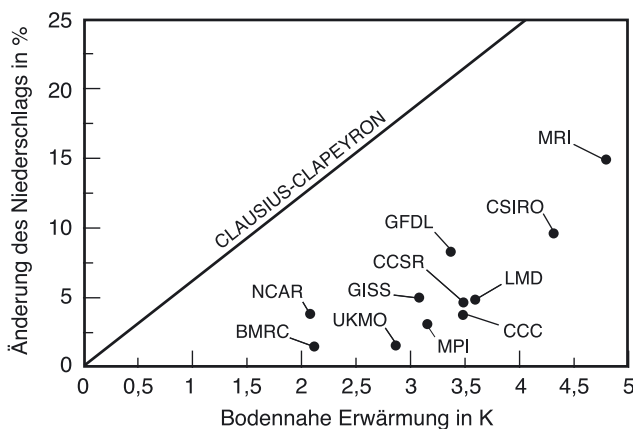


Abb. 29-8: Niederschlagszunahme und mittlere globale Erwärmung an der Oberfläche bei Gleichgewicht mit dem Strahlungsantrieb eines doppelten CO₂-Gehalts für 11 allgemeine Zirkulationsmodelle; nach LE TREUT und MCAVANEY (1999).

5 Modellergebnisse für Szenarien verschiedener Klimaänderungen

Numerische Modelle differieren noch beträchtlich bei vorgegebenem festem Antrieb. Auch bei zeitabhängigem Antrieb gilt das, weil die Klimaänderungsrate stark von der Reaktion der Dynamik des gekoppelten Systems abhängt. Die ausgeprägte Erwärmung der nördlichen Erdhälfte in den vergangenen 25 Jahren ist mitgeprägt von stärkeren El Niño-Ereignissen und stärkerem Westwind über dem Nordatlantik, welche beide zu den mildereren Wintern über Landgebieten geführt haben (HURRELL 1995).

Falls sowohl El Niño-Ereignisse wie stärkere Westwinddrift unvorhersagbar auf längeren Zeitskalen sind, führte das zu langfristigen Differenzen zwischen Modellen, auch wenn sie beide Effekte statistisch korrekt aber phasenverschoben enthielten. Andererseits könnte es aber auch passieren, dass beide Zirkulationsanomalien auf den Antrieb mit veränderter Wahrscheinlichkeitsdichteverteilung reagierten und dann wäre die Zunahme in den jüngsten Jahrzehnten eine korrekte Reaktion auf den Antrieb. Wir können es noch nicht entscheiden. Einige Modelle deuten eine erhöhte Westwinddrift in zeitabhängigen Läufen an, andere wie das Hamburger Modell, zeigen keine signifikante Reaktion. Letzteres deutet auf eine langsame Zunahme der Amplitude von El Niño- und La Niña-Ereignissen hin (TIMMERMANN et al. 1999), was in anderen Modellen weniger klar auftritt.

Aus dieser Diskussion folgt auch, dass regionale Klimaänderungen noch stärker vom gewählten Modell abhängig sind, z. B. weil kleine Zugsbahnenverschiebungen in globalen Modellen lokal sehr starke Unterschiede provozieren können. Dies hat RÄISÄNEN (1999) unterstrichen, der 12 gekoppelte Modelle speziell für Nordeuropa und den östlichen Nordatlantik verglich. Allen Modellen eigen ist eine starke Erwärmung der Arktis, kaum eine über der Antarktis und dem südlichen Ozean.

Mit diesen generellen Bedenken sollen nun zeitabhängige Modellläufe, wie in Tab. 29-1 detailliert vorgestellt, diskutiert werden (ROECKNER et al. 1999). Start der Läufe ist im Jahr 1860. Bis 1990 wurden beobachtete Treibhausgaskonzentrationen vorgegeben, danach wird entsprechend dem Szenario IS92a des IPCC angetrieben (dies wird inzwischen als besonders stark ansteigendes gesehen). Troposphärische Ozonkonzentrationen wurden aus Vorläufergasen berechnet.

Im ersten Lauf werden nur Treibhausgaskonzentrationen geändert (GHG) und zwar von CO₂, CH₄ und N₂O sowie FCKW und HFCKW. Die Absorptionseigenschaften jedes Gases sind getrennt berechnet worden. Im zweiten Lauf (GSD) werden zu GHG nur die anthropogenen Sulfataerosole hinzugefügt, natürliche Sulfatkonzentrationen bleiben unberücksichtigt. Aus

Bezeichnung	Antrieb	Simulationsperiode
GHG	CO ₂ und weitere gut durchmischte Treibhausgase	1860-2100
GSD	GHG sowie Sulfat-Aerosole (nur direkter Effekt)	1860-2050
GSDIO	GHG sowie Sulfataerosole (direkter und indirekter Effekt) und troposphärisches Ozon	1860-2050

Tab. 29-1: Referenz-Experimente (nach ROECKNER et al 1999).

Experiment	Antriebsexperimente an Hand von Messdaten (1860-1990)	Strahlungsantrieb in W/m ²
1	Gut durchmischte Treibhausgase (CO ₂ , CH ₄ , N ₂ O, FCKWs, H-FCKWs usw.). Gleicher Antrieb wie bei dem Experiment GHG	2,11
2	Troposphärisches Ozon	0,39
3	Sulfataerosole, direkter Effekt	-0,35
4	Sulfataerosole, indirekter Effekt	-0,91
5	Effekte 1 bis 4 berücksichtigt. Gleicher Antrieb wie bei dem Experiment GSDIO.	1,24

Tab. 29-2: Mittlerer globaler Strahlungsantrieb durch verschiedene Faktoren.

Emissionsangaben sind die Aerosole im Modell berechnet worden, wobei neben der geographischen Verteilung der Emissionen, auch chemische Umwandlungen

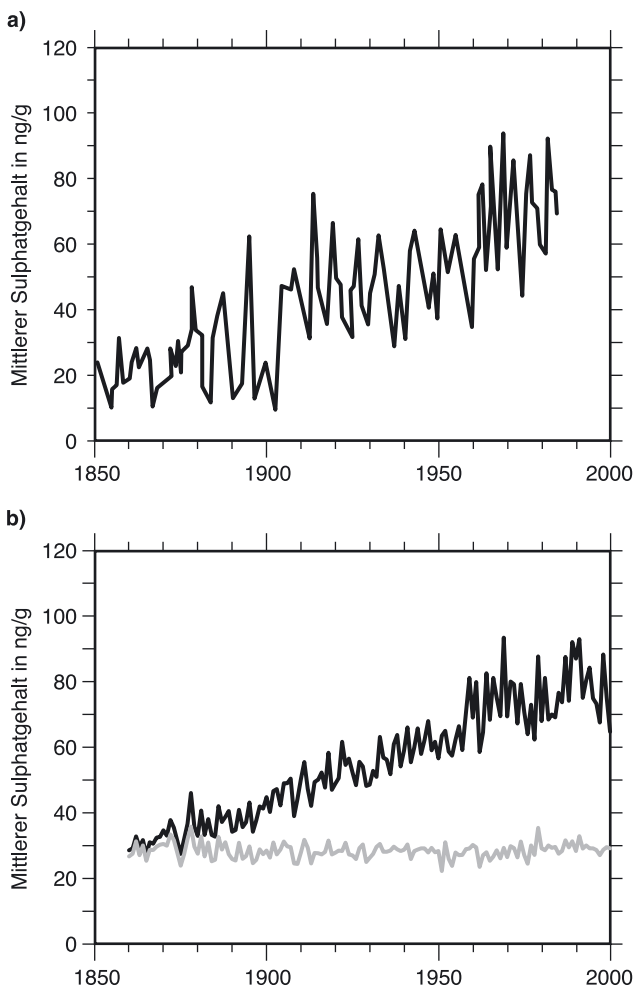


Abb. 29-9: Verlauf des Sulfatgehaltes im Schnee an der Station Dye 3 im südlichen Grönland (65° N, 43° W); a) beobachtet (LEGRAND 1995); b) Simulation für den nächst gelegenen Gitterpunkt bei natürlichen Schwefelgasemissionen (graue Kurve) und gesamter Emission; nach ROECKNER et al. (1999).

gen in Sulfat, Transport sowie trockene und nasse Deposition des Sulfats im Modell beachtet werden. Der dritte Lauf (GSDIO) beachtet auch den indirekten Einfluss der Aerosole auf die Wolkenalbedo und zusätzlich ist troposphärisches Ozon aus Vorläufergasen im Modell enthalten. Abb. 29-9 zeigt den Versuch, die Sulfatablagerung (in ng/g) mit derjenigen im Eis Grönlands an der Station Dye 3 zu vergleichen. Beide Zeitreihen stimmen grob überein.

Die mittlere globale Temperaturänderung aller drei Modellläufe in Abb. 29-10 ist am höchsten bei GHG und am geringsten bei GSDIO. Bis 1980 sind die Ergebnisse im Rahmen

der Fluktuationen des Kontrolllaufs (nicht gezeigt); der Verlauf zeigt große, Jahrzehnte andauernde Schwankungen in Übereinstimmung mit denen in den Beobachtungen. In den Modellergebnissen gibt es ausgeprägte sehr langfristige Schwankungen in hohen Breiten der südlichen Erdhälfte, aber über ihre Realitätsnähe kann wegen fehlender Messungen nichts ausgesagt werden. In Gebieten mit Messungen stimmen die Modellergebnisse einigermaßen mit den Beobachtungen überein, wie Abb. 29-11 verdeutlicht.

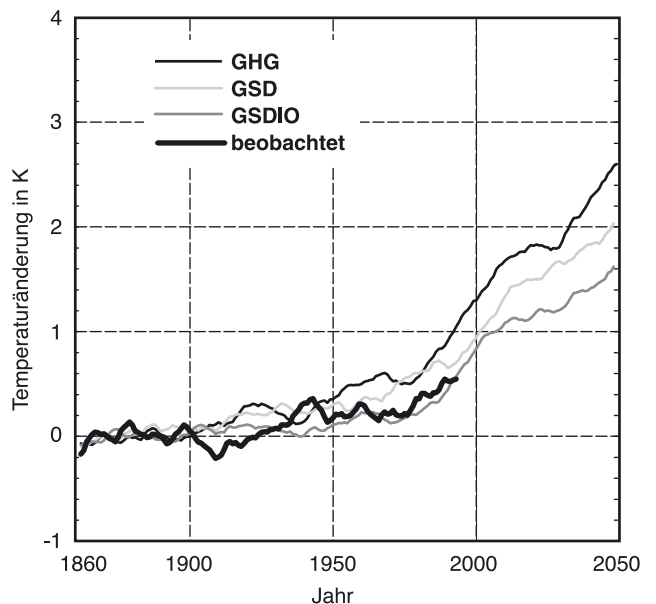


Abb. 29-10: Zeitliche Entwicklung der simulierten mittleren oberflächennahen Lufttemperatur im Vergleich zu Beobachtungen seit 1860 (dicke schwarze Kurve). Die durchgezogene dunkle Kurve zeigt den Effekt der Treibhausgase, die helle graue den einschließlich der Sulfataerosole und die graue den zusätzlich mit Ozonänderungen, jeweils für ein gleitendes 5-jähriges Mittel. Die Temperatur ist bis 2003 um weitere 0,2 K angestiegen, weniger als die Modellergebnisse, die Emissionen lagen aber auch um 50 % unter den 1990 angenommenen Zuwachsraten.

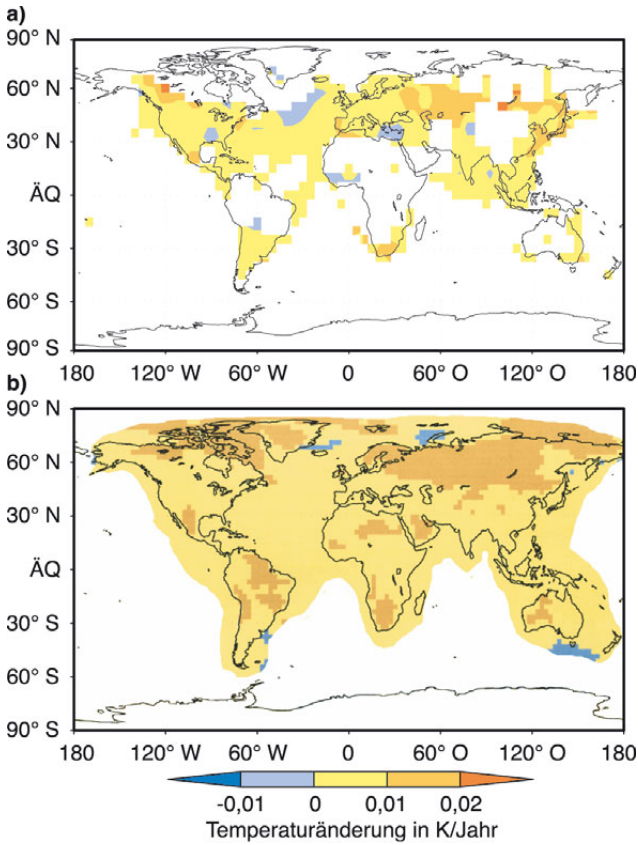


Abb. 29-11: Beobachteter Trend der oberflächennahen Lufttemperatur 1900-1994 und simulierter Trend für die gleiche Periode (ECHAM4/OPYC3).

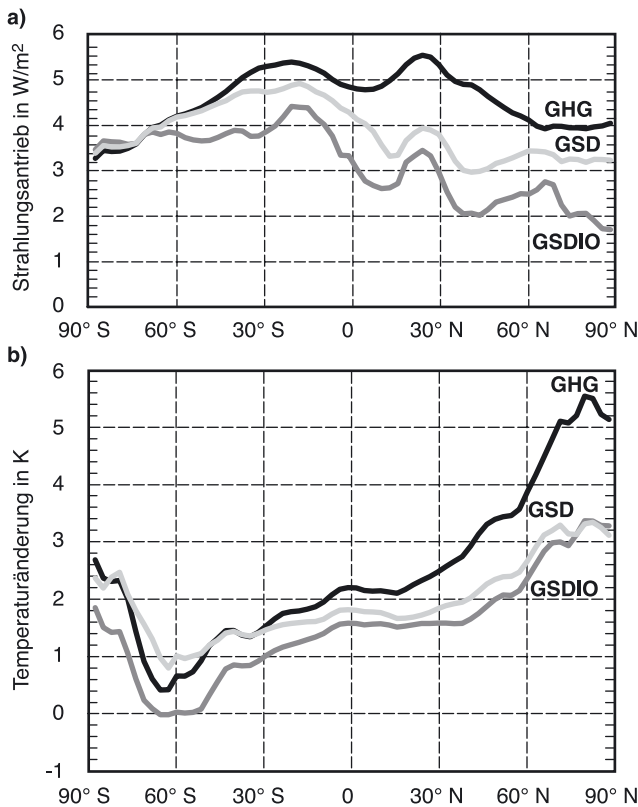


Abb. 29-12: a) Mittlerer breitenabhängiger Strahlungsantrieb an der Tropopause für 2030-2050 für drei Simulationen GHG, GSD und GSDIO; b) zugehörige breitenabhängige Erwärmung in Oberflächennähe; nach ROECKNER et al. (1999).

Als nächstes soll das Verhältnis zwischen zonal gemitteltem Antrieb und Reaktion als Funktion der geographischen Breite für den Zeitabschnitt 2040-2050 untersucht werden (Abb. 29-12). Das Ergebnis ist ähnlich dem für ein anderes Experiment, ohne zirkulierenden Ozean aber mit einer Ozeandeckschicht, was auf die große Bedeutung atmosphärischer Prozesse hinweist. Der GHG-Lauf mit maximalem Antrieb bei 20° N zeigt die höchste Erwärmung in hohen nördlichen Breiten; das gilt auch noch für GSD und GSDIO, obwohl der Antrieb in diesen Breiten wegen der hohen Schwefelbelastung relativ gering ist. Woher kommt das?

Das Erwärmungsmuster ist die Folge einer Reihe von Rückkopplungen im Modell. Wegen der Komplexität des Modells und der langen Zeitskalen ist eine Analyse nur ein erster Erklärungsversuch. Die meisten Modelle erhöhen als erste Reaktion den Wasserdampfgehalt und halten die relative Feuchte annähernd konstant, was eine positive Rückkopplung auslöst. Dieser Effekt ist besonders stark in Gebieten hohen Wasserdampfgehaltes wie der Innertropischen Konvergenzzone und die Erwärmung ist über Land höher als über dem Meer, weil die Wärmekapazität die Erwärmung verzögert. Die Erwärmung ist besonders verzögert im stark durchmischenden südlichen Ozean. Auch die Zyklonenbahnen rücken etwas polwärts, besonders in der nördlichen Erdhälfte. In hohen Breiten wirkt auch der Rückgang der Schnee- und Eisbedeckung weiter erwärmend. Diese und weitere Rückkopplungen sind der Grund für die komplexe Reaktion. Da die Rückkopplungen von der jeweiligen Parameterisierung physikalischer Prozesse im Modell abhängt, müssen sich die Modellergebnisse deutlich unterscheiden, wie schon in Abb. 29-8 gezeigt.

Ein weiteres Problem muss hier noch erörtert werden: Radiosonden- und Satellitendaten zeigen eine schwächere Erwärmung in der mittleren und oberen Troposphäre als an der Oberfläche in-situ gemessen (siehe u. a. CHRISTY et al. 2003; BENGTSSON et al. 2004). Das ist schwer verständlich, weil Modelle höhere Erwärmung in der oberen Troposphäre berechnen. BENGTSSON et al. (1999) haben das untersucht und die Beobachtungen als sehr wahrscheinlich korrekt bezeichnen können, weil die Modelle weder die Ozonverdünnung in der Stratosphäre noch das dortige Vulkanaerosol berücksichtigt haben.

Wir finden in diesem Zusammenhang für zusätzliche Modellexperimente (GSO, GSP, GSOP, siehe Tab. 29-3 und Abb. 29-13): Die Hauptunterschiede zu GSDIO treten in hohen Breiten der nördlichen Erdhälfte sowohl in der Troposphäre wie der Stratosphäre auf. Hier weist besonders hohe interne Dynamik auf die Bedeutung der mehrfachen Modellläufe (Ensembles) hin. Abb. 29-14 verdeutlicht zusätzlich die Bedeutung von Vulkanausbrüchen (GSP) und stratosphärischer Ozonverdünnung (GSOP) sowohl für mittlere wie be-

Bezeichnung	Experiment und Antrieb	Simulationsperiode
GSO	Wie GSDIO mit Messdaten der stratosphärischen Ozonverteilung, 2 Modellläufe	1979-1999
GSP	Wie GSDIO, aber zusätzlich mit Pinatubo-Ausbruch	1991-1997
GSOP	Wie GSDIO mit Messdaten der stratosphärischen Ozonverteilung sowie Berücksichtigung des Pinatubo-Ausbruchs	1979-1997

Tab. 29-3: Modellläufe mit Berücksichtigung der stratosphärischen Ozon-Verteilung und des Pinatubo-Ausbruchs.

Modelllauf Druckniveau	GSOP (Mittel) (1)	GSOP (Minimum) (2)	GSOP (Maximum) (3)
50 hPa	-0,17	-0,15	-0,17
500 hPa	+0,10	+0,02	+0,16
850 hPa	+0,10	+0,03	+0,15
Boden	+0,12	+0,04	+0,19

Tab. 29-4: Vergleich dekadischer Temperaturtrends in K seit 1979 für das GSOP-Experiment. (1): Mittelwert von 6 Modellläufen, (2) und (3): kleinster bzw. größter dekadischer Temperaturtrend aller Modellläufe. Beim GSOP-Experiment wurden zusätzlich zum GSDIO-Experiment noch die Effekte des stratosphärischen Ozons sowie des Pinatubo-Ausbruchs berücksichtigt.

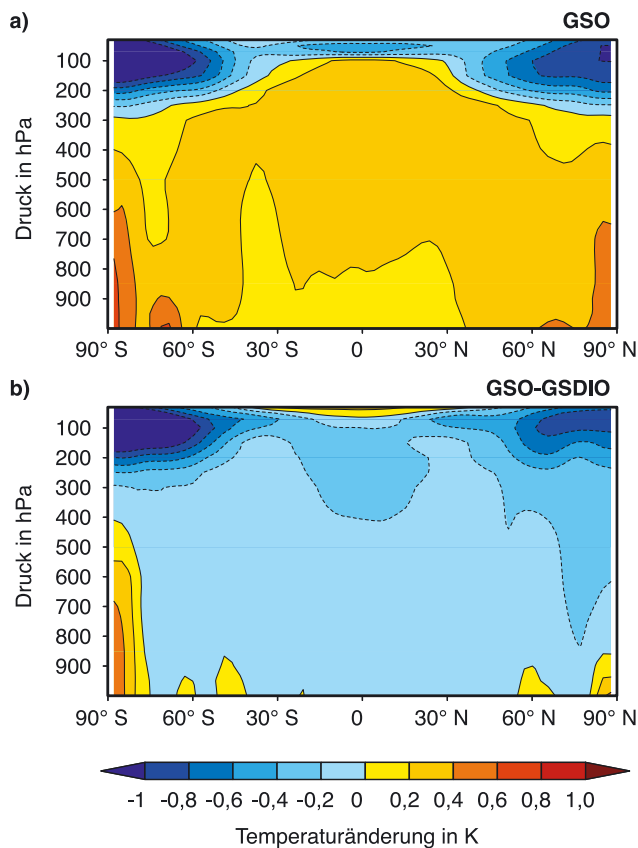


Abb. 29-13: a) Breiten-Höhen-Schnitt der Temperaturänderung pro Dekade für die Periode 1979-1997 für den Modelllauf GSO; b) Differenz GSO-GSDIO; jeweils Mittel aus 2 Simulationen. Man beachte die starke Abkühlung in der unteren Stratosphäre hoher Breiten.

sonders starke oder schwache Erwärmung der Troposphäre in den 6 Realisierungen. Die Tab. 29-4 erweitert das durch Angabe der Temperaturänderungen bei den Druckniveaus 50, 500 und 850 hPa sowie an der Oberfläche. Der Effekt des reduzierten stratosphärischen Ozons ist: stark verminderte Erwärmung in der unteren Stratosphäre und oberen Troposphäre sowohl für den mittleren, maximalen und minimalen Temperaturtrend in allen 6 Realisierungen. Wird auch noch der Ausbruch des Pinatubo berücksichtigt (Abb. 29-14 und Tab. 29-4), so folgt für die Realisierung mit minimalem

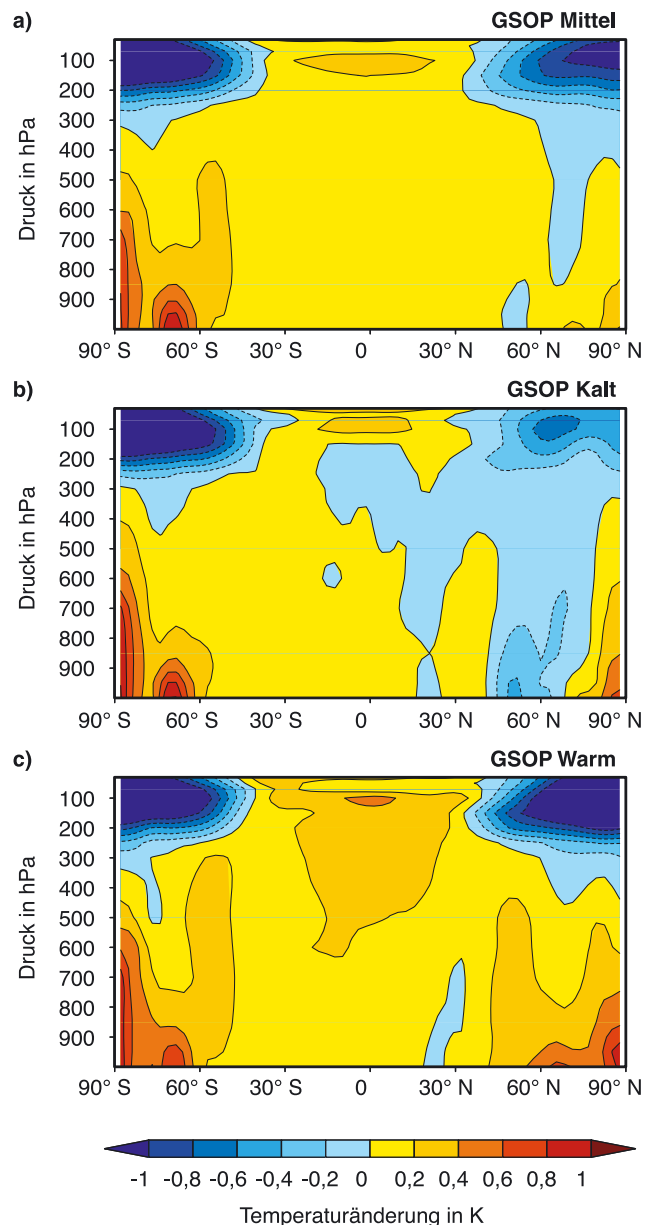


Abb. 29-14: a) Breiten-Höhen-Schnitt der Temperaturänderung pro Dekade für mittleres stratosphärisches Ozon und den Ausbruch des Vulkans Pinatubo (GSOP); b) für Modelllauf mit minimaler Erwärmung der Troposphäre und c) mit maximaler Erwärmung der Troposphäre.

Trend, dass es fast keine mittlere globale Erwärmung mehr gibt.

In Abb. 29-15 werden die geographischen Muster für das Ensemblemittel und die Realisierungen maximalen bzw. minimalen Trends im 50 und 500 hPa Niveau sowie an der Oberfläche vorgestellt, wobei jeweils neben der Ozonverdünnung in der Stratosphäre auch der Ausbruch des Pinatubo beachtet wurde. Die Abkühlung der Stratosphäre ist besonders ausgeprägt in den hohen Breiten beider Erdhälften, die Erwärmung in den Tropen ist eine Folge des Vulkanausbruchs. Im 500 hPa-Niveau gibt es markante Musterverschiebungen für verschiedene Realisierungen (Läufe) aufgrund hoher interner Variabilität. Auch an der Oberfläche verschieben sich die Muster. Über Teilen Eurasiens (40 - 70° N; 10° W - 135° E) ist die Differenz des Trends pro Jahrzehnt zwischen wärmster und kältester Realisierung sogar 0,8 K. Nehmen wir an, dass die wirkliche Atmosphäre sich ebenso verhält, dann kann man aus Beobachtungen über so kurze Zeitabschnitte keine Aussagen über die globale Klimaänderung machen, und noch weniger, falls nur Regionen betrachtet werden.

6 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Beobachtungen zusammen mit theoretischen Studien und Klimamodellsimulationen erlauben für die oberflächennahe Lufttemperatur der nördlichen Erdhälfte der letzten etwa 1000 Jahre folgende Charakterisierung: Erstens, eine mit der Milankowitsch-Theorie konsistente langsame Abkühlung bis 1900 von insgesamt 0,2 K. Zweitens, ein rapider Temperaturanstieg im 20. Jahrhundert, der höchstwahrscheinlich anthropogen ist. Überlagert sind große Schwankungen bei Zeitskalen von Jahren bis mehrere Jahrzehnte, welche höchstwahrscheinlich aus internen Wechselwirkungen folgen. Auch große Vulkanausbrüche tragen dazu bei und können über einige Jahre die Oberfläche kühlen. Falls langfristige Schwankungen der Bestrahlungsstärke der Sonne existieren, können diese in ähnlicher Weise langfristige Schwankungen der Temperatur verursachen.

Wir können auch recht sicher ausschließen, dass die bisher noch nicht beobachtete massive Erwärmung im 20. Jahrhundert von natürlichen Prozessen angestoßen worden ist, weil sowohl Amplitude als auch Andauer zu groß sind, um von einem Modell wiedergegeben zu

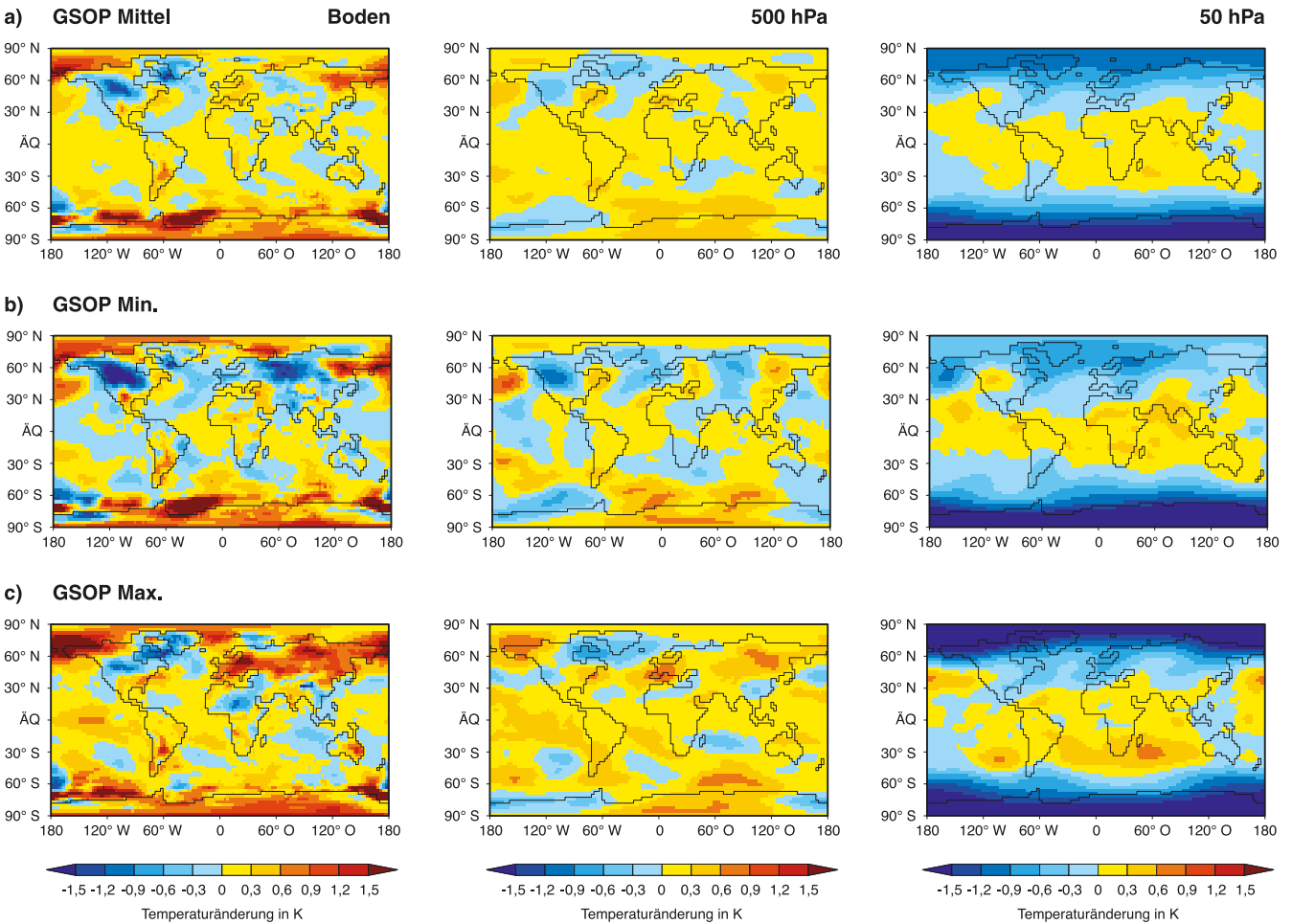


Abb. 29-15: Temperaturänderung pro Dekade für 1979-1997 in der Simulation (GSOP), links: für die Erdoberfläche, Mitte: im 500 hPa-Niveau, rechts: im 50 hPa-Niveau. a) Mittelwert; b) minimale Erwärmung der Troposphäre; c) maximale Erwärmung der Troposphäre. Man beachte die starke Variabilität in hohen nördlichen Breiten.

werden, noch können wir aus den Beobachtungen der letzten 1000 Jahre Unterstützung für frühere ähnlich massive Erwärmungen finden.

Dass die Erwärmung im vergangenen Jahrhundert anthropogen ist, wird auch von vielen Modellstudien gestützt. Gekoppelte zeitabhängige Modellsimulationen, die von Änderungen der Treibhausgase und der Sulfataerosole angetrieben worden sind, können mindestens den beobachteten langfristigen Temperaturentrend im 20. Jahrhundert wiedergeben, wobei es wichtig ist, dass alle Einflussfaktoren berücksichtigt sind. Dies ist noch nicht ganz der Fall, weil andere als Sulfataerosole und in der Atmosphäre gebildete Treibhausgase wie Ozon noch nicht voll berücksichtigt worden sind. Auch Landnutzungsänderungen als Folge der Landwirtschaft, der Forstwirtschaft und der Verstädterung sind nur unzureichend enthalten.

Sogar wenn Modelle in der Simulation einer Erwärmung übereinstimmen, gibt es doch Modellunterschiede bezüglich Muster und Geschwindigkeit der Erwärmung, was auf die Bedeutung der Rückkopplungen für regionale Änderungen von Temperatur, Niederschlag und Zirkulationsmustern hinweist. Noch ist das Modellergebnis stärker von Modelleigenschaften als Details des Antriebs bestimmt. Daraus folgt, dass die Modelle sehr detailliert sein müssen, denn eine systematische Schwäche würde ein fehlerhaftes Muster der Klimaänderungen erzeugen. Mindestens das gegenwärtige Klima und seine Variabilität müssen sie beschreiben können. Vereinfachte Modelle könnten irreführend sein. Die gegenwärtigen Modelle leiden noch an unzureichender horizontaler und vertikaler Auflösung, wodurch Orographie und Küstenlinien sowie Zirkulationsmuster nicht gut genug aufgelöst bzw. wiedergegeben werden. Das betrifft nicht nur regionale Klimasimulationen, sondern auch zum Teil die großräumige Zirkulation, weil diese zum Teil von mesoskaligen Wettersystemen angetrieben wird.

Ein weiteres großes Problem ist die Darstellung physikalischer Prozesse, die vom Modellgitter nicht aufgelöst werden, als da sind Wolken-Strahlungs-Wechselwirkung, hoch- bzw. tiefreichende Konvektion, Turbulenz in Grenzschicht und freier Atmosphäre bzw. im Inneren von Ozeanen. Sie sind Beispiele für schwierig zu handhabende Prozesse, weil zum Teil Beobachtungen fehlen sowie manchmal auch das Prozessverständnis.

Die Kopplung zwischen Atmosphäre und Ozean ist ein besonderes Problem. Geringe Änderungen von Wolken und Meereis beeinflussen drastisch den Austausch von Energie und Wasser. Kleine Fehler in den Modellkomponenten können als langfristige Klimadrift bei Integration über Jahrhunderte wieder gefunden werden. Viele Modellierer handhaben dies durch kleine systematische Korrekturen der Energieflüsse an der Oberfläche, so dass ohne Klimaänderungen keine

Drift auftritt. Simulationen von Klimaänderungen sind daher Störungsrechnungen und wahrscheinlich dann falsch, wenn die Störungen zu groß werden. Für Simulationen bei doppeltem oder dreifachem CO₂-Gehalt scheint das jedoch noch keine große Einschränkung zu sein.

Die so genannte Flussanpassung (flux adjustment), zuerst beschrieben von SAUSEN et al. (1988), ist kritisiert und als Beispiel dafür herangezogen worden, dass gekoppelte Modelle, die sie verwenden, weniger glaubwürdig seien. Jüngst sind Modellläufe mit signifikant geringerer Anpassung der Energieflüsse oder ganz ohne sie vorgestellt worden. Mit oder ohne Flussanpassung sind die Ergebnisse jedoch sehr ähnlich. Es ist zu erwarten, dass die neue Generation der gekoppelten Modelle, z. B. ECHAM5/MPI-OM in Hamburg, diese Debatte beendet, weil sie ohne Flussanpassung auskommt.

Ein herausragendes Problem, welches abschließend hier betont werden muss, ist die inhärente stochastische Variabilität der Modelle und - wie ich glaube - auch der Natur. Rein zufällig können Klima-anomalien Jahrzehnte andauern und regionales Klima signifikant beeinflussen. Solche Anomalien werden oft als Klimaänderungen missverstanden, wie nach der Periode von 1930 bis 1940 und erneut nach dem kalten Abschnitt in den 60er und 70er Jahren des 20. Jahrhunderts, als Klimaforscher die Möglichkeit eines anhaltenden Wechsels zu einem viel kälteren Klimaabschnitt vorschlugen.

Wir wissen noch nicht, ob Anomalien wie El Niño und die nordatlantische Oszillation sich bei allgemeiner Erwärmung systematisch ändern.

Zum Schluss soll zur Frage nach der dynamischen Stabilität des Klimas der Erde zurückgekehrt werden, ob also das Klima transitiv oder intransitiv ist. Das wahrscheinlichste Ereignis, das den Umschwung in ein anderes Klimaregime bringen könnte, ist - wenn auch nur regional - die Schwächung bzw. der Stopp der thermohalinen Zirkulation des Nordatlantiks. Die Folge wären niedrigere Temperaturen der Ozeanoberfläche (MAROTZKE und WILLEBRAND 1991). Modelle haben darauf hingewiesen, dass eine solche Instabilität angeregt werden könnte durch erhöhte Niederschläge entlang der Zugbahnen nordatlantischer Tiefdruckgebiete oder rasches Schmelzen des südlichen grönländischen Inlandeises. Ob ein solches Ereignis Wirklichkeit wird, ist ungewiss und viele detailliertere Modellstudien einschließlich neuer Testdaten sind dazu notwendig.

Literatur

- ARRHENIUS, S., 1896: On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground, *Philos. Mag.* **41**, 237-276.
- BENGTSSON, L., 1997: A numerical Simulation of antropogenic Climate Change. *Ambio* **26** (1), 58-65.
- BENGTSSON, L., 2001: Uncertainties of Global Climate Prediction in Global Biogeochemical Cycles in the Climate System, Hrsg. E.-D. SCHULZE et al., *Academic Press*, ISBN: 0-12-631260-5.
- BENGTSSON, L., E. ROECKNER, M. STENDEL, 1999: Why is the global warming proceeding much slower than expected? *J. Geophys. Res.* **104**, 3865-3876.
- BENGTSSON, L., S. HAGEMANN, K. I. HODGES, 2004: Can Climate Trends be calculated from Re-Analysis Data? *J. Geophys. Res.* **109**, doi:10.1029/2004JD004536.
- BERGÉ, A., 1988: Milankovitch Theory and Climate. *Review of Geophysics* **26**, 4, 624-657.
- BLUTH, G. J. S., S. D. DOIRON, C. C. SCHNETZLER, A. J. KRUEGER, L. S. WALTER, 1992: Global tracking of the SO₂ clouds from the June 1991 Mounth Pinatubo eruptions. *Geophys. Res. Lett.* **19**, 151-154.
- BROVKIN, V., M. CLAUSSEN, V. PETOUKHOV, A. GANOPOLSKI, 1998: On the stability of the atmosphere-vegetation system in the Sahara/Sahel region. *J. Geophys. Res.* **103**, D24, 31,613-31,624.
- BRYAN, F., 1986: High Latitude Salinity Effects and interhemispheric thermohaline Circulation, *Nature* **305**, 301-304.
- CESS, R., et al., 1977: Comparison of the seasonal Change in Cloud-forcing from atmospheric general Circulation Models and Satellite Observations. *J. Geophys. Res.* **102**, 16593-16603.
- CHRISTY, J. R., R. W. SPENCER, W. B. NORRIS, W. BRASWELL, D. E. PARKER, 2003: Error estimates of version 5.0 of MSU-AMSU bulk atmospheric temperatures. *J. Atmos. Oceanic Technol.* **20**, 613-629.
- CLAUSSEN, M., 1998: On multiple solutions of the atmosphere-vegetation system in present-day climate. *Global Change Biol.* **4**, 549-559.
- CUBASCH, U., 2002: Variabilität der Sonne und Klimaschwankungen, *promet* **28**, 123-132.
- CUBASCH, U., R. VOSS, G. C. HEGERL, J. WASZKEWITZ, T. J. CROWLEY, 1997: Simulation of the influence of solar radiation variations on the global climate with an ocean-atmosphere general circulation model. *Climate Dyn.* **13**, 757-767.
- DUTTON, E.G., J. R. CHRISTY, 1992: Solar radiative forcing at selected locations and evidence for global lower tropospheric cooling following the eruptions of El Chichón and Pinatubo, *Geophys. Res. Lett.* **19**, 2313-2316.
- EDDY, J. A., 1976: The Maunder Minimum. *Science* **192**, 1189-1202.
- FLOHN, H., A. KAPALA, 1989: Changes in tropical sea-air interaction processes over a 30-year period. *Nature* **338**, 244-245.
- GAFFEN, D. J., T. P. BARNETT, W. P. ELLIOTT, 1991: Spaces and timescales of global tropospheric moisture. *J. Climate* **4**, 989-1008.
- GLEICK, J., 1988: Chaos-Making, a new Science. *William Heinemann Ltd.*, ISBN: 043429554X, 353 S.
- GRAF, H., 2002: Klimaänderungen durch Vulkane, *promet* **28**, 133-138.
- HALL, A., S. MANABE, 1999: The Role of Water Vapor Feedback in unperturbed Variability and global Warming. *J. Climate* **12**, 2327-2346.
- HANSEN, J., M. SATO, R. RUEDY, 1997: Radiative forcing and climate response, *J. Geophys. Res.* **102**, D6, 6831-6864.
- HASSELMANN, K., 1976: Stochastic climate models I, Theory. *Tellus* **28**, 473-485.
- HENSE, A., P. KRAHE, H. FLOHN, 1988: Recent fluctuations of tropospheric temperature and water vapor content in the Tropics. *Meteor. Atmos. Phys.* **38**, 215-227.
- HERTERICH, K., 2002: Variabilität der Erdbahnparameter und Klimaänderungen, *promet* **28**, 117-122.
- HURRELL, J., 1995: Decaded Trends in the North Atlantic Oscillation: regional Temperatures and Precipitation. *Science* **269**, 676-679.
- HOYT, D. V., K. H. SCHATTEN, 1993: A discussion of plausible solar irradiance variations, 1700-1992. *J. Geophys. Res.* **98**, 18 895-18 906.
- INAMDAR, A. K., V. RAMANATHAN, 1998: Tropical and global scale interactions among water vapor, atmospheric greenhouse effect, and surface temperature. *J. Geophys. Res.* **103**, D24, 32,177 - 32,194.
- KRUEGER, A. J., S. L. WALTER, P. K. BHARTIA, C. C. SCHNETZLER, N. A. KROTKOV, I. SPROD, G. J. S. BLUTH, 1995: Volcanic sulfur dioxide measurements from the total ozone mapping spectrometer instruments. *J. Geophys. Res.* **100**, 14,057-14, 076.
- LEA, D. W. 2004: The 100.000 Year Cycle in Tropical SST, Greenhouse Forcing, and Climate Sensitivity. *J. of Climate*, im Druck.
- LEAN, J., J. BEER, R. BRADLEY, 1995: Reconstruction of solar irradiance since 1610: implications for climate change. *Geophys. Res. Lett.* **22**, 3195-3198.
- LE TREUT, H., B. J. MC AVANEY, 1999: Model Intercomparison: Slab Ocean 2 x CO₂ Equilibrium Experiments, *WGNE Report*, erhältlich bei WMO/Genf.
- LINDZEN, R. S., 1990: Some coolness concerning global warming. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **71**, 288-299.
- LINDZEN, R. S., 1994: On the scientific basis for global warming scenarios. *Environ. Pollut.* **83**, 125-134.
- LINDZEN, R. S., C. GIANNITSIS, 1998: On the climatic implications of volcanic cooling. *J. Geophys. Res.* **103**, 5929-5941.
- LORENZ, E. N., 1968: Climate Determination. *Meteorol. Monogr.* **8** (30), 1-3.
- MANABE, S., R. T. WETHERALD, 1967: Thermal equilibrium of the atmosphere with a given distribution of relative humidity. *J. Atmos. Sci.* **24**, 241-259.
- MANABE, S., R. J. STOUFFER, 1997: Climate Variability of a coupled Ocean-Atmosphere-Land-Surface Model: implication for the Detection of global Warming. *Bull. Am. Met. Soc.* **78**(6), 1177-1185.
- MANN, M., R. BRADLEY, M. HUGHES, 1999: Northern Hemisphere Temperatures during the past Millenium: Interferences, uncertainties and Limitations. *Geophys. Res. Lett.* **26**, 759-762.
- MAROTZKE, J., J. WILLEBRAND, 1991: Multiple Equilibria of the global thermohaline Circulation. *J. Phys. Oceanography* **21**(9), 1372-1385.
- MILANKOVITCH, M., 1920: Theorie mathematique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire, *Academic Yugoslave des Sciences et des Art de Zagreb*, Gauthier-Villars.

- MILANKOVITCH, M., 1941: Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. *Royal Serbian Sciences, Spec. pub. 132, Section of Mathematical and Natural Sciences*, vol. 33, Belgrade, 633 S. („Canon of Insolation and the Ice Age Problem“, English Translation by Israel Program for Scientific Translation and published for the U.S. Department of Commerce and National Science Foundation, Washington D.C., 1969).
- MITCHELL, J. F. B., 1989: The „greenhouse effect“ and climate change. *Rev. Geophys.* **27**, 115-139.
- RÄISÄNEN, J., 1999: CMIP2 Subproject Climate Change in Northern Europe: plans and first results. Proceedings, Coupled Model Intercomparison Project Workshop, Melbourne, Australia, 14-15 October 1998.
- RAMANATHAN, V., 1981: The role of ocean-atmosphere interactions in the CO₂ climate problem. *J. Atmos. Sci.* **38**, 918-930.
- RAMANATHAN, V., W. COLLINS, 1991: Thermodynamic regulation of ocean warming by cirrus clouds deduced from observations of the 1987 El Niño. *Nature* **351**, 27-32.
- RAVAL, A., V. RAMANATHAN, 1989: Observational determination of the greenhouse effect. *Nature* **342**, 758-761.
- REICHERT, B. K., L. BENGTTSSON, J. OERLEMANS, 2002: Recent glacier retreat exceeds internal variability. *J. Climate* **15(21)**, 3069-3081.
- ROECKNER, E., J. M. OBERHUBER, A. BACHER, M. CHRISTOPH, I. KIRCHNER, 1996: ENSO variability and atmospheric response in a global coupled atmosphere-ocean GCM. *Clim. Dyn.* **12**, 737-754.
- ROECKNER, E., L. BENGTTSSON, J. FEICHTER, J. LELIEVELD, H. RODHE, 1999: Transient climate change simulations with a coupled atmosphere-ocean GCM including the tropospheric sulfur cycle. *J. Climate* **12**, 3004-3032.
- SARACHIK, E. S., M. WINTON, F. L. YIN, 1996: Mechanisms for decadal-to-centennial climate variability. In Decadal Climate Variability - Dynamics and Predictabilities; D. Anderson und J. Willebrand (Hrsg.), NATO ASI Series I: Global Environmental Change, Vol. 44, 157-210.
- SAUSEN, R., R. K. BARTHELS, K. HASSELMANN, 1988: Coupled ocean-and atmospheric models with flux corrections. *Climate Dynamics* **2**, 154-163.
- STOMMEL, H., 1961: Thermohaline convection with two stable regimes of flow. *Tellus* **13**, 2, 224-230.
- TIMMERMANN, A., J. OBERHUBER, A. BACHER, M. ESCH, M. LATIF, E. ROECKNER, 1999: Increased El Niño frequency in a climate model forced by future greenhouse warming. *Nature* **398**, 694-697.
- WUNSCH, C. 1992: Decade-to-century changes in the ocean circulation. *Oceanography* **5**, 99-106.