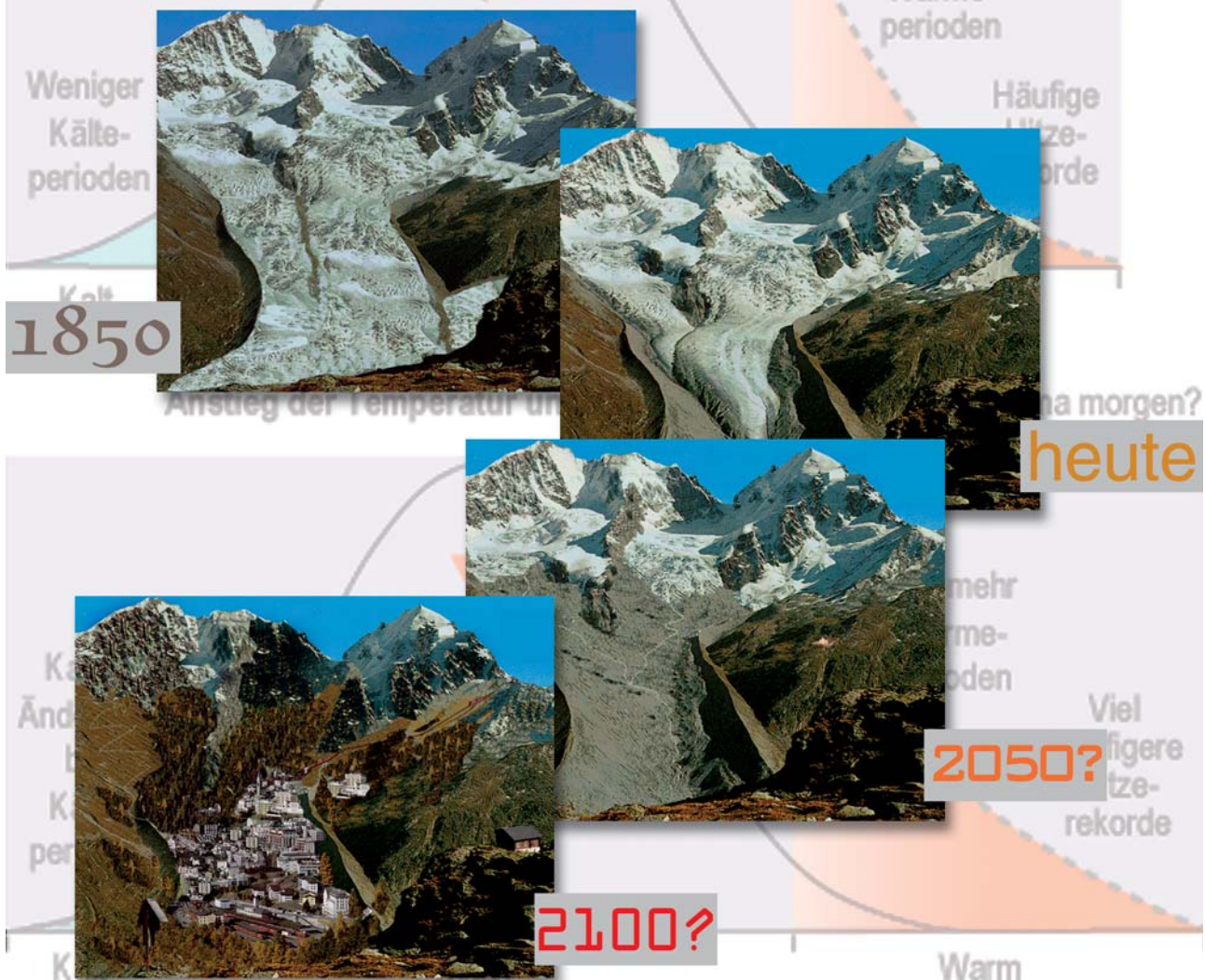




Numerische Klimamodelle – Was können sie, wo müssen sie verbessert werden?

Teil III: Modellierung der Klimaänderungen
durch den Menschen, 1. Teilheft



22 E. ROECKNER Wirkung der erhöhten Treibhausgaskonzentration

1 Einleitung

Nach dem kürzlich erschienenen Bericht des „Intergovernmental Panel on Climate Change“ (IPCC; HOUGHTON et al. 2001) hat sich die globale Mitteltemperatur der Erdoberfläche im 20. Jahrhundert um etwa 0,6 K erhöht, wobei die 90er Jahre die wärmsten seit Beginn der instrumentellen Temperaturmessungen waren. Für diesen Erwärmungstrend kann es mehrere Gründe geben, und es gehört zu den Aufgaben der Klimamodellierung, die Ursachen zu identifizieren. In Frage kommen natürliche Prozesse durch interne Wechselwirkungen, Änderungen der Sonneneinstrahlung und Vulkanausbrüche sowie anthropogene Einflüsse wie geänderte Landnutzung und Veränderungen in der Zusammensetzung der Atmosphäre durch Verbrennung von fossilen Energieträgern wie Kohle und Öl. Hierdurch werden Treibhausgase wie Kohlendioxid (CO₂) freigesetzt, welche die Wärmeabstrahlung in den Weltraum verringern und damit zu einer Erwärmung beitragen, aber auch Aerosole (kleine Partikel wie Staub und andere Stoffe), die einen Abkühlungseffekt haben, da sie einen Teil der Sonnenstrahlung zurückstreuen und auch die Wolkenbildung begünstigen. Anthropogene Emissionen von Spurengasen beeinflussen auch die Ozonverteilung. So hat die Zunahme von Stickoxiden zu einer Ozonzunahme in den unteren Luftschichten bis hinauf zur Tropopause geführt. In der Stratosphäre wird dagegen eine Ozonabnahme beobachtet, und zwar infolge der Freisetzung von Fluorchlorkohlenwasserstoffen (FCKW) in den vergangenen Jahrzehnten. Die spektakulärste Ozonabnahme wird während des Frühjahrs über der Antarktis beobachtet. Ozon ist ein Treibhausgas wie CO₂. Außerdem filtert es einen Teil der ultravioletten Sonnenstrahlung und schützt damit das Leben auf der Erde. Die beobachteten Ozonänderungen in der Stratosphäre bergen somit Risiken sowohl für das Klima wie für das Leben auf der Erde.

2 Klimamodellierung

Eine quantitative Abschätzung des menschlichen Einflusses auf das Klima ist nur mit Hilfe von Computermodellen des gesamten Klimasystems möglich. Dazu gehört der physikalische Teil, also die dynamischen und thermodynamischen Prozesse in Atmosphäre und Ozean einschließlich der Landoberflächen und Meeresgebiete, ebenso wie diverse biogeochemische Kreisläufe (Kohlenstoff, Schwefel, Stickstoff, Methan, Ozon usw.). Die Kopplung von physikalischen Klimamodellen mit biogeochemischen Kreislaufmodellen ist bisher

nur ansatzweise realisiert worden. Ein Modell des gesamten Erdsystems, das alle wesentlichen Wechselwirkungen zwischen den einzelnen Komponenten beschreibt, existiert derzeit noch nicht. Daher wird die Zusammensetzung der Atmosphäre, die durch diese Prozesse gesteuert wird, in Klimamodellen nicht berechnet, sondern vorgegeben (gemäß Beobachtungen oder extern berechnet mit Hilfe biogeochemischer Modelle).

Eine prinzipielle Limitierung physikalischer Klimamodelle besteht darin, dass zwar die Modellgleichungen bekannt sind, dass aber allgemeine Lösungen dieser Gleichungen nicht existieren. Näherungslösungen erhält man durch Anwendung numerischer Verfahren auf der Basis von „diskretisierten“ Gleichungen, die in einem 3-dimensionalen Gitter gelöst werden, wobei die Zeit ebenfalls diskretisiert wird. Diese Methode erzeugt Fehler, die umso kleiner werden, je feiner das Gitter ist. Allerdings erhöht sich durch Verfeinerung des Gitters die Rechenzeit (Faktor 16 bei einer Halbierung der horizontalen und vertikalen Gitterabstände). Typische Gitterabstände heutiger Klimamodelle betragen etwa 300 km in der Horizontalen und 1 km in der Vertikalen bei einem Zeitschritt von etwa einer halben Stunde. Eine weitere Folge der Diskretisierung ist, dass „subskalige“ Prozesse (Turbulenz, Wolken- und Niederschlagsbildung, Strahlungsübertragung usw.) im Gitter nicht erfassbar sind und daher in vereinfachter parameterisierter Form berücksichtigt werden müssen. Eine Gitterverfeinerung würde auch diese Fehler reduzieren, da ein größerer Anteil kleinskaliger Prozesse durch die Modellgleichungen beschrieben werden könnte. Diese Hinweise zeigen, wie sehr die Klimamodellierung von Fortschritten in der Computertechnologie abhängt.

Klimamodelle haben eine ähnliche Funktion wie ein Versuchslabor in der Physik, indem sie Experimente unter kontrollierten Bedingungen erlauben und somit die Möglichkeit schaffen, Zusammenhänge im Klimasystem zu verstehen. Darüber hinaus ist es möglich, ausgehend von einem bekannten Anfangszustand vergangene oder auch zukünftige Klimazustände zu simulieren, wenn der zeitliche Verlauf einiger Einflussgrößen oder „Randbedingungen“ entweder bekannt ist oder berechnet werden kann. Dazu gehört die Sonneneinstrahlung, die Konzentration klimawirksamer Spurenstoffe in der Atmosphäre oder auch die Vegetation. Ein ideales Modell müsste in der Lage sein, unter Vorgabe beobachteter Anfangs- und Randbedingungen den Klimaverlauf der Vergangenheit zu reproduzieren. Allerdings sind nicht alle Klimaschwankungen

reproduzierbar, sondern nur diejenigen, die durch Änderungen in den Randbedingungen verursacht werden. Klimaschwankungen aufgrund interner Wechselwirkungen im Klimasystem sind allenfalls in ihren statistischen Eigenschaften erfassbar, nicht aber in der zeitlichen Reihenfolge ihres Auftretens. Die Überlagerung von deterministischen, vorhersagbaren „Signalen“ mit stochastischen, nicht vorhersagbaren Schwankungen („Klimarauschen“) erschwert die Interpretation von Zeitreihen der Temperatur und anderer Klimavariablen. Zur besseren Trennung von Signal und Rauschen wird in der Modellierung häufig die Methode der „Ensemblesimulationen“ angewandt, wobei eine Reihe von Klimasimulationen durchgeführt werden, die sich nur in den Anfangsbedingungen geringfügig unterscheiden. Modell und Randbedingungen müssen dagegen in den einzelnen Realisationen identisch sein. Durch Mittelbildung über das Ensemble lassen sich die stochastisch bedingten Schwankungen weitgehend eliminieren, so dass die gesuchten reproduzierbaren Klimavariationen isoliert werden können.

Klimamodelle werden insbesondere für die Simulation zukünftiger Klimazustände genutzt, um Risiken anthropogener Emissionen abzuschätzen. Die Methode ist ähnlich wie bei der Simulation vergangener Klimate. Allerdings müssen Annahmen über die zukünftige Entwicklung der Emissionen gemacht werden (abhängig von Weltbevölkerung, Energieverbrauch usw.). Die erwarteten Emissionen werden in biogeochemische Modelle eingegeben und die zeitliche Entwicklung der atmosphärischen Konzentrationen von CO₂ und anderen Spurenstoffen wird berechnet. Auf der Basis dieser Daten können Klimamodelle die zukünftige Klimaentwicklung hochrechnen. Die Glaubwürdigkeit der Prognosen hängt von der Qualität der Modelle ab. Die Qualitätskontrolle ist daher ein wichtiger Bestandteil der Modellentwicklung. So kann beispielsweise untersucht werden, bis zu welchem Grad Klimamodelle in der Lage sind, beobachtete Trends zu reproduzieren, z. B. die Klimaentwicklung der vergangenen 100 Jahre. Dieser Zeitraum bietet sich an, weil dafür sowohl die Zusammensetzung der Atmosphäre als auch das Klima relativ gut bekannt sind.

3 Modellexperimente

In diesem Abschnitt wird an Hand von Modellrechnungen der Einfluss von anthropogenen Emissionen auf die vergangene und zukünftige Klimaentwicklung gezeigt. Obwohl sich die Simulationen mit Klimamodellen der heutigen Generation in vielen Details unterscheiden (HOUGHTON et al. 2001), werden in der Regel die großräumigen Muster und globalen Trends in ähnlicher Weise reproduziert. In diesem Sinne können die hier gezeigten Ergebnisse als charakteristisch angesehen werden. Mit einem am Max-Planck-Institut für Meteorologie entwickelten gekoppelten Modell (ECHAM4/OPYC3) wurde die Klimaentwicklung von

1860 bis zum Jahre 2100 berechnet (ROECKNER et al. 1999). Das Modell enthält folgende Komponenten, die synchron miteinander gekoppelt sind:

- Atmosphäre (Druck, Wind, Temperatur, Wasserdampf, Wolken),
- Landoberfläche (Temperatur, Bodenwassergehalt, Schnee),
- Flüsse (an den Flussmündungen wird der kontinentale Abfluss in den Ozean geleitet),
- Ozean (Strömung, Temperatur, Salzgehalt),
- Meereis (Eisdicke, eisbedeckte Fläche),
- Schwefelkreislauf (Schwefeldioxid und Sulfataerosole).

Unverändert bleiben die Vegetation (abgesehen vom Jahresgang) sowie das Inlandeis (Grönland, Antarktis). Die horizontale Gitterauflösung beträgt etwa 300 km. Allerdings wird zur Erfassung von El Niño-Ereignissen, eine der Hauptursachen natürlicher Klimavariabilität, das ozeanische Gitter in niederen geographischen Breiten verfeinert (etwa 50 km in Äquaturnähe). Der vertikale Gitterabstand in der Atmosphäre variiert zwischen 60 m nahe der Erdoberfläche und 7 km in der obersten Modellschicht in etwa 30 km Höhe. Im folgenden werden drei Modellexperimente diskutiert:

- 1) „Referenzexperiment“: Die Zusammensetzung der Atmosphäre sowie alle anderen externen Einflussgrößen werden zeitlich konstant vorgegeben (abgesehen von täglichen und jährlichen Schwankungen der Sonneneinstrahlung). Die simulierten Klimaschwankungen sind damit allein auf Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Komponenten des Klimasystems zurückzuführen. Ein langfristiger Klimatrend ist unter diesen Voraussetzungen nicht zu erwarten.
- 2) „Treibhausgase“: Die atmosphärische Konzentration von CO₂ und anderen Treibhausgasen (Methan, Lachgas und diverse FCKWs) werden als Funktion der Zeit vorgegeben (von 1860 bis 1990 wie beobachtet, von 1990 bis 2100 nach dem „business-as-usual“ Szenario IS92a (HOUGHTON et al. 1996). Die Aerosolkonzentrationen ändern sich in diesem Experiment nicht.
- 3) „Treibhausgase+Aerosole“: Zusätzlich zu den Treibhausgasen nehmen hier auch die Aerosole mit der Zeit zu. Sulfataerosole werden auf der Basis vorgegebener Emissionen innerhalb des Klimamodells berechnet. Für den Zeitraum 1860 bis 1990 basieren die Emissionsdaten auf Schätzungen von Energieverbrauch, Schwefelgehalt der verwendeten Brennstoffe usw. (ORN et al. 1996). Für den Zeitraum 1990 bis 2050 beruhen die verwendeten Emissionen ebenso wie für die Treibhausgase auf dem IPCC Szenario IS92a. Zusätzlich wird die zeitliche Entwicklung der troposphärischen Ozonverteilung vorgegeben. Diese wurde nicht innerhalb des Klimamodells berechnet, sondern „extern“ mit Hilfe

eines Chemie-Transport-Modells, wobei die Emissionen der Vorläufersubstanzen von Ozon (Stickoxide u.a.) in zeitlicher Entwicklung vorgegeben wurden, der Klimazustand dabei aber unverändert blieb.

Anders als im Referenzexperiment 1 sind in den Experimenten 2 und 3 infolge der zeitabhängigen externen Anregungen längerfristige Klimatrends zu erwarten. Durch Vergleich von Exp. 2 und Exp. 3 kann auch die gemeinsame Wirkung von Sulfataerosolen und troposphärischem Ozon auf die vergangene und zukünftige Klimaentwicklung abgeschätzt werden. Auf diese Weise ist es möglich, Mechanismen zu identifizieren, die für die Klimaentwicklung seit 1860 eine Rolle gespielt haben. Ein Beispiel zeigt Abb. 22-1, in der die simulierten zeitlichen Entwicklungen der globalen Mitteltemperatur in Oberflächennähe sowie die entsprechenden Beobachtungen (PARKER et al. 1994) dargestellt sind. Wie erwartet treten im Referenzexperiment 1 zwar jährliche und längerfristige Variationen der Temperatur in der Größenordnung von einigen Zehntel Grad auf, es wird aber kein nennenswerter langfristiger Trend simuliert. Zu beachten ist, dass die Jahreszahlen für dieses Experiment keine Bedeutung haben, da die atmosphärische Zusammensetzung zeitlich konstant ist. Die Wirkung ansteigender Treibhausgaskonzentrationen seit Beginn der Industrialisierung äußert sich im Exp. 2 als allmähliche globale Erwärmung, die jedoch früher als beobachtet einsetzt und insgesamt auch zu stark ausfällt. Der beobachtete Trend der vergangenen 30 Jahre wird in Exp. 3 realistischer simuliert als in Exp. 2, während die beobachtete Erwärmung zwischen 1910 und 1940 in keinem der beiden Experimente reproduziert wird. In diesem Zeitraum ist der CO₂-Anstieg noch vergleichsweise gering, so dass vermutet werden kann, dass es sich hier um eine zufällige natürliche Klimaschwankung handelt, zumal Temperaturänderungen in dieser Größenordnung auch im Referenzexperiment 1 vorkommen. Nicht auszuschließen ist auch ein Zusammenwirken mit natürlichen externen Anregungen wie Änderungen von Sonneneinstrahlung und Vulkanismus (TETT et al. 1999). Diese Ergebnisse sind im Einklang mit einer der Schlussfolgerungen aus dem letzten IPCC Bericht (HOUGHTON et al. 2001), dass nämlich der beobachtete Erwärmungstrend der vergangenen 30 Jahre mit hoher Wahrscheinlichkeit auf anthropogene Aktivitäten zurückzuführen ist, verursacht durch einen Konzentrationsanstieg von CO₂ und anderen Treibhausgasen in der Atmosphäre sowie von Sulfataerosolen.

Aufgrund der Hochrechnungen bis zum Jahre 2100 in Exp. 2 bzw. bis zum Jahre 2050 in Exp. 3 wird ein weiterer Temperaturanstieg erwartet, der deutlich über dem im 20. Jahrhundert beobachteten bzw. simulierten liegt. Danach wird sich der Erwärmungstrend der vergangenen Jahrzehnte bei unveränderter Zuwachsrate der Treibhausgase quasi-linear fortsetzen. Die simulierten Temperaturänderungen haben, ähnlich wie in

anderen Klimamodellen, eine charakteristische geographische Verteilung. Als Beispiel wird in Abb. 22-2 die Temperaturänderung der Dekade 2040-50 im Vergleich zur Dekade 1990-2000 für das Exp. 3 gezeigt. Im Vergleich zur Landoberfläche ist die Erwärmung der

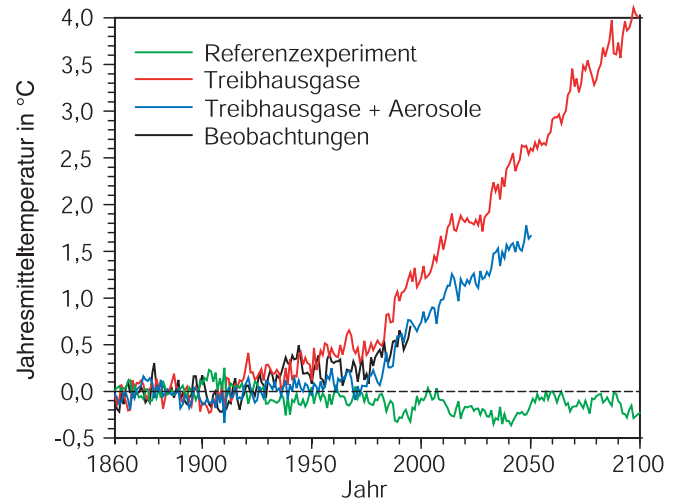


Abb. 22-1: Zeitlicher Verlauf von simulierter und beobachteter (PARKER et al. 1994) globaler Jahresmitteltemperatur in Erdbodennähe (2 m über Grund) als Abweichung von den jeweiligen Mittelwerten der Jahre 1860 bis 1890. Im vorindustriellen Referenzexperiment (Exp. 1) wurden die Treibhausgaskonzentrationen vorgegeben und anthropogene Schwefelemissionen vernachlässigt. In den Exp. 2 (rote Kurve) und 3 (blaue Kurve) wurden die beobachteten Treibhausgaskonzentrationen von 1860 bis 1990 als Funktion der Zeit vorgeschrieben, im Exp. 3 zusätzlich die anthropogenen Schwefelemissionen (ORN et al. 1996). Ab 1990 wurden die Konzentrationen der Treibhausgase sowie Schwefelemissionen gemäß dem "business-as-usual" scenario IS92a (HOUGHTON et al. 1996) vorgeschrieben.

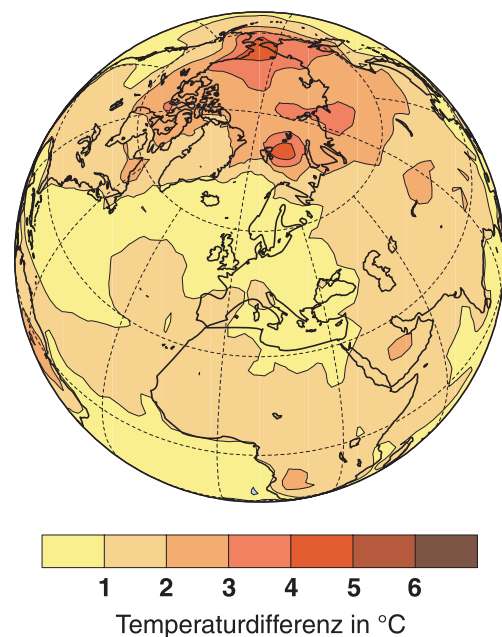


Abb. 22-2: Differenz der Jahresmitteltemperatur in Erdbodennähe zwischen den Dekaden 2040 bis 2050 und 1990 bis 2000 im Exp. 3 (vgl. blaue Kurve in Abb. 22-1).

Meeresoberfläche relativ gering, weil der zusätzliche Wärmeeintrag an der Oberfläche durch vertikale Vermischungsprozesse über ein größeres Volumen verteilt wird als auf der festen Erde. Damit wird die Klimaänderung abgeschwächt und verzögert. Der retardierende Effekt der Ozeane ist umso größer, je effizienter die vertikalen Vermischungsprozesse sind. Diese sind besonders groß in Teilen des Nordatlantiks und am Rande der Antarktis, wo im Winter kaltes Oberflächenwasser bis in große Tiefen absinkt. Umgekehrt findet man die stärkste Erwärmung von bis zu 5 K im Bereich der Arktis. Ursache ist eine selbstverstärkende Rückkopplung, wobei eine Erwärmung zu einer Verringerung der Eis- und Schneeflächen führt. Dadurch werden helle Oberflächen durch dunklere ersetzt (Eis durch Wasser und schneebedecktes Land durch schneefreies Land), so dass mehr Sonnenstrahlung infolge verminderter Reflektion verfügbar ist, was wiederum zu verstärkter Schmelze von Eis und Schnee und damit zu weiterer Erwärmung führt.

Die beobachtete und simulierte zeitliche Entwicklung der arktischen Meereisausdehnung ist in Abb. 22-3a dargestellt. Für die Berechnung der Eisausdehnung wird nur die geographische Lage des südlichen Eisrandes benötigt. Offene Stellen im Eis werden in der Ausdehnung also mit einbezogen. Die tatsächliche Eisfläche ist daher etwas kleiner als die simulierte Ausdehnung. Da Beobachtungen der Eisfläche erst seit Beginn der Satellitenmessungen um 1980 vorliegen, wird in Abb. 22-3a die Eisausdehnung gezeigt. Wie bei der globalen Mitteltemperatur bleibt im Referenzexperiment 1, von jährlichen und längeren Schwankungen abgesehen, die Eisausdehnung praktisch konstant. Die Berücksichtigung der Sulfataerosole in Exp. 3 hat anders als in Exp. 2 ein anfängliches Eiswachstum zur Folge, bis um 1980 ein negativer Trend einsetzt, der sich nur unwesentlich von dem in Exp. 2 simulierten unter-

scheidet. Die beobachtete Entwicklung zeigt einen qualitativ ähnlichen Verlauf mit einer nahezu konstanten Eisausdehnung von 1901 bis etwa 1970 und einer Reduktion um etwa 10 % zwischen 1970 und 1997 (Fläche von Niedersachsen jährlich). Quantitativ unterscheiden sich die Simulationen von den Beobachtungen sowohl im Mittelwert (etwa 5 % höher), in der höheren natürlichen Variabilität als auch im Trend (etwa 50 % des beobachteten). Ob diese Differenzen real sind, kann nicht entschieden werden, weil die beobachtete Eisausdehnung vor Beginn der Satellitenmessungen wegen der schlechten Datenlage nur sehr unsicher abgeschätzt werden kann.

Für die Meereisdicke ist die Datensituation noch schlechter, so dass es praktisch unmöglich ist, die zeitliche Entwicklung des Meereisvolumens zu rekonstruieren. Andererseits ist das Meereisvolumen ein guter Klimaindikator, weil es ähnlich wie die Gletscher frühere Störungen der Wärmebilanz akkumuliert und damit in der zeitlichen Entwicklung widerspiegelt. Der simulierte Verlauf des arktischen Meereisvolumens wird in Abb. 22-3b gezeigt. Wie bei der Eisausdehnung fällt das Anwachsen des Eisvolumens bis etwa 1980 im Exp. 3 auf. Dies ist die Folge relativ großer Schwefel-Emissionen im 20. Jahrhundert, die in Teilen der Nordhemisphäre die Wirkung der CO₂-Emissionen überkompensieren. Deutlicher als der Rückzug der Eisausdehnung ist die Verringerung des Eisvolumens zwischen 1980 und 2050 (rund 50 % gegenüber 15 % bei der Ausdehnung). Dieser Unterschied hat zwei Ursachen: Einerseits verringert sich die mittlere Eisdicke, andererseits schmilzt das Eis nicht nur am südlichen Rand, sondern es bilden sich auch innerhalb der Eisgebiete größere eisfreie Flächen infolge von Wind und Meeresströmungen. Diese Prozesse sind bei dünnem Eis wirksamer als bei dickem Eis.

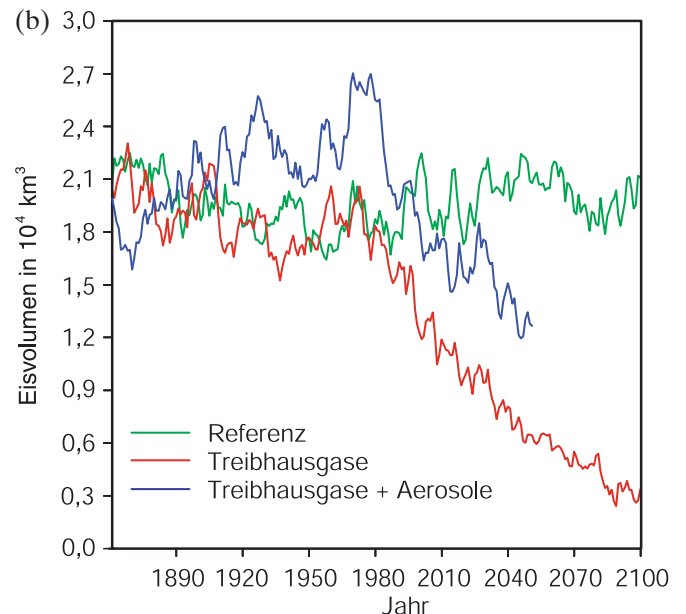
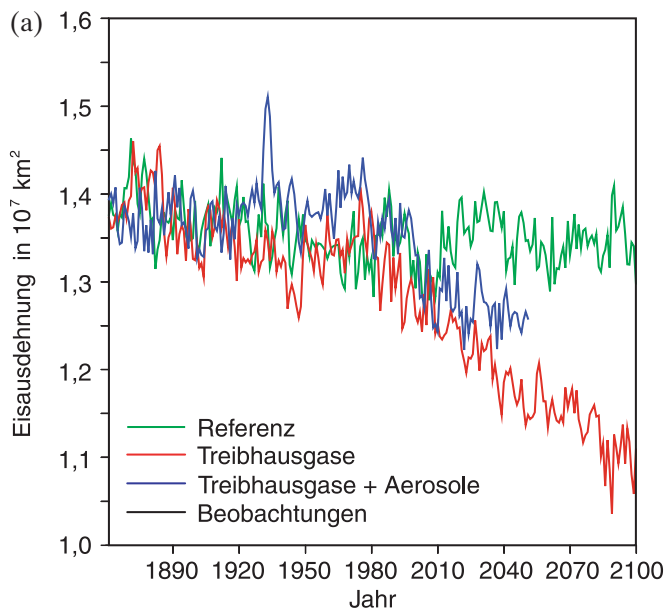


Abb. 22-3: (a) Zeitlicher Verlauf von simulierter und beobachteter Ausdehnung des arktischen Meereises im Jahresmittel; (b) Zeitlicher Verlauf des simulierten arktischen Meereisvolumens im Jahresmittel.

Ein ähnlich guter Klimaindikator wie das Eisvolumen ist der Wärmeinhalt der Ozeane (LEVITUS et al. 2000). Hier ist die Datenlage zwar nicht völlig befriedigend (es gibt immer noch große Datenlücken im Weltozean) aber deutlich besser als beim Eisvolumen. Abb. 22-4 zeigt die beobachtete und simulierte zeitliche Entwicklung des Wärmeinhaltes verschiedener Ozeanbecken bis zu einer Tiefe von 300 m (REICHERT et al. 2002). Da der Wärmeinhalt u. a. vom Wasservolumen abhängt, tragen große Ozeane wie der Pazifik sehr viel mehr zum Wärmeinhalt des Weltozeans bei als der Indische Ozean oder der Atlantik (daher die unterschiedlichen Skalen). Dies gilt nicht nur für den Wärmeinhalt selbst, sondern auch für die hier gezeigten Anomalien. Während der Beobachtungszeit von 1948 bis 1998 ist das Modell in der Lage, den beobachteten Verlauf in guter Näherung zu reproduzieren. Dies gilt nicht nur für die drei Ozeane insgesamt (rechte Spalte), sondern auch für die Asymmetrien zwischen Nord- und Südhemisphäre, wie sie etwa im Indischen Ozean oder Pazifik erkennbar sind. Wäh-

rend sich die nördlichen Teile relativ stabil verhalten, ist in den südlichen Teilen ein positiver Trend erkennbar. Sehr gut erfasst das Modell auch den deutlichen Erwärmungstrend im Nordatlantik. Im Südatlantik zeigt das Modell relativ sprunghafte Änderungen um 1940 und 1990 mit einem relativ konstanten Verlauf dazwischen. In den Beobachtungen ist der Erwärmungstrend in diesem Zeitraum kontinuierlicher.

Die gute Übereinstimmung zwischen den beobachteten und simulierten Trends im ozeanischen Wärmeinhalt legt den Schluss nahe, dass die vertikalen Vermischungsprozesse durch Windeinflüsse und vor allem auch durch stabilitätsbedingte Umverteilungen der Wassermassen im Modell realistisch modelliert werden. Dies ist für die Abschätzung zukünftiger Änderungen wichtig, weil die Klimaentwicklung nicht nur von anthropogenen Einflüssen und atmosphärischen Rückkopplungen bestimmt wird, sondern auch von der thermischen Trägheit der Ozeane infolge vertikaler Vermischungsprozesse.

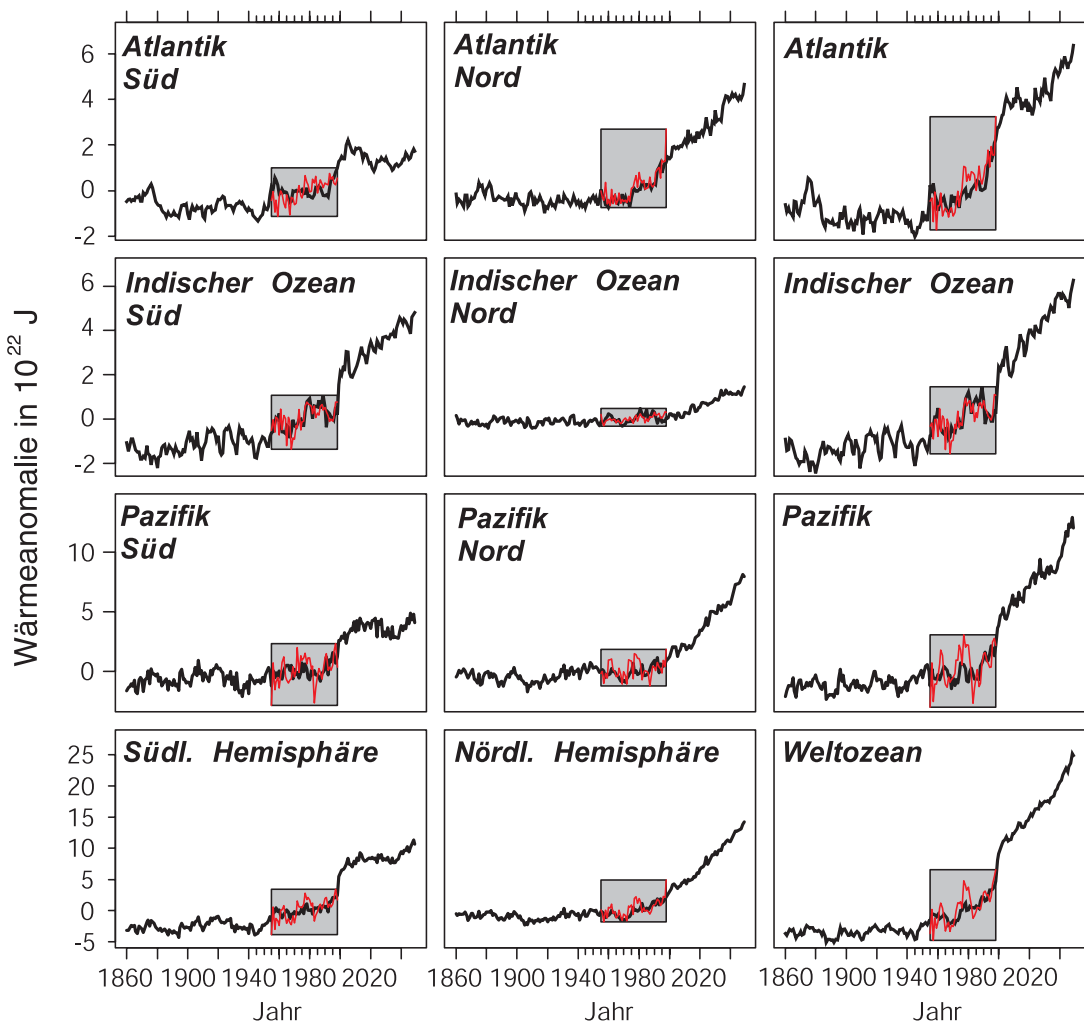


Abb. 22-4: Zeitlicher Verlauf von simuliertem (schwarz) und beobachtetem (rot) Wärmeinhalt verschiedener Ozeanbecken in den obersten 300 m als Abweichungen vom jeweiligen Mittelwert der Jahre 1948 bis 1998. Nur für diesen Zeitraum (gekennzeichnet durch graue Rechtecke) liegen Beobachtungen vor (LEVITUS et al. 2000). Der Wärmeinhalt ist das Produkt aus Wasserfläche, Wassertiefe (hier 300 m), mittlerer Temperatur in dieser Wasserschicht und einer physikalischen Konstanten (spezifische Wärme von Salzwasser).

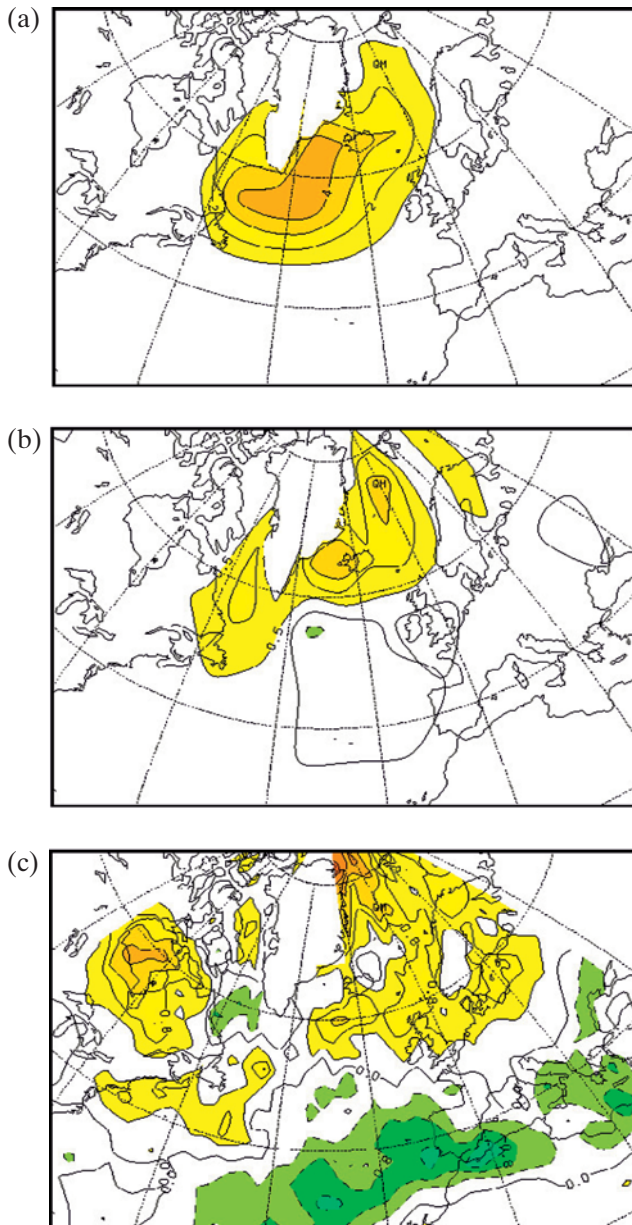


Abb. 22-5: (a) Zahl von extremen Zyklonen mit einem Kerndruck < 970 hPa in den Wintermonaten (Dezember bis Februar) als Mittelwert über die Jahre 1980 bis 1990 im „Treibhausgasexperiment“, in dem CO_2 und andere Treibhausgase als Funktion der Zeit vorgegeben wurden. Die Zahlen charakterisieren die Häufigkeit des Auftretens von Extremzyklonen in Flächenelementen von jeweils $10^\circ \times 10^\circ$. Der Abstand der Isolinien beträgt 1. (b) Änderung in der Häufigkeit von Extremzyklonen im gleichen Experiment zum Zeitpunkt der CO_2 -Verdoppelung (2060-2070). Der Abstand der Isolinien beträgt 0,5. (c) Änderung von Extremwindgeschwindigkeiten in 10 m Höhe in den Wintermonaten 2060-2070 bezogen auf 1970-1980 im „Treibhausgasexperiment“. Dargestellt sind Änderungen der oberen 10 % der Häufigkeitsverteilung. Der Isolinienabstand beträgt 0,4 m/s, wobei Gebiete mit Windzunahmen im Starkwindbereich von mehr als 0,4 m/s gelb und Gebiete mit Windabnahmen von mehr als 0,4 m/s grün gekennzeichnet sind. Die Änderungen über Norddeutschland entsprechen einer Zunahme im Starkwindbereich von etwa 5-10 % (Quelle: U. ULBRICH, pers. Mitteilung).

Neben der Temperatur als einem der wichtigsten Umweltparameter liefern Klimamodelle auch Informationen über Niederschlag, Wolken, Wind und viele andere messbare Größen. Von großer Bedeutung für die Risikoabschätzung zukünftiger anthropogener Emissionen ist vor allem auch die Frage nach möglichen Änderungen von Extremereignissen (Dürren, Überschwemmungen, Stürme usw.). In Abb. 22-5a wird die Häufigkeit von ausgeprägten Zyklonen im Nordatlantik in Exp. 2 zum „heutigen“ Zeitpunkt (Dekade 1980-90) gezeigt. Prozesse dieser Intensität werden in Klimamodellen wegen ihrer groben Gitterstruktur systematisch unterschätzt. Tatsächlich ist die beobachtete Zahl von Extremzyklonen in den Wintermonaten etwa doppelt so hoch. Andererseits wird die räumliche Verteilung mit einem Maximum südöstlich von Grönland in der Modellsimulation relativ gut getroffen. Zum Zeitpunkt der CO_2 -Verdoppelung in diesem Experiment, in den Jahren 2060-2070, nimmt die Zahl dieser Ereignisse gemäß Abb. 22-5b systematisch zu, mit den stärksten Änderungen in der Labradorsee, der Dänemarkstraße zwischen Grönland und Island sowie im Europäischen Nordmeer. Die Zunahme dieser Ereignisse hat Konsequenzen für die Starkwindverteilung über Kanada, Europa und dem Atlantik. Während in den nördlichen Gebieten eine Zunahme simuliert wird (in Abb. 22-5c gelb gekennzeichnet), nehmen in den südlichen Regionen wie dem Mittelmeerraum die Starkwindereignisse ab (in Abb. 22-5c grün gekennzeichnet). Zwischen 1960 und Mitte der 90er Jahre wurde über dem Nordostatlantik und Skandinavien zwar eine Zunahme von extremen Sturmereignissen beobachtet (ALEXANDERSSON et al. 2000). Dies ist jedoch eher ein Ausdruck zwischendekadischer Variabilität als die Folge der einsetzenden globalen Erwärmung (WASA 1998). In den Modellrechnungen ist dieser Effekt erst in einem stärker gestörten Klima erkennbar (ULBRICH and CHRISTOPH 1999).

Ein wärmeres Klima infolge erhöhter Treibhausgaskonzentrationen führt auch zu Änderungen der Niederschlagsverteilung. In den hier diskutierten Modellsimulationen verstärkt sich der Wasserkreislauf vorwiegend über Land. So nimmt der Niederschlag zum Zeitpunkt der CO_2 -Verdoppelung global zwar nur um 1,8 % zu, über Land aber um 7,4 %. Diese Zunahme ist jedoch nicht homogen über die Kontinente verteilt, und es gibt auch Gebiete, in denen der Niederschlag abnimmt. Der Niederschlag nimmt vorzugsweise in Gebieten zu, die ohnehin schon durch hohe Niederschläge gekennzeichnet sind (Mittelamerika sowie ein Streifen über Südamerika hinweg von Kolumbien bis Uruguay, Zentralafrika, Südostasien und Indonesien). Niederschlagszunahmen werden auch in hohen Breiten registriert, einschließlich der Ozeane und Eisgebiete, während Niederschlagsabnahmen eher in den subtropischen Trockengebieten der Erde simuliert werden. Damit erhöhen sich die Gegensätze zwischen humiden und ariden Klimazonen. Im Mittel über die Flusseinzugsgebiete der 15 größten Ströme verstärken

sich die Niederschläge um etwa 10 %. Gleichzeitig erhöht sich aber auch die Verdunstung im wärmeren Klima, so dass sich nur ein Teil der Niederschlagszunahme (rund 50 % im Mittel über alle Flüsse) in erhöhten Abflusswerten niederschlägt. Bemerkenswerte Ausnahmen sind der Yangtze Kiang mit nur geringer Verdunstungszunahme, so dass hier die Niederschlagszunahme fast vollständig an den Abfluss weitergegeben wird, der Mississippi, in dessen Einzugsgebiet die Verdunstung stärker anwächst als der Niederschlag, so dass sich der Abfluss trotz steigender Niederschläge verringert und der Amazonas, dessen Abfluss sich infolge geringerer Niederschläge in seinem Einzugsgebiet verringert. Neben diesen Änderungen in der mittleren Niederschlags- und Abflussverteilung werden auch signifikante Änderungen in den Extremwerten simuliert (VOSS et al. 2002). Generell werden die Häufigkeitsverteilungen breiter, d. h. es nehmen weltweit sowohl die Dürrephasen zu als auch die Starkniederschläge. So wird z. B. im Sommer in Mittel- und Südeuropa eine Abnahme der mittleren Niederschläge um etwa 25 % simuliert, während die Starkniederschläge (95 % percentile) im Mittel um etwa 10 % zunehmen. Diese Ergebnisse basieren auf sogenannten „Zeitscheibenexperimenten“ mit einem relativ feinmaschigen atmosphärischen Modell (hier etwa 100 km horizontaler Gitterabstand verglichen mit etwa 300 km im gekoppelten Modell). Die untere Randbedingung, d. h. die Ozeanoberflächentemperatur sowie Eisbedeckung, wird dabei für ausgewählte Zeitscheiben (hier: 1970-2000 bzw. 2060-2090) als Funktion der Zeit aus dem gekoppelten Modell (hier: Exp. 2) vorgeschrieben und auf das feinere Gitter interpoliert (MAY und ROECKNER 2001). Mit dieser Methodik können genauere Aussagen über extreme Ereignisse gemacht werden, als dies mit den relativ grobauflösenden gekoppelten Modellen derzeit möglich ist. Weitere Einzelheiten zur Frage der räumlichen und zeitlichen Verteilung des Niederschlags können Kapitel 27 im 2. Teilheft entnommen werden.

4 Schlussfolgerungen und Ausblick

Die hier diskutierten Ergebnisse zeigen, dass das Modell in der Lage ist, den beobachteten Klimatrend im 20. Jahrhundert in guter Näherung zu reproduzieren, wenn die wichtigsten anthropogenen Einflussgrößen wie Treibhausgase und Sulfataerosole berücksichtigt werden. Dies gilt nicht nur für die globale Mitteltemperatur, sondern auch für die arktische Eisausdehnung sowie für den Wärmeinhalt der großen Ozeanbecken. Hochrechnungen möglicher zukünftiger Klimazustände (sogenannte Szenariexperimente) zeigen, dass die in den letzten 30 Jahren beobachteten und simulierten Klimatrends praktisch linear in die Zukunft extrapoliert werden können, wenn unverminderte Zuwachsraten für die Emissionen von CO₂ und anderen Treibhausgasen sowie Aerosolen angenommen werden. Dies hat nicht nur Konsequenzen für die Ände-

rung der Temperatur und anderer Klimaparameter, sondern vermutlich auch für die Häufigkeit von Extremereignissen (Stürme, Dürreperioden, Starkniederschläge). Dennoch muss berücksichtigt werden, dass Modelle nur unvollständige Abbilder der Wirklichkeit sein können und heutige Klimamodelle eine Reihe von möglicherweise wichtigen Prozessen ignorieren. Dazu gehört u.a. die Wechselwirkung zwischen Klima, Biosphäre und atmosphärischer Chemie. Eine Erweiterung der Klimamodelle in Richtung auf ein umfassendes Erdsystemmodell, das die wichtigsten Rückkopplungen zwischen Klima und biogeochemischen Prozessen enthält, ist daher ein zentraler Forschungsschwerpunkt für die kommenden Jahre.

Literatur

- ALEXANDERSSON, H., H. TUOMENVIRTA, T. SCHMITH, K. IDEN, 2000: Trends in storms in NW Europe derived from an updated pressure data set. *Clim. Res.* **14**, 71-73.
- HOUGHTON, J. T., L. G. MEIRA FILHO, J. BRUCE, H. LEE, B. A. CALLENDAR, E. HAITES, N. HARRIS, K. MASKELL (Hrsg.), 1996: Climate change 1995: the science of climate change. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK, 572 S.
- HOUGHTON, J. T., Y. DING, D. J. GRIGGS, M. NOGUER, P. J. VAN DER LINDEN, X. DAI, K. MASKELL, C. A. JOHNSON (Hrsg.), 2001: Climate change 2001: the scientific basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. *Cambridge University Press*, Cambridge, UK, 881 S.
- LEVITUS, S., J. I. ANTONOV, T. P. BOYER, C. STEPHENS, 2000: Warming of the world ocean. *Science* **287**, 2225-2229.
- MAY, W., E. ROECKNER, 2001: A time-slice experiment with the ECHAM4 AGCM at high resolution: the impact of horizontal resolution on annual mean climate change. *Clim. Dyn.* **17**, 407-420.
- ORN, G., U. HANSSON, H. RODHE, 1996: Historical worldwide emissions of anthropogenic sulfur: 1860-1985. International Meteorological Institute in Stockholm, Rep. CM-91, Stockholm University, 20 S.
- PARKER, D. E., P. D. JONES, C. K. FOLLAND, A. BEVAN, 1994: Interdecadal changes of surface temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.* **99**, 14,373-14,399.
- REICHERT, B., R. SCHNUR, L. BENGTTSSON, 2002: Global ocean warming tied to anthropogenic forcing. *Geophys. Res. Lett.* **29** (11), 10.1029/2001GL013954.
- 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.
- TETT, S. F. B., P. A. STOTT, M. R. ALLEN, W. J. INGRAM, J. F. B. MITCHELL, 1999: Causes of twentieth century temperature changes. *Nature* **399**, 569-572.
- ULBRICH, U., M. CHRISTOPH, 1999: A shift of the NAO and increasing storm track activity over Europe due to anthropogenic greenhouse gas forcing. *Clim. Dyn.* **15**, 551-559.
- VOSS, R., W. MAY, E. ROECKNER, 2002: Enhanced resolution modelling studies on anthropogenic climate change: changes in extremes of the hydrological cycle. *Int. J. Climatol.* **22**, 755-777.
- WASA group (H. VON STORCH et al.), 1998: Changing waves and storms in the North East Atlantic? *Bull. Amer. Meteor. Soc.* **79**, 741-760.