

Band 1: Klimawandel in Österreich: Einflussfaktoren und Ausprägungen

Volume 1: Climate Change in Austria: Drivers and Manifestations

Kapitel 1: Das globale Klimasystem und Ursachen des Klimawandels

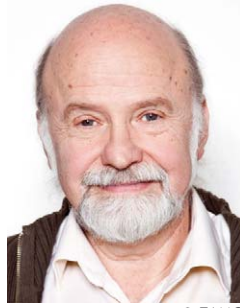
Kapitel 2: Emissionen und Konzentrationen strahlungswirksamer atmosphärischer Spurenstoffe

Kapitel 3: Vergangene Klimaänderung in Österreich

Kapitel 4: Zukünftige Klimaentwicklung

Kapitel 5: Zusammenschau, Schlussfolgerungen und Perspektiven

Dr. Reinhard Böhm gewidmet



© ZAMG

Als einer der besten Kenner der rezenten Klimaentwicklung Österreichs hat er das Konzept dieses Bandes wesentlich mitgestaltet und wichtige Beiträge zum ersten Entwurf geliefert. Völlig unerwartet wurde er durch den Tod mitten aus der Arbeit gerissen.

Band 1 Kapitel 1: Das globale Klimasystem und Ursachen des Klimawandels

Volume 1 Chapter 1: The Global Climate System and Causes of Climate Change

Koordinierende LeitautorInnen

Leopold Haimberger, Petra Seibert

LeitautorInnen

Regina Hitzemberger, Andrea K. Steiner, Philipp Weihs

Für den Begutachtungsprozess

Matthias Rotach

Inhalt

ZUSAMMENFASSUNG	138	1.5.2	Unsicherheiten der Modelle	163
SUMMARY	138	1.5.3	Retrospektive Simulationen	164
KERNAUSSAGEN	139	1.5.4	Szenariensimulationen	164
1.1 Einleitung	139	1.6	Ausgewählte Ergebnisse globaler Klimaprojektionen	165
1.2 Das Klimasystem	140	1.7	Literaturverzeichnis	166
1.2.1 Komponenten des Klimasystems	140			
1.2.2 Globale Haushalte von Energie, Wasser und Kohlenstoff	141			
1.2.3 Strahlungshaushalt, Treibhauseffekt und Wirkung von atmosphärischen Spurenstoffen	144			
1.3 Klimawandel	148			
1.3.1 Natürliche Veränderungen des Klimas	148			
1.3.2 Anthropogene Einflüsse auf das globale Klima	150			
1.3.3 Beobachtung von globalen Klimaänderungen seit 1850	152			
1.3.4 Zuordnung beobachteter Klimaänderungen (anthropogen oder natürlich)	157			
1.3.5 Szenarien der zukünftigen klimarelevanten menschlichen Aktivitäten im 21. Jahrhundert	158			
1.4 Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit	160			
1.5 Modelle für die Klimasimulation	162			
1.5.1 Arten von Klimamodellen und ihre Funktionsweise	162			

ZUSAMMENFASSUNG

Das Klimasystem der Erde ist ein dynamisches System, das neben der Atmosphäre auch die Hydro-, Kryo-, Bio- und Lithosphäre umfasst und das durch im Detail nicht vorhersagbare Schwankungen charakterisiert ist. Das Klima ist definiert als die mittleren Verhältnisse über mehrere Jahrzehnte hinweg. Es befindet sich in ständigem Wandel, aufgrund interner Variabilität und durch äußere Antriebe. In den vergangenen 100 Jahren wurde eine Erwärmung der bodennahen Atmosphäre um rund 1 °C im globalen Mittel beobachtet. Die Rate dieser Erwärmung ist erdgeschichtlich betrachtet hoch, ihr Ausmaß aber noch nicht einzigartig. Jedoch ist sie zu einem wesentlichen Teil auf die von Menschen verursachte Emission von Kohlendioxid (CO₂) und anderen Treibhausgasen wie Methan (CH₄) sowie Landnutzungsänderungen zurückzuführen. Dies konnte durch Vergleich der raumzeitlichen Muster der Erwärmung mit Modellsimulationen mit und ohne anthropogenen Einfluss zweifelsfrei festgestellt werden. Die Einflüsse auf die Strahlungsbilanz der Erde werden im so genannten Strahlungsantrieb quantifiziert. Seit Beginn der Industrialisierung hat dieser um 2,2 W/m² zugenommen. Den größten Anteil daran hat die Freisetzung von Kohlendioxid, vor allem aus fossilen Brennstoffen und Landnutzungsänderungen. Derzeit werden etwa 10 Gt C/Jahr emittiert, wovon ca. 5 Gt C/Jahr in der Atmosphäre verbleiben, während der Rest etwa zur Hälfte von Landökosystemen und dem Ozean aufgenommen wird. Im Ozean führt das zu einer Abnahme des pH-Wertes, was zu ökologischen Störungen mit längerfristig kaum abschätzbaren Konsequenzen führt. Der Einfluss der anthropogenen Aerosole wird als kühlend eingeschätzt. Durch die ungefilterte Verbrennung von Kohle und Erdöl und die damit verbundene Aerosolproduktion wurde über lange Zeit der Einfluss des anthropogenen Treibhauseffekts auf die Temperatur der Erde teilweise maskiert.

Die künftige Klimaentwicklung kann für einen vorgegebenen Verlauf des Strahlungsantriebs bzw. seiner Treiber (Emissionen und Landnutzungsänderungen) mit Erdsystemmodellen (Erweiterung der klassischen Klimamodelle, die Atmosphäre und Ozean simulieren, um Modelle für biogeochemische Prozesse) berechnet werden. Für den aktuellen 5. Sachstandsbericht des IPCC wurden die Ergebnisse solcher Erdsystemmodelle mit zahlreichen Modellen verschiedener Forschungszentren weltweit durchgeführten Berechnungen zusammengefasst. Dabei wurden nicht nur unterschiedliche Modelle, sondern auch unterschiedliche Anfangsbedingungen vor allem für den Ozean eingesetzt, um so zu einem Ensemble von Projektionen zu gelangen, das auch eine Abschätzung der

Unsicherheiten erlaubt. Es wurden vier verschiedene „repräsentative Konzentrationspfade“ vorgegeben, die mit sozioökonomischen Entwicklungsszenarien in Verbindung stehen. Nur im niedrigsten Pfad bleibt die globale Erwärmung mit großer Wahrscheinlichkeit innerhalb des politisch angestrebten 2-Grad-Ziels. Dieser Pfad geht von einer raschen und massiven Reduktion der Treibhausgasemissionen aus und nimmt typischerweise auch Maßnahmen wie großtechnische Bindung von CO₂ aus dem Abgas oder gar aus der Atmosphäre an. Der höchste Pfad führt von der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts bis 2100 zu einem Temperaturanstieg von im Mittel ca. 4,5 °C, wobei hier das Maximum der Erwärmung noch lange nicht erreicht ist. Bis ca. 2040 sind die Unterschiede zwischen den verschiedenen Pfaden geringer als die Bandbreite der unterschiedlichen Simulationen. Die Erwärmung ist regional verschieden. Auch die Niederschlagsänderungen sind uneinheitlich: feuchte Regionen und Jahreszeiten werden vermutlich mehr Niederschlag erhalten, trockene weniger. Trockene Regionen könnten sich polwärts ausdehnen. Die Erwärmung der Ozeane und das Abschmelzen von Inlandeis führt zu einem Anstieg des Meeresspiegels, der im Jahr 2100 im Bereich zwischen 0,25 m und 1,0 m erwartet wird. Wegen der Trägheit von Ozean und Eisschilden wird er zudem in jedem Fall noch Jahrhunderte lang weiter ansteigen.

SUMMARY

The Earth's climate system is a dynamical system comprising the atmosphere as well as the hydro-, cryo-, bio-, and lithosphere, and being characterised by variations which are not predictable in detail. Climate is defined as the mean conditions over several decades. It is subject to perpetual change due to internal variability and external drivers. In the past 100 years, a global mean warming of the near-surface atmosphere of about 1 °C has been observed. The rate of this warming is high in geological time scales but not yet unique. However, a substantial contribution of warming is attributed to anthropogenic emissions of carbon dioxide (CO₂) and other greenhouse gases such as methane as well as to land-use changes. This was established beyond doubt by comparing the spatio-temporal patterns of the observed warming with model simulations, with and without anthropogenic influences. The influences on the radiation budget of the Earth are quantified through the so-called radiative forcing. Since the beginning of industrialisation, radiative forcing has increased by 2.2 W/m². The largest share stems from the release of carbon dioxide, chiefly from fossil fuel combustion and land-use changes. Presently, about 10 Gt C/year are being emitted, of which about 5 Gt C/year

remain in the atmosphere, whereas about one half of the remainder is absorbed each by terrestrial ecosystems and by the ocean. In the ocean, this leads to a decrease of the pH value, leading to ecological disturbances with yet unknown consequences in the long term. The influence of anthropogenic aerosols is considered to be a cooling one. Burning of coal and oil without flue-gas treatment masked the influence of the anthropogenic greenhouse effect on the Earth's temperature for a long time.

The future development of climate can be calculated for a given temporal evolution of the radiative forcing, or, respectively, its drivers (emissions and land-use changes) with earth system models (an extension of classic climate models simulating the atmosphere and oceans with models of biogeochemical processes). Results of such computations, carried out with different models of various research centres worldwide, were summarised in the recent 5th IPCC report. Beside different models, different initial conditions were applied especially for the ocean in order to provide an ensemble of projections allowing also for an estimate of uncertainties. Four different „representative concentration pathways“, related to socio-economic development scenarios, were prescribed. Only for the lowest of these pathways, global warming would remain with high likelihood within the politically defined objective of 2°C maximum warming. This path supposes a rapid and massive reduction of greenhouse gas emissions; typically it also assumes measures such as large-scale separation of CO₂ from flue gas or even from the atmosphere. The highest pathway leads to a temperature rise of about 4.5°C (global mean) from the second half of the 19th century to 2100, with the maximum warming still not being reached then. Until about the year 2040, the differences between the various paths are smaller than the bandwidth of the different simulations. The warming differs regionally. Also the precipitation changes are inhomogeneous: moist regions and seasons will probably receive more precipitation, dry ones less. Dry regions may spread polewards. Ocean warming and melting of inland ice leads to sea-level rise expected to range between 0.25 m and 1.0 m in 2100. Moreover, sea level is bound to rise for centuries in any case because of the inertia of oceans and ice shields.

KERNAUSSAGEN

- Der in den letzten etwa 100 Jahren beobachtete, rasche globale Temperaturanstieg ist erdgeschichtlich nicht extrem, jedoch ist er zum ersten Mal durch anthropogene Aktivitäten mit verursacht. Der Vergleich von beobachteten und mit Klimamodellen simulierten raum-zeitlichen

Mustern der Temperaturänderungen ergibt, dass die Änderungen nicht allein mit der natürlichen Variabilität des Klimasystems, sondern nur mit Berücksichtigung der anthropogenen Treibhausgasemissionen und Landnutzungsänderungen erklärt werden können. Eine Veränderung von Verteilung und Intensität des Niederschlags durch anthropogenen Einfluss ist neuesten Studien zufolge wahrscheinlich.

- Die anthropogen verursachte Erwärmung setzt sich fort, wobei je nach Szenario ca. 1,5 bis 4,5°C Anstieg im globalen Mittel bis 2100 erreicht werden, gerechnet im Vergleich zur zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts (sehr wahrscheinlich).
- Natürliche Variabilität ist aber wahrscheinlich der Grund, dass trotz des starken Strahlungsantriebs die Temperatur global seit 1998 nur relativ schwach (0,04°C/Dekade) gestiegen ist. Wahrscheinlichste Ursachen sind ein vorübergehender verstärkter Transport warmen Ozeanwassers in größere Tiefen und eine vergleichsweise schwache Sonnenflecktätigkeit.
- Neben der globalen Erwärmung sind weitere gravierende Änderungen wie ein Anstieg des Meeresspiegels bis 2100 um ca. 0,25 bis 1,0 m (wahrscheinlich) gegenüber dem Ende des 20. Jahrhunderts, je nach Szenario und Modell, zu erwarten. Durch fortgesetzte Aufnahme von CO₂ setzt sich die Abnahme des pH-Wertes im Ozean fort, was unkalkulierbare ökologische Konsequenzen mit sich bringt. In Bezug auf den Niederschlag wird erwartet, dass er in feuchten Regionen und Jahreszeiten zunimmt und in trockenen Regionen und Jahreszeiten abnimmt, wobei sich die trockenen Regionen polwärts ausdehnen können (wahrscheinlich).
- Eine Begrenzung der globalen Erwärmung auf 2°C, entsprechend dem RCP2.6-Pfad, setzt erhebliche Anstrengungen zur Verringerung des Ausstoßes von Treibhausgasen voraus, wobei dazu typischerweise auch Maßnahmen wie großtechnische Bindung von CO₂ aus dem Abgas oder gar aus der Atmosphäre (Carbon Capture and Storage, CCS) angenommen werden.

1.1 Einleitung

1.1 Introduction

Der erste so genannte österreichische Klimasachstandsbericht (Austrian Assessment Report) 2014 (AAR14) befasst sich vornehmlich mit Ursachen und Folgen sowie Möglichkeiten der Abmilderung des Klimawandels in Österreich. Wie auch

die bekannten Sachstandsberichte des „Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC)“ stellt er das Problem des Klimawandels und seiner Folgen dar. Während der 5. IPCC Sachstandsbericht (Band I zur physikalischen Basis erschien im September 2013 [IPCC, 2013], die beiden weiteren Bände folgten im Frühjahr 2014) eine Wissens- und Handlungsgrundlage für die Völkergemeinschaft bietet, ist der vorliegende Sachstandsbericht spezifisch für die Wissens- und Handlungsbedürfnisse der österreichischen Gesellschaft gedacht. Ebenso wie der IPCC-Bericht hat der AAR14 eine wichtige integrierende Funktion, indem er WissenschaftlerInnen verschiedener Disziplinen und viele Interessensgruppen miteinander in Verbindung bringt. Er ist ähnlich wie der IPCC-Bericht in drei Bände (naturwissenschaftlichen Grundlagen; Folgen, Anpassung, Verwundbarkeit; Klimaschutz) unterteilt.

Auch wenn der Sachstandsbericht auf Österreich und den Alpenraum ausgerichtet ist, kommt der vorliegende Band über die physikalischen Grundlagen des Klimawandels nicht umhin, das globale Klimasystem und seinen Wandel in einer kompakten Übersicht darzustellen. Erst der globale Blickwinkel, den dieses Kapitel bietet, macht die Klimaverhältnisse und auch Teile der Klimaforschung in Österreich verständlich. Eine detailliertere Behandlung der globalen Aspekte ist in den IPCC-Berichten (siehe insbesondere Band I des 5. Sachstandsberichts, IPCC, 2013) zu finden.

1.2 Das Klimasystem

1.2 The climate system

Die Definition des Klimasystems ist nicht eindeutig. Es ist weitgehend akzeptiert (IPCC, 2013; Hantel, 2005), dass es jene Teile der Erde enthält, die sich im Laufe von Jahrhunderten bis Jahrtausenden erheblich verändern können. Denkt man in noch längeren Zeitskalen, dann ist die gesamte Erde als Klimasystem aufzufassen, weil auch sehr langsame geophysikalische Prozesse, wie die Kontinentalverschiebung, in Betracht zu ziehen sind. Die Sonne ist nicht Teil des Klimasystems, obwohl dieses ohne sie als Energiequelle in seiner heutigen Form undenkbar wäre.

Das Klimasystem strebt ständig einen Gleichgewichtszustand zwischen eingehender solarer Strahlung und abgegebener terrestrischer Strahlung an. Ein stationärer Gleichgewichtszustand wird aber nie erreicht, weil sich die Zusammensetzung der Atmosphäre und die Eigenschaften der Erdoberfläche, aber auch die Intensität der ankommenden Sonnenstrahlung ständig ändern und die Komponenten des Klimasystems unterschiedlich rasch auf diese Änderungen reagieren.

1.2.1 Komponenten des Klimasystems

Zum Verständnis des Klimas ist es sinnvoll, die Erde in folgende Subsysteme (Sphären) einzuteilen (Hantel, 2005), wie sie auch in Abbildung 1.1 abgebildet sind:

- **Atmosphäre** – die Lufthülle der Erde. Sie macht mit $5,15 \times 10^6$ Gt nur einen winzigen Teil der von der Sonne erwärmten Masse aus, ihre Zusammensetzung, insbesondere ihr Kohlendioxid-, Wasserdampf- und Aerosolgehalt, hat jedoch wesentlichen Einfluss auf die Temperatur der Erdoberfläche, weil sie terrestrische Strahlung absorbieren und auf die Erdoberfläche zurückstrahlen kann. Ebenso können die enthaltenen Wolken und Aerosole solare Strahlung reflektieren und absorbieren. Ihre Fähigkeit, Energie und Spurenstoffe rasch über große Distanzen zu transportieren, führt zu weit geringeren Temperaturgegensätzen zwischen Tropen und Polargebieten als durch die Verteilung der einfallenden Sonnenstrahlung zu erwarten wäre. Die Atmosphäre hat nur vergleichsweise geringe Speicherkapazität für Energie, allerdings kann sie einige für den Energie- und Strahlungshaushalt sehr wesentliche Spurenstoffe wie Kohlendioxid (CO_2), Methan und Lachgas über Jahrzehnte oder noch länger speichern.
- **Hydrosphäre** – Wasser in Ozeanen, Seen und Flüssen, Grundwasser, aber auch Wasserdampf und Wolkentropfen. Sie hat aufgrund der hohen spezifischen Wärmekapazität des Wassers und durch ihre Masse von ca. $1,4 \times 10^9$ Gt eine sehr hohe Speicherkapazität für Energie, wodurch sie jahreszeitliche und auch längerfristige Temperaturschwankungen stark dämpft. Wie die Atmosphäre ist auch der Ozean ein wichtiger Speicher für klimarelevante Spurenstoffe. Auch die Hydrosphäre hat die Fähigkeit, Energie und Spurenstoffe über große Distanzen zu transportieren. Sie enthält die für das menschliche Wohlergehen so wichtigen Trink- und Nutzwasservorräte, deren Änderungen nicht nur klimabedingt, sondern auch durch Dammbauten, Bewässerung und andere direkte menschliche Eingriffe bedingt sind.
- **Kryosphäre** – Wasser in fester Form: Gletscher und Inlandeis, Permafrostböden, die Schneedecke, Meereis sowie gefrorene Wolken- und Niederschlagspartikel. Die Kryosphäre mit einer Masse von etwa 3×10^7 Gt wächst bzw. schrumpft auf Kosten der Hydrosphäre, indem Wasser friert oder schmilzt. In Polargebieten führt sie durch ihre hohe Albedo (Reflexionsvermögen für solare Strahlung) und ihre Fähigkeit, den Energiestrom zwischen warmem Ozean und kalter Atmosphäre zu unterbinden,

zu verstärkten Temperatur- und auch Niederschlagschwankungen bzw. Schwankungen im Spurenstoffaustausch. Am Rückgang von Meer- und Inlandeis sowie an der Verkürzung der Schneedeckendauer lässt sich der stattfindende Klimawandel sehr deutlich ablesen.

- Lithosphäre – der feste, unbelebte Teil der Erde. Sie hat trotz ihrer enormen Masse von $6,0 \times 10^{12}$ Gt nur relativ geringe effektive Wärmekapazität, weil Wärme nur langsam und in geringe Tiefen transportiert wird. Sie ist bei weitem das größte Reservoir von Kohlenstoff in Form von Kalk, Kohle, Erdgas und Erdöl. Während natürliche Prozesse lithosphärischen Kohlenstoff nur langsam in die Atmosphäre freisetzen können, geschieht dies durch anthropogene Prozesse wie Verbrennung und Zement- bzw. Kalkproduktion in vergleichsweise kurzer Zeit. Auch ihre sonstige chemische Zusammensetzung und ihre Topographie haben starke Auswirkung auf das Klima, vor allem regional und lokal, sowie auf die darauf befindliche Biosphäre.
- Biosphäre – Flora und Fauna, die sich in den vier obigen Sphären findet. Auch der Mensch ist als Teil der Biosphäre zu betrachten. Trotz ihrer relativ geringen Masse von ca. $1,8 \times 10^3$ Gt hat sie durch ihre Fähigkeit, wichtige Spurenstoffkreisläufe wie den von CO_2 , CH_4 und anderen zu kontrollieren, große Bedeutung für das globale Klima. Menschliche Aktivitäten verändern die Biosphäre direkt durch Landnutzung oder Verbauung, aber auch indirekt durch die Emission von Spurengasen und deren Folgen.

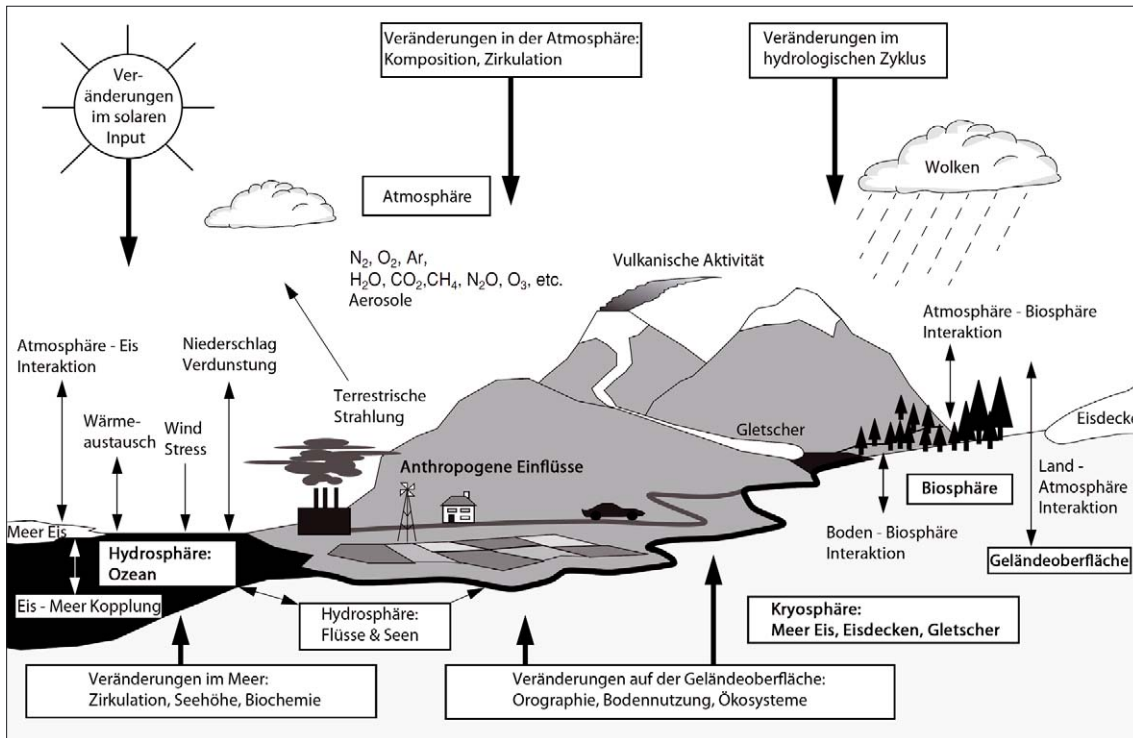
Ein wesentlicher Teil der Klimaforschung beschäftigt sich mit der Bestimmung der Reservoirs und der Flüsse von klimarelevanten Substanzen zwischen den Subsystemen (Abbildung 1.1). Hier werden Energie-, Wasser- und Kohlenstoffkreisläufe behandelt.

1.2.2 Globale Haushalte von Energie, Wasser und Kohlenstoff

Durch Messung meteorologischer Größen wie Temperatur, Druck, Feuchtegehalt, Salzgehalt oder Wind bzw. Strömungen lässt sich der lokale, spezifische Energiegehalt von Atmosphäre und Ozean bestimmen. Flussgrößen wie Wärmetransporte, Niederschlag oder Phasenumwandlungen von Wasser sind Teil des Energiekreislaufs im Klimasystem. Eine wissenschaftliche Betrachtung der Energiebilanzen erfordert die Bestimmung auch schwer messbarer Zustands- und Flussgrößen, damit die Bilanzen geschlossen sind (Haimberger, 2005). Mit geschlossenen Bilanzen werden Konsistenzprüfun-

gen und Unsicherheitsabschätzungen möglich, die wiederum für die Validierung von Klimamodellen relevant sind. Die Art und Weise wie die von der Sonne erhaltene Energie durch das Klimasystem der Erde fließt, bevor sie den Planeten wieder verlässt, erlaubt ein tieferes Verständnis der Vorgänge im Klimasystem (zu Details des Strahlungsaustauschs siehe Abschnitt 1.2.3). Die Sonnenenergie dringt zunächst als solare Strahlung ins Klimasystem (Abbildung 1.1; Houghton et al., 2001). Ein wesentlicher Teil der einfallenden Strahlung wird in fühlbare Wärme, latente Wärme und in kinetische Energie umgewandelt (97 W/m^2 in Abbildung 1.2; Trenberth et al., 2009), und dann mit den globalen Zirkulationssystemen in Atmosphäre und Ozean innerhalb des Klimasystems umverteilt. Ein großer Teil der von der Erdoberfläche emittierten terrestrischen Strahlung wird in der Atmosphäre absorbiert und wieder zurückgestrahlt (333 W/m^2 , vgl. Abbildung 1.2). Das ist die Manifestation des Treibhauseffekts im Klimasystem. Eine Zunahme der Treibhausgase verstärkt diesen Fluss und führt damit zu einer Erwärmung an der Erdoberfläche. Ein verhältnismäßig geringer Teil der Energie wird von der Biosphäre aufgenommen, z. B. um Photosynthese zu betreiben. Sehr wesentlich ist auch der Haushalt der solaren Strahlung (Pfeile links in Abbildung 1.2). Verstärkte Reflexion von Sonnenlicht durch Zunahme von Wolken oder Aerosolen in der Atmosphäre kann die Erwärmung an der Erdoberfläche abschwächen oder sogar zu einer Abkühlung an der Erdoberfläche führen. Schließlich wird die Energie vom Klimasystem als terrestrische Strahlung wieder in den Weltraum abgestrahlt. Solare Einstrahlung ($0,3\text{--}3 \mu\text{m}$ Wellenlänge) und terrestrische Ausstrahlung ($3\text{--}100 \mu\text{m}$ Wellenlänge) halten sich im Mittel über einige Jahre die Waage, wenn sich das Klimasystem im globalen Gleichgewicht befindet.

Wird aber die terrestrische Ausstrahlung abgeschwächt, z. B. durch Zunahme von strahlungsaktiven Spurengasen (Treibhausgase, siehe Abschnitt 1.2.3), kann das zu einer Nettoenergiezufuhr ins Klimasystem führen (vgl. Abschnitt 1.2.3, Definition des Strahlungsantriebs). Diese Zufuhr beträgt derzeit $0,9 \text{ W/m}^2$ (nach Schätzungen von Fasullo und Trenberth, 2008; vgl. Abbildung 1.2), bzw. $0,5 \pm 0,43 \text{ W/m}^2$ nach neuesten Schätzungen von Loeb et al. (2012). Dieser Fluss erwärmt vor allem die Ozeane (siehe Abschnitt 1.3.3) und die Kryosphäre, die eine hohe Energiespeicherkapazität haben, und hält so lange an, bis der Strahlungshaushalt wieder ausgeglichen ist – dann allerdings bei höherer Erdoberflächentemperatur. Wegen seiner Bedeutung für den Klimawandel wird auf den Strahlungshaushalt der Erde in Abschnitt 1.2.3 ausführlich eingegangen.



Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure 1.1. Cambridge University Press

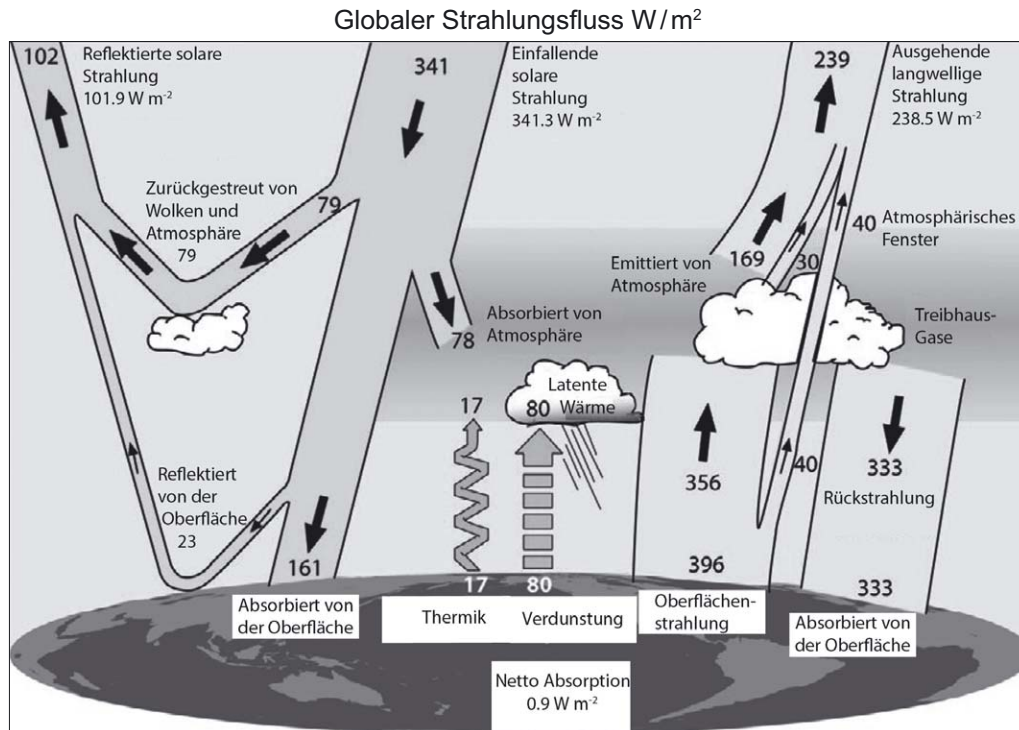
Abbildung 1.1 Darstellung der Klimasubsysteme (Rechtecke, fett), deren Wechselwirkungen (dünne Pfeile, normaler Text) und einige Aspekte, die sich im Lauf der Jahre ändern (dicke Pfeile). Für die Atmosphäre sind die für den Strahlungshaushalt hauptsächlich relevanten Spurengase und Aerosole aufgezählt. Quelle: Houghton et al. (2001)

Figure 1.1 Graphical overview over climate subsystems (boxes, bold font), their exchanges (thin arrows, normal font) and some aspects which change (thick arrows). The most relevant trace gases and aerosols are mentioned. Source: Houghton et al. (2001)

Die Sonne verteilt die Energie höchst ungleich, worauf das Klimasystem mit einem polwärtigen Transport von Energie, vor allem fühlbarer und latenter Wärme, in Atmosphäre und Ozean reagiert, der die Tropen kühlt und die Polargebiete erwärmt. Detaillierte Untersuchungen des Energiehaushalts und seiner Variabilität in den letzten 30 Jahren wurden u. a. von Mayer und Haimberger (2012) durchgeführt. Trends in den globalen Energiehaushalten sind wichtige Indikatoren für Klimaänderungen, auch wenn sie mit dem derzeitigen Beobachtungssystem nur mit Vorsicht und auf der globalen Skala interpretierbar sind.

Neben dem Energiehaushalt spielt der Wasserhaushalt eine zentrale Rolle. Wasser gelangt vom großen Ozeanreservoir durch Verdunstung hauptsächlich in den Subtropen in die Atmosphäre und wird von dort in die Tropen und die mittleren Breiten transportiert, wo der Niederschlag die Verdunstung übertrifft. Wasserdampf ist das wichtigste Treibhausgas. Es wird aber bei den Treibern des anthropogenen Klimawandels in der Regel nicht angeführt, da seine atmosphärische Konzentration (zumindest in der Troposphäre) nicht signifikant durch

anthropogene Emissionen von Wasserdampf selbst beeinflusst wird und überdies seine Verweildauer kurz ist. Der zunehmende Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre bei steigender Temperatur führt wegen der verstärkten Gegenstrahlung und der Verschiebung von latentem zu fühlbarem Wärmestrom zu einer positiven Rückkoppelung und verstärkt somit die durch unmittelbar emittierte, langlebige Treibhausgase verursachte Erwärmung. Dementsprechend wichtig ist eine genaue Beobachtung des globalen Wasserdampfgehalts. Ebenso wichtig ist natürlich die Beobachtung des Nettotransports von Wasser aus den Ozeanen in die Atmosphäre (Verdunstung minus Niederschlag auf die Ozeane), der horizontalen Transporte in der Atmosphäre und schließlich des auf das Festland fallenden Niederschlags, welcher dann durch den Abfluss in Flüssen und Grundwasserströmungen wieder ausgeglichen wird. Es gibt Anzeichen und auch theoretische Überlegungen (Held und Soden, 2006), dass sich der Wasserkreislauf im Zuge des derzeit stattfindenden Klimawandels verstärken könnte, womit stärkere Feuchtetransporte und auch Niederschläge zu erwarten wären. Eine detaillierte quantitative Aufschlüsse-



Abdruck mit freundlicher Genehmigung © 2009 American Meteorological Society

Abbildung 1.2 Energiebilanz der Atmosphäre gemittelt über die Jahre 2000 bis 2004 nach Trenberth et al. (2009). Man beachte, dass nach diesen Autoren etwa $0,9 W/m^2$ netto absorbiert werden und nicht in den Weltraum zurückgestrahlt werden. Man beachte auch, dass die Erde hier gesamthaft betrachtet wird und es sich bei den Zahlen um globale Mittelwerte über mehrere Jahre handelt, wobei die lokalen, kurzfristigen Werte der Flüsse erheblich abweichen und sogar das Vorzeichen wechseln können. Ein umfassendes Beobachtungssystem ist daher für eine ausreichend genaue Erfassung dieser Energiebilanz essenziell. Quelle: Trenberth et al. (2009)

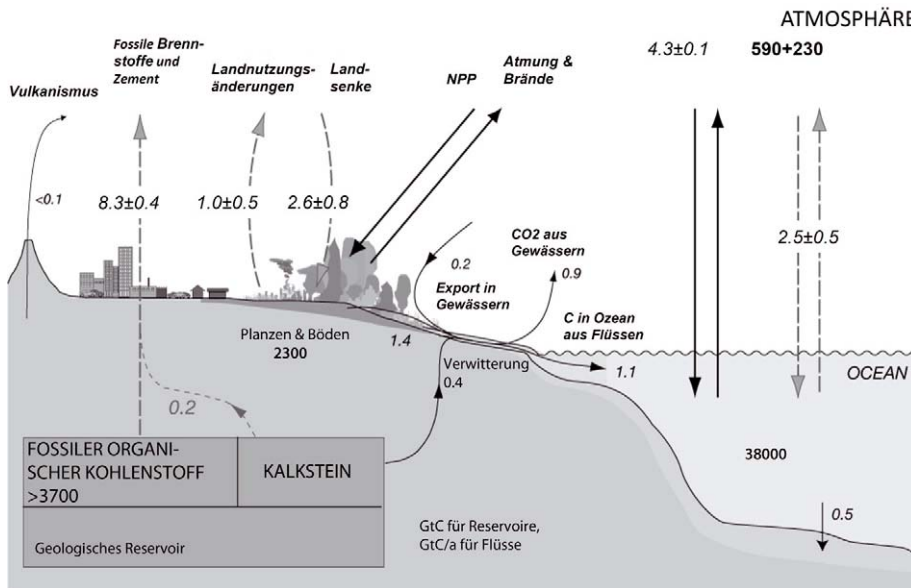
Figure 1.2 Global atmospheric energy budget of the atmosphere, averaged over years 2000–2004 after Trenberth et al. (2009). According to those authors about $0.9 W/m^2$ are absorbed by the climate system and are not radiated back to space. Note also that this is a global mean view averaged over several years. Local short term fluxes can deviate substantially and even change the sign. A comprehensive observing system is necessary for a sufficiently accurate assessment of the energy budget. Source: Trenberth et al. (2009)

lung des Wasserhaushalts findet man z. B. bei Trenberth et al. (2011). Noch mehr Details, beispielsweise Karten der globalen Niederschlagsverteilung findet man z. B. bei Hantel (2005). Die global gemittelten Größen des Wasserkreislaufs, insbesondere Wasserdampfgehalt (Fehler im Prozentbereich) oder Wasserdampftransporte (Fehler im 10 %-Bereich), sind auch mit dem modernen globalen Beobachtungssystem nur relativ ungenau bekannt. Dennoch liefern Auswertungen des Wasserkreislaufs wichtige Referenzwerte für die Verifikation von Klimamodellen.

Die Betrachtung der Energie- und Wasserzyklen reicht nicht aus, um den beobachteten Anstieg der Treibhausgase in der Atmosphäre zu erklären. Dazu ist die Betrachtung biogeochemischer Kreisläufe, insbesondere des in Le Quéré et al. (2013) abgebildeten Kohlenstoffkreislaufs (carbon cycle) notwendig. Er umfasst alle Stoffwechselforgänge, an denen Kohlenstoff beteiligt ist. Das beinhaltet Prozesse wie Photosynthese, Atmung, Speicherung und Respiration im Oze-

an. Ähnlich wie bei der Energie enthält die Atmosphäre ein vergleichsweise kleines Kohlenstoffreservoir. Der bei weitem meiste Kohlenstoff ist in kohlenstoffhaltigen Mineralien wie Kalkstein ($CaCO_3$) gebunden. Bei natürlichen Prozessen wird seit der letzten Eiszeit nur verhältnismäßig wenig lithosphärischer Kohlenstoff freigesetzt, etwa durch Vulkanismus oder Erosion von Kalkgestein. Vor allem seit dem Zweiten Weltkrieg ist im atmosphärischen Kohlenstoffzyklus allerdings eine große und zunehmende anthropogene Quelle entstanden, die sich hauptsächlich aus Verbrennung von der Lithosphäre entnommenen fossilen Energieträgern (Kohle, Erdöl, Erdgas), Zementproduktion und Landnutzungsänderung zusammensetzt. Landnutzungsänderungen umfassen z. B. die Abholzung von Wäldern (CO_2 -Quelle) oder die Zunahme der Viehwirtschaft und von Stauseen (Methanquellen).

Während die anthropogenen Quellen relativ genau bekannt sind, sind die zusätzlichen Senken im Kohlenstoffkreislauf wesentlich ungenauer bestimmbar. Dies liegt an den starken



Sarmiento, Jorge L.; *Ocean Biogeochemical Dynamics*. © 2006 Princeton University Press. Abdruck mit freundlicher Genehmigung der Princeton University Press

Abbildung 1.3 Global gemittelte Kohlenstoff-Flüsse (fast ausschließlich CO₂ und Methan, in Gt C/Jahr) und Kohlenstoff-Reservoirs (in Gt C) nach Sarmiento und Gruber (2006; Abb. 10.1.1), aktualisiert mit Daten von Le Quéré et al. (2013). Durchgezogene Pfeile sind natürlich vorkommende Flüsse, gestrichelt sind anthropogene Flüsse für 2011. Reservoirgrößen in Normalschrift, bei der Atmosphäre ist auch die Zunahme (230 Gt C seit ca. 1800) angegeben. Die kursiven Zahlen sind Nettoflüsse in Gt C/Jahr. Hinweis: Manchmal findet man in der Literatur als Einheit für Flüsse auch die Einheit Gt CO₂/Jahr. Dabei entsprechen 11/3 Gt CO₂/Jahr 1 Gt C/Jahr. Der Faktor 11/3 ergibt sich aus dem Verhältnis der Molmassen von CO₂ (44) und C (12). Quelle: Sarmiento und Gruber (2006)

Figure 1.3 Global mean carbon fluxes (almost exclusively CO₂ and Methane, in Gt C/a) and carbon reservoirs (in Gt C) after Sarmiento and Gruber (2006, their figure 10.1.1), updated with data from Le Quéré et al. (2013). Solid arrows are natural fluxes, dashed arrows are anthropogenic fluxes for 2011. Reservoir sizes in normal fonts, for the atmosphere also the increase since 1800 (230 Gt C) is specified. The numbers in italic are net fluxes in Gt C/a. Remark: In the literature one often finds Gt CO₂/a as units for fluxes. 11/3 Gt CO₂/a correspond to 1 Gt C/a, where 11/3 is the ratio between the molar masses of CO₂ (44) and C (12), respectively. Source: Sarmiento and Gruber (2006)

individuellen natürlichen Flüssen zwischen den Klimasubsystemen. Der Kohlenstofffluss aus der Atmosphäre in die Biosphäre durch Nettoprimärproduktion (im wesentlichen Photosynthese) in der Größenordnung von 100 Gt C/Jahr wird durch einen nicht ganz so starken Fluss in die Atmosphäre durch Atmung/Verbrennung weitgehend ausgeglichen. In Abbildung 1.3 ist nur die Nettobilanz (Landsenke) eingetragen. Ähnlich verhält es sich zwischen Atmosphäre und Ozean, wo regional sehr große Kohlenstoffflüsse stattfinden, die sich im Mittel aber weitgehend kompensieren, sodass nur ein relativ kleiner Residualfluss (Ozeansenke) übrigbleibt.

Durch den wegen der anthropogenen Quellen steigenden atmosphärischen CO₂-Gehalt werden auch die natürlichen Senken aktiver, insbesondere vermehrte Photosynthese sowie vermehrte Lösung von CO₂ in den Ozeanen (siehe Abschnitt 1.3.2). Man beachte aber, dass die Kohlenstoffbilanz der Atmosphäre trotz der zunehmenden Senken einen deutlichen Überschuss aufweist (5 Gt C/Jahr, vgl. Abbildung 1.3 nach neuesten Schätzungen von Peters et al., 2011). Dies ist konsistent mit der stetigen Zunahme des CO₂-Gehalts der Atmosphäre. Die gesamten anthropogenen CO₂-Emissionen seit 1870 betragen etwa 400 Gt C. Der Kohlenstoffgehalt der At-

mosphäre insgesamt ist seit 1870 um 230 Gt C (+39 % gegenüber vorindustrieller Zeit) angestiegen. Das zweitwichtigste Treibhausgas, Methan, hat seine Konzentration seit 1870 sogar mehr als verdoppelt. Wie sich dies auf den Strahlungshaushalt der Atmosphäre auswirkt, ist in Abschnitt 1.2.3 beschrieben.

Die Lösung von CO₂ im Ozean impliziert die vermehrte Bildung von Kohlensäure und hat damit eine Senkung des pH-Wertes im Ozean zur Folge (Versauerung der Ozeane). Dies ist eine beunruhigende Veränderung der Lebensbedingungen für viele Organismen im Ozean. Die dauerhafte Bindung und Ausfällung von CO₂ als Kalkstein geht sehr langsam vor sich (0,5 Gt C/Jahr) und reicht nicht aus, um eine Anreicherung des gelösten CO₂ im Ozean zu verhindern.

1.2.3 Strahlungshaushalt, Treibhauseffekt und Wirkung von atmosphärischen Spurenstoffen

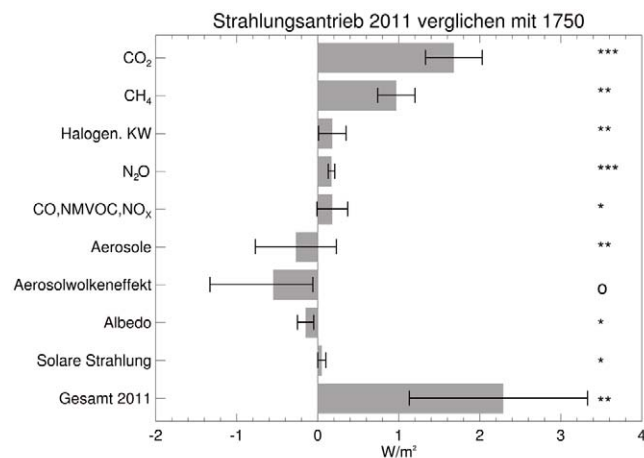
Bei Planeten, deren interne Energieerzeugung vernachlässigbar ist, herrscht ein annäherndes Gleichgewicht zwischen von der Sonne empfangener Strahlungsenergie und emittierter terrestrischer Strahlungsenergie. Dies trifft im Prinzip auch auf

die Erde zu (Fasullo und Trenberth, 2008; Loeb et al., 2012), durch den anthropogenen Treibhauseffekt gibt es aber eine systematische Abweichung (mehr siehe unten), sowie starke Schwankungen von Jahr zu Jahr. Diese nehmen derzeit Werte von $0,3\text{--}1,5\text{ W/m}^2$ an (Bild 2.12 in IPCC, 2013; Loeb et al., 2012; Trenberth and Fasullo, 2013) und stehen in Zusammenhang mit globalen Wetterphänomenen, die Bewölkung und Temperatur beeinflussen, wie beispielsweise El Niño. Grundsätzlich steht der Energiezufuhr im solaren Spektralbereich eine Energieabgabe im terrestrischen Spektralbereich gegenüber: Die der Sonne zugewandte Seite der Erde empfängt die kurzwellige Strahlung der Sonne, ein Teil dieser Energie wird durch die Wolken, an der Erdoberfläche und von der Atmosphäre selbst in Richtung Weltraum zurück reflektiert bzw. gestreut. Die von der Erde absorbierte solare Strahlung hängt daher von der Intensität der Sonnenstrahlung, der sogenannten Solarkonstanten, ab und vom Anteil der in den Weltraum reflektierten Energie, der sogenannten planetaren Albedo.

Die Erde emittiert weiters terrestrische Strahlung in den Weltraum, jedoch gelangt nur ein Teil der von der Erdoberfläche emittierten Strahlung direkt in den Weltraum. Ein Großteil wird in der Atmosphäre absorbiert und in Richtung Erdboden oder Weltraum re-emittiert (siehe Abbildung 1.2). Die in zum Erdboden re-emittierte Strahlungsenergie wird als atmosphärische Gegenstrahlung bezeichnet. Die Durchlässigkeit der Atmosphäre für terrestrische Strahlung sowie die atmosphärische Gegenstrahlung hängen von der Bewölkung und der Zusammensetzung der Atmosphäre ab.

Der Strahlungsantrieb („radiative forcing“) ist ein Maß für die Störung des Gleichgewichts zwischen empfangener Solarstrahlung und in den Weltraum abgegebener terrestrischer Strahlung. Der Strahlungsantrieb bezieht sich auf die Energiebilanz an der Tropopause und hat die Maßeinheit Watt pro Quadratmeter (W/m^2). Der vom IPCC-Bericht 2013 (IPCC, 2013) abgeschätzte Strahlungsantrieb der einzelnen Atmosphärenkomponenten ist aus Abbildung 1.4 ersichtlich. Der gesamte anthropogene Strahlungsantrieb machte im Jahr 2011 $2,29\text{ [}1,13\text{--}3,33\text{] W/m}^2$ aus. Bei der Berechnung des Strahlungsantriebs wird die erhöhte Abstrahlung zufolge einer bereits eingetretenen Erwärmung der Erdoberfläche nicht berücksichtigt (Forster et al., 2007). Aus diesem Grund ist er höher als das derzeit beobachtete Energiegleichgewicht von $0,9\text{ W/m}^2$ in Abbildung 1.2.

Es gibt drei Größen, die den Energieaustausch der Erde mit dem Weltraum und somit den Strahlungsantrieb und die mittlere Oberflächentemperatur der Erde beeinflussen können: die Solarkonstante, die planetare Albedo und der Treibhauseffekt.



Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Figure TS.7. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA

Abbildung 1.4 Überblick über den Beitrag verschiedener Komponenten zum Strahlungsantrieb der Erde bei der Zusammensetzung der Erdatmosphäre wie sie im Jahr 2011 gegeben war, verglichen mit dem vorindustriellen Strahlungsantrieb (0 W/m^2) um 1750 (IPCC, 2013). Links steht der Name der jeweiligen Komponente, der Balken stellt den kombinierten Strahlungsantrieb dar (primäre und sekundäre Effekte, z. B. wird zunehmender stratosphärischer Wasserdampf zum Methaneneffekt gezählt). Die Fehlerbalken geben das 5–95 % Vertrauensintervall an. Die Sterne deuten das wissenschaftliche Verständnis des Effekts an (o = niedrig, * = mittel, ** = hoch, *** = sehr hoch). Abkürzungen: Halogen. KW = halogenierte Kohlenwasserstoffe, NMVOC = non-methane volatile organic compounds (flüchtige organische Verbindungen ausgenommen Methan), NO_x = Stickstoffoxide, „Aerosole“ bezeichnet den direkten Strahlungseffekt von Aerosolen, „Aerosolwolkeneffekt“ den indirekten Effekt von Aerosol über veränderte Häufigkeit und optische Eigenschaften von Wolken. Albedo = Strahlungseffekt durch Landnutzungsänderungen, Solare Strahlung = Antrieb durch Änderung der solaren Strahlung seit 1750. Quelle: nach IPCC (2013)

Figure 1.4 Overview over the effect of different anthropogenic radiative forcing agents in 2011 compared to 1750 when the radiative forcing was 0 W/m^2 (IPCC, 2013). Left: Name of agent, the bars denote the combined radiative forcing of the agent (primary plus secondary effect, e.g. increased stratospheric water vapour through methane oxidation is added to methane effect). Error bars indicate 5–95 % confidence intervals. Stars denote level of scientific understanding (o = low, * = medium, ** = high, *** = very high). Halogen. KW = Halocarbons, NMVOC = non-methane volatile organic compounds, NO_x = nitric oxides, „Aerosole“ contains direct radiative effect of aerosols. „Aerosolwolkeneffekt“ is the indirect effect of aerosols through changed frequency and optical properties of clouds. Albedo = forcing through land use change. „Solare Strahlung“ = change of solar irradiance since 1750. Source: adapted from IPCC (2013)

Die Solarkonstante

Der Strahlungsfluss (Strahlungsenergie pro Flächen- und Zeiteinheit) von der Sonne an der äußeren Grenze der Erdatmosphäre auf eine senkrecht zur Einfallrichtung stehende Flä-

che beträgt im Jahresmittel 1361 W/m^2 (neuester Wert nach Kopp und Lean, 2011).

Kurzfristige Schwankungen der Sonnenintensität im Bereich von 0,3 % stehen mit der Sonnenfleckenaktivität in Verbindung und gehören zu den natürlichen Einflussfaktoren auf das Klima. Während des sogenannten Maunder-Minimums zwischen 1650 und 1710 wurden nahezu keine Sonnenflecken beobachtet. Die Zeit zwischen 1800 und 1830 (Dalton-Minimum) war auch durch eine geringe Fleckenanzahl gekennzeichnet. Von der so genannten kleinen Eiszeit, mit den kältesten Temperaturen um 1700 und 1850 (siehe auch Band 1, Kapitel 3), wird angenommen, dass sie mit diesen Sonnenfleckenminima in Verbindung steht. Während für die vorindustrielle Zeit Vulkaneruptionen und die Variabilität der Sonnenaktivität einen wesentlichen Teil der Temperaturvariationen erklären können, ist das seit Mitte des 19. Jahrhunderts nicht mehr der Fall (Eichler et al., 2009).

Die Variabilität des Strahlungsantriebs durch Änderungen der Solarkonstante während der letzten 400 Jahre dürfte unter $0,5 \text{ W/m}^2$ liegen (Lean et al., 1995: $0,45 \text{ W/m}^2$; Wang et al., 2005: $0,1 \text{ W/m}^2$). Im Vergleich zu 1750 dürfte der Strahlungsantrieb, der auf eine Veränderung der Solarkonstante zurückgeht, nur $0,05$ [$0,00$ – $0,10$] W/m^2 ausmachen (IPCC, 2013).

Die planetare Albedo

Die mittlere Albedo der Erde wird als planetare Albedo bezeichnet. Sie gibt das Verhältnis von die Erde verlassender zu eintreffender kurzwelliger Strahlung am Oberrand der Atmosphäre an und beträgt ca. 29 % (Kim und Ramanathan, 2012). Die zum Weltraum gerichtete Strahlung setzt sich aus der an Wolken und am Boden reflektierten Strahlung und der in der Atmosphäre durch Luftmoleküle und Aerosole zurück gestreuten Strahlung zusammen. Änderungen dieser drei Komponenten können somit zu einem negativen oder positiven Strahlungsantrieb führen.

Aus der Gleichung für die Energiebilanz der Erde im Austausch mit dem Weltraum (Möller, 1973) lässt sich ableiten, dass eine Änderung der planetaren Albedo um 1 % zu einer Änderung der Strahlungsbilanz der Erde von ca. $13,6 \text{ W/m}^2$ und in weiterer Folge zu einer Änderung der effektiven Strahlungstemperatur der Erde von 1°C führen würde (Forster et al., 2007).

Die genaue Ermittlung und kontinuierliche Beobachtungen der planetaren Albedo sind für die Erforschung des Klimawandels ganz besonders wichtig. Die Verringerung der Inlandeisflächen und des Meereises in den Polarregionen könnte

die planetare Albedo beträchtlich beeinflussen (Flanner et al., 2011; Pitman et al., 2011). Der durch das Schmelzen der Gletscher und Eisflächen verursachte Strahlungsantrieb während der letzten 30 Jahre wird auf $0,45 \text{ W/m}^2$ geschätzt (Flanner et al., 2011). Andere Wissenschaftler (Hansen et al., 2000; Hansen und Nazarenko, 2004) haben darauf hingewiesen, dass die Zunahme von Ruß in der Atmosphäre und speziell von Rußpartikeln in Schnee und Eis die Reflexion an Eis- und Gletscherflächen stark reduzieren und global, allein durch Veränderung der planetaren Albedo, zu einem positiven Strahlungsantrieb um die $0,1 \text{ W/m}^2$ führen könnte.

Simulationen (z. B. Snyder et al., 2004) zeigen, dass eine eventuelle Zunahme der Waldflächen in nördlichen Breiten (über 70°N) eher zu einer Erwärmung unseres Klimasystems führen würde. Der erwärmende Faktor ist dabei die Verringerung der Albedo, wobei diese die kühlenden Effekte der CO_2 -Aufnahme und der Abgabe latenter Wärme durch den Wald übertreffen würde. Vermehrung von Waldflächen in tropischen Gebieten würde im Gegensatz dazu eindeutig zu einer Abkühlung führen, primär durch die Erhöhung der Verdunstung. Forster et al. (2007) geben einen ausführlichen Überblick über den Stand des Wissens auf diesem Gebiet. Demnach ist relativ zu 1750 ein negativer Strahlungsantrieb durch Zunahme der Albedo zufolge von Landnutzungsänderungen (Klein Goldewijk, 2001) zu beobachten, der $-0,15$ [$-0,25$ bis $-0,05$] W/m^2 beträgt. Diese Änderungen betreffen vorwiegend mittlere Breiten.

Der Einfluss von Aerosolen auf die planetare Albedo bzw. den Strahlungsantrieb ist komplex (IPCC, 2013). Derzeit unterscheidet man zwischen dem direkten, dem indirekten und dem semidirekten Aerosoleffekt. Der direkte Effekt ist durch die optischen Eigenschaften der Partikel bedingt. Alle Aerosolpartikel (auch die absorbierenden) streuen solare Strahlung, womit sie zu einer Erhöhung der planetaren Albedo beitragen und somit einen negativen Strahlungsantrieb verursachen. Bei stark absorbierenden Partikeln (vor allem Ruß) überwiegt jedoch der Erwärmungseffekt. Je nach Anteil der verschiedenen Arten von Aerosolpartikeln wird der negative Strahlungsantrieb abgeschwächt oder kann sogar in einen positiven Antrieb umschlagen. Die wichtigsten absorbierenden Aerosole stammen aus Verbrennungsprozessen sowie aus Erosion (Mineralstaub; Tegen, 2003). Rußemissionen aus fossilen Brennstoffen sind im Hinblick auf ihre Klimawirksamkeit schon lange Thema der Forschung (Jacobson, 2010). In den letzten Jahren richtete sich das Augenmerk verstärkt auch auf den so genannten braunen Kohlenstoff, der vor allem bei Biomassefeuern emittiert wird. Dieser braune Kohlenstoff hat ein geringeres Absorptionsvermögen als Ruß aus fossilen Brennstoffen und es

nimmt mit zunehmender Wellenlänge stark ab (Andreae und Gelencsér, 2006). Der direkte Strahlungsantrieb von anthropogenen Aerosolen wird auf $-0,27$ [$-0,77$ bis $0,23$] W/m^2 geschätzt (IPCC, 2013).

Der indirekte Effekt von Aerosolen wird über die Änderungen der mikrophysikalischen Eigenschaften von Wolken verursacht (Haywood et al., 2011). Eine Erhöhung der Konzentration von Wolkenkondensationskernen durch anthropogene Prozesse kann die Konzentration von Wolkentröpfchen erhöhen, wobei sich gleichzeitig deren mittlere Größe verringert. Dies kann einerseits vor allem bei dünnen Wolken die Wolkenalbedo erhöhen und andererseits zu längerer Lebensdauer der Wolken führen. Beides bewirkt einen negativen Strahlungsantrieb. Wolkenkondensationskerne, die solare Strahlung absorbieren, erhöhen das Absorptionsvermögen der Wolken und verringern so den negativen Strahlungsantrieb. Der indirekte Effekt der anthropogenen Aerosole wird auch Aerosolwolkeneffekt genannt und im 5. IPCC-Bericht mit $-0,55$ [$-1,33$ bis $-0,06$] W/m^2 angegeben, wobei die immer noch große Unsicherheit gegenüber dem 4. IPCC-Bericht wesentlich kleiner geworden ist. Noch größere Unsicherheiten gibt es beim so genannten semi-direkten Effekt, d. h. dem Einfluss von absorbierenden Aerosolen auf die Stabilität der Grenzschicht (Jacobson, 2010). Strahlungsabsorption führt zu Erwärmung einer Aerosolschicht. Wenn sich Aerosole am Oberrand der Grenzschicht ansammeln, wird die Schichtung damit stabiler und die Bildung konvektiver Wolken kann behindert bzw. unterdrückt werden. Wolken mit absorbierenden Substanzen in den Tröpfchen können sich aufgrund der davon bewirkten Erwärmung (rascher) auflösen. Neueste Schätzungen beziffern den gesamten Strahlungsantrieb von anthropogenem Ruß (inkl. braunem Kohlenstoff) in der Atmosphäre und auf Eis- und Schneeflächen mit $+1,1$ [$0,17$ – $2,10$] W/m^2 (Bond et al., 2013).

Das Phänomen des so genannten „global dimming“ steht mit der anthropogenen Erhöhung der atmosphärischen Aerosolkonzentration sowie mit der Erhöhung der Wolkenalbedo in Zusammenhang. Weltweit wurde zwischen den Jahren 1958 und 1992 eine Abnahme der Globalstrahlung zwischen 12 und 58 W/m^2 beobachtet (Stanhill und Cohen, 2001). Dieser negative Trend der Globalstrahlung hat sich Mitte der 1980er Jahre (Wild, 2012) umgekehrt („global brightening“) und wird durch die Verbesserung der Luftqualität erklärt.

Der Treibhauseffekt

Aus der von der Erde in den Weltraum emittierten Strahlung lässt sich nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz eine effektive

Strahlungstemperatur von 254 K (-19°C) errechnen. Diese effektive Strahlungstemperatur entspricht der von einem Beobachter im Weltraum gemessenen Temperatur der Erde. Sie wird über die in den Weltraum emittierte Strahlung der Erde bestimmt, welche hauptsächlich von den kälteren höheren Schichten der Atmosphäre stammt. Die mittlere Temperatur an der Erdoberfläche, gemittelt über alle Breiten und Jahreszeiten, ist aber mit 14°C (287 K) im Mittel über 1961–1990 (berechnet aus HadCRUT4; Morice et al., 2012) wesentlich höher. Für den Unterschied ist die Zusammensetzung der Atmosphäre verantwortlich. Die Erdoberfläche strahlt nicht unmittelbar in den Weltraum ab, denn die Gase und Wolken in der Atmosphäre absorbieren im terrestrischen Wellenlängenbereich und strahlen in Abhängigkeit ihrer eigenen Temperatur wieder in alle Richtungen ab. Je höher die Aerosol- und Treibhausgaskonzentration ist, desto geringer ist die Durchlässigkeit für die emittierte terrestrische Strahlung und desto höher ist die atmosphärische Gegenstrahlung. Da die von der Erde aufgenommene Energie nicht mehr vollständig abgeführt werden kann, kommt es zu einer Erhöhung der Oberflächentemperatur der Erde, bis ein neues Gleichgewicht – auf höherem Temperaturniveau – erreicht ist.

Als Treibhausgase werden jene Gase bezeichnet, die langwellige Emission der Bodenoberfläche Richtung Weltraum durch Absorption und Re-emission Richtung Boden und Richtung Weltraum stark reduzieren. Ein Bereich zwischen 8 und 14 μm , der als „atmosphärisches Fenster“ bezeichnet wird, ist für die vom Boden emittierte terrestrische Strahlung im Wesentlichen durchlässig, während im übrigen Bereich die vom Boden emittierte terrestrische Strahlung in der Atmosphäre vollständig absorbiert wird. Treibhausgase, welche zum anthropogen verursachtem Treibhauseffekt beitragen, weisen Absorptionsbanden im atmosphärischen Fenster auf; zu diesen Gasen zählen Kohlendioxid (CO_2), Lachgas, (N_2O), Methan (CH_4), Ozon (O_3), Fluorchlorkohlenwasserstoffe, Schwefelhexafluorid (SF_6), aber auch Wasserdampf (H_2O).

Der Wasserdampf trägt ca. 60 % zum natürlichen Treibhauseffekt unserer Erde bei. Seine Rolle verdient eine detailliertere Betrachtung. Wasserdampf ist ein in der Luft natürlich vorkommendes Gas; die durch menschliche Aktivitäten direkt emittierten Mengen sind im Vergleich dazu auf globaler Ebene vernachlässigbar. Wasserdampf zählt daher nicht zu den Treibern (englisch: „forcings“) des anthropogenen Treibhauseffekts. Die atmosphärische Wasserdampfkonzentration reagiert jedoch auf die Lufttemperatur: höhere Temperaturen lassen die Menge von Wasserdampf in der Atmosphäre ansteigen, was zu weiterer Erwärmung führt. Dies bedeutet eine positive Rückkopplung im Klimasystem (Soden und Held,

2006; Sherwood et al., 2010). In der Stratosphäre ist aufgrund der tiefen Temperatur und wegen der Sperrwirkung der Tropopause nur sehr wenig Wasserdampf vorhanden. Dieser hat aber eine lange Verweildauer und hat unmittelbar Einfluss auf die Strahlungsbilanz der Erde, da die Stratosphäre – anders als große Teile der Troposphäre – für terrestrische Strahlung in den Absorptions-/Emissionsbereichen des Wasserdampfs transparent ist. Der anthropogene Eintrag von Wasserdampf geht in diesen Höhen vor allem auf den Abbau von Methan zurück, er wird aber auch durch den Flugverkehr direkt emittiert. In Abbildung 1.4 ist deswegen nur der Strahlungsantrieb des stratosphärischen Wasserdampfes angegeben, und zwar als Teil des Strahlungsantriebs von Methan, wobei sein Betrag mit ca. $0,2 \text{ W/m}^2$ beziffert wird.

Das globale Erwärmungspotenzial (auch Treibhauspotenzial, englisch: global warming potential, GWP) ist eine mengen-spezifische Maßzahl für die Treibhauswirksamkeit der einzelnen Treibhausgase im Vergleich zu CO_2 . Verglichen wird der über eine vorgegebene Zeitperiode integrierte Strahlungsantrieb, hervorgerufen durch die einmalige Emission einer Masseneinheit des jeweiligen Treibhausgases. Die Wirksamkeit eines Kilogramms CH_4 (aus biogenem Ursprung) beträgt integriert über 100 Jahre das 28-fache, jene eines Kilogramms N_2O das 265-fache dessen der gleichen Masse CO_2 . Je nach Verbindung kann das GWP von fluorierten Gasen noch deutlich höher liegen. Für Schwefelhexafluorid etwa gilt ein Wert von 23 500. Die gewählte Integrationsperiode von 100 Jahren hat keine physikalische Bedeutung, wird aber in der Praxis häufig verwendet. Bezogen auf eine Periode von 20 Jahren wäre die Bedeutung eines weniger langlebigen Gases wie Methan noch deutlich höher (84-facher Wert von CO_2). Alle diese Daten stammen aus dem jüngsten 5. Sachstandsbericht von IPCC (IPCC, 2013), der erstmals konsistente Methoden zur Berechnung von indirekten Effekten und Rückkopplungen zwischen den Gasen einsetzt. Früher verwendete Werte sind insbesondere für nationale Treibhausgasbilanzen weiterhin von Bedeutung, da sie als Teil der politischen Vereinbarung gelten. Aus diesem Grund verwendet Band 1, Kapitel 2, in dem die Quellen der Treibhausgase sowie ihre Konzentrationen und deren zeitliche Entwicklung beschrieben werden, die nunmehr veralteten Daten aus IPCC (1995).

Wieeingangserwähnt, schätzt der 5. IPCC-Bericht den durch homogen durchmischte Treibhausgase verursachten Treibhaus-effekt auf $3,00 [2,22\text{--}3,78] \text{ W/m}^2$, wobei auf Kohlendioxid $1,68 [1,33\text{--}2,03] \text{ W/m}^2$, Methan und seine Sekundärprodukte $0,97 [0,74\text{--}1,2] \text{ W/m}^2$, Sekundärprodukte von halogenierten Kohlenwasserstoffen $0,18 [0,01\text{--}0,35] \text{ W/m}^2$ und Lachgas $0,17 [0,13\text{--}0,21] \text{ W/m}^2$ entfallen (siehe Abbildung 1.4).

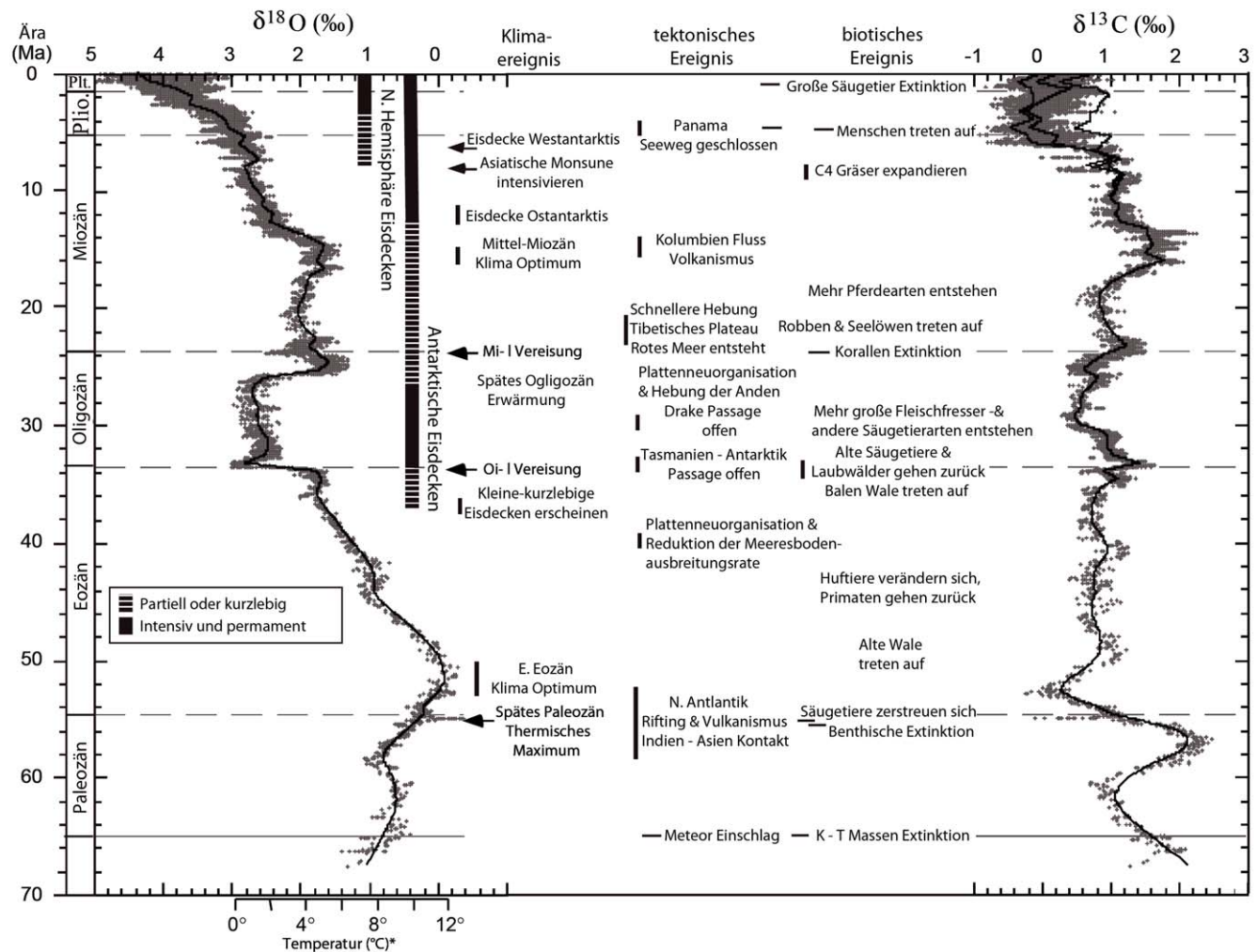
1.3 Klimawandel

1.3 Climate change

1.3.1 Natürliche Veränderungen des Klimas

Das globale Klima war über die Jahr-millionsen beachtlichen Veränderungen unterworfen, die oft größere Ausmaße hatten als der zurzeit beobachtete Klimawandel. Dies konnte man aus Fossilien oder Ablagerungen aus früheren erdgeschichtlichen Epochen, insbesondere aus Isotopenverhältnissen in Tiefsee-ablagerungen und Eisbohrkernen rekonstruieren (Zachos et al., 2001). Erdgeschichtlich gesehen herrscht derzeit eine Zwischeneiszeit, wobei das Eiszeitalter (Quartär) erst 2,5 Mio. Jahre alt ist. Insbesondere vor etwa 50 Mio. Jahren war es auf der Erde wesentlich wärmer (um bis zu 12°C , siehe Abbildung 1.5). Durch die Vereisung des zum Südpol wandernden antarktischen Kontinents trat vor 30 Mio. Jahren eine deutliche Abkühlung ein. Die Bildung nordhemisphärischer Eisschilde, insbesondere in Grönland und Tibet, bedingte eine weitere Abkühlung bzw. eine Anfälligkeit für weitere Vereisungen der nordhemisphärischen Landmassen. Die Schließung der Landbrücke von Mittelamerika und die dadurch stark eingeschränkte Ozeanzirkulation dürfte ebenfalls wesentlich zur Vereisung der nördlichen Polargebiete beigetragen haben. In den letzten 2 Mio. Jahren haben sich längere Eiszeiten, mit globalen Mitteltemperaturen bis zu 6°C unter heutigen Werten, und kürzere Warmzeiten mit ähnlichen Temperaturen wie heute abgewechselt, wobei Schwankungen der Exzentrizität der Erdbahn um die Sonne und der Neigung der Rotationsachse der Erde den Übergang von Eis- zu Warmzeiten und umgekehrt verursachen oder zumindest zu starken Temperaturschwankungen innerhalb der Eiszeiten und Warmzeiten führen konnten (Klostermann, 2009). Das Klima im Alpenraum während des Eiszeitalters ist detailliert in Band 1, Kapitel 3 beschrieben.

Neben Erdbahnparametern kann die Strahlungsaktivität der Sonne selbst das Klima auf unmittelbare Weise beeinflussen. Einige zyklische Schwankungen wie der 11-jährige Sonnenfleckenzyklus sind gut dokumentiert, doch könnte die interne Dynamik der Sonne auch Schwankungen auf längeren Zeitskalen verursachen, deren Ursache noch kaum bekannt ist. Auch das Spektrum der Sonnenstrahlung ist nicht konstant. So ist die UV-Strahlung während eines Sonnenfleckenmaximums maximal, während die Sonnenflecken im sichtbaren Spektralbereich dunkel erscheinen. Direkte Messungen der Sonnenstrahlung von Satelliten, die auch geringe Schwankungen erfassen können, gibt es erst seit 1978. Davor ist man auf



Quelle: Zachos, J., M Pagani, L Sloan, E Thomas, and K Billups, 2001: Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science* 292, 686–693. [DOI:10.1126/science.1059412] – Figure 2. Nachdruck mit freundlicher Genehmigung der American Association for the Advancement of Science (AAAS)

Abbildung 1.5 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ - bzw. $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Isotopenverhältnisse, gewonnen aus Ozeansedimenten in der Tiefsee (Zachos et al., 2001). Schwankungen des $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ -Isotopenverhältnisses können näherungsweise in Schwankungen der globalen Mitteltemperatur umgerechnet werden; die Skala der Temperaturabweichungen vom derzeitigen globalen Mittelwert ist an der unteren Achse angegeben. Man beachte dabei, dass das Holozän und damit der derzeitige globale Mittelwert bei der gegebenen zeitlichen Auflösung der Kurven praktisch nicht sichtbar ist und es in den vergangenen 2 Mio. Jahren meist viel kälter war als heute (siehe auch AAR14, Band 1, Kapitel 3). Die dicken Balken deuten die Vergletscherung der Antarktis (Beginn vor ca. 35 Mio. Jahren) und der nördlichen Polargebiete (Beginn vor ca. 8 Mio. Jahren) an (strichliert: teilweise, durchgezogen: vollständige Vereisung). In den letzten 2 bis 5 Mio. Jahren (dem sog. Eiszeitalter) hat die Varianz von $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ bzw. der Temperatur zugenommen, mit hoher Wahrscheinlichkeit bedingt durch den Eis-Albedo-Feedbackmechanismus. Quelle: Zachos et al. (2001)

Figure 1.5 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ isotope ratios from deep sea sediments (Zachos et al., 2001). Anomalies of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ correspond to anomalies of global mean temperature. The scale of temperature deviation from the global mean of the past century can be found on the lower axis. Please note that the Holocene and thus the current global mean are practically invisible given the time resolution of the curves. Temperatures were lower than today during most of the past 2 million years (see also AAR14, volume 1, chapter 3). Thick bars indicate glaciation of Antarctica (dashed = partial, solid = complete) starting 35 million years ago and of the arctic regions starting 8 million years ago. In the past 2 to 5 million years (ice age) the variance of $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and thus temperature has increased, probably due to ice-albedo feedback mechanisms. Source: Zachos et al. (2001)

Proxydaten wie die Anzahl von Sonnenflecken angewiesen, aus denen man auf die Strahlungsintensität zurück schließt (Haigh, 2011). Trotz der Unsicherheiten kann ausgeschlossen werden, dass Schwankungen der solaren Strahlungsintensität die in den letzten 150 Jahren beobachtete Erwärmung verursacht haben (siehe auch Abschnitt 1.2.3).

Positive Feedback-Mechanismen innerhalb und zwischen den Klimasubsystemen können extern angetriebene Veränderungen wesentlich verstärken, negative können sie abschwächen. Insbesondere führt die positive Rückkoppelung zwischen Eisbedeckung und Albedo zu größeren Klimaschwankungen als man durch primäre Ursachen (z. B. Lage der Erdachse)

erklären kann. Weitere wichtige positive Feedbackmechanismen sind die Koppelung des Wasserdampf-, CO₂- und Methangehalts in der Atmosphäre mit der Temperatur, sowie die Koppelung des Methangehalts mit der Ausdehnung von Feuchtgebieten. Auch gibt es Hinweise, dass in kalten Gebieten gespeichertes CO₂ und Methan (Methanhydrat) eine bereits begonnene Erwärmung weiter verstärken können. Ein derartiger Mechanismus dürfte dafür verantwortlich sein, dass Eiszeiten meist wesentlich abrupter endeten als sie begonnen haben (Zachos et al., 2001). Andererseits zeigen neue Studien (Sistla et al., 2013), dass zumindest die Permafrostböden bei Erwärmung eine geringere CO₂-Quelle sein dürften als bisher angenommen.

Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre und Ozean sind eine wesentliche Ursache für Klimaschwankungen auf der Zeitskala von Jahren bis Jahrhunderten, etwa El Niño – Southern Oscillation (ENSO), eine unregelmäßig wiederkehrende, starke Anomalie der Meeresoberflächentemperatur im tropischen Pazifik mit einer Amplitude von mehreren °C mit weitreichenden Auswirkungen auf die atmosphärische Zirkulation im pazifischen Raum aber auch im tropischen Atlantik (Philander, 1991; Mayer et al., 2013). Für das europäische Klima hoch relevant ist die atlantische meridionale Tiefenzirkulation (AMOC). Ein wesentlicher Teil davon ist der Nordatlantikstrom, laienhaft oft als „Golfstrom“ bezeichnet, der durch den Transport von warmem Wasser aus dem Golf von Mexiko vor die Küsten Europas auch das Klima im Alpenraum beeinflusst, und der sich bei starkem Abschmelzen des Polareises tendenziell abschwächt (Bryden et al., 2005). Damit gekoppelt ist die nordatlantische Oszillation (NAO), die mit Klimaschwankungen in Europa vor allem im Winterhalbjahr in Verbindung steht.

Trotz dieser Vielzahl an möglichen Rückkoppelungsmechanismen schwankt das Klima seit dem Ende der letzten Eiszeit vor ca. 10 000 Jahren nur relativ schwach (Holozän), wobei es in den letzten 1 000 Jahren erwähnenswerte warme Phasen (um 1000) und kalte Phasen (im 17. Jahrhundert und um 1850) gegeben hat (Mann et al., 2008). Insgesamt aber schwankte die nordhemisphärische Temperatur um kaum mehr als ±0,5 °C. Weil vor der Industrialisierung der Einfluss der Menschheit abgesehen von Landnutzungsänderungen unerheblich war, müssen diese Schwankungen primär auf interne Variabilität oder Schwankungen der solaren Einstrahlung zurückzuführen sein. Immerhin konnte die Menschheit ihre technische Infrastruktur in den letzten Jahrhunderten bei relativ geringen Klimaschwankungen entwickeln. Die Infrastruktur ist auf das derzeitige Klima optimiert und dadurch potentiell anfällig auf in der Planung nicht berücksichtigte, aber in

Klimaprojektionen vorhergesagte Änderungen der Intensität und Häufigkeit von extremen Wettersituationen. Daraus entstehende Kosten werden in Band 2 ausführlich diskutiert.

Seit ca. 1850 steigt die globale Mitteltemperatur sowohl nach den aus Proxydaten bestimmten als auch nach den aus instrumentellen Daten gewonnenen Zeitreihen an, wobei sich der Anstieg bis in die 1990er Jahre tendenziell beschleunigt hat (Morice et al., 2012). Verglichen mit den früheren Klimaschwankungen des letzten Jahrtausends ist dieser Anstieg sehr rasch (Mann et al., 2008). Aus den vorliegenden Daten und Analysen kann man auch unter Berücksichtigung der natürlichen Variabilität entnehmen, dass der nun beobachtete rasche Anstieg in den letzten 100 Jahren um etwa 0,8 °C erdgeschichtlich nicht extrem, aber zum ersten Mal in der Erdgeschichte vorwiegend durch anthropogene Aktivitäten verursacht ist. Wenn sich die ursächlichen Prozesse für den Anstieg in ähnlicher Weise fortsetzen, ist es nahezu sicher, dass es sich erst um den Beginn einer zu erwartenden noch wesentlich stärkeren Erwärmung handelt (Abschnitt 1.4, Band 1, Kapitel 4; IPCC, 2013). Andererseits wird durch die zu Beginn dieses Abschnitts abgehandelte Abbildung 1.5 und die Proxydaten aus dem letzten Jahrtausend verständlich, dass die Anfälligkeit des Klimasystems für natürliche Schwankungen keineswegs unterschätzt werden darf. Die enge Verzahnung von natürlichen und anthropogenen Antrieben und Rückkoppelungen erschwert eine eindeutige Zuordnung von derzeit beobachteten Klimaänderungen zu anthropogenen Ursachen. Dies ist, wie in den nächsten beiden Abschnitten erklärt wird, nur durch Betrachtung des Kohlenstoffhaushalts und gemeinsamer statistischer Analyse von Beobachtungen und Simulationen des vergangenen Jahrhunderts möglich.

1.3.2 Anthropogene Einflüsse auf das globale Klima

Der Einfluss des Menschen auf das Klimasystem ist im Detail sehr komplex, jedoch erklären einige wenige Aktivitäten den Großteil der beobachteten Klimaänderungen. Dies sind:

- Verbrennung fossiler Brennstoffe (im wesentlichen Kohle, Öl und Gas);
- Landnutzungsänderungen (Abholzung, Aufforstung, Versiegelung) und Landwirtschaft (Abholzung, Versiegelung, Stickstoffdüngung, Methanemissionen aus Reisfeldern und den Mägen von Wiederkäuern);
- Prozessbezogene Emissionen der Industrie (beispielsweise CO₂-Freisetzung bei Zement- und Kalkerzeugung, Stahlherzeugung, Staub und Rußemissionen).

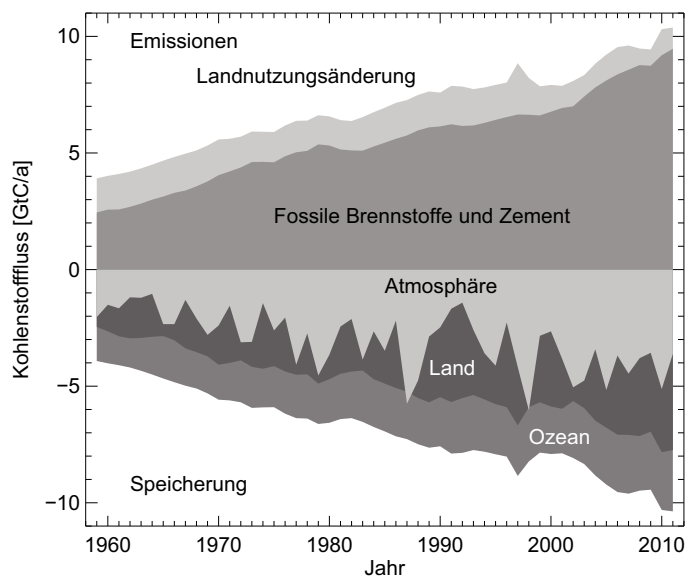


Abbildung 1.6 Zeitreihe der beobachteten anthropogenen globalen CO₂-Emissionen in Gt C/Jahr, sowie deren Speicherung in Atmosphäre, Ozean und Land (Le Quéré et al., 2009, 2013; Peters et al., 2011). Die Unsicherheit ($\pm 1\sigma$) liegt bei <0.2 Gt C/Jahr für fossile Brennstoffemissionen und die Speicherung in der Atmosphäre, bei ca. 0.5 Gt C/Jahr für Landnutzungsänderungen und die Speicherung im Ozean, sowie bei ca. 0.8 Gt C/Jahr für die als Residuum bestimmte Speicherung auf der Landoberfläche. Abbildung erstellt auf Basis von Daten in Le Quéré et al. (2013)

Figure 1.6 Time series of observed global anthropogenic CO₂ emissions in Gt C/a as well as of storage in atmosphere, ocean and land biosphere (Le Quéré et al., 2009, 2013; Peters et al., 2011). Uncertainties ($\pm 1\sigma$) is <0.2 Gt C/a for fossil fuel emissions and atmospheric storage, ca. 0.5 Gt C/a for land use change and storage in the oceans and about 0.8 Gt C/a for storage in the land biosphere, which is calculated as residual. Figure produced on the basis of data published in Le Quéré et al. (2013)

Aktivitäten in diesen drei Bereichen setzen zurzeit (neueste Zahlen aus 2011) etwa 10,4 [8,8–12] Gt C/Jahr frei (Le Quéré, 2009; Le Quéré et al., 2013; Peters et al., 2011). Die entsprechenden Daten für Österreich finden sich in Band 1, Kapitel 2.

Wie Abbildung 1.6 zeigt, hat sich in den letzten 50 Jahren global vor allem die Verbrennung fossiler Brennstoffe mehr als verdreifacht. Mit veränderten CO₂-Konzentrationen in der Atmosphäre und mit fortschreitendem Klimawandel ändern sich jedoch auch die anderen Flüsse. Gleichzeitig mit der Zunahme der Flüsse von CO₂ in die Atmosphäre sind auch die natürlichen CO₂-Senken stärker geworden, wobei sie aber die steigende anthropogene CO₂-Zufuhr nicht ausgleichen können. Nach diesen Abschätzungen beträgt der anthropogene CO₂-Ausstoß derzeit (2011) $9,5 \pm 0,5$ Gt C/Jahr aus der Verbrennung von fossilen Treibstoffen und Zementproduktion und $0,9 \pm 0,6$ Gt C/Jahr aus Landnutzungsänderungen, wobei $4,3 \pm 0,1$ Gt C/Jahr in der Atmosphäre verbleiben, und nur $2,5 \pm 0,5$ Gt C/Jahr vom Ozean bzw. $2,6 \pm 0,8$ Gt C/Jahr von der Landbiosphäre aufgenommen werden (die Unsicherheiten sind nach Le Quéré et al., 2013, angegeben und beziehen sich auf eine Standardabweichung). Dementsprechend hat der CO₂-Gehalt in der Atmosphäre seit 1959 um etwa 30 % zugenommen. Sowohl die Daten zu den Emissionen als auch die CO₂-Konzentrationswerte am Mauna Loa (Keeling et al., 1976, siehe Abbildung 5.4 in Band 1, Kapitel 5) und anderen Observatorien sind nur mit relativ geringen Unsicherheiten behaftet. Dies gilt, wegen Verbesserungen bei den Mess- und Analyseverfahren, insbesondere seit 1980. Der CO₂-Fluss in die Ozeane ist bereits wesentlich schwieriger zu

messen und die Aufnahme von Kohlenstoff durch die Landbiomasse ist nur indirekt als Residuum aus den anderen Haushaltsgrößen bestimmbar. Die beobachteten Änderungen des Kohlenstoffhaushalts gehören zu den wichtigsten Fundamenten für die Erkenntnis, dass der anthropogene CO₂-Ausstoß zu einer Zunahme der CO₂-Konzentration führt, mit den in Kap. 1.2.3 diskutierten Auswirkungen auf den Strahlungshaushalt.

Seit Beginn der Industrialisierung (1750) wurden durch Verbrennung fossiler Treibstoffe 365 [335–395] Gt C, und durch Landnutzungsänderungen 180 [100–260] Gt C emittiert. Von diesen 545 [460–630] Gt C befinden sich 240 [230–250] Gt C nach wie vor in der Atmosphäre, 150 [60–240] Gt C gingen in den Ozean, wo sie zu einer Erniedrigung des pH-Wertes des Ozeanwassers führen, der Rest wurde von der Landbiosphäre aufgenommen (IPCC, 2013).

Landnutzungsänderungen führen zu erhöhtem CO₂-Ausstoß, weil vielfach in Holz gebundene Biomasse durch Verbrennung oder beschleunigte natürliche Abbauprozesse oxidiert und das resultierende CO₂ freigesetzt wird. Andererseits führen Landnutzungsänderungen zu einer geringfügigen Erhöhung der Bodenalbedo, weil Beton, Wiesen und Weiden sichtbares Licht besser reflektieren als z. B. Wald.

Menschliche Aktivitäten führen auch zu vermehrtem Ausstoß organischer und mineralischer Aerosole. Deren Auswirkungen auf den Klimawandel sind komplex, jedoch haben sie tendenziell kühlenden Einfluss, wie in Abschnitt 1.2.3 erläutert wird und wie es aus Abbildung 1.4 ersichtlich ist. Wegen ihrer geringen Verweildauer in der Luft sind Maßnahmen zur Reduktion von Aerosolen unmittelbarer wirksam als Maßnahmen zur Reduktion von langlebigen Treibhausgasen. Tatsächlich

lich führte in Mitteleuropa die Verbesserung der Luftqualität seit Mitte der 1980er Jahre zu einer bodennahen Erwärmung, weil das kühlende Aerosol vermindert wurde (Wild, 2012).

Detailliertere Information über die klimarelevanten menschlichen Aktivitäten in Österreich sind in Band 1, Kapitel 2 zu finden.

1.3.3 Beobachtung von globalen Klimaänderungen seit 1850

In diesem Abschnitt wird dargestellt, welche Klimaänderungen seit etwa 1850 stattgefunden haben, aber auch wie diese Änderungen gemessen wurden und welche Schwierigkeiten es dabei gibt. Dadurch soll eine tiefere Sicht unseres Wissens zum beobachteten globalen Klimawandel in diesem Zeitraum vermittelt werden.

Wie oben in Abbildung 1.5 dargestellt, kann man das Klima in früheren erdgeschichtlichen Perioden aus sogenannten Proxydaten mit sehr grober räumlicher und zeitlicher Auflösung rekonstruieren. Dazu werden u. a. Fossilien oder Ablagerungen aus früheren erdgeschichtlichen Epochen herangezogen. Insbesondere kann man aus Isotopenverhältnissen in Tiefseeablagerungen und Eisbohrkernen auf die zur Zeit der Ablagerung vorherrschenden Temperaturen und Kohlenstoffdioxidkonzentrationen schließen. Für das Holozän, den Zeitraum nach der letzten Eiszeit, stehen noch weitere Proxydaten, wie Jahresringe in Bäumen, Pollen, oder Korallen, zur Verfügung, um nur einige zu nennen. Bei all diesen Daten kommt allerdings neben der geringen räumlichen Abdeckung auch noch das Problem der Vergleichbarkeit mit instrumentellen Daten dazu. So ist beispielsweise nur schwer auszuschließen, dass Proxydaten, wie der Abstand von Jahresringen in Bäumen, nicht nur von der Temperatur während der Wachstumsperiode, sondern auch von anderen Parametern, wie Niederschlag oder Schädlingsbefall, abhängen. Eine ausführliche Diskussion der Paläodaten im Alpenraum ist in Band 1, Kapitel 3 zu finden.

Nutzbare instrumentelle Klimabeobachtungen begannen im 18. Jahrhundert mit regelmäßigen Pegelablesungen (z. B. Brest seit 1711; Wöppelmann et al., 2008) und Luftdruckmessungen. Systematische Temperaturbeobachtungen begannen in der zweiten Hälfte des 18. Jahrhunderts (siehe auch Band 1, Kapitel 3). Erst seit Mitte des 19. Jahrhunderts gibt es regelmäßige weltweite Beobachtungen, wenn auch mit zunächst geringer Dichte. Organisationen wie der britischen Marine und einigen vorausschauenden Ländern, darunter Österreich, ist es zu verdanken, dass systematisch Temperatur- und Druckmessungen durchgeführt und ausgebaut wurden. Nach wie vor werden viele dieser Daten aus Archiven gehoben

und digitalisiert (Woodruff et al., 2005; Allan et al., 2011). Abgesehen von Einbrüchen während der Weltkriege hat sich das Beobachtungssystem seither stetig weiter verdichtet. Zu Beginn des 20. Jahrhunderts begann man mit Drachen und Ballonen auch höhere Atmosphärenschichten zu erkunden, seit den späten 1930er Jahren mit Radiosonden. Die Bedeckung mit Radiosondenstationen hat sich nach dem zweiten Weltkrieg, vor allem ab dem internationalen geophysikalischen Jahr 1958, erheblich gebessert.

Der nächste große Schritt zu einem umfassenden globalen Beobachtungssystem waren operationelle Wettersatelliten, die ab 1979 Mikrowellen- und Infrarotstrahlungsdaten in hoher Qualität sowohl über Land als auch über dem zuvor noch immer unzureichend beobachteten Ozean lieferten (Uppala et al., 2005). Spezialisierte Satelliten zur Beobachtung der Meeresoberfläche (Altimeter, Scatterometer) liefern seit Beginn der 1990er Jahre wertvolle Daten über Wind und oberflächliche Meeresströmungen, die von modernen Datenassimilationssystemen für Atmosphäre und Ozean sehr gut genutzt werden können (Dee et al., 2011). Auch die Sonne und der globale Strahlungshaushalt werden von Satelliten aus beobachtet (ERBS, CERES; Kandel, 2012). Ebenso verbesserte sich die Beobachtung von Spurengasen zusehends. Waren es 1979 vor allem Wasserdampf und Ozon, so kam ab den 1990er Jahren eine große Anzahl von Messungen der Konzentration weiterer Spurengase hinzu, z. B. durch den ENVISAT und das MOZAIC Flugzeugmessprogramm (Inness et al., 2013). Davor gab es nur wenige weltweite Messungen von Spurengasen, wobei aber einige absolut zentral für die Beschreibung des Klimawandels sind, wie die bereits erwähnte CO₂-Zeitreihe am Mauna Loa, aber auch Ozonmessungen. Die relative Fülle von Messungen von Spurengaskonzentrationen in Österreich (Band 1, Kapitel 2) darf nicht darüber hinwegtäuschen, dass die globale Abdeckung mit solchen Messungen erst seit wenigen Jahren akzeptabel ist.

Die rasante Entwicklung des globalen Beobachtungssystems, sowohl die Anzahl als auch die Genauigkeit der Beobachtungen betreffend, führt allerdings zu Problemen bei der Vergleichbarkeit von Beobachtungen und Analysen, die einige Jahrzehnte zurückliegen, mit modernen Beobachtungen und Analysen. So konnte mangelnde Abschattung von Thermometern in den Anfangsjahrzehnten vieler Temperaturreihen zu systematischen Messfehlern von einigen Grad C führen. Dieses Inhomogenitätsproblem, auf das in Band 1, Kapitel 3 ausführlich eingegangen wird, ist auf der globalen Skala noch gravierender als im vergleichsweise gut instrumentierten Alpenraum. Die Meeresoberflächentemperatur etwa wurde lange Zeit in Holzkübeln gemessen, die an Bord geholt wurden,

danach auch in Metallkübeln. Später wurde die Temperatur an der Ansaugstelle für die Schiffsmotorenkühlung gemessen, zum Teil in viel größerer Tiefe als früher, wodurch diese Temperaturen im Mittel um bis zu $0,3^{\circ}\text{C}$ abweichen (Kennedy et al., 2011a,b; Morice et al., 2012).

Die zeitliche Änderung solcher systematischer Fehler kann zu verfälschten Trends führen. Die Korrektur dieser Fehler ist notwendig, aber im Nachhinein oft schwierig, und sie kann zu Kontroversen zwischen Klimaforschern führen (Thorne et al., 2011). Ein weiterer Effekt, der Messreihen verfälschen kann, ist die Urbanisierung (Verstädterung) der Umgebung von Messstationen. Sie wurde von manchen Wissenschaftlern als Hauptursache für den beobachteten Temperaturanstieg in globalen Messreihen ins Treffen geführt, was aber mittlerweile als widerlegt betrachtet werden kann (Jones et al., 1990; Kalnay und Cai, 2003).

Abbildung 1.7 zeigt die global gemittelte Temperaturanomalie der Erdoberfläche seit 1900, basierend auf homogenisierten und interpolierten Messungen der Temperatur am Boden, von vier Klimadatenzentren berechnet, wobei der Datensatz der University of East Anglia (HadCRUT4, Morice et al., 2012) der bekannteste ist. Die Homogenität der Eingangsdaten wurde aufwändig geprüft und gegebenenfalls wurden die Temperaturreihen homogenisiert. Alle Datensätze zeigen sehr einheitlich einen Anstieg um $0,8^{\circ}\text{C}$ seit 1900, wobei sich dieser Anstieg in den letzten Jahrzehnten beschleunigt hat, bevor er in den 2000er Jahren abgeflacht ist.

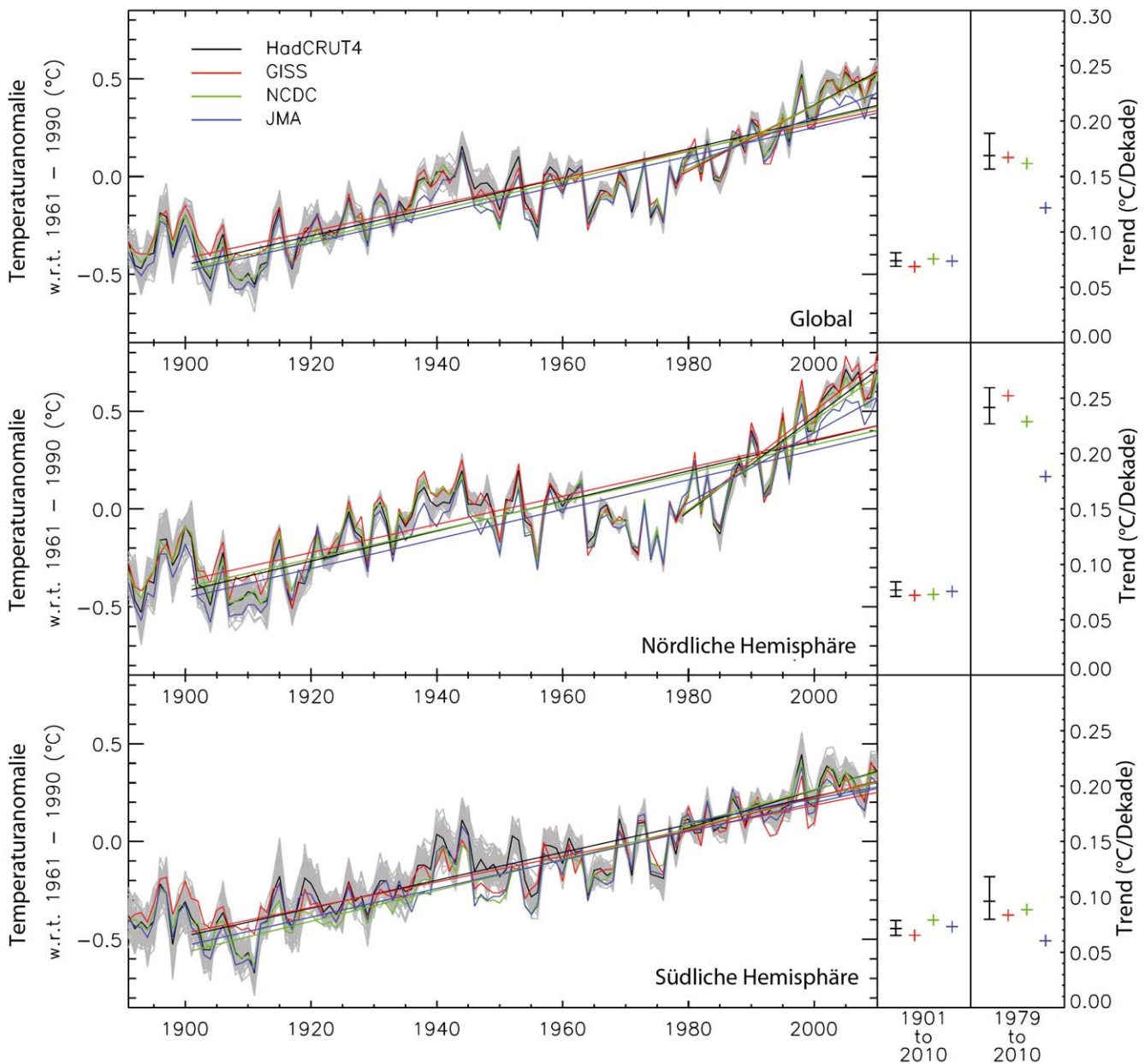
Die Abflachung des global gemittelten Oberflächentemperaturanstieges in den letzten 12–15 Jahren (im englischen Sprachraum als „warming hiatus“ bezeichnet) wird weltweit sehr aufmerksam verfolgt, denn die Oberflächentemperatur ist der wichtigste Indikator von Klimaänderungen. Obwohl unbestritten ist, dass der vorherrschende langfristige Erwärmungstrend aufgrund natürlicher Variabilität durchaus für ein Jahrzehnt oder auch länger unterbrochen werden kann, so ist die gegenwärtige Erwärmungspause doch etwas überraschend, weil keine offensichtliche Ursache (etwa ein starker Vulkanausbruch) zu erkennen ist. Die Erwärmungspause ist im Ostpazifik, der sich im oben genannten Zeitraum merklich abgekühlt hat, am stärksten ausgeprägt (Kosaka and Xie, 2013; Held, 2013), während sie im Alpenraum kaum als solche erkennbar ist (Abbildung 3.9 in Band 1, Kapitel 3). Bemerkenswert ist auch, dass sie von den Simulationen im so genannten CMIP5-Ensemble, der Grundlage für die meisten Klimaprojektionen im jüngsten IPCC-Bericht, kaum erfasst wurde. Nur etwa fünf von über 100 Modellrealisierungen zeigen eine derart ausgeprägte Erwärmungspause, wie sie beobachtet wird. Es ist keineswegs sicher, dass sie schon zu Ende

ist (IPCC, 2013). Als wahrscheinlichste Ursachen für die Abflachung werden primär verstärkter Transport von warmem oberflächennahen Ozeanwasser in größere Tiefen (Meehl et al., 2011), sowie auch ein schwaches Sonnenfleckenmaximum (2010–2013 ist das schwächste seit 100 Jahren) und eine Serie kleinerer Vulkanausbrüche angesehen. Diese Faktoren sind in den Klimaprojektionen nicht im beobachteten Ausmaß enthalten. Es kann aber auch nicht ausgeschlossen werden, dass die allgemeine Klimasensitivität der Erde in den Klimamodellen etwas überschätzt wird (Box TS.3 im „Technical Summary“ des IPCC-Berichts 2013).

Die Abflachung der Erwärmung ist kein Hinweis auf eine Trendwende. Das globale Temperaturmittel 2003–2012 war um $0,78^{\circ}\text{C}$ [mit 90 %iger Sicherheit zwischen $0,72$ und $0,85^{\circ}\text{C}$] wärmer als das Mittel 1850–1900 und die wärmste Dekade seit Beginn der instrumentellen Klimabeobachtungen (IPCC, 2013).

Neben dem nun etwas ausführlicher diskutierten Oberflächentemperatursignal ist die speziell in den Tropen starke Erwärmung der Troposphäre bei gleichzeitiger Abkühlung der Stratosphäre, wie sie in Abbildung 1.8 für 2001–2011 zu sehen ist, ein weiterer wichtiger Indikator für die gegenwärtige Klimaänderung. Grund für die Erwärmung ist die vermehrte Absorption langwelliger Strahlung durch den Anstieg von Treibhausgasen. Die Abkühlung der darüber liegenden Stratosphäre hat im Wesentlichen zwei Ursachen: einerseits die Abnahme von stratosphärischem Ozon und andererseits den Anstieg der CO_2 -Konzentration. Ozon absorbiert solare UV-Strahlung und heizt dadurch die Stratosphäre. Das Ozon hat in den letzten Jahrzehnten des 20. Jahrhunderts durch die Freisetzung von Fluorchlorkohlenwasserstoffen (FCKW, englisch: chlorofluorocarbon, CFC) abgenommen. Weniger Ozon in der Stratosphäre bewirkt somit eine Verminderung des Wärmeeintrags aus absorbierter Sonnenstrahlung. Die geringere solare UV-Strahlung aufgrund relativ schwacher Sonnenfleckenaktivität hat ebenfalls zu einer Abkühlung der Atmosphäre beigetragen („Top-Down“-Mechanismus, siehe Haigh, 1996). Die Verwendung von ozonschädigenden Substanzen wurde mittlerweile stark eingeschränkt und das stratosphärische Ozon erholt sich langsam. Die Nettowirkung von CO_2 in der Stratosphäre ist die Abstrahlung in Richtung Weltraum und folglich eine Abkühlung. Eine Erwärmung der Troposphäre und gleichzeitige Abkühlung der Stratosphäre ist daher ein Indiz dafür, dass Variationen der solaren Strahlung bei der Klimaerwärmung der letzten Zeit bestenfalls eine untergeordnete Rolle spielen.

Das Signal der unterschiedlichen Temperaturtrends in Troposphäre und Stratosphäre versuchte man zunächst erfolglos



Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set./Morice et al./J. Geophys. Res. 117/D8. © 2012 American Geophysical Union. All Rights Reserved. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1029/2011JD017187/abstract>

Abbildung 1.7 Zeitreihen der globalen Oberflächentemperaturanomalien (Referenzperiode 1961–1990) mit Unsicherheitsbereich von 1880 bis 2010, global sowie in der Nord- und Südhemisphäre, berechnet durch vier verschiedene Forschungsgruppen aus Großbritannien, USA und Japan. Die Trends (für zwei verschiedene Perioden, als Trendlinien in der Zeitreihengraphik und numerische Werte, teils mit Unsicherheit, in den beiden rechten Spalten) sind in allen Fällen hoch signifikant von Null verschieden. Auf der Nordhemisphäre ist der Anstieg wegen des höheren Landanteils und Feedbackeffekten in den hohen Breiten etwas stärker. Quelle: Morice et al. (2012)

Figure 1.7 Time series of global surface temperature anomalies (reference period 1961–1990) with uncertainty bounds from 1880–2010 globally and for the Northern and Southern Hemisphere, calculated by four different research groups from the UK, USA and Japan. All trends shown (for two different periods, as trend lines in the time series plot and as numerical values, partly with uncertainty, in the two columns to the right) are highly significant with respect to being non-zero. The temperature increase in the Northern Hemisphere is larger due to a larger fraction covered by land and due to feedback effects. Source: Morice et al. (2012)

mit den – seit den 1950er Jahren global zur Verfügung stehenden – Radiosondendaten nachzuweisen. Jedoch waren die gemessenen Temperaturen vor allem zu Beginn wegen des

mangelnden Strahlungsschutzes oft um mehrere Grad C zu hoch, wodurch die Temperaturtrends in der Troposphäre aus nicht korrigierten Zeitreihen unterschätzt oder sogar umge-

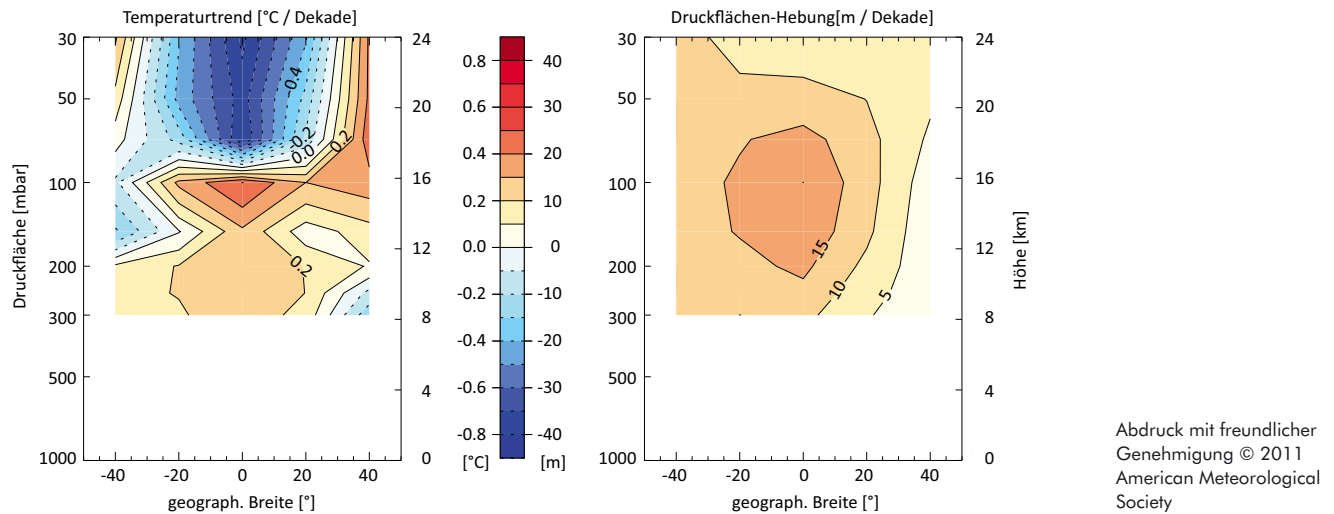


Abbildung 1.8 Temperaturtrends (links) und Hebung von Druckflächen (rechts) oberhalb von 300 hPa (ca. 8 km) seit Mitte der 1990er Jahre in tropischen bis subtropischen Breiten aus Radio-Okkultationsmessungen; negative Trends strichliert. Quelle: nach Lackner et al. (2011)

Figure 1.8 Temperature trends (left) and lift of pressure levels (right) above 300 hPa (ca. 8 km) since the mid-1990s in tropical and subtropical regions, calculated from radio occultation measurements; dashed lines indicate negative trends. Source: adapted from Lackner et al. (2011)

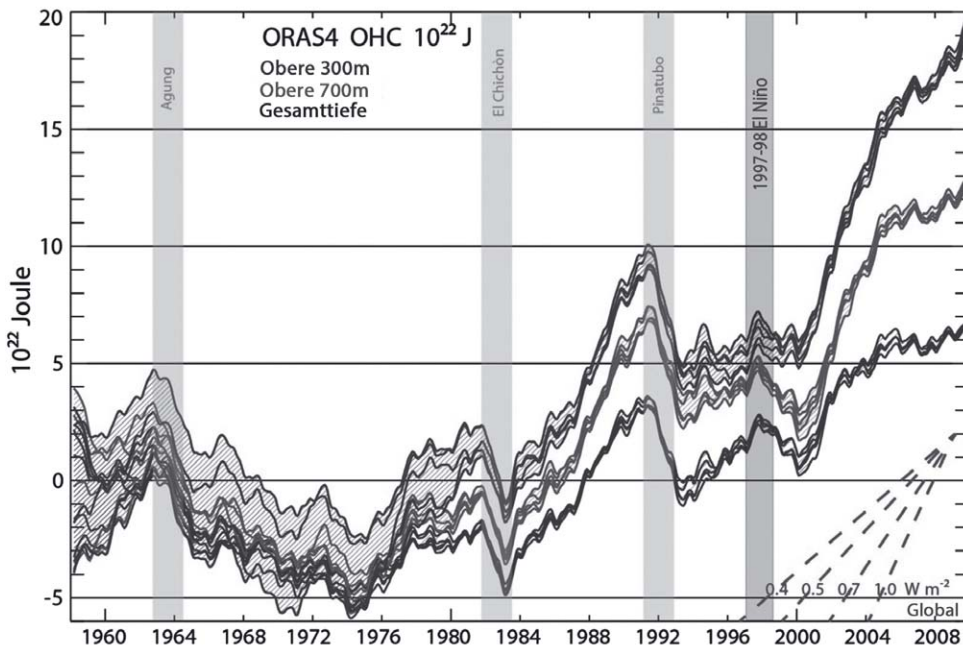
kehrt wurden und im Widerspruch zu unabhängigen Messungen aus satellitengestützten Beobachtungssystemen und zu Projektionen der Klimamodelle standen (Santer et al., 2005; Douglass et al., 2007; Santer et al., 2008). Durch eine geeignete Homogenisierung konnten diese Fehler deutlich reduziert werden (Haimberger et al., 2012). In den letzten Jahren wurden beachtliche Fortschritte bei der Reprozessierung und Rekalibrierung sowohl von Radiosondendaten als auch von satellitenbasierten Mikrowellendaten gemacht. Radiosondendaten sind nun in sich konsistenter und auch konsistenter mit Satellitendaten und Klimamodellen (Thorne et al., 2011).

Aufgrund der Erfahrungen mit für die Klimaforschung ohne Nachbearbeitung unzureichenden Beobachtungssystemen wird heute in internationalen Programmen (Global Climate Observing System [GCOS], Global Ocean Observing System [GOOS], Global Atmospheric Watch [GAW]) besonders auf die Langzeitstabilität (Qualitätssicherung durch dokumentierte, regelmäßige Eichungen, die auf Primärstandards und Eichnormale zurück geführt werden können; Absolutkalibrierung) sowohl von in situ als auch satellitenbasierten Messsystemen geachtet sowie darauf, dass etablierte Messsysteme langfristig aufrechterhalten bleiben (Karl et al., 2003).

Neben einzelnen Stationsreihen wie der oben erwähnten CO_2 -Zeitreihe erfüllen die seit 2001 operationell verfügbaren Radio-Okkultationsdaten (Anthes, 2011) diese hohen Ansprüche. Diese Messungen basieren auf Radiosignalen von GPS (Global Positioning System)-Satelliten, die

von weiteren Satelliten in niedriger Umlaufbahn empfangen werden. Beim Durchqueren der Atmosphäre werden die Radiowellen gebrochen und verlangsamt. Aus der gemessenen Signalveränderung werden vertikale Profile atmosphärischer Variablen, wie Refraktivität (Brechungsindex der Luft), Dichte, Druck und Temperatur, berechnet. Diese GPS-Radio-Okkultationsmethode liefert selbstkalibrierte, langzeitstabile Messwerte, wobei die Daten unterschiedlicher Satelliten im globalen Mittel in Höhen zwischen 10 und 30 km auf wenige Hundertstel Grad übereinstimmen (Foelsche et al., 2011). Damit ist es möglich, Radio-Okkultationsdaten verschiedener Satelliten zu einem konsistenten Datensatz zu kombinieren, der sich gut zur Untersuchung der Klimavariabilität der Atmosphäre und der Klimaänderung eignet (Scherllin-Pirscher et al., 2012; Steiner et al., 2011).

Aufgrund der hohen Qualität der Radio-Okkultationsdaten (Ho et al., 2012; Scherllin-Pirscher et al., 2011; Steiner et al., 2013) können damit auch schon im vergleichsweise kurzen Zeitraum von ca. 10 Jahren Temperaturtrends in der Atmosphäre nachgewiesen werden (Steiner et al., 2009). Man findet eine Erwärmung der Troposphäre und Abkühlung der unteren Stratosphäre, welche am stärksten in den Tropen ist (Abbildung 1.8, Lackner et al., 2011). Sehr ähnliche Temperaturverläufe findet man in modernen Radiosondendaten (Ladstädter et al., 2011). Die Erwärmung bewirkt auch eine Ausdehnung der Luft und somit eine Anhebung der Druckflächen in der oberen Troposphäre (Abbildung 1.8).



Distinctive climate signals in reanalysis of global ocean heat content/Balmaseda M. A. et al./Geophysical Research Letters 40/9. © 2013 American Geophysical Union. All Rights Reserved. <http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/grl.50382/abstract>

Abbildung 1.9 Energiegehalt (OHC = Oceanic Heat Content) in den obersten 300 m, in den obersten 700 m bzw. in den obersten 2000 m der Ozeane, berechnet aus Analysen des ECMWF-Ozean-Re-Analysesystems 4 (ORAS4) (nach Balmaseda et al., 2013b). Die stärkste Zunahme gibt es im Integral über die Gesamttiefe (oberste Kurvenschar). Die Kurvenscharen sind Ergebnisse einzelner Realisierungen, wobei der Unsicherheitsbereich für die einzelnen Kurvenscharen auch noch schattiert ist. Neben der Abschätzung aus ORAS4 gibt es noch mindestens zehn andere Abschätzungen des ozeanischen Energiegehaltes, die ein recht einheitliches Bild zeigen (Loeb et al., 2012; Levitus et al., 2012). Die OHC-Erhöhung in 40 Jahren um 24×10^{22} J kann in eine durchschnittliche Erwärmung der obersten 2000 m des Ozeans um circa $0,09^\circ\text{C}$ umgerechnet werden. In den letzten 10 Jahren der Zeitreihe hat sich die Genauigkeit der Messungen durch Verwendung der ARGO-FLOATs wesentlich erhöht, wie an den schmälere Unsicherheitsbereichen abzulesen ist. Im Bild rechts unten ist angedeutet, welcher Energieeintrag durch die Ozeanoberfläche notwendig ist, um die festgestellte Zunahme des OHC zu erreichen. Quelle: nach Balmaseda et al. (2013)

Figure 1.9 Oceanic heat content (OHC) of the upper 300 m, the upper 700 m and the upper 2000 m, calculated from analyses of the ECMWF Ocean Reanalysis System 4 (ORAS4) (Balmaseda et al., 2013). The strongest increase occurs in the integral over the total ocean depth (uppermost set of curves). The sets of curves are results of several ORAS realizations, the uncertainty bounds for the different sets are shaded. There are at least 10 other assessments of OHC, which show a fairly coherent picture (Loeb et al., 2012; Levitus et al., 2012). The increase of 24×10^{22} J can be converted into an average warming of the upper 2000 m of the oceans by about 0.09°C . The accuracy of the last 10 years is much higher due the advent of ARGO-FLOATs, which can be seen from the much smaller uncertainty regions. The dashed lines in the lower right corner indicate how much absorption of energy at the surface is necessary to achieve the observed OHC increase. Source: adapted from Balmaseda et al. (2013)

Ebenso bedeutsam wie der Temperaturanstieg an der Erdoberfläche ist jener in den Ozeanen. Während es sich an der Erdoberfläche zumindest über Land um eine Gleichgewichtstemperatur handelt, weil kaum Energie gespeichert wird, sind die Ozeane nicht im Gleichgewicht, sondern nehmen große Energiemengen auf, wodurch sie sich langsam erwärmen. Die Erwärmung ist nur in den letzten 40 Jahren nachweisbar, weil davor nur wenige Temperaturmessungen im tiefen Ozean mit der nötigen Präzision ($1/100^\circ\text{C}$) durchgeführt wurden. Auch für die Ozeane gibt es mittlerweile mehrere Analysen des Zustandes der letzten 50 Jahre bis in Tiefen von 2000 m. Ab ca. 1970 ist die Datenbedeckung in großen Tiefen durch so genannte „Expandable Bathy-Thermographs“ (XBTs) und ab ca. 2000 durch Tauchbojen (sog. ARGO FLOATS) für Reanalysen der Tiefseezirkulation ausreichend (Levitus et al.,

2012). Die Ozean-Reanalysen erlauben eine Bestimmung der Zunahme des Energiegehalts im Ozean (Oceanic Heat Content, OHC) – eine zentrale Größe in der Klimaforschung, denn durch sie kann nachgewiesen werden, dass der durch den zusätzlichen Treibhauseffekt bedingte Nettostrahlungsfluss ins Klimasystem vor allem zur Erwärmung der Ozeane führt (Loeb et al., 2012). Nach neuesten Erkenntnissen ist es sogar so (Meehl et al., 2011; Balmaseda et al., 2013b), dass Perioden mit geringer globaler Erwärmung an der Erdoberfläche (wie 2000–2009) zugleich Zeiten mit verstärkter Aufnahme von Wärme im tiefen Ozean sind (Abbildung 1.9). Der Anstieg ist konsistent mit einem Energiefluss von etwa $0,9 \text{ W/m}^2$, wie er auch in Abbildung 1.2 angegeben ist. Im 5. IPCC-Bericht wird der starke Transport von Energie in tiefe Ozeanschichten als wichtiges Argument zur Erklärung der seit etwa einem

Jahrzehnt stagnierenden Erwärmung an der Erdoberfläche angeführt. Möglicherweise kann der Ozean die Oberflächentemperaturzunahme aufgrund der Zunahme der Treibhausgase stärker dämpfen als bisher angenommen.

An Abbildung 1.9 ist auch bemerkenswert, dass die Ozeane nach Vulkanausbrüchen für einige Jahre sehr viel Energie aus den obersten 300 m an die Atmosphäre abgeben. Die Ozeane dämpfen so den kühlenden Effekt von Vulkanausbrüchen erheblich. Selbst starke ENSO-Ereignisse wie jenes von 1997/1998 haben hingegen einen vergleichsweise geringen Einfluss auf den Wärmegehalt der Ozeane, vielmehr bewirken sie eher eine Umverteilung der Energie innerhalb der Tropen (Mayer et al., 2013).

Auch vom Meereis und vom Inlandeis gibt es mittlerweile Analysen der Eismasse und der Eisflüsse auf einem Gitter (Huybrechts und Miller, 2005). Derartige Analysen erlauben es, die weltweit deutlich sichtbaren Änderungen in der Kryosphäre quantitativ zu dokumentieren. Diese Veränderungen sind einerseits der Rückgang der Gletscher in den Alpen (siehe Band 1, Kapitel 3) und anderen Gebirgen (z. B. Prinz et al., 2011), aber vor allem auch das Zurückweichen des grönländischen Inlandeises und die Verringerung des Meereises in Bezug auf Ausdehnung und Dicke im arktischen Sommer (Stroeve et al., 2012). Zusammen mit der thermischen Ausdehnung der Ozeane bewirkt das Abschmelzen von Gletschern und Eisschilden einen beschleunigten Anstieg der Meeresoberfläche und damit eine zunehmende Gefährdung der Küstengebiete. Von 1880 bis 2009 ist der Meeresspiegel im globalen Mittel um 21 cm angestiegen (Church und White, 2011), was durch die seit mehreren Jahrhunderten durchgeführten Pegelmessungen in Häfen sowie durch satellitengestützte Beobachtungssysteme (Altimeter) bestens belegbar ist. Angemerkt sei, dass das Meereis keine direkte Auswirkung auf den Meeresspiegel hat, da es auf dem Wasser schwimmt. Durch den großen Albedo-Unterschied zwischen Eis und Wasser ist es jedoch ein wichtiger Parameter im Klimasystem.

Der Klimawandel äußert sich auch in der Änderung einer Reihe anderer Parameter wie der Niederschlagsverteilung oder der Verschiebung der Klima- und Vegetationszonen (Kottek et al., 2006; Rubel und Kottek, 2010, siehe auch Abschnitt 1.5). Eine detaillierte Beschreibung der geänderten globalen Niederschlagsverteilung würde hier den Rahmen sprengen, es wird daher auf Abschnitt 1.5 sowie insbesondere auf den 5. IPCC-Bericht (IPCC, 2013) verwiesen. Die Änderung der Niederschlagsverteilung in Europa und im Alpenraum wird in Band 1, Kapitel 3 beschrieben.

1.3.4 Zuordnung beobachteter Klimaänderungen (anthropogen oder natürlich)

Die starken natürlichen Klimaschwankungen, die für die Vergangenheit beobachtet werden können, erschweren den Nachweis, dass die derzeitige Klimaänderung überwiegend anthropogene Ursachen hat. Dafür muss herausgefunden werden, welche Parameter des Klimasystems durch den Menschen direkt beeinflusst werden und wie das Klimasystem als dynamisches System darauf reagiert. Wie oben beschrieben, erfolgt der direkte Einfluss hauptsächlich durch Emission von Spurengasen, die lange in der Atmosphäre gespeichert werden. Die Erhöhung der Konzentration dieser Spurengase in den letzten Jahrzehnten ist, wie in Abschnitt 1.3.2 diskutiert, zweifelsfrei nachweisbar und kann auf anthropogene Quellen zurückgeführt werden. Es sind dies vor allem Emissionen von CO₂, CH₄ und CFCs. An zweiter Stelle sind es Landnutzungsänderungen (Abholzung, Überweidung, Versiegelung), die z. B. den lokalen Tagesgang der Temperatur unmittelbar beeinflussen.

Die Untersuchung der Auswirkungen der anthropogenen Emissionen und Landnutzungsänderungen auf Parameter wie die globale Temperatur- oder Niederschlagsverteilung aber auch die chemische Zusammensetzung der Ozeane erfordert aufwändige Computermodelle des Klimasystems, die Transporte von Spurenstoffen und Wechselwirkungen zwischen den Subsystemen realistisch beschreiben können. Solche Computermodelle werden im vorliegenden Band in Abschnitt 1.4 bzw. Kapitel 4 beschrieben.

Klimamodelle liefern vierdimensionale (die horizontale und vertikale sowie zeitliche Verteilung enthaltende) Simulationen mit vollständiger globaler Abdeckung auf einem regelmäßigem Gitter. Beobachtungen sind dagegen oft sehr unregelmäßig verteilt und ein Beobachtungssystem liefert meist nur Information über einen Aspekt des Klimasystems, was einen direkten Vergleich mit Klimamodellergebnissen erschwert. Seit den frühen 1990er Jahren werden deshalb die globalen Beobachtungsdaten mit Hilfe numerischer Modelle mit einheitlichen Analyseverfahren verarbeitet (Fachterminus: „assimiliert“), um globale Analysen in einem einheitlichen Format auf einem regelmäßigen räumlichen Gitter und mit größtmöglicher zeitlicher und räumlicher Homogenität zu erhalten. Diese vierdimensionalen globalen Datensätze kombinieren in statistisch optimaler Weise die Informationen verschiedenster Beobachtungssysteme (Bodenbeobachtungen, Radiosonden- und Flugzeugbeobachtungen, Radianzen aus Satellitenbeobachtungen) und erleichtern wesentlich den Vergleich mit Klimamodellen (Santer et al., 2004). Die derzeit besten atmosphärischen Reanalysen umfassen den Zeitraum

Tabelle 1.1 Die wichtigsten im „Special Report on Emission Scenarios“ (Nakicenovic und Swart, 2000) angeführten Entwicklungsszenarien, die Grundlage für die meisten Klimaprojektionen im 3. und 4. IPCC-Sachstandsbericht (Houghton et al., 2001) waren

Table 1.1 The most important emission scenarios mentioned in the „Special Report on Emission Scenarios“ (Nakicenovic and Swart, 2000) which were the base of most of the climate projections in the 3rd and 4th IPCC Assessment Reports

Szenario	Beschreibung	Berechnete Erwärmung von 2000 bis 2100
A1B	Rasches Wirtschaftswachstum, ausgeprägte Globalisierung, Bevölkerung erreicht 9 Mrd., nimmt dann ab, rasche Ausbreitung technologischer Entwicklungen	1,7–4,4 K
A2	Unabhängige Nationen, wenig Wechselwirkung, stetig zunehmende Weltbevölkerung, Regionalisierung	2,0–5,4 K
B1	Wie A1, jedoch umweltfreundlicher, Entwicklung in eine Dienstleistungs- und IT-Gesellschaft, nachhaltige Entwicklung	1,1–2,9 K
B2	Wie A2, mit langsamerem Bevölkerungswachstum, umweltfreundlicher, technologischer Fortschritt eher regional	1,4–3,8 K

von 1979 bis 2012 und wurden vom Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersagen (ECMWF) (Dee et al., 2011), dem japanischen Wetterdienst (Ebita et al., 2011) und von der US-amerikanischen Weltraumbehörde NASA (Rienecker et al., 2012) erstellt. Nicht unerwähnt bleiben darf auch die „20th Century Reanalysis“ des US-amerikanischen Wetterdienstes (NOAA), die basierend auf Temperatur- und Druckdaten von 1872 bis 2010 dreidimensionale globale Felder des atmosphärischen Zustands berechnete und in Abständen von 6 h verfügbar machte (Compo et al., 2011). Reanalysen der globalen Ozeanbeobachtungen haben ebenfalls große Fortschritte gemacht und liefern, wie schon weiter oben erwähnt, wertvolle Aufschlüsse über die globale Verteilung der Erwärmung der Ozeane (Balmaseda et al., 2013b). Auch erste Reanalysen von Spurenstoffkonzentrationen sind bereits verfügbar (GEMS, 2012) und werden laufend erweitert und verbessert (z. B. Projekt MACC, Inness et al., 2013).

Um feststellen zu können, ob eine Klimaänderung natürlichen oder anthropogenen Ursprungs ist, führt man Simulationen des Klimas der letzten ca. 150 Jahre durch, wobei man anthropogene Einflüsse in den Simulationen einmal mitberücksichtigt und einmal nicht. Die Unterschiede in den simulierten Klimazuständen haben ein dreidimensionales Muster, z. B. der Temperatur, das man als Fingerabdruck des anthropogenen Einflusses auf das globale Klima bezeichnet. Nun prüft man, ob sich dieser Fingerabdruck auch in den Klimabeobachtungen oder in globalen Reanalysen nachweisen lässt. Sollte dies unter Einbeziehung aller Unsicherheiten in Klimabeobachtungen und -simulationen der Fall sein, kann man statistisch abgesichert aussagen, dass die beobachteten Klimaänderungen ohne Berücksichtigung des menschlichen Einflusses nicht erklärbar sind (Hasselmann, 1993; Hegerl et al., 1996; Hegerl et al., 2006; Hegerl und Zwiers, 2011).

Die Details der Methodik sind komplex aber gut etabliert und es kann mit ihr eindeutig nachgewiesen werden, dass die beobachteten Temperaturänderungen der letzten 150 Jahre nur unter Berücksichtigung menschlicher Aktivitäten erklärbar sind. Für räumlich und zeitlich variabelere Parameter wie den Niederschlag ist neuesten Studien zufolge der anthropogene Einfluss mittlerweile ebenfalls nachweisbar (Min et al., 2011).

Umgekehrt kann man zeigen, dass die natürliche Variabilität des Klimas ausreicht, um kurzfristige Schwankungen, wie die geringere globale Erwärmung der Erdoberfläche seit 1998, zu erklären (Meehl et al., 2011; Kosaka und Xie, 2013).

1.3.5 Szenarien der zukünftigen klimarelevanten menschlichen Aktivitäten im 21. Jahrhundert

Nachdem der Nachweis für den anthropogenen Einfluss auf das derzeitige Klima erbracht wurde, ist klar, dass auch die zukünftige Klimaentwicklung maßgeblich von den weltweiten sozioökonomischen Entwicklungen beeinflusst werden wird. Dabei sind sehr verschiedene Entwicklungspfade denkbar, die von schwer vorhersagbaren Parametern wie Bevölkerungsentwicklung, Wirtschaftsentwicklung, Einsatz und Entwicklung von emissionsmindernden Technologien, Rohstoffverfügbarkeit und politischen Handlungen abhängen. Damit unterliegt sie auch den Auswirkungen menschlicher Entscheidungen, die grundsätzlich nicht mit dynamischen Modellen vorhersagbar sind. Um dennoch Aussagen für die Zukunft und insbesondere über die Bandbreite künftiger Emissionen machen zu können, werden so genannte Szenarien entworfen, mögliche Entwicklungspfade der menschlichen Gesellschaft. Für diese Pfade (in der neuesten englischsprachigen Literatur wird der

Tabelle 1.2 Die vier repräsentativen Konzentrationspfade. Akronyme: MESSAGE, Model for Energy Supply Strategy Alternatives and their General Environmental Impact, International Institute for Applied Systems Analysis, Austria; AIM, Asia-Pacific Integrated Model, National Institute for Environmental Studies, Japan; GCAM, Global Change Assessment Model, Pacific Northwest National Laboratory, USA; IMAGE, Integrated Model to Assess the Global Environment, Netherlands Environmental Assessment Agency

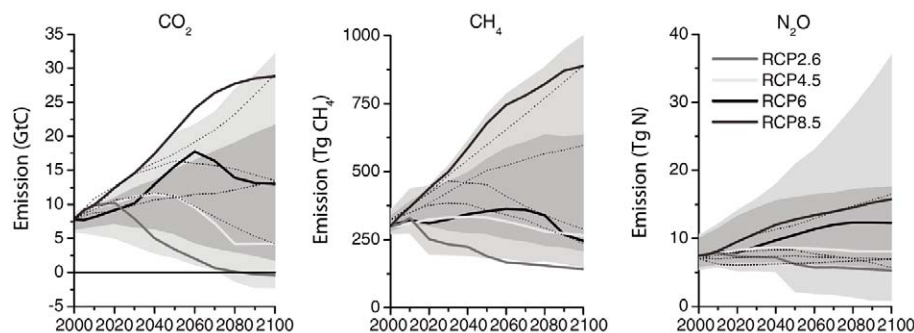
Table 1.2 The four representative concentration pathways. Acronyms: MESSAGE, Model for Energy Supply Strategy Alternatives and their General Environmental Impact, International Institute for Applied Systems Analysis, Austria; AIM, Asia-Pacific Integrated Model, National Institute for Environmental Studies, Japan; GCAM, Global Change Assessment Model, Pacific Northwest National Laboratory, USA; IMAGE, Integrated Model to Assess the Global Environment, Netherlands Environmental Assessment Agency

Name	Strahlungsantrieb	Spurengas-Konzentration im Jahr 2100	Pfad	Modell zur Berechnung des RCP
RCP8.5	8,5 W/m ² im Jahr 2100	1 370 ppm CO ₂ -Äq.	Ansteigend	MESSAGE
RCP6.0	6,0 W/m ² im Jahr 2100, danach stabil	850 ppm CO ₂ -Äq.	Stabilisierend	AIM
RCP4.5	4,5 W/m ² im Jahr 2100, danach stabil	650 ppm CO ₂ -Äq.	Stabilisierend	GCAM
RCP2.6 oder RCP3PD	3,0 W/m ² vor 2100, dann Abnahme auf 2.6 W/m ² bis 2100	490 ppm CO ₂ -Äq.	Erst ansteigend, dann Abnahme	IMAGE

Ausdruck „story lines“ verwendet) werden unter Verwendung sozioökonomischer Modelle die Treibhausgasemissionen und andere relevante Parameter als Funktion der Zeit abgeschätzt. Diese dienen als Input für die Klimasimulationen. Im 4. IPCC-Sachstandsbericht waren es Emissionsszenarien, die im „Special Report on Emission Scenarios“ (SRES; Nakicenovic und Swart, 2000) publiziert wurden. Dabei wurden insbesondere die Emissionen von klimawirksamen Gasen festgeschrieben. Allerdings wurden Landnutzungsänderungen und mögliche politische Maßnahmen nicht berücksichtigt. Die bekanntesten SRES-Szenarien sind die sog. Markerszenarien A1B, A2, B1 und B2. Obwohl mittlerweile überholt, werden

ihre wichtigsten Eigenschaften in Tabelle 1.1 kurz aufgeführt, weil die Ergebnisse in Band 1, Kapitel 4 und auch in Band 2 und Band 3 weitgehend darauf basieren und wiederholt darauf Bezug nehmen. Detaillierte Informationen finden sich auch in Band 3, Kapitel 1.

Für den neuen, 5. IPCC-Sachstandsbericht wurden vier so genannte „Representative Concentration Pathways“ (RCP, „repräsentative Konzentrationspfade“) entwickelt, welche die Grundlage für die Mehrzahl der im 5. Sachstandsbericht erstellten Klimaprojektionen bilden. In den einzelnen Pfaden werden unterschiedliche Verläufe der Emissionen vorgegeben, die im Jahr 2100 zu Werten des Strahlungsantriebs in einem



Abdruck mit freundlicher Genehmigung von Springer Science+Business Media: Climatic Change, The representative concentration pathways: an overview, 109, 2011, S. 21, van Vuuren et al., Abb. 6

Abbildung 1.10 Entwicklung der Emissionen der wichtigsten Treibhausgasen in den RCPs. Die Bereiche zwischen dem 5. und dem 95. Perzentil sind dunkelgrau und jene zwischen dem 1. und dem 99. Perzentil sind grau schattiert. Die gepunkteten Linien deuten die vier wichtigsten SRES-Szenarios (vgl. Tabelle 1.1) an. Man beachte die negativen CO₂-Emissionen in der Spätphase des RCP2.6. Der RCP2.6 wird in der Literatur auch als RCP3PD (3PD für „3.0 W/m² peak, then decline“) bezeichnet. Quelle: van Vuuren et al. (2011)

Figure 1.10 Projected evolution of emissions of the main greenhouse gases in 4 RCPs. Regions within the 90th (5–95 %) and 98th (1–99 %) percentiles are shaded dark and light grey, respectively. The dotted lines indicate the evolution of 4 of the older SRES marker scenarios (Table 1.1). Note the negative net CO₂ emissions in RCP2.6 in the late 21st century. RCP2.6 is also termed RCP3PD (3PD for „3 W/m² Peak, then Decline“). Source: van Vuuren et al. (2011)

Bereich von 2,6–8,5 W/m² führen (Moss et al., 2010; van Vuuren et al., 2011). Dieser Streubereich umfasst die bisher verwendeten SRES-Szenarien. Die Namen der Pfade, ihre Ersteller und die wichtigsten Kennzahlen sind in Tabelle 1.2 zusammengefasst.

Die neuen Szenarien berücksichtigen auch Landnutzungsänderungen und Klimapolitikänderungen. Die Szenarien mit geringem Strahlungsantrieb nehmen an, dass die Netto-CO₂-Emissionen u. a. durch neue großtechnische Verfahren zur Entnahme von CO₂ aus der Atmosphäre (Carbon Dioxide Removal – CDR, siehe unten) erheblich reduziert werden können. Abbildung 1.10 zeigt die Bandbreite der Emissionen der wichtigsten Treibhausgase bis 2100. Sie ist bei CO₂ und Methan wesentlich höher als jene der vier SRES-Markerszenarien (in der Abbildung schwarz punktiert).

Häufig werden primär die Ergebnisse der mittleren Szenarien dargestellt oder mit regionalen Klimasimulationen weiterverarbeitet. Es ist aber wichtig, sich vor Augen zu halten, dass diese nur einen Teil des möglichen Spektrums darstellen. Insbesondere im Hinblick auf Minderungsmaßnahmen (Band 3) ist es wichtig, den Unterschied zwischen hohen und niedrigen Szenarien und damit den möglichen Effekt von entsprechenden Anstrengungen zur Emissionsminderung zu betrachten.

Der geringe CO₂-Ausstoß im RCP3PD-Szenario basiert auf der Annahme, dass vor allem in der zweiten Hälfte des 21. Jahrhunderts große Teile des in Kraftwerken und Industrieanlagen entstehenden CO₂ unmittelbar nach der Verbrennung, wo es in hoher Konzentration auftritt, abgetrennt und in geologischen Formationen, wie beispielsweise in alten Erdöllagerstätten oder in salzhaltigen, tief gelegenen Grundwasserkörpern, gespeichert wird. Dieses als „Carbon Capture and Storage“ (CCS) bezeichnete Verfahren wird vielfach kritisch gesehen (Schellnhuber, 2011). Immerhin könnte aber durch CCS, angewendet bei der Verbrennung biogener Treibstoffe, sogar aktiv Kohlenstoff aus der Atmosphäre entfernt werden („Carbon Dioxide Removal“, CDR), was für die Realisierung des RCP3PD notwendig wäre. Allerdings verbraucht die Gewinnung biogener Treibstoffe in global relevanten Mengen viel Anbaufläche und konkurriert mit der Lebensmittelerzeugung. Das Ausmaß der Anwendbarkeit dieses Verfahrens ist derzeit schwer abschätzbar (Link et al., 2013; IPCC, 2013), weshalb die RCPs in diesem Punkt eine besonders große Spannweite aufweisen (RCP3PD: 85 % Anteil von CCS an der fossilen Energieaufbringung, praktisch kein CCS in RCP8.5, siehe Abbildung 1.11).

Im Detail wird im RCP3PD angenommen (Abbildung 1.11), dass bis zum Jahr 2080 50 % der Energieerzeugung durch Verbrennung fossiler Brennstoffe mit CCS und nur 15 %

durch Verbrennung ohne CCS erfolgt, wobei der Rest durch erneuerbare Energieträger oder nukleare Energieerzeugung (zusammen etwa 35 %) gedeckt wird. Der Kohlenstoffausstoß pro Gigajoule Primärenergieeinsatz („Kohlenstofffaktor“) würde sich wesentlich verringern. Die Verringerung der Energieintensität der Wirtschaft ist ein weiterer tragender Faktor für die Verringerung der künftigen CO₂-Emissionen in solchen Szenarien. Ob die notwendigen technischen und wirtschaftlichen Voraussetzungen dafür eintreten werden, ist derzeit nicht absehbar und stark von politischen Entscheidungen abhängig.

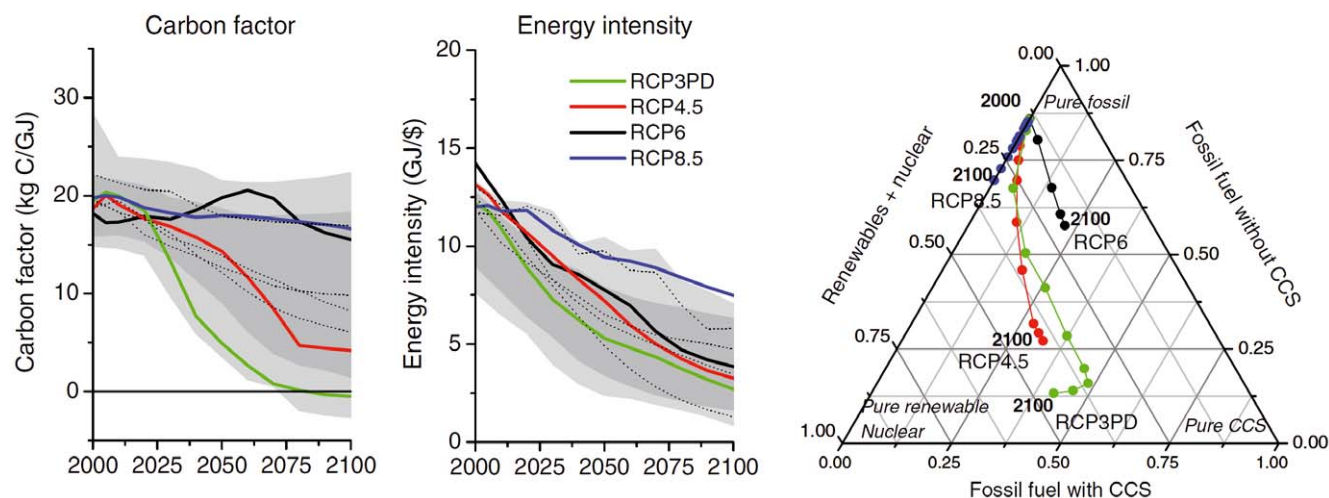
Neben dem CDR wird auch „Solar Radiation Management“ (SRM) als Form des „Geo-Engineerings“ diskutiert (z. B. Link et al., 2013), mit der das Klimasystem verändert werden könnte. SRM beinhaltet unter anderem das Einbringen von Aerosolen (insbesondere Schwefelsäureaerosol) in die Stratosphäre, wodurch Sonnenstrahlung vermehrt zurückgestreut wird. Allerdings müssten beim SRM die eingebrachten Aerosole ständig erneuert werden, und das Problem der Versauerung der Ozeane würde nicht gelöst werden, weil die CO₂-Konzentration nicht reduziert würde. Auch andere, unbeabsichtigte Wirkungen auf das Klimasystem sind möglich.

Generell zeigt sich (Abschnitt 1.5 und Band 1, Kapitel 4), dass die Bandbreite der RCPs den größten Unsicherheitsfaktor der längerfristigen Klimaprojektionen darstellt. Unsicherheiten in der Abschätzung der natürlichen Variabilität und der Modellierung des Klimasystems sind deutlich geringer (Hawkins und Sutton, 2009).

1.4 Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit

1.4 Climate variability and predictability

Größen wie Temperatur, Wind, etc. zeigen in der Atmosphäre ständige Schwankungen in der Zeit, aber auch von Ort zu Ort. Räumlich kleinskalige Änderungen sind mit kurzlebigen Schwankungen gekoppelt, großskalige Änderungen dagegen mit längeren zeitlichen Variationen. Von außen der Erde ausgeprägt sind großskalige und langsame Variationen, wie das Verteilungsmuster der Energiebilanz (Überschuss in den niederen Breiten, Defizit in den hohen Breiten), die Jahreszeiten, und die astronomischen Erdbahnparameter, welche Eiszeiten und Warmzeiten auslösen können (Roe, 2006). Diese externen Antriebe auf der globalen Skala bewirken eine kaum überschaubare Vielzahl von großräumigen, mittleren und kleinräumigen Prozessen, wie beispielsweise Hoch- und Tiefdruckgebiete, Wolken, turbulente Bewegungen in Bodennähe, etc. Oberflächenstrukturen, wie die Gegensätze zwischen Land- und Was-



Abdruck mit freundlicher Genehmigung von Springer Science+Business Media: Climatic Change, The representative concentration pathways: an overview, 109, 2011, S. 18, van Vuuren et al., Abb. 4

Abbildung 1.11 Links: Entwicklung des Anteils der Verbrennung fossilen Kohlenstoffs an der Energieerzeugung (carbon factor). Mitte: Entwicklung des Energieaufwandes pro Wirtschaftsleistung. Rechts: Anteile von fossiler Energieerzeugung ohne CCS, Energieerzeugung aus erneuerbaren Quellen und Kernenergie, sowie Energieerzeugung mit CCS bis zum Jahr 2100 in den vier RCP (=RCP3PD). Man beachte den hohen Anteil von Energieerzeugung mit CCS in den späteren Jahrzehnten des RCP2.6. Alle vier RCPs beginnen ohne CCS und ca. 15 % erneuerbare und nukleare Energie. Quelle: van Vuuren et al. (2011)

Figure 1.11 Temporal evolution of global mean carbon factor (left) and energy intensity (middle) for the RCP and SRES scenarios noted above. Right: Ternary graph of partitioning primary energy production into fossil production with CCS, fossil production without CCS and renewable + nuclear energy production. All four RCPs start with no CCS and 15 % renewable + nuclear production but end at very different regions of the graph in 2100. Consider the high share of CCS in RCP2.6 (=RCP3PD) in later decades. Source: van Vuuren et al. (2011)

seroberflächen, vor allem aber auch Gebirge (siehe dazu Abschnitt 1.5), produzieren eigene Zirkulationssysteme. Andere Systeme, wie das El-Niño-Phänomen, entstehen durch Kopplung von ozeanischen und atmosphärischen Vorgängen, verbunden mit internen nichtlinearen Wechselwirkungen der beteiligten Klimasubsysteme. Diese Komplexität macht sowohl die Beobachtung als auch die Simulation des Klimas so schwierig, denn jede beobachtete oder simulierte Variation kann unterschiedliche Ursachen haben – nicht alles ist Klimawandel!

Ein gewisses Verständnis des Klimasystems als chaotisches dynamisches System ist hilfreich, um diese Problematik besser einordnen zu können. Die Vorgänge in der Atmosphäre, im Ozean, etc. lassen sich durch physikalische Gesetze beschreiben (mehr dazu in Abschnitt 1.5). Diese geben eine Veränderung als Folge eines momentanen Zustands und gegebenenfalls der externen Einflüsse an. Unterschiedliche Anfangszustände haben unterschiedliche Änderungen und damit unterschiedliche Entwicklungen des Systems zur Folge. Es gibt relativ stabile Verhältnisse, und weniger stabile. Bei einem wenig stabilen Zustand kann eine kleine Änderung in die eine oder andere Richtung nach nicht allzu langer Zeit zu ganz unterschiedlichen Entwicklungen führen. Dies ist der Grund, warum Wettervorhersage nur für einen begrenzten Zeitraum möglich ist und warum Vorhersagen manchmal schon nach ein oder

zwei Tagen fehlerhaft sein können. Bei Klimauntersuchungen betrachtet man aber nicht das Wetter, d.h. den Zustand der Atmosphäre auf der Zeitskala von Stunden bis Tagen, sondern Mittelwerte und Variabilität der Klimaparameter auf Zeitskalen von Jahrzehnten. Der größte Teil des „Chaos“ der Wetterschwankungen mittelt sich dabei weg, wobei eine Betrachtung von statistischen Parametern für 10 oder 20 Jahre noch nicht alle quasi-stochastischen Schwankungen eliminiert, was einen Teil der Unsicherheiten der Ergebnisse von Klimamodellen begründet. Darüber hinaus gibt es jedoch auch nichtlineare (und damit potentiell chaotische) dynamische Prozesse auf langen Zeitskalen (Jahre und Jahrzehnte, gegenüber Tagen bei den typischen Wetterphänomenen), vor allem solche, die mit dem Ozean verbunden sind.

Seit einigen Jahren wird immer deutlicher, dass z. B. die Klimaentwicklung in Europa wesentlich von Prozessen im Nordatlantik geprägt ist, die auf einer Zeitskala von Jahren bis Jahrzehnten verlaufen (siehe z. B. Latif et al., 2006; Yang et al., 2013). Die Initialisierung des Ozeans (und anderer Parameter wie Meereis) in Klimamodellen kann daher vor allem für die ersten ca. 10 Jahre von Klimasimulationen relevant sein, und andererseits muss man damit rechnen, dass eine nicht gut genug initialisierte Simulation gerade am Anfang deutlich von der realen Entwicklung abweicht. Dazu kommt,

dass das Klimasignal sich im Lauf der Simulation verstärkt und am Anfang schwach ist gegenüber interner Variabilität, aber auch den Einflüssen der Anfangsbedingungen. Deshalb wird zunehmend die „Vorhersagbarkeit des Klimas“ (im Sinne einer Auflösung und Vorhersage von mehrjährigen Klimavariationen) diskutiert und untersucht (siehe z. B. Boer, 2011). Nur auf Emissionsszenarien basierende Rechnungen sind Projektionen; solche, die versuchen, die mehrjährigen Variationen in der kommenden Dekade realistisch zu erfassen, kann man – für jenen Zeitraum, der von den Emissionsszenarien noch nicht stark beeinflusst ist – als Prognose bezeichnen. Dieser Themenbereich steht noch sehr am Anfang, ist aber von großer praktischer Bedeutung, einerseits weil die Klimafolgenforschung stark auf die nahe zeitliche Zukunft fokussiert, andererseits weil Divergenzen zwischen Simulationen und Beobachtungen Misstrauen in Bezug auf die Qualität der Klimamodellierung wecken können.

In diesem Zusammenhang ist auch zu beachten, dass die Veränderung des Strahlungsantriebs auf dieser kurzen Zeitskala weniger von den langlebigen Treibhausgasen wie CO₂ geprägt ist, als von kurzlebigen und auch in ihrer Emission stärker variablen Substanzen, etwa Methan, aber vor allem auch Aerosolen (seien sie direkt emittiert oder Folgeprodukte von gasförmigen Emissionen). Es ist wichtig, diese Unterschiede zwischen nahen (Zeithorizont bis 2030) und fernerer Entwicklungen zu verstehen.

1.5 Modelle für die Klimasimulation

1.5 Models for climate simulation

1.5.1 Arten von Klimamodellen und ihre Funktionsweise

Aufgrund der im vorherigen Abschnitt dargelegten Wechselwirkungen zwischen den Skalen und zwischen Ozean und Atmosphäre sowie der generellen Komplexität des Klimasystems sind detaillierte und verlässliche Aussagen zur künftigen Entwicklung des Klimas unter den durch die verschiedenen Emissionsszenarien vorgegebenen Randbedingungen nur durch Modellsimulationen möglich. In diesen Simulationen müssen so genannte äußere Einflüsse (auf Englisch häufig als „forcing“ bezeichnet, wobei dieser Begriff allgemeiner gemeint ist als nur „radiative forcing“) vorgegeben werden, während dann das Modell die Reaktion des Klimasystems auf diese Einflüsse wiedergibt. Diese äußeren Einflüsse können unterteilt werden in natürliche (vor allem Ausstoß von Spurenstoffen bei Vul-

kanausbrüchen, Änderung der empfangenen Strahlungsenergie von der Sonne aufgrund von Änderungen der Erdbahnparameter und der Solarkonstante) und anthropogene (vor allem Ausstoß von Spurenstoffen durch verschiedene menschliche Aktivitäten, Änderung der Landoberflächen).

Das Klima ist zwar über atmosphärische Parameter wie Lufttemperatur, Niederschlag etc. definiert, für eine langfristige Betrachtung reicht es aber nicht aus, lediglich das Verhalten der Atmosphäre zu simulieren. Für die Umverteilung der Energie von den niederen zu den hohen Breiten sind nicht nur Luftströmungen sondern auch Meeresströmungen wichtig, und darüber hinaus hat der Zustand der Meeresoberfläche großen Einfluss auf die Atmosphäre. Die Zirkulation im Ozean ist zwar langsamer als die in der Atmosphäre, jedoch ist bereits ab einem Zeitraum von einigen Wochen die Wechselwirkung zwischen beiden Systemen für das Wetter wichtig. Für die Zukunft des Klimas ist sie essentiell, weshalb seit vielen Jahren gekoppelte Atmosphären-Ozean-Modelle (englisch: atmosphere-ocean general circulation models, AOGCM) verwendet werden.

Jedoch steht nicht nur der Ozean in Wechselwirkung mit der Atmosphäre, sondern auch die Erdoberfläche mit ihrer Vegetation, dem Grundwasser, etc., sowie die Kryosphäre, das heißt, die Eisschilde der Antarktis und Grönlands sowie anderer arktischer Landregionen, das Meereis, die winterliche Schneedecke und die außerpolearen Gletscher. Bereits für den 4. IPCC-Bericht wurden Modelle verwendet, welche Prozesse in und zwischen diesen Klimasubsystemen mit berücksichtigen und damit einen wesentlichen Schritt von reinen Atmosphären-Ozean-Modellen hin zu Erdsystem-Modellen (englisch: earth system model, ESM) machen (Flato, 2011). In den neuesten Simulationen, die auch dem 5. IPCC-Bericht zugrunde liegen, sind diese Modelle noch dahingehend erweitert worden, dass sie auch biogeochemische Kreisläufe beschreiben, insbesondere auch die chemischen Umwandlungen wichtiger Spurenstoffe in der Atmosphäre wie Schwefelverbindungen und Ozon. Es wurden auch nicht mehr Konzentrationsverläufe der klimarelevanten Spurenstoffe vorgegeben, sondern diese werden aus den Emissionen berechnet (Flato, 2011). Der Einfachheit halber soll in der Folge einfach von „Klimamodellen“ gesprochen werden.

Hinsichtlich der Funktionsweise der Modelle wird im Folgenden primär auf die atmosphärische Modellkomponente Bezug genommen. Ein solches Modell berechnet die laufende Veränderung des Zustands der Atmosphäre, das heißt, die dreidimensionale Verteilung von Variablen wie Temperatur, Luftdruck, Luftfeuchte, Wind, etc., und zwar ausgehend von einem vorgegebenen Anfangszustand. Die Veränderungen werden in kleinen Zeitschritten berechnet und ergeben sich

aus grundlegenden physikalischen Gesetzen, insbesondere der Erhaltung der Masse, des Impulses und der Energie. Die räumlichen Strukturen werden durch ein Rechengitter oder äquivalente Methoden (spektrale Darstellung) wiedergegeben. Dieses Rechengitter hat eine gegebene Auflösung, horizontal und vertikal. Prozesse, die entweder durch das Gitter nicht aufgelöst werden können oder für eine exakte Behandlung zu komplex sind, werden durch semi-empirische Beziehungen zwischen den aufgelösten Variablen näherungsweise berücksichtigt (so genannte Parametrisierungen).

Es ist wichtig, zu verstehen, dass ein derartiges Modell keine statistische Extrapolation aus der Vergangenheit darstellt, sondern das Verhalten des Systems aufgrund allgemein gültiger physikalischer Gesetze simuliert. Im Wesentlichen entspricht der atmosphärische Teil eines Klimamodells einem globalen Wettervorhersagemodell (welche sich mittlerweile ebenfalls in Richtung Erdsystemmodell entwickeln, da dies für mittelfristige oder gar saisonale Vorhersagen vorteilhaft, wenn nicht gar notwendig ist). Auch Rückkoppelungsprozesse sind grundsätzlich in solchen Modellsystemen abgebildet, jedoch muss man die Frage stellen, mit welcher Genauigkeit und Vollständigkeit dies der Fall ist.

1.5.2 Unsicherheiten der Modelle

Ein Simulationsmodell ist eine quantitative, näherungsweise Beschreibung des natürlichen Systems. Fehler und daraus resultierende Unsicherheit bezüglich der Modellergebnisse sind zunächst durch die limitierte Modellauflösung und die numerischen Lösungsverfahren gegeben. Die limitierte Modellauflösung macht sich überall da negativ bemerkbar, wo Prozesse nicht oder nicht vollständig aufgelöst werden können (siehe u. a. Berckmans et al., 2013; Wen et al., 2012). Das sind vor allem Prozesse an der Erdoberfläche, im Bereich der Tropopause und bei Konvektion (Quellwolken bis hin zu Gewittersystemen). Deshalb wird in jeder Modellgeneration die Auflösung entsprechend den gestiegenen Rechenkapazitäten verbessert. Für die besten Modelle, welche dem 5. IPCC-Bericht zugrunde liegen, ist die horizontale Auflösung nun bei rund 100 km Gitterweite angelangt (Taylor et al., 2012). Es ist jedoch offensichtlich, dass auch eine solche Auflösung Gebirge nur sehr grob wiedergeben kann. Dies ist einer der Hauptgründe, warum in einer Region wie Österreich regionale Klimamodellierung als wichtigstes „Downscaling“-Verfahren essentiell für belastbare Aussagen über künftige Klimaentwicklungen ist (vergleiche Band 1, Kapitel 4). Wegen der nichtlinearen Wechselwirkungen müssten alle Rückkoppelungseffekte z. B. von gebirgsinduzierten Effekten in den globalen Klimamodellen

als Parametrisierung eingehen, was aber derzeit nicht möglich ist.

Ein weiterer wichtiger Punkt ist die Güte der verwendeten Parametrisierungen. Dies betrifft vor allem den Austausch von Wärme, Wasserdampf, Impuls und Spurenstoffen zwischen den verschiedenen Oberflächenarten und der Atmosphäre. Auch die Simulation von Niederschlag und des Verhaltens von Aerosolen in der Atmosphäre ist mit relevanten Unsicherheiten behaftet. Weitere Unsicherheiten ähnlicher Natur sind in den Modellen für die anderen Klimasubsysteme vorhanden.

Schließlich sind auch einfache Fehler, zum Beispiel im Programmcode, nie gänzlich ausschließbar.

Es ist also festzuhalten, dass Klimamodelle zwar auf wohl gesicherten physikalischen Grundlagen und etablierten numerischen Lösungsmethoden basieren, aber aufgrund der nötigen Vereinfachungen und der teilweise nur mäßig bekannten Interaktionsprozesse dennoch mit Unsicherheiten behaftet sind. Um die Relevanz dieser Unsicherheiten zu beurteilen und die Verlässlichkeit der Modelle zu untersuchen, sind daher verschiedene Verfahren eingeführt worden. Einerseits macht man Simulationen der Vergangenheit, welche man mit Beobachtungen vergleichen kann (Abschnitt 1.5.3), andererseits werden so genannte Ensembles gerechnet und genützt. Methode und Wert von Ensemblesimulationen werden im Folgenden kurz umrissen.

Mit „Ensemble“ wird eine Anzahl von Simulationen bezeichnet, die grundsätzlich alle dieselbe Aufgabe lösen, aber dies auf unterschiedliche Weise tun. Die Unterschiede können sein:

- Unterschiedliche Modelle (jedes Modell verwendet etwas andere Methoden für die Numerik, die Parametrisierungen, etc.);
- Unterschiedliche Parameterwahl bei einem Modell (Variation der Parameter einer Parametrisierung innerhalb ihres Unsicherheitsbereiches) bzw. Variation der Parametrisierungsverfahren;
- Unterschiedliche Anfangsbedingungen.

Der letzte Punkt bedarf einer Erläuterung: Während die Unsicherheit in Bezug auf den Anfangszustand der Atmosphäre die weitere Entwicklung des Klimas (nicht des Wetters!) wenig beeinflusst, ist die Unsicherheit bei anderen Parametern, insbesondere des Ozeans, für einen Zeitraum von Jahren spürbar. Wegen der nichtlinearen Wechselwirkungen und Rückkoppelungsmechanismen ist auch längerfristig ein Einfluss grundsätzlich möglich.

In einem kurzfristigen Zeithorizont, etwa bis 2030, kann daher der Anfangszustand durchaus wesentlich für die Ent-

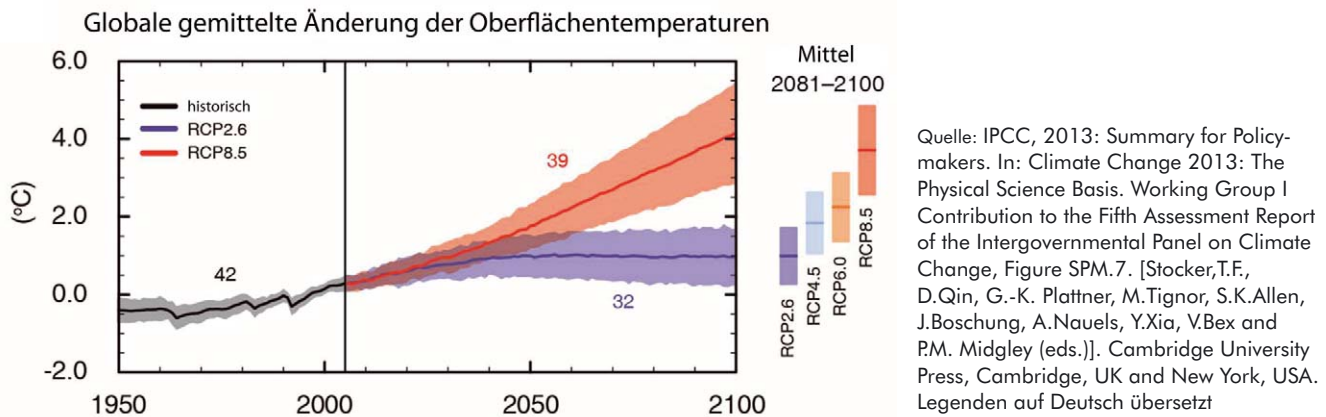


Abbildung 1.12 Global gemittelte Änderung der bodennahen Lufttemperaturen aus den Simulationen des 5. IPCC Sachstandsberichts 2013 (Mittel aus dem Modellensemble, die Zahlen geben die Größe des jeweiligen Ensembles an). Mit farbigen Kurven dargestellt sind der unterste (RCP2.6) und oberste (RCP8.5) Konzentrationspfad. Die mittleren Änderungen für 2081–2100 sind rechts des Randes für alle vier Pfade angegeben. Bezugszeitraum ist 1986–2005 (die vorindustrielle Periode liegt noch um 0,6°C darunter). Der eingefärbte Bereich bzw. die Länge der Balken rechts geben die Unsicherheit aus dem Modellensemble (5. bis 95. Perzentil) an

Figure 1.12 Globally averaged change of near-ground air temperatures in the simulations of the 5th IPCC Report 2013 (mean of model ensemble, numbers indicate size of the respective ensemble). Coloured curves are given for the lowest (RCP2.6) and highest (RCP8.5) concentration pathways. The mean changes for 2081–2100 are indicated outside the right margin for the four pathways. Reference period is 1986–2005 (the pre-industrial periods is 0.6°C lower). The coloured areas (respectively, the length of the bars to the right) indicate the uncertainties of the model ensemble (5th to 95th percentile)

wicklung sein. Im Rahmen der IPCC-Sachstandsberichte wird daher stark von Ensembles Gebrauch gemacht. Ergebnisse sind typischerweise Ensemblemittelwerte und Unsicherheiten werden oft aus Ensemble-Bandbreiten gewonnen.

1.5.3 Retrospektive Simulationen

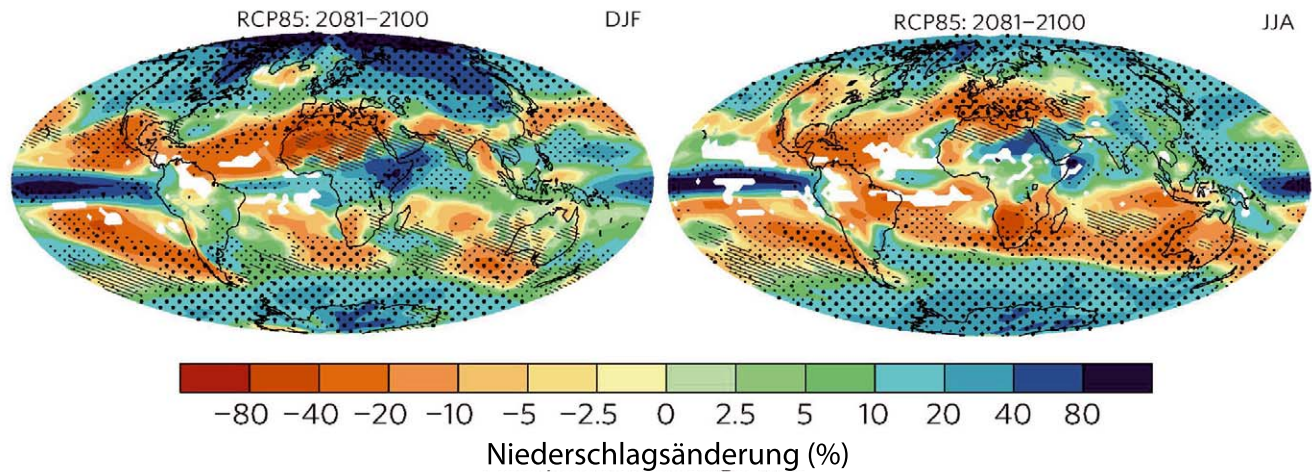
Retrospektive Simulationen sind Simulationen des vergangenen Klimas mit vorgegebenen äußeren Einflussgrößen. Im Vergleich mit den Beobachtungen – welche in die Simulation ja nicht eingehen – kann eine Aussage über die Fähigkeit der Modelle gewonnen werden, typische Prozesse und Schwankungen des Klimasystems zu simulieren. Die IPCC-Berichte legen dies im Detail dar (Randall et al., 2007; IPCC, 2013). Insbesondere gelingt es den Modellen, die wesentlichen beobachteten Muster der Temperatur und anderer Größen wiederzugeben. Auch die wesentlichen Eigenheiten des zeitlichen Verlaufs der globalen Mitteltemperatur in der Periode 1870 bis 2012 werden korrekt wiedergegeben, wie der verstärkte Temperaturanstieg ab Mitte des 20. Jahrhunderts und die Temperatureinbrüche nach starken Vulkaneruptionen (zum Thema der abgeschwächten globalen Erwärmung in den vergangenen 10 bis 15 Jahren siehe oben, Abschnitt 1.3.3). Die Schwachstellen wurden seit dem 4. IPCC-Bericht verringert, zum Beispiel in Bezug auf das arktische Meereis; jedoch ist die Simulation der mittleren Zugbahnen von Tiefdruckgebieten, sowie der Wolkenbedeckung und des Niederschlags weiterhin

in manchen Weltregionen verbesserungswürdig (IPCC, 2013, Chapter 9).

Eine weitere, wichtige Aufgabe haben die retrospektiven Simulationen bei der Beantwortung der Frage, ob bzw. in wie weit man bereits einen anthropogenen Klimawandel beobachten kann. Wegen der hohen natürlichen Variabilität der Atmosphäre ist dies aus Beobachtungen allein nicht leicht zu beantworten. Eine Simulation erlaubt es, den hypothetischen Verlauf des Klimas der vergangenen Jahrzehnte mit und ohne die anthropogenen Einflüsse wie CO₂-Emission, etc. zu berechnen und beide jeweils mit Beobachtungen zu vergleichen (Abschnitt 1.3.3).

1.5.4 Szenariensimulationen

Simulationen für das zukünftige Klima basieren auf so genannten Szenarien für die künftige Entwicklung der Treibhausgasemissionen und Landnutzungsänderungen. Im IPCC-Kontext (Moss, 2010) werden vor allem Szenarien bis 2100 verwendet, es gibt jedoch auch längerfristige Szenarien. Andererseits stützt sich die Klimafolgenforschung oft auf deutlich vor 2100 liegende Zeiten, etwa bis 2030 und 2050. Neben den realistischen, auf sozioökonomischen Modellen beruhenden Szenarien (für den 5. IPCC-Bericht die „Representative Concentration Pathways [RCP], siehe Abschnitt 1.3.4) gibt es auch idealisierte Szenarien und damit angetriebene Simulationen, wie etwa ein jährlicher Anstieg der CO₂-Konzentration



Abdruck mit freundlicher Genehmigung von Macmillan Publishers Ltd.: Nature Climate Change 3, Knutti und Sedláček 2013, S. 369–373, Abb. 3, © 2013 <http://www.nature.com/nclimate/journal/v3/n4/abs/nclimate1716.html>

Abbildung 1.13 Simulierte Änderung des Niederschlags (Periode 2081–2100 im Vergleich zu 1986–2005) in den Monaten Dezember, Januar, Februar (links) und Juni, Juli, August (rechts) nach Berechnungen für den 5. IPCC-Bericht, Konzentrationspfad 8.5 (relativ starke Treibhausgasemissionen). Die Werte sind Mittel aus dem Modellensemble, wobei Regionen mit statistisch signifikanten Änderungen punktiert, solche mit insignifikanten Änderungen schraffiert unterlegt sind. In weißen Gebieten gibt das Ensemble keine einheitliche Aussage. Quelle: Knutti und Sedláček (2013)

Figure 1.13 Simulated precipitation change (period 2081–2100 compared to 1986–2005) in December, January, February (left) and June, July, August (right) according to calculations performed for the 5th IPCC Assessment Report according to Representative Concentration Pathway 8.5 (relatively strong greenhouse gas emissions). Values are means of the model ensemble. Regions with statistically significant changes are stippled, those with insignificant changes hatched. In white areas, the ensemble did not yield a uniform result. Source: Knutti and Sedláček (2013)

in der Atmosphäre um 1 %, bis eine Verdoppelung oder Ver- vierfachung erreicht ist.

1.6 Ausgewählte Ergebnisse globaler Klimaprojektionen

1.6 Selected results of global climate projections

Die Ergebnisse globaler Klimaprojektionen sind im Detail dem 5. Sachstandsbericht (IPCC, 2013) der IPCC-Arbeitsgruppe I zu entnehmen. Im Hinblick auf die erwartbaren Klimaänderungen in Europa werden diese in Band 1, Kapitel 4 diskutiert. Zur besseren Einordnung der Klimadiskussion im Allgemeinen und dieser in Band 1, Kapitel 4 vorgestellten regionalen Ergebnisse seien im Folgenden einige wichtige Ergebnisse globaler Modelle zusammengefasst.

Die globale Mitteltemperatur in Bodennähe dient als primärer Parameter zur allgemeinen Beschreibung der anthropogenen Erwärmung der Erdatmosphäre. Abbildung 1.12 zeigt die Ergebnisse von Modellsimulationen aus dem 5. IPCC-Bericht. Das international akkordierte politische Ziel von maximal 2 °C Erwärmung gegenüber dem vorindustriellen Temperaturniveau wird nur im ehrgeizigsten Konzentrationspfad

(RCP2.6) erreicht. Man erkennt auch, dass erst ab ca. Mitte des 21. Jahrhunderts größere Unterschiede zwischen den Szenarien auftreten. Bis dahin wird die Unsicherheit von den Unterschieden verschiedener Simulationen innerhalb des Ensembles für den jeweiligen Pfad bestimmt. Die maximalen Werte des globalen Strahlungsantriebs werden im RCP2.6-Szenario vor dem Jahr 2050 erreicht, im RCP4.5-Szenario tritt eine Stabilisierung ab ca. 2080 und im 6.0-Szenario ab ca. 2150 ein. Dennoch kommt es auch nach diesen Zeitpunkten zu einem Temperaturanstieg, was an der Trägheit des Klimasystems und insbesondere der Ozeane liegt.

Der Anstieg des Meeresspiegels wird noch Jahrhunderte andauern – allerdings lassen sich sowohl Tempo als auch Endwert durch Emissionsminderungsmaßnahmen beeinflussen. Für das Jahr 2300 erhielten Meehl et al. (2012) globale Mittelwerte von ca. 50–300 cm, je nach Emissionsszenario, wobei diese Werte vor allem hinsichtlich des Beitrags der Eisschmelze sehr unsicher sind. Der IPCC-Bericht (IPCC, 2013) erwartet für das Jahr 2100 einen Anstieg gegenüber dem Ende des 20. Jahrhunderts um etwa 25–100 cm, wobei auch hier die große Spannweite nicht nur die unterschiedlichen Konzentrationspfade (Mittelwert der Modelle ist 43 cm für RCP2.6 und 73 cm für RCP8.5), sondern auch die Unsicherheiten der Modellierung ausdrückt (z. B. zwischen 53 und 97 cm für RCP8.5).

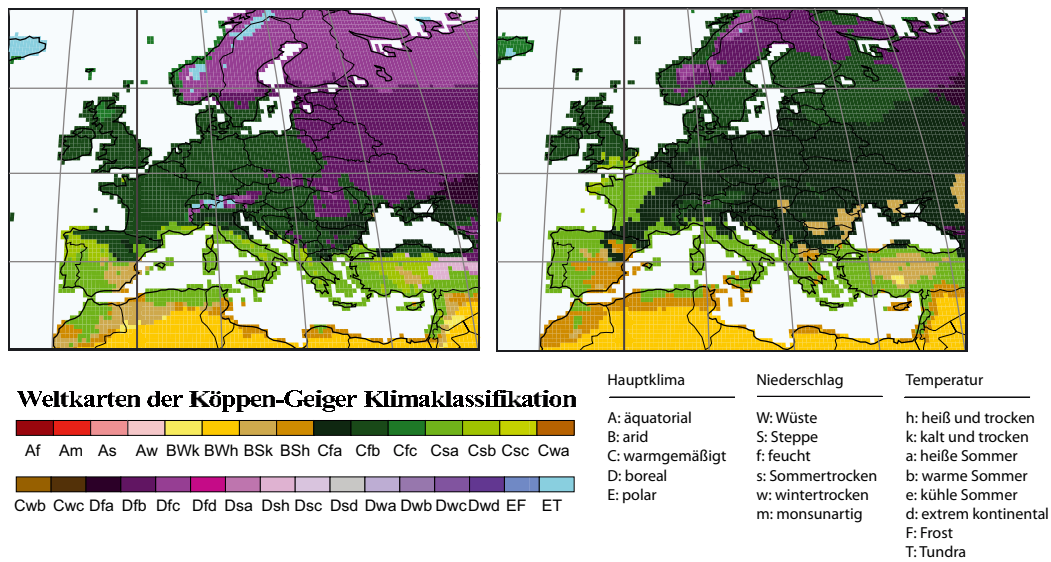


Abbildung 1.14 Klimazonen nach der Klassifikation von Köppen und Geiger für die Perioden 1976–2000 (links) und 2076–2100, berechnet für das A1FI-Szenario des 4. IPCC-Berichts. Ausschnitt aus den Weltkarten von Rubel und Kottek (2010), deutschsprachige Version von F. Rubel (pers. Mitt., September 2013)

Figure 1.14 Climate zones according to the classification of Köppen and Geiger for the periods a) 1976–2000 (left) and b) 2076–2100 (right), calculated for the A1FI scenario of the 4th IPCC Assessment Report. Detail of the world maps by Rubel and Kottek (2010), German version from F. Rubel (pers. communication, September 2013)

Neben der Temperatur ist der Niederschlag ein zentraler Parameter. Abbildung 1.13 zeigt projizierte globale Niederschlagsverteilungen für ein Szenario mit starkem Temperaturanstieg (ca. 4°C im hier gezeigten Zeitraum [2081–2100] gegenüber vorindustriellen Verhältnissen). Dadurch treten die Tendenzen besonders deutlich zu Tage. Trockene Gebiete werden noch trockener und sie weiten sich aus, während es in den hohen Breiten und Teilen der Tropen zu verstärkten Niederschlägen kommt. Für Mitteleuropa wäre in diesem Szenario mit Niederschlagsrückgängen im Sommer von ca. 20–40 % zu rechnen. Im Mittelmeerraum ist auch im Winter eine Niederschlagsverringern zu erwarten, sodass dieses Gebiet mit massiver Austrocknung rechnen muss. Hingegen würde der Winterniederschlag nördlich der Alpen etwas zunehmen.

Abbildung 1.14 zeigt aus beobachteten bzw. modellierten Temperatur- und Niederschlagsfeldern abgeleitete Klimazonen in Europa für jeweils die letzten 25 Jahre des 20. und des 21. Jahrhunderts (A1FI Szenario aus dem 4. IPCC-Bericht, fossil-intensiv, d. h. hohe Treibhausgasemissionen, vergleichbar mit RCP8.5; Rubel und Kottek, 2010). Hier werden also Temperatur- und Niederschlagseffekte zusammengefasst. Wie man sieht, kommt es bei diesem Szenario zu großflächigen Verschiebungen der Klimazonen. In Mitteleuropa wird temperiertes Klima mit warmen Sommern zu temperiertem Klima mit heißen Sommern. Die sommertrockenen Klimate breiten sich nach Norden aus, Schnee- und Eisklimate ziehen

sich sowohl in den Gebirgen (wegen der 0,5° Auflösung nur näherungsweise interpretierbar) als auch in den hohen Breiten zurück.

1.7 Literaturverzeichnis
1.7 References

Allan, R., Brohan, P., Compo, G.P., Stone, R., Luterbacher, J., Brönnimann, S., 2011. The international atmospheric circulation reconstructions over the Earth (ACRE) initiative. *Bulletin of the American Meteorological Society* 92, 1421–1425. doi:10.1175/2011BAMS3218.1

Andreae, M.O., Gelencsér, A., 2006. Black carbon or brown carbon? The nature of light-absorbing carbonaceous aerosols. *Atmos. Chem. Phys.* 6, 3131–3148. doi:10.5194/acp-6-3131-2006

Anthes, R.A., 2011. Exploring Earth’s atmosphere with radio occultation: contributions to weather, climate and space weather. *Atmospheric Measurement Techniques* 4, 1077–1103. doi:10.5194/amt-4-1077-2011

Balmaseda, M.A., Mogenssen, K., Weaver, A.T., 2013a. Evaluation of the ECMWF ocean reanalysis system ORAS4. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 139, 1132–1161. doi:10.1002/qj.2063

Balmaseda, M.A., Trenberth, K.E., Källén, E., 2013b. Distinctive climate signals in reanalysis of global ocean heat content. *Geophysical Research Letters* 40, 1754–1759. doi:10.1002/grl.50382

Berckmans, J., Woollings, T., Demory, M.-E., Vidale, P.-L., Roberts, M., 2013. Atmospheric blocking in a high resolution climate model: influences of mean state, orography and eddy forcing. *Atmospheric Science Letters* 14, 34–40. doi:10.1002/asl2.412

- Boer, G.J., 2011. Decadal potential predictability of twenty-first century climate. *Climate Dynamics* 36, 1119–1133. doi:10.1007/s00382-010-0747-9
- Bond, T.C., Doherty, S.J., Fahey, D.W., Forster, P.M., Bernsten, T., DeAngelo, B.J., Flanner, M.G., Ghan, S., Kärcher, B., Koch, D., Kinne, S., Kondo, Y., Quinn, P.K., Sarofim, M.C., Schultz, M.G., Schulz, M., Venkataraman, C., Zhang, H., Zhang, S., Bellouin, N., Guttikunda, S.K., Hopke, P.K., Jacobson, M.Z., Kaiser, J.W., Klimont, Z., Lohmann, U., Schwarz, J.P., Shindell, D., Storelvmo, T., Warren, S.G., Zender, C.S., 2013. Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 118, 5380–5552. doi:10.1002/jgrd.50171
- Bryden, H.L., Longworth, H.R., Cunningham, S.A., 2005. Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25°N. *Nature* 438, 655–657. doi:10.1038/nature04385
- Church, J.A., White, N.J., 2011. Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. *Surveys in Geophysics* 32, 585–602. doi:10.1007/s10712-011-9119-1
- Compo, G.P., Whitaker, J.S., Sardeshmukh, P.D., Matsui, N., Allan, R.J., Yin, X., Gleason, B.E., Vose, R.S., Rutledge, G., Bessemoulin, P., Brönnimann, S., Brunet, M., Crouthamel, R.I., Grant, A.N., Groisman, P.Y., Jones, P.D., Kruk, M.C., Kruger, A.C., Marshall, G.J., Maugeri, M., Mok, H.Y., Nordli, Ø., Ross, T.F., Trigo, R.M., Wang, X.L., Woodruff, S.D., Worley, S.J., 2011. The twentieth century reanalysis project. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137, 1–28. doi:10.1002/qj.776
- Dee, D.P., Uppala, S.M., Simmons, A.J., Berrisford, P., Poli, P., Kobayashi, S., Andrae, U., Balmaseda, M.A., Balsamo, G., Bauer, P., Bechtold, P., Beljaars, A.C.M., van de Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Delsol, C., Dragani, R., Fuentes, M., Geer, A.J., Haimberger, L., Healy, S.B., Hersbach, H., Hólm, E.V., Isaksen, I., Kållberg, P., Köhler, M., Matricardi, M., McNally, A.P., Monge-Sanz, B.M., Morcrette, J.-J., Park, B.-K., Peubey, C., de Rosnay, P., Tavolato, C., Thépaut, J.-N., Vitart, F., 2011. The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 137, 553–597. doi:10.1002/qj.828
- Dougllass, D.H., Christy, J.R., Pearson, B.D., Singer, S.F., 2007. A comparison of tropical temperature trends with model predictions. *International Journal of Climatology* 28, 1693–1701. doi:10.1002/joc.1651
- Ebita, A., Kobayashi, S., Ota, Y., Moriya, M., Kumabe, R., Onogi, K., Harada, Y., Yasui, S., Miyaoka, K., Takahashi, K., Kamahori, H., Kobayashi, C., Endo, H., Soma, M., Oikawa, Y., Ishimizu, T., 2011. The Japanese 55-year reanalysis 'JRA-55': An Interim Report. *SOLA* 7, 149–152. doi:10.2151/sola.2011-038
- Eichler, A., Olivier, S., Henderson, K., Laube, A., Beer, J., Papina, T., Gäggeler, H.W., Schwikowski, M., 2009. Temperature response in the Altai region lags solar forcing. *Geophysical Research Letters* 36. doi:10.1029/2008GL035930
- Fasullo, J.T., Trenberth, K.E., 2008. The annual cycle of the energy budget. Part II: Meridional structures and poleward transports. *Journal of Climate* 21, 2313–2325. doi:10.1175/2007JCLI1936.1
- Flanner, M.G., Shell, K.M., Barlage, M., Perovich, D.K., Tschudi, M.A., 2011. Radiative forcing and albedo feedback from the Northern Hemisphere cryosphere between 1979 and 2008. *Nature Geoscience* 4, 151–155. doi:10.1038/ngeo1062
- Flato, G.M., 2011. Earth system models: an overview. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 2, 783–800. doi:10.1002/wcc.148
- Foelsche, U., Scherllin-Pirscher, B., Ladstädter, F., Steiner, A.K., Kircheggast, G., 2011. Refractivity and temperature climate records from multiple radio occultation satellites consistent within 0.05 %. *Atmospheric Measurement Techniques* 4, 2007–2018. doi:10.5194/amt-4-2007-2011
- Forster, P., Ramaswamy, V., Artaxo, P., Bernsten, T., Betts, R., Fahey, D.W., Haywood, J., Lean, J., Lowe, D.C., Myhre, G., Nganga, J., Prinn, R., Raga, G., Schulz, M., Van Dorland, R., 2007. Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- GEMS, 2012. GEMS Final Report. http://www.gmes-atmosphere.eu/documents/reports/GEMS_Final_Report.pdf.
- Haigh, J.D., 1996. The impact of solar variability on climate. *Science* 272, 981–984. doi:10.1126/science.272.5264.981
- Haigh, J.D., 2011. Solar influences on climate (Briefing paper 5). Grantham Institute on Climate Change, London. <https://workspace.imperial.ac.uk/climatechange/Public/pdfs/Briefing%20Papers/Solar%20Influences%20on%20Climate.pdf>.
- Haimberger, L., Hantel, M. (Eds.), 2005. Circulation of the global atmosphere, in: *Observed Global Climate, Landolt-Börnstein Series: Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology - New Series*. Springer (Berlin, Heidelberg, New York), pp. 9.1–9.35.
- Haimberger, L., Tavolato, C., Sperka, S., 2012. Homogenization of the global radiosonde temperature dataset through combined comparison with reanalysis background series and neighboring stations. *Journal of Climate* 25, 8108–8131. doi:10.1175/JCLI-D-11-00668.1
- Hansen, J., Nazarenko, L., 2004. Soot climate forcing via snow and ice albedos. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 101, 423–428. doi:10.1073/pnas.2237157100
- Hansen, J., Sato, M., Ruedy, R., Lacis, A., Oinas, V., 2000. Global warming in the twenty-first century: An alternative scenario. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 97, 9875–9880. doi:10.1073/pnas.170278997
- Hantel, M. (Ed.), 2005. Numerical data and functional relationships in science and technology. Landolt-Börnstein, Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology, New Series, Group V, Volume 6, Springer.
- Hasselmann, K., 1993. Optimal fingerprints for the detection of time-dependent climate change. *Journal of Climate* 6, 1957–1971. doi:10.1175/1520-0442(1993)006<1957:OFFTDO>2.0.CO;2
- Hawkins, E., Sutton, R., 2009. The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bulletin of the American Meteorological Society* 90, 1095–1107. doi:10.1175/2009BAMS2607.1
- Haywood, J.M., Bellouin, N., Jones, A., Boucher, O., Wild, M., Shine, K.P., 2011. The roles of aerosol, water vapor and cloud in future global dimming/brightening. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 116. doi:10.1029/2011JD016000
- Hegerl, G., Zwiers, F., 2011. Use of models in detection and attribution of climate change. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 2, 570–591. doi:10.1002/wcc.121
- Hegerl, G.C., Crowley, T.J., Hyde, W.T., Frame, D.J., 2006. Climate sensitivity constrained by temperature reconstructions over the past seven centuries. *Nature* 440, 1029–1032. doi:10.1038/nature04679

- Hegerl, G.C., von Storch, H., Hasselmann, K., Santer, B.D., Cubasch, U., Jones, P.D., 1996. Detecting greenhouse-gas-induced climate change with an optimal fingerprint method. *Journal of Climate* 9, 2281–2306. doi:10.1175/1520-0442(1996)009<2281:DGGI CC>2.0.CO;2
- Held, I.M., 2013. Climate science: The cause of the pause. *Nature* 501, 318–319. doi:10.1038/501318a
- Held, I.M., Soden, B.J., 2006. Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *Journal of Climate* 19, 5686–5699. doi:10.1175/JCLI3990.1
- Ho, S., Hunt, D., Steiner, A.K., Mannucci, A.J., Kirchengast, G., Gleisner, H., Heise, S., von Engeln, A., Marquardt, C., Sokolovskiy, S., Schreiner, W., Scherllin-Pirscher, B., Ao, C., Wickert, J., Syndergaard, S., Lauritsen, K.B., Leroy, S., Kursinski, E.R., Kuo, Y.-H., Foelsche, U., Schmidt, T., Gorbunov, M., 2012. Reproducibility of GPS radio occultation data for climate monitoring: Profile-to-profile inter-comparison of CHAMP climate records 2002 to 2008 from six data centers. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 117. doi:10.1029/2012JD017665
- Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., Van der Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A. (Eds.), 2001. *Climate Change 2001: The Scientific Basis, Contribution on Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Huybrecht, P., Miller, H., 2005. Flow and balance of the polar ice sheets, in: Hantel, M. (Ed.), *Observed Global Climate, Landolt-Boernstein New Series. Numerical Data and Functional Relationships in Science and Technology*. Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp. 13/1–13.
- Inness, A., Baier, F., Benedetti, A., Bouarar, I., Chabrillat, S., Clark, H., Clerbaux, C., Coheur, P., Engelen, R.J., Errera, Q., Flemming, J., George, M., Granier, C., Hadji-Lazarou, J., Huijnen, V., Hurtmans, D., Jones, L., Kaiser, J.W., Kapsomenakis, J., Lefever, K., Leitão, J., Razinger, M., Richter, A., Schultz, M.G., Simmons, A.J., Suttie, M., Stein, O., Thépaut, J.-N., Thouret, V., Vrekoussis, M., Zerefos, C., the MACC team, 2013. The MACC reanalysis: an 8 yr data set of atmospheric composition. *Atmospheric Chemistry and Physics* 13, 4073–4109. doi:10.5194/acp-13-4073-2013
- IPCC, 1995. *The Science of Climate Change (AR2 WG 1 Report)*. Cambridge University Press, Cambridge.
- IIPCC, 2013: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- IPCC, 2013a: *Summary for Policymakers*. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Jacobson, M.Z., 2010. Short-term effects of controlling fossil-fuel soot, biofuel soot and gases, and methane on climate, Arctic ice, and air pollution health. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 115. doi:10.1029/2009JD013795
- Jones, P.D., Groisman, P.Y., Coughlan, M., Plummer, N., Wang, W.-C., Karl, T.R., 1990. Assessment of urbanization effects in time series of surface air temperature over land. *Nature* 347, 169–172. doi:10.1038/347169a0
- Kalnay, E., Cai, M., 2003. Impact of urbanization and land-use change on climate. *Nature* 423, 528–531. doi:10.1038/nature01675
- Kandel, R., 2012. Understanding and measuring Earth's energy budget: From Fourier, Humboldt, and Tyndall to CERES and beyond. *Surveys in Geophysics* 33, 337–350. doi:10.1007/s10712-011-9162-y
- Karl, T.R., Trenberth, K.E., 2003. Modern global climate change. *Science* 302, 1719–1723. doi:10.1126/science.1090228
- Keeling, C.D., Bacastow, R.B., Bainbridge, A.E., Ekdahl, C.A., Guenther, P.R., Waterman, L.S., Chin, J.F.S., 1976. Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii. *Tellus* 28, 538–551. doi:10.1111/j.2153-3490.1976.tb00701.x
- Kennedy, J.J., Rayner, N.A., Smith, R.O., Parker, D.E., Saunby, M., 2011a. Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850: 2. Biases and homogenization. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 116. doi:10.1029/2010JD015220
- Kennedy, J.J., Rayner, N.A., Smith, R.O., Parker, D.E., Saunby, M., 2011b. Reassessing biases and other uncertainties in sea surface temperature observations measured in situ since 1850: 1. Measurement and sampling uncertainties. *Journal of Geophysical Research* 116. doi:10.1029/2010JD015218
- Kim, D., Ramanathan, V., 2012. Improved estimates and understanding of global albedo and atmospheric solar absorption. *Geophysical Research Letters* 39. doi:10.1029/2012GL053757
- Klein Goldewijk, K., 2001. Estimating global land use change over the past 300 years: The HYDE database. *Global Biogeochemical Cycles* 15, 417–433. doi:10.1029/1999GB001232
- Klostermann, J., 2009. *Das Klima im Eiszeitalter, 2. Auflage*. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Knutti, R., Sedláček, J., 2013. Robustness and uncertainties in the new CMIP5 climate model projections. *Nature Climate Change* 3, 369–373. doi:10.1038/nclimate1716
- Kopp, G., Lean, J.L., 2011. A new, lower value of total solar irradiance: Evidence and climate significance. *Geophysical Research Letters* 38. doi:10.1029/2010GL045777
- Kosaka, Y., Xie, S.-P., 2013. Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. *Nature* 501, 403–407. doi:10.1038/nature12534
- Kottek, M., Grieser, J., Beck, C., Rudolf, B., Rubel, F., 2006. World map of the Köppen-Geiger climate classification updated. *Meteorologische Zeitschrift* 15, 259–263. doi:10.1127/0941-2948/2006/0130
- Lackner, B.C., Steiner, A.K., Hegerl, G.C., Kirchengast, G., 2011. Atmospheric climate change detection by radio occultation data using a fingerprinting method. *Journal of Climate* 24, 5275–5291. doi:10.1175/2011JCLI3966.1
- Ladstädter, F., Steiner, A.K., Foelsche, U., Haimberger, L., Tavolato, C., Kirchengast, G., 2011. An assessment of differences in lower stratospheric temperature records from (A)MSU, radiosondes, and GPS radio occultation. *Atmospheric Measurement Techniques* 4, 1965–1977. doi:10.5194/amt-4-1965-2011
- Latif, M., Collins, M., Pohlmann, H., Keenlyside, N., 2006. A review of predictability studies of Atlantic sector climate on decadal time scales. *Journal of Climate* 19, 5971–5987. doi:10.1175/JCLI3945.1

- Le Quéré, C., Andres, R.J., Boden, T., Conway, T., Houghton, R.A., House, J.I., Marland, G., Peters, G.P., van der Werf, G.R., Ahlström, A., Andrew, R.M., Bopp, L., Canadell, J.G., Ciais, P., Doney, S.C., Enright, C., Friedlingstein, P., Huntingford, C., Jain, A.K., Jourdain, C., Kato, E., Keeling, R.F., Klein Goldewijk, K., Levis, S., Levy, P., Lomas, M., Poulter, B., Raupach, M.R., Schwinger, J., Sitch, S., Stocker, B.D., Viivy, N., Zaehle, S., Zeng, N., 2013. The global carbon budget 1959–2011. *Earth System Science Data* 5, 165–185. doi:10.5194/essd-5-165-2013
- Le Quéré, C., Raupach, M.R., Canadell, J.G., Al, G.M. et, Al, C.L.Q. et, Marland, G., Bopp, L., Ciais, P., Conway, T.J., Doney, S.C., Feely, R.A., Foster, P., Friedlingstein, P., Gurney, K., Houghton, R.A., House, J.I., Huntingford, C., Levy, P.E., Lomas, M.R., Majkut, J., Metzl, N., Ometto, J.P., Peters, G.P., Prentice, I.C., Randerson, J.T., Running, S.W., Sarmiento, J.L., Schuster, U., Sitch, S., Takahashi, T., Viivy, N., van der Werf, G.R., Woodward, F.I., 2009. Trends in the sources and sinks of carbon dioxide. *Nature Geosciences* 2, 831–836. doi:10.1038/ngeo689
- Lean, J., Beer, J., Bradley, R., 1995. Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geophysical Research Letters* 22, 3195–3198. doi:10.1029/95GL03093
- Levitus, S., Antonov, J.I., Boyer, T.P., Baranova, O.K., Garcia, H.E., Locarnini, R.A., Mishonov, A.V., Reagan, J.R., Seidov, D., Yarosh, E.S., Zweng, M.M., 2012. World ocean heat content and thermocline sea level change (0–2000 m), 1955–2010. *Geophysical Research Letters* 39, 1944–8007. doi:10.1029/2012GL051106
- Link, P.M., Brzoska, M., Maas, A., Neuneck, G., Scheffran, J., 2013. Possible implications of climate engineering for peace and security. *Bulletin of the American Meteorological Society* 94, ES13–ES16. doi:10.1175/BAMS-D-12-00022.1
- Loeb, N.G., Lyman, J.M., Johnson, G.C., Allan, R.P., Doelling, D.R., Wong, T., Soden, B.J., Stephens, G.L., 2012. Observed changes in top-of-the-atmosphere radiation and upper-ocean heating consistent within uncertainty. *Nature Geoscience* 5, 110–113. doi:10.1038/ngeo1375
- Mann, M.E., Zhang, Z., Hughes, M.K., Bradley, R.S., Miller, S.K., Rutherford, S., Ni, F., 2008. Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 105, 13252–13257. doi:10.1073/pnas.0805721105
- Mayer, M., Haimberger, L., 2012. Poleward atmospheric energy transports and their variability as evaluated from ECMWF reanalysis data. *Journal of Climate* 25, 734–752. doi:10.1175/JCLI-D-11-00202.1
- Mayer, M., Trenberth, K.E., Haimberger, L., Fasullo, J.T., 2013. The response of tropical atmospheric energy budgets to ENSO. *Journal of Climate* 26, 4710–4724. doi:10.1175/JCLI-D-12-00681.1
- Meehl, G.A., Arblaster, J.M., Fasullo, J.T., Hu, A., Trenberth, K.E., 2011. Model-based evidence of deep-ocean heat uptake during surface-temperature hiatus periods. *Nature Clim. Change* 1, 360–364. doi:10.1038/nclimate1229
- Meehl, G.A., Hu, A., Tebaldi, C., Arblaster, J.M., Washington, W.M., Teng, H., Sanderson, B.M., Ault, T., Strand, W.G., White, J.B., 2012. Relative outcomes of climate change mitigation related to global temperature versus sea-level rise. *Nature Climate Change* 2, 576–580. doi:10.1038/nclimate1529
- Menon, S., Akbari, H., Mahanama, S., Sednev, I., Levinson, R., 2010. Radiative forcing and temperature response to changes in urban albedos and associated CO₂ offsets. *Environmental Research Letters* 5. doi:10.1088/1748-9326/5/1/014005
- Min, S.-K., Zhang, X., Zwiers, F.W., Hegerl, G.C., 2011. Human contribution to more-intense precipitation extremes. *Nature* 470, 378–381. doi:10.1038/nature09763
- Möller, F., 1973. Einführung in die Meteorologie. B.I. Wissenschaftsverlag, Mannheim.
- Morice, C.P., Kennedy, J.J., Rayner, N.A., Jones, P.D., 2012. Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set. *Journal of Geophysical Research* 117. doi:10.1029/2011JD017187
- Moss, R.H., Edmonds, J.A., Hibbard, K.A., Manning, M.R., Rose, S.K., van Vuuren, D.P., Carter, T.R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G.A., Mitchell, J.F.B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S.J., Stouffer, R.J., Thomson, A.M., Weyant, J.P., Wilbanks, T.J., 2010. The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature* 463, 747–756. doi:10.1038/nature08823
- Nakicenovic, N., Swart, R. (Eds.), 2000. Special report on emission scenarios. IPCC. Cambridge University Press, UK.
- Peters, G.P., Marland, G., Le Quéré, C., Boden, T., Canadell, J.G., Raupach, M.R., 2011. Rapid growth in CO₂ emissions after the 2008–2009 global financial crisis. *Nature Climate Change* 2, 2–4. doi:10.1038/nclimate1332
- Philander, S.G., 1990. El Niño, La Niña, and the southern oscillation. *International Geophysics Series* 46. Academic Press, San Diego.
- Pitman, A.J., Avila, F.B., Abramowitz, G., Wang, Y.P., Phipps, S.J., de Noblet-Ducoudré, N., 2011. Importance of background climate in determining impact of land-cover change on regional climate. *Nature Climate Change* 1, 472–475. doi:10.1038/nclimate1294
- Prinz, R., Fischer, A., Nicholson, L., Kaser, G., 2011. Seventy-six years of mean mass balance rates derived from recent and re-evaluated ice volume measurements on tropical Lewis Glacier, Mount Kenya. *Geophysical Research Letters* 38, 20502–20507. doi:10.1029/2011GL049208
- Randall, D.A., Wood, R.A., Bony, S., Colman, R., Fichefet, T., Fyfe, J., Kattsov, V., Pitman, J., Shukla, J., Srinivasan, J., Stouffer, R.J., Sumi, A., Taylor, K.E., 2007. Climate Models and Their Evaluation., in: Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Averyt, M., Tignor, M., Miller, H.L. (Eds.), *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Rienecker, M.M., Suarez, M.J., Gelaro, R., Todling, R., Bacmeister, J., Liu, E., Bosilovich, M.G., Schubert, S.D., Takacs, L., Kim, G.-K., Bloom, S., Chen, J., Collins, D., Conaty, A., da Silva, A., Gu, W., Joiner, J., Koster, R.D., Lucchesi, R., Molod, A., Owens, T., Pawson, S., Pegion, P., Redder, C.R., Reichle, R., Robertson, F.R., Ruddick, A.G., Sienkiewicz, M., Woollen, J., 2011. MERRA: NASA's modern-era retrospective analysis for research and applications. *Journal of Climate* 24, 3624–3648. doi:10.1175/JCLI-D-11-00015.1
- Roe, G., 2006. In defense of Milankovitch. *Geophysical Research Letters* 33. doi:10.1029/2006GL027817
- Rubel, F., Kottek, M., 2010. Observed and projected climate shifts 1901–2100 depicted by world maps of the Köppen-Geiger climate classification. *Meteorologische Zeitschrift* 19, 135–141. doi:10.1127/0941-2948/2010/0430
- Santer, B.D., Thorne, P.W., Haimberger, L., Taylor, K.E., Wigley, T.M.L., Lanzante, J.R., Solomon, S., Free, M., Gleckler, P.J.,

- Jones, P.D., Karl, T.R., Klein, S.A., Mears, C., Nychka, D., Schmidt, G.A., Sherwood, S.C., Wentz, F.J., 2008. Consistency of modelled and observed temperature trends in the tropical troposphere. *International Journal of Climatology* 28, 1703–1722. doi:10.1002/joc.1756
- Santer, B.D., Wigley, T.M.L., Mears, C., Wentz, F.J., Klein, S.A., Seidel, D.J., Taylor, K.E., Thorne, P.W., Wehner, M.F., Gleckler, P.J., Boyle, J.S., Collins, W.D., Dixon, K.W., Doutriaux, C., Free, M., Fu, Q., Hansen, J.E., Jones, G.S., Ruedy, R., Karl, T.R., Lanzante, J.R., Meehl, G.A., Ramaswamy, V., Russell, G., Schmidt, G.A., 2005. Amplification of surface temperature trends and variability in the tropical atmosphere. *Science* 309, 1551–1556. doi:10.1126/science.1114867
- Santer, B.D., Wigley, T.M.L., Simmons, A.J., Källberg, P.W., Kelly, G.A., Uppala, S.M., Ammann, C., Boyle, J.S., Brüggemann, W., Doutriaux, C., Fiorino, M., Mears, C., Meehl, G.A., Sausen, R., Taylor, K.E., Washington, W.M., Wehner, M.F., Wentz, F.J., 2004. Identification of anthropogenic climate change using a second-generation reanalysis. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 109. doi:10.1029/2004JD005075
- Sarmiento, J.L., Gruber, N., 2006. *Ocean Biogeochemical Dynamics*. Princeton University Press, Princeton.
- Schellnhuber, H.J., 2011. Geoengineering: The good, the MAD, and the sensible. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 108, 20277–20278. doi:10.1073/pnas.1115966108
- Scherllin-Pirscher, B., Deser, C., Ho, S.-P., Chou, C., Randel, W., Kuo, Y.-H., 2012. The vertical and spatial structure of ENSO in the upper troposphere and lower stratosphere from GPS radio occultation measurements. *Geophysical Research Letters* 39. doi:10.1029/2012GL053071
- Scherllin-Pirscher, B., Kirchengast, G., Steiner, A.K., Kuo, Y.-H., Foelsche, U., 2011. Quantifying uncertainty in climatological fields from GPS radio occultation: An empirical-analytical error model. *Atmospheric Measurement Techniques* 4, 2019–2034. doi:10.5194/amt-4-2019-2011
- Sherwood, S.C., Roca, R., Weckwerth, T.M., Andronova, N.G., 2010. Tropospheric water vapor, convection, and climate. *Reviews of Geophysics* 48. doi:10.1029/2009RG000301
- Sistla, S.A., Moore, J.C., Simpson, R.T., Gough, L., Shaver, G.R., Schimel, J.P., 2013. Long-term warming restructures Arctic tundra without changing net soil carbon storage. *Nature* 497, 615–618. doi:10.1038/nature12129
- Snyder, P.K., Delire, C., Foley, J.A., 2004. Evaluating the influence of different vegetation biomes on the global climate. *Climate Dynamics* 23. doi:10.1007/s00382-004-0430-0
- Soden, B.J., Held, I.M., 2006. An assessment of climate feedbacks in coupled ocean–atmosphere models. *Journal of Climate* 19, 3354–3360. doi:10.1175/JCLI3799.1
- Stanhill, G., Cohen, S., 2001. Global dimming: a review of the evidence for a widespread and significant reduction in global radiation with discussion of its probable causes and possible agricultural consequences. *Agricultural and Forest Meteorology* 107, 255–278. doi:10.1016/S0168-1923(00)00241-0
- Steiner, A.K., Hunt, D., Ho, S.-P., Kirchengast, G., Mannucci, A.J., Scherllin-Pirscher, B., Gleisner, H., von Engeln, A., Schmidt, T., Ao, C., Leroy, S.S., Kursinski, E.R., Foelsche, U., Gorbunov, M., Heise, S., Kuo, Y.-H., Lauritsen, K.B., Marquardt, C., Rocken, C., Schreiner, W., Sokolovskiy, S., Syndergaard, S., Wickert, J., 2013. Quantification of structural uncertainty in climate data records from GPS radio occultation. *Atmospheric Chemistry and Physics* 13, 1469–1484. doi:10.5194/acp-13-1469-2013
- Steiner, A.K., Kirchengast, G., Lackner, B.C., Pirscher, B., Borsche, M., Foelsche, U., 2009. Atmospheric temperature change detection with GPS radio occultation 1995 to 2008. *Geophysical Research Letters* 36. doi:10.1029/2009GL039777
- Steiner, A.K., Lackner, B.C., Ladstädter, F., Scherllin-Pirscher, B., Foelsche, U., Kirchengast, G., 2011. GPS radio occultation for climate monitoring and change detection. *Radio Science* 46. doi:10.1029/2010RS004614
- Stroeve, J.C., Serreze, M.C., Holland, M.M., Kay, J.E., Malanik, J., Barrett, A.P., 2012. The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: a research synthesis. *Climatic Change* 110, 1005–1027. doi:10.1007/s10584-011-0101-1
- Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A., 2012. An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society* 93, 485–498. doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1
- Tegen, I., 2003. Modeling the mineral dust aerosol cycle in the climate system. *Quaternary Science Reviews* 22, 1821–1834. doi:10.1016/S0277-3791(03)00163-X
- Thorne, P.W., Lanzante, J.R., Peterson, T.C., Seidel, D.J., Shine, K.P., 2011. Tropospheric temperature trends: history of an ongoing controversy. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change* 2, 66–88. doi:10.1002/wcc.80
- Trenberth, K.E., Fasullo, J.T., 2013. An apparent hiatus in global warming? *Earth's Future* 1, 19–32. doi:10.1002/2013EF000165
- Trenberth, K.E., Fasullo, J.T., Kiehl, J., 2009. Earth's global energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society* 90, 311–323. doi:10.1175/2008BAMS2634.1
- Trenberth, K.E., Fasullo, J.T., Mackaro, J., 2011. Atmospheric moisture transports from ocean to land and global energy flows in reanalyses. *Journal of Climate* 24, 4907–4924. doi:10.1175/2011JCLI4171.1
- Uppala, S.M., Källberg, P.W., Simmons, A.J., Andrae, U., Bechtold, V.D.C., Fiorino, M., Gibson, J.K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G.A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R.P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M.A., Beljaars, A.C.M., Berg, L.V.D., Bidlot, J., Bormann, N., Cairnes, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B.J., Isaksen, I., Janssen, P. a. E.M., Jenne, R., McNally, A.P., Mahfouf, J.-F., Morcrette, J.-J., Rayner, N.A., Saunders, R.W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K.E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P., Woollen, J., 2005. The ERA-40 re-analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 131, 2961–3012. doi:10.1256/qj.04.176
- Van Vuuren, D.P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G.C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.-F., Masui, T., Meinshausen, M., Nakicenovic, N., Smith, S.J., Rose, S.K., 2011. The representative concentration pathways: an overview. *Climatic Change* 109, 5–31. doi:10.1007/s10584-011-0148-z
- Wang, Y.M., Lean, J.L., Sheeley, N.R., 2005. Modeling the Sun's magnetic field and irradiance since 1713. *The Astrophysical Journal* 625, 522–538. doi:10.1086/429689
- Wen, M., Yang, S., Vintzileos, A., Higgins, W., Zhang, R., 2012. Impacts of model resolutions and initial conditions on predictions of the Asian summer monsoon by the NCEP climate forecast system. *Weather and Forecasting* 27, 629–646. doi:10.1175/WAF-D-11-00128.1
- Wild, M., 2012. Enlightening global dimming and brightening. *Bulletin of the American Meteorological Society* 93, 27–37. doi:10.1175/BAMS-D-11-00074.1

- Woodruff, S.D., Diaz, H.F., Worley, S.J., Reynolds, R.W., Lubker, S.J., 2005. Early ship observational data and ICOADS. *Climatic Change* 73, 169–194. doi:10.1007/s10584-005-3456-3
- Wöppelmann, G., Pouvreau, N., Coulomb, A., Simon, B., Woodworth, P.L., 2008. Tide gauge datum continuity at Brest since 1711: France's longest sea-level record. *Geophysical Research Letters* 35, doi:10.1029/2008GL035783
- Yang, X., Rosati, A., Zhang, S., Delworth, T.L., Gudgel, R.G., Zhang, R., Vecchi, G., Anderson, W., Chang, Y.-S., DelSole, T., Dixon, K., Msadek, R., Stern, W.F., Wittenberg, A., Zeng, F., 2013. A predictable AMO-like pattern in the GFDL fully coupled ensemble initialization and decadal forecasting system. *Journal of Climate* 26, 650–661. doi:10.1175/JCLI-D-12-00231.1
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E., Billups, K., 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science* 292, 686–693. doi:10.1126/science.1059412

