

ipcc

ZWISCHENSTAATLICHER AUSSCHUSS FÜR Klimaänderungen

KLIMAÄNDERUNG 2013

Naturwissenschaftliche Grundlagen

HÄUFIG GESTELLTE FRAGEN
UND ANTWORTEN

WG I

BEITRAG DER ARBEITSGRUPPE I ZUM FÜNFTEN
SACHSTANDSBERICHT DES ZWISCHENSTAATLICHEN
AUSSCHUSSES FÜR KLIMAÄNDERUNGEN (IPCC)



Klimaänderung 2013

Naturwissenschaftliche Grundlagen

Häufig gestellte Fragen und Antworten

Aus dem Bericht der Arbeitsgruppe I des IPCC, dem das Plenum zugestimmt – nicht im Detail verabschiedet – hat.

Beitrag der Arbeitsgruppe I zum Fünften Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen (IPCC)

Herausgegeben von

Thomas F. Stocker

Ko-Vorsitzender der Arbeitsgruppe I
Universität Bern

Dahe Qin

Ko-Vorsitzender der Arbeitsgruppe I
Chinesischer Wetterdienst

Gian-Kasper Plattner
Wissenschaftlicher Direktor

Melinda M.B. Tignor
Organisatorische Leiterin

Simon K. Allen
Leitender wissenschaftlicher Mitarbeiter

Judith Boschung
Verwaltungsassistentin

Alexander Nauels
Wissenschaftlicher Assistent

Yu Xia
Wissenschaftliche Mitarbeiterin

Vincent Bex
IT-Verantwortlicher

Pauline M. Midgley
Leiterin

Geschäftsstelle der Arbeitsgruppe I

Englisches Original

© 2013 Intergovernmental Panel on Climate Change

IPCC, 2014: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Frequently Asked Questions – Part of the Working-Group I Contribution to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)], Stämpfli Publikationen AG, Bern, Switzerland, 66 pp.

Herausgegeben von: Zwischenstaatlicher Ausschuss für Klimaänderungen (Intergovernmental Panel on Climate Change IPCC, WMO/UNEP)

Die englische Originalversion dieses Dokuments ist in elektronischer Form auf der IPCC-Webseite unter www.ipcc.ch und auf der Webseite der IPCC AR5 WGI www.climatechange2013.org erhältlich.

Titelfoto: Folgefonna Gletscher auf der Hochebene von Sørfjorden, Norwegen (60°03' N – 6°20' O) © Yann Arthus-Bertrand / Altitude

Die verwendeten Bezeichnungen und Darstellungen auf Karten enthalten keine Aussage des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen in Bezug auf den Rechtsstatus eines Landes, eines Gebietes, einer Stadt oder Gegend bzw. dessen/deren Behörden oder dessen/deren Grenzen.

Deutsche Übersetzung

Die vorliegende Übersetzung ist keine offizielle Übersetzung durch den IPCC. Sie wurde erstellt mit dem Ziel, die im Originaltext verwendete Sprache möglichst angemessen wiederzugeben.

Herausgeber: Deutsche IPCC-Koordinierungsstelle
DLR Projektträger, E-Mail: de-ipcc@dlr.de

Klimabüro für Polargebiete und Meeresspiegelanstieg und
Helmholtz-Verbund Regionale Klimaänderungen (REKLIM) am
Alfred-Wegener-Institut Helmholtz-Zentrum für Polar- und Meeresforschung
E-Mail: info@klimabuero-polarmeer.de, info@reklim.de

Deutsches Klimakonsortium (DKK)
E-Mail: info@klima-konsortium.de



Übersetzung: Renate Treffeisen unter Mitwirkung von Antje Ahrens, Carola Best, Jelle Bijami, Michael Böttinger, Peter Bräsicke, Ludwig Braun, Cara Buschlinger, Klaus Dethloff, Bernadette Fritsch, Barbara Früh, Dieter Wolf-Gladrow, Alfred Helbig, Hans-Wolfgang Hubberten, Thomas Jung, Laura Knopp, Michael Kunz, Mojib Latif, Peter Lemke, Gerrit Lohmann, Dirk Notz, Pia Gößmann, Annette Rinke, Christoph Ritter, Ingo Sasgen, Ursula Schauer, Jens Schröter, Martin Visbeck, Manfred Wendisch

Layout/Satz: indigo Kommunikationsdesign Berlin nach dem Original-Layout von Michael Shiao (Smudgeworks)

Mitfinanzierung: Klimabüro für Polargebiete und Meeresspiegelanstieg (AWI)
Helmholtz-Verbund Regionale Klimaänderungen (REKLIM)
Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF)
Bundesministerium für Umwelt, Naturschutz, Bau und Reaktorsicherheit (BMUB)

Diese deutsche Übersetzung sollte zitiert werden als:

IPCC 2014: *Klimaänderung 2013: Naturwissenschaftliche Grundlagen. Häufig gestellte Fragen und Antworten – Teil des Beitrags der Arbeitsgruppe I zum Fünften Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen (IPCC)* [T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex und P.M. Midgley (Hrsg.)]. Deutsche Übersetzung durch die deutsche IPCC-Koordinierungsstelle und Klimabüro für Polargebiete und Meeresspiegelanstieg, Bonn, 2017.

Als Gremium der Vereinten Nationen veröffentlicht der IPCC seine Berichte nur in den sechs offiziellen VN-Sprachen (Arabisch, Chinesisch, Englisch, Französisch, Russisch, Spanisch). Versionen in diesen Sprachen stehen auf www.ipcc.ch zum Herunterladen zur Verfügung. Weitere Informationen erteilt das IPCC-Sekretariat (Adresse: 7bis Avenue de la Paix, C.P. 2300, 1211 Geneva 2, Schweiz; E-Mail: ipcc-sec@wmo.int).

Bezugsquellen für Übersetzungen:

Deutsche Übersetzungen können von den Webseiten www.de-ipcc.de und www.reklim.de als PDF-Datei heruntergeladen werden.

Kostenfreie Druckexemplare sind erhältlich bei:

Helmholtz-Verbund Regionale Klimaänderungen (REKLIM)
Geschäftsstelle
Bussestraße 24
27570 Bremerhaven
E-Mail: info@reklim.de

Deutsche IPCC-Koordinierungsstelle,
DLR Projektträger
Heinrich-Konen-Str. 1
53227 Bonn
E-Mail: de-ipcc@dlr.de

ISBN 978-3-00-056795-7



Vorwort

Vorwort

„Häufig gestellte Fragen“ sind ein wesentlicher Bestandteil des Beitrags von Arbeitsgruppe I zum Fünften Sachstandsbericht des Zwischenstaatlichen Ausschusses für Klimaänderungen (Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC), *Klimaänderung 2013: Naturwissenschaftliche Grundlagen*. Der komplette Bericht von Arbeitsgruppe I liefert eine umfassende Bewertung der naturwissenschaftlichen Grundlagen des Klimawandels auf insgesamt 1535 Seiten. Der Bericht betrachtet neue Belege* für vergangenen, gegenwärtigen und projizierten zukünftigen Klimawandel, die auf zahlreichen unabhängigen wissenschaftlichen Analysen von Beobachtungen des Klimasystems, paläoklimatischen Archiven, theoretischen Untersuchungen von Klimaprozessen und Simulationen mit Klimamodellen beruhen.

Nach der erfolgreichen Einführung im vorangegangenen Bericht von Arbeitsgruppe I im Jahr 2007 beinhalten alle 14 Kapitel „Häufig gestellte Fragen“ (Frequently Asked Questions, FAQ). In diesen 29 FAQ liefern die Autoren wissenschaftliche Antworten auf eine Reihe allgemeiner Fragen in einer Form, die einer breiten Leserschaft zugänglich ist und als Ressource für Lehrzwecke dient. Das Material in den FAQ basiert auf der Bewertung des Kenntnisstandes in ihren jeweiligen Fachgebieten durch die Autoren. Es durchlief die gleiche mehrphasige Begutachtung durch Experten und Regierungen wie das restliche Material in den Kapiteln. Für den Beitrag von David Hansford, der redaktionelle Unterstützung für die FAQ lieferte, sind wir sehr dankbar. Die Unterstützung des Vize-Vorsitzenden von IPCC-Arbeitsgruppe I, David Wratt, der den Ko-Vorsitzenden von WGI und der Geschäftsstelle bei der Organisation und Bearbeitung der FAQ half, wussten wir sehr zu schätzen.

Der komplette Bericht besteht aus einer kurzen Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger, einer längeren Technischen Zusammenfassung und vierzehn thematischen Kapiteln sowie Anhängen. Um einer breiten Leserschaft den Zugang zu den Erkenntnissen des Berichts von Arbeitsgruppe I zu erleichtern und um deren Nutzbarkeit für Stakeholder zu verbessern, ist jeder Abschnitt und Unterabschnitt der Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger mit einer hervorgehobenen Hauptaussage versehen. Zusammengenommen liefern diese 19 Hauptaussagen eine übergeordnete Zusammenfassung in einfacher und zitierbarer Sprache, die von den Wissenschaftlern befürwortet wird und von den Mitgliedsregierungen des IPCC verabschiedet

wurde. Der Einfachheit halber sind die Hauptaussagen am Ende dieses Vorworts wiedergegeben. Sie liefern diese zugängliche Zusammenfassung im gleichen Band mit den FAQ und stellen diese in einen Kontext. Die vier Hauptaussagen in Kästen sind diejenigen, die jeweils die Berichtsteile B, C, D und E der Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger zusammenfassen.

Der komplette Bericht wurde von einem Team aus 209 Koordinierenden Leitautoren und Leitautoren geschrieben. 50 weitere Experten waren als Begutachtungsexperten beteiligt. Zusätzlich lieferten über 600 beitragende Autoren den Autorenteamen auf Nachfrage Textentwürfe und Informationen. Insgesamt 1089 einzelne Fachgutachter und 38 Regierungen reichten schriftliche Begutachtungskommentare ein. Die Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger wurde Zeile für Zeile verabschiedet und den zugrundeliegenden Kapiteln wurde dann auf der 12. Sitzung der IPCC-Arbeitsgruppe I vom 23.–27. September 2013 zugestimmt.

Wir sind sehr dankbar für die Expertise, die harte Arbeit sowie die Verpflichtung zu Exzellenz und Integrität, die die Koordinierenden Leitautoren und Leitautoren mit Unterstützung durch die Begutachtungsexperten und die zahlreichen beitragenden Autoren durchgängig zeigten. Auch für die Beiträge der Fach- und Regierungsgutachter sind wir dankbar. Unser besonderer Dank gilt der Geschäftsstelle und dem Vorstand von Arbeitsgruppe I für deren Engagement und Einsatz für diesen komplexen Prozess seit Ende 2008.



Qin Dahe
Ko-Vorsitzender von IPCC Arbeitsgruppe I



Thomas F. Stocker
Ko-Vorsitzender von IPCC Arbeitsgruppe I

* Anmerkung des Übersetzers: In dieser Übersetzung wird der weitgefaste englische Ausdruck „evidence“ mit dem Ausdruck „Belege“ wiedergegeben, wobei damit die Summe der vorhandenen Informationen gemeint ist, die je nach Einzelfall einfache Indizien/Hinweise bis zu weitgehend gesicherten Informationen umfassen kann.

Hauptaussagen der Zusammenfassung für politische Entscheidungsträger¹

Beobachtete Änderungen im Klimasystem

Die Erwärmung des Klimasystems ist eindeutig, und viele der seit den 1950er Jahren beobachteten Veränderungen waren vorher über Jahrzehnte bis Jahrtausende nie aufgetreten. Die Atmosphäre und der Ozean haben sich erwärmt, die Schnee- und Eismengen sind zurückgegangen, der Meeresspiegel ist angestiegen und die Konzentrationen der Treibhausgase haben zugenommen.

Jedes der letzten drei Jahrzehnte war an der Erdoberfläche sukzessive wärmer als alle vorangehenden Jahrzehnte seit 1850. In der Nordhemisphäre war 1983–2012 *wahrscheinlich* die wärmste 30-Jahr-Periode der letzten 1 400 Jahre (*mittleres Vertrauen*).

Die Erwärmung des Ozeans dominiert den Zuwachs der im Klimasystem gespeicherten Energie und macht mehr als 90 % der zwischen 1971 und 2010 akkumulierten Energie aus (*hohes Vertrauen*). Es ist *praktisch sicher*, dass sich der obere Ozean (0–700 m) von 1971 bis 2010 erwärmt hat, und *wahrscheinlich*, dass er auch zwischen 1870 und 1971 wärmer geworden ist.

Während der letzten beiden Jahrzehnte haben die Eisschilde in Grönland und in der Antarktis an Masse verloren, die Gletscher sind fast überall in der Welt weiter abgeschmolzen, und die Ausdehnung des arktischen Meereises sowie der Schneebedeckung in der Nordhemisphäre im Frühjahr haben weiter abgenommen (*hohes Vertrauen*).

Die Geschwindigkeit des Meeresspiegelanstiegs seit Mitte des 19. Jahrhunderts war größer als die mittlere Geschwindigkeit in den vorangegangenen zwei Jahrtausenden (*hohes Vertrauen*). Im Zeitraum 1901 bis 2010 ist der mittlere globale Meeresspiegel um 0,19 [0,17 bis 0,21] m gestiegen.

Die atmosphärischen Konzentrationen von Kohlendioxid, Methan und Lachgas sind auf Werte angestiegen, die seit mindestens den letzten 800 000 Jahren noch nie vorgekommen sind. Die Kohlendioxidkonzentrationen sind seit der vorindustriellen Zeit um 40 % angestiegen, primär durch die Emissionen aus fossilen Brennstoffen und sekundär durch Netto-Emissionen aufgrund von Landnutzungsänderungen. Der Ozean hat ungefähr 30 % des emittierten anthropogenen Kohlendioxids aufgenommen und dadurch eine Versauerung erfahren.

Treiber der Klimaänderung

Der gesamte anthropogene Strahlungsantrieb ist positiv und hat zu einer Aufnahme von Energie durch das Klimasystem geführt. Der größte Beitrag zum gesamten Strahlungsantrieb wurde durch den Anstieg der atmosphärischen CO₂-Konzentration seit 1750 verursacht.

Verständnis des Klimasystems und dessen jüngster Veränderungen

Der Einfluss des Menschen auf das Klimasystem ist klar. Das ist offensichtlich aufgrund der ansteigenden Treibhausgaskonzentrationen in der Atmosphäre, des positiven Strahlungsantriebs, der beobachteten Erwärmung und des Verständnisses des Klimasystems.

Die Klimamodelle sind seit dem AR4 besser geworden. Die Modelle geben die beobachteten Muster und Trends über viele Dekaden der Erdoberflächentemperatur im kontinentalen Maßstab wieder, einschließlich der stärkeren Erwärmung seit Mitte des 20. Jahrhunderts und der unmittelbar auf große Vulkaneruptionen folgenden Abkühlung (*sehr hohes Vertrauen*).

Beobachtungs- und Modellstudien der Temperaturveränderung, der klimatischen Rückkopplungen und der Veränderung der Energiebilanz der Erde zusammen geben Vertrauen in das Ausmaß der globalen Erwärmung als Folge des vergangenen und zukünftigen Antriebs.

Der Einfluss des Menschen wurde in der Erwärmung der Atmosphäre und des Ozeans, in Veränderungen des globalen Wasserkreislaufs, in der Abnahme von Schnee und Eis, im Anstieg des mittleren globalen Meeresspiegels und in Veränderungen einiger Klimaextreme erkannt. Die Belege für den Einfluss des

Menschen haben seit dem AR4 zugenommen. Es ist *äußerst wahrscheinlich*, dass der Einfluss des Menschen die Hauptursache der beobachteten Erwärmung seit Mitte des 20. Jahrhunderts war.

Zukünftiger globaler und regionaler Klimawandel

Fortgesetzte Emissionen von Treibhausgasen werden eine weitere Erwärmung und Veränderungen in allen Komponenten des Klimasystems bewirken. Die Begrenzung des Klimawandels wird beträchtliche und anhaltende Reduktionen der Treibhausgasemissionen erfordern.

Die Änderung der globalen Erdoberflächentemperatur wird am Ende des 21. Jahrhunderts, bezogen auf 1850–1900, für alle RCP-Szenarien außer RCP2.6 *wahrscheinlich* 1,5 °C übersteigen. Sie wird für RCP6.0 und RCP8.5 *wahrscheinlich* mehr als 2 °C sein und für RCP4.5 *eher wahrscheinlich als nicht* 2 °C übersteigen. Die Erwärmung wird unter allen RCP-Szenarien außer RCP2.6 über 2100 hinaus weitergehen. Die Erwärmung wird weiterhin Schwankungen auf Zeitskalen von Jahren bis Jahrzehnten aufweisen und regional nicht einheitlich sein.

Änderungen im globalen Wasserkreislauf als Folge der Erwärmung im 21. Jahrhundert werden nicht einheitlich sein. Die Gegensätze in den Niederschlägen zwischen trockenen und feuchten Regionen und zwischen feuchten und trockenen Jahreszeiten werden zunehmen, auch wenn es regionale Ausnahmen geben kann.

Der globale Ozean wird sich im 21. Jahrhundert weiter erwärmen. Wärme wird von der Oberfläche in den tiefen Ozean vordringen und die Ozeanzirkulation beeinflussen.

Es ist *sehr wahrscheinlich*, dass im 21. Jahrhundert bei einem Anstieg der mittleren globalen Erdoberflächentemperatur die arktische Meereisbedeckung weiter an Fläche verlieren und ausdünnen wird und die Schneebedeckung im Frühjahr auf der Nordhemisphäre abnehmen wird. Das Gletschervolumen wird weiter zurückgehen.

Der mittlere globale Meeresspiegel wird im 21. Jahrhundert weiter ansteigen. Unter allen RCP-Szenarien wird die Geschwindigkeit des Meeresspiegelanstiegs die von 1971 bis 2010 beobachtete Geschwindigkeit aufgrund der zunehmenden Ozeanerwärmung und des zunehmenden Massenverlustes von Gletschern und Eisschilden *sehr wahrscheinlich* übertreffen.

Der Klimawandel wird die Kohlenstoffkreislauf-Prozesse in einer Weise beeinflussen, welche den Anstieg von CO₂ in der Atmosphäre verstärken wird (*hohes Vertrauen*). Die weitere Aufnahme von Kohlenstoff durch den Ozean wird die Ozeanversauerung erhöhen.

Die kumulativen CO₂-Emissionen bestimmen weitgehend die mittlere globale Erwärmung der Erdoberfläche bis ins späte 21. Jahrhundert und darüber hinaus. Die meisten Aspekte des Klimawandels werden für viele Jahrhunderte bestehen bleiben, auch wenn die Emissionen von Treibhausgasen gestoppt werden. Dies bedeutet einen unabwendbaren Klimawandel von beträchtlichem Ausmaß über mehrere Jahrhunderte hinweg, der durch vergangene, gegenwärtige und zukünftige Emissionen von CO₂ verursacht wird.

¹ Ein wesentlicher Bestandteil des Fünften IPCC-Sachstandsberichts ist die Verwendung von kalibrierten Ausdrücken, um den Gewissheitsgrad der wichtigsten Ergebnisse zu kommunizieren, der auf der Einschätzung des zugrundeliegenden wissenschaftlichen Verständnisses durch Autorentams basiert. Das Vertrauen in die Aussagekraft eines Befundes wird qualitativ ausgedrückt. Das Vertrauensniveau wird unter der Verwendung von fünf Stufen angegeben: sehr gering, gering, mittel, hoch und sehr hoch, und kursiv gesetzt, z. B. *mittleres Vertrauen*.

Quantitative Unsicherheitsangaben zu einem Befund werden probabilistisch ausgedrückt. Die folgenden Begriffe wurden verwendet, um die bewertete Wahrscheinlichkeit von Ergebnissen zu beschreiben: praktisch sicher 99–100 % Wahrscheinlichkeit, sehr wahrscheinlich 90–100 %, wahrscheinlich 66–100 %, etwa ebenso wahrscheinlich wie nicht 33–66 %, unwahrscheinlich 0–33 %, sehr unwahrscheinlich 0–10 %, besonders unwahrscheinlich 0–1 %. Zusätzliche Ausdrücke (äußerst wahrscheinlich 95–100 %, eher wahrscheinlich als nicht > 50–100 % und äußerst unwahrscheinlich 0–5 %) können auch verwendet werden, falls angebracht. Die abgeschätzte Wahrscheinlichkeit ist kursiv gesetzt, z. B. *sehr wahrscheinlich*.

Häufig gestellte Fragen und Antworten (FAQ)

FAQ

Häufig gestellte Fragen und Antworten (FAQ)

Diese Häufig gestellten Fragen wurden den Kapiteln des zugrundeliegenden Berichts entnommen und hier zusammengestellt. Beim Zitieren einer bestimmten FAQ geben Sie bitte das entsprechende Kapitel im Bericht an, aus dem die FAQ stammt (z. B. ist FAQ 3.1 Teil von Kapitel 3).

Inhalt

Häufig gestellte Fragen und Antworten (FAQ)

FAQ 1.1	Wenn das Wissen und das Verständnis über das Klimasystem zugenommen haben, warum wurde die Bandbreite der Temperaturprojektionen nicht geringer?	05	FAQ 9.1	Werden Klimamodelle besser, und wie können wir das prüfen?.....	44
FAQ 2.1	Woher wissen wir, dass die Erde wärmer geworden ist?	08	FAQ 10.1	Das Klima ändert sich ständig. Wie ermitteln wir die Ursachen von beobachteten Änderungen?	46
FAQ 2.2	Haben sich die Klimaextreme verändert?	10	FAQ 10.2	Wann werden Einflüsse des Menschen auf das Klima auf lokaler Ebene sichtbar werden?	48
FAQ 3.1	Wird der Ozean wärmer?	12	FAQ 11.1	Wenn man das Wetter für den nächsten Monat nicht vorhersagen kann, wie kann man das Klima für das nächste Jahrzehnt vorhersagen?.....	50
FAQ 3.2	Gibt es Belege für Änderungen im Wasserkreislauf der Erde?	14	FAQ 11.2	Wie beeinflussen Vulkanausbrüche das Klima und unsere Fähigkeit, das Klima vorherzusagen?	52
FAQ 3.3	Wie hängt die anthropogene Ozeanversauerung mit dem Klimawandel zusammen? ..	16	FAQ 12.1	Warum werden so viele Modelle und Szenarien benutzt, um den Klimawandel zu projizieren?.....	54
FAQ 4.1	Wie verändert sich das Meereis in der Arktis und der Antarktis?	18	FAQ 12.2	Wie wird sich der Wasserkreislauf der Erde ändern?	56
FAQ 4.2	Verschwinden Gletscher aus den Bergregionen?	20	FAQ 12.3	Was würde mit dem zukünftigen Klima geschehen, wenn wir heute die Emissionen stoppen würden?	59
FAQ 5.1	Ist die Sonne ein wesentlicher Treiber der jüngsten Klimaänderungen?	22	FAQ 13.1	Warum unterscheidet sich die lokale Meeresspiegeländerung vom globalen Durchschnitt?	61
FAQ 5.2	Wie ungewöhnlich ist die aktuelle Änderungsgeschwindigkeit des Meeresspiegels?	25	FAQ 13.2	Werden die Eisschilde in Grönland und der Antarktis bis Ende des Jahrhunderts zur Meeresspiegeländerung beitragen?	64
FAQ 6.1	Könnte eine schnelle Freisetzung von Methan und Kohlendioxid aus tauendem Permafrost oder aus der Ozeanerwärmung die Erwärmung wesentlich erhöhen?	27	FAQ 14.1	Wie beeinflusst der Klimawandel die Monsune?	67
FAQ 6.2	Was passiert mit Kohlendioxid, nachdem es in die Atmosphäre eingebracht wurde?.....	29	FAQ 14.2	Wie stehen regionale Klimaprojektionen mit Projektionen globaler Mittelwerte in Verbindung?	69
FAQ 7.1	Wie beeinflussen Wolken das Klima und den Klimawandel?	32			
FAQ 7.2	Wie beeinflussen Aerosole das Klima und den Klimawandel?	34			
FAQ 7.3	Könnte Geoengineering dem Klimawandel entgegenwirken, und welche Nebeneffekte könnten auftreten?	36			
FAQ 8.1	Wie wichtig ist Wasserdampf für den Klimawandel?.....	40			
FAQ 8.2	Haben Verbesserungen der Luftqualität einen Einfluss auf den Klimawandel?	42			

FAQ 1.1 | Wenn das Wissen und das Verständnis über das Klimasystem zugenommen haben, warum wurde die Bandbreite der Temperaturprojektionen nicht geringer?

Die Modelle, mit denen die Temperaturprojektionen des IPCC berechnet werden, stimmen hinsichtlich der Richtung des zukünftigen globalen Wandels überein, aber die Größe dieser Änderungen kann nicht genau bestimmt werden. Zukünftige Treibhausgasemissionsraten könnten jeden beliebigen der vielen möglichen Verläufe nehmen. Zudem sind manche der zugrunde liegenden physikalischen Prozesse bisher noch nicht vollständig verstanden, was es schwierig macht, sie zu modellieren. Diese Unsicherheiten führen in Kombination mit der natürlichen Klimavariabilität von Jahr zu Jahr zu einem „Unsicherheitsbereich“ der Temperaturprojektionen.

Der Unsicherheitsbereich der projizierten Emissionen von Treibhausgasen und Aerosolvorläufersubstanzen (die von den Projektionen zukünftiger sozialer und wirtschaftlicher Bedingungen abhängig sind) kann nicht wesentlich reduziert werden. Trotzdem können ein verbessertes Verständnis und verbesserte Klimamodelle – zusammen mit aus Beobachtungen abgeleiteten Leitplanken – den Unsicherheitsbereich mancher Faktoren reduzieren, welche die Reaktionen des Klimasystems auf diese Emissionsänderungen beeinflussen. Allerdings führt die Komplexität des Klimasystems dazu, dass dies ein langsamer Prozess ist. (FAQ 1.1, Abbildung 1)

Seit dem letzten IPCC-Sachstandsbericht hat es aufgrund von Verbesserungen der Messmethoden und der Datenanalyse in den Bereichen der Kryosphäre, der Atmosphäre, der Landflächen, der Biosphäre und der ozeanischen Systeme in den Klimawissenschaften zahlreiche wichtige Fortschritte gegeben. Auch haben Wissenschaftler heute ein besseres Verständnis und bessere Werkzeuge, um die Rolle von Wolken, Meeris, Aerosolen, kleinräumiger Ozeanzirkulation, des Kohlenstoffkreislaufs und anderer Prozesse zu modellieren. Mehr Beobachtungen bedeuten, dass die Modelle nun umfassender evaluiert und Projektionen somit besser eingeschränkt werden können. Beispielsweise wurden durch verbesserte Modelle und Beobachtungsanalysen die Projektionen des Meeresspiegelanstiegs präziser, und das aktuelle Budget des Meeresspiegelanstiegs ist nun ausgeglichen.

Trotz dieser Fortschritte gibt es immer noch eine Bandbreite von plausiblen Projektionen für das zukünftige globale und regionale Klima – dies nennen die Wissenschaftler „Unsicherheitsbereich“. Diese Unsicherheitsbereiche sind spezifisch für die betrachtete Variable (beispielsweise Niederschlag vs. Temperatur) und die räumliche und zeitliche Ausdehnung (beispielsweise regionale vs. globale Mittelwerte). Unsicherheiten in Klimaprojektionen entstehen durch natürliche Variabilität und durch die Unsicherheit über zukünftige Emissionsraten und darüber, wie das Klima auf diese reagieren wird. Sie können auch aus dem Grund auftreten, dass die Darstellungen von manchen bekannten Prozessen bisher nicht hinreichend ausgereift sind, und weil manche Prozesse bisher noch nicht in die Modelle mit einbezogen werden.

Aufgrund der chaotischen Natur des Klimasystems ist grundlegend begrenzt, wie genau Jahrestemperaturen projiziert werden können. Außerdem sind dekadische Projektionen empfindlich gegenüber vorherrschenden Bedingungen, wie zum Beispiel der Temperatur im

tieferen Ozean, die weniger genau bekannt sind. Ein Teil der natürlichen Variabilität auf dekadischen Zeitskalen entsteht durch die Wechselwirkung zwischen Ozean, Atmosphäre, Landfläche, Biosphäre und Kryosphäre und ist auch mit Phänomenen wie der *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO) und der Nordatlantischen Oszillation (NAO) verknüpft (siehe Box 2.5 für Details über Muster und Indizes der Klimavariabilität).

Vulkanausbrüche und Schwankungen in der Sonnenaktivität tragen ebenfalls zur natürlichen Variabilität bei, wenngleich sie extern angetrieben und erklärbar sind. Diese natürliche Variabilität kann als Teil des „Rauschens“ des Klimasystems gesehen werden, das den Hintergrund bildet, vor dem das „Signal“ des anthropogenen Klimawandels nachgewiesen wird.

Die natürliche Variabilität hat auf regionaler und lokaler Ebene einen größeren Einfluss auf die Unsicherheit als auf kontinentaler oder globaler Ebene. Sie ist fester Bestandteil des Erdsystems und mehr Wissen wird die Unsicherheiten, die sie mit sich bringt, nicht beseitigen. Dennoch sind Verbesserungen möglich, insbesondere bei Projektionen, die höchstens einige Jahre in die Zukunft schauen, sofern diese den Wissenszuwachs hinsichtlich zum Beispiel der Kryosphäre oder des Ozeans und seiner Prozesse nutzen. Dies ist ein Gebiet intensiver Forschung. Wenn Klimavariablen über Jahrzehnte oder längere Zeiträume gemittelt werden, vermindert dies die relative Bedeutung der internen Variabilität, was dazu führt, dass Langzeitsignale deutlicher zu Tage treten (FAQ 1.1, Abbildung 1). Diese Langzeitperspektive stimmt mit der üblichen Definition des Klimas als Mittelwert über 30 Jahre überein.

Eine zweite Unsicherheitsquelle resultiert aus den vielen möglichen Verläufen, die zukünftige Emissionen von Treibhausgasen und Aerosolvorläufersubstanzen

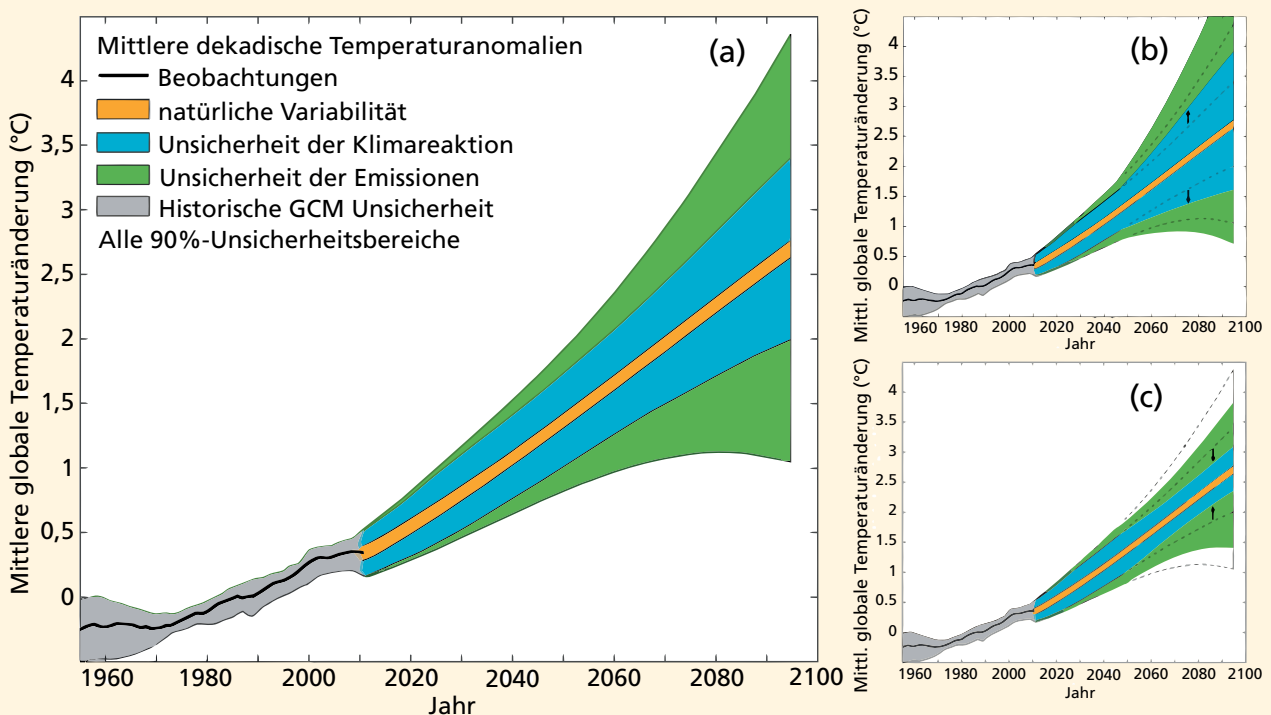
FAQ 1.1

nehmen können, sowie von der zukünftigen Entwicklung der Landnutzung. Dennoch werden diese Größen für Klimaprojektionen benötigt. Um diese Schätzungen also zu erhalten, berücksichtigen Wissenschaftler mehrere alternative Szenarien über die zukünftige Gesellschaft hinsichtlich Bevölkerung, wirtschaftlichen und technologischen Wandels und politischer Entscheidungen. Anschließend berechnen sie die wahrscheinlichen Emissionen unter jedem dieser Szenarien. Der IPCC unterstützt die politische Entscheidungsfindung – so können Klimaprojektionen für verschiedene Emissionsszenarien hilfreich sein, da sie mögliche klimatische Konsequenzen verschiedener politischer Entscheidungen aufzeigen. Diese Szenarien sollen mit der gesamten Bandbreite an in der aktuellen wissenschaftlichen Literatur beschriebenen Emissionsszenarien vereinbar sein, ob mit oder ohne klimapolitische Maßnahmen. Als solche sind sie dafür ausgelegt, die Unsicherheit in zukünftigen Szenarien zu ermitteln.

Projektionen für die nächsten Jahre und Jahrzehnte hängen von Emissionen kurzlebiger Verbindun-

gen wie Aerosolen und Methan ab. Längerfristige Projektionen hängen jedoch stärker von Alternativszenarien hinsichtlich der Emissionen von langlebigen Treibhausgasen ab. Diese von Szenarien abhängigen Unsicherheiten können nicht durch Verbesserungen in der Klimaforschung reduziert werden und werden die bedeutendste Unsicherheit in Projektionen über längere Zeiträume darstellen (z.B. 2100) (FAQ 1.1, Abbildung 1).

Ein weiterer Beitrag zum Unsicherheitsbereich resultiert schließlich aus unserem unvollständigen Wissen darüber, wie das Klima auf zukünftige anthropogene Emissionen und auf Landnutzungsänderungen reagieren wird. Wissenschaftler benutzen vorwiegend computerbasierte globale Klimamodelle, um diese Reaktion abzuschätzen. Mehrere Dutzend globale Klimamodelle wurden von verschiedenen Wissenschaftlergruppen auf der ganzen Welt entwickelt. Alle Modelle beruhen auf denselben physikalischen Prinzipien, aber es sind gewisse Näherungen notwendig, da das Klimasystem so komplex ist. Verschiedene



FAQ 1.1, Abbildung 1 | Schematische Darstellung der relativen Bedeutung verschiedener Unsicherheitsquellen und ihrer Entwicklung über die Zeit. (a) Änderung der dekadischen mittleren Oberflächentemperatur (°C) aus historischen Aufzeichnungen (schwarze Linie), mit aus Klimamodellen geschätzten Unsicherheiten für den historischen Zeitraum (grau), sowie zukünftige Klimaprojektionen und dazugehörige Unsicherheiten. Die Werte sind auf die Mittelwerte von 1961 bis 1980 normalisiert. Natürliche Variabilität (orange) wurde aus der Modellvariabilität von Jahr zu Jahr bestimmt und wird als zeitlich konstant angenommen. Die Unsicherheit der Emissionswerte (grün) wird als die mittlere modellierte Differenz von Projektionen aus unterschiedlichen Szenarien geschätzt. Die Unsicherheit der Klimareaktion (blau) basiert auf der Streuung der Klimamodelle sowie zusätzlichen Unsicherheiten aus dem Kohlenstoffkreislauf und groben Schätzungen zusätzlicher Unsicherheit durch unzureichend modellierte Prozesse. Nach Hawkins und Sutton (2011) und Huntingford et al. (2009). Die Unsicherheit der Klimareaktion kann sich scheinbar erhöhen (b), wenn ein neuer Prozess als relevant erkannt wird, allerdings reflektieren solche Anstiege eine Quantifizierung zuvor nicht gemessener Unsicherheit, oder (c) sie sinkt durch zusätzliche Modellverbesserungen und aus Beobachtungen abgeleiteter Leitplanken. Der angegebene Unsicherheitsbereich von 90 % bedeutet, dass die berechnete Temperatur mit einer Wahrscheinlichkeit von 90 % in diesem Bereich liegt.

Gruppen wählen leicht unterschiedliche Näherungsansätze, um bestimmte Prozesse in der Atmosphäre, wie zum Beispiel Wolken, darzustellen. Diese Auswahl führt zu Unterschieden in den Klimaprojektionen verschiedener Modelle. Dieser Beitrag zum Unsicherheitsbereich wird als „Reaktionsunsicherheit“ oder „Modellunsicherheit“ bezeichnet.

Die Komplexität des Erdsystems bedeutet, dass das zukünftige Klima vielen verschiedenen Szenarien folgen könnte und trotzdem mit unserem gegenwärtigen Verständnis und den existierenden Modellen konsistent wäre. Mit länger werdenden Beobachtungszeitreihen und verbesserten Modellen sollten Wissenschaftler in der Lage sein, diese Spanne der wahrscheinlichen Temperaturwerte, innerhalb der Grenzen der Bandbreite natürlicher Variabilität, in den nächsten Jahrzehnten zu reduzieren (FAQ 1.1,

Abbildung 1). Es ist ebenfalls möglich, Informationen über den derzeitigen Zustand der Ozeane und der Kryosphäre zu nutzen, um bessere Projektionen für die nähere Zukunft (einige Jahre) zu erstellen.

Indem der wissenschaftliche Fortschritt vorangeht, können neue geophysikalische Prozesse in die Klimamodelle integriert und die Darstellungen der bereits enthaltenen verbessert werden. Diese Entwicklungen können modellbasierte Schätzungen von Unsicherheiten der Klimareaktion scheinbar vergrößern, allerdings reflektieren solche Anstiege lediglich die Tatsache, dass zuvor nicht bemessene Unsicherheitsquellen nun beziffert werden (FAQ 1.1, Abbildung 1). Indem immer mehr wichtige Prozesse hinzugefügt werden, nimmt der Einfluss nicht quantifizierter Prozesse ab, und die Projektionen können als vertrauenswürdiger betrachtet werden. ■

FAQ 2.1 | Woher wissen wir, dass die Erde wärmer geworden ist?

Belege für eine sich erwärmende Erde stammen von mehreren unabhängigen Klimaindikatoren, die Bereiche von der oberen Atmosphäre bis in die Tiefsee abdecken. Sie beinhalten Änderungen der Oberflächen-, Atmosphären- und Ozeantemperaturen, der Gletscher, der Schneebedeckung, des Meereises, des Meeresspiegels und des atmosphärischen Wasserdampfes. Wissenschaftler auf der ganzen Welt haben diese Belege unabhängig voneinander viele Male bestätigt. Es ist eindeutig, dass sich die Erde seit dem 19. Jahrhundert erwärmt hat.

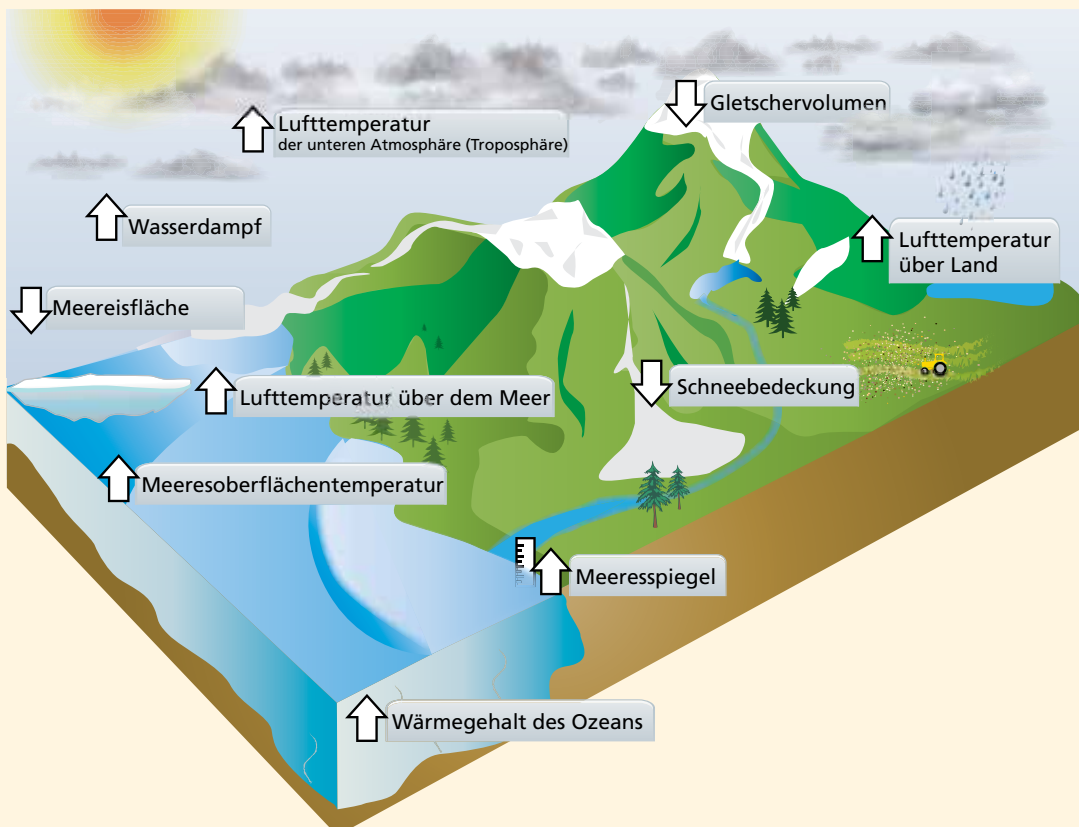
Diskussionen über die Klimaerwärmung konzentrieren sich oft auf mögliche, verbleibende systematische Messabweichungen (*bias*) in Temperaturonzeichnungen von Wetterstationen auf dem Festland. Diese Aufzeichnungen sind sehr wichtig, stellen aber nur einen Indikator der Änderungen im Klimasystem dar. Weitere Belege für eine sich erwärmende Erde stammen aus einer großen Anzahl unabhängiger, physikalisch konsistenter Messungen von vielen anderen, eng miteinander verbundenen Elementen des Klimasystems (FAQ 2.1, Abbildung 1).

Ein Anstieg der mittleren globalen Erdoberflächentemperatur ist der bekannteste Indikator für den Klimawandel. Wenngleich nicht jedes Jahr und noch nicht einmal jedes Jahrzehnt immer wärmer ist als das vorige, haben sich die globalen Erdoberflächentemperaturen seit 1900 erheblich erhöht.

Zunehmende Temperaturen über Land stimmen mit dem beobachteten Erwärmungstrend über den Oze-

anen überein. Ansteigende Lufttemperaturen über dem Ozean, gemessen an Bord von Schiffen, und Oberflächenwassertemperaturen decken sich ebenfalls, was durch viele unabhängige Messungen unterstützt wird.

Die Atmosphäre und der Ozean sind geophysikalische Fluide, dementsprechend sollte eine Erwärmung der Oberfläche auch in der unteren Atmosphäre und nach unten hin im oberen Ozean beobachtet werden. Messungen bestätigen, dass dies tatsächlich der Fall ist. Analysen von Messungen, die mit Radiosonden an Wetterballons und von Satelliten gemacht wurden, zeigen einheitlich eine Erwärmung der Troposphäre, der aktiven Wetterschicht der Atmosphäre. Über 90 % der zusätzlichen Energie, die vom Klimasystem seit mindestens den 1970er Jahren aufgenommen wurde, sind in den Ozeanen gespeichert worden. Dies wird in globalen Aufzeichnungen des Wärmegehalts der Ozeane deutlich, die bis in die 1950er Jahre zurückreichen.



FAQ 2.1, Abbildung 1 | Unabhängige Analysen zahlreicher Komponenten des Klimasystems, von denen erwartet wird, dass sie sich in einer wärmeren Welt ändern würden, zeigen Trends, die mit einer Erwärmung konsistent sind (Pfeilrichtung gibt das Vorzeichen der Änderung an), wie auch in FAQ 2.1, Abbildung 2 dargestellt.

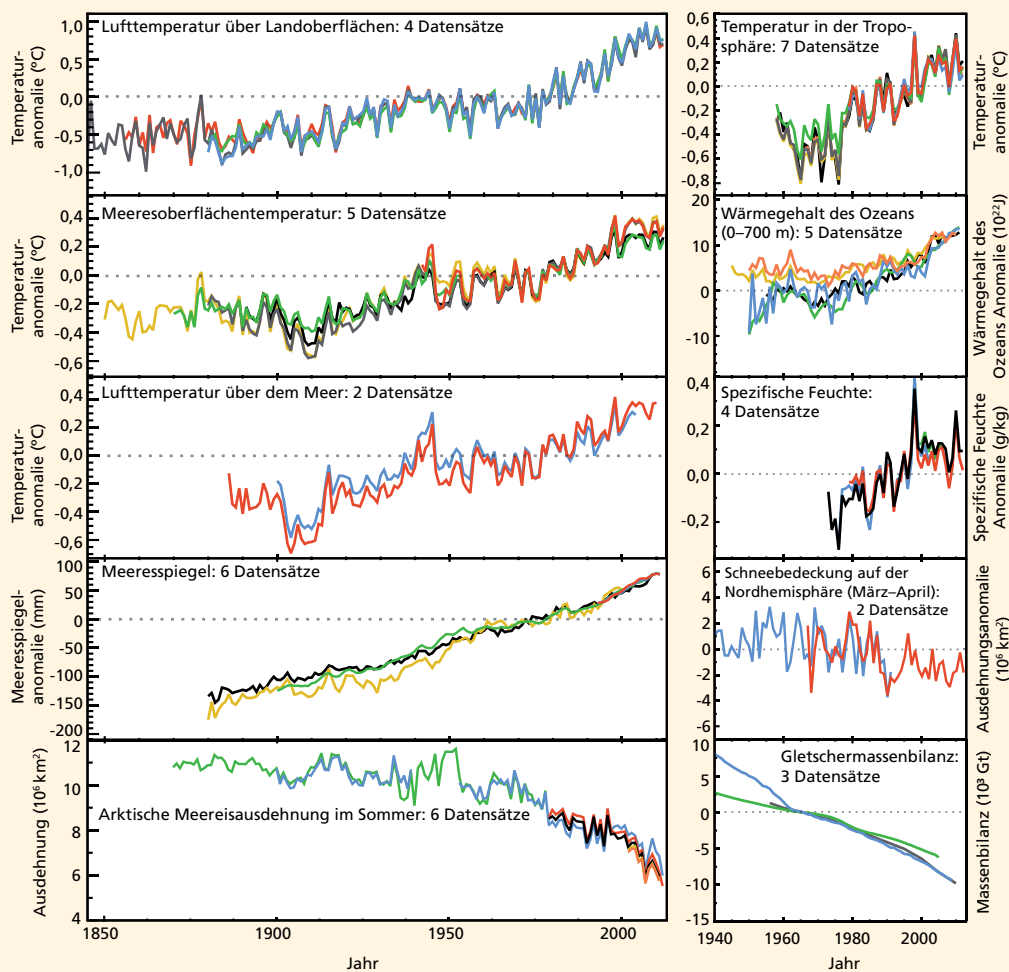
Wenn die Ozeane wärmer werden, dehnt sich das Meerwasser aus. Diese Ausdehnung ist eine der wesentlichen Ursachen für den unabhängig beobachteten Meeresspiegelanstieg im Laufe des letzten Jahrhunderts. Das Abschmelzen von Gletschern und Eisschilden trägt zu diesem Anstieg genauso bei wie Änderungen der Speicherung und Nutzung von Wasser an Land.

Eine wärmere Welt ist auch eine feuchtere, weil wärmere Luft mehr Wasserdampf aufnehmen kann. Globale Analysen zeigen, dass die spezifische Luftfeuchtigkeit, welche die Menge des Wasserdampfs in der Atmosphäre misst, sowohl über den Kontinenten als auch über den Ozeanen zugenommen hat.

Die gefrorenen Bereiche des Planeten – zusammengekommen als Kryosphäre bezeichnet – beeinflussen lokale Temperaturänderungen und werden von diesen beeinflusst. Die Menge des weltweit in Gletschern enthaltenen Eises hat in jedem der letzten 20 Jahre abgenommen, und diese Verlustmasse trägt teilweise zum

beobachteten Meeresspiegelanstieg bei. Die Schneebedeckung reagiert empfindlich auf Temperaturänderungen, vor allem im Frühling, wenn der Schnee zu schmelzen beginnt. Die Schneebedeckung im Frühling hat seit den 1950er Jahren überall auf der Nordhalbkugel abgenommen. Beträchtliche Verluste an arktischem Meereis werden seit Beginn der Satellitenaufnahmen beobachtet, vor allem zur Zeit der geringsten Ausdehnung im September am Ende der jährlichen Abschmelzseason. Dagegen gab es einen geringeren Anstieg des Meereises in der Antarktis.

Für sich betrachtet mag eine beliebige Einzelanalyse nicht überzeugend wirken, aber die Analysen dieser verschiedenen Indikatoren und unabhängigen Datensätze haben viele unabhängig voneinander arbeitende Forschergruppen *alle* denselben Schluss ziehen lassen. Von der Tiefsee bis zur oberen Troposphäre zeigen wärmere Wasser- und Luftmassen, schmelzendes Eis und steigender Meeresspiegel unmissverständlich ein Ergebnis: Die Erde hat sich seit dem späten 19. Jahrhundert erwärmt (FAQ 2.1, Abbildung 2). ■



FAQ 2.1, Abbildung 2 | Zusammenstellung unabhängiger Indikatoren eines sich ändernden globalen Klimas. Jede Kurve repräsentiert eine unabhängig abgeleitete Schätzung der Änderungen des jeweiligen Klimaelements. In jeder Tafel wurden alle Datensätze auf einen gemeinsamen Zeitraum normalisiert. Eine genaue Aufstellung, aus welchen Datenquellen die Datensätze in jeder Abbildung stammen, wird im *Supplementary Material 2.SM.5* gegeben.

FAQ 2.2 | Haben sich die Klimaextreme verändert?

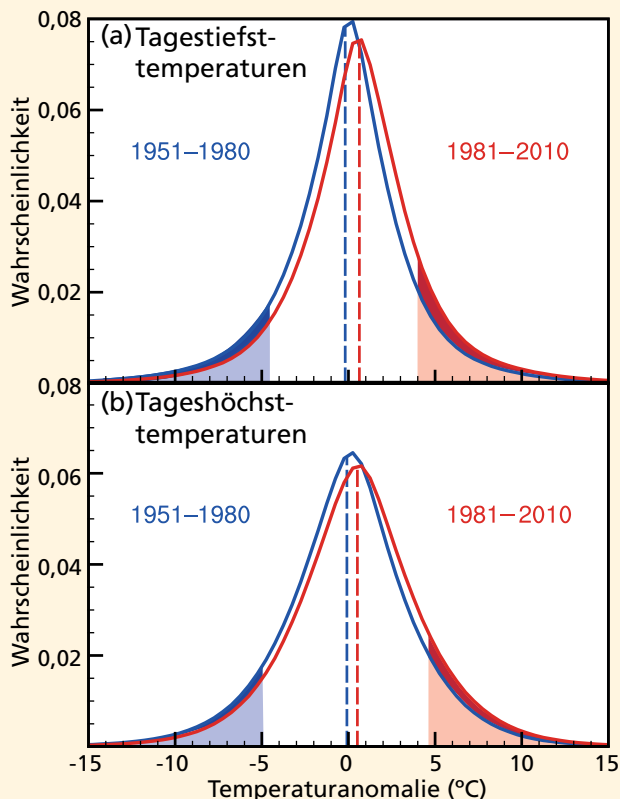
Es gibt starke Belege dafür, dass die Erwärmung der Erde seit Mitte des 20. Jahrhunderts zu Änderungen der Temperaturextreme – einschließlich Hitzewellen – geführt hat. Wahrscheinlich haben in diesem Zeitraum auch Starkniederschläge zugenommen, allerdings unterscheiden sich die Zunahmen je nach Region. Für andere Extreme, wie beispielsweise die Häufigkeit tropischer Wirbelstürme, kann jedoch nicht mit Sicherheit gesagt werden, dass es während des Beobachtungszeitraums erkennbare Änderungen gegeben hat, abgesehen von einigen begrenzten Regionen.

Ob von Hitzewelle bis Kälteeinbruch oder von Dürre bis zu sintflutartigen Regenfällen – die Erfassung und die Analyse von Klimaextremen stellen eine besondere Herausforderung dar. Nicht nur, weil diese Ereignisse selten auftreten, sondern auch, weil sie ausnahmslos mit zerstörenden Auswirkungen verbunden sind. Außerdem gibt es in der wissenschaftlichen Literatur keine einheitliche Definition dessen, was ein Klimaextrem ausmacht, was global vergleichende Bewertungen dieser Extreme erschwert.

Obwohl sich ein Klimaextrem absolut gesehen von Ort zu Ort unterscheidet – beispielsweise weist ein heißer Tag in den Tropen einen anderen Temperaturwert als ein heißer Tag in den mittleren Breiten auf – haben

internationale Anstrengungen zur systematischen Beobachtung von Klimaextremen signifikante globale Änderungen aufgezeigt.

So haben beispielsweise – bei konsistenter Definition kalter (< 10. Perzentil) und warmer Tage (> 90. Perzentil) – in den meisten Regionen der Erde warme Tage und Nächte zugenommen, während kalte Tage und Nächte abgenommen haben; die wenigen Ausnahmen stellen die Mitte und der Osten Nordamerikas sowie das südliche Südamerika dar, allerdings vor allem bezüglich der Tagestemperaturen. Diese Änderungen zeigen sich vor allem in den extremen Tiefsttemperaturen, beispielsweise warmer Nächte. Die begrenzte Datenverfügbarkeit erschwert die Herstellung eines kausalen Zusammenhangs zu gestiegenen Durchschnittstemperaturen, aber FAQ 2.2, Abbildung 1 zeigt, dass die globalen Tagestemperaturextreme sich durchaus verändert haben. Ob diese Änderungen nur mit dem Anstieg des täglichen Temperaturmittelwerts verbunden sind (gestrichelte Linien in FAQ 2.2, Abbildung 1), oder ob andere Änderungen in der Verteilung von Tages- und Nachttemperaturen stattgefunden haben, ist noch Gegenstand aktueller Diskussionen.



FAQ 2.2, Abbildung 1 | Wahrscheinlichkeitsverteilung der Anomalien der (a) Tagestiefst- und (b) der Tageshöchsttemperatur für die zwei Zeiträume von 1951–1980 (blau) und 1981–2010 (rot) relativ zu den Klimadaten 1961–1990 unter Verwendung des HadGHCND Datensatzes. Die blau und rot unterlegten Bereiche zeigen jeweils die kältesten und die wärmsten 10% der (a) Nächte und (b) Tage im Zeitraum 1951–1980. Die dunkler unterlegten Bereiche zeigen, um wieviel sich die Anzahl der kältesten Tage und Nächte reduzierte (dunkelblau) und um wieviel die Anzahl der wärmsten Tage und Nächte (dunkelrot) im Zeitraum 1981–2010 gegenüber 1951–1980 zugenommen hat.

Hitzeperioden oder Hitzewellen, also Zeiträume mit aufeinanderfolgenden extrem heißen Tagen oder Nächten, wurden ebenfalls untersucht; allerdings gibt es weniger Studien über die Eigenschaften von Hitzewellen als solche, die die Änderungen lediglich warmer Tage und Nächte vergleichen. Über den meisten Landflächen weltweit, für die Daten verfügbar sind, kam es seit der Mitte des 20. Jahrhunderts vermehrt zu Hitzewellen. Eine Ausnahme ist der Südosten der USA, wo im Allgemeinen weniger und kürzere Hitzewellen gemessen wurden. Dies wird mit dem so genannten „Erwärmungsloch“ (*warming hole*) in dieser Region in Verbindung gebracht, wo auch die Niederschläge zugenommen haben. Dies könnte mit Wechselwirkungen zwischen Landoberfläche und Atmosphäre sowie mit langfristigen Änderungen im Atlantischen und Pazifischen Ozean verbunden sein. Allerdings sind Informationen über Änderungen von Hitzewellen für große Regionen, vor allem in Afrika und Südamerika, nur begrenzt verfügbar.

Für Gebiete wie beispielsweise Europa, wo historische Temperaturrekonstruktionen über mehrere hundert

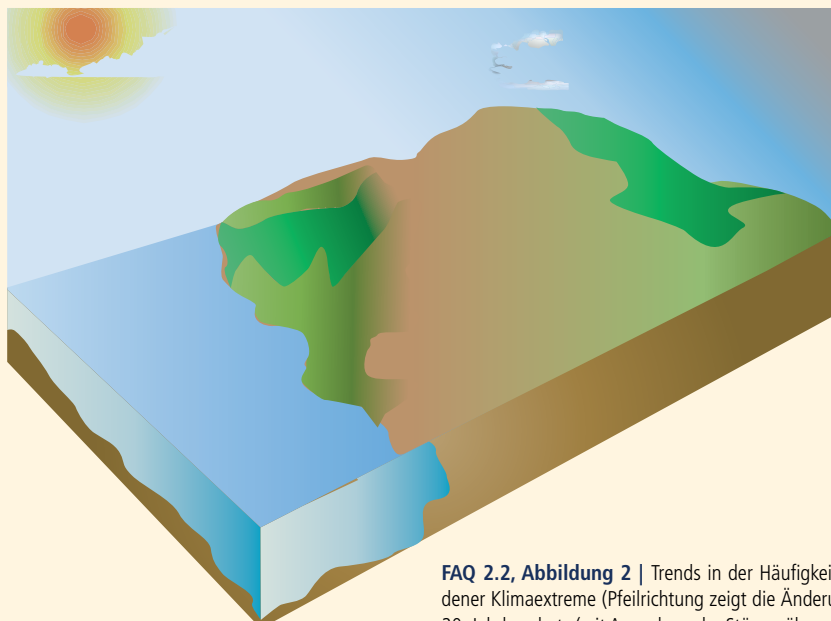
Jahre zurückreichen, gibt es einige Anzeichen, dass in manchen Regionen extreme Hitzewellen in den letzten Jahrzehnten unverhältnismäßig häufig aufgetreten sind. Änderungen von Extremwerten anderer Klimavariablen sind aufgrund der begrenzten Datenverfügbarkeit und Inkonsistenzen zwischen verschiedenen Studien, Regionen und/oder Jahreszeiten generell weniger kohärent als für die Temperatur beobachtet. Allerdings sind beispielsweise Zunahmen von Niederschlagsextremen konsistent mit einem wärmeren Klima. Analysen über Landflächen mit ausreichender Datenlage weisen auf einen Anstieg der Häufigkeit und Intensität von Extremniederschlagsereignissen in den letzten Jahrzehnten hin, die Ergebnisse unterscheiden sich jedoch erheblich je nach Region und Jahreszeit. Beispielsweise existieren für einen Anstieg extremer Niederschlagsereignisse in Nordamerika, Zentralamerika und Europa die schlüssigsten Belege, während es in einigen anderen Regionen – unter anderem Südaustralien und Westasien – Belege für Abnahmen gibt. Genauso stimmen Dürrestudien nicht hinsichtlich des globalen Trends überein, wobei regionale Inkonsistenzen der Trends auch davon abhängen, wie Dürre definiert ist. Insgesamt gibt es jedoch Hinweise darauf, dass Dürren seit der Mitte des 20. Jahrhunderts in einigen Regionen zugenommen (z. B. dem Mittelmeerraum), in anderen dagegen abgenommen (z. B. Zentrales Nordamerika) haben.

Betrachtet man andere Extreme, wie beispielsweise tropische Wirbelstürme, zeigen die neuesten Bewertungen, dass es aufgrund von Problemen mit den bisherigen Beobachtungsmöglichkeiten schwierig ist, schlüssige Aussagen über langfristige Trends abzuleiten. Trotzdem gibt es konkrete Belege dafür, dass die

Sturmaktivität im Nordatlantik seit den 1970er Jahren zugenommen hat.

Berücksichtigt man Unsicherheiten in den Beobachtungsmethoden, gibt es über einen Zeitraum von einem Jahrhundert oder mehr Belege für leichte Abnahmen der Häufigkeit tropischer Wirbelstürme, die das Festland der nordatlantischen und der südpazifischen Ozeanküsten erreichen. Für andere Meeresbecken gibt es nur wenige Belege für langfristige Trends. Bezüglich außertropischer Stürme ist über die letzten 50 Jahre in beiden Hemisphären eine Verschiebung in Richtung der Pole zu beobachten, wobei es weitere, jedoch begrenzte Belege dafür gibt, dass die Sturmhäufigkeit in den mittleren Breiten abgenommen hat. Mehrere Studien weisen auf einen Anstieg der Intensität hin, Probleme bei der Datenerfassung erschweren diese Bewertungen jedoch.

FAQ 2.2, Abbildung 2 fasst einige der beobachteten Änderungen von Klimaextremen zusammen. Insgesamt zeigen sich die robustesten globalen Änderungen von Klimaextremen in Messungen der Tagestemperaturen, was zu einem gewissen Grad Hitzewellen mit einschließt. Extreme Niederschlagsereignisse scheinen ebenfalls zuzunehmen, jedoch gibt es eine große räumliche Variabilität, und die beobachteten Dürretrends sind, abgesehen von ein paar Regionen, noch unsicher. Obwohl seit den 1970er Jahren robuste Anstiege in der Häufigkeit und der Aktivität tropischer Wirbelstürme im Nordatlantik festgestellt werden konnten, sind die Gründe dafür noch nicht geklärt. Es gibt nur begrenzte Belege dafür, dass sich seit Mitte des 20. Jahrhunderts Extreme, die mit anderen Klimavariablen verbunden sind, verändert haben. ■



FAQ 2.2, Abbildung 2 | Trends in der Häufigkeit (oder Intensität) verschiedener Klimaextreme (Pfeilrichtung zeigt die Änderungsrichtung) seit Mitte des 20. Jahrhunderts (mit Ausnahme der Stürme über dem Nordatlantik, bei denen der Zeitraum seit den 1970er Jahren abgedeckt wird).

FAQ 3.1 | Wird der Ozean wärmer?

Ja, der Ozean erwärmt sich in vielen Regionen, Tiefenbereichen und Zeiträumen, aber weder überall noch kontinuierlich. Die Erwärmung tritt am deutlichsten in Erscheinung, wenn man global oder auch über einzelne Ozeanbecken gemittelte Werte über Zeiträume von zehn oder mehr Jahren betrachtet.

Die Ozeantemperatur kann überall beträchtlich mit den Jahreszeiten schwanken. Sie kann aufgrund von Schwankungen in den Meeresströmungen und im Wärmeaustausch zwischen dem Ozean und der Atmosphäre auch erheblich von Jahr zu Jahr schwanken – oder sogar von Jahrzehnt zu Jahrzehnt.

Ozeantemperaturen wurden schon seit Jahrhunderten gemessen, aber erst seit etwa 1971 sind die Messungen so umfassend, dass man die mittlere globale Temperatur der oberen hundert Meter des Ozeans für ein bestimmtes Jahr sicher abschätzen kann. Tatsächlich war, bevor das internationale Argo-Array – bestehend aus Temperatur- und Salzgehaltprofil messenden Treibbojen – im Jahr 2005 eine weltweite Abdeckung erreichte, die mittlere globale Temperatur des oberen Ozeans jedes beliebigen Jahres abhängig von der für die Berechnung verwendeten Methode.

Die mittleren globalen Temperaturen des oberen Ozeans sind von 1971 bis 2010 in jedem Jahrzehnt angestiegen. Trotz großer Unsicherheiten in den meisten Jahresmittelwerten stellt diese Erwärmung ein belastbares Ergebnis dar. In den oberen 75 m des Ozeans liegt für diesen Zeitraum der mittlere globale Erwärmungstrend bei 0,11 [0,09 bis 0,13] °C pro Jahrzehnt. Dieser Trend verringert sich generell von der Oberfläche bis in die mittleren Wassertiefen. Er sinkt auf ungefähr 0,04 °C pro Jahrzehnt in 200 m Tiefe und auf weniger als 0,02 °C pro Jahrzehnt in 500 m Tiefe.

Temperaturanomalien erreichen Schichten unterhalb der Meeresoberfläche nicht nur durch Vermischung von oben, sondern auch über bestimmte Pfade (FAQ 3.1, Abbildung 1). Kälteres – somit dichteres – Wasser aus den höheren Breiten kann von der Oberfläche absinken und dann unterhalb des wärmeren, leichteren Wassers in niedrigeren Breiten in Richtung Äquator strömen. An einigen Orten – dem nördlichen Nordatlantik und dem Südlichen Ozean um die Antarktis herum – kühlt das Meerwasser so stark ab, dass es bis in große Tiefen absinkt, sogar bis zum Meeresgrund. Dieses Wasser verteilt sich dann und füllt so einen großen Teil der übrigen Tiefsee. Wenn sich das oberflächennahe Wasser des Ozeans erwärmt, dann erwärmen sich mit der Zeit auch diese absinkenden Wassermassen und das führt dazu, dass die Temperaturen im Ozeaninnern deutlich schneller ansteigen als dies bei Vermischung von der Oberfläche her allein der Fall wäre.

Im Nordatlantik schwankt die Temperatur dieses Tiefenwassers von Jahrzehnt zu Jahrzehnt – manchmal erwärmt es sich, manchmal kühlt es sich ab – abhängig von den im Winter vorherrschenden atmosphärischen Bedingungen. Um die Antarktis herum hat sich das Bodenwasser von 1992 bis 2005 nachweislich erwärmt, möglicherweise durch die Verstärkung der Westwinde über dem Südlichen Ozean und deren Verschiebung nach Süden während der letzten Jahrzehnte. Dieses Erwärmungssignal im tiefsten und kältesten Bodenwasser des Weltozeans ist nachweisbar, auch wenn es sich nach Norden hin im Indischen, Atlantischen und Pazifischen Ozean abschwächt. Die Erwärmungsraten in der Tiefsee sind im Allgemeinen kleiner als die an der Meeresoberfläche (etwa 0,03 °C pro Jahrzehnt seit den 1990er Jahren im Tiefen- und Bodenwasser um die Antarktis herum, und an vielen anderen Stellen geringer). Allerdings erfolgt die Erwärmung in einem großen Volumen, weswegen die Erwärmung des tiefen Ozeans wesentlich zum Gesamtanstieg des Wärmegehalts im Ozean beiträgt.

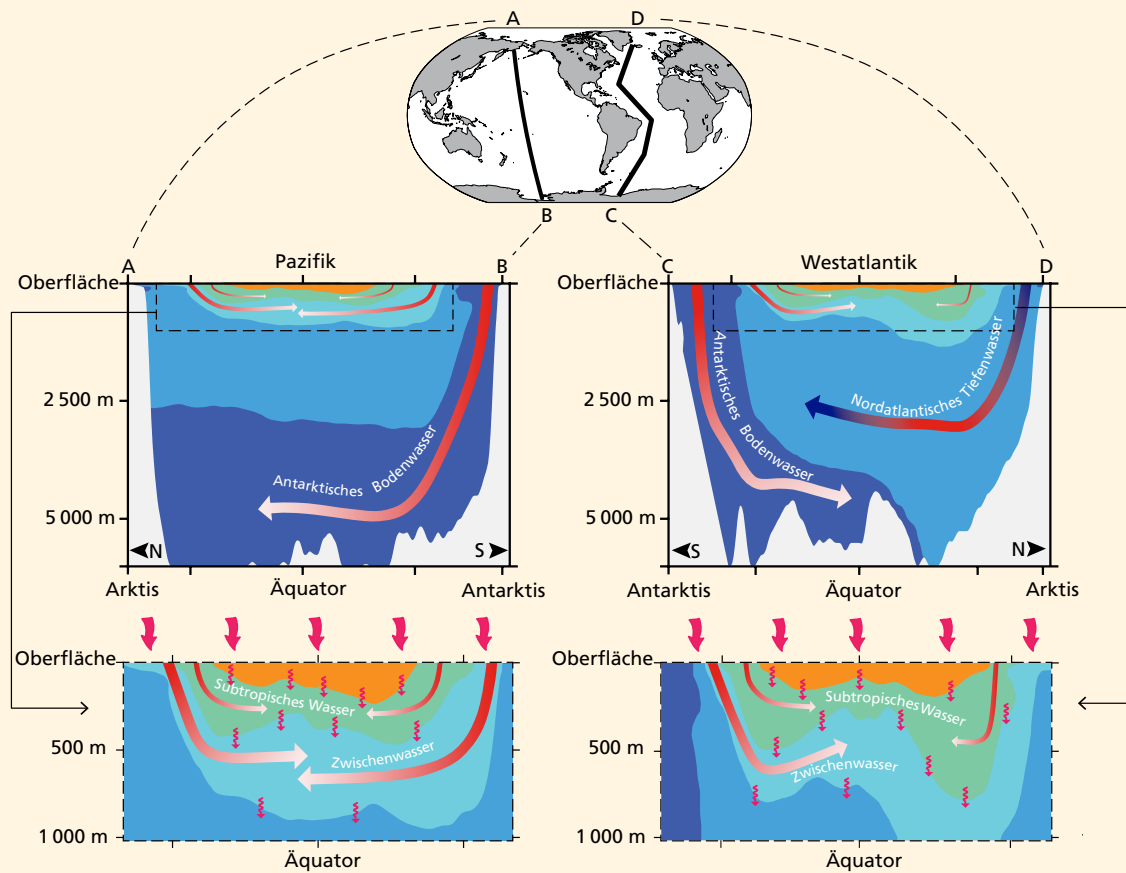
Schätzungen historischer Änderungen der mittleren globalen Ozeantemperatur haben sich in den letzten Jahren verbessert, vor allem dank der Erfassung und Verringerung systematischer Messfehler. Durch den sorgfältigen Vergleich ungenauerer Messungen mit wenigen, dafür aber genaueren Beobachtungen an benachbarten Standorten und zu ähnlichen Zeiten haben Wissenschaftler einige instrumentell bedingte Fehler in den historischen Aufzeichnungen verringert. Diese Verbesserungen machten deutlich, dass die mittleren globalen Ozeantemperaturen viel stetiger von Jahr zu Jahr gestiegen sind, als man vor 2008 angenommen hatte. Dennoch mag die mittlere globale Erwärmungsrate zeitlich nicht gleichmäßig sein. In manchen Jahren scheint sich der Ozean schneller als im langfristigen Trend zu erwärmen, in anderen scheint die Erwärmungsrate abzunehmen.

Seine große Masse und seine hohe Wärmekapazität erlauben es dem Ozean, große Mengen an Energie zu speichern – mehr als tausendmal so viel, wie die Atmosphäre bei einem äquivalenten Temperaturanstieg speichern würde. Die Erde absorbiert mehr Wärme als sie ins All zurück emittiert, und fast die gesamte Menge dieses Wärmeüberschusses geht in die Ozeane und wird dort gespeichert. Der Ozean hat über 93 % der Wärme absorbiert, die zwischen 1971 und 2010 durch die Erwärmung von Luft, Meer und Land sowie

durch das Schmelzen von Eis zusammen gespeichert wurde.

Die große Wärmekapazität des Ozeans und seine langsame Zirkulation verleihen ihm eine erhebliche thermische Trägheit. Oberflächennahe Ozeantemperaturen benötigen etwa ein Jahrzehnt, um sich auf einen klimatischen Antrieb, wie beispielsweise Änderungen der Treibhausgaskonzentrationen, hin anzupassen

(Abschnitt 12.5). Daher gilt, wenn die Treibhausgaskonzentrationen in Zukunft auf dem heutigen Niveau gehalten werden könnten, würde sich die Erwärmung der Erdoberfläche innerhalb eines Jahrzehnts verlangsamen. Tiefseetemperaturen würden jedoch über Jahrhunderte bis Jahrtausende weiter steigen (Abschnitt 12.5), und daher würde auch der Meeresspiegel über Jahrhunderte bis Jahrtausende weiter ansteigen (Abschnitt 13.5). ■



FAQ 3.1, Abbildung 1 | Pfade der Wärmeaufnahme im Ozean. Der Ozean ist geschichtet, wobei sich das kälteste, dichteste Wasser in der Tiefsee befindet (obere Tafeln: die Weltkarte oben dient der Orientierung). Kaltes antarktisches Bodenwasser (dunkelblau) sinkt um die Antarktis herum ab und verteilt sich dann nordwärts entlang des Meeresgrunds in den zentralen Pazifik (obere, linke Tafel: Übergang von Rot zu Weiß in den Pfeilen zeigt eine stärkere Erwärmung desjenigen Bodenwassers, das zuletzt Kontakt mit dem Oberflächenwasser hatte) und in den Westatlantik (oberes, rechtes Bild) sowie in den Indischen Ozean (nicht gezeigt). Weniger kaltes und deswegen leichteres, nordatlantisches Tiefenwasser (helleres Blau) sinkt im nördlichen Nordatlantik ab (obere, rechte Tafel: der rot-blaue Pfeil in der Tiefsee zeigt dekadische Erwärmung bzw. Abkühlung) und breitet sich dann nach Süden über dem antarktischen Bodenwasser aus. Ebenso sinkt im oberflächennahen Ozean (untere, linke Tafel zeigt einen Pazifik-Ausschnitt, rechte Tafel einen Atlantik-Ausschnitt) kaltes Zwischenwasser (türkis) in subpolaren Regionen ab (Übergang von Rot nach Weiß in den Pfeilen zeigt eine Erwärmung mit der Zeit an), bevor es sich unter warmen, subtropischen Wassern (grün) in Richtung Äquator ausbreitet. Das subtropische Wasser seinerseits sinkt ab (Übergang von Rot nach Weiß in den Pfeilen zeigt eine stärkere Erwärmung desjenigen Zwischen- und subtropischen Wassers, das zuletzt Kontakt mit der Oberfläche hatte) und breitet sich unter dem tropischen Wasser, dem wärmsten und leichtesten Wasser in allen drei Ozeanen (orange), in Richtung Äquator aus. An der Meeresoberfläche in den Ozean gelangende Wärmeüberschüsse oder -defizite (gewellte rote Pfeile oberhalb der Meeresoberfläche) vermischen sich ebenfalls langsam nach unten (gewellte rote Pfeile unterhalb der Meeresoberfläche).

FAQ 3.2 | Gibt es Belege für Änderungen im Wasserkreislauf der Erde?

Zum Wasserkreislauf der Erde gehören Verdunstung und Niederschlag von Feuchtigkeit an der Erdoberfläche. Änderungen des Wassergehalts der Atmosphäre liefern deutliche Belege dafür, dass der Wasserkreislauf bereits auf ein wärmer werdendes Klima reagiert. Weitere Belege stammen aus Änderungen der Salzgehaltverteilung im Ozean, die aufgrund fehlender Langzeitbeobachtungen von Regen und Verdunstung über den globalen Ozeanen zu einem wichtigen Proxy für diese Größen geworden ist.

Für ein wärmeres Klima wird erwartet, dass sich der Wasserkreislauf verstärkt, da wärmere Luft mehr Wasserdampf aufnehmen kann: Für jedes Grad Celsius an Erwärmung kann die Atmosphäre ungefähr sieben Prozent mehr Wasserdampf aufnehmen. Beobachtungen seit den 1970er Jahren zeigen Zunahmen des Wasserdampfs in der bodennahen und der unteren Atmosphäre (FAQ 3.2, Abbildung 1a) mit einer Änderungsgeschwindigkeit, die mit der beobachteten Erwärmung konsistent ist. Darüber hinaus wird projiziert, dass sich Verdunstung und Niederschlag in einem wärmeren Klima verstärken.

Aufzeichnungen von Änderungen des Ozeansalzgehalts in den letzten 50 Jahren unterstützen diese Projektion. Meerwasser enthält sowohl Salz als auch Wasser, und sein Salzgehalt ist eine Funktion des Gewichts der enthaltenen gelösten Salze. Da sich die gesamte Salzmenge – die aus Gesteinsverwitterung stammt – innerhalb von für den Menschen relevanten Zeiträumen nicht verändert, kann der Salzgehalt von Meerwasser – über Tage oder Jahrhunderte – nur durch den Eintrag oder den Verlust von Süßwasser verändert werden.

Die Atmosphäre verbindet diejenigen Ozeangebiete, in denen Wasser verdunstet, mit denen, die Süßwasser hinzubekommen, indem sie Wasserdampf von einem Ort zum anderen transportiert. Die Verteilung des Salzgehalts an der Meeresoberfläche spiegelt weitgehend die räumliche Verteilung von Verdunstung minus Niederschlag, Abfluss von den Kontinenten und Meereisprozessen wider. Die Verteilungsmuster verschieben sich teilweise relativ zueinander aufgrund der Meeresströmungen.

In den Subtropen ist der Ozean aufgrund der im Vergleich zum Niederschlag größeren Verdunstung sehr salzhaltig, während der Salzgehalt in den hohen Breiten und in den Tropen niedriger ist, da dort die Niederschläge gegenüber der Verdunstung überwiegen (FAQ 3.2, Abbildung 1b, d). Der Atlantik – das Ozeanbecken mit dem höchsten Salzgehalt – verliert mehr Wasser durch Verdunstung als er durch Regen gewinnt. Im Pazifik dagegen ist diese Balance nahezu ausgewogen (d. h. Zuwachs durch Niederschlag gleicht den Verlust durch Verdunstung fast aus), und im Südlichen Ozean (Region um den Antarktischen Kontinent) überwiegen die Niederschläge.

Änderungen des Salzgehalts nahe der Meeresoberfläche und im oberen Ozean haben das durchschnittliche Verteilungsmuster des Salzgehaltes verstärkt. Die durch Verdunstung dominierten subtropischen Gebiete wurden salzhaltiger, und die niederschlagsdominierten subpolaren und tropischen Regionen süßten aus. Betrachtet man die obersten 500 m, wurde der verdunstungsdominierte Atlantik salzreicher, während der nahezu neutrale Pazifik und der niederschlagsdominierte Südliche Ozean salzärmer wurden (FAQ 3.2, Abbildung 1c).

Niederschlags- und Verdunstungsänderungen direkt und global zu beobachten ist schwierig, da der Großteil des Austausches von Süßwasser zwischen Atmosphäre und Oberfläche über den 70 % der Erdoberfläche stattfindet, die von Ozean bedeckt sind. Langfristige Niederschlagsaufzeichnungen sind nur für Standorte an Land verfügbar, und es gibt keine Langzeitmessungen von Verdunstung.

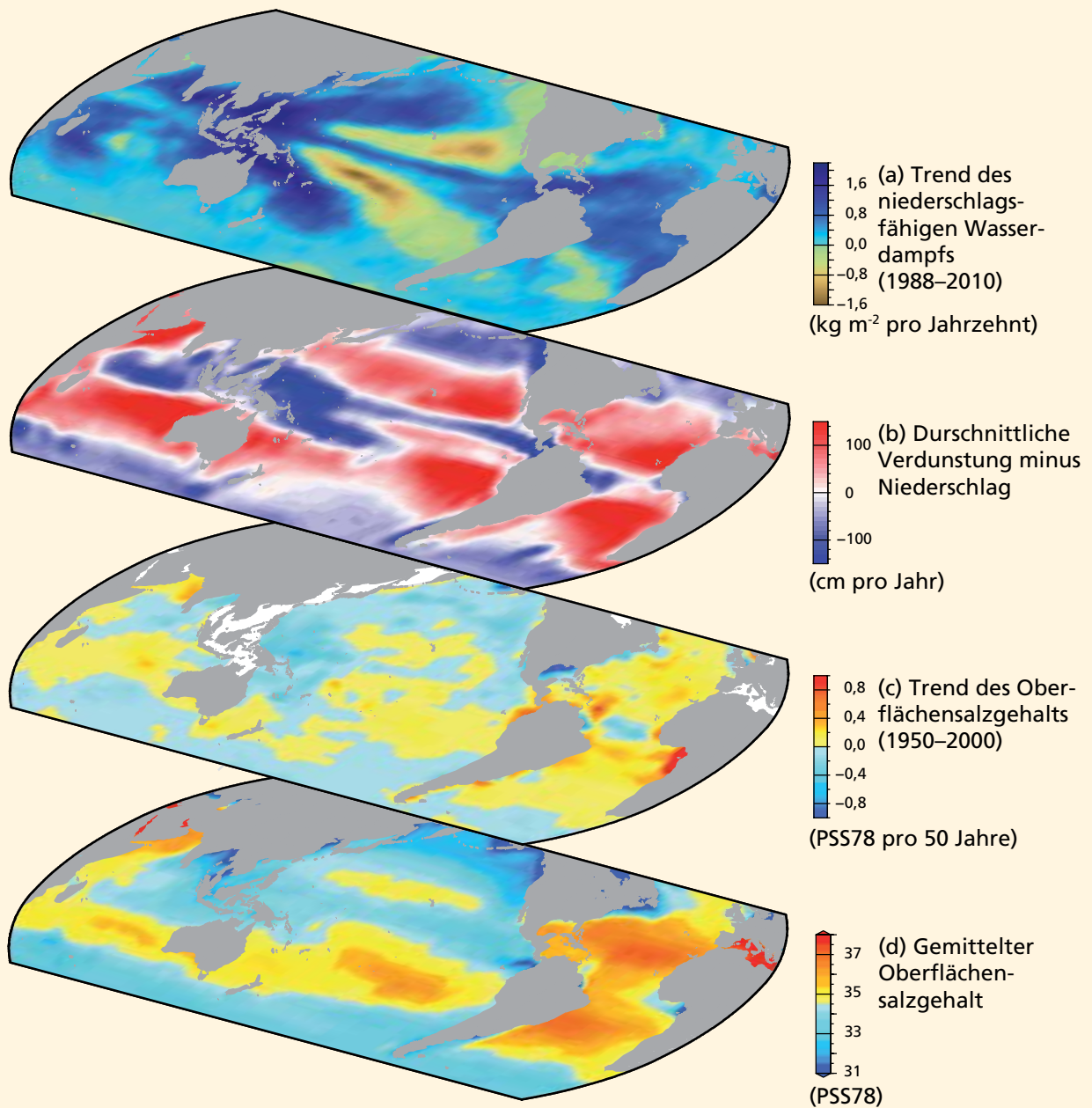
Beobachtungen an Land zeigen, dass Niederschläge in einigen Gebieten zunehmen und in anderen abnehmen, was die Ableitung eines global integrierenden Musters erschwert. Beobachtungen an Land haben eine Zunahme von extremen Niederschlagsereignissen und von Überflutungen im Zusammenhang mit früher einsetzender Schneeschmelze in hohen nördlichen Breiten gezeigt; die Trends sind jedoch sehr regional. Beobachtungen an Land liefern bisher keine hinreichenden Belege für Änderungen von Dürren.

Der Salzgehalt im Ozean bietet allerdings ein empfindliches und effektives Maß für den Niederschlag über dem Ozean. Er integriert und glättet auf natürliche Weise die Differenz zwischen Wasser, das der Ozean durch Niederschläge erhält, und Wasser, das der Ozean durch Verdunstung verliert, die beide sehr lokal und episodisch auftreten. Der Salzgehalt der Ozeane wird auch vom Wasserabfluss der Kontinente und vom Schmelzen und Gefrieren des Meereises oder schwimmenden Gletschereises beeinflusst. Süßwassereinträge von geschmolzenem Festlandeis werden den global gemittelten Salzgehalt verändern, diese Änderungen sind jedoch zurzeit noch zu gering, um beobachtet werden zu können.

Daten aus den letzten 50 Jahren zeigen weitverbreitete Salzgehaltsänderungen im oberen Ozean und

deuten damit systematische Änderungen in der Differenz zwischen Niederschlag und kontinentalem Abfluss auf der einen und Verdunstung auf der anderen Seite an (FAQ 3.2, Abbildung 1).

FAQ 3.2 basiert auf Beobachtungen, die in den Kapiteln 2 und 3 dargestellt sind, und auf Modellanalysen aus den Kapiteln 9 und 12. ■



FAQ 3.2, Abbildung 1 | Änderungen des Oberflächensalzgehalts stehen im Zusammenhang mit den atmosphärischen Verteilungsmustern von Verdunstung minus Niederschlag (V–N) und Trends im gesamten niederschlagsfähigen Wasser: (a) Linearer Trend (1988–2010) im gesamten niederschlagsfähigen Wasser (Wasserdampfgehalt integriert über die gesamte Höhe der Atmosphäre; kg m^{-2} pro Jahrzehnt) aus Satellitenbeobachtungen (*Special Sensor Microwave Imager*) (nach Wentz et al., 2007) (Blautöne: feuchter; Gelbtöne: trockener). (b) Die über 1979–2005 klimatologisch gemittelten netto V-N-Werte (cm pro Jahr) aus meteorologischen Reanalyse-Daten (National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research; Kalnay et al., 1996) (Rottöne: Netto-Verdunstung; Blautöne: Netto-Niederschlag). (c) Trend (1950–2000) des Oberflächensalzgehalts (PSS78 pro 50 Jahre) (nach Durack und Wijffels, 2010) (Blautöne: salzärmer geworden; Gelb- bis Rottöne: salzhaltiger geworden). (d) Klimatologisch gemittelter Salzgehalt (PSS78) (Blautöne: < 35; Gelb- bis Rottöne: > 35).

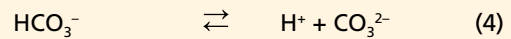
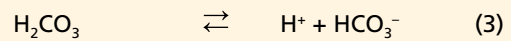
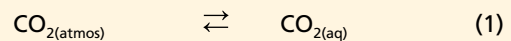
FAQ 3.3 | Wie hängt die anthropogene Ozeanversauerung mit dem Klimawandel zusammen?

Sowohl der anthropogene Klimawandel als auch die anthropogene Ozeanversauerung werden durch zunehmende Kohlendioxidkonzentrationen in der Atmosphäre bedingt. Steigende Gehalte von Kohlendioxid (CO₂) und anderen Treibhausgasen verändern zusammen indirekt das Klimasystem, indem sie Wärme, die von der Erdoberfläche reflektiert wird, zurückhalten. Die anthropogene Ozeanversauerung ist eine direkte Konsequenz zunehmender CO₂-Konzentrationen, da Meerwasser momentan rund 30 % des anthropogenen CO₂ aus der Atmosphäre aufnimmt.

Ozeanversauerung bezieht sich auf eine Abnahme des pH-Werts über einen längeren Zeitraum, meist Jahrzehnte oder länger, primär verursacht durch die Aufnahme von CO₂ aus der Atmosphäre. pH ist ein dimensionsloses Maß des Säuregehalts. Ozeanversauerung beschreibt eher die Richtung der pH-Wert-Änderung als den Endpunkt. Das bedeutet, dass der pH-Wert des Meeres zwar abnimmt, es aber nicht erwartet wird, dass er saure Werte annimmt (pH < 7). Ozeanversauerung kann auch durch andere chemische Zugaben oder Entnahmen verursacht werden, die natürlichen Ursprungs (z. B. erhöhte Vulkanaktivität, Methanhydrat-Freisetzung, langfristige Änderungen der Netto-Atmung) oder anthropogen sind (z. B. Freisetzung von Stickstoff- und Schwefelverbindungen in die Atmosphäre). Anthropogene Ozeanversauerung bezieht sich auf denjenigen Anteil der pH-Verringerung, der durch Aktivitäten des Menschen verursacht wird.

Seit etwa 1750 hat die Freisetzung von CO₂ aus Industrie und Landwirtschaft zu einem Anstieg der mittleren globalen atmosphärischen CO₂-Konzentrationen von 278 auf 390,5 ppm im Jahr 2011 geführt. Die atmosphärische CO₂-Konzentration ist somit heute auf der Erde höher als jemals zuvor in mindestens den letzten 800 000 Jahren, und es wird erwartet, dass sie aufgrund unserer Abhängigkeit von fossilen Brennstoffen für die Energiegewinnung weiter ansteigen wird. Bis heute haben die Ozeane etwa 155 ± 30 PgC aus der Atmosphäre aufgenommen, was ungefähr einem Viertel der gesamten CO₂-Menge (555 ± 85 PgC) entspricht, die durch Aktivitäten des Menschen seit vorindustriellen Zeiten emittiert wurde. Dieser natürliche Absorptionsprozess hat das Niveau der Treibhausgase in der Atmosphäre maßgeblich reduziert und einige Folgen der globalen Erwärmung verringert. Allerdings hat die Aufnahme von CO₂ durch den Ozean einen erheblichen Einfluss auf die Chemie des Meerwassers. Der mittlere pH-Wert des Meeresoberflächenwassers ist bisher bereits um ungefähr 0,1 Einheiten gesunken, von etwa 8,2 auf 8,1 seit Beginn der Industriellen Revolution. Schätzungen von projizierten zukünftigen atmosphärischen und ozeanischen CO₂-Konzentrationen deuten darauf hin, dass bis Ende dieses Jahrhunderts der mittlere pH-Wert der Meeresoberfläche um 0,2 bis 0,4 niedriger sein könnte als heute. Die pH-Skala ist logarithmisch, sodass eine Änderung um eine Einheit einer zehnfachen Änderung der Wasserstoffionenkonzentration entspricht.

Wenn atmosphärisches CO₂ an der Grenzfläche zwischen Luft und Meer ausgetauscht wird, reagiert es mit dem Meerwasser in einer Reihe von vier chemischen Reaktionen, wodurch die Konzentration der Kohlenstoffverbindungen – gelöstes Kohlendioxid (CO_{2(aq)}), Kohlensäure (H₂CO₃) und Bikarbonat (HCO₃⁻) – ansteigt:

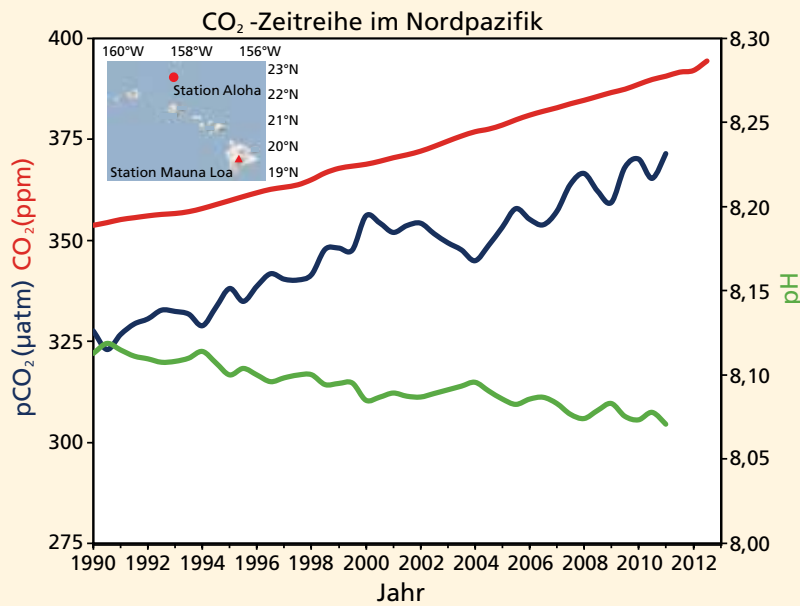


Bei diesen Reaktionen werden Wasserstoffionen (H⁺) gebildet. Dieser Anstieg der Wasserstoffionenkonzentration des Ozeans entspricht einer Reduktion des pH-Werts, oder einem Anstieg des Säuregehalts. Unter normalen Meerwasserbedingungen verbinden sich mehr als 99,99 % der entstehenden Wasserstoffionen mit Karbonationen (CO₃²⁻) und bilden zusätzliches HCO₃⁻. Demnach senkt die Zugabe von anthropogenem CO₂ in die Meere den pH-Wert und verbraucht Karbonationen. Diese Reaktionen sind vollständig umkehrbar und die grundlegende Thermodynamik dieser Reaktionen in Meerwasser sind gut bekannt – beispielweise liegt bei einem pH-Wert von etwa 8,1 circa 90% des Kohlenstoffs als Bikarbonationen vor, 9 % als Karbonationen und nur 1 % des Kohlenstoffs als gelöstes CO₂. Ergebnisse aus Labor, Feld- und Modellstudien sowie Hinweise aus geologischen Aufzeichnungen weisen eindeutig darauf hin, dass marine Ökosysteme höchstempfindlich auf den Anstieg des CO₂-Gehalts im Meer und die daraus folgenden Abnahmen des pH-Werts und der Karbonationen reagieren.

Der Klimawandel und die anthropogene Ozeanversauerung geschehen nicht unabhängig voneinander. Auch wenn das CO₂, das durch die Meere aufgenommen wird, nicht zum Treibhauseffekt beiträgt, reduziert die Erwärmung der Meere die Löslichkeit von Kohlendioxid in Meerwasser. Dadurch reduziert sich

die Menge des CO₂, das die Ozeane aus der Atmosphäre aufnehmen können. Verdoppelt man beispielsweise die vorindustrielle CO₂-Konzentration und erhöht die Temperatur um 2 °C, würde Meerwasser 10% weniger CO₂ aufnehmen (10% weniger Gesamtkohlenstoff, C_T) als ohne Temperaturanstieg (vergleiche Spalten 4 und 6 in FAQ 3.3, Tabelle 1), der pH-Wert

bliebe aber nahezu gleich. Also hat ein wärmerer Ozean weniger Kapazität, CO₂ aus der Atmosphäre aufzunehmen, würde jedoch weiterhin versauern. Der Grund dafür ist, dass Bikarbonat im wärmeren Ozean zu Karbonat umgewandelt wird und dabei ein Wasserstoffion freigesetzt wird, das den pH-Wert stabilisiert. ■



FAQ 3.3, Abbildung 1 | Eine geglättete Zeitreihe des atmosphärischen CO₂-Stoffmengenanteils (in ppm) am atmosphärischen Mauna Loa Observatorium (obere rote Linie), des Meeresoberflächenpartialdrucks von CO₂ (pCO₂; mittlere blaue Linie) und des pH-Wertes an der Meeresoberfläche (untere grüne Linie) an der Station ALOHA im subtropischen Nordpazifik nördlich von Hawaii für den Zeitraum 1990–2011 (nach Doney et al., 2009; Daten von Dore et al., 2009). Die Ergebnisse zeigen, dass der Trend des CO₂-Partialdrucks an der Meeresoberfläche grundsätzlich mit dem atmosphärischen Anstieg konsistent ist, als Folge der großräumigen Jahr-zu-Jahr-Variabilität ozeanischer Prozesse aber variabler ist.

FAQ 3.3, Tabelle 1 | Änderungen des pH-Werts und der Parameter des Kohlenstoffsystems im ozeanischen Oberflächenwasser bei einer Verdopplung des CO₂-Gehalts gegenüber der vorindustriellen Atmosphäre ohne und mit einer Erwärmung von 2°C^a.

Parameter	Vorindustriell (280 ppmv) 20°C	2 × vorindustriell (560 ppmv) 20°C	(Prozentuale Änderung gegenüber vorindustriellen Werten)	2 × vorindustriell (560 ppmv) 22°C	(Prozentuale Änderung gegenüber vorindustriellen Werten)
pH	8,1714	7,9202	–	7,9207	–
H ⁺ (mol kg ⁻¹)	6,739e ⁻⁹	1,202e ⁻⁸	(78,4)	1,200e ⁻⁸	(78,1)
CO _{2(aq)} (µmol kg ⁻¹)	9,10	18,10	(98,9)	17,2	(89,0)
HCO ₃ ⁻ (µmol kg ⁻¹)	1723,4	1932,8	(12,15)	1910,4	(10,9)
CO ₃ ²⁻ (µmol kg ⁻¹)	228,3	143,6	(-37,1)	152,9	(-33,0)
C _T (µmol kg ⁻¹)	1960,8	2094,5	(6,82)	2080,5	(6,10)

Anmerkungen:

^a CO_{2(aq)} = gelöstes Kohlendioxid, H₂CO₃ = Kohlensäure, HCO₃⁻ = Bikarbonat, CO₃²⁻ = Karbonat, C_T = Gesamtkohlenstoff = CO_{2(aq)} + HCO₃⁻ + CO₃²⁻.

FAQ 4.1 | Wie verändert sich das Meereis in der Arktis und der Antarktis?

Die Meereisdecken des Arktischen Ozeans und des Südlichen Ozeans rund um die Antarktis besitzen recht unterschiedliche Eigenschaften und verändern sich unterschiedlich im Verlaufe der Zeit. Während der letzten 34 Jahre (1979–2012) ist die mittlere jährliche Ausdehnung des Meereises in der Arktis um 3,8% pro Jahrzehnt gesunken. Die durchschnittliche Dicke des arktischen Meereises im Winter hat von 1978 bis 2008 um etwa 1,8 m abgenommen, und das Gesamtvolumen (Masse) des arktischen Meereises nahm zu jeder Jahreszeit ab. Die schnellere Abnahme der Meereisausdehnung während des Sommerminimums stellt eine Folge dieser Entwicklung dar. Im Gegensatz dazu ist die Ausdehnung des antarktischen Meereises im selben 34-Jahres-Zeitraum leicht um 1,5% pro Jahrzehnt angestiegen, jedoch zeigen die Änderungen um die Antarktis große regionale Unterschiede. Die verfügbaren Messungen der Meereisdicke in der Antarktis reichen nicht aus, um abschätzen zu können, ob das Gesamtvolumen (Masse) abnimmt, gleichbleibt oder zunimmt.

Ein großer Teil der gesamten arktischen Meereisbedeckung liegt nördlich von 60°N (FAQ 4.1, Abbildung 1) und ist nach Süden hin von Land umgeben. Es gibt Öffnungen in den kanadisch-arktischen Archipel sowie in die Barents-, Bering- und Grönlandsee. Ein Teil des Eises im Arktischen Becken bleibt über mehrere Jahre erhalten und wächst durch das Gefrieren von Meerwasser an der Unterseite und durch Verformung (Aufschiebungen und Aufpressungen). Einjähriges Meereis wird maximal etwa zwei Meter dick, während Meereis, das älter als ein Jahr alt wird (mehrjähriges Eis), mehrere Meter dicker werden kann. Arktisches Meereis treibt innerhalb des Ozeanbeckens, angetrieben von Wind- und Meeresströmungen: Das mittlere Driftmuster besteht dabei vor allem aus einem sich im Uhrzeigersinn bewegendem Zirkulationsmuster in der westlichen Arktis sowie der Transpolardrift, die sibirisches Meereis durch die Arktis transportiert und dieses über die Framstraße aus dem Becken exportiert.

Satelliten, mit denen es möglich ist, zwischen Eis und offenen Wasserflächen zu unterscheiden, liefern ein Bild der Änderungen der Meereisbedeckung. Seit 1979 hat die über das Jahr gemittelte Ausdehnung des Meereises in der Arktis um 3,8% pro Jahrzehnt abgenommen. Der Rückgang der Ausdehnung am Ende des Sommers (im späten September) war mit 11% pro Jahrzehnt sogar noch größer; die Ausdehnung erreichte im Jahr 2012 ein Rekordminimum. Seit Beginn der Satellitenaufzeichnungen hat das 10-Jahres-Mittel der minimalen Ausdehnung von arktischem Meereis im September für jedes Jahrzehnt abgenommen. Messungen mit U-Booten und Satelliten lassen vermuten, dass die Dicke des arktischen Meereises, und damit das Gesamtvolumen, ebenfalls abnehmen. Änderungen der relativen Mengen an mehrjährigem und einjährigem Meereis tragen zur Abnahme des Eisvolumens bei. Während des 34-jährigen Aufzeichnungszeitraums gingen seit 1979 pro Jahrzehnt etwa 17% dieser Art des Eises durch Schmelzen und Abtransport aus dem Arktischen Meeresbecken verloren, seit 1999 sind es 40%. Obwohl das jährlich von arktischem Meereis bedeckte Gebiet aufgrund der unterschiedlichen saisonalen Produktion schwanken kann, können sich die Anteile des dicken, mehrjährigen Eises und

das Gesamteisvolumen des Meereises nur langsam erholen.

Anders als in der Arktis ist aufgrund der vorhandenen kontinentalen Landmasse die Meereisbedeckung der Antarktis auf Breitengrade nördlich von 78°S beschränkt. Die antarktische Meereisbedeckung ist größtenteils saisonal, mit einer mittleren Dicke von nur ~1 m zum Zeitpunkt der maximalen Ausdehnung im September. Nur ein kleiner Anteil der Eisbedeckung überlebt das Sommerminimum im Februar, und älter als zwei Jahre wird antarktisches Meereis nur sehr selten. Die Eisgrenze ist dem offenen Ozean ausgesetzt, und die Schneefallrate über dem antarktischen Meereis ist höher als in der Arktis. Wenn die Schneelast durch den Schneefall ausreicht, um die Eisoberfläche unter den Meeresspiegel zu drücken, dringt Meerwasser in die Basis der Schneedecke ein und Schneeeis wird gebildet, wenn der so entstandene Schneeschlamm gefriert. Infolgedessen trägt die Schnee-zu-Eis-Umwandlung (sowie das Wachstum an der Eisunterseite wie in der Arktis) zum saisonalen Wachstum der Eisdicke und des Gesamteisvolumens in der Antarktis bei. Die Bildung von Schneeeis reagiert empfindlich auf Niederschlagsänderungen und somit auf Änderungen im regionalen Klima. Welche Folgen Niederschlagsänderungen auf die antarktische Meereisdicke und das Meereisvolumen haben, wird nach wie vor erforscht.

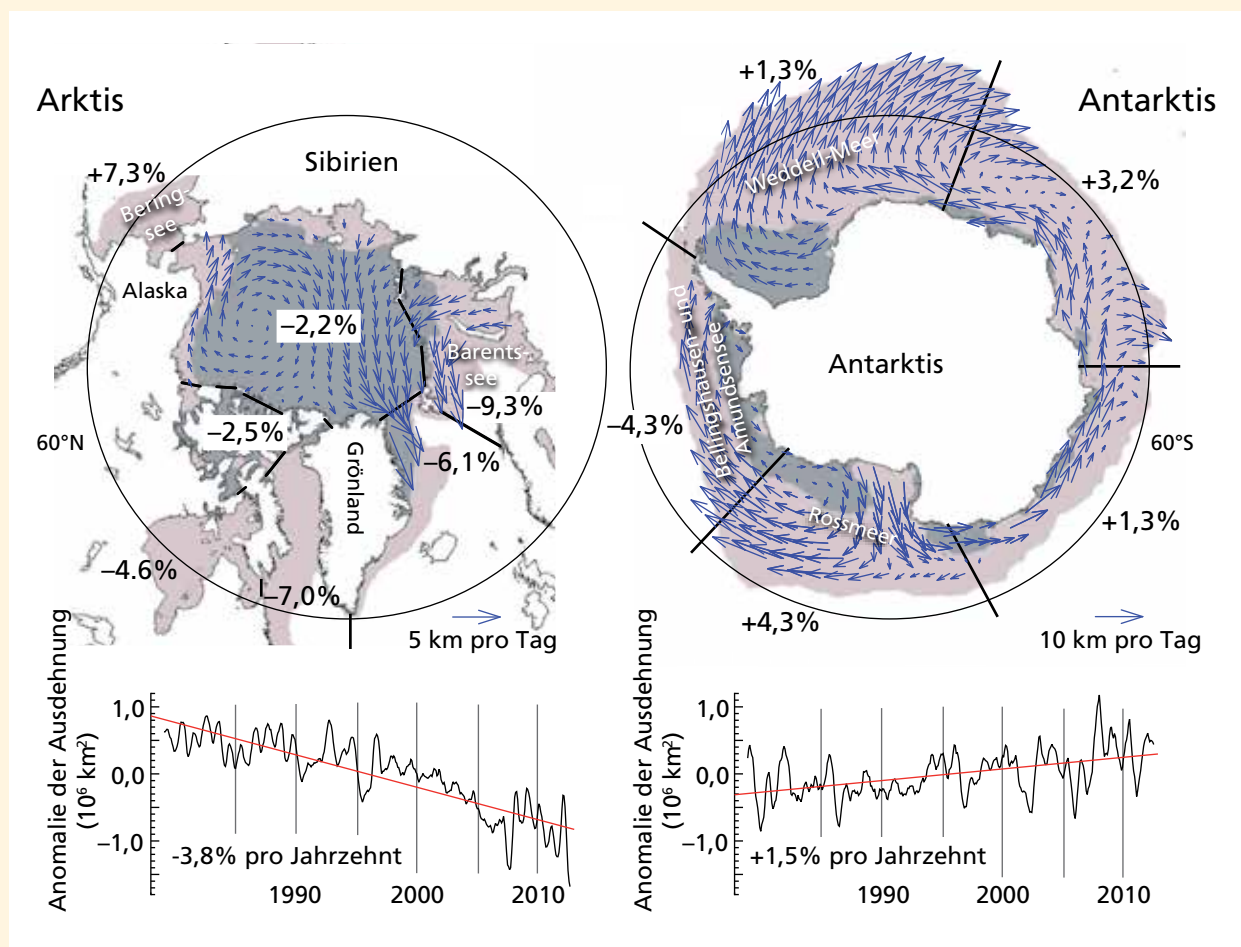
Die Nord-Süd-Ausdehnung des antarktischen Meereises ist aufgrund des Fehlens begrenzender Landmassen sehr unterschiedlich. In der Nähe der antarktischen Küste ist die Meereisdrift hauptsächlich von Osten nach Westen gerichtet, weiter im Norden hingegen von Westen nach Osten und stark divergierend. Im Weddell- und Rossmeer herrschen ausgeprägte, im Uhrzeigersinn verlaufende Zirkulationsmuster vor, die Eis nordwärts transportieren, während die Zirkulation um die Ostantarktis variabler ist. Die nördliche Ausdehnung der Meereisbedeckung wird teilweise durch die divergente Drift kontrolliert, die in Wintermonaten neue Eisbildung in offen bleibenden Wasserflächen (sogenannte Polynjas) entlang der Küstenlinien fördert. Diese Zonen der Eisbildung sorgen für salz-

haltigeres und damit dichteres Meerwasser und sind eine der Hauptquellen für das tiefste in den globalen Ozeanen zu findende Bodenwasser.

Während derselben 34-jährigen Satellitenaufzeichnungen ist die jährliche Ausdehnung von Meereis in der Antarktis um 1,5 % pro Jahrzehnt gestiegen. Allerdings gibt es regionale Unterschiede in den Trends, mit Abnahmen in der Bellingshausen- und Amundsensee, aber einem stärkeren Anstieg der Meereisausdehnung im Rossmeer, welcher den Gesamttrend dominiert. Ob der geringere Gesamtanstieg der antarktischen Meereisausdehnung als Klimaindikator aussagekräftig ist, ist ungewiss, da die Ausdehnung so stark von Jahr zu Jahr und von Ort zu Ort rund um den Kontinent schwankt. Ergebnisse einer aktuellen Studie deuten an, dass diese gegensätzlichen Trends in der Eisbedeckung von Änderungen der örtlichen Windgeschwindigkeit und der Windströ-

mungsmuster verursacht werden. Ohne bessere Eisdicken- und Eisvolumenschätzungen ist es schwierig, Aussagen darüber zu machen, welche Folgen Klimaänderungen für die antarktische Meereisbedeckung haben und welche Klimafaktoren den größten Einfluss haben.

Es bestehen große Unterschiede in den physikalischen Rahmenbedingungen und Prozessen, die den Zustand der arktischen und antarktischen Meereisbedeckung beeinflussen und zu deren unterschiedlichen Reaktionen auf den Klimawandel beitragen. Die langen und ununterbrochenen Satellitenbeobachtungen zeichnen ein eindeutiges Bild vom Rückgang der arktischen Meereisbedeckung, wohingegen die vorhandenen Belege es nicht zulassen, belastbare Aussagen über die Gesamtänderungen des antarktischen Meereises und deren Gründe zu machen. ■



FAQ 4.1, Abbildung 1 | Mittleres Zirkulationsmuster von Meereis und die dekadischen Trends (%) der jährlichen Anomalien der Meereisausdehnung (d. h. nach Entfernung des Jahresgangs) in verschiedenen Regionen der Arktis und Antarktis. Pfeile zeigen die mittlere Richtung und Geschwindigkeit der Eisdrift an. Die mittlere Meereisbedeckung, beruhend auf Satellitenbeobachtungen, in maximaler (minimaler) Ausdehnung im Zeitraum von 1979 bis 2012 ist in Orange (Grau) schattiert.

FAQ 4.2 | Verschwinden Gletscher aus den Bergregionen?

In vielen Gebirgen auf der ganzen Welt schwinden Gletscher als Folge des Temperaturanstiegs in der Atmosphäre in den letzten Jahrzehnten. Es gibt Berichte über schwindende Gletscher in der kanadischen Arktis und den Rocky Mountains, den Anden, in Patagonien, den europäischen Alpen, dem Tien Shan, den tropischen Gebirgen Südamerikas, Afrikas und Asiens und an anderen Orten. In diesen Regionen sind in den letzten Jahrzehnten mehr als 600 Gletscher verschwunden. Auch wenn es keine weitere Erwärmung gibt, werden viele weitere Gletscher verschwinden. Es ist auch wahrscheinlich, dass einige Gebirge die meisten, wenn nicht alle, ihrer Gletscher verlieren werden.

In allen Gebirgsregionen, in denen es heute Gletscher gibt, hat das Gletschervolumen in den letzten 150 Jahren deutlich abgenommen. In diesem Zeitraum sind viele kleinere Gletscher verschwunden. Mit einigen lokalen Ausnahmen war der Gletscherschwund (Flächen- und Volumenverringerung) bereits während der 1940er Jahre weltweit verbreitet und während dieser Zeit sowie seit den 1980er Jahren besonders stark. Allerdings gab es während der 1890er, 1920er und 1970er Jahre auch Phasen relativer Stabilität, wie Langzeitbeobachtungen der Längenänderungen und Modellierungen der Massenbilanz zeigen. Konventionelle in-situ-Messungen – und zunehmend luft- und satellitengestützte Messungen – bieten in den meisten Gletscherregionen belastbare Belege dafür, dass die Abnahmegeschwindigkeit der Gletscherfläche in den letzten zwei Jahrzehnten größer war als früher, und dass die Gletscher weiterhin kleiner werden. In einigen Regionen jedoch verhalten sich einzelne Gletscher anders und sind vorgestoßen, während die meisten anderen zurückschmolzen (z. B. an den Küsten Neuseelands, Norwegens, Südpatagoniens (Chile) oder im Karakorum-Gebirge in Asien). Grundsätzlich sind diese Zuwächse die Folge spezieller topographischer und/oder klimatischer Bedingungen (z. B. erhöhter Niederschläge).

Es kann einige Jahrzehnte dauern, bis sich die Ausdehnung eines Gletschers auf eine unmittelbare Klimaänderung anpasst, weswegen die meisten Gletscher zurzeit größer sind, als sie es wären, wenn sie sich im Gleichgewicht mit dem aktuellen Klima befänden. Weil die Anpassungszeit eines Gletschers mit seiner Größe zunimmt, werden große Gletscher in den nächsten Jahrzehnten weiterhin schwinden, selbst wenn sich die Temperaturen stabilisieren sollten. Auch kleinere Gletscher werden weiter schrumpfen, aber sie werden ihre Ausdehnung schneller anpassen, und viele werden letztendlich vollständig verschwinden.

Viele Faktoren beeinflussen die zukünftige Entwicklung jedes Gletschers, und ob er verschwindet, hängt beispielsweise von der Größe, der Neigung, dem Höhenbereich, der Flächenverteilung mit der Höhe und den Oberflächeneigenschaften (z. B. Menge an Schuttdecke) ab. Diese Faktoren unterscheiden sich erheblich von Region zu Region, aber auch zwischen benachbarten Gletschern. Externe Faktoren, wie die

Topografie der Umgebung und die klimatischen Verhältnisse, sind ebenfalls wichtig für die zukünftige Gletscherentwicklung. Auf kürzeren Zeitskalen (ein oder zwei Jahrzehnte) reagiert jeder Gletscher im Detail individuell und unterschiedlich auf den Klimawandel.

Über Zeiträume von mehr als etwa 50 Jahren ist die Reaktion der Gletscher einheitlicher und weniger abhängig von lokalen Umweltdetails. Dies bedeutet, dass langfristige Trends der Gletscherentwicklung gut modelliert werden können. Solche Modelle basieren auf dem Verständnis von grundlegenden physikalischen Prinzipien. Beispielsweise würde ein Anstieg der mittleren lokalen Lufttemperatur bei gleichbleibendem Niederschlag eine Verschiebung der Gleichgewichtslinie (englisch: *equilibrium line altitude*, ELA) um 150 m nach oben pro Grad Celsius atmosphärischer Erwärmung verursachen. Diese Verschiebung nach oben und ihre Konsequenzen für Gletscher verschiedener Größe und Höhenbereiche sind in FAQ 4.2, Abbildung 1 dargestellt.

Anfangs haben alle Gletscher eine Akkumulationszone (weiß) oberhalb und eine Ablationszone (hellblau) unterhalb der ELA (FAQ 4.2, Abbildung 1a). Wenn sich die ELA nach oben verschiebt, wird die Akkumulationszone kleiner und die Ablationszone dehnt sich aus. Somit wächst das Gebiet, in dem Eis durch Schmelzen verloren geht (FAQ 4.2, Abbildung 1b). Dieses Ungleichgewicht führt zu einem Netto-Verlust an Eis. Nach einigen Jahren zieht sich die Gletscherfront zurück und die Ablationszone wird kleiner, bis der Gletscher seine Ausdehnung an das neue Klima angepasst hat (FAQ 4.2, Abbildung 1c). Wo der Klimawandel ausreichend stark ist, um die Gleichgewichtslinie dauerhaft über den höchsten Punkt des Gletschers anzuheben (FAQ 4.2, Abbildung 1b, rechts), verschwindet der Gletscher letztendlich vollständig (FAQ 4.2, Abbildung 1c, rechts). Höher gelegene Gletscher, die ihre Akkumulationszone behalten, werden schrumpfen, aber nicht verschwinden (FAQ 4.2, Abbildung 1c, links und Mitte). Ein großer Talgletscher könnte große Teile seiner Gletscherzunge verlieren, wodurch wahrscheinlich ein See an deren Stelle zurückbliebe (FAQ 4.2, Abbildung 1c, links). Neben der Lufttemperatur beeinflussen auch Änderungen der Menge und der jahreszeitlichen Verteilung von

Niederschlägen die Verschiebung der Gleichgewichtslinie. Die Gletscherdynamik (z. B. Fließgeschwindigkeit) spielt ebenfalls eine Rolle, wird in diesem vereinfachten Schema jedoch nicht berücksichtigt.

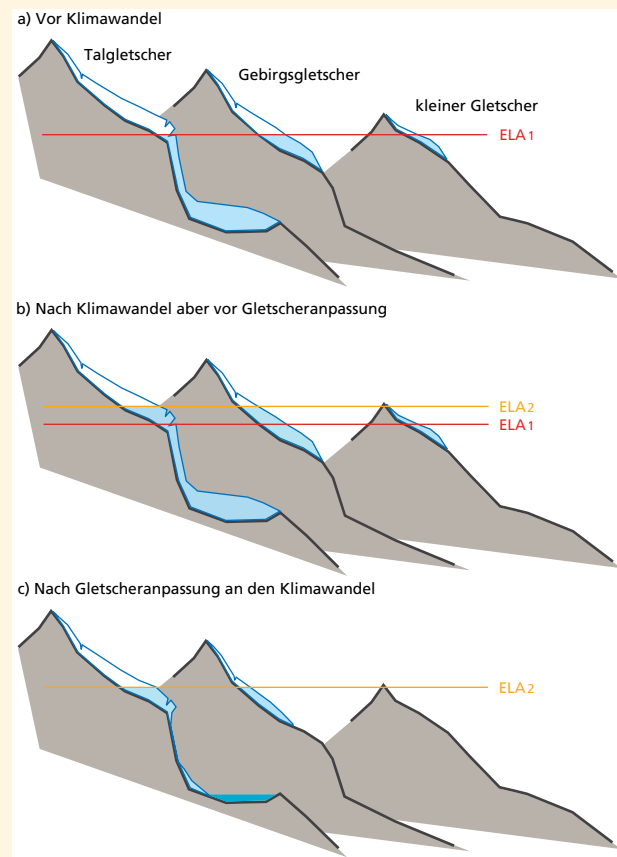
Viele Beobachtungen haben bestätigt, dass verschiedene Gletschertypen tatsächlich unterschiedlich auf den aktuellen Klimawandel reagieren. Zum Beispiel zeigen momentan die flachen, tiefliegenden Gletscherzungen großer Talgletscher (wie z. B. in Alaska, Kanada oder den Alpen) die stärksten Massenverluste, größtenteils unabhängig von der Hangrichtung, Beschattung oder Schuttdecke. Dieser Gletschertyp passt seine Ausdehnung nur langsam an neue Klimabedingungen an und wird meistens dünner, ohne dass sich die Gletscherfront wesentlich zurückzieht. Im Gegensatz dazu passen sich kleinere Berggletscher mit einigermaßen gleichmäßigem Gefälle schneller an das neue Klima an, indem sie die Größe ihrer Ablationszone schneller verändern (FAQ 4.2, Abbildung 1c, Mitte).

Die langfristige Reaktion der meisten Gletschertypen kann mit dem in FAQ 4.2, Abbildung 1 dargestellten Ansatz sehr gut bestimmt werden. Die kurzfristige Reaktion von Gletschern oder die langfristige Reaktion von komplexeren Gletschertypen zu modellieren (z. B. solcher, die mit einer mächtigen Schuttdecke bedeckt sind, durch den Schnee von Lawinen wachsen, vom Akkumulationsgebiet abgekoppelt sind, sogenannte galoppierende Gletscher sind oder ins Wasser kalben), gestaltet sich jedoch schwierig. In diesen Fällen wird detailliertes Wissen über andere Gletschereigenschaften benötigt, wie beispielsweise die Massenbilanz, die Eisdickenverteilung und die interne Hydraulik. Für den Großteil der weltweiten Gletscher sind solche Daten nicht vorhanden, und ihre Reaktion auf den Klimawandel kann daher über das vereinfachte Schema in FAQ 4.2, Abbildung 1 nur annähernd beschrieben werden.

Beispielsweise hat das Karakorum im Himalaya-Gebirge eine große Anzahl verschiedener Gletschertypen und klimatischer Bedingungen, und die Gletschereigenschaften sind immer noch nur wenig bekannt. Dies macht es besonders unsicher, ihre zukünftige Entwicklung zu bestimmen. Allerdings wird erwartet, dass die Wissenslücken in den nächsten Jahren erheblich abnehmen werden, da zunehmend Satellitendaten (z. B. zur Erstellung von Gletscherinventaren oder zur Herleitung von Fließgeschwindigkeiten) genutzt werden und das bodengestützte Messnetz ausgebaut wird.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass das Schicksal der Gletscher unterschiedlich sein wird, abhängig sowohl von ihren speziellen Eigenschaften als auch

den zukünftigen Klimabedingungen. Weitere Gletscher werden verschwinden, andere werden einen Großteil ihrer tiefliegenden Bereiche verlieren, und wieder andere werden sich vielleicht kaum verändern. Wo die ELA bereits über dem höchsten Punkt eines bestimmten Gletschers liegt, wird dieser Gletscher zwangsläufig vollständig verschwinden, sofern das Klima sich nicht abkühlt. Ebenso werden alle Gletscher in Regionen verschwinden, in denen sich die ELA zukünftig über deren höchsten Punkt verschiebt. ■



FAQ 4.2, Abbildung 1 | Schematische Darstellung von drei Gletschertypen, die auf unterschiedlichen Höhen liegen, und ihre Reaktion auf eine Verschiebung der Gleichgewichtslinie (englisch: *equilibrium line altitude*, ELA) nach oben. (a) Bei einem gegebenen Klima hat die ELA eine bestimmte Höhe (ELA1) und alle Gletscher haben eine bestimmte Größe. (b) Durch einen Temperaturanstieg verschiebt sich die ELA nach oben auf eine neue Höhe (ELA2), was zunächst zu geringeren Akkumulations- und größeren Ablationszonen bei allen Gletschern führt. (c) Nachdem die Gletschergröße sich an die neue ELA angepasst hat, verliert der Talgletscher (links) seine Gletscherzunge und der kleine Gletscher (rechts) ist komplett verschwunden.

FAQ 5.1 | Ist die Sonne ein wesentlicher Treiber der jüngsten Klimaänderungen?

Die Leistungsdichte der Sonneneinstrahlung (total solar irradiance, TSI, Kapitel 8) ist ein Maß für die Gesamtenergie, die von der Sonne am oberen Rand der Atmosphäre ankommt. Sie variiert über eine große Bandbreite an Zeitskalen, von Milliarden Jahren bis zu nur ein paar Tagen, doch waren die Schwankungen in den letzten 140 Jahren relativ klein. Änderungen der Sonneneinstrahlung sind – zusammen mit Vulkanemissionen und anthropogenen Einflüssen – ein wichtiger Treiber von Klimavariabilität (Kapitel 1; Abbildung 1.1). Als solche helfen sie, die beobachteten Änderungen der globalen Erdoberflächentemperaturen seit Beginn der instrumentellen Aufzeichnungen (FAQ 5.1, Abbildung 1; Kapitel 10) und über das letzte Jahrtausend zu erklären. Während die Variabilität der Sonne einen wahrnehmbaren Beitrag zu den Änderungen der globalen Erdoberflächentemperaturen im frühen 20. Jahrhundert gehabt haben könnte, erklärt sie nicht den Anstieg, der beobachtet wurde, seit die Leistungsdichte der Sonneneinstrahlung (TSI) in den späten 1970er Jahren direkt über Satelliten gemessen wurde (Kapitel 8, 10).

Der Kern der Sonne ist ein enormer Kernfusionsreaktor, der Wasserstoff in Helium umwandelt. Dieser Prozess erzeugt Energie, die als elektromagnetische Strahlung durch das gesamte Sonnensystem strahlt. Die Energiemenge, die auf den oberen Rand der Atmosphäre der Erde auftrifft, hängt von der Erzeugung und Freisetzung elektromagnetischer Energie durch die Sonne und von der Umlaufbahn der Erde um die Sonne ab.

Satelliteninstrumente haben die TSI seit 1978 direkt gemessen und deuten darauf hin, dass im Durchschnitt ~ 1361 Watt/m² den oberen Rand der Atmosphäre erreichen. Teile der Erdoberfläche, Luftverschmutzung und Wolken in der Atmosphäre wirken wie ein Spiegel und reflektieren rund 30 % dieser Energie zurück ins Weltall. Höhere TSI-Werte werden aufgezeichnet, wenn die Sonne aktiver ist. Die Schwankungen der Strahlungsaktivität folgen annähernd dem 11-Jahres-Sonnenfleckenzyklus: Während der letzten Zyklen schwankten die TSI-Werte im Durchschnitt um etwa 0,1 %.

Für die Zeit, bevor es Satellitenmessungen gab, müssen Schwankungen der TSI über die Anzahl der Sonnenflecken (zurückdatierend bis 1610) oder über Radioisotope, die in der Atmosphäre gebildet und in Polareis und Baumringen archiviert wurden, abgeschätzt werden. Ausgeprägte 50- bis 100-Jahresperioden mit sehr geringer Sonnenaktivität – wie das Maunder-Minimum zwischen 1645 und 1715 – werden allgemein als große Minima der Sonnenaktivität (*grand solar minima*) bezeichnet. Die meisten Schätzungen der TSI-Änderungen zwischen dem Maunder-Minimum und der heutigen Zeit liegen in der Größenordnung von 0,1 %, ähnlich der Amplitude der 11-Jahres-Variabilität.

Wie kann die Variabilität der Sonnenaktivität helfen, die seit 1870 aufgezeichneten globalen Erdoberflächentemperaturen zu erklären? Um diese Frage zu beantworten, ist es wichtig zu verstehen, dass auch andere Klimaantriebe beteiligt sind, die jeweils charakteristische Muster regionaler Klimareaktio-

nen hervorrufen. Dennoch ist es die Kombination all dieser Faktoren, die den beobachteten Klimawandel verursacht. Schwankungen der Sonnenaktivität und Vulkanausbrüche sind natürliche Faktoren. Anthropogene (durch den Menschen verursachte) Faktoren hingegen beinhalten Änderungen der Treibhausgaskonzentrationen sowie Emissionen sichtbarer Luftverschmutzung (Aerosole) und anderer Substanzen, die von Aktivitäten des Menschen herrühren. „Interne Variabilität“ bezieht sich auf Schwankungen innerhalb des Klimasystems, zum Beispiel aufgrund von Wetterschwankungen oder Phänomenen wie *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO).

Die relativen Beiträge dieser natürlichen und anthropogenen Faktoren verändern sich mit der Zeit. FAQ 5.1, Abbildung 1 verdeutlicht diese Beiträge basierend auf einer sehr einfachen Berechnung, in der die Schwankung der mittleren globalen Erdoberflächentemperatur die Summe von vier Komponenten repräsentiert, die linear mit dem Antrieb durch die Sonne, Vulkane, anthropogene Einflüsse und die interne Variabilität verbunden sind. Die globale Oberflächentemperatur hat von 1870 bis 2010 um ungefähr 0,8°C zugenommen (FAQ 5.1, Abbildung 1a). Dieser Anstieg war jedoch nicht gleichmäßig: zu manchen Zeiten überwogen Faktoren, die die Erdoberfläche abkühlen lassen – Vulkanausbrüche, verringerte Sonnenaktivität, die meisten anthropogenen Aerosolemissionen – gegenüber den erwärmenden Faktoren, wie zum Beispiel Treibhausgasen. Zudem hat die innerhalb des Klimasystems erzeugte Variabilität weitere Schwankungen verursacht, die nicht mit externen Einflüssen zusammenhängen.

Der Beitrag der Sonne zu den beobachteten Änderungen der globalen Erdoberflächentemperatur wird von dem 11-Jahres-Sonnenzyklus dominiert, mit dem Schwankungen der globalen Temperatur von bis zu 0,1°C zwischen Minimum und Maximum erklärt werden können (FAQ 5.1, Abbildung 1b). Ein langfristiger Aufwärtstrend der Sonnenaktivität Anfang des 20. Jahrhunderts könnte die beobachtete Erwärmung in diesem Zeitraum verstärkt haben, im Zusammen-

spiel mit interner Variabilität, dem Anstieg von Treibhausgasemissionen und einer Vulkanismuspause. Hiermit kann jedoch nicht der beobachtete Anstieg seit den späten 1970er Jahren erklärt werden, und es gab sogar einen leichten Abwärtstrend der TSI von 1986 bis 2008 (Kapitel 8 und 10).

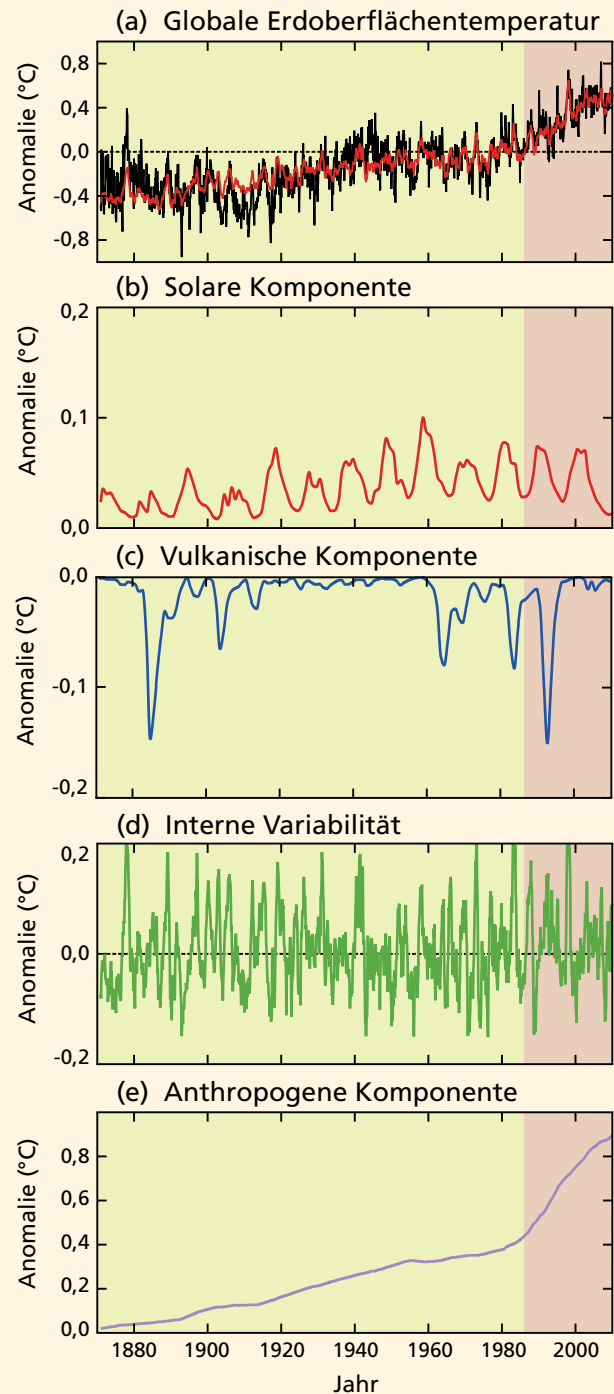
Vulkanausbrüche tragen zur Änderung der globalen Erdoberflächentemperatur bei, indem sie episodisch Aerosole in die Atmosphäre einbringen, die die Erdoberfläche abkühlen (FAQ 5.1, Abbildung 1c). Große Vulkanausbrüche, wie beispielweise der Ausbruch des Mt. Pinatubo 1991, können die Erdoberfläche für bis zu drei Jahre um 0,1 °C bis 0,3 °C abkühlen.

Der wichtigste Bestandteil der internen Klimavariabilität ist *El Niño-Southern Oscillation*, die einen entscheidenden Einfluss auf die Jahr-zu-Jahr-Schwankungen der mittleren tropischen und globalen Durchschnittstemperatur hat (FAQ 5.1, Abbildung 1d). Während *El Niño*-Ereignissen wurden relativ hohe Jahrestemperaturen beobachtet, wie beispielweise 1997–1998.

Die Variabilität der von 1870 bis 2010 beobachteten globalen Erdoberflächentemperaturen (FAQ 5.1, Abbildung 1a) spiegelt die kombinierten Einflüsse natürlicher (Sonne, Vulkane, interne Variabilität; FAQ 5.1, Abbildung 1b-d) Faktoren wider, plus dem mehrere Jahrzehnte andauernden Erwärmungstrend durch anthropogene Faktoren (FAQ 5.1, Abbildung 1e).

Vor 1870, als die anthropogenen Emissionen von Treibhausgasen und Aerosolen geringer waren, spielten Änderungen der Sonnen- und Vulkanaktivität und interne Variabilität eine wichtigere Rolle, auch wenn die genauen Beiträge dieser einzelnen Faktoren zur globalen Erdoberflächentemperatur weniger sicher sind. Minima der Sonnenaktivität, die mehrere Jahrzehnte andauerten, brachten oft kalte Bedingungen mit sich. Allerdings sind diese Zeiträume häufig auch durch Vulkanausbrüche beeinflusst, was es schwierig macht, den Beitrag der Sonne zu quantifizieren.

Auf der regionalen Ebene wurden Änderungen der Sonnenaktivität mit Änderungen des Oberflächenklimas und der atmosphärischen Zirkulation in den indopazifischen, nordasiatischen und nordatlantischen Regionen in Zusammenhang gebracht. Zu den Mechanismen, die die regionalen Effekte der relativ kleinen TSI-Schwankungen in dem annähernd elf Jahre dauernden Sonnenzyklus verstärken, gehören dynamische Interaktionen zwischen der oberen und der unteren Atmosphäre sowie zwischen der Meeresoberflächentemperatur und der Atmosphäre. Sie haben einen geringen Einfluss auf die mittleren globalen Temperaturen (siehe Box 10.2). Schließlich führte



FAQ 5.1, Abbildung 1 | Anomalien der globalen Erdoberflächentemperatur von 1870 bis 2010 und die natürlichen (Sonne, Vulkanismus, interne Variabilität) und anthropogenen Faktoren, die sie beeinflussen. (a) Zeitreihe der globalen Erdoberflächentemperatur (1870–2010) relativ zum Mittelwert der globalen Erdoberflächentemperatur im Zeitraum 1961–1990 (schwarze Linie). Dazu eine Modellreihe der Änderung der globalen Erdoberflächentemperatur (a: rote Linie) erzeugt unter Verwendung der Summe der Einflüsse natürlicher (b, c, d) und anthropogener (e) Faktoren auf die Temperatur. (b) Geschätzte Reaktion der Temperatur auf solaren Antrieb. (c) Geschätzte Reaktion der Temperatur auf Vulkanausbrüche. (d) Geschätzte Temperaturvariabilität aufgrund der internen Variabilität, hier bezogen auf *El Niño-Southern Oscillation*. (e) Geschätzte Reaktion der Temperatur auf den anthropogenen Antrieb, zusammengesetzt aus einer temperaturerhöhenden Komponente durch Treibhausgase und einer abkühlenden Komponente durch die meisten Aerosole.

FAQ 5.1

eine Abnahme der Sonnenaktivität während des vergangenen Solarminimums vor ein paar Jahren zu der Frage ihres zukünftigen Einflusses auf das Klima (FAQ 5.1, Abbildung 1b). Obwohl es Unsicherheiten bezüglich der zukünftigen Sonnenaktivität gibt, besteht

hohes Vertrauen darin, dass die Effekte der Sonnenaktivität innerhalb des Bereichs großer Maxima und Minima deutlich kleiner ausfallen werden als die Änderungen, die durch anthropogene Effekte verursacht werden. ■

FAQ 5.2 | Wie ungewöhnlich ist die aktuelle Änderungsgeschwindigkeit des Meeresspiegels?

Die Änderungsgeschwindigkeit des mittleren globalen Meeresspiegels – im Durchschnitt $1,7 \pm 0,2$ mm pro Jahr für das gesamte 20. Jahrhundert und zwischen 2,8 und 3,6 mm pro Jahr seit 1993 (Kapitel 13) – ist im Kontext von Schwankungen über die Jahrhunderte der letzten zwei Jahrtausende ungewöhnlich. Allerdings sind in der Vergangenheit in Phasen schnellen Abschmelzens von Eisschilden, wie beispielsweise während der Übergänge von Eis- zu Warmzeiten, deutlich höhere Änderungsgeschwindigkeiten des Meeresspiegels aufgetreten. Außergewöhnliche tektonische Effekte können ebenfalls sehr schnelle lokale Meeresspiegeländerungen bedingen, wobei die lokalen Änderungsgeschwindigkeiten die aktuellen globalen Änderungsgeschwindigkeiten übertreffen können.

Unter „Meeresspiegel“ wird oft der Punkt verstanden, wo das Meer auf das Festland trifft. Geowissenschaftler definieren den Meeresspiegel als ein Maß für die Position der Meeresoberfläche im Verhältnis zum Festland, die sich beide relativ zum Mittelpunkt der Erde bewegen können. Ein Maß des Meeresspiegels spiegelt daher eine Kombination geophysikalischer und klimatischer Faktoren wider. Geophysikalische Faktoren, die den Meeresspiegel beeinflussen, sind Landsenkung oder Landhebung und glazial isostatische Ausgleichsbewegungen – die Reaktion des Systems Erde-Ozean auf Veränderungen der Massenverteilung auf der Erde, insbesondere von Meerwasser und Festlandeis.

Klimatische Einflüsse beinhalten Schwankungen der Ozeantemperaturen, die dazu führen, dass das Meerwasser sich ausdehnt oder zusammenzieht, Volumenänderungen von Gletschern und Eisschilden sowie Verlagerungen von Meeresströmungen. Lokale und regionale Veränderungen dieser klimatischen und geophysikalischen Faktoren erzeugen signifikante Abweichungen von der geschätzten mittleren Änderungsgeschwindigkeit des globalen Meeresspiegels. So sinkt beispielsweise der lokale Meeresspiegel entlang der schwedischen Küste (Bottnischer Meerbusen) um annähernd 10 mm pro Jahr, weil sich das Land aufgrund des Abschmelzens von kontinentalem Eis nach der letzten Eiszeit immer noch anhebt. Im Gegensatz dazu stieg der lokale Meeresspiegel südlich von Bangkok von 1960 bis 2005 um ~20 mm pro Jahr, hauptsächlich durch eine Landsenkung aufgrund der Entnahme von Grundwasser.

Seit ~150 Jahren wurde die Meeresspiegeländerung an Gezeitenpegeln und seit ~20 Jahren mit Satellitenaltimetern aufgezeichnet. In dem Zeitraum, wo sie sich überschneiden, stimmen die beiden Datensätze überein. Die global gemittelte Anstiegsgeschwindigkeit des Meeresspiegels von $\sim 1,7 \pm 0,2$ mm pro Jahr während des 20. Jahrhunderts – und etwa das Doppelte während der letzten zwei Jahrzehnte – mag klein wirken im Vergleich zu Beobachtungen von Wellen- und Gezeitenchwankungen rund um den Globus, die um Größenordnungen größer sein können. Wenn diese Geschwindigkeiten jedoch über lange Zeit andauern, sind die Folgen dieser Größen-

ordnung beträchtlich für stark bevölkerte, tiefliegende Küstenregionen, wo selbst bei geringem Meeresspiegelanstieg große Landflächen überflutet werden können.

Für die Zeit, bevor es Instrumentalmessungen gab, werden lokale Änderungen des Meeresspiegels indirekt über Daten aus sedimentären, fossilen und archäologischen Archiven berechnet. Diese Proxy-Aufzeichnungen sind räumlich begrenzt und spiegeln sowohl lokale als auch globale Bedingungen wider. Allerdings wird die Rekonstruktion eines globalen Signals bestärkt, wenn einzelne Proxy-Aufzeichnungen aus stark unterschiedlichen Umweltbedingungen ein gemeinsames Signal ergeben. Es ist wichtig zu beachten, dass geologische Archive – insbesondere die von vor mehr als etwa 20 000 Jahren – Änderungen des Meeresspiegels meist nur über Zeiträume von Jahrtausenden erfassen. Schätzungen von 100-Jahres-Änderungsraten des Meeresspiegels basieren daher auf Informationen auf der Ebene von Jahrtausenden. Aber es muss berücksichtigt werden, dass solche Daten raschere Änderungsgeschwindigkeiten des Meeresspiegels auf dem Maßstab von Jahrhunderten nicht zwangsläufig ausschließen.

Rekonstruktionen des Meeresspiegels über die letzten zwei Jahrtausende bieten eine Möglichkeit, Proxy-Daten für eine Überschneidung mit den gemessenen Daten zu nutzen und sie darüber hinaus zu verlängern. Ein aktuelles Beispiel stammt aus Ablagerungen in Salzmarschen an der Atlantikküste der Vereinigten Staaten von Amerika. Kombiniert man diese mit Meeresspiegelrekonstruktionen aus Gezeitenpegeln und Modellvorhersagen, belegen sie eine mittlere Änderungsgeschwindigkeit des Meeresspiegels seit dem späten 19. Jahrhundert von $2,1 \pm 0,2$ mm pro Jahr. Dieser jahrhundertlange Anstieg übersteigt jede andere 100-Jahres-Änderungsrate in der gesamten 2 000-jährigen Aufzeichnung für denselben Küstenbereich.

Auf längeren Zeitskalen sind mitunter viel größere Geschwindigkeiten und Amplituden von Meeresspiegeländerungen aufgetreten. Glazial-/Interglazial Klimazyklen der letzten 500 000 Jahre führten zu globalen Meeresspiegeländerungen von bis zu 120 bis 140 m.

FAQ 5.2

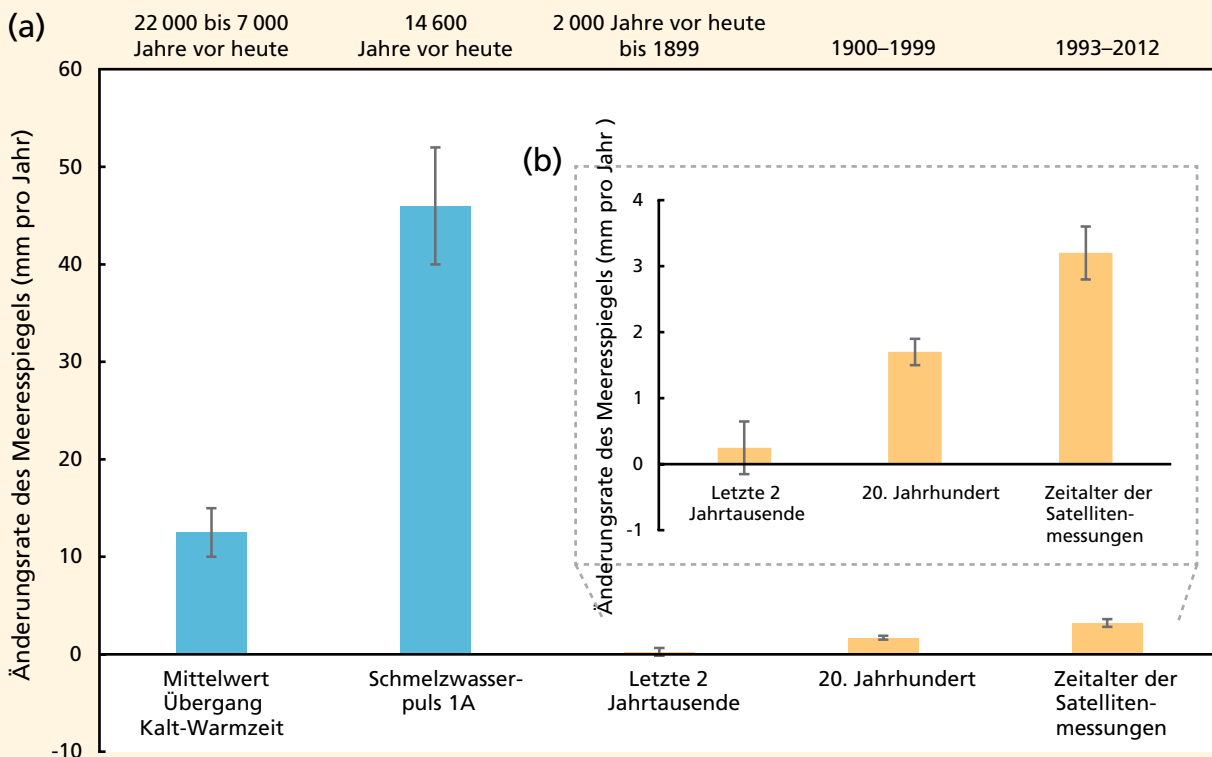
FAQ

Ein Großteil dieser Meeresspiegeländerung trat innerhalb von 10 000 bis 15 000 Jahren während des Übergangs einer Eiszeit in eine Warmzeit auf, mit einem mittleren Anstieg von 10 bis 15 mm pro Jahr. Diese hohen Geschwindigkeiten können nur anhalten, wenn Phasen extremer Vergletscherung zu Ende gehen und große Eisschilde den Ozean erreichen. So zeigen fossile Korallenriffablagerungen, dass während des Übergangs vom Höhepunkt der letzten Eiszeit (vor etwa 21 000 Jahren) zur heutigen Warmzeit (Holozän, die letzten 11 650 Jahre) der globale Meeresspiegel in weniger als 500 Jahren schlagartig um 14 bis 18 m angestiegen ist. Dieses Ereignis ist als Schmelzwasserpuls 1A bekannt, währenddessen die Geschwindigkeit des Meeresspiegelanstiegs mehr als 40 mm pro Jahr erreichte.

Diese Beispiele über längere Zeitskalen zeigen Änderungsgeschwindigkeiten des Meeresspiegels, die größer sind als die heute beobachteten. Es sollte aber

bedacht werden, dass sie sich alle unter besonderen Umständen ereignet haben: in Zeiten des Übergangs von einer Eiszeit zu einer Warmzeit; an Orten, an denen die langfristigen Nachwirkungen dieser Übergänge noch immer stattfinden; an Orten mit bedeutenden tektonischen Landhebungen oder in großen Flussdeltas, wo die Bodensenkung aufgrund von Sedimentverdichtung – manchmal durch das Abpumpen von Bodenflüssigkeiten verstärkt – dominiert.

Instrumentelle Messungen und geologische Daten stützen die Schlussfolgerung, dass die aktuelle Änderungsgeschwindigkeit des mittleren globalen Meeresspiegels im Verhältnis zu den beobachteten und/oder geschätzten Änderungen während der letzten zwei Jahrtausende ungewöhnlich ist. In geologischen Aufzeichnungen sind höhere Änderungsgeschwindigkeiten beobachtet worden, besonders während Zeiten des Übergangs von Eis- zu Warmzeiten. ■



FAQ 5.2, Abbildung 1 | (a) Schätzungen der durchschnittlichen Änderungsrate des mittleren globalen Meeresspiegels (in mm pro Jahr) für fünf ausgewählte Zeitabschnitte: den letzten Eiszeit-Warmzeit-Übergang; Schmelzwasserpuls 1A; die letzten zwei Jahrtausende; das 20. Jahrhundert; das Zeitalter der Satellitenmessungen (1993–2012). Die blauen Säulen bezeichnen die Zeiten des Übergangs von einer Eis- zu einer Warmzeit, wohingegen die orangenen Säulen die aktuelle Warmzeit kennzeichnen. Die schwarzen Balken geben die Bandbreite an wahrscheinlichen Werten der mittleren Änderungsgeschwindigkeit des mittleren globalen Meeresspiegels an. Zu beachten sind die insgesamt höheren Änderungsgeschwindigkeiten des mittleren globalen Meeresspiegels typisch für den Übergang zwischen Eis- und Warmzeiten. (b) Detailausschnitt der Änderungsgeschwindigkeit des mittleren globalen Meeresspiegels während drei Zeitabschnitten der heutigen Warmzeit.

FAQ 6.1 | Könnte eine schnelle Freisetzung von Methan und Kohlendioxid aus tauendem Permafrost oder aus der Ozeanerwärmung die Erwärmung wesentlich erhöhen?

Permafrost ist dauerhaft gefrorener Boden, der hauptsächlich in den hohen Breiten der Arktis zu finden ist. Permafrost, einschließlich des submarinen Permafrosts auf den flachen Schelfgebieten des arktischen Ozeans, enthält alte organische Kohlenstoffablagerungen. Manche sind Relikte der letzten Eiszeit und enthalten mindestens doppelt so viel Kohlenstoff, wie derzeit in der Atmosphäre als Kohlendioxid (CO₂) enthalten ist. Sollte ein erheblicher Anteil dieses Kohlenstoffs als Methan und CO₂ freigesetzt werden, würde dies die atmosphärischen Konzentrationen ansteigen lassen, was zu höheren Temperaturen in der Atmosphäre führen würde. Diese Erwärmung würde wiederum noch mehr Methan und CO₂ freisetzen und damit einen positiven Rückkopplungseffekt bewirken, der die globale Erwärmung weiter verstärken würde.

Das Gebiet der Arktis stellt derzeit eine Netto-Senke von CO₂ dar und speichert etwa 0,4 ± 0,4 PgC pro Jahr in der wachsenden Vegetation, was etwa 10% der derzeitigen globalen Landsenken ausmacht. Es ist zudem eine leichte Methanquelle (CH₄): Zwischen 15 und 50 Tg(CH₄) pro Jahr werden zumeist von saisonal auftauenden Feuchtgebieten emittiert, dies entspricht etwa 10% der weltweiten Methanquellen aus Feuchtgebieten. Es gibt noch keine eindeutigen Belege dafür, dass das Auftauen signifikant zur aktuellen globalen Bilanz dieser beiden Treibhausgase beiträgt. Allerdings zeigen Modellstudien und Expertenbeurteilungen mit mittlerer Übereinstimmung, dass unter einer anhaltenden arktischen Erwärmung eine potentielle kombinierte Freisetzung in der Größenordnung von bis zu 350 PgC als CO₂-Äquivalent bis zum Jahr 2100 auftreten könnte.

Permafrostböden an Land und auf dem Schelf der Ozeane enthalten große Reservoirs organischen Kohlenstoffs, die auftauen und von Mikroorganismen abgebaut werden müssen, bevor sie – hauptsächlich als CO₂ – freigesetzt werden können. Dort, wo Sauerstoff limitiert ist, wie in wassergesättigten Böden, produzieren einige Mikroorganismen auch Methan.

An Land ist Permafrost von einer aktiven oberen Bodenschicht (*active layer*) überlagert, die während des Sommers auftaut und einen Teil des Tundra-Ökosystems bildet. Falls die Frühlings- und Sommertemperaturen im Durchschnitt wärmer werden, wird der sommerliche Auftauboden mächtiger, wodurch mehr organischer Kohlenstoff für die mikrobielle Zersetzung zur Verfügung stünde. Allerdings würden wärmere Sommer auch zu einer größeren Aufnahme von Kohlendioxid durch die arktische Vegetation über Photosynthese führen. Das bedeutet, dass die arktische Netto-Kohlenstoff-Bilanz ein empfindliches Gleichgewicht zwischen verstärkter Aufnahme und verstärkter Abgabe von Kohlenstoff darstellt.

Die hydrologischen Bedingungen während des sommerlichen Auftauens sind ebenfalls wichtig. Das Schmelzen von überschüssigem Grundeis könnte zu stehenden Wasserkörpern in Tümpeln und Seen führen, wo aufgrund von Sauerstoffmangel Methan produziert würde. Das komplexe Verhalten der arktischen Landschaft unter einer Klimaerwärmung bedeutet, dass wir *geringes Vertrauen* darin haben, welcher dieser verschiedenen Prozesse im regionalen Maßstab dominieren könnte. Wärmediffusion und das Tauen des Permafrosts brauchen Zeit – tatsächlich kann der tiefere arktische Permafrost als Relikt der letzten Eiszeit angesehen werden, der immer noch langsam erodiert – sodass jeglicher signifikante Verlust an Koh-

lenstoff aus Permafrostböden über lange Zeitskalen geschehen wird.

Ist ausreichend Sauerstoff vorhanden, wird die Zersetzung von organischem Material im Boden von der Freisetzung von Wärme durch Mikroorganismen begleitet (ähnlich wie beim Kompostieren), was während des Sommers möglicherweise ein weiteres Auftauen des Permafrosts verursachen könnte. Abhängig von den Kohlenstoff- und Eisgehalten im Permafrost und den hydrologischen Gegebenheiten könnte dieser Mechanismus unter Erwärmung einen relativ schnellen lokalen Permafrostabbau auslösen.

Modellstudien über Permafrostodynamik und Treibhausgasemissionen zeigen eine relativ langsame positive Rückkopplung auf Zeitskalen von mehreren hundert Jahren. Bis zum Jahr 2100 könnten bis zu 250 PgC als CO₂ freigesetzt werden und bis zu 5 Pg als CH₄. Angesichts des größeren Treibhauspotentials von Methan entspricht dies weiteren 100 PgC Kohlendioxidäquivalent, die bis zum Jahr 2100 freigesetzt würden. Diese Mengen sind ähnlich groß wie bei anderen biogeochemischen Rückkopplungen, wie beispielsweise das zusätzliche CO₂, das durch die globale Erwärmung aus terrestrischen Böden freigesetzt wird. Die derzeitigen Modelle schließen jedoch nicht die gesamte Komplexität arktischer Prozesse mit ein, die auftreten, wenn Permafrost auftaut, wie beispielsweise die Bildung von Seen und Tümpeln.

Methanhydrate sind eine andere Form gefrorenen Kohlenstoffs, die in tiefen Permafrostböden, ozeanischen Schelfen, Kontinentalhängen und tiefen Bodensedimenten des Ozeans auftreten. Sie bestehen aus Clustern von Methan und Wassermolekülen, die nur in einem bestimmten Bereich

FAQ 6.1

niedriger Temperaturen und hohen Druckes stabil sind. An Land und im Ozean entstehen die meisten dieser Hydrate aus marinem oder terrestrischem biogenem Kohlenstoff, der in Abwesenheit von Sauerstoff abgebaut und in einer aquatischen Umgebung unter geeigneten Temperatur-Druck-Bedingungen fixiert wird.

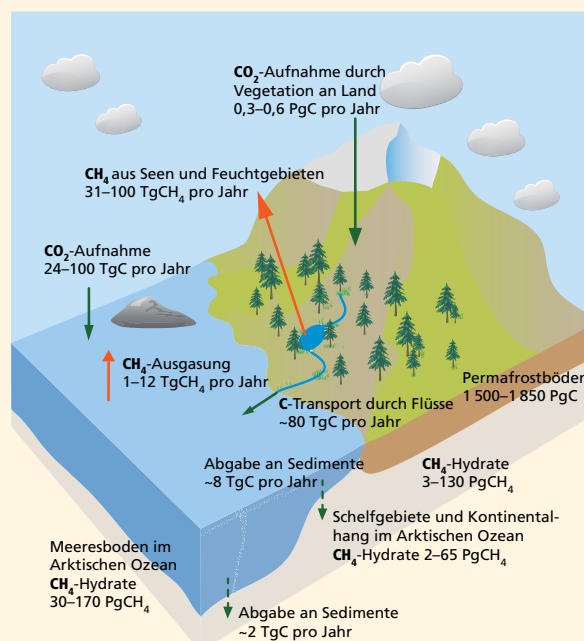
Jegliche Erwärmung von Permafrostböden, Ozeanwasser und -sedimenten und/oder Druckänderungen könnten diese Hydrate destabilisieren und das enthaltene CH_4 in den Ozean freisetzen. Während größerer, sporadischer Freisetzungen könnte ein Teil dieses CH_4 auch in die Atmosphäre ausgasen. Diese Hydrate sind in großen Mengen vorhanden: allein in der Arktis könnte zehnmal mehr CH_4 als Hydrate gespeichert sein als momentan in der globalen Atmosphäre vorhanden ist.

Wie das Tauen von Permafrost ist die Freisetzung von Hydraten an Land ein langsamer Prozess, der Jahrzehnte bis Jahrhunderte dauert. Die tieferen Ozeanregionen und Meeressedimente werden noch länger brauchen – Jahrhunderte bis Jahrtausende – um sich so zu erwärmen, dass die in ihnen vorhandenen Hydrate destabilisiert werden. Außerdem muss das in tieferen Gewässern freigesetzte Methan die Erdoberfläche und die Atmosphäre erreichen, bevor es klimatisch aktiv werden kann. Es wird jedoch davon ausgegangen, dass der Großteil von Mikroorganismen verbraucht wird, bevor es dort ankommt. Nur das CH_4 aus Hydraten in flachen Schelfen, wie beispielsweise im arktischen Ozean nördlich von Ostsibirien, könnte

tatsächlich die Atmosphäre erreichen und klimatische Folgen haben.

Mehrere neuere Studien haben lokal signifikante CH_4 -Emissionen über dem arktisch-sibirischen Schelf und aus sibirischen Seen nachgewiesen. Es ist nicht bekannt, wieviel von diesem CH_4 aus organischem Kohlenstoff, der zersetzt wird, oder aus destabilisierten Hydraten stammt. Es stehen auch keine Belege zur Verfügung, um festzustellen, ob diese Quellen durch jüngste regionale Erwärmung angeregt wurden, oder ob sie schon immer existiert haben – es wäre möglich, dass diese CH_4 -Austritte seit dem letzten Gletscherrückzug vorhanden sind. In jedem Fall leisten diese Quellen einen sehr kleinen Beitrag zum globalen CH_4 -Budget – weniger als 5%. Dies wird auch durch Beobachtungen atmosphärischer Methankonzentrationen bestätigt, die keine wesentlichen Anstiege über der Arktis zeigen.

Dennoch weisen Modellstudien und Expertenbeurteilungen darauf hin, dass CH_4 - und CO_2 -Emissionen ansteigen und einen positiven Rückkopplungseffekt auslösen werden, wenn sich die Arktis erwärmt. Über Jahrhunderte wird dieser Rückkopplungseffekt moderat sein: in einer Größenordnung ähnlich wie andere Rückkopplungen zwischen Klima und terrestrischen Ökosystemen. Über Jahrtausende und länger sind jedoch CO_2 - und CH_4 -Freisetzungen aus Permafrost und Schelfen/Kontinentalhängen viel bedeutender, weil große Kohlenstoff- und Methanhydratreservoirs beteiligt sind. ■



FAQ 6.1, Abbildung 1 | Vereinfachte Darstellung der gegenwärtigen wichtigsten Kohlenstoffreservoirs und -flüsse in der arktischen Region, einschließlich der Permafrostgebiete an Land, der Festlandssockel und des Ozeans. (nach McGuire et al., 2009; und Tarnocai et al., 2009) TgC = 10^{12} gC und PgC = 10^{15} gC.

FAQ 6.2 | Was passiert mit Kohlendioxid, nachdem es in die Atmosphäre eingebracht wurde?

Nachdem Kohlendioxid (CO₂) in die Atmosphäre eingebracht wurde, wird es zunächst schnell zwischen der Atmosphäre, dem oberen Ozean und der Vegetation verteilt. Anschließend wird der Kohlenstoff weiterhin zwischen den verschiedenen Reservoirs des globalen Kohlenstoffkreislaufs, wie Böden, dem tieferen Ozean und Gesteinen, ausgetauscht. Manche dieser Austauschprozesse finden sehr langsam statt. Je nach Menge des freigesetzten CO₂ verbleiben zwischen 15% und 40% bis zu 2000 Jahre lang in der Atmosphäre; danach stellt sich ein neues Gleichgewicht zwischen der Atmosphäre, der Landbiosphäre und dem Ozean ein. Geologische Prozesse werden irgendwo zwischen Zehn- und Hunderttausenden von Jahren und möglicherweise noch länger brauchen, um den Kohlenstoff weiter in den geologischen Speichern umzuverteilen. Höhere atmosphärische CO₂-Konzentrationen und damit verbundene klimatische Folgen von heutigen CO₂-Emissionen werden daher für eine sehr lange Zeit in die Zukunft andauern.

CO₂ ist ein größtenteils nicht-reaktives Gas, das in weniger als einem Jahr schnell in der gesamten Troposphäre verteilt wird. Anders als reaktive chemische Verbindungen wie beispielsweise Methan, die durch Senkenprozesse aus der Atmosphäre entfernt oder abgebaut werden, wird Kohlendioxid zwischen den verschiedenen Speichern des globalen Kohlenstoffkreislaufs umverteilt und letztendlich auf einer Vielzahl von Zeitskalen in die Atmosphäre zurückgeführt. FAQ 6.2, Abbildung 1 zeigt ein vereinfachtes Schema des globalen Kohlenstoffkreislaufs. Die Pfeile bezeichnen typische Zeitspannen, über die Kohlenstoffatome durch die verschiedenen Speicher weitergeleitet werden.

Vor dem Industriezeitalter war der globale Kohlenstoffkreislauf annähernd im Gleichgewicht. Dies kann aus Eisbohrkernmessungen abgeleitet werden, die eine nahezu konstante atmosphärische CO₂-Konzentration während der letzten paar tausend Jahre vor dem Industriezeitalter zeigen. Anthropogene Kohlendioxidemissionen in die Atmosphäre haben dieses Gleichgewicht allerdings gestört. Mit steigenden globalen CO₂-Konzentrationen werden die Austauschprozesse zwischen CO₂ und der Meeresoberfläche und der Vegetation verändert, wie auch der nachfolgende Austausch in und zwischen den Kohlenstoffspeichern an Land, im Ozean und letztendlich der Erdkruste. Auf diesem Weg wird der zugefügte Kohlenstoff durch den globalen Kohlenstoffkreislauf umverteilt, bis der Austausch zwischen den verschiedenen Kohlenstoffspeichern ein neues, angenähertes Gleichgewicht erreicht hat.

Über dem Ozean passieren CO₂-Moleküle die Luft-Wasser-Grenzfläche durch Gasaustausch. Im Meerwasser reagiert CO₂ mit Wassermolekülen zu Kohlensäure, die im Ozean sehr schnell mit dem großen Reservoir an gelöstem anorganischem Kohlenstoff – Bikarbonat- und Karbonationen – reagiert. Strömungen und die Bildung von absinkendem, dichterem Wasser transportieren den Kohlenstoff zwischen der Oberfläche und den tieferen Schichten des Ozeans. Marine Organismen verteilen Kohlenstoff ebenfalls um: Sie bilden organisches Gewebe und Kalkschalen im Oberflächen-

wasser, die nach ihrem Tod in tieferes Wasser absinken, wo sie durch Zersetzung und mikrobiellen Abbau in das Reservoir gelösten anorganischen Kohlenstoffs zurückkehren. Ein kleiner Teil erreicht den Meeresboden und wird in den Sedimenten abgelagert.

Der zusätzliche Kohlenstoff aus anthropogenen Emissionen bewirkt, dass der atmosphärische Kohlendioxidpartialdruck ansteigt, was wiederum den Austausch der CO₂-Moleküle aus der Luft ins Meer erhöht. Im Oberflächenozean reagiert die Karbonatchemie schnell auf dieses zusätzliche CO₂. Infolgedessen erreichen seichte Oberflächenwasser ein Gleichgewicht mit der Atmosphäre innerhalb von ein bis zwei Jahren. Die Verbringung des Kohlenstoffs von der Oberfläche in die mittleren und tieferen Wasserschichten braucht länger – Jahrzehnte bis viele Jahrhunderte. Über noch längere Zeiträume löst die Versauerung durch das eindringende CO₂ kalkhaltige Sedimente am Meeresboden auf, was die CO₂-Aufnahme durch den Ozean weiter verstärkt.

Nach heutiger Ansicht bleibt jedoch das Planktonwachstum annähernd unverändert, wenn sich die Ozeanzirkulation nicht wesentlich verändert, weil es hauptsächlich von Umweltfaktoren wie Nährstoffen und Licht begrenzt wird und nicht von der Verfügbarkeit an anorganischem Kohlenstoff. Es trägt nicht nachweislich zur Aufnahme von anthropogenem CO₂ durch den Ozean bei.

An Land nimmt die Vegetation CO₂ durch Photosynthese auf und wandelt es in organisches Material um. Ein Teil dieses Kohlenstoffs kehrt durch die Atmung der Pflanzen sofort als CO₂ in die Atmosphäre zurück. Den Rest nutzen die Pflanzen für ihr Wachstum. Totes pflanzliches Material wird in die Böden eingebunden, um schließlich von Mikroorganismen abgebaut und dann über deren Atmung als CO₂ zurück in die Atmosphäre abgegeben zu werden. Zusätzlich wird Kohlenstoff in der Vegetation und den Böden durch Feuer, Insekten, Pflanzenfresser sowie durch die Ernte von Pflanzen und den anschließenden Konsum durch Vieh oder Menschen ebenfalls wieder zu CO₂ umgewandelt. Etwas

FAQ 6.2

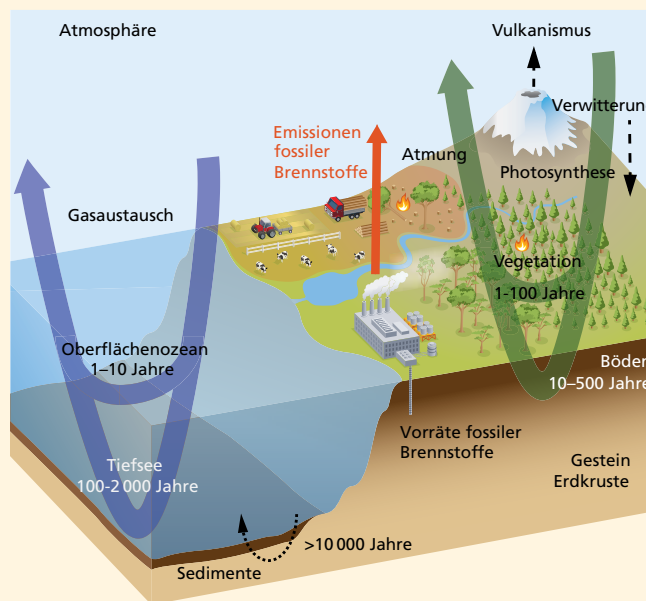
organischer Kohlenstoff wird zudem durch Ströme und Flüsse in den Ozean befördert.

Ein Anstieg von atmosphärischem CO₂ regt die Photosynthese an und dadurch die Kohlenstoffaufnahme. Zusätzlich helfen erhöhte CO₂-Konzentrationen Pflanzen in trockenen Gebieten, Grundwasser effizienter zu nutzen. Dies wiederum erhöht die Biomasse der Vegetation und in den Böden und begünstigt so eine Kohlenstoffsенке an Land. Die Größe dieser Senke hängt jedoch auch entscheidend von anderen Faktoren ab, wie beispielsweise Wasser- und Nährstoffverfügbarkeit.

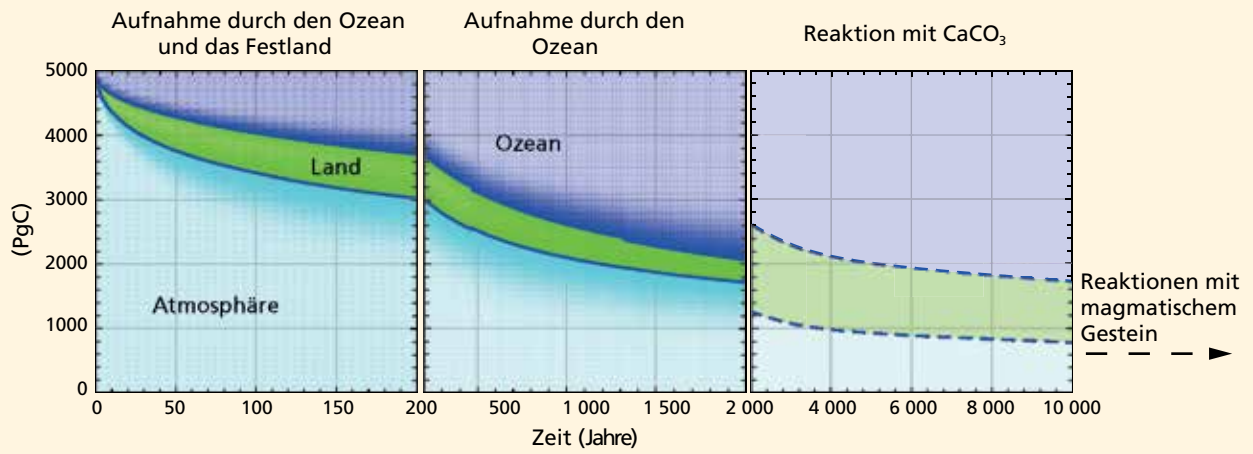
Gekoppelte Klima-Kohlenstoffkreislauf-Modelle zeigen, dass weniger Kohlenstoff durch den Ozean und das Land aufgenommen werden, wenn das Klima sich erwärmt, was einen positiven Rückkopplungseffekt erzeugt. Viele verschiedene Faktoren tragen zu diesem Effekt bei: Wärmeres Meerwasser hat zum Beispiel eine niedrigere CO₂-Löslichkeit, sodass veränderte chemische Kohlenstoffreaktionen zur geringeren Aufnahme des zusätzlichen atmosphärischen CO₂ durch den Ozean führen. An Land begünstigen höhere Temperaturen längere saisonale Wachstumsphasen in gemäßigten und höheren Breiten, aber auch eine schnellere Respiration von Bodenkohlenstoff. Die Zeit, die benötigt wird, um ein neues Gleichgewicht der Kohlenstoffverteilung zu erreichen, hängt von den Transportgeschwindigkeiten von Kohlenstoff durch die verschiedenen Speicher ab und erfolgt auf einer Vielzahl von Zeitskalen. Kohlenstoff wird zuerst zwischen den „schnellen“ Kohlenstoffspeichern aus-

getauscht, wie beispielsweise der Atmosphäre, dem Oberflächenozean, der Landvegetation und den Böden, über Zeiträume von bis zu einigen Jahrtausenden. Über längere Zeiträume werden sehr langsame sekundäre geologische Prozesse wie die Auflösung von kalkhaltigen Sedimenten und Sedimenteinlagerung in die Erdkruste wichtig.

FAQ 6.2, Abbildung 2 erläutert den Abbau einer großen, überschüssigen Menge CO₂ (5000 PgC, oder etwa zehnmal so viel CO₂, wie seit dem Industriezeitalter insgesamt freigesetzt wurde), die in die Atmosphäre ausgestoßen wurde, und zeigt deren Umverteilung zwischen Land und Ozean im Laufe der Zeit. In den ersten 200 Jahren nehmen Ozean und Land ähnliche Mengen an Kohlenstoff auf. Über längere Zeiträume dominiert die Aufnahme durch den Ozean hauptsächlich aufgrund seiner größeren Speichergröße (~38000 PgC) im Vergleich zum Land (~4000 PgC) und der Atmosphäre (589 PgC vor dem Industriezeitalter). Aufgrund der Ozeanchemie ist die ursprünglich eingebrachte Menge an CO₂ von Bedeutung: Höhere Emissionen bedeuten, dass ein größerer Teil des Kohlendioxids in der Atmosphäre verbleiben wird. Nach 2000 Jahren wird die Atmosphäre immer noch zwischen 15 % und 40 % dieser ursprünglichen CO₂-Emissionen enthalten. Eine weitere Reduktion durch die Auflösung kalkhaltiger Sedimente und Reaktionen mit magmatischem Gestein, wie beispielsweise Silikatverwitterung und Sedimenteinlagerung, wird irgendwo zwischen Zehn- und Hunderttausenden von Jahren oder noch länger dauern. ■



FAQ 6.2, Abbildung 1 | Vereinfachtes Schema des globalen Kohlenstoffkreislaufs, das die typischen Zeitskalen für den Transport durch die wichtigsten Speicher zeigt.



FAQ 6.2, Abbildung 2 | Abbau einer überschüssigen CO₂-Menge von 5 000 PgC, die zum Zeitpunkt Null in die Atmosphäre abgegeben wurde, und deren anschließende Umverteilung an Land und im Ozean in Abhängigkeit von der Zeit, berechnet mit Hilfe von gekoppelten Klima-Kohlenstoffkreislauf-Modellen. Die Breite der Farbbereiche gibt die Kohlenstoffaufnahme durch den jeweiligen Speicher an. Die ersten beiden Tafeln zeigen den Multi-Modell-Mittelwert von einem Modellvergleichsprojekt (Joos et al., 2013). Die letzte Tafel zeigt die längerfristige Umverteilung einschließlich der Auflösung kalkhaltiger Sedimente im Ozean, berechnet mit einem Erdsystemmodell mittlerer Komplexität (nach Archer et al., 2009b).

FAQ 7.1 | Wie beeinflussen Wolken das Klima und den Klimawandel?

Wolken haben einen starken Einfluss auf das gegenwärtige Klima, aber Beobachtungen allein können uns noch nicht Auskunft darüber geben, wie sie auf ein zukünftiges, wärmeres Klima einwirken werden. Umfassende Vorhersagen von Änderungen der Bewölkung benötigen ein globales Klimamodell. Solche Modelle simulieren Wolkenfelder, die den beobachteten grob ähneln, wobei aber weiterhin beachtliche Fehler und Unsicherheiten bestehen. Unterschiedliche Klimamodelle erzeugen unterschiedliche Projektionen darüber, wie sich Wolken in einem wärmeren Klima verändern werden. Basierend auf allen zur Verfügung stehenden Belegen scheint es wahrscheinlich, dass die Netto-Wolken-Klima-Rückkopplung die globale Erwärmung verstärkt. In diesem Fall bleibt die Intensität dieser Verstärkung unsicher.

Seit den 1970er Jahren haben Wissenschaftler die entscheidende Bedeutung der Wolken für das Klimasystem und für den Klimawandel erkannt. Wolken beeinflussen das Klimasystem auf unterschiedliche Art und Weise. Sie erzeugen Niederschlag (Regen und Schnee), der für die meisten Lebensformen an Land notwendig ist. Sie erwärmen die Atmosphäre, wenn Wasserdampf kondensiert. Obwohl ein Teil des kondensierten Wassers wieder verdunstet, steht der Niederschlag, der die Erdoberfläche erreicht, für eine Netto-Erwärmung der Luft. Wolken haben einen starken Einfluss auf die Energieflüsse sowohl der Sonneneinstrahlung (Erwärmung des Planeten) als auch der Infrarotstrahlung (Abkühlung des Planeten durch Abstrahlung in den Weltraum) durch die Atmosphäre. Schließlich gibt es in Wolken starke Aufwinde, wodurch Luftmassen schnell von der Nähe der Erdoberfläche in große Höhen befördert werden können. Die Aufwinde transportieren Energie, Feuchtigkeit, Impuls, Spurengase und Aerosolpartikel. Über Jahrzehnte haben Klimawissenschaftler sowohl Beobachtungen als auch Modelle genutzt, um zu untersuchen, wie Wolken sich mit dem täglichen Wetter, mit dem Jahreszyklus und mit Veränderungen von Jahr zu Jahr, wie beispielsweise den mit El Niño verbundenen, verändern.

Alle Wolkenprozesse können sich ändern, wenn sich der Zustand des Klimas ändert. Wolkenrückkopplungen sind von besonders starkem Interesse im Kontext des Klimawandels. Jede Veränderung in einem Wolkenprozess, die durch den Klimawandel verursacht wird – und wiederum das Klima beeinflusst – stellt eine Wolken-Klimarückkopplung dar. Weil Wolken so stark sowohl mit der Sonneneinstrahlung als auch mit der Infrarotstrahlung interagieren, können kleine Änderungen der Bewölkung einen starken Effekt auf das Klimasystem haben.

Es wurden viele mögliche Arten von Wolken-Klimarückkopplungen diskutiert, mit Änderungen des Bedeckungsgrades, der Höhe der Wolkenobergrenze und/oder des Reflexionsvermögens der Wolken (siehe FAQ 7.1, Abbildung 1). Die Literatur zeigt einheitlich, dass hohe Wolken die globale Erwärmung verstärken, da sie mit Infrarotstrahlung interagieren, die von der Atmosphäre und von der Erdoberfläche abge-

strahlt wird. Mehr Unsicherheiten gibt es jedoch über die Rückkopplungen mit Wolken in geringen Höhen sowie über Wolkenrückkopplungen, die mit dem Bedeckungsgrad und dem Reflexionsvermögen im Allgemeinen verbunden sind.

Dicke, hohe Wolken reflektieren effizient das Sonnenlicht, und sowohl dicke als auch dünne, hohe Wolken verringern den Betrag an Infrarotstrahlung, den die Atmosphäre und die Erdoberfläche in den Weltraum emittieren, erheblich. Der Ausgleich zwischen diesen beiden Effekten macht die Erdoberflächentemperatur gegenüber Änderungen der Menge an hohen Wolken etwas weniger sensitiv als gegenüber Änderungen der Menge an tiefen Wolken. Dieser Ausgleich könnte gestört werden, wenn es einen systematischen Trend weg von dicken, hohen Wolken hin zu dünnen Zirruswolken oder umgekehrt gäbe; obwohl diese Möglichkeit nicht ausgeschlossen werden kann, gibt es zurzeit keine Belege, die dafür sprechen. Auf der anderen Seite können Änderungen der Höhe hoher Wolken (bei einer bestimmten Menge an hohen Wolken) die Erdoberflächentemperatur stark beeinflussen. Eine Verlagerung von hohen Wolken nach oben reduziert die Infrarotstrahlung, die von der Erdoberfläche und von der Atmosphäre in den Weltraum emittiert wird, hat aber wenig Einfluss auf die reflektierte Sonneneinstrahlung. Es gibt starke Belege für eine solche Verlagerung in einem wärmeren Klima. Dies verstärkt die globale Erwärmung, indem verhindert wird, dass ein Teil der zusätzlichen Infrarotstrahlung, die von der Atmosphäre und der Erdoberfläche emittiert wird, das Klimasystem verlassen kann.

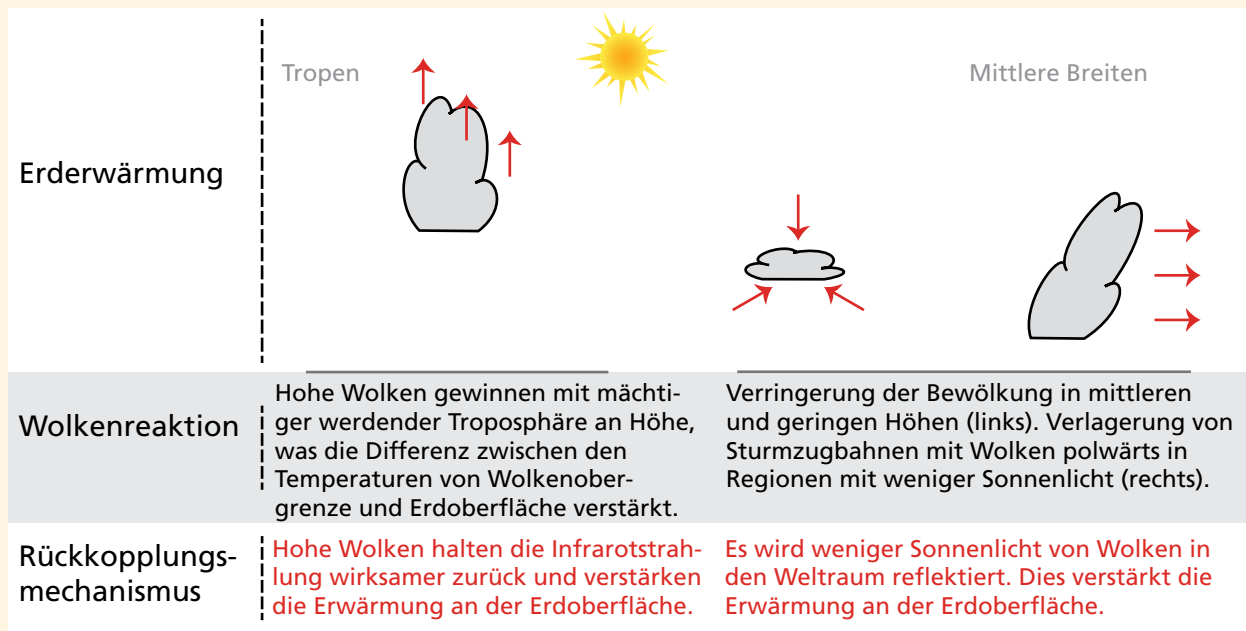
Tiefe Wolken reflektieren viel Sonneneinstrahlung zurück in den Weltraum, sie haben aber für einen bestimmten Zustand der Atmosphäre und der Erdoberfläche nur eine geringe Auswirkung auf die Infrarotstrahlung, die von der Erde in den Weltraum abgestrahlt wird. Dadurch haben sie einen Netto-Kühlungseffekt auf das heutige Klima; in geringerem Maße gilt dies auch für Wolken auf mittlerer Höhe. In einem zukünftigen Klima, das durch zunehmende Treibhausgase erwärmt wird, simulieren die meisten der IPCC-bewerteten Klimamodelle eine Abnahme der Menge an tiefen Wolken und solchen auf mittlerer Höhe, was die Absorption von Sonneneinstrahlung

erhöhen und so die Erwärmung eher verstärken würde. Das Ausmaß dieser Abnahme ist allerdings ziemlich modellabhängig.

Es gibt auch andere Möglichkeiten, wie sich die Bewölkung in einem wärmeren Klima ändern könnte. Änderungen von Windströmungsmustern und den Zugbahnen von Stürmen könnten die regionalen und saisonalen Bewölkungs- und Niederschlagsmuster beeinflussen. Einige Studien weisen darauf hin, dass das Signal einer solchen Entwicklung, das in Klimamodellen zu sehen ist – eine polwärts gerichtete Verlagerung der Wolken, die in Verbindung mit den Zugbahnen von Stürmen in mittleren Breiten stehen – bereits in den Beobachtungen nachweisbar ist. Durch die Verlagerung von Wolken in Regionen, die weniger Sonnenlicht erhalten, könnte auch dies die globale Erwärmung verstärken. Mehr Wolken könnten aus flüssigen Tröpfchen bestehen, die klein aber zahlreich sind und mehr Sonneneinstrahlung zurück in den Weltraum reflektieren als eine Wolke, die aus der gleichen Masse an größeren Eiskristallen besteht. Dünne Zirruswolken, die einen Netto-Erwärmungseffekt zur Folge haben und sich sehr schwer in Klimamodellen simulieren lassen, könnten sich in einer nicht von den Modellen simulierten Art und Weise verändern, wofür es aber

keine Belege gibt. Andere Prozesse könnten regional wichtig sein, beispielsweise können sich die Wechselwirkungen zwischen Wolken und Erdoberfläche über dem Ozean dort, wo das Meereis schmilzt, und über Land, wo die Transpiration der Pflanzen reduziert ist, verändern.

Es gibt bisher noch keine allgemein akzeptierte Art und Weise, globale Wolkenrückkopplungen aus Beobachtungen langfristiger Wolkentrends oder der Variabilität auf kürzeren Zeitskalen abzuleiten. Trotzdem liefern alle Modelle, die für den aktuellen Sachstandsbericht (und die vorhergegangenen beiden IPCC-Sachstandsberichte) genutzt wurden, Netto-Wolkenrückkopplungen, die entweder den anthropogenen Treibhauseffekt verstärken oder kaum einen Gesamteffekt haben. Rückkopplungen werden nicht in die Modelle "eingebaut", sondern entwickeln sich aus der Funktionsweise der Wolken in der simulierten Atmosphäre und deren Effekten auf die Energieflüsse und -umsetzungen im Klimasystem. Die unterschiedlich starken Wolkenrückkopplungen, die in den verschiedenen Modellen erzeugt werden, ergeben sich vor allem durch die unterschiedlichen Sensitivitäten der Modelle gegenüber Änderungen der Treibhausgaskonzentrationen. ■



FAQ 7.1, Abbildung 1 | Schema wesentlicher Wolkenrückkopplungsmechanismen.

FAQ 7.2 | Wie beeinflussen Aerosole das Klima und den Klimawandel?

Atmosphärische Aerosole bestehen, anders als die größeren Wolken- und Niederschlagspartikel, aus kleinen flüssigen oder festen Schwebeteilchen in der Atmosphäre. Sie stammen aus natürlichen und anthropogenen Quellen und können das Klima durch ihre Wechselwirkungen mit Strahlung und Wolken auf vielfache und komplexe Weise beeinflussen. Insgesamt zeigen Modelle und Beobachtungen, dass anthropogene Aerosole seit vorindustriellen Zeiten einen kühlenden Einfluss auf die Erde ausgeübt haben. Dies hat einen Teil der durch Treibhausgase bedingten globalen Erwärmung überlagert, die im Fall ihrer Abwesenheit aufgetreten wäre. Die projizierte zukünftige Abnahme der Emissionen anthropogener Aerosole als Ergebnis von Luftreinhaltungsmaßnahmen würde diese Erwärmung schließlich hervortreten lassen.

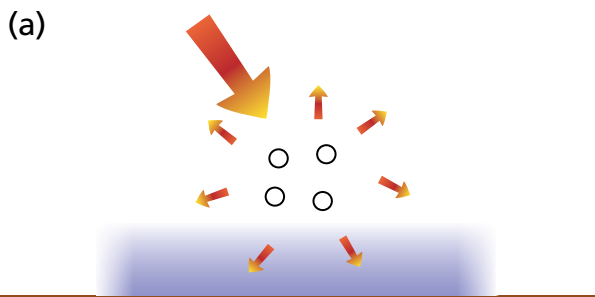
Atmosphärische Aerosole haben in der Troposphäre eine übliche Verweilzeit zwischen einem Tag und zwei Wochen und in der Stratosphäre von ungefähr einem Jahr. Sie haben sehr unterschiedliche Größen, chemische Zusammensetzungen und Formen. Einige Aerosole, wie beispielsweise Staub und Gischt, sind größtenteils oder vollständig natürlichen Ursprungs, während andere Aerosole, wie beispielsweise Sulfate und Rauch, sowohl aus natürlichen als auch aus anthropogenen Quellen stammen.

Aerosole beeinflussen das Klima auf vielerlei Weise. Erstens streuen und absorbieren sie die Sonnenein-

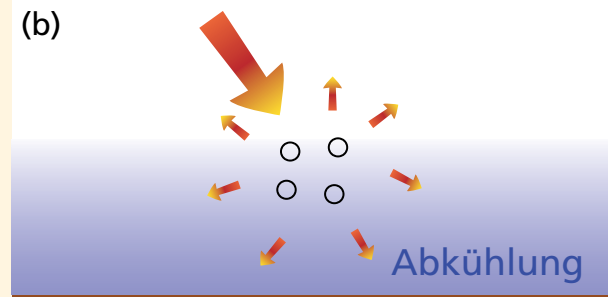
strahlung, wodurch die Strahlungsbilanz der Erde geändert wird (siehe FAQ 7.2, Abbildung 1). Im Allgemeinen lässt die Streuung durch Aerosole den Planeten stärker reflektieren und neigt dazu, das Klima abzukühlen, während die Absorption durch Aerosole den gegenteiligen Effekt hat und das Klimasystem eher erwärmt. Die Bilanz aus Kühlung und Erwärmung hängt von den Aerosoleigenschaften und den Umweltbedingungen ab. Viele Beobachtungsstudien haben die lokalen Strahlungseffekte anthropogener und natürlicher Aerosole quantifiziert, aber um ihren globalen Einfluss zu bestimmen, benötigt man Satellitendaten und Modelle. Eine der verbleibenden

Wechselwirkung zwischen Aerosol und Strahlung

Streuung durch Aerosole

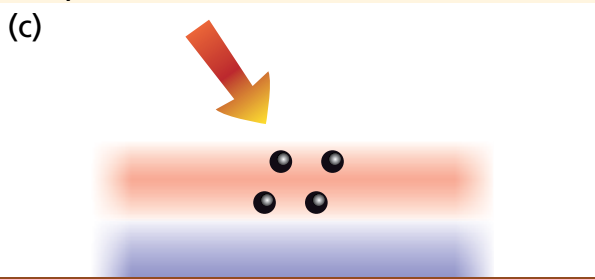


Aerosole streuen die Sonneneinstrahlung. Weniger Sonneneinstrahlung erreicht die Erdoberfläche, was zu einer lokalen Abkühlung führt.

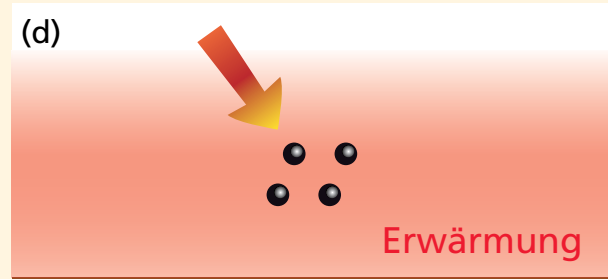


Die atmosphärischen Zirkulations- und Austauschprozesse verbreiten die Abkühlung regional und in der Vertikalen.

Absorption durch Aerosole



Aerosole absorbieren Sonneneinstrahlung. Dies führt zu einer Erwärmung der Aerosolschicht, während sich die Erdoberfläche, die weniger Sonneneinstrahlung empfängt, lokal abkühlen kann.



Großskalig gibt es eine Nettoerwärmung an der Erdoberfläche und in der Atmosphäre, weil die atmosphärischen Zirkulations- und Austauschprozesse die thermische Energie umverteilen.

FAQ 7.2, Abbildung 1 | Überblick über die Wechselwirkungen zwischen Aerosolen und Sonneneinstrahlung sowie ihren Einfluss auf das Klima. Die linken Tafeln zeigen die unmittelbaren Strahlungseffekte von Aerosolen, während die Tafeln rechts ihre gesamte Auswirkung nach der Reaktion des Klimasystems auf ihre Strahlungseffekte veranschaulichen.

Unsicherheiten geht von Ruß aus, einem absorbierenden Aerosol, das nicht nur schwieriger zu erfassen ist als streuende Aerosole, sondern auch eine komplexe Reaktion der Wolken hervorruft. Die meisten Untersuchungen aber stimmen darin überein, dass der Strahlungseffekt der anthropogenen Aerosole insgesamt den Planeten abkühlt.

Aerosole dienen auch als Kondensations- und Eiskeime, an denen sich Wolkenröpfchen und Eispartikel bilden können (siehe FAQ 7.2, Abbildung 2). Unter dem Einfluss von mehr Aerosolpartikeln tendieren Wolken aus flüssigen Wassertröpfchen dazu, mehr, aber kleinere Wassertröpfchen aufzuweisen, was dazu führt, dass solche Wolken mehr Sonneneinstrahlung reflektieren. Es gibt allerdings viele weitere Pfade für Aerosol-Wolken-Wechselwirkungen, besonders in Eiswolken oder gemischten Flüssigwasser-Eis-Wolken, wo die Phasenänderungen zwischen Flüssig- und Eiswasser sensitiv gegenüber den Aerosolkonzentrationen und -eigenschaften sind. Die Anfangsvermutung, dass ein Anstieg der Aerosolkonzentration auch die Menge an tiefen Wolken ansteigen lässt, wurde in Zweifel gezogen, da etliche Gegenprozesse ins Spiel kommen. Den Gesamteinfluss von Aerosolen auf Wolkenmengen und Wolkeneigenschaften zu quantifizieren, ist verständlicherweise schwierig. Die verfügbaren Studien, die auf Klimamodellen und Satellitenbeobachtungen beruhen, zeigen grundsätzlich, dass die Nettowirkung anthropogener Aerosole auf Wolken in einer Kühlung des Klimasystems besteht.

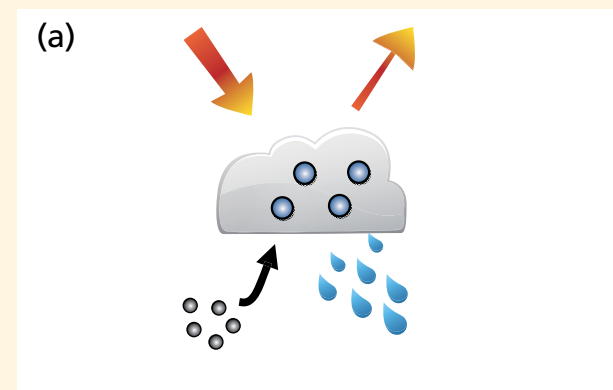
Da Aerosole in der Atmosphäre ungleich verteilt sind, können sie das Klimasystem in Mustern erwärmen und kühlen, die Änderungen des Wettergeschehens auslösen können. Diese Effekte sind komplex und mit den gegenwärtigen Modellen schwierig zu simulieren, aber mehrere Studien weisen auf signifikante Auswirkungen auf den Niederschlag in bestimmten Regionen hin.

Aufgrund ihrer kurzen Verweildauer haben die Menge an Aerosolen – und ihre klimatischen Effekte – im Laufe der Zeit geschwankt, in grober Übereinstimmung mit den anthropogenen Aerosolemissionen und ihren gasförmigen Vorläufern, wie beispielsweise Schwefeldioxid (SO₂) und einigen flüchtigen organischen Verbindungen. Da die anthropogenen Aerosolemissionen im Laufe des Industriezeitalters wesentlich zugenommen haben, hat dies teilweise der Erwärmung entgegengewirkt, die sonst aufgrund gesteigerter Konzentrationen gut durchmischter Treibhausgase stattgefunden hätte. Aerosole aus großen Vulkanbrüchen, die in die Stratosphäre gelangen, wie beispielsweise die des El Chichón und des Pinatubo,

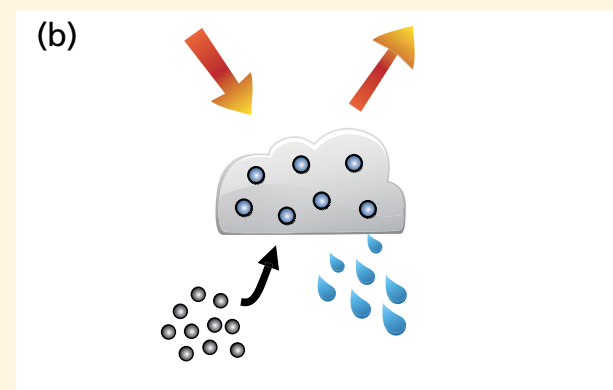
haben ebenfalls zu Abkühlungsphasen geführt, die normalerweise ein bis zwei Jahre andauern.

Während der letzten beiden Jahrzehnte haben die anthropogenen Aerosolemissionen in einigen Industrieländern abgenommen, wohingegen sie in vielen Entwicklungsländern zugenommen haben. Daher wird angenommen, dass der Einfluss von Aerosolen auf die mittlere globale Erdoberflächentemperatur in dieser speziellen Zeitspanne eher klein war. Es wird allerdings projiziert, dass die Emissionen anthropogener Aerosole durch Luftreinigungsmaßnahmen letztendlich abnehmen werden, was ihren kühlenden Einfluss auf die Erdoberfläche mindern und dadurch zu einem Anstieg der Erwärmung führen würde. ■

Wechselwirkung zwischen Aerosol und Wolken



Aerosole dienen als Wolkenkondensationskeime, an denen sich flüssige Tröpfchen bilden können.



Mehr Aerosole ergeben eine größere Konzentration kleinerer Tröpfchen, was zu einer helleren Wolke führt. Allerdings gibt es viele weitere mögliche Aerosol-Wolken-Niederschlagsprozesse, die diesen Effekt verstärken oder abschwächen können.

FAQ 7.2, Abbildung 2 | Überblick über die Wechselwirkungen zwischen Aerosolen und Wolken sowie ihren Einfluss auf das Klima. Tafel (a) zeigt eine saubere und Tafel (b) eine verschmutzte tiefe Wolke.

FAQ 7.3 | Könnte Geoengineering dem Klimawandel entgegenwirken, und welche Nebeneffekte könnten auftreten?

Geoengineering – auch Klimaengineering genannt – wird als eine umfassende Zusammenstellung von Methoden und Technologien definiert, die darauf abzielen, das Klimasystem bewusst zu verändern, um Folgen des Klimawandels abzumildern. Es wird üblicherweise zwischen zwei Gruppen von Geoengineering-Methoden unterschieden: 1) „Solar Radiation Management“ (SRM, bewertet in Abschnitt 7.7: Methoden zur Beeinflussung der Sonnenstrahlung) beabsichtigt, die Erwärmung aufgrund anthropogener Treibhausgase zu kompensieren, indem das Reflexionsvermögen der Erde verstärkt wird, während 2) die Entnahme von Kohlendioxid („Carbon Dioxide Removal“ oder CDR, bewertet in Abschnitt 6.5: Methoden zur Entnahme von CO₂) darauf zielt, die atmosphärische CO₂-Konzentration zu verringern. Die beiden Kategorien funktionieren nach unterschiedlichen physikalischen Prinzipien und wirken auf unterschiedlichen Zeitskalen. Modelle legen nahe, dass, wären SRM-Methoden realisierbar, sie steigenden Temperaturen erfolgreich entgegenwirken und einigen anderen Klimaänderungen in geringerem Maße, aber immer noch wirksam, entgegenwirken würden. SRM würde nicht allen Auswirkungen des Klimawandels entgegenwirken, und alle vorgeschlagenen Geoengineering-Methoden bringen auch Risiken und Nebeneffekte mit sich. Weitere Konsequenzen sind noch nicht absehbar, da das wissenschaftliche Verständnis sowohl über SRM als auch über CDR noch gering ist. Geoengineering beinhaltet zudem viele (politische, ethische und praktische) Probleme, die über den Rahmen dieses Berichts hinausgehen.

Methoden zur Entnahme von CO₂ (Carbon Dioxide Removal Methods)

CDR-Methoden haben zum Ziel, durch die absichtliche Modifizierung von Prozessen des Kohlenstoffkreislaufs oder durch industrielle (z. B. chemische) Verfahren CO₂ aus der Atmosphäre zu entfernen. Der aus der Atmosphäre entnommene Kohlenstoff würde dann an Land, im Ozean oder in geologischen Speichern gelagert werden. Einige CDR-Methoden setzen auf biologische Prozesse, wie beispielsweise großräumige (Wieder-)Aufforstung, Sequestrierung von Kohlenstoff in Böden durch Biokohle, Bioenergieproduktion mit Kohlenstoffabscheidung und -speicherung (BECCS) sowie Ozeandüngung. Andere würden auf geologischen Prozessen beruhen, wie beispielsweise einer beschleunigten Verwitterung von Silikat- und Kalksteinen – an Land oder im Ozean (siehe FAQ 7.3, Abbildung 1). Das aus der Atmosphäre entfernte CO₂ würde dann in organischer Form in Speichern an Land oder in anorganischer Form in ozeanischen und geologischen Speichern gelagert werden, in denen es mindestens Hunderte von Jahren verweilen müsste, damit CDR wirksam wäre.

CDR-Methoden würden den Strahlungsantrieb von CO₂ reduzieren, sofern sie erfolgreich CO₂ aus der Atmosphäre entfernen und diesen entnommenen Kohlenstoff von der Atmosphäre fernhalten. Einige Verfahren würden auch die Ozeanversauerung reduzieren (siehe FAQ 3.2), jedoch könnten andere Methoden mit einer Speicherung in Ozeanen stattdessen die Ozeanversauerung verstärken, falls der Kohlenstoff als gelöstes CO₂ gebunden wird. Eine Hauptunsicherheit ist in Bezug auf die Wirksamkeit von CDR-Methoden ist die Lagerungsdauer und -kapazität des gespeicherten Kohlenstoffs. Eine dauerhafte Kohlenstoffentnahme und -lagerung mittels CDR würde die Klimaerwärmung langfristig abschwächen. Nichtdauerhafte Lagerungsstrategien würden indes dazu führen, dass CO₂

in die Atmosphäre zurückkehren kann, wo es erneut zur Erwärmung beitragen würde. Eine absichtliche Entnahme von CO₂ über CDR-Methoden wird teilweise durch die Reaktion der ozeanischen und terrestrischen Kohlenstoffspeicher wieder rückgängig gemacht werden, falls die atmosphärische CO₂-Konzentration abnimmt. Dies ist darauf zurückzuführen, dass einige ozeanische und terrestrische Kohlenstoffspeicher das zuvor gespeicherte anthropogene CO₂ in die Atmosphäre ausgasen werden. Um die bisherigen anthropogenen CO₂-Emissionen vollständig zu beseitigen, müssten CDR-Methoden daher nicht nur jenes CO₂ entfernen, das sich seit vorindustriellen Zeiten in der Atmosphäre angesammelt hat, sondern auch den anthropogenen Kohlenstoff, der bislang durch die terrestrische Biosphäre und den Ozean aufgenommen wurde.

Biologische und die meisten auf chemischer Verwitterung basierenden CDR-Methoden können nicht unbegrenzt ausgedehnt werden und sind zwangsläufig durch verschiedene physikalische oder umweltbedingte Einschränkungen, wie beispielsweise konkurrierende Ansprüche auf Landflächen, limitiert. Unter der Annahme einer maximalen CDR-Sequestrierungsrate von 200 PgC pro Jahrhundert mittels kombinierter CDR-Methoden würde es etwa eineinhalb Jahrhunderte dauern, das in den letzten 50 Jahren emittierte CO₂ zu entfernen, was eine schnelle Minderung des Klimawandels erschwert – selbst mit einer Kombination additiver CDR-Methoden. Verfahren der direkten CO₂-Entnahme aus der Luft könnten prinzipiell sehr viel schneller wirken, könnten aber wegen der großräumigen Umsetzung einschließlich des Energieverbrauchs und der Umweltauflagen eingeschränkt sein.

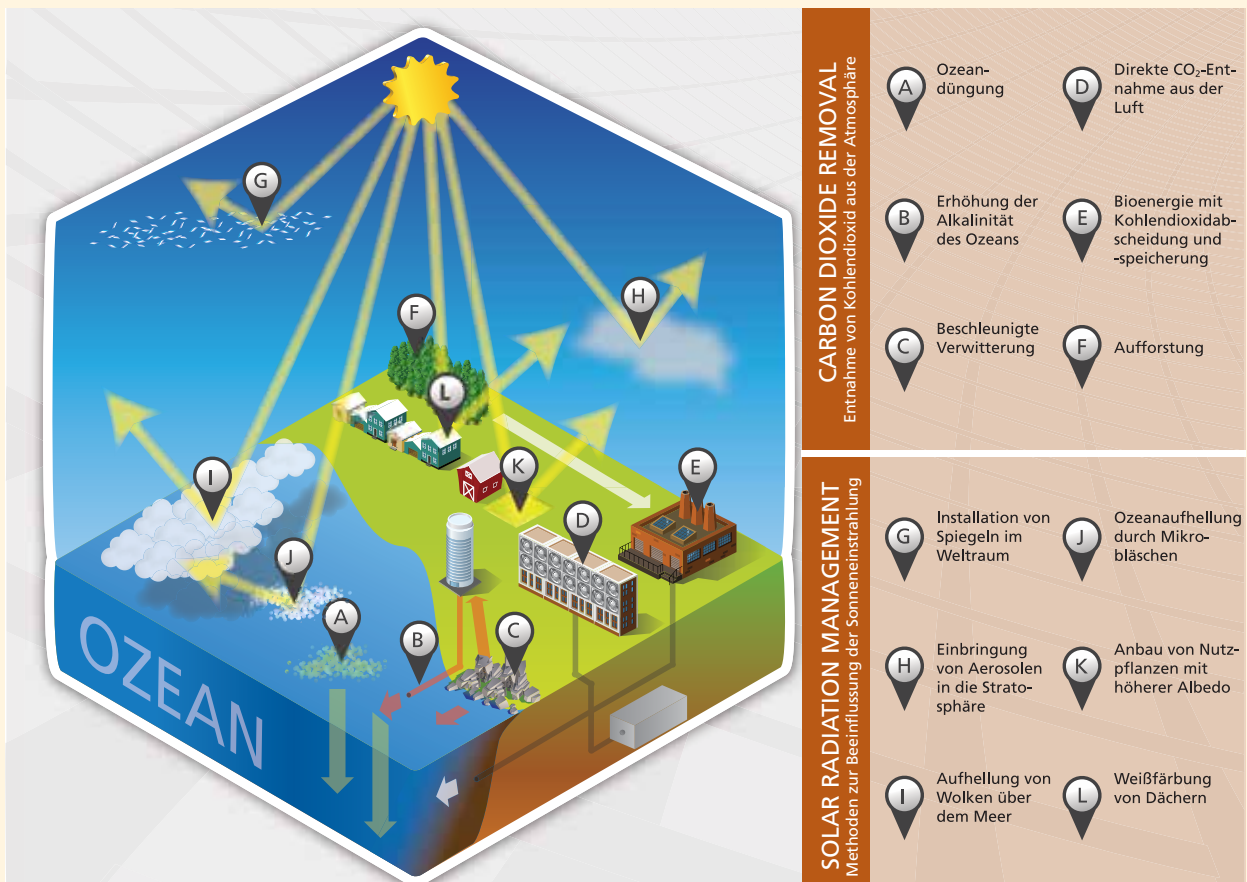
CDR könnte auch Nebeneffekte auf Klima und Umwelt haben. Zum Beispiel könnte eine gesteigerte Vegetationsproduktivität die Emissionen von N₂O ansteigen lassen, einem stärkeren Treibhausgas als CO₂.

FAQ 7.3

Eine großräumige Zunahme der Vegetationsbedeckung, beispielsweise durch Aufforstung oder Energiepflanzen, könnte die Oberflächeneigenschaften verändern, wie zum Beispiel die Oberflächenreflektivität und turbulente Flüsse. Einige Modellstudien haben gezeigt, dass Aufforstung in jahreszeitlich schneebedeckten borealen Gebieten tatsächlich die globale Erwärmung beschleunigen könnte, wohingegen Aufforstung in den Tropen die globale Erwärmung wirksamer verlangsamen könnte. Ozeanische CDR-Methoden auf der Basis biologischer Produktion (d.h. Ozeandüngung) hätten zahlreiche Nebeneffekte auf ozeanische Ökosysteme und den pH-Wert des Ozeans und könnten Emissionen von Nicht-CO₂-Treibhausgasen bewirken.

Methoden zur Beeinflussung der Sonneneinstrahlung (Solar Radiation Management Methods)

Die global gemittelte Oberflächentemperatur der Erde wird stark von der Menge an Sonneneinstrahlung beeinflusst, die von der Atmosphäre und der Erdoberfläche absorbiert wird und dadurch die Erde erwärmt, sowie durch die Existenz des Treibhauseffekts, dem Prozess, über den Treibhausgas und Wolken beeinflussen, auf welche Weise Energie letztendlich in den Weltraum zurückgestrahlt wird. Eine Zunahme des Treibhauseffekts führt zu einem Anstieg der Erdoberflächentemperatur, bis sich ein neues Gleichgewicht eingestellt hat. Wird weniger Sonnenstrahlung absorbiert, weil die Erde reflektierender gemacht wurde,



FAQ 7.3, Abbildung 1 | Überblick über einige vorgeschlagene Geoengineering-Methoden, wie sie angeregt wurden. „Carbon Dioxide Removal“-Methoden (siehe Abschnitt 6.5 für Details): (A) Nährstoffe werden dem Ozean zugefügt (Ozeandüngung), was die Produktivität in den oberflächennahen Schichten des Ozeans ansteigen lässt und einen Teil des entstehenden biogenen Kohlenstoffs in die Tiefe transportiert; (B) Alkalinität wird dem Ozean über feste Minerale hinzugefügt, was dazu führt, dass mehr atmosphärisches CO₂ im Ozean gelöst wird, (C) die Verwitterungsrate von Silikatmineralen wird erhöht, und die gelösten Karbonate gelangen in den Ozean; (D) atmosphärisches CO₂ wird chemisch gebunden und entweder unterirdisch oder im Ozean gespeichert; (E) Biomasse wird in einem Kraftwerk unter Kohlendioxidabscheidung verbrannt, und das abgeschiedene CO₂ wird entweder unterirdisch oder im Ozean gespeichert; und (F) CO₂ wird durch (Wieder-)Aufforstung gebunden und so in terrestrischen Ökosystemen gespeichert. „Solar Radiation Management“-Methoden (siehe Abschnitt 7.7 für Details): (G) Spiegel werden im Weltraum platziert, um die Sonneneinstrahlung zu reflektieren; (H) Aerosole werden in die Stratosphäre eingebracht; (I) Wolken über Meeresgebieten werden geimpft, um ihre Reflektivität zu erhöhen; (J) Mikrobläschen werden an der Meeresoberfläche erzeugt, damit sie stärker reflektiert; (K) stärker reflektierende Nutzpflanzen werden angebaut, und (L) Dächer und andere Gebäudestrukturen werden weiß eingefärbt.

FAQ 7.3

oder kann die Energie wegen einer Verminderung des Treibhauseffekts effektiver in den Weltraum abgestrahlt werden, nimmt die mittlere globale Erdoberflächentemperatur ab.

Die vorgeschlagenen Geoengineering-Methoden, deren Ziel die Regelung der ein- und abgehenden Energieflüsse der Erde ist, basieren auf diesem grundlegenden physikalischen Prinzip. Die meisten dieser Methoden schlagen entweder die Reduzierung des auf der Erde ankommenden Sonnenlichts oder die Erhöhung der Reflektivität des Planeten durch das Aufhellen der Atmosphäre, der Wolken oder der Erdoberfläche vor (siehe FAQ 7.3, Abbildung 1). Eine andere Technik schlägt die Unterbindung der Bildung von hohen Zirruswolken vor, da diese Wolken einen ausgeprägten Treibhauseffekt aufweisen. Nach den Grundregeln der Physik kühlt sich die Erde ab, wenn irgendeine dieser Methoden die Energieflüsse wie erwartet verändert. Das Bild ist jedoch aufgrund der vielen und komplexen physikalischen Prozesse, die die Wechselwirkungen zwischen den Energieflüssen, der atmosphärischen Zirkulation, dem Wetter sowie dem sich daraus ergebenden Klima steuern, kompliziert.

Während die global gemittelte Erdoberflächentemperatur auf eine Änderung der Menge des Sonnenlichts, die die Erdoberfläche erreicht, oder auf eine Veränderung des Treibhauseffekts reagieren würde, wird die Lufttemperatur an einem bestimmten Ort zu einer bestimmten Zeit von vielen weiteren Faktoren beeinflusst, und der Betrag der Abkühlung durch SRM wird nicht generell gleich dem Betrag der durch Treibhausgase verursachten Erwärmung sein. Zum Beispiel würde SRM die Erwärmungsraten nur während des Tages ändern, aber steigende Treibhausgaskonzentrationen können die Lufttemperatur sowohl während des Tages als auch während der Nacht verändern. Dieser ungenaue Ausgleich kann den Tagesgang der Oberflächentemperatur beeinflussen, selbst wenn die mittlere Oberflächentemperatur unverändert bleibt. In einem anderen Beispiel zeigen Modellberechnungen, dass eine gleichförmige Abnahme des an der Erdoberfläche ankommenden Sonnenlichts die mittlere globale CO₂-bedingte Erwärmung kompensieren könnte, wobei aber einzelne Regionen weniger abkühlen würden als andere. Modelle weisen darauf hin, dass, wenn die anthropogene Treibhausenerwärmung vollständig durch stratosphärische Aerosole kompensiert würde, in den Polarregionen eine geringe Resterwärmung übrig bliebe, wohingegen tropische Regionen etwas kälter würden als zu vorindustriellen Zeiten.

SRM könnte dem anthropogenen Klimawandel theoretisch schnell entgegen wirken und die Erde inner-

halb von einem oder zwei Jahrzehnten auf vorindustrielles Niveau abkühlen. Dies ist aus Klimamodellen bekannt, aber auch aus den Klimaaufzeichnungen großer Vulkanausbrüche. Die gut beobachtete Eruption des Pinatubo im Jahr 1991 führte zu einem zeitlich begrenzten Anstieg stratosphärischer Aerosole und einer schnellen Abnahme der Oberflächentemperatur um etwa 0,5 °C.

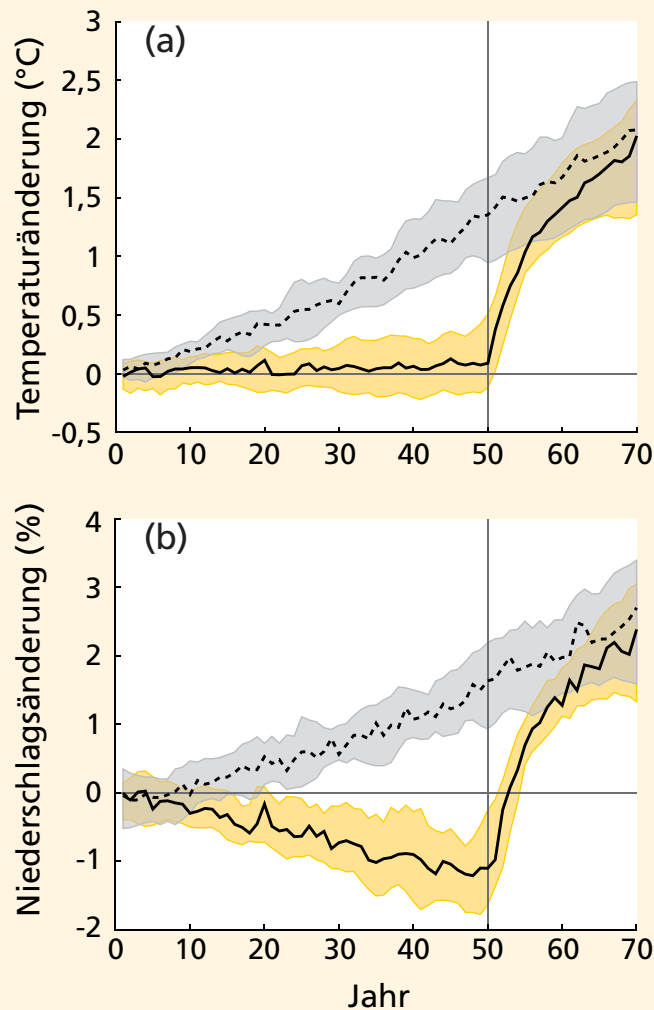
Das Klima umfasst neben der Erdoberflächentemperatur viele weitere Faktoren. Die Auswirkungen auf andere Klimaparameter, wie beispielsweise Niederschlag, Bodenfeuchte, Abflussrate von Flüssen, Schneebedeckung und Meereis sowie auf Ökosysteme können ebenfalls von Bedeutung sein. Sowohl Modelle als auch die Theorie zeigen, dass der Ausgleich eines gestiegenen Treibhauseffekts mittels SRM zur Stabilisierung der Erdoberflächentemperatur den global gemittelten Niederschlag etwas verringern würde (siehe FAQ 7.3, Abbildung 2 für ein idealisiertes Modellergebnis), und es könnte auch regionale Änderungen geben. Solch ein ungenauer Ausgleich in regionalen und globalen Klimamustern macht es unwahrscheinlich, dass SRM ein zukünftiges Klima erzeugen könnte, das „genauso ist“ wie das, was wir heute erleben oder in der Vergangenheit erlebt haben. Allerdings weisen die verfügbaren Klimamodelle darauf hin, dass ein durch Geoengineering beeinflusstes Klima mit SRM und hohen atmosphärischen CO₂-Werten im Allgemeinen näher an dem Klima des 20. Jahrhunderts wäre als ein zukünftiges Klima mit erhöhten CO₂-Konzentrationen ohne SRM.

SRM-Methoden hätten wahrscheinlich noch andere Nebeneffekte. Zum Beispiel zeigen Theorie, Beobachtungen und Modelle, dass stratosphärische Sulfat-Aerosole aus Vulkaneruptionen und natürlichen Emissionen stratosphärisches Ozon abbauen, vor allem dann, wenn Chlor aus Fluorchlorkohlenwasserstoff-Emissionen in der Atmosphäre vorhanden ist. Man geht davon aus, dass für SRM zugeführte stratosphärische Aerosole den gleichen Effekt hätten. Der Ozonabbau würde die Menge an ultraviolettem Licht erhöhen, die die Erdoberfläche erreicht, und somit terrestrische und marine Ökosysteme schädigen. Stratosphärische Aerosole würden auch das Verhältnis zwischen direkter und diffuser Sonneneinstrahlung an der Erdoberfläche vergrößern, was im Allgemeinen das Pflanzenwachstum erhöht. Es gab außerdem einige Bedenken, dass SRM mit Sulfat-Aerosolen den sauren Regen verstärken würde. Modellstudien zeigen jedoch, dass saurer Regen wahrscheinlich kein bedeutendes Problem darstellt, weil durch SRM mit stratosphärischen Aerosolen viel weniger saurer Regen erzeugt würde als derzeit durch Verschmutzungs-

quellen. SRM wird sich auch nicht gegen die Ozeanversauerung richten, die mit zunehmenden atmosphärischen CO₂-Konzentrationen verbunden ist, noch gegen deren Auswirkungen auf marine Ökosysteme.

Ohne konventionelle Minderungsmaßnahmen oder potenzielle CDR-Methoden werden hohe CO₂-Konzentrationen aus anthropogenen Emissionen für bis zu 1000 Jahre in der Atmosphäre verbleiben, und ein SRM müsste solange beibehalten werden, wie die CO₂-Konzentrationen hoch wären. SRM zu stoppen, während die CO₂-Konzentrationen immer noch hoch sind, würde zu einer sehr raschen Erwärmung innerhalb von einem oder zwei Jahrzehnten (siehe FAQ 7.3, Abbildung 2) führen und die Anpassung von Ökosystemen und des Menschen stark belasten.

Würde SRM genutzt, um einige Auswirkungen steigender CO₂-Konzentrationen zu vermeiden, stiegen die Risiken, die Nebeneffekte und die Mängel deutlich mit wachsendem Ausmaß des SRM. Es wurden daher Verfahren vorgeschlagen, die eine zeitlich begrenzte Anwendung von SRM vorsehen, begleitet von offensiven Strategien zur Reduzierung der CO₂-Konzentrationen, um ein Überschreiten von Schwellenwerten oder Kipp-Punkten im Klimasystem zu vermeiden, was andernfalls unvermeidbar wäre. Die Bewertung solcher Vorgehensweisen würde eine sehr sorgfältige Risiko-Nutzen-Analyse erfordern, die weit über diesen Bericht hinausginge. ■



FAQ 7.3, Abbildung 2 | Änderung der global gemittelten (a) Erdoberflächentemperatur (°C) und (b) Niederschläge (%) in zwei idealisierten Experimenten. Die durchgezogenen Linien gelten für Simulationen, die „Solar Radiation Management“ (SRM) nutzen, um einen Anstieg der CO₂-Konzentration von 1 % pro Jahr bis zum Jahr 50, in dem das SRM endet, auszugleichen. Die gestrichelten Linien gelten für Simulationen mit einem Anstieg der CO₂-Konzentration von 1 % pro Jahr ohne SRM. Die gelben und grauen Flächen markieren den Bereich zwischen dem 25. und dem 75. Perzentil aus acht verschiedenen Modellen.

FAQ 8.1 | Wie wichtig ist Wasserdampf für den Klimawandel?

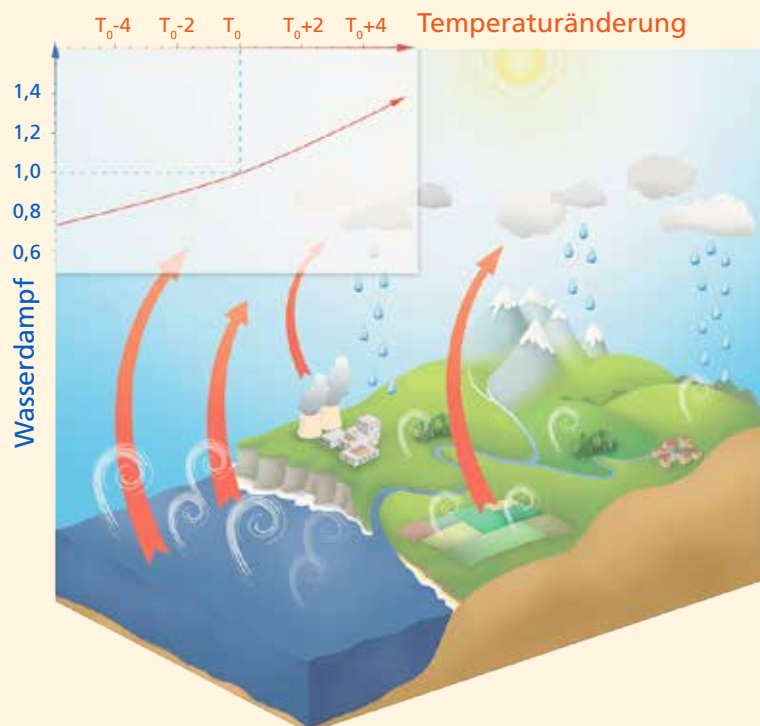
Als größter Beitragender zum natürlichen Treibhauseffekt spielt Wasserdampf eine wesentliche Rolle im Klima der Erde. Allerdings wird die Menge an Wasserdampf in der Atmosphäre überwiegend über die Lufttemperatur statt über Emissionen geregelt. Daher betrachten Wissenschaftler ihn eher als einen Rückkopplungsfaktor denn als einen Antrieb des Klimawandels. Anthropogene Wasserdampfemissionen durch Bewässerung oder Kraftwerkskühlung haben einen vernachlässigbaren Einfluss auf das globale Klima.

Wasserdampf ist das wichtigste Treibhausgas in der Erdatmosphäre. Der Beitrag von Wasserdampf zum natürlichen Treibhauseffekt gegenüber dem von Kohlendioxid (CO_2) hängt von der Berechnungsmethode ab, kann aber als ungefähr zwei- bis dreimal größer betrachtet werden. Zusätzlicher Wasserdampf wird der Atmosphäre durch anthropogene Aktivitäten zugeführt, größtenteils infolge vermehrter Verdunstung aus bewässertem Nutzpflanzenanbau, aber auch infolge von Kraftwerkskühlung und geringfügig infolge der Verbrennung fossiler Brennstoffe. Man kann sich daher fragen, warum so ein starker Fokus auf CO_2 und nicht auf Wasserdampf als Antrieb des Klimawandels liegt.

Wasserdampf verhält sich in einer grundlegenden Weise anders als CO_2 : Er kann kondensieren und sich niederschlagen. Wenn Luft mit hoher Feuchtigkeit abkühlt, kondensiert ein Teil des Wasserdampfes zu Wassertröpfchen oder Eispartikeln und fällt als Niederschlag aus. Die übliche Verweildauer von Wasserdampf in der Atmosphäre beträgt zehn Tage.

Der Fluss von Wasserdampf in die Atmosphäre aus anthropogenen Quellen ist um einiges geringer als aus "natürlicher" Verdunstung. Daher hat er einen vernachlässigbaren Einfluss auf die Gesamtkonzentrationen und trägt nicht signifikant zum langfristigen Treibhauseffekt bei. Dies ist der Hauptgrund dafür, dass troposphärischer Wasserdampf (üblicherweise unterhalb von 10 km Höhe) nicht als anthropogenes Gas betrachtet wird, das zum Strahlungsantrieb beiträgt.

Anthropogene Emissionen haben hingegen einen signifikanten Einfluss auf Wasserdampf in der Stratosphäre, der Schicht in der Atmosphäre oberhalb von etwa 10 km Höhe. Erhöhte Methankonzentrationen (CH_4) aufgrund von Aktivitäten des Menschen führen über Oxidation zu einer zusätzlichen Wasserquelle, was die beobachteten Veränderungen in dieser Schicht der Atmosphäre teilweise erklärt. Diese Änderung des stratosphärischen Wassers hat Einfluss auf die Strahlung, wird als ein Antrieb betrachtet und kann abgeschätzt werden. Die stratosphärischen



FAQ 8.1, Abbildung 1 | Darstellung des Wasserkreislaufs und seiner Wechselwirkung mit dem Treibhauseffekt. Die Teilabbildung oben links zeigt den relativen Anstieg des potenziellen Wasserdampfgehalts in der Luft bei Temperaturzunahme (ungefähr 7 % pro Grad). Die weißen Kringel stellen Verdunstung dar, die durch Niederschlag kompensiert wird, um den Wasserhaushalt auszugleichen. Die roten Pfeile stellen die von der Erdoberfläche ausgehende Infrarotstrahlung dar, die teilweise von Wasserdampf und anderen Gasen absorbiert wird – ein Prozess, der einen Bestandteil des Treibhauseffekts darstellt. Die stratosphärischen Prozesse sind in diese Abbildung nicht mit einbezogen.

Wasserdampfkonzentrationen schwankten in den letzten Jahrzehnten signifikant. Das volle Ausmaß dieser Schwankungen wird noch nicht ganz verstanden und ist wahrscheinlich weniger ein Antrieb als ein Rückkopplungsprozess, der zur natürlichen Variabilität hinzukommt. Der Beitrag von stratosphärischem Wasserdampf zur Erwärmung, sowohl als Antrieb wie auch durch Rückkopplung, ist sehr viel kleiner als der durch CH_4 oder CO_2 .

Die maximale Menge an Wasserdampf in der Luft wird durch die Temperatur reguliert. Eine typische Luftsäule, die sich in Polarregionen von der Erdoberfläche bis zur Stratosphäre erstreckt, kann nur ein paar Kilogramm Wasserdampf pro Quadratmeter enthalten, während in einer gleichen Luftsäule in den Tropen bis zu 70 kg Wasserdampf pro Quadratmeter enthalten sein können. Mit jedem zusätzlichen Grad Lufttemperatur kann die Atmosphäre etwa 7 % mehr Wasserdampf halten (siehe Teilabbildung oben links in FAQ 8.1, Abbildung 1). Dieser Konzentrationsanstieg verstärkt den Treibhauseffekt und führt daher zu mehr Erwärmung. Dieser Prozess, der als Wasserdampfrückkopplung bezeichnet wird, ist gut verstanden und quantifiziert. Er kommt in allen Modellen vor, die zur Abschätzung des Klimawandels genutzt werden und seine Stärke dort stimmt mit Beobachtungen überein. Obwohl eine Zunahme von atmosphärischem Was-

serdampf beobachtet wurde, wird diese Änderung als eine klimatische Rückkopplung (durch die angestiegene Temperatur der Atmosphäre) betrachtet und sollte nicht als ein Strahlungsantrieb aus anthropogenen Emissionen interpretiert werden.

Zurzeit hat Wasserdampf den größten Treibhauseffekt in der Erdatmosphäre. Andere Treibhausgase, vor allem CO_2 , sind jedoch notwendig, um die Anwesenheit von Wasserdampf in der Atmosphäre aufrechtzuerhalten. Würden diese anderen Gase aus der Atmosphäre entfernt, würde ihre Temperatur tatsächlich genügend absinken, um eine Abnahme des Wasserdampfes zu verursachen, was zu einem ungebremsten Rückgang des Treibhauseffektes führen und dadurch die Erde in einen gefrorenen Zustand stürzen würde. Demnach stellen die anderen Treibhausgase neben Wasserdampf diejenigen Temperaturbedingungen bereit, die das gegenwärtige Niveau atmosphärischen Wasserdampfes aufrechterhalten. Folglich stellt Wasserdampf, auch wenn CO_2 die wichtigste anthropogene Stellschraube für das Klima ist, eine starke und schnelle Rückkopplung dar, die jeden Initial-Antrieb um einen Faktor zwischen typischerweise zwei und drei verstärkt. Wasserdampf ist kein signifikanter Initial-Antrieb, aber trotzdem ein grundlegender Akteur des Klimawandels. ■

FAQ 8.2 | Haben Verbesserungen der Luftqualität einen Einfluss auf den Klimawandel?

Ja, haben sie, aber abhängig davon, welche Schadstoffe reguliert werden, können sie das Klima entweder abkühlen oder erwärmen. Während zum Beispiel eine Abnahme der Schwefeldioxid (SO₂)-Emissionen zu weiterer Erwärmung führt, hat die Begrenzung von Stickoxid (NO_x)-Emissionen sowohl einen abkühlenden (durch die Reduzierung troposphärischen Ozons) als auch einen erwärmenden (durch den Einfluss auf die Lebensdauer von Methan und die Aerosolbildung) Effekt. Luftverschmutzung kann auch Niederschlagsmuster beeinflussen.

Die Luftqualität ist nominell ein Maß der bodennahen Luftverschmutzung durch Substanzen wie beispielsweise Ozon, Kohlenmonoxid, NO_x und Aerosole (feste oder flüssige Partikel). Die Exposition gegenüber solchen Schadstoffen verstärkt Atemwegs- und kardiovaskuläre Erkrankungen, schädigt Pflanzen und beschädigt Gebäude. Aus diesen Gründen versuchen die meisten großen städtischen Ballungsgebiete, Schadstoffeinträge in die Luft zu begrenzen.

Anders als Kohlendioxid (CO₂) und andere gut durchmischte Treibhausgase können troposphärisches Ozon und Aerosole nur für ein paar Tage bis zu ein paar Wochen in der Atmosphäre verweilen, indirekte Kopplungen innerhalb des Erdsystems können jedoch ihren Einfluss verlängern. Am wirksamsten sind diese Schadstoffe meist in der Nähe ihrer Emissions- oder ihrer Bildungsgebiete, wo sie lokale oder regionale Störungen des Klimas antreiben können, auch wenn ihr global gemittelter Einfluss gering ist.

Abhängig von ihren physikalischen und chemischen Eigenschaften beeinflussen Luftschadstoffe das Klima auf unterschiedliche Weise. Durch Verschmutzung erzeugte Treibhausgase werden sich vorwiegend über kurzweilige und langweilige Strahlung auf das Klima auswirken, während Aerosole das Klima zusätzlich durch Wolken-Aerosol-Wechselwirkungen beeinflussen können.

Regulierungen anthropogener Methanemissionen (FAQ 8.1, Abbildung 1) zur Reduzierung bodennahen Ozons wurden als „Win-Win“-Situationen identifiziert. Auswirkungen durch die Regulierung anderer Ozonvorläufersubstanzen sind nicht immer so klar erkennbar. Von NO_x-Emissionsbegrenzungen könnte beispielsweise ein abkühlender Effekt erwartet werden, da sie troposphärisches Ozon reduzieren, aber ihr Einfluss auf die CH₄-Lebensdauer und die Aerosolbildung führt wahrscheinlich stattdessen eher zu einer Gesamterwärmung.

Über Satellitenbeobachtungen wurden über Ostasien während der letzten Jahrzehnte zunehmende SO₂-Konzentrationen (die wichtigste Vorläufersubstanz für streuende Sulfat-Aerosole) aus Kohlekraftwerken festgestellt. Die neuesten Kraftwerke nutzen Gaswäscher, um solche Emissionen zu reduzieren (allerdings nicht die gleichzeitig auftretenden CO₂-Emissionen und die damit verbundene langfristige Klimaerwärmung).

Das verbessert die Luftqualität, verringert aber auch den kühlenden Effekt von Sulfat-Aerosolen und verschlimmert daher die Erwärmung. Die kühlende Wirkung von Aerosolen erfolgt durch Wechselwirkungen zwischen Aerosolen und Strahlung beziehungsweise Aerosolen und Wolken und wird auf $-0,9 \text{ W/m}^2$ (alle Aerosole zusammen, Abschnitt 8.3.4.3) seit der vorindustriellen Zeit geschätzt; sie ist vor allem während der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts gestiegen, als anthropogene Emissionen drastisch zunahmen.

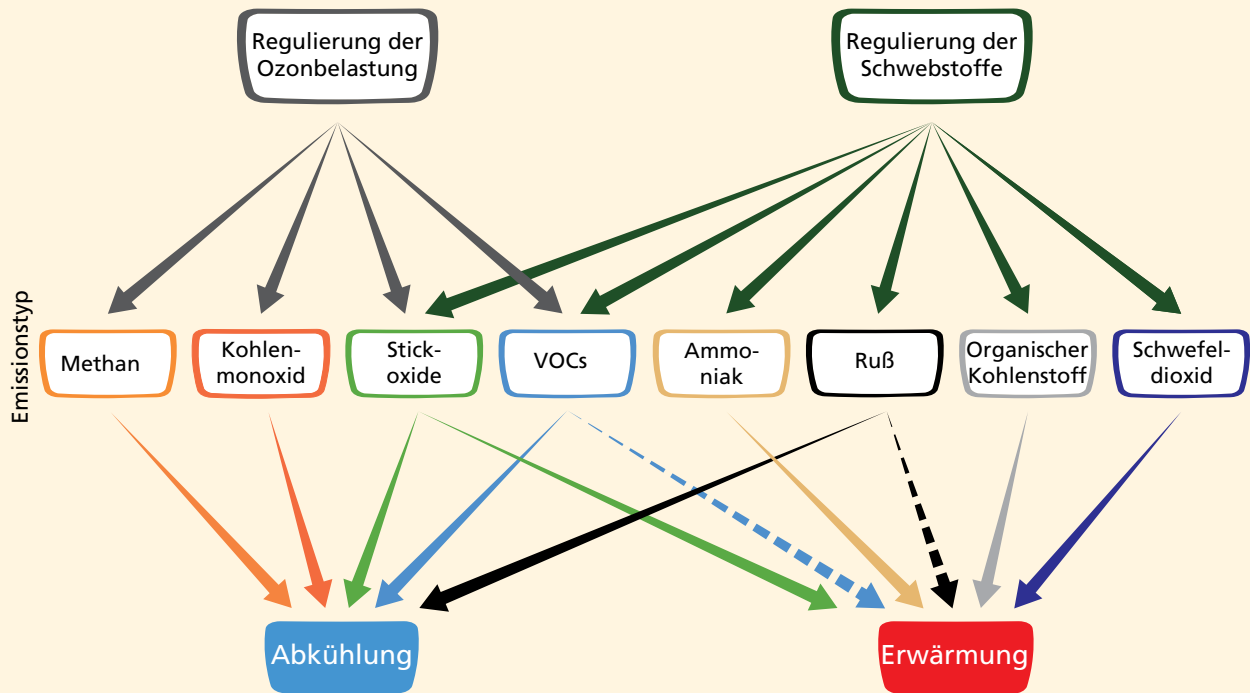
Schwarzer Kohlenstoff oder Ruß hingegen absorbiert Wärme in der Atmosphäre (was zu einem Strahlungsantrieb von $0,4 \text{ W/m}^2$ aus anthropogenen Emissionen aus fossilen Kraftstoffen und Biokraftstoffen führt) und reduziert, wenn er auf Schnee abgelagert wird, dessen Albedo oder Fähigkeit, die Sonnenstrahlung zu reflektieren. Verminderungen von Rußemissionen können daher einen abkühlenden Effekt haben, aber die zusätzliche Wechselwirkung von Ruß mit Wolken ist unsicher und könnte zu etwas Erwärmung führen, die diesem Effekt entgegenwirkt.

Eine Regulierung der Luftqualität kann auch auf spezielle anthropogene Tätigkeitssektoren abzielen, wie beispielsweise den Transport oder die Energieerzeugung. In diesem Fall führen mitemittierte Stoffe innerhalb des Zielsektors zu einer komplexen Mischung aus chemischen und klimatischen Störungen. Zum Beispiel enthält Rauch aus der Verbrennung von Biotreibstoff eine Mischung sowohl aus absorbierenden als auch aus streuenden Partikeln sowie Ozonvorläufersubstanzen, für die der gemeinsame Klimaeinfluss schwierig zu bestimmen sein kann.

Daher werden Regulierungen der bodennahen Luftqualität einige Folgen für das Klima haben. Manche Verbindungen zwischen den regulierten Emissionen und dem Klima sind weiterhin schlecht verstanden oder identifiziert, einschließlich der Auswirkungen von Luftschadstoffen auf Niederschlagsmuster, was es erschwert, diese Auswirkungen vollständig zu quantifizieren. Es gibt auch eine überraschende Wendung bezüglich des möglichen Einflusses des Klimawandels auf die Luftqualität. Eine beobachtete Korrelation zwischen bodennahem Ozon und der Temperatur in verschmutzten Regionen zeigt nämlich, dass höhere Temperaturen als Folge des Klimawandels allein die sommerliche Verschmutzung verschlimmern können.

ten, was eine „Klimastrafe“ suggeriert. Diese Strafe bedeutet, dass strengere Regulierungen bezüglich bodennahen Ozons notwendig sein werden, um ein spezifisches Ziel zu erreichen. Zusätzlich könnten die projizierten Änderungen der Häufigkeit und der Dauer von austauschbaren Wetterlagen die Luft-

qualität beeinflussen. Diese Merkmale werden regional schwanken und schwer zu beurteilen sein, aber ein besseres Verständnis sowie eine bessere Quantifizierung und Modellierung dieser Prozesse wird die gesamten Wechselwirkungen zwischen Luftschadstoffen und Klima klären. ■



FAQ 8.2, Abbildung 1 | Schematische Darstellung der Folgen von Luftverschmutzungsregulierungen auf verschiedene Emissionstypen und ihre klimatischen Folgen. Die durchgezogenen Pfeile zeigen bekannte Folgen; die gestrichelten Pfeile zeigen unsichere Folgen.

FAQ 9.1 | Werden Klimamodelle besser, und wie können wir das prüfen?

Klimamodelle sind außerordentlich komplizierte Computerprogramme, die unser Verständnis des Klimasystems zusammenführen und die komplexen Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Ozean, Landoberfläche, Schnee und Eis, dem globalen Ökosystem und einer Vielzahl chemischer und biologischer Prozesse mit der gegenwärtig höchsten erreichbaren Genauigkeit simulieren.

Die Komplexität von Klimamodellen – die Darstellung physikalischer Prozesse wie Wolken, Landoberflächenwechselwirkungen und die des globalen Kohlenstoff- und Schwefelkreislaufes in vielen Modellen – hat seit dem ersten IPCC-Sachstandsbericht 1990 erheblich zugenommen, sodass in diesem Sinne die gegenwärtigen Erdsystemmodelle weitaus „besser“ sind als die Modelle aus dieser Zeit. Diese Entwicklung hält seit dem vierten Sachstandsbericht an, aber auch andere Faktoren trugen zur Modellverbesserung bei. Leistungsfähigere Supercomputer ermöglichen die Auflösung feinerer räumlicher Details in den aktuellen Modellen. Die heutigen Modelle spiegeln auch das verbesserte Verständnis darüber wider, wie Klimaprozesse funktionieren – ein Verständnis, das aus der laufenden Forschung und Analyse sowie neuen und verbesserten Beobachtungen stammt.

Klimamodelle von heute sind im Prinzip besser als ihre Vorgänger. Jedoch führt jede hinzugefügte Komplexität, obwohl sie einen bestimmten Aspekt des simulierten Klimas verbessern soll, auch zu neuen möglichen Fehlerquellen (z. B. durch unsichere Parameter) und neuen Wechselwirkungen zwischen den Modellkomponenten. Diese können, wenn auch nur vorübergehend, die Simulation anderer Aspekte des Klimasystems in einem Modell verschlechtern. Außerdem bleibt trotz des erzielten Fortschritts eine wissenschaftliche Unsicherheit bezüglich der Details vieler Prozesse bestehen.

Ein wichtiger Aspekt besteht darin, dass die Leistungsfähigkeit von Modellen nur gegenüber vergangenen Beobachtungen beurteilt werden kann, wobei die natürliche interne Variabilität berücksichtigt werden muss. Damit Vertrauen in Zukunftsprojektionen solcher Modelle bestehen kann, muss das historische Klima – mit seiner Variabilität und seinen Veränderungen – gut simuliert werden. Die Modellbewertung hat, in Bezug auf Art und Menge vorhandener Beobachtungen, die Verfügbarkeit von besser abgestimmten Modellexperimenten und die ausgedehnte Anwendung verschiedenster Leistungskennziffern, wesentlich quantitativere Informationen über die Leistungsfähigkeit von Modellen zur Verfügung gestellt. Aber das alleine könnte nicht ausreichen. Während Wetter- und Jahreszeitenvorhersagen regelmäßig überprüft werden können, ist dies für Klimaprojektionen, die sich über eine Zeitspanne von einem Jahrhundert oder mehr erstrecken, nicht möglich. Dies gilt besonders, da der anthropogene Antrieb das Klimasystem in Richtung von Zuständen verschiebt, wie sie seit Beginn der instrumentellen Messungen noch nie beobachtet wurden, und dies wird immer eine Einschränkung bleiben.

Modellleistungsfähigkeit zu quantifizieren ist ein Thema, das in allen vorangehenden IPCC-Berichten von Arbeitsgruppe I eine Rolle spielte. Liest man diese früheren Bewertungen, erhält man ein allgemeines

Gefühl für die bereits erzielten Fortschritte. Vergangene Gutachten lieferten typischerweise einen eher breiten Überblick über Modellleistungsfähigkeiten, indem sie Unterschiede zwischen den modellberechneten Versionen verschiedener Klimagrößen und entsprechenden beobachtungsbasierten Abschätzungen aufzeigten.

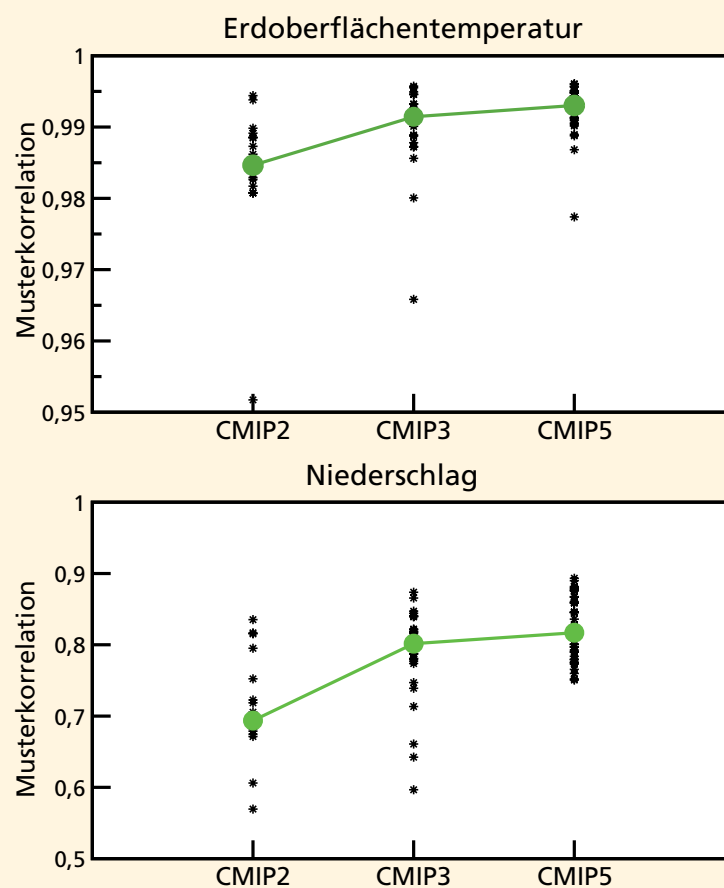
Zwangsläufig erzielen manche Modelle bei bestimmten Klimavariablen bessere Ergebnisse als andere, aber kein einzelnes Modell erweist sich eindeutig als das insgesamt „Beste“. In letzter Zeit gab es Fortschritte darin, verschiedene Leistungskenngrößen zu berechnen, die die Leistungsfähigkeit der Modelle gegenüber einer Spannbreite verschiedener Beobachtungen anhand einfacher numerischer Bewertungskennziffern zusammenfassen. Natürlich sind die Definition einer solchen Bewertungskennziffer und ihre Berechnungsvorschrift ebenso wie die Auswahl der benutzten Beobachtungen (die ihre eigenen Unsicherheiten haben) und die Art und Weise, in der die verschiedenen Bewertungskennziffern kombiniert werden, allesamt von Bedeutung und beeinflussen letztendlich das Endergebnis.

Trotzdem kann man verschiedene Modellgenerationen miteinander vergleichen, wenn die Kenngrößen konsistent berechnet werden. Die Ergebnisse solcher Vergleiche zeigen im Allgemeinen, dass, obwohl jede Generation eine Spannbreite verschiedener Leistungsfähigkeiten aufweist, der durchschnittliche Index der Modellleistungsfähigkeit sich von Generation zu Generation stetig verbessert hat. Ein Beispiel für Änderungen der Modellleistungsfähigkeit im Laufe der Zeit ist in FAQ 9.1, Abbildung 1, dargestellt und veranschaulicht die anhaltenden, wenn auch bescheidenen Verbesserungen. Es ist interessant festzustellen, dass sowohl die Modelle mit der besten als auch die mit der schlechtesten Leistungsfähigkeit Verbesserungen zeigen, und dass diese Verbesserungen mit zunehmender Modellkomplexität und der Beseitigung künstlicher Anpassungen an Atmosphäre-

Ozean-Kopplung (so genannte "Flussanpassung") einhergehen. Zu den Gründen für diese Verbesserung gehören das verbesserte Verständnis verschiedener Klimaprozesse und eine bessere Darstellung dieser Prozesse in Klimamodellen. Umfangreichere Erdsystembeobachtungen tragen ebenfalls zu Verbesserungen bei.

Also werden Klimamodelle tatsächlich besser, und wir können dies durch quantitative Leistungsmessun-

gen anhand historischer Beobachtungen aufzeigen. Obwohl zukünftige Klimaprojektionen nicht direkt bewertet werden können, basieren Klimamodelle zu großen Teilen auf überprüfbar physikalischen Prinzipien und sind in der Lage, viele wichtige Aspekte vergangener Reaktionen auf externe Antriebsfaktoren zu reproduzieren. Auf diese Weise bieten sie eine wissenschaftlich fundierte Vorschau auf die Klimawirkung verschiedener Szenarien anthropogener Antriebe. ■



FAQ 9.1, Abbildung 1 | Fähigkeit von Modellen, jährliche Durchschnittstemperaturen und Niederschlagsmuster zu simulieren, veranschaulicht durch Ergebnisse der drei letzten Stufen des „Gekoppelten Modellvergleichsprojekts“ (*Coupled Model Intercomparison Project*, CMIP) (CMIP2, Modelle aus den Jahren um 2000; CMIP3, Modelle aus den Jahren um 2005; und CMIP5, die aktuelle Modellgeneration). Die Abbildung zeigt die Korrelation (ein Maß für die Ähnlichkeit von Mustern) zwischen beobachteten und modellierten Temperatur- (oben) und Niederschlagswerten (unten). Größere Werte zeigen eine bessere Übereinstimmung von modellierten und beobachteten räumlichen Mustern. Die schwarzen Symbole kennzeichnen den Korrelationskoeffizienten einzelner Modelle, während die großen grünen Symbole den Median anzeigen (d. h. die Hälfte der Modellergebnisse liegt jeweils über und unter diesem Wert). Verbesserungen der Modelleistungsfähigkeit werden durch den Anstieg der Korrelation aufeinanderfolgender Modellgenerationen ersichtlich.

FAQ 10.1 | Das Klima ändert sich ständig. Wie ermitteln wir die Ursachen von beobachteten Änderungen?

Die Ursachen von beobachteten langzeitlichen Klimaänderungen (auf Zeitskalen von über einem Jahrzehnt) werden abgeschätzt, indem ermittelt wird, ob die erwarteten „Fingerabdrücke“ verschiedener Ursachen von Klimawandel in historischen Datensätzen vorhanden sind. Diese Fingerabdrücke werden aus Computermodellsimulationen der verschiedenen Klimawandelmuster abgeleitet, die durch einzelne Klimaantriebe verursacht werden. Auf Zeitskalen über mehrere Jahrzehnte gehören zu diesen Antrieben Prozesse wie Treibhausgasanstiege oder Änderungen der Sonnenhelligkeit. Indem wir die simulierten Fingerabdruckmuster mit beobachteten Klimaänderungen vergleichen, können wir feststellen, ob die beobachteten Änderungen am besten durch diese Fingerabdruckmuster erklärt werden oder durch natürliche Variabilität, die ohne jeden Antrieb auftritt.

Der Fingerabdruck menschengemachter Treibhausgasanstiege ist im Muster der beobachteten Klimaänderung des 20. Jahrhunderts deutlich erkennbar. Die beobachtete Änderung kann nicht anderweitig durch die in Klimamodellen simulierten Fingerabdrücke natürlicher Antriebe oder natürlicher Variabilität erklärt werden. Zuordnungstudien unterstützen daher die Schlussfolgerung, dass „es äußerst wahrscheinlich ist, dass Aktivitäten des Menschen mehr als die Hälfte des beobachteten Anstiegs der mittleren globalen Erdoberflächentemperatur von 1951 bis 2010 verursacht haben“.

Das Klima der Erde ändert sich ständig, und das kann aus vielen Gründen geschehen. Um die Hauptursachen beobachteter Änderungen zu bestimmen, müssen wir zunächst feststellen, ob eine beobachtete Klimaänderung sich von anderen Schwankungen unterscheidet, die ohne jeden Antrieb auftreten. Klimavariabilität ohne Antriebsfaktor – interne Variabilität genannt – ist die Folge von Prozessen innerhalb des Klimasystems. Großskalige ozeanische Variabilität, wie z. B. Schwankungen durch *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO) im Pazifik, stellt die dominante Quelle interner Klimavariabilität auf Zeitskalen von Jahrzehnten bis Jahrhunderten dar.

Klimawandel kann auch durch natürliche Antriebe außerhalb des Klimasystems wie beispielsweise Vulkanausbrüche oder Änderungen der Sonnenhelligkeit entstehen. Antriebe wie diese sind für die großen Klimaänderungen verantwortlich, die deutlich in geologischen Daten belegt sind. Zu den menschengemachten Antrieben gehören Treibhausgasemissionen oder die Verschmutzung der Atmosphäre mit Partikeln. Jeder dieser Antriebe, ob natürlich oder durch den Menschen verursacht, könnte sowohl die interne Variabilität beeinflussen als auch eine Änderung des durchschnittlichen Klimas bewirken. Zuordnungstudien versuchen, die Ursachen einer nachgewiesenen Änderung des beobachteten Klimas zu bestimmen. Wir wissen, dass sich die mittlere globale Temperatur im Verlauf des letzten Jahrhunderts erhöht hat. Daher muss, wenn die beobachtete Änderung durch einen Antrieb ausgelöst wurde, der Hauptantrieb eine Erwärmung und keine Abkühlung hervorrufen.

Formale Zuordnungstudien bezüglich des Klimawandels werden über kontrollierte Experimente mit Klimamodellen durchgeführt. Die durch das Modell simulierten Reaktionen auf bestimmte Klimaantriebe werden oft als die Fingerabdrücke dieser Antriebe bezeichnet. Ein Klimamodell muss die mit einzelnen

Antrieben verbundenen Fingerabdruckmuster sowie die Muster natürlicher interner Variabilität ohne Antrieb zuverlässig simulieren, damit man eine aussagekräftige Bewertung der Klimawandeluordnung erhält. Kein Modell kann alle Charakteristika des Klimas perfekt abbilden, aber viele detaillierte Studien zeigen, dass Simulationen mit den aktuellen Modellen tatsächlich ausreichend zuverlässig sind, um Zuordnungsuntersuchungen durchzuführen.

FAQ 10.1, Abbildung 1 zeigt Teil einer Fingerabdruckbewertung der globalen Temperaturänderung an der Erdoberfläche während des späten 20. Jahrhunderts. Die beobachtete Änderung in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts, dargestellt durch die schwarze Zeitreihe in den linken Tafeln, fällt größer aus als dies allein durch interne Variabilität zu erwarten gewesen wäre. Simulationen, die nur auf natürlichen Antrieben basieren (gelbe und blaue Linien in der oberen linken Tafel) reproduzieren die globale Erwärmung an der Erdoberfläche zu Ende des 20. Jahrhunderts nicht und erzeugen ein räumliches Änderungsmuster (oben rechts), das sich komplett vom beobachteten Änderungsmuster unterscheidet (Mitte rechts). Simulationen, die sowohl natürliche als auch menschengemachte Antriebe mit einschließen, liefern eine erheblich bessere Wiedergabe des zeitlichen Verlaufs (unten links) und der räumlichen Verteilungsmuster (unten rechts) der beobachteten Änderungen der Erdoberflächentemperatur.

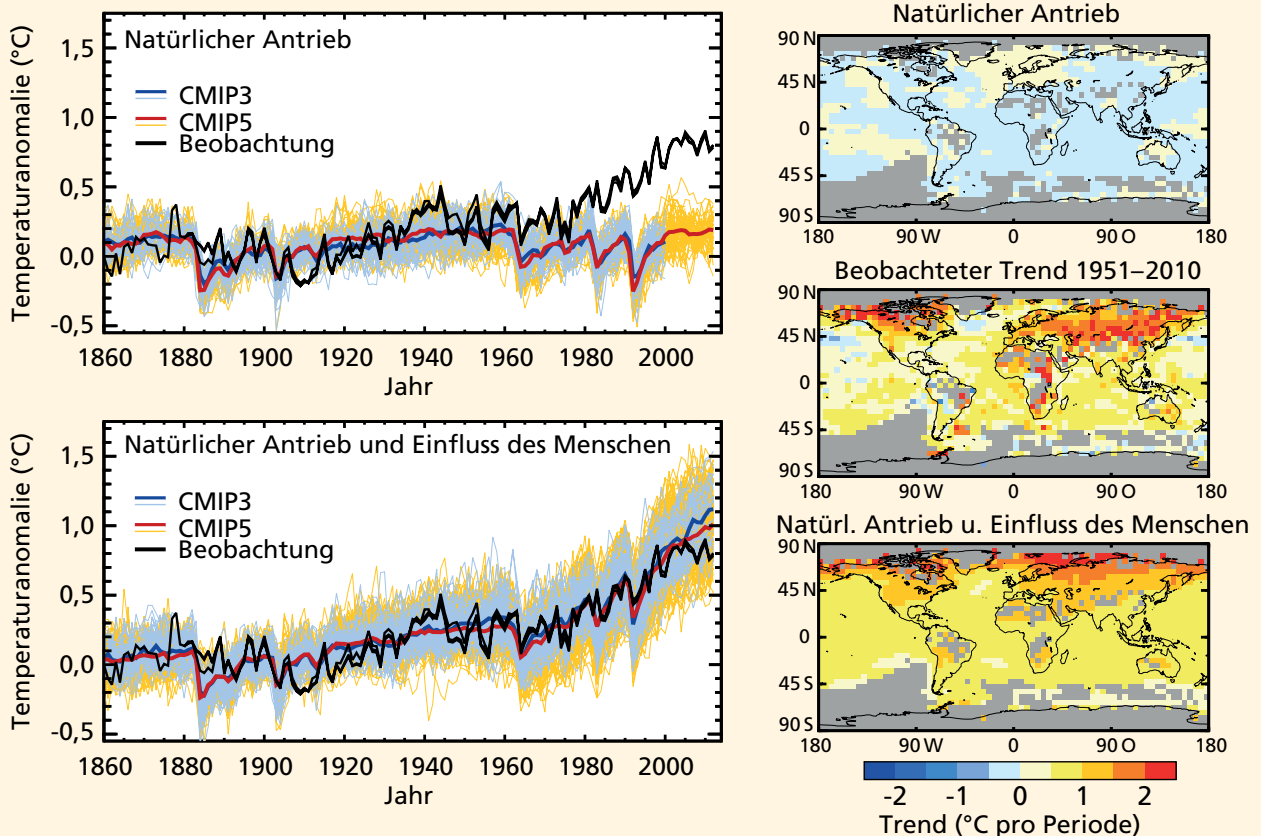
Beide Tafeln auf der linken Seite zeigen, dass Computermodelle die natürlich verursachte Abkühlung an der Erdoberfläche reproduzieren, die für ein oder zwei Jahre nach großen Vulkaneruptionen beobachtet wird, wie sie zum Beispiel in den Jahren 1982 und 1991 auftraten. Simulationen mit natürlichem Antrieb erfassen die kurz andauernden Temperaturänderungen nach Eruptionen, aber nur die Simulationen, die natürliche und durch den Menschen verursachte

Antriebe berücksichtigen, bilden den länger andauernden Erwärmungstrend ab.

Eine vollständigere Zuordnungsuntersuchung würde zusätzlich zu den in FAQ 10.1, Abbildung 1 gezeigten Ergebnissen bezüglich der Erdoberflächentemperaturen auch die Temperatur oberhalb der Erdoberfläche und möglicherweise andere Klimavariablen betrachten. Die Fingerabdruckmuster, die mit einzelnen Antrieben in Verbindung gebracht werden, werden einfacher zu differenzieren, wenn mehr Variablen in der Bewertung berücksichtigt werden.

Insgesamt zeigt FAQ 10.1, Abbildung 1, dass sich das Muster der beobachteten Temperaturänderung

stark von dem Muster der Reaktion auf ausschließlich natürliche Antriebe unterscheidet. Die simulierte Reaktion auf alle Antriebe, einschließlich der menschengemachten, liefert eine gute Übereinstimmung mit den beobachteten Änderungen an der Erdoberfläche. Wir können den beobachteten Klimawandel aus jüngster Zeit nicht korrekt simulieren, ohne die Reaktion auf menschengemachte Antriebe, einschließlich der Treibhausgase, stratosphärischen Ozons und von Aerosolen, mit einzubeziehen. Natürliche Änderungsursachen wirken immer noch im Klimasystem, aber die Temperaturtrends aus jüngster Zeit sind größtenteils auf menschengemachten Antrieb zurückzuführen. ■



FAQ 10.1, Abbildung 1 | (Links) Zeitreihen der globalen und jährlich gemittelten Änderungen der Erdoberflächentemperatur von 1860 bis 2010. Die obere linke Tafel zeigt die Ergebnisse zweier Ensembles von Klimamodellen, die nur natürliche Antriebe verwendeten (dünne blaue und gelbe Linien). Die Mittelwerte der Temperaturänderungen im Ensemble sind durch dicke blaue und rote Linien dargestellt. Drei unterschiedliche Beobachtungsreihen sind als schwarze Linien dargestellt. Die untere linke Tafel zeigt Simulationen mit denselben Modellen, allerdings sowohl durch natürlichen Antrieb als auch durch menschengemachte Änderungen von Treibhausgasen und Aerosolen angetrieben. (Rechts) Räumliche Muster von Trends der lokalen Erdoberflächentemperatur von 1951 bis 2010. Die obere Tafel zeigt das Trendmuster aus einem umfangreichen Ensemble von Simulationen aus dem „Gekoppelten Modellvergleichsprojekt Phase 5“ (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5*) nur mit natürlichen Antrieben. Die untere Tafel zeigt die Trends aus einem entsprechenden Ensemble von Simulationen, die mit natürlichen und menschengemachten Antrieben durchgeführt wurden. Die mittlere Tafel zeigt das Muster der beobachteten Trends im Datensatz des britischen Hadley Centres zur Oberflächentemperatur, Version 4 (*Hadley Centers/Climatic Research Unit gridded surface temperature data set 4, HadCRUT4*) in diesem Zeitraum.

FAQ 10.2 | Wann werden Einflüsse des Menschen auf das Klima auf lokaler Ebene sichtbar werden?

Die vom Menschen verursachte Erwärmung wird auf dem Festland bereits in einigen tropischen Regionen sichtbar, besonders während der warmen Jahreszeit. In den mittleren Breiten sollte die Erwärmung im Lauf der nächsten Jahrzehnte – zunächst im Sommer – deutlich werden. Es wird erwartet, dass der Trend dort langsamer in Erscheinung tritt, vor allem im Winter, da die natürliche Variabilität des Klimas mit der Entfernung vom Äquator und während der kalten Jahreszeit zunimmt. In vielen Regionen bereits nachgewiesene Temperaturentrends sind dem Einfluss des Menschen zugeordnet worden. Temperaturempfindliche Klimavariablen, wie z. B. arktisches Meereis, zeigen ebenfalls nachgewiesene Trends, die einem Einfluss des Menschen zugeordnet werden können.

Erwärmungstrends im Zusammenhang mit globalem Wandel sind generell deutlicher in den Mittelwerten der globalen Temperatur zu sehen als in lokalen Temperaturzeitreihen („lokal“ bezieht sich hier im Allgemeinen auf einzelne Orte oder auf Mittelwerte kleiner Regionen). Der Grund hierfür ist, dass der Großteil der lokalen Variabilität des lokalen Klimas im globalen Durchschnitt herausgemittelt wird. Die in vielen Regionen nachgewiesenen, mehrere Jahrzehnte anhaltenden Erwärmungstrends gelten als außerhalb des Bereichs derjenigen Trends liegend, die man als Folge der natürlichen internen Variabilität des Klimasystems erwarten könnte. Solche Trends werden jedoch erst dann sichtbar werden, wenn das mittlere lokale Klima aus dem „Rauschen“ der interannuellen Variabilität hervortritt. Wie schnell dies geschieht, hängt sowohl von der Geschwindigkeit des Erwärmungstrends als auch vom Ausmaß der lokalen Variabilität ab. Zukünftige Erwärmungstrends können, vor allem auf lokalen Maßstäben, nicht exakt vorhergesagt werden, sodass genaue Schätzungen darüber, wann in Zukunft ein Erwärmungstrend sichtbar werden wird, nicht möglich sind.

In einigen tropischen Regionen ist der Erwärmungstrend bereits aus der lokalen Variabilität hervorgetreten (FAQ 10.2, Abbildung 1). Dies geschieht in den Tropen schneller, weil dort die Temperaturvariabilität geringer ist als in anderen Teilen der Erde. In den mittleren Breiten wird die projizierte Erwärmung möglicherweise bis Mitte des 21. Jahrhunderts nicht hervortreten – obwohl die Erwärmungstrends dort stärker sind – da die lokale Temperaturvariabilität dort erheblich größer ist als in den Tropen. Jahreszeitlich betrachtet ist die Temperaturvariabilität im Sommer eher geringer als im Winter. Erwärmung tritt daher eher zuerst in der warmen Jahreszeit hervor, selbst in Regionen, in denen der Erwärmungstrend im Winter stärker ist, wie zum Beispiel in Zentraleurasien in FAQ 10.2, Abbildung 1.

Andere Variablen als die Landoberflächentemperatur, darunter einige ozeanische Gebiete, zeigen ebenfalls langzeitliche Änderungsraten, die sich von der natürlichen Variabilität unterscheiden. Die Ausdehnung des arktischen Meereises beispielsweise nimmt sehr schnell ab und zeigt bereits einen Einfluss des Menschen. Im Gegensatz dazu sind lokale Niederschlagstrends sehr

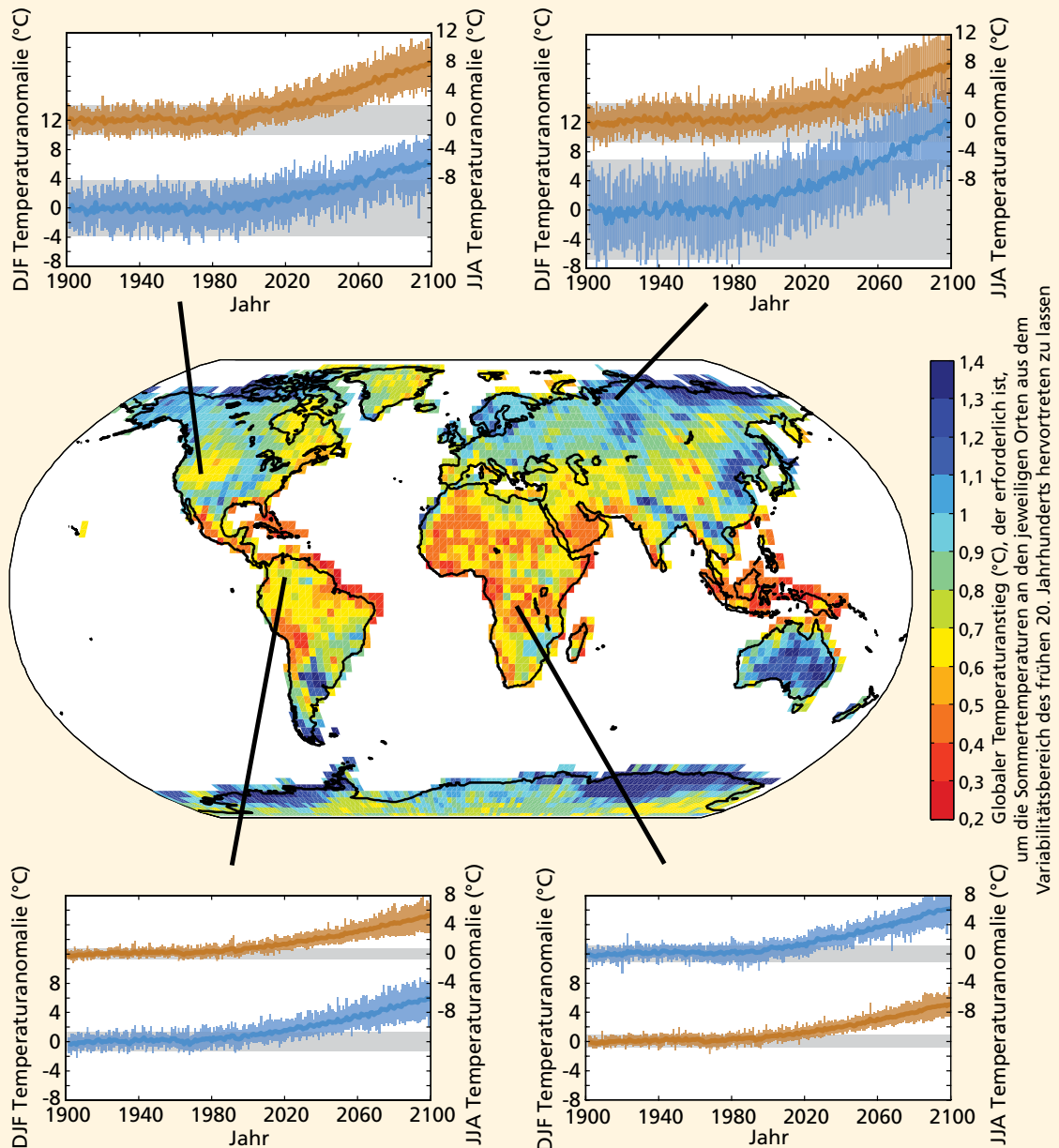
schwer nachzuweisen, da die Niederschlagsvariabilität an den meisten Orten recht groß ist. Die Wahrscheinlichkeit von warmen Sommertemperaturen in Rekordhöhe hat in großen Teilen der Nordhalbkugel zugenommen. Laut Projektionen werden hohe Temperaturen, die gegenwärtig als extrem gelten, im Laufe der nächsten Jahrzehnte näher an den Normalzustand heranrücken. Die Wahrscheinlichkeiten anderer Extremereignisse, einschließlich einiger Kälteeinbrüche, haben sich verringert.

Im gegenwärtigen Klima können einzelne Extremwetterereignisse nicht eindeutig dem Klimawandel zugeschrieben werden, weil solche Ereignisse auch in einem unveränderten Klima hätten stattfinden können. Die Eintrittswahrscheinlichkeit solcher Ereignisse an bestimmten Orten könnte sich jedoch signifikant geändert haben. Man schätzt, dass anthropogen verursachte Treibhausgasanstiege wesentlich zur Eintrittswahrscheinlichkeit einiger Hitzewellen beigetragen haben. Klimamodellstudien legen gleichermaßen nahe, dass gestiegene Treibhausgaskonzentrationen zu der beobachteten Intensivierung von Starkniederschlägen in Teilen der nördlichen Hemisphäre beigetragen haben. Die Eintrittswahrscheinlichkeit vieler anderer Extremwetterereignisse hat sich allerdings möglicherweise nicht wesentlich verändert. Daher ist es falsch, jeden neuen Wetterrekordwert auf den Klimawandel zurückzuführen.

Der Zeitpunkt, an dem projizierte Erwärmungstrends in Zukunft hervortreten werden, hängt auch von der lokalen Klimavariabilität ab, die zeitweise zu Temperaturanstiegen oder -abnahmen führen kann. Außerdem basieren die in FAQ 10.2, Abbildung 1 dargestellten projizierten lokalen Temperaturkurven auf vielfachen Klimamodellsimulationen, die unter Annahme derselben zukünftigen Emissionsszenarien berechnet wurden. Eine andere Akkumulationsrate von Treibhausgasen in der Atmosphäre würde einen anderen Erwärmungstrend verursachen, so dass der Streubereich der modellierten Projektionen der Erwärmung (farbige Schattierung in FAQ 10.2, Abbildung 1) breiter ausfiele, falls die Abbildung eine Bandbreite verschiedener Szenarien für Treibhausgasemissionen einschloße. Der Anstieg, der dafür erforderlich ist, dass die Änderung der Sommertemperaturen aus der lokalen Variabilität des 20. Jahrhunderts hervortritt (unge-

achtet der Veränderungsrate), ist in der Karte mittig in FAQ 10.2, Abbildung 1 dargestellt. Eine vollständige Antwort auf die Frage, wann der Einfluss des Menschen auf das lokale Klima offensichtlich wird, hängt von der Stärke der Belege ab, die als ausreichend angesehen wird, um etwas als „offensichtlich“ bezeichnen zu können. Der überzeugendste wissen-

schaftliche Beleg für die Auswirkung des Klimawandels auf lokaler Ebene stammt aus den Analysen des globalen Zustandes und von der Fülle an Belegen aus dem gesamten Klimasystem, die viele beobachtete Änderungen mit dem Einfluss des Menschen verknüpfen. ■



FAQ 10.2, Abbildung 1 | Zeitreihen projizierter Temperaturänderungen an vier repräsentativen Orten im Sommer (rote Kurven gelten für die Monate Juni, Juli und August an Orten in den Tropen und auf der Nordhalbkugel beziehungsweise für Dezember, Januar und Februar auf der Südhalbkugel) und im Winter (blaue Kurven). Jede Zeitreihe ist von Hüllkurven aus projizierten Änderungen eingefasst (pink für die lokal warme, blau für die lokal kalte Jahreszeit), die aus 24 verschiedenen Modellsimulationen stammen. Diese treten aus dem grau dargestellten Bereich der natürlichen lokalen Variabilität heraus, der von den Modellen unter Vorgabe der Bedingungen des frühen 20. Jahrhunderts simuliert wurde. Das Erwärmungssignal tritt zuerst in den Tropen während des Sommers hervor. Die Karte in der Mitte zeigt den globalen Temperaturanstieg (°C), der erforderlich ist, um die Sommertemperaturen an den jeweiligen Orten aus dem Variabilitätsbereich des frühen 20. Jahrhunderts hervortreten zu lassen. Zu beachten ist, dass warme Farben den minimal erforderlichen Temperaturanstieg und damit das früheste Hervortreten kennzeichnen. Alle Berechnungen basieren auf globalen Klimamodellsimulationen des „Gekoppelten Modellvergleichsprojekts Phase 5“ (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5, CMIP5), die mit dem Emissionsszenario „Representative Concentration Pathway 8.5 (RCP8.5)“ angetrieben wurden. Die Hüllkurven der projizierten Änderung und der natürlichen Variabilität sind als ± 2 Standardabweichungen definiert. (Übernommen und angepasst von Mahlstein et al., 2011).

FAQ 11.1 | Wenn man das Wetter für den nächsten Monat nicht vorhersagen kann, wie kann man das Klima für das nächste Jahrzehnt vorhersagen?

Obwohl Wetter und Klima miteinander verflochten sind, handelt es sich tatsächlich um zwei verschiedene Dinge. Das Wetter ist als der Zustand der Atmosphäre zu einem bestimmten Zeitpunkt und an einem bestimmten Ort definiert und kann sich von Stunde zu Stunde und von Tag zu Tag ändern. Klima dagegen bezieht sich im Allgemeinen auf die Statistik der Wetterbedingungen über ein Jahrzehnt oder länger.

Eine Fähigkeit, das zukünftige Klima vorherzusagen, ohne notwendigerweise das Wetter korrekt vorherzusagen, ist normaler als es zunächst scheint. Zum Beispiel kann am Ende des Frühlings treffsicher vorhergesagt werden, dass die durchschnittliche Lufttemperatur während des kommenden Sommers in Melbourne (zum Beispiel) sehr wahrscheinlich höher sein wird als die durchschnittliche Temperatur während des letzten Frühlings – obwohl das tagtägliche Wetter während des kommenden Sommers nicht mit Exaktheit über eine Woche hinaus vorhergesagt werden kann. Dieses einfache Beispiel zeigt, dass es Faktoren gibt – in diesem Fall den jahreszeitlichen Zyklus der Sonneneinstrahlung auf der Südhalbkugel – die die Fähigkeit unterstützen können, Klimaänderungen in einem zukünftigen Zeitintervall vorherzusagen, die nicht von der Genauigkeit der Wettervorhersage für das gleiche Zeitintervall abhängig ist.

Zu den statistischen Kennzahlen von Wetterzuständen, die für die Definition von Klima herangezogen werden, gehören Langzeitmittelwerte der Lufttemperatur und des Niederschlags sowie Angaben über deren Variabilität, wie die Standardabweichung der jährlichen Niederschlagsvariabilität vom Langzeitmittel oder die Häufigkeit der Tage unter 5°C. Mittelwerte von Klimavariablen über längere Zeiträume werden als klimatologische Mittel bezeichnet. Sie können sich auf einzelne Monate, Jahreszeiten oder das ganze Jahr beziehen. Eine Klimavorhersage wird Fragen aufgreifen wie: „Wie wahrscheinlich ist es, dass die Durchschnittstemperatur des kommenden Sommers höher sein wird als das Langzeitmittel vergangener Sommer?“ oder: „Wie wahrscheinlich ist es, dass das nächste Jahrzehnt wärmer sein wird als vergangene Jahrzehnte?“. Gezielter könnte eine Klimavorhersage eine Antwort auf die Frage geben: „Wie hoch ist die Wahrscheinlichkeit dafür, dass die Temperatur (z. B. in China), gemittelt über die nächsten zehn Jahre, die Temperatur in China, gemittelt über die letzten 30 Jahre, übersteigt?“. Klimavorhersagen bieten keine Vorhersagen über die detaillierte Entwicklung des zukünftigen Wetters von Tag zu Tag. Stattdessen liefern sie Wahrscheinlichkeiten für langzeitliche Änderungen der statistischen Eigenschaften der Klimavariablen in der Zukunft.

Wettervorhersagen dagegen bieten eine Prognose des täglichen Wetters zu bestimmten Zeitpunkten in der Zukunft. Sie helfen hinsichtlich von Fragen wie: „Wird es morgen regnen?“. Manchmal werden Wetterprognosen in Form von Wahrscheinlichkeiten angegeben. Zum Beispiel könnte die Wettervorhersage angeben, dass „die Regenwahrscheinlichkeit in Apia morgen 75 % beträgt“.

Um exakte Wettervorhersagen zu erstellen, brauchen Meteorologen hochdetaillierte Informationen über den gegenwärtigen Zustand der Atmosphäre. Das chaotische Wesen der Atmosphäre hat zur Folge,

dass sogar der kleinste Fehler bei der Darstellung der „Anfangsbedingungen“ typischerweise dazu führt, dass Vorhersagen über etwa eine Woche hinaus ungenau werden. Dies ist der so genannte „Schmetterlingseffekt“.

Klimawissenschaftler versuchen oder behaupten nicht, die zukünftige Entwicklung des Wetters kommender Jahreszeiten, Jahre oder Jahrzehnte im Detail vorherzusagen. Es gibt jedoch eine fundierte wissenschaftliche Grundlage für die Annahme, dass Aspekte des Klimas trotz des Schmetterlingseffektes vorhergesagt werden können, wenngleich unpräzise. Zum Beispiel führen Konzentrationserhöhungen langlebiger Treibhausgase in der Atmosphäre eher zu einer Erhöhung der Erdoberflächentemperatur in kommenden Jahrzehnten. Deshalb können Informationen aus der Vergangenheit helfen, das zukünftige Klima vorherzusagen, und tun dies auch.

Einige Ausprägungen der natürlich vorkommenden sogenannten „internen“ Variabilität können – zumindest theoretisch – die Fähigkeiten erweitern, das zukünftige Klima vorherzusagen. Interne Klimavariabilität entsteht infolge natürlicher Instabilitäten im Klimasystem. Wenn eine solche Variabilität ausgedehnte, langanhaltende Temperaturanomalien im oberen Ozean verursacht oder beinhaltet, wird dies Änderungen in der darüber liegenden Atmosphäre antreiben, sowohl lokal als auch weiter entfernt. Das Phänomen *El Niño–Southern Oscillation* (ENSO) ist vermutlich das bekannteste Beispiel für eine solche interne Variabilität. Die mit ENSO verknüpfte Variabilität entfaltet sich auf eine teilweise vorhersagbare Art und Weise. Der Schmetterlingseffekt ist vorhanden, aber er benötigt mehr Zeit, um Teile der mit *El Niño–Southern Oscillation* verbundenen Variabilität stark zu beeinflussen.

Meteorologische Dienste und andere Behörden haben dies ausgenutzt. Sie haben saisonale bis jährliche

Vorhersagesysteme entwickelt, die es ihnen ermöglichen, saisonale Klima-anomalien mit einer nachweisbaren Vorhersagegüte routinemäßig vorherzusagen. Die Vorhersagegüte variiert merklich von Ort zu Ort und von Variable zu Variable. Sie tendiert dazu abzunehmen, je weiter die Vorhersage in die Zukunft reicht, und an einigen Orten ist sie überhaupt nicht gegeben. Der Begriff „Vorhersagegüte“ (*skill*) wird hier im technischen Sinne benutzt: Sie ist ein Maß dafür, um wie viel größer die Genauigkeit einer Vorhersage ist im Vergleich zur Genauigkeit einer normalerweise einfachen Vorhersagemethode, wie zum Beispiel der Annahme, dass gegenwärtige Anomalien über den Vorhersagezeitraum erhalten bleiben.

Wettervorhersagen sowie saisonale bis jährliche und dekadische Vorhersagesysteme ähneln sich in vielfacher Weise (z. B. beinhalten sie alle die gleichen mathematischen Gleichungen für die Atmosphäre, sie müssen alle Anfangsbedingungen festlegen, um Vorhersagen zu initialisieren, und sie unterliegen alle Beschränkungen der Vorhersagegenauigkeit durch den Schmetterlingseffekt). Allerdings steckt die dekadische Vorhersage, anders als die Wettervorhersage und die saisonalen bis jährlichen Vorhersagen, noch in ihren Kinderschuhen. Gleichwohl zeigen dekadische Vorhersagesysteme einen gewissen Grad der Vorhersagegüte beim Erstellen von „*Hindcasts*“ (Rückrechnungen) der erdoberflächennahen Temperaturen für große Teile des Globus über Zeiträume von mindestens neun Jahren. Ein „*Hindcast*“ ist eine Vorhersage eines Ereignisses in der Vergangenheit, wobei nur Beobachtungen, die vor dem Ereignis gemacht wurden, in das für die Vorhersage genutzte Vorhersagesystem eingespeist werden. Man geht davon aus, dass sich der Großteil dieser Vorhersagegüte aus „externen Antrieben“ ergibt. „Externer Antrieb“ ist ein Begriff, der von Klimawissenschaftlern genutzt wird, um einen Antriebsfaktor außerhalb des Klimasystems zu bezeichnen, der eine Änderung innerhalb des Klimasystems verursacht. Dies schließt Konzentrationserhöhungen langlebiger Treibhausgase ein.

Der Theorie nach sollte die Vorhersagegüte bezüglich des Niederschlages über ein Jahrzehnt geringer sein als die Vorhersagegüte bezüglich der Erdoberflächentemperatur über ein Jahrzehnt, und die *Hindcast*-Ergebnisse bestätigen diese Erwartung.

Die aktuelle Forschung zielt auf eine Verbesserung der dekadischen Vorhersagesysteme ab und darauf, das Verständnis über die Ursachen der vorhandenen Vorhersagegüten zu vergrößern. Ein zentraler Punkt ist es, festzustellen, zu welchem Grad die zusätzliche Information aus interner Variabilität tatsächlich zu einer verbesserten Vorhersagegüte führt. Obwohl erwartet wird, dass sich die Vorhersagesysteme über die kommenden Jahrzehnte verbessern, werden das chaotische Wesen des Klimasystems und der daraus resultierende Schmetterlingseffekt der Vorhersagegüte immer unvermeidbare Grenzen setzen. Es existieren auch andere Unsicherheitsquellen. Zum Beispiel können Vulkanausbrüche das Klima beeinflussen, aber Zeitpunkt und Stärke eines Ausbruchs können nicht vorhergesagt werden, weshalb zukünftige Ausbrüche eine von mehreren zusätzlichen Unsicherheitsquellen darstellen. Des Weiteren ist die Kürze der Zeitspanne, für die ausreichend ozeanologische Daten vorhanden sind, um dekadische Vorhersagen zu initialisieren und zu bewerten, eine der größten Herausforderungen.

Schlussendlich ist zu beachten, dass dekadische Vorhersagesysteme so konzipiert sind, dass sowohl extern angetriebene als auch intern erzeugte Quellen der Vorhersagbarkeit ausgenutzt werden. Klimawissenschaftler unterscheiden zwischen dekadischen Vorhersagen und dekadischen Projektionen. Projektionen nutzen nur die Vorhersageleistung aus externen Antrieben. Während bisherige IPCC-Sachstandsberichte sich ausschließlich auf Projektionen konzentrierten, bewertet dieser Bericht nun auch die Forschung zu dekadischen Vorhersagen und deren wissenschaftliche Grundlage. ■

FAQ 11.2 | Wie beeinflussen Vulkanausbrüche das Klima und unsere Fähigkeit, das Klima vorherzusagen?

Große Vulkanausbrüche beeinflussen das Klima, indem sie Schwefeldioxidgas in die obere Atmosphäre (auch Stratosphäre genannt) einspeisen, das mit Wasser reagiert und dadurch Wolken aus Schwefelsäuretröpfchen bildet. Diese Wolken reflektieren Sonnenlicht zurück ins All und verhindern so, dass dessen Energie die Erdoberfläche erreicht, was die Erdoberfläche zusammen mit der unteren Atmosphäre kühlt. Diese Schwefelsäurewolken der oberen Atmosphäre absorbieren auch lokal Energie von der Sonne, der Erde und der unteren Atmosphäre, was die obere Atmosphäre erwärmt (siehe FAQ 11.2, Abbildung 1). Hinsichtlich einer Abkühlung der Erdoberfläche brachte zum Beispiel der Ausbruch des Mt. Pinatubo auf den Philippinen 1991 circa 20 Millionen Tonnen Schwefeldioxid (SO_2) in die Stratosphäre ein, was die Erde für bis zu ein Jahr um $0,5^\circ\text{C}$ abkühlte. Global betrachtet verringern Vulkanausbrüche auch den Niederschlag, da die verminderte einfallende kurzweilige Strahlung an der Erdoberfläche durch eine Abnahme der latenten Wärme (z. B. in Verdunstung und daher auch Niederschlag) ausgeglichen wird.

Für die Klimavorhersage kann davon ausgegangen werden, dass es einen Vulkanausbruch geben wird, der eine signifikante globale Abkühlung an der Erdoberfläche und eine Erwärmung der oberen Atmosphäre für etwa das nächste Jahr verursacht. Zwar kann festgestellt werden, dass ein Vulkan aktiver geworden ist, das Problem ist jedoch, dass der genaue Zeitpunkt eines Ausbruchs oder die Menge an SO_2 , die in die obere Atmosphäre eingebracht wird, und die Verteilung dieser Menge nicht vorhergesagt werden können. Dies ist eine Unsicherheitsquelle in Klimavorhersagen.

Große Vulkanausbrüche erzeugen sehr viele Partikel, die Asche oder Tephra genannt werden. Diese Partikel fallen jedoch schnell, innerhalb von Tagen oder Wochen, aus der Atmosphäre aus und beeinflussen daher das globale Klima nicht. Der Ausbruch des Mount St. Helen 1980 zum Beispiel beeinflusste die Erdoberflächentemperaturen im Nordwesten der USA einige Tage lang, hatte aber keine nachweisbaren Folgen für das globale Klima, da er wenig SO_2 in die Stratosphäre emittierte. Wenn große Vulkanausbrüche in hohen Breiten Schwefel in die Stratosphäre einbringen, haben sie nur auf die Hemisphäre Auswirkung, in der die Eruption stattgefunden hat. Die Auswirkungen dauern dabei höchstens ein Jahr an, da die von ihnen erzeugte stratosphärische Wolke nur eine Lebensdauer von einigen Monaten hat.

Tropische oder subtropische Vulkane erzeugen eine globalere Abkühlung der Erdoberfläche oder der Troposphäre. Grund hierfür ist, dass die entstehende Schwefelsäurewolke in der oberen Atmosphäre zwischen einem und zwei Jahre bestehen bleibt und einen Großteil des Globus bedecken kann. Allerdings sind ihre regionalen Folgen für das Klima schwierig vorherzusagen, da die Verteilung stratosphärischer Sulfat-Aerosole stark von den atmosphärischen Windbedingungen zum Zeitpunkt der Eruption abhängt. Außerdem ist der Abkühlungseffekt an der Erdoberfläche üblicherweise nicht einheitlich: Da Kontinente stärker abkühlen als der Ozean, kann sich der Sommermonsun abschwächen und so Regenfälle über Asien und Afrika verringern. Die Klimawirkung wird weiter kompliziert durch die Tatsache, dass Wolken aus Eruptionen in den Tropen in der oberen Atmosphäre auch Sonnenlicht und Wärme von der Erde absorbieren, was in den Tropen mehr Erwärmung der

oberen Atmosphäre als in den hohen Breiten hervorruft.

Die größten Vulkanausbrüche der letzten 250 Jahre regten wissenschaftliche Untersuchungen an. Nach dem Ausbruch des Laki auf Island 1783 gab es warme Sommertemperaturen in Rekordhöhe in Europa, auf die ein sehr kalter Winter folgte. Zwei große Eruptionen, eine nicht identifizierte 1809 und der Ausbruch des Tambora 1815 verursachten 1816 das „Jahr ohne Sommer“. Die Missernten in Europa und den USA in diesem Jahr führten zu Nahrungsmittelknappheit, Hungersnöten und Aufständen.

Die größte Eruption in mehr als 50 Jahren, die des Agung 1963, führte zu vielen neuzeitlichen Untersuchungen, einschließlich Beobachtungen und Klimamodellberechnungen. Zwei darauffolgende große Eruptionen, El Chichón 1982 und Pinatubo 1991, regten die Arbeiten an, die zu unserem heutigen Verständnis über die Auswirkungen von Vulkanausbrüchen auf das Klima führten.

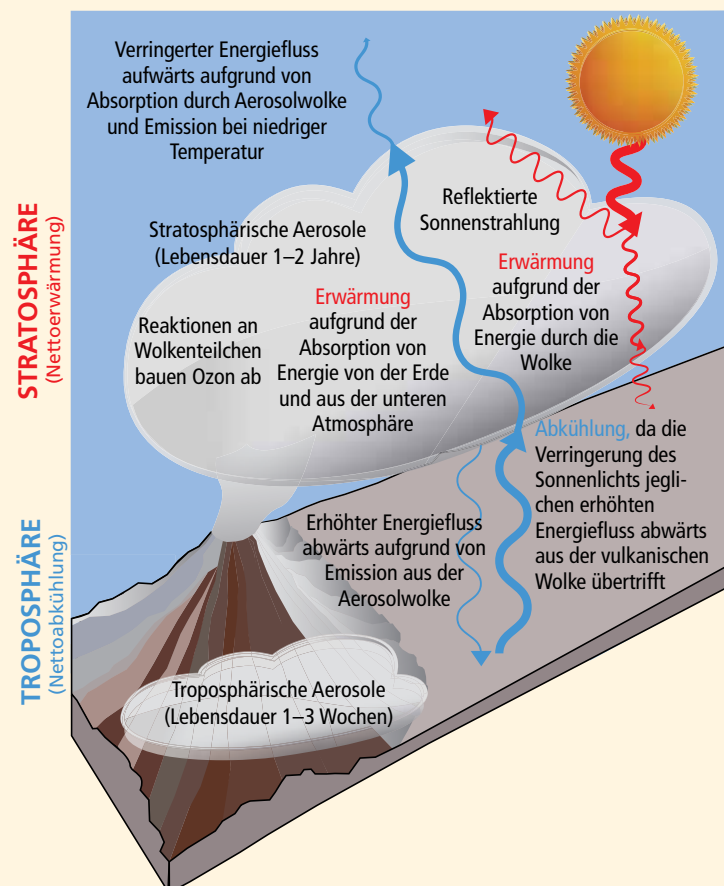
Vulkanische Wolken verbleiben nur einige Jahre in der Stratosphäre, daher ist ihr Einfluss auf das Klima entsprechend kurz. Aber die Folgen aufeinanderfolgender großer Eruptionen können länger anhalten: Zum Beispiel gab es Ende des 13. Jahrhunderts vier große Eruptionen – eine alle zehn Jahre. Die erste, 1258 n. Chr., war die größte in 1000 Jahren. Diese Abfolge von Ausbrüchen kühlte den Nordatlantik und das arktische Meereis. Ein weiterer interessanter Zeitraum sind die drei großen, und mehrere kleineren, vulkanischen Ereignisse in der Zeit 1963–1991 (siehe Kapitel 8 für Erläuterungen, wie diese Ausbrüche die atmosphärische Zusammensetzung beeinflussten und die kurzweilige Strahlung am Boden verringerten).

Vulkanologen können feststellen, wenn ein Vulkan aktiver wird. Sie können allerdings nicht vorhersagen, ob er ausbrechen wird oder, falls er es tut, wie viel Schwefel er in die Stratosphäre einbringen könnte. Trotzdem beeinflussen Vulkane die Fähigkeit, das Klima vorherzusagen, auf drei unterschiedliche Arten. Erstens, wenn eine gewaltige Eruption erhebliche Mengen Schwefeldioxid in die Stratosphäre einbringt, kann dieser Effekt in Klimaprojektionen einbezogen werden. Es bestehen erhebliche Herausforderungen und Unsicherheitsquellen, wie beispielsweise die Erhebung guter Beobachtungsdaten über die vulkanische Wolke und die Berechnung ihrer Bewegung und Veränderung während ihrer Lebensspanne. Basierend auf Beobachtungen und erfolgreichen Modellierungen jüngster Eruptionen können aber einige der Auswirkungen großer Vulkanausbrüche in Vorhersagen aufgenommen werden.

Der zweite Effekt besteht darin, dass Vulkanausbrüche eine potentielle Unsicherheitsquelle in unseren Vorhersagen darstellen. Ausbrüche können nicht vorab vorhergesagt werden, werden aber stattfinden und dadurch kurzzeitige klimatische Folgen auf sowohl lokalen als auch globalen Maßstäben verursa-

chen. Prinzipiell kann diese potenzielle Unsicherheit durch das Einfügen zufälliger Eruptionen oder von Eruptionen, die auf einem Szenario in unseren zeitnahen Ensembleklimaprognosen basieren, berücksichtigt werden. Dieses Forschungsgebiet erfordert weitere Untersuchungen. Die Zukunftsprojektionen in diesem Bericht beinhalten keine zukünftigen Vulkanausbrüche.

Drittens kann man historische Klimaaufzeichnungen gemeinsam mit Schätzungen beobachteter Sulfat-Aerosole nutzen, um die Genauigkeit unserer Klimasimulationen zu testen. Obwohl die Klimareaktion auf explosive Vulkanausbrüche ein nützliches Analogon für einige andere Klimaantriebe ist, gibt es Beschränkungen. Zum Beispiel kann die erfolgreiche Simulation der Folgen einer Eruption dabei helfen, Modelle für saisonale und jährliche Vorhersagen zu validieren. Aber auf diese Weise können nicht alle Mechanismen, die an der globalen Erwärmung im Verlaufe des nächsten Jahrhunderts beteiligt sind, validiert werden, da an diesen langfristige ozeanische Wechselwirkungen beteiligt sind, die auf längeren Zeitskalen ablaufen als die Reaktion auf einzelne Vulkanausbrüche. ■



FAQ 11.2, Abbildung 1 | Schaubild, wie große tropische oder subtropische Vulkane die oberen (stratosphärischen) und unteren (troposphärischen) Atmosphärentemperaturen beeinflussen.

FAQ 12.1 | Warum werden so viele Modelle und Szenarien benutzt, um den Klimawandel zu projizieren?

Das zukünftige Klima wird zum Teil von der Menge zukünftiger Emissionen von Treibhausgasen, Aerosolen und anderen natürlichen und anthropogenen Antriebsfaktoren bestimmt. Diese Antriebsfaktoren stammen von außerhalb des Klimasystems, beeinflussen aber sein Verhalten. Das zukünftige Klima wird von der Reaktion der Erde auf diese Antriebsfaktoren sowie der dem Klimasystem innewohnenden internen Variabilität gestaltet. Eine Bandbreite von Annahmen über die Menge und das Tempo zukünftiger Emissionen hilft Wissenschaftlern, verschiedene Emissionsszenarien zu entwickeln, auf denen Klimamodellprojektionen basieren. Verschiedene Klimamodelle bieten indes alternative Darstellungen der Reaktion der Erde auf diese Antriebsfaktoren und der natürlichen Klimaschwankungen. Zusammengenommen beschreiben Modellensembles eine Bandbreite möglicher Zukünfte, indem sie die Reaktion auf eine Bandbreite verschiedener Szenarien simulieren, und helfen uns, deren Unsicherheiten zu verstehen.

Sozioökonomische Entwicklungen sind wohl noch schwieriger vorherzusagen als die Entwicklung eines physikalischen Systems. Dazu gehören Vorhersagen über das Verhalten von Menschen, politische Entscheidungen, technologischen Fortschritt, internationalen Wettbewerb und Zusammenarbeit. Der übliche Ansatz verwendet Szenarien plausibler zukünftiger sozioökonomischer Entwicklung, aus denen zukünftige Treibhausgasemissionen und andere Antriebsfaktoren abgeleitet werden. Im Allgemeinen war es nicht möglich, einzelnen Antriebsszenarien Eintrittswahrscheinlichkeiten zuzuordnen. Vielmehr wird eine Vielzahl von Alternativen verwendet, um eine Bandbreite von Möglichkeiten zu erstellen. Die Ergebnisse aus verschiedenen Antriebsszenarien bieten Entscheidungsträgern Alternativen und eine Bandbreite verschiedener abzuwägender Zukunftsversionen.

Interne Schwankungen im Klima werden spontan durch Wechselwirkungen zwischen Komponenten wie beispielweise der Atmosphäre und dem Ozean hervorgerufen. Im Falle von zeitnaher Klimaänderung können sie die Auswirkung externer Störungen, wie steigender Treibhausgaskonzentrationen, verdecken (siehe Kapitel 11). Langfristig erwartet man jedoch, dass die Auswirkung externer Antriebsfaktoren dominiert. Klimamodellsimulationen projizieren, dass nach einigen Jahrzehnten unterschiedliche Szenarien zukünftiger anthropogener Treibhausgase und anderer Antriebsfaktoren – und die Reaktion des Klimasystems darauf – die Änderung der mittleren globalen Temperatur unterschiedlich beeinflussen werden (siehe FAQ 12.1, Abbildung 1, linke Tafel). Daher ist es von höchster Bedeutung, die Konsequenzen dieser unterschiedlichen Szenarien und Reaktionen zu bewerten, besonders, wenn politische Entscheidungen erwogen werden.

Klimamodelle basieren auf den physikalischen Gesetzen, die unser Klimasystem steuern, und auf empirischen Erkenntnissen und bilden die komplexen, miteinander wechselwirkenden Prozesse ab, die benötigt werden, um Klima und Klimawandel sowohl in der Vergangenheit wie auch der Zukunft zu simulieren. Analogien zu vergangenen Beobachtungen oder

Extrapolationen aus aktuellen Trends sind unzulängliche Strategien zur Erstellung von Projektionen, da die Zukunft nicht zwangsläufig eine einfache Fortsetzung von dem sein wird, was wir bisher gesehen haben.

Obwohl es möglich ist, die Strömungsgleichungen niederzuschreiben, die das Verhalten der Atmosphäre und der Ozeane bestimmen, ist es unmöglich, diese ohne die Verwendung numerischer Algorithmen in Computermodellsimulationen zu lösen, ähnlich wie auch die Luftfahrzeugtechnik auf numerischen Simulationen ähnlicher Gleichungstypen angewiesen ist. Darüber hinaus können viele kleinskalige physikalische, biologische und chemische Prozesse, wie Wolkenprozesse, durch diese Gleichungen nicht beschrieben werden, entweder, weil wir nicht über die entsprechende Computerleistung verfügen, um das System in einer für die direkte Simulation dieser Prozesse ausreichend feinen Auflösung zu beschreiben, oder, weil wir immer noch ein unvollständiges wissenschaftliches Verständnis über die Mechanismen haben, die diese Prozesse antreiben. Diese müssen stattdessen durch sogenannte Parametrisierungen innerhalb der Klimamodelle angenähert werden, durch die eine mathematische Beziehung zwischen direkt simulierten und angenäherten Größen hergestellt wird, oft auf der Basis von beobachtetem Verhalten.

Angesichts der Einschränkungen in der Computerrechnung und in den Beobachtungen gibt es eine Vielzahl alternativer und gleichermaßen plausibler numerischer Darstellungen, Lösungen und Näherungen, um das Klimasystem zu modellieren. Diese Vielfalt wird als solider Aspekt der Klimamodellierungsgemeinschaft betrachtet und führt zu einer Bandbreite plausibler Projektionen des Klimawandels auf globalen und regionalen Skalen. Diese Bandbreite bietet einen Ausgangspunkt für die Quantifizierung von Unsicherheiten in den Projektionen. Weil aber die Anzahl der Modelle relativ gering und die Bereitstellung von Modellergebnissen in öffentlichen Archiven freiwillig ist, ist die Auswahl an möglichen Zukunftsprojektionen weder systematisch noch umfassend. Außerdem verbleiben einige Unzulänglichkeiten, die allen

Modellen gemein sind; haben unterschiedliche Modelle unterschiedliche Stärken und Schwächen; ist es noch nicht klar, welche Aspekte der Qualität der Simulationen, die durch Beobachtungen evaluiert werden können, unsere Evaluierung zukünftiger Modellsimulationen leiten sollten.

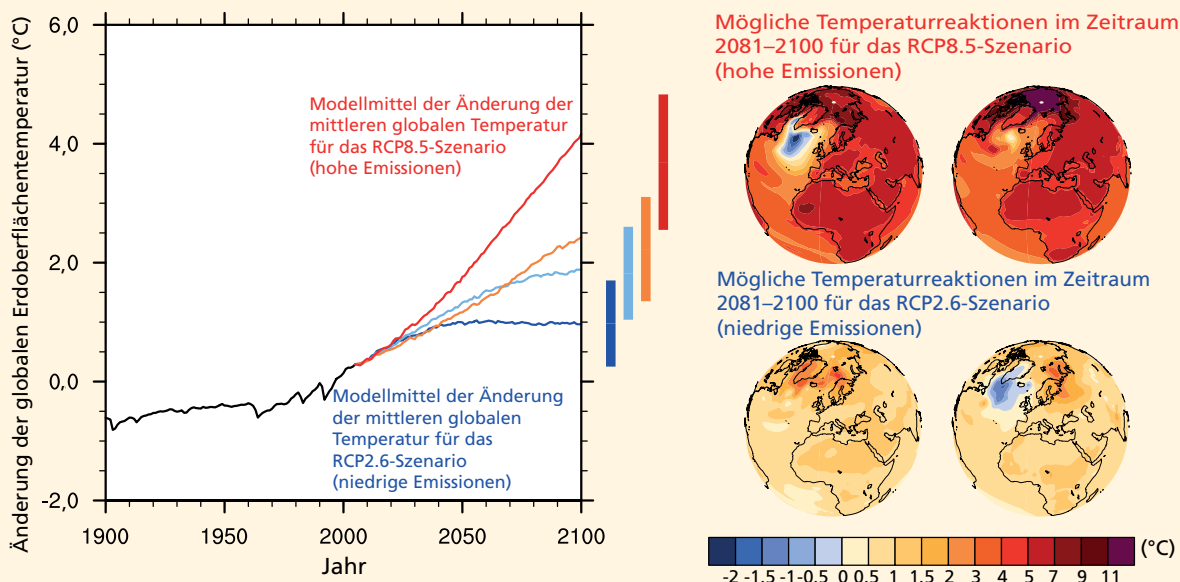
Modelle unterschiedlicher Komplexität werden üblicherweise für verschiedene Projektionsfragestellungen genutzt. Ein schnelleres Modell mit geringerer Auflösung oder eine vereinfachte Beschreibung einiger klimatischer Prozesse bietet sich an, wenn lange Simulationen über mehrere Jahrhunderte hinweg erforderlich sind, oder wenn viele Realisierungen benötigt werden. Vereinfachte Modelle können großskalige Durchschnittsgrößen wie die mittlere globale Temperatur hinreichend gut darstellen, aber feinere Details wie regionaler Niederschlag können nur von komplexen Modellen simuliert werden.

Die Koordination von Modellexperimenten und -ergebnissen durch Gruppen wie das *Coupled Model Intercomparison Project (CMIP)*, das *World Climate Research Program* und seine Arbeitsgruppe zu Klimamodellen führte dazu, dass die Wissenschaftsgemeinschaft ihre Anstrengungen verstärkt hat, die Fähigkeiten der Modelle zu bewerten, vergangenes und gegenwärtiges Klima zu simulieren und Projektionen des zukünftigen Klimawandels zu vergleichen. Der „Multi-Modell“-Ansatz ist in den Klimawissen-

schaften inzwischen eine Standardtechnik, um Projektionen einer bestimmten Klimavariablen zu bewerten.

FAQ 12.1, Abbildung 1, rechte Tafeln, zeigt die Temperaturreaktion bis Ende des 21. Jahrhunderts für zwei Beispielmmodelle und das höchste bzw. niedrigste RCP-Szenario. Die Modelle stimmen hinsichtlich großskaliger Erwärmungsmuster an der Oberfläche überein, beispielsweise, dass sich das Land schneller erwärmen wird als der Ozean und die Arktis schneller als die Tropen. Aber sie unterscheiden sich sowohl in der Stärke ihrer globalen Reaktion auf das gleiche Szenario, als auch in kleinskaligen, regionalen Aspekten der Reaktion. Zum Beispiel unterscheidet sich das Ausmaß der arktischen Verstärkung bei verschiedenen Modellen; einige Modelle zeigen eine schwächere Erwärmung oder eine leichte Abkühlung des Nordatlantiks als Ergebnis der sich abschwächenden Tiefenwasserbildung und von Verschiebungen von Ozeanströmungen.

Es gibt unvermeidbare Unsicherheiten bei zukünftigen externen Antriebsfaktoren und der Reaktion des Klimasystems darauf, die durch die intern erzeugte Variabilität weiter kompliziert werden. Die Verwendung von mehreren Szenarien und Modellen ist zu einer üblichen Vorgehensweise geworden, um sie zu bewerten und zu charakterisieren. Dadurch können wir eine große Bandbreite an möglichen Zukunftsentwicklungen des Klimas der Erde beschreiben. ■



FAQ 12.1, Abbildung 1 | Über alle *Coupled Model Intercomparison Project Phase 5 (CMIP5)*-Modelle gemittelte Änderung der mittleren globalen Temperatur (gegenüber 1986–2005) für die vier *Representative Concentration Pathway (RCP)*-Szenarien: RCP2.6 (dunkelblau), RCP4.5 (hellblau), RCP6.0 (orange) und RCP8.5 (rot); 32, 42, 25 und 39 Modelle wurden für diese vier Szenarien jeweils verwendet. *Wahrscheinliche* Bereiche der globalen Temperaturänderung bis Ende des 21. Jahrhunderts werden durch vertikale Balken angezeigt. Dabei gilt es zu beachten, dass diese Bereiche für den Unterschied zwischen zwei 20-Jahres-Mittelwerten, 2081–2100 im Verhältnis zu 1986–2005, gelten, weshalb die Balken auf einen niedrigeren Wert zentriert sind als den Endpunkt der jährlichen Verläufe. Für das höchste (RCP8.5) und das niedrigste (RCP2.6) Szenario werden zur Veranschaulichung Karten der Oberflächentemperaturänderung Ende des 21. Jahrhunderts (2081–2100 relativ zu 1986–2005) für zwei CMIP5-Modelle gezeigt. Diese Modelle sind so gewählt, dass sie einen eher breiten Reaktionsbereich zeigen. Diese spezielle Zusammenstellung ist jedoch nicht repräsentativ für irgendein Maß der Unsicherheit der Modellreaktion.

FAQ 12.2 | Wie wird sich der Wasserkreislauf der Erde ändern?

Der Fluss und die Speicherung von Wasser im Klimasystem der Erde sind höchst variabel, aber bis Ende des laufenden Jahrhunderts werden Änderungen erwartet, die über diejenigen hinausgehen, die durch natürliche Variabilität verursacht werden. In einer wärmeren Welt wird es Nettozunahmen des Niederschlags, der Oberflächenverdunstung und der pflanzlichen Transpiration geben. Die Änderungen werden sich allerdings von Ort zu Ort erheblich unterscheiden. Manche Orte werden erhöhte Niederschläge und eine Zunahme von Wasser an Land sehen. An anderen Orten wird die Wassermenge aufgrund regionaler Austrocknung und dem Rückgang der Eis- und Schneedecke abnehmen.

Der Wasserkreislauf besteht aus dem in all seinen Aggregatzuständen gespeicherten Wasser auf der Erde und der Bewegung des Wassers im Klimasystem der Erde. In der Atmosphäre kommt Wasser vor allem gasförmig – als Wasserdampf – vor, tritt aber auch als Eis und Flüssigwasser in Wolken auf. Der Ozean besteht natürlich hauptsächlich aus flüssigem Wasser, wird in den Polarregionen aber teilweise auch von Eis bedeckt. Terrestrisches Wasser in flüssiger Form tritt als Oberflächenwasser – wie in Seen und Flüssen – Bodenfeuchte und Grundwasser auf. Festes, terrestrisches Wasser kommt in Eisschilden, Gletschern, Schnee und Eis an der Erdoberfläche und in Permafrost sowie saisonal gefrorenem Boden vor.

Aussagen zum zukünftigen Klima sprechen manchmal davon, dass sich der Wasserkreislauf beschleunigen wird. Dies kann allerdings irreführend sein, da es streng genommen impliziert, dass der Umsatz von Wasser mit der Zeit immer schneller stattfinden wird und das an jedem beliebigen Ort. Einige Teile der Welt werden tatsächlich eine Intensivierung des Wasserkreislaufs erfahren, mit mehr Transport und einer schnelleren Bewegung des Wassers in Speicherreservoir hinein und aus ihnen heraus. Allerdings werden andere Teile des Klimasystems einen deutlichen Wasserverlust erfahren und damit auch weniger Wasserbewegung. Manche Wasserreservoirs könnten sogar vollständig verschwinden.

Wenn sich die Erde erwärmt, werden einige allgemeine Änderungsmerkmale schlicht als Reaktion auf ein wärmeres Klima auftreten. Diese Änderungen werden von der Menge an Energie beherrscht, die durch die globale Erwärmung dem Klimasystem zugeführt wird. Eis in jeglicher Form wird schneller schmelzen und weniger weit verbreitet sein. In einigen der in diesem Bericht bewerteten Simulationen zum Beispiel verschwindet das sommerliche arktische Meereis vor Mitte dieses Jahrhunderts. Die Atmosphäre wird mehr Wasserdampf beinhalten und Beobachtungen und Modellierungsergebnisse weisen darauf hin, dass dies bereits der Fall ist. Bis zum Ende des 21. Jahrhunderts könnte die durchschnittliche Menge an Wasserdampf in der Atmosphäre um 5 bis 25 % ansteigen, je nach Menge anthropogener Treibhausgasemissionen und strahlungsaktiver Partikel wie Rauch. Wasser wird schneller von der Erdoberfläche verdunsten. Der Meeresspiegel

wird aufgrund der Ausdehnung des sich erwärmenden Meerwassers und des in den Ozean fließenden schmelzenden Landeises steigen (siehe FAQ 13.2).

Diese allgemeinen Änderungen werden durch die Komplexität des Klimasystems modifiziert, so dass nicht erwartet werden sollte, dass sie an allen Orten in gleicher Weise oder mit der gleichen Geschwindigkeit auftreten. So kann sich zum Beispiel die Zirkulation von Wasser in der Atmosphäre, an Land und im Ozean mit dem Klimawandel ändern, so dass sich Wasser an manchen Orten anreichert und an anderen Orten verringert. Die Änderungen können auch im Verlauf des Jahres variieren: einige Jahreszeiten sind eher feuchter als andere. So zeigen in diesem Bericht bewertete Modellsimulationen, dass die Winterniederschläge im nördlichen Asien um mehr als 50 % zunehmen können, während sich die Sommerniederschläge dort laut Projektionen kaum verändern würden. Menschen greifen durch Wasserwirtschaft und Landnutzungsänderungen auch direkt in den Wasserkreislauf ein. Sich ändernde Bevölkerungsverteilungen und Methoden der Wassernutzung würden weitere Änderungen im Wasserkreislauf hervorrufen.

Wasserkreislaufprozesse können über Minuten, Stunden, Tage und länger und über Entfernungen von Metern bis zu Kilometern und mehr ablaufen. Die Variabilität auf diesen Skalen ist typischerweise größer als bei der Temperatur, so dass Auswirkungen des Klimawandels auf den Niederschlag schwieriger festzustellen sind. Trotz dieser Komplexität zeigen Projektionen des zukünftigen Klimas Änderungen, die vielen Modellen und Klimaantriebsszenarien gemein sind. Über ähnliche Änderungen wurde im AR4 berichtet. Insgesamt weisen diese Ergebnisse darauf hin, dass die Änderungsmechanismen gut verstanden sind, sogar wenn die Größenordnungen sich je nach Modell und Antrieb unterscheiden. Wir konzentrieren uns hier auf Änderungen über Land, wo Änderungen des Wasserkreislaufs ihre größten Folgen für natürliche Systeme und solche des Menschen haben.

Projizierte Klimaänderungen aus in diesem Bericht bewerteten Simulationen (schematisch dargestellt in FAQ 12.2, Abbildung 1) zeigen im Allgemeinen eine Zunahme des Niederschlags in Teilen der inne-

ren Tropen und der polaren Breiten. Diese Zunahme könnte unter dem extremsten Emissionsszenario bis zum Ende des 21. Jahrhunderts 50 % überschreiten. Im Gegensatz dazu könnten große Gebiete der Subtropen Abnahmen um 30 % oder mehr erfahren. In den Tropen scheinen diese Änderungen durch Zunahmen des atmosphärischen Wasserdampfs und Änderungen der atmosphärischen Zirkulation gesteuert zu werden, die den Wasserdampf in den Tropen weiter anreichern und damit mehr tropische Regenfälle begünstigen. In den Subtropen unterstützen diese Zirkulationsveränderungen gleichzeitig eine Abnahme der Regenfälle trotz Erwärmung. Da die meisten Wüsten der Erde in den Subtropen beheimatet sind, implizieren diese Änderungen zunehmende Aridität in bereits trockenen Gebieten und eine mögliche Ausdehnung von Wüsten.

Zunahmen in höheren Breiten werden von höheren Temperaturen bestimmt, die mehr Wasser in der Atmosphäre zulassen und damit mehr Wasser, das als Regen fallen kann. Das wärmere Klima lässt außerdem außertropische Sturmsysteme mehr Wasserdampf in die höheren Breiten transportieren, ohne dass sich dabei die typische Windstärke wesentlich ändern müsste. Wie bereits ausgeführt, sind Änderungen in den hohen Breiten in den kalten Jahreszeiten stärker ausgeprägt.

Ob eine Landregion trockener oder feuchter wird, hängt teilweise von Niederschlagsänderungen ab, aber auch von Änderungen der Oberflächenverdunstung und der Transpiration von Pflanzen (zusammen als Evapotranspiration bezeichnet). Da eine wärmere Atmosphäre mehr Wasserdampf halten kann, kann sie größere Evapotranspiration hervorrufen, wenn ausreichend terrestrisches Wasser vorhanden ist. Allerdings verringert ein höherer atmosphärischer Kohlendioxidgehalt die Neigung der Pflanze, Feuchtigkeit an die Luft abzugeben, was dem Effekt durch die Erwärmung teilweise entgegenwirkt.

In den Tropen tendiert erhöhte Evapotranspiration dazu, den Auswirkungen verstärkter Niederschläge auf die Bodenfeuchte entgegenzuwirken, wohingegen die bereits niedrigen Bodenfeuchten der Subtropen wenig Veränderung der Evapotranspiration zulassen. In höheren Breiten überwiegt in den Klimaprojektionen im Allgemeinen der vermehrte Niederschlag die gestiegene Evapotranspiration, was im Jahresmittel zu einem höheren Abfluss führt, aber zu uneinheitlichen Änderungen der Bodenfeuchte. Wie durch die Zirkulationsänderungen in FAQ 12.2, Abbildung 1 angedeutet, könnten sich auch die Grenzen von Regionen mit hoher oder niedriger Feuchtigkeit verschieben.

Die Art des Niederschlags ist ein weiterer komplizierender Faktor. Modellprojektionen zeigen, dass Niederschläge intensiver werden, was teilweise an der höheren Feuchtigkeit in der Atmosphäre liegt. Daher könnten in den in diesem Bericht bewerteten Simulationen über einem Großteil der Landmassen Ein-Tages-Niederschlagsereignisse, die gegenwärtig durchschnittlich alle zwanzig Jahre vorkommen, bis zum Ende des 21. Jahrhunderts alle zehn Jahre oder noch häufiger auftreten. Gleichzeitig zeigen die Projektionen auch, dass Niederschlagsereignisse insgesamt eher seltener auftreten werden. Diese Änderungen bewirken zwei scheinbar widersprüchliche Effekte: intensivere Regengüsse, die zu vermehrten Überflutungen führen, und trotzdem längere Trockenperioden zwischen den Regenereignissen, die zu mehr Dürren führen.

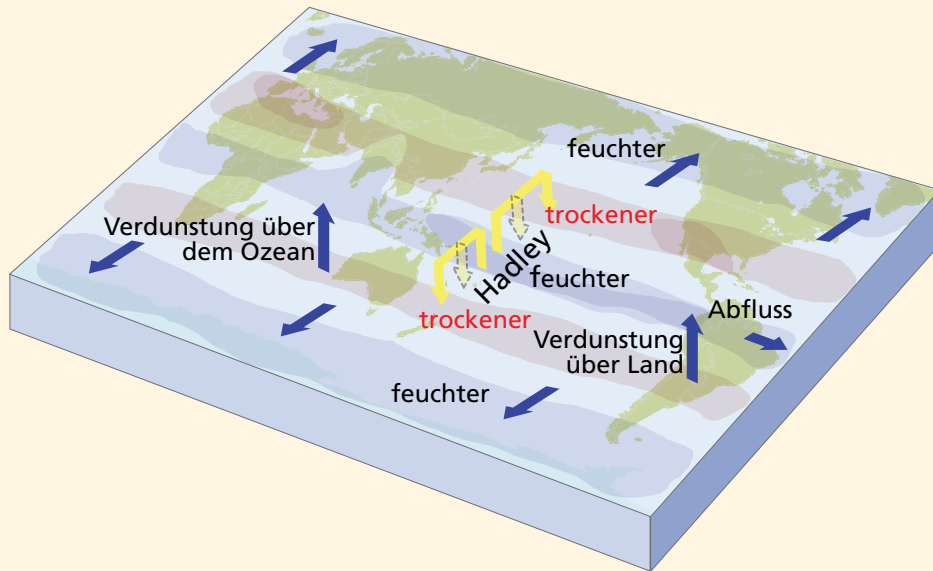
In hohen Breiten und großen Höhen kommt es aufgrund des Verlustes von gefrorenem Wasser zu weiteren Änderungen. Einige davon werden von der gegenwärtigen Generation globaler Klimamodelle (*Global Climate Models*, GCM) aufgelöst, und manche Änderungen können nur abgeleitet werden, da sie Bestandteile wie Gletscher beinhalten, die typischerweise nicht von den Modellen aufgelöst werden oder in diesen enthalten sind. Das wärmere Klima bedeutet, dass Schnee eher später im Herbst anfängt zu akkumulieren und im Frühling eher früher abschmilzt. In diesem Bericht bewertete Simulationen projizieren, abhängig vom Treibhausgasszenario, eine Abnahme der Schneebedeckung auf der Nordhalbkugel in März und April um im Mittel etwa 10 bis 30 % bis Ende dieses Jahrhunderts. Die früher einsetzende Frühjahrschmelze verändert den Zeitpunkt des Spitzenabflusses der von der Schneeschmelze betroffenen Flüsse im Frühjahr. Dadurch werden sich spätere Abflussraten verringern, was möglicherweise die Bewirtschaftung der Wasserressourcen beeinflussen wird. Diese Eigenschaften sieht man in Simulationen mit GCM.

Der Verlust von Permafrost wird Feuchtigkeit tiefer in den Untergrund sickern lassen, aber auch den Boden wärmer werden lassen, was die Evapotranspiration erhöhen könnte. Allerdings beinhalten die meisten aktuellen GCM nicht alle für eine gute Simulation von Permafroständerungen notwendigen Prozesse. Studien, die gefrierende Böden analysieren oder mit Hilfe von GCM-Ergebnissen detailliertere Landoberflächenmodelle antreiben, weisen auf einen erheblichen Verlust von Permafrost bis zum Ende dieses Jahrhunderts hin. Obwohl aktuelle GCM Gletscherentwicklung nicht explizit berücksichtigen, können wir darüber hinaus erwarten, dass Gletscher weiter zurückweichen werden. Mit ihrem Verschwinden wird die Wassermenge, die sie im Sommer den Flüs-

FAQ 12.2

sen zuführen, in einigen Regionen stark abnehmen. Der Gletscherverlust wird außerdem zu einer Abnahme des Abflussvolumens der Flüsse im Frühjahr beitragen. Falls der Niederschlag im Jahresmittel zunimmt – ob

als Schnee oder Regen – bedeuten diese Ergebnisse allerdings nicht zwangsläufig, dass das mittlere jährliche Abflussvolumen der Flüsse abnimmt. ■



FAQ 12.2, Abbildung 1 | Schematisches Diagramm projizierter Veränderungen der Hauptkomponenten des Wasserkreislaufes. Die blauen Pfeile zeigen wichtige Arten von Veränderungen der Wasserbewegung im Klimasystem der Erde: Polwärts gerichteter Wassertransport durch außertropische Winde, Verdunstung von der Erdoberfläche und Abfluss vom Land in die Ozeane. Die schattierten Bereiche kennzeichnen Gebiete, die mit höherer Wahrscheinlichkeit feuchter oder trockener werden. Gelbe Pfeile kennzeichnen eine wichtige atmosphärische Zirkulationsveränderung durch die Hadley-Zirkulation, deren aufsteigende Bewegung tropische Regenfälle fördert, während sie subtropische Niederschläge unterdrückt. Modellprojektionen legen nahe, dass die Hadley-Zirkulation sowohl auf der Nord- als auch auf der Südhalbkugel ihren absinkenden Ast polwärts verlagern wird, mit damit verbundener Trockenheit. Feuchtere Bedingungen werden in höheren Breiten projiziert, weil eine wärmere Atmosphäre mehr Niederschlag ermöglichen wird, was mit einem stärkeren Transport von Wasser in diese Regionen verbunden ist.

FAQ 12.3 | Was würde mit dem zukünftigen Klima geschehen, wenn wir heute die Emissionen stoppen würden?

Emissionen heute zu stoppen, ist kein plausibles Szenario, aber es ist einer von mehreren idealisierten Fällen, die Einblicke in die Reaktionsmechanismen des Klimasystems und des Kohlenstoffkreislaufs geben. Infolge der vielen Zeitskalen im Klimasystem ist die Beziehung zwischen einer Emissionsänderung und der Reaktion des Klimasystems recht komplex, wobei manche Änderungen noch lange, nachdem die Emissionen eingestellt wurden, auftreten. Modelle und Prozessverständnis zeigen, dass infolge der großen Trägheit der Ozeane und der langen Lebensdauer vieler Treibhausgase, vor allem von Kohlenstoffdioxid, ein Großteil der Erwärmung Jahrhunderte lang anhalten würde, nachdem der Ausstoß von Treibhausgasen gestoppt wurde.

Treibhausgase, die in die Atmosphäre emittiert wurden, werden durch chemische Reaktionen mit anderen reaktiven Komponenten abgebaut oder, im Fall von Kohlendioxid (CO₂), mit dem Ozean und dem Land ausgetauscht. Diese Prozesse beeinflussen die Lebensdauer des Gases in der Atmosphäre, die als die Zeit definiert wird, in der sich eine Anfangskonzentration um den Faktor e (2,71) verringert. Die Verweildauer von Treibhausgasen und Aerosolen in der Atmosphäre variiert stark von Tagen bis zu Jahrtausenden. Aerosole zum Beispiel haben eine Lebensdauer von Wochen, Methan (CH₄) von ungefähr zehn Jahren, Lachgas (N₂O) von ungefähr 100 Jahren und Hexafluorethan (C₂F₆) von circa 10 000 Jahren. Bei CO₂ ist es komplizierter, da es durch vielfache physikalische und biogeochemische Prozesse im Ozean und an Land aus der Atmosphäre entfernt wird, die alle auf unterschiedlichen Zeitskalen ablaufen. Nach einer Pulsemission von etwa 1 000 PgC wird etwa die Hälfte innerhalb einiger Jahrzehnte entfernt, aber der übrige Teil verbleibt deutlich länger in der Atmosphäre. Nach 1 000 Jahren befinden sich immer noch 15 bis 40 % des in dem Puls emittierten CO₂ in der Atmosphäre.

Infolge der beträchtlichen Lebensdauer wichtiger anthropogener Treibhausgase wird die erhöhte atmosphärische Konzentration aufgrund bereits erfolgter Emissionen lange, nachdem die Emissionen eingestellt wurden, bestehen bleiben. Bei einem Emissionsstopp würden die Treibhausgaskonzentrationen nicht sofort auf ihre vorindustriellen Werte zurückfallen. Die Methankonzentration würde innerhalb von etwa 50 Jahren annähernd auf ihr vorindustrielles Niveau absinken, N₂O-Konzentrationen bräuchten mehrere Jahrhunderte, während die CO₂-Konzentration innerhalb von für unsere Gesellschaft relevanten Zeitskalen im Wesentlichen gar nicht zum vorindustriellen Stand zurückkehren würde. Änderungen der Emissionen kurzlebiger Stoffe wie Aerosole würden hingegen nahezu unmittelbar zu Konzentrationsänderungen führen.

Die Reaktion des Klimasystems auf den Antrieb durch Treibhausgase und Aerosole ist durch eine Trägheit gekennzeichnet, die vor allem vom Ozean bestimmt wird. Der Ozean besitzt eine sehr hohe Wärmekapazität, und das Oberflächen- und das Tiefenwasser vermischen sich nur langsam. Das bedeutet, dass es meh-

rere Jahrhunderte dauert, bis der gesamte Ozean sich erwärmt und sich ein Gleichgewicht mit dem veränderten Strahlungsantrieb einstellt. Der obere Ozean (und folglich auch die Kontinente) wird sich so lange weiter erwärmen, bis eine Erdoberflächentemperatur erreicht ist, die im Gleichgewicht mit diesem neuen Strahlungsantrieb steht. Der AR4 zeigte, dass sich die Erdoberfläche im Lauf des 21. Jahrhunderts weiterhin um circa 0,6 °C im Vergleich zum Jahr 2000 erwärmen würde, wenn die Treibhausgaskonzentrationen auf dem heutigen Niveau konstant blieben. Dies ist der unabwendbare Klimawandel bei heutigen Konzentrationen („constant composition commitment“), in FAQ 12.3 Abbildung 1 grau dargestellt. Gleichbleibende Emissionen auf heutigem Niveau würden die atmosphärische Konzentration weiter erhöhen und zu einer viel stärkeren Erwärmung als bisher beobachtet führen (FAQ 12.3, Abbildung 1, rote Linien).

Selbst wenn anthropogene Treibhausgasemissionen jetzt gestoppt würden, nähme der Strahlungsantrieb auf Grund dieser langlebigen Treibhausgaskonzentrationen in der Zukunft nur langsam in Abhängigkeit von der Lebensdauer der jeweiligen Gase (siehe oben) ab. Zudem wäre die Reaktion des Klimasystems der Erde auf diesen Strahlungsantrieb sogar noch langsamer. Die Globaltemperatur würde nicht schnell auf Änderungen der Treibhausgaskonzentrationen reagieren. CO₂-Emissionen zu beseitigen würde nur zu einer nahezu konstanten Temperatur über viele Jahrhunderte führen. Würden gleichzeitig die kurzlebigen, negativen Antriebe von Sulfat-Aerosolen beseitigt (z. B. durch Luftreinhaltungsmaßnahmen), würde dies zu einer zeitweiligen Erwärmung von einigen Zehnteln Grad führen, wie in FAQ 12.3, Abbildung 1 blau dargestellt. Alle Emissionen auf null zu setzen, würde daher nach einer kurzen Erwärmungsphase zu einer annähernden Stabilisierung des Klimas über viele Jahrhunderte führen. Dies bezeichnet man auch als unabwendbaren Klimawandel aufgrund bisheriger Emissionen („zero future emission commitment“). Die Treibhausgaskonzentration würde abnehmen und damit auch der Strahlungsantrieb, aber die Trägheit des Klimasystems würde die Reaktion der Temperatur verzögern.

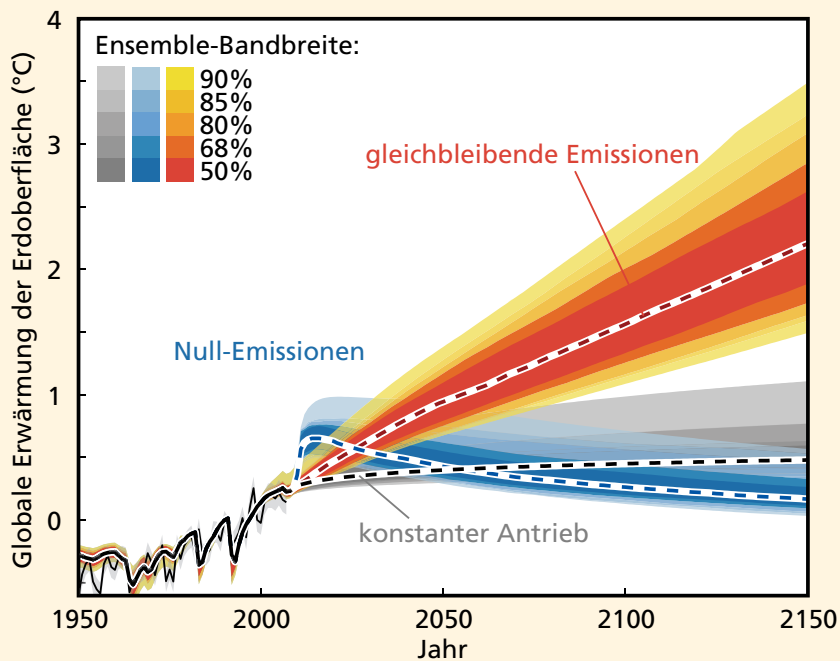
Als Konsequenz der großen Trägheit des Klimas und des Kohlenstoffkreislaufs wird die globale

FAQ 12.3

FAQ

Langzeittemperatur überwiegend von den über die Zeit insgesamt angesammelten CO₂-Emissionen bestimmt, unabhängig davon, wann sie emittiert wurden. Die globale Erwärmung unterhalb eines gegebenen Niveaus zu begrenzen (z. B. 2°C über dem vorindustriellen Niveau), bringt daher ein vorgegebenes CO₂-Budget mit sich, d. h. höhere Emissionen früher erfordern stärkere Einsparungen später. Ein höheres Klimaziel erlaubt einen höheren Maximalwert der CO₂-Konzentrationen und dadurch höhere kumulative CO₂-Emissionen (und lässt damit z. B. eine Verzögerung der notwendigen Emissionsreduktionen zu).

Die globale Temperatur ist eine nützliche aggregierte Zahl, um das Ausmaß des Klimawandels zu beschreiben. Allerdings werden sich nicht alle Änderungen linear in der globalen Temperatur abbilden. Änderungen im Wasserkreislauf hängen zum Beispiel auch von der Art des Antriebs ab (z. B. Treibhausgase, Aerosole, Landnutzungsänderungen), langsamere Komponenten des Erdsystems wie Meeresspiegelanstieg und Eisschilde bräuchten viel länger um zu reagieren, und es könnte kritische Schwellenwerte oder abrupte oder unumkehrbare Änderungen im Klimasystem geben. ■



FAQ 12.3, Abbildung 1 | Auf dem Energiebilanz-Kohlenstoffkreislaufmodell MAGICC (*Model for the Assessment of Greenhouse Gas-Induced Climate Change*) basierende Projektionen für konstante atmosphärische Zusammensetzung (konstanter Antrieb, grau), gleichbleibende Emissionen (rot) und ein Null-Emissionen-Szenario ab 2010 (blau), jeweils mit Unsicherheitsschätzungen. Abbildung angepasst nach Hare und Meinshausen (2006) basierend auf der Kalibrierung eines einfachen Kohlenstoffkreislauf-Klimamodells mit allen CMIP3 (*Coupled Model Intercomparison Project Phase 3*) und C4MIP (*Coupled Climate Carbon Cycle Model Intercomparison Project*) Modellen (Meinshausen et al., 2011a; Meinshausen et al., 2011b). Die Ergebnisse beruhen auf einer vollständigen transienten Simulation, die auf vorindustriellem Stand beginnt und alle Strahlungsantriebskomponenten beinhaltet. Die dünne schwarze Linie und die Schattierung geben die beobachtete Erwärmung und die Unsicherheit an.

FAQ 13.1 | Warum unterscheidet sich die lokale Meeresspiegeländerung vom globalen Durchschnitt?

Sich verlagernde oberflächennahe Winde, die Ausdehnung des sich erwärmenden Ozeanwassers und Zufuhr von Schmelzwasser können Ozeanströmungen verändern, die ihrerseits wiederum zu Veränderungen des Meeresspiegels führen, die sich von Ort zu Ort unterscheiden. Vergangene und gegenwärtige Schwankungen in der Verteilung von Landeismassen beeinflussen die Form und das Schwerfeld der Erde, was ebenfalls regionale Schwankungen des Meeresspiegels verursacht. Zusätzliche Unterschiede in der Meeresspiegelhöhe werden durch den Einfluss lokaler Prozesse wie beispielsweise Sedimentverdichtung und Tektonik verursacht.

Entlang jeder Küste kann eine vertikale Bewegung entweder der Meeres- oder der Landoberfläche Änderungen des Meeresspiegels gegenüber dem Land (auch relativer Meeresspiegel genannt) hervorrufen. Zum Beispiel kann eine lokale Veränderung durch einen Anstieg der Meeresoberfläche hervorgerufen werden oder durch ein Absinken der Landoberfläche. Über relativ kurze Zeitspannen (Stunden bis Jahre) bestimmt der Einfluss von Gezeiten, Stürmen und Klimavariabilität – wie zum Beispiel El Niño – die Meeresspiegelschwankungen. Erdbeben und Erdbeben können ebenfalls Einfluss nehmen, indem sie Veränderungen der Landhöhe und (manchmal) Tsunamis verursachen. Über längere Zeitspannen (Jahrzehnte bis Jahrhunderte) ist der Einfluss des Klimawandels – mit den damit verbundenen Änderungen des Ozeanvolumens und des Festlandeises – in den meisten Regionen der Hauptbeitrag zur Meeresspiegeländerung. Über diese langen Zeiträume können unterschiedliche Prozesse auch eine vertikale Bewegung der Landoberfläche verursachen, was ebenfalls zu deutlichen Veränderungen des relativen Meeresspiegels führen kann.

Seit dem späten 20. Jahrhundert zeigen Satellitenmessungen der Meeresoberflächenhöhe im Verhältnis zum Erdmittelpunkt (bekannt als geozentrische Meeresspiegelhöhe) weltweit unterschiedliche Änderungsraten des geozentrischen Meeresspiegels (siehe FAQ 13.1, Abbildung 1). Im westlichen Pazifik waren die Änderungsraten von 1993 bis 2012 beispielsweise etwa dreimal höher als der globale Mittelwert von 3 mm pro Jahr. Im Gegensatz dazu sind sie im Ostpazifik kleiner als der globale Mittelwert, und große Teile der Westküste Amerikas erfuhren im gleichen Zeitraum ein Absinken des Meeresspiegels.

Viele der in FAQ 13.1, Abbildung 1 dargestellten räumlichen Unterschiede sind Ergebnis natürlicher Klimavariabilität – wie beispielsweise El Niño und die Pazifische Dekadische Oszillation – über Zeitskalen von etwa einem Jahr bis zu mehreren Jahrzehnten. Diese klimatischen Schwankungen verändern oberflächennahe Winde, Meeresströmungen, Temperatur und Salzgehalt und beeinflussen daher den Meeresspiegel. Der Einfluss dieser Vorgänge wird sich während des 21. Jahrhunderts fortsetzen. Er wird zu den räumlichen Mustern der Meeresspiegeländerung hinzukommen, die mit dem langfristigen Klimawandel verbunden sind und ebenfalls mit Veränderungen ober-

flächennaher Winde, Ozeanströmungen, Temperatur und Salzgehalt und auch des Ozeanvolumens einhergehen. Im Gegensatz zur natürlichen Variabilität akkumulieren sich allerdings die langfristigen Trends im Laufe der Zeit und es wird daher erwartet, dass sie im 21. Jahrhundert dominieren. Die daraus resultierenden Raten der geozentrischen Meeresspiegeländerung über diesen längeren Zeitraum können daher ein deutlich anderes Muster aufweisen als das in FAQ 13.1, Abbildung 1 dargestellte.

Gezeitenpegel messen den relativen Meeresspiegel und schließen damit Veränderungen ein, die von vertikaler Bewegung sowohl der Landoberfläche als auch der Meeresoberfläche verursacht werden. Entlang vieler Küstenregionen ist die vertikale Bewegung der Landoberfläche gering, so dass die langfristige Änderungsraten des Meeresspiegels, die von Küsten- oder Inselpegeln aufgezeichnet wird, dem globalen Mittelwert ähnelt (siehe Aufzeichnungen aus San Francisco und Pago Pago, FAQ 13.1, Abbildung 1). In einigen Regionen hatte die vertikale Landbewegung einen bedeutenden Einfluss. Beispielsweise wird das in Stockholm gemessene beständige Absinken des Meeresspiegels (FAQ 13.1, Abbildung 1) durch die Anhebung dieser Region verursacht, die auf das Abschmelzen eines großen (>1 km Mächtigkeit) kontinentalen Eisschildes Ende der letzten Eiszeit, zwischen ~20 000 und ~9000 Jahren vor heute, folgt. Solch eine andauernde Verformung der Erdoberfläche infolge des Abschmelzens alter Eisschilde stellt einen signifikanten Beitrag zu regionalen Meeresspiegeländerungen in Nordamerika und Nordwesturasien dar, die auf dem Höhepunkt der letzten Eiszeit von großen kontinentalen Eisschilden bedeckt waren.

In anderen Regionen kann der gleiche Prozess zu Landabsenkung führen, was die relativen Meeresspiegel erhöht, wie in Charlottetown geschehen, wo ein relativ großer Anstieg im Vergleich zum globalen Mittelwert beobachtet wurde (FAQ 13.1, Abbildung 1). Vertikale Landbewegung aufgrund von tektonischen Plattenbewegungen können in manchen Regionen ebenfalls Abweichungen vom mittleren globalen Meeresspiegeltrend verursachen. Dies gilt besonders für Regionen nahe aktiver Subduktionszonen, wo sich eine tektonische Platte unter die andere schiebt. Im Fall von Antofagasta (FAQ 13.1, Abbildung 1) scheint dies zu einer kontinuierlichen Land-

FAQ 13.1

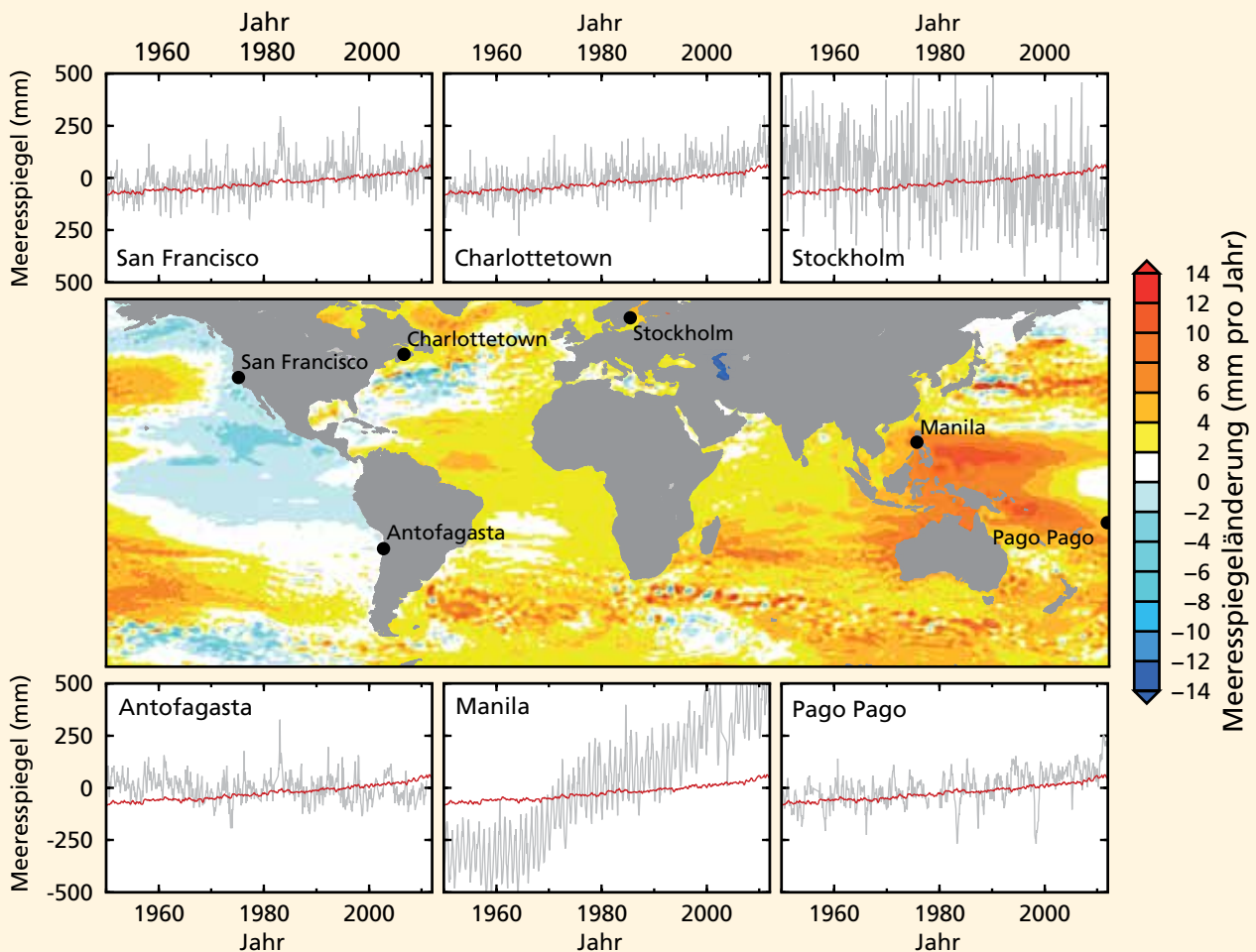
FAQ

hebung und daher einem Absinken des relativen Meeresspiegels zu führen.

Zusätzlich zu regionalen Einflüssen vertikaler Landbewegung auf die relative Änderung des Meeresspiegels führen einige Prozesse zu Landbewegungen, die schnell ablaufen und sehr lokal auftreten. Zum Beispiel wird der im Verhältnis zum globalen Mittel größere Anstieg in Manila (FAQ 13.1, Abbildung 1) durch eine Landabsenkung dominiert, die durch intensives Abpumpen von Grundwasser verursacht wird. Landabsenkung aufgrund von natürlichen und anthropogenen Prozessen, wie beispielsweise der Entnahme von Grundwasser oder Kohlenwasserstoffen, ist in

vielen Küstenregionen verbreitet, vor allem in großen Flussdeltas.

Oft wird angenommen, dass schmelzendes Eis von Gletschern oder des Grönländischen oder Antarktischen Eisschildes zu einem global einheitlichen Meeresspiegelanstieg führen würde, ähnlich, wie wenn eine Badewanne mit Wasser gefüllt wird. Tatsächlich führt ein solches Abschmelzen zu regional unterschiedlichen Meeresspiegeländerungen aufgrund einer Vielfalt von Prozessen, einschließlich Änderungen von Ozeanströmungen, Winden, dem Schwerfeld der Erde und der Festlandhöhe. Beispielsweise sagen Computermodelle, die diese beiden letztge-



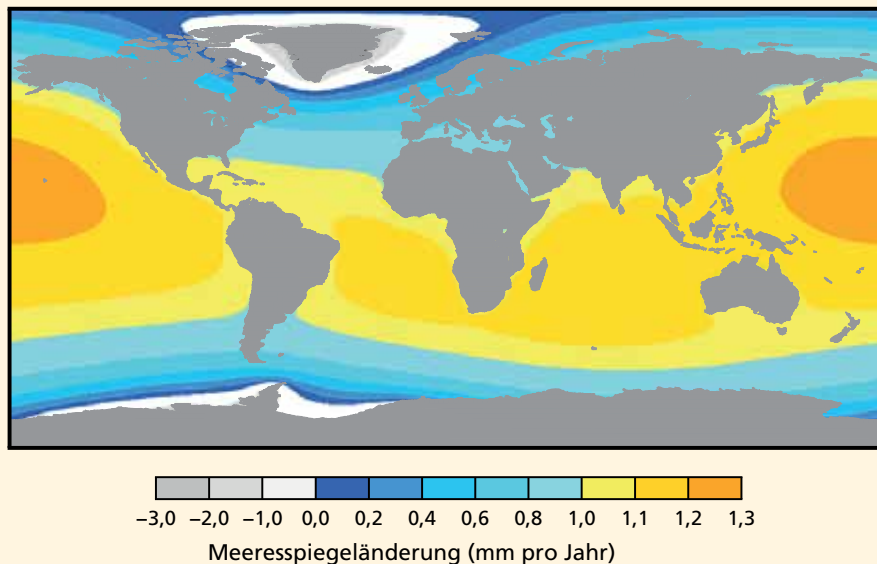
FAQ 13.1, Abbildung 1 | Karte der Änderungsraten der Meeresoberflächenhöhe (geozentrischer Meeresspiegel) für den Zeitraum 1993–2012 aus Satellitaltimetriedaten. Ebenfalls dargestellt sind relative Meeresspiegeländerungen (graue Linien) ausgewählter Pegelstationen für den Zeitraum 1950–2012. Zum Vergleich ist zu jeder Pegelzeitreihe auch eine Schätzung der mittleren globalen Meeresspiegeländerung dargestellt (rote Linien). Die relativ großen, kurzfristigen Oszillationen des lokalen Meeresspiegels (graue Linien) resultieren aus der natürlichen Klimavariabilität, die im Haupttext beschrieben ist. So werden zum Beispiel die großen, regelmäßigen Abweichungen in Pago Pago mit *El Niño-Southern Oscillation* in Zusammenhang gebracht.

FAQ 13.1

nannten Prozesse simulieren, eine regionale Abnahme des relativen Meeresspiegels rund um die schmelzenden Eisschilde voraus, da die Gravitationsanziehung zwischen Eis und Ozeanwasser verringert wird und das Festland dazu tendiert, sich zu heben, wenn das Eis schmilzt (FAQ 13.1, Abbildung 2). Dagegen verstärkt sich weiter entfernt von den schmelzenden Eisschilden der Meeresspiegelanstieg im Vergleich zum globalen Mittelwert.

Zusammenfassend ist festzuhalten, dass eine Vielzahl von Prozessen Höhenveränderungen der Ozeanoberfläche und des Meeresbodens antreibt, was in ausgeprägten räumlichen Mustern von Meeresspiegel-

änderungen auf lokalen bis regionalen Ebenen zum Ausdruck kommt. Die Kombination dieser Prozesse erzeugt ein komplexes Muster der gesamten Meeresspiegeländerung, das mit der Zeit variiert, je nachdem, wie sich die relativen Beiträge der einzelnen Prozesse ändern. Die mittlere globale Änderung ist ein hilfreicher Einzelwert, der die Beiträge von klimatischen Prozessen (z. B. Schmelzen von Inlandeis und Ozeanerwärmung) widerspiegelt und eine gute Abschätzung der Meeresspiegeländerung an vielen Küstenorten darstellt. Gleichzeitig können jedoch in Fällen, wo die vielfältigen regionalen Prozesse ein starkes Signal hervorrufen, große Abweichungen vom globalen Durchschnittswert auftreten. ■



FAQ 13.1, Abbildung 2 | Modellergebnis, das die relative Meeresspiegeländerung zeigt, die auf das Schmelzen des Grönländischen und des Westantarktischen Eisschildes mit einer Rate von jeweils 0,5 mm pro Jahr folgen würde (dies ergibt einen globalen Mittelwert für den Meeresspiegelanstieg von 1 mm pro Jahr). Die modellierten Meeresspiegeländerungen sind nahe den schmelzenden Eisschilden geringer als der globale Mittelwert, weiter davon entfernt sind sie jedoch höher (angepasst nach Milne et al., 2009).

FAQ 13.2 | Werden die Eisschilde in Grönland und der Antarktis bis Ende des Jahrhunderts zur Meeresspiegeländerung beitragen?

Die Grönland-, Westantarktis- und Ostantarktis-Eisschilde sind die größten Süßwasserspeicher unseres Planeten. Als solche haben sie auf geologischen Zeitskalen, aber auch in jüngster Zeit, zu Meeresspiegeländerungen beigetragen. Sie gewinnen Masse durch Akkumulation (Schneefall) und verlieren sie durch Ablation an der Oberfläche (hauptsächlich Eisschmelze) sowie durch Eisabfluss an ihren meeresseitigen Rändern, entweder über ein aufschwimmendes Eisschelf oder direkt in den Ozean durch das Kalben von Eisbergen. Erhöhte Akkumulation führt zu einem Absinken des globalen Meeresspiegels während höhere Ablation an der Oberfläche und höherer Abfluss den Meeresspiegel steigen lassen. Schwankungen dieser Massenflüsse hängen von einer Reihe von Prozessen ab, sowohl innerhalb des Eisschildes als auch außerhalb davon im Ozean oder der Atmosphäre. Im Laufe dieses Jahrhunderts scheinen jedoch die Quellen für Massenverluste die Quellen für Massenzuwachs zu überwiegen, so dass ein anhaltend positiver Meeresspiegelbeitrag erwartet werden kann. Diese FAQ fasst aktuelle Forschung zu diesem Thema zusammen und liefert indikative Größen für die verschiedenen Meeresspiegelbeiträge Ende des Jahrhunderts (2081–2100 gegenüber 1986–2005) aus dem Gesamtbericht, die als Zwei-Drittel-Wahrscheinlichkeitsbereich über alle Emissionsszenarien angegeben sind.

Im Verlauf von Jahrtausenden transportiert die langsame horizontale Fließbewegung eines Eisschildes Masse aus Gebieten mit Nettoakkumulation (im Allgemeinen die hohen Lagen im Landesinneren) hin zu Gebieten mit Nettoverlust (im Allgemeinen die tiefliegenden Randzonen und die Küstenlinie). Zurzeit verliert Grönland ungefähr die Hälfte seiner akkumulierten Eismasse über Ablation an der Oberfläche, die andere Hälfte über das Kalben von Eisbergen. Die Antarktis hingegen verliert nahezu ihr gesamtes akkumuliertes Eis durch Kalben und durch submarine Schmelzprozesse entlang der Schelfeiskanten. Schelfeise schwimmen, daher hat ihr Abschmelzen nur einen vernachlässigbaren Effekt auf den Meeresspiegel. Sie können den Meeresspiegel jedoch indirekt über Änderungen der Massenbilanz des sie speisenden Eisschildes beeinflussen (siehe unten).

Einige Untersuchungen mit Satellitendaten aus der Radaraltimetrie legen nahe, dass der Schneefall in der Ostantarktis zugenommen hat, aber neuere Atmosphärenmodellierungen sowie Satellitenmessungen von Schwerkraftänderungen zeigen keine signifikante Zunahme. Diese scheinbare Widersprüchlichkeit könnte ihre Ursache darin haben, dass relativ schwache Langzeittrends von den stark ausgeprägten Schwankungen des Schneefalls von Jahr zu Jahr verdeckt werden. Projektionen weisen auf eine beträchtliche Zunahme des antarktischen Schneefalls im 21. Jahrhundert hin, vor allem weil eine wärmere Atmosphäre in der Lage wäre, mehr Feuchtigkeit in die Polarregionen zu transportieren. Regionale Änderungen der atmosphärischen Zirkulation spielen wahrscheinlich eine untergeordnete Rolle. Dieser Prozess trägt laut Projektionen für den gesamten antarktischen Eisschild zu einem Absinken des Meeresspiegels zwischen 0 und 70 mm bei.

Zurzeit sind die Lufttemperaturen in der Umgebung der Antarktis zu niedrig für nennenswerte Massenverluste über Ablation an der Oberfläche. Feld- und Satellitenbeobachtungen zeigen jedoch einen verstärkten

Eisabfluss in einigen begrenzten Küstengebieten, der sich in einer sinkenden Eisoberfläche äußert. Diese Gebiete (Pine Island- und Thwaites-Gletscher in der Westantarktis, sowie Totten- und Cook-Gletscher in der Ostantarktis) liegen alle in kilometertiefen Gräben im Felsuntergrund in Richtung der äußeren Kante des antarktischen Festlandssockels. Es wird angenommen, dass der erhöhte Abfluss durch regionale Änderungen der Ozeanströmung ausgelöst wurde, die wärmeres Ozeanwasser in Kontakt mit aufschwimmendem Schelfeis brachten.

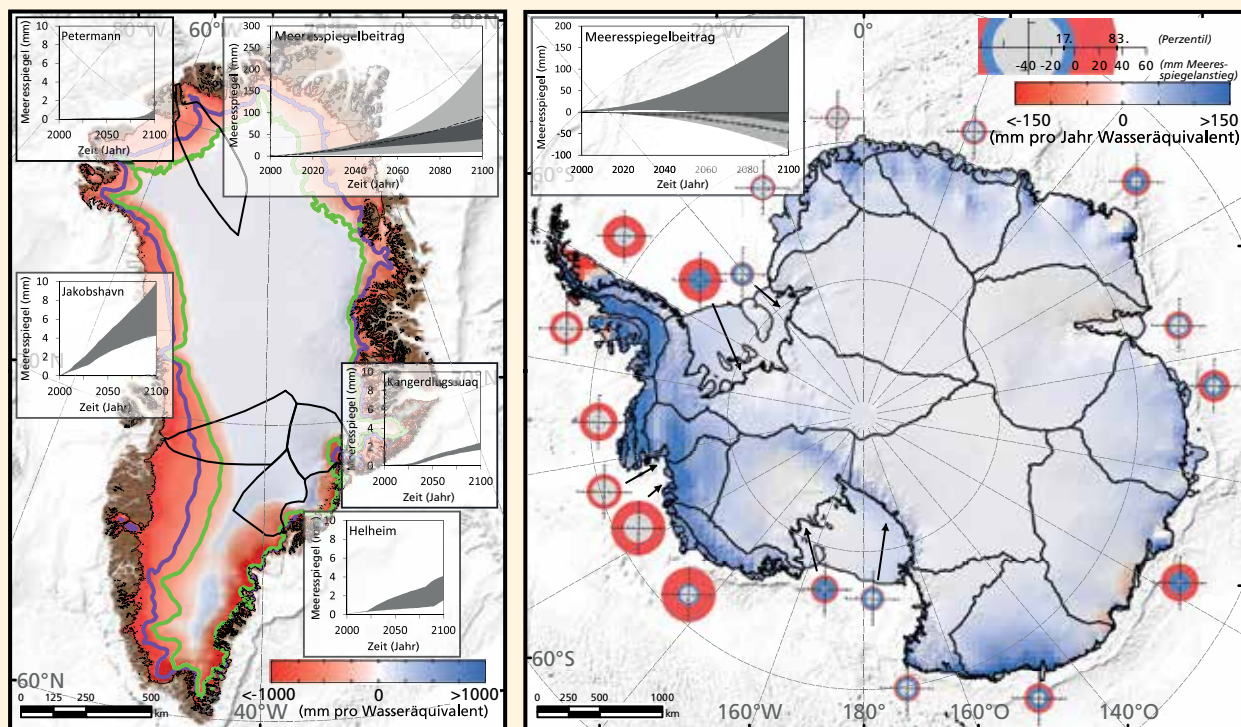
Für die weiter nördlich gelegene antarktische Halbinsel existieren gut dokumentierte Aufzeichnungen eines Schelfeiskollapses, der mit der verstärkten Oberflächenschmelze aufgrund der atmosphärischen Erwärmung über die letzten Jahrzehnte in Zusammenhang zu stehen scheint. Die darauffolgende Verringerung der Eismächtigkeit der Gletscher, die diese Schelfeise speisen, hatte einen positiven, wenn auch geringen Effekt auf den Meeresspiegel, wie dies auch bei zukünftigen Ereignissen dieser Art auf der Halbinsel der Fall sein wird. Regionale Projektionen atmosphärischer Temperaturänderungen im 21. Jahrhundert legen nahe, dass dieser Prozess wahrscheinlich nicht die Stabilität der großen Schelfeisgebiete sowohl der West- als auch der Ostantarktis beeinflussen wird, obwohl diese aber durch zukünftige ozeanische Änderungen gefährdet sein können (siehe unten).

Schätzungen über den Beitrag der antarktischen Eisschilde zum Meeresspiegel in den vergangenen Jahrzehnten variieren stark; allerdings wurden in letzter Zeit große Fortschritte dabei erzielt, die Beobachtungen miteinander in Einklang zu bringen. Es gibt starke Hinweise darauf, dass der erhöhte Abfluss (vor allem aus der Westantarktis) zurzeit jede Zunahme der Schneeakkumulation (vor allem in der Ostantarktis) überwiegt, was eine Entwicklung in Richtung ansteigenden Meeresspiegels nahelegt. Bevor verlässliche Projektionen für den Abfluss im Laufe des 21. Jahrhunderts mit größerer Sicherheit erstellt werden

können, müssen zunächst die Modelle, die den Eisabfluss simulieren, verbessert werden. Dies gilt vor allem für jegliche Änderungen entlang der Aufsetzlinie, die das auf dem Untergrund aufliegende Inlandeis vom schwimmenden Schelfeis trennt, sowie für Wechselwirkungen zwischen Schelfeis und Ozean. Das Konzept der „Instabilität mariner Eisschilde“ beruht auf der Vorstellung, dass der Abfluss eines unterhalb der Meeresoberfläche auf Fels gegründeten Eisschildes sich erhöht, wenn das Eis an der Aufsetzlinie dicker ist und dadurch schneller fließt. Fällt der Felsuntergrund in Richtung des Eisschildinneren ab, entsteht dadurch ein Teufelskreis erhöhten Abflusses, der dazu führt, dass das Eis an der Aufsetzlinie dünner wird und aufzuschwimmen beginnt. Die Aufsetzlinie zieht sich folglich in Richtung des dickeren Eises hangabwärts zurück, das wiederum den Eisausstoß weiter verstärkt. Dieser Rückkopplungsmechanismus könnte potenziell zu einem sehr schnellen Verlust von Teilen des Eisschildes führen, wenn sich die Aufsetzlinien entlang von

Rinnen und Becken zurückziehen, die in Richtung des Eisschildinneren tiefer werden.

Der zukünftige Klimaantrieb könnte einen solchen instabilen Zusammenbruch auslösen, der sich dann unabhängig vom Klima weiter fortsetzen kann. Dieser potenzielle Kollaps könnte sich in einzelnen Senken des Felsuntergrunds der Westantarktis und Gebieten der Ostantarktis über mehrere Jahrhunderte entwickeln. Viele Forschungsarbeiten konzentrieren sich darauf zu verstehen, wie wichtig dieses theoretische Konzept für diese Eisschilde ist. Der Meeresspiegel könnte steigen, wenn die Effekte der marinen Instabilität zum Tragen kommen, aber zurzeit sind die Belege nicht ausreichend, um Vorboten für einen solchen instabilen Rückzug eindeutig zu identifizieren. Es wird projiziert, dass Abflussänderungen bis zum Jahr 2100 zwischen -20 (entspricht einem Absinken) und 185 mm zum Meeresspiegelanstieg beitragen, obwohl die ungewisse Auswirkung der Instabilität mariner



FAQ 13.2, Abbildung 1 | Veranschaulichende Zusammenfassung der projizierten Änderungen der Oberflächenmassenbilanz (*surface mass balance*, SMB) und Abflussraten bis zum Jahr 2100 für Eisschilde in (a) Grönland und (b) der Antarktis. Die Farben in der Karte beziehen sich auf projizierte Änderungen der Oberflächenmassenbilanz zwischen Anfang und Ende des 21. Jahrhunderts unter Verwendung des regionalen atmosphärischen Klimamodells RACMO2 unter Annahme der zukünftigen Erwärmungsszenarien A1B (Antarktis) und RCP4.5 (Grönland). Für Grönland sind die durchschnittlichen Lagen der Gleichgewichtslinien während dieser beiden Zeitabschnitte jeweils in lila und grün dargestellt. Eisschildergrenzen und Aufsetzlinien sind als schwarze Linien dargestellt, ebenso wie Eisschildsektoren. Für Grönland sind die Ergebnisse von Fließlinienmodellen für vier große Auslassgletscher eingefügt, während für die Antarktis die farbigen Ringe die projizierte Abflussänderung auf Basis einer probabilistischen Extrapolation beobachteter Trends darstellen. Der äußere und innere Radius eines jeden Ringes zeigt jeweils die obere und untere Grenze des Zwei-Drittel-Wahrscheinlichkeitsbereichs eines Beitrags (Legende oben rechts); rot bedeutet Massenverlust (Anstieg des Meeresspiegels), blau Massenzunahme (Absinken des Meeresspiegels). Schließlich ist der Beitrag der einzelnen Eisschilde zum Meeresspiegelanstieg aufgezeigt (über den Karten eingefügt), wobei sich Hellgrau auf die Oberflächenmassenbilanz (das Modellexperiment, das für die Erstellung der SMB-Karte genutzt wurde, ist als gestrichelte Linie dargestellt) und Dunkelgrau auf den Abfluss bezieht. Alle Projektionen basieren auf dem Zwei-Drittel-Wahrscheinlichkeitsbereich über alle Szenarien.

FAQ 13.2

Eisschilde diese Zahl um mehrere Dezimeter erhöhen könnte. Insgesamt scheint verstärkter Schneefall den durch erhöhten Abfluss verursachten Meeresspiegelanstieg nur teilweise auszugleichen.

In Grönland überwiegt der Massenverlust durch verstärkte Oberflächenablation und Abfluss einen möglichen jüngsten Trend zu verstärkter Akkumulation im Inland. Seit den frühen 1990er Jahren hat sich der geschätzte Massenverlust durch Oberflächenablation verdoppelt. Man erwartet, dass sich dieser Trend über das nächste Jahrhundert fortsetzt, wenn immer größere Teile des Eisschildes über längere Zeit Oberflächenablation ausgesetzt sind. Tatsächlich legen Projektionen für das 21. Jahrhundert nahe, dass zunehmender Massenverlust eine schwach zunehmende Akkumulation überwiegen wird. Das erneute Gefrieren von Schmelzwasser innerhalb der Schneedecke hoch oben auf dem Eisschild bietet einen wichtigen (wenn auch vielleicht zeitlich begrenzten) dämpfenden Effekt auf den Zusammenhang zwischen atmosphärischer Erwärmung und Massenverlust.

Obwohl die beobachtete Reaktion von Auslassgletschern sowohl vielschichtig ist als auch höchst unterschiedlich ausfällt, hat das Kalben vieler großer grönländischer Auslassgletscher während des letzten Jahrzehnts erheblich zugenommen und stellt einen nennenswerten zusätzlichen Massenverlust dar. Dies scheint mit dem Eindringen von warmem Wasser in die Küstengewässer rund um Grönland zusammenzuhängen. Es ist jedoch nicht klar, ob dieses Phänomen Ausdruck einer innerdekadischen Schwankung ist, wie zum Beispiel der Nordatlantischen Oszillation (NAO), oder einen Langzeittrend darstellt, der mit der Erwärmung aufgrund von Treibhausgasen zusammen-

hängt. Es ist daher schwierig, seine Auswirkung auf den Abfluss im 21. Jahrhundert zu projizieren, wenn gleich dies die offensichtliche Sensitivität des Abflusses gegenüber der Ozeanerwärmung unterstreicht. Der Einfluss von mehr Oberflächenschmelzwasser auf die Gleiteigenschaften des Eisschildbettes sowie die Fähigkeit des wärmeren Eises, sich leichter zu verformen, könnten zu schnelleren Fließraten führen, aber der Zusammenhang mit den jüngsten Anstiegen der Abflussraten ist unklar. Es wird projiziert, dass Änderungen der Nettodifferenz zwischen Oberflächenablation und Akkumulation in den Jahren 2081–2100 (gegenüber 1986–2005) zwischen 10 und 160 mm zum Meeresspiegelanstieg beitragen werden, während der gestiegene Abfluss laut Projektionen weitere 10 bis 70 mm ausmachen wird (Tabelle 13.5).

Der grönländische Eisschild hat während der letzten Jahrzehnte zu einem Anstieg des mittleren globalen Meeresspiegels beigetragen, und diese Entwicklung wird sich aller Erwartung nach in diesem Jahrhundert verstärken. Im Gegensatz zur Antarktis sind für Grönland keine großskaligen Instabilitäten bekannt, die einen plötzlichen Meeresspiegelanstieg im Laufe des 21. Jahrhunderts verursachen könnten. Es könnte jedoch ein Schwellenwert existieren, so dass ein weiterer Schwund auf einer Zeitskala von mehreren Jahrhunderten unumkehrbar werden könnte, selbst wenn das Klima innerhalb von Jahrhunderten zu einem vorindustriellen Zustand zurückkehren würde. Auch wenn der Massenverlust durch das Kalben von Eisbergen in zukünftigen Jahrzehnten zunehmen kann, wird dieser Prozess schließlich zum Stillstand kommen, wenn sich die Eisgrenze auf Festgestein oberhalb des Meeresspiegels zurückzieht, wo sich der Großteil des Eisschildes befindet. ■

FAQ 14.1 | Wie beeinflusst der Klimawandel die Monsune?

Monsune sind die wichtigste Art jahreszeitlicher Klimavariation in den Tropen und verantwortlich für einen großen Teil des Jahresniederschlages in vielen Regionen. Ihre Stärke und ihr zeitlicher Verlauf hängen mit dem Feuchtigkeitsgehalt der Atmosphäre, dem Temperaturunterschied zwischen Land und Meer, der Landbedeckung und -nutzung, der atmosphärischen Aerosolfracht sowie mit weiteren Faktoren zusammen. Allgemein werden laut Projektionen die Monsunniederschläge an Intensität zunehmen und größere Gebiete betreffen, da der Wassergehalt der Atmosphäre mit steigender Temperatur zunimmt. Die lokalen Auswirkungen des Klimawandels auf die regionale Stärke und Variabilität der Monsune sind jedoch komplex und ungewisser.

Monsunniederschläge treten auf allen tropischen Kontinenten auf: Asien, Australien, Nord- und Südamerika sowie Afrika. Die Monsunzirkulation wird vom Temperaturunterschied zwischen Meer und Land angetrieben, der mit der Verteilung der Erwärmung durch die Sonne jahreszeitlich schwankt. Die Dauer und Menge der Regenfälle ist abhängig vom Feuchtigkeitsgehalt der Luft und von der Konfiguration und Stärke der atmosphärischen Zirkulation. Auch die regionale Verteilung von Land und Ozean spielen, ebenso wie die Topografie, eine Rolle. So beeinflusst zum Beispiel die Tibetische Hochebene – durch Schwankungen ihrer Schneebedeckung und Oberflächenerwärmung – die Intensität der komplexen asiatischen Monsunsysteme. Dort wo feuchte, auflandige Winde an Gebirgen aufsteigen, wie beispielsweise in Südwestindien, erhöht sich der Monsunniederschlag; auf der Leeseite solcher Gebirge nimmt er ab.

Seit den späten 1970er Jahren nimmt der ostasiatische Sommermonsun aufgrund von Änderungen der atmosphärischen Zirkulation ab und erstreckt sich nicht so weit nach Norden wie früher. Dies führte wiederum zu zunehmenden Dürreperioden in Nordchina, in den Flusstälern des Jangtsekiang weiter im Süden jedoch zu Überflutungen. Im Gegensatz dazu zeigen das indo-australische und das westpazifische Monsunsystem seit Mitte des 20. Jahrhunderts keine kohärenten Trends, werden aber stark von dem Klimaphänomen *El Niño–Southern Oscillation* (ENSO) beeinflusst. In ähnlicher Weise sind die während der letzten paar Jahrzehnte im südamerikanischen Monsunsystem beobachteten Änderungen eng mit der ENSO-Variabilität verbunden. Die Belege für Trends im nordamerikanischen Monsunsystem sind begrenzt, aber es ist eine Tendenz zu stärkeren Regenfällen auf der Nordseite der Hauptmonsunregion beobachtet worden. Für das indische oder das afrikanische Monsunsystem wurden keine systematischen Langzeittrends beobachtet.

Landoberflächen erwärmen sich schneller als Meeresoberflächen, so dass der Kontrast zwischen ihren Oberflächentemperaturen in den meisten Regionen zunimmt. Die Umwälzbewegung der tropischen Atmosphäre verlangsamt sich jedoch im Durchschnitt, wenn sich das Klima erwärmt. Grund dafür sind Gesetzmäßigkeiten der Energiebilanz in der tropischen Atmo-

sphäre. Diese Änderungen der atmosphärischen Zirkulation führen zu regionalen Änderungen der Intensität, der räumlichen Ausbreitung und des zeitlichen Verlaufs des Monsuns. Es gibt eine Reihe anderer Effekte, wie der Klimawandel Monsune beeinflussen kann. Die Oberflächenerwärmung schwankt mit dem Grad der Absorption von Sonnenstrahlung, die wiederum von jeder Landnutzungsänderung beeinflusst wird, die das Reflexionsvermögen (Albedo) der Landoberfläche ändert. Zudem beeinflussen Änderungen der atmosphärischen Aerosolfracht, beispielsweise durch Luftverschmutzung, wieviel Sonnenstrahlung den Erdboden erreicht. Dies kann dazu führen, dass sich die sommerliche Erwärmung der Landoberfläche und damit die Monsunzirkulation verändern. Auf der anderen Seite erwärmt die Absorption von Sonnenstrahlung durch Aerosole die Atmosphäre, wodurch die Verteilung der atmosphärischen Wärme verändert wird.

Am stärksten wirkt sich der Klimawandel auf die Monsune über die mit der Erwärmung der Luft einhergehende Erhöhung des Feuchtigkeitsgehalts der Atmosphäre aus. Dies führt zu einer Zunahme der Gesamtmenge an Monsunniederschlag, selbst wenn die Stärke der Monsunzirkulation abnimmt oder gleich bleibt.

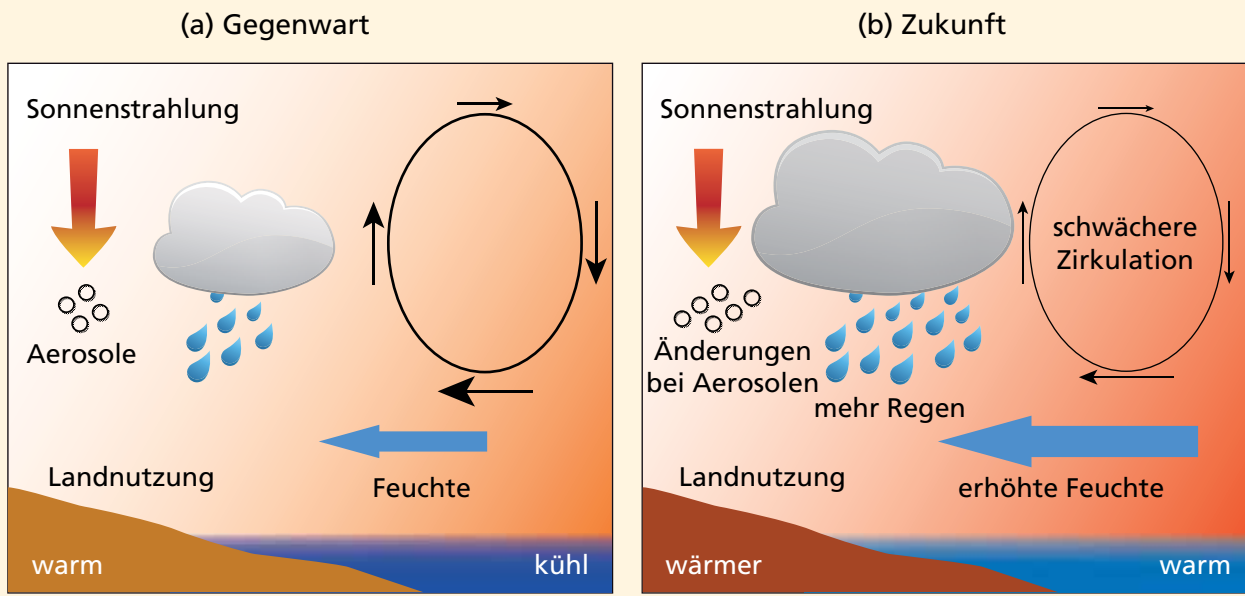
Klimamodellprojektionen für das 21. Jahrhundert zeigen einen Anstieg der gesamten Monsunniederschläge, größtenteils bedingt durch den steigenden Feuchtigkeitsgehalt der Atmosphäre. Laut Projektionen vergrößert sich die Gesamtfläche der von Monsunen betroffenen Gebiete in Verbindung mit der generellen Ausdehnung der tropischen Regionen in Richtung der Pole. Klimamodelle projizieren je nach Szenario einen Anstieg der globalen Monsunniederschläge um 5 % bis circa 15 %. Obwohl die gesamten Monsunniederschläge zunehmen, werden die Monsunregenfälle in manchen Gebieten aufgrund der sich abschwächenden tropischen Windzirkulationen abnehmen. Es ist *wahrscheinlich*, dass die Monsune früher oder zum etwa gleichen Zeitpunkt einsetzen und dass sie später enden, sodass sich die Monsun-saison insgesamt verlängert.

Zukünftige regionale Trends bezüglich der Stärke und des zeitlichen Verlaufs von Monsunen bleiben in vielen

FAQ 14.1

Teilen der Welt unsicher. Schwankungen der Monsune von Jahr zu Jahr werden in vielen tropischen Regionen durch ENSO beeinflusst. Wie sich ENSO in Zukunft verändern und wie sich sein Einfluss auf den Monsun wandeln wird, ist ebenfalls noch unsicher. Allerdings

deutet der projizierte Gesamtanstieg der Monsun-niederschläge auf einen entsprechenden Anstieg des Risikos für Extremniederschlagsereignisse in den meisten Regionen hin. ■



FAQ 14.1, Abbildung 1 | Schematische Darstellung der wichtigsten Wege, auf denen Aktivitäten des Menschen Monsunregenfälle beeinflussen. Erwärmt sich das Klima, nimmt auch der Transport von Wasserdampf vom Meer auf das Land zu, da wärmere Luft mehr Wasserdampf enthält. Dies erhöht auch das Potenzial für Starkregenfälle. Durch die Erwärmung hervorgerufene Änderungen von großräumigen Zirkulationsmustern beeinflussen die Intensität und die Ausdehnung der gesamten Monsunzirkulation. Landnutzungsänderungen und atmosphärische Aerosolfrachten können ebenfalls einen Einfluss darauf haben, wieviel Sonnenstrahlung von Atmosphäre und Landoberfläche absorbiert wird, und dadurch möglicherweise den Temperaturunterschied zwischen Land und Meer vermindern.

FAQ 14.2 | Wie stehen regionale Klimaprojektionen mit Projektionen globaler Mittelwerte in Verbindung?

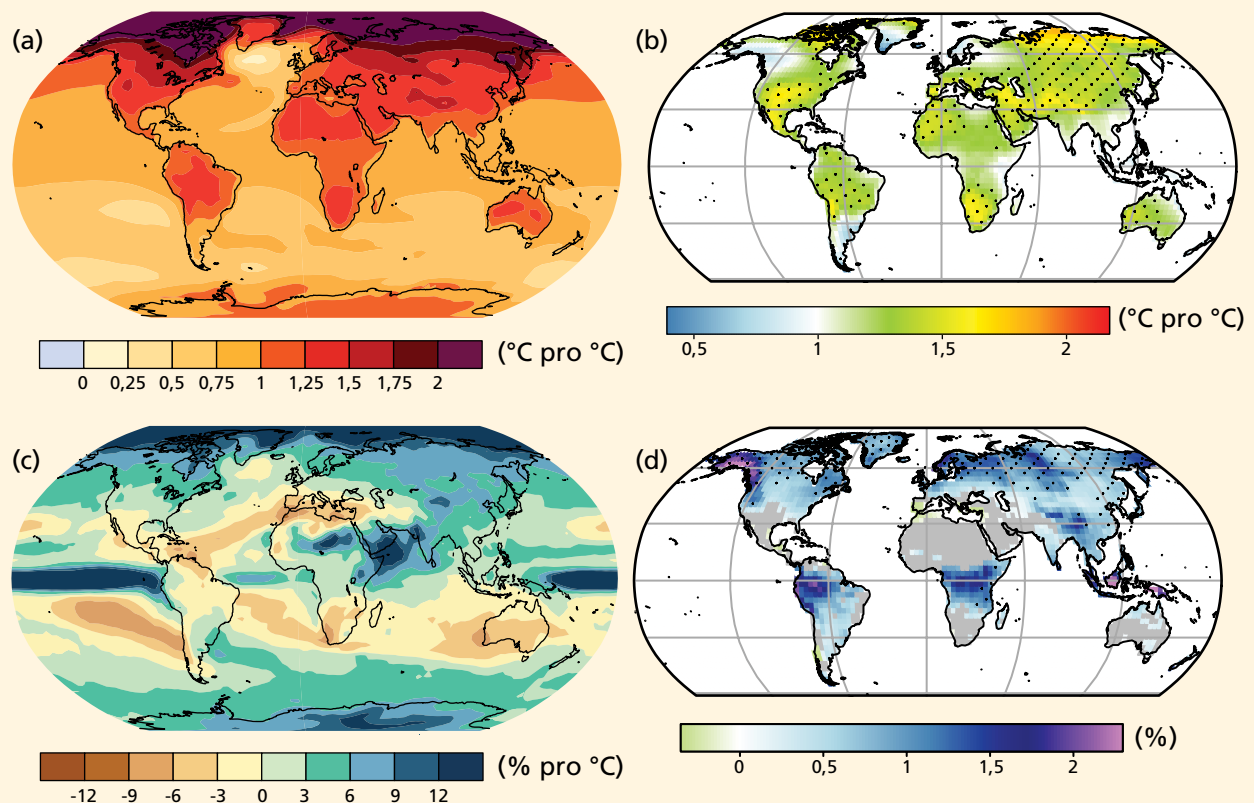
Die Beziehung zwischen regionalen Klimaänderungen und Änderungen globaler Mittelwerte ist komplex. Regionale Klimata hängen stark von der betrachteten Region ab und reagieren deshalb unterschiedlich auf Änderungen von Einflüssen auf der globalen Skala. Faktisch sind Änderungen des globalen Mittelwertes ein geeignetes Maß, um viele unterschiedliche regionale Klimawirkungen zusammenzufassen.

Wärme und Feuchtigkeit sowie deren Veränderungen sind aus mehreren Gründen nicht gleichmäßig über den Globus verteilt:

- Externe Antriebsfaktoren unterscheiden sich räumlich (z.B. hängt die Sonneneinstrahlung vom Breitengrad ab, haben Aerosole ihren Ursprung in lokalen Quellen, ändert sich die Landnutzung regional, usw.).
- Oberflächenbedingungen unterscheiden sich räumlich, zum Beispiel Land/Meer-Gegensätze, Topographie, Meeresoberflächentemperaturen, Bodenwassergehalt.
- Wettersysteme und Meeresströmungen verteilen Wärme und Feuchtigkeit auf der Erde um.

Wettersysteme stehen in Zusammenhang mit regional bedeutsamen Klimaphänomenen wie Monsunen, tropischen Konvergenzzonen, Zugbahnen von Stürmen und wichtigen Ausprägungen von Klimavariabilität (z.B. *El Niño-Southern Oscillation* (ENSO), Nordatlantische Oszillation (NAO), *Southern Annular Mode* (SAM), usw.). Laut Projektionen beeinflussen einige dieser Klimaphänomene nicht nur regionale Erwärmungsmuster, sondern werden auch selbst Änderungen unterworfen sein, was zu weiteren Folgen für regionale Klimata führen kann (siehe Tabelle 14.3).

Projektionen von Änderungen der Oberflächentemperatur- und Niederschlagsänderungen variieren regional stark (FAQ 14.2, Abbildung 1).



FAQ 14.2, Abbildung 1 | Projizierte Änderungen der jährlichen Mittel- und Extremwerte (über Land) der oberflächennahen Lufttemperatur und Niederschläge im 21. Jahrhundert: (a) mittlere Oberflächentemperatur pro $^{\circ}\text{C}$ mittlerer globaler Temperaturänderung, (b) 90. Perzentil der täglichen Höchsttemperatur pro $^{\circ}\text{C}$ mittlerer globaler Höchsttemperatur, (c) mittlerer Niederschlag (in $\%$ pro $^{\circ}\text{C}$ mittlerer globaler Temperaturänderung) und (d) Anteil der Tage, deren Niederschlag das 95. Perzentil übersteigt. Quellen: (a) und (c) projizierte Änderungen der Mittelwerte von 1986–2005 gegenüber 2081–2100 aus CMIP5-Simulationen unter Szenario RCP4.5 (siehe Kapitel 12, Abbildung 12.41); (b) und (d) projizierte Änderungen der Extreme über Land von 1980–1990 gegenüber 2081–2100 (nach Abbildung 7 und 12 von Orlovsky und Seneviratne, 2012).

FAQ 14.2

Verstärkte oberflächennahe Erwärmung wird für die kontinentalen Regionen der hohen Breiten und über dem arktischen Ozean projiziert, während die Änderungen über anderen Ozeanen und in niedrigeren Breiten näher am globalen Mittel liegen (FAQ 14.2, Abbildung 1a). Die Erwärmung im Bereich der Großen Seen in Nordamerika fällt in den Projektionen beispielsweise um 50 % höher aus als im globalen Mittel. Ähnliche starke regionale Abweichungen gibt es bei den projizierten Änderungen stärkerer Extremtemperaturen (FAQ 14.2, Abbildung 1b). Aufgrund der Beeinflussung durch Klimaphänomene wie beispielsweise den Monsun und die tropischen Konvergenzonen variieren projizierte Niederschlagsänderungen regional noch stärker als Temperaturänderungen (FAQ 14.2, Abbildung 1c/d). Für äquatornahe Breitengrade werden erhöhte mittlere Niederschläge projiziert, während für die polwärts liegenden Randbereiche der Subtropen verminderte mittlere Niederschläge projiziert werden. Für die höheren Breiten wird ein Anstieg der mittleren Niederschläge und insbesondere eine Zunahme der Extremniederschläge durch außertropische Tiefdruckgebiete projiziert.

Die Polarregionen veranschaulichen die Komplexität der Prozesse, die an regionalem Klimawandel betei-

ligt sind. In Projektionen steigt die Erwärmung der Arktis stärker an als das globale Mittel – hauptsächlich, weil das Schmelzen von Eis und Schnee einen regionalen Rückkopplungsprozess verursacht, indem es mehr Absorption von Sonnenstrahlung zulässt. Dies erzeugt weitere Erwärmung, die wiederum zu vermehrtem Schmelzen von Eis und Schnee führt. Über dem antarktischen Kontinent und den umgebenden Ozeanen ist die projizierte Erwärmung jedoch weniger ausgeprägt, was zum Teil an einem stärkeren positiven Trend des *Southern Annular Mode* liegt. Angetrieben durch die kombinierten Effekte von stratosphärischem Ozonverlust über der Antarktis und den mit erhöhten Treibhausgaskonzentrationen verbundenen Änderungen der Temperaturstruktur der Atmosphäre haben sich die Westwinde über den südlichen Ozeanen der mittleren Breiten in den letzten Jahrzehnten verstärkt. Diese Änderung des SAM wird von Klimamodellen gut abgebildet und sorgt für eine Reduzierung des atmosphärischen Wärmetransports zum antarktischen Kontinent. Trotzdem erwärmt sich die antarktische Halbinsel immer noch rapide, da sie sich weit genug nach Norden erstreckt, um von den warmen Luftmassen des Westwindgürtels beeinflusst zu werden. ■

