

Klaus Heine

# Klimawandel – Was lehrt die Paläoklimaforschung?

## Vorbemerkung

Dieser Beitrag zum gegenwärtigen Stand der Paläoklimaforschung und zur Problematik der Klimavorhersage beruht auf Recherchen, die der Autor in seinem Buch *Das Quartär in den Tropen, eine Rekonstruktion des Paläoklimas* (Fn. 9) ausführlich darlegt. Im Interesse einer besseren Lesbarkeit werden Zitate auf das Notwendigste beschränkt. Der Autor dankt Herrn Dr. Gerd Uhlmann (Dresden) und Herrn Prof. Wolf Görner (Berlin) für konstruktive Beiträge zum Manuskript.

## Einleitung

Die Beschäftigung mit dem Klimawandel in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft war bis vor Jahrzehnten die Domäne der Wissenschaften, die geowissenschaftliche und historische Fakten für ihre Analysen nutzen.<sup>1</sup> In der heutigen Debatte zum Klimawandel sind vor allem Disziplinen vertreten, die Szenarien der zukünftigen Klimaentwicklung als Darstellung mehrerer möglicher Prognosen aufgrund von Modellierungen vornehmen; Modelle dienen dabei zur Beherrschung komplexer Systeme.<sup>2</sup>

Nur wenige wissenschaftliche Schöpfungen hatten einen größeren Einfluss auf die öffentliche Meinung und das politische Handeln als Computer-Modelle des irdischen Klimas. Diese haben in den letzten Jahrzehnten weltweit den wissenschaftlichen und politischen Konsens geprägt, dass *global warming*

---

1 Z. B. Hubert H. Lamb, *Climate: Present, Past and Future*, Vol. 2: *Climatic History and the Future*, London 1977; Paul Woldstedt, *Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs*, Band 1, 2 und 3, Stuttgart 1961, 1958, 1965; Hermann Flohn, *Das Problem der Klimaänderungen in Vergangenheit und Gegenwart*, Darmstadt 1985.

2 Z. B. Sonia I. Seneviratne u. a., »The many possible climates from the Paris Agreement's aim of 1.5 °C warming«, in *Nature* 558 (2018), S. 41–49.

eine ernste Gefahr ist. Es gibt eine große Anzahl verschiedener Modelle und Modell-Generationen (Abb. 1). Eine knappe Übersicht gibt der Bericht des *Intergovernmental Panel on Climate Change* (IPCC).<sup>3</sup> Eine Grundannahme ist, dass seit ca. 1950 CE (Common Era / n. Chr.) die globale Erwärmung, die eindrucksvoll durch das weltweite Abschmelzen der Gletscher sichtbar wird und den Geowissenschaftlern seit Ende des 19. Jahrhunderts bekannt ist, hauptsächlich *man-made* ist, d. h. durch die Emission von CO<sub>2</sub> verursacht wird. CO<sub>2</sub> wird durch die Verbrennung fossiler Energieträger der Atmosphäre zugeführt und wird – so die Annahme der Klimamodellierer – bei weiterem Anstieg in diesem Jahrhundert ein neues Energiegleichgewicht des Systems Erde-Atmosphäre schaffen, das zu einer menscheitsbedrohenden globalen Erwärmung führt. Die Modellierer nehmen an, dass der CO<sub>2</sub>-Anstieg der Erwärmung voraneilt.<sup>4</sup> Die Paläoklimaarchive belegen das Gegenteil: Es besteht eine Verzögerung von 10<sup>2</sup> bis >10<sup>3</sup> Jahren zwischen ansteigenden Temperaturen und steigendem CO<sub>2</sub>-Gehalt in der Atmosphäre.<sup>5</sup>

Umwelt- und Klimaszenarien der Vergangenheit und Zukunft, die auf Computer-Modellierungen basieren, spiegeln Annahmen wider – ob sie richtig sind, ist nicht bekannt.<sup>6</sup> Die Natur ist jedoch so komplex, dass sie nicht ohne Weiteres in Formeln, die die natürlichen Systeme wiedergeben sollen, gefasst werden kann. Viel zu wenig ist darüber bekannt, welche Faktoren z. B. im Quartär Klimaänderungen, Klimaschwankungen und Klimafluktuationen bewirkt haben. Klimamodelle werden angepasst, um den Fakten zu entsprechen. Klimamodellierer benutzen dabei mathematische Formulierungen (Paramete-

---

3 IPCC (2013), *Summary for Policymakers*, in Thomas Stocker u. a. (Hg.), *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge / New York 2013. IPCC-Modelle sollten ersetzt werden durch: *Earth system models* (ESMs); sie simulieren physikalische, chemische und biologische Prozesse, die dem Klima unterliegen, und sie sind die komplexesten in der Hierarchie der Modelle, die die gegenseitige Beeinflussung von Atmosphäre – Land – Ozean – Meer – Eis berücksichtigen.

4 Im HAPPI Report (*Half a degree Additional warming, Prognosis and Projected Impacts*) steuert die »wissenschaftliche Gemeinschaft« gezielte wissenschaftliche Beiträge zum IPCC 1.5°C-Sonderbericht bei; dort heißt es sogar: »Es ist eine sehr gut gesicherte Erkenntnis der Klimaforschung, dass die globale Mitteltemperatur quasi-linear mit den kumulativen CO<sub>2</sub>-Emissionen steigt.« Carl-F. Schleußner u. a., *Klimafolgen bei 1,5°C und 2°C – Ergebnisse des HAPPI-DE Konsortiums*, Geesthacht 2018. S. 3 ff.

5 Ryu Uemura u. a., »Asynchrony between Antarctic temperature and CO<sub>2</sub> associated with obliquity over the past 720,000 years«, in *Nature Communication* 9/961 (2018), S. 1–11.

6 Paeth Heiko, »Klimamodellierung – Probleme, Errungenschaften, aktuelle Herausforderungen«, in *GMIT* 72 (2018), S. 8–20.

risationen), um Prozesse zu beschreiben, die wegen ihrer Größe und Komplexität nicht gelöst oder aber schlichtweg nicht verstanden werden können.

Können die Erkenntnisse aus der (eiszeitlichen) Klimageschichte, die während der letzten ca. zwei Millionen Jahre große und kleine Klimaschwankungen und Klimafluktuationen kannte, lehren, worauf sich die Menschheit einstellen muss?

Die Paläoklimaforschung führt zu Erkenntnissen des eiszeitlichen, nach-eiszeitlichen und gegenwärtigen Klimawandels anhand von Beobachtungen und Messungen, denn die Natur selbst »erzählt« uns<sup>7</sup>, wie sie funktioniert.

In diesem Beitrag soll dargelegt werden, warum nach Ansicht des Autors die Klimapolitik weltweit bei ihren Entscheidungen stärker die paläoklimatischen Fakten als die modellierten Szenarien berücksichtigen sollte. Modelle kommen und gehen, aber gute Datensätze bestehen für immer. Alle in den letzten Jahren erzielten neuen Erkenntnisse finden bisher keine Berücksichtigung in den Klimamodellierungen des IPCC.<sup>8</sup>

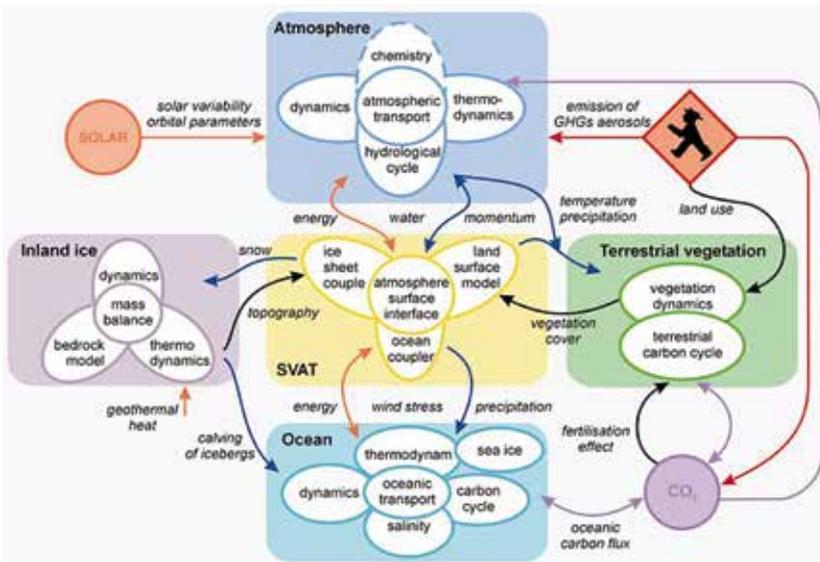


Abb. 1: Die Struktur des CLIMBER-Modells, ein Beispiel für ein Erd-System-Modell mittlerer Komplexität. Andeutungsweise wird die Komplexität der irdischen Systeme sichtbar. Quelle: <http://wiki.bildungsserver.de/klimawandel/index.php/Datei:Modellstruktur> (30.6.2019).

<sup>7</sup> Hans Cloos, *Gespräch mit der Erde. Welt- und Lebensfahrt eines Geologen*, München 1936.

<sup>8</sup> IPCC 2013 (Fn. 3).

Im Folgenden wird ein knapper Überblick über ›große‹ und ›kleine‹ Klimaänderungen gegeben, die während des Quartärs (Eiszeitalter, umfasst die letzten ca. 2,6 Millionen Jahre) das irdische System prägten. Die Kenntnisse sind das Ergebnis der wissenschaftlichen Bearbeitung der Paläoklimaarchive sowie deren Deutung und Folgerungen für die Klimadiskussion.<sup>9</sup>

## Paläoklimaarchive

Paläoklimaarchive müssen kritisch betrachtet werden und lassen sich z. T. schwierig deuten. Das irdische klimatische System beinhaltet variable Einflussfaktoren mit dimensionsverschiedenen Veränderungszeiträumen. Die Variablen können in der Größenordnung von Jahren (z. B. Packeis) bis zu vielen Jahr-millionen (z. B. Konfiguration der Erdkruste) variieren.<sup>10</sup>

Lange Perioden können sich gegenseitig oder kürzer periodische die länger periodischen Variablen überlagern. Hinzu kommt die Autovariation des Zirkulationssystems der Atmosphäre, das auf einen gleichen Anstoß für das Gesamtsystem durch eine Umstellung in sich, d. h. im eigenen System, an unterschiedlichen Orten Veränderungen mit unterschiedlicher Tendenz verursachen kann.<sup>11</sup>

Das Verständnis von zukünftigen Klimaänderungen hängt von der Kenntnis vergangener Schwankungen im Klimasystem ab. Zuverlässige Messreihen von Klimadaten aus wenigen Regionen der Erde decken lediglich die letzten 150 Jahre ab, sodass nur ein ganz schmales Fenster der Klimageschichte zugänglich ist. Die Analyse verschieden langer und unterschiedlich weit zurückreichender Klimaschwankungen basiert auf grundverschiedenen Informationen über die Fakten von Klimaänderungen und über die möglichen Einflussfaktoren, die in der Natur in verschiedenen Systemen verfügbar sind. Diese Systeme heißen *Klimaarchive* und werden von der Klimaforschung seit vielen Jahren erfolgreich untersucht und ausgewertet. Damit ein System als Archiv geeignet ist, müssen Informationsträger aus dem Klimasystem regelmäßig aufgezeichnet und dauerhaft gespeichert werden.

---

9 Klaus Heine, *Das Quartär in den Tropen, eine Rekonstruktion des Paläoklimas*, Heidelberg 2019.

10 Joachim Blüthgen, *Allgemeine Klimageographie*, 3. Aufl., bearbeitet von W. Weischet, Berlin 1980, S. 708.

11 Blüthgen, *Klimageographie* (Fn. 10), S. 708.

Tab. 1: Klimaarchive (nach Negendank 2001).<sup>12</sup>

<b>Klima – Definition:</b>	
Langzeitverhalten atmosphärischer Größen in globaler Verteilung – Mittelung >30 Jahre – heute: jenseits der Wettervorhersage	
<b>Was wird gemessen?</b>	
seit ca. 150 Jahren	<b>Meteorologische Messwerte</b> Temperatur, Niederschlag, Feuchtigkeit etc.
seit ca. 3000 Jahren (lückenhaft, zufällig, Extremereignisse)	<b>Historische Aufzeichnungen über</b> Fluten, Dürren, Kälteperioden (zugefrorene Seen), Winterstrenge u. a. m., z. B. Temperaturverlauf seit 1100 CE
von heute in die Erdgeschichte zurück in verschiedenen Archiven mit Auflösung von 1, 10, 100 Jahren (→ Millionen Jahre)	<b>Proxy- bzw. Stellvertreterdaten</b> Proxys für Niederschlag, Temperatur etc. in verschiedenen Archiven; über Multiproxy-Parameter-Netzwerke erfolgt die Ableitung von Klimadaten
<b>Klima-Archive</b>	
(alle »geo-biowissenschaftlichen« Mess-Instrumente in allen Klimaarealen)	Baumringe, Speläotheme, Eis, Korallen, See- und Meeresedimente etc.

Tab. 2: Klimaarchive (nach Negendank 2001).<sup>13</sup>

Archiv	Messgröße	Klimaindikation	Altersbestimmung
Baumringe	$\delta^{13}\text{C}$	Niederschlag, Temperatur	Zählungen (Jahrringe) $\delta^{14}\text{C}$ Radio-kohlenstoff-datierung
	$\delta^{18}\text{O}$	Niederschlag, Temperatur	
	$\delta^2\text{H}$	Niederschlag, Temperatur	
	Ringbreitenindex	Niederschlag, Temperatur	
Eiskerne	Cl, Na	Marine Salzaerosole	Zählungen (Jahreslagen)
	$\text{Ca}^{2+}$	Mineralaerosole	
	$\text{SO}_4^{2-}$	Vulkan. Emissionen	
	$\text{NH}_4$	Biomasse	
	$\text{CO}_2$	Atmosphäre	
	$\delta^{18}\text{O}$	Niederschlag	
	Warven-dicke	Niederschlag, Temperatur	
		Verdunstung, Wind	
		Windrichtung	
		Atmosphäre	
		Vegetation + Anthropogeneffekte	
		Atmosphäre + Anthropogeneffekte	
		Niederschlagsverteilung	
		Zählungen (Warven)	

12 Jörg F. W. Negendank, »Klima im Wandel: Die Geschichte des Klimas aus geobio-wissenschaftlichen Archiven«, in Wolfgang Schluchter u. a. (Hg.), *Klima im Wandel – Eine disziplinüberschreitende Herausforderung*, in Brandenburgische Technische Universität Cottbus (Hg.), *Aktuelle Reihe* 10 (2001), S. 32–38.

13 Ebd.

Lakustrine Sedimente	Pollenverteilung	Niederschlag, Temperatur	Zählungen (Warven) Aufzeichnungen
	$\delta^{13}\text{C}$	Niederschlag, Temperatur	
	Sonnenflecken	Sonnenzyklen	
Solare Größen	Niederschlag	Niederschlag	Aufzeichnungen
Meteorologie	Temperatur	Temperatur	Aufzeichnungen Zählungen
	Wind	Wind	
	Laminaedicke/ $\delta^{18}\text{O}$	Niederschlag	
Speläotheme / Höhlensinter	Eisbedeckungen, Ernteberichte, Handel, Extrem-Ereignisse (Dürre, Flut)	Temperatur, Niederschlag, Wind	Historische Dokumente
Historische Aufzeichnung	$\delta^{18}\text{O}$ , $\delta^{13}\text{C}$ an planktischen und benthischen Foraminiferen, Faunenanalysen (Diatomeen, Radiolarien, Foraminiferen)	SST, SSS, Paläoniederschlags- und Nährstoffverteilung	$\delta^{14}\text{C}$ , Zählungen (Biostratigraphie, Orbitaltuning)
Marine Sedimente	Mg/Ca an planktonischen Foraminiferen	SST, Wassermassenverteilung	
	$\text{U}^k 37$	SST	
	$\delta^{11}\text{B}$ an Foraminiferen	pH	
	Ba/Ca an Foraminiferen	Alkalinität	
	$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$	$\text{pCO}_2$	
	Cd/Ca an Foraminiferen	Nährstoffverteilung	
	Mg/Ca, Sr/Ca an Ostracoden	Temperatur Bodenwasser	
	$\delta^{18}\text{O}$	SST	$\delta^{14}\text{C}$ , Zählungen, U/Th
Korallen	Sr/Ca	SST	$\delta^{14}\text{C}$ , Zählungen, U/Th
	$\delta^{14}\text{C}$	SST	

Legende: SSS – sea surface salinity (Meeresoberflächensalinität), SST – sea surface temperature (Meeresoberflächentemperatur)

Das Ziel von Eiszeitforschung und quartärer Paläoklimatologie ist die Rekonstruktion des Klima- und Landschaftswandels im Quartär.<sup>14</sup> Zu Hilfe genommen werden dafür (a) Klimazeugen, d.h. geologische, geomorphologische, pedologische Erscheinungen, die irgendwie klimabedingt sind (Geoarchive:

<sup>14</sup> Martin Schwarzbach, *Das Klima der Vorzeit. Eine Einführung in die Paläoklimatologie*, Stuttgart 1974.

Sedimente, Verwitterung, Fossilien etc.), (b) physikalische und chemische Methoden (Sauerstoff-Isotopen, Spurengase etc. einschließlich physikalisch-chemischer Datierungsmethoden) und (c) rechnerische Überlegungen (Modelle etc.). Geologische Indikatoren schneller Umweltänderungen bekommen eine immer größere Bedeutung in der Paläoklimatologie und wurden von der IUGS (*International Union of Geological Sciences*) 1996 festgelegt; diese zeitlich hoch auflösenden Indikatoren (<100 a) für katastrophale und langsame, d. h. innerhalb eines Menschenlebens stattfindende Änderungen der Erdoberfläche oder oberflächennahen Bereiche sollen mit anderen Paläoklimaindikatoren, z. B. biologischen, klimatischen, auch sozio-ökonomischen, kombiniert werden, um ein umfassendes Bild der historischen und prähistorischen Umweltbedingungen zu erhalten. 27 Geoindikatoren werden genannt (u. a. Dünen-Bildung und Reaktivierung, Gletscherfluktuationen, Seespiegel- und Salinitätsänderungen, Bodenfrostaktivität).

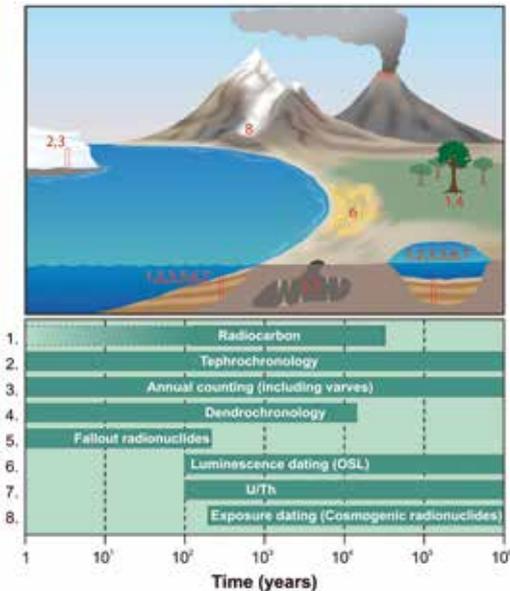


Abb. 2: Quartäre Sedimentation in verschiedenen Environments (Eisschilde, Moränen, Löss, Dünen, Bäume, marine Sedimente, Speläotheme, See-Sedimente) und Datierungsmethoden (einschließlich ihrer Altersreichweite).<sup>15</sup>

Zeitlich hochauflösende Geoarchive treten bei Klima- und Umweltrekonstruktionen immer stärker in den Vordergrund. Jährlich geschichtete Sedimente (z. B. Warven, Baumringe) gestatten, kurzzeitige und schnelle Umweltveränderungen zu erfassen. Moderne Analyse-Techniken erlauben heute sogar, dass

<sup>15</sup> Sébastien Bertrand u. a., »ESF EuroCLIMATE Spring School: Late Quaternary timescales and chronology«, in *PAGES News* 16/3 (2008), S. 36–37.

nicht nur Jahreslagen erfasst und hinsichtlich der Umweltveränderungen gedeutet werden, sondern auch jahreszeitliche (saisonale) Lagen. Damit wird eine Brücke zwischen Proxy-Daten und instrumentellen Aufzeichnungen geschaffen. Da oft nicht sicher ist, ob gebänderte Jahres-Ablagerungen in Seen und im Eis lückenlos und ohne Unterbrechung über Jahrhunderte und Jahrtausende entstanden sind, müssen die Stratigraphien mit anderen Befunden validiert werden. Das gilt auch für sogenannte ›schwimmende‹ Chronologien. Diese stammen von unterschiedlichen Proben von unterschiedlichen Orten. Bei der Korrelierung und Datierung von fluvialen, limnischen, äolischen und marinen Sedimentsequenzen, aber auch von Moorbildungen und in Baumjahresringen spielen vulkanische Ereignisse als ›Zeit-Marker‹ eine bedeutende Rolle.

Die meisten Klimaarchive (z. B. Baumringe, Bohrkern von marinen, terrestrischen und glaziären Ablagerungen) zeichnen nur indirekt die gewünschten Klimainformationen auf. Statistische Methoden werden angewandt, um von den archivierten Charakteristika – den Proxydaten – auf Temperaturen, Niederschläge, Winde, Strahlung etc. zu schließen. Die Qualität der Proxydaten hängt von der Konstanz des aufzeichnenden Prozesses ab. Einerseits können nicht klimatisch bedingte Habitatveränderungen vermeintliche Klimaänderungen vortäuschen oder solche maskieren, andererseits können sich Organismen an langsam verändernde Umweltbedingungen anpassen. Heute besteht die größte Herausforderung der paläoklimatischen Studien in der Integration der aus zahlreichen Paläoumweltarchiven gewonnenen Daten in zeitlich hochauflösenden Analysen, bis hin zu Jahren und Jahreszeiten (Abb. 2). Herkömmliche Standardisierungsverfahren werden benutzt, um beispielsweise biologische Einflüsse (Konkurrenz, Verletzung, Wachstumstrends) aus den Proxydaten herauszufiltern. ›Multiproxy‹-Annäherungen verknüpfen eine ausgewählte Anzahl paläoklima-sensitiver Archive.

Besonders wichtig für Klima- und Umweltrekonstruktionen ist die Einbettung der natürlichen Klimaarchive in den Versuch, ein kohärentes, möglichst zeitlich hoch aufgelöstes Bild der Klima/Umweltgeschichte zu erstellen. Die Eigenarten der einzelnen Umweltarchive machen die Vernetzung zur Herausforderung. Eine verlässliche Kalibrierung der einzelnen Umweltarchive und eine sorgfältige Umwandlung der gewonnenen Daten in Temperatur- und Niederschlagsschätzungen sowie in Umweltrekonstruktionen ist für Europa und Nordamerika sehr detailliert, für die Tropen bisher nur lückenhaft erfolgt.

Die systematische Überführung von Beobachtungen (Klimaproxy) in Modelle ist ein entscheidender Eckpfeiler, wenn es um Modellierungen des Klimas in Vergangenheit, Gegenwart und Zukunft geht. ›Aridität‹ und ›Humidität‹ werden durch komplexe Abläufe von Temperatur und Niederschlag bestimmt, die bedeutenden raum-zeitlichen Schwankungen unterworfen sind. So können

beispielsweise trotz der signifikant geringeren Niederschläge in der nördlichen Sommerregenzone des südlichen Afrika (u. a. Sambia, Zimbabwe, Nord-Botswana) während des Höhepunkts der letzten Eiszeit<sup>16</sup> die Klimabedingungen relativ »humid« sein im Vergleich zu langen Phasen des Holozäns, da die mittleren Jahrestemperaturen im letzteiszeitlichen Maximum (Last Glacial Maximum, im Folgenden LGM) wesentlich geringer (um ~ 5 °C) und die potentielle Evapotranspiration reduziert waren. Auch ist der Einfluss der Temperatur auf die Aridität je nach Klimagebiet variabel: Der Ariditätsindex<sup>17</sup> reagiert sensitiver in trockenen Gebieten auf Niederschlagsschwankungen als in feuchteren Regionen. Gletscherschwankungen bereiten besonders große Schwierigkeiten, da sie nicht allein von einem einzigen Parameter (z. B. der Temperatur) bestimmt werden, sondern von sehr verschiedenen, wie Temperatur, Niederschlag, Strahlungshaushalt/Bewölkung, Wind, Schutt/Staubbedeckung der Eisoberfläche, Relief u. v. a. m. Aber auch Seespiegelschwankungen, Vegetationsänderungen und viele andere terrestrische Paläoklimaarchive lassen sich nur schwer in Parameter überführen, die für Modellierungen brauchbar sind. Zudem liegen aus den tropischen Gebieten oft zeitlich nicht hinreichend auflösende, regional zufällig verstreute Paläoklimaarchive vor; dies wird am PAGES 2k Network<sup>18</sup> (Abb. 3) deutlich, das die letzten 2.000 Jahre berücksichtigt.

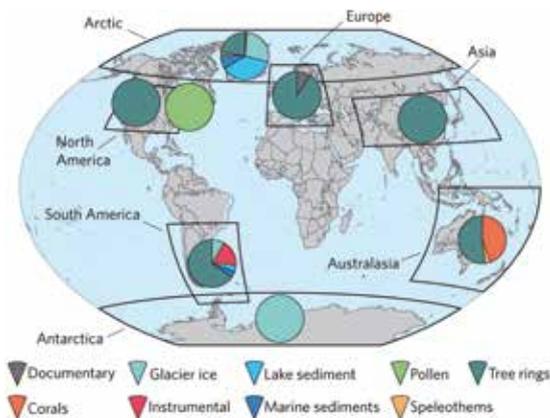


Abb. 3: Das PAGES 2k Network. Die Boxen zeigen im kontinentalen Maßstab die erfassten Regionen. Die Kreisdiagramm-Segmente nennen den Typ der berücksichtigten Proxydaten für die jeweilige Region. Baumringe spielen eine herausragende Rolle. Die Tropen sind stark unterrepräsentiert. Quelle: PAGES 2k. © Karte: Alexander Hermann, Geogr. Inst. Univ. Bern.

16 LGM – last glacial maximum, ~23 – 18 ka BP [ka BP – 1000 Jahre before present].

17 AI, Index zur Trennung von feuchten und trockenen Klimaten bzw. Perioden.

18 PAGES 2k Network, »Continental-scale temperature variability during the past two millennia«, in *Nature Geoscience* 6/5 (2013), S. 339–346.

## Kalt/Warmzeiten (Eis/Glazialzeiten, Interglazialzeiten)

Während der letzten 2,6 Millionen Jahre (im Folgenden Ma) spielten sich dramatische Veränderungen in der Erdgeschichte ab. Im frühen Pliozän vor 5,3 bis 3,6 Ma waren die globalen Durchschnittstemperaturen noch 3–4°C und die Arktis sogar 12°C wärmer als heute – und das bei einem CO<sub>2</sub>-Gehalt der Atmosphäre um 350–420 ppm.<sup>19</sup> Das Ende der pliozänen Wärme kündigte sich bereits vor 3,6 Ma an, und zwar in den hohen wie auch in den niederen Breiten (Tropen). Der Temperaturgradient zwischen Tropen und Außertropen stieg an und die Eisbedeckung der Arktis nahm langsam zu, um etwa eine Millionen Jahre später (ab 2,75 Ma vor heute) rasch anzuwachsen. Damit beginnt das Quartär, auch Eiszeitalter genannt. Das Quartär wird durch markante globale Klimaschwankungen – kalte Glaziale (Kaltzeiten bzw. Eiszeiten) und warme Interglaziale (Warmzeiten) – charakterisiert.

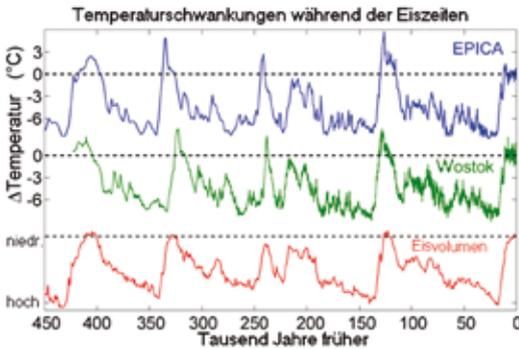


Abb. 4: In der Antarktis beobachtete Temperaturschwankungen dokumentieren den Eiszeit/Warmzeit-Zyklus von 100.000 Jahren. © German Wikipedia user Langexp, CC BY-SA 3.0, <https://commons.wikimedia.org/wiki/index.php?curid=36854278> (30.6.2019).

Im vielfachen Wechsel folgten im Quartär Glaziale und Warmzeiten aufeinander, die weltweit Veränderungen nach sich zogen, die alle Bereiche der physischen Umwelt, also auch die Lebensbedingungen von Tieren und Menschen, beeinflussten. Durch das Anwachsen kilometerdicker Eismassen auf den Kontinenten sank der Meeresspiegel mit jeder Kaltzeit 120 m ab; gesunkener Meeresspiegel, gewaltige arktische und antarktische Schelfeisgebiete, kalte Schmelzwassereinträge und veränderte Küstenlinien mit ausgedehnten Schelfgebieten veränderten die thermohaline Zirkulation (THC) der Weltmeere; das im Vergleich zu heute größere Temperaturgefälle zwischen Tropen und Mittelbreiten verstärkte die allgemeine Zirkulation der Atmosphäre: Die Winde

<sup>19</sup> Dazu sei angemerkt: Am 9. Mai 2013 überschritt die atmosphärische CO<sub>2</sub>-Konzentration auf dem Mauna Loa, Hawaii, zum ersten Mal seit dem Beginn der Nacheiszeit vor 11.700 Jahren den Wert von 400 ppm; im Jahr 2016 überstieg der Wert global 400 ppm.

der Passat- und Westwindzonen nahmen zu, Staub wurde in vegetationsarmen Gebieten ausgeweht, oft über viele tausend Kilometer transportiert und – in Spuren selbst in der zentralen Antarktis – sedimentiert. Infolge kühlerer Temperaturen nahm die Verdunstung über den Weltmeeren ab, was geringere Niederschläge nach sich zog. Die größere Trockenheit ließ die tropischen Regenwälder auf relativ kleine Refugien schrumpfen, und die Wüsten breiteten sich äquatorwärts aus. In den gemäßigten Breiten bildete sich in weiten Teilen Europas, Asiens, Nordamerikas sowie in den Hochgebirgen der niederen Breiten als Folge der stark reduzierten Jahresmitteltemperaturen Permafrost, das heißt ein bis in große Tiefen ständig gefrorener Boden, der während der kurzen eiszeitlichen Sommer an der Oberfläche kaum einen Meter tief auftaute.

Während die Wechsel von Kalt- und Warmzeiten vor über 2,6 Ma einem 23- bis 19-ka-Zyklus folgten, stellte sich zwischen ca. 2,6 und 0,9 Ma ein 41-ka-Zyklus ein und danach ein ca. 100-ka-Zyklus. Diese Wechsel, die auch in den immerfeuchten Tropen deutlich in den Paläoklimasignalen mariner Sedimente gespeichert sind, werden gewöhnlich als nichtlineare Reaktionen des Klimasystems auf kleine zyklische Änderungen des irdischen Orbits zurückgeführt. Wenig Beachtung finden bisher Ansätze, die thermische Diffusionswellen in der Sonne (*resonant thermal diffusion waves*) als Verursacher einbeziehen, was viele Details der Paläotemperatur-records der letzten 5 Ma erklären könnte.<sup>20</sup> Die Kalt- und Warmzeiten des Quartärs sind aufgrund der Sauerstoffisotopen-Schwankungen in marinen Sedimenten nummeriert worden: OIS (*oxygen isotope stage*) bzw. MIS (*marine isotope stage*) 1 (MIS 1) steht für das Holozän, MIS 2 für das letzte Hochglazial (LGM) etc. Ungerade Zahlen kennzeichnen warme (interglaziale, interstadiale), gerade Zahlen kalte Abschnitte. In der Antarktis bildeten sich die ersten Gletscher vor rund 43 Ma. Vor 34 Ma nahm der Eisaufbau zu und beschleunigte sich seit ~14 Ma in beiden Hemisphären.

Um detaillierte Daten über das letzte Interglazial, das Eem (vor 130–115 ka BP), zu erhalten, wurde zwischen 2007 und 2012 das *North Greenland Eemian* (NEEM) *ice drilling*-Projekt ausgeführt.<sup>21</sup> Auf der Basis von stabilen Isotopen des Wassers gipfelten die eemzeitlichen NEEM-Oberflächen-Temperaturen vor 126 ka BP bei 8–4 °C über den mittleren Temperaturen der letzten 1.000 Jahre.

Die letzte Eiszeit (Würm, Weichsel, Wisconsin) umfasst MIS 4 (ca. 71–57 ka BP), MIS 3 (ca. 57–29 ka BP) und MIS 2 (ca. 29–12,7 ka BP). Die letzte Kaltzeit weist zahlreiche Klimaschwankungen auf, die aufgrund der Eisbohrkern-

---

20 Robert Ehrlich, »Solar Resonant Diffusion Waves as a Driver of Terrestrial Climate Change«, in *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 69 (2007), S. 759–766.

21 NEEM Community Members, »Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core«, in *Nature* 493 (2013), S. 489–494.

Daten aus Grönland und der Antarktis hinsichtlich Chronologie, Temperatur, Chemismus der Atmosphäre und vieler anderer Parameter recht gut bekannt sind. Im sog. *last glacial maximum* (LGM, um 23–18 ka BP, letztglaziales Maximum) war der Spiegel der Weltmeere am stärksten abgesenkt (120 m); daraus – und aus anderen Proxydaten – wird auf die maximale globale Vereisung (lau-  
rentischer und fennoskandischer Eisschild, Gebirgsvergletscherungen etc.) geschlossen; im LGM bedeckte Gletschereis weite Gebiete der Nordhemisphäre. Im LGM waren die globalen Temperaturen um 4–5 °C kälter als im 20. Jahrhundert.

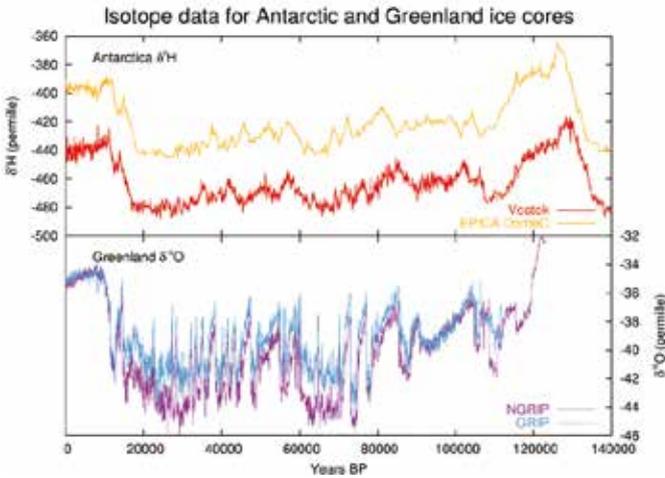


Abb. 5: Vergleich zwischen Temperatur-Proxys aus Eisbohrkernen der Antarktis und Grönland der letzten 140.000 Jahre. Während die Antarktis-Bohrkerne Delta <sup>2</sup>H verwenden, wurde bei den Grönland-Bohrkernen Delta <sup>18</sup>O verwendet. Auffallend sind hier die Dansgaard-Oeschger-Ereignisse in den Grönland-Eisbohrkernen im Zeitraum von 20.000 bis 110.000 BP. Diese Ereignisse sind in den entsprechenden Kernen aus der Antarktis kaum zu erkennen. © Leland McInnes 2006, CC BY-SA 3.0.

Der Übergang vom LGM zum gegenwärtigen Interglazial, dem Holozän, wird als *Pleistocene/Holocene Transition*, *Termination I* (T I) oder Deglaziation (*Deglaciation*) bezeichnet. Er umfasst die Zeit von ~ 18 bis ~ 9 ka BP. Es ist der jüngste Übergang, in dem das Klima von einer glazialen Periode zu einer interglazialen Periode wechselte. *Termination I* wurde durch große Klimaveränderungen in Zeitskalen von Jahrtausenden charakterisiert. Das Ende des LGM wurde durch eine Abkühlung der nördlichen Hemisphäre<sup>22</sup>, eine Schwächung des asiatischen Monsuns, eine Erwärmung über Antarktika und ein Anstieg der atmosphä-

22 Cooling event, Heinrich stadial I, ca. 18–15 ka BP.

rischen  $\text{CO}_2$ -Konzentration gekennzeichnet. Die Hauptphase der Deglaziation (Eisabschmelzen) erfolgte in der Bölling/Alleröd-Zeit mit dem *meltwater pulse 1A* (MWP-1A) vor ca. 14,65–14,3 ka BP. Während des MWP-1A stieg der Meeresspiegel um insgesamt zwischen ca. 8,6 und 14,6 m an.<sup>23</sup> In welchen Inlandvereisungsgebieten eine Instabilität und ein schnelles Abschmelzen der Eisschilde erfolgte (Nordhemisphäre, Südhemisphäre), ist unbekannt. Im zirkum-nordatlantischen Raum wurde die Deglaziation nach der relativ warmen Phase von Bölling/Alleröd durch einen Rückfall in nahezu glaziale Verhältnisse unterbrochen – der Jüngeren Dryaszeit<sup>24</sup> –, bevor die finale Deglaziationsphase, MWP-1B, auftrat. Im zirkumantarktischen Raum fand im *Antarctic cold reversal* (ACR vor ca. 14,7–12,7 ka BP) eine Temperaturumkehr des Erwärmungstrends statt. Diese Klimaänderungen, die es in ähnlicher Ausprägung auch während der *Termination II* vor ca. 136–129 ka BP gab, wurden intensiv hinsichtlich ihrer relativen Zeiten analysiert, um Anhaltspunkte der treibenden Kräfte (*forcings*) und der damit verbundenen Mechanismen zu klären. Schmelzwasserimpulse (Heinrich-Ereignisse) waren vermutlich die *forcings*.

Die Ursachen der globalen Erwärmung zwischen dem LGM und dem Holozän liegen in den zyklischen Veränderungen der Geometrie der Erdbahn (Orbit), doch ein komplexes System von Rückkopplungen bestimmt den Übergang von der Kaltzeit (Glazial) zur Warmzeit (Interglazial) und führt zu bedeutenden Schwankungen. ACR und YD sind Phasen, in denen der Erwärmungstrend unterbrochen wird. Heute werden die *Termination I*-Klimaschwankungen mit Prozessen erklärt, die durch den Abbau der großen nordamerikanischen und nordeuropäischen Eisschilde nach dem LGM zu unterschiedlichen Auswirkungen führten, wie Bildung und plötzliches Auslaufen gewaltiger Eisstauseen (so im Bereich der Großen Seen Nordamerikas), Phasen von schnellem und langsamem Meeresspiegelanstieg, Änderungen der globalen Zirkulationsverhältnisse der Ozeane (bipolare Klimawippe) und der Atmosphäre, Änderungen im Chemismus der Atmosphäre ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{NH}_4$  und andere Treibhausgase) und der Albedo, vulkanische Ereignisse u. v. a. m. Die Rückkopplungen (*feedbacks*) zwischen den einzelnen Parametern sind äußerst komplex und spielen sich in einer Zeit ab, in der sich das *global forcing* ändert (auf der Nordhemisphäre verringert sich die Einstrahlung, auf der Südhemisphäre steigt sie an) und in der das *solar forcing* Schwankungen unterworfen ist.

Weder die Konstellation der Erdbahnelemente, die den quartären Warm-/Kaltzeitrhythmus vorgibt, noch ein *solar forcing*, das für Klimafluktuationen

---

23 Jean Liu u. a., »Sea-level constraints on the amplitude and source distribution of Meltwater Pulse 1A«, in *Nature Geoscience* 9 (2016), S. 130–134.

24 *Younger Dryas*, YD, ca. 12,8–11,7 ka BP.

im Mittel- und Jungholozän verantwortlich ist, erklärt die Klimaschwankungen während des *Termination I*.

Die Nacheiszeit, das *Holozän*, beginnt vor ca. 11.700 Jahren. Das Holozän ist am besten geeignet, Erkenntnisse über zukünftige Klimaänderungen zu gewinnen, da einerseits das *orbital forcing* sehr langsam abläuft und für die kommenden Jahrhunderte kaum Änderungen bringen wird und andererseits die Einflüsse des *solar forcing* auf das Klima und Klimaänderungen gut bekannt sind. Letzteres trifft auch für die anthropogen verursachten Änderungen zahlreicher Klima-beeinflussender Parameter zu, wie Albedo (Veränderung der Erdoberfläche), Chemismus der Atmosphäre, Aerosole, Wasserkreislauf, Chemismus und Verschmutzung der Ozeane. Das Holozän gliedert sich in Früh-, Mittel- und Spät-Holozän, wobei die Grenzen zwischen Früh- und Mittel-Holozän um 8.200 Jahre vor heute und zwischen Mittel- und Spät-Holozän bei 4.200 Jahren vor heute angesetzt werden. Beide Klimaänderungen repräsentieren globale Klimaereignisse, die in zahlreichen marinen, glaziären und terrestrischen Sedimenten belegt sind und kühle und/oder aride Phasen dokumentieren. Die Analyse von physikalischen und chemischen Parametern, die aus grönländischen Eisbohrkernen gewonnen wurden, zeigt die erste markante Erwärmung in der ausgehenden letzten Kaltzeit in der Bölling/Alleröd-Phase vor 14.500 Jahren auf der Nordhemisphäre, während auf der Südhemisphäre der Erwärmungstrend früher eintrat und vom ACR unterbrochen wurde. Beide Klimaereignisse werden in den Eisbohrkernen durch eine plötzliche Änderung der Deuterium-Werte (sie belegen Temperaturänderungen) zusammen mit einer mehr graduellen Änderung der  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (Temperatur-Indikator), der Staub-Konzentration (Ariditäts-Indikator), der Dicke der Jahres-Eisschichten (Niederschlags-Indikator) und verschiedener chemischer Werte angezeigt.

Das frühe Holozän war wärmer als heute. Die europäischen Alpen waren nahezu gletscherfrei, die August-Temperaturen waren in Spitzbergen  $6^\circ\text{C}$  wärmer als heute<sup>25</sup>, die klimatischen Höhenstufen der tropischen Gebirge lagen ca. 200m höher, die polaren Baum- und Waldgrenzen waren um einige hundert Kilometer polwärts verschoben. Seit dem holozänen Klimaoptimum vor ca. 8–5 ka BP wurde es weltweit kühler. In den Randtropen belegen geringere Niederschläge eine äquatorwärtige Verlagerung der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ); das führte u. a. zum Ende der *African Humid Period* (»grüne Sahara«) und zur Austrocknung weiter Bereiche der heutigen Sahara. Dafür war das *orbital forcing* entscheidend verantwortlich, denn das Maximum

---

25 Jan Mangerud und John I. Svendsen, »The Holocene Thermal Maximum around Svalbard, Arctic North Atlantic; molluscs show early and exceptional warmth«, in *The Holocene* 28 (2018), S. 65–83.

der Einstrahlung verschob sich im Spätglazial/Frühholozän von der Nord- zur Südhemisphäre. Die unterschiedliche Verteilung von Land und Meer auf der Erde bewirkte die Verringerung des Insolations-*forcing* und führte zu großräumigen Veränderungen der Ozean-Atmosphäre-*feedbacks* der Tropen. Um 5–4,5 ka BP begann das sogenannte Neoglazial. Das 4,2 ka *event* markiert in zahlreichen Geoarchiven der Tropen und Randtropen den »Wendepunkt«. Veränderungen zeigen sich beim *Indian Ocean Dipole*<sup>26</sup> und beim *El Niño Southern Oscillation* (ENSO) im Pazifik. Ein positiver IOD schwächte den Effekt des ENSO. Im monsonalen Klimasystem des Indischen Ozeans herrschte ein mehr negativer Zustand des IOD ab 4,3 ka BP; im Pazifik begann um 4,2 ka BP eine ENSO-Variabilität mit stärkeren und häufigeren ENSO-Ereignissen. Im afrikanisch-südasiatischen Raum traten (extreme) Trockenphasen auf, die auch die frühen Zivilisationen beeinflussten.<sup>27</sup> Das 4,2 ka *event* war eines der stärksten Klimaereignisse des Holozäns. Die Ursachen sind bisher unbekannt.<sup>28</sup> Im Neoglazial ist die Kleine Eiszeit (*Little Ice Age*, ca. 1350–1850 CE) weltweit die kühlfste Phase. Eine Temperaturkurve der letzten ca. 1.000 Jahre für Europa zeigt bedeutende Schwankungen (Abb. 6).

## Ursachen der Klimaschwankungen

Die großen Klimaschwankungen stehen im Zusammenhang mit der orbitalen Konstellation von Sonne und Erde, nämlich der Exzentrizität der Erdumlaufbahn (~100 ka-Zyklen), der Schiefe der Erdachse (~40 ka-Zyklen) und der Präzession der Erdachse (~23 ka-Zyklen). Es besteht kein Zweifel aufgrund der Daten von terrestrischen, marinen und glaziären Paläoklimaarchiven, dass die quartären Schwankungen des irdischen Klimas (in Zeitskalen von  $>10^3$  bis  $10^5$  Jahren) von den orbitalen Parametern bestimmt werden (Milanković-Zyklen). Die Sommerinsolation in ca. 65° N wird als entscheidendes *forcing* betrachtet, da Auf- und Abbau der nordhemisphärischen Eisschilde die größten Veränderungen zeigen. Der dominante 100 ka-Zyklus resultiert von einer nichtlinearen Reaktion der quartären Eisschilde auf das *orbital forcing*. Es entsteht ein äußerst komplexes Zusammenspiel zahlreicher Faktoren. Jüngst

---

26 IOD, eine Oszillation der Meeresoberflächen-Temperaturen im westlichen und östlichen Indischen Ozean.

27 U. a. Niedergang des Old Kingdom in Ägypten, des Akkadian Empire in Mesopotamien, der Liangzhu-Kultur in China, der Indus-Tal-Zivilisation.

28 »What is the 4.2 ka BP event?«, in *TwoRains Blog*, <https://tworains.wordpress.com/2018/01/30/what-is-the-4-2-ka-bp-event> (20.2.2019).

konnte anhand des kontinuierlichen Stalagmitenwachstums in der chinesischen *Sanbao Cave* (110° 26' E, 31° 40' N) belegt werden, dass die Übergänge von Kalt- zu Warmzeiten (*Terminations*) seit 640 ka BP durch vier oder fünf Präzessionszyklen getrennt sind; dies stützt die Ansicht, dass der 100 ka-Eiszeitzyklus ein Durchschnitt von diskreten Zahlen von Präzessionszyklen ist. Außerdem scheint neben der Präzession auch die Schiefe der Ekliptik (*obliquity*) einen geringen Einfluss auszuüben. Diese Beobachtungen dokumentieren, dass die Insolation wesentlich das Auftreten von Klimaschwankungen in  $10^3$  Jahresskalen bestimmt.

Aufgrund der Erkenntnisse über die Bedeutung des *orbital forcing* für die quartären Klimaschwankungen wird das holozäne *orbital forcing* mit ähnlichen Konstellationen der Erdbahnelemente während früherer Interglazialzeiten verglichen. Wissenschaftler erhoffen sich dadurch Aussagen über die langfristige Klimazukunft (in  $10^3$  bis  $10^4$  Jahr-Zeitskalen). Das MIS 11 (vor ca. 424 – 374 ka BP) und das MIS 19 (vor ca. 787 – 760 ka BP) sind hinsichtlich des *orbital forcing* dem Holozän sehr ähnlich. Eine geringe Exzentrizität führt zu einem schwachen Präzessions-*forcing*. Das MIS 11 ist eine lange Periode von ca. 28 ka; das Holozän, das bisher ca. 12 ka umfasst, könnte demnach – ohne den anthropogenen Einfluss – noch mindestens weitere 12 ka andauern.

Heute wird vermutet, dass die Klimasensitivität der irdischen Systeme wenig bekannt ist und bei Modellierungen zu wenig Berücksichtigung findet. Unter Klimasensitivität werden die Reaktionen der globalen irdischen Mitteltemperatur auf Strahlungseinflüsse und *feedbacks* als Folge der Änderungen der Systeme verstanden oder anders ausgedrückt: Das Verhältnis zwischen der beobachteten Erwärmung und den *climate forcings*. Die pliozänen  $\text{CO}_{2\text{atm}}$ -Konzentrationen und deren Einfluss auf das irdische Klima zeigen, dass die Klimasensitivität der irdischen Systeme weit größer sein muss, als in den bisherigen Modellen angenommen wird.<sup>29</sup> Positive Klima-Rückkoppelungen waren im relativ warmen Pliozän stärker als in kühleren Epochen. Das warme pliozäne Klima hatte schwächere zonale und meridionale Temperaturgradienten in den Tropen, die ebenfalls nicht von den Klimasimulationen erfasst werden (*Pliocene Model Intercomparison Project* [PlioMIP])<sup>30</sup>. Viel Unsicherheit besteht auch heute noch bei der Erklärung der Prozesse, die für den Beginn und das Ende einer Kaltzeit maßgeblich verantwortlich sind. So kann die Temperaturabnahme am Ende einer Warmzeit (z. B. MIS 5e) und zu Beginn einer

---

29 Mark Pagani, »Broken tropical thermostats«, in *Nature Geoscience* 7 (2014), S. 555–556.

30 Chris Brierley u. a., »Pliocene warmth and gradients«, in *Nature Geoscience* 8 (2015), S. 419–420.

Glazialzeit um Jahrtausende früher einsetzen als die Reduktion des  $\text{CO}_{2\text{atm}}$ -Gehalts. Das Verständnis der an den Eiszeitzyklen beteiligten Vorgänge ist von Fortschritten in den Klimasystemtheorien abhängig, die heute konzeptionelles Modellieren und Experimente mit numerischen Modellen verschiedener Komplexitätsniveaus kombinieren.<sup>31</sup>

Die  $\text{CO}_{2\text{atm}}$ -Konzentrationen waren im MIS 11 vergleichbar mit denjenigen der präindustriellen Zeit; im Vergleich zu den Werten der nachfolgenden jüngeren Interglaziale (MIS 9, 7 und 5) zeigt sich, dass die  $\text{CO}_{2\text{atm}}$ -Werte im MIS 11 geringer als die Höchstwerte von MIS 9, 7 und 5 waren. Im MIS 11 (vor rund 400 ka BP) waren große Teile der westantarktischen und grönländischen Eisschilde geschmolzen. Der ostantarktische Eisschild war nicht wesentlich betroffen; in Grönland existierten Reste des Inlandeises. Roberts u. a., die das MIS 11 auf ~423 – 362 ka BP datieren, sehen in dem MIS 11-Interglazial die wärmste Periode des gesamten Quartärs (seit ca. 2.600 ka BP) mit einem Meeresspiegelanstieg bis zu 13 m.<sup>32</sup> In der Arktis NE-Russlands (67°30' N, 172°0' E) wies das ›Super-Interglazial‹ MIS 11 maximale Sommertemperaturen und jährliche Niederschläge auf, die um ~4–5°C höher und um ~300 mm niederschlagsreicher waren als im Eem vor ca. 125 ka BP und im Holozän.<sup>33</sup> In Namibia wurden im MIS 11 Höhlen-Sinter (Speläotheme) in der Wüste und marine Terrassen (Horingbaai Fan-Delta) gebildet, die im Vergleich zu nachfolgenden Interglazialen relativ feuchte Bedingungen und einen hohen Meeresspiegel dokumentieren. Gleiches gilt für See-Bildungen in der Sahara und Speläothem-Wachstum auf der arabischen Halbinsel. Zudem scheinen in den älteren Glazialzeiten (vor 400 ka BP) die Klimaverhältnisse humider gewesen zu sein; darauf deuten frühere Vergletscherungen tropischer und randtropischer Gebirge hin, die wesentlich ausgedehnter waren, deren Altersstellung jedoch bis heute nicht exakt ermittelt und bestimmten marinen Isotopenstadien (MIS) zugeordnet werden kann.

Die Paläoklimaarchive dokumentieren zweifelsfrei, dass frühere Warmzeiten (z. B. MIS 11 vor ca. 400 ka BP, MIS 5 vor ca. 125 ka BP) ohne einen anthropogenen Einfluss auf den  $\text{CO}_{2\text{atm}}$ -Gehalt bei ähnlichem *global forcing*-Verhältnissen (MIS 11) höhere Temperaturen, höhere Meeresspiegel und gerin-

---

31 Past Interglacials Working Group of PAGES, *Interglacials of the last 800,000 years*, 5.3.2016, <https://doi.org/10.1002/2015RG000482> (20.2.2019). Vgl. Peter M. Cox u. a., »Emergent constraint on equilibrium climate sensitivity from global temperature variability«, in *Nature* 553 (2018), S. 319–322 und Diskussion in *Nature* 563 (2018), S. E1–E15.

32 David L. Roberts u. a., »Melting ice sheets 400,000 yr ago raised sea level by 13 m: Past analogue for future trends«, in *Earth and Planetary Science Letters* 357–358 (2012), S. 226–237.

33 Martin Melles u. a., »2.8 Million Years of Arctic Climate Change from Lake El'gygytgyn, NE Russia«, in *Science* 337 (2012), S. 315–320.

gere Gletscherbildungen (Grönland, Westantarktis, Hochgebirge) aufwiesen als heute (2018 CE).

Die terrestrischen Paläoklimaarchive (Paläoseen, Höhlensinter, Meeresspiegelschwankungen) und die rekonstruierten  $\text{CO}_{2\text{atm}}$ -Daten der antarktischen Eisbohrkerne belegen, dass die beobachteten Klimaschwankungen der Eiszeiten und Interglazialzeiten der letzten 800 ka BP nur erklärt werden können, wenn den *solaren forcings* eine größere Bedeutung und dem  $\text{CO}_{2\text{atm}}$  ein geringerer Einfluss zukommen. Viele Grundannahmen, die in die Modellierungen eingehen, müssen daher überdacht werden.<sup>34</sup> Doch um diese zu verstehen, werden mehr Daten benötigt; das betrifft insbesondere die Chronologien der verschiedenen Paläoklimaarchive sowie die Reaktion der terrestrischen Ökosysteme auf interglaziale Klimaänderungen.

Auch während der letzten Eiszeit gab es markante Klimaschwankungen von – geologisch betrachtet – kurzer Dauer, die sogenannten Dansgaard/Oesch-

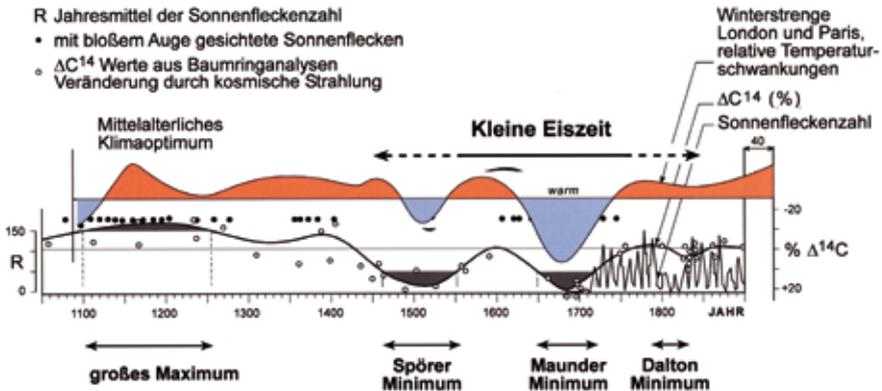


Abb. 6: Klimaentwicklung in Europa während der letzten 1.000 Jahre – Temperaturschwankungen, Sonnenfleckenzahlen und Radiokohlenstoff-Veränderung ( $\Delta^{14}\text{C}$ ) durch kosmische Strahlung (aus Kienel und Negendank 2010).<sup>35</sup> Auffällig ist, dass um AD 1700 zusammen mit dem Maunder-Minimum in West-Europa die kälteste Phase der *Kleinen Eiszeit* auftritt, in den Anden die Gletscher die größte Ausdehnung zeigen und in Südost-Asien die Intensität des Monsuns schwächer ist.<sup>36</sup> © Ulrike Kienel, GFZ Potsdam.

34 Doug McNeill u. a., »The impact of structural error on parameter constraint in a climate model«, in *Earth System Dynamics* 7 (2016), S. 917–935; Heine, Quartär (Fn. 9).

35 Ulrike Kienel und Jörg F. W. Negendank, »Die ›Kleine Eiszeit‹ dokumentiert in Landschaftsbildern und den Sedimenten eines Maarsees«, in Gerold Wefer und Frank Schmieder (Hg.), *Expedition Erde. Wissenswertes und Spannendes aus den Geowissenschaften*, Bremen 2010, S. 416–421.

36 Heine, Quartär (Fn. 9)

ger-Zyklen (*D/O-Event*) (Abb. 5). Diese abrupten (warmen) Klimawechsel können bisher in aufwändigen Klimasimulationen nicht erfasst werden. Die Ursachen werden in wiederholten Eisausbrüchen des nordamerikanischen Eisschildes in den Nordatlantik (sogenannte Heinrich-Ereignisse) vermutet, die zur Unterbrechung der thermohalinen Meereszirkulation (u. a. Golfstrom) und damit zur Abkühlung, zur Vergrößerung der Eisflächen und zu höherer Albedo führten. Im System Inlandeis-Ozean-Atmosphäre liefen system-immanente Prozesse ab, die Klimaschwankungen auslösten, und zwar unabhängig vom *orbital forcing* und *solar forcing* sowie vom  $\text{CO}_{2\text{atm}}$ -Haushalt.

Im Spätholozän kam es aufgrund einer Abnahme des *solar forcing* zur weltweit kühleren Phase der Kleinen Eiszeit (*Little Ice Age*, LIA), die um ca. AD 1350 begann und um ca. AD 1850 endete. Vulkanische Eruptionen sollen für die Abkühlung mitverantwortlich gewesen sein, doch für *feedback*-Mechanismen zwischen extremen Vulkanausbrüchen und globalen Klimaänderungen gibt es in der quartären Klimageschichte keine Belege. Das Ende der Kleinen Eiszeit fällt mit dem Beginn des Industriezeitalters in Europa und Nordamerika zusammen. Seither steigen die globalen Temperaturen an. Die Südhemisphäre mit der Antarktis folgt diesem Trend im 20. Jahrhundert nicht. Das Muster der Temperaturänderung des LIA lässt auf dynamische Klimareaktionen schließen, die auf Änderungen des natürlichen Strahlungs-*forcing* (*solar forcing*) unter Beteiligung von El Niño und nordatlantischer Oszillation (NAO)/arktischer Oszillation erfolgten.

Die größten Klimaanomalien der Kleinen Eiszeit traten um 1700 CE während des Maunder-Minimums (1645–1715 CE) auf. Schwankungen der solaren Aktivität fielen mit Temperatur- und Niederschlagsänderungen zusammen. Während des Maunder-Minimums traten Sonnenflecken kaum auf, und die Sonnenstrahlung war um 0,15 bis 0,4 % gegenüber den jüngst gemessenen Minimal-Werten verringert. Das Maunder-Minimum ist ein *Grand Solar Minimum*, von denen es in den vergangenen 1.000 Jahren fünf gab, mit einer Dauer zwischen 60 und 100 Jahren und die auf einer Abschwächung des Magnetfelds der Sonne beruhen.<sup>37</sup> Es gibt viele Hinweise, dass das Maunder-Minimum in klimasensiblen Geoarchiven dokumentiert wird.<sup>38</sup>

---

37 Tobias C. Spiegl, *Die Auswirkungen eines potentiellen Grand Solar Minimum auf das Klimasystem vor dem Hintergrund des anthropogenen Klimawandels*, Dissertation an der FU Berlin, 22.5.2017.

38 Z. B. Klaus Heine und Jörg Völkel, »Extreme floods around AD 1700 in the northern Namib Desert, Namibia, and in the Orange River catchment, South Africa, forced by a decrease of solar irradiance during the Little Ice Age?«, in *Geographica Polonica* 84 (2011), S. 61–80; Vidya Varma u. a., »Impact of solar-induced stratospheric ozone decline on Southern Hemisphere westerlies during the Late Maunder Minimum«, in *Geophysical Research*

Der Solareinfluss auf das Klima wird durch zahlreiche neuere Untersuchungen immer häufiger bestätigt. De Jager u. a.<sup>39</sup> geben eine Zusammenstellung zum Fragenkreis ›Solare Entstehung terrestrischer Temperaturveränderungen. Sie listen zahlreiche Belege für den Einfluss des *solar forcing* auf längere Zeitskalen auf ( $10^1$ – $10^3$  Jahre). Die Belege für ein *solar forcing* der Klimaänderungen und der damit durch *feedback*-Prozesse einhergehenden Erwärmung sind eindeutig. Beispielsweise zeigt die  $\text{NO}_3$ -Konzentration im Guliya-Eisbohrkern (Tibet) die Periodizität der Sonnenaktivität-Schwankungen seit 900 CE. Horiuchi u. a.<sup>40</sup> benutzen  $^{10}\text{Be}$  und solare Aktivität seit 700 CE vom Dome Fuji-Eiskern aus der Antarktis für exakte Altersbestimmungen und für Aussagen zur Intensität der kosmischen Strahlung. Moffa-Sánchez u. a.<sup>41</sup> rekonstruieren aus  $\delta^{18}\text{O}$ - und  $\text{Mg}/\text{Ca}$ -Analysen Temperatur und Salzgehalt des Nordatlantiks und stellen einen deutlichen Solareinfluss für das letzte Jahrtausend (einschließlich der *Kleinen Eiszeit*) fest. Dürren in der Karibik, die während der Kleinen Eiszeit  $\pm$  zur Zeit der solaren Minima (Oort, Wolf, Spörer, Maunder, Dalton) auftraten, waren mit El Niño-ähnlichen Bedingungen im östlichen äquatorialen Pazifik verknüpft; die El Niño-Oszillationen werden durch das natürliche Strahlungs-*forcing* kontrolliert. Phasen mit hohen Seespiegelständen im europäischen Jura (Schweiz/Frankreich) korrelieren im Holozän mit Veränderungen der Sonnenstrahlung. Zwischen 1960 CE und den späten 1980er Jahren war die solare Strahlung an der Erdoberfläche reduziert; anschließend stieg sie an.<sup>42</sup> Während der Periode mit verringerter Strahlung (1960–1988, auch vor 1920) hatten zahlreiche Gletscher der Alpen einen positiven Eishaushalt und bildeten Vorstoßmoränen.<sup>43</sup> In einer Zusammenfassung schreiben Foukal u. a.<sup>44</sup>, dass es keine Hinweise gibt, dass größere Variationen der solaren Helligkeit (*lumi-*

---

*Letters* 39 (2012). L20704.

39 Cornelis de Jager u. a., »Quantifying and specifying the solar influence on terrestrial surface temperature«, in *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* 72 (2010), S. 926–937.

40 Kazuho Horiuchi u. a., »Ice core record of  $^{10}\text{Be}$  over the past millennium from Dome Fuji, Antarctica: A new proxy record of past solar activity and a powerful tool for stratigraphic dating«, in *Quaternary Geochronology* 3 (2008), S. 253–261.

41 Paola Moffa-Sánchez u. a., »Solar forcing of the North Atlantic surface temperature and salinity over the past millennium«, in *Nature Geoscience* 7 (2014), S. 275–278.

42 U. a. Martin Wild u. a., »From Dimming to Brightning: Decadal Changes in Solar Radiation at Earth's Surface«, in *Science* 308 (2005), S. 847–850.

43 Max Maisch, »Gletscher im Brennpunkt des Klimawandels«, in Wolfgang Zängl und Sylvia Hamberger (Hg.), *Gletscher im Treibhaus*, Steinfurt 2008, S. 204–214.

44 Peter Foukal u. a., »Variations in solar luminosity and their effect on the Earth's climate«, in *Nature* 443 (2006), S. 161–166.

osity) zu signifikanten Klima-Änderungen in Perioden von Jahrhunderten, Jahrtausenden oder Jahrmillionen geführt haben. Vielmehr scheint das Klima auf Änderungen des von der Sonne ausgesandten ultravioletten Lichts und des magnetisierten Plasmas zu reagieren. Diese Vorgänge sind aber zu komplex, als dass sie heute schon sinnvoll bewertet werden könnten. Kirkby u. a. sowie Tröstl u. a.<sup>45</sup> beschreiben mögliche Beziehungen zwischen der magnetischen Variabilität der Sonne, die nicht nur den galaktischen Fluss der kosmischen Strahlen zur Erde beeinflusst, sondern auch Partikel (Aerosole) und Klima. Die HOM-Zusammensetzung der Aerosole (*highly oxidized multifunctional organic compounds*) hat Einfluss über diverse Prozesse auf das Klima und Klimafluktuationen. Um den Mangel an Wissen über die Zusammenhänge Sonne – Klima (teilweise) zu beheben, fördert die EU seit Dezember 2013 den Forschungsverbund *Aerosols and Climate*.

Die Erwärmung seit 1850 CE, dem Ende der Kleinen Eiszeit, fällt mit dem Beginn des globalen CO<sub>2atm</sub>-Anstiegs von 280 ppm auf (heute) > 400 ppm zusammen. Der CO<sub>2atm</sub>-Anstieg, nicht der Temperaturanstieg, wird durch die beginnende Industrialisierung, die Bevölkerungszunahme und den damit verbundenen Ressourcenverbrauch (u. a. fossile Energieträger) verursacht. Strittig bleibt bei der Diskussion der Ursachen der globalen Erwärmung seit ca. 1850 CE der Einfluss des CO<sub>2atm</sub> auf die Temperaturentwicklung.

## Das CO<sub>2</sub>-Dilemma (CO<sub>2</sub> versus *solar forcing*)

Es soll hier nicht unerwähnt bleiben, dass aus dem nahezu synchronen Verlauf der δ<sup>18</sup>O-, CO<sub>2</sub>- und Temperatur-Kurven, die zuerst aus Eisbohrkernen Grönlands (1966 Camp Century, 1982 Dye 3) und der Antarktis (seit den 1970er Jahren, u. a. Vostok, Dome C) gewonnen wurden und die noch eine – im Vergleich zu späteren Eisbohrkernen – extrem niedrige zeitliche Auflösung zeigten, gefolgert wurde, dass ein rascher Temperaturanstieg am Ende einer Eiszeit wesentlich vom Anstieg des atmosphärischen CO<sub>2</sub> von ca. 190 ppm (LGM, 20 ka BP) auf ca. 280 ppm (im Frühholozän) abhängig ist.<sup>46</sup> Der CO<sub>2</sub>-Anstieg nach dem LGM soll für ein Drittel des Temperaturanstiegs verantwortlich sein<sup>47</sup> und auch die

---

45 Jasper Kirkby u. a., »Ion-induced nucleation of pure biogenic particles«, in *Nature* 533 (2016), S. 521–526; Jasmin Tröstl u. a., »The role of low-volatility organic compounds in initial particle growth in the atmosphere«, in *Nature* 533 (2016), S. 527–531. Vgl. Chris Cappa, »Unexpected player in particle formation«, in *Nature* 533 (2016), S. 478–479.

46 Claude Lorius u. a., »The ice-core record: Climate sensitivity and future greenhouse warming«, in *Nature* 347 (1990), S. 139–145.

47 Bjørn G. Andersen und Harold W. Borns Jr., *The Ice Age World*, Oslo 1994.

zukünftige Erwärmung bestimmen (vgl. Abb. 7: Zukünftige Klimasensibilität des CO<sub>2</sub>).<sup>48</sup> Diese Hypothese wurde in den darauffolgenden Jahren von vielen Wissenschaftlern vertreten. Deshalb wurde dem CO<sub>2</sub>-Gehalt der Atmosphäre besondere Aufmerksamkeit zuteil. Die Annahmen der engen Beziehungen zwischen Klimagang und atmosphärischen Treibhausgas-Gehalten (THG) sind die Grundlage für die Berechnungen zur CO<sub>2</sub>-Klimasensitivität.<sup>49</sup> In welchem Ausmaß jedoch die THGs die globalen Temperaturen während der Glazial- und Interglazialzeiten beeinflussen, wird seit Jahrzehnten heftig diskutiert.

Erst langsam setzte sich die Erkenntnis durch, dass der CO<sub>2</sub>-Anstieg nicht unmittelbar den Temperaturgang bestimmte. Der CO<sub>2</sub>-Anstieg folgte dem Temperaturanstieg am Ende der letzten Eiszeit mit einer zeitlichen Verzögerung von bis zu mehreren 100 Jahren<sup>50</sup> bzw. bis zu 1.500 Jahren in den Tropen und der Südhemisphäre;<sup>51</sup> auch die Periode der *Kleinen Eiszeit* weist eine zeitliche Verschiebung von CO<sub>2</sub>- und Temperaturgang um ca. 60 Jahre auf.<sup>52</sup> Werden diese Fakten zugrunde gelegt, können CO<sub>2</sub>- und Temperaturentwicklung sich nicht unmittelbar bedingen; sie scheinen einem komplexen System zu folgen.

Die Ausführungen zeigen, dass zahlreiche Parameter bei der Berechnung der CO<sub>2</sub>-Klimasensitivität berücksichtigt werden müssen. Die Bedeutung des Einflusses von vielen Parametern<sup>53</sup> wird durch ständig neue Erkenntnisse korrigiert<sup>54</sup>. In welchem Umfang daher die Klimasensitivität des CO<sub>2</sub> ebenfalls korrigiert werden muss, ist nicht bekannt.<sup>55</sup> Da in den letzten Jahren neue Er-

---

48 Lorius u. a. (Fn. 46) beschreiben die Berechnung der Klimasensitivität des CO<sub>2</sub> bei dessen Verdoppelung in *Equilibrium temperature, feedback processes and 2 × CO<sub>2</sub> experiments*.

49 Robert A. Berner und Zavareth Kothavala, »Geocarb III: A Revised Model of Atmospheric CO<sub>2</sub> over Phanerozoic Time«, in *American Journal of Science* 301 (2001), S. 182–204. Vgl. auch Dana L. Royer u. a., »CO<sub>2</sub> as a primary driver of Phanerozoic climate«, in *Geological Society of America (GSA) Today* 14 (2004), S. 4–10; Stefan Rahmstorf u. a., »Cosmic Rays, Carbon Dioxide, and Climate«, in *Eos* 85 (2004), S. 38–41.

50 Eric Monnin u. a., »Atmospheric CO<sub>2</sub> Concentrations over the Last Glacial Termination«, in *Science* 291 (2001), S. 112–114.

51 Jeremy D. Shakun u. a., »Global warming preceded by increasing carbon dioxide concentrations during the last deglaciation«, in *Nature* 484 (2012), S. 49–54; Uemura u. a., *Asynchrony* (Fn. 5).

52 Peter Cox und Chris Jones, »Illuminating the Modern Dance of Climate and CO<sub>2</sub>«, in *Science* 321 (2008), S. 1642–1644.

53 Z. B. Bewölkung, Aerosole, TSI [*Total Solar Irradiance*], Albedo.

54 Paul Ginot, »Warming or cooling dust?«, in *Nature Geoscience* 10 (2017), S. 246–247; vgl. auch Fn. 45.

55 Uemura, *Asynchrony* (Fn. 5)

kenntnisse über den Einfluss von Albedo, Wolken und *solar forcing* auf den Energiehaushalt der Erde erzielt wurden, darf eine geringere Sensitivität der Klimasysteme hinsichtlich des CO<sub>2</sub> angenommen werden. Geringe Änderungen in der Sonnenaktivität führen in Verbindung mit verstärkenden *feedback*-Effekten zu spürbaren Einflüssen auf das Klimasystem (u. a. kann die Kette Erwärmung – Zunahme der Verdunstung – Zunahme des Treibhausgases ›Wasserdampf‹ in der Atmosphäre – Änderung der Albedo – weitere Erwärmung usw. beschrieben werden).<sup>56</sup>

### Zukünftige Klimasensibilität des CO<sub>2</sub>

Earth's atmosphere is heated by short-wavelength solar radiation and cooled by the emission of long-wavelength radiation to space. The planetary radiative energy budget per unit area,  $N$ , can be written as the difference of these terms

$$N = \frac{1 - \alpha}{4} S - \epsilon \sigma T_s^4$$

Where  $S$  is the solar constant ( $1,370 \text{ W m}^{-2}$ );  $\alpha$  the planetary reflectivity or albedo (0.3),  $\epsilon$  the effective emissivity of the atmosphere,  $\sigma$  the Stefan-Boltzmann constant and  $T_s$  the surface temperature. At equilibrium ( $N = 0$ ) and with no atmosphere this yields  $T_e = 255 \text{ K}$ . Earth's surface temperature is actually  $288 \text{ K}$ , primarily because of the presence of the atmosphere and the present greenhouse warming is therefore  $\sim 33^\circ\text{C}$ .

If the atmospheric structure and all other factors remain fixed, the response of the system to an increase of radiative forcing  $\Delta Q$  would be a change in  $T_e$  necessary to restore radiative equilibrium,  $\Delta T_e = T_e \Delta Q / (1 - \alpha) S$  leading to  $\Delta T_e \approx 0.3 \Delta Q$ . The radiative forcing for a doubling of the CO<sub>2</sub> concentration is  $\Delta Q \approx 4 \text{ W m}^{-2}$  corresponding to  $\Delta T_e \approx 1,2^\circ\text{C}$ .

The surface temperature changes,  $\Delta T_s$ , calculated in recent GCM [General Circulation Model] studies for doubled CO<sub>2</sub> are shown in the table [hier nicht eingefügt]. Here we have adopted the feedback terminology of Hansen *et al.* in which a net feedback factor  $f$  is defined by assuming that the radiative forcing for doubled CO<sub>2</sub> is  $\sim 4 \text{ W m}^{-2}$  and hence  $\Delta T_s \approx 1.2 f$ . The feedbacks that have been found to be significant in these models (water vapour, clouds, sea ice and snow cover) can be described as fast feedbacks, because they respond rapidly to climate change and are thus important on decadal timescales.

Abb. 7: Zukünftige Klimasensibilität des CO<sub>2</sub>. Claude Lorius u. a., »The ice-core record: Climate sensitivity and future greenhouse warming«, in Nature 347 (1990), S. 139–145.

<sup>56</sup> Flohn, Klimaänderung (Fn. 1).

## Folgerungen aus der Quartärforschung

Die Diskrepanz zwischen den Modell-Ergebnissen der Klimasimulation und den beobachteten *records* zeigt, dass bedeutende Rückkoppelungen im hydrologischen System noch nicht in den Modellierungen berücksichtigt werden. Beispielsweise müssen Klimamodelle zukünftig mehr die biologischen Prozesse wie die terrestrische Netto-Primärproduktion, die Transpiration, die Symbiose von Pflanzenwurzeln und Pilzen als die physikalischen Abläufe (Evaporation) berücksichtigen.<sup>57</sup> Vorerst wird es aber unmöglich sein, alle komplizierten Interaktionen zwischen biologischen, chemischen und physikalischen Komponenten der Ökosysteme in die Modelle zu integrieren.<sup>58</sup>

Die Daten der unmittelbaren Beobachtungen und Messungen der letzten Dekaden hatten eine große Bedeutung für Modellierungen der Klimazukunft. Erst nach und nach stellte sich heraus, dass infolge der kurzen Beobachtungszeiträume – gemessen an den natürlichen Klimaschwankungen der letzten  $10^3$  bis  $10^5$  Jahre – die Modellierungsergebnisse kritisch bewertet werden sollten. Fehlschlüsse, die den Modellierungsergebnissen zugrunde lagen, konnten teilweise revidiert werden. Die *forcings*, die das irdische Klimasystem steuern, sind komplex und auch heute in keiner Weise zufriedenstellend erfasst. Von immer größerer Bedeutung werden Veränderungen, die im System selbst begründet sind. Die natürliche Klimavariabilität (*natural climate variability*), die in jüngster Zeit (seit ca. 1850 CE) erkannt wird, betrifft die Phänomene ENSO (*El Niño/Southern Oscillation*), AMOC (*Atlantic Meridional Overturning Circulation*), SAM (*Southern Annular Mode*), IPO (*Interdecadal Pacific Oscillation*) u. v. a. m. Die zu Beginn des 21. Jahrhunderts stagnierende globale Erwärmung (ca. 1998–2014 CE), die sogar zu einer Abkühlung in der (West-)Antarktis geführt hat,<sup>59</sup> wird heute mit einer natürlichen Klimavariabilität in Zusammenhang gebracht. Vor allem die Magnituden dieser *natural climate variability* geben sich erst in den letzten Jahren zu erkennen. In den terrestrischen Paläoklimaarchiven ist die *natural climate variability* in der Regel nicht gespeichert und somit auch nicht für frühere  $10^3$  bis  $10^4$  Jahre nachweisbar. Dass das irdische Klima im Holozän jedoch durch *solar forcing* und *global forcing* entscheidend geprägt wurde und nicht durch *natural climate variability*, wird

---

57 Comor Nolan u. a., »Past and future global transformation of terrestrial ecosystems under climate change«, in *Science* 361 (2018), S. 920–923.

58 »Editorial«, in *Nature Geoscience* 8/6 (2015), S. 417.

59 Eric J. Steig, »Cooling in the Antarctic«, in *Nature* 535 (2016), S. 358–358; John Turner u. a., »Absence of 21<sup>st</sup> century warming on Antarctic Peninsula consistent with natural variability«, in *Nature* 535 (2016), S. 411–415.

durch die zahlreichen terrestrischen Paläoklimazeugen eindrucksvoll dokumentiert.

Die natürliche Klimavariabilität ist dem allgemeinen Trend des *global warming* in den vergangenen ca. 150 Jahren aufgesetzt. Die terrestrischen Paläoklimaarchive belegen, dass die globale Erwärmung nach der Kleinen Eiszeit natürliche Ursachen hat. Ein anthropogenes *forcing* der Erwärmung überlagert wiederum die natürliche Erwärmung einschließlich der natürlichen (im System begründeten) Variabilität. Da die messenden Analysen und Beobachtungen nur wenige Dekaden zurückreichen, ist eine Trennung von natürlich und anthropogen bedingtem *forcing* des *global warming* bisher nicht möglich. Unbestreitbar ist eine Zunahme des Einflusses der menschlichen Zivilisationen auf das Klimageschehen seit Jahrhunderttausenden durch die Benutzung des Feuers, durch Jagd und durch Waldrodung (alles führte zu Vegetations-, Albedo- und hydrologischen Veränderungen). Seit 1850 CE tragen das Bevölkerungswachstum und die Industrialisierung außerdem zu einer markanten Veränderung des Chemismus der Atmosphäre ( $\text{CO}_2$ , Methan, etc.) bei.

Über den Einfluss des Menschen auf eine Klimaänderung seit 1850 CE wird viel diskutiert. Klimamodelle legen nahe, dass das Signal der anthropogenen Klimabeeinflussung durch die Tendenz der Ozeane maskiert wird, Wärme aufzunehmen und zu transportieren; auch werden *feedbacks* des anthropogenen *forcing* durch die Geschwindigkeiten der THC gesteuert; sie laufen in  $10^2$  a oder längeren Zeiträumen ab. Um einerseits das Ausmaß der Bedeutung der natürlichen Klimavariabilität und der natürlichen globalen Erwärmung zu bestimmen und andererseits zweifelsfrei zu belegen, welchen Einfluss dem anthropogenen *forcing* dabei zukommt, bedarf es noch einiger Dekaden der Datensammlung und Datenauswertung.<sup>60</sup>

Markante Klimaschwankungen des Holozäns (u. a. 4,2 ka *event*, Kleine Eiszeit) erfolgten, als der  $\text{CO}_2$ -Gehalt der Atmosphäre keinen erkennbaren Schwankungen unterworfen war, *orbital forcing* wegen der langen Zeitspannen der langsamen Veränderungen ausgeschlossen werden kann und der menschliche Einfluss (*human forcing*) hinsichtlich des  $\text{CO}_{2\text{atm}}$ -Haushalts unbedeutend war.<sup>61</sup>

Über die Klimazukunft gehen die Ansichten in der Forschung sehr auseinander. Beispielsweise darf unter Berücksichtigung der Paläoklimaarchive aus den Tropen und Randtropen in Verbindung mit den messenden Analysen der letzten Dekaden von einer Ausdehnung der Tropenzone nach Süden und nach Norden ausgegangen werden. Damit einher geht eine Ausweitung der randtropischen Gebiete mit Zenitalregen; das führt – wie die Pa-

---

60 Steig, Antarctic (Fn. 59).

61 Vgl. What is the 4.2 ka BP event? (Fn. 28).

läoklimaarchive der warmzeitlichen Interglaziale belegen – zur Zunahme der Niederschläge in den randtropischen, heute ariden Gebieten (Sahel, Australien, Südarabien). Die aktuellen Klimamodell-Ergebnisse zeigen dagegen eine Abnahme der Niederschläge in den randtropischen semi-humiden/semi-ariden tropischen Gebieten (z. B. Sahelzone).

Da in den letzten Jahrtausenden der anthropogene Einfluss auf alle irdischen Systeme (vgl. Abb. 1) zugenommen hat und dieser Einfluss weiterbestehen wird, ist mit gravierenden Veränderungen der Umwelt zu rechnen, wodurch auch das Klima verändert wird. Doch nicht nur das Klima, vor allem Witterung und Wetter werden sich – gemessen an den Verhältnissen seit 1850 CE – von Region zu Region ändern.

## Synopse

Durch die sich ändernden Erdbahnparameter (*orbital forcing*) werden die Warm/Kaltzeit-Zyklen (u. a. »Eiszeiten«) des Quartärs bestimmt. Sich ändernde Strahlungsverhältnisse (Milanković-Zyklen) führten zu *feedbacks* im irdischen (Klima-)system.

Die markanten Klimaschwankungen, die den Erwärmungstrend beim Übergang von der letzten Eiszeit zur Nacheiszeit überlagerten, sind Auswirkungen der Prozesse des Abbaus der großen nordhemisphärischen Eisschilde, die zu Bildungen und (plötzlichem) Auslaufen von Eisstauseen, veränderten ozeanischen und atmosphärischen Zirkulationsmustern etc. führten, mit teilweise sehr schnellen Übergängen in Zeitskalen von  $10^1$  bis  $10^2$  Jahren (u. a. Jüngere Dryaszeit, 8,2 ka-Ereignis).

Die Klimaveränderungen/schwankungen im Jungholozän wurden durch *solar forcing* (Veränderungen auf der Sonne, z. B. Kleine Eiszeit) bestimmt. *Feedback*-Mechanismen spielten dabei eine Rolle.

Zurzeit kann noch nicht hinreichend exakt angegeben werden, welchen Einfluss der Mensch auf die Klimaentwicklung der letzten Jahrtausende, Jahrhunderte und Jahrzehnte ausgeübt hat. Sicher ist, dass die anthropogenen »*forcings*« sehr vielfältig sind und von Albedo-Änderungen (Änderung der Landbedeckung) über Aerosoleinträge in die Atmosphäre bis zu Veränderungen des Chemismus der Atmosphäre (Treibhausgase) reichen.

Ständig werden neue Erkenntnisse über den Einfluss einzelner Parameter (Aerosole, Sonnenwind, Wolken etc.) auf das irdische Klima gewonnen. Daher ist es nicht möglich, anthropogene und natürliche Klima-*forcings* hinreichend exakt zu quantifizieren, um – wie von der Weltklimakonferenz gefordert – konkrete Maßnahmen zur globalen Klimabeeinflussung (Reduzierung der

Erderwärmung auf  $\leq 2^\circ\text{C}$  seit 1850 CE) zu treffen. Die Zukunft wird zeigen, ob eine Reduzierung der Zunahme des  $\text{CO}_{2\text{atm}}$ -Gehalts (ohne weitere einschneidende Maßnahmen) den gewünschten Erfolg zeitigen wird. Vorerst muss sich die Menschheit auf eine weitere Erderwärmung einstellen, und zwar mit allen Begleiterscheinungen (Meeresspiegelanstieg, Verschiebung und qualitative Änderungen der Klima- und Landschaftszonen etc.).

Als Ursachen der globalen Erwärmung seit 1850 CE können genannt werden: (i) Ende der Kleinen Eiszeit (*solar forcing* und *feedback*-Mechanismen der irdischen Systeme) und (ii) in (zunehmendem) Maße *human forcing* durch Veränderungen der Biosphäre (mit Einfluss auf Vegetation – Wasserhaushalt – Albedo – Temperatur u. a. m.), der Hydrosphäre (mit Einfluss auf Ozeane – Wasserdampfgehalt der Atmosphäre – Bewölkung – Niederschlag – Wolken-Albedo – Temperatur u. a. m.) und der Atmosphäre (mit Einfluss auf Aerosole, Wolken, Treibhausgase [v. a.  $\text{H}_2\text{O}$ ] – Niederschlag – Albedo u. a. m.). Wie groß der Einfluss der einzelnen Parameter auf die globale Erwärmung der letzten Dekaden ist, ist nur annähernd bekannt.<sup>62</sup> Bei Modellierungen der Klimazukunft wurden und werden einige Parameter ständig an den wissenschaftlichen Kenntnisstand angepasst; trotz großer Fortschritte der terrestrischen, marinen und glaziären Paläoklimaforschung wird der Klimasensitivität des  $\text{CO}_{2\text{atm}}$ -Gehalts in den Modellen mehr Bedeutung geschenkt, als den Daten der – vor allem terrestrischen – Paläoklimaarchive zu entnehmen ist.<sup>63</sup> Letztere dokumentieren große und kleine Klimaschwankungen, die nicht auf  $\text{CO}_{2\text{atm}}$ -Schwankungen basieren.

---

62 Yousuke Sato u. a., »Aerosol effects on cloud water amounts were successfully simulated by a global cloud-system resolving model«, in *Nature Communications* 9 (2018), No. 985.

63 Gordon B. Bonan und Scott C. Doney, »Climate, ecosystems, and planetary futures: The challenge to predict life in Earth system models«, in *Science* 359 (2018), S. 533–541; Uemura, Asynchrony (Fn. 5).