2.4 Klimaschwankungen während der letzten Eiszeit

Dierk Hebbeln

Klimaschwankungen während der letzten Eiszeit: *Angetrieben durch die Untersuchung langer Eisbohrkerne aus dem Grönländischen und dem Antarktischen Eisschild sind in den letzten Jahrzehnten große Fortschritte im Verständnis des Klimasystems der Erde gemacht worden. Das Eis in Grönland, das z.T. eine Jahresschichtung aufweist, belegt gerade für die letzte Eiszeit (110.000 bis 11.700 Jahre vor heute) eine Vielzahl von kurzen und sehr schnell ablaufenden Klimaänderungen. Den häufigen Dansgaard-Oeschger Zyklen, die in einem engen Zusammenhang mit den selteneren Heinrich-Ereignissen auftreten, steht dabei die Jüngere Dryas als Einzelereignis gegenüber. Gerade die wiederholt auftretenden Zyklen und Ereignisse, die einige Jahrhunderte bis zu 1.500 Jahre andauern, weisen auf ein enges Wechselspiel zwischen der Zirkulation in der Atmosphäre und dem Ozean hin, das über ein An- bzw. Abschalten der Umwälzzirkulation im Atlantik sehr wahrscheinlich den Wechsel zwischen Warm- und Kaltphasen kontrolliert. Die Erkenntnis, dass drastische Klimaänderungen innerhalb weniger Jahrzehnte ablaufen können, wirft auch ein neues (beunruhigendes) Licht auf das Ausmaß und die Geschwindigkeit, mit der Klimaänderungen in der Zukunft ablaufen könnten.*

Climatic fluctuations during the last glacial: *Driven by the study of long ice cores extracted from the Greenland and the Antarctic ice sheets, great advances have been made in the understanding of Earth's climate system over the last decades. The Greenland ice cores, which partly reveal an annual layering, provide evidence for numerous short and abrupt climate changes especially for the last ice age (110,000 to 11,700 years before present). The frequent Dansgaard-Oeschger cycles, which occur in close connection to the less frequent Heinrich events, contrast with the Younger Dryas as a single event. The more frequently occurring cycles and events, in particular, which last from a few centuries up to 1,500 years, point to a close linkage between the atmospheric and the oceanic circulation which very likely controls the turning-on and turning-off of the Atlantic Meridional Overturning Circulation and the change between warm and cold phases. Recognizing that drastic climate changes can occur within just a few decades, casts a new (worrisome) light on the extent and rapidity which future climate changes might have.*

Eiszeiten und Warmzeiten

Bis in die späten 1980er Jahre wurde das vorherrschende Bild der Klimaentwicklung in der jüngsten Erdgeschichte von dem vergleichsweise langsamen Anwachsen und Abschmelzen großer Inlandeismassen dominiert. Vor allem auf der Nordhalbkugel kam es in Teilen Nordamerikas, Sibiriens, Nordeuropas und auch im europäischen Alpenraum während der Eiszeiten zur Ausbildung großer Eisschilde. Während der letzten maximalen Vereisung vor ca. 20.000 Jahren waren von Flensburg über das nördliche Hamburger Umland bis Berlin und im Voralpenraum auch weite Teile Deutschlands mit Eis bedeckt. Insgesamt waren zu dieser Zeit weltweit ca. 45 Mio. km² der Erdoberfläche von Eis bedeckt. In der heutigen Warmzeit, dem Holozän, sind es lediglich noch ca. 15 Mio. km², woran die Inlandeismassen in der Antarktis und auf Grönland den größten Anteil haben. Von den einstmals riesigen eisbedeckten Flächen in Nordamerika und Nordeuropa sind heute nur noch einige Gebirgsgletscher übrig geblieben.

Nach einer einschneidenden Veränderung im Klimasystem vor ca. 800.000 Jahren hat es mehrere große Eiszeit-Warmzeitzyklen gegeben, die jeweils rund 100.000 Jahre gedauert haben. Dabei haben sich die damit verbundenen Klimaänderungen im Übergang von einer Warmzeit zu einer Eiszeit z.T. über mehrere Jahrzehntausende abgespielt, wohingegen die Erwärmungen von einer Eiszeit zu einer Warmzeit vergleichsweise schnell innerhalb einiger Jahrtausende abgelaufen sind. Die Schrittmacher hinter diesen langfristigen Klimaveränderungen sind die sogenannten Milankovitch-Zyklen. Dabei handelt es sich um periodisch auftretende, geringe Änderungen in der Umlaufbahn der Erde um die Sonne, die die räumlich-zeitliche Verteilung der Sonneneinstrahlung auf der Erde verändern und somit Eiszeiten auslösen aber auch beenden können.

Im Verlauf der letzten Eiszeit, der Weichsel Eiszeit, die vor ca. 110.000 Jahren vor heute einsetzte und bis zum Beginn des Holozäns vor ca. 11.700 Jahren andauerte, traten aber noch andere »Arten« von Klimawechseln auf, die nicht durch die langsamen Veränderungen in den Erdbahnparametern ausgelöst wurden. Deren markanteste Merkmale sind zum einen ihre kurze Dauer und zum anderen die Schnelligkeit, mit denen diese Klimawechsel stattgefunden haben. Im Folgenden werden diese abrupten Klimawechsel, die außer in Eiskernen inzwischen auch in anderen Klimaarchiven wie z.B. in Meeres- und See-Sedimenten sowie auch in Tropfsteinen (Stalagmiten) nachgewiesen werden konnten, kurz vorgestellt.

Jüngere Dryas

Im Übergang von der Weichsel-Eiszeit ins Holozän kam es nach einer ersten deutlichen Erwärmung während der Bölling/Alleröd Warmphase zu einer sehr

schnellen erneuten drastischen Abkühlung, die nicht in das generelle Muster von relativ langsam ablaufenden Klimaänderungen passte (*Abb. 2.4-1*). Diese schon 1935 von dem dänischen Botaniker Knud Jessen als Jüngere Dryas bezeichnete Kaltphase (Jessen 1935) konnte vor allem im nordatlantischen Raum anhand von Ablagerungen vorrückender Gletscher, von Vegetationsänderungen, wie sie sich z.B. in Pollenanalysen aus Seesedimenten nachweisen lassen, und von deutlich kühleren Meeresoberflächentemperaturen nachgewiesen werden. Viele Indikatoren weisen darauf hin, dass die abrupte Abkühlung während der Jüngeren Dryas durch einen raschen Eintrag großer Mengen Schmelzwassers in den Nordatlantik ausgelöst wurde (z.B. Alley 2000).

Im Zuge der zunehmenden Erwärmung während der vorangegangenen Bölling/Alleröd Warmphase (entspricht dem Dansgaard-Oeschger Zyklus 1 in *Abb. 2.4-1*) begannen die großen Inlandeismassen relativ schnell abzuschmelzen. Das dabei entstandene Schmelzwasser des Laurentischen Eisschildes, der zuvor große Teile Nordamerikas bedeckte, sammelte sich zunächst in einem großen Eisstausee am Südrand des Eisschildes. Dieser Agassiz See befand sich in dem heutigen kanadisch-amerikanischen Grenzgebiet. Aufgrund des nach Süden ansteigenden Geländes und einer restlichen Eismasse im Norden konnte das Schmelzwasser nicht ablaufen. Infolge des fortschreitenden Abschmelzens des Eises konnte das Schmelzwasser aus dem Agassiz-See schließlich die Eisbarriere durchbrechen und sich einen Weg über den St. Lorenz Strom bahnen, wodurch große Mengen des aufgestauten Schmelzwassers sehr schnell in den Nordatlantik abfließen konnten.

Die durch den großen Süßwassereintrag ausgelöste Verringerung der Dichte des Meerwassers an der Oberfläche des Nordatlantiks führte zunächst zu einer drastischen Abnahme der Tiefenwasserbildung im Nordatlantik und verbunden damit zu einer deutlichen Abschwächung des Nordatlantikstroms (»Golfstrom«). Damit war die »Zentralheizung« für Europa und weite Teile des nordatlantischen Raums ausgeschaltet, wodurch die Temperaturen auf Grönland (*Abb. 2.4-1*), aber auch in fast der gesamten Nordhemisphäre drastisch sanken. In Skandinavien führte diese Abkühlung z.B. zum Verschwinden der Nadelwälder und zur Ausbreitung der Tundra. Erst nachdem wieder eine Tiefenwasserbildung einsetzte und somit die Ozeanzirkulation im Nordatlantik in Schwung kam, kam es zu einer erneuten Erwärmung bzw. Fortsetzung der generellen Erwärmung, die bereits in der Bölling/Alleröd Warmphase begonnen hatte (*Abb. 2.4-1*).

Mit einer Dauer von nur 1.200 Jahren galt die Jüngere Dryas für lange Zeit als ein besonders kurzes und damit ungewöhnliches Klimaereignis. Inzwischen weiß man, dass nicht nur die Dauer relativ kurz war, sondern auch Beginn und Ende – auf Klimazeitskalen – sehr plötzliche Ereignisse darstellten. Bohrkerne aus dem Grönländischen Inlandeis zeigen, dass über Grönland am Ende der Jüngeren Dryas die Temperaturen innerhalb von nur 50 Jahren um 6 °C angestiegen sind (*Abb. 2.4-2*).

Heinrich Ereignisse

Gegen Ende des 20. Jahrhunderts wurden weitere sehr schnelle Klimaänderungen als typische Elemente des Klimasystems der Erde identifiziert, deren Amplitude

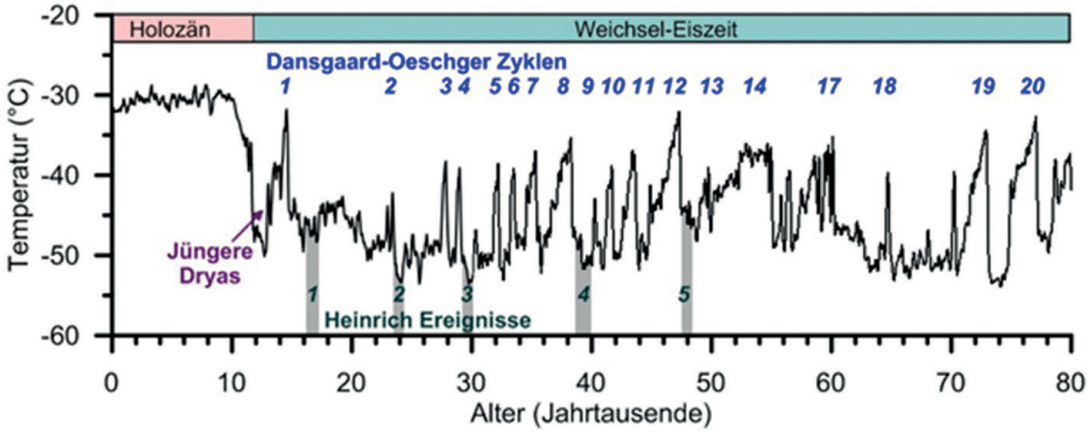

Abb. 2.4-1: *Rekonstruktion der Lufttemperatur über dem Grönländischen Eisschild mittels Sauerstoffisotopenmessungen für die letzten 80.000 Jahre (0-30.000 Jahre: GRIP -»Greenland Ice Core Projekt« Eiskern, Alley, 2000; 30.000-80.000 Jahre: NGRIP- »North Greenland Ice Core Projekt« Eiskern, Huber et al. 2006). Deutlich hebt sich das durch abrupte und drastische Wechsel, die sogenannten Dansgaard-Oeschger Zyklen, gekennzeichnete Klima der Weichsel-Eiszeit vom vergleichsweise stabilen Klima des jetzigen Holozäns ab. Dargestellt sind zudem die Jüngere Dryas und die Heinrich-Ereignisse 1-5, die Änderungen in der meridionalen Umwälzzirkulation (früher thermohaline Zirkulation genannt) markieren und mit einer Abkühlung in der Nordhemisphäre einhergehen.*

sogar an die der langfristigen Eiszeit-Warmzeitzyklen (»Milankovitch-Zyklen«) heranreicht. Den Anfang machte 1988 der Hamburger Meeresgeologe Hartmut Heinrich, der für die letzte Kaltzeit sechs markante Lagen mit sehr grob-körnigem Material aus einem Sedimentkern aus dem Nordatlantik beschrieb (Heinrich 1988). Nur wenige Jahre später wurde klar, dass diese markanten Lagen – nunmehr Heinrich-Lagen genannt – über weite Bereiche des Nordatlantiks verbreitet sind (Bond et al. 1992). Für die Entstehung dieser Sedimentlagen, die sich sowohl in den tiefen Ozeanbecken als auch auf untermeerischen Seebergen finden, gab es nur eine Erklärung: das grobkörnige Material war über lange Strecken mit Eisbergen zum jeweiligen Ablagerungsort transportiert worden. Mittlerweile weiß man, dass die Eisberge aus dem östlichen Kanada kamen und von dort ca. 3.000 km quer über den Nordatlantik bis fast nach Portugal drifteten.

Inzwischen nimmt man an, dass sich ca. alle 7.000 Jahre eine Vielzahl von Eisbergen vom Laurentischen Eisschild abgetrennt haben und von Kanada aus über die Hudson Straße in den Nordatlantik gedriftet sind. Im Verlauf der letzten Eiszeit konnten zwischen 60.000 und 16.000 Jahren vor heute insgesamt sechs solcher Heinrich-Ereignisse nachgewiesen werden, die jeweils ca. 500 bis 700 Jahre angedauert haben. Das Eis und das daraus resultierende Schmelzwasser führten zur Abkühlung und zu einer deutlichen Abnahme des Salzgehaltes des Meerwassers. Wie auch in der späteren Jüngeren Dryas hat die Zufuhr von Süßwasser durch Schmelzwässer zu Dichteveränderungen in der obersten Schicht des Nordatlantiks geführt und somit die durch Dichteunterschiede angetriebene globale Ozeanzirkulation signifikant beeinflusst.

Bis heute ist nicht geklärt, was genau diese Heinrich-Ereignisse ausgelöst haben könnte. Im Wesentlichen werden dazu drei Hypothesen diskutiert (Hemming 2004): (1) Der Teil des Laurentischen Eisschildes, der über der Hudson Bay lag, dem Ausgangsort der Heinrich-Ereignisse, ist zu groß und damit instabil geworden. Diese Instabilität kann durch Eis-interne glaziologische Prozesse oder auch durch die Ansammlung von aus dem Erdinneren aufsteigender Erdwärme unter dem Eis ausgelöst worden sein. Einmal instabil geworden sind dann die entsprechenden großen Mengen an Eisbergen freigesetzt worden. (2) Ein großer See im Bereich der Hudson Bay, der möglicherweise auch als subglazialer See unter dem eigentlichen Eisschild lag, konnte immer wieder eine Eisbarriere zum Ozean hin durchbrechen, wodurch großen Mengen an Süßwasser und Eis freigesetzt wurden. (3) Ein aus der Hudson Bay kommender Gletscher hat in der Labradorsee einen großen Eisschelf aufgebaut. Ähnlich, wie in den vergangenen Jahren in der Antarktis geschehen, könnten dort dann plötzlich große Teile abgebrochen sein, was wiederum in eine Destabilisierung des Eisschelfs mündete.

Dansgaard-Oeschger Zyklen

Die Erkenntnisse über die Heinrich-Ereignisse stammen vor allem aus Ozeansedimenten, aus denen man allerdings häufig nur Mittelwerte für einzelne Jahrhunderte (»mittlere Klimazustände«) rekonstruieren kann. Im Gegensatz dazu kann in den Eiskernen für die jüngste Erdgeschichte häufig eine Jahresschichtung erkannt werden. Die längsten Bohrkerne aus dem Grönländischen Eisschild reichen bis in die letzte Warmphase, also etwa 120.000 Jahre zurück, während das Eisarchiv der Antarktis sogar die vergangenen 800.000 Jahre umfasst. Gerade mit den Grönländischen Eiskernen ist es möglich, Klimarekonstruktionen für die gesamte letzte Eiszeit in einer bis dahin nie gekannten zeitlichen Auflösung durchzuführen. Dabei entdecke man ebenfalls Ende der 1980er Jahre auf einmal drastische, manchmal nur ein Jahrtausend dauernde Klimaschwankungen, die als Dansgaard-Oeschger-Zyklen bezeichnet werden (Dansgaard et al. 1993).

Ein Dansgaard-Oeschger-Zyklus dauert ca. 1.500 Jahre und beginnt mit einer ca. 1.000 Jahre anhaltenden, relativ stabilen Kaltphase. Diese wird durch eine sehr schnelle Erwärmung, die auf Grönland bis zu 15 °C umfassen kann, nach 100 bis 200 Jahren beendet. Nach weiteren 200 bis 400 Jahren geht die anschließende Warmphase dann wieder in eine langsame Abkühlung über, auf die nach 50 bis 200 Jahren wieder eine stabile Kaltphase folgt (Dokken et al. 2013). Insgesamt konnten 23 Dansgaard-Oeschger-Zyklen zwischen 110.000 und 23.000 Jahren vor heute nachgewiesen werden.

Betrachtet man den Dansgaard-Oeschger-Zyklus Nr. 12 vor rund 47.400 Jahren vor heute im Detail (*Abb. 2.4-2*), so wird deutlich, wie schnell diese Klima-Umschwünge abgelaufen sind. Aus den Eiskernen lassen sich Veränderungen in der Lufttemperatur über Grönland von 3 °C innerhalb von nur 20 Jahren und von 9 °C in 90 Jahren ablesen. Da die Dansgaard-Oeschger-Zyklen auf kurzen Zeitskalen große Temperaturveränderungen aufweisen und mit großräumigen Veränderungen sowohl in der atmosphärischen als auch in der ozeanographischen Zirkulation einhergehen, sind sie auf ein großes Interesse in der Wissenschaft gestoßen. Rechnungen mit numerischen Modellen haben gezeigt, dass die den ganzen Atlantik umfassende meridionale Umwälzzirkulation (früher thermohaline Zirkulation genannt) zwischen zwei quasi-stabilen Zuständen im Verlauf eines Zyklus hin und her wechselt. Ist die Umwälzzirkulation »eingeschaltet« kommt es zu einer Warmphase, ist sie (fast) »ausgeschaltet« kommt es zu

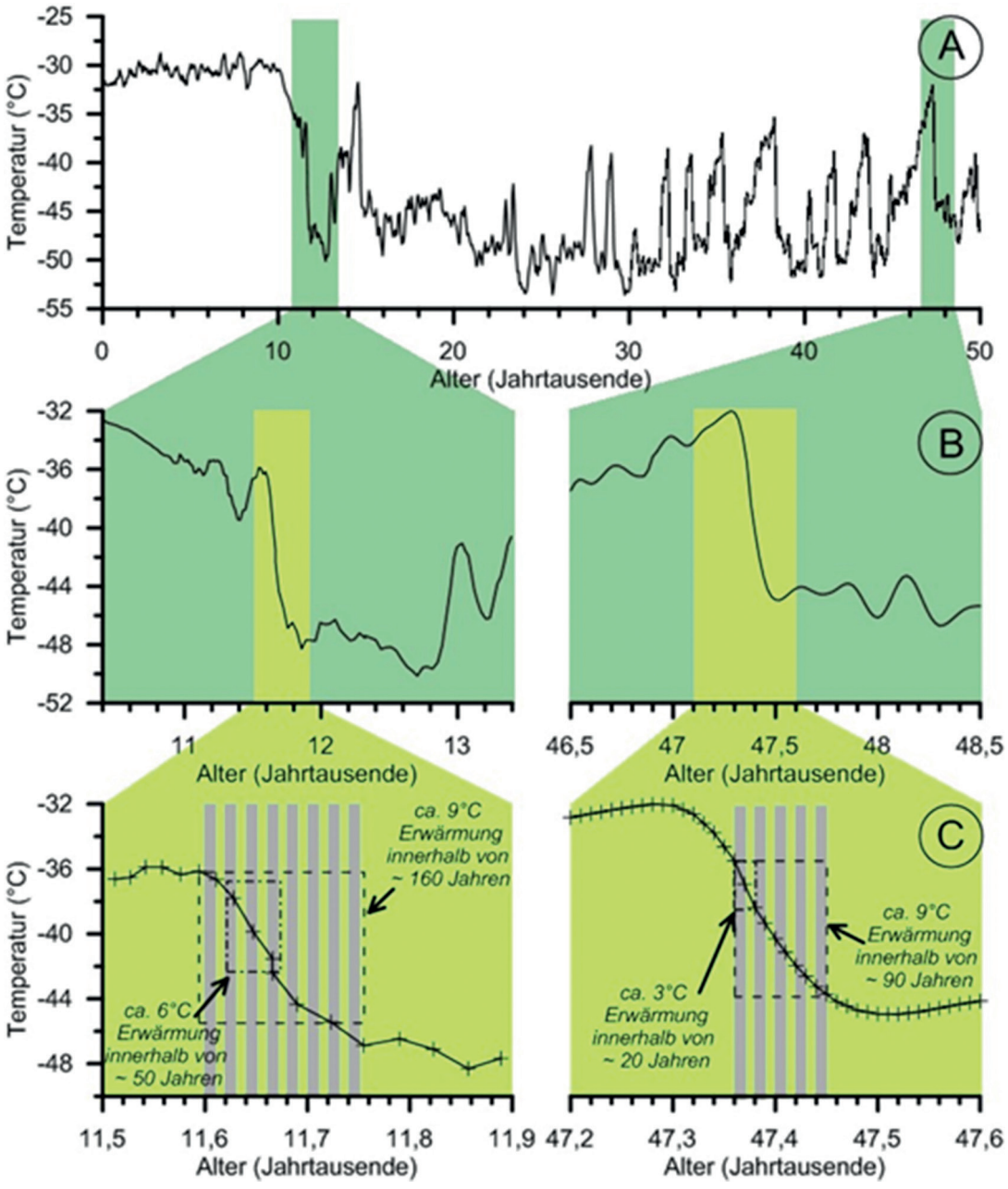

Abb. 2.4-2: (**A**) *Rekonstruktion der Lufttemperatur über dem Grönländischen Eisschild für die letzten 50.000 Jahre (0-30.000 Jahre: GRIP-»Greenland Ice Core Projekt« Eiskern, Alley, 2000; 30.000-50.000 Jahre: NGRIP-»North Greenland Ice Core Projekt« Eiskern, Huber et al. 2006).* (**B**) *Ausgewählte Temperaturveränderungen über Grönland auf einer Zeitskala von Jahrhunderten.* (**C**) *Detaillierte Darstellung der abrupten Temperaturänderungen auf einer Zeitskala von Jahrzehnten (graue Balken repräsentieren jeweils 10 Jahre).*

einer Kaltphase – letztendlich ein ähnlicher Ablauf, wie er auch für die Jüngere Dryas beschrieben wurde.

Als Auslöser für die Dansgaard-Oeschger-Zyklen wird eine Veränderung im Süßwassereintrag in den Nordatlantik als wahrscheinliche Ursache angenommen, wobei die Meinungen auseinandergehen, ob in diesem Fall das Wasser, wie für die Heinrich-Ereignisse beschrieben, vom nordamerikanischen Kontinent stammt oder seinen Ursprung in Skandinavien hatte (Dokken et al. 2013). Darüber hinaus scheint ein drastischer Rückgang der Meereisbedeckung, insbesondere im Europäischen Nordmeer, eine entscheidende Rolle für die plötzliche Erwärmung im Verlauf der Dansgaard-Oeschger-Zyklen zu spielen.

Fernwirkungen über den Nordatlantik hinaus

Von den Dansgaard-Oeschger-Zyklen über die Heinrich-Ereignisse bis hin zur Jüngeren Dryas scheinen alle abrupten Klima-Umschwünge während der letzten Eiszeit ihren Ausgangspunkt im nordatlantischen Raum zu haben. Das heißt aber nicht, dass auch ihre Auswirkungen auf diesen Raum beschränkt geblieben sind. Obwohl diese raschen Klimaschwankungen auf der Nordhalbkugel am stärksten ausgeprägt sind, lassen sich ihre Spuren auch in Klimaarchiven aus anderen Teilen der Welt nachweisen. Am deutlichsten spiegelt sich die Fernwirkung der Klimaänderungen nordatlantischen Ursprungs in ihrem Einfluss auf die Windsysteme in den (Sub-)Tropen wider und damit auf die Niederschlagssysteme insbesondere in den Monsunregionen. Die Ursache dafür liegt möglicherweise in Veränderungen im Temperaturgradienten zwischen den polaren und den tropischen Gebieten.

Zusammenhänge zwischen den Klimaschwankungen während der letzten Eiszeit

Die Dansgaard-Oeschger Zyklen stellen die am häufigsten auftretende Form von kurzfristigen Klimaschwankungen während der letzten Eiszeit dar (*Abb. 2.4-1*). Sie traten wie bereits beschrieben zumeist in regelmäßigen Abfolgen mehrerer Zyklen auf (z.B. zwischen 60.000 und 30.000 Jahren vor heute), allerdings gab es auch immer wieder Phasen, für die sie bisher nicht nachgewiesen werden konnten. Dazu zählt u.a. die letzte Hocheiszeit zwischen 23.000 und 18.000 Jahren vor heute. Diese Phase ist gekennzeichnet durch die größte Ausdehnung der kontinentalen Eisschilde. Zusammen mit dem Fehlen von Dansgaard-Oeschger Zyklen im Holozän deutet diese Beobachtung darauf hin, dass die Rahmenbedingungen, unter denen sich diese Zyklen entwickeln können, nur in einem »durchschnittlich« kalten Klima gegeben sind.

In die Abfolge der Dansgaard-Oeschger Zyklen sind auch immer wieder Heinrich-Ereignisse zwischen geschaltet. Sie treten jeweils in einer Dansgaard-Oeschger Kaltphase auf und münden meist in eine besonders starke Erwärmung (*Abb. 2.4-1*). Mitunter lässt sich ein zeitliches Ablaufmuster erkennen, beginnend mit einem Heinrich-Ereignis gefolgt von einer Serie von vier Dansgaard-Oeschger-Zyklen, die wiederum in ein erneutes Heinrich-Ereignis münden (z.B. zwischen den Heinrich-Ereignissen 3 & 4 und 4 & 5, *Abb. 2.4-1*). Dabei zeigt der erste Dansgaard-Oeschger-Zyklus die größte Erwärmung, während sich die folgenden drei Zyklen durch kontinuierlich abnehmende Amplituden auszeichnen. Hier deutet sich ein interner Zusammenhang zwischen diesen Klimaschwankungen an, der aber bis heute noch nicht ganz verstanden ist.

Eine gesonderte Rolle scheint in diesem Zusammenhang die Jüngere Dryas zu spielen. Sie stellt eine zeitlich begrenzte Rückkehr zu kalten, Eiszeit-ähnlichen Verhältnissen dar, die mitten im Übergang von einer Eiszeit zu einer Warmzeit stattfindet. Ähnliche Rückschläge sind aus früheren Eiszeit-Warmzeit-Übergängen nicht überliefert. Daher liegt die Vermutung nahe, dass es sich bei der Jüngeren Dryas tatsächlich um ein Einzelereignis handelt, das durch die plötzliche Zufuhr hoher Mengen an Süßwasser (Entwässerung des Agassiz Sees) in den Nordatlantik ausgelöst wurde.

Ausblick

Die überraschendste Erkenntnis aus den jüngsten Untersuchungen zu Klimaveränderungen während der letzten Eiszeit ist, dass das Klimasystem sehr viel dynamischer agieren kann als vorher angenommen und dass der eigentliche Wechsel von einem Klimazustand zu einem anderen bereits in Jahrzehnten und nicht in Jahrtausenden stattfinden kann. So veränderte sich das Klima in der Nordatlantik-Region vor ca. 11.700 Jahren, am Ende der Jüngeren Dryas, innerhalb von 20 Jahren zu einem milderen und weniger stürmischen Regime, während zur gleichen Zeit die Temperatur über Südgrönland innerhalb von 50 Jahren um 6 °C anstieg (*Abb. 2.4-2*, Dansgaard et al. 1989). Ähnliches spielte sich vor rund 47.400 Jahren ab, als sich die Lufttemperatur über Südgrönland innerhalb von 20 Jahren um 3 °C erwärmte (*Abb. 2.4-2*; Huber et al. 2006). Dieses Muster der sehr schnellen Klimaänderungen mit Temperaturanstiegen von einigen Grad Celsius über Grönland innerhalb weniger Jahrzehnte spiegelt sich in den meisten der 23 Dansgaard-Oeschger-Zyklen wider.

Im Gegensatz dazu erscheint das Klima im seit ca. 11.000 Jahren andauernden Holozän als vergleichsweise stabil. Auch wenn drastische Klimaänderungen, wie

sie sich in den Dansgaard-Oeschger-Zyklen zeigen, aus dem Holozän nicht bekannt sind, so zeigen z.B. ausgeprägte Dürreperioden, Abkühlungen und auch andere regionale Klimaereignisse ähnliche Tendenzen mit einem abrupten Beginn und einer Dauer von einigen Jahrhunderten (NRC 2002). Zu nennen sind hier beispielsweise die Kalt/Trockenphasen, die vor ca. 4.200 Jahren und während der Kleinen Eiszeit (ca. 1300 bis 1870 AD) stattgefunden haben. Zum Teil hatten solche schnellen Klimaveränderungen drastische Konsequenzen für ganze Völker, wie z.B. den Zusammenbruch der klassischen Maya Zivilisation in Mittelamerika und den Untergang des historischen Khmer-Reichs in Angkor im heutigen Kambodscha aufgrund von Dürren sowie das Ende der Wikingersiedlungen auf Grönland aufgrund einer Abkühlung. Würde heute bei einer Weltbevölkerung von über 7 Mrd. Menschen eine Dürre so plötzlich, anhaltend und weit ausgedehnt auftreten, wie es vor 4.200 Jahren geschah, wären die Auswirkungen wahrscheinlich katastrophal (Rashid et al. 2011).

Auf den ersten Blick mögen Klimaveränderungen, die über Jahrzehnte ablaufen, gar nicht als so schnell erscheinen. Aber aus gutem Grund versucht die Menschheit die Klimaerwärmung, die sie seit Beginn der Industrialisierung selbst ausgelöst hat, auf maximal 2 °C bis zum Ende dieses Jahrhunderts zu begrenzen. Sich an die Auswirkungen anpassen zu müssen, die eine größere Erwärmung z.B. im Hinblick auf den Meeresspiegelanstieg, die Nahrungsmittelproduktion und die gesundheitlichen Rahmenbedingungen zur Folge hätte, würde die Menschheit vor sehr große Probleme stellen. So betrachtet kann man sagen, dass eine »schnelle« oder abrupte Klimaveränderung vorliegt, wenn der Wandel zu schnell und unerwartet vor sich geht, als das die Menschheit noch die Möglichkeit hätte sich daran anzupassen.

Neueste Erkenntnisse der Klimaforschung, die für die Vergangenheit Erwärmungen von 5 °C und mehr innerhalb weniger Jahrzehnte belegen, zeigen jetzt, dass auch relativ große Klimaveränderungen tatsächlich sehr schnell ablaufen können. Allein diese Möglichkeit erfordert eine neue Betrachtung der vorliegenden Anpassungs- und Managementstrategien im Hinblick auf einen zukünftigen Klimawandel. Aus einer geologischen Perspektive ist es als sehr wahrscheinlich anzunehmen, dass abrupte Klimaänderungen auch in der Zukunft stattfinden werden. Es wird inzwischen davon ausgegangen, dass die Ozeane dabei eine sehr wichtige Rolle spielen, z.B. im Hinblick auf den Einfluss von Schmelzwasser auf die großräumige Ozeanzirkulation oder durch die Auswirkungen auf den Wärmeaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre, z.B. ausgelöst durch Veränderungen der Meereisausdehnung. Solange aber die Mechanismen, die diese schnellen Änderungen auslösen, und deren Dynamik nur in Ansätzen verstanden sind, können auch die besten Klimamodelle keine Aussagen über mögliche zukünftige schnelle Klimaänderungen machen.

Literatur

ALLEY, R. B. (2000): The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. Quaternary Science Reviews, 19, 213-226.

BOND, G., HEINRICH, H., BROECKER, W., LABEYRIE, L., MCMANUS, J., ANDREWS, J., HUON. S., JANTSCHIK, R., CLASEN, S., SIMET, C., TEDESCO, K., KLAS, M., BONANI, G. & S. IVY (1992): Evidence for massive discharges of icebergs into the North Atlantic Ocean during the last glacial period, Nature, 360, 245-249.

DANSGAARD, W., WHITE, J. W. C. & S. J. JOHNSEN (1989): The abrupt termination of the Younger Dryas climate event. Nature, 339, 532-534.

DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N. S., HAMMER, C. U., HVIDBERG, C. S., STEFFENSEN, J. P., SVEINBJORNSDOTTIR, A. E., JOUZEL, J. & G. BOND (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature, 364, 218-220.

DOKKEN, T. M., NISANCIOGLU, K. H., LI, C., BATTISTI, D. S. & C. KISSEL (2013): Dansgaard-Oeschger cycles: Interactions between ocean and sea ice intrinsic to the Nordic seas. Paleaoceanography, 28, 491-502.

HEINRICH, H. (1988): Origin and consequences of cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 years, Quaternary Research, 29, 142-152.

HEMMING, S. R. (2004): Heinrich events: Massive Late Pleistocene detritus layers of the North Atlantic and their global climate imprint, Review of Geophysics, 42, doi:10.1029/2003RG000128.

HUBER, C., LEUENBERGER, M., SPAHNI, R., FLÜCKIGER, J., SCHWANDER, J., STOCKER, T. F., JOHNSEN, S., LANDAIS, A. & J. JOUZEL (2006): Isotope calibrated Greenland temperature record over Marine Isotope Stage 3 and its relation to CH4. Earth and Planetary Science Letters, 243, 504-519.

JESSEN, K. (1935): Archaeological dating in the history of North Jutland's vegetation. Acta Archaeologica, Vol. 5.

NRC (National Research Council) (2002): Abrupt Climate Change: Inevitable Surprises. National Academy Press, Washington, 230 pp, http://www.nap.edu/catalog/10136.html.

RASHID, H., POLYAK, L. & E. MOSLEY-THOMPSON (Hrsg.) (2011): Abrupt Climate Change: Mechanisms, Patterns, and Impacts, Geophysical Monograph Series, Vol. 193, 242 pp., AGU, Washington, D.C., doi:10.1029/GM193.

Kontakt:

Prof. Dr. Dierk Hebbeln
MARUM (Center for Marine Environmental Sciences)
Universität Bremen
dhebbeln@marum.de

Hebbeln, D. (2015): Klimaschwankungen während der letzten Eiszeit. In: Lozán, J. L., H. Grassl, D. Kasang, D. Notz & H. Escher-Vetter (Hrsg.). Warnsignal Klima: Das Eis der Erde. pp. 51-56. Online: www.klima-warnsignale.uni-hamburg.de - doi:10.2312/warnsignal.klima.eis-der-erde.08