

NATÜRLICHE KLIMAÄNDERUNGEN IM LAUFE DER ERDGESCHICHTE

Olaf Bubbenzer und Ulrich Radtke, Köln

1. Einleitung

Das Klimasystem der Erde ist komplex, und die Energieverteilung in der Atmosphäre und den Ozeanen wird von vielen Faktoren beeinflusst. Klimaänderungen, das heißt über mehrere Jahre bis Jahrtausenden andauernde Abweichungen vom langjährigen Mittelwert, sind immer die Folge von Änderungen in der Energiebilanz der Erde.

Ein Blick zurück in die etwa 4,6 Milliarden Jahre alte Erdgeschichte offenbart in vielfältiger Weise, dass es immer wieder zum Teil extreme natürliche, das heißt vom Menschen nicht beeinflusste, Klimaänderungen gab. Beispiele hierfür finden sich weltweit und für annähernd jede erdgeschichtliche Epoche. So zeugen in Nord- und Süddeutschland Endmoränen und Findlinge von der Existenz des letzten Eiszeitalters, das erst gegen 11.000 Jahren vor heute zu Ende ging. Forschungen in der Sahara haben gezeigt, dass es dort im Zeitraum zwischen etwa 11.000 und 6.000 Jahren vor heute große Seen gegeben hat. Und im Erdmittelalter, dem so genannten Mesozoikum zwischen etwa 250 und 65 Millionen Jahren, herrschten bis in die aktuellen arktischen Breiten subtropische Verhältnisse, die zum Beispiel den Sauriern Lebensräume boten. Natürliche Klimaänderungen beeinflussten zweifellos maßgeblich die Evolution und damit auch unsere heutige Existenz. Der Rückblick in die Erdgeschichte und das Verständnis der Rahmenbedingungen und Ursachen des natürlichen Klimawandels bilden eine wesentliche Basis zur Einschätzung der aktuellen und zukünftig prognostizierten Klimaänderungen, insbesondere auch zur Beantwortung der Frage nach der Stärke des anthropogenen Einflusses (*Rahmstorf und Schellnhuber 2007*).

2. Klimaarchive: zeitliche Auflösung und räumliche Aussagekraft

Um natürliche Klimaänderungen in der erdgeschichtlichen Vergangenheit rekonstruieren zu können, müssen „Datenspeicher“ gefunden werden, so genannte Klimaarchive. Die oben genannten Findlinge bilden zum Beispiel ein solches Archiv. Jedoch können sie nur grundsätzlich darüber Auskunft geben, dass in Norddeutschland irgendwann größere eiszeitliche Gletschermassen gelegen haben müssen, weil nur Gletscher solche bis zu mehrere Tonnen

wiegende Blöcke aus Skandinavien herbewegt haben können. Günstiger sind solche Speicher, die längere Zeitabschnitte und damit auch Klimaschwankungen möglichst detailliert erfassen und sich gut zeitlich einordnen (datieren) lassen.

Daten von Klimamessungen, zum Beispiel der Klimaelemente Temperatur und Niederschlag, liegen erst seit etwa 300 Jahren für einzelne Stationen und seit wenigen Dekaden weltweit und flächendeckend vor. Man benötigt für die Klimarekonstruktion früherer Zeitabschnitte daher andere Archive. Diese liefern keine unmittelbaren Messwerte, sondern nur indirekte Hinweise, so genannte „Proxies“, die unterschiedliche Genauigkeiten, zeitliche Auflösungen und räumliche Aussagekraft zur Abschätzung ehemaliger Klimabedingungen aufweisen. Auch historische Aufzeichnungen, zum Beispiel Berichte über mittelalterlichen Weinbau in Großbritannien, zählen zu diesen Klima-proxies.


Aus Tabelle 1 wird deutlich, dass es sehr verschiedene Klimaarchive gibt, die verschiedene Zeiträume erfassen können und unterschiedliche Rückschlüsse erlauben. Diese sind häufig nur mit großem labortechnischem Aufwand zu ermitteln und geben dann nur annäherungsweise über die Klimabedingungen während ihrer Bildung Auskunft.

Archiv	Minimal erfassbarer Zeitraum (in Jahren)	Maximal erfassbarer Zeitraum (in Jahren)	Informationen über
Eis	1	10 ⁶	T, N, C _L , B, V, E, S
Marine Sedimente	10	10 ⁸	T, C _W , B, E, M, N
Limnische Sedimente	< 1	10 ⁵	T, B, E, N, V, C _W
Terrestrische Sedimente und Bildungen	Löß	10 ²	N, B, E, V
	Dünen	10 ²	N, B
	Böden	10 ²	N, B
	Sinter (Tropfsteine)	10 ²	C _W , T, N
	Fluviale Ablagerungen	10 ²	N, B
Biologische Bildungen	Baumringe	< 1	T, N, B, V, E, S
	Pollen	1	T, N, B
	Korallen	1	C _W , M, T, N
	Torf/Moore	10 ²	B
Historische Archive	< 1	10 ⁴	T, Z, N, B, V, E, M, S, C _{LW}

T - Temperatur
 N - Niederschlag
 B - Biomasse und Vegetationszusammensetzung
 V - Vulkanausbrüche
 E - Veränderungen im Erdmagnetfeld
 M - Meeresspiegelschwankungen
 C - Chemische Zusammensetzung von Luft (C_L) und Wasser (C_W)
 S - Schwankungen in der Sonneneinstrahlung

08'07

Tab. 1: Archive zur Rekonstruktion von Klimawandel und deren Aussagekraft (ergänzt nach Bradley 1999).



Im Idealfall lassen sich, und dies gilt zum Beispiel für limnische Sedimentarchive (Seesedimente), sogar jahreszeitliche Schwankungen über mehrere Jahrtausende ableiten. Diese Klimarekonstruktionen gelten dann aber häufig nur für begrenzte Regionen, etwa das Einzugsgebiet des untersuchten Sees. Im offenen Ozean erbohrte marine Sedimente repräsentieren dagegen meist größere Gebiete, weil im Ozean der Sedimenteintrag über eine große Fläche verteilt wird. Sie erlauben sogar Rückschlüsse auf globale Klimaänderungen seit mehreren hundert Jahren von Millionen Jahren. Jedoch ist ihre Aussagekraft bezüglich der Auswirkungen dieser Klimaänderungen auf die Landoberflächen begrenzt. Dies gilt verständlicherweise insbesondere für die Erfassung von Feuchteschwankungen.

Die polaren Eismassen bieten neben den marinen und limnischen Sedimenten die besten und vollständigsten Klimaarchive. Neben einer sehr guten zeitlichen Auflösung beinhalten Eisbohrkerne auch noch eingeschlossene Luftblasen und damit unmittelbare „Proben“ aus den jeweiligen Zeiten der Eisbildung. Lange Zeitreihen von mehreren Jahrhunderttausenden konnten durch Tiefbohrungen in den Kontinentaleismassen in Grönland und in der Antarktis gewonnen werden. Im „European Project for Ice Coring in Antarctica“ wurden sogar fast eine Million Jahre alte Eisschichten erreicht. Solche weit zurückreichenden und detaillierten Informationen lassen sich aus den Gebirgsgletschern nicht gewinnen, weil sie deutlich jünger sind und sich schneller bewegen als die Kontinentaleismassen. Um auch in Landgebieten ohne Gletscher- und Seenarchive sowie für ältere erdgeschichtliche Abschnitte klimatische Hinweise erhalten zu können, werden in den letzten Jahren weltweit, oft unter Federführung oder Beteiligung von Geographen, verstärkt so genannte terrestrische Archive untersucht. Häufig lassen sich die dort gewonnenen, auf Grund von Sedimentationslücken und Abtragungsphasen unvollständigen und nicht soweit zurückreichenden, Klimaproxies mit den oben genannten genauen und vollständigeren marinen und glazialen Daten korrelieren. Somit können Lücken geschlossen und die Daten verdichtet werden. Darüber hinaus ermöglichen terrestrische Archive meist auch Hinweise auf die jeweils herrschenden ökologischen Verhältnisse, weil sie häufig organische Bestandteile wie Knochenfragmente oder Vegetationsreste enthalten. Diese biologischen Archive, zu denen abgestorbene Bäume mit ihren Wachstumsringen und Pflanzenpollen gehören, zählen, wenn sie in stärkerer Verbreitung bzw. größeren Mächtigkeiten wie etwa in Mooren auftreten, zu den besten terrestrischen Archiven.

Zur zeitlichen Einordnung ehemaliger Klimaänderungen

werden in der Paläoklimatologie, also der Wissenschaft des Vorzeitklimas, verschiedene Datierungsverfahren genutzt. Ihre Einsatzmöglichkeiten richten sich vor allem nach dem zu untersuchenden Material (organisch oder mineralisch) sowie nach dem zu datierenden Altersbereich. In der Quartärforschung, die vor allem von Geographen, Archäologen, Botanikern und Geologen betrieben wird, kommen neben der Dendrochronologie (Baumringuntersuchung) und der Pollenanalyse z.B. die Radiokarbon- und die Lumineszenzmethode zum Einsatz. Für ältere erdgeschichtliche Abschnitte benutzt man die langen Zerfallsreihen radioaktiver Isotope. Neben diesen werden im Rahmen der Paläoklimatologie weitere Datierungsmethoden genutzt (vgl. z.B. Bradley 1999).

Grundsätzlich lässt sich sagen, dass die Aussagekraft von Proxies bezüglich der Dauer und Stärke von Klimaänderungen, je weiter man in die Vergangenheit zurückgeht, schlechter wird. Dieser Umstand sowie die oben genannten und in Tabelle 1 aufgeführten archivabhängigen Rahmenbedingungen müssen bei jeder Interpretation und bei Vergleichen bedacht werden. So lassen sich etwa kurzfristige, nur wenige Jahrzehnte bis Jahrhunderte währende Klimaänderungen, wie sie für das Eiszeitalter (Pleistozän, 2,6 Millionen bis 11.000 Jahre vor heute) und die Nacheiszeit (Holozän, seit 11.000 Jahren) belegt sind, für die langen Zeiträume davor nur in glücklichen Ausnahmefällen finden. Dies heißt aber nicht, dass es sie nicht häufiger gegeben hat.

3. Ursachen für natürliche Klimaänderungen

Klimaänderungen sind die Folge von Änderungen in der Energiebilanz der Erde. *Rahmstorf und Schellnhuber (2007)* unterscheiden drei Möglichkeiten:

1. Änderungen in der Umlaufbahn der Erde um die Sonne oder in der Sonne selbst mit zyklisch ablaufenden Schwankungen (Abb. 1).
2. Änderungen der planetarischen Albedo, das heißt des von der Erde in den Weltraum zurück gespiegelten Teils der Sonnenenergie. Dieser Wert hängt im Wesentlichen von der Bewölkung und der Helligkeit der Erdoberfläche ab, also vor allem von der Eisbedeckung und, seit dem Auftreten des Menschen, von der Landnutzung. Heute beträgt die Erdalbedo etwa 30%.
3. Änderungen in der Zusammensetzung der Atmosphäre, vor allem an Treibhausgasen (vor allem Wasserdampf, Kohlendioxid, Methan und Lachgas) oder in der Menge von Feinstaub (Aerosole). Diese beiden Stoffgruppen beein-

flussen die Absorption und Reflexion der von der Erd- und Meeresoberfläche abgehenden Wärmestrahlung.

Einmal angestoßen von einem oder mehreren dieser Faktoren lassen sich häufig Selbstverstärkungseffekte erkennen, die auch als positive Rückkopplungen bezeichnet werden. Sie wirken in unterschiedlicher Stärke und zeitlichen Dimensionen. Sehr effektiv und schnell wirksam ist die so genannte Eis-Albedo-Rückkopplung: Führt eine Abkühlung zu einer vermehrten Eisbildung, so vergrößert sich dadurch die Albedo, was die Abkühlung weiter verstärkt.

Blickt man unter Berücksichtigung der jeweiligen Auflösungsmöglichkeiten in die Archive und damit in die Erdgeschichte, so dominieren für natürliche Klimaänderungen in unterschiedlichen Zeitskalen grob folgende Ursachen:

- Kurzfristig auftretende Ereignisse können langfristige Klimaänderungen hervorrufen. Hierzu gehören Meteoriteneinschläge, kurz andauernde Vulkanausbrüche und kürzere zyklische Meeresströmungsänderungen wie das El Niño-Phänomen. Der ursächliche Impuls dauert dabei nur Sekunden bis Jahre.
- Jahrzehnte andauernde Vulkanausbrüche und Variationen in der Solarstrahlung, z.B. der Sonnenfleckenzyklus (ca. 11 Jahre), Änderungen in Teilgliedern der Ozeanzirkulation (z.B. der thermohalinen Zirkulation im Nordatlantik) und kürzere Schwankungen in der Erdumlaufbahn, z.B. die Nutation (eine der Präzession überlagerte Pendelbewegung, Zyklus ca. 19 Jahre).
- Jahrtausende bis Jahrhunderttausende andauernde Orbitalvariationen (Abb. 1). Diese als Milankovitch-Zyklen bekannten Variationen sind vor allem:
 - a. Die Kreiselbewegung der Erdachse (Präzession, Zyklus ca. 23.000 Jahre, untergeordnet auch 19.000 Jahre), die zwar die globale Energiebilanz nicht verändert, aber dazu führt, dass sich der Termin des sonnennächsten Punktes der Erde zur Sonne (Perihel) zeitlich verändert und so zeitweise die Nord- und zeitweise die Südhalbkugel mehr Strahlung empfangen. Aufgrund der global unterschiedlichen Land-Meer-Verteilung entstehen so Schwankungen in der Energieumsetzung.
 - b. Die Änderung der Erdachsneigung (Schiefe der Ekliptik oder Obliquität, Zyklus ca. 41.000 Jahre) gegenüber ihrer Umlaufbahn um die Sonne. Sie schwankt zwischen 21,5° und 24,5°. Bei einer Zunahme der Obliquität verringern sich die Unterschiede zwischen den Klimazonen, d.h. in den Polbereichen wird es im Mittel etwas wärmer und am Äquator etwas kälter.
 - c. Die Änderungen der Ellipsenform der Erdbahn

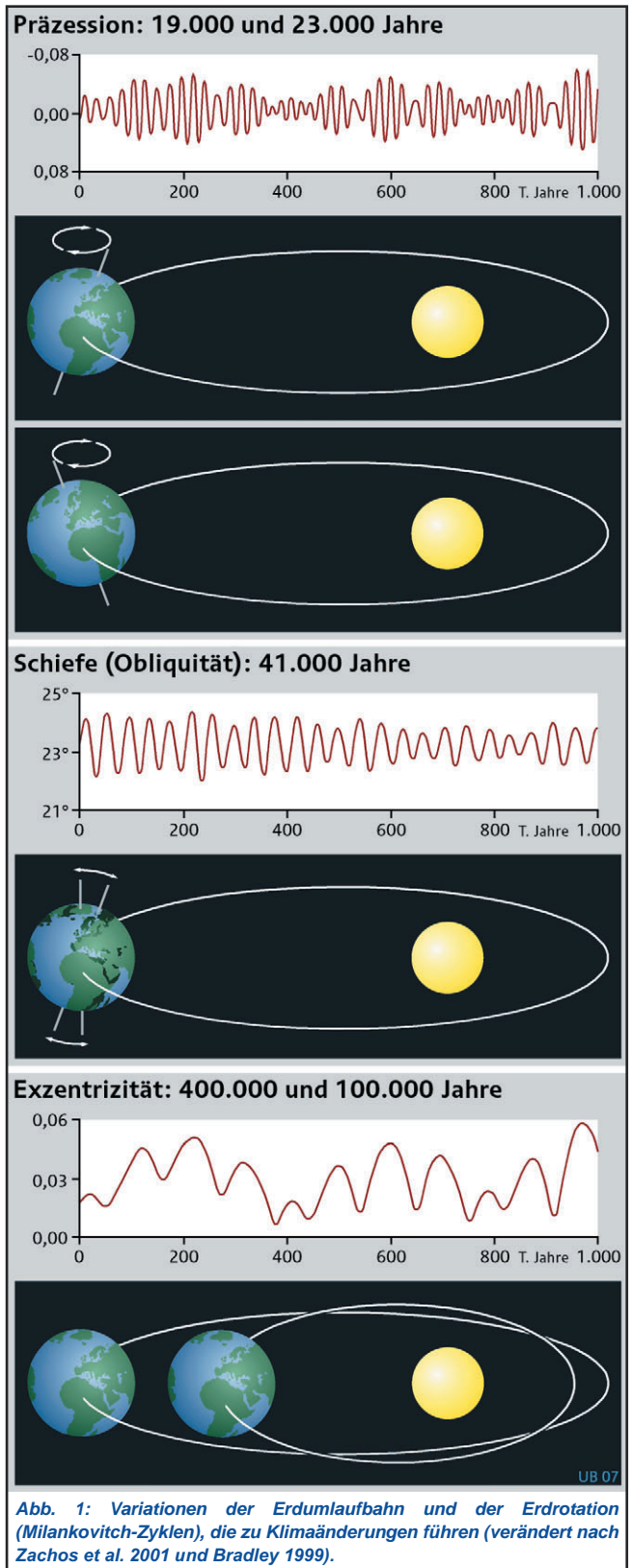
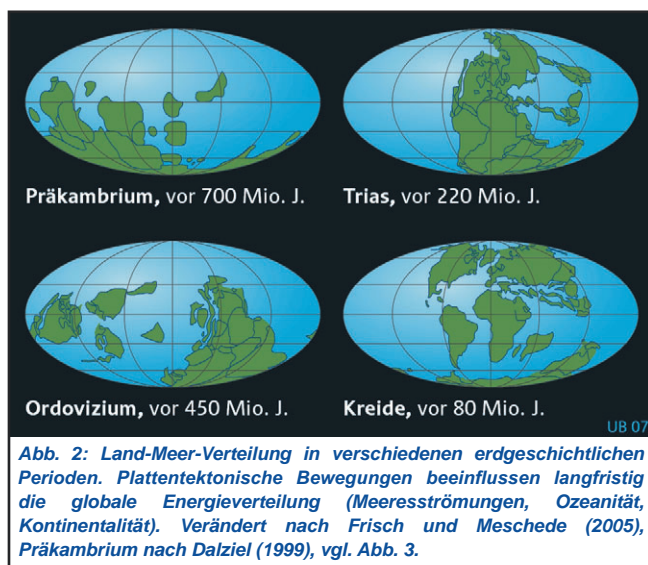


Abb. 1: Variationen der Erdumlaufbahn und der Erdrotation (Milankovitch-Zyklen), die zu Klimaänderungen führen (verändert nach Zachos et al. 2001 und Bradley 1999).

um die Sonne (Exzentrizität, Zyklen von ca. 100.000 und 400.000 Jahren). Im komplexen Zusammenspiel der Erdbahnparameterschwankungen ergeben sich Klimazyklen von ca. 19.000, 23.000, 41.000 und 100.000 Jahren (Bradley 1999).

- Jahrhunderttausende bis Jahrhundertmillionen andauernde Klimaschwankungen, die vor allem von plattentektonischen Prozessen gesteuert werden (Abb. 2): In der Folge kommt es zu Änderungen in der Ozeanzirkulation und zur Beeinflussung des sehr langsam ablaufenden Kohlenstoffkreislaufs.



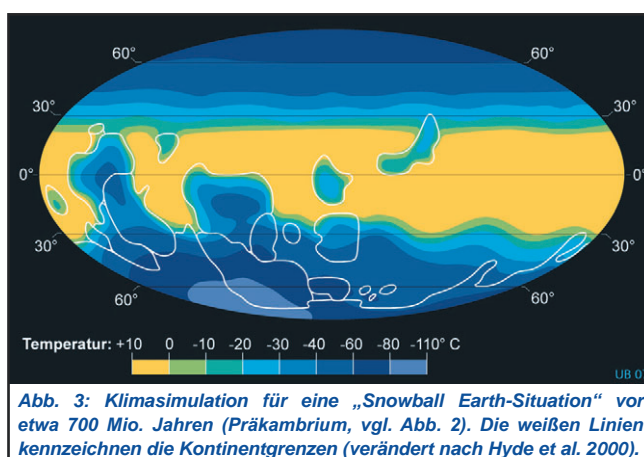
4. Klimageschichte und Klimawandel

Was wissen wir über vorgeschichtliche Klimaschwankungen? Sicher ist, dass es bereits in der Frühzeit der Erdgeschichte extreme Klimaänderungen gegeben hat, unter denen es ein Leben, wie wir es heute kennen, nicht hätte geben können. Im Folgenden machen wir eine Zeitreise. Berücksichtigen müssen wir dabei, dass gerade für die älteren erdgeschichtlichen Epochen viele Zusammenhänge noch ungewiss, nicht vollständig verstanden sowie zeitlich schlecht auflösbar und räumlich schwer einzuordnen sind.

4.1 Der Zeitraum 4,6 Milliarden bis 542 Millionen Jahre vor heute (Präkambrium)

Über die Klimaentwicklung in der lang andauernden Frühgeschichte der Erde ist nur relativ wenig bekannt. Nachdem eine erste Uratmosphäre wieder in den Weltraum diffundiert war, bildete sich unter Einwirkung der kurzwelligen Sonnenstrahlung vermutlich ab etwa

4 Milliarden Jahren vor heute eine, aufgrund des Fehlens von pflanzlichem Leben und damit auch von Sauerstoff, stark mit Kohlendioxid und Methan angeereicherte Atmosphäre. Obwohl die Sonnenstrahlung in der Frühzeit der Erde um ca. 25-30% geringer war als heute, gibt es bereits für die Zeit um 3 Milliarden Jahre Hinweise auf das Vorkommen von flüssigem Wasser. *Rahmstorf und Schellnhuber (2007)* folgern daraus, dass der extrem starke Treibhauseffekt die schwächere Strahlung ausgeglichen hat. Mit dem Aufkommen des ersten pflanzlichen Lebens um etwa 3,5 Milliarden Jahren sank nach und nach der Kohlendioxidgehalt der Atmosphäre und es kam zu einer langsamen Abkühlung, die in einem ersten Eiszeitalter zwischen etwa 2,4 und 2,2 Milliarden Jahren gipfelte. Über eventuell mitwirkende plattentektonische Prozesse (s.u.) aus dieser Zeit lassen sich keine Aussagen machen. Für die nachfolgenden rekonstruierbaren langen Klimazyklen gegen Ende des Präkambriums gibt es dagegen diese Hinweise. So vermuten *Raymo et al. (1988)* einen globalen Regelkreis, der sich zyklisch in Jahrillionen aus dem Zusammenspiel zwischen plattentektonischer Bewegung, Verwitterung und Abtragung und der damit in Verbindung stehenden Kohlendioxidbindung wiederholte: Während stärkerer plattentektonischer Aktivität führte das Auseinanderbrechen ehemaliger Superkontinente und Hebungsphasen demnach zu stärkerer Verwitterung und Abtragung. Die Folge war eine Verringerung des atmosphärischen Kohlendioxids durch dessen Bindung in Sedimenten. Dies führte, insbesondere in Zeiten, in denen sich größere Landmassen in Pollage befanden, zu einer sich über den oben beschriebenen Eis-Albedo-Effekt selbstverstärkenden Abkühlung und damit zu einem extremen Eiszeitalter mit globalen Mitteltemperaturen von bis zu -50°C (*Rahmstorf und Schellnhuber 2007*). Abbildung 3 zeigt eine solche aus Modellierungen rekonstruierte „Snowball Earth-Situation“. Nachdem vermutlich



alle Kontinente und auch weite Teile der Ozeane mit Eis bedeckt waren, nahm in Zeiten geringerer tektonischer Aktivität das Ausmaß der Verwitterung und Kohlendioxidbindung wieder ab. Der jedoch immer noch andauernde vulkanische Ausstoß von Kohlendioxid führte zu einem verstärkten Treibhauseffekt und damit zu einer Erwärmung auf bis zu +50° C. Für den Zeitraum zwischen 750 und 580 Millionen Jahren vor heute lassen sich so zwei bis vier starke glaziale Perioden, auf die jeweils extreme Warmphasen folgten, vermuten (Hoffman et. al 1998). „Manche Biologen sehen in dieser Klimakatastrophe die Ursache für die dann folgende Evolution der großen Vielfalt moderner Lebensformen...“ (Rahmstorf und Schellnhuber 2007: 15-17).

4.2 Der Zeitraum 542 bis 65,5 Millionen Jahre vor heute (Paläozoikum und Mesozoikum)

Im so genannten Erdaltertum (Paläozoikum, 542-251 Millionen Jahre) herrschte wärmeres Klima vor, das jedoch im Übergang vom Ordovizium zum Silur von einem schwächeren und vom Karbon zum Perm von einem stärkeren Eiszeitalter unterbrochen wurde (Abb. 4). Letzteres wird auch als Gondwana-Vereisung bezeichnet, weil es weite Teile des damaligen auf der Südhalbkugel gelegenen Großkontinents betraf, wie noch heute sichtbare Gletscherschrammen in Südafrika beweisen. Insgesamt scheinen auch im Paläozoikum die Klimaschwankungen von plattentektonischen Bewegungen und dem langsamen Kohlenstoffkreislauf verursacht worden zu sein, denn es gibt für beide Vereisungsphasen Hinweise auf verringerte

Kohlendioxidgehalte (Royer et al. 2004). Ansonsten lag der CO₂-Gehalt der Atmosphäre mit Werten von mehr als 1000 ppm zumeist wesentlich höher als heute (ca. 380 ppm) und die Erde war eisfrei.

Im Erdmittelalter (Mesozoikum, 251-65,5 Millionen Jahre) war die Erde vollständig ohne Eis. Daher lag der Meeresspiegel etwa 80 m höher als heute, und die Temperaturen überstiegen die heutigen um 6-8°C (Royer et al. 2004). Die Welt war beherrscht von tropischen Wäldern und Dinosauriern. Das Ende der mesozoischen Warmphase und der Dinosaurier wurde vermutlich von einem oder mehreren katastrophalen Meteoriteneinschlägen verursacht. Der in die Atmosphäre katapultierte Staub schwächte die einkommende Sonnenstrahlung, und damit kam es zur Abkühlung (Pálffy 2005).

Abschließend muss betont werden, dass bis heute genauere Aussagen über das Ausmaß und den zeitlichen Ablauf des Klimageschehens unseres Planeten vor der Erdneuzeit (Känozoikum, s.u.) schwierig zu machen sind und daher oft noch hypothetisch bleiben. Dies liegt vor allem auch an der Tatsache, dass für den Zeitraum keine detaillierten Tiefseesedimentkerne vorliegen und die Datierungsmöglichkeiten begrenzt sind.

4.3 Der Zeitraum 65,5 bis 2,6 Millionen Jahre vor heute (Tertiär)

Am Beginn der Erdneuzeit (Känozoikum ab 65,5 Millionen Jahre) „erholte“ sich das Klima zunächst wieder, so dass die Temperaturen bis vor etwa 52 Millionen Jahren anstiegen (s. Abb. 5). Danach sanken die Temperaturen zunächst langsam, um dann zum Beginn des Oligozäns (ca. 34 Millionen Jahre) deutlich

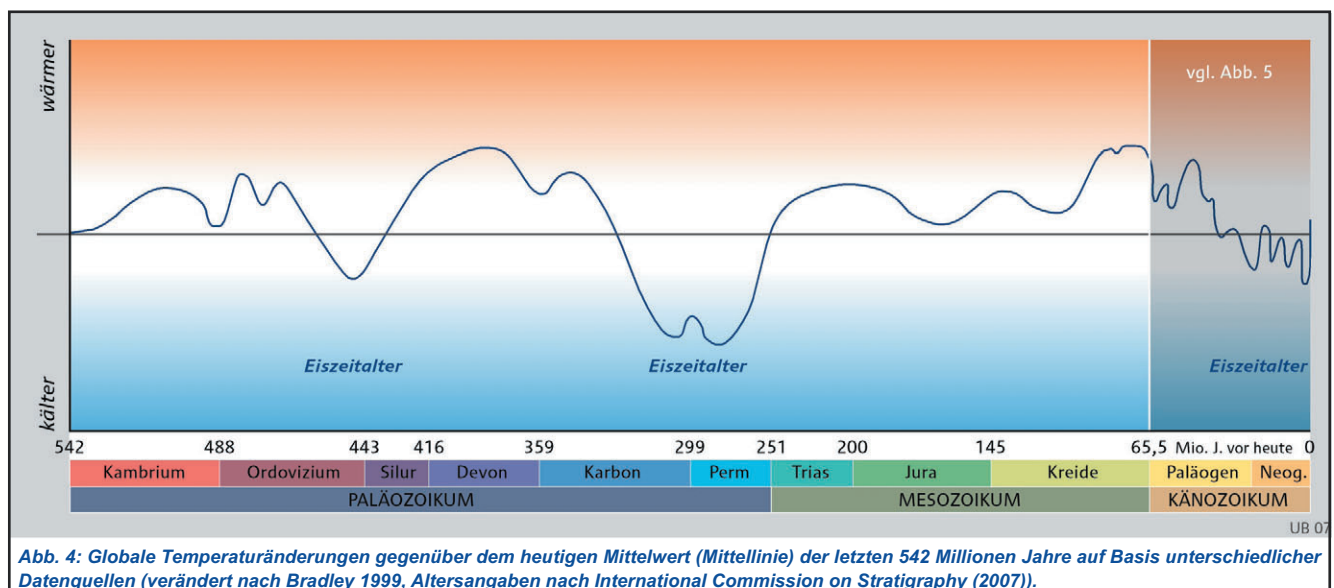
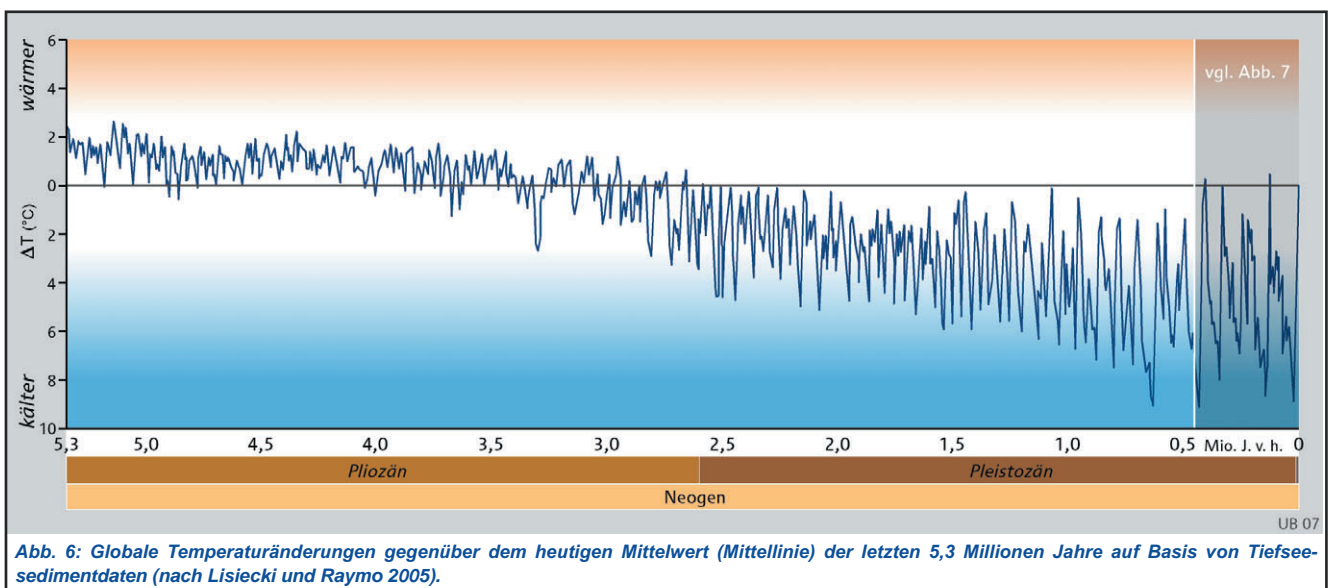
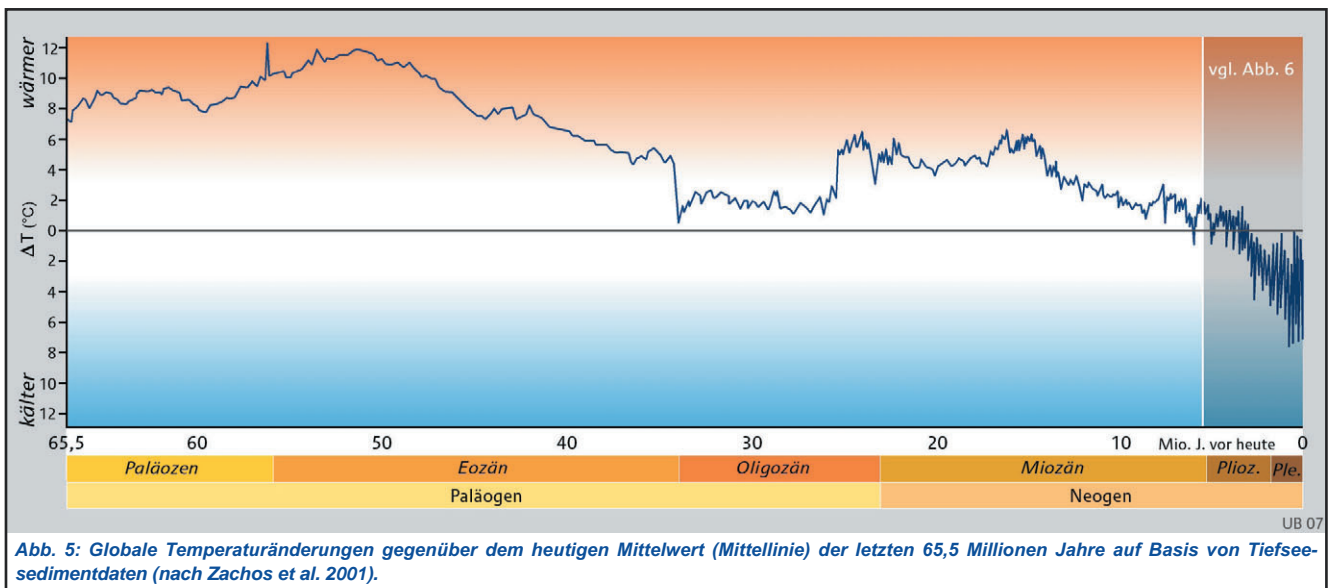


Abb. 4: Globale Temperaturänderungen gegenüber dem heutigen Mittelwert (Mittellinie) der letzten 542 Millionen Jahre auf Basis unterschiedlicher Datenquellen (verändert nach Bradley 1999, Altersangaben nach International Commission on Stratigraphy (2007)).

abzufallen (Zachos et al. 2001). Für die Antarktis, die nach dem Zerfall des Superkontinents Gondwana in Richtung Südpol driftete, ist eine erste Vereisung nachweisbar, die bis heute andauert. Trotzdem kam es am Ende des Oligozäns zu einem Temperaturanstieg, der bis ins mittlere Miozän (ca. 15 Millionen Jahre) anhielt. Erst danach sanken die Temperaturen kontinuierlich, so dass es ab ca. 7-8 Millionen Jahren vor heute zu ersten Vereisungen in den höheren Breiten (z.B. Grönland) und den Hochgebirgen der Nordhalbkugel kam. Für die sich über Millionen Jahre erstreckenden Klimaänderungen sind die Ursachen immer noch primär in plattentektonischen Verschiebungen zu suchen. Sie erzeugten Veränderungen in den Kontinentalgrenzen, Meeresströmungen und Gebirgsbildungsprozessen.

Im Gegensatz zu den vorherigen erdgeschichtlichen Phasen sind diese nun aber besser zeitlich fassbar. Zu nennen sind hier zum Beispiel die weite Öffnung des Atlantiks, die Öffnung und Erweiterung der Meeresverbindung um die Antarktis, die Schließung der mittelamerikanischen Landbrücke sowie die Auffaltung des Himalayas auf Grund der Kollision Indiens mit Asien. Mit Sicherheit gab es in diesem Zeitabschnitt auch Klimazyklen, die auf orbitale Schwankungen oder andere, kürzer wirkende Ursachen zurückzuführen sind. Hierzu zählen etwa vulkanische Aktivitäten und deren Auswirkungen auf den Kohlendioxidgehalt der Atmosphäre oder die Bildung von Tiefenwasser und nährstoffreichem Auftriebswasser mit einer daraus resultierenden höheren biologischen Produktivität



(Kasang 2007).

Nachgewiesen ist darüber hinaus eine vor etwa 55 Millionen Jahren aufgetretene und relativ kurzfristige, etwa 100.000 Jahre dauernde positive Klimaschwankung um +5 bis +6°C, die vermutlich aus einer großen Methanfreisetzung (einem starken Treibhausgas) vom Meeresboden her resultierte (Zachos et al. 2001).

Für den Zeitraum der letzten etwa 5 Millionen Jahre liegen detaillierter erfassbare marine Sedimentbohrkerne vor (s. Abb. 6). Sie zeigen, dass es eine Vielzahl kürzerer Klimaschwankungen gab und verdeutlichen den generellen Abkühlungstrend.

4.4 Der Zeitraum 2,6 Millionen Jahre bis 11.000 Jahre vor heute (Pleistozän)

Für den Zeitraum der letzten 2,6 Millionen Jahre existiert eine große Zahl regionaler Studien, aus denen wir wissen, dass die Klimaverschlechterung am Ende des Tertiärs weltweit nicht einheitlich verlief, womit die zeitliche Abgrenzung des Quartärs schwierig wird. Viele Wissenschaftler benutzen daher eine weltweit auffindbare Umpolung des Erdmagnetfeldes vor etwa 2,6 Millionen Jahren. Das Quartär ist jedoch nicht nur für die Paläoklimatologie interessant. Vielmehr liefern in ihm auch die wichtigsten Phasen der Menschheitsentwicklung ab. So scheint es nicht unbegründet zu sein, anzunehmen, dass die deutlichen quartären Klimaschwankungen sich auch auf die Entwicklung des *Homo sapiens* ausgewirkt haben.

Tiefseesedimente, und für die letzte Million Jahre auch Eisbohrdaten, zeigen für den Zeitraum zwischen 2,6 Millionen Jahre vor heute bis zum Beginn der derzeitigen Warmphase, dem Holozän (11.000 Jahre), stärker werdende zyklische Kalt-Warm-Schwankungen (s. Abb.

7). Zusammen mit den anderen beschriebenen Glazialen zeichnet sich das quartäre Eiszeitalter (Pleistozän) dadurch aus, dass um beide Pole herum größere Eisschilde auftraten. Vor allem auf der Nordhalbkugel stießen dabei die kontinentalen Inlandeisgletscher weit nach Süden vor. Das auf dem Land gebundene Wasser führte zu einer Meeresspiegelabsenkung von jeweils bis zu etwa 130 m. Zunächst herrschte ein Zyklus von 41.000 Jahren, ab einer Million Jahren vor heute ein ca. 100.000 Jahre dauernder Zyklus vor. Die letzte Kaltzeit, die in Norddeutschland als Weichsel- und in Süddeutschland als Würmkaltzeit bezeichnet wird, dauerte zum Beispiel von 115.000 Jahren bis 11.000 Jahre vor heute. Die Temperaturen lagen im Mittel 7-10°C unter den heutigen, und aufgrund der größeren Kälte fielen nur etwa zwei Drittel des heutigen Niederschlags. Davor, im Zeitraum zwischen 130.000 und 115.000 Jahren, lag die Eem-Warmzeit. Sie wies um etwa 2°C höhere Mitteltemperaturen als heute auf, wobei vor allem die Winter wärmer waren. Somit betragen die Temperaturschwankungen zwischen den Glazialen (Kaltzeiten) und Interglazialen (Warmzeiten) in Mitteleuropa im Mittel bis zu etwa 10-12°C. Maximal traten Schwankungen von deutlich mehr als 20°C auf. Auch in den meisten anderen Regionen der Welt konnten deutliche Temperaturschwankungen nachgewiesen werden, sogar in den Tropen.

Für das nördliche Mitteleuropa sind drei bis vier große Eisvorstöße nachgewiesen: Elster, Saale (mit dem Drenthe- und dem Warthevorstoß) und Weichsel (Maximum um 20.000 J.v.h., Abb. 8). Zwischen ihnen lagen die Interglaziale Holstein und Eem (s.o.).

In Süddeutschland lassen sich mindestens fünf Vereisungsphasen nachweisen, die als Günz,

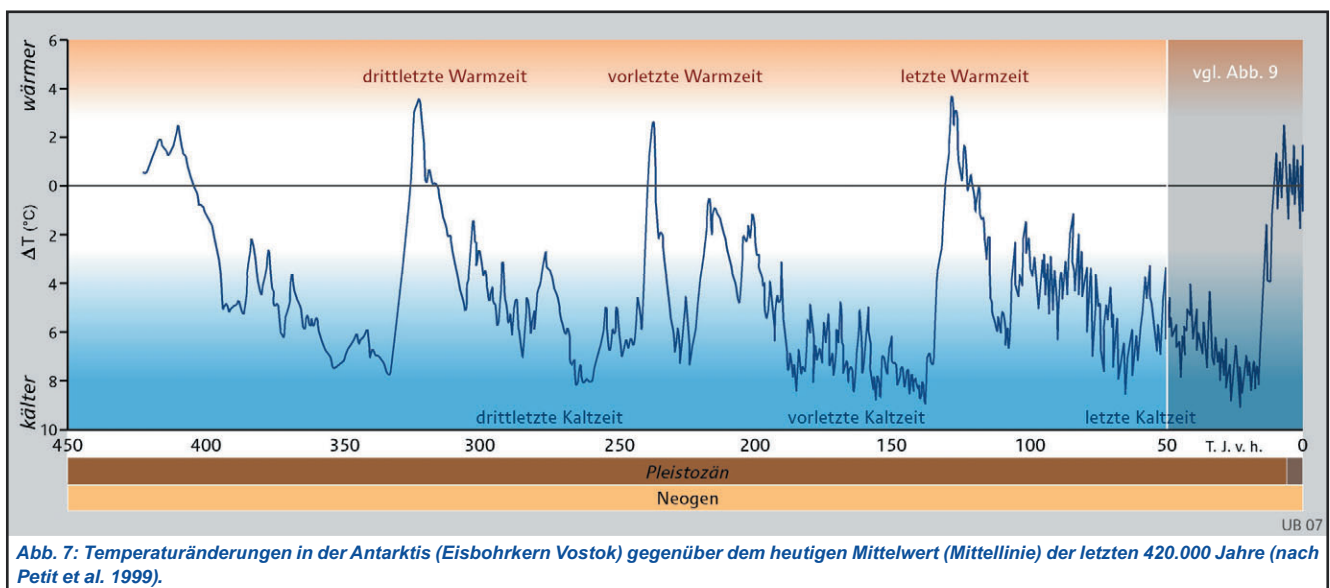
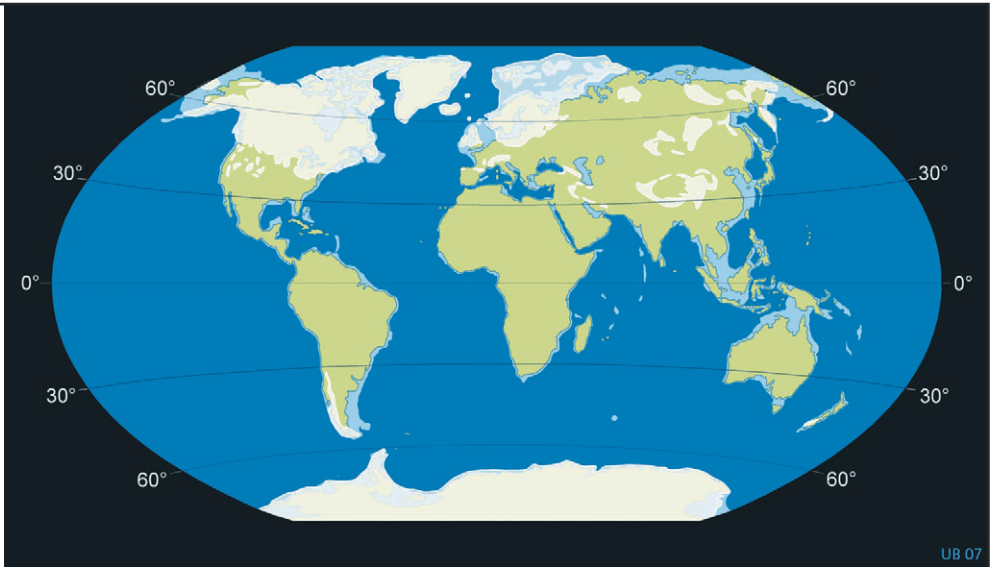


Abb. 7: Temperaturänderungen in der Antarktis (Eisbohrkern Vostok) gegenüber dem heutigen Mittelwert (Mittellinie) der letzten 420.000 Jahre (nach Petit et al. 1999).

Abb. 8: Eisbedeckung während des Maximums der letzten Kaltzeit (Weichsel/Würm) vor etwa 20.000 Jahren (zusammengestellt nach verschiedenen Quellen). Die hellblauen Flächen kennzeichnen Flachmeerbereiche, die aufgrund der hochglazialen Meeresspiegelabsenkung zum Teil trocken lagen.

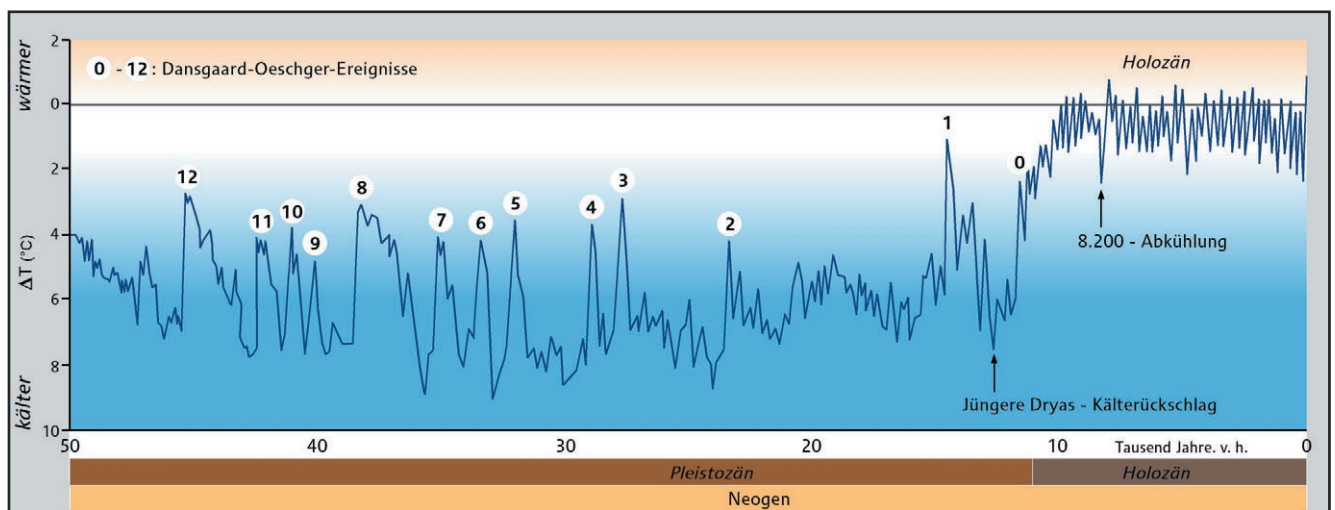


UB 07

Haslach, Mindel, Riss und Würm bezeichnet werden und in denen Talgletscher bis ins Alpenvorland hinein reichten. Über ältere Kaltzeiten ist aufgrund schlechter Datierungsmöglichkeiten nur wenig bekannt. Während das Weichsel- bzw. das Würmglazial zeitlich gut zu korrelieren sind, gibt es diesbezüglich bei den älteren Glazialen noch Schwierigkeiten, weshalb auch darüber von geographischer Seite (z.B. in der Geomorphologie) intensiv geforscht wird.

Die Ursachen der nun erstmals in der Erdgeschichte fassbaren kürzeren quartären Klimazyklen liegen somit vor allem in den in Kapitel 2.1.2 beschriebenen Schwankungen der Erdumlaufbahn um die Sonne (Rahmstorf und Schellnhuber 2007). Sie führten zu Änderungen der eingestrahelten Gesamtenergiemenge,

aber in viel stärkerem Maße der Energieverteilung auf der Erde. So kam es dann zu einem Eiswachstum, wenn die Sonneneinstrahlung im Sommer und Herbst über der nördlichen Halbkugel schwächer wurde. In der Folge taute die Schneedecke des vorherigen Winters nicht mehr vollständig ab und vergrößerte sich von Jahr zu Jahr. Hinzu kam die bekannte Eis-Albedo-Selbstverstärkung. Über die Abnahme des globalen atmosphärischen Kohlendioxidgehalts kühlte sich schließlich auch die Südhalbkugel ab. Noch nicht endgültig erforscht ist die gegenseitige Beeinflussung und Rückkopplung von Kohlendioxid und Temperatur, lassen sich doch auch Phasen nachweisen, in denen zunächst die Temperaturen und erst danach die Kohlendioxidgehalte anstiegen.



UB 07

Abb. 9: Temperaturänderungen in Grönland (Eisbohrkerne) gegenüber dem heutigen Mittelwert (Mittellinie) während der letzten 50.000 Jahre (nach Rahmstorf und Schellnhuber 2007).

Neben dem Wechsel zwischen Glazialen und Inter-glazialen sind für das Pleistozän auch abrupte Klima-wechsel bekannt, davon allein mehr als 20 für die letzte Kaltzeit (Weichsel/Würm). Sie werden auf sprunghafte Änderungen der Meeresströme, vor allem der thermohalinen Zirkulation (s.u.) im Nordatlantik zurückgeführt (*Rahmstorf und Schellnhuber 2007*).

Auch die heftigen Klimaänderungen in der letzten Kaltzeit beruhen auf diesen Änderungen. Unterscheiden lassen sich Dansgaard/Oeschger-Ereignisse, Bond-Zyklen und Heinrich-Lagen (Abb. 9). Betrachtet man die Sauerstoffisotopenverteilung in Eisbohrkernen, so erkennt man zum Beispiel aus dem Kern „NGRIP“ (North Greenland Ice Sheet Project), dass jedes D/O-Ereignis mit einer abrupten Erwärmung startete (Abb. 8). Darauf folgte eine allmähliche Abkühlung über einige Jahrhunderte, die mit einem Rückfall in sehr kalte Verhältnisse endete. Sequenzen von D/O-Ereignissen können zu längerperiodischen Bond-Zyklen von etwa 7.000 bis 15.000 Jahren Dauer zusammengefasst werden. Die Heinrich-Lagen wurden auf zirka 14.000(H1), 20.500(H2), 27.000(H3), 35.000(H4), 52.000(H5) und 69.000 Jahre(H6) datiert und markieren besonders kalte Phasen mit starker Eisbergablösung von den grönländischen und ostkanadischen Gletschern. Bei starken Abschmelzvorgängen wurde die thermohaline Zirkulation (THZ) des Meereswassers unterbrochen, da sich das leichte „süße“ Schmelzwasser über das schwere „salzige“ Meerwasser legte und somit die Tiefenwasserbildung, den Motor für die nordatlantischen Meeresströmungen, unterband. Auch im Übergang vom Spätpleistozän zum Holozän gab es noch deutliche klimatische Schwankungen. Sie werden ebenfalls mit Umbrüchen in der thermohalinen Zirkulation in Verbindung gebracht. Der letzte deutliche Kälterückschlag geschah im Zeitraum von etwa 12.950 bis 11.800 Jahren vor heute und wird als Jüngere Dryas-Zeit bezeichnet. Im nordwestlichen Europa erzeugte er Abkühlungen von 10-15°C im Winter und 5-7°C im Sommer. Als Ursache wird die Entleerung des riesigen spätglazialen Agassiz-Eisstausees im Zentrum des nordamerikanischen Kontinents südwestlich der heutigen Hudson Bay gesehen. Dessen Wasser flossen in den Atlantik südwestlich von Grönland und unterbrachen die thermohaline Zirkulation aufgrund der eingeflossenen enormen Süßwassermengen für eine bestimmte Zeit. In der Folge kam es zu einem zeitweiligen Aussetzen des Wärmetransportes nach Nordwest- und Westeuropa durch den Golfstrom, weshalb sich diese Kälteschwankung auch dort besonders stark auswirkte (*Rahmstorf und Schellnhuber 2007, Radtke und Schellmann 2007*).

4.5 Die letzten 11.000 Jahre (Holozän)

Folgt man den Ergebnissen, die anhand der grönländischen Eisbohrkerne, kalibrierter Radiokarbon-daten oder laminiertes Seesedimente gewonnen wurden, liegt die Pleistozän-Holozän-Grenze im Zeitraum zwischen 10.800 und 11.650 Jahren vor heute. Im beginnenden Holozän wurde es rasch wärmer (Abb. 9). Insgesamt herrschen seit mehr als 10.000 Jahren sehr stabile Klimaverhältnisse. Eine gewisse Ausnahme bildet eine relativ schwache, nicht überall nachweisbare und nur wenige Grad Celsius betragende Temperaturdepression um 8.200 Jahre vor heute, die ebenfalls auf einen Schmelzwasserausfluss zurückgeführt wird (*Rahmstorf und Schellnhuber 2007*). Die übrigen rekonstruierten geringen und kurzfristigen natürlichen Klimaänderungen werden vor allem auf Schwankungen der Sonneneinstrahlung oder auf Vulkanausbrüche zurückgeführt.

Die Ursache für den generellen Umschwung von der letzten Kaltzeit zum Holozän findet sich wiederum in Veränderungen der Erdbahnparameter, die sich insbesondere auf der Nordhalbkugel mit ihren großen Landmassen auswirkten. So führte die Kreiselbewegung der Erdachse (Präzession) bereits im Spätglazial dazu, dass der sonnennächste Punkt der Erde nicht wie heute im Januar, sondern in den Herbstmonaten auf der Nordhalbkugel lag. Zudem war die Neigung der Erdachse (Obliquität) zu dieser Zeit um etwa 1° größer als heute. In der Summe führten beide Effekte zum Beispiel in 65° nördlicher Breite zu einer gegenüber heute um etwa 10% höheren Einstrahlung. Die Folge war ein Abschmelzen der Eis- und Schneemassen. Hinzu kam der nun umgekehrt ablaufende Eis-Albedo-Selbstverstärkungseffekt, da immer mehr dunkle schneefreie und mit Vegetation bedeckte Flächen entstanden (*Crucifix et al. 2002*). Auch in anderen Erdregionen lassen sich die frühholozäne Erwärmung und das darauf folgende Klimaoptimum nachweisen. In der Sahara gab es zum Beispiel neben einer Temperatur- auch eine deutlichen Niederschlagszunahme (*Claussen et al. 2003*).

5. Fazit und Ausblick

Um die heute ablaufenden Klimaänderungen verstehen und deren anthropogenen Anteil abschätzen zu können, ist ein Verständnis natürlicher Klimaänderungen notwendig. Ein Blick zurück in die Erdgeschichte vor dem Einwirken des Menschen auf das Klima ist die einzige Möglichkeit zur Erlangung dieses Wissens. Da großräumige Klimamessnetze erst seit wenigen Jahrzehnten existieren, müssen Stellvertreterdaten Hinweise auf das Klima der Vergangenheit geben.

Um diese zu gewinnen, sind weiterhin große wissenschaftliche Anstrengungen notwendig. So können neue Eis- und Tiefseebohrkerne das Bild verfeinern oder ganz neue Erkenntnisse bringen. Aber auch alle anderen genannten Archive müssen, z.T. mit neuen Techniken und Methoden, möglichst genau untersucht werden, um Ursachen, Stärke, räumliche Wirksamkeit und zeitliche Abläufe natürlicher Klimaänderungen besser verstehen zu können. Dies gilt insbesondere für Feuchteschwankungen, die sich in vielen Regionen der Erde vermutlich stärker auf die Umwelt ausgewirkt haben als die Temperaturschwankungen. Diese sind jedoch meist nur durch vernetzte Lokal- und Regionaluntersuchungen erfassbar.

Obwohl bereits viele Paläoklimadaten existieren, sind die meisten jedoch bezüglich ihrer klimatischen, räumlichen und zeitlichen Aussagekraft begrenzt und müssen daher vorsichtig interpretiert werden. In ihrer Zusammenschau zeigt sich jedoch, dass es in der Erdgeschichte immer wieder bedeutende, zum Teil sogar katastrophale natürliche Klimaänderungen gegeben hat. Die sie auslösenden Ursachen und Kräfte existieren heute noch, und auch in Zukunft ist mit natürlichen Klimaänderungen zu rechnen. So ist die heutige orbitale Situation vergleichbar mit der, die vormals in Richtung Eiszeit führte. Würde man allein auf Basis der Milankovitch-Theorie eine Vorhersage wagen, wäre in den nächsten 6.000 Jahren mit einer Abkühlung zu rechnen, und eiszeitliche Temperaturen würden in ca. 55.000 Jahren erreicht (*Williams et al. 1998*). Jedoch wirkt neben den natürlichen Einflüssen heute auch der Mensch auf das Klima ein. Letztendlich wird klar, dass die möglichst genaue Kenntnis über das Paläoklima eine grundlegende Vorbedingung für die Abschätzung der zukünftigen Entwicklung ist. Gerade hier können Geographen wichtige Beiträge leisten!

Literatur:

- Bradley, R.S. (1999): Paleoclimatology. Reconstructing Climates of the Quaternary. 2nd. Edition, Vol. 68 in the International Geophysics Series. 613 p., London (Academic Press).
- Claussen, M., Brovkin, V., Ganopolski, A., Kubatzki, C. und Petoukhov, V. (2003): Climate Change in northern Africa: The past is not the future. – *Climatic Change*, 57: 99-118.
- Crucifix, M.F., Loutre, M.-F., Tulkens, P., Fichet, T. und Berger, A. (2002): Climate evolution during the Holocene: a study with an Earth system model of intermediate complexity. – *Climate Dynamics*, 19: 43-60.
- Dalziel, I. W. D. (1997): Neoproterozoic-Paleozoic geography and tectonics: review, hypothesis, environmental speculation. – *Geol. Soc. of America Bulletin*, 109(1): 16–42.
- Frisch, W. und Meschede, M. (2005): Plattentektonik. Kontinentverschiebung und Gebirgsbildung. 196 S., Darmstadt (Wissenschaftliche Buchgesellschaft).
- Hoffman, P.F., Kaufmann, A.J., Halverson, G.P. und Schrag, D.P. (1998): A Neoproterozoic snowball earth. - *Science*, 281: 1342-1346.
- Hyde, W.T., Crowley, T.J., Baum, S.K. und Peltier, W.R (2000): Neoproterozoic 'snowball Earth' simulations with a coupled climate/ice-sheet model. – *Nature*, 405: 425-429.
- International Commission on Stratigraphy (2007): Geological Time Scale 2004. <http://www.stratigraphy.org>, 01.06.2007.
- Kasang, D. (2007): Klimageschichte. - In: Hamburger Bildungsserver, <http://lbs.hh.schule.de/welcome.phtml?unten=/klima/infotehke.htm>, 01.06.2007.
- Lisiecki, L.E. und Raymo, M.E. (2005): A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. – *Palaeoceanography* 20: PA1003: 17p.
- Pálffy, J. (2005). Katastrophen der Erdgeschichte – globales Artensterben? 245 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- Petit, J.R., Jouzel, J., Raynaud, D., Barkov, N.I., Barnola, J.-M., Basile, I., Bender, M., Chappellaz, J., Davis, M., Delaygue, G., Delmotte, M., Kotlyakov, V.M., Legrand, M., Lipenkov, Y.V., Lorius, C., Pépin, L., Ritz, C., Saltzman, E. und Stievenard, M. (1999): Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. – *Nature*, 399: 429-436.
- Radtke, U. und Schellmann, G. (2007): Quartärforschung. - In: Gebhardt, H., Glaser, R., Radtke, U. und Reuber, P. (2007): Geographie. Physische Geographie und Human-geographie: 538-547. München (Elsevier, Spektrum Akademischer Verlag).
- Rahmstorf, S. und H.J. Schellnhuber (2007): Der Klimawandel. Diagnose, Prognose, Therapie. 144 S., München (Beck).
- Raymo, M.E., Ruddiman, W.F. und Froehlich, P.N. (1988): Influence of late Cenozoic mountain building on ocean geochemical cycles. – *Geology*, 16: 649-653.
- Royer, D.L., Berner, R.A., Montañez, I.P., Tabor, N.J. und Beerling, J. (2004): CO₂ as a primary driver of Phanerozoic climate. – *GSA Today*, 14,3: 4-10.
- Williams, M., Dunkerley, D., De Dekker, P., Kershaw, P. und Chappell, J. (1998): Quaternary Environments. 352 p., London (Arnolds).
- Zachos, J., Pagani, M., Sloan, L., Thomas, E. und Billups, K. (2001): Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. – *Science*, 292: 686-693.