

Eberhard-Karls-Universität Tübingen

Geographisches Institut

Sommersemester 2008

Dozent: PD Dr. S. Klotz

Das Klima seit 400.000 Jahren bis heute

Vorgelegt von:

Martin Mattes

Collegiumsgasse 5

72070 Tübingen

1. Einleitung.....	3
2. Methoden zur Klimarekonstruktion.....	3
3. Ursachen und Bedingungen für die Kalt-/Warmzeitwechsel.....	4
4. Das Klima seit 400.000 Jahren bis zum Holozän.....	5
4.1. Allgemeine Charakteristika.....	5
4.2. Das Holstein-Interglazial.....	8
4.3. Das Eem-Interglazial und das Würm-Glazial.....	8
5. Zyklische Ereignisse – Dansgaard-Oeschger-Zyklus, Bond-Zyklus und Heinrichereignisse.....	10
6. Klimaentwicklung im Holozän.....	12
6.1. Allgemeine Entwicklung im Holozän.....	12
6.2. Das 8.2-Ereignis.....	13
6.3. Vom „Römischen Klimaoptimum“ zur „kleinen Eiszeit“.....	14
6.4. Die „kleine Eiszeit“.....	14
6.5. Das Klima der letzten hundert Jahre.....	15
7. Fazit.....	18
 Literaturverzeichnis.....	 19

1. Einleitung

Die Paläoklimatologie ist ein Zweig der allgemeinen Klimatologie und beschäftigt sich mit der Rekonstruktion vergangener Klimazustände. Durch die vielen, doch häufig mangelhaften, Medienberichte über den derzeitigen Erwärmungstrend, wird in der Öffentlichkeit auch immer wieder die Frage laut: „Wie war es denn in der Vergangenheit?“. Ein Blick zurück lohnt sich. Zwar wird mit zunehmendem Alter die Datenlage geringer und noch immer stehen hinter vielen der klimaverändernden Prozesse ein Fragezeichen. Dennoch wurden über eine Vielzahl an Methoden, stellvertretend seien hier nur die Pollenanalyse und die Sauerstoffisotopenmethode genannt, Erkenntnisse über den Klimaverlauf und die Ursachen für Klimaveränderungen gewonnen, welche eine bessere Einschätzung der zukünftigen Klimaentwicklung erlauben.

Ziel dieser Arbeit ist es, im Rahmen des Hauptseminars „Klimawandel, Klimageschichte der Erde und Klimatologie“ einen Überblick über die Klimaentwicklung der letzten 400.000 Jahre zu geben. Aufgrund der Bandbreite des Themas, kann in dieser Arbeit nur auf die wesentlichen Entwicklungen des Betrachtungszeitraumes eingegangen werden.

Aus Vergleichsgründen wird in dieser Arbeit häufig das „derzeitige Klima“ als Vergleichszustand benützt, damit sind die statistischen Charakteristika der Klimaelemente eines definierten Zeitintervalls gemeint, z.B. wie die von der WMO empfohlenen Klimanormalperioden (z.B.: 1961 -1990). Je nach Bezugsintervallen und Datenverfügbarkeit können dabei sehr unterschiedliche Zeitintervalle herangezogen werden. Die Statistik der Klimaelemente dieser Zeitintervalle werden dann als Klimazustand bezeichnet, mit der Schwierigkeit, dass diese Klimazustände beträchtliche Variationen beinhalten können (Schönwiese 1993, S.277f).

2. Methoden zur Klimarekonstruktion

Die sicherste und genaueste Informationsquelle ist die direkte Datenerfassung mit Hilfe von Messgeräten, der Neoklimatologie. Um jedoch das Paläoklima rekonstruieren zu können ist man auf indirekte und damit ungenauere Messungen angewiesen. Neben zahlreichen Chroniken und „Witterungstagebüchern“ vergangener Persönlichkeiten gibt es eine Vielzahl

anderer Methoden, um das Klima zu rekonstruieren. Im Folgenden seien nur einige Methoden kurz aufgeführt (Schönwiese 2003, S.281ff).

Mit der Warven-Chronologie lassen sich über die geschichteten Sedimentlagen aus Binnenseen (meist Bändertone) die Jahreszeiten, und damit auch die Jahreszahlen, ablesen (Lauer, W., Bendix, J. 2004, S.281).

Die Dendrochronologie nutzt zur Alterbestimmung die Jahresringe der Bäume. Mit dieser Methode lassen sich auch Rückschlüsse auf das Klima ziehen (Lauer, W., Bendix, J. 2004, S.281).

Das Alter organischer Substanzen kann mittels Radiokarbon-Methode recht genau und zuverlässig bestimmt werden. Es beruht auf dem Zerfall des radioaktiven Kohlenstoffisotops C14 in organischen Substanzen (Lauer, W., Bendix, J. 2004, S.281).

Mit Hilfe der Pollenanalyse können die in Sedimenten enthaltenen Pollen zur Rekonstruktion der früheren Vegetation herangezogen werden. Über die Zusammensetzung der Paläo-Vegetation lassen sich dann Rückschlüsse auf das vergangene Klima ziehen (Lauer, W., Bendix, J. 2004, S.281).

Eine Altersbestimmungsmethode, die sehr weit in die Vergangenheit zurückreicht, ist die Protactinium-Ionium-Methode. Bei dieser Methode wird von dem Uran 235 zu Uran 238 Verhältnis auf das Alter zurückgeschlossen (Lauer, W., Bendix, J. 2004, S.281).

Eine der neueren und inzwischen wichtigsten Methoden zur Temperaturrekonstruktion ist die Sauerstoffisotopenmethode. Urey entdeckte 1951 dass das Verhältnis von Sauerstoffisotopen der Massenzahl 18 und 16 temperaturabhängig ist. Urey sprach dabei von einem „geologischen Thermometer“, mit welchem man in Verbindung mit Altersbestimmungen, aus Bohrkernen aus dem Polareis oder Tiefseesedimenten, Temperaturrekonstruktionen der letzten Jahrhunderttausende (Jahrmillion) vornehmen konnte. Mit Hilfe von Eisbohrungen können nun auch Rückschlüsse auf klimasteuernde Prozesse, z.B. der vergangenen Vulkantätigkeit und der früheren atmosphärischen Spurengaskonzentration, gezogen werden (Schönwiese 2003, S.15).

3. Ursachen und Bedingungen für die Kalt-/Warmzeitwechsel

Eine Theorie um die ständigen Wechsel der Glaziale- und Interglaziale erklären zu können, wurde von dem jugoslawischen Mathematiker Milankovic aufgestellt. Demnach liegt die primäre Ursache für die Warm-/Kaltzeitwechsel in der langfristigen Variation der

terrestrischen Orbitalparameter, was eine Variation der Intensität der Sonneneinstrahlung bedeutet (Schönwiese 2003, S.295). Die größte Schwankung der täglichen Gesamtmenge der Insolation innerhalb eines Zyklus auf einer gegebenen Breite beläuft sich jedoch lediglich auf 5%, was laut Kritikern zu wenig ist um den Glazial-/Interglazialwechsel erklären zu können (Strahler und Strahler, 2002 S.500). Allerdings muss berücksichtigt werden, dass die primäre Ursache durch Rückkopplungseffekte weiter verstärkt werden kann, und somit eher einen „trigger“ (Auslöser) darstellt (Schönwiese 2003, S. 295).

Eine weitere Theorie zur Erklärung der Warm- und Kaltzeitenwechsel sind die Sonnenfleckenzyklen. Sonnenflecken sind relative Kältegebiete (ca. 4500 -5000 K) mit einem Durchmesser von 10.000-50.000 km, welche durch solare Magnetfeldanomalien hervorgerufen werden. Begleitet werden die Sonnenflecken von Protuberanzen welche die relativ kühlen Sonnenflecken überkompensieren und somit Klimaschwankungen auslösen könnten. Neben dem 11-jährigen Zyklus gibt es noch weitere längerfristige Zyklen (Schönwiese 2003, S.111).

Zusätzlich zu diesen externen Einflüssen spielen aber auch noch endogene Prozesse wie die Vulkanaktivität und dem mit ihr verbundenen Ausstoß von Treibhausgasen in die Atmosphäre eine Klimabeeinflussende Rolle.

Einen großen Einfluss auf das Klima haben auch Änderungen der für den Wärmeaustausch wichtigen atmosphärischen und ozeanischen Strömungs- und Zirkulationssysteme (Huch, M. 2001, S.6)

Eine Voraussetzung für das Auftreten von Eiszeiten ist in der Kontinentkonstellation und der damit verbundenen Land- Meerverteilung zu suchen. Ausschlaggebend für die Eisbildung ist dabei, dass der Schnee in den hohen geographischen Breiten auf den Kontinent (auf Land) fällt wo er liegen bleiben und sich eine positive Eis-Albedo-Rückkopplung entwickeln kann (Schönwiese 2003, S.289).

4. Das Klima seit 400.000 Jahren bis zum Holozän

4.1. Allgemeine Charakteristika

Charakteristisch für die letzten 400.000 Jahre des quartären Eiszeitalters ist das Wechselspiel von relativ kalten und warmen Epochen. Diese kalten bzw. warmen Epochen sind die Kalt- und Warmzeiten eines Eiszeitalters und werden in der Regel Glaziale (Eiszeiten) und

Interglaziale (Zwischeneiszeiten) genannt. Dabei stellen die Glaziale keine einheitlichen Kaltphasen dar, sondern gliedern sich wiederum in kältere und wärmere Epochen, den Stadialen und Interstadialen (Schönwiese 2003, S.292f). Zu beachten ist, dass auch während der Interglaziale an den Polregionen und in den Höhenlagen durchaus eine permanente Schneebedeckung vorhanden sein kann (Schönwiese 2003, S.292).

Nach Klotz (2005, S.37) ist für den Glazial-/Interglazialzyklus, für den in dieser Arbeit gesamten Betrachtungszeitraum, eine Periodizität von ca. 100.000 Jahren charakteristisch.

Während des gesamten Quartärs hat es etwa 20 solcher Glaziale und Interglaziale gegeben. Seit etwa 800.000 scheinen sich diese Warm- und Kaltphasen in ihrer Intensität stetig verstärkt zu haben. In den für, diese Arbeit relevanten, letzten 400.000 Jahren traten, nach Schönwiese (Schönwiese 2003, S.294), 4 große Glazial und Interglaziale auf (Süddeutsche Nomenklatur):

- | | |
|-------------------------------------|---|
| - Ca. 400.000 v.h.: Günz (Glazial) | - Ca. 350.000 v.h.: Cromer (Interglazial) |
| - Ca.320.000 v.h.: Mindel (Glazial) | - Ca. 270.000 v.h.: Holstein (Interglazial) |
| - Ca. 200.000 v.h.: Riss (Glazial) | - Ca. 130.000 v.h.: Eem (Interglazial) |
| - Ca. 70.000 v.h.: Würm (Glazial) | - Seit 11.000 v.h.: Holozän (Interglazial) |

Diese in Deutschland immer noch verbreitete Datierung der Eiszeiten ist heute nicht mehr aktuell. Mit Hilfe moderner Meßmethoden weiß man heute aus Tiefseesedimenten, dass die Holstein-Warmzeit dem MIS 11 (= marine isotope stage) entspricht, welches vor etwa 425.000 Jahren begann (Klotz 2005, S.41).

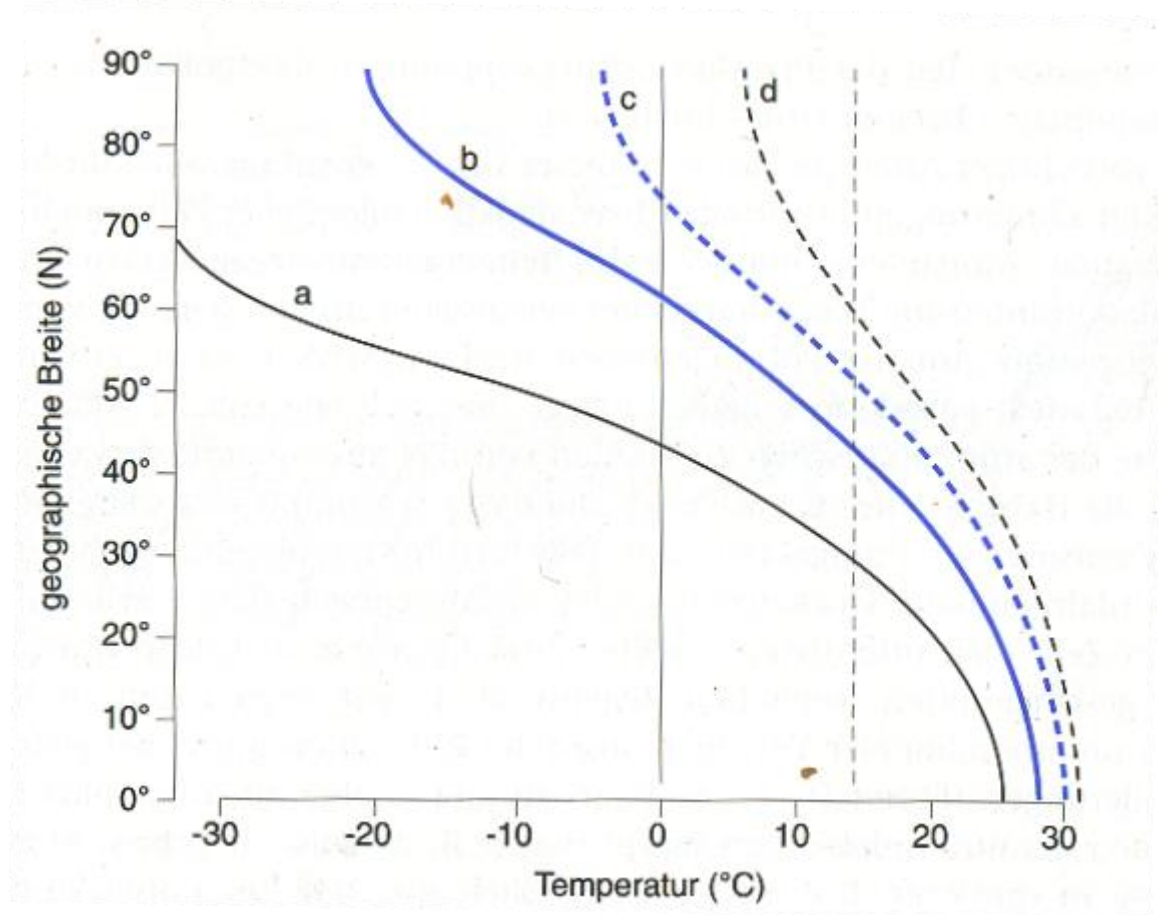
Das Klimamerkmal schlechthin für die Eiszeiten waren die, vor allem auf der Nordhemisphäre, großen Vergletscherungen welche während der Kaltzeiten in Europa, Asien und Nordamerika weit nach Süden vorgestoßen sind, und das Klima entscheidend beeinflusst haben (Schönwiese 2003, S.294). Die Schneegrenze lag während der Glaziale in den Bergen um rund 920 m tiefer, die Wassertemperaturen in der Tiefsee war um 3 K geringer, der Meeresspiegel lag beträchtlich niedriger und die thermohaline Zirkulation war schwächer ausgebildet als heute (Klotz 2005, S. 38).

Während der Maxima der Interglaziale lagen die durchschnittlichen Jahrestemperaturen um bis zu 2 K höher als heute, der Meeresspiegel befand sich auf Hochstand und die Tiefenwassertemperatur lag um bis zu 3 K höher als heute (Klotz 2005, S. 38).

Dabei weisen die Mittelpleistozänen Glaziale eine an kalt/humides Klima und die Interglaziale eine an warm/trockenes Klima angepasste Vegetation auf, wohingegen seit

200.000 Jahren die Glaziale kalt/trockene und die Interglaziale warm/humide Vegetation aufweisen (Klotz 2005, S.37).

Abbildung 1



(Quelle: Schönwiese 2003, S. 303)

Erwähnenswert ist an dieser Stelle auch, dass sich während der Warmzeit-/Kaltzeitwechsel die Temperaturen in Abhängigkeit von der geographischen Breite veränderten. Dies wird aus der oben stehenden Abbildung 1 ersichtlich. Dabei nimmt die Stärke der Temperaturschwankungen mit zunehmender geographischer Breite zu. Ein Grund hierfür ist mit Sicherheit die Eis-Albedo-Rückkopplung in den hohen geographischen Breiten, welche je nach Ausdehnung (bei Kurve d gar nicht vorhanden) der Eismassen unterschiedlich starken Einfluss auf die Temperaturänderung hat. Temperaturkurve a) symbolisiert den Temperaturverlauf während einer Kaltzeit dar, Kurve b) den der jetzigen Warmzeit, c) den einer etwas wärmeren Warmzeit (z.B.: Eem-Warmzeit) und Kurve d) den einer akryogenen Warmzeit (z.B.: Kreide-Zeit) (Schönwiese 2003, S.302f).

Neben den Temperaturschwankungen haben sich während des Glazial-Interglazial-Zyklus sicherlich auch andere Klimaelemente wie z.B. dem Niederschlag verändert. Allerdings sind

die Paläoklimatologischen Indizien hierfür viel unsicherer und schwieriger zu erfassen. So reagiert der Niederschlag auf Änderungen des Klimasystems über den Umweg der atmosphärischen Zirkulation, was bei einer Temperaturänderung zu regional unterschiedlichen Ergebnissen führen kann. Zudem kann nur sehr bedingt von einer Temperaturänderung auf eine Niederschlagsänderung geschlossen werden (Schönwiese 2003, S.298f).

Da die Datenlage bezüglich der Eiszeiten mit zunehmendem Alter immer dünner wird, will ich an dieser Stelle nur kurz auf das jüngste Interglazial und Glazial vor dem Holozän sowie dem Holstein-Interglazial eingehen.

4.2. Das Holstein-Interglazial

Das besondere an der Holstein-Warmzeit ist, dass zu dieser Zeit dieselben Orbitalparameter geherrscht haben wie heute. Deshalb ist sie am besten geeignet um Anhaltspunkte über die Dauer und den natürlichen Temperaturverlauf des jetzigen Interglazials zu erhalten (Wilson 2000, S. 156f). Im Gegensatz zur üblichen Dauer der Interglaziale von rund 11.000 Jahren (Wilson 2000, S.156) weist das Holstein-Interglazial eine Dauer von rund 25.000 bis 30.000 Jahren auf (Klotz 2005, S.41). Sollte also das Holozän analog zur Holstein-Warmzeit verlaufen, so würde das Holozän noch für einige Tausend Jahre andauern. Allerdings ist unklar, ob der menschliche Einfluss auf das Klima nicht doch stark genug ist um eine „Neuausrichtung“ des Klimas, entgegen des „natürlichen“ Verlaufs zu bewirken (Wilson 2000, S. 156ff). Der Beginn des Holstein-Interglazials wird auf etwa 425.000 v. h. (= vor heute) datiert mit dem Höhepunkt um ca. 406.000 vor heute. Charakterisiert wird das Klima der Holstein-Warmzeit durch hohe Temperaturen der Oberflächenwasser, einer stabilen thermohalinen Zirkulation und einem um 20 m höher Meeresspiegel. Die Temperaturen waren vermutlich im Durchschnitt nicht höher als im Holozän, sondern wahrscheinlich etwas niedriger. In einigen Phasen während der Holstein-Warmzeit scheint es jedoch wärmer als im Holozän gewesen zu sein. Die Abwesenheit von nicht-vulkanischen Eis-transportiertem Schutt in marinen Sedimenten der MIS 11 deuten darauf hin, dass die Vereisung über Grönland wenigstens größtenteils abgeschmolzen war. Zwischen 398.000 und 390.000 vor heute ging mit dem Holstein-Interglazial die längste Warmzeit seit 500.000 Jahren zu Ende (Klotz 2005, S.41ff).

4.3. Das Eem-Interglazial und das Würm-Glazial

Während des Höhepunkts der Eem-Warmzeit vor ca. 125.000 Jahre war die Mitteltemperatur auf die gesamte Nordhemisphäre bezogen um 1,5 K höher, auf die Mitteltemperatur in Deutschland bezogen um 2-3 K höher und der mittlere Jahresniederschlag lag um ca. 400 mm höher als heute (Schönwiese 2003, S.291). Nach einem Bericht des „climate change 2007“ lag der globale Meeresspiegel während der Eem-Warmzeit um 4-6 m höher als heute (IPCC 2007, S.58). Es ist davon auszugehen, dass das Temperaturmaximum zu Beginn der Eem-Warmzeit war und die durchschnittlichen Jahrestemperaturen im weiteren Verlauf der Eem-Warmzeit leicht abfielen. Das der Temperaturverlauf während der Eem-Warmzeit variierte, zeigen Befunde aus Westafrika und der Norwegensee wo Hinweise auf eine Abkühlungsphase während der Eem-Warmzeit gefunden wurden, welche auf eine Abschwächung der thermohalinen Zirkulation zurückgeführt wird. Diese Befunde decken sich mit Pollenanalysen aus Frankreich, die für das Ende der Eem-Warmzeit ebenfalls eine Abkühlungsphase mit einer Jahrestemperaturabnahme von 4 K erkennen lassen, sowie weiteren Studien welche für die Temperaturabnahme nach dem Eem-Maximum sogar mehrere Abkühlungsphasen ausweisen (Klotz 2005, S.44). Eine Angabe über die Dauer der Eem-Warmzeit ist nur schwer anzustellen, da die unterschiedlichen Meßmethoden zu unterschiedlichen Ergebnissen führen. So ergibt sich aus der Analyse Mariner Ablagerungen eine Dauer von ca. 11.000 Jahren, während die Pollenanalyse auf eine längere Dauer hinweist (Klotz 2005 S. 40).

Während der kältesten Epochen der Würmkaltzeit um 60.000, 40.000 und 18.000 v.h.. lag die Mitteltemperatur für die Nordhemisphäre um 4-5 K niedriger (Schönwiese 1992, S.52) und die Mitteltemperatur in Deutschland um 12–14 K niedriger. Betrachtet man nur die Januarmitteltemperatur für den Raum des heutigen Hamburg, so lag diese um ca. 20 K niedriger als heute. Einer groben Schätzung zufolge, lag der mittlere Jahresniederschlag 500 mm unter dem heutigen Niveau (Schönwiese 2003, S.291). Diese Klimaänderung hatte natürlich Auswirkungen auf die atmosphärische und ozeanische Zirkulation. Aufgrund dieser Temperaturabnahme schwoll die Fläche des von Eis bedeckten Gebiets auf das dreifache der heutigen Eisausdehnung an, der Meeresspiegel sank auf ein um 135 m niedrigeres Niveau als heute, die Packeisgrenze verlief im Westatlantik bei etwa 40° Nord und die Vegetation der eisfreien Gebiete in Mitteleuropa war die einer baumlosen Tundra (Schönwiese 1992, S.52f). Durch die teils großen Temperatur- und Niederschlagsschwankungen vollzog sich mit den Stadal/Interstadialwechseln während der Würm-Eiszeit auch ein Wechsel in der Vegetation. So wich während der wärmeren Interstadiale die an kalt/trockene Bedingungen angepasste Tundravegetation einer an wärmere und feuchtere Bedingungen angepassten

Waldvegetation, welche sich dann während der Stadiale wieder zurückzog (Klotz 2004, S.110f)

Aufgrund von Erkenntnissen aus der Eisbohrkernanalyse, ist davon auszugehen, dass die Kalt/Warmzeitübergänge (Erwärmung) deutlich schneller abgelaufen sind als die Übergänge von der Warm- zur Kaltzeit (Abkühlung).

Der Übergang von der letzten Kaltzeit zum Holozän dauerte relativ lange, nicht zuletzt weil mit der Jüngerer Dryaszeit (ca.12.700 – 11.500 v.h.) kurz vor Beginn des Holozän ein neues Stadial anbrach (Schönwiese 2003, S.296f). In dieser Zeit kam es zu einem Erliegen („Abreißen“) des Golfstromes, was in Europa zu einer beträchtlichen Abkühlung führte und die sich fast schon auf Warmzeitniveau befindlichen Temperaturen abermals in einen Kaltzeitzustand zurückfallen ließ (Schönwiese 2003, S.298).

Vor ca. 10.000-11.000 Jahren beginnt mit dem Holozän (Postglazial) die jüngste Warmzeit des quartären Eiszeitalters (Schönwiese 2003, S.292).

5. Zyklische Ereignisse – Dansgaard-Oeschger-Zyklus, Bond-Zyklus und Heinrichereignisse

Entdeckt wurden die Dansgaard-Oeschger-Zyklen durch Eisbohrkerne aus Grönland. In ihnen konnte über die Sauerstoffisotopenmethode ein periodischer Wechsel von Warm- und Kaltzeiten in den letzten 100.000 Jahren über Grönland festgestellt werden. Die Warmzeiten sind in den Eiskernen durch einen höheren Anteil des schwereren Sauerstoffisotopenanteils der Massenzahl 18 erkennbar. Dieser stets abrupte Wechsel von einer Kaltzeit zu einer Warmzeit vollzog sich in nur 10-25 Jahren und umfasste über Grönland eine Temperaturdifferenz von 10-15 K (Voelker 1999 S.1), und über dem Nordatlantik zwischen 5-10 K (Claussen 2003, S.361). Nach diesem abrupten Temperaturanstieg folgte ein leichter Temperaturrückgang über einen Zeitraum von einigen hundert bis 1000 Jahren. Die Interstadiale (Warmzeit) gehen dann wieder mit einem abrupten Temperaturabfall in ein Stadial (Kaltzeit) über, welches ebenfalls eine Lebensdauer von einigen hundert Jahren hat. Ein Interstadial und ein Stadial zusammen bilden den Dansgaard-Oeschger-Zyklus, welcher eine durchschnittliche Periodizität von ca. 1500 Jahren besitzt. Allerdings können die Zyklen in einigen Fällen auch das vielfache, 3000 Jahre und 4500 Jahre, eines Normalzyklus betragen (Claussen 2003, S.361). Dieser 1500-jährige Zyklus spiegelt sich auch in Variationen anderen

Klimaparametern, wie zum Beispiel dem Methan oder Salzgehalt der Eiskerne wieder (Voelker 1999 S.1).

Überdies lassen sich die Dansgaard-Oeschger-Zyklen zu einem Bond-Zyklus zusammenfassen. Diese Bond-Zyklen umfassen meist 4-5 Dansgaard-Oeschgerzyklen welche in der letzten Kältephase dann in einem Heinrich-Ereignis enden (Voelker 1999 S.132).

Belege für den Dansgaard-Oeschger-Zyklus finden sich auch in Eisbohrkernen der Antarktis wieder. Allerdings scheinen hier die größeren Interstadiale, denen auf Grönland um etwa eine Zykluslänge vorauszuweichen. Für diese zeitliche Verschiebung werden unter anderem Variationen der thermohaline Zirkulation (Wärmetransport nach Norden) verantwortlich gemacht (Voelker 1999 S.1).

Einen großen Einfluss auf die thermohaline Zirkulation der letzten 65.000 Jahre, und damit auch auf das Klima, hatten die mit dem Dansgaard-Oeschger-Zyklus in Verbindung stehenden Heinrich-Ereignisse (Voelker 1999 S.2). Entdeckt wurden die Heinrichereignisse durch Schichten von durch Eis transportiertem Schutt welcher über Eisberge in marinen Sedimenten abgelagert wurde (Claussen 2003, S.362). Durch diese Eisberg- Schmelzwasserereignisse breitete sich auf dem Nordatlantik ein Schmelzwasserdeckel aus, welcher die thermohaline Zirkulation, und damit den Wärmetransport aus den (Sub-)Tropen nach Norden, beeinträchtigt oder sogar unterbunden hat (Voelker 1999 S.2). In den grönländischen Eiskernen machen sich diese Heinrich-Ereignisse durch eine weitere Abkühlung der ohnehin schon kalten Glazialen Temperaturen um 3-6 K bemerkbar. Damit einhergehend findet eine Reduktion der Methankonzentration statt, was zu der Annahme führt, dass die Heinrich-Ereignisse in den tropischen Feuchtgebieten entweder zu einer Temperaturabnahme oder zu einer Trockenperiode führten (Klotz 2005, S.51). Zu erwähnen ist an dieser Stelle, dass nur die markantesten und größten Schmelzwasserereignisse als Heinrich-Ereignisse bezeichnet werden. Neben ihnen gibt es jedoch weitere kleinere Schmelzwasserereignisse. Deshalb werden Schmelzwasserereignisse allgemein, nicht nur die großen Heinrich-Ereignisse, für die Stadiale auf Grönland verantwortlich gemacht. Der anschließende für ein Dansgaard-Oeschger-Ereignis übliche Temperatursprung beruht auf einem Wärmestau südlich des Schmelzwasserdeckels, welcher mit dem Wiederanspringen der Tiefenzirkulation nach Norden geführt wird. Was genau die Tiefenzirkulation wieder in Gang setzt, ist noch nicht bekannt (Voelker 1999 S.2). Erwähnenswert ist, dass die Dansgaard-Oeschger-Ereignisse nach einem Heinrich-Ereignis deutlich ausgeprägter sind als die Dansgaard-Oeschger-Ereignisse vor einem Heinrich-Ereignis (Claussen 2003, S.362).

Mittels einer Zeitanalyse der planktonischen O18-Werte und einer Analyse der Zusammensetzung des durch die Eisberge transportierten Schutts, wurden als Ursprungsorte der Eisberge sowohl Laurentien als auch Grönland, Island, Skandinavien und der Barentischen Schelf identifiziert (Voelker 1999 S.2).

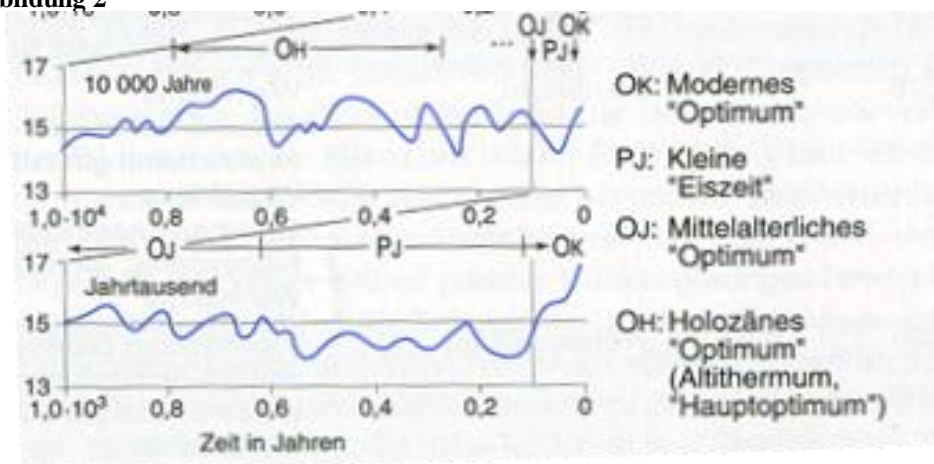
Der Dansgaard-Oeschger-Zyklus tritt nicht nur während der Glaziale auf, sondern auch in abgeschwächter Form während der Interglaziale. Auch im Holozän lassen sich diese 1500-jährigen Zyklen noch nachweisen, sind jedoch nur sehr schwach ausgeprägt. Dass sie dennoch einen Einfluss haben, zeigen Kälteereignisse wie das 8.2 ka-Ereignis und die „kleine Eiszeit“, welche mit negativen Amplitudenausschlägen der Zyklen zusammenfallen (Voelker 1999 S.132).

6. Klimaentwicklung im Holozän

6.1. Allgemeine Entwicklung im Holozän

Das Holozän begann vor etwa 11.000 Jahren und stellt das letzte, heutige, Interglazial des quartären Eiszeitalters dar. Grob betrachtet stellt das Holozän eine relativ stabile Warmzeit dar, doch wie aus Abbildung 2 ersichtlich wird, war auch das Holozän zahlreichen Klimaschwankungen unterworfen. Zwar sind diese Schwankungen bei weitem nicht so stark wie in den quartären Kaltzeiten, doch sind sie nicht zu vernachlässigen. Zu beachten ist auch, dass es sich bei den in Abbildung 2 angegebenen Werten um nordhemisphärische Mittelwerte handelt, welche vor allem regional eine große Variationsbreite aufweisen können (Schönwiese 2003, S.299).

Abbildung 2



(Quelle: Schönwiese 2003, S. 287)

Ebenfalls gut zu erkennen ist das Holozäne Klimaoptimum (Altithermum) von 7.000-4.000 v.h. (Schönwiese 2003, S.299f). Allerdings ist der Eintritt des Temperaturmaximums regional unterschiedlich. Während in den meisten Regionen bereits um 10.000 v.h. eine deutliche Erwärmung stattfand, fand z.B. in Grönland diese Erwärmung erst um ca. 8.000 v.h. statt (Klotz 2005, S.47). Noch während des Altithermum muss sich vor ca. 6.000- 5.000 Jahren auch ein ausgeprägtes Pluvial eingestellt haben, da aus dieser Zeit das Phaenomen der „grünen Sahara“ bekannt ist. Belegt wird dieses deutlich humidere Klima der Sahara durch Höhlenmalereien von Bisonjagdszenen und Rekonstruktionen welche für den Tschadsee eine bis zu neun mal größere Ausdehnung für die Zeit von 9.000-5.000 v.h. vorsehen (Schönwiese 2003, S.299f). Ausschlaggebend für das erblühen der Sahara war, dass während des holozänen Klimaoptimums die Erdbahn um einige Zehntel Grade stärker geneigt war als heute. Dies bewirkte eine Veränderung der Sonneneinstrahlung, welche es dem westafrikanischen Monsunregen ermöglichte, in Wechselwirkung mit der erblühenden Vegetation, ausreichend Niederschlag in die Sahara zu bringen (Claussen, M. und Kubatzki, C. 2002, S.53f). Global gesehen beginnt um 4.000 v.h. ein leichter Abkühlungstrend (Schönwiese 2003, S.299f), welcher ebenfalls Regional unterschiedlich, sowohl zeitlich als auch in seiner Intensität, verlaufen ist. So begann der Abkühlungstrend in Nord- und Mitteleuropa bereits um 6.000 v.h., während im Mittelmeerraum zu dieser Zeit noch eine Erwärmung stattfand (Klotz 2005, S.48). Das eigentlich dominante an der Abbildung 2 sind jedoch nicht die sehr langfristigen Klimatrends, sondern die relativ kurzfristigen Temperaturschwankungen von 1-1,5 K, welche selbst das Altithermum in zwei Optima unterteilt (Schönwiese 2003, S.299f).

6.2. Das 8.2-Ereignis

Der allgemeine Erwärmungstrend während des frühen Holozän wurde zwischen 8.400-8.000 v.h. durch eine weltweit spürbare Abkühlungsphase unterbrochen. Diese Klimaveränderung führte zu einem Temperaturabfall von 4 K über Grönland und etwa 1,7 K über Mitteleuropa sowie einem Vorstoß der Gebirgsgletscher in Skandinavien und Nordwestamerika und einer verstärkten Trockenheit in den niederen geographischen Breiten. Als Ursache für das 8.2-Ereignis wird eine Abschwächung der thermohalinen Zirkulation in Folge eines starken Süßwassereintrags in den Nordatlantik vermutet. Möglicherweise stammt das Süßwasser aus Nordamerika und gelangte durch den Zusammenbruch des „Hudson Bay ice dome“ in den Nordatlantik. Modelle zur Untersuchung des Klimaeinflusses von Süßwassereinträgen in den

Nordatlantik haben ergeben, das die ozeanische Zirkulation empfindlich auf Süßwassereinträge in den hohen Breiten reagiert (Klotz 2005, S.47f).

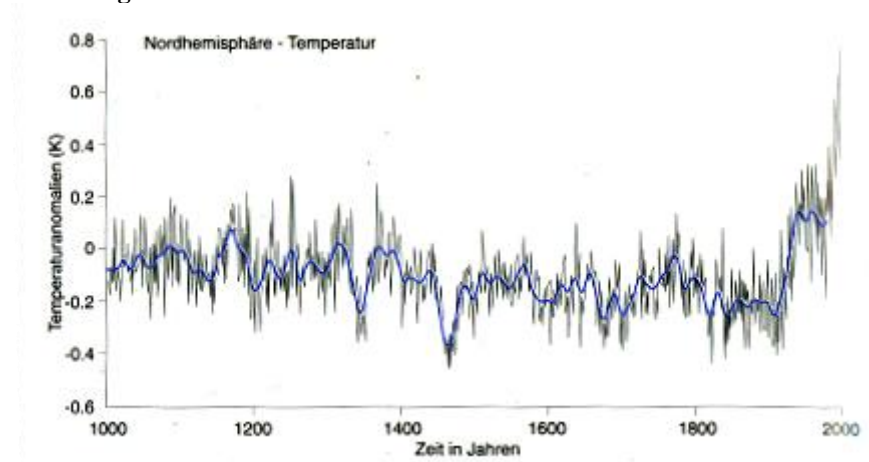
6.3. Vom „Römischen Klimaoptimum“ zur „kleinen Eiszeit“

Dank der höheren Informationsdichte können diese Klimaschwankungen seit ca. 2.000 Jahren auch mit historischen Ereignissen in Verbindung gebracht werden. So sind nach dem „Römischen Klimaoptimum“ vor 2.000 Jahren, mit regionalen Schwankungen, zwei Temperaturhöhepunkte um ca. 800-900 n. Chr. und um 1100-1300 n. Chr. festgestellt worden. Man spricht dabei vom „Mittelalterlichen Klimaoptimum“. Während dieser Zeit war lag Jahresmitteltemperatur auf der Nordhemisphäre um 0,5 K, in Deutschland um 1 K und in Südengland um 1-2 K höher als in der letzten CLINO (1961-1990). Zu einem Klimaoptimum wurde diese Temperaturerhöhung deshalb, weil mit ihr für die nördlichen Länder eine Verlängerung der Vegetationsperiode um mehrere Wochen einher ging (in Südengland wurde sogar Wein angebaut). Ebenfalls historisch belegt für das „Mittelalterliche Klimaoptimum“ war das gehäufte Vorkommen verheerender Sturmfluten an den Küsten Englands, Deutschlands und der Niederlande (Schönwiese 2003, S.300f).

Ein Beispiel für eine Niederschlagsveränderung findet man im Nordafrikanischen Raum, welcher während dem „Römischen Klimaoptimum“ deutlich Niederschlagsreicher war als heute und deshalb Landwirtschaftlich intensiver genutzt werden konnte als heute (Schönwiese 2003, S.301).

6.4. Die „kleine Eiszeit“

Abbildung 3



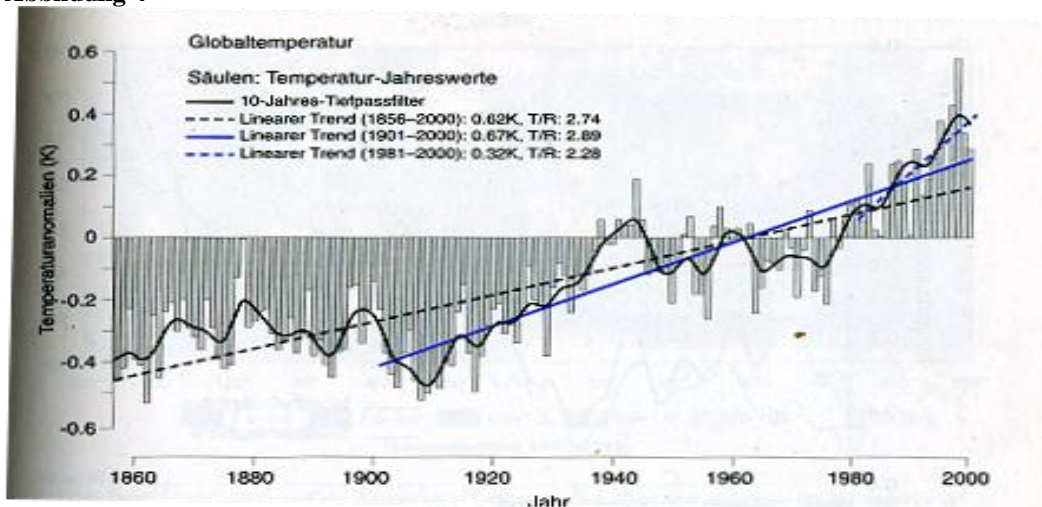
(Quelle: Schönwiese 2003, S. 302)

Aus oben stehender Abbildung 3 und aus Abbildung 2 ist ersichtlich, dass ab dem 14. Jahrhundert die Temperaturkurve auf der Nordhemisphäre deutlich absinkt und um 1450, 1600 und von 1800-1900 seine Tiefpunkte und um 1750 einen relativen Hochpunkt erreicht. Man spricht hier von der „kleinen Eiszeit“, welche sich trotz des scheinbar geringen Temperaturabfalls von ca. 1-1,7 K (vgl. Klotz 2005, S.48) durch eine drastische Klimaverschlechterung in Mitteleuropa mit Missernten, Hungersnöten und einer um 500 km nach Süden verlagerten Weinanbaugrenze bemerkbar machte (Schönwiese 2003, S.301f). Bemerkenswert ist, dass die kleine Eiszeit sowohl auf der Nord- als auch auf der Südhalbkugel synchron aufgetreten ist (Schönwiese, 1992, S.62), im Gegensatz zu den Stadial/Interstadialzyklen des Quartärs (Voelker 1999 S.1). Ähnlich wie bei anderen Kaltzeiten war auch die „kleine Eiszeit“ in den hohen Breitengraden stärker ausgeprägt als in den tropischen Gebieten, welche kaum beeinflusst wurden (Schönwiese, 1992, S.62f). Dass auch die „kleine Eiszeit“ Temperaturschwankungen unterworfen war, deuten bereits die oben aufgeführten Temperaturtiefpunkte an. Belegt werden diese Temperaturtiefpunkte auch durch Gletschervorstöße in den Alpen und durch historische Aufzeichnungen (Schönwiese, 1992, S.64f).

6.5. Das Klima der letzten hundert Jahre

Seit der Mitte des 19. Jahrhunderts spricht man vom Neoklima. Von dieser Zeit an liegen sehr viele direkte Messungen und Beobachtungen der Klimaelemente vor. Klimageschichtlich sind im Neoklima die letzte Phase der „kleinen Eiszeit“ und die sich anschließende Phase der globalen Erwärmung enthalten (Schönwiese 2003, S.304).

Abbildung 4



(Quelle: Schönwiese 2003, S. 305)

Die oben abgebildete Abbildung 4 zeigt den Temperaturverlauf von der Mitte des 19. Jahrhunderts bis ins Jahr 2000. Eingezeichnet sind die Linearen Trends von 1856- 2000, 1901-2000 und 1981-2000. Dabei wird ersichtlich, je später die betrachtete Zeitspanne beginnt, desto steiler wird der Trend. Besonders deutlich wird die Trendverstärkung, wenn man die Temperatursteigerung auf ein Verhältnis von Temperaturzunahme pro 10 Jahre umrechnet. Dann ergibt sich für die Zeitspanne von 1901-2000 eine Temperatursteigerung von 0,07K/10a während für den Zeitraum von 1981-2000 eine doppelt so hohe Temperatursteigerung (0,15K/10a) beobachtet wird. In der Abbildung 4 wird ebenfalls deutlich, dass die Erwärmung des Neoklima in zwei Schüben erfolgte. Der erste von 1910-1945 und der zweite seit 1980. Aus diesem „Temperaturanstieg in Schüben“ ergeben sich dann auch die je nach betrachteter Zeitspanne unterschiedlich starken Trends (Schönwiese 2003, S.304f).

Abbildung 5

Tab. 23 Übersicht einiger Klimatrends in Deutschland;
Quellen: RAPP und SCHÖNWIESE (1996), RAPP (2000), SCHÖNWIESE 2002,
ergänzt auf der Datengrundlage Deutscher Wetterdienst,
MÜLLER-WESTERMEIER 2002.

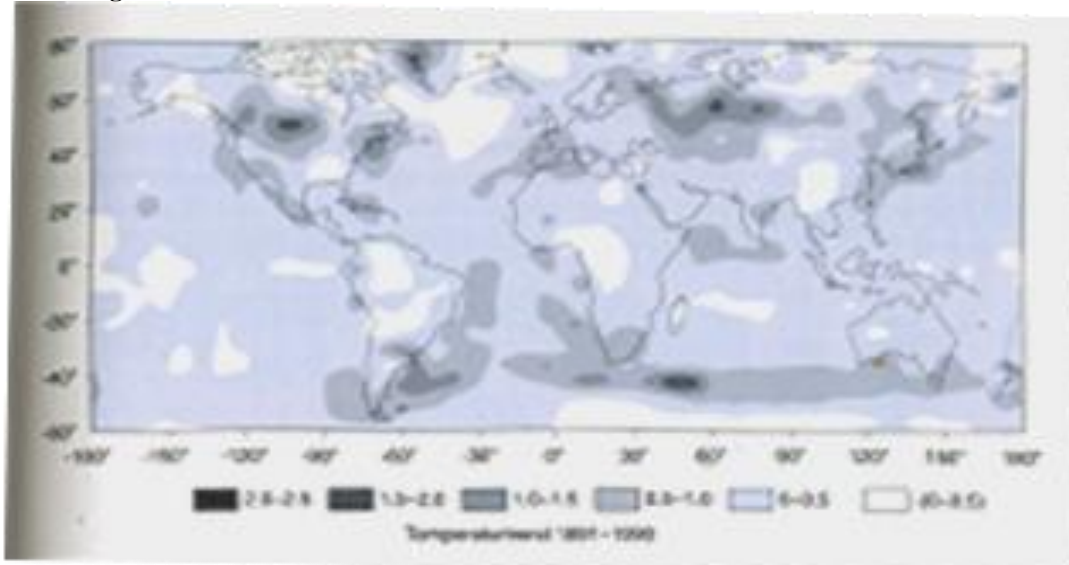
Klimaelement	Zeitspanne	Frühling	Sommer	Herbst	Winter	Jahr
Temperatur	1891-1990	+0,6 °C	+0,7 °C	+1,2 °C	+0,8 °C	+0,8 °C
	1961-1990	+0,8 °C	+0,4 °C	0	+1,7 °C	+0,7 °C
	1981-2000	+1,3 °C	+0,7 °C	-0,1 °C	+2,3 °C	+1,1 °C
Niederschlag	1891-1990	+11%	0%	+16%	+19%	+9%
	1961-1990	-9%	-8%	+10%	+20%	+3%
	1971-2000	+13%	+4%	+14%	+34%	+16%

(Quelle: Schönwiese 2003, S. 312)

Anhand von Abbildung 5 soll nun die Temperatur- und Niederschlagsentwicklung in Deutschland für den Zeitraum von 1891- 2000 analysiert werden. Der Vorteil dieser Darstellung ist, dass die Niederschlags- und Temperaturentwicklung für drei verschiedene Zeiträume auf die Jahreszeiten aufgespalten sind. Dadurch fällt die ungewöhnlich starke Niederschlagszunahme, von ca. 20% für die ersten beiden Zeiträume und 34% für den Zeitraum von 1971- 2000, im Winter auf, der zugleich mit einer relativ starken Temperaturzunahme einhergeht. Zwar weist die Tabelle auch für den Sommer einen Temperaturanstieg aus, doch fällt dieser im Vergleich zum Winter geringer aus während sich aus der Niederschlagsentwicklung kein eindeutiger Trend herauslesen lässt und die

Niederschlagsveränderung auch nicht so stark ist wie im Winter. Sowohl für den Frühling als auch den Herbst weist die Tabelle für die letzten hundert Jahre eine Niederschlagszunahme aus. Allerdings wird für den, im Gegensatz zum Frühling, Herbst seit 1961 keine Temperaturzunahme mehr gemessen. Setzt man nun die Klimaänderungen im Frühling, Sommer und Herbst in Relation zum Winter, so lässt sich sagen dass, sich die Klimaveränderungen seit 1891 in Deutschland besonders in wärmeren und niederschlagsreicheren Wintern bemerkbar gemacht haben (Schönwiese 2003, S.312f).

Abbildung 6



(Quelle: Schönwiese 2003, S. 307)

In der oben beigefügten Abbildung 6 zeigt die regionale Klimaentwicklung von 1891- 1990 auf dem gesamten Globus. Die dunkel markierten Flächen weisen auf einen Temperaturanstieg bis zu 2,5 K hin, während die nicht signierten Gebiete einen Temperaturabfall von bis zu 0,5 K aufweisen. Auffallend ist die relativ starke Erwärmung der hohen geographischen Breiten im Vergleich zu den äquatornahen tropischen Regionen, in welchen nur eine geringe Erwärmung bzw. eine Abkühlung stattgefunden hat. Dadurch wird deutlich, dass die globale Klimaerwärmung der letzten hundert Jahre nicht nur regional unterschiedlich stark ausgeprägt ist, sondern auch hand in hand mit regionalen Abkühlungen geht (Schönwiese 2003, S.306).

7. Fazit

Das Klima der letzten 400.000 Jahren war ein Wechselspiel aus Glazialen und Interglazialen welche jeweils ebenfalls in wärmere und kälter Epochen gegliedert sind. Doch die Periodizität mit welcher sich die Warm- und Eiszeiten sich abwechseln und klimaverändernde Vorgänge wie dem Dansgaard-Oeschger-Ereigniss auftreten, lassen ein rein willkürliches Auftreten der Warm- und Kaltzeiten unwahrscheinlich erscheinen. So passen die Zyklen der Veränderung der Orbitalparameter, im Betrachtungszeitraum vor allem die Exzentrizität, gut auf den Wechsel von Glazial und Interglazial. Dennoch sind die Orbitalparameter „nur“ einer der klimasteuernden Faktoren, und andere Faktoren wie z.B. Vulkanausbrüche, Sonnenflecken und die Vegetation haben ebenfalls ihren Einfluss. Aus diesem System an Faktoren genaue Wirkungsbeziehungen herauszulesen, welche nicht nur die Klimaänderungen der Vergangenheit erklären, sondern auch zukünftige Klimaentwicklungen zuverlässig prognostizieren können ist sehr schwierig und die Forschung hat hier immer noch viel zu tun.

Literaturverzeichnis

- CLAUSSEN, M. und KUBATZKI, C. (2002): Wie die Sahara zur Wüste wurde. In: Spektrum der Wissenschaft Band (1/2002). – Weinheim.
- CLAUSSEN, M. et al. (2003): Simulated global-scale response of the climate system to Dansgaard/Oeschger and Heinrich events. In: Climate Dynamics. – published online.
- HUCH, M. (Hrsg.) (2001): Klimazeugnisse der Erdgeschichte. Perspektiven für die Zukunft. – Berlin.
- IPCC (2007): The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. – Cambridge und New York.
- KLOTZ, S. (2005): Late Cenozoic climates – characterised by terrestrial and marine thermometric and pluviometric estimates. In: Habilitationsschrift Klotz, S. (2005). – Tübingen.
- KLOTZ, S. et al (2004): Eemian to early Würmian climate dynamics: history and pattern of change in Central Europe. In: Habilitationsschrift Klotz, S. (2005). – Tübingen.
- LAUER, W. und BENDIX, J. (2004): Klimatologie. 2. neu bearbeitete Auflage. – Braunschweig.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (2003): Klimatologie. 2., neu bearb. und aktualisierte Aufl.. – Stuttgart.
- SCHÖNWIESE, C.-D. (1992): Klima im Wandel. Tatsachen, Irrtümer, Risiken ; mit einer aktuellen Dokumentation. – Stuttgart.
- STRAHLER, A. und STRAHLER, A. (2002): Physische Geographie. 2. Auflage. – Stuttgart.
- VOELKER, A.H.L. (1999): Zur Deutung der Dansgaard-Oeschger Ereignisse in ultra-hochauflösenden Sedimentprofilen aus dem Europäischen Nordmeer. – Kiel.
- WILSON, R.C.L., Drury, S.A. und Chapman, J.L. (2000): THE GREAT ICE AGE. climate change and life. – London.