

Das Klima der letzten 11.000 Jahre

R. Schneider, G. Lohmann

Einführung

Dieser Beitrag befaßt sich mit dem Klimaabschnitt des Holozäns, der letzten Warmzeit von vor etwa 11.000 kalendarischen Jahren bis heute, die auf den letzten starken Klima-Rückschlag in Richtung glazialer Bedingungen, der Jüngeren Dryas, folgt (Abb. 1). Er beschreibt vor allem die Klimaentwicklung auf Zeitskalen von Jahrhunderten bis Jahrtausenden und geht nicht detailliert auf kurzzeitigen Schwankungen der letzten 1000 Jahre (siehe Beitrag Glaser) und nicht auf die, aus historischen Aufzeichnungen abgeleiteten, kurzzeitigen Klimaschwankungen ein.

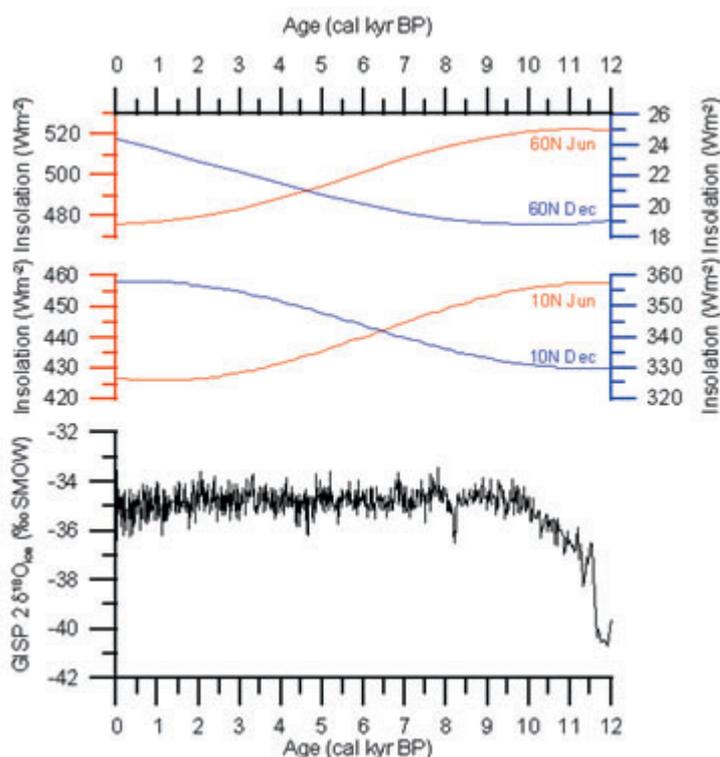


Abb. 1 GISP Eiskern Sauerstoffisotopen-Kurve und saisonale Einstrahlungs-Änderungen in W/m^2 bei 60° und $10^\circ N$ für das Holozän. (Quelle: J.-H. Kim, Bremen, Daten aus NGDC NOAA Boulder, Colorado, USA).

Obwohl die Klimaentwicklung während des Holozäns entscheidend zur Entwicklung und Ausbreitung der modernen menschlichen Gesellschaft und Kultur beigetragen hat, ist überraschend wenig über die räumlichen und zeitlichen Muster der Klimaentwicklung im Kontext von externen Antriebsmechanismen und internen Rückkopplungsprozessen auf den entsprechenden Zeitskalen bekannt. Bis in die neunziger Jahre lagen nur wenige Klimakurven mit hinreichender zeitlicher Auflösung vor. Deshalb wurde das Holozän lange Zeit als eine Klimaperiode ohne starke globale Klimaschwankungen mit relativ konstanten Gehalten an Treibhausgasen in der Atmosphäre betrachtet (Abb. 2). Zu dieser Betrachtungsweise trugen vor allem die Sauerstoffisotopen-Kurven der polaren Eis-

bohrkerne Grönlands bei (Abb. 1), die im Gegensatz zu den aufsehenerregenden kurzzeitigen glazialen Klimaschwankungen, auch bekannt als Dansgaard/Oeschger-Zyklen, auf nur geringe Klimavariabilität während der letzten etwa 11.000 Jahre hindeuteten. So gab es zwar auch Klimakurven aus unterschiedlichen terrestrischen und marinen Archiven, wie Baumring-Kurven, Zeiterien von Pollenvariationen oder von organisch/anorganischen Bestandteilen aus Bodenprofilen und Seesedimenten sowie von Dickenwachstum und Sauerstoffisotopen-Kurven von Korallen oder von marinen Mollusken, die Interpretationen hatten jedoch oft nur lokale Aussagen zur Folge.

Zudem reichte entweder die Länge dieser Zeitserien nicht für die Betrachtung des gesamten Holozäns oder die zeitliche Auflösung erlaubte in den meisten Fällen keine Aussagen zu möglichen Klimazyklen oder zu Trends über einige tausend Jahre hinaus. Auch galt das akademische Interesse vieler Paläoklimatologen zumeist den außerordentlich ausgeprägten Eiszeitzyklen, die in allen Archiven und den entsprechenden Klimakurven mit hinreichender Signifikanz dokumentiert waren, so dass eine Fülle von Klimakurven zur Verfügung stand, um sich mit den Kollegen und in Publikationen mit den Antriebs- und Rückkopplungs-Mechanismen auseinanderzusetzen. Über mögliche Antriebsmechanismen für holozäne schnelle Klimawechsel während der letzten 11.000 Jahre gab es nur wenige Informationen. Die Schwankungen der Einstrahlung aufgrund der Veränderung in den Erdbahnparametern, vor allem die holozänen Änderungen in Präzession und Schiefe der Erdrotationsachse waren gegenüber den Schwankungen während des Pleistozäns so gering, dass aufgrund der geringen Abnahme in der Nordsummer-Einstrahlung und der gleichzeitigen Zunahme der Wintereinstrahlung für die Nordhemisphäre nur ein langanhaltender Trend einer langsamen Abkühlung erwartet wurde (Abb. 1). Diese Annahme entsprach dem Zeugnis vieler holozäner Klimakurven mit nur geringer zeitlicher Auflösung, die in irgendeiner Weise alle auf eine „Verschlechterung“ des Klimas in Richtung kälterer, trockenerer, und/oder windigerer Bedingungen hinwiesen. Über die Veränderungen der solaren Aktivität und deren Klimaeinfluß auf Zeitskalen von Jahrhunderten bis Jahrtausenden gab es nur wenig Informationen, entsprechendes galt und gilt heute noch über die Auswirkungen von Vulkanausbrüchen und deren Aschen und Staubemissionen in die Atmosphäre. Zwar waren und sind deren Klimawirkung relativ unbestritten, aber es fehlten systematische Kenntnisse für die letzten 11.000 Jahre.

Aus Mangel an Ressourcen und der Möglichkeit, physikalische Prozesse in Atmosphäre und Ozean gekoppelt zu simulieren, beschränkte sich die Modellierung des Klimas in der Vergangenheit zunächst auf Experimente für bestimmte Klimazustände zu einem bestimmten „geologischen“ Zeitpunkt, z.B. glaziales Maximum oder holozänes Klimaoptimum. So waren bestimmte Klimazustände während des Holozäns (The Cooperative Holocene Mapping Project, COHMAP 1988) oder die Simulation für afrikanische Vegetationsänderungen mit den vielen Hinweisen auf eine grüne Sahara vor 7.000 bis

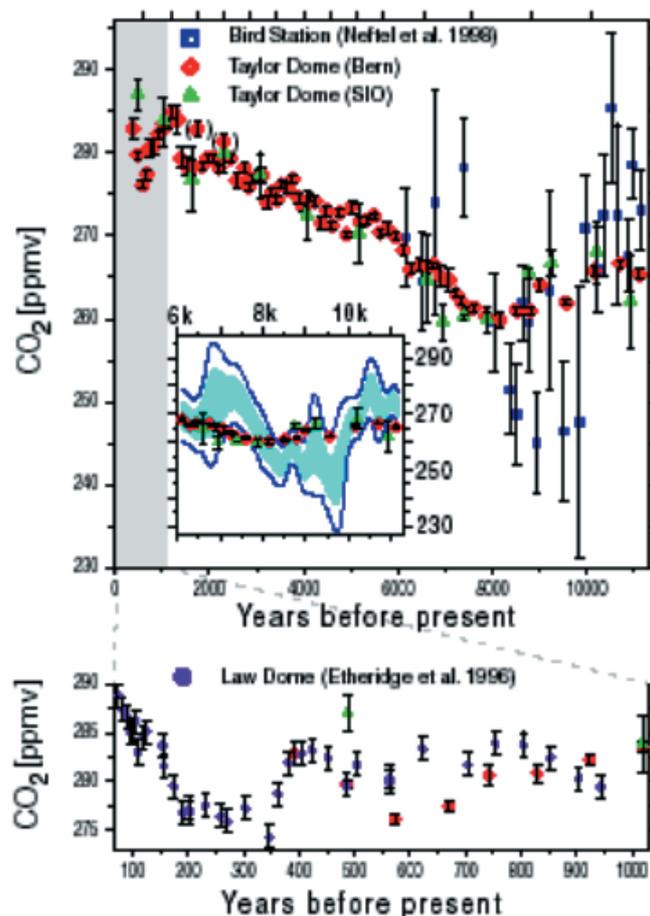
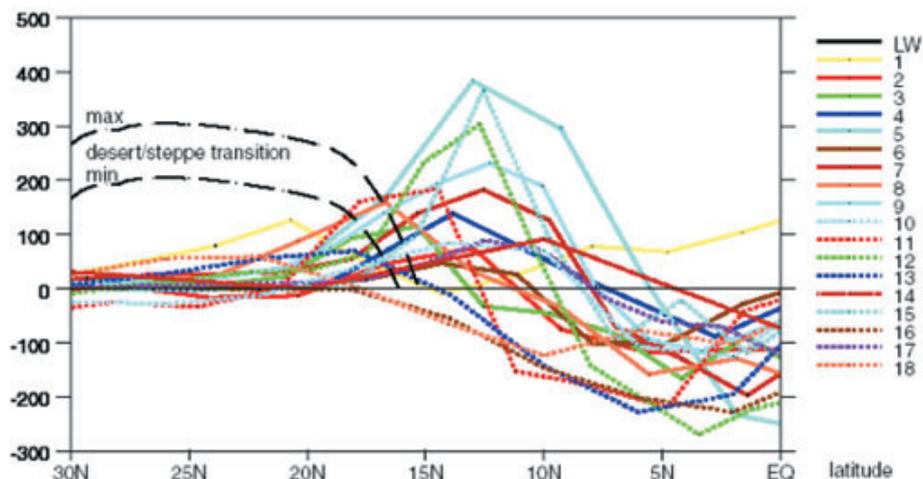
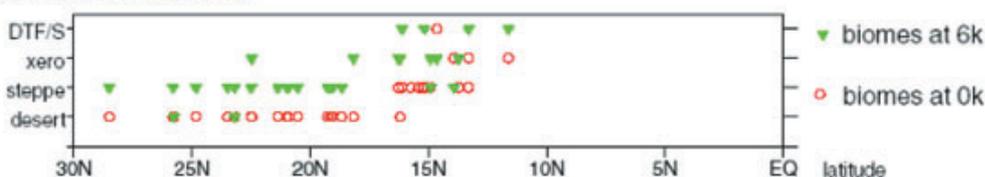


Abb. 2 Änderungen im atmosphärischen CO_2 -Gehalt über die letzten 11.000 Jahre gemessen an arktischen und antarktischen Eisbohrkernen (Indermühle et al. (1999), Quelle: Bildersammlung PAOES)

a) Total Precipitation over Africa (20W-30E) - 6-0 - year - land (mm/year)



b) Biome distributions



c) Total Precipitation over Africa (20W-30E) - present - year - land (mm/year)

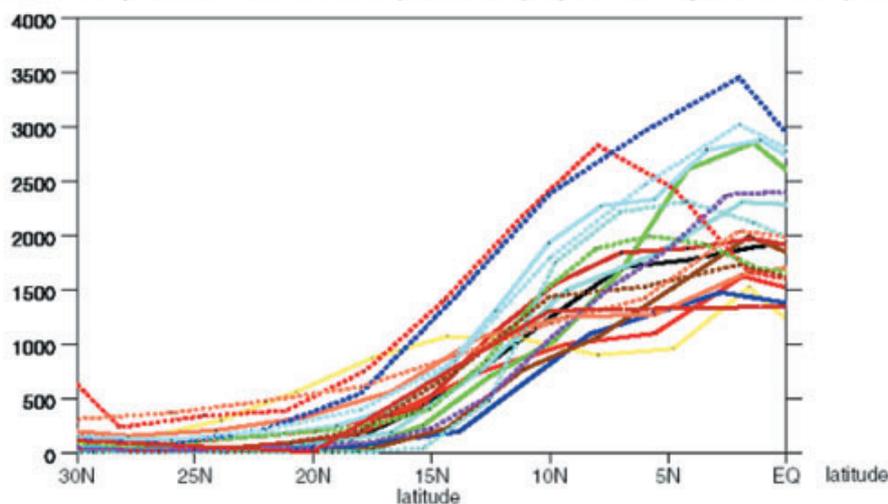


Abb. 3 BIOME 6000 Rekonstruktionen für die Ausbreitung der Steppenvegetation in der südlichen Sahara im mittleren Holozän (b) und die Verschiebung der Zone der höchsten Niederschlagsmengen vor 6000 Jahren (a) gegenüber der heutigen Situation (c) in unterschiedlichen Klimamodellen (PMIP 6000, www-lsce.cea.fr/pmip/). Der Vergleich zwischen Vegetationsdaten und Modellergebnissen zeigt deren Diskrepanz in Bezug auf die größte nördliche Ausbreitung (Joussaume et al. (1999), Quelle: Bildersammlung )

6.000 Jahren vor heute (BIOME 6000, www.bgc.mpg.de/bgc_prentice/projects/biome6000/index.html) Ziel vieler Modellexperimente (Abb. 3). Die ersten globalen Klimarekonstruktionen und Klimasimulationen widmeten sich vor allem dem Ansatz, durch gut datierte Paläoklimadaten und durch atmosphärische Zirkulationsmodelle die Gründe und Mechanismen für Unterschiede zwischen bestimmten Klimazuständen für bestimmte Zeitpunkte, z.B. vor 18-, 15-, 12-, 9-, 6- und 3.000 Jahren vor heute (COHMAP 1988) zu beschreiben. War dieser Ansatz für das glaziale Maximum

noch einigermaßen nachvollziehbar und der Zeitpunkt dieses Zustandes relativ einfach zu fixieren (z.B. Diskussion in Mix et al. (2001) für 21.000 Kalenderjahre bzw. 18.000 Radiokarbon-Jahre vor heute), so wurde schnell deutlich, dass eine Festlegung des holozänen Klimaoptimums sich sehr schwierig gestaltet. Je nach betrachtetem Mechanismus, z.B. Meeresspiegel-Hochstand und stärkster Rückzug kontinentaler Eiskappen, Niederschlagshäufigkeit, Oberflächentemperatur oder Intensität der atmosphärischen Zirkulation, war der Zeitpunkt für „optimale“ klimatische Verhältnisse einer Warmzeit im Holozän irgendwann zwischen 11.000 und 5.000 Jahren vor heute. Eine weitere Schwierigkeit bei der Modellierung war der Einsatz gekoppelter Atmosphäre-Ozean-Biosphäre Modelle für paläoklimatische Fragestellung. So wurde bis vor wenigen Jahren die Simulation mit heutigen fest vorgeschriebenen Ozean-temperaturen und Vegetationsverteilungen durchgeführt.

Heute kommt der holozänen Klimaentwicklung und der Erforschung dieser nur etwa 11.000 Jahre umfassenden, jüngsten aller geologischen Zeitstufen eine besondere Bedeutung zu, weil sie sich durch einen einzigartigen Unterschied gegenüber den vorhergehenden etwa 4 Milliarden Erdgeschichte auszeichnet. Dies ist die Erkenntnis, dass erstmals eine Gemeinschaft von Lebewesen in der Lage zu sein scheint, die zukünftige globale Klimaentwicklung entscheidend beeinflussen zu können und dies vielleicht mit noch regionalen Auswirkungen schon seit mehreren tausenden von Jahren getan hat. Gerade die Erforschung dieses letzten Aspektes, was sind menschlich beeinflusste Veränderungen und welche wurden von Prozessen, die nicht dem anthropogenen Einfluß unterliegen, bewirkt, ist eine der umstrittensten Fragen bei vielen Untersuchungen mit regionalem oder globalem Charakter. Zusätzlich angetrieben von der aktuellen Diskussion über die möglichen Konsequenzen der anthropogenen Emissionen fossiler Brennstoffe und der Erhöhung der Treibhausgas Konzentrationen in der Atmosphäre steht die Erforschung der holozänen Klimavariabilität unter besonderer Beobachtung der Öffentlichkeit und politischer Entscheidungsgremien. Dies ist insbesondere der Fall, wenn es darum geht, die möglicherweise von den durch Menschen beeinflussten Klimaschwankungen in historischer Zeit (die letzten etwa 2000 Jahre und hier vor allem die letzten 150 Jahre seit Beginn der industriellen Entwicklung mit enormen Energieverbrauch) von denen zu unterscheiden, die seit mehreren tausenden von Jahren wirksam waren.

Dieser Beitrag soll deshalb einen kurzen Überblick über die wichtigsten Erkenntnisse der letzten Jahre zur Klimavariabilität des Holozäns geben, auch aus der Sicht der marinen Paläoklimaforschung. Die Klimazeugen aus dem marinen Bereich und aus tropischen und polaren Eiskappen sind außerordentlich gut für die Untersuchung der natürlichen Klimavariabilität geeignet, weil hier für die letzten Jahrtausende der Einfluß menschlicher Aktivitäten auf die untersuchten Klimaarchive relativ sicher auszuschließen ist. Auch würde eine entsprechende Darstellung der Vielzahl der neuen Erkenntnisse aus den Klimaarchiven der einzelnen Kontinente weit über den Rahmen dieses Artikels hinausführen. Für die neuesten Erkenntnisse zur kontinentalen Klimaentwicklung des Holozäns in Europa sei der interessierte Leser auf die neuesten Ergebnisse des Verbundvorhabens KIHZ verwiesen (Fischer et al. 2004), welches gerade im Januar 2004 sein Abschlußkolloquium durchgeführt hat. Darüber hinaus kann dieser Artikel keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben, da nahezu monatlich eine oder mehrere Publikationen zu dieser Thematik in internationalen Fachzeitschriften (z.B. The Holocene, Nature, Science, Paleoceanography, Geophysical Re-

search Letters, Climate Dynamics, etc) erscheinen. Ein weiteres Anliegen dieses Beitrages ist es, offene Fragen, methodische Schwierigkeiten und neue Ansätze darzustellen, die sich bei der Interpretation von Klimaarchiven und Modellergebnissen ergeben. Es werden Argumente für eine stärkere Verzahnung der Erforschung von Klimaarchiven und Klimamodellierung geliefert, welche eine neue Dimension in der Betrachtung des vergangenen, heutigen und zukünftigen Klimas und der holozänen Umweltbedingungen eröffnet.

Klimaarchive

Seit Beginn der intensiven Diskussion um die zukünftige Klimaentwicklung vor etwa 20 Jahren und den vielfachen Hinweisen auf eine fortschreitende Zunahme der mittleren Oberflächentemperatur, gekoppelt mit einer stetigen Zunahme der Kohlendioxidkonzentration und anderer Spurengase in der Atmosphäre (IPCC, 1994, 2000, 2001), wurden vielfache Anstrengungen unternommen, um detaillierte Erkenntnisse zur Klimaentwicklung während des Holozäns zu gewinnen. Diese sollten dann eine bessere Abschätzung der Geschwindigkeit, der Größenordnung sowie der Häufigkeit

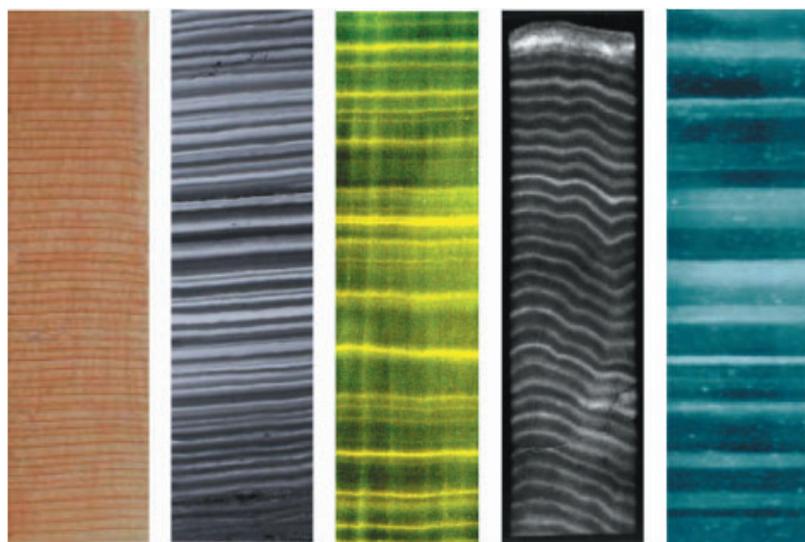


Abb. 4 Kontinentale und marine Klimaarchive mit Jahresschichtung oder –wachstum. Von links nach rechts: Baumringe (Pinie Tasmanien, E. Cook), Laminierte Seesedimente (Maarsee Eifel, B. Zolitschka), Speleotheme (Stalagmit Norwegen, J. Kihle), Korallen (Papua Guinea, S. Thudhope) und Eisbohrkern (GISP Grönland, A. Gow). (Quelle: PAGES Newsletter Oktober 2003, Abbildung zusammengestellt durch ESF HOLIVAR Projekt <http://www.esf.org/holivar>).

und Regularität bzw. Irregularität von natürlichen Klimavariationen in einer Warmzeit erlauben. Um diesen Zielen gerecht zu werden, war die Exploration von besonderen terrestrischen und marinen Klimaarchiven notwendig geworden. Die Archive mußten möglichst die Rekonstruktion kontinuierlicher Zeitserien von Klimaindikatoren zulassen, die in hoher zeitlicher Auflösung von einzelnen Jahren bis Jahrhunderten (entsprechend den historischen Klimakurven aus Aufzeichnungen) bis 11.000 Jahre vor heute zurück reichen oder mindestens Abschnitte von

mehreren Jahrhunderten oder Jahrtausenden aus bestimmten markanten Klimaphasen des Holozäns abdecken. Aus diesem Anspruch heraus ist die Zahl und Art der holozänen Klimaarchive für systematische regionale und überregionale Rekonstruktionen relativ eingeschränkt, es gibt aber einzelne Archive auf den Kontinenten und in den Ozeanen die sogar jährliche Auflösung zulassen (Abb. 4).

Für kontinentale und globale Klimarekonstruktionen sind die Eiskerne aus den polaren und montanen Eiskappen einzigartig. Durch die Erhaltung von Jahreslagen der

Schnee- und Aerosolakkumulation über die letzten 11.000 Jahre liefern sie das Grundgerüst der heutigen Erforschung des holozänen Klimas für die Variationen von Gasen, Staub, Feuchte und Intensität der Zirkulation in der Atmosphäre (z.B. Majewski et al. 1994, Indermühle et al. 1999, Petit et al. 1981, Thompson 2000). Darüber hinaus werden für die Rekonstruktion der holozänen Klimavariationen auf den Kontinenten vor allem Baumringe und Seesedimente (Warven) verwendet. Durch die überlappende Kombination von Baumring-Profilen aus unterschiedlichen fossilen Baumstämmen konnte eine 11.000 Jahre zurückreichende Baumring-Chronologie zusammengestellt werden (Kromer et al. 2001). Als Klimazeugen aus Bäumen werden vor allem das Dickenwachstum und die Kohlenstoffisotopen-Zusammensetzung verwendet, wobei aber die Einflußgrößen auf Dickenwachstum und stabile Kohlenstoffisotope nicht eindeutig geklärt sind. Es werden vor allem Variationen der Temperatur und die Niederschlagsmengen für beide Parameter als steuernde Einflüsse verantwortlich gemacht. Eine mit den Baumringen und Eiskernen vergleichbare zeitliche Auflösung von einzelnen Jahren liefern gewarvte Seesedimente. Hier stehen seit einigen Jahren auch kontinuierliche Klimakurven für die gesamten letzten 11.000 Jahre vor allem aus europäischen vulkanischen Kraterseen zur Verfügung (z.B. Negendank et al. 1999, Brauer et al. 2000). Weiterhin dient heute weltweit eine Vielzahl von Seen, Bodenprofilen aus Tagebauen und Flußterrassen sowie von Löß-Profilen (äolische Sedimente) der Untersuchung von holozänen Klimavariationen. Diese erreichen aber zumeist nicht die Jahresauflösung und die Abdeckung des gesamten Holozäns. Als Klimaindikatoren aus den Seesedimenten, Bodenprofilen, Fluß- und Windablagerungen dienen vor allem biogene und mineralogische Bestandteile, wie Pollen und andere Pflanzenreste, karbonatische und organische Bestandteile von limnischen planktischen und benthischen Organismen, sowie Korngrößen- und Elementverteilungen in der abiogenen Fraktion. Eine zunehmende Bedeutung in der Rekonstruktion des kontinentalen Klimas gewinnen in letzter Zeit auch die Wachstumsprofile von Stalagmiten aus Karsthöhlen. Hier stehen nun erste hochauflösende holozäne Zeitserien für zur Verfügung (z.B., Lee-Thorp et al. 2001, siehe auch Abb. 5). Als Klimaindikator wird vor allem das Sauerstoffisotopensignal aus den einzelnen Anwachsstufen des aus dem Grundwasser gefällten Karbonats verwendet. Dies geschieht unter der Annahme, dass dieser Parameter Phasen hoher und niedriger Niederschlagstätigkeit oder Variationen der Bodentemperatur anzeigt.

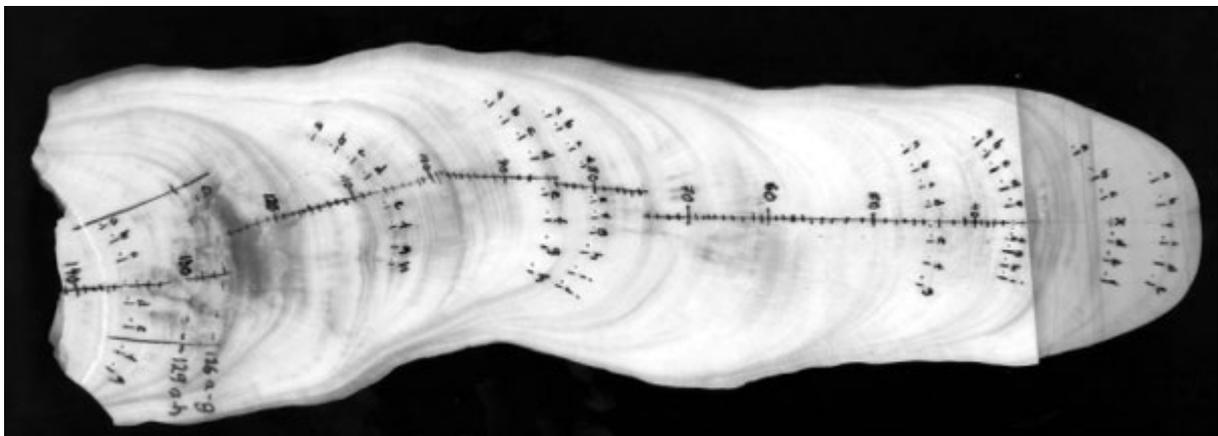


Abb. 5 Speleotheme als neue Klimaarchive. Stalagmit Probe aus dem Makapansgat Tal, Südafrika, mit aufgezeichneten Beprobungslinien für Sauerstoffisotopen-Messungen (Quelle: K. Holmgren, Stockholm).

Als marine Klimaarchive dienen vor allem Korallen, laminierte Sedimente aus anoxischen Becken in abgeschnürten Nebenmeeren und schnell akkumulierende Sedimentkörper an den Kontinentalrändern. Letztere finden sich vor allem in Bereichen mit hohem terrigenen Sedimenteintrag vor den Kontinenten sowie mit hoher biologischer Produktivität und hohen Flussraten biogener mariner Partikel zum Meeresboden. Solche Bereiche finden sich auf Sedimentfächern großer Flüsse, unter den Hochproduktionszonen der küstennahen Auftriebsgebiete von nährstoffreichen tiefen Wassermassen und in Meeresgebieten mit starkem Staubeintrag. Darüber hinaus wurden in den letzten Jahren auch sogenannte Driftsedimente zunehmend auf ihre Eignung als hochauflösende Klimaarchive vor allem für Veränderungen in der tiefen Ozeanzirkulation und in Meeresgebieten weit entfernt von den obengenannten schnell akkumulierenden Sedimenten an den Kontinentalrändern untersucht. Die einzigen marinen Archive, die holozäne Klimasignale in jährlicher Auflösung aufzeichnen, sind Korallen und wenige anoxische Becken, in denen Warven, also nicht durch benthische Organismen durchwühlte Jahresschichtungen, nachgewiesen sind. Es stehen aber bisher nur sehr wenige kontinuierlichen Klimakurven aus diesen für marine Verhältnisse sehr exponierten Archiven aus Flachwasser- und Schelfgebieten oder abgeschnürten Becken zur Verfügung, die mehr als einige Jahrzehnte oder wenige Jahrhunderte umfassen. So sind denn auch nur wenige Klimakurven aus subrezentenen Korallenstöcken für Zeitabschnitte im mittleren Holozän verfügbar. Um marine Klimaschwankungen in hoher zeitlicher Auflösung für die vielen unterschiedlichen Klimazonen und Ozeanbecken nachweisen zu können, sind deshalb Sedimentkerne die einzigen Archive zur Rekonstruktion holozäner Variationen in der Ozeantemperatur, im Salzgehalt, in den Strömungsverhältnissen und in der biologischen Produktion. Dabei ist die zu erreichende zeitliche Auflösung in erster Linie abhängig von der jährlichen Akkumulationsrate der Sedimente am Meeresboden. Erhöhte Raten finden sich oft in Flußdeltas, Fjorden oder tiefen Becken nahe zu Kontinenten (Schelfdepressionen, Riftbecken, Nebenmeere mit sehr hohem Flußeintrag und biologischer Produktion) und sind kaum im offenen Ozean zu finden.

Die Entwicklung und Anwendung von neuen Meßinstrumenten, die die Analyse sedimentphysikalischer Eigenschaften der Sedimentkerne und geochemischer Variationen in deren Bestandteilen sowie die Messung feinsten Nuancen in der Sedimentfarbe erlauben, brachte weitere Fortschritte für die holozäne Klimarekonstruktion. Diese sogenannten Scanner-Verfahren erlauben zerstörungsfreie Aufnahmen an der Oberfläche eines aufgeschnittenen Sedimentkerns für höchstauflösende Zeitserien mit kleinsten Variationen in den Sedimenteigenschaften, die sich über sogenannte „Kalibrationen“ mit klassischen Labormessungen, in Klimainformationen übersetzen lassen. Aber auch die zunehmende Verbesserung der geochemischen und massenspektrometrischen Analytik mit immer höherem Automatisierungsgrad und mit immer geringeren Nachweisgrenzen und Bedarf an Sedimentvolumen zur Bestimmung von klimaindikativen Parametern hat in den letzten Jahren entscheidend zur hochauflösenden Untersuchung mariner und lakustriner Sedimente beigetragen. So können heute in wenigen Monaten Klimakurven von Parametern wie Sauerstoffisotopen- und Spurenelement-Verteilung von Foraminiferenschalen, organische Komponenten, mineralogische Zusammensetzung des Sediments oder Korngrößen-Verteilung in hundertfacher Anzahl für einen holozänen Sedimentkern von etwa 5 bis 10 Meter Länge erzeugt werden. Mit den Scannerverfahren können in wenigen Tagen sogar mehrere tausende von Messungen an einem Sedimentkern durchgeführt werden. Hier ist ein

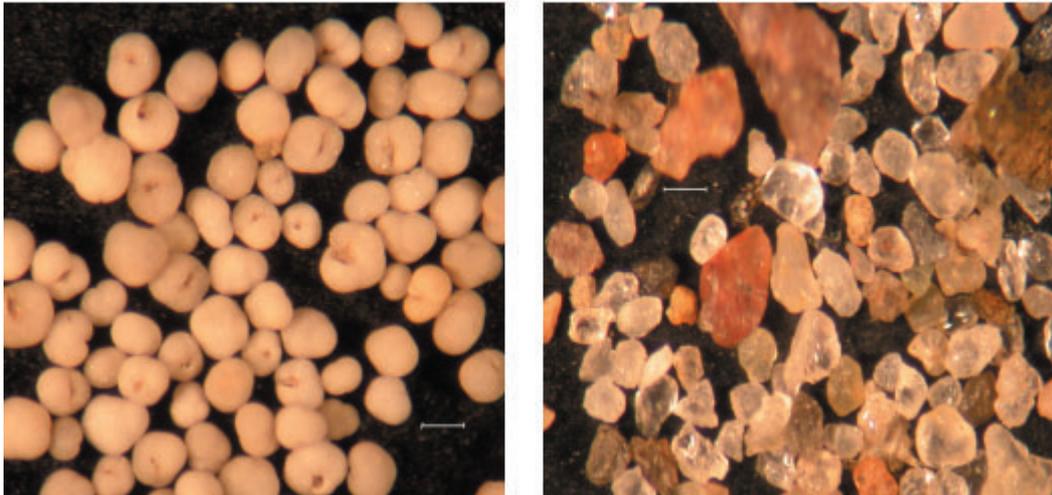


Abb. 6 Beispiele für marine Klimasignal-Träger. Links als Mikrofossilien Foraminiferenschalen, deren Artenzusammenverteilung und chemischen Zusammensetzung der Schalen Rückschlüsse auf Ozeanzirkulation, Temperatur, Salinität oder biologische Produktion erlauben. Rechts feines Sand/Siltgemisch aus Quarz und Feldspatkörnern mit rötlichen Eisenoxidhäutchen, die als Anzeiger für den Eintrag für Staub oder den Transport mit Eisbergen benutzt werden. (Maßstab 200 Mikrometer).

riesiges Potential für die marine und terrestrische Paläoklima-Forschung entstanden, die, neben den Schwierigkeiten der technischen Verarbeitung und der wissenschaftlichen Interpretation dieser großen Datenmengen, zu einem völlig neuen Problem geführt hat, nämlich der Verfügbarkeit von Sedimentkernen mit ausgezeichneter Qualität und hohen Sedimentationsraten aus den klimasensitiven Regionen des Weltozeans. So haben sich den auch die beiden großen internationalen Programme der geologischen Meeresforschung, das IMAGES (<http://www.images-pages.org>) und das IODP (<http://iodp.tamu.edu/>) Programm, in den letzten Jahren u. a. intensiv mit der Suche und Bohrung von Sedimentkernen aus Meeresgebieten mit höchsten Sedimentationsraten befasst und werden dies auch in Zukunft weiter versuchen. Ähnliches gilt für das ICDP (<http://www.icdp-online.de/>) welches Kampagnen für tiefe Bohrungen in großen Seen plant und unterstützt.

Datierungen und Altersmodelle

Die sicherste Methode für die Datierung holozäner Klimaarchive ist natürlich die Zählung von Jahreslagen in Eisbohrkernen oder in gewarvten, lakustrinen und marinen Sedimenten, für die kontinuierliche Zählungen bis 11.000 Jahre zurück vorliegen. Darüber hinaus sind es die Baumringe und Korallenskelette, deren jährlichen Wachstumsstrukturen (Abb. 4) Altersmodelle durch Auszählen der Jahreslagen ermöglichen. Diese bieten sozusagen das kalendarische Altersmodell für viele andere Klimastudien für das Holozän, die über einen lokal oder regional sehr klimasensitiven Parameter durch eine Korrelation mit den Klimakurven dieser „Master“ Eiskerne oder Seesedimente das Altersmodell dann übertragen. Die Grundannahme bei dieser Korrelation ist immer die zeitliche Übereinstimmung von markanten schnellen Klimaänderungen in den Polargebieten mit z.B. denen im tropischen Ozean. Dieses Prinzip versagt leider in dem Moment, wo in den zu datierenden Archiven Klimaänderungen nachgewiesen werden, die in den Eiskernen nicht vorhanden sind. Darüber hinaus wäre auch aus wissenschaftlichen Gründen eine von den Eiskernen unabhängige

Datierung zu wünschen, die nicht a priori festlegt, dass bestimmte Klimaereignisse in allen Erdteilen und Ozeanen zeitgleich aufgetreten sind. Für die Atmosphäre mag diese Annahme aufgrund der sehr kurzen weltweiten Durchmischung innerhalb von wenigen Jahren noch akzeptiert werden. Für den Ozean mit dem Wärmetransport über Tiefenwasser- Zwischenwasser- und Oberflächenzirkulation sowie für die Klimaänderungen auf den Kontinenten mit Vegetationsänderungen und Verwitterungsprozessen können Zeitverschiebungen signifikanter Klimaereignisse zwischen Ozean und Kontinenten oder zwischen unterschiedlichen Klimazonen von mehreren hundert Jahren im Holozän durchaus plausibel sein. Aus diesem Grund und dem Umstand entsprechend, dass nur wenige Archive Jahreszählungen für das Holozän zulassen, wird vor allem auf die radiometrische ^{14}C Radiokarbonmethode zurückgegriffen. Die Halbwertszeit der ^{14}C Zerfallsrate von 5730 Jahren (5558 Jahre, Libby et al. 1955) und die Verbesserung der Beschleuniger-Massenspektrometrie erlauben heute eine relative sichere Datierung von nur 0.5 mg reinem Kohlenstoff für das Holozän. Damit sind fast alle Archive auch mit nur geringen Mengen an organischem Kohlenstoff oder Kalkschalen von Mikrofossilien datierbar. Im Prinzip wären somit auch sehr detaillierte Altersmessungen an den Sedimentarchiven möglich. Leider ist die Unsicherheit der Radiokarbonmethode aufgrund der natürlichen Variationen in der atmosphärischen ^{14}C Produktion in Abhängigkeit der kosmischen Protonenstrahlung in Bezug auf wirkliche kalendarische Alter relativ hoch. Dazu beeinflussen Variationen von solarer Aktivität und Intensitätsänderungen des Erdmagnetfelds diese Strahlung und damit ebenfalls die natürliche ^{14}C Produktion. Schwankungen in der natürlichen ^{14}C Produktion können im Holozän deshalb zu Abweichungen vom kalendarischen Alter führen. Im Ozean tritt zusätzlich das Problem von Altersunsicherheiten in der Radiokarbonmethode durch dessen 60 mal größeres Kohlenstoff-Reservoir gegenüber dem der Atmosphäre auf. Durch Schwankungen in der Tiefenwasserzirkulation, in der Bildungsrate und/oder im Auftrieb von Tiefenwasser nahe zur Oberfläche kann der Kohlenstoffaustausch zwischen Ozean und Atmosphäre variieren und so auch die ^{14}C Gehalte in der Atmosphäre und im Oberflächenwasser verändern, da der tiefe Ozean aufgrund der langen Verweilzeit der Tiefenwassermassen unter Abschluß von der Atmosphäre sehr viel „alten“ Kohlenstoff enthalten kann. Die möglichen Abweichungen der ^{14}C Konzentration in der Atmosphäre von der mittleren Produktionsrate sind aber durch die Eichung des ^{14}C Kalenders anhand von Baumring- und Warven-Chronologien sowie anhand von absoluten U/Th Altersbestimmungen an Korallen sehr gut bekannt (Stuiver et al. 1998). Die ^{14}C -Kalibration mittels vorhandener Eichkurven berücksichtigt jedoch bislang nur die regionalen hydrographischen Verhältnisse unter heutigen und konstanten Klimabedingungen. Eine weitere Möglichkeit, die Unsicherheiten in den ^{14}C Altern abzuschätzen, bietet deshalb die Modellierung der Zirkulation inklusive des Kohlenstoff-Kreislaufs durch die Bestimmung von Reservoir-Altern (Butzin et al. 2003, 2004) in verschiedenen vorgegebenen Paläoszenarien. Diese Möglichkeit muss in Zukunft noch stärker ausgeschöpft werden.

Klimamodelle und ihre Anwendungen auf holozäne Klimavariationen

In der Diskussion über die Frage, wie zukünftige Klimaänderungen die Umwelt beeinflussen, ergibt sich das ernste Problem, ob die Zunahme der Treibhausgaskonzentrationen das Klima der Erde bereits signifikant erwärmt hat. Um diese Frage angehen

zu können, sind detaillierte Kenntnisse der Amplituden und Frequenzen der natürlichen Variabilität von Temperatur und temperaturabhängigen Umweltgrößen im Ozean, über den Kontinenten und in der Kryosphäre notwendig. Ein geeigneter Weg dorthin wäre die Untersuchung historischer Zeitserien direkter Temperaturmessungen oder der Dokumentation solcher Umweltbeobachtungen. Unglücklicherweise liegen Aufzeichnungen von Temperaturmessungen, die eine Aussage über globale Klimaänderungen erlauben würden, nur für die jüngste Vergangenheit vor. Zudem fallen sie in die Zeit, in der bereits ein deutlicher Einfluss der menschlichen Aktivitäten auf die natürlichen Bedingungen stattfand. Informationen über weiter zurück liegende Zeiten kann man neben der Benutzung von Stellvertreterdaten, den sogenannten Proxy-Parametern aus den oben genannten Archiven in denen vergangene Klimazustände und Umgebungsbedingungen gespeichert vorliegen, durch Klimasimulationen gewinnen.

Die zur Verfügung stehenden Klimamodelle sind in der Lage, ein breites Spektrum von Phänomenen zu simulieren. Jedoch sind diese Modelle von der Vorgabe der Änderungen von externen Antrieben abhängig, die bislang nur teilweise bekannt sind. Weiterhin bedürfen sie noch der Überarbeitung in Bezug auf ihre Verlässlichkeit auf langen Zeitskalen. Die Daten des Paläoklimas sind deshalb ein unverzichtbarer Test für diese Modelle, weil sie Informationen über Klimavariationen enthalten, die in der Vergangenheit tatsächlich stattgefunden haben. Die Rekonstruktion von längeren Zeitserien z.B. der Temperatur an der Erdoberfläche mit adäquaten Proxy-Methoden der Geochemie oder der Paläobiologie würde eine quantitative Abschätzung von Klimaänderungen erlauben. Die Informationen über das Paläoklima sind aber, wie vorher beschrieben, nicht für alle notwendigen Zeiten und geographischen Regionen verfügbar. Ein Ziel der Modellierung ist es deshalb, die Raum-Zeit Muster zu identifizieren, die am sensitivsten auf Antriebe reagieren und die für einen Vergleich mit den Proxydaten herangezogen werden können. Für solch ein Verfahren sind sowohl angetriebe wie Kontrollexperimente nötig. Der Vergleich der Simulationen mit vorgegebenem Antrieb mit dem Kontrollexperiment ohne äußeren Antrieb kann eine Abschätzung der Einflußfaktoren auf die Klimavariabilität ermöglichen und für die Abschätzung des Signal-zu-Rauschverhältnisses benutzt werden (z.B. Tett et al. 1999).

Vergleiche zwischen rekonstruierten und modellgestützten, holozänen Datensätzen werden durch die grundverschiedene Struktur der zu untersuchenden Datensätze erheblich erschwert. Simulierte Daten globaler Modelle sind meist wenig verlässlich bei kleinskaligen Phänomenen, während viele holozäne Proxy-Zeitserien nur für lokal eng begrenzte Orte repräsentativ sind. Für einzelne Datenpunkte können Modellergebnisse für einen Gitterpunkt herangezogen werden, die jedoch unrealistische Varianz oder spektrale Charakteristika enthalten können. Zuverlässigere Informationen können durch den Einsatz von statistischem „Downscaling“ (Wilby et al. 1998) erwartet werden, welches lokale Klimagrößen aus der vom globalen Modell besser simulierten großräumigen Zirkulation ableitet. Diese Methode muß für die Bestimmung von lokaler Variabilität aus derjenigen der großräumigen Strömung angepaßt werden. Für den Vergleich von Variabilität einer Region in Paläo- und Modelldaten werden zur Zeit verschiedene Methoden verwendet:

- „Upscaling“ der Paläodaten, basierend auf Regressionsmethoden, auf die Skalen und Größen, die vom Modell zuverlässig simuliert werden können

- (Mann et al. 1999, Rimbu et al. 2003). Dies beinhaltet auch die Rekonstruktion der atmosphärischen Zirkulation und der zugehörigen Indizes wie des NAO. Diese können dann mit den aus Simulationen berechneten Indizes verglichen werden.
- Zusammenstellen von Modellresultaten ausschließlich aus solchen Lokationen, für die Paläorekonstruktionen vorliegen (Jones et al. 1998). Dort, wo die Datendichte groß genug ist, können aus größeren Regionen Mittelwerte berechnet und kalibriert werden, die anschließend mit den regionalen Mittelwerten der Modellergebnisse verglichen werden können.
 - Der Einsatz gekoppelter Atmosphäre-Ozean Zirkulationsmodelle als Werkzeug zur dynamisch konsistenten Interpretation von Proxydaten (Datenassimilation, Einschränkung des Phasenraums)
 - „Downscaling“ und die Erzeugung von „synthetischen“ Proxydaten aus den GCM-Ergebnissen, die mit aktuell gemessenen Proxies verglichen können (z.B. Reichert et al., 1999).

Darüber hinaus sind die Modellergebnisse bei der Interpretation der Paläodaten unerlässlich. Die Simulationen ermöglichen eine Trennung des extern angetriebenen Klimasignals von der internen Variabilität in dem Rahmen, in dem Signal und Rauschen voneinander zu trennen sind. Dieses ist durch die Auswertung von Paläodaten alleine nicht möglich. So können die Modellsignale dazu benutzt werden, die Paläoklimarekonstruktionen im Verhältnis zu den natürlichen Variationen zu interpretieren. Hierzu müssen vorhandene gekoppelte Atmosphäre-Ozean Zirkulationsmodelle für Simulationen des Paläoklimas aus Rechenzeitgründen angepaßt (z.B. Lorenz und Lohmann 2004, Lohmann et al. 2004) oder Erdsystemmodelle mittlerer Komplexität (z.B. Claussen et al. 2002) verwendet werden.

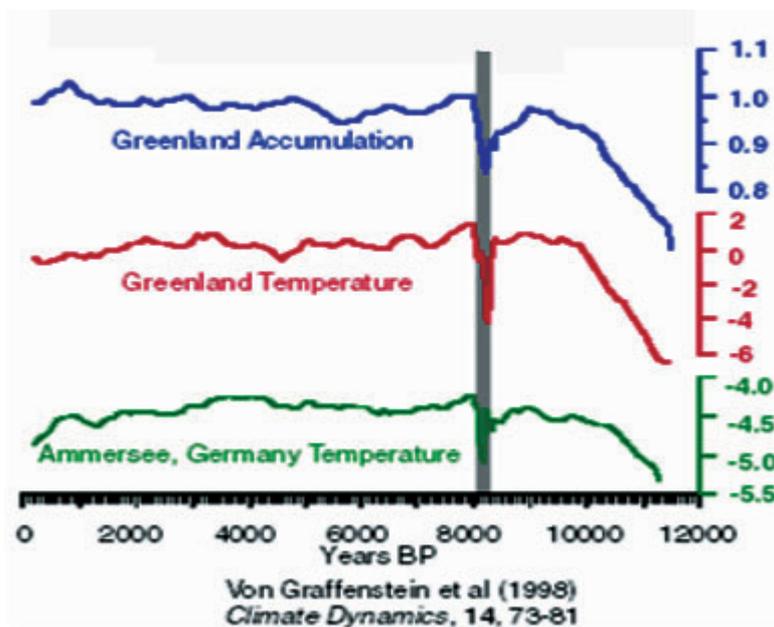


Abb. 7 Abkühlungsereignis bei 8.200 Jahren vor heute, nachgewiesen in Eisbohrkernen und Klimakurven aus kontinentalen und marinen Archiven (siehe auch Abb. 10).
(Quelle: Bildersammlung )

Beispiele zur Klimavariabilität des Holozäns und mögliche Antriebsmechanismen

Durch die entscheidenden Fortschritte bei der Dendrochronologie, der Radiokarbon-Datierung und dessen Eichung auf kalendarische Alter sowie durch die verbesserten methodischen Verfahren zur Analyse von Paläoklima-Proxydaten gibt es heute eine große Anzahl von holozänen Klimakurven für eigentlich alle Kontinente und Ozeane, die die ganzen 11.000 Jahre abdecken. Die damit verbundenen Unter-

suchungen widmeten sich bisher vor allem der Darstellung von sich in den Paläoklimakurven signifikant abzeichnenden Ereignissen zu einem bestimmten Zeitpunkt. Ein Beispiel hierfür ist eine starke kurze Abkühlung bei etwa 8.200 Jahren vor heute (Abb. 7), die in vielen Klimakurven nachgewiesen ist (Alley et al. 1997, von Grafenstein et al. 1998) und mit einem Schmelzwasserereignis im nördlichen Atlantik durch das Auslaufen des „Lake Agassiz“ in Verbindung gebracht wird (Barber et al. 1999). Simulationen mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphäre Model haben gezeigt, dass sich ein solches Schmelzwasser-Ereignis innerhalb von wenigen Jahrzehnten weltweit auswirken kann (Renssen et al. 2002). Auch wurde versucht für unterschiedliche Regionen, Kontinente, Ozeane oder Klimazonen, den Zeitpunkt des Klimaoptimums mit den höchsten holozänen Oberflächentemperaturen oder den stärksten Niederschläge festzustellen. Ausgehend von der Milankovitch Theorie, dass vor allem die Veränderungen der borealen Sommereinstrahlung bei etwa 65°N der Schrittmacher für die globalen Klimavariationen im Zuge der spätpleistozänen Vereisungs- und Warmzeitzyklen sind, wurde postuliert, dass das holozäne Klimaoptimum etwa vor 6000 Jahren erreicht wurde, also etwa 5000 bis 6000 Jahre nach dem Maximum in der Sommereinstrahlung bei 11.000 Jahren vor heute. Diese Theorie stimmte überein mit der Beobachtung, dass auch der postglaziale Meeresspiegel-Hochstand und somit der größtmögliche Vereisungsrückgang zu diesem Zeitpunkt erreicht war. Die Studien zum Klima des Holozäns galten also vornehmlich der Erstellung von neuen Klimakurven, die eine langsame Klimaverbesserung in Richtung 6000 Jahre vor heute und eine sich daran anschließende langsame Abkühlung, eine sogenannte Neoglaziation nachwiesen.

Schon bald wurde jedoch deutlich, dass für bestimmte Regionen in den Subtropen und tropischen Klimazonen, die optimalen Klimabedingungen, also höchste Niederschläge und wärmste Temperaturen nicht nur zu einem Zeitpunkt auftreten sondern sich auch im Holozän mehrfach Klimaschwankungen mit größerer Amplitude ereignet hatten. Dies gilt vor allem für

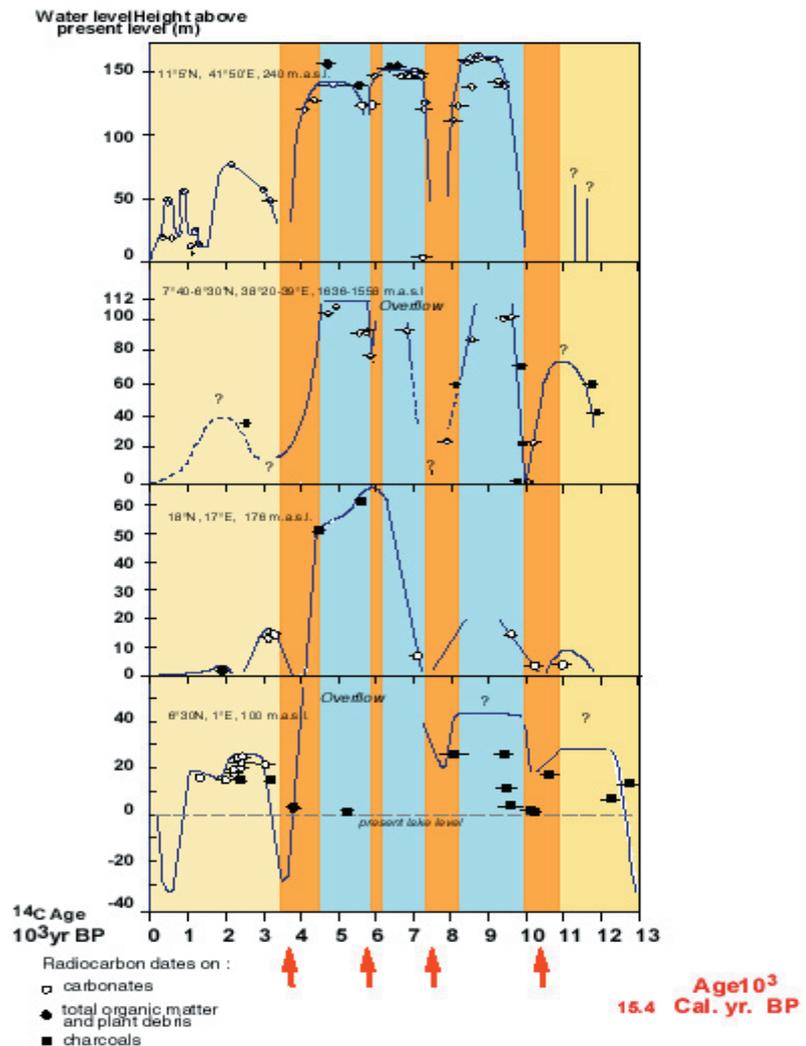


Abb. 8 Afrikanische Seespiegel-Variationen. Quelle: F. Gasse, Aix-en-Provence.

die Gebiete in Afrika und Asien, die dem Monsunklima ausgesetzt sind und deshalb viel schneller auf Änderungen in der Einstrahlung reagieren. Im Zuge weiterer Untersuchungen wurden dann auch schnell festgestellt, dass es in vielen afrikanischen Seen nicht nur einen holozänen Hochstand gab, sondern eher eine 5 bis 6 tausend Jahre lang anhaltende feuchte Klimaperiode, die durch starke Rückschläge hin zu trockenen Klimabedingungen unterbrochen war und vor etwa 5000 Jahren abrupt endete. (z.B. Gasse et al. 2000, de Menocal et al. 2000, Arz et al. 2003) (Abb. 8 und 9). Ähnliche Anzeichen für starke Wechsel zwischen trockenen und feuchten Klima-

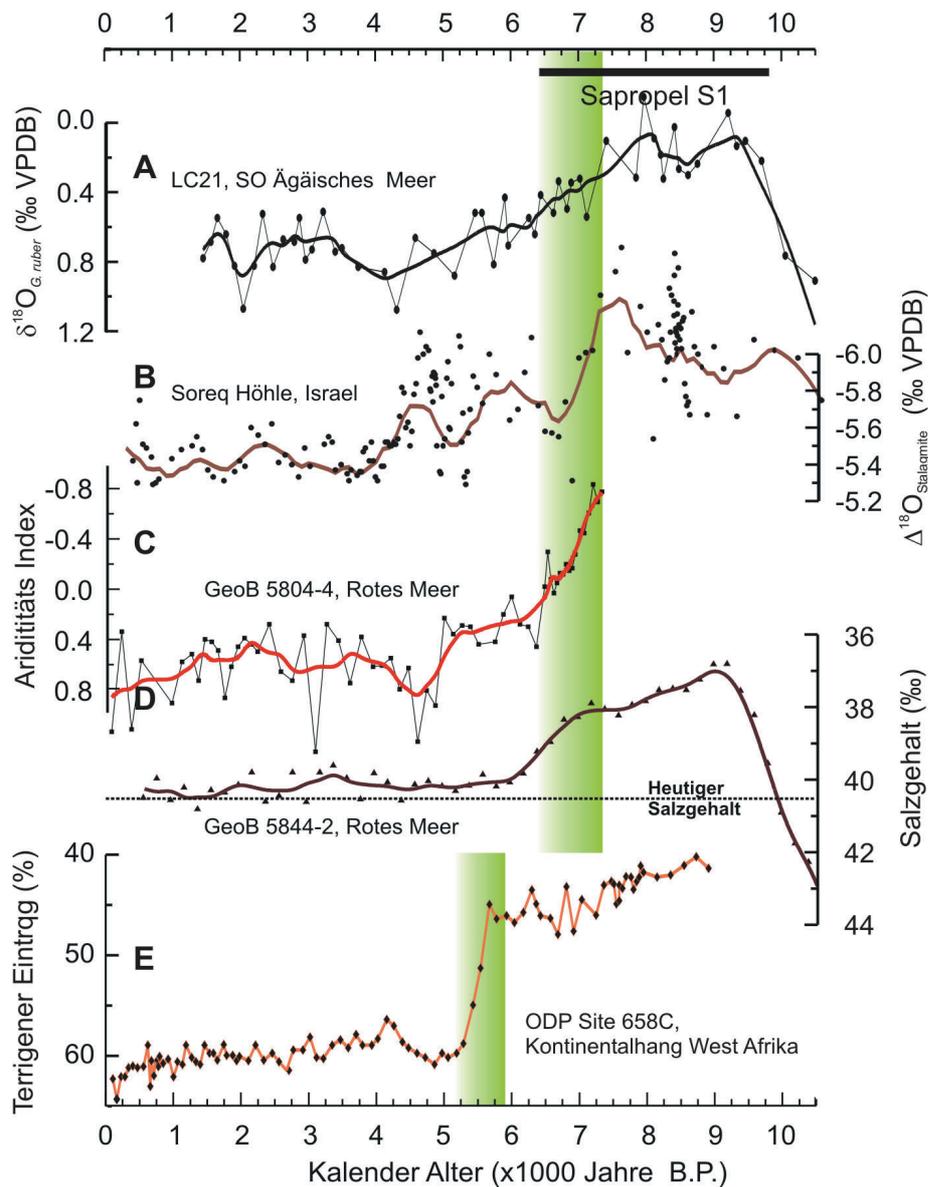


Abb. 9 Plötzliches Ende der früh- bis mittelholozänen humiden Phase innerhalb von etwa 500 Jahren über Ost- und Westafrika. Vergleich der Klimakurven aus Speleothemen in Israel, planktischen Foraminiferen aus dem östlichen Mittelmeer und dem Roten Meer, sowie mit der Zunahme des windtransportierten, erodierten terrigenen Materials in das Rote Meer und in den Atlantik (Arz et al. 2004): Alle Klimakurven deuten auf die schnelle Abnahme der Niederschlagshäufigkeit über dem subtropischen Afrika zwischen 7000 und 5000 Jahren hin, die in Ostafrika aber ca. 1000 Jahre früher als in Westafrika abgelaufen sind. Dies wird auf unterschiedliche Quellen für die Feuchte in der Atmosphäre zurückgeführt: Atlantik für das Westafrikanische Monsunsystem und östliches Mittelmeer für das nördliche Ostafrika. Quelle: H. Arz, Potsdam.

phasen wurden für das asiatische Monsunsystem beschrieben. Derartige abrupte und starke Klimaschwankungen können aber nicht allein aus den sehr schwachen und langsam ablaufenden Änderungen in der sommerlichen Sonneneinstrahlung gesteuert durch die Erdbahnparameter resultieren.

Für die schnelle Abnahme der afrikanischen Niederschlagsmengen im mittleren Holozän machen Claussen et al. (1999) deshalb interne Rückkopplungsmechanismen

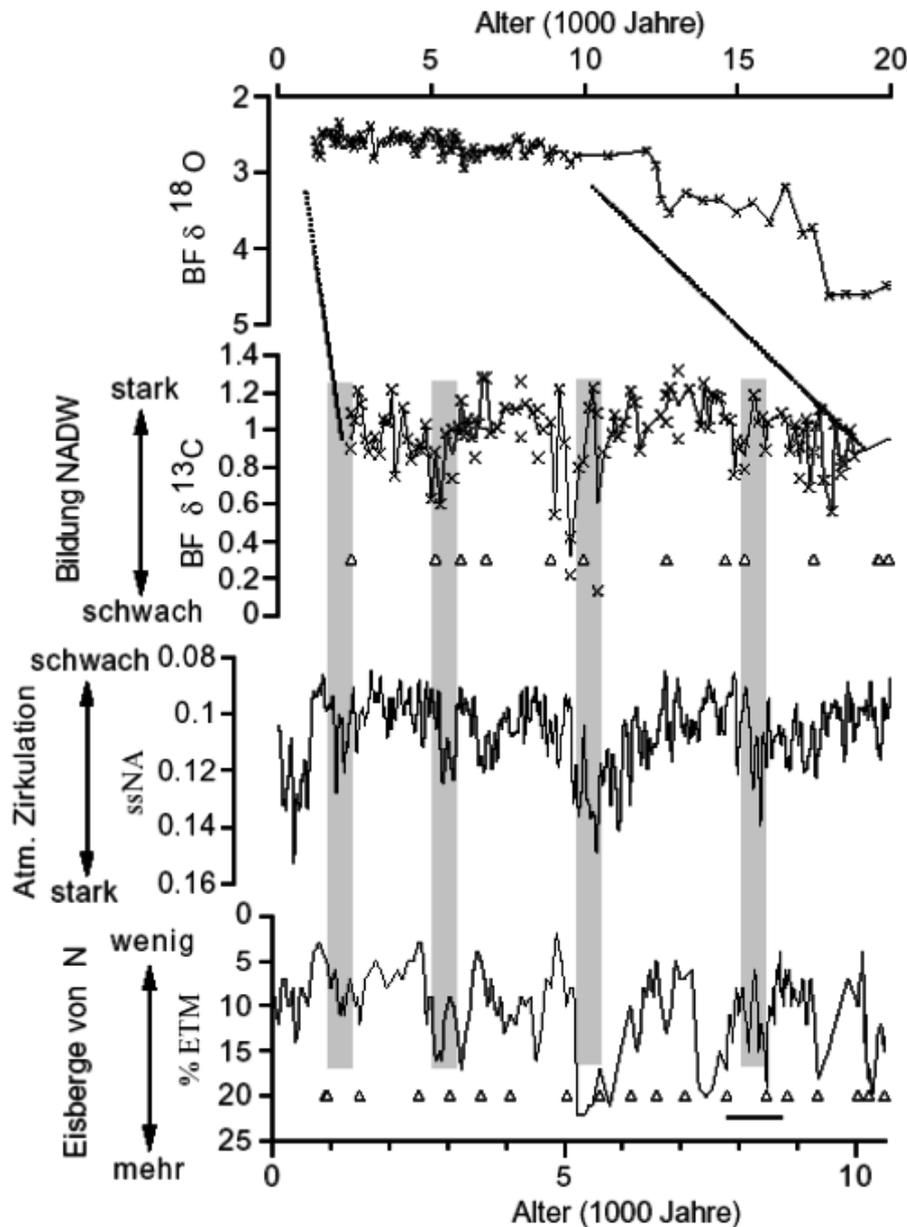


Abb. 10 Holozäne Schwankungen in der Bildung von nordatlantischem Tiefenwasser (Oppo et al. 2003). Ereignisse (graue Balken) mit niedrigen $d^{13}C$ Werten benthischer Foraminiferen (BF) weisen auf Perioden mit geringerer Tiefenwasser-Bildung und schwächerer thermohaliner Zirkulation im Nordatlantik hin. Diese Ereignisse korrelieren mit periodischen Schwankungen in der Natriumkonzentration (ssNA: sea salt sodium) in den grönländischen Eisbohrkernen als Indikator für die Intensität der atmosphärischen Zirkulation (O'Brien et al. 1995) und mit den Schwankungen von Eis-transportiertem Material (ETM, siehe auch Abb. 6) in Sedimenten des Nordatlantiks (Bond et al. 2002). Quelle: D. Oppo, Woods Hole, USA.

zwischen dem Feuchtegehalt in der Atmosphäre und der Vegetationsdecke in den Subtropen verantwortlich. Erst nachdem die Vegetationsbedeckung einen bestimmten Schwellenwert unterschritten hatte, kam es zur dramatischen Reduzierung der Regenfälle im subtropischen Westafrika. Weiterhin konnten Arz et al. (2003) mit Klimakurven aus dem nördlichen Roten Meer zeigen, dass die Feuchtigkeitsquelle für das Niederschlagsmaximum im frühen Holozän im östlichen Nordafrika wahrscheinlich das östliche Mittelmeer war. Dies könnte dann auch ein früheres Ende der pluvialen Phase in Ostafrika erklären (Abb. 9).

Durch den Zugang zu immer hochauflösenderen Klimaarchiven mit Warven, Korallen- und Baumringen, sowie den Klimakurven aus dem Cariaco und St. Barbara Becken mit ihren anoxischen Sedimenten und den Driftsedimenten aus dem Nordatlantik konnten noch kurzzeitigere und auch zyklische Klimaschwankungen im Holozän auf Zeitskalen von wenigen Dekaden bis Jahrhunderten festgestellt werden. Auch gibt es nun für das gesamte Holozän Hinweise auf regelmäßige Klimaschwankungen in der Zirkulation im Nordatlantik und in der Atmosphäre in Abständen von 1500 bis 3000 Jahren (Abb. 10). Diese relativ schnellen Klimaschwankungen sind nicht durch orbital gesteuerte periodische Schwankungen in der Einstrahlung verursacht worden, sondern durch Schwankungen der solaren Aktivität. So konnten Bond et al. (2002) zeigen, dass in nordatlantischen Sedimentkernen Variationen im Gehalt von Eisberg-transportierten Sand- und Siltkörnern (Abb. 6 rechts) mit holozänen Schwankungen der ^{14}C Produktionsraten in der Atmosphäre korrelieren und somit einem externen Antrieb unterliegen. Diese Variationen in der Ausdehnung von Meereis- und Eisbergdrift scheinen mit Schwankungen in der Bildungsrate

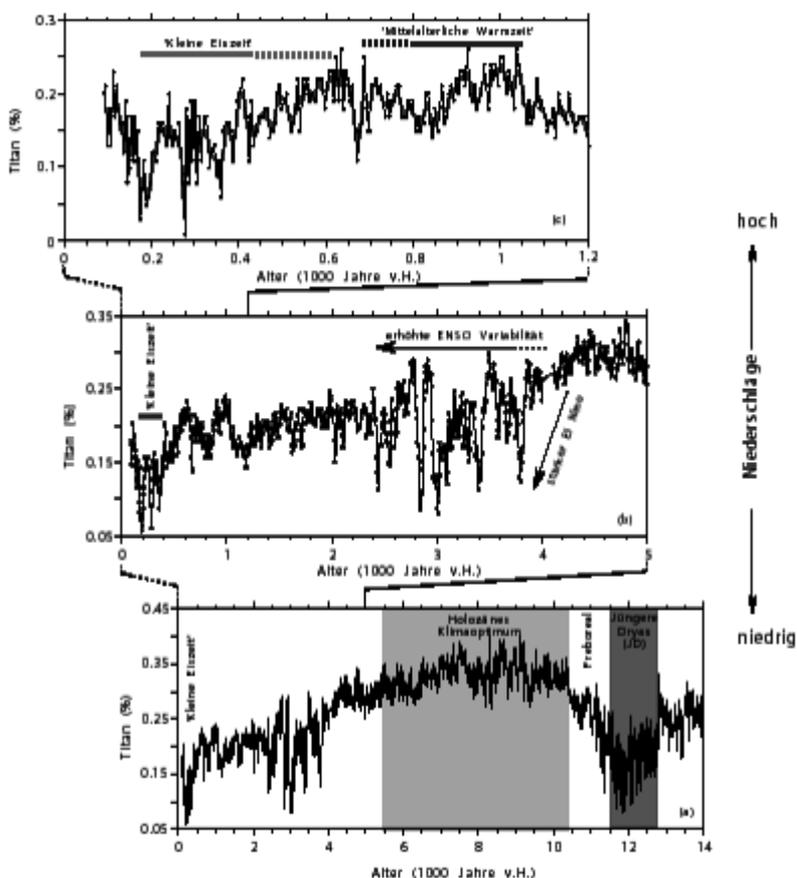


Abb. 11 Schwankungen in den Niederschlägen über dem tropischen Südamerika abgeleitet aus dem Flusseintrag von Schwermineralen (hier Ti Prozentanteile) in die laminierte Sedimenten des Cariaco Beckens (Haug et al. 2001). Die starken Schwankungen im Ti-Gehalt und damit in der Niederschlagsmenge werden vor allem auf Nord- bzw. Südverlagerungen der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) zurückgeführt, die mit Klimaschwankungen in den nördlichen hohen Breiten (z.B. Jüngere Dryas, Mittelalterliche Warmzeit, Kleine Eiszeit) und mit dem ENSO Phänomen über dem östlichen Pazifik eng verzahnt sind. (Quelle: G. Haug, Potsdam).

des nordatlantischen Tiefenwassers und in der Intensität der atmosphärischen Zirkulation über der Nordhemisphäre im direkten Zusammenhang zu stehen (Bond et al. 1997, O'Brien, Oppo et al. 2003).

Eines der eindrucksvollsten Beispiele für sehr schnelle Klimawechsel liefern die Klimakurven für Schwankungen in den Niederschlägen über dem nördlichen Südamerika (Abb. 11), die mit Verlagerungen der Innertropischen Konvergenzzone in Zusammenhang gestellt werden (Haug et al. 2001). Die zeitlichen Korrelationen bestimmter Klimaereignisse in den Tropen mit vergleichbaren Ereignissen, die im Nordatlantik und auf dem europäischen Festland eindeutig nachgewiesen wurden (z.B. kleine Eiszeit, Mittelalterliche Warmzeit), lassen vermuten, dass sich die tropische Klimavariationen eng gekoppelt mit denen in den hohen Breiten abgespielt haben. Es gibt aber auch Hinweise, dass tropen-interne Wirkungsmechanismen wie das tropische ENSO Phänomen einen starken Einfluss auf die holozäne Klimavariabilität weltweit hatten.

Die vorgestellten Ergebnisse zeigen beispielhaft, dass es eine viel größere Klimavariabilität im Holozän gegeben hat, als es lange angenommen wurde. Außerdem weist die Vielzahl neuer regionaler Klimastudien für das Holozän einerseits auf große regionale Unterschiede zwischen einigen markanten Klimaänderungen hin, wie das Ende der humiden Phase in Afrika oder der Beginn starken Niederschlagsänderungen über Südamerika im Zuge der Verstärkung des pazifischen ENSO Phänomens. Andererseits gibt es aber auch Belege für großskalige Ereignisse, die auf der gesamten Nordhalbkugel oder sogar weltweit nachgewiesen sind, wie das Abkühlungsereignis bei 8.200 Jahren vor heute oder die 1.500 Jahre Schwankungen im Nordatlantik, die mit quasi-periodischen Variationen in der solaren Aktivität in Zusammenhang gebracht werden. Diese Klimamoden stellen heute eine der größten Herausforderungen an die Untersuchungen der holozänen Klimavariabilität dar. Nur die Unterscheidung von globalen und regionalen Ereignissen kann wichtige Hinweise auf die klimarelevanten Prozesse und damit die Untersuchung der Antriebsmechanismen für die natürliche Klimavariabilität geben.

Die heutige Erforschung der Klimavariabilität des Holozäns umfasst deshalb die faszinierende Entwicklung neuer Thesen zu externen Klimaantriebsmechanismen und internen Klima-Moden sowie deren Veränderung während des Holozäns. Diese Entwicklung wird zudem begünstigt von der zunehmenden Kapazität und Leistung von gekoppelten Klimamodellen, die die Wechselwirkungen Ozean-Atmosphäre, Atmosphäre-Vegetation immer detaillierter abbilden und Simulationen für immer längere Zeiträume im gekoppelten Modus rechnen. So können jetzt auch rekonstruierte Klima- oder Niederschlagskurven für das Holozän mit Ergebnissen aus Modelexperimenten verglichen werden, die z.B. regionale Ausdehnungen oder Einschränkungen in der Niederschlagsverteilung gegenüber den heutigen Bedingungen zeigen. Dabei spielen sowohl hochkomplexe Klimamodelle, als auch Modelle reduzierter Komplexität eine besondere Rolle (Claussen et al., 2002).

Durch neue statistische Untersuchungen umfangreicher historischer Datensätze, die Schwankungen sowie die Einflußgrößen und Prozesse wie NAO/AO, ENSO, Monsun, atlantischer Dipol, etc. beinhalten, gibt es neue Ansätze für die Paläoklimaforschung. In ersten Arbeiten ist es uns gelungen lokale Klimakurven mit Klimamustern

in Einklang zu bringen, die vorher nicht unbedingt mit den externen Antriebsmechanismen erklärbar waren. Statistische Analysen der historischen und rekonstruierten Klimadaten bringen neue Interpretationsmöglichkeiten der Klimadaten und damit auch des Klimasystems in die Diskussion. Angewandt auf über mehrere tausend Jahre verlaufende Klimatrends konnten räumliche Muster in der holozänen Temperatur-Abnahme bzw. Zunahme festgestellt werden (Abb. 12), die heutigen NAO/AO Verteilungsmustern in der Atmosphäre entsprechen (z.B. Rimbu et al. 2001, 2003, Felis et al. 2004). Eine große Einschränkung für derartige Ableitungen sind aber bis heute immer noch die sehr unterschiedlichen zeitlichen Auflösungen zwischen den historischen Datensätzen mit jährlicher, monatlicher, manchmal sogar wöchentlicher Auflösung über Zeiträume von Jahren, Jahrzehnten oder wenigen Jahrhunderten hinweg,

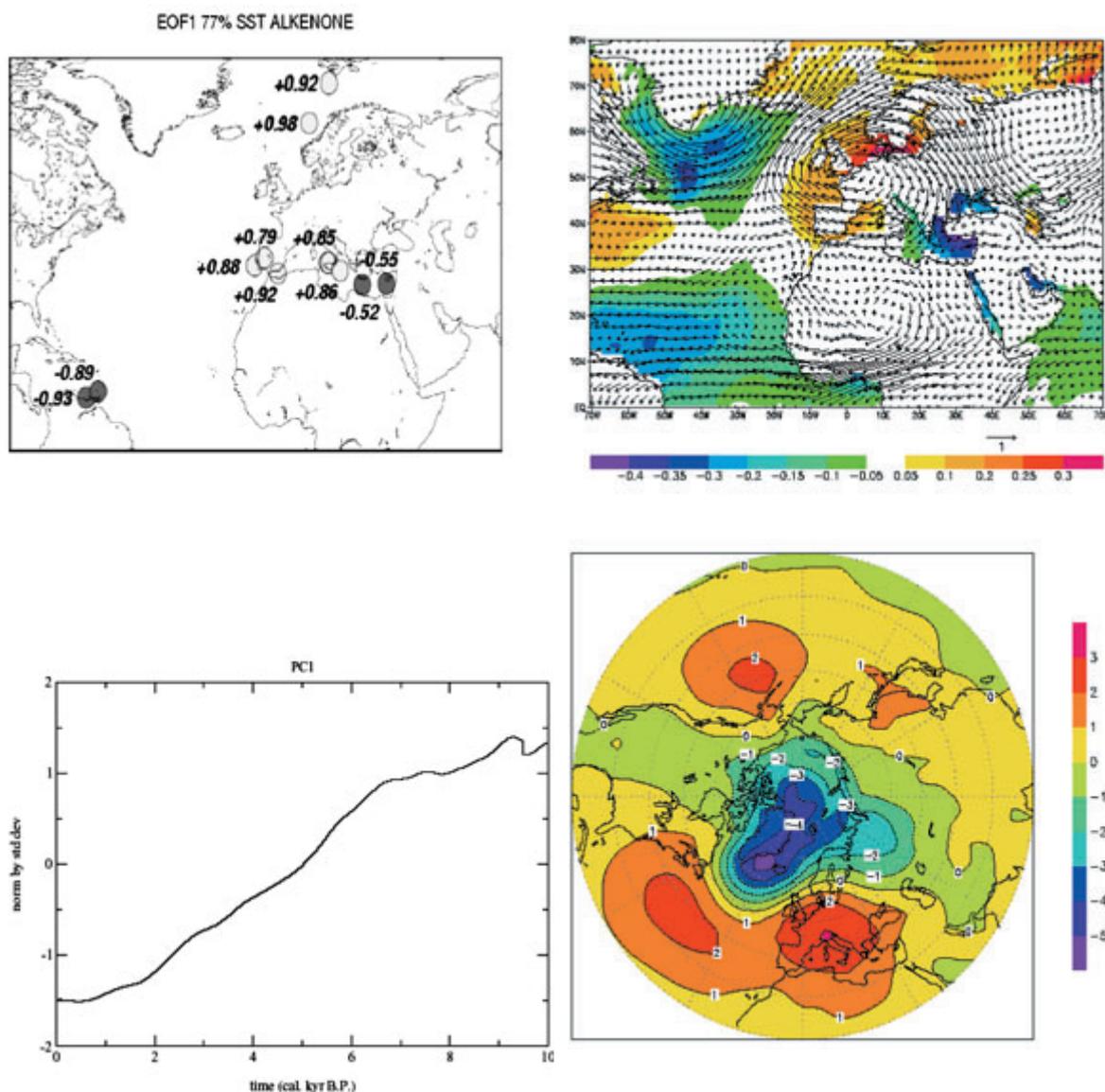


Abb. 12 Holozäne Klimatrends über 7000 Jahre extrahiert über eine EOF Analyse aus rekonstruierten SST Kurven (links unten). Ein positiver Korrelationskoeffizient für PC1 im Ostatlantik und im westlichen Mittelmeer kennzeichnet einen Abkühlungstrend, gegenüber einem negativen Korrelationskoeffizienten, der einen Erwärmungstrend über die letzten 7000 Jahre im östlichen Mittelmeer und im tropischen Atlantik anzeigt (links oben). Gleichartige gegensätzliche räumliche Verteilungen finden sich in historischen Daten assoziiert mit der NAO/AO Signatur in Temperatur- (rechts oben) und Druckverteilungen (rechts unten) (Rimbu et al. 2003, Einheiten in °C, m/s und hPa),. Quelle: N. Rimbu und J.-H. Kim, Bremen.

gegenüber den Klimakurven des Holozäns mit zeitlichen Auflösungen von mehreren Jahrzehnten, eher Jahrhunderten, und mit Datierungsfehlern im Bereich auch von Jahrzehnten bis wenige hundert Jahre. In diesem Bereich gilt es, die Zeitreihen der Proxydaten für die natürliche Klimavariabilität durch weitere Anstrengungen in der Zukunft zu verbessern. Nur so kann die Kombination von historischen Klimadaten, Paläoklimadaten und Klimasimulationen in dem Zeitbereich vorangetrieben werden, der auch für Klimavorhersagen im Bereich von Jahrzehnten und Jahrhunderten die Grundlagen natürlicher Klimavariabilität liefert.

Ausblick

In den letzten 5 Jahren wurden durch gezielte technologische Entwicklungen in der Bearbeitung von marinen und lakustrinen Sedimenten, durch zerstörungsfreie Scannerverfahren für Messungen in Millimeterabständen, durch weitere Verbesserung der Datierungen, durch Erstellung von regionalen oder sogar globalen Datensätzen (Harmonisierung und Qualitätsüberprüfung) und in der Erdsystem-Modellierung enorme Fortschritte bei der Rekonstruktion und Simulation des holozänen Klimas gemacht.

Konzertierte Aktionen durch gezielte Klimaforschungsprogramme der EU, aber auch die nationale Förderung für den Ausbau der Rechnerkapazitäten am deutschen Klimarechenzentrum DKRZ Hamburg und am MPI für Biogeochemie in Jena, der Einrichtung eines Forschungszentrums für Ozeanränder an der Universität Bremen, die deutschen jüngsten Klimaforschungsprogramme DEKLIM, KIHZ, etc. führten zu neuen strategischen Konzepten und zur Verbesserung der Kommunikation zwischen Klimamodellierern und Paläoklimatologen, die sich gezielt mit Ursachenforschung zu den schnellen Klimawechseln, wie sie nun weltweit aus den Klimaarchiven dokumentiert werden, befassen. Die Klimasimulationen für das Holozän ermöglichen die Erkennung von Ähnlichkeiten in den raum-zeitlichen Mustern von Modellergebnissen und den aus den Klimaarchiven gewonnenen Proxydaten. Die Analyse von Modellläufen des Holozäns samt der jüngeren Periode mit anthropogen verursachter Erhöhung der Konzentration der Treibhausgase erlaubt den Vergleich der Klimavariabilität unter natürlichen und unter anthropogen beeinflussten Bedingungen. Dieser Ansatz wird helfen, die Mechanismen der natürlichen Klimavariabilität und des von Menschen verursachten Klimawandels zu verstehen und die Klimavorhersagen für die nähere Zukunft zu verbessern. Hierzu sollten Grundlagenforschung und anwendungsorientierte Forschung, z.B. für die regionale oder globale Prognose zukünftiger Klimavariabilität, in gleichen Anteilen beitragen. Gerade die Erfolge in DEKLIM und KIHZ haben gezeigt, dass eine Trennung von wissenschaftlichen Arbeiten zur Klimavorhersage von denen zum besseren Verständnis der Klimavariationen und deren Antriebsmechanismen in der Vergangenheit aus wissenschaftlichen, technischem und finanziellem Aufwand nicht ratsam ist. Unsicherheiten und Prognosefähigkeit von Klimamodellen sind nur anhand von Paläoklimadaten im Vergleich mit entsprechenden Simulationen festzustellen. Aus der eher deskriptiven Erforschung des holozänen Klimas ist deshalb eine auf Prozesse orientierte Paläoklimaforschung entstanden, die mit verschiedenen Techniken versucht, das hochkomplexe System mit ihren Ursache- und Wirkungsmechanismen besser nachzuvollziehen. Dabei gewinnt insbesondere die Untersuchung von holozänen Klimaänderungen und deren mögliche Auswirkungen auf die menschliche Bevölkerungs- und Kulturentwicklung, sowie als Migra-

tions- und Risikofaktor eine immer größere Bedeutung. Hierfür ist die Ermöglichung weiterer kostenintensiver Beprobungsprogramme und Auswerteprogramme sowie neuer Langzeit-Simulationen mit gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Vegetationsmodellen in hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung unabdingbar, um den nun eingeschlagenen Pfad der gemeinsamen Datensynthese und Modellierung des Klimas der Vergangenheit weiter gehen zu können.

Literatur

- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C., and Clark, P.U., 1997: Holocene Climatic Instability- a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25, 483-486.
- Arz, H., Lamy, F., Pätzold, J., Müller, P.J., and Prins, M., 2003: Mediterranean moisture source for early to mid-Holocene humid period in the northern Red Sea. *Science*, 300, 118-124.
- Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D., and Gagnon, J.-M., 1999: Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400, 344-348, doi:10.1038/22504
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I., and Bonani, G., 1997: A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278, 1257-1266.
- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I., and Bonani, G., 2001: Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 294, 2130-2136.
- Brauer, A., Endres, C., Negendank, J.F.W., and Zolitschka, B., 2000: Late glacial and Holocene AMS radiocarbon and warve chronology from annually laminated sediment record of Lake Meerfelder Maar, Germany. *Radiocarbon*, 42/3, 355-368.
- Butzin, M., Prange, M., and G. Lohmann, 2004: Simulations of oceanic radiocarbon at the Last Glacial Maximum. *Paleoceanography* (accepted).
- Butzin, M., Prange, M., and Lohmann, G., 2003: Studien zur C-14-Verteilung im glazialen Ozean mit einem globalen Ozeanzirkulationsmodell. *Terra Nostra* 6, 86-88.
- Claussen, M., Kubatzki, C., Brovkin, V., Ganopolski, A., Hoelzmann, P., Pachur, H.-J., 1999: Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation in the mid-Holocene. *Geophysical Research Letters*, 24 (14), 2037-2040.
- Claussen, M., Mysak, L.A., Weaver, A.J., Crucifix, M., Fichet, T., Loutre, M.-F., Weber, S.L., Alcamo, J., Alexeev, V.A., Berger, A., Calov, R., Ganopolski, A., Goosse, H., Lohmann, G., Lunkeit, F., Mokhov, I.I., Petoukhov, V., Stone, P., and Wang, Z., 2002: Earth System Models of Intermediate Complexity: Closing the Gap in the Spectrum of Climate System Models. *Climate Dynamics* 18, 579-586
- COHMAP Members, Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations, *Science*, 241, 1043-1052, 1988.
- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., Adkins, J., Sarnthein, M., Baker, L., and Yarusinsky, M., 2000: Abrupt onset and termination of the African Humid Period: rapid climate responses to gradual insolation forcing. *Quaternary Science Reviews*, 19, 347-361.

- Felis, T., G. Lohmann, H. Kuhnert, S. Lorenz, D. Scholz, J. Pätzold, S. A. Al-Rousan, S. M. Al-Moghrabi, 2004: Coral and model evidence for North Atlantic Oscillation modulation of seasonal climate on orbital time scales. *Nature* (in press).
- Fischer, H., G. Flöser, T. Kumke, G. Lohmann, H. Miller, J.F.W. Negendank, and H. von Storch (Eds.), 2004: The climate in historical times: Toward a synthesis of Holocene proxy data and climate models, 512 Pages, 166 Figures, and 11 Tables, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, ISSN 1437-028; ISBN 3-540-20601-9.
- Gasse, F., 2000: Hydrological changes in the African tropics since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 19, 189-211.
- Grafenstein, von, U., Erlenkeuser, H., Müller, J., Jouzel J., and Johnsen, S., 1998: The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics*, 14, 73-81.
- Haug, G.H., Hughen, K.A., Sigman, D.M., Peterson, L.C., Röhl, U. 2001: Southward Migration of the Intertropical Convergence-Zone through the Holocene. *Science*, 293, 1305-1308.
- Indermühle A., Stocker T.F., Joos F., Fischer H., Smith H.J., Wahlen M., Deck B., Mastroianni D., Tschumi J., Blunier T., Meyer R., and Stauffer B., 1999: Holocene carbon-cycle dynamics based on CO₂ trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. *Nature*, 398, 121-126.
- IPCC 1994: Technical Guidelines for Assessing Climate Change Impacts and Adaptations, Prepared by IPCC working group II, Carter T.R., Parry M.L., Harasawa H., and Nishioka S. (eds.) and WMO/UNEP: University College, London, UK, and Center for Global Environmental Research, Tsukuba, Japan.
- IPCC, 2000: Special Report on Emission Scenarios. A Special Report of IPCC Working Group III. Edited by N. Nakicenovic and R. Swart. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- IPCC, 2001: Climate Change 2001, The Scientific Basis. IPCC Working Group I contribution to the Third Assessment Report. Edited by Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., van der Linden, P.J., and Xiaosu, D. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom.
- Jones P.D., Briffa K.R., Barnett T.P., and Tett S.F.B., 1998: High-resolution paleoclimatic records for the last millennium: interpretation, integration and comparison with General Circulation Model control run temperature. *The Holocene*, 8, 467-471.
- Joussaume, S., et al. Monsoon Changes for 6000 Years ago: Results of 18 Simulations from the Paleoclimate Modelling Inter-comparison Project (PMIP). *Geophysical Research Letters*, 26, 859-862. 1999.
- Kromer, B., Friedrich, M., and Spurk, M., 2001: Natürliche Klimavariationen im Spätglazial und Holozän im Spiegel von Baumringserien. *Nova Acta Leopoldina NF 88(331)*: 151-159
- Landsberg H. E., Groveman B. S., and Hakkarinen I. M., 1978: A simple method for approximating the annual temperature of the Northern Hemisphere, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 505-506.
- Libby, W.F., 1955 (2nd edition), *Radiocarbon Dating*, University of Chicago Press, Chicago
- Lohmann, G., Lorenz, S., and M. Prange, 2003: Northern high-latitude climate changes during the Holocene as simulated by circulation models. *AGU Monographs, Bjerknes book about the Nordic Seas* (in press).
- Lee-Thorp, J.A., Holmgren, K., Lauritzen, S.E., Linge, H., Moberg, A., Partridge, T.C., Stevenson, C., and Tyson, P., 2001: Rapid climate shifts in the southern African interior throughout the mid to late Holocene. *Geophysical research Letters*, 28, 4507-4510.
- Lorenz, S., and Lohmann, G., 2004: Acceleration technique for Milankovitch type forcing in a coupled atmosphere-ocean circulation model: method and application for the Holocene. *Climate Dynamics* (accepted).
- Mann M. E., Bradley R. S., and Hughes M. K., 1998: Global-scale temperature patterns and climate forcing over the past six centuries, *Nature* 392, 779-787.
- Mann, M. E., Bradley R. S., and Hughes M. K., 1999: Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties, and limitations, *Geophys. Res. Lett.* 26, 759-762.
- Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Whitlow, S., Twickler, M.S., Morrison, M.C., Grootes, P.M., Bond, G.C., Alley, R.B., Meese, D.A., Gow, A.J., Taylor, K.C., Ram, M. and Wumkes, M., 1994: Changes in atmospheric circulation and ocean ice cover over the North Atlantic during the last 41,000 years, *Science* 263: 1747-1751.
- Mix, A.C., Bard, E., and Schneider, R.R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, ocean, glaciers (EPILOG). *Quat. Sci. Rev.*, 20(4): 627-657.
- Negendank, Jörg F. W., B. Zolitschka, B. Rein, A. Brauer, C. Brüchmann, A. Sanchez & H. Vos (1999): Varve and solar variability (Lake Holzmaar, Eifel, Germany). *Bull. Soc. Belge de Geol.*, T106, 53-61.
- O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S. and Whitlow, S.E., 1995: Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science*, 270, 1962-1964.
- Oppo, D.W., McManus, J.F., and Cullen, J.L., 2003: Centennial-millennial deepwater variability in the Holocene. *Nature*, 422, 277-278.
- Petit, J.R. Briat, M. and Royer, A., Ice age aerosol content from East Antarctic ice core samples and past wind strength, *Nature* 293:391-394, 1981.
- Reichert B. K., Bengtson L., and Akesson O., 1999: A statistical modelling approach for the simulation of local paleoclimatic proxy records using general circulation model output, *J. Geophys. Res.*, 104, 19071-19083.
- Renssen, H., Goosse, H. and Fichefet, T., 2002: Modeling the effect of freshwater pulses on the early Holocene climate: the influence of high-frequency climate variability. *Paleoceanography*, 17 (2), doi 10.1029/2001PA000649.
- Rimbu, N., Lohmann, G., Felis, T., and Pätzold, J., 2001: Arctic Oscillation signature in a Red Sea coral. *Geophysical Research Letters*, 28 (15), 2959-2962.
- Rimbu, N., Lohmann, G., Kim, J.-H., Arz, H. W., and Schneider, R., 2003: Arctic/North Atlantic Oscillation signature in Holocene sea surface temperature trends as obtained from alkenone data. *Geophysical Research Letters* Vol. 30, No. 6, 1280, doi: 10.1029/2002GL016570.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., v.d. Plicht J., and Spurk, M. 1998: „INTCAL98 Radiocarbon Age Calibration.“ *Radiocarbon* 40(3), 1041-1083
- Thompson, L.G., 2000: Ice core evidence for climate change in the Tropics: implications for our future *Quaternary Science Reviews* 19, 19-35.
- Tett S.F.B., Stott FA., Allen M.R., Ingram W.J., and Mitchell J.F.B., 1999: Causes of twentieth century temperature change near the Earth's surface, *Nature* 399, 569-572.
- Wilby R.L., Wigley T.M.L., Conway D., Jones P.D., Hewitson B.C., Main J, and Wilks D.S., 1998: Statistical downscaling of general circulation model output: a comparison of methods. *Water Resources Res.* 34, 2995-3008.