

# Simulation des Klimas der Eem-Warmzeit und des Übergangs in die anschließende Kaltphase mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphären-Zirkulationsmodell

Frank Kaspar<sup>1,2</sup> und Ulrich Cubasch<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Max-Planck-Institut für Meteorologie, Modelle und Daten Gruppe, Bundesstr. 53, 20146 Hamburg

<sup>2</sup>Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin

## Zusammenfassung

Ein gekoppeltes Ozean-Atmosphären-Zirkulationsmodell wurde benutzt, um die Effekte orbital bedingter Einstrahlungsänderungen auf das globale Klima der Eem-Warmzeit und des Übergangs in die anschließende Kaltphase zu simulieren. Dazu wurden die Bahnparameter der Erde den Bedingungen von 125000 und 115000 Jahren vor heute (Jvh) angepasst. Diese Zeitpunkte repräsentieren Phasen mit maximaler und minimaler Sommereinstrahlung auf der Nordhemisphäre. Die simulierten Temperaturmuster weisen eine gute Übereinstimmung mit neueren Datensätzen pollen-basierter Temperaturrekonstruktionen auf, die von Projektpartnern erstellt wurden. Somit kann das Modell verwendet werden, um die Prozesse zu erklären, die für die rekonstruierten Temperaturmuster verantwortlich sind. Für 115000 Jvh tritt in der Simulation eine kontinuierliche Ausbreitung der ganzjährig schneebedeckten Flächen über Nordamerika auf, die mit einer langfristigen Abkühlung einhergeht.

## Einleitung

Verschiedene geologische Archive, wie beispielsweise Eisbohrkernen oder Tiefseesedimenten, dokumentieren, dass während der letzten 500000 Jahre Warm- und Kaltzeiten im Wechsel aufgetreten sind. Es wird vermutet, dass für diese Klimaschwankungen hauptsächlich Veränderungen der Einstrahlung verantwortlich sind, die durch Veränderungen der Erdbahn bewirkt werden. In diesem Teilprojekt werden Klimasimulationen der Eem-Warmzeit durchgeführt. Diese war die letzte Warmzeit vor der heutigen, dem Holozän. Sie begann etwa 127000 Jahre vor heute, was sich beispielsweise in dem Auftreten von Mischwäldern in Europa gezeigt hat. Ab etwa 115000 Jvh verschwanden diese im Nordosten Europas wieder und wurden durch offene Vegetation ersetzt (Kukla et al., 2002). Auch aus antarktischen Eisbohrkernen wurde für diesen Zeitpunkt eine starke Temperaturreduktion abgeleitet. Dieser Zeitpunkt repräsentiert daher in etwa das Ende der Eem-Warmzeit und den Beginn einer neuen Eiszeit. In den hier vorgestellten Klimasimulationen wurden die Parameter der Erdbahn an die Situation dieser Zeitpunkte angepasst.

Im Verbundprojekt DEKLIM-EEM wurden von Projektpartnern klimatische Zustände während der Eem-Warmzeit rekonstruiert, beispielsweise ausgehend von Pollenfunden. Diese Klimarekonstruktionen können zum Vergleich mit den Simulationsergebnissen genutzt werden. Gleichzeitig können die Simulationen eingesetzt werden, um die atmosphärischen Vorgänge zu verstehen, die für die rekonstruierten Klimaschwankungen verantwortlich sind. Derartige Vergleiche zwischen Modellen und Daten dienen auch als Test der Klimamodelle. Das hier eingesetzte Klimamodell wird in anderen Projekten auch dazu eingesetzt, zukünftige Veränderungen des globalen Klimas als Folge steigender Treibhausgasemissionen abzuschätzen. Das erwartete Ausmaß zukünftiger Klimaänderungen unterscheidet sich deutlich von den Klimazuständen, die während der letzten Jahrzehnte oder auch Jahrhunderte aufgetreten sind. Es ist daher wünschenswert, die Modelle an Klimazuständen zu testen, die deutlich von der heutigen Situation abweichen, wie beispielsweise vergangene Warm- und Kaltzeiten und die Übergangsphasen. Wenn die Modelle für diese Phasen zuverlässig arbeiten, so erhöht dies auch das Vertrauen in die Berechnung zukünftiger Klimaänderungen.

## Modell und Experimente

Das eingesetzte Modell ECHO-G (Legutke und Voss, 1999) besteht aus dem Atmosphärenmodell ECHAM4 (Auflösung ca.  $3,75^\circ$ , 19 Schichten) und dem Ozeanmodell HOPE-G (Auflösung ca.  $2,8^\circ$  mit Äquatorverfeinerung, 20 Schichten). Drei Simulationen mit angepassten Bahnparametern (Exzentrizität, Achsneigung, Position der Tag-Nacht-Gleiche) und Treibhausgaskonzentrationen wurden durchgeführt. Diese repräsentieren die Bedingungen von 125000 und 115000 Jvh, sowie der vorindustriellen Phase. Die Treibhausgaskonzentrationen wurden gemäß dem Vostok-Eisbohrkern festgelegt. Da die Unterschiede dieser Konzentrationen zwischen den betrachteten Zeitpunkten gering sind, sind die Bahnparameter für die wesentlichen Unterschiede zwischen den Simulationen verantwortlich. Die Veränderungen der Bahnparameter ergeben sich durch den Einfluss der Gravitationskräfte der anderen Planeten auf die Erde. Dies führt zu einer veränderten Verteilung der solaren Einstrahlung, die für die verschiedenen Jahreszeiten und Breitengrade unterschiedlich ausfällt (siehe Abb. 1). Vor 125000 Jahren war die Saisonalität der nordhemisphärischen Einstrahlung verstärkt, vor 115000 Jahren war sie vermindert.

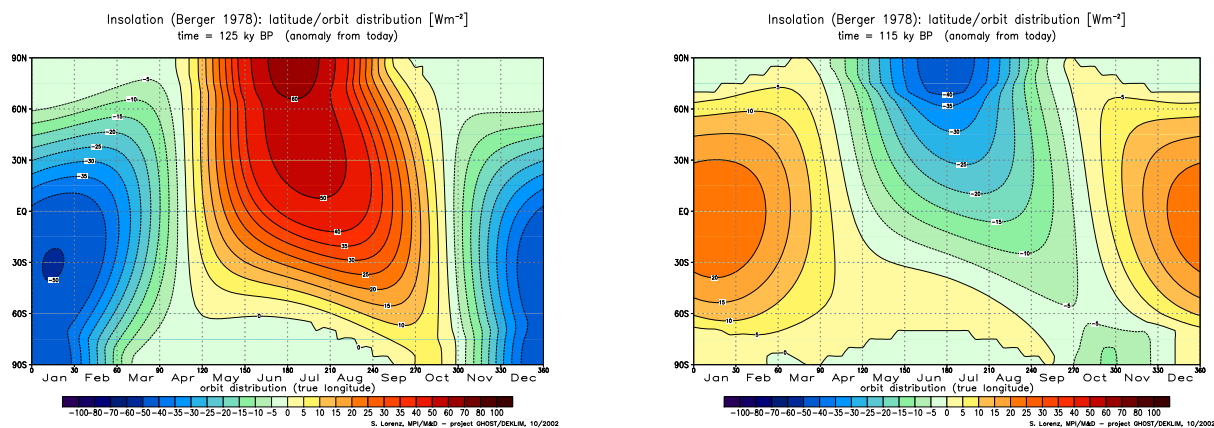


Abb. 1: Die Abbildungen zeigen die Unterschiede der solaren Einstrahlung im Vergleich zu heute, wie sie sich durch die veränderten Erdbahnparametern ergeben. Deutlich sichtbar ist die stark erhöhte Sommereinstrahlung auf der Nordhemisphäre während der Eem-Warmzeit (125000 Jahre vor heute, links), sowie die Reduktion der Einstrahlung während der Wintermonate. Am Ende der Eem-Warmzeit (115000 Jahre vor heute, rechts) lag eine nahezu entgegengesetzte Situation vor, in der die Sommereinstrahlung der Nordhemisphäre deutlich niedriger gewesen ist und eine erhöhte Wintereinstrahlung auftrat (die Berechnungen basieren auf Berger (1978))

### Simulation der Eem-Warmzeit 125000 Jahre vor heute

In der Simulation der Warmphase führt die deutlich erhöhte Sommereinstrahlung auf der Nordhalbkugel zu einer deutlichen Erhöhung der Sommertemperaturen gegenüber der vorindustriellen Simulation (Abb. 2). Diese Erhöhung ist über Landflächen stärker ausgeprägt als über den Ozeanen. Auf fast allen kontinentalen Gebieten nördlich von  $30^\circ\text{N}$  reagiert das Modell mit einer Temperaturerhöhung von mindestens  $+2^\circ\text{C}$ . Teilweise treten aber noch deutlich höhere Temperaturerhöhungen auf, in Teilen Zentralasiens und Sibiriens liegen sie erheblich über  $+4^\circ\text{C}$ .

Dieses Verhalten stimmt mit Temperaturrekonstruktionen überein, die für den europäischen Kontinent auf Basis von Pollenfunden am Institut für Paläontologie der Universität Bonn durchgeführt wurden (Projektpartner Norbert Kühl und Thomas Litt). Da die klimatischen Bedingungen für die Vegetationszusammensetzung einer Region verantwortlich sind, können durch Bestimmung der aufgetretenen Arten Abschätzungen der Temperaturverhältnisse vorgenommen werden.

Die erhöhten Sommertemperaturen lassen sich direkt durch die erhöhte Einstrahlung erklären. Allerdings treten in der Simulation auch auf der Nordhalbkugel Gebiete mit reduzierten Temperaturen auf. Dort wird der Einfluss der Einstrahlung durch andere Effekte überdeckt, beispielsweise Veränderungen in der atmosphärischen Zirkulation und dem damit verbundenen Feuchtigkeitstransport.

Dies ist insbesondere in der zentralafrikanischen Region etwa im Bereich des 20ten Breitengrads der Fall. Verantwortlich dafür ist eine erhöhte Wolkenbedeckung, die durch erhöhten Feuchtigkeitstransport als Folge verstärkter Winde aus Richtung des atlantischen Ozeans verursacht wird.

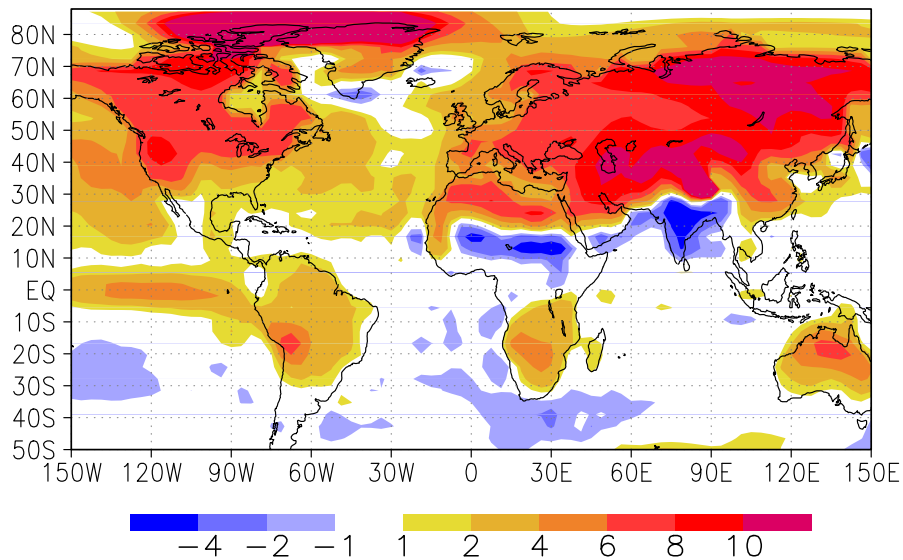


Abb. 2: Simulierte Sommertemperaturen während der Eem-Warmzeit (125 000 Jahre vor heute). Gezeigt ist die Abweichung der Temperatur von der Simulation mit vorindustriellen Bedingungen. Insbesondere über den Kontinenten der Nordhemisphäre treten erheblich höhere Temperaturen auf.

Für weite Teile der Nordhemisphäre werden geringere Wintertemperaturen simuliert, welche somit ebenfalls konsistent auf die Veränderung der Einstrahlung reagieren. Allerdings sind auch in diesem Fall in bestimmten Regionen zusätzliche Effekte wirksam, die zu einer entgegengesetzten Temperaturreaktion führen können. So sind beispielsweise die Temperaturen über dem arktischen Ozean und den angrenzenden kontinentalen Bereichen erhöht. Die Ursache liegt in der verringerten Eisbedeckung, die durch die hohen Sommertemperaturen verursacht wird. Die simulierten Differenzen in der Wintertemperatur über Europa zeigen ein stark ausgeprägtes Muster. Die Temperatur war während der Eem-Warmzeit im skandinavischen Raum erheblich höher, im Bereich Süd-West-Europas aber geringer als in der vorindustriellen Vergleichssimulation. Diese Struktur der Wintertemperaturen wird ebenfalls durch die pollen-basierten Temperaturrekonstruktionen der Universität Bonn bestätigt. Neben den Veränderungen der Eisbedeckung ist für diese Struktur eine Verstärkung der nach Osten gerichteten Winde verantwortlich, die durch den Transport ozeanischer Wärme zu den erhöhten Temperaturen in Nord-Ost-Europa beitragen (siehe auch Kaspar et al., 2005).

Insgesamt zeigt sich also, dass das Modell für Sommer und Winter ein Temperaturmuster simuliert, das mit Temperaturdaten übereinstimmt, die aus Pollenfunden abgeleitet wurden. Dies legt die Schlussfolgerung nahe, dass das Modell in der Lage ist, realistische Temperaturverteilungen für die Eem-Warmzeit zu berechnen und dass die Veränderungen der Erdbahnparameter die Ursache für diese Verteilungen sind. Gleichzeitig erlaubt das Klimamodell, die Mechanismen zu erklären, die für die aus den Pollenfunden rekonstruierten Temperaturen verantwortlich sind.

### Simulation des Beginns der Kaltphase vor 115000 Jahren

Die Simulation mit den Erdbahnparametern des Zeitpunkts 115000 Jahre vor heute repräsentiert das Ende der Eem-Warmzeit und den Übergang in die darauffolgende Kaltphase. Das Modell reagiert in dieser Simulation mit einem langfristigen Abkühlungstrend (Abb. 4). Während der 3000-jährigen Simulation tritt eine kontinuierliche Verminderung der globalen Mitteltemperatur auf. Mit diesem Trend geht eine kontinuierliche Zunahme des arktischen Meereises und eine Ausdehnung der ganzjährig schneebedeckten Flächen in Nordamerika einher (Abb. 3). Während der 3000 Simulationsjahre werden 892000 km<sup>3</sup> Wasser als Schnee auf dem nordamerikanischen Kontinent akkumuliert. Die Akkumulationsrate nimmt während der Simulation zu und entspricht am Ende der Simulation einer Reduktion des globalen Meeresspiegels von 18 cm pro Jahrhundert. In Übereinstimmung mit geologischen Erkenntnissen (Clark et al., 1993) setzt die Ausbreitung der schneebedeckten Flächen im Modell im Nordosten Kanadas ein.

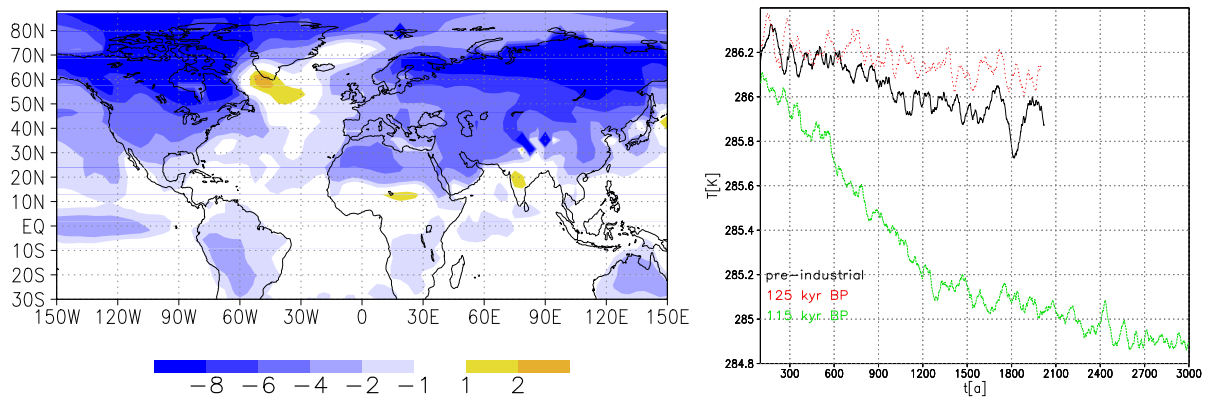


Abb. 3 (links): Simulierte Sommertemperaturen am Ende der Eem-Warmzeit (115000 Jahre vor heute). Gezeigt ist die Abweichung der Temperatur von der Simulation mit vorindustriellen Bedingungen. Die deutlich geringere Einstrahlung auf der Nordhemisphäre während der Sommermonate ist für deutlich verminderte Temperaturen verantwortlich.

Abb. 4 (rechts): Zeitliche Entwicklung der nordhemisphärischen Jahresmitteltemperatur (50-jährliches laufendes Mittel) in den verschiedenen Simulationen. In der Simulation für 115000 Jahre vor heute ist eine deutliche Abkühlung im Vergleich zu den anderen Simulationen erkennbar.

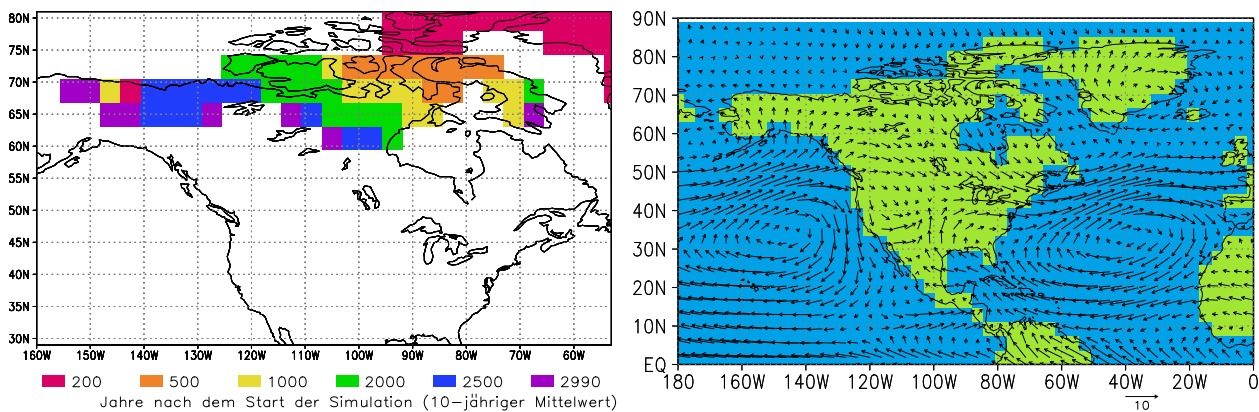


Abb. 5 (links): Ausdehnung der ganzjährig schneebedeckten Flächen in der Simulation für das Ende der Warmzeit (115000 Jahre vor heute). Die unterschiedlichen Farben kennzeichnen die Ausdehnung der schneebedeckten Flächen nach verschiedenen Simulationszeiträumen

Abb. 6 (rechts): Windverhältnisse in einer Höhe von 850 hPa während der Sommermonate (JJA) in der Simulation für 115000 Jahre vor heute. Die Akkumulation von Schnee startet in den Gebieten, die von südwärts gerichteten Winden dominiert sind, die somit kalte Luft aus den Polregionen transportieren.

Das Modell erlaubt eine Analyse der Ursachen der Schneeakkumulation. Die verminderte

Sommereinstrahlung führt zu reduzierten Temperaturen u.a. über Nordamerika. Dort sinken die Temperaturen auf ein Niveau, das zunächst in den nord-östlichen Regionen eine ganzjährige Schneebedeckung erlaubt (Abb. 5). Von dort breiten sich die schneebedeckten Gebiete weiter aus. Durch die verminderten Temperaturen fällt ein höherer Anteil des Niederschlags als Schnee. Obwohl die absolute Niederschlagsmenge in dieser Region abnimmt, tritt dadurch eine Zunahme des Schneefalls auf (Abb. 7 & 8). Einige Autoren haben die Vermutung geäußert, dass ein verstärkter Feuchtigkeitstransport aus den niederen Breiten für den Eisaufbau verantwortlich sein könnte. Die Simulationen zeigen aber, dass der Eisaufbau in den Regionen beginnt, die von kalten Winden aus dem arktischen Bereich dominiert sind (Abb. 6). Die Zunahme des Schneefalls (Abb. 8) und des Netto-Niederschlags (Niederschlag minus Verdunstung) wird vorrangig durch die Temperaturverringering verursacht.

Auch für diese Simulation zeigt sich, dass wesentliche Merkmale des Übergangs von der Warm- in die Kaltphase wiedergegeben werden und auch in diesem Fall die Veränderungen der Erdbahnparameter ausreichend sind, um diese Verhaltensweisen auszulösen.

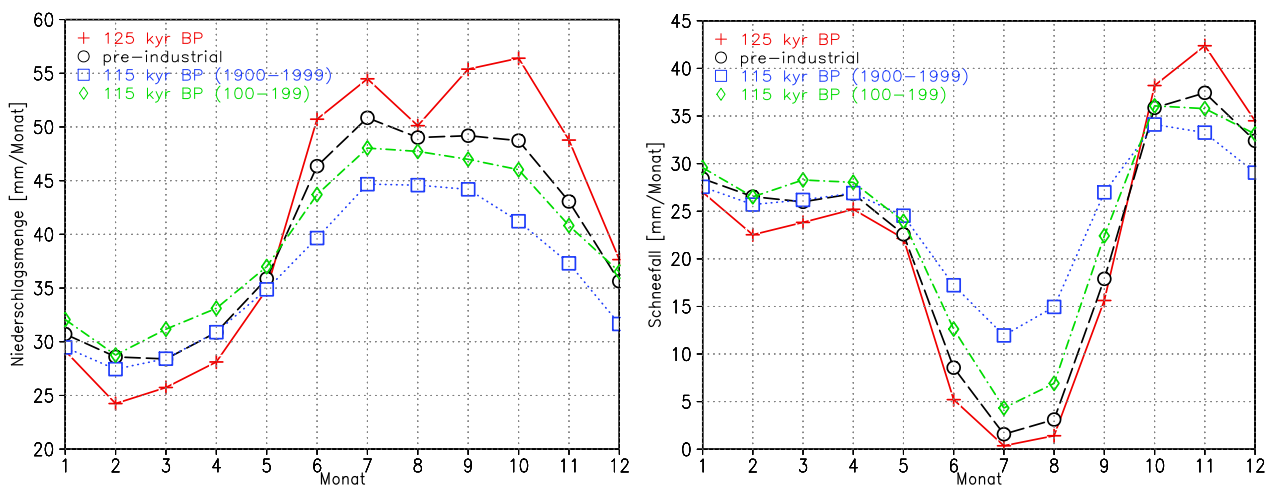


Abb. 7 & 8: Jahresgang des Niederschlags und des Schneefalls in den hohe Breiten Nordamerikas (gemittelt über das Gebiet: 130°W-60°W; 50°N-80°N). Das Gebiet repräsentiert etwa die Region, in der Schneeakkumulation in den Simulationen auftritt. Obwohl die Niederschlagsmengen während der Sommermonate in der Simulation für 115000 Jvh deutlich reduziert sind, fällt eine deutlich erhöhte Schneemenge.

### Zusammenfassung

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass das Klimamodell in der Lage ist, wesentliche Merkmale der vergangenen Warmzeit und des Übergangs in die Kaltzeit wiederzugeben. Durch derartige Tests wird das Vertrauen in die Klimamodelle erhöht, da sie auch für Phasen mit sehr unterschiedlichen Einstrahlungsbedingungen zuverlässige Ergebnisse liefern. Die Analyse zeigt außerdem, dass die Veränderung der Erdbahnparameter in beiden Fällen als Auslöser ausreichend ist. In den hier vorgestellten Untersuchungen wurden die Wechselwirkungen zwischen den Komponenten Ozean, Meereis und Atmosphäre berücksichtigt. Zurzeit wird intensiv an der Entwicklung sogenannter Erdsystemmodelle gearbeitet, die weitere Komponenten, wie beispielsweise Modelle der Vegetationsdynamik oder des Kohlenstoffkreislaufs enthalten und somit die Analyse zusätzlicher Wechselwirkungen im System Erde erlauben.

## Veröffentlichungen von Projektergebnisse:

- Berger, A., M.-F. Loutre, F. Kaspar, S. J. Lorenz: *Insolation during interglacials*. In: F. Sirocko, T. Litt, M. Claussen, M.F. Sánchez-Goñi (eds.): *The climate of past interglacials*. Elsevier, 2006.
- Cubasch, U, E. Zorita, F. Kaspar, J. F. Gonzalez-Rouco, H. von Storch, K. Prömmel: *Simulation of the role of solar and orbital forcing on climate*. *Advances in Space Research*, Vol. 37, pp. 1629-1634, doi:10.1016/j.asr.2005.04.076.
- Groll, N., M. Widmann, J. Jones, F. Kaspar, S. Lorenz: *Simulated relationships between regional temperatures and large-scale circulation: 125 kyr BP (Eemian) and the preindustrial period*. *Journal of Climate*, Vol. 18, No. 19, pp. 4035-4048, doi:10.1175/JCLI3469.1
- Kaspar, F., Cubasch, U.: *Simulations of the Eemian interglacial and the subsequent glacial inception with a coupled ocean-atmosphere general circulation model*. In: F. Sirocko, T. Litt, M. Claussen, M.F. Sánchez-Goñi (Hrsg.): *The climate of past interglacials*. Elsevier, 2006.
- Kaspar, F., Kühl, N., Cubasch, U., Litt, T.: *A model-data comparison of European temperatures in the Eemian interglacial*, *Geophysical Research Letters* 32, L11703, 2005.
- Kaspar, F., U. Cubasch: *Simulation der Eem-Warmzeit mit einem gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Zirkulationsmodell und Vergleich mit rekonstruierten Temperaturdaten*. *Terra Nostra*, 2003/6, 228-232, 2003.
- Kaspar, F., U. Cubasch, S. Lorenz: *Simulation of the Eemian interglacial with the coupled ocean-atmosphere circulation model ECHO-G*. RegClim General Technical Report No. 7, Oslo, Norway.

## Weitere Literatur:

- Berger, A. L. (1978): *Long-term variations of daily insolation and Quaternary climate changes*. *Journal of Atmospheric Science*, 35, 2362-2367
- Clark, P. U., Clague, J. J., Curry, B. B., Dreimanis, A., Hicock, S. R., Miller, G. H., Berger, G. W., Eyles, N., Lamothe, M., Miller, B. B., Mott, R. J., Oldale, R. N., Stea, R. R., Szabo, J. P., Thorleifson, L. H., Vincent, J.-S., (1993): *Initiation and development of the Laurentide and Cordilleran ice sheets following the last interglaciation*. *Quaternary Science Reviews* 12, 79-114.
- Kukla, G.J., Bender, M.L., de Beaulieu, J.L., Bond, G., Broecker, W.S., Cleveringa, P., Gavin, J.E., Herbert, T.D., Imbrie, J., Jouzel, J., Keigwin, L.D., Knudsen, K-L., McManus, J.F., Merkt, J., Muhs, D.R., Müller, H., Poore, R.Z., Porter, S.C., Seret, G., Shackleton, N.J., Turner, C., Tzedakis, P.C. & Winograd, I.J. (2002): *Last Interglacial Climates*, *Quaternary Research* 58, Nr. 1, 2-13.
- Kühl, N. (2003): *Die Bestimmung botanisch-klimatologischer Transferfunktionen und die Rekonstruktion des bodennahen Klimazustandes in Europa während der Eem-Warmzeit*. *Dissertationes Botanicae* 375.
- Legutke S. und Voss, R. (1999): *The Hamburg Atmosphere-Ocean Coupled Circulation Model ECHO-G*. Technical Report No. 18, Deutsches Klimarechenzentrum, Hamburg.

## Danksagung:

Diese Arbeiten wurden im Rahmen des deutschen Klimaforschungsprogramms DEKLIM des BMBF durchgeführt. Wir danken Stephanie Legutke und Stephan J. Lorenz für die Unterstützung bei der Durchführung der Simulationen. Die Simulationen wurden auf dem NEC SX-6 Höchstleistungsrechnersystem des Deutschen Klimarechenzentrums durchgeführt (DKRZ, Hamburg).