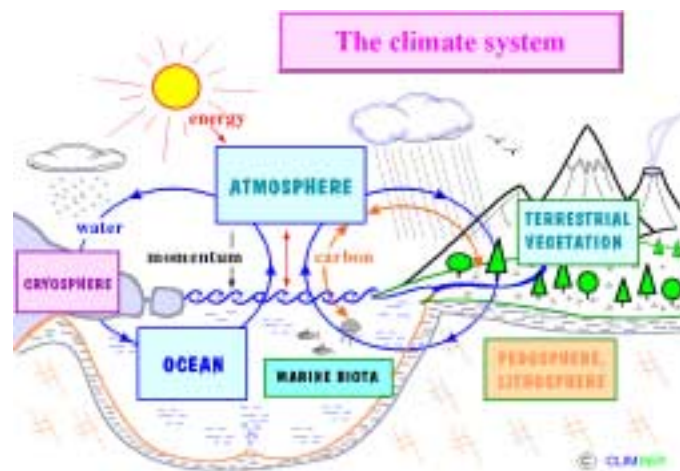


# Klimasystemmodellierung des Letzten Glazialen Maximums und des Holozäns

*Martin Claussen*

## 1. Zum Begriff des Klimas und des Klimasystems

Klima wird auf verschiedene Weise definiert. Zum einen wird Klima als mittlerer Zustand der Atmosphäre, so zu sagen als „mittleres Wetter“, und dessen Variabilität verstanden. Zum anderen wird Klima als Zustand und Ensemblestatistik eines dynamischen Systems, des Klimasystems, beschrieben. Die erste Definition hat sich in der Klimatologie, einer eher beschreibenden, geografischen Wissenschaft, bewährt. Zum Verständnis der Klimadynamik, also der Prozesse, die den mittleren Zustand der Atmosphäre bestimmen, greift diese Definition jedoch zu kurz, denn der mittlere Zustand der Atmosphäre wird nicht allein durch Prozesse beeinflusst, die sich in der Atmosphäre abspielen, sondern in starkem Maße auch durch die Wechselwirkung der Atmosphäre mit den anderen Komponenten des Klimasystems wie dem Ozean (der Hauptkomponente der Hydrosphäre), der terrestrischen und marinen Biosphäre, der oberen Erdschicht (der Pedosphäre), den Eismassen (der Hauptmasse der Kryosphäre) sowie, wenn man über die vielen Jahrtausende und Jahrmillionen der Koevolution von Geosphäre und Biosphäre blickt, dem oberen Erdmantel. Deswegen hat sich in der Gemeinschaft der Klimamodellierer die letztere, physikalische Definition des Klimas durchgesetzt.



*Abb.1: Bildhafte Definition des Klimasystems und seiner Komponenten einschließlich der sie verbindenden Energie-, Stoff- und Impulskreisläufe*

In dieser Abhandlung werden einige Beispiele zur Klimasystemmodellierung vorgestellt: zunächst werden Simulationen des Letzten Glazialen Maximums (LGM) sowie der Klimaschwankungen in der späten Weichselvereisung (etwa 70 bis 20 ky BP, ky BP = Jahrtausende vor heute), in denen die Wechselwirkung Atmosphäre Ozean im Vordergrund steht, diskutiert, so dann Modellrechnungen zum Holozän, die mit einem gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Vegetationsmodell durchgeführt worden, in dem auch der terrestrische und marine Kohlenstoffkreislauf berücksichtigt wurde.

## 2. Zur Rolle der Ozeanströmung während des Letzten Glazialen Maximums

Rechnungen mit dem am Potsdam Institut für Klimafolgenforschung entwickelten Klimasystemmodell CLIMBER-2 (CLAUSSEN et al. 1999, PETOUKHOV et al. 2000, GANOPOLSKI et al. 2001) - einem Klima- oder Erdsystemmodell mittlerer Komplexität (CLAUSSEN 2001, CLAUSSEN et al. 2001) - zeigen, dass Änderungen in der Ozeanströmung vermutlich einen wesentlichen Beitrag zur Abkühlung der Nordhemisphäre leisteten (GANOPOLSKI et al. 1998a). Die Modellergebnisse lassen erkennen, dass der Nordatlantikstrom, der heute bis in Breiten von etwa 65°N vordringt (siehe Abb. 2 a), bevor er als kalte, salzreiche Wassermasse absinkt und in Tiefen von etwa zwei bis drei Kilometern wieder nach Süden fließt, während des LGM bereits bei etwa 45°N abgesunken sein könnte (Abb. 2d). Der Rückzug des Nordatlantikstromes bedeutete eine deutliche Reduktion des meridionalen Wärmetransportes, so dass im Winter das Meereis bis in Breiten von 50 bis 60°N vordringen konnte. Nach den Modellrechnungen hat sich die Nordhemisphäre im Jahresmittel um etwa 8,5°C gegenüber heute abgekühlt. Etwa 3°C sind dabei auf die Änderungen der Nordatlantikströmung zurückzuführen.

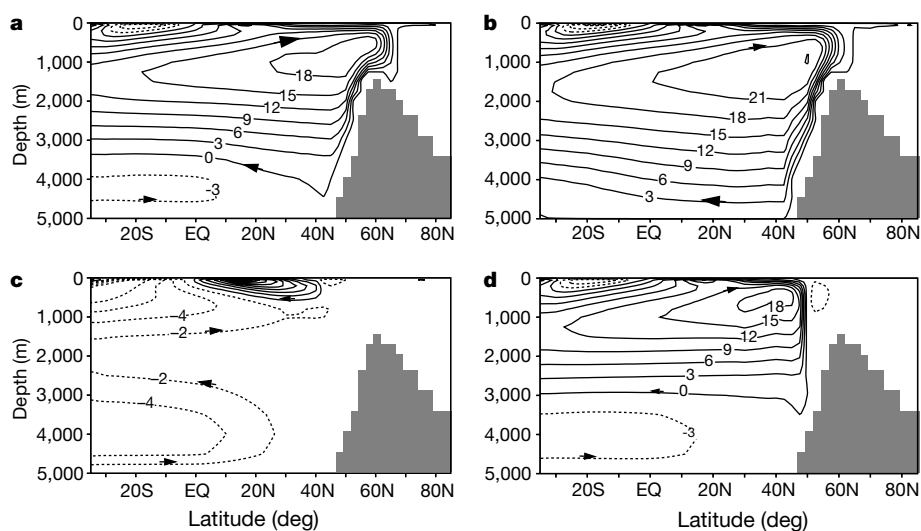


Abb. 2 Massentransport im Atlantik (in  $10^6 m^3 s^{-1}$ ) unter heutigen Bedingungen (a) und den Bedingungen während der späten Weichselvereisung (etwa 70 - 20 ky BP) (d). Bei gegenüber heutigen Bedingungen erhöhtem Süßwassereintrag kann in dem Modell die Bildung nordatlantischen Tiefenwasser versiegen, so dass der Nordatlantikstrom abreißt (c). Während der späten Weichselvereisung kann, durch eine geringfügige Störung im Süßwasserhaushalt des Noratlantiks angestoßen, das System in einen Zustand (b) springen - einem Zustand stark erhöhtem meridionalen Wärmetransport, der dem eines Dansgaard-Oeschger-Warmereignisses entsprechen könnte (aus GANOPOLSKI and RAHMSTORF 2001).

Stabilitätsanalysen mit Hilfe des CLIMBER-2-Modells (GANOPOLSKI and RAHMSTORF 2001) legen die Vermutung nahe, dass die Bildung von nordatlantischem Tiefenwasser etwa zwischen 40°N und 50°N der "normale", stabile Zustand der Nordatlantikströmung während der Hauptphase der Weichselvereisung (etwa 70 bis 20 ky BP) war (Abb. 2d). Durch Verdunstungsanomalien in der Norwegen- und Grönlandsee kann im Modell auch ein metastabiler Zustand angeregt werden (Abb. 2b), der zu einer abrupten Erwärmung im Nordatlantik und in Nord- und Mitteleuropa führt. Auf diese Weise ergibt sich ein mit den paläoklimatologischen Befunden konsistentes Bild der so genannten Dansgaard-Oeschger Zyklen (Abb. 3a, b).

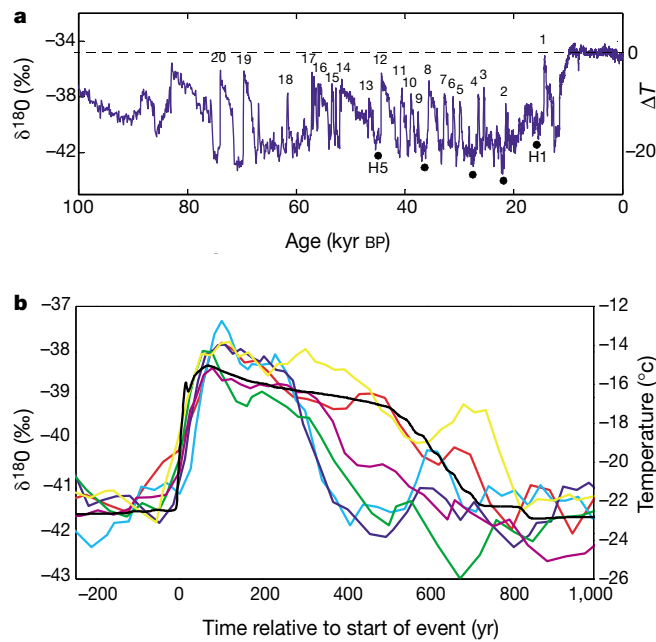


Abb.3 Abrupte Änderungen des Anteils schweren Sauerstoffs in den Grönland-Eisbohrkernen - interpretiert als Temperaturschwankungen im Bereich Grönland / Nordatlantik. Die Zahlen kennzeichnen die Dansgaard-Oeschger (D-O) Warmereignisse (a). Ein Ensemble von D-O-Ereignissen (Nr. 3,4,5,6,7, 10 - farbige Kurven) wird in (b) mit einem vom Modell berechneten typischen D-O-Ereignis (schwarze Kurve) verglichen (aus GANOPOLSKI and RAHMSTORF 2001).

### 3. Das mittlere Holozän

Nach dem Ende der letzten Eiszeit zogen sich die Eismassen zurück und erreichten ihre heutige Ausdehnung vor etwa 7000 bis 6000 Jahren. Das Klima zu dieser Zeit war im allgemeinen milder als heute, weshalb dieser Abschnitt der Klimageschichte auch als holozänes Klimaoptimum bezeichnet wird (siehe CROWLEY and NORTH, 1992). Der Sommer auf der Nordhalbkugel war in vielen Regionen wärmer und insbesondere Nordafrika war deutlich regenreicher. Damals existierte in der heutigen Sahara eine subtropische Steppe, die nördliche Baumgrenze der Taiga lag bis zu 200 km weiter im Norden. Dies wurde aus verschiedenen Datenquellen rekonstruiert, wie Pollen- und Knochenfunden oder Felszeichnungen (PRENTICE et al. 2000, JOLLY et al. 1998, CROWLEY and NORTH 1992)

Die langfristigen Klimaänderungen im Holozän wurden auf Änderungen der Erdbahn um die Sonne und die damit einhergehende Änderung der regionalen Verteilung der Sonneneinstrahlung zurückgeführt (KUTZBACH und GUETTER, 1986). Anhand verschiedener Modellsimulationen ist jedoch zu erkennen, dass das Klimasystem nichtlinear auf die externe Anregung reagiert. Modelle, die nur die Atmosphärendynamik enthalten, zeigen eine geringe Verstärkung des nordafrikanischen Sommermonsuns, die zu schwach ausfällt, um daraus eine Nordwärtsverlagerung der Savanne diagnostizieren zu können (HARRISON et al 1998, JOUSSAUME et al. 1999). Erst Modelle, die auch die Wechselwirkung zwischen Vegetationsdynamik und Änderungen in der Atmosphäre zulassen, liefern einen deutlichen Rückgang der Sahara (CLAUSSEN and GAYLER 1997, DOHERTY et al. 2000).

Für die Regionen in den hohen nördlichen Breiten berechnen Atmosphärenmodelle eine Abkühlung (Abb. 4, ATM - als Beispiel) entsprechend der gegenüber heute reduzierten Sonneneinstrahlung im Nordwinter während des mittleren Holozäns. Die beobachtete Erwärmung wurde als Biom-Paradoxon interpretiert, da vermutet wurde, dass die Ausbreitung der Taiga im mittleren Holozän die winterliche Erwärmung erklären könnte (BERGER 2001, Taiga-Tundra-Wechselwirkung: schneebedeckte Wälder sind dunkler und absorbieren somit mehr Sonneneinstrahlung als schneebedeckte flache Vegetation. Eine Erwärmung der bodennahen Luftschicht fördert die Ausbreitung von Wäldern, so dass eine positive, d.h., sich selbst verstärkende Wechselwirkung entsteht.) Erst gekoppelte Atmosphäre-Ozean-Vegetations-Modelle (GANOPOLSKI et al. 1998b) sind jedoch in der Lage die Klimaänderungen während des mittleren Holozäns qualitativ richtig wiederzugeben. Solche Modelle zeigen, dass offenbar die Taiga-Tundra-Wechselwirkung durch eine ähnlich geartete Wechselwirkung zwischen der Ausbreitung des arktischen Meereises und der Erwärmung der bodennahen Luftschicht nichtlinear verstärkt wird.

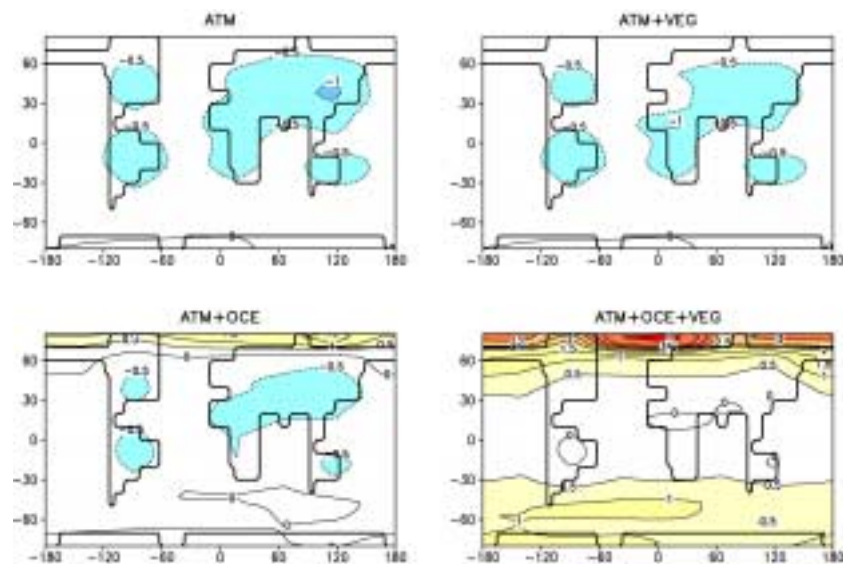


Abb. 4: Unterschiede in der bodennahen Lufttemperatur während des mittleren Holozäns (etwa 6000 Jahre vor heute) und heute für die Wintermonate Dezember, Januar, Februar. Dargestellt sind Modellergebnisse von GANOPOLSKI et al. (1998b). Benutzt wurden verschiedene Modellkonfigurationen: ATM bedeutet, dass das Modell nur die Dynamik der Atmosphäre darstellt, ATM+OCE bedeutet Atmosphäre-Ozean-Modell, ATM+VEG Atmosphäre-Vegetationsmodell, in dem auch die Ausbreitung der Vegetationszonen vorhergesagt wird, und ATM+OCE+VEG Atmosphäre-Ozean-Vegetationsmodell.

Die langfristige Klimaentwicklung während des Holozäns, einschließlich der Wüstenbildung in Nordafrika wird durch die allmähliche Änderung der Erdbahn nur angeregt. Erst die Verstärkung dieses Signals durch die Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Vegetation führt zu einem relativ abruptem Verschwinden der Savanne vor gut 5.500 Jahren (CLAUSSEN et al., 1999).

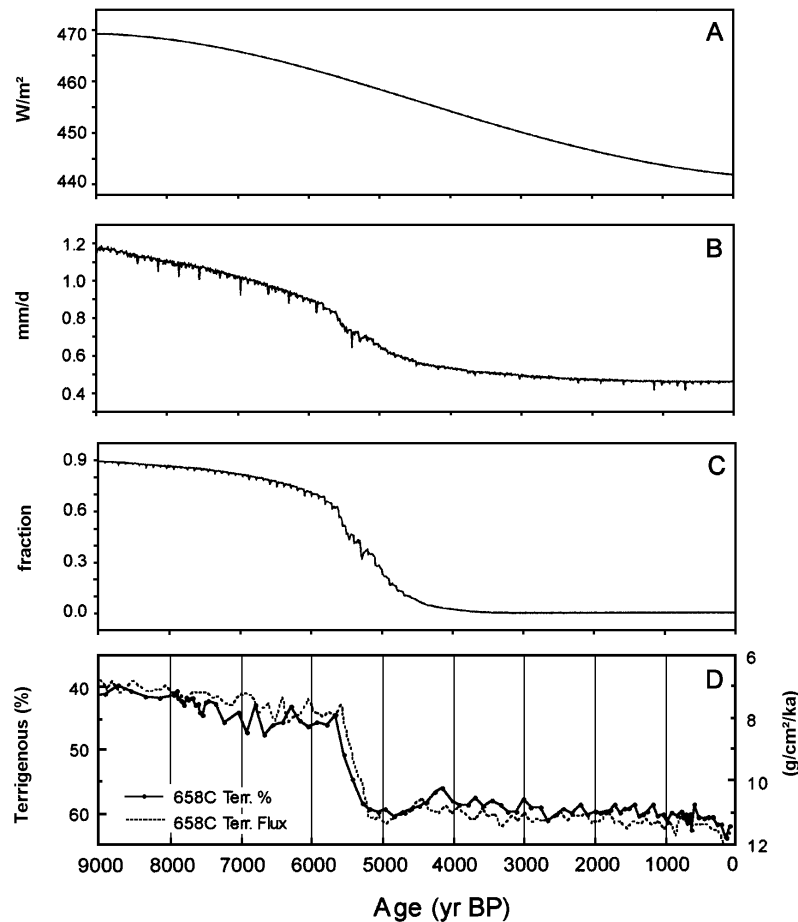


Fig.5: Berechnung der zeitlichen Entwicklung des Niederschlages über Nordafrika (B) und des Flächenanteils der Vegetation in der heutigen Sahara (C) als Antwort auf die sich ändernde Einstrahlung - dargestellt ist die Änderung der Einstrahlung im Mittel über die Nordhemisphäre während des Nordsommers (A). Die Modellberechnungen von CLAUSSEN et al. (1999) werden verglichen mit dem Anteil terrigenen Materials und des daraus abgeleiteten Materialtransport in Sedimenten des Nordatlantik vor der Nordafrikanischen Küste (D). Die gesamte Abbildung ist, mit Änderungen, der Arbeit von deMENOCA et al. (2000) entnommen.

Die CO<sub>2</sub>-Konzentration in der Atmosphäre war im Holozän nicht konstant. Während der letzten etwa 8000 Jahre bis in die Zeit vor der industriellen Revolution ist die Konzentration von 260 ppmv auf 280 ppmv angestiegen. Ein Teil dieses Anstiegs kann auf den Rückgang und die damit verbundene Emission von Kohlenstoff zurückgeführt werden. Jedoch müssen Annahmen zur Änderung der ozeanischen Biogeochemie in die Modelle einfließen, um die Änderungen im holozänen Kohlenstoffkreislauf vollständig zu erklären (BROVKIN et al. 2001).

## Danksagung

Bedanken möchte ich mich bei meinen Mitarbeitern der CLIMBER-2 Arbeitsgruppe am Potsdam Institut für die sehr kollegiale und fruchtbare Zusammenarbeit. Die CLIMBER-2 Arbeitsgruppe besteht aus (in alphabetischer Reihenfolge): Eva Bauer, Victor Brovkin, Reinhard Calov, Alexei Elissev, Andrey Ganopolski, Anja Hünerbein, Claudia Kubatzki, Stefan Rahmstorf, und Vladimir Petoukhov.

## Literatur

- BERGER A., 2001: The role of CO<sub>2</sub>, sea-level and vegetation during the Milankovitch-forced glacial-interglacial cycles. In: Bengtsson, L. (ed.), Proceedings "Geosphere-Biosphere Interactions and Climate". Vatican City: Pontifical Academy of Sciences, 9-13 November 1998, im Druck.
- BROVKIN, V., BENDTSEN, J., CLAUSSEN, M., GANOPOLSKI, A., KUBATZKI, C., PETOUKHOV, V., ANDREEV, A., 2001: Carbon cycle, Vegetation and Climate Dynamics in the Holocene: Experiments with the CLIMBER-2 Model. *Global Biogeochemical Cycle*, eingereicht
- CLAUSSEN, M., 2001: Earth system models. In: Ehlers, E. and Krafft, T. (Eds.): *Understanding the Earth System: Compartments, Processes and Interactions*, Springer-Verlag Heidelberg, im Druck
- CLAUSSEN, M., BROVKIN, V., GANOPOLSKI, A., KUBATZKI, C., PETOUKHOV, V., RAHMSTORF, S., 1999: A new model for climate system analysis. *Env. Mod. & Assmt*, 4, 209-216.
- CLAUSSEN, M., GAYLER, V., 1997: The greening of Sahara during the mid-Holocene: results of an interactive atmosphere - biome model. *Global Ecology and Biogeography Letters*, 6, 369-377.
- CLAUSSEN, M., KUBATZKI, C., BROVKIN, V., GANOPOLSKI, A., HOELZMANN, P., PACHUR, H.J., 1999: Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation at the end of the mid-Holocene, *Geophysical Research Letters*, 24 (14), 2037-2040.
- CLAUSSEN, M., MYSAK, L.A., WEAVER, A.J., CRUCIFIX, M., FICHEFET, 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., WANG, Zh., 2001: Earth System Models of Intermediate Complexity: Closing the Gap in the Spectrum of Climate System Models, *Climate Dyn.*, im Druck.
- CROWLEY, T., NORTH, G., 1991: *Paleoclimatology*. Oxford Monographs on Geology and Geophysics, 18. New York: Oxford University Press, 339 pp.
- DOHERTY, R., KUTZBACH, J., FOLEY, J., POLLARD, D., 2000: Fully coupled climate/dynamical vegetation model simulations over Northern Africa during the mid-Holocene. *Climate Dyn.*, 16, 561-573.
- GANOPOLSKI, A., RAHMSTORF, S., PETOUKHOV, V., CLAUSSEN, M., 1998a: Simulation of modern and glacial climates with a coupled global model of intermediate complexity. *Nature*, 391, 351-356.
- GANOPOLSKI, A., KUBATZKI, C., CLAUSSEN, M., BROVKIN, V., PETOUKHOV, V., 1998b: The influence of vegetation-atmosphere-ocean interaction on climate during the mid-Holocene. *Science*, 280, 1916-1919.
- GANOPOLSKI, A., Petoukhov, V., RAHMSTORF, S., BROVKIN, V., CLAUSSEN, M., ELISEEV, A., KUBATZKI, C., 2000: CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity. Part II: Validation and sensitivity tests. *Climate Dyn.*, 17, 735-751.
- GANOPOLSKI, A., RAHMSTORF S., 2001: Simulation of rapid glacial climate changes in a coupled climate model. *Nature*, 409, 153-158.
- HARRISON, S.P., JOLLY, D., LAARIF, F., ABE-OUCHI, A., DONG, B., HERTERICH, K., HEWITT, C., JOUSSAUME, S., KUTZBACH, J.E., MITCHELL, J., de NOBLET, N., VALDES, P., 1998: Intercomparison of simulated global vegetation distributions in response to 6kyr BP orbital forcing. *J. Climate*, 11, 2721-2742.
- JOUSSAUME, S., TAYLOR, K.E., BRACONNOT, P., MITCHELL, J.F.B., KUTZBACH, J.E., HARRISON, S.P., PRENTICE, I.C., BROCCOLI, A.J., ABE-OUCHI, A., BARTLEIN, P.J., BONFIELS, C., DONG, B., GUIOT, J., HERTERICH, K., HEWITT, C.D., JOLLY, D., KIM, J.W., KISLOV, A., KITO, A., LOUTRE, M.F., MASSON, V., MCAVANEY, B., MCFARLANE, N., deNOBLET, N.,

- PELTIER, W.R., PETERSCHMITT, J.Y., POLLARD, D., RIND, D., ROYER, J.F., SCHLESINGER, M.E., SYKTUS, J., THOMPSON, S., VALDES, P., VETTORETTI, G., WEBB, R.S., WYPUTTA, U., 1999: Monsoon changes for 6000 years ago: Results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Geophys. Res. Lett.* 26 (7), 859-862.
- JOLLY, D., HARRISON, S.P., DAMNATI, B., BONNEFILLE, R., 1998: Simulated climate and biomes of Africa during the late quaternary: comparison with pollen and lake status data. *Quaternary Science Reviews*, 17(6-7), 629-657.
- KUTZBACH, J.E., GUETTER, P.J., 1986: The influence of changing orbital parameters and surface boundary conditions on climate simulations for the past 18,000 years. *J. Atmos. Sci.*, 43, 1726-1759.
- deMENOCA, P.B., ORTIZ, J., GUILDERSON, T., ADKINS, J., SARNTHEIN, M., BAKER, L., YARUSINSKI, M., 2000: Abrupt onset and termination of the African Humid Period: Rapid climate response to gradual insolation forcing. *Quat. Sci. Rev.* 19, 347-361.
- PETOUKHOV, V., GANOPOLSKI, A., BROVKIN, V., CLAUSSEN, M., ELISEEV, A., KUBATZKI, C., RAHMSTORF, S., 2000: CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity. Part I: Model description and performance for present climate. *Climate Dyn.*, 16, 1, 1-17.
- PRENTICE, I.C., JOLLY, D., and BIOME 6000 members, 2000: Mid-Holocene and glacial-maximum vegetation geography of the northern continents and Africa. *J Biogeography*, 27, 507-519.
- TEXIER, D., de NOBLET, N., HARRISON, S.P., HAXELTINE, A., JOLLY, D., JOUSSAUME, S., LAARIF, F., PRENTICE, I.C., TARASOV, P., 1997: Quantifying the role of biosphere-atmosphere feed-backs in climate change: coupled model simulations for 6000 years BP and comparison with palaeodata for northern Eurasia and northern Africa. *Climate Dyn.*, 13, 865-882.