

18 M. CLAUSSEN Die Rolle der Vegetation im Klimasystem

1 Historische Anmerkungen

Um das Klima auf unserer Erde zu beschreiben und zu klassifizieren, wird oftmals die Wirkung des Klimas auf das Leben, insbesondere auf die Pflanzenwelt betrachtet (BOLLE 1985), wobei Klima im Allgemeinen als statistische Eigenschaft der Atmosphäre (HANN 1908, MALBERG 1994) verstanden wird. Köppen (1936) bezeichnete gar die Vegetation als „kristallisiertes, sichtbar gewordenes Klima“ und schließlich als Indikator, „in dem sich so manche Züge deutlicher zeigen als in den Angaben unserer Instrumente ...“. Vegetation lässt sich jedoch nur als objektiver Klimaindikator interpretieren, wenn eine starke, globale Wechselwirkung zwischen der Vegetation und der Atmosphäre ausgeschlossen werden kann.

Und in der Tat wurde bis vor wenigen Jahrzehnten von vielen bezweifelt, dass die Vegetation an den großen Klimaänderungen der Vergangenheit ursächlich beteiligt sein könnte. DE MARCHI (1885) kam zu dem Ergebnis, dass die „Bedeckung der Erdoberfläche“ keinen Einfluss auf die Entstehung der Eiszeiten gehabt hätte. Alexander VON HUMBOLDT führte die Entstehung der nordafrikanischen Wüste auf rein geophysikalische Prozesse zurück und wies dabei der Ozeanströmung eine besondere Rolle zu. In seinen „Ansichten der Natur“ vermutete er, dass „irgendeine Naturrevolution, z. B. der einbrechende Ozean, einst diese flache Gegend (die nordafrikanischen Ebenen der Sahara, Anm. des Autors) ihrer Pflanzendecke und der nährenden Dammerde beraubt(e). Wann diese Erscheinung sich zutrug, welche Kraft den Einbruch bestimmte, ist tief in das Dunkel der Vorzeit gehüllt. Vielleicht war sie Folge des großen Wirbels, welcher die wärmeren mexikanischen Gewässer über die Bank von Neufundland an den alten Kontinent treibt ...“ (VON HUMBOLDT 1849). Heute wissen wir, dass, so paradox es klingen mag, die Vegetation selbst die Ausbreitung der subtropischen Wüstengebiete mitbestimmt.

Betrachtet man die Energieumsätze im Klimasystem, so liegt es nahe, dem Ozean aufgrund seiner hohen Wärmekapazität eine dominierende Rolle in der Klimadynamik zuzuschreiben (PEIXOTO und OORT 1992). Folgerichtig wurden bis vor wenigen Jahren gekoppelte Atmosphäre-Ozean-Modelle als eigentliche Klimamodelle angesehen (CUBASCH et al. 1995). In diesen Modellen wird die Struktur der Landoberfläche im Wesentlichen zeitlich konstant belassen. Lediglich ein Teil der kurzfristigen biosphärischen Rückkopplungsprozesse wird berücksichtigt.

Mittlerweile werden so genannte Klimasystemmodelle entwickelt, die neben der Atmosphäre und der Ozeandynamik auch die Dynamik der Biosphäre darstellen (COX et al. 2000). Die Bezeichnung Klimasystemmodell deutet an, dass das Klima nicht mehr als Statistik nur der Atmosphäre, sondern als Eigenschaft eines dynamischen Systems, des so

genannten *Klimasystems*, interpretiert wird (PEIXOTO und OORT 1992). Das Klimasystem umfasst nicht nur die abiotische Welt (Atmosphäre, Hydrosphäre, Kryosphäre, Pedosphäre), sondern auch die belebte Natur, die Biosphäre. Vegetation ist in diesem Konzept demnach nicht mehr nur ein „Klimaindikator“, sondern eine von mehreren Komponenten des Klimasystems, die miteinander in Wechselwirkung stehen und sich gegenseitig beeinflussen. Dass die Vegetation als dynamische Komponente des Klimasystems die globale Klimadynamik mitbestimmt, soll im Folgenden an einigen eindrucksvollen Beispielen belegt werden.

2 Wie beeinflusst die Vegetation das globale Klima?

Um die verschiedenen Wechselwirkungsprozesse zwischen Vegetation und den anderen Komponenten des Klimasystems zu verstehen, ist es hilfreich, diese Prozesse in zwei Gruppen zu unterteilen, auch wenn sie in der Natur nie vollständig unabhängig voneinander ablaufen. Die Wechselwirkung zwischen der Vegetation und der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre bezeichnen wir als *biogeochemische* Rückkopplung und die Wechselwirkung zwischen der Vegetation und den bodennahen Energie-, Impuls- und Wasserflüssen als *biogeophysikalische* Rückkopplung.

2.1 Biogeochemische Rückkopplung

Die vermutlich wichtigste biogeochemische Rückkopplung entsteht aus der Wechselwirkung zwischen der terrestrischen Biomasse und der CO₂-Konzentration der Atmosphäre. Dieser Rückkopplungsprozess ist wahrscheinlich im Wesentlichen negativ, das heißt, kleine Störungen des Systems werden gedämpft. Nimmt zum Beispiel auf Grund irgendeines Ereignisses die Biomasse zu, so wird der Atmosphäre CO₂ entzogen, da die Pflanzen im Wesentlichen aus der Luft wachsen. Dadurch wird der Treibhauseffekt schwächer und die bodennahe Atmosphäre kühlt sich ab. Eine Abkühlung wiederum bremst das Pflanzenwachstum und damit die Zunahme der Biomasse.

In einem wärmeren Klima könnte allerdings auch das Gegenteil eintreten. COX et al. (2000) fanden in ihren Modellrechnungen, dass die Respiration (also das „Ausatmen“ von CO₂) so stark mit der Temperatur ansteigt, dass bei einer deutlichen Erwärmung der bodennahen Atmosphäre die Waldökosysteme mehr CO₂ abgeben als aufnehmen und so die Erwärmung über das für sie erträgliche Maß hinaus beschleunigen. Ferner können wir annehmen, dass es weitere biogeochemische Prozesse gibt, die positive oder negative Rückkopplungen anstoßen. Zum Beispiel kann sich die Aufnahmefähigkeit von CO₂ durch die Pflanzen mit der

atmosphärischen CO₂-Konzentration ändern (SELLERS et al. 1996).

Wie die biogeochemischen Wechselwirkungsprozesse in ihrer Summe tatsächlich ablaufen, hängt vermutlich von der typischen Zeitskala dieser Prozesse und eventuellen Synergien mit biogeophysikalischen Prozessen (BETTS et al. 1997) ab. Die biogeochemische Rückkopplung und die damit verbundenen globalen Stoffkreisläufe werden im nächsten Heft im Kapitel 29, von MARTIN HEIMANN ausführlich diskutiert.

2.2 Biogeophysikalische Rückkopplung

Einer der wichtigsten biogeophysikalischen Wechselwirkungsprozesse wird über die Änderung der Albedo und damit der Absorption solarer Strahlung angestoßen. Diese so genannte Albedo-Vegetation-Rückkopplung ist positiv, sie verstärkt also anfängliche Störungen. Da Vegetation eher dunkler ist als nackter Boden, wird bei sich ausbreitender Vegetation mehr solare Strahlung absorbiert und damit die bodennahe Luftschicht erwärmt. Dies wiederum begünstigt in den meisten Fällen weiteres Pflanzenwachstum und weitere Verbreitung der Pflanzen. Umgekehrt nimmt bei sich zurückziehender Vegetation die Albedo der Oberfläche zu und damit die Absorption solarer Strahlung und schließlich die Temperatur der bodennahen Atmosphäre ab (siehe Abb. 18-1a, linke Seite). Die Vorzeichen und die Pfeile sind als positive (+) und negative (-) Rückkopplung zu interpretieren, z. B. führt eine Temperaturerhöhung ΔT zu einer Vegetationsänderung ΔV (Zunahme der Vegetationsdichte oder Ausdehnung der Vegetationsfläche): $\Delta V \sim + \Delta T$. Ferner führt eine Zunahme der Verdunstung ΔE zur Abnahme der Temperatur $\Delta T \sim - \Delta E$. ΔA kennzeichnet die Änderung der Absorption solarer Strahlung. Die Rückkopplung über die Albedo ist in Gebieten kräftiger Albedogegensätze besonders stark ausgeprägt, also in Wüstenrandgebieten oder in Gebieten, die zeitweise von Schnee bedeckt sind. Die Unterschiede der Albedowerte (im Mittel über den sichtbaren und nahe infraroten Spektralbereich solarer Strahlung) reichen von über 0,5 für die hellen Sandwüsten der Sahara bis 0,2 für die Savanne oder etwa 0,1 für Wälder (PINTY et al. 2000).

In den hohen nördlichen Breiten finden wir noch größere Albedodifferenzen. Über den verschneiten Wäldern der

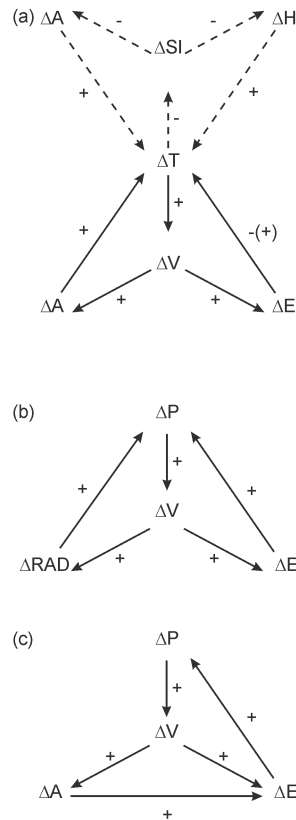


Abb. 18-1: Grobe Skizze der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre – Vegetation in (a) den hohen nördlichen Breiten, (b) den Subtropen und (c) den Tropen.

Taiga wurden Albedowerte von 0,2 bis 0,4 gemessen, über schneebedecktem Gras dagegen etwa 0,75 (BETTS und BALL 1997), wobei bei geschlossener Neuschneedecke Albedowerte von bis zu 0,9 erreicht werden können. Die Unterschiede im Reflexionsvermögen verschneiter flacher und hoher Vegetation ergeben sich daher, dass die dunklen Bäume im Allgemeinen nicht vollständig mit Schnee bedeckt werden, sondern aus dem Schnee herausragen. Außerdem werden die Bäume, die auf Grund ihrer dunklen Farbe solare Strahlung absorbieren, ihrerseits wieder im langwelligen Infrarot strahlen und damit den Schnee in ihrer näheren Umgebung schmelzen, da Schnee im langwelligen Spektralbereich ein hohes Absorptionsvermögen besitzt.

Die Rückkopplung zwischen Albedo und Vegetation in den Wüstenrandgebieten wurde bereits von CHARNEY (1975) untersucht. Er vermutete, dass die subtropischen Wüsten sich aufgrund ihrer hohen Albedo selbst verstärken. Denn über den subtropischen Wüsten – so zu sagen am polwärtigen Rand der Hadleyzellen – sinken die Luftmassen ab und die Strahlungsbilanz am Oberrand der Atmosphäre ist negativ. Dazu trägt zum einen bei, dass von der Wüste sehr viel mehr solare Strahlung reflektiert wird als von den sie umgebenden Regionen und zum anderen, dass wegen der über ihr geringen Bewölkung mehr Energie durch Wärmestrahlung in den Weltraum gelangt. Mithin kühlt die Atmosphäre über der Wüste sich aufgrund der Strahlungsdivergenz (ΔRAD in Abb. 18-1b) ab. Diese Abkühlung wird dadurch kompensiert, dass Luft aus den umgebenden Regionen (mit positiver Strahlungsbilanz) zur Wüste hinfließt, dort adiabatisch absinkt und sich dabei erwärmt. Die absinkenden Luftmassen sind trocken und verhindern Konvektion und damit auch Wolken- und Niederschlagsbildung (ΔP in Abb. 18-1b). Wird nun die Albedo in der Wüste durch künstliche Anpflanzungen vermindert, so ändert sich die Strahlungsbilanz in der Weise, dass das Absinken der Luftmassen über den Wüsten vermindert wird mit der Folge, dass schließlich Wolken- und Niederschlagsbildung möglich sind. CHARNEY hatte diese (positive) *Wüsten-Albedo-Wechselwirkung* (siehe Abb. 18-1b, linke Seite) zur Erklärung der sich vermeintlich ausbreitenden Wüstengebiete vorgeschlagen. Mittlerweile wissen wir, dass sich die Wüstengebiete in den letzten 130 Jahren wahrscheinlich nicht ausgedehnt haben (SCHULZ und HAGEDORN 1994). Dennoch kann die Charneysche Theorie, jedoch erweitert um die Wechselwirkung mit dem Wasserkreislauf, herangezogen werden, um die Klimageschichte Sahara zu erklären (siehe Abschnitte 4 und 5).

Neben der Bodenfarbe beeinflussen die Pflanzen auch den Wasserhaushalt der bodennahen Atmosphäre. Dies geschieht im Wesentlichen über die Transpiration aus den Blattspaltöffnungen, den so genannten Stomata, und die Wasseraufnahme über die Wurzeln. Diese *hydrologischen* Wechselwirkungsprozesse wirken hauptsächlich während der Wachstumsperiode; sie sind sowohl positiv wie auch negativ (siehe Abb. 18-1a und b, rechte Seite). Dies hängt damit zusammen, dass durch eine Verstärkung oder Verminderung der Transpiration der bodennahe latente Wärmefluss und damit – bei gleichbleibender verfügbarer Energie – der Fluss sensibler Wärme und schließlich die Temperatur der bodennahen Atmosphäre geändert wird. Andererseits führen Änderungen der bodennahen Feuchte-

flüsse auch zur Änderung des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre und damit zur Verstärkung oder Verminderung der langwelligen Gegenstrahlung und möglicherweise auch der Bewölkung und somit der planetaren Albedo.

Das Wechselspiel zwischen den verschiedenen Rückkopplungsprozessen ist recht kompliziert. Verschiedene Modellexperimente, in denen die Effekte künstlicher Vegetationsänderungen, zum Beispiel durch Abholzung oder Aufforstung verschiedener Waldflächen, beschrieben werden, deuten jedoch daraufhin, dass es vielleicht doch eine einfache geografische Differenzierung der Stärke der biosphärischen Rückkopplungsprozesse geben könnte. In den hohen nördlichen Breiten dominiert nach GANOPOLSKI et al. (2001) die Wechselwirkung zwischen Albedo und Vegetation insbesondere im Frühling und Frühsommer, während hydrologische Effekte im Sommer wirksam werden. Im Jahresmittel der bodennahen Temperatur überwiegt jedoch der Albedoeffekt. Demgegenüber gewinnt in den Tropen der hydrologische Effekt, wobei zu beachten ist, dass die Änderung der Albedo in den Tropen den hydrologischen Effekten nicht entgegenwirkt, sondern diese noch verstärkt (LOFGREN 1995 a, b, siehe Abb. 18-1c).

2.3 Synergieeffekte

FRAEDRICH et al. (1999) versuchten den maximalen Effekt abzuschätzen, den die Vegetation auf die Atmosphäre haben kann. Dazu analysierten sie zwei Szenarien, in denen für die Kontinente maximale (Szenario „Globaler Wald“) bzw. fehlende biosphärische Kontrolle (Szenario „Globale Wüste“) vorgeschrieben wurden. Sie beschränkten sich also auf biogeophysikalische Rückkopplungsprozesse mit der Atmosphäre und vernachlässigten Synergieeffekte mit den anderen Komponenten des Klimasystems. Solche Synergieeffekte können außerordentlich bedeutend sein und sogar das Vorzeichen der durch den biogeophysikalischen Effekt allein hervorgerufenen Zustandsänderungen umdrehen. Um ein Beispiel zu nennen: Häufig wird bei numerischen Experimenten zur Abholzung tropischer Wälder der Zustand des Ozeans als konstant angenommen. Diese Experimente zeigen dann wegen der Reduktion der Verdunstung eine starke regionale Erwärmung in den Tropen (siehe z. B. POLCHER und LAVAL 1994), die sich auch global bemerkbar macht (CHASE et al. 2000). Kann jedoch die Ozeanoberfläche reagieren, so passiert folgendes: Wegen der schwächeren Verdunstung nimmt global der Wasserdampf ab, die Gegenstrahlung wird schwächer und die Ozeanoberfläche kühlt sich ab und verdunstet ihrerseits weniger, was wiederum zur weiteren Abkühlung führt. Weltweit wird die bodennahe Luftschicht kühler – außer in den Tropen, in denen der lokale biogeophysikalische Effekt dominiert (GANOPOLSKI et al. 2001).

Wenn wir biogeophysikalische und biogeochemische Effekte zusammen betrachten, wird das Wechselspiel noch interessanter. Schauen wir uns nur den Kohlenstoffkreislauf an, so lässt sich die biogeochemische Wechselwirkung einfach umreißen: Eine nachhaltige Abnahme der Waldfläche setzt CO_2 frei und verstärkt den Treibhauseffekt. Abholzung sollte also auf diese Weise zur globalen Erwärmung und umgekehrt Aufforstung

zur globalen Abkühlung führen. Doch wie groß ist der biogeochemische Effekt im Vergleich zum biogeophysikalischen? Anhand einer Reihe von Modellexperimenten (CLAUSSEN et al. 2001), in denen wir die Waldfläche in verschiedenen, 10 Grad breiten zonalen Streifen rund um den Globus abrupt verringert oder erhöht und anschließend über eine lange Zeit konstant belassen hatten, ergab sich folgendes Bild (Siehe Abb. 18-2). In den Tropen gewinnt wegen der hohen Produktivität der Biome die biogeochemische, in den borealen Breiten dagegen die biogeophysikalische Rückkopplung. Abholzung in den Tropen bedeutet demnach globale Erwärmung und Aufforstung globale Abkühlung. Wird in den borealen Breiten die Waldfläche geändert, so passiert das Gegenteil: Abholzung führt zur Abkühlung und Aufforstung zur Erwärmung. Letzterer Effekt wurde vor kurzem durch andere Modellrechnungen bestätigt (BETTS 2000).

3 Die Taiga-Tundra Wechselwirkung

Als weiteres Beispiel für Synergieeffekte, die durch das Zusammenwirken mehrerer Rückkopplungsprozesse entstehen, wird in diesem Abschnitt die Rolle der borealen Vegetation während des frühen und mittleren Holozäns vor gut 9000 bis 6000 Jahren diskutiert.

3.1 Das so genannte Biom-Paradoxon

Aus paläoklimatologischen Rekonstruktionen (TEMPO 1996, CHEDDADI et al. 1997, TARASOV et al. 1998) wissen wir, dass im frühen und mittleren Holozän, die boreale Baumgrenze weiter nach Norden reichte als heute. Die Verlagerung

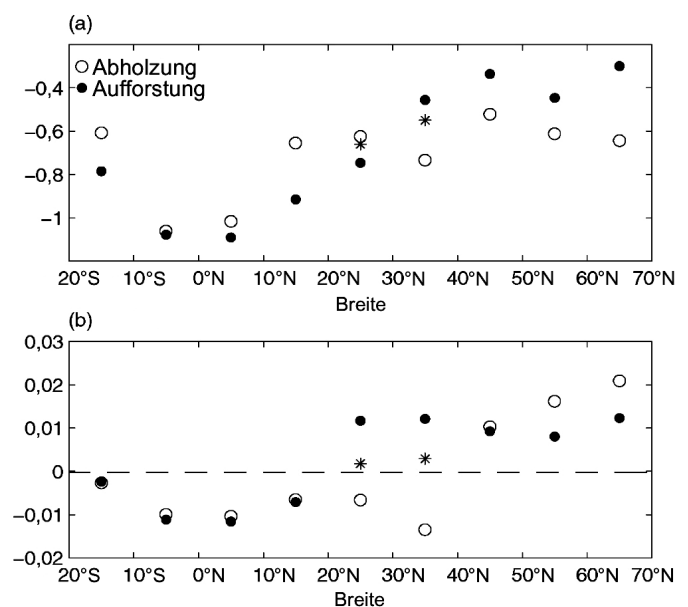


Abb. 18-2: Reaktion der CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre (a) und der globalen Jahresmitteltemperatur (b) auf Änderungen der Waldfläche in Einheiten von $\text{ppmv} / 10^6 \text{ km}^2$ bzw. $^\circ\text{C} / 10^6 \text{ km}^2$. In jeweils 10° breiten zonalen Streifen rund um den Globus wurde Waldfläche hinzugefügt (gefüllte Kreise) oder entfernt (offene Kreise). Ein Stern kennzeichnet die Ergebnisse der Modellläufe, in denen die Waldfläche nur außerhalb der Wüsten eingefügt wurde.

der Vegetation wurde vermutlich durch die sich stets ändernde Erdbahn um die Sonne angestoßen. Vor gut 9000 Jahren war die Erdachse etwas stärker geneigt als heute und das Perihel (der sonnennächste Punkt der Erdbahn) lag im Nordsummer. Damit erhielt die Nordhemisphäre im Sommer durchschnittlich bis zu 40 W/m² mehr, im Winter jedoch bis zu 10 W/m² weniger Sonnenstrahlung als heute (BERGER 1978). Die Sommer müssten damals also wärmer und die Winter kälter als heute gewesen sein. Jedoch nach Rekonstruktionen von CHEDDADI et al. (1997) waren die Winter in vielen Regionen der Nordhemisphäre wärmer als heute.

BERGER (2001) bezeichnete dies als *Biom-Paradoxon*, da er vermutete, dass die wärmeren Winter auf die mit dem Vordringen der Taiga einhergehende großräumige Reduktion der Albedo zurückzuführen wären. Die Bedeutung dieser manchmal auch als *Taiga-Tundra-Wechselwirkung* bezeichneten biogeophysikalischen Rückkopplung in der Klimageschichte wurde erstmals von OTTERMAN et al. (1984) hervorgehoben. Neuere Modellrechnungen, in denen nur die Wechselwirkung zwischen Atmosphäre und Biosphäre zugelassen wurde, zeigen jedoch eine unrealistisch geringe Zunahme borealer Wälder (CLAUSSEN und GAYLER 1997, TEXIER et al. 1997). Des Rätsels Lösung liegt sehr wahrscheinlich in der Synergie zwischen der Taiga-Tundra-Rückkopplung und der arktischen Meereis-Albedo-Rückkopplung (siehe Abb. 18-1a, oberer Teil. Hier ist ΔSI : Änderung der Meereisfläche und ΔH : Änderung des Wärmeflusses). Diese Vermutung wurde bereits von BONAN et al. (1992) und FOLEY et al. (1994) ausgesprochen, die in ihren Rechnungen, in denen die Vegetationsänderung vorgeschrieben, also eine Rückkopplung nicht zugelassen wurde, einen deutlichen Rückgang des arktischen Meereises fanden. Durch Vergleich mehrerer Modellrechnungen, in denen in ein und demselben Modell verschiedene Rückkopplungsprozesse einzeln oder in unterschiedlichen Kombinationen miteinander eingeschaltet werden konnten, erkannten GANOPOLSKI et al. (1998), dass die Taiga-Tundra-Rückkopplung und die Meereis-Albedo-Rückkopplung für sich allein relativ schwach sind. Die Taiga-Tundra-Rückkopplung allein führte nicht zu wärmeren Wintern, und die Meereis-Albedo-Rückkopplung lieferte höhere Wintertemperaturen nur über dem arktischen Meereis. In dem Modelllauf jedoch, in dem beide Rückkopplungsprozesse eingeschaltet waren, zeigte sich eine deutliche Verstärkung beider Prozesse (siehe Abb. 18-3. In der mit ATM gekennzeichneten Unterabbildung werden die Ergebnisse eines Modelllaufes vorgestellt, in dem nur die Atmosphäre auf Änderungen der Erdbahnparameter reagiert, während die Ozeanoberflächentemperatur und die Landoberfläche auf vorindustrielle Bedingungen festgeschrieben wurden. Im Modelllauf ATM+OCE konnten Atmosphäre und Ozean und im Lauf ATM+VEG Atmosphäre und Vegetation reagieren. ATM+OCE+VEG bezieht sich auf die Ergebnisse des vollständig gekoppelten Modells.). Diese

Rechnungen deuten daraufhin, dass es sich bei dem so genannten Biom-Paradoxon also nicht um ein rein biosphärisches Phänomen handelt, sondern eher um ein „Meereis-Biom-Synergie-Paradoxon“.

3.2 Die Vegetation als Verstärker der Eiszeiten und Warmzeiten

Erhielt im mittleren Holozän die sommerliche Nordhemisphäre mehr Sonneneinstrahlung als heute, so verhielt es sich vor etwa 115.000 Jahren, am Ende des so genannten Eem-Interglazials, genau umgekehrt. Die Nordhemisphäre kühlte sich ab und die Inlandeismassen breiteten sich aus. Zahlreiche Modellstudien mit vorgeschriebener Vegetationsverteilung (GALLIMORE und KUTZBACH 1996) oder einfacher interaktiver Vegetationsdynamik (HARVEY 1989; GALLÉE et al. 1992; BERGER et al. 1992, 1993; DE NOBLET et al. 1996) lassen vermuten, dass die Abkühlung, die zum Beginn der Weichselvereisung führte, durch die Taiga-Tundra-Rückkopplung verstärkt wurde. Soweit dem Autor bekannt ist, gibt es nur eine Modellstudie (DONG und VALDES 1995), in der es gelang, eine für den Beginn einer Eiszeit hinreichende sommerliche Abkühlung der hohen nördlichen Breiten zu erreichen, ohne die Südwanderung der Taiga in irgendeiner Weise, sei es durch Änderung der Bodenrandbedingung oder durch ein gekoppeltes Vegetationsmodell, zu berücksichtigen.

Die Taiga-Tundra-Wechselwirkung einschließlich der Synergieeffekte mit der Meereis-Albedo-Wechselwirkung spielte vermutlich auch eine wichtige Rolle in der eisfreien Welt der mittleren Kreidezeit vor etwa 120 bis 90 Millionen Jahren. OTTO-BLIESNER und UPCHURCH (1997) zeigten, dass ihr Modell ein zu kühles, den Aufbau von Inlandeismassen förderndes Klima produzierte, es sei denn, sie boten dem Modell eine waldartige, eher hohe und dunkle Vegetationsbedeckung der hohen nördlichen Breiten an.

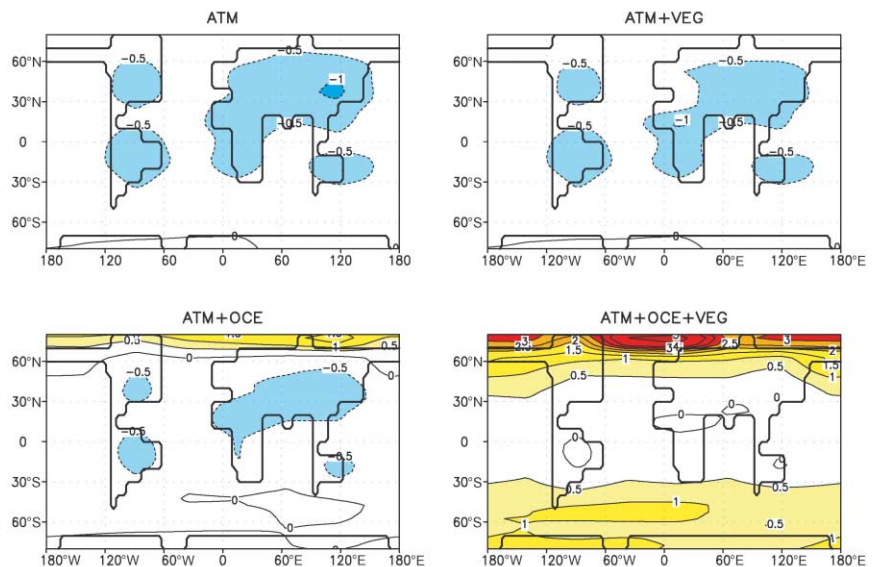


Abb. 18-3: Globale Verteilung der Differenzen der bodennahen Lufttemperatur (in °C) während des Nordwinters (Dezember, Januar, Februar) zwischen dem Klima des mittleren Holozän (6000 Jahre vor heute) und dem vorindustriellen Klima.

4 Die „grüne Sahara“

Zahlreiche Funde fossiler Pollen (JOLLY et al. 1998), Knochen vom Großwild (PACHUR und WÜNNEMANN 1996), Seekreide als Hinweise auf einstige Binnenseen (YU und HARRISON 1996), und Felsmalereien (ALMÁSY 1939) deuten daraufhin, dass die Sahara im mittleren Holozän deutlich grüner war als heute (HOELZMANN et al. 1998). Man darf sich nicht eine vollständig bewaldete Sahara vorstellen (daher ist in der Überschrift zu diesem Abschnitt die „grüne Sahara“ in Anführungszeichen gesetzt). Wälder, so genannte Galeriewälder, in denen auch Großwild vorkam, hat es vermutlich nur entlang der Flussläufe und an den Rändern der zahlreichen Seen gegeben. Die Savanne reichte wahrscheinlich mindestens bis zum nördlichen Wendekreis und der nördliche Teil der Sahara war vermutlich mit Grassavanne bedeckt, die von Wüstengebieten unterbrochen war. Die große Libysche Sandsee war, so weit wir wissen, nie vollständig verschwunden (PACHUR und ALTMANN 1997; ANHUF et al. 1999).

Als mögliche Erklärung für das humide Klimas Nordafrikas im mittleren Holozän haben KUTZBACH und GUETTER (1986) die stärkere sommerliche Erwärmung des eurasischen Festlandes angeführt. Die Verstärkung des Sommermonsuns kann jedoch die grüne Sahara nicht allein erklären, wie eine umfangreiche Auswertung verschiedener atmosphärischer Zirkulationsmodelle, in denen die heutige Landoberfläche als Randbedingung vorgeschrieben wurde, belegt (HARRISON et al. 1998; JOUSSAUME et al. 2000). Wenn allerdings die Vegetation im Modell auf die zunehmenden Niederschläge des stärkeren Sommermonsuns reagieren darf (CLAUSSEN und GAYLER 1997; TEXIER et al. 1997) oder einem Atmosphären-Modell eine grüne Sahara als untere Randbedingung vorgegeben wird (KUTZBACH et al. 1996; BROSTRÖM et al. 1998), dann wird in den Modellen der Sommermonsun deutlich angefacht. CLAUSSEN und GAYLER (1997) und CLAUSSEN et al. (1998) erklärten dies mit der um die hydrologischen Prozesse erweiterten Charneyschen Wüsten-Albedo-Rückkopplung. Die Hypothese einer starken Wechselwirkung zwischen Vegetation und Atmosphäre in Nordafrika ist jedoch nicht unumstritten, da die Ergebnisse verschiedener Modelle stark voneinander abweichen (siehe Abb. 18-4). KUTZBACH et al. (1996) nutzen ein Modell der Atmosphäre, in dem eine grünere Sahara als untere Randbedingung vorgeschrieben wurde. TEXIER et al. (1997) sowie CLAUSSEN und GAYLER koppelten verschiedene Modelle der Atmosphäre asynchron mit dem Biom-Modell von PRENTICE et al. (1992). DOHERTY et al. (2000) koppelten zwar ein Atmosphärenmodell mit einem dynamischen Vegetationsmodell, doch das abgebildete Ergebnis entstand durch Interpretation der vom gekoppelten Modell berechneten Klimaunterschiede mit Hilfe eines weiteren Vegetationsmodells. Das gekoppelte Modell selbst zeigte bereits im heutigen Klima eine unrealistisch grüne Sahara.

Die meisten Modelle zeigen ein im Vergleich zu den Rekonstruktionen unrealistisch geringes Vordringen der Vegetation in die heutige Wüste. Lediglich das mit dem Biom-Modell von PRENTICE et al. (1992) gekoppelte Hamburger Atmosphä-

ren-Modell zeigte – bis vor kurzem als einziges Modell – eine deutlich grüne Sahara (CLAUSSEN und GAYLER 1997). Daher wurde vermutet, dass die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre zur grünen Sahara führte. Doch diese Hypothese ließ sich nicht untermauern (KUTZBACH und

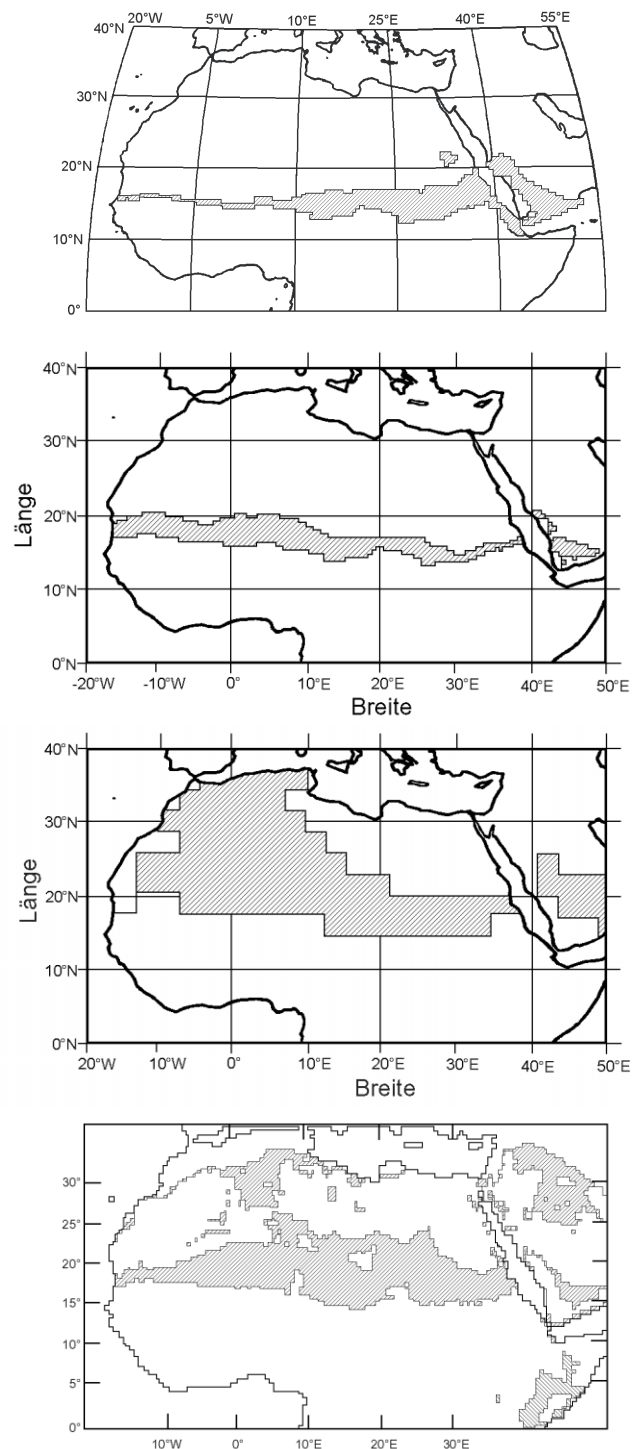


Abb. 18-4:

Änderungen der Wüstenfläche in Nordafrika vor 6000 Jahre gegenüber heute, berechnet mit verschiedenen Modellen. In der obersten Unterabbildung sind die Ergebnisse von KUTZBACH et al. (1996) wiedergegeben, darunter die von TEXIER et al. (1997), in der dritten Unterabbildung von oben die von CLAUSSEN und GAYLER (1997) und in der untersten die von DOHERTY et al. (2000).

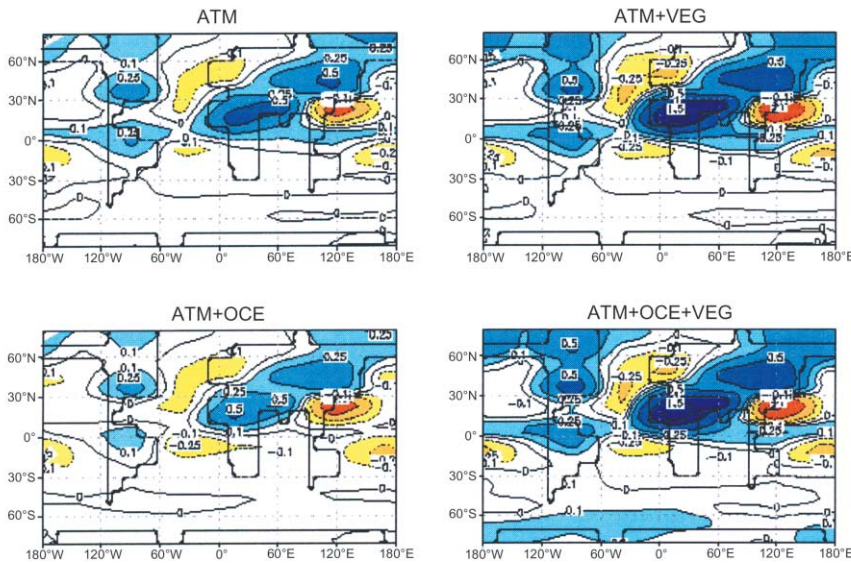


Abb. 18-5: Wie Abbildung 18-3, jedoch für die Niederschlagsdifferenzen (in mm/Tag) während des Nordsommers (Juni, Juli, August).

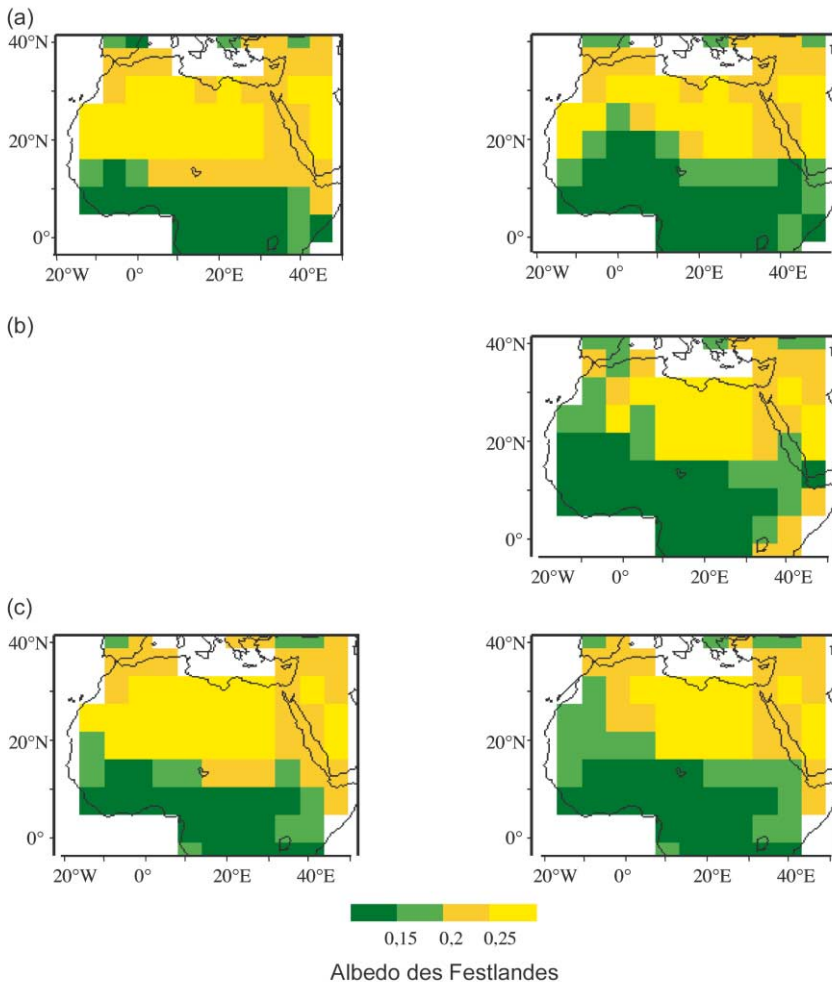


Abb. 18-6: Verschiedene Gleichgewichtslösungen des Hamburger Klimamodells gekoppelt mit dem Biom-Modell von PRENTICE et al. (1992). (a) Gleichgewichtszustände bei heutiger Ozeanoberflächentemperatur und Sonneneinstrahlung; (b) Zustand unter den Einstrahlungsbedingungen vor 6000 Jahren; (c) Gleichgewichtszustände im Klima des letzten Hochglazials vor gut 21.000 Jahren. Bei unterschiedlichen Gleichgewichtszuständen wurde der „grünere“ Zustand vom Modell dann erreicht, wenn als Anfangsbedingungen eine grüne Landoberfläche angenommen wurde, und der aride Zustand, wenn das Modell mit einer Sandwüste in Nordafrika gestartet wurde.

LIU 1997; HEWITT und MITCHEL 1998). Die von GANOPOLSKI et al. (1998) auch für Nordafrika durchgeführte Faktorenanalyse hingegen bestätigte die Ergebnisse von CLAUSSEN und GAYLER (1997): Das Atmosphäre-Vegetations-Modell wies eine deutlich stärkere Niederschlagsrate des Sommermonsuns auf als das Atmosphäre-Ozean-Modell (siehe Abb. 18-5). Das vollständig gekoppelte Atmosphäre-Ozean-Vegetations-Modell hingegen zeigte eine nur geringfügige Verstärkung der Niederschlagsrate gegenüber dem Atmosphäre-Vegetations-Modell, woraus zu folgern ist, dass es im Fall der grünen Sahara nur schwache Synergieeffekte gibt. Diese Ergebnisse stimmen mit denen von BRACONNOT et al. (1999) in der Tendenz überein. Doch leider sind diese Simulationen unvollständig, um eine sachgerechte Faktorenanalyse durchführen zu können. Außerdem wiesen DE NOBLET-DUCOUDRE et al. (2000) nach, dass das von BRACONNOT et al. (1999) und auch von TEXIER et al. (1997) benutzte Atmosphären-Modell eine unrealistisch starke Zonalisierung der Niederschlags- und Windfelder über Nordafrika hervorruft, die vermutlich eine weitreichende Nordwärtswanderung der Modell-Klimazonen in dieser Region während des mittleren Holozäns verhindert.

5 Gibt es abrupte Vegetationsänderungen?

5.1 Wie die Sahara zur Wüste wurde

Wenn die Sahara im mittleren Holozän wesentlich grüner war als heute, wie ist es dann im Verlauf der Zeit zur Wüstenbildung gekommen? Um diese Frage zu beantworten, ist es hilfreich, sich einige theoretische Erkenntnisse aus der Untersuchung der nichtlinearen biogeophysikalischen Wechselwirkung vor Augen zu führen. In den Rechnungen mit dem Hamburger Atmosphärenmodell (CLAUSSEN 1994, 1997, 1998) wurden für das heutige Klima zwei Zustände gefunden, bei denen sich Atmosphäre und Vegetation miteinander im Gleichgewicht befinden. Solche Mehrfach-Gleichgewichte kannte man bisher nur bei der Eis-Albedo-Wechselwirkung (siehe z. B. FRAEDRICH 1980) oder der Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre (RAHMSTORF 1996). Der eine Gleichgewichtszustand des Systems Atmosphäre - Vegetation entspricht dem heutigen Klima, der andere ähnelt dem

holozänen Klima mit weit nach Norden verschobener Savanne in Nordafrika. (Daher wird der zweite Zustand im Folgenden als „grüner Zustand“ bezeichnet, obwohl die Sahara nicht vollständig mit Vegetation bedeckt ist.) Das gleiche Verhalten des Systems Atmosphäre – Vegetation zeigte sich in Klimasimulationen des letzten glazialen Maximums vor gut 21000 Jahren (KUBATZKI und CLAUSSEN 1998), während nach CLAUSSEN und GAYLER (1997) nur eine Gleichgewichtslösung für das mittlere Holozän zu erkennen war (siehe Abb. 18-6). Die Existenz zweier Gleichgewichte für das heutige Klima wurde erst vor kurzem von ZENG et al. (2000) und WANG und ELTAHIR (2000a, siehe Abb. 18-7)) unabhängig voneinander mit vollkommen verschiedenen Modellen bestätigt.

Theoretisch folgt aus diesen Modellstudien, dass das System Atmosphäre – Vegetation abrupt von einem Gleichgewichtszustand in den anderen springen kann, wenn das System extern (zum Beispiel durch Änderung der solaren Einstrahlung) gestört wird. Im heutigen Klima ist der aride Zustand global stabil, das heißt, dass ein Springen des Systems in den grünen Zustand weniger wahrscheinlich ist als umgekehrt. Da es im heutigen Klima zwei Gleichgewichtszustände gibt und im Klima des mittleren Holozän nur einen, den grünen Zustand, muss im Laufe der letzten 6000 Jahre nach Auftreten zweier Gleichgewichtszustände eine abrupte Vegetationsänderung möglich gewesen sein (BROVKIN et al. 1998).

In der Tat zeigen unsere Modellrechnungen (CLAUSSEN et al. 1999), dass die Vegetation sich im Vergleich zum externen Antrieb – der Verminderung der sommerlichen solaren Energieflussdichte am Oberrand der Atmosphäre auf der Nordhalbkugel – außerordentlich rasch geändert hat. Vor etwa 5500 Jahren wurde im Modell durch Verminderung der solaren Energieflussdichte um etwa 10 W/m^2 innerhalb weniger Jahrhunderte aus der grünen Sahara eine Wüste. Kurz nach Erscheinen der theoretischen Studie veröffentlichten DE MENCAL et al. (2000) empirische Befunde, die auf eine rasche Änderung der Aridität der West-Sahara schließen lassen und zwar genau vor 5500 Jahren (siehe Abb. 18-8). Eine ausführliche Analyse der Modellsimulationen (KUBATZKI 2000) bestätigte, dass sowohl der Vorgang der abrupten Wüstenbildung selbst wie auch die Zeitspanne, in der dieses Ereignis stattfand, nur unwesentlich von zusätzlichen externen Störungen, wie zum Beispiel im Modell nachgebildeter sporadische Überweidung oder Abholzung in der Sahara, beeinflusst wird. Wir können also schlussfolgern, dass die (Wieder-) Entstehung der Sahara vor gut 5500 Jahren ein natürliches Ereignis war, das durch allmähliche Änderungen der Einstrahlung angestoßen und durch die nichtlineare Wechselwirkung zwischen Vegetation und subtropischer Atmosphäre verstärkt wurde.

Untersuchungen von VERNET und FAUVRE (2000) deuten daraufhin, dass die Menschen, die im mittleren Holozän in der grünen Sahara lebten, vor etwa 5000 Jahren vor der sich ausbreitenden Dürre nach Süden und nach Osten geflohen sind. Vermutlich hat diese klimabedingte Völkerwanderung erhebliche Konsequenzen für die Entstehung der Hochkulturen am Nil und in Mesopotamien gehabt (PETIT-MAIRE und GUO 1996).

5.2 Niederschlagsvariabilität im Sahel

Zum Schluss soll noch kurz auf einen weiteren interessanten Aspekt eingegangen werden, der sich aus der nichtlinearen Dynamik der Wechselwirkung zwischen subtropischer Vegetation und Atmosphäre ergibt. ZENG et al. (2000) und WANG und ELTAHIR (2000b) zeigten, dass die Wechselwirkung auf Grund der im Verhältnis zu Wäldern raschen typischen Reaktionszeit der Steppenvegetation von (der Größenordnung nach) etwa einem Jahr die interannuelle Klimavariabilität dämpft und die dekadische anfacht – die Vegetation wirkt sozusagen als Tiefpassfilter. Die Existenz zweier Gleichgewichtszustände im westlichen Teil Nordafrikas lässt auch die Interpretation zu, dass die Niederschlagsvariabilität des Sahels durch stochastische Resonanz entsteht. Werden periodische Störungen des Niederschlages, die für sich allein zu schwach sind, um das System Atmosphäre – Vegetation von einem Zustand in den anderen stoßen, von stochastischen Schwankungen überlagert, so kann das System zwischen diesen Zuständen springen.

Unabhängig davon, ob die biogeophysikalische Rückkopplung als Tiefpassfilter oder über stochastische Resonanz wirkt, ist zu vermuten, dass dekadische Niederschlagsvariabilität im Sahel durch die biogeophysikalische Wechselwirkung erheblich verstärkt wird, wobei die Anregung zur Niederschlagänderung vermutlich in der Variabilität des tropischen Atlantik und der Landnutzung zu suchen ist.

6 Zusammenfassende Wertung und Ausblick

Die Vegetation beeinflusst das globale Klima durch biogeochemische und biogeophysikalische Rückkopplungsprozesse. Die biogeochemischen Prozesse verändern die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre, insbesondere die CO_2 -Konzentration, und wirken somit direkt auf den Treibhauseffekt. Da CO_2 sich relativ rasch, innerhalb von ein bis zwei Jahren, über den Globus verteilt, wirken die biogeochemischen Rückkopplungsprozesse global. Die biogeophysikalischen Prozesse, die *per definitionem* die direkte Wechselwirkung der Vegetation mit den bodennahen Energie-, Impuls- und Wasserflüssen beschreiben, sind im Prinzip nur lokale Phänomene. Sie können jedoch, insbesondere wenn sie mit anderen Rückkopplungsprozesse wie etwa der Meereis-Albedo-Rückkopplung zusammenwirken, auch globale Auswirkungen zeigen. Wegen ihrer Nichtlinearität ergeben sich im Modell mehrfache Gleichgewichtslösungen, die im Prinzip abrupte Vegetations- und Klimaänderungen zulassen.

Die modelltheoretische Interpretation paläoklimatologischer und paläobotanischer Befunde lässt vermuten, dass die biogeophysikalischen Rückkopplungsprozesse extern angestoßene Klimaänderungen verstärken. Als Beispiel ist hier gezeigt worden, wie die Wechselwirkung zwischen der Verbreitung borealer Wälder, der Atmosphäre und dem arktischen Meereis im mittleren Holozän vor einigen tausend Jahren auf der Nordhemisphäre zu wärmeren Wintern als heute führte, obwohl die winterliche Einstrahlung damals schwächer war. Der gleiche Synergieprozess, nur in umge-

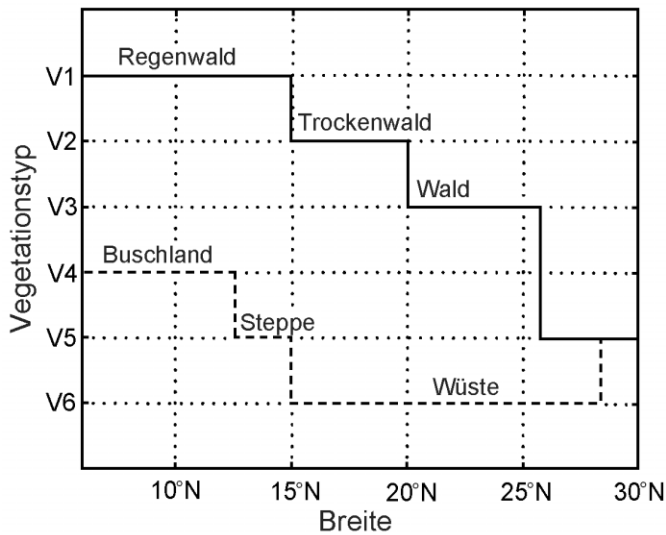


Abb. 18-7: Zwei Gleichgewichtslösungen, die WANG und ELTAHIR (2000a) in ihrem zonalsymmetrischen Modell Westafrikas sehen.

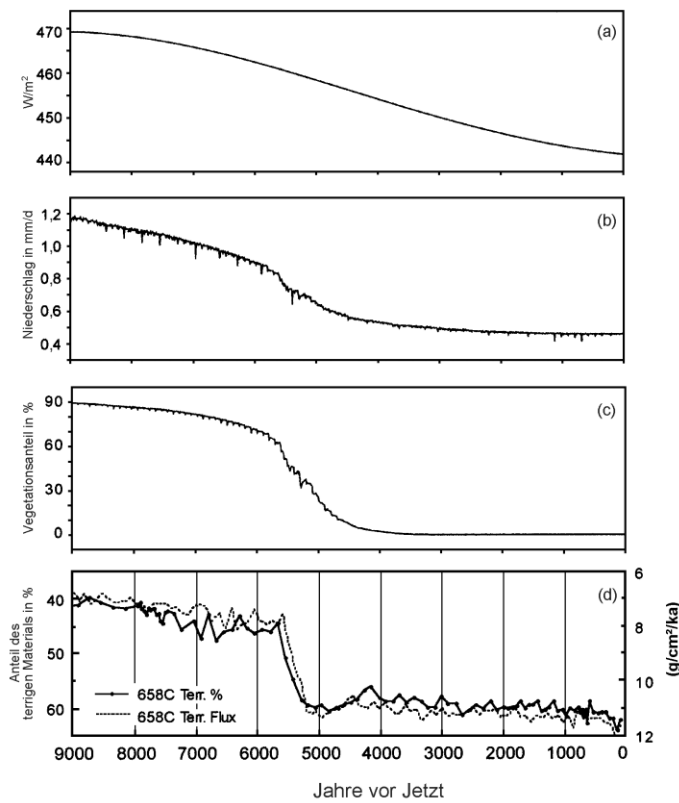


Abb. 18-8: (a) Änderungen der solaren Energieflussdichte am Oberand der Atmosphäre im Mittel über die Nordhemisphäre berechnet für die Nordsommer (JJA) der letzten 9000 Jahre. (b) Von CLAUSSEN et al. (1999) berechnete Änderung des Niederschlages über der Sahara und (c) des Vegetationsanteils in der Sahara während des Nordsommers. (d) Rekonstruktion des Staubtransportes aus der Sahara in den Atlantik nahe der nordafrikanischen Küste anhand des prozentualen Anteils terrigenen Materials in atlantischen Sedimentbohrkernen (nach DE MENOCA et al. 2000).

kehrter Richtung, hat wahrscheinlich das Ende der letzten Interglaziale beschleunigt. Auch der Rückzug der Wüste in Nordafrika am Ende der letzten Eiszeit sowie das im Verhältnis zur Änderung der solaren Einstrahlung rasche,

nahezu abrupte Vordringen der Wüste vor gut 5500 Jahre lässt sich ohne die starke, nichtlineare biogeophysikalische Wechselwirkung zwischen subtropischer Vegetation und Atmosphäre nicht erklären.

Unsere Untersuchungen zur Wechselwirkung zwischen Vegetation und den anderen Komponenten des Klimasystems sind noch lange nicht abgeschlossen. Insbesondere die Wechselwirkung zwischen biogeochemischen und biogeophysikalischen Prozessen birgt noch einige Rätsel. Zu diesen Rätseln gehört die Frage, warum das System Geosphäre – Biosphäre sich während der letzten 400.000 Jahre in recht stabilen Grenzen zwischen Interglazial und Hochglazial bewegt hat (PETIT et al. 1999), obwohl die biogeophysikalischen Wechselwirkungsprozesse zusammen mit der Eis-Albedo-Rückkopplung externe Anregungen zur Klimaänderung stets verstärkt zu haben scheinen. Unklar ist auch, welche Rolle die Biosphäre im Klimasystem bei im geologischen Maßstab raschen und starken Emissionen von Treibhausgasen spielt. Neuere Modellrechnungen mit gekoppelten Modellen der Atmosphäre, des Ozeans und der Biosphäre von COX et al. (2000) zeigen eine stärkere Erwärmung der bodennahen Luftschicht als Atmosphäre-Ozean-Modelle. Trotz dieser ungelösten Probleme können wir schon jetzt aufgrund der in den letzten zehn bis fünfzehn Jahren gewonnenen Erkenntnisse behaupten, dass die Vegetation nicht nur ein passiver „Klimaindikator“ ist, sondern eine interaktive Komponente des Klimasystems, ohne die sich die Dynamik des Klimasystems nicht vollständig erklären lässt.

Literatur

ALMÁSY, L., 1939: Unbekannte Sahara, Neuauflage des Werkes einschließlich ergänzender Kapitel aus der ungarischen Ausgabe von 1934. VON SCHROTT, R., FARIN, M. (Hrsg.), 1998, München: DTV, 381 Seiten.

ANHUF, D., P. FRANKENBER, W. LAUER, 1999: Die postglaziale Warmphase vor 8000 Jahren. *Geologische Rundschau* **51**, 454-461.

BERGER, A., 1978: Long-term variations of daily insolation and Quaternary climatic changes. *J. Atmos. Sci.* **35**, 2362-2367.

BERGER, A., T. FICHEFET, H. GALLÉE, CH. TRICOT, J. P. VAN YPERSELE, 1992: Entering the glaciation with a 2-D coupled climate model. *Quaternary Science Rev.* **11(4)**, 481-493.

BERGER, A., H. GALLÉE, CH. TRICOT, 1993: Glaciation and deglaciation mechanisms in a coupled two-dimensional climate-ice-sheet model. *J. of Glaciology* **39(131)**, 45-49.

BERGER, A., 2001: The role of CO₂, sea-level and vegetation during the Milankovi? forced glacial-interglacial cycles. In: BENGTSSON, L. O., C. U. HAMMER (Hrsg.): Geosphere-Biosphere Interactions and Climate. Vatican City, *Cambridge University Press*, New York, 119-146.

BETTS, A. K., BALL, J. H., 1997: Albedo over the Boreal forest. *J. Geophys. Res.* **102**, 28,901-28,910.

BETTS, R. A., P. M. COX, S. E. LEE, F. I. WOODWARD, 1997: Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. *Nature* **387**, 796-799.

BETTS, R. A., 2000: Offset of the potential carbon sink from boreal forestation by decreases in surface albedo. *Nature* **408**, 187-190.

- BOLLE, H.-J., 1985: What is climate? *Adv. Space Res.* **5**(6), 5-14.
- BONAN, G. B., D. POLLARD, S. L. THOMPSON, 1992: Effects of boreal forest vegetation on global climate. *Nature* **359**, 716-718.
- BRACONNOT P., S. JOUSSAUME, O. MARTI, N. DE NOBLET, 1999: Synergistic feedbacks from ocean and vegetation on the African monsoon response to mid-Holocene insolation. *Geophys. Res. Letters* **26**(16), 2481-2484.
- BROSTRÖM, A., M. COE, S. HARRISON, R. GALLIMORE, J. E. KUTZBACH, J. FOLEY, I. C. PRENTICE, P. BEHLING, 1998: Land surface feedbacks and palaeomonsoons in northern Africa. *Geophys. Res. Letters* **25**(19), 3615-3618.
- BROVKIN, V., M. CLAUSSEN, V. PETOUKHOV, A. GANOPOLSKI, 1998: On the stability of the atmosphere-vegetation system in the Sahara/Sahel region. *J. Geophys. Res.* **103** (D24), 31613-31624.
- CHARNEY, J. G., 1975: Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Q. J. R. Met. Soc.* **101**, 193-202.
- CHASE, T. N., R. A. PIELKE, T. G. F. KITTEL, R. R. NEMANI, S. W. RUNNING, 2000: Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter. *Climate Dynamics* **16**, 93-105.
- CHEDDADI, R., G. YU, J. GUIOT, S. P. HARRISON, I. C. PRENTICE, 1997: The climate of Europe 6000 years ago. *Climate Dynamics* **13**, 1-9.
- CLAUSSEN, M., 1994: On coupling global biome models with climate models. *Clim. Res.* **4**, 203-221.
- CLAUSSEN, M., 1997: Modeling biogeophysical feedback in the African and Indian Monsoon region. *Climate Dynamics* **13**, 247-257.
- CLAUSSEN, M., V. GAYLER, 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., 1998: On multiple solutions of the atmosphere-vegetation system in present-day climate. *Global Change Biol.* **6**, 369-377.
- CLAUSSEN, M., V. BROVKIN, A. GANOPOLSKI, C. KUBATZKI, V. PETOUKHOV, 1998: Modeling global terrestrial vegetation – climate interaction. *Phil. Trans. R. Soc. London* **B 353**, 53-63.
- CLAUSSEN, M., C. KUBATZKI, V. BROVKIN, A. GANOPOLSKI, P. HOELZMANN, H. J. PACHUR, 1999: Simulation of an abrupt change in Saharan vegetation at the end of the mid-Holocene. *Geophys. Res. Letters* **24**(14), 2037-2040.
- CLAUSSEN, M., V. BROVKIN, A. GANOPOLSKI, 2001: Biogeophysical versus biogeochemical feedbacks of large-scale land cover change. *Geophys. Res. Letters* **26**(6), 1011-1014.
- COX, P. M., R. A. BETTS, C. D. JONES, S. A. SPALL, I. J. TOTTERDELL, 2000: Accelerating of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled model. *Nature* **408**, 184-187.
- CUBASCH, U., B. D. SANTER, G. C. HEGERL, 1995: Klimamodelle – wo stehen wir? *Phys. Bl.* **51**, 269-276.
- DOHERTY, R., J. KUTZBACH, J. FOLEY, D. POLLARD, 2000: Fully coupled climate/dynamical vegetation model simulations over Northern Africa during the mid-Holocene. *Climate Dynamics* **16**, 561-573.
- DONG, B., P. J. VALDES, 1995: Sensitivity studies of Northern Hemisphere glaciation using an atmospheric general circulation model. *J. Climate* **8**, 2471-2496.
- FOLEY, J., J. E. KUTZBACH, M. T. COE, S. LEVIS, 1994: Feedbacks between climate and boreal forests during the Holocene epoch. *Nature* **371**, 52-54.
- FRAEDRICH, K., 1980: Einfache Klimamodelle. *Promet* **10**, H. 1/2, 2-5.
- FRAEDRICH, K., A. KLEIDON, F. LUNKEIT, 1999: A green planet versus a desert world: Estimating the effect of vegetation extremes on the atmosphere. *J. Climate* **12**, 3156-3163.
- GALLÉE, H., J. P. VAN YPERSELE, T. FICHEFET, I. MARSAT, C. TRICOT, A. BERGER, 1992: Simulation of the last glacial cycle by a coupled, sectorial averaged climate-ice sheet model. 2. response to insolation and CO₂ variations. *J. Geophys. Res.* **97**(D14), 15,713-15,740.
- GALLIMORE, R. G., J. E. KUTZBACH, 1996: Role of orbitally-induced vegetative changes on incipient glaciation. *Nature* **381**, 503-505.
- GANOPOLSKI, A., C. KUBATZKI, M. CLAUSSEN, V. BROVKIN, V. PETOUKHOV, 1998: The influence of vegetation-atmosphere-ocean interaction on climate during the mid-Holocene. *Science* **280**, 1916-1919.
- GANOPOLSKI, A., V. PETOUKHOV, S. RAHMSTORF, V. BROVKIN, M. CLAUSSEN, A. ELISEEV, C. KUBATZKI, 2001: CLIMBER-2: a climate system model of intermediate complexity. Part II: Validation and sensitivity tests. *Climate Dynamics* **17**, 735-751.
- HANN, J., 1908: Handbuch der Klimatologie. Band I., 3. Auflage, 394 S.
- HARRISON, S. P., D. JOLLY, F. LAARIF, A. ABE-OUCHI, B. DONG, K. HERTERICH, C. HEWITT, S. JOUSSAUME, J. E. KUTZBACH, J. MITCHELL, N. DE NOBLET, P. VALDES, 1998: Intercomparison of simulated global vegetation distributions in response to 6 kyr BP orbital forcing. *J. Climate* **11**, 2721-2742.
- HARVEY, L. D. D., 1989: Milankovi? forcing, vegetation feedback, and North Atlantic deep-water formation. *J. Climate* **2**, 800-815.
- HEWITT, C. D., J. F. B. MITCHELL, 1998: A fully coupled GCM simulation of the climate of the mid-Holocene. *Geophys. Res. Letters* **25**(3), 361-364.
- HOELZMANN, P., D. JOLLY, S. P. HARRISON, F. LAARIF, R. BONNEFILLE, H.-J. PACHUR, 1998: Mid-Holocene land- surface conditions in northern Africa and the Arabian peninsula: A data set for the analysis of biogeophysical feedbacks in the climate system. *Global Biogeochem. Cycles* **12**, 35-51.
- VON HUMBOLDT, A., 1849: Ansichten der Natur. 3. Auflage, J. G. Cotta, Stuttgart und Tübingen, Nachdruck 1969, Reclam, Stuttgart.
- JOLLY, D., S. P. HARRISON, B. DAMNATI, R. BONNEFILLE, 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.
- JOUSSAUME, S., K. E. TAYLOR, P. BRACONNOT, J. F. B. MITCHELL, J. E. KUTZBACH, S. P. HARRISON, I. C. PRENTICE, A. J. BROCCOLI, A. ABE-OUCHI, P. J. BARTLEIN, C. BONFILS, B. DONG, J. GUIOT, K. HERTERICH, C. D. HEWITT, D. JOLLY, J. W. KIM, A. KISLOV, A. KITOH, M. F. LOUTRE, V. MASSON, B. MCAVANEY, N. MCFARLANE, N. DE NOBLET, W. R. PELTIER, J. Y. PETERSCHMITT, D. POLLARD, D. RIND, J. F. ROYER, M. E. SCHLESINGER, J. SYKTUS, S. THOMPSON, P. VALDES, G. VETTORETTI, R. S. WEBB, U. WYPUTTA, 2000: Monsoon changes for 6000 years ago: results of 18 simulations from the Paleoclimate Modeling Intercomparison Project (PMIP). *Geophys. Res. Letters* **26**(7), 859-862.
- KÖPPEN, W., 1936: Das geographische System der Klimate. Handbuch der Klimatologie. KÖPPEN, W., GEIGER, R. (Hrsg.), Band 5, Teil C, *Gebirder Borntäger*, Berlin, 44 S.
- KUBATZKI, C., M. CLAUSSEN, 1998: Simulation of the global biogeophysical interactions during the last glacial maximum. *Climate Dynamics* **14**, 461-471.
- KUBATZKI, C., 2000: Wechselwirkungen zwischen Klima und Landoberfläche im Holozän – Modellstudien. Dissertation an der Freien Universität Berlin, Fachbereich Geowissenschaften, 181 S.

- KUTZBACH, J. E., P. J. GUETTER, 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.
- KUTZBACH, J. E., G. BONAN, J. FOLEY, S. P. HARRISON, 1996: Vegetation and soil feedbacks on the response of the African monsoon to orbital forcing in the early to middle Holocene. *Nature* **384**, 623-626.
- KUTZBACH, J. E., Z. LIU, 1997: Response of the African monsoon to orbital forcing and ocean feedbacks in the middle Holocene. *Science* **278**, 440-443.
- LOFGREN, B. M., 1995a: Sensitivity of land-ocean circulations, precipitation, and soil moisture to perturbed land surface albedo. *J. Climate* **8(10)**, 2521-2542.
- LOFGREN, B. M., 1995b: Surface albedo-climate feedback simulated using two-way coupling. *J. Climate* **8(10)**, 2543-2562.
- MALBERG, H., 1994: Meteorologie und Klimatologie, 2. Auflage. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 332 S.
- DE MARCHI, L., 1885 in: ARRHENIUS, S., 1896: On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science* **41**, 237-276.
- DE MENOCA, P. B., J. ORTIZ, T. GUILDERSON, J. ADKINS, M. SARNTHEIN, L. BAKER, M. YARUSINSKI, 2000: Abrupt onset and termination of the African Humid Period: Rapid climate response to gradual insolation forcing. *Q. Sci. Rev.* **19**, 347-361.
- DE NOBLET, N., I. C. PRENTICE, S. JOUSSAUME, D. TEXIER, A. BOTTA, A. HAXELTINE, A., 1996: Possible role of atmosphere-biosphere interactions in triggering the last glaciation. *Geophys. Res. Letters* **23(22)**, 3191-3194.
- DE NOBLET-DUCOUDRE, N., M. CLAUSSEN, I. C. PRENTICE, 2000: Mid-Holocene greening of the Sahara: first results of the GAIM 6000 year BP Experiment with two asynchronously coupled atmosphere/biome models. *Climate Dynamics* **16(9)**, 643-659.
- OTTERMAN, J., M.-D. CHOU, A. ARKING, 1984: Effects of nontropical forest cover on climate. *J. Climate Appl. Met.* **23**, 762-767.
- OTTO-BLIESNER, B. L., G. R. UPCHURCH, 1997: Vegetation-induced warming of high-latitude regions during the Late Cretaceous period. *Nature* **385**, 804-807.
- PACHUR, H.-J., N. ALTMANN, 1997: The Quaternary (Holocene, ca. 8000 a BP), in: Palaeo-geographic-Palaeotectonic atlas of North-Eastern Africa, Arabia, and adjacent areas Late Neoproterozoic to Holocene. In: Schandelmeier, H., Reynolds, P.-O. (Hrsg.), *A. A. Balkema*, Rotterdam, Brookfield, 111-125.
- PACHUR, H.-J., B. WÜNNEMANN, 1996: Reconstruction of the palaeoclimate along 30° E in the eastern Sahara during the Pleistocene/Holocene transition. In: Palaeoecology of Africa and the surrounding islands, Heine, K. (Hrsg.), *A. A. Balkema*, Rotterdam, Brookfield, 1-32.
- PEIXOTO, J. P., A. H. OORT, 1992: Physics of Climate. *American Institute of Physics*, New York, 520 S.
- PETIT, J. R., J. JOUZEL, D. RAYNAUD, N. I. BARKOV, J.-M. BARNOLA, I. BASILE, M. BENDER, J. CHAPPELLAZ, M. DAVIS, G. DELAYGUE, M. DELMOTTE, V. M. KOTLYAKOV, M. LEGRAND, V. Y. LIPENKOV, C. LORIUS, L. PÉPIN, C. RITZ, B. SALTZMAN, M. STIEVENARD, 1999: Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostoc ice core, Antarctica. *Nature* **399**, 429-436.
- PETIT-MAIRE, N., Z. GUO, 1996: Mise en évidence de variations climatiques holocènes rapides, en phase dans les déserts actuels de Chine et du Nord de l' Afrique. *Sciences de la Terre et des Planètes* **322**, 847-851.
- PINTY, B., F. ROVEDA, M. M. VERSTAETE, N. GOBRON, Y. GOVAERTS, J. V. MARTONCHIK, D. J. DINER, R. A. KAHN, 2000: Surface albedo retrieval from Meteosat. 2. Applications. *J. Geophys. Res.* **105(D14)**, 18,113-18,134.
- POLCHER, J., K. LAVAL, 1994: The impact of African and Amazonian deforestation on tropical climate. *J. of Hydrology* **155**, 389-405.
- PRENTICE, I. C., W. CRAMER, S. P. HARRISON, R. LEEMANS, R. A. MONSERUD, A. M. SOLOMON, 1992: A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *J. of Biogeography* **19**, 117-134.
- RAHMSTORF, S., 1996: On the freshwater forcing and transport of the Atlantic thermohaline circulation. *Climate Dynamics* **12**, 799-811.
- SELLERS, P. J., L. BOUNOUA, G. J. COLLATZ, D. A. RANDALL, D. A. DAZLICH, S. O. LOS, J. A. BERRY, I. FUNG, C. J. TUCKER, C. B. FIELD, T. G. JENSEN, 1996: Comparison of radiative and physiological effects of doubled CO₂ on climate. *Science* **271**, 1402-1406.
- SCHULZ, E., H. HAGEDORN, 1994: Die Wüste – wächst sie denn wirklich? *Geowissenschaften* **12**, 204-212.
- TARASOV, P. E., T. WEBB III, A. A. ANDREEV, N. B. AFANASEVA, N. A. BEREZINA, L. G. BEZUSKO, T. A. BLYAKHARCHUK, N. S. BOLIKHOVSKAYA, R. CHEDDADI, M. M. CHERNAVSKAYA, G. M. CHERNOVA, N. I. DOROFYUK, V. G. DIRKSEN, G. A. ELINA, L. V. FILIMONOVA, F. Z. GLEBOV, J. GUIOT, V. S. GUNOVA, S. P. HARRISON, D. JOLLY, V. I. KHOMUTOVA, E. V. KVAVADZE, I. M. OSIPOVA, N. K. PANOVA, I. C. PRENTICE, L. SAARSE, D. V. SEVASTYANOV, V. S. VOLKOVA, V. P. ZERNITSKAYA, 1998: Present-day and mid-Holocene biomes reconstructed from pollen and plant macrofossil data from the former Soviet Union and Mongolia. *J. Biogeogr.* **25**, 1029-1053.
- TEMPO, 1996: Potential role of vegetation feedback in the climate sensitivity of high-latitude regions: A case study at 6000 years B.P. *Global Biogeochemical Cycles* **10(4)**, 727-736.
- TEXIER, D., N. DE NOBLET, S. P. HARRISON, A. HAXELTINE, D. JOLLY, S. JOUSSAUME, F. LAARIF, I. C. PRENTICE, P. TARASOV, 1997: Quantifying the role of biosphere-atmosphere feedbacks in climate change: coupled model simulations for 6000 years BP and comparison with palaeodata for northern Eurasia and northern Africa. *Climate Dynamics* **13**, 865-882.
- VERNET, R., H. FAUVRE, 2000: Isotopic chronology of the Sahara and the Sahel during the late Pleistocene and the early Mid-Holocene (15,000 – 6000 BP). *Quart. Internat.* **68-71**, 385-387.
- WANG, G., E. A. B. ELTAHIR, 2000a: Biosphere-atmosphere interactions over west Africa. 2. Multiple Equilibria. *Q. J. R. Met. Soc.* **126**, 1261-1280.
- WANG, G., E. A. B. ELTAHIR, 2000b: Role of vegetation dynamics in enhancing the low-frequency variability of the Sahel rainfall. *Water Resources Res.* **36 (4)**, 1013-1021.
- YU, G., S. P. HARRISON, 1996: An evaluation of the simulated water balance of Eurasia and northern Africa at 6000 years BP using lake status data. *Climate Dynamics* **12**, 723-735.
- ZENG, N., J. D. NEELIN, K.-M. LAU, C. J. TUCKER, 1999: Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction. *Science* **286**, 1537-1540.