

5 Ergebnisse der Gleichgewichts-Simulationen

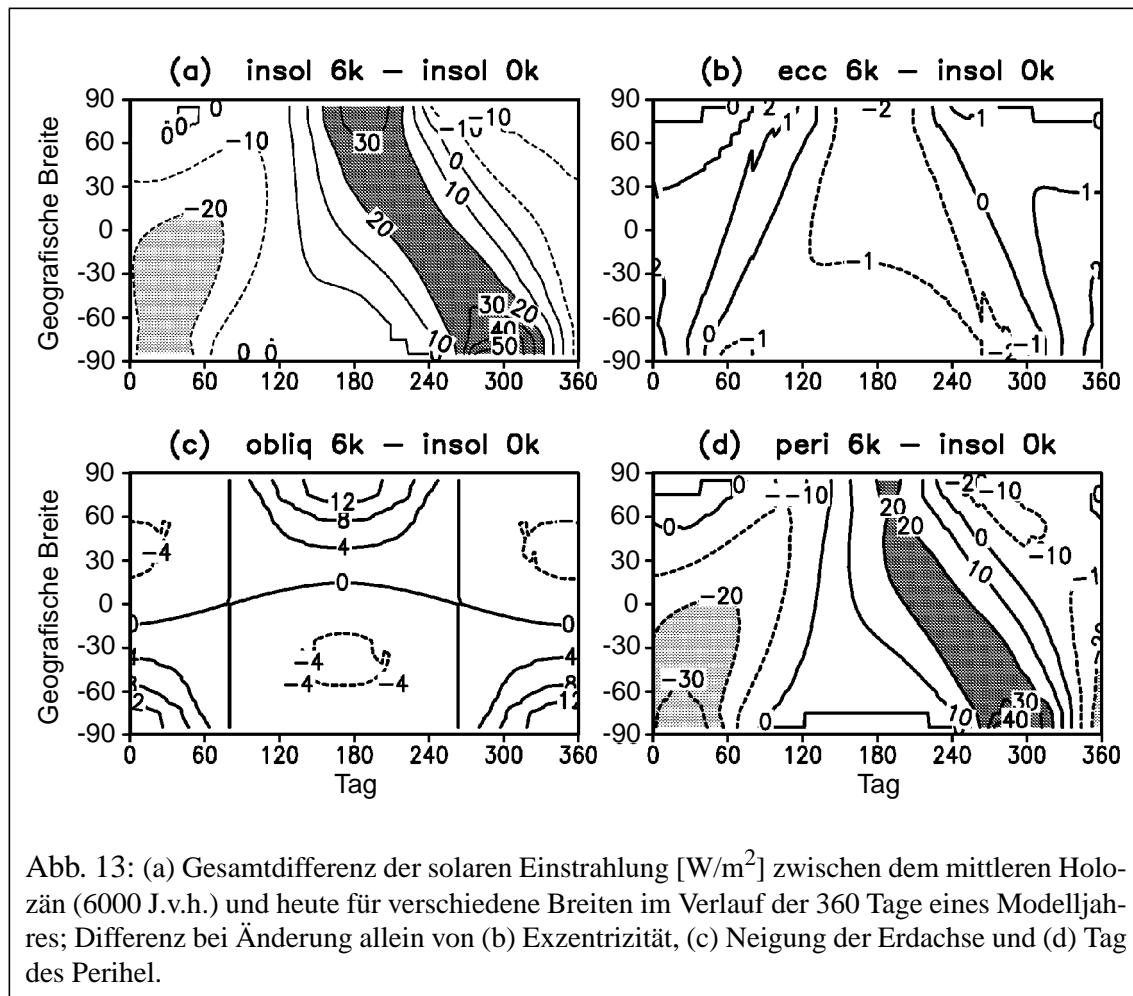
5.1 Folgen der veränderten Erdbahnparameter

Für die orbitalen Parameter (siehe Abschnitt 2.2) wurden um 6000 J.v.h. folgende Werte zu Grunde gelegt [Berger, 1978]: Exzentrizität = 0,019; Neigung der Erdachse = $24,11^\circ$ und Tag des Perihel = 20. September. Vor allem die stärkere Neigung der Erdachse und das Durchlaufen des sonnennächsten Punktes im September haben im Vergleich zu heute zur Folge, dass die polaren Breiten der Nordhemisphäre im Sommer bis über 35 W/m^2 mehr, im Herbst dagegen bis unter -15 W/m^2 weniger Sonneneinstrahlung erfahren. In Richtung Süden erscheinen maximale und minimale Differenzen kontinuierlich später im Jahr, am Südpol schließlich im dortigen Frühjahr beziehungsweise Sommer mit Werten bis über $+50$ und -25 W/m^2 (siehe Abb. 13). Dies bedeutet gegenüber heute einen verstärkten Jahresgang der Einstrahlung auf der Nord- und einen abgeschwächten auf der Südhalbkugel. Die Exzentrizität spielt bei diesen Einstrahlungsänderungen eine nur untergeordnete Rolle. Während die mittlere Jahreseinstrahlung auf beiden Hemisphären nahezu konstant bleibt, nimmt die Einstrahlung im Nordsummer auf der Nordhalbkugel um etwa 5% und auf der Südhalbkugel um etwa 4% zu, im Nordwinter jeweils um einen ähnlichen Prozentsatz ab.

Bei der Definition der Jahreszeiten ergibt sich die Frage, ob man diese anhand des heute gültigen Kalenders oder auf Basis der von der Erde auf ihrer Bahn um die Sonne durchlaufenen Winkel festlegen sollte [Joussaume and Braconnot, 1997]. Da hier jedoch der Effekt unterschiedlicher gewählter Kalender insbesondere bei der Betrachtung jahreszeitlicher Mittelwerte, wie sie in der vorliegenden Arbeit verwendet werden, gering ist [de Noblet et al., 1996b], wird im Folgenden die übliche Definition des Sommers in der Nordhemisphäre als Mittel über die heutigen Monate Juni bis August (*JJA*) und des Winters als Dezember bis Februar (*DJF*) verwendet. Dies ermöglicht zudem den direkten Vergleich mit den Resultaten anderer Modelle (insbesondere mit denen des PMIP-Projektes, zu dem auch CLIMBER beigetragen hat), die zumeist ebenfalls auf dem heutigen Kalender beruhen.

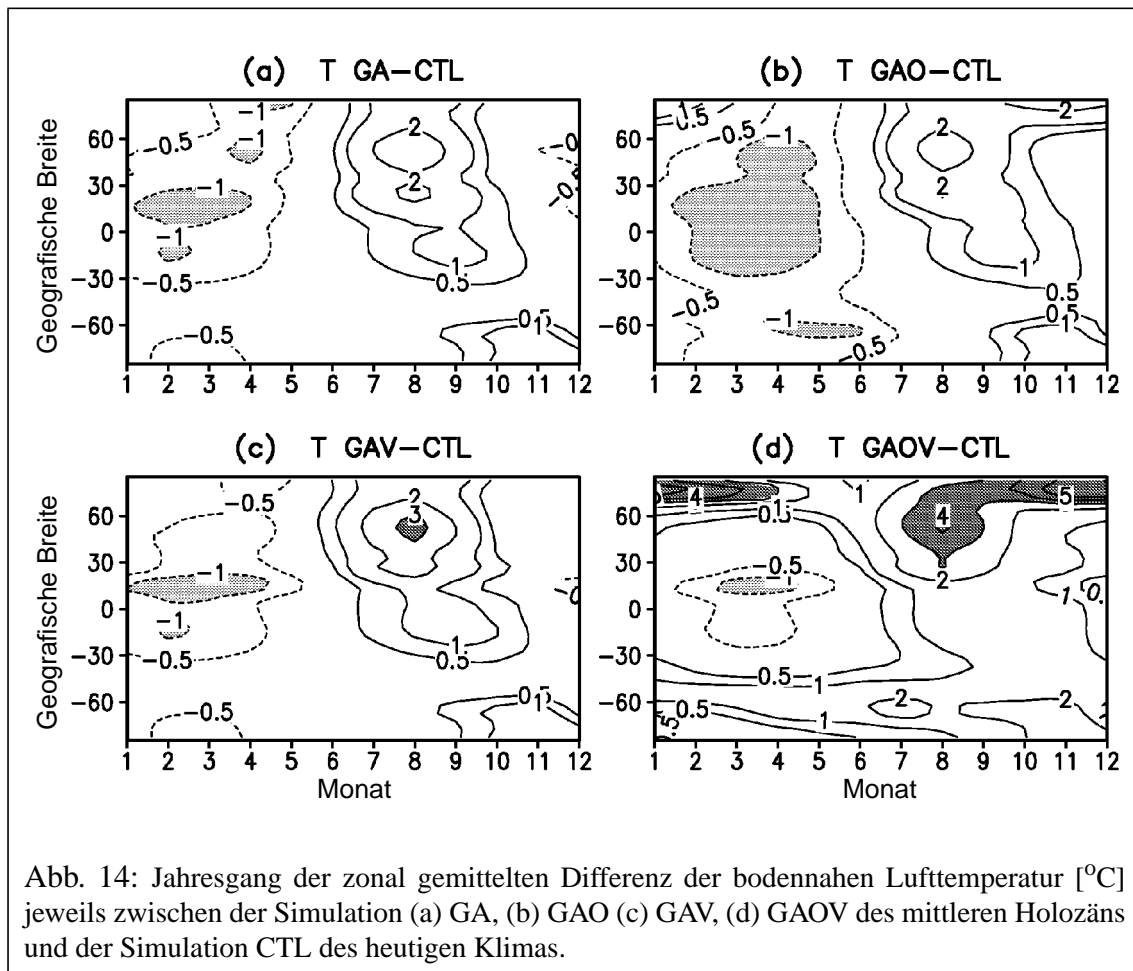
Bei einem Vergleich mit anderen Modellen sollte ferner bedacht werden, dass kleinräumige Muster in CLIMBER-2 nicht aufgelöst werden können, man Resultate höherer Auflösung also räumlich mitteln muss. Insbesondere die für GCMs so typischen unruhigen Niederschlagsmuster erscheinen in CLIMBER-2 „geglättet“. Gewisse Differenzen können sich außerdem dadurch ergeben, dass verschiedene Modelle bisweilen unterschiedliche CO_2 -Gehalte und -Änderungen zu Grunde legen.

Der Jahresgang der zonal gemittelten Temperaturdifferenzen zwischen dem mittleren Holozän und heute im reinen Atmosphären-Modell (Simulation GA) folgt im Wesentlichen den Unterschieden der Einstrahlung (siehe Abb. 14). Während Änderungen in der von Ozeanen - mit hier festgesetzten Oberflächen-Charakteristika - geprägten Südhemisphäre vergleichsweise klein sind, fällt vor allem die sommerliche Erwärmung in der Nordhemisphäre auf, beziehungsweise deren Abkühlung im Winter (siehe Tab. 3). Insbesondere die Landmassen Asiens erwärmen sich im Sommer um über $2,5^\circ\text{C}$ (siehe Abb. 15) und kühlen sich im Winter um unter $-1,5^\circ\text{C}$ ab. Dies ist vergleichbar mit den



Ergebnissen verschiedener GCMs [COHMAP-members, 1988, Mitchell, 1993, de Noblet et al., 1996b, Dong et al., 1996, Hewitt and Mitchell, 1996, Lorenz et al., 1996, Hall and Valdes, 1997, Texier et al., 1997], die im Allgemeinen maximale Änderungen zwischen $+2,0^\circ\text{C}$ und $+3,0^\circ\text{C}$ im Sommer beziehungsweise $-1,5^\circ\text{C}$ und $-2,5^\circ\text{C}$ im Winter zeigen. Aus den Temperaturmustern resultiert im Sommer zumeist niedrigerer Druck über den Kontinenten und leicht höherer über den Ozeanen (siehe Abb. 15), im Winter ergeben sich die entgegengesetzten Muster [vgl. Kutzbach and Street-Perrott, 1985, Dong et al., 1996, Hewitt and Mitchell, 1996].

Die Niederschläge nehmen im Jahresmittel zu (siehe Tab. 3). Dies liegt in erster Linie an verstärkten Sommermonsunen (siehe Abschnitt 2.3) in Nordafrika, im indischen Raum sowie in Ostasien (siehe Abb. 16 / 17), ein Ergebnis, das auch in verschiedenen GCMs gefunden wird [Kutzbach and Street-Perrott, 1985, COHMAP-members, 1988, Kutzbach et al., 1993, Foley, 1994, de Noblet et al., 1996b, Dong et al., 1996, Hewitt and Mitchell, 1996, Lorenz et al., 1996, Coe and Bonan, 1997, Hall and Valdes, 1997, Texier et al., 1997, Hewitt and Mitchell, 1998, Braconnot et al., 1999]. In jenen Simulationen wird der stärkste Anstieg der Niederschläge vor allem in einem schmalen Band in den nordafrikanischen und indischen Monsunregionen gefunden, was durch verstärkte Verdunstung lokal zu einer Abnahme der dortigen bodennahen Lufttemperaturen führt.



CLIMBER zeigt hingegen eine solche Temperaturabnahme nur in den Winter- und Frühjahrsmonaten (siehe Abb. 14). Mögliche Ursachen für diese Diskrepanz werde ich in Kapitel 9 untersuchen. Niederschlagsänderungen auf der Südhemisphäre sind auf Grund der festgesetzten Ozean-Charakteristika generell deutlich kleiner. Am hervorsteckendsten hier ist eine Abnahme der Monsunniederschläge im Südsommer [vgl. COHMAP-members, 1988, Foley, 1994, Dong et al., 1996, Hewitt and Mitchell, 1996, Lorenz et al., 1996], entsprechend der verringerten Einstrahlung.

Interpretiert man die simulierten Klimaunterschiede in Form einer Veränderung der Vegetation, fände man um 65°N eine Erhöhung des Baumanteils um 15% (siehe Abb. 22). Der Wüstenanteil in der Sahara würde als Reaktion auf ein solches Klima um 18%, der im Sahel um 24% abnehmen (siehe Abb. 23). Bei allen in dieser Arbeit im Bezug auf Vegetationsänderungen angegebenen Prozentzahlen handelt es sich um absolute Werte. Beispielsweise bedeutet eine Abnahme des Wüstenanteils im Sahel um 24% hier, dass die Wüste von einem Anteil von 44% auf einen Anteil von 20% zurückgeht.

	TEMPERATUR			NIEDERSCHLAG			MEEREIS	
	NH _L	NH	SH	NH _L	SH _L	N-AFR _L	NH	SH
				<i>JJA</i>				
GA	1,7	1,0	0,2	0,25	0,04	0,58	--	--
GAO	1,2	0,6	-0,2	0,19	0,01	0,52	-0,9 (-9,7)	0,8 (4,9)
GAV	2,2	1,3	0,3	0,49	0,06	1,67	--	--
GAOV	2,5	1,6	0,8	0,54	0,07	1,85	-2,5 (-27,0)	-2,3 (-14,7)
				<i>DJF</i>				
GA	-0,8	-0,5	-0,3	-0,01	-0,17	-0,01	--	--
GAO	-0,5	-0,3	-0,2	-0,01	-0,13	0,00	-0,7 (-5,9)	-0,3 (-4,0)
GAV	-0,7	-0,4	-0,3	0,00	-0,17	0,02	--	--
GAOV	0,4	0,6	0,5	0,05	-0,01	0,05	-1,8 (-15,7)	-1,9 (-26,2)
				<i>ANN</i>				
GA	0,2	0,1	0,0	0,08	-0,03	0,18	--	--
GAO	0,1	0,0	-0,1	0,06	-0,03	0,16	-0,9 (-8,4)	0,4 (3,0)
GAV	0,5	0,3	0,1	0,19	-0,03	0,63	--	--
GAOV	1,2	1,0	0,7	0,26	0,06	0,72	-2,4 (-22,6)	-2,1 (-17,3)

Tab. 3: Differenzen der vier Simulationen GA, GAO, GAV und GAOV des mittleren Holozäns zur Simulation CTL des heutigen Klimas für Sommer (*JJA* = Juni, Juli, August), Winter (*DJF* = Dezember, Januar, Februar) und Jahresmittel (*ANN* = annual) von bodennaher LuftTEMPERATUR [°C], NIEDERSCHLAG [mm/Tag] und MEEREIS-Bedeckung [10^6km^2 , mit Prozentanteil an der heutigen Bedeckung in Klammern]. *NH* bedeutet Werte gemittelt über die Nord-, *SH* über die Südhemisphäre, *N-AFR* über Nordafrika (10-30°N); Index *L* bedeutet Mittelwerte nur über Land.

5.2 Folgen des veränderlichen Ozeans

Die Veränderungen im gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modell (Simulation GAO) beim Vergleich des mittleren Holozäns mit heute ähneln denen des reinen Atmosphären-Modells (siehe Abb. 14 / 16). Zwei Dinge fallen jedoch auf:

Die thermische Trägheit des Ozeans (im Vergleich zum Land) bedeutet, dass das System einen vorangegangenen Erwärmungs- oder Abkühlungszustand länger aufrecht zu erhalten versucht [Braconnot et al., 2000]. Dies bewirkt eine leichte Dämpfung der Temperatursignale in Sommer und Winter und im Jahresmittel (siehe Tab. 3), wie auch an den negativen Vorzeichen des Verstärkungsfaktors f_O (siehe Abschnitt 4.3) ersichtlich wird (siehe Tab. 4), jedoch eine Vertiefung des Abkühlungssignals im Frühjahr im Vergleich zum reinen Atmosphären-Modell.

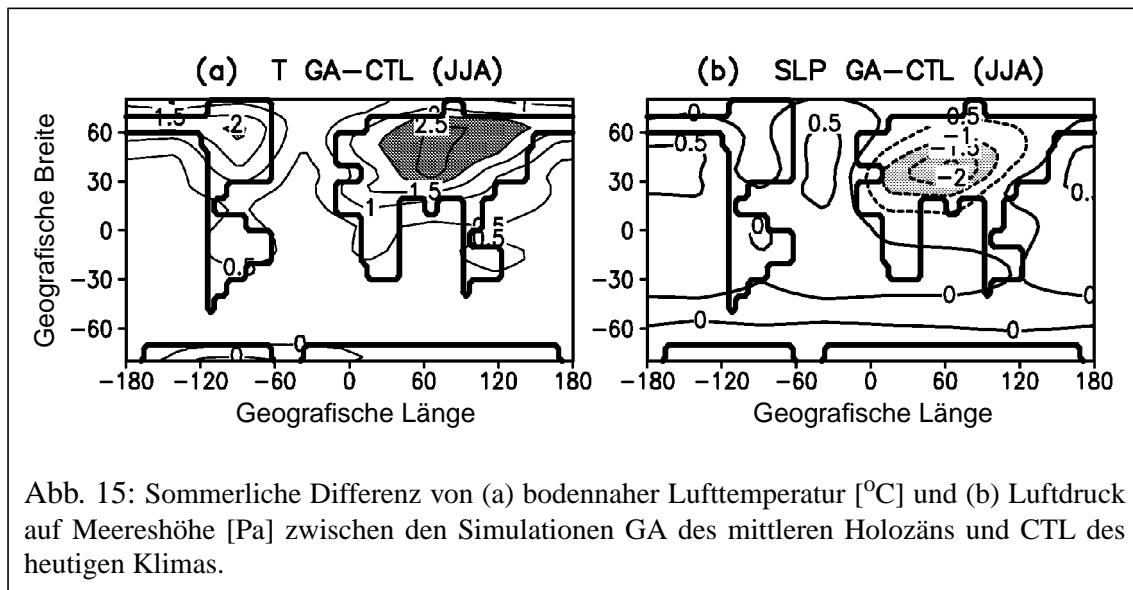


Abb. 15: Sommerliche Differenz von (a) bodennaher Lufttemperatur [°C] und (b) Luftdruck auf Meereshöhe [Pa] zwischen den Simulationen GA des mittleren Holozäns und CTL des heutigen Klimas.

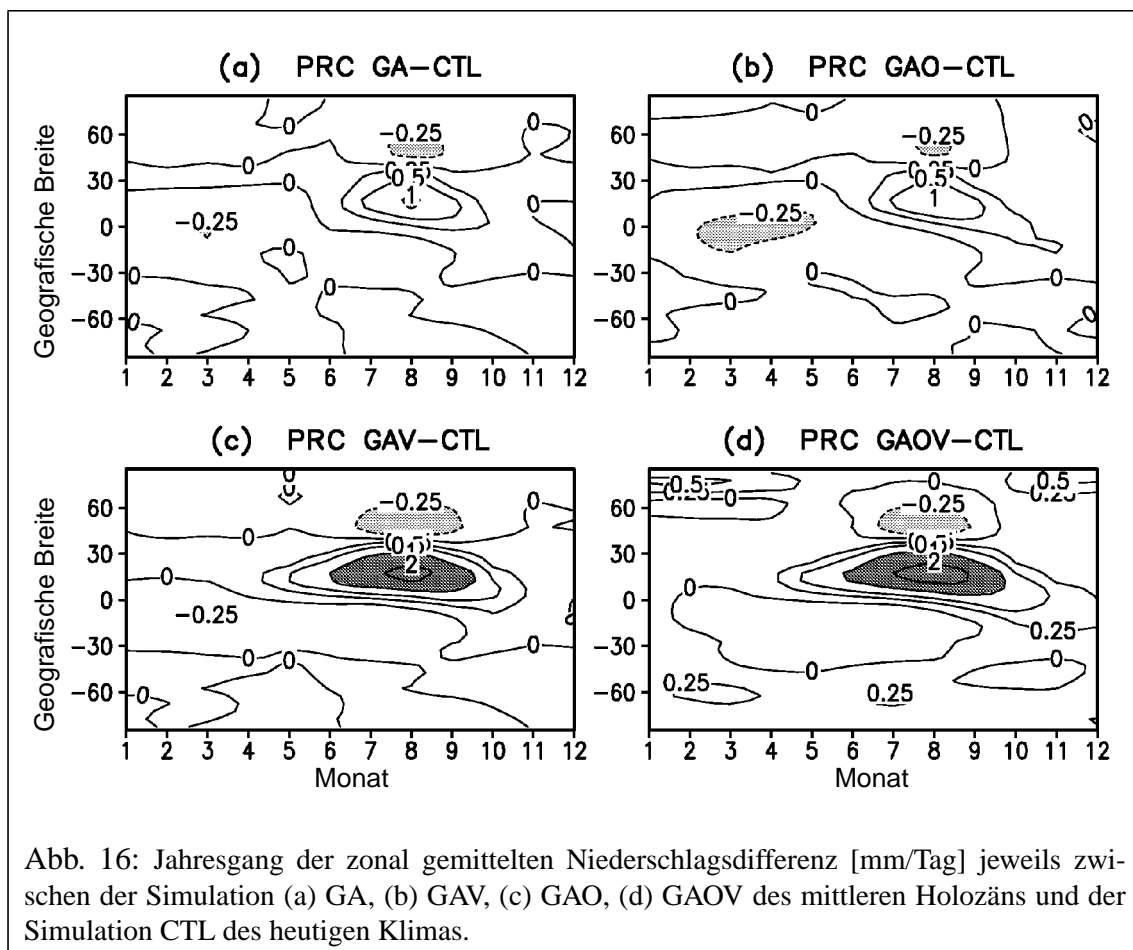


Abb. 16: Jahrgang der zonal gemittelten Niederschlagsdifferenz [mm/Tag] jeweils zwischen der Simulation (a) GA, (b) GAV, (c) GAO, (d) GAOV des mittleren Holozäns und der Simulation CTL des heutigen Klimas.

Da Unterschiede der Sonneneinstrahlung jahreszeitlich veränderlich, im Jahresmittel jedoch klein sind (bis $+4,5 \text{ W/m}^2$ in hohen Breiten, bis $-1,0 \text{ W/m}^2$ in den Tropen), sind Änderungen der SSTs im Allgemeinen deutlich kleiner als $1,0^\circ\text{C}$. Die deutlichsten

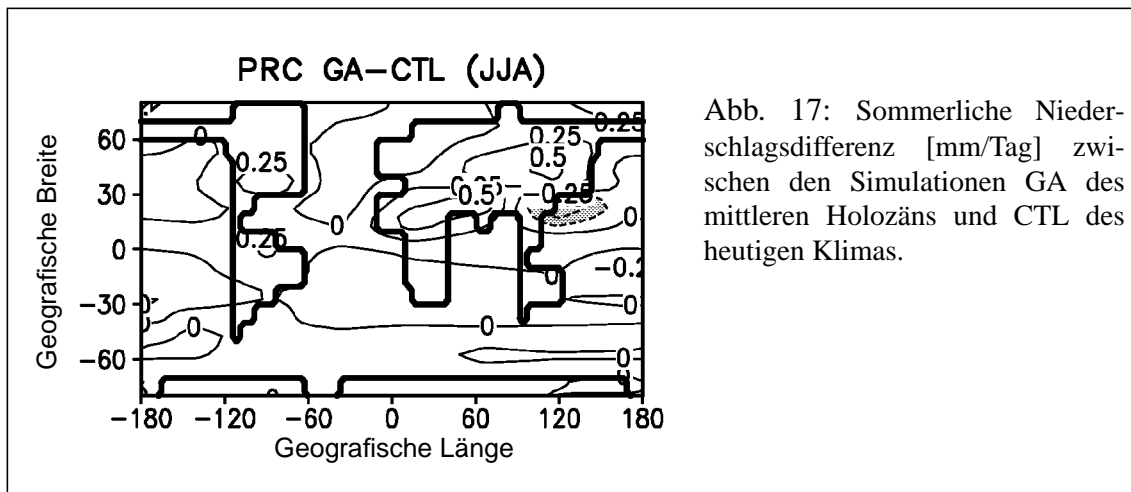


Abb. 17: Sommerliche Niederschlagsdifferenz [mm/Tag] zwischen den Simulationen GA des mittleren Holozäns und CTL des heutigen Klimas.

Temperaturdifferenzen zu heute finden sich in den hohen nördlichen Breiten, die in der gekoppelten Simulation außer im Frühjahr stets positiv sind, auch im Winter, wo das reine Atmosphären-Modell leicht negative Änderungen zeigte. Grund für die höheren Temperaturen ist die reduzierte Meereis-Bedeckung in der Nordhemisphäre (siehe Tab. 3), der Jahresgang der Einstrahlungsdifferenzen verstärkt das Eisschmelzen im Herbst (siehe Abb. 18). Die resultierenden Unterschiede in der arktischen Eisbedeckung führen durch die verringerte Albedo zu stärkerer Absorption und somit zu bis um $2,0^{\circ}\text{C}$ höheren Lufttemperaturen als im reinen Atmosphären-Modell. Man spricht bei dieser positiven Rückkopplung vom Meereis-Albedo-Effekt. All dies ist in guter Übereinstimmung mit den Resultaten zweier gekoppelter GCMs [Hewitt and Mitchell, 1998, Braconnot et al., 2000]. In der Südhemisphäre tritt die maximale positive Einstrahlungsanomalie zu Zeiten maximaler Eisbedeckung auf, und zeigt nur geringe Wirkung, während negative Anomalien die Eisschmelze mindern. Resultat dort ist eine erhöhte Bedeckung mit Meereis. Nennenswerte Änderungen der Ozeanzirkulation und des meridionalen Wärmetransportes gegenüber heute werden nicht simuliert, anders als in zumindest einem der GCMs [Braconnot et al., 2000].

Die Unterschiede zur Simulation GA zeigen, dass in zahlreichen GCM-Simulationen des mittleren Holozäns durch die Annahme eines heutigen Ozeans (siehe Einleitung) insbesondere in hohen nördlichen Breiten die Erwärmung klar unterschätzt wird.

In den Tropen ist der Jahresgang der Lufttemperatur im gekoppelten Modell verstärkt. Es ergeben sich maximale Differenzen in den SSTs im Bereich von $-0,5^{\circ}\text{C}$ (April/Mai) bis $+0,3^{\circ}\text{C}$ (September/Oktober) etwa zwei Monate nach den maximalen Einstrahlungsunterschieden (siehe Abb. 19), mit entsprechender Ab- beziehungsweise Zunahme der Niederschläge über den tropischen Ozeanen. All dies ist ähnlich den genannten GCM-Simulationen [Hewitt and Mitchell, 1998, Braconnot et al., 2000]. Die Änderungen über Land unterscheiden sich jedoch von zumindest einer der GCM-Simulationen [Hewitt and Mitchell, 1998]. Dort wird im Frühjahr (Mai) eine zusätzliche Aufwärtskomponente in der Luftbewegung über Nordafrika durch den veränderlichen Ozean gefunden, die zu verstärkten Niederschlägen führt. In CLIMBER wird dieser Trend überkompensiert durch die niedrigeren Temperaturen über dem Ozean wie auch über Land und die damit verbundene Abnahme der Verdunstung. Verminderte Feuchteadvek-

	TEMPERATUR			NIEDERSCHLAG		
	NH _L	NH	SH	NH _L	SH _L	N-AFR _L
			<i>JJA</i>			
f_O	-0,3	-0,4	-1,7	-0,23	-0,75	-0,10
f_V	0,3	0,3	0,3	0,96	0,19	1,87
f_{SYN}	0,5	0,7	3,9	0,49	1,51	0,41
ΔAOV	2,5	1,6	0,8	0,54	0,07	1,85
ΔAOV_S	1,7	0,9	-0,1	0,43	0,02	1,61
			<i>DJF</i>			
f_O	-0,3	-0,4	-0,5	-0,19	-0,26	-0,96
f_V	-0,2	-0,1	-0,0	-0,79	0,02	-7,15
f_{SYN}	-1,0	-1,7	-2,2	-3,95	-0,72	-3,68
ΔAOV	0,4	0,6	0,5	0,05	-0,01	0,05
ΔAOV_S	-0,4	-0,2	-0,2	-0,00	0,11	0,03
			<i>ANN</i>			
f_O	-0,5	-0,6	-7,9	-0,25	0,13	-0,08
f_V	1,7	1,7	1,6	1,32	-0,07	2,54
f_{SYN}	4,6	7,9	39,5	1,06	-3,05	0,62
ΔAOV	1,2	1,0	0,7	0,26	0,06	0,72
ΔAOV_S	0,4	0,2	-0,1	0,17	-0,03	0,61

Tab. 4: Faktoren f_γ , die die Verstärkung der Reaktion des reinen Atmosphären-Modells auf die veränderte Einstrahlung durch die Komponenten Ozean (O), Vegetation (V) und durch Synergieeffekte (SYN) wiedergeben; dazu die Reaktion des voll gekoppelten Modells (ΔAOV) wie auch die Reaktion eines voll gekoppelten Modells ohne Berücksichtigung der Synergieeffekte (ΔAOV_S). Die Werte für bodennahe Lufttemperatur und Niederschlag gelten für die gleichen Regionen und Zeiten wie in Tab. 3. Positive Werte für die Verstärkungsfaktoren bedeuten eine Verstärkung des Signals des reinen Atmosphären-Modells, negative eine Abschwächung. Bei Beträgen unter eins ist die zusätzliche Änderung kleiner als das ursprüngliche Signal, bei Beträgen über eins hingegen größer.

tion und verminderte lokale Wiederverwertung der Feuchte führt hier zu einer vernachlässigbaren Abnahme der Niederschläge über Nordafrika im Frühjahr (siehe Abb. 20). CLIMBER zeigt auch nicht die für verschiedene GCMs [Hewitt and Mitchell, 1998, Braconnot et al., 1999, Braconnot et al., 2000], für ein asynchron gekoppeltes Atmosphäre-Ozean-Modell [Kutzbach and Liu, 1997] und für ein Atmosphären-Modell mit aus geo-

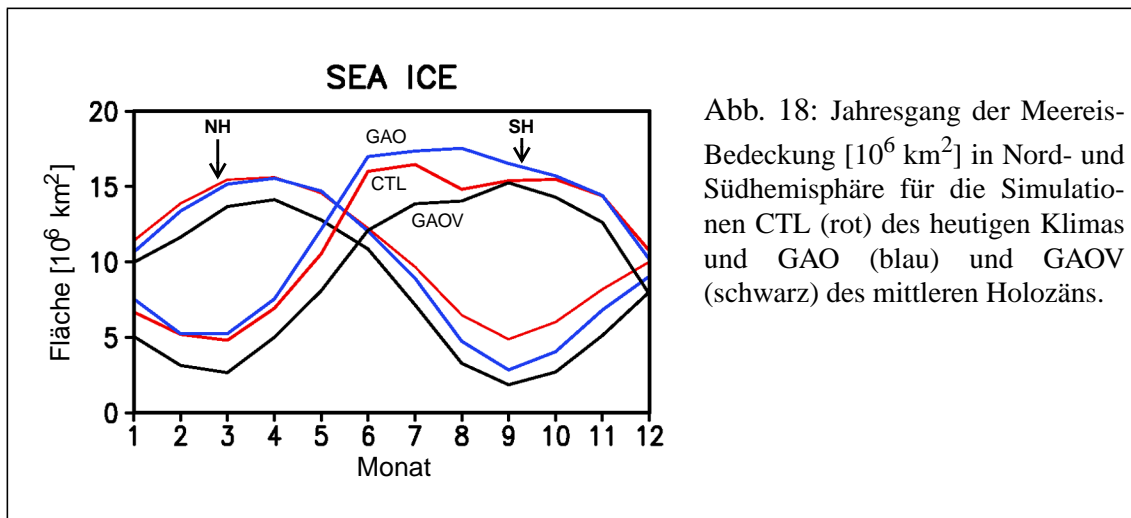


Abb. 18: Jahresgang der Meereis-Bedeckung [10^6 km^2] in Nord- und Südhemisphäre für die Simulationen CTL (rot) des heutigen Klimas und GAO (blau) und GAOV (schwarz) des mittleren Holozäns.

logischen Rekonstruktionen abgeleiteten SSTs als untere Randbedingung [Texier et al., 2000] beschriebenen zusätzlichen Niederschläge über Nordafrika in der Monsunsaison, sondern eine - wenngleich geringfügige - Abnahme. Die Reaktionen der einzelnen Modelle unterscheiden sich hierbei wiederum teils deutlich voneinander, der tatsächliche Einfluss des Ozeans auf Nordafrika unter veränderten Klimabedingungen ist unklar.

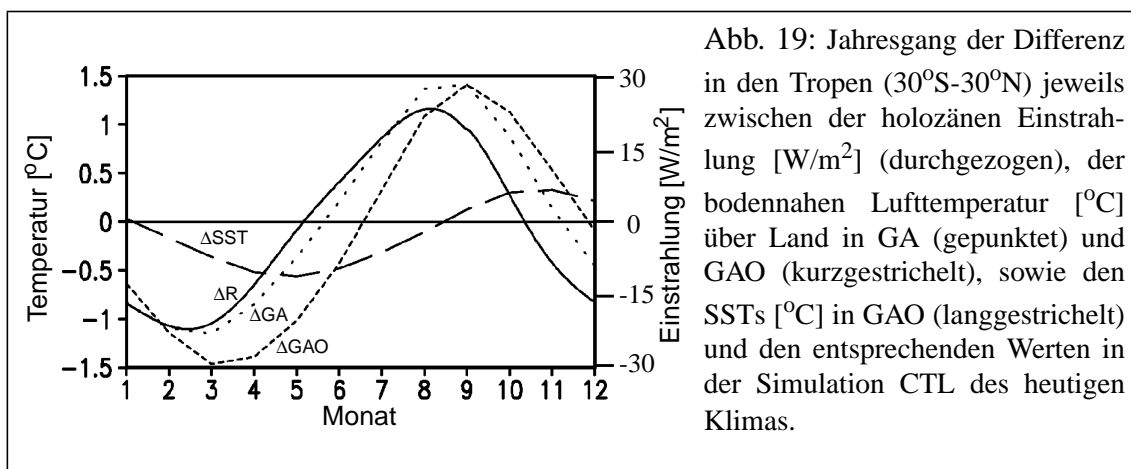


Abb. 19: Jahresgang der Differenz in den Tropen ($30^{\circ}\text{S}-30^{\circ}\text{N}$) jeweils zwischen der holozänen Einstrahlung [W/m^2] (durchgezogen), der bodennahen Lufttemperatur [$^{\circ}\text{C}$] über Land in GA (gepunktet) und GAO (kurzgestrichelt), sowie den SSTs [$^{\circ}\text{C}$] in GAO (langgestrichelt) und den entsprechenden Werten in der Simulation CTL des heutigen Klimas.

Diagnostiziert man aus den simulierten Klimaänderungen wiederum eine Veränderung der Vegetation, so fände man um 65°N eine Erhöhung des Baumanteils um 12%. Der Wüstenanteil in der Sahara würde um 15%, der im Sahel um 23% abnehmen. Dies ähnelt der Interpretation der Ergebnisse des reinen Atmosphären-Modells, die Differenzen sind durch den veränderlichen Ozean jedoch etwas verringert worden.

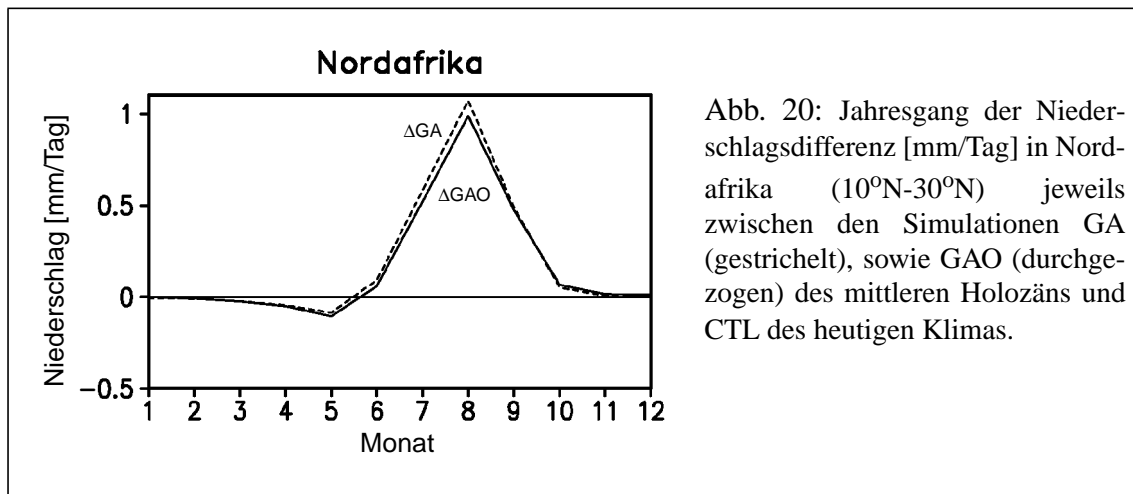


Abb. 20: Jahresgang der Niederschlagsdifferenz [mm/Tag] in Nordafrika (10°N - 30°N) jeweils zwischen den Simulationen GA (gestrichelt), sowie GAO (durchgezogen) des mittleren Holozäns und CTL des heutigen Klimas.

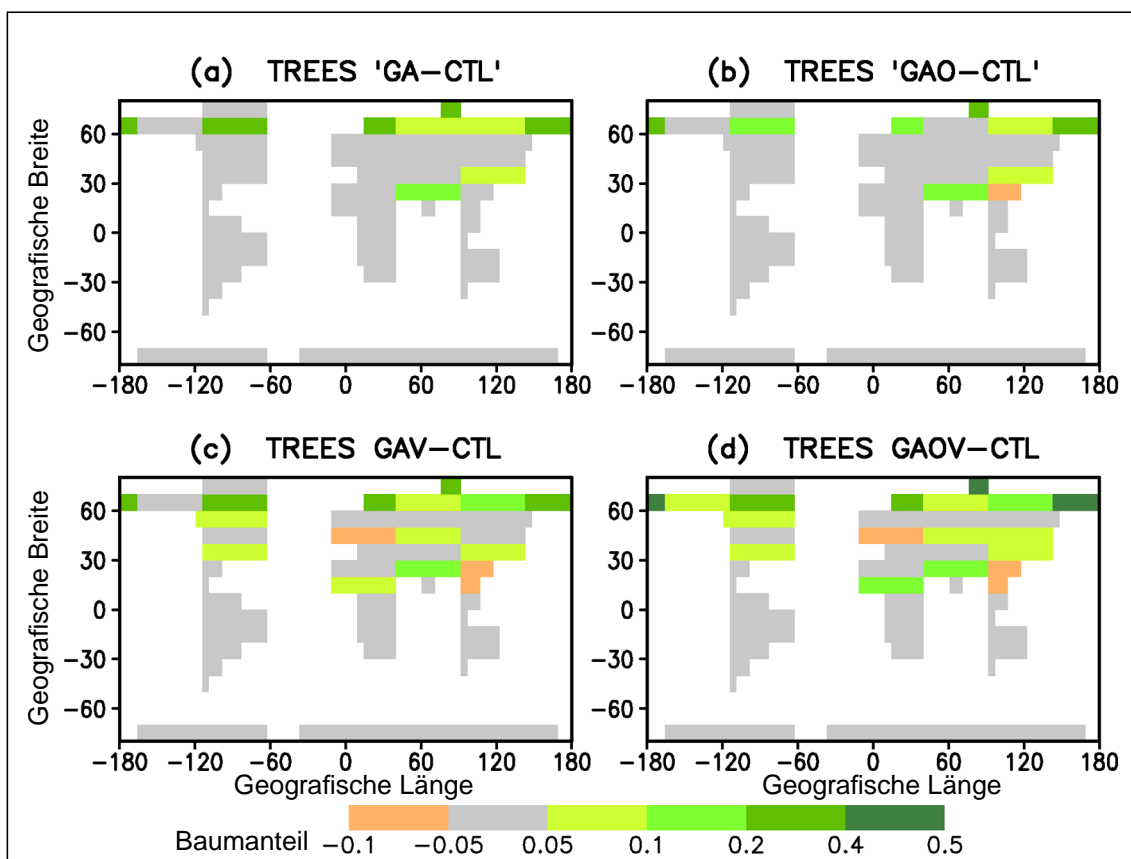
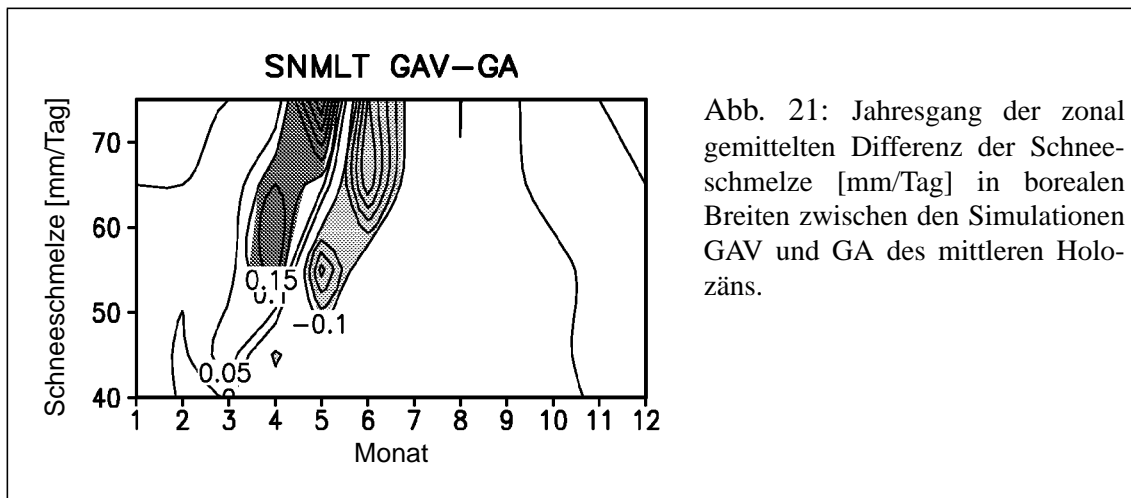
5.3 Folgen der veränderlichen Vegetation

5.3.1 Boreale Breiten

Die veränderliche Vegetation (Simulation GAV) macht sich vor allem in den borealen Regionen und in Nordafrika bemerkbar.

Die veränderte Einstrahlung des mittleren Holozäns führt auf der Nordhalbkugel zu wärmeren Sommern (siehe Abb. 14) und verlängerten Vegetationsperioden. In borealen Breiten hat dies im Modell ein Ausbreiten der Bäume nach Norden zur Folge, was wiederum zwei Effekte hat (Einzelheiten werden in Kapitel 8 diskutiert): Schneebedeckte Bäume wirken dunkler als schneebedecktes Grasland. Verringerte Reflexion im gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-Modell insbesondere im späten Frühjahr führt daher zu höheren Temperaturen als im ungekoppelten Modell (siehe Tab. 3). Wie man an den Verstärkungsfaktoren sehen kann, wirkt die veränderliche Vegetation stets erwärmend und somit im Winter der Reaktion des reinen Atmosphären-Modells entgegen (siehe Tab. 4). Die höheren Temperaturen führen zu einer um etwa einen Monat früher einsetzenden Schneeschmelze (siehe Abb. 21) und die damit verbundenen Albedoänderungen verstärken wiederum die Erwärmung im gekoppelten Modell. Als Resultat dieser positiven Rückkopplung, man spricht vom Vegetations-Schnee-Albedo-Effekt, finden sich im Vergleich zur Simulation CTL im Mittel nördlich von 55°N im Sommer um $2,0^{\circ}\text{C}$ höhere, im Winter nur noch um $-0,2^{\circ}\text{C}$ geringere Temperaturen. Die Fläche von Gras (Tundra) verringert sich um etwa 1,7 Mio. km^2 , die von (polarer) Wüste um etwa 1,1 Mio. km^2 (siehe Abb. 22). Man kann dies als eine zonal gemittelte Nordwärtsverschiebung der borealen Wälder Eurasiens und Nordamerikas um etwa 200 km interpretieren (siehe Abschnitt 3.2). Auf dem 65. Breitengrad nimmt der Baumbestand um 18% zu.

Der Vergleich mit den Resultaten der Simulation GA zeigt, dass in zahlreichen GCM-Simulationen des mittleren Holozäns durch die Annahme heutiger Vegetation (siehe Einleitung) die Erwärmung in borealen Breiten deutlich unterschätzt wird.



Die gezeigten Differenzen sind von ähnlicher Größenordnung wie die eines gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-GCMs [Texier et al., 1997]. Für jenes wird eine

Zunahme der Sommertemperaturen um $2,1^{\circ}\text{C}$ und eine winterliche Abnahme um $-0,3^{\circ}\text{C}$ beschrieben. Die Tundra nimmt dort um 2,0 Mio. km^2 ab, die polare Wüste um 0,3 Mio. km^2 , wobei die Ausdehnung der Wälder in Zentralsibirien nach eigenen Angaben unterschätzt wird im Vergleich zu geologischen Befunden. Eine leichte Verschiebung der Baumgrenze zeigt sich auch in einer weiteren gekoppelten Simulation [Claussen and Gayler, 1997], dort werden jedoch nahezu keine Änderungen für Zentral- und Ostsibirien gefunden.

Mögliche Ursachen für die Unterschiede zwischen den Modellen und die Belastbarkeit der CLIMBER-Resultate im Hinblick auf die Ausbreitung borealer Wälder im mittleren Holozän werde ich in den Kapiteln 7 / 9 analysieren.

5.3.2 Nordafrika

Auf Grund der erhöhten Niederschläge über Nordafrika durch Unterschiede der orbitalen Parameter kommt es im gekoppelten Atmosphären-Vegetations-Modell zu einer vermehrten Ausbreitung von Bäumen im Sahel und zur Verbreitung von Vegetation im Gebiet der heutigen Sahara (siehe Abb. 22 / 23). Eine erhöhte Vegetationsbedeckung führt über verminderte Reflexion und langwellige Ausstrahlung, sowie vermehrte atmosphärische Gegenstrahlung zu einer positiven Änderung der Strahlungsbilanz (Einzelheiten werden in Kapitel 8 diskutiert). Es steht mehr Energie für latente Wärmeflüsse zur Verfügung, die feuchtstatische Energie erhöht sich, die Bodentemperatur nimmt ab. Über eine stärkere lokale Wiederverwertung der Feuchte und verstärkte Monsune führt dies wiederum zu einer zusätzlichen Erhöhung der Niederschläge (siehe Abb. 16), wie auch zu einer verstärkten tropischen Oststrahlströmung (hier nicht gezeigt). All dies ist ähnlich der von Charney formulierten Theorie und deckt sich gut mit beobachteten Mustern (siehe Abschnitt 1.3).

Die Niederschläge dieser Region werden zum einen die lokale Wiederverwertung des verdunsteten und transpirierten Wasser gespeist, zum anderen durch Feuchteadvektion, für die also die Differenz zwischen Niederschlägen und Evapotranspiration ein gewisses Maß darstellt. Es ergibt sich (hier nicht gezeigt), dass in den Simulationen mit festgesetzten Vegetations-Charakteristika die Advektion eine der Evapotranspiration vergleichbare Rolle spielt. In den Simulationen mit veränderlicher Vegetation trifft dies allenfalls für den Sahel zu. In der Sahara ist die Evapotranspiration die entscheidende Feuchtequelle.

Als Resultat der positiven Rückkopplung zwischen Niederschlägen und Vegetation haben sich insbesondere in Nordafrika (zwischen 10°N und 30°N) die Differenzen der sommerlichen Niederschläge zur Simulation CTL auf etwa den dreifachen Wert gegenüber den Differenzen bei festgesetzten Vegetations-Charakteristika erhöht (siehe Tab. 3). Die Verstärkungsfaktoren belegen, dass veränderliche Vegetation im Allgemeinen höhere Niederschläge bedeutet, was im Winter der Reaktion des reinen Atmosphären-Modells entgegenläuft (siehe Tab. 4). Der Anteil der Wüste ist von 71% in der Simulation CTL auf 14% zurückgegangen, wobei 6% der Vegetation Bäume sind, die restlichen 80% Gras.

Entscheidend für die Ausdehnung der Vegetation in der Sahara sind auch die Vegetationsunterschiede im Sahel. In einer Empfindlichkeitsstudie (hier nicht gezeigt), in der ich die Vegetation-Charakteristika des Sahel auf ihre heutigen Werte festgesetzt habe, ist

die Ausbreitung von Gras in der Sahara um mehr als 15% (absolute Änderung) geringer. Ursache hierfür ist in erster Linie eine verringerte Feuchteadvektion. Auch andere Autoren zeigen einen unterschiedlichen Einfluss auf den Monsun, je nachdem wo genau die Vegetationsänderungen angenommen werden [Zheng and Eltahir, 1997, Zheng and Eltahir, 1998].

Legt man, wie dies in zahlreichen GCM-Simulationen der Fall ist (siehe Einleitung), den Simulationen des mittleren Holozäns die heutige Vegetation zu Grunde, so werden Niederschlagsänderungen in Nordafrika drastisch unterschätzt.

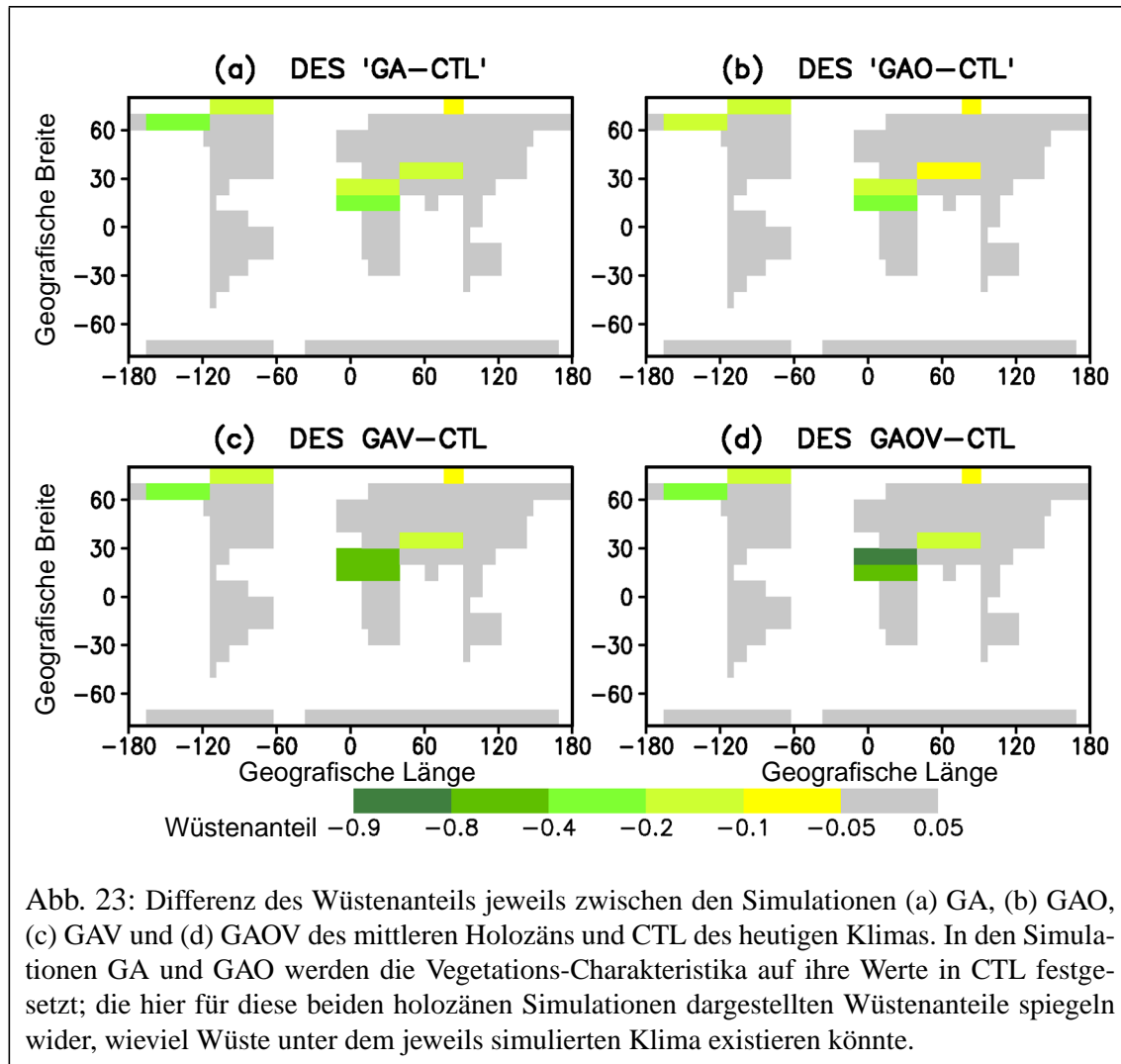


Abb. 23: Differenz des Wüstenanteils jeweils zwischen den Simulationen (a) GA, (b) GAO, (c) GAV und (d) GAOV des mittleren Holozäns und CTL des heutigen Klimas. In den Simulationen GA und GAO werden die Vegetations-Charakteristika auf ihre Werte in CTL festgesetzt; die hier für diese beiden holozänen Simulationen dargestellten Wüstenanteile spiegeln wider, wieviel Wüste unter dem jeweils simulierten Klima existieren könnte.

Die Ausbreitung einer Vegetation bestehend aus Savanne, xerophytem Busch und einer Trockensteppe im mittleren Holozän in der Sahara wird ebenfalls von den zwei schon erwähnten gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-GCMs gefunden. Diese unterscheiden sich jedoch deutlich im Ausmaß der von ihnen prognostizierten Vegetationsveränderungen: Während das eine weite Teile insbesondere der westlichen Sahara als mit Vegetation bedeckt angibt [Claussen and Gayler, 1997], ergibt sich im anderen eine nur geringe nordwärtige Verschiebung der Niederschläge und der Vegetation [Texier et al.,

1997], wie dies ähnlich in verschiedenen Empfindlichkeitsstudien gefunden wird, die die Charakteristika einer aus geologischen Befunden abgeleiteten (siehe Abschnitt 5.5), weit verbreiteten Vegetation in Nordafrika als untere Randbedingung vorgeben [Kutzbach et al., 1996, Brostroem et al., 1998, Texier et al., 2000]. Als Ursache für die Differenzen zwischen den GCMs werden Unterschiede in der simulierten Druckverteilung vermutet: Eine für heutiges Klima simulierte Region tieferen Druckes über Nordafrika erleichtert möglicherweise im erstgenannten Modell die Ausbildung eines verstärkten Monsuns im mittleren Holozän, wodurch dieses eine erhöhte Vegetationsausdehnung simulieren kann [de Noblet et al., 2000].

CLIMBER zeigt in jedem Fall eine stärkere Vegetationsbedeckung in Nordafrika als die beiden GCMs. Eine Ursache hierfür ist, dass in den GCMs der LAI an den Vegetationstypen gebunden ist, sich für einen gegebenen Typen aber nicht ändern kann. Dies ist jedoch in CLIMBER möglich (siehe Abschnitt 3.2). In einer weiteren Empfindlichkeitsstudie (hier nicht gezeigt) habe ich die LAI global auf ihre heutigen Werte festgesetzt und wie in den GCMs lediglich den Vegetationsanteilen erlaubt, sich zu verändern. Die borealen Breiten werden hiervon kaum betroffen, im Sahel findet man jedoch etwa 4% weniger Bäume und in der Sahara etwa 15% weniger Gras als in der Simulation GAV. Damit einher geht eine verringerte Transpiration und um bis zu 0,5 mm/Tag geringere Niederschläge.

Weitere Ursachen für die Differenzen zwischen den verschiedenen Modellen und die Belastbarkeit der CLIMBER-Resultate im Hinblick auf die Bestimmung der holozänen Vegetation in Nordafrika werde ich in den Kapiteln 7 / 9 untersuchen.

5.3.3 Diskussion

Vegetationsänderungen von mehr als 5% werden sowohl für Bäume als auch für Gras ansonsten nur für die mittleren Breiten der Nordhemisphäre sowie für Südostasien simuliert. Auch sie lassen sich mit Veränderungen der Niederschlagsverhältnisse in Verbindung bringen. Da sie im Umfang jedoch deutlich geringer sind als in den beiden diskutierten Regionen, soll auf eine detaillierte Analyse hier verzichtet werden.

Die Vegetationsänderungen gerade in borealen Breiten und in Nordafrika in CLIMBER sind nicht völlig überraschend. Das Modell kann nur zwischen Bäumen, Gras und Wüste unterscheiden. In der Paläoökologie vielfach diskutierte Übergänge zwischen verschiedenen Arten, wie etwa von Laub- zu Nadelwäldern, werden hier nicht wiedergegeben. Hinzu kommt die grobe räumliche Auflösung des Modells. Für CLIMBER war also eine Verschiebung der Vegetation vor allem dort zu erwarten, wo Übergänge von Wüste zu Gras beziehungsweise von Gras zu Bäumen möglich waren. Dies ist vor allem in den beiden genannten Regionen der Fall.

Entscheidend für den Pflanzenbewuchs sind Vegetationsperiode beziehungsweise Regenzeiten. Die Einstrahlung im mittleren Holozän ist so, dass im Sommer der Nordhemisphäre ein im Vergleich zu heute meist wärmeres und feuchteres Klima zu erwarten ist, Bedingungen also, die ein Pflanzenwachstum eher fördern. Die Einstrahlung der Südhemisphäre spricht allgemein für einen kühleren und trockeneren Sommer. Temperaturänderungen in diesem von Ozeanen dominierten Gebiet sind im Modell deutlich geringer als in der Nordhemisphäre. Positive Niederschlagsanomalien im dortigen Frühling stehen ausgeprägten negativen Anomalien in Sommer und Herbst gegenüber.

5.4 ‘Wechselwirkungen’ zwischen Vegetation und Ozean: Synergie

5.4.1 *Synergie und Biomparadoxon*

Die Resultate des gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Vegetations-Modells (Simulation GAOV) verdeutlichen die Nichtlinearität des Klimasystems. Mit den in dieser Arbeit diskutierten Simulationen konnten erstmals die starken Synergieeffekte durch die gemeinsame Reaktion von Ozean und Vegetation auf die veränderte Einstrahlung im mittleren Holozän abgeschätzt werden. Ein Vergleich der Resultate der Simulation GAOV mit entsprechenden Ergebnissen anderer Modelle ist daher nicht möglich.

Eine gewisse Ausnahme sind die Simulationen eines gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-GCMs, das jedoch kein vollständiges Ozean-Modell, sondern lediglich ein Modell zur Beschreibung der ozeanischen Deckschicht enthält [Pollard et al., 1998]. Mit diesem Modell wurden außerdem keine Simulationen zur Analyse der Bedeutung der einzelnen Klima-Untersysteme und der Synergie vorgenommen. Eine weitere Ausnahme bildet ein Atmosphäre-Ozean-GCM, das iterativ mit einem Vegetationsmodell gekoppelt wurde und mit dem insbesondere die Bedeutung des Ozeans für das Klima in Nordafrika während des mittleren Holozäns untersucht wurde [Braconnot et al., 1999]. Die dort dargestellten Simulationen sind jedoch nicht im Gleichgewicht. Außerdem wurde der Einfluss des Ozeans bei verschiedenen unteren Randbedingungen getestet, das heißt, in den Simulationen mit dem reinen Atmosphären-Modell und mit dem gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modell wurde (in zwei Iterationen) eine identische, aus dem Klima in den Simulationen des gekoppelten Modells sich ergebende Vegetation zu Grunde gelegt. Da dort ein veränderlicher Ozean eine Erhöhung der Monsunniederschläge in Nordafrika mit sich bringt, heißt dies, dass die Niederschläge und damit die ermittelte Vegetation im Modell mit festgesetzten Ozean-Charakteristika überschätzt wurden. Damit hat man den Einfluss der Vegetation auf eine andere Weise beschrieben als das in der vorliegenden Arbeit getan wurde; auch ist der Begriff der Synergie in jener Arbeit weder klar definiert noch analysiert worden.

Die in CLIMBER gefundene Synergie bewirkt, dass fast die gesamte Erde das ganze Jahr über wärmer als heute ist, einzig die niederen und mittleren nördlichen Breiten erscheinen im Frühjahr kälter (siehe Abb. 14). Dies löst das vermeintliche Biomparadoxon [Huntley and Prentice, 1993, Prentice et al., 1996, Cheddadi et al., 1997] auf (siehe Abschnitt 2.3): In unseren Simulationen kann es nur mit Hilfe der Synergie erklärt werden. Dies wird auch an den Verstärkungsfaktoren (siehe Abschnitt 4.3) deutlich (siehe Tab. 4). Ozean (f_O) und Vegetation (f_V) allein hätten es nicht geschafft, die Wintertemperaturen in der Nordhemisphäre über den heutigen Wert zu bringen, wie man an der Reaktion des voll gekoppelten Modells ohne Berücksichtigung von Synergieeffekten ($\Delta AOVS$) sehen kann. Positive Temperaturdifferenzen werden erst durch die Berücksichtigung von Synergieeffekten (f_{SYN}) möglich, was sich an der Gesamtreaktion des voll gekoppelten Modells ($\Delta AOVS$) zeigt.

5.4.2 Boreale Breiten

Zwei Dinge fallen auf: Zum einen ist die sommerliche Erwärmung der nördlichen Landmassen um bis über 3,5°C deutlich ausgeprägter als in allen vorher beschriebenen Simulationen (siehe Tab. 3). Zum anderen findet man die maximale Erwärmung mit Differenzen von bis über 5,0°C in den arktischen Breiten vor allem über dem Ozean, und zwar im Winter, welcher in allen bisher beschriebenen Simulationen entweder kälter oder allenfalls leicht wärmer als die Simulation CTL war (siehe Abb. 14). Der Grund für diese zusätzliche Erwärmung liegt im Zusammenwirken von Änderungen des Ozeans und der Vegetation.

Die Bedeckung mit Meereis verringert sich, was zu einer zusätzlichen Erwärmung führt, wie für Simulation GAO beschrieben (siehe Abschnitt 5.2). Nun kommt jedoch der Effekt des für die Simulation GAV beschriebenen zusätzlichen Temperaturanstieges durch erhöhten Baumanteil hinzu (siehe Abschnitt 5.3). Letzteres bewirkt eine weitere Abnahme des Meereises gegenüber der Simulation GAO (siehe Abb. 18), bei stärkerem Schmelzen und geringerem Gefrieren des Eises im arktischen Ozean (siehe Abb. 24). Umgekehrt verstärkt die mit dem Eisrückgang um im Jahresmittel nahezu ein Viertel gegenüber heute verbundene Erwärmung und Ausdehnung der Wachstumsperiode die nordwärtige Ausbreitung der Bäume um weitere etwa 50 km (siehe Abb. 22). Um dem 65. Breitengrad bedeutet dies eine Zunahme des Baumbestandes um weitere 4,2% gegenüber der Simulation GAV. Die maximale Erwärmung tritt im Winter auf, da zu dieser Zeit die im Sommer vermehrt vom Ozean aufgenommene Energie dann wieder freigesetzt wird (siehe Abb. 25). Insgesamt kommt es also zu einer Verstärkung der positiven Meereis-Albedo-Rückkopplung durch die ebenfalls positive Vegetations-Schnee-Albedo-Rückkopplung. Die Bedeutung des Zusammenspiels von Ozean und Vegetation für die Temperaturen wird auch am Verstärkungsfaktor f_{SYN} deutlich, dessen Betrag immer größer ist als der des Verstärkungsfaktors für Vegetation f_V , somit also stets auf eine zusätzliche Erwärmung hinweist (siehe Tab. 4).

Das „gekoppelte GCM“ (siehe Abschnitt 5.4.1) gibt für 6000 J.v.h. insgesamt eine Verschiebung der Baumgrenze um etwa 50 km bis 100 km an [Pollard et al., 1998], also deutlich geringere Veränderungen als von CLIMBER-2.1 simuliert. Eine Analyse der Synergieeffekte ist mit diesem Modell nicht vorgenommen worden. Eine zusätzliche Erwärmung durch die veränderliche Vegetation wird ebenfalls auf die Albedoänderungen bei Schneebedeckung zurückgeführt. Die Temperaturdifferenzen im Sommer werden von beiden Modellen ähnlich wiedergegeben. Im Winter hingegen zeigt das Modell mit der Beschreibung nur der ozeanischen Deckschicht nicht die starke von CLIMBER-2.1 wiedergegebene Erwärmung in der Nordhemisphäre, besonders über dem arktischen Ozean.

5.4.3 Nordafrika

Synergieeffekte treten auch in den Subtropen auf, sind jedoch geringer als in borealen Breiten. Führt der veränderliche Ozean bei festgesetzten Vegetations-Charakteristika noch zu einer leichten Abnahme der Niederschläge über Nordafrika gegenüber der Simulation GA (siehe Tab. 3), so bewirkt er gemeinsam mit der veränderlichen Vegetation eine leichte weitere Zunahme (im Vergleich zu GAV) der Niederschläge auf im

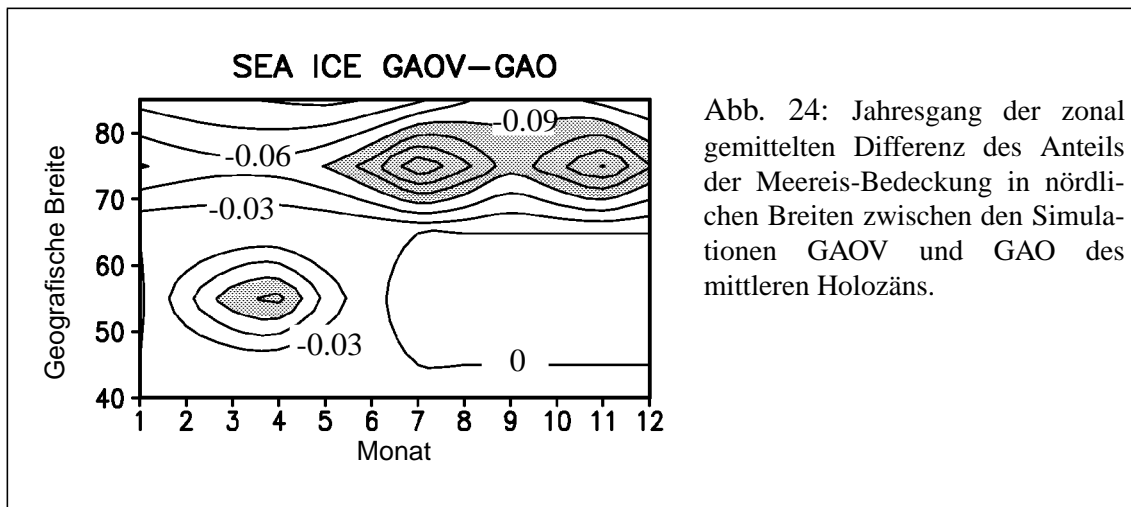


Abb. 24: Jahresgang der zonal gemittelten Differenz des Anteils der Meereis-Bedeckung in nördlichen Breiten zwischen den Simulationen GAOV und GAO des mittleren Holozäns.

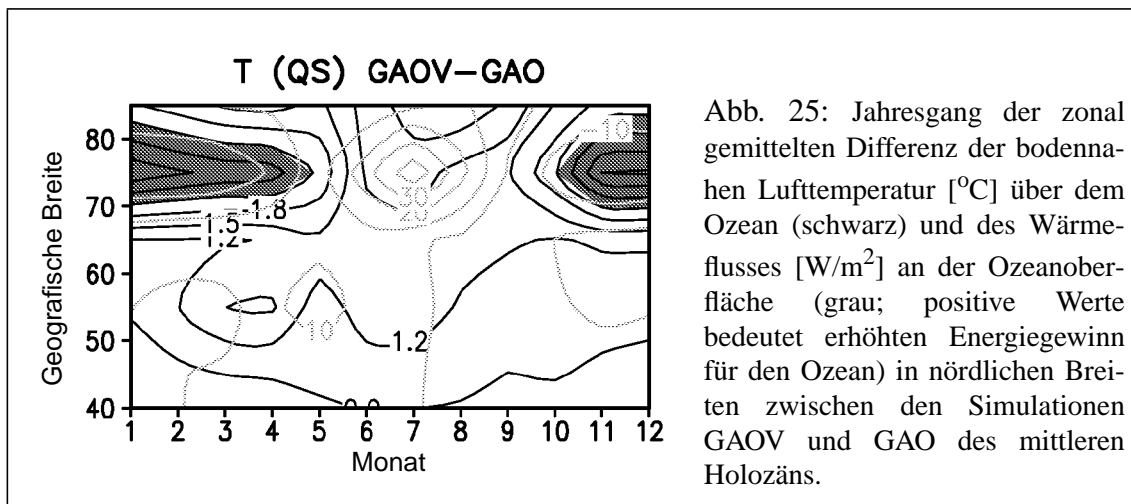


Abb. 25: Jahresgang der zonal gemittelten Differenz der bodennahe Lufttemperatur [°C] über dem Ozean (schwarz) und des Wärmeflusses [W/m²] an der Ozeanoberfläche (grau; positive Werte bedeutet erhöhten Energiegewinn für den Ozean) in nördlichen Breiten zwischen den Simulationen GAOV und GAO des mittleren Holozäns.

Jahresmittel ein Vierfaches der Werte in der Simulation CTL. Damit verbunden ist eine weitere Ausdehnung der Vegetation um 2,5% vor allem in der Sahara, wo das Potenzial für Veränderungen noch größer ist als im Sahel.

Diese vergleichsweise geringen zusätzlichen Änderungen zeigen, dass entscheidend für eine Ausbreitung der Vegetation in Nordafrika nicht die Anpassung des Ozeans an holozänes Klima ist, sondern die direkte positive Rückkopplung zwischen Vegetation und Niederschlägen selbst. Dies wird auch am Verstärkungsfaktor f_{SYN} deutlich, der für die Niederschläge in Nordafrika immer deutlich geringer bleibt als der Faktor für die reine Vegetation f_V , auch wenn er stets auf eine Unterstützung feuchterer Bedingungen hindeutet (siehe Tab. 4).

Die „gekoppelten GCMs“ (siehe Abschnitt 5.4.1) zeigen in Nordafrika nur eine leichte nordwärtige Ausbreitung von Vegetation [Pollard et al., 1998, Braconnot et al., 1999], in etwa vergleichbar der eines der gekoppelten Atmosphäre-Vegetations-GCMs [Texier et al., 1997]. Ein Atmosphären-GCM zeigt bei der Verwendung von aus geologischen Befunden abgeleiteten SSTs beziehungsweise Vegetationsverteilungen in Nordafrika als untere Randbedingung signifikante Niederschlagszunahmen ebenfalls nur im südlichen Bereich der Sahara [Texier et al., 2000]. Ähnlich wie in CLIMBER ist auch

dort jedoch der Einfluss veränderter Vegetation auf die Niederschläge deutlich größer als der veränderter SSTs.

5.4.4 Antarktis

Eine Region, die nur in der Simulation GAOV ein bemerkenswertes Verhalten zeigt, ist die Antarktis. Im Gegensatz zu allen anderen bisher beschriebenen Simulationen sind die mittleren und insbesondere die hohen Breiten der Südhemisphäre das ganze Jahr über wärmer als in der Simulation CTL (siehe Abb. 14). Im Gegensatz zur Simulation GAO nimmt dementsprechend die Bedeckung mit Meereis hier ab (siehe Abb. 18). Die Ursache liegt in der Nordhemisphäre: Der Nordatlantik ist auch im Winter deutlich wärmer als heute und als in der Simulation GAO, zudem erhält er mehr Süßwasser - das heißt, es besteht daran im Nordatlantik ein geringerer Bedarf (siehe Abb. 26). Hierdurch nimmt die Dichte des NADW (siehe Abschnitt 3.2) ab und damit auch der Dichtegradient zwischen Nord- und Südatlantik. Die Stärke dieses Gradienten bestimmt wiederum die Stärke der thermohalinen Zirkulation [Rahmstorf, 1996]. In der Simulation bewirkt die Schwächung des Gradienten eine Abschwächung und Abflachung der Zirkulation, Antarktisches Bodenwasser (AABW = Antarctic Bottom Water) kann stärker nach Norden vordringen (siehe Abb. 27) als in der Simulation CTL (siehe Abb. 11). Es folgt eine Abnahme des nordwärtigen Wärmetransportes im Ozean um bis nahezu 0,1 PW. Dies dämpft einerseits die Erwärmung in der Nordhemisphäre, gleichzeitig führt die im Süden verbleibende Wärme jedoch zu der beschriebenen Erwärmung der Südhemisphäre. Die Erwärmung erreicht ein Maximum von über 2,0°C dort, wo sie durch eine Abnahme des Meereises verstärkt wird.

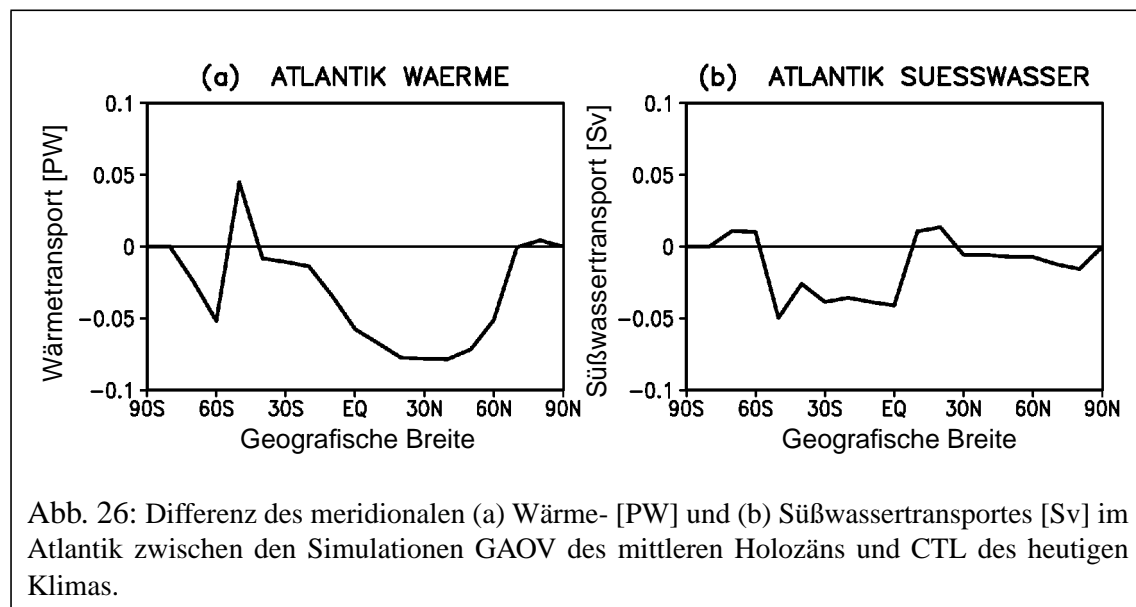
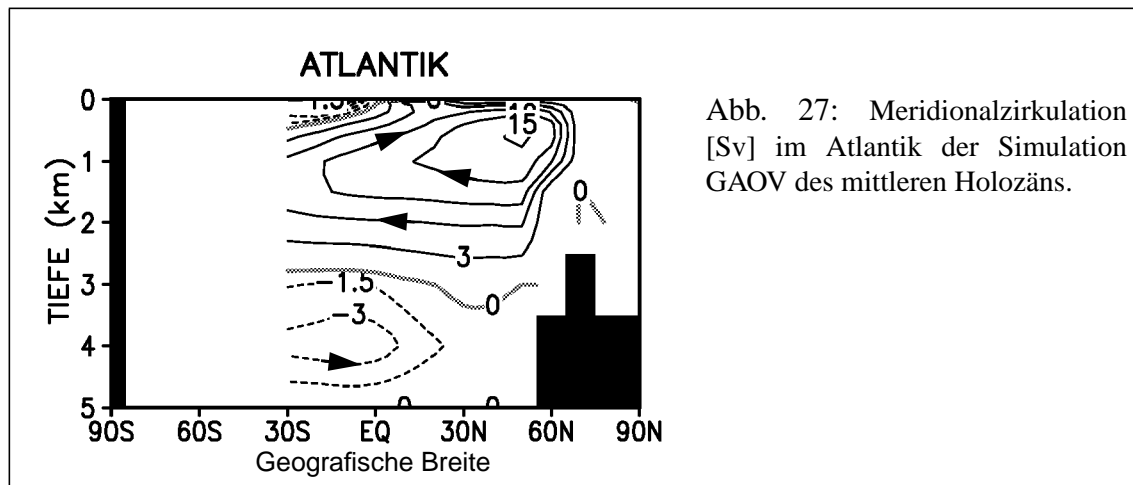


Abb. 26: Differenz des meridionalen (a) Wärme- [PW] und (b) Süßwassertransportes [Sv] im Atlantik zwischen den Simulationen GAOV des mittleren Holozäns und CTL des heutigen Klimas.



5.5 Vergleich mit geologischen Befunden

Um die Anwendbarkeit des Modells auf andere Klimazustände als den heutigen zu belegen, werden Ergebnisse der Simulationen GAOV mit geologischen Befunden verglichen. Deren Ursprung wiederum kann auf diese Weise auf Basis physikalischer Prozesse innerhalb der Klima-Untersysteme und Wechselwirkungen zwischen den Systemen verstanden werden.

Die geologischen Befunde geben das Paläoklima an einzelnen Punkten wieder. Mit unterschiedlichen Methoden kann man diese Punktdaten auch in die Fläche erweitern [z.B. Frenzel et al., 1992]. Da diese Karten in einigen Regionen eine nicht vorhandene Datendichte vortäuschen, sollte man mit ihrer Interpretation oftmals vorsichtig sein. Umgekehrt spiegeln die geologischen Daten häufig regionale Details wider, wie sie in einem Modell - insbesondere mit der räumlichen Auflösung von CLIMBER-2 - nicht erfasst werden können. Der folgende Vergleich mit den Beobachtungsdaten konzentriert sich auf die Regionen stärkster klimatischer Veränderungen beim Übergang zum mittleren Holozän in unserem Modell.

Boreale Breiten

Geologische Befunde, insbesondere Pollendaten, lassen für das mittlere Holozän um bis zu 4°C höhere Sommer- und um bis zu 3°C höhere Wintertemperaturen in den nördlichen Regionen von Nordeuropa, Asien und Nordamerika vermuten [COHMAP-members, 1988, Frenzel et al., 1992, Huntley and Prentice, 1993, Peterson, 1993, WebbIII et al., 1993a, Prentice et al., 1996, TEMPO-members, 1996, Cheddadi et al., 1997, Masson et al., 1999], was recht gut mit unseren Simulationsergebnissen übereinstimmt. Der in GAOV simulierte Temperaturanstieg um bis zu 3°C im Jahresmittel in hohen nördlichen Breiten passt ebenfalls zu geologischen Abschätzungen [Frenzel et al., 1992]. Die als Biomparadoxon (siehe Abschnitt 2.3) diskutierten Beobachtungen erklären sich unseren Modellversuchen zufolge aus dem Synergieeffekt durch die gemeinsame Reaktion von Ozean und Vegetation (siehe Abschnitt 5.4.1). Ein trockeneres Klima in Nordwest-Europa [Frenzel et al., 1992, Yu and Harrison, 1996, Cheddadi et al., 1997, Masson et al., 1999] findet sich auch in der Simulation GAOV. Eine regional unterschiedliche nordwärtige Verschiebung der borealen Wälder um 25 bis 300 km wird von einer Reihe

geologischer Daten unterstützt [Monserud et al., 1993, Prentice et al., 1996, TEMPO-members, 1996, Texier et al., 1997, Tarasov et al., 1998, MacDonald et al., 2000]. In den Simulationen ist offenbar auch ein sich verändernder Ozean nötig, um sich den Beobachtungsdaten zu nähern.

Umgekehrt lassen geologische Befunde die stärkste sommerliche Erwärmung in den subarktischen Regionen vermuten [Frenzel et al., 1992], während das Modell sie über dem inneren Kontinent angibt. Auch kältere Sommer und Winter im Mittelmeerraum [Huntley and Prentice, 1993, Prentice et al., 1996, Cheddadi et al., 1997, Masson et al., 1999] und trockeneres Klima in Teilen des zentralen Eurasiens und Nordamerikas [Frenzel et al., 1992, TEMPO-members, 1996] werden vom Modell nicht wiedergegeben. Die nordwärtige Verschiebung der Baumgrenze in Ostsibirien und Nordamerika könnte von unserem Modell überschätzt worden sein [Monserud et al., 1993, Prentice et al., 1996, TEMPO-members, 1996, Texier et al., 1997]. Die Modelldefizite im Vergleich mit den geologischen Befunden und die Belastbarkeit der CLIMBER-Resultate, insbesondere im Hinblick auf den letzten Punkt, werde ich in den Kapiteln 7 / 9 diskutieren.

Nordafrika

Ein feuchteres Klima im Bereich der heutigen Sahara und eine weit verbreitete Vegetation, vor allem Gräser und niedrige Büsche, ist in zahlreichen geologischen Befunden dokumentiert [Nicholson and Flohn, 1980, Lezine, 1989, Frenzel et al., 1992, Hoelzmann et al., 1998, Jolly et al., 1998b], wobei die tatsächliche Ausdehnung der Vegetation noch unklar ist. Unserem Modell zufolge ist dies durch erhöhte Monsuntätigkeit und lokale Wiederverwertung der Feuchte und durch die starke positive Wechselwirkung zwischen Niederschlägen und Vegetation zu erklären. Wie stabil die von CLIMBER simulierten Vegetationsverschiebungen sind, werde ich in den Kapiteln 7 / 9 demonstrieren.

Auch höhere Seespiegelstände in weiten Teilen Nordafrikas sind belegt worden [Street and Grove, 1979, Street-Perrott and Perrott, 1993, Yu and Harrison, 1996, Jolly et al., 1998a]. Dies trifft auch auf die in der Simulation GAOV simulierten Differenzen zwischen Niederschlag und Verdunstung zu, wenn man sie über ganz Nordafrika mittelt. Allein über der Sahara nehmen diese Werte allerdings ab, da die durch Ausbreitung von Vegetation bedingte Zunahme an Verdunstung die Zunahme der Niederschläge überwiegt. Mit Verdunstung ist an dieser Stelle allerdings nicht nur die reine Verdunstung, sondern auch die Transpiration gemeint, die über Seegebieten nicht stattfindet.

Antarktis

Geologische Befunde bestätigen die Möglichkeit einer im mittleren Holozän bis zu 2,0°C wärmeren (Sub-)Antarktis [Hays et al., 1976, Jouzel et al., 1987, Crowley and North, 1990]. Ein durch reduzierte NADW-Produktion hervorgerufener Erwärmungseffekt auf die südliche Hemisphäre, wie in der Simulation GAOV gefunden, wurde beispielsweise für das letzte Interglazial diskutiert [Crowley and Kim, 1992]. Über die Änderungen des NADW-Flusses zu verschiedenen Zeiten, insbesondere während der Kaltzeiten, besteht eine Kontroverse, die vor allem auf der Verwendung und Interpretation unterschiedlicher Nachweisstoffe beruht. Gegenüber heute werden für das mittlere Holozän jedoch im Allgemeinen nur geringe Änderungen des NADW-Flusses angenom-

men, möglicherweise war er während des früheren Holozäns leicht stärker ausgeprägt als heute [Boyle and Keigwin, 1985, Oppo and Fairbanks, 1990, Rutberg et al., 2000].