

6 Ergebnisse der transienten Simulationen

6.1 Folgen sich verändernder Erdbahnparameter

Für die orbitalen Parameter (siehe Abschnitt 2.2) um 9000 J.v.h. wurden folgende Werte zu Grunde gelegt [Berger, 1978]: Exzentrizität = 0,019; Neigung der Erdachse = $24,23^\circ$ und Tag des Perihel = 30. Juli. Die Muster der Einstrahlungsänderungen sind denen um 6000 J.v.h. sehr ähnlich, vor allem durch die Verschiebung des Perihels vom Herbst in den Sommer sind sie jedoch um 9000 J.v.h. deutlicher ausgeprägt. Entsprechend erscheint auch die Reaktion des gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Vegetations-Modells für 9000 J.v.h. der für die Simulation GAOV sehr ähnlich, die Muster sind lediglich intensiviert. Die Resultate dieser Simulation werden hier daher nur als Ausgangspunkt für die transienten Simulationen verwendet, auf eine ausführlichere Diskussion verzichte ich hier.

Im Verlauf der transienten Simulationen ändert sich die Einstrahlung allmählich auf die heutigen Werte (siehe Abb. 28).

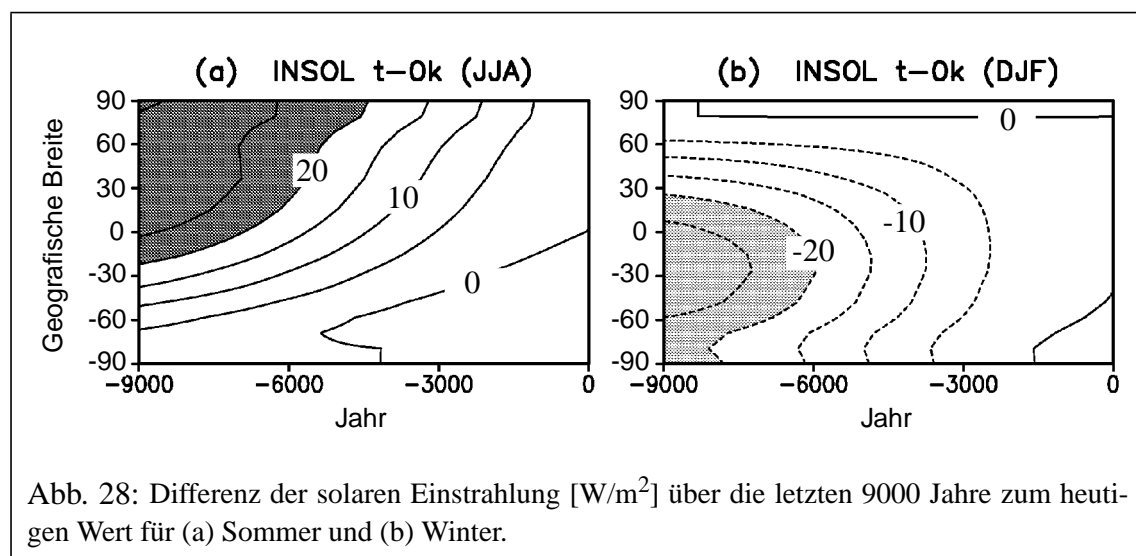


Abb. 28: Differenz der solaren Einstrahlung [W/m^2] über die letzten 9000 Jahre zum heutigen Wert für (a) Sommer und (b) Winter.

Das reine Atmosphären-Modell (Simulation TA) reagiert unmittelbar auf die sich ändernde Einstrahlung. Im Sommer nehmen die Temperaturen als Folge der Einstrahlung wie auch der festgesetzten Ozean-Charakteristika vor allem im von Land geprägten Teil der Nordhemisphäre im Verlauf der letzten 9000 Jahre kontinuierlich ab, im Winter hingegen zu (siehe Abb. 29). Auch die Niederschläge ändern sich ganz allmählich, die stärkste Abnahme ergibt sich in den nördlichen Subtropen im Sommer, die stärkste Zunahme in den südlichen (Sub-)Tropen im dortigen Sommer, beides hervorgerufen durch Veränderungen der Monsunaktivitäten (siehe Abschnitt 5.1). Im globalen Jahresmittel bleibt die solare Einstrahlung und damit auch die Temperatur über die 9000 Jahre nahezu konstant. Eine nur geringe Abnahme der Einstrahlung in hohen Breiten resultiert

in einer Temperaturabnahme um etwa $-0,1^{\circ}\text{C}$, die globalen Jahresniederschläge nehmen um weniger als $0,1\text{ mm/Tag}$ ab (siehe Abb. 30).

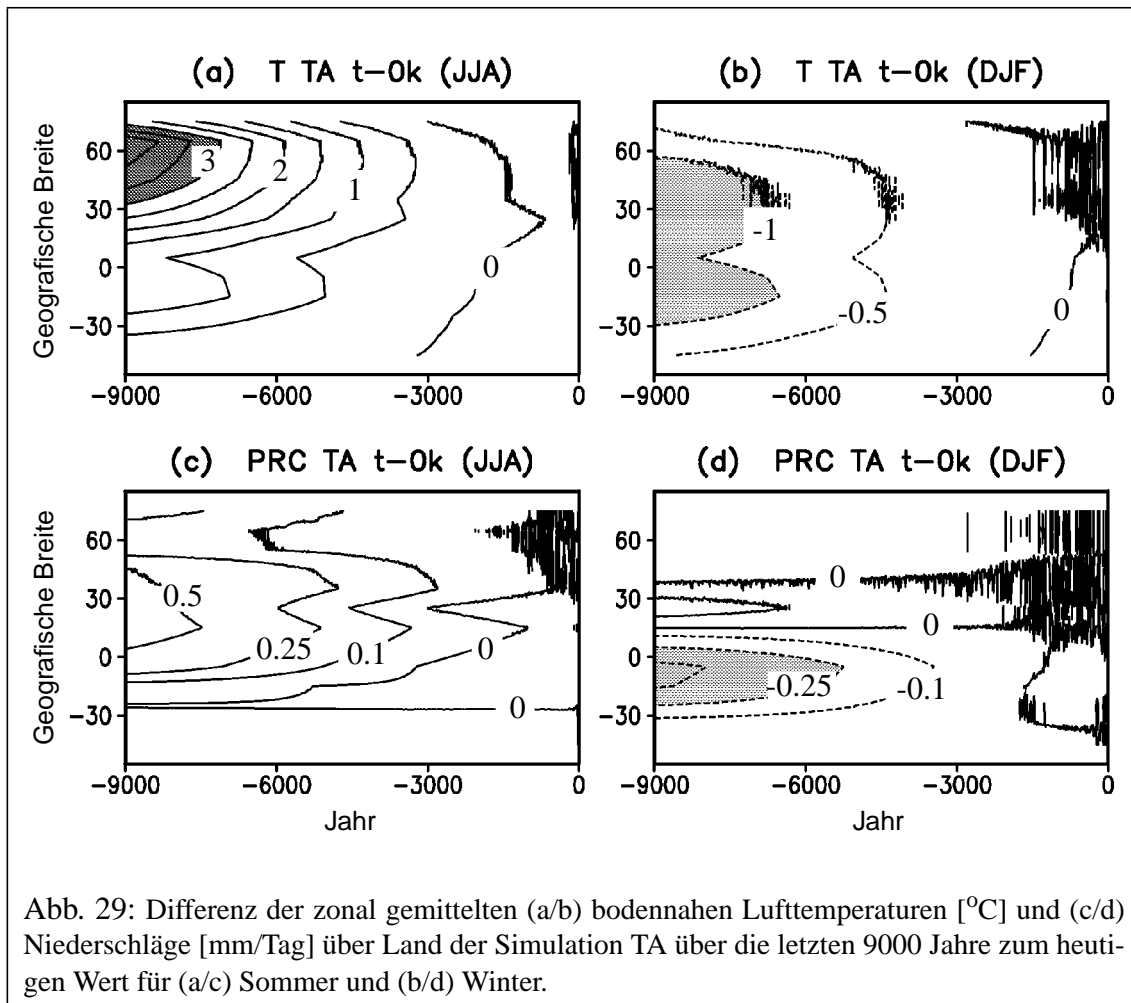


Abb. 29: Differenz der zonal gemittelten (a/b) bodennahen Lufttemperaturen [$^{\circ}\text{C}$] und (c/d) Niederschläge [mm/Tag] über Land der Simulation TA über die letzten 9000 Jahre zum heutigen Wert für (a/c) Sommer und (b/d) Winter.

6.2 Folgen des veränderlichen Ozeans

Die Reaktion des gekoppelten Atmosphäre-Ozean-Modells (Simulation TAO) zeigt ganz ähnliche Muster wie die des reinen Atmosphären-Modells. Wie bereits für die Gleichgewichts-Simulationen beschrieben (siehe Abschnitt 5.2) dämpft jedoch die thermische Trägheit des Ozeans die reine atmosphärische Reaktion, wie man an den negativen Verstärkungsfaktoren f_O sehen kann (siehe Tab. 5 / Abb. 31). Die Bedeckung mit Meereis nimmt im Laufe der vergangenen 9000 Jahre allmählich zu (siehe Abb. 32), was auch Grund dafür ist, dass die globalen Jahreswerte vor allem der Temperatur stärker abnehmen als bei festgesetzten Ozean-Charakteristika (siehe Abb. 30).

Neben einer wenige Jahrhunderte dauernden Einschwingzeit des Ozeans fällt insbesondere die verstärkte interannuelle Variabilität durch den veränderlichen Ozean auf, sowie das plötzliche Einbrechen der Klimagrößen ab etwa 5100 J.v.h. nach einer Periode nahezu unveränderter Werte. Dies ist verbunden mit dem sprunghaften Anstieg der Meeris-Fläche in der Nordhemisphäre. Eine Verstärkung der atlantischen Ozeanzirkulation

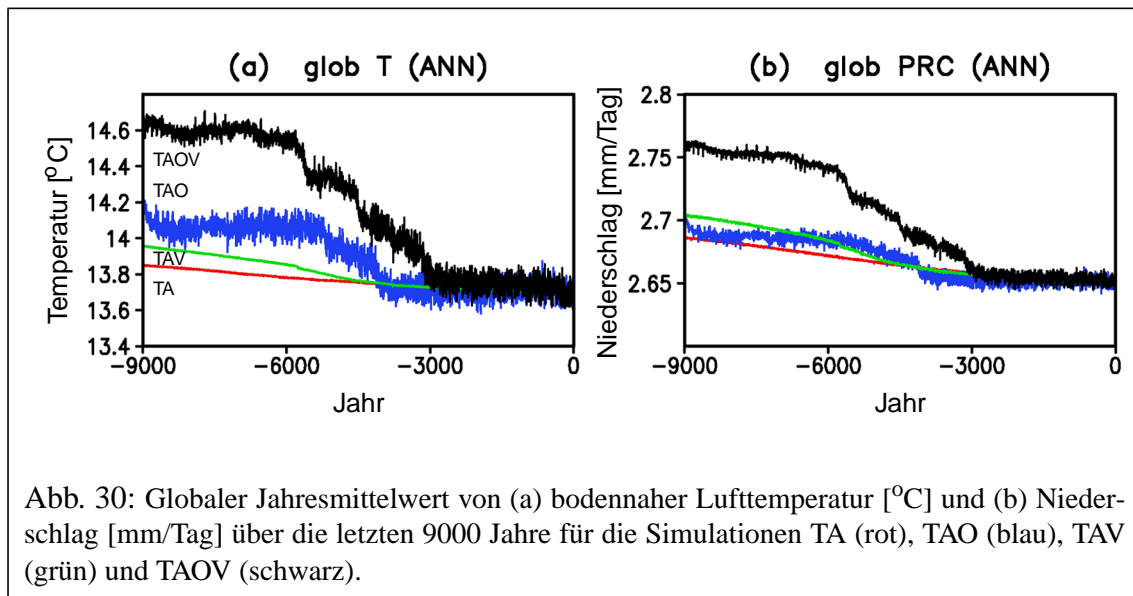


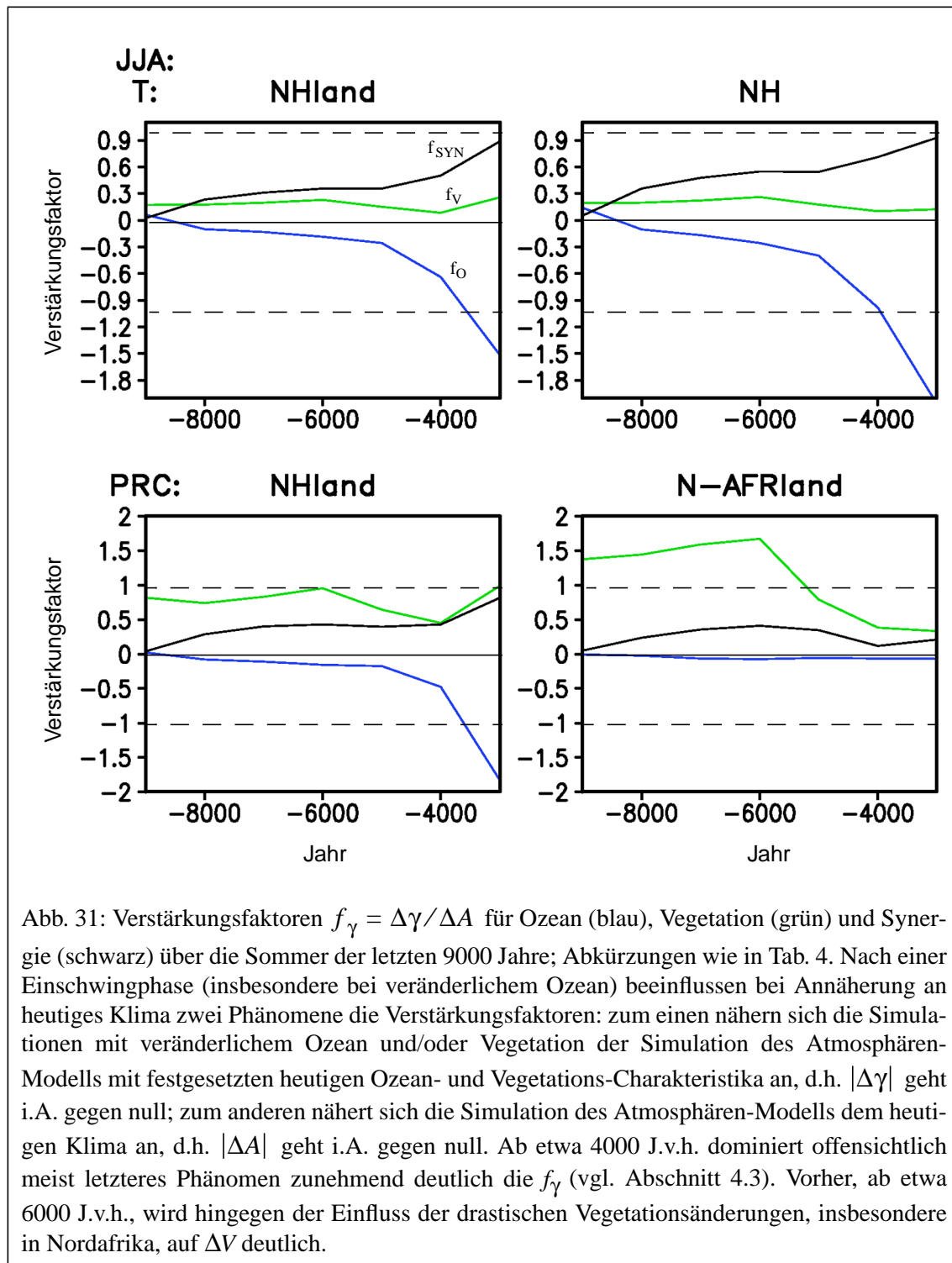
Abb. 30: Globaler Jahresmittelwert von (a) bodennaher Lufttemperatur [°C] und (b) Niederschlag [mm/Tag] über die letzten 9000 Jahre für die Simulationen TA (rot), TAO (blau), TAV (grün) und TAOV (schwarz).

vor allem auf Grund des erhöhten Temperaturgradienten ist die Folge (siehe Abb. 32). Ein solch sprunghaftes Verhalten resultiert aus der groben räumlichen Auflösung des Ozeanmodells. Hier ist es das Unterschreiten des Gefrierpunktes und die plötzliche Bildung von Meereis in einer Region im Nordatlantik - mit daraus resultierenden Änderungen der Strahlungseigenschaften und der Konvektion im Ozean -, die diesen Sprung zur Folge hat. Durch die Größe der Gitterboxen in CLIMBER-2 ist hiervon sofort eine große Region betroffen. Eine erweiterte Modellversion hat gezeigt, dass derartige Umbrüche durch eine höhere Auflösung des Ozeanmodells gemildert werden (hier nicht gezeigt). Aus diesem Grunde wird dieses reine Modell-Artefakt hier nicht weiter diskutiert.

Die für die transienten Simulationen ermittelten Verstärkungsfaktoren f_{γ} (siehe Abschnitt 4.3) beim Durchlaufen von 6000 J.v.h. (siehe Tab. 5) sind im Allgemeinen qualitativ und in ihrer Größenordnung ähnlich den Verstärkungsfaktoren für die Gleichgewichts-Simulationen (siehe Tab. 4). Ausnahme sind jedoch häufig die Werte für den Ozean und auch für die Südhemisphäre. Hierfür ist vor allem das Verhalten des Meereises verantwortlich, dessen Verhalten nicht völlig stabil dargestellt werden kann. Hierauf werde ich in Kapitel 7 noch genauer eingehen.

6.3 Folgen der veränderlichen Vegetation

Die veränderliche Vegetation (Simulation TAV) erhöht kaum die interannuelle Variabilität des Systems gegenüber der Simulation mit festgesetzten Vegetations-Charakteristika (siehe Abb. 30). Die Absolutwerte der globalen Differenzen sind jedoch größer, was in erster Linie an Veränderungen in den schon für die Gleichgewichts-Simulationen auffälligen Regionen (siehe Abschnitt 5.3) liegt. Die Änderungen verlaufen kontinuierlicher als dies in Simulation TAO der Fall ist (siehe Abschnitt 6.2). Auffällig sind die im Allgemeinen geringeren Werte der Verstärkungsfaktoren für Vegetation im dynamischen System beim Durchlaufen von 6000 J.v.h. (siehe Tab. 5) im Vergleich zu den Gleichgewichts-Simulationen (siehe Tab. 4).



6.3.1 Boreale Breiten

Wie zuvor beschrieben (siehe Abschnitt 5.3.1) finden sich im frühen und mittleren Holozän Bäume weiter nördlich als dies heute der Fall ist. Der Rückzug der Bäume im Verlauf des Holozäns geht in unserem Modell allmählich vor sich (siehe Abb. 33), der

	TEMPERATUR			NIEDERSCHLAG		
	NH _L	NH	SH	NH _L	SH _L	N-AFR _L
			<i>JJA</i>			
f_O	-0,2	-0,2	0,4	-0,22	-0,02	-0,19
f_V	0,2	0,2	0,2	0,68	0,11	1,31
f_{SYN}	0,4	0,5	1,5	0,43	0,59	0,48
ΔAOV	2,5	1,6	0,8	0,52	0,06	1,65
ΔAOV_S	1,9	1,0	0,4	0,40	0,04	1,35
			<i>DJF</i>			
f_O	-0,6	-1,1	-1,7	-1,50	-0,60	-1,11
f_V	-0,1	-0,1	-0,0	-0,57	0,03	-2,92
f_{SYN}	-0,8	-1,2	-0,7	-3,17	-0,36	-0,86
ΔAOV	0,4	0,6	0,4	0,05	-0,01	0,04
ΔAOV_S	-0,2	0,1	0,2	0,01	-0,07	0,03
			<i>ANN</i>			
f_O	0,6	1,5	9,4	-0,13	-1,51	-0,17
f_V	0,9	1,0	0,9	0,86	0,01	1,80
f_{SYN}	2,6	4,3	12,5	0,82	-1,48	0,66
ΔAOV	1,2	1,0	0,6	0,24	0,05	0,64
ΔAOV_S	0,6	0,4	0,3	0,16	0,01	0,51

Tab. 5: Verstärkungsfaktoren f_γ und Reaktion des voll gekoppelten Modells (ΔAOV) sowie eines voll gekoppelten Modells ohne Berücksichtigung der Synergieeffekte (ΔAOV_S) wie in Tab. 4, jedoch für die *transienten* Simulationen beim Durchlaufen von 6000 J.v.h.

sich verändernden Einstrahlung folgend. Durch den mit ausgedehnteren Wäldern verbundenen Albedo-Effekt tendiert das System zu höheren Temperaturen als bei festgesetzten Vegetations-Charakteristika, wie die positiven Verstärkungsfaktoren f_V zeigen (siehe Tab. 5 / Abb. 31). Aus der Änderung des Grasanteiles wird ersichtlich, dass es sich nicht überall um einen Übergang von Bäumen zu Gras handelt. Um 75°N breitet sich letztlich polare Wüste auf Kosten der Vegetation aus. Um 65°N ist dies nur in Alaska der Fall, in allen anderen Regionen findet man einen Rückgang der Bäume zu Gunsten von Gras.

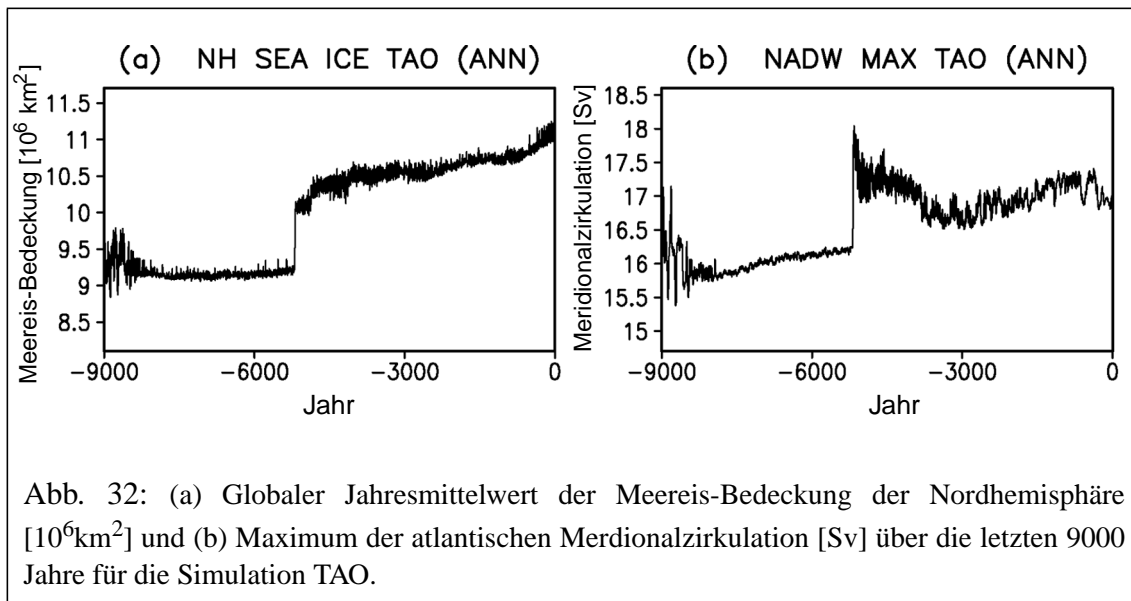


Abb. 32: (a) Globaler Jahresmittelwert der Meereis-Bedeckung der Nordhemisphäre [10⁶km²] und (b) Maximum der atlantischen Merdionalzirkulation [Sv] über die letzten 9000 Jahre für die Simulation TAO.

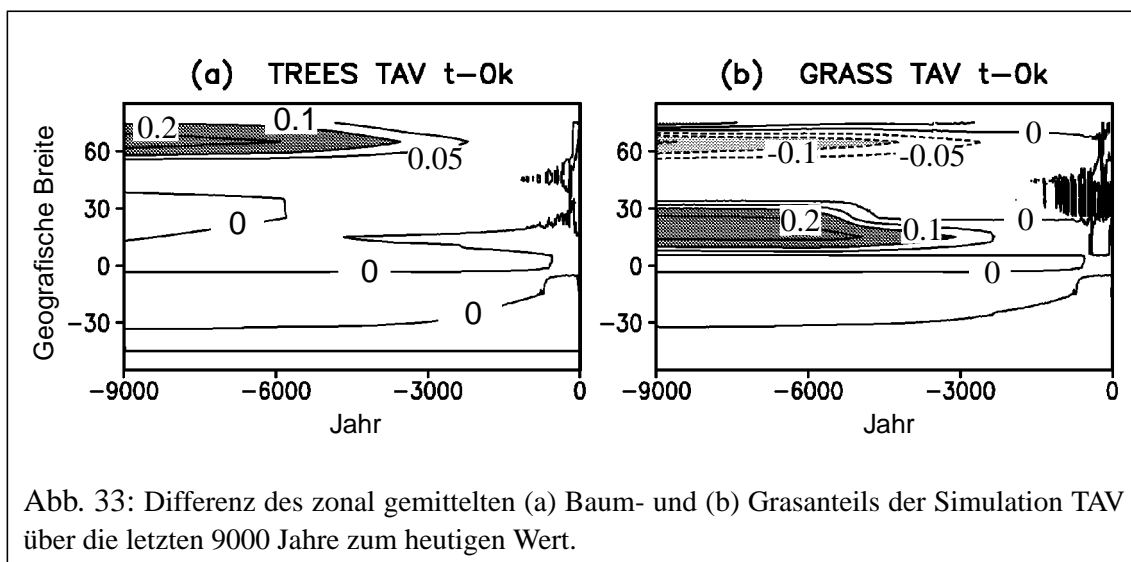


Abb. 33: Differenz des zonal gemittelten (a) Baum- und (b) Grasanteils der Simulation TAV über die letzten 9000 Jahre zum heutigen Wert.

6.3.2 Nordafrika

In den Subtropen zeigt sich ein deutlicher Rückgang der Vegetation im Verlauf des Holozäns (siehe Abb. 33). In Nordafrika, insbesondere in der Sahara, zieht sich die Vegetation zu Gunsten der Wüste zurück. Zu Grunde liegender Mechanismus ist die beschriebene positive Rückkopplung zwischen Niederschlägen und Vegetation (siehe Abschnitt 5.3.2). Während in den bisherigen Simulationen mit festgesetzten Vegetations-Charakteristika die Niederschlagsunterschiede in Nordafrika nur gering waren und allmählich den Änderungen in der Einstrahlung folgten, resultieren aus der vermehrten Vegetation auch deutlich höhere Niederschläge im früheren Holozän (die Verstärkungsfaktoren f_V sind sogar größer als eins, siehe Tab. 5), die mit dem vergleichsweise raschen Wegbrechen der Vegetation zwischen 6000 und 5000 J.v.h. ebenso rasch abnehmen (siehe Abb. 34 / 31).

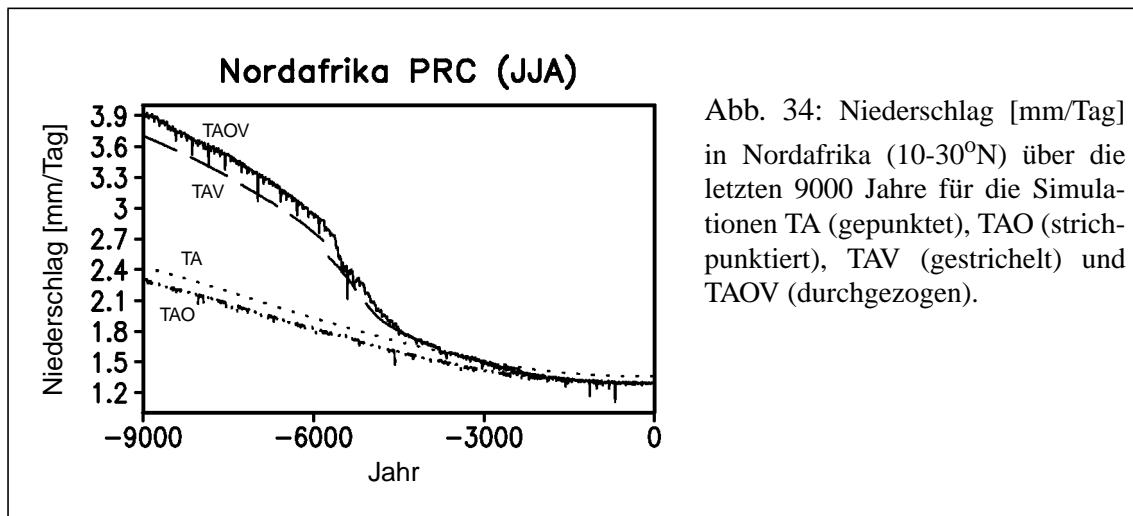


Abb. 34: Niederschlag [mm/Tag] in Nordafrika (10-30°N) über die letzten 9000 Jahre für die Simulationen TA (gepunktet), TAO (strichpunktirt), TAV (gestrichelt) und TAOV (durchgezogen).

Die Änderungen in Nordafrika geschehen deutlich rascher als die Vegetationsänderungen in den borealen Breiten. Auf den ersten Blick möchte man unterschiedliche Reaktionszeiten von Bäumen und Gras für diese Differenz verantwortlich machen. Die charakteristischen Reaktionszeiten ergeben sich aus der Umsetzungszeit von lebender Biomasse in totes organisches Material und sind nicht nur abhängig von der Vegetationsart, sondern auch vom Klima (siehe Abschnitt 3.2). Sie liegen für Bäume im Bereich von Jahrzehnten, für Gras hingegen im Bereich von Jahren. Eine Erhöhung der für Gras typischen Reaktionszeit auf einen für Bäume typischen Wert ändert jedoch nichts an der im Verlauf des Holozän gefundenen raschen Wüstenbildung in Nordafrika [Victor Brovkin, persönliche Mitteilung].

Das Verhalten des Systems in Nordafrika kann anhand eines konzeptionellen Modells veranschaulicht werden [Brovkin et al., 1998, Claussen et al., 1998]. Grundlegende Annahme ist die, dass in den ariden Gebieten der Subtropen die Vegetation durch die beschränkte Wasserverfügbarkeit vor allem von den Niederschlägen abhängt; andere Klima- und sonstige Faktoren spielen eine untergeordnete Rolle. Umgekehrt ist für die Niederschläge vor allem die Vegetationsdichte entscheidend und weniger der Vegetationstyp; die Niederschläge hängen außerdem von externen Parametern wie etwa der Einstrahlung ab. Die Abhängigkeiten können parameterisiert und auf realistische Weise dargestellt werden, wie beispielsweise in Abbildung 35a gezeigt. Dort wurden folgende Zusammenhänge für die (Gleichgewichts-)Vegetation $V^{(*)}$ und das Jahresmittel des Niederschlags (im Gleichgewicht) $P^{(*)}$ angenommen:

$$V^{*}(P) = \begin{cases} 0 & \text{bei } P \leq P_{cr} \\ (1 - 1/(1 + a \cdot (P - P_{cr})^2)) & \text{sonst} \end{cases} \quad \text{und}$$

$$P^{*}(V, E) = P_l(E) + b(E) \cdot V .$$

Dabei ist P_{cr} ein Niederschlags-Grenzwert (in der Sahara typischerweise 100 mm/Jahr), unterhalb dessen Vegetation nicht existieren kann. E bezeichnet die externen Para-

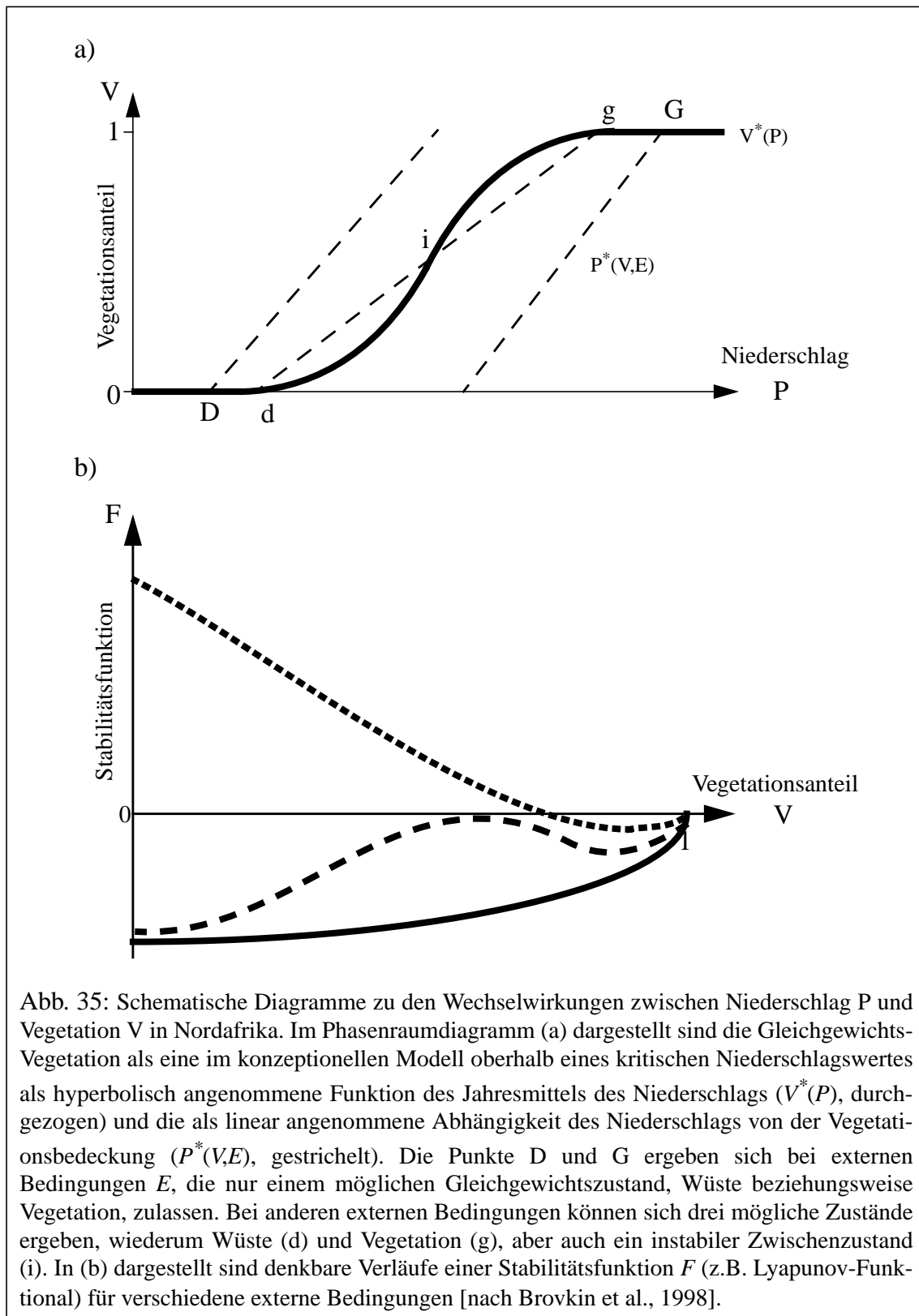
meter; a , b und P_I ergeben sich durch Anpassung an die Beobachtungsdaten, wobei angenommen wird, dass sich die Klimaabhängigkeit der Vegetation $V^*(P)$ im betrachteten Zeitraum gegenüber den heutigen Zusammenhängen nicht verändert hat. Die Gleichungen spiegeln wider, dass sich bei nur geringen Niederschlagsmengen die Vegetationsbedeckung kaum ändert; auch bei Annäherung an die maximal mögliche Vegetationsdichte hat eine Änderung der Niederschläge kaum Einfluss. Zwischen diesen beiden Zuständen wurde hier eine hyperbolische Abhängigkeitsfunktion gewählt. Die Abhängigkeit der Niederschläge von der Vegetation $P^*(V,E)$ wurde als linear und mit dem betrachteten Zeitpunkt veränderlich angenommen.

Ein ähnliches Modell wurde auch für die borealen Breiten entwickelt [Brovkin et al., 2000]. Dort wird die Abhängigkeit von Vegetation und Temperatursummen beschrieben.

Die Schnittpunkte von Vegetations- ($V^*(P)$) und Niederschlagskurven ($P^*(V,E)$) zeigen die möglichen Gleichgewichtszustände. Je nach äußeren Bedingungen kann also der eine oder andere Gleichgewichtszustand vorherrschen, entweder Wüste (D) oder Vegetation (G). Dazwischen kann es einen Bereich geben, in dem sich das System je nach Anfangsbedingungen in einen dieser beiden Zustände (d,g) entwickeln kann. Zwischen diesen beiden stabilen Lösungen existiert eine instabile Lösung (i), die die Anziehungsbereiche der beiden stabilen Zustände voneinander trennt. Ob ein Bereich mit drei möglichen Lösungen existiert, hängt offensichtlich von der Stärke der Abhängigkeit der Niederschläge von der Vegetation, also der Steigung der entsprechenden Kurve ab.

Beschreibt man die zeitliche Änderung von Niederschlägen und Vegetation, so erhält man ein dynamisches System, dessen Lösungen auf ihre Stabilität hin untersucht werden können. So kann die Anzahl der stabilen Gleichgewichtszustände beispielsweise durch die Anzahl der relativen Minima des Lyapunov-Funktionalen demonstriert werden. Abbildung 35b zeigt die Möglichkeit zweier Gleichgewichtszustände mit unterschiedlichen Potentialen (gestrichelte Kurve). Befindet sich das System zu einem gegebenen Zeitpunkt im höheren der beiden Potentiale, im Beispiel also in einem Zustand ausgedehnter Vegetation, so kann es durch eine ausreichend große Störung dazu gebracht werden, in das absolute Minimum, also Wüste, überzugehen.

Was bedeutet dies für die Vegetation in Nordafrika in unserer transienten Simulation TAV ? Angenommen, die gepunktete Kurve in Abbildung 35b gibt die Verhältnisse zu Beginn des Holozäns wieder, die durchgezogene Kurve die heutigen Verhältnisse. Vor 9000 Jahren existierte also nur ein Gleichgewichtszustand, ausgedehnte Vegetation in Nordafrika. Beim Übergang zum heutigen Klima muss dann die gepunktete Kurve allmählich in die durchgezogene übergehen; das heißt, die Vegetation bildet sich allmählich zurück, bis unter heutigen Bedingungen wiederum nur ein Gleichgewicht, nämlich die Wüste, möglich ist (die jeweiligen Gleichgewichtszustände zu unterschiedlichen Zeitpunkten werde ich in den Abschnitten 7.2.1 / 7.5.1 näher diskutieren). In Abbildung 35a bedeutet dies, Zustand G geht allmählich in Zustand D über. Die Abbildung verdeutlicht, dass bei sehr hohen und sehr niedrigen Niederschlagsmengen die Vegetationsänderungen nur langsam vor sich gehen. Es existiert jedoch dazwischen ein Bereich, in dem sich die Vegetationsbedeckung sehr schnell mit den Niederschlägen ändert. In der Simulation TAV ist dies zwischen 6000 und 5000 J.v.h. der Fall.



Je nach Steigung der Kurven in Abbildung 35a ist in einem Zeitraum zwischen holozänem und heutigem Klima in Nordafrika ein Zwischenzustand mit zwei stabilen

Gleichgewichtslösungen denkbar. In Abbildung 35b könnte also die gestrichelte Kurve die Verhältnisse für die Einstrahlungsbedingungen beispielsweise um 6000 J.v.h. widerspiegeln. Ausgehend von der holozänen Vegetationsbedeckung würde die ausgedehnte Vegetation also zunächst bestehen bleiben und nur durch externe Störungen oder auch interne Variabilitäten wäre es für jenen Zeitraum möglich, einen Zustand ausgedehnter Wüste zu erreichen (ein umgekehrtes Vorgehen, also ein Start von heutigen Anfangsbedingungen, würde analog in jenem Zeitraum stets zu weit verbreiteter Wüste führen). Im weiteren Verlauf würde schließlich die Gleichgewichtsbedingung mit ausgedehnter Vegetation immer weniger stabil werden als die mit ausgedehnter Wüste.

Das entspricht jedoch offenbar nicht dem, was für die Simulationen GA(O)V zu beobachten war. Dort war es der Vegetation um 6000 J.v.h. trotz heutiger Anfangsbedingungen möglich, sich in Nordafrika auszudehnen. Da externe Störungen nicht vorhanden und die interne Variabilität in CLIMBER-2.1 insbesondere in den Simulationen mit festgesetzten Ozean-Charakteristika nur äußerst gering ist (siehe Abschnitt 3.2), können diese beide Faktoren keinen Übergang aus dem Zustand ausgedehnter Wüste bewirkt haben, sondern es existiert für diesen Zeitpunkt tatsächlich nur ein Gleichgewichtszustand im Modell, ausgedehnte Vegetation. Verglichen mit Abbildung 35a bedeutet dies, das Modell befindet sich für diese Zeit in einem Zustand G.

Auf die Frage, ob zu einem späteren Zeitpunkt, beispielsweise um 5000 J.v.h. zwei verschiedene Gleichgewichtszustände in CLIMBER-2.1 möglich sind - das heißt veranschaulicht, ob die Kurven $P^*(V,E)$ zu einem anderen Zeitpunkt flach genug, oder aber generell zu steil sind, um mehrere Gleichgewichtszustände zuzulassen -, werde ich in Abschnitt 7.5.1 weiter eingehen. In einem Box-Modell für subtropische Wüsten ergab sich 3600 J.v.h. als der Zeitpunkt, in dem beide Gleichgewichte die gleiche Stabilität aufweisen; mehrfache Gleichgewichte sind dort von 6000 J.v.h. bis heute möglich [Brovkin et al., 1998].

6.4 'Wechselwirkungen' zwischen Vegetation und Ozean: Synergie

Bei der Kopplung von Atmosphäre, Ozean und Vegetation (Simulation TAOV) ergeben sich vergleichsweise starke Änderungen in den globalen Jahresmittelwerten von Temperatur und Niederschlag im Verlauf des Holozäns (siehe Abb. 30). Auffällig neben der hohen interannuellen Variabilität durch den Ozean sind sprunghafte Veränderungen um etwa 5700 und 4500, aber auch um 3800 und 3100 J.v.h. Erstere sind - wie in der Simulation TAO (siehe Abschnitt 6.2) - vor allem mit einem plötzlichen Anstieg der Meereis-Bedeckung im Nordatlantik und der Stärke der atlantischen Ozeanzirkulation verbunden und sollen als reine Modelleffekte hier nicht weiter diskutiert werden. Letztere hängen mit der Meereis-Bedeckung in der Südhemisphäre zusammen. Die größten Differenzen über Land ergeben sich wiederum für die beiden in Abschnitt 6.3 diskutierten Regionen.

6.4.1 *Boreale Breiten*

Ähnlich der Simulation TAV (siehe Abschnitt 6.3.1) ziehen sich die Bäume in den hohen nördlichen Breiten ganz allmählich nach Süden zurück und machen Gras beziehungsweise polarer Wüste Platz (siehe Abb. 36). Da sich hier jedoch wiederum (siehe

Abschnitt 5.4.2) Änderungen des Ozeans, genauer des Meereises, und Unterschiede über Land verstärken und so für höhere Temperaturen sorgen, sind die Vegetationsverschiebungen insgesamt stärker als in der Simulation TAV. Ein Vergleich der Verstärkungsfaktoren f_V und f_{SYN} zeigt, dass der Einfluss der Synergie auf die Temperaturen in der Nordhemisphäre sogar stärker ist als der Einfluss der reinen Vegetation (siehe Tab. 5 / Abb. 31). Der Rückzug der Vegetation läuft nicht überall gleichermaßen ab (siehe Abb. 37). Insbesondere im Norden West- und Zentralasiens kommt es zunächst zu einem leichten Anstieg des Baumanteils und die Änderungen insgesamt sind kleiner als in den anderen Regionen.

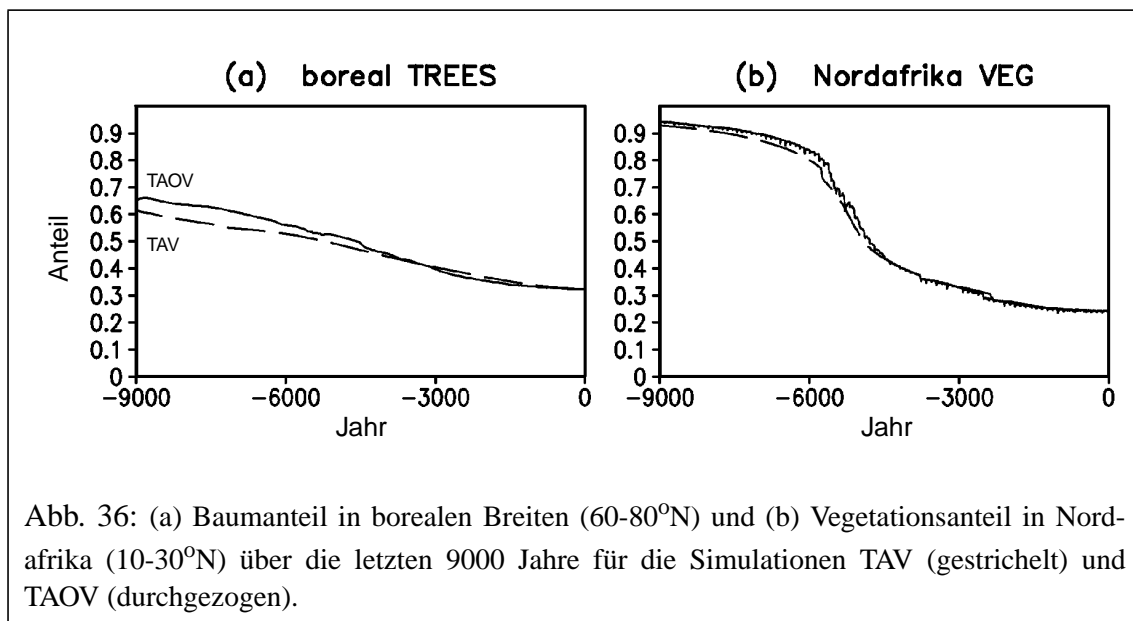


Abb. 36: (a) Baumanteil in borealen Breiten (60-80°N) und (b) Vegetationsanteil in Nordafrika (10-30°N) über die letzten 9000 Jahre für die Simulationen TAV (gestrichelt) und TAOV (durchgezogen).

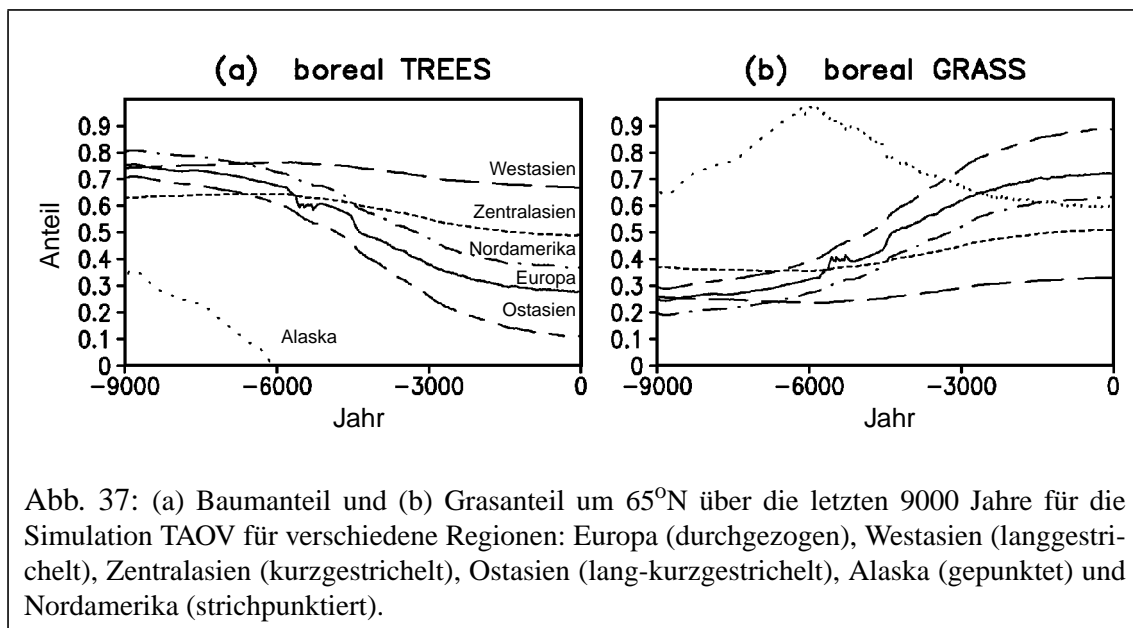


Abb. 37: (a) Baumanteil und (b) Grasanteil um 65°N über die letzten 9000 Jahre für die Simulation TAOV für verschiedene Regionen: Europa (durchgezogen), Westasien (langgestrichelt), Zentralasien (kurzgestrichelt), Ostasien (lang-kurzgestrichelt), Alaska (gepunktet) und Nordamerika (strichpunktiert).

6.4.2 Nordafrika

Die Vegetation zieht sich vor etwa 5500 Jahren relativ rasch innerhalb weniger Jahrhunderte aus Nordafrika, insbesondere aus der Sahara zurück (siehe Abb. 36). Dies geschieht wie schon in der Simulation TAV deutlich schneller als die Vegetationsänderungen in den borealen Breiten. Die Tatsache, dass sich in dieser Simulation die SSTs stets den gegebenen Klimabedingungen anpassen, bewirkt höhere Niederschläge, so dass stets ein wenig mehr Vegetation in Nordafrika existiert als in Simulation TAV, wo die Ozean-Charakteristika auf ihre heutigen Werte festgesetzt sind. Ein Vergleich der Verstärkungsfaktoren f_V und f_{SYN} macht jedoch deutlich, dass in dieser Region der Effekt der veränderlichen Vegetation entscheidend ist (siehe Tab. 5 / Abb. 31). Die Niederschläge liegen in der Simulation mit veränderlichem Ozean vor allem deshalb höher, weil der meist wärmere Ozean direkt mehr Wärme an die Atmosphäre abgibt und stärker verdunstet, was den natürlichen Treibhauseffekt erhöht. Während der Unterschied in der Vegetation im Allgemeinen bei nur wenigen Prozent liegt, kann er in der Periode der plötzlichen Wüstenbildung mehr als zehn Prozent ausmachen.

In einer Empfindlichkeitsstudie habe ich - wie neueren Abschätzungen zufolge für das frühere bis mittlere Holozän anzunehmen ist [Indermuehle et al., 1999] - den atmosphärischen CO_2 -Gehalt auf 260 ppm (anstatt auf 280 ppm) gesetzt. Die Simulation zeigt ein ähnliches Verhalten wie die Simulation TAOV. Der Umbruch in der Sahara tritt jedoch etwa 500 Jahre früher auf (siehe Abb. 38). Eine TAOV-Simulation, jedoch mit geschlossenem Kohlenstoffkreislauf, zeigt, dass die terrestrische Vegetation im Verlauf der letzten 9000 Jahre eine Kohlenstoffquelle war (insbesondere Subtropen), während vor allem der Ozean, aber auch die Atmosphäre eine Senke bildeten (Victor Brovkin, persönliche Mitteilung). Folge ist ein Anstieg des atmosphärischen CO_2 -Gehaltes um etwa 15 ppm im Verlauf des Holozäns.

Im Zusammenhang mit der Stabilität des Vegetationsumbruches in der Sahara stellt sich auch die Frage, inwieweit externe Störungen, etwa Feuer oder Beweidung, einen früheren Umbruch bewirken können, wie dies etwa beim Vorhandensein zweier Gleichgewichtszustände im System zu einem gegebenen Zeitpunkt möglich wäre (siehe Abschnitt 6.3.2). Um derartige Störungen anzudeuten, habe ich in einer TAOV-Simulation regelmäßig alle hundert Jahre für ein Jahr die Vegetation in der Sahara bis auf 20% heruntergesetzt. Es zeigt sich ein leicht früherer Abbruch der Vegetation (siehe Abb. 38). Sie verschwindet dennoch nicht plötzlich völlig, sondern nimmt auch weiterhin nur allmählich ab.

6.5 Vergleich mit geologischen Befunden

Ein Vergleich der aus den transienten Simulationen gewonnenen Erkenntnisse mit denen anderer Modelle ist nicht möglich, da entsprechende Simulationen - meines Wissens - bislang nicht durchgeführt wurden. Um auch das dynamische Verhalten des Modells mit geologischen Befunden zu vergleichen, werden wiederum die Resultate der Simulation TAOV verwendet.

Boreale Breiten

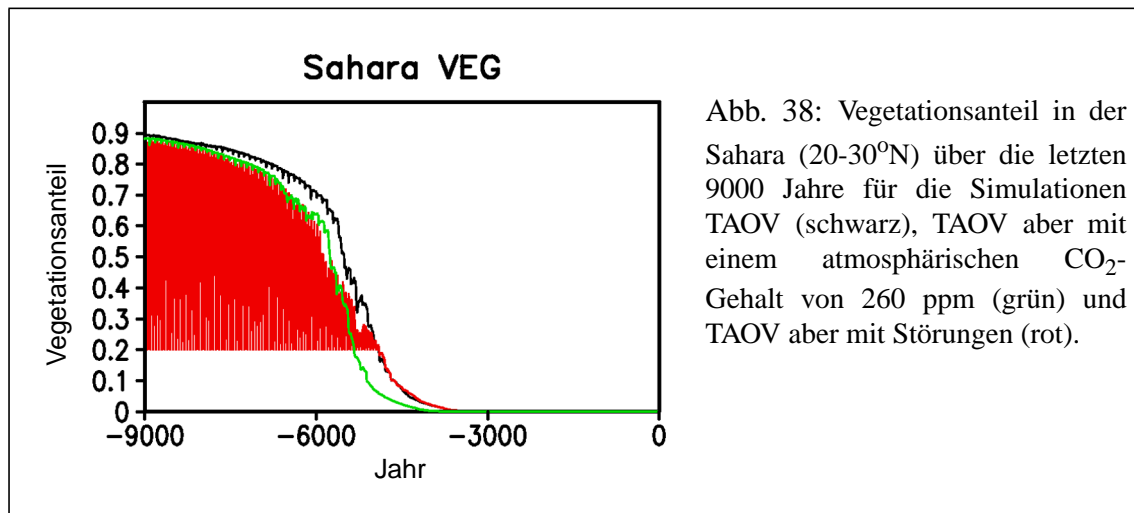


Abb. 38: Vegetationsanteil in der Sahara (20-30°N) über die letzten 9000 Jahre für die Simulationen TAOV (schwarz), TAOV aber mit einem atmosphärischen CO₂-Gehalt von 260 ppm (grün) und TAOV aber mit Störungen (rot).

Generell waren die Sommertemperaturen und die Ausbreitung borealer Wälder im früheren und mittleren Holozän größer als heute (siehe Abschnitt 5.5). Dieser Zustand muss sich mit der sich ändernden Einstrahlung allmählich bis zu seinem heutigen Zustand entwickelt haben. Hierbei gibt es jedoch - nicht zuletzt auf Grund topografischer Differenzen und der sich unterschiedlich schnell zurückziehenden Eisschildreste [Crowley and North, 1990] - regionale Unterschiede darin, wann die maximale Verbreitung welchen Waldtyps erreicht wurde und wann sein Rückzug begann [Huntley and WebbIII, 1988]. Rekonstruktionen für Eurasien lassen vermuten, dass die borealen Wälder sich im Allgemeinen zwischen etwa 10,000 und 8000 J.v.h. bis zur Küste hin ausgedehnt haben; zwischen 4500 und 3500 J.v.h. haben sie sich, möglicherweise relativ rasch, bis auf ihre heutige Ausdehnung hin zurückgezogen [MacDonald et al., 2000]. Ähnlich wird die maximale Ausdehnung europäischer und asiatischer Wälder, aber auch der Wälder Nordostamerikas um etwa 6000 J.v.h. beschrieben [Huntley and Prentice, 1993, Peterson, 1993, WebbIII et al., 1993b], für Westkanada hingegen um 9000 J.v.h. [Ritchie and Harrison, 1993].

In der Simulation TAOV findet sich zwar im zonalen Mittel eine kontinuierliche Abnahme der Baumbedeckung in borealen Breiten. Beispielsweise in Nordwest- und -zentralasien nimmt sie jedoch zunächst leicht zu, um dann ab etwa 6000 J.v.h. zurückzugehen. Von einer genaueren Interpretation dieser Ergebnisse werde ich jedoch absehen, da die in der Realität im früheren Holozän in jenen Regionen noch vorhandenen Reste der Inlandeismassen (vgl. Abb. 6) wie auch die genauen topografischen Bedingungen (etwa der bergige Westen Nordamerikas und der flachere Osten) von unserem Modell nicht erfasst werden.

Nordafrika

Nordafrika war im früheren und mittleren Holozän feuchter als heute und es herrschte eine weit verbreitete Vegetation vor (siehe Abschnitt 5.5). Geologische Befunde deuten darauf hin, dass mit dem Ende dieser feuchten Periode um etwa 4000 bis 5000 J.v.h. (es existieren recht große regionale Unterschiede) die Menschen zunächst versuchten, sich dem sich verändernden Klima anzupassen und sich schließlich größtenteils völlig aus den austrocknenden Gebieten zurückzogen [Petit-Maire and Guo, 1996]. Dieser Übergang zu einem trockeneren Klima ging offenbar nicht - wie es nach der sich

allmählich ändernden Einstrahlung zunächst zu vermuten wäre - langsam, sondern relativ abrupt [Street and Grove, 1979, DeMenocal et al., 2000a], möglicherweise in zwei Phasen [Petit-Maire and Guo, 1996] vor sich. Ein plötzlicher Anstieg der Ablagerung äolischer Sedimente, wie sie in einem Bohrkern vor der nordafrikanischen Atlantikküste gefunden wurde, ist auf 5490 ± 190 J.v.h. (vgl. Abschnitt 7.2.2) datiert [DeMenocal et al., 2000a]. Das Phänomen könnte mit dem für die Simulation TAOV beschriebenen Mechanismus, nämlich der beschleunigend wirkenden positiven Wechselwirkung zwischen Vegetation und Niederschlägen, erklärt werden. Ähnlich abrupte Klimaänderungen wurden in der Sahara und im Sahel auch für den Übergang von trockenen zu feuchten Bedingungen nach dem Ende der letzten Kaltzeit gefunden [Street and Grove, 1979, Gasse et al., 1990].

Daten für Marokko [Cheddadi et al., 1998] zeigen eine Erwärmung im Verlauf des Holozäns. Unser Modell zeigt zumindest für die Sahara (Marokko kann ohnehin nicht aufgelöst werden) eine Abkühlung.

6.6 Zusammenfassung: Simulationen des Holozäns

Gleichgewichts-Simulationen:

Es wurden vier Gleichgewichts-Simulationen des mittleren Holozäns (6000 J.v.h.) in unterschiedlichen Modellkonfigurationen durchgeführt: GA = Atmosphären-Modell, GAO = Atmosphäre-Ozean-Modell, GAV = Atmosphäre-Vegetations-Modell und GAOV = Atmosphäre-Ozean-Vegetations-Modell. Einzige veränderte Größe waren die orbitalen Parameter. Referenzsimulation war die Simulation CTL des voll gekoppelten Modells für heutiges Klima. Die jeweils nicht veränderlichen Klima-Untersysteme (Ozean und/oder Vegetation) wurden als untere Randbedingung auf ihren Zustand entsprechend der Simulation CTL festgesetzt. Dies gewährleistet eine Konsistenz, wie sie in bisherigen Simulationen bislang im Allgemeinen nicht gegeben war.

Resultate der Simulationen GA, GAO und GAV können mit den Ergebnissen anderer Modelle verglichen werden. Es ergibt sich eine gute Übereinstimmung bei der Simulation bestimmter Muster: Erwärmung der Kontinente der Nordhemisphäre im Sommer verbunden mit einer Abnahme des Luftdruckes über Land (und einer leichten Zunahme über dem Ozean); verstärkter Sommermonsun in der Nord-, abgeschwächter in der Südhemisphäre; Rückgang des arktischen Meereises bei ganzjährig höheren Temperaturen in hohen nördlichen Breiten (positive Meereis-Albedo-Rückkopplung); nordwärtige Verschiebung der borealen Wälder verbunden mit einer früheren Schneeschmelze (positive Vegetations-Schnee-Albedo-Rückkopplung); Vegetationsausbreitung in der Sahara zusammen mit erhöhten Niederschlägen (positive Niederschlags-Vegetations-Rückkopplung).

Es finden sich jedoch auch Unterschiede zu den anderen Modellen, wie etwa eine in CLIMBER nicht simulierte sommerliche Abkühlung des Sahel in GA (Grund ist möglicherweise die zu grobe Auflösung von CLIMBER-2.1) oder verstärkte Niederschläge in der nordafrikanisch-indischen Monsunregion allein durch veränderlichen Ozean. Eine generelle Unklarheit besteht über das Ausmaß der Vegetationsausbreitung in borealen Breiten und in Nordafrika.

Die Resultate der Simulation GAOV zeigen eine Intensivierung obiger Muster. Hinzu kommt eine Erwärmung der Antarktis und des umgebenden Ozeans, die in erster

Linie auf eine Schwächung der Meridionalzirkulation im Atlantik und des damit verbundenen nordwärtigen Wärmetransportes zurückzuführen ist. Entsprechende Analysen anderer Modelle sind meines Wissens nicht existent. Ein Vergleich mit den geologischen Befunden zeigt eine weitgehend zufriedenstellende Übereinstimmung im Hinblick auf die Temperatur- und Niederschlagsänderungen, aber auch im Hinblick auf die Vegetationsverschiebungen.

Es ergeben sich jedoch auch Unstimmigkeiten mit den geologischen Daten, wie etwa im Modell nicht wiedergegebene kältere Sommer und Winter im Mittelmeerraum oder trockenere Bedingungen in Teilen des zentralen Eurasiens und Nordamerikas. Dies mag auf die grobe Auflösung des Modells und damit verbundene Mängel in der Darstellung der Orographie (zum Beispiel gibt es keine Unterschiede zwischen dem relativ flachen Osten und dem bergigen Westen Nordamerikas) hindeuten. Die Erwärmung der Nordhemisphäre, wie CLIMBER sie über den Kontinenten angibt, war in der Realität möglicherweise stärker auf die subarktischen Regionen konzentriert. Die im Modell simulierte Ausdehnung von borealen Wäldern, insbesondere in Ostsibirien und in Nordamerika, könnte eventuell etwas zu hoch sein, ebenso wie der Anteil der Vegetation in der Sahara.

Ein Vergleich der Simulationen GAO und GAV, insbesondere aber GAOV mit der Simulation GA des reinen Atmosphären-Modells verdeutlicht, dass das in zahlreichen GCM-Simulationen übliche Festsetzen von Ozean- und/oder Vegetations-Charakteristika auf heutige Werte bei der Simulation des mittleren Holozäns zu einer deutlichen Unterschätzung der holozänen Klimaänderungen führt. Insbesondere die Temperaturänderungen in borealen Breiten und die Niederschlagsänderungen in den Subtropen werden auf diese Weise als viel zu gering wiedergegeben.

Die vier Gleichgewichts-Simulationen erlauben erstmalig eine Analyse des Einflusses der verschiedenen Klima-Untersysteme (Atmosphäre, Ozean und Vegetation) innerhalb eines Modells, wie auch die Erfassung von Synergieeffekten durch das gemeinsame Wirken von Ozean und Vegetation. Um auf übersichtliche Weise die Verstärkung des Signals des reinen Atmosphären-Modells durch die einzelnen Systeme anzugeben, habe ich Verstärkungsfaktoren eingeführt. Diese Faktoren zeigen, dass der Ozean die Reaktion der Atmosphäre stets zeitlich verzögert und sie damit dämpft. Die Vegetation bewirkt im Allgemeinen ein wärmeres und feuchteres Klima, im Winter wirkt sie damit der Reaktion der Atmosphäre entgegen.

Synergieeffekte ergeben sich vor allem in borealen Breiten. Dort verstärken sich die höheren Temperaturen auf Grund der Vegetations-Schnee-Albedo-Rückkopplung und der Meereis-Albedo-Rückkopplung gegenseitig. In Nordafrika machen sich Synergieeffekte kaum bemerkbar, hier ist vor allem die starke Rückkopplung zwischen Niederschlägen und Vegetation von Bedeutung. Die Verstärkungsfaktoren belegen, dass das so genannte Biomparadoxon in den geologischen Befunden, also wärmere Winter in hohen nördlichen Breiten trotz geringerer Einstrahlung, nur mit Hilfe der Synergie erklärt werden kann.

Transiente Simulationen:

Analog zu den Gleichgewichts-Simulationen wurden vier transiente Simulationen TA, TAO, TAV und TAOV über die letzten 9000 Jahre durchgeführt, um auch das dynamische Verhalten des Klimasystems zu untersuchen.

In den transienten Simulationen zeigen sich ähnliche Muster wie bereits für die Gleichgewichts-Simulationen beschrieben. Die Klimavariablen verändern sich im Allgemeinen kontinuierlich bis auf ihren heutigen Zustand. Variabilität wird im Modell vor allem durch den Ozean hervorgerufen. In den mit ihm verbundenen Größen wie Meridionalzirkulation und Meereis-Bedeckung zeigen sich oftmals unrealistische Sprünge, die mit Konvektionsänderungen in den großen CLIMBER-Gitterboxen zusammenhängen. Die boreale Baumgrenze verlagert sich je nach Region unterschiedlich, jedoch stets allmählich der sich ändernden Einstrahlung folgend, nach Süden. Die Vegetation in Nordafrika hingegen zieht sich in der Simulation TAOV sehr abrupt um etwa 5500 J.v.h. zurück. Die Plötzlichkeit dieses Vegetationsumbruches kann mit Hilfe eines konzeptionellen Modells zur Untersuchung mehrfacher Gleichgewichtszustände im System erklärt werden.

Vergleichbare Simulationen mit anderen Modellen existieren meines Wissens nicht. Ein Vergleich mit geologischen Befunden zeigt, dass ein recht plötzlicher Vegetationsrückzug in Nordafrika etwa zu der in TAOV simulierten Zeit möglich ist, wenngleich Ausmaß und genauer Zeitpunkt nicht völlig klar sind. Der Rückzug der borealen Wälder verlief auch den geologischen Daten zufolge nicht einheitlich.

Die Belastbarkeit der Simulationsergebnisse werde ich in den folgenden Kapiteln untersuchen.