

III Darstellung der Landoberfläche

8 Prozesse in den Simulationen des Holozäns

8.1 Motivation

Gegenstand des dritten Teils meiner Arbeit ist die Beschreibung der Landoberfläche (ohne Inlandeis). Im Verlauf des Holozäns zeigten sich in unseren Simulationen deutliche Änderungen des Klimas über Land und der Vegetation wie auch Unterschiede zu anderen Modellen und zu geologischen Befunden vor allem in den borealen Breiten und in Nordafrika (siehe Kap. 5 - 7). Im Folgenden werde ich untersuchen, durch welche Flüsse und Parameter diese Änderungen zu Stande kommen (siehe Kap. 8) und wie bedeutsam einzelne Parameter im Hinblick auf die Modellresultate beziehungsweise wie belastbar die Resultate im Hinblick auf Unsicherheiten in der Parameterisierung der Landoberfläche sind (siehe Kap. 9).

Bei einem Vergleich der Gleichgewichts-Simulationen ergeben sich die stärksten Vegetationsänderungen in borealen Breiten um den 65. Breitengrad (siehe Abb. 22 / 23). Differenzen der Schneebedeckung zeigen sich in den südlicheren Regionen vor allem im April und Mai, weiter nördlich vor allem im Mai und Juni (siehe Abb. 21). Auch besteht eine Abhängigkeit von der geografischen Länge (hier nicht gezeigt). Ein Mittelwert über die gesamten borealen Breiten im Frühjahr stellt daher eine Mischung verschiedener Signale dar. Um Änderungen der den Klimaunterschieden zu Grunde liegenden Flüsse eindeutig zuordnen zu können, werde ich die (benachbarten) Gitterboxen Ostsibirien und Alaska im Mai und Juni einzeln diskutieren:

Ostsibirien steht repräsentativ für die Mehrzahl der Modell-Gitterboxen in borealen Breiten, in denen Gras (Tundra) und Bäume (Taiga) gemeinsam existieren. In Alaska findet man hingegen Gras und (polare) Wüste. In den Monaten Mai und Juni beobachtet man dort auch die deutlichsten Temperaturunterschiede zwischen den holozänen Simulationen (siehe Abb. 48), die entscheidend für die simulierten Vegetationsänderungen sind. Die größten Temperaturdifferenzen zum heutigen Klima zeigen sich zwar im Sommer, sind jedoch mit den veränderten orbitalen Parametern verbunden und werden daher hier nicht gesondert erörtert werden.

Da in Nordafrika für heutiges Klima in der Sahara nur Wüste, im Sahel hingegen auch Vegetation vorhanden ist, werde ich auch diese beiden Gitterboxen getrennt betrachten. Dabei werde ich mich auf den Zeitraum höchster Niederschlagsdifferenzen, nämlich den Höhepunkt der Monsunsaison im August (siehe Abb. 48) beschränken, der für die simulierte Vegetationsausbreitung entscheidend ist.

Für die klimatischen Bedingungen über Land sind die Energie- und Feuchteflüsse am Boden entscheidend. Prognostische Größen sind hier, neben der Schneemenge, die Bodentemperatur und die Bodenfeuchte (siehe Abschnitt 3.2). Für die ausgesuchten Regionen (Ostsibirien und Alaska; Sahara und Sahel) und Zeiten (Mai und Juni; August)

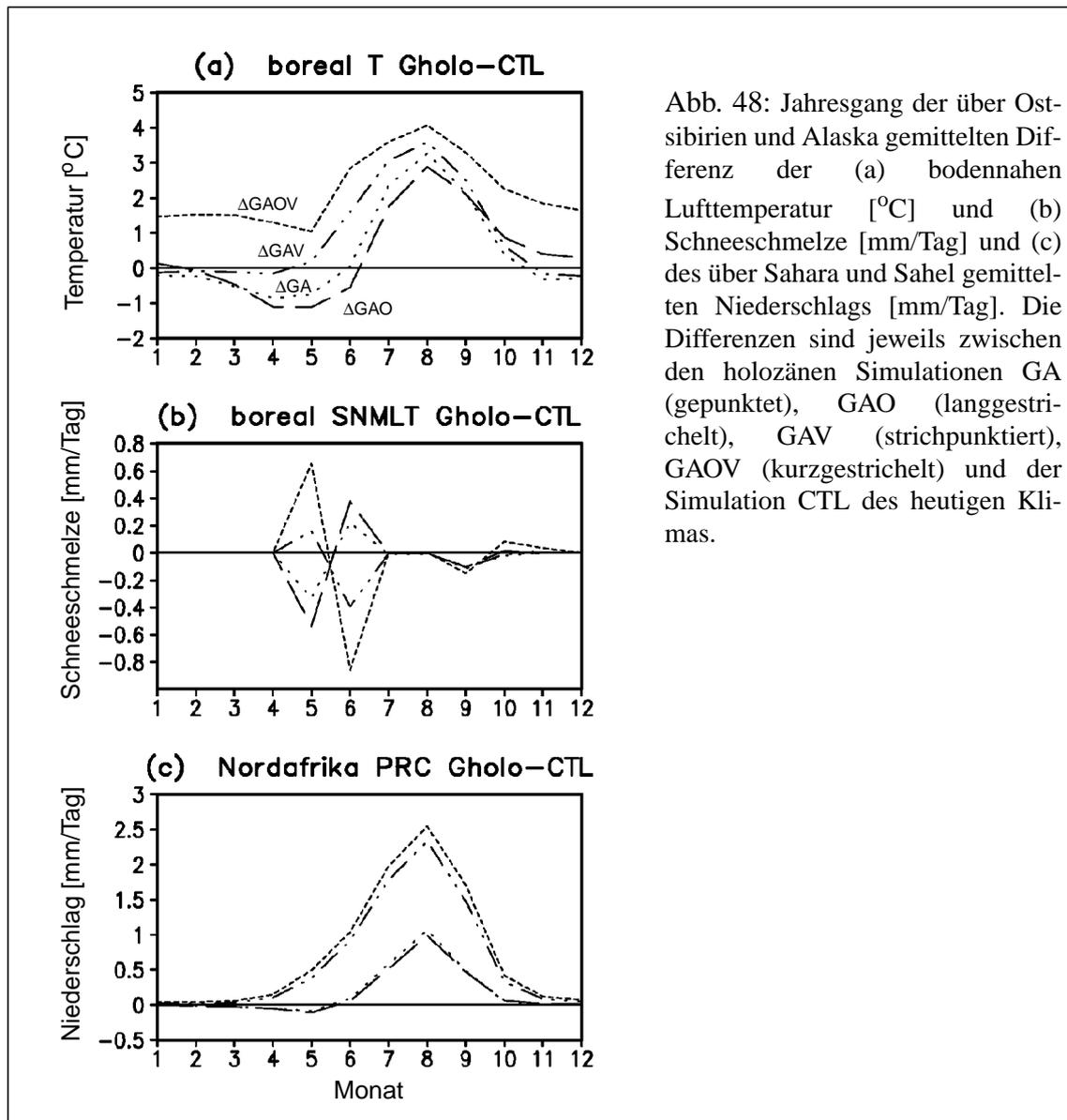


Abb. 48: Jahresgang der über Ost-sibirien und Alaska gemittelten Differenz der (a) bodennahen Lufttemperatur [°C] und (b) Schneeschmelze [mm/Tag] und (c) des über Sahara und Sahel gemittelten Niederschlags [mm/Tag]. Die Differenzen sind jeweils zwischen den holozänen Simulationen GA (gepunktet), GAO (langgestrichelt), GAV (strichpunktiert), GAOV (kurzgestrichelt) und der Simulation CTL des heutigen Klimas.

werden diese Größen und die sie bestimmenden Flüsse für die Gleichgewichts-Simulationen (siehe Kap. 5) in den Tabellen 9 - 11 dargestellt.

Eine Differenz Δ der Bodenenergie- oder -feuchte G über Land zwischen zwei Simulationen x und y setzt sich in CLIMBER-2 zusammen aus den jeweiligen Änderungen für die einzelnen Oberflächentypen G_i (mit $i = 1, \dots, 3$) unter Berücksichtigung ihres entsprechenden Flächenanteils F_{li} (siehe Gl. 1 f) gemäß

	CTL	GA	GAO	GAV	GAOV
Baumanteil [%]	10	10	10	29	35
Grasanteil [%]	72	72	72	68	65
Wüstenanteil [%]	18	18	18	3	0
Blattflächenindex Bäume [m ² /m ²]	1,8	1,8	1,8	1,9	2,1
Blattflächenindex Gras [m ² /m ²]	0,8	0,8	0,8	0,9	1,0
Bodentemperatur [°C]	-8,7	-9,4	-9,7	-8,3	-7,4
Oberflächenalbedo [%]	69	69	69	63	61
kurzwellig Boden netto [W/m ²]	76	77	77	90	94
thermische Ausstrahlung [W/m ²]	270	267	265	271	275
atm. Gegenstrahlung [W/m ²]	205	202	201	206	209
thermisch Boden netto [W/m ²]	-65	-65	-65	-66	-66
Strahlungsbilanz Boden [W/m ²]	11	12	12	25	29
fühlbarer Wärmefluss [W/m ²]	-11,8	-10,5	-9,7	-1,8	0,2
Evapotranspiration [mm/Tag]	0,0	0,0	0,0	0,0	0,1
Niederschlag [mm/Tag]	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
relative Bodenfeuchte [%]	55	50	51	45	44
Schneesmelze [mm/Tag]	2,1	1,7	1,5	2,2	2,7

Tab. 9: Mittelwerte verschiedener Oberflächen-Charakteristika und Klimavariablen der Simulationen CTL des heutigen Klimas und GA, GAO, GAV und GAOV des mittleren Holozäns für Ostsibirien und Alaska im Mai.

$$\begin{aligned}
\Delta G &= \sum_i (G_i(y) \cdot F_{li}(y) - G_i(x) \cdot F_{li}(x)) \\
&= \sum_i ((G_i(x) + \Delta G_i) \cdot (F_{li}(x) + \Delta F_{li}) - G_i(x) \cdot F_{li}(x)) \quad (17) \\
&= \sum_i (G_i(x) \cdot \Delta F_{li} + F_{li}(x) \cdot \Delta G_i + \Delta G_i \cdot \Delta F_{li})
\end{aligned}$$

Eine Untersuchung der Funktionsweise des Vegetations-Modells VECODE und damit der Abhängigkeiten der Flächenanteile F_{li} sollen nicht Gegenstand der folgenden Untersuchungen sein. Die im Oberflächenschema ASI (siehe Abschnitt 3.2) beschriebenen Energie- und Feuchtebilanzen für die einzelnen Oberflächentypen sind eine Funktion verschiedener Flüsse $I_{i,\alpha}$, ganz allgemein gilt $G_i = G_i(I_{i,\alpha})$, mit $\alpha = 1, \dots$ (vgl. Gl. 2 / 10 / 11). Für die Änderungen der Flüsse kann geschrieben werden

	CTL	GA	GAO	GAV	GAOV
Baumanteil [%]	10	10	10	29	35
Grasanteil [%]	72	72	72	68	65
Wüstenanteil [%]	18	18	18	3	0
Blattflächenindex Bäume [m ² /m ²]	1,8	1,8	1,8	1,9	2,1
Blattflächenindex Gras [m ² /m ²]	0,8	0,8	0,8	0,9	1,0
Bodentemperatur [°C]	1,7	1,8	1,1	3,6	5,0
Oberflächenalbedo [%]	45	46	48	38	34
kurzwellig Boden netto [W/m ²]	133	137	133	157	173
thermische Ausstrahlung [W/m ²]	312	311	309	319	325
atm. Gegenstrahlung [W/m ²]	247	247	244	253	259
thermisch Boden netto [W/m ²]	-65	-64	-64	-66	-67
Strahlungsbilanz Boden [W/m ²]	69	73	69	92	107
fühlbarer Wärmefluss [W/m ²]	1,1	0,2	-0,2	8,6	15,1
Evapotranspiration [mm/Tag]	1,0	1,0	0,9	1,4	1,7
Niederschlag [mm/Tag]	1,4	1,5	1,4	1,7	1,8
relative Bodenfeuchte [%]	65	62	62	54	51
Schneesmelze [mm/Tag]	3,1	3,4	3,5	2,8	2,3

Tab. 10: Wie Tab. 9, aber für Ostsibirien und Alaska im Juni.

$$\Delta I_{i,\alpha} = \sum_{\beta} \left(\left. \frac{\partial I_{i,\alpha}}{\partial K_{\beta}} \right|_{p_i} \Delta K_{\beta} + \left. \frac{\partial I_{i,\alpha}}{\partial p_i} \right|_{K_{\beta}} \Delta p_i \right)$$

(mit $\beta = 1, \dots$; z.B. Gl. 7 / 8 / 9). Die K_{β} stellen verschiedene Antriebe beziehungsweise verschiedene (veränderliche) Randbedingungen dar, wie etwa die Einstrahlung aber auch den Zustand von Vegetation und Ozean, die Einfluss auf die Klimavariablen nehmen. Der Übergang von heutigen zu holozänen Orbitalparametern (z.B. von der Simulation CTL zu GA) oder das Festsetzen beziehungsweise das Variieren der Vegetations- und Ozean-Charakteristika (z.B. von der Simulation GA zu GAO, GAV oder zu GAOV) kann somit als eine Veränderung der K_{β} verstanden werden. Die p_i stellen Parameter (beziehungsweise Parameterisierungen) in der Beschreibung der Landoberfläche dar, die für die einzelnen Oberflächentypen unterschiedlich gewählt sein können. Beispielsweise ist die Rauigkeitslänge für Bäume, Gras und Wüste im Modell verschieden (siehe Abschnitt 3.2), wodurch sich zwischen den Typen Unterschiede in den Flüssen und damit auch in den jeweiligen Energie- und Feuchtebilanzen und in deren Änderungen ergeben.

	CTL	GA	GAO	GAV	GAOV
Baumanteil [%]	1	1	1	6	7
Grasanteil [%]	28	28	28	80	81
Wüstenanteil [%]	71	71	71	14	12
Blattflächenindex Bäume [m ² /m ²]	3,1	3,1	3,1	5,0	5,1
Blattflächenindex Gras [m ² /m ²]	1,2	1,2	1,2	1,7	1,8
Bodentemperatur [°C]	29,1	30,8	30,6	29,4	29,6
Oberflächenalbedo [%]	29	29	29	22	22
kurzwellig Boden netto [W/m ²]	225	232	232	244	243
thermische Ausstrahlung [W/m ²]	470	481	479	472	473
atm. Gegenstrahlung [W/m ²]	335	350	348	358	361
thermisch Boden netto [W/m ²]	-135	-131	-131	-114	-112
Strahlungsbilanz Boden [W/m ²]	89	101	101	129	131
fühlbarer Wärmefluss [W/m ²]	62,4	54,0	55,0	51,6	48,3
Evapotranspiration [mm/Tag]	1,0	1,7	1,6	2,7	2,9
Niederschlag [mm/Tag]	1,5	2,6	2,5	3,9	4,1
relative Bodenfeuchte [%]	30	31	31	14	14

Tab. 11: Wie Tab. 9, aber für Sahara und Sahel im August.

Zwischen den in Kapitel 5 beschriebenen Gleichgewichts-Simulationen wurden nach dieser Definition Änderungen der K_β vorgenommen, die Unterschiede der Flüsse $I_{i,\alpha}$ bewirken und somit die Differenzen ΔG_i bestimmen. Da die Flüsse außerdem Funktionen der Parameter p_i sind, unterscheidet sich die Reaktion der Energie- und Feuchtebilanzen je nach Oberflächentyp. Welche Auswirkungen diese Änderungen innerhalb der einzelnen Oberflächentypen auf die Differenz ΔG der gesamten Gitterbox hat, hängt nach dem zweiten Term in Gleichung (17) zunächst davon ab, wie groß der Flächenanteil F_{lix} des jeweiligen Oberflächentyps ist.

Diese Zusammenhänge zu untersuchen ist Thema des Abschnittes 8.2.

Der erste und der dritte Term in Gleichung (17) können zusammenfassend auch als

$$\sum_i (G_i(x) \cdot \Delta F_{li} + \Delta G_i \cdot \Delta F_{li}) = \sum_i (G_i(y) \cdot \Delta F_{li}) \quad (18)$$

(mit $\sum_{i=1}^3 F_{li} = 1$, siehe Abschnitt 3.2, d.h. $\sum_{i=1}^3 \Delta F_{li} = 0$) geschrieben werden und sind nur bei Änderungen der Flächenanteile wirksam. Sie sind ferner für die Differenz ΔG der Bodenenergie oder -feuchte in der gesamten Gitterbox im Allgemeinen nur dann von Bedeutung, wenn die Größen G_i zu verschiedenen Zeiten für die einzelnen Oberflächentypen unterschiedlich sind. Andernfalls würden sich beispielsweise Differenzen durch eine Zunahme ΔF_{li} des Baumanteiles um 20% und durch eine entsprechende Abnahme des Grasanteiles gegeneinander aufheben. Entscheidend dafür, wie stark diese beiden Terme wirken, sind also die *Unterschiede zwischen den Oberflächentypen*, wie sie durch unterschiedlich gewählte Parameter p_i hervorgerufen werden. Da die Energie- und Feuchteflüsse außerdem Funktionen der Randbedingungen K_β sind, ist die Änderung der Bilanzen je nach Klimaregime verschieden.

Diese Zusammenhänge werde ich in Abschnitt 8.3 analysieren.

Um derartig detaillierte Untersuchungen zu ermöglichen, habe ich zunächst eine nach den einzelnen Oberflächentypen getrennte Ergebnisdarstellung in das Modell eingeführt. Nur durch die getrennte Analyse der Oberflächentypen kann erkannt werden, wann eine Verschiebung ihrer Flächenanteile etwa auf Grund einer Einstrahlungsänderung einen Trend beispielsweise der Temperatur unterstützt oder dämpft, wann also eine positive oder negative Rückkopplung zwischen Änderungen der jeweiligen Klimavariablen und der Vegetation vorliegt. Eine derartige Analyse ist bislang weitgehend unüblich.

8.2 Veränderungen innerhalb der Oberflächentypen

8.2.1 Boreale Breiten

Die Unterschiede der Bodentemperatur oder -feuchte ΔG einer gesamten Gitterbox beim Vergleich unserer Gleichgewichts-Simulationen (siehe Kap. 5) werden zu einem Teil - beim Vergleich von Simulationen mit festgesetzter Vegetation sogar vollständig - durch Änderungen ΔG_i dieser Größen innerhalb der einzelnen Oberflächentypen mit ihren jeweiligen Flächenanteilen F_{li} hervorgerufen (vgl. Gl. 17, zweiter Term). Im Folgenden wird (vor allem für die komplexere Energiebilanz) analysiert, welche Variablen hierfür verantwortlich sind. Wie groß die Bedeutung einzelner Parameter p_i ist, werde ich in Abschnitt 9.3 genauer untersuchen.

Bodentemperaturen:

In unseren Simulationen existieren in Ostsibirien Gras und Bäume, in Alaska Gras und Wüste, letzterer Anteil wird in der Simulation GAOV durch Bäume ersetzt (siehe Tab. 12). Die Temperaturen liegen in Alaska im Mai in den verschiedenen Simulationen um etwa $-1,0^\circ\text{C}$ bis $-2,5^\circ\text{C}$ unter denen in Ostsibirien, im Juni betragen die Differenzen sogar $-7,5^\circ\text{C}$ bis $-9,5^\circ\text{C}$ (hier nicht gezeigt). Entsprechend größer ist auch die Schneebedeckung in Alaska.

	CTL/ GA/GAO	GAV	GAOV	CTL/ GA/GAO	GAV	GAOV
	<i>Ostsibirien</i>			<i>Alaska</i>		
Bäume	20	57	63	-	-	6
Gras	80	43	37	63	94	94
Wüste	-	-	-	37	6	-
	<i>Sahara</i>			<i>Sahel</i>		
Bäume	-	1	1	-	10	11
Gras	-	73	78	55	87	86
Wüste	100	26	21	45	3	3

Tab. 12: Vegetationsanteile [%] der diskutierten Gitterboxen in den verschiedenen Simulationen.

Im Mai reagiert das reine Atmosphären-Modell in Ostsibirien und Alaska auf die Veränderung der orbitalen Parameter mit einer Abkühlung, die für die jeweiligen Oberflächentypen in Ostsibirien bei etwa $-1,0^{\circ}\text{C}$ (siehe Abb. 49), in Alaska bei etwa $-0,5^{\circ}\text{C}$ liegt (siehe Abb. 50). Die Abkühlung wird durch die Reaktion des Ozeans noch verstärkt. Vegetation und Synergie bewirken hingegen in beiden Regionen einen vor allem in Ostsibirien deutlichen Temperaturanstieg.

Im Juni ist der Abkühlungseffekt des Ozeans und der Erwärmungseffekt von Vegetation und Synergie ähnlich, wenngleich stärker ausgeprägt. Durch die zunehmend positiven Einstrahlungsdifferenzen zeigt das reine Atmosphären-Modell im Gegensatz zum Mai in Alaska einen Temperaturanstieg gegenüber der Simulation CTL. In Ostsibirien ergibt sich eine derartige Erwärmung nur bei Bäumen. Diese wird im Mittel über die Gitterbox jedoch durch eine andauernde Abkühlung bei Gras überkompensiert.

Es zeigt sich also eine gewisse zeitliche Verzögerung in der Reaktion der unterschiedlichen Oberflächentypen. Die Änderungen der thermischen Ausstrahlung ergeben sich analog (siehe Abschnitt 3.2).

Die Temperaturdifferenzen für die einzelnen Klima-Untersysteme (mit Ausnahme der Atmosphäre) zeigen somit im Juni in borealen Breiten eine qualitative Ähnlichkeit mit denen im Mai. Sie werden jedoch durch unterschiedliche Flüsse bewirkt:

Energieflüsse zu Beginn der Schneeschmelze:

Generell fällt auf, dass innerhalb einer Gitterbox für die unterschiedlichen Oberflächentypen trotz der sie unterscheidenden Parameter p_i die Flüsse $I_{i,\alpha}$ qualitativ meistens, jedoch nicht immer (siehe z.B. fühlbarer Wärmefluss in Abb. 49 / 50) ähnlich auf die veränderten K_{β} reagieren; selbst die quantitative Ähnlichkeit ist groß. Mit den $\Delta I_{i,\alpha}$ sind also auch die ΔG_i ähnlich. Dies bedeutet für den zweiten Term in Gleichung (17), dass für dessen Beitrag zu der Änderung ΔG der gesamten Gitterbox die jeweiligen Flächenanteile F_{ii} nahezu unerheblich sind. Der Effekt des zweiten Terms auf die gesamte Gitterbox ist somit ähnlich den hier beschriebenen für die einzelnen Typen.

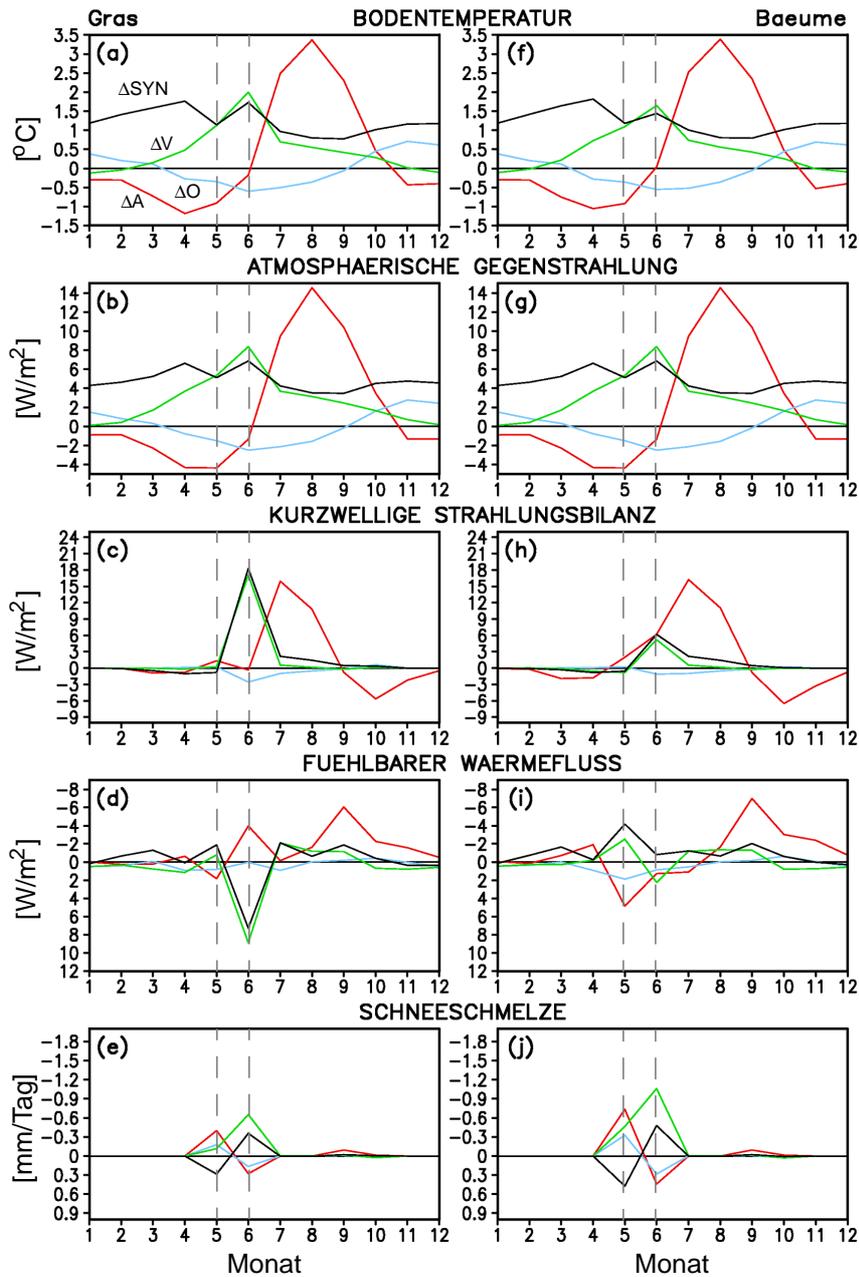
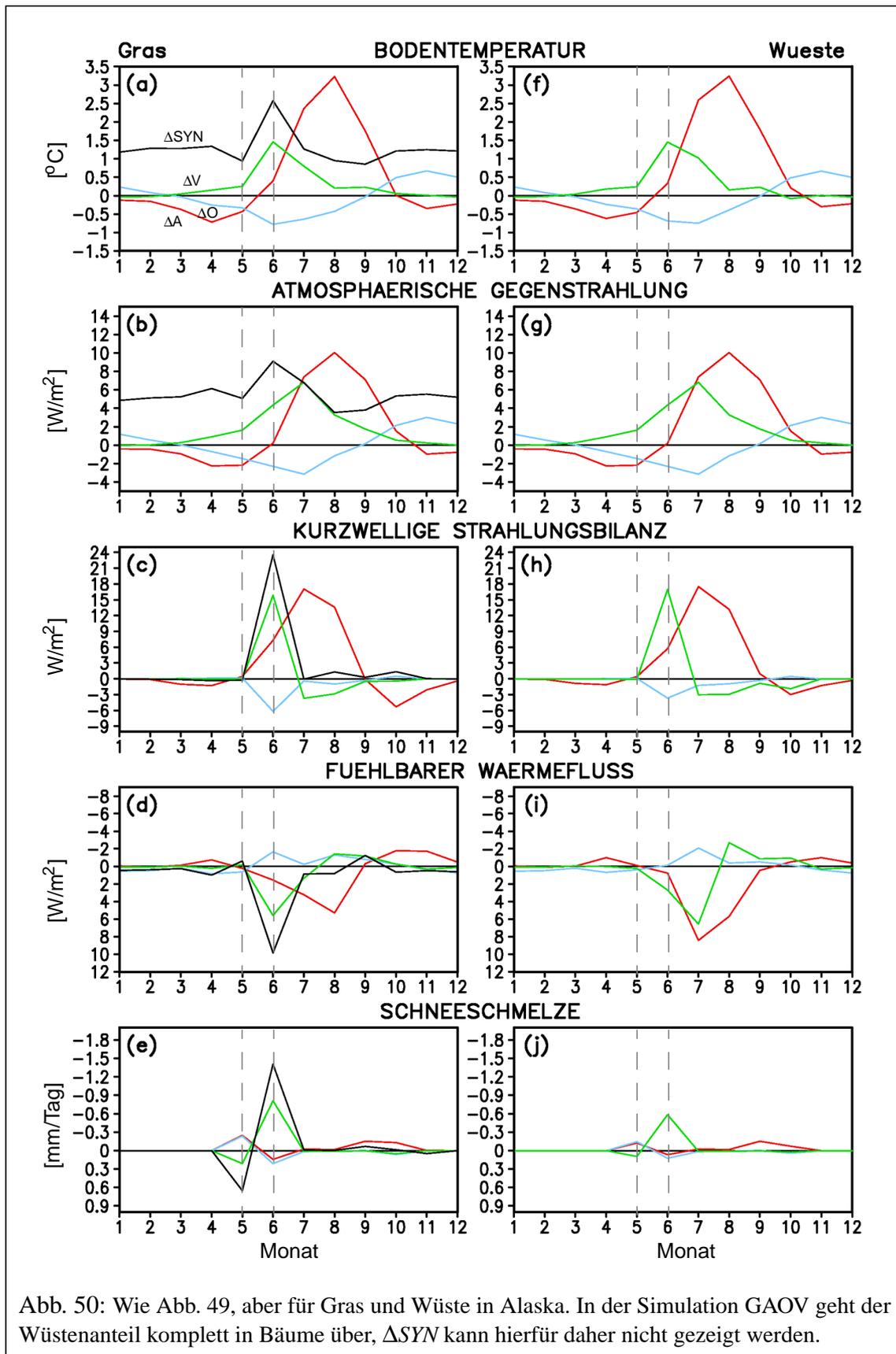


Abb. 49: Jahresgang der Änderung der Bodentemperatur [$^{\circ}\text{C}$] in Ostsibirien, wie sie als ΔG_i in die Bodenenergiebilanz, d.h. in den zweiten Term von Gleichung (17) eingeht, und der sie dominierenden Flüsse $\Delta I_{i,\alpha}$: atmosphärische Gegenstrahlung [W/m^2], kurzwellige Strahlungsbilanz am Boden [W/m^2], fühlbarer Wärmefluss [W/m^2] und Schneeschmelze [mm/Tag] für Gras (a-e) und Bäume (f-j). Entsprechend der Ableitung der Verstärkungsfaktoren ($\Delta_{\text{AOV}} = \Delta_{\text{A}} + \Delta_{\text{O}} + \Delta_{\text{V}} + \Delta_{\text{SYN}}$, siehe Gl. 12) werden Änderungen durch die reine Atmosphäre (Δ_{A} , rot), den reinen Ozean (Δ_{O} , blau), die reine Vegetation (Δ_{V} , grün) und durch die Synergie (Δ_{SYN} , schwarz) gezeigt. Die Achsen für fühlbaren Wärmefluss und Schneeschmelze sind umgekehrt, da eine Abnahme dieser Größen eine Zunahme der Bodentemperatur bedeutet.



Bei den Änderungen der Bodentemperaturen (vgl. Gl. 2) der einzelnen Oberflächentypen ist im Mai in beiden Regionen die *atmosphärische Gegenstrahlung* von einigen W/m^2 dominant, aber auch der *fühlbare Wärmefluss* spielt eine gewisse Rolle (siehe Abb. 49 / 50). In Ostsibirien wirkt bei der Reaktion der reinen Vegetation außerdem eine Verringerung der *Schneeschemelze* erwärmend, ansonsten wird die Schneeschemelze durch die Bodentemperatur bestimmt.

Bei nur geringfügig veränderter Wolkenbedeckung werden die Unterschiede der atmosphärischen Gegenstrahlung vor allem von Differenzen der Atmosphärentemperatur und spezifischen Feuchte hervorgerufen (hier nicht gezeigt). Zum Beispiel können höhere Bodentemperaturen eine verstärkte Verdunstung bewirken (Transpiration findet in diesem Monat noch nicht statt), was direkt den höheren Bodentemperaturen entgegenwirkt, indirekt aber für einen erhöhten atmosphärischen Feuchte- und latenten Wärmegehalt und somit für eine stärkere atmosphärische Gegenstrahlung sorgt, was die höheren Bodentemperaturen wiederum unterstützt.

Der fühlbare Wärmefluss (vgl. Gl. 7) spielt insbesondere bei Bäumen, aber auch bei Gras eine Rolle, nicht jedoch bei Wüste (stabile Schichtung). Er ist bei den Bäumen immer vom Boden weg gerichtet, ansonsten stets zum Boden hin (vgl. Abschnitt 8.3.1). In der Reaktion von Atmosphäre und Ozean ergibt sich eine Zunahme des fühlbaren Wärmeflusses im Allgemeinen durch einen stärkeren Temperaturgradienten Boden-Atmosphäre und durch einen höheren Reibungskoeffizienten für Wärme, welcher sich mit dem Temperaturgradienten wie auch durch eine Abnahme der bodennahen Windgeschwindigkeit verändert (hier nicht gezeigt). Bei der Reaktion der reinen Vegetation wie auch bei der Synergie ist vor allem die Abnahme der bodennahen Windgeschwindigkeit in der dichter werdenden Vegetation verantwortlich für die Reduzierung des Wärmeflusses.

Energieflüsse am Ende der Schneeschemelze:

Für den Juni ergibt sich eine im Jahresverlauf besondere Situation, da in diesem Monat die Unterschiede in der Schneebedeckung zwischen den Simulationen die Bilanzen dominieren. Die Erwärmung durch die Reaktion der reinen Vegetation und durch die Synergie erreicht im Allgemeinen jetzt ihr Maximum. Dies bildet die Grundlage für das vermehrte Ausbreiten der borealen Wälder (siehe Abschnitte 5.3.1 / 5.4.2) und für den damit verbundenen zusätzlichen Temperaturanstieg.

Bei den Differenzen der Bodentemperatur im Juni sind mit wenigen W/m^2 im Allgemeinen *atmosphärische Gegenstrahlung* und *kurzwellige Strahlungsbilanz* dominant, aber auch die *Schneeschemelze* (siehe Abb. 49 / 50). Lediglich bei der Reaktion der reinen Atmosphäre sind vor allem in Alaska die Änderungen der orbitalen Parameter und die damit verbundene erhöhte Einstrahlung, somit allein die *kurzwellige Strahlungsbilanz* entscheidend.

Wie im Mai (nur mit dem zusätzlichen Einfluss der einsetzenden Transpiration) werden Unterschiede der atmosphärischen Gegenstrahlung vor allem durch Änderungen der Atmosphärentemperatur und spezifischen Feuchte bestimmt (hier nicht gezeigt).

Differenzen der kurzwelligen Strahlungsbilanz spielen insbesondere bei der Reaktion der reinen Vegetation wie auch bei der Synergie eine wichtige Rolle. Entscheidend sind in erster Linie Unterschiede der Albedo, wobei verschiedene positive Wechselwir-

kungen mit der Temperatur zur Wirkung kommen. Bei veränderlicher Vegetation wird über schneefreiem Land (vgl. Gl. 3 f) die Reduzierung der Albedo durch Erhöhung des LAI im wärmeren Klima bewirkt. Einfluss haben zudem die berechneten Differenzen des schneebedeckten Anteils der Gitterboxen (vgl. Gl. 6). Bei Temperaturen um den Gefrierpunkt ist die Albedo ferner von der Alterung des Schnees beeinflusst (vgl. Gl. 4 f).

Die Schneeschmelze bestimmt jetzt, umgekehrt den Verhältnissen im Mai, die Temperaturänderungen. Sie ergibt sich aus der vorhandenen Schneemenge und dem Schneefall, beides hängt vor allem von der umgebenden Lufttemperatur ab (hier nicht gezeigt). Unterschiede der Schneeschmelze haben im Juni ein anderes Vorzeichen als im Mai, außer für die Reaktion der reinen Vegetation in Ostsibirien. Dies bedeutet im ersten Fall eine wirkliche Verschiebung der Schneeschmelze um einige Wochen, während im letzten Fall allein die gesamte Schneemenge in beiden Monaten abnahm.

Bodenfeuchte:

Differenzen der relativen Bodenfeuchte werden in der oberen Bodenschicht (vgl. Gl. 10) durch die Unterschiede der *Schneeschmelze* geprägt (hier nicht gezeigt). Im Mai zeigt die Feuchte somit meist ein ähnliches Änderungsverhalten wie die Bodentemperatur. Im Juni hingegen bewirkt die verstärkt einsetzende *Evapotranspiration* Unterschiede der Bodenfeuchte entgegengesetzt den Temperaturdifferenzen. In der unteren Schicht (vgl. Gl. 11 f) ist die *Versickerung*, im Juni zusätzlich die *Transpiration* entscheidend.

8.2.2 Nordafrika

Bodentemperaturen:

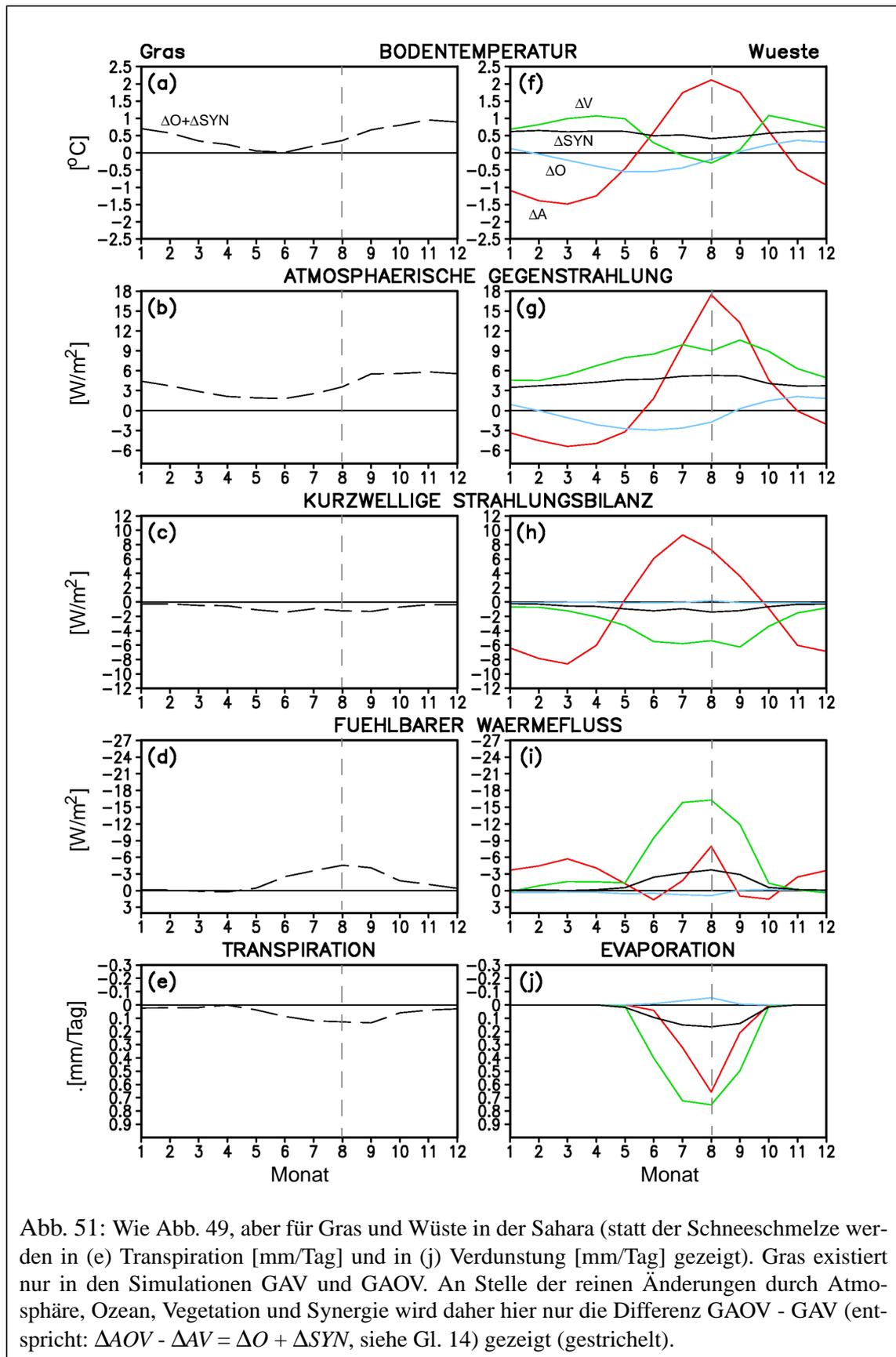
In der Sahara existiert Wüste, in den Simulationen GAV und GAOV mit veränderlicher Vegetation kann sich zudem Vegetation ausbreiten (siehe Tab. 12). Im Sahel sind für heutige Bedingungen wie auch in den Simulationen GA und GAO Gras und Wüste vorhanden, in den Simulationen GAV und GAOV verschwindet letztere nahezu vollständig, stattdessen breiten sich vermehrt Bäume aus. Die Niederschläge liegen im Sahel im August um mehr als 1 mm/Tag über denen der Sahara, die Temperaturen sind sich relativ ähnlich (hier nicht gezeigt).

Im August reagiert das reine Atmosphären-Modell in beiden Regionen auf die Änderung der orbitalen Parameter mit einem Temperaturanstieg, der in der Sahara bei über 2,0°C (siehe Abb. 51), im Sahel für die einzelnen Oberflächentypen bei etwa 1,5°C (siehe Abb. 52) liegt. Die Reaktion des reinen Ozeans dämpft diese Erwärmung leicht, ebenso die Reaktion der Vegetation. Die Synergie (beziehungsweise die Differenz zwischen GAOV und GAO) ergibt wiederum eine Temperaturerhöhung. Entsprechend ergeben sich die Änderungen der thermischen Ausstrahlung (siehe Abschnitt 3.2).

Die Änderungen auf Grund der Reaktion der reinen Vegetation lassen sich um diese Zeit auf andere Weise erklären als die der übrigen Komponenten:

Energieflüsse während des Sommermonsuns:

Ähnlich wie in borealen Breiten reagieren die unterschiedlichen Oberflächentypen - soweit vorhanden - meist ähnlich auf die veränderten K_{β} . Die jeweiligen Flächenanteile



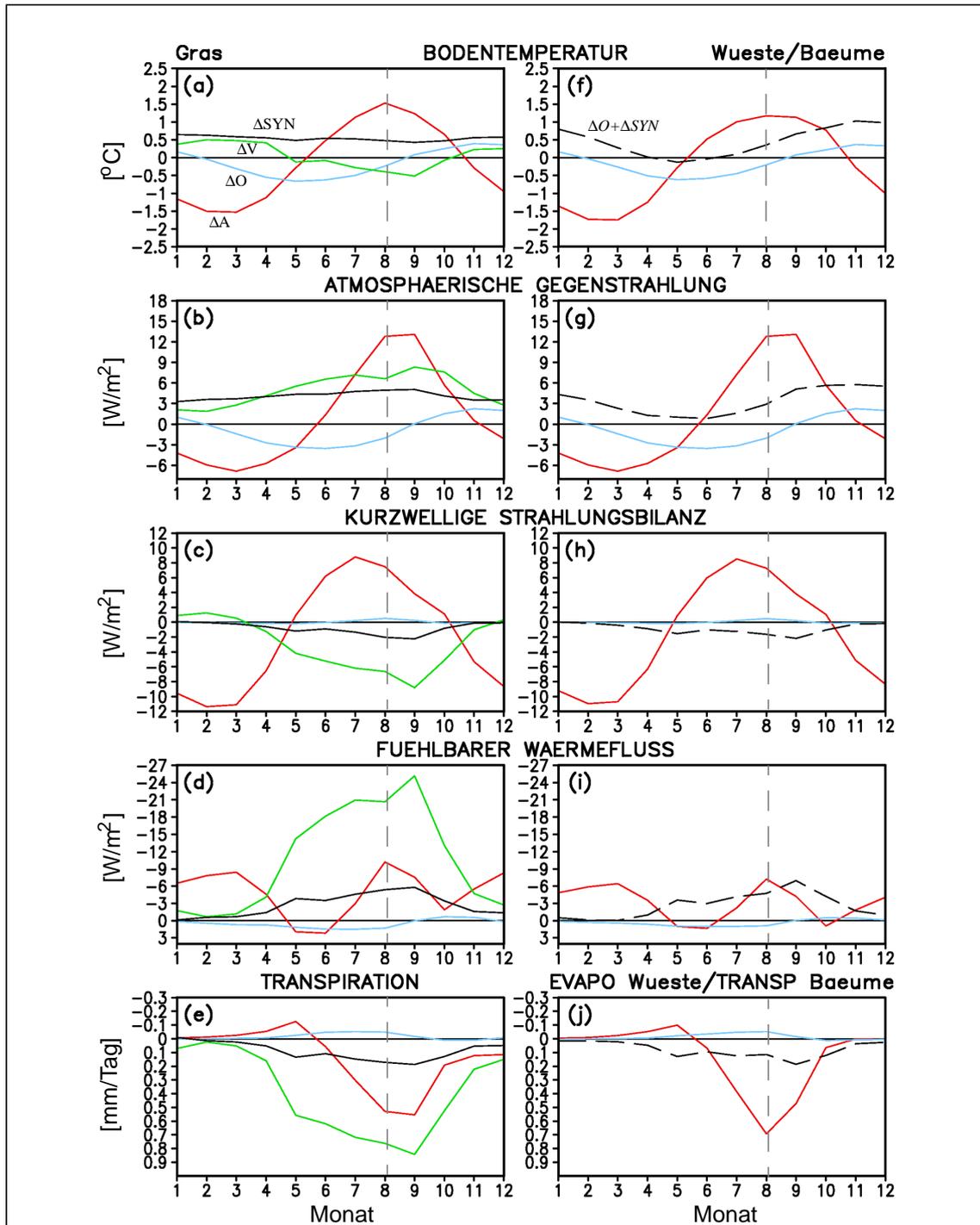


Abb. 52: Wie Abb. 49, aber für Gras und Wüste/Bäume im Sahel (statt der Schneeschmelze werden in (e) Transpiration [mm/Tag] und in (j) Verdunstung für Wüste bzw. Transpiration für Bäume [mm/Tag] gezeigt). Wüste existiert nur in den Simulationen CTL, GA und GAO. Es werden hier daher nur die reinen Änderungen durch Atmosphäre (ΔA) und Ozean (ΔO) gezeigt. Bäume existieren nur in den Simulationen GAV und GAOV. An Stelle der reinen Änderungen durch Atmosphäre, Ozean, Vegetation und Synergie wird daher hier nur die Differenz $GAOV - GAV$ (entspricht: $\Delta AOV - \Delta AV = \Delta O + \Delta SYN$, siehe Gl. 14) gezeigt (gestrichelt).

F_{li} im zweiten Term in Gleichung (17) sind für dessen Beitrag zu der Änderung ΔG der gesamten Gitterbox somit wiederum nahezu unerheblich.

Die Veränderungen in Nordafrika werden durch den intensivierten Wasserkreislauf (Monsun) geprägt, der die Grundlage für die Ausbreitung der Vegetation bildet, die den Wasserkreislauf wiederum verstärkt (siehe Abschnitte 5.3.2 / 5.4.3). Über die Erhöhung des atmosphärischen Feuchtegehaltes macht sich dies deutlich in verschiedenen Energieflüssen bemerkbar.

Bei den Änderungen der Bodentemperaturen der einzelnen Oberflächentypen ist im August (wie auch meist im übrigen Jahr) die *atmosphärische Gegenstrahlung* mit bis zu 18 W/m^2 dominant, aber auch der *fühlbare Wärmefluss* hat einige Bedeutung (siehe Abb. 51 / 52). (Bei der Reaktion der reinen Atmosphäre spielt außerdem die durch die veränderten orbitalen Parameter erhöhte Einstrahlung, also ein Anstieg der *kurzwelligen Strahlungsbilanz* eine Rolle.)

Die Reaktion der reinen Vegetation passt im Sommer nicht ganz in dieses Schema. Dort werden ähnlich vorhandene Unterschiede in den Flüssen überkompensiert vor allem durch eine verstärkte *Verdunstung* bei Wüste beziehungsweise *Transpiration* bei Gras von je etwa $0,7 \text{ mm/Tag}$ (die Verdunstung ist bei Gras mindestens eine Größenordnung kleiner als die Transpiration), aber auch durch eine Abnahme der *kurzwelligen Strahlungsbilanz*, so dass sich insgesamt eine Abkühlung ergibt.

Für die Unterschiede sämtlicher Flüsse sind die Änderungen des Wasserkreislaufes ausschlaggebend:

Die Differenzen der atmosphärischen Gegenstrahlung ergeben sich aus Änderungen der Atmosphärentemperatur und spezifischen Feuchte, sowie durch Unterschiede der (Cumulus-)Wolkenbedeckung (hier nicht gezeigt).

Für die Änderungen des stets vom Boden weg gerichteten fühlbaren Wärmeflusses sind der Temperaturgradient Boden-Atmosphäre wie auch der Reibungskoeffizient für Wärme verantwortlich, welcher sich mit dem Temperaturgradienten verändert. Änderungen der Windgeschwindigkeit spielen keine Rolle.

Die erhöhte Verdunstung (vgl. Gl. 8) bei der Reaktion der reinen Vegetation findet ihre Ursache in einer größeren Feuchte der oberen Bodenschicht. Auch die vermehrte Transpiration (vgl. Gl. 9) bei Gras ergibt sich aus höheren Bodenfeuchten, also einer vergrößerten Wasserverfügbarkeit, aber auch aus einem höheren LAI.

Die dabei reduzierte kurzwellige Strahlungsbilanz ergibt sich durch eine entsprechend gesteigerte atmosphärische spezifische Feuchte und Wolkenbedeckung.

Bodenfeuchte:

Die Differenzen der relativen Bodenfeuchte zeigen einen ähnlichen Verlauf wie die Änderungen der Bodentemperatur. Sie werden in der oberen Bodenschicht vor allem durch den *Niederschlag*, in der unteren durch *Versickerung* geprägt (hier nicht gezeigt). Hinzu kommen Unterschiede der *Transpiration*.

8.3 Unterschiede zwischen den Oberflächentypen

8.3.1 Boreale Breiten

Würden zwei verschiedene Oberflächentypen identische Klimabedingungen aufweisen, so könnte eine Veränderung ihrer Flächenanteile, beispielsweise eine Ausbreitung borealer Wälder, keinerlei positive oder negative Rückkopplung mit dem Klima bewirken. Das Klima einer Simulation GAV wäre dann identisch mit dem Klima der Simulation GA, die Vegetationsverteilung in GAV entspräche der für die Simulation GA diagnostizierten (siehe Abb. 22 / 23). Entsprechendes gilt für die Simulationen GAOV und GAO. Synergieeffekte könnten nicht auftreten. Das Ausmaß der Klimaunterschiede zwischen verschiedenen Oberflächentypen ist also entscheidend für die Sensibilität eines Modells mit veränderlicher Vegetation gegenüber einer Störung, etwa der Einstrahlung.

Die Unterschiede der Bodentemperatur oder -feuchte ΔG einer gesamten Gitterbox beim Vergleich unserer Gleichgewichts-Simulationen (siehe Kap. 5) ergeben sich also nicht nur durch Veränderungen innerhalb der einzelnen Oberflächentypen (siehe Abschnitt 8.2), sondern auch durch Unterschiede der G_i zwischen den einzelnen Oberflächentypen. Diese werden im Hinblick auf ΔG jedoch erst bei Änderungen ΔF_{li} der Flächenanteile wirksam (vgl. Gl. 18), also hier bei veränderlicher Vegetation. (Wie stark der Einfluss einzelner Parameter p_i ist, werde ich in Abschnitt 9.2 im Detail analysieren.)

Die Bedeutung dieses Terms wird beispielsweise durch einen Vergleich der Tabelle 9 bzw. 10 / 11 jeweils mit der Abbildung 49 + 50 / 51 + 52 deutlich. Während die Tabellen die Werte in den gesamten Gitterboxen angeben, stellen die Abbildungen den Anteil lediglich der Änderungen innerhalb der Oberflächentypen dar. Für ΔA und ΔO ist beides identisch. Für ΔV und ΔSYN hingegen fehlt ein zweiter Anteil ähnlicher Größenordnung - der Einfluss der Unterschiede zwischen den Oberflächentypen.

Eine Verschiebung der Flächenanteile der Typen kann einen klimatischen Trend unterstützen oder aber dämpfen. Für die Bodentemperaturen in borealen Breiten ist dies je nach Zeit und Region verschieden:

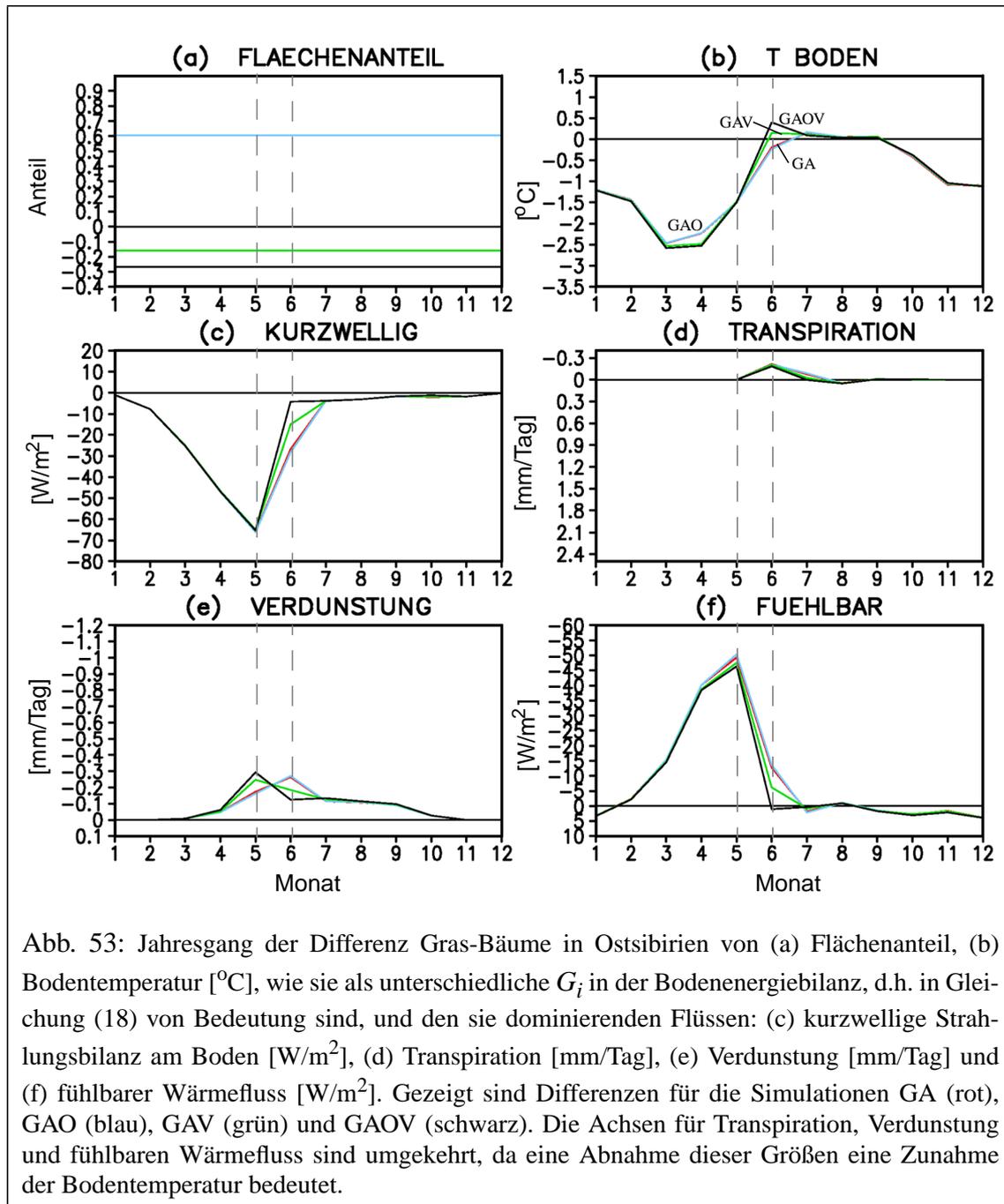
Bodentemperaturen zu Beginn der Schneeschmelze:

Ganz allgemein fällt auf, dass innerhalb einer Gitterbox bei jedem Klimaregime, also trotz unterschiedlicher K_β , die Flüsse $I_{i,\alpha}$ meistens ähnliche Differenzen zwischen den Oberflächentypen mit ihren verschiedenen Parametern p_i aufweisen. Der Beitrag der unterschiedlichen G_i zu der Änderung ΔG der gesamten Gitterbox hängt nach Gleichung (18) dann noch jeweils vom Ausmaß der Vegetationsverschiebungen ΔF_{li} ab.

In borealen Breiten dehnen sich bei einem Vergleich der Simulationen GA, GAV und GAOV die Wälder zunehmend aus, die Wüste weicht zurück (siehe Tab. 12); außerdem findet man eine fortschreitende Erwärmung bei veränderlicher Vegetation (siehe Abschnitte 5.3.1 / 5.4.2).

Die Bodentemperaturen in Ostsibirien und Alaska sind im Mai bei Bäumen größer als bei Gras (siehe Abb. 53) und bei Gras wiederum größer als bei Wüste (siehe Abb. 54), mit entsprechenden Unterschieden der thermischen Ausstrahlung. Das bedeutet,

dass die simulierte Verschiebung der Vegetationsanteile die Erwärmung innerhalb der Oberflächentypen (siehe Abschnitt 8.2.1) noch unterstützt.



Bei Gras zeigen sich um $-1,5^{\circ}\text{C}$ bis $-2,0^{\circ}\text{C}$ geringere Bodentemperaturen als bei Bäumen. Ursache sind Differenzen der *kurzwelligen Strahlungsbilanz* von fast $-70 \text{ W}/\text{m}^2$, die sich aus einer insbesondere für sichtbares Licht größeren Albedo ergeben (hier nicht gezeigt). Über schneefreiem Land (vgl. Gl. 3 f) wird dies durch den geringeren LAI von Gras hervorgerufen. Darüber hinaus ist der schneebedeckte Anteil der Landoberflä-

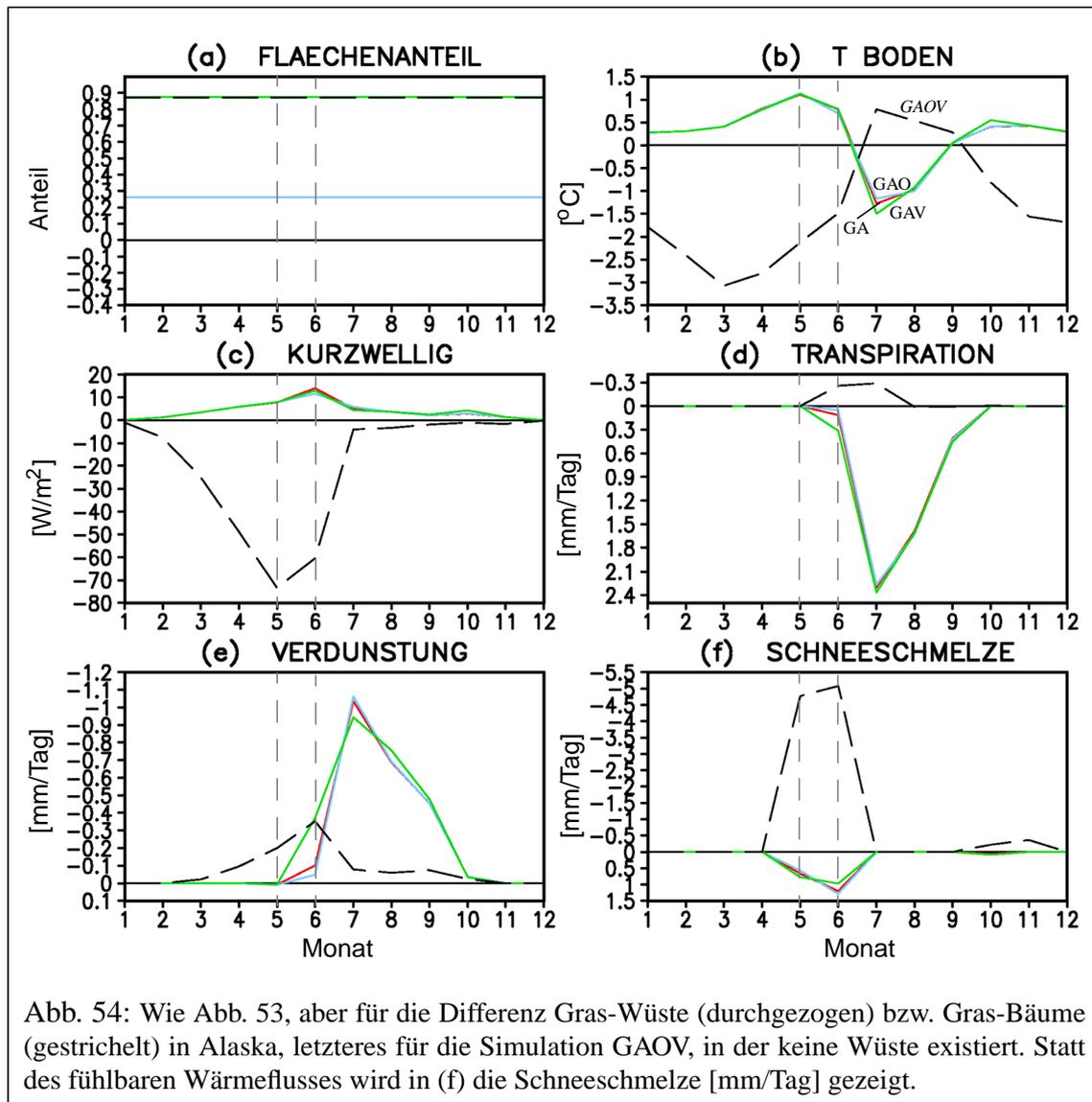


Abb. 54: Wie Abb. 53, aber für die Differenz Gras-Wüste (durchgezogen) bzw. Gras-Bäume (gestrichelt) in Alaska, letzteres für die Simulation GAOV, in der keine Wüste existiert. Statt des fühlbaren Wärmeflusses wird in (f) die Schneeschmelze [mm/Tag] gezeigt.

che (vgl. Gl. 6) bei Gras mehr als doppelt so groß wie bei Bäumen, was sich aus seiner speziellen Parameterisierung bei Bäumen ergibt.

Die höheren Bodentemperaturen bei Gras im Vergleich zur Wüste beruhen ebenfalls auf Differenzen von etwa $10 W/m^2$ in der *kurzwelligigen Strahlungsbilanz*. Hier ist die größere Rauigkeitslänge von Gras entscheidend, die über einen geringeren schneebedeckten Anteil der Gitterbox die Albedo reduziert. Hinzu kommt die für schneefreies Land geringere Albedo von Gras, wie sie sich aus ihrer bei Vegetation und bei Wüste unterschiedlichen Parameterisierung ergibt.

Bodentemperaturen am Ende der Schneeschmelze:

Bei einem Vergleich der Simulationen GA, GAV und GAOV im Juni findet man ähnlich wie im Mai eine zunehmende Erwärmung bei veränderlicher Vegetation. Ebenfalls wie im Mai liegen in Alaska die Werte für die Bodentemperaturen bei Gras über den Werten bei Wüste, aber unter denen bei Bäumen (siehe Abb. 54). Die simulierten Vegetationsveränderungen unterstützen hier also nach wie vor die Erwärmung.

Anders ist die Situation in Ostsibirien, wo das Abschmelzen des Schnees bereits weiter fortgeschritten ist. Im Gegensatz zum Mai sind jetzt die Bodentemperaturen für Gras leicht höher als die für Bäume (siehe Abb. 53), die Ausdehnung der borealen Wälder hat hier somit eine leichte Dämpfung der Erwärmung innerhalb der Oberflächentypen zur Folge.

Die Ursachen für die Temperaturdifferenzen in Alaska liegen wie im Mai, wenngleich weniger deutlich, bei der *kurzwelligigen Strahlungsbilanz*. Die Bodentemperaturen bei Gras sind außerdem höher als die bei Wüste auf Grund einer um wenige Zehntel mm/Tag geringeren *Verdunstung* (vgl. Gl. 8), die sich aus der innerhalb von Vegetation deutlich reduzierten effektiven Windgeschwindigkeit ergibt (hier nicht gezeigt).

Für die kurzwellige Strahlungsbilanz finden sich ähnliche Unterschiede zwischen Gras und Bäumen auch in Ostsibirien. Diese werden jedoch überkompensiert vor allem durch um die -10 W/m^2 geringere Werte des *fühlbaren Wärmeflusses*, aber auch durch geringere Werte von *Verdunstung* und *Transpiration* bei Gras, so dass sich im Gegensatz zum Mai die leicht höheren Bodentemperaturen als bei Bäumen ergeben. Die Unterschiede in den beiden erstgenannten Flüssen (vgl. Gl. 7 / 8) sind auf die um 90% geringere Rauigkeit von Gras zurückzuführen. Dessen geringere Transpiration (vgl. Gl. 9 f) hat ihre Ursache zum einen in einem kleineren LAI und kleinerer effektiver Windgeschwindigkeit auf Grund der geringeren Rauigkeitslänge. Zum anderen ist der stomatäre Widerstand für Gras höher als Folge der geringeren Lichtsensibilität.

Bodenfeuchte:

Der Boden bei Gras ist allgemein feuchter (vgl. Gl. 10 f) als der bei Bäumen als Folge einer geringeren *Verdunstung*. Diese resultiert aus dem niedrigeren Feuchtegradienten wie auch aus den (durch die kleineren Werte der Rauigkeitslänge bewirkten) geringeren effektiven Windgeschwindigkeiten und Reibungskoeffizienten (hier nicht gezeigt). Die Feuchte der unteren Bodenschicht ist bei Gras durch die weniger tief reichenden *Wurzeln* höher.

Im Vergleich zum Wüstenboden ist die obere Bodenschicht bei Gras auf Grund einer geringeren *Versickerung* im Allgemeinen feuchter, die untere Bodenschicht hingegen trockener.

8.3.2 Nordafrika

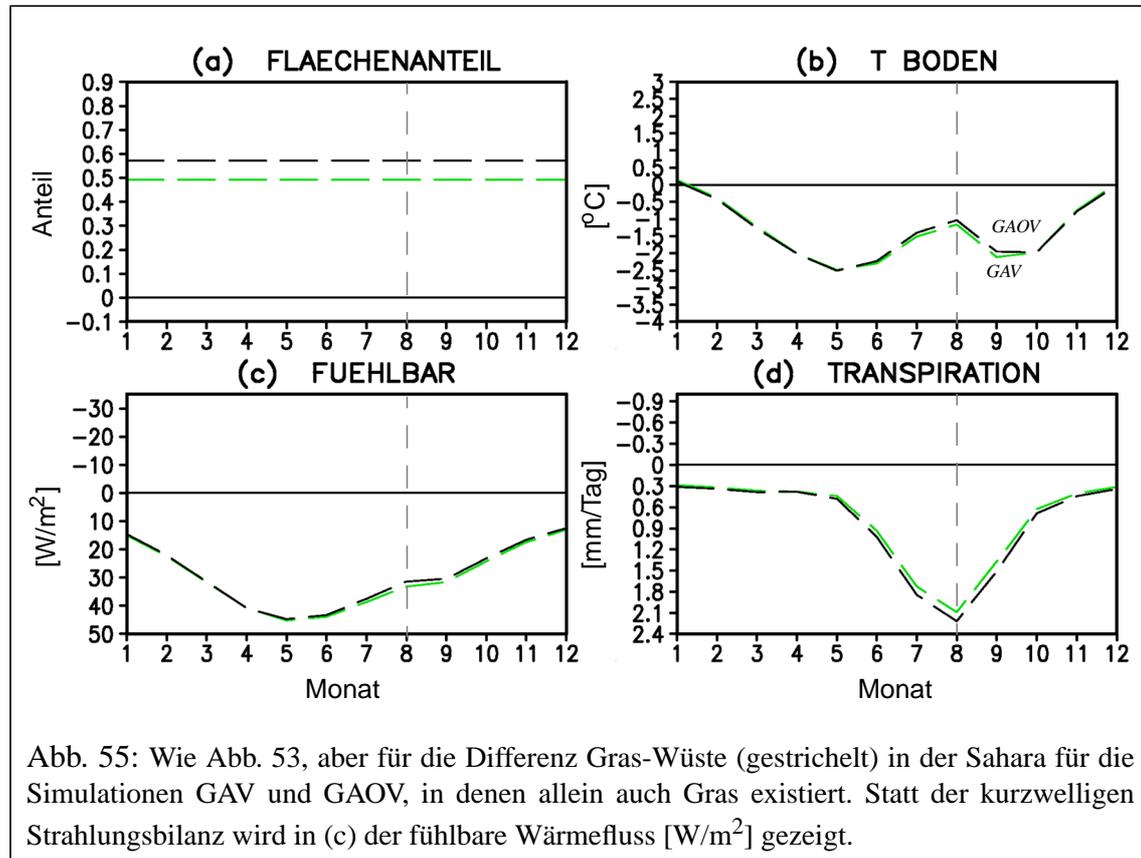
Bodentemperaturen während des Sommermonsuns:

Ähnlich wie in borealen Breiten sind die Differenzen zwischen den Oberflächentypen nahezu unabhängig vom Klimaregime. Der Jahresgang der Differenzen der Bodentemperaturen zwischen unterschiedlichen Oberflächentypen sieht in den Subtropen anders aus als in hohen Breiten:

Bei einem Vergleich der Simulationen GA, GAV und GAOV breitet sich in der Sahara zunehmend Vegetation (vor allem Gras) aus, im Sahel Bäume (siehe Tab. 12). Durch die veränderliche Vegetation zeigt sich in GAV im August eine Abkühlung gegenüber der Simulation GA; vergleicht man GAOV und GAV, so ergibt sich eine Erwärmung (siehe Abschnitte 5.3.2 / 5.4.3).

Der Boden bei Gras ist stets kälter als der Wüstenboden und wärmer als der Boden bei Bäumen (siehe Abb. 55 / 56). Die Vegetationsausdehnung in Simulation GAV unter-

stützt also die in Abschnitt 8.2.2 diskutierte Abkühlung. In der Simulation GAOV dämpfen die Verschiebungen der Vegetation die innerhalb der einzelnen Oberflächentypen simulierte Erwärmung, können sie jedoch nicht verhindern (siehe Tab. 11).

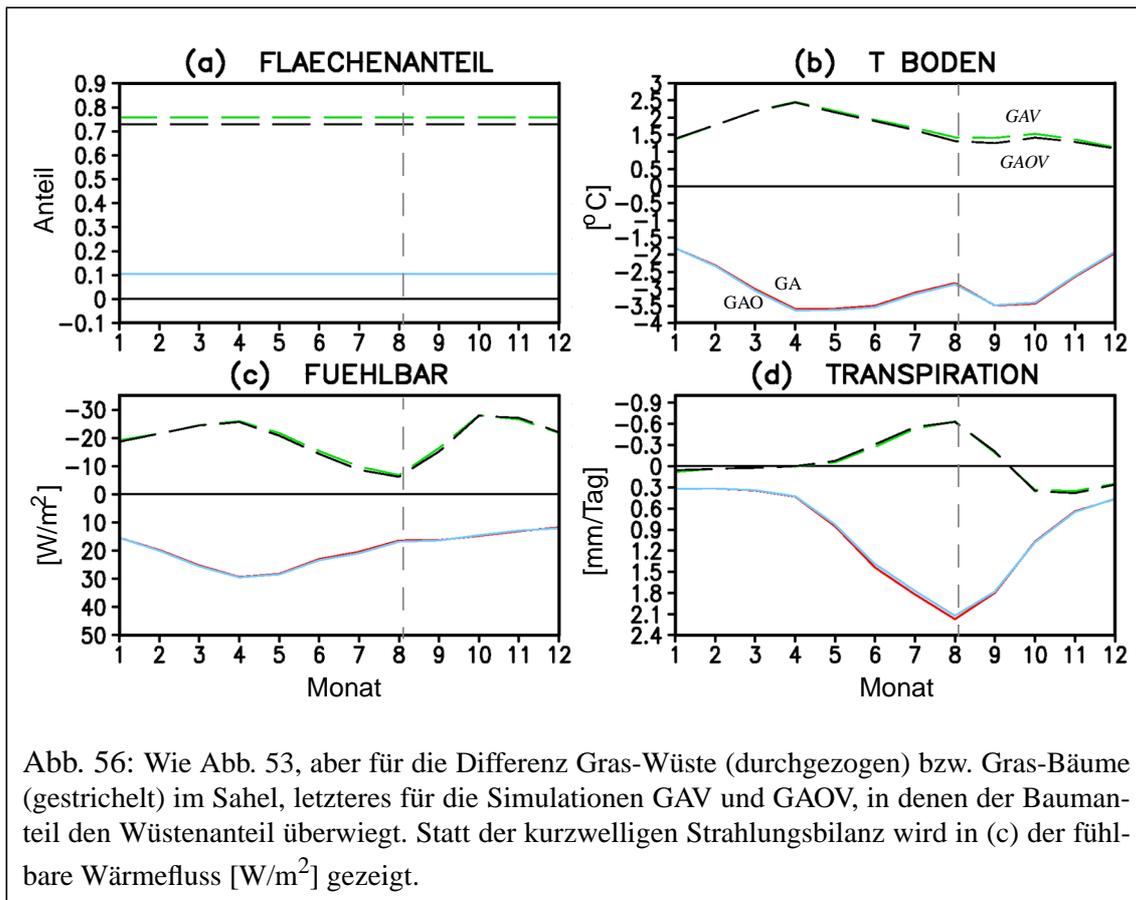


Die um etwa $-1,0^{\circ}C$ bis $-3,0^{\circ}C$ geringeren Bodentemperaturen bei Gras im Vergleich zur Wüste haben ihre Ursache außer in der *Transpiration* in einem um über $30 W/m^2$ höheren *fühlbaren Wärmefluss*. Dieser ergibt sich über größere Reibungskoeffizienten aus den höheren Rauigkeitslängen (hier nicht gezeigt).

Analog ergeben sich die um etwa $1,5^{\circ}C$ höheren Bodentemperaturen bei Gras im Vergleich zu Bäumen aus einem um etwa $-10 W/m^2$ geringeren *fühlbaren Wärmefluss* und niedrigerer *Transpiration*. Letztere resultiert aus einem kleineren LAI sowie aus einem größeren stomatären Widerstand, der sich wiederum aus der höheren bodennahen Lufttemperatur und der geringeren Lichtsensibilität ergibt.

Bodenfeuchte:

Der Boden bei Gras ist allgemein trockener als der Wüstenboden. Dies liegt vor allem an der *Transpiration* (hier nicht gezeigt).



8.4 Zusammenfassung

Für klimatische Differenzen beim Vergleich zweier Simulationen sind sowohl Veränderungen innerhalb der Oberflächentypen auf Grund geänderter äußerer Bedingungen als auch Unterschiede zwischen den Oberflächentypen auf Grund unterschiedlich gewählter Parameter von Bedeutung:

Veränderungen innerhalb der Oberflächentypen:

Im Hinblick auf die Landoberfläche waren in den holozänen Simulationen zwei Dinge besonders auffällig: Die nordwärtige Verschiebung der borealen Wälder durch eine wärmere und längere Wachstumszeit, hervorgerufen vor allem durch eine frühere intensivere Schneeschmelze (Mai/Juni), und die mit erhöhten Monsunniederschlägen (August) im Zusammenhang stehende Ausbreitung von Vegetation in Nordafrika.

In den borealen Breiten nehmen im späten Frühjahr die Bodentemperaturen für die einzelnen Oberflächentypen durch die Reaktion der reinen Atmosphäre auf die unterschiedlichen orbitalen Parameter und durch die Reaktion des reinen Ozeans im Allgemeinen ab. Durch die reine Vegetation wie auch durch Synergieeffekte kommt es hingegen zu einer Erwärmung. Die einzelnen Oberflächentypen können dabei mit einer gewissen zeitlichen Verschiebung gegeneinander reagieren.

Im Mai werden die Änderungen vor allem durch Unterschiede in der atmosphärischen Gegenstrahlung bewirkt; aber auch der fühlbare Wärmefluss hat einen gewissen Einfluss. Differenzen in der kurzwelligen Strahlungsbilanz spielen hier noch keine Rolle. Die Schneeschmelze wird weitgehend durch die Bodentemperaturen bestimmt.

Im Juni hat sich die Situation geändert. Zwar ist die atmosphärische Gegenstrahlung immer noch bedeutsam, der fühlbare Wärmefluss ist jedoch nicht mehr verantwortlich für die Unterschiede der Bodentemperatur. An seine Stelle tritt die vor allem durch eine veränderte Albedo modifizierte kurzwellige Strahlungsbilanz, aber auch Differenzen der Schneeschmelze. Die Erwärmung durch den reinen Effekt der Vegetation und durch die Synergie erreichen in diesem Monat ihr Maximum und bilden so die Grundlage für die Ausbreitung der borealen Wälder. Die Schneeschmelze ändert sich nicht nur absolut, auch ihr Zeitpunkt kann um einige Wochen verschoben werden. Bei der Reaktion der reinen Atmosphäre bewirken im Juni teilweise die veränderten orbitalen Parameter und die somit erhöhte kurzwellige Strahlungsbilanz allein eine Temperaturerhöhung.

Unterschiede der Feuchte der oberen Bodenschicht werden zumeist durch Änderungen der Schneeschmelze bestimmt und folgen somit den Temperaturdifferenzen; für die untere Bodenschicht ist meist die Versickerung ausschlaggebend. Zum Sommer hin kommen Transpiration und Verdunstung hinzu, wodurch die Feuchteänderungen denen der Temperatur im Allgemeinen entgegengesetzt sind.

In Nordafrika im August sind Verschiebungen der Monsuntätigkeit und damit des atmosphärischen Feuchtegehaltes ausschlaggebend. Die Bodentemperaturen der einzelnen Oberflächentypen nehmen durch die Reaktion der reinen Atmosphäre auf die veränderten orbitalen Parameter zu, durch die Reaktion des reinen Ozeans wie auch der reinen Vegetation hingegen ab. Die Synergie bewirkt wiederum eine Erwärmung.

Die Änderungen ergeben sich vor allem durch Differenzen der atmosphärischen Gegenstrahlung, aber auch des fühlbaren Wärmeflusses. Für die Reaktion der reinen Atmosphäre kommt die durch die veränderten orbitalen Parameter erhöhte kurzwellige Strahlungsbilanz hinzu. Ähnliche Unterschiede ergeben sich für die Reaktion der reinen Vegetation, sie werden jedoch durch Änderungen der kurzwelligen Strahlungsbilanz und der Evapotranspiration überkompensiert - Anzeichen des intensivierten Wasserkreislaufes, der die Grundlage für die Ausbreitung der Vegetation bildet.

Die Differenzen der Bodenfeuchte werden in der oberen Schicht vor allem durch Niederschlagsunterschiede, in der unteren durch Versickerung bestimmt und verhalten sich ähnlich den Temperaturänderungen.

Unterschiede zwischen den Oberflächentypen:

In borealen Breiten wird im Frühjahr in den Simulationen mit veränderlicher Vegetation die Erwärmung innerhalb der Oberflächentypen durch die Ausdehnung borealer Wälder und den Rückgang der Wüste unterstützt, da sich bei Bäumen höhere Bodentemperaturen als bei Gras ergeben und der Boden bei Gras wiederum wärmer ist als der Wüstenboden. Ursache ist in beiden Fällen eine höhere kurzwellige Strahlungsbilanz durch eine geringere Albedo, die sich über schneefreiem Land bei Vegetation durch größere LAI beziehungsweise eine unterschiedlich parameterisierte Hintergrundalbedo ergibt, bei Schnee durch die spezielle Parameterisierung des Schneeanteils bei Bäumen beziehungsweise durch die höheren Werte der Rauigkeitslänge.

Zum Sommer hin ändert sich das Bild für die Differenzen zwischen Gras und Wüste kaum, außer dass eine unterschiedliche Parameterisierung des effektiven Windes und somit eine unterschiedliche Verdunstung hinzukommt. Die Ausbreitung der borealen Wälder hingegen dämpft jetzt die Erwärmung, da bei Bäumen die Bodentemperaturen nun geringer sind als bei Gras. Grund ist, dass die positive kurzweilige Strahlungsbilanz überkompensiert wird vor allem durch einen höheren fühlbaren Wärmefluss, aber auch durch Unterschiede der einsetzenden Evapotranspiration. Die Ursachen für die Differenzen zwischen Gras und Bäumen lassen sich auf unterschiedliche LAI, Rauigkeitslängen und stomatäre Widerstände (Lichtsensibilitäten) zurückführen.

Durch eine höhere Evapotranspiration ist der Boden unter Bäumen trockener als der Boden unter Gras.

Im sommerlichen Nordafrika wirkt die Vegetationsausbreitung stets abkühlend. Beim Vergleich der Simulation GAV mit GA ist diese Abkühlung dominant, beim Vergleich der Simulation GAOV mit GAV wird die innerhalb der einzelnen Oberflächentypen simulierte Erwärmung gedämpft. Gras ist kälter als Wüste, was vor allem an der Transpiration liegt (die auch den trockeneren Boden bei Gras bewirkt), aber auch an einem durch größere Werte der Rauigkeitslänge hervorgerufenen höheren fühlbaren Wärmefluss. Größere Werte für LAI und Rauigkeitslänge und ein geringerer stomatärer Widerstand (höhere Lichtsensibilität) bei Bäumen haben analog niedrigere Temperaturen als für Gras zur Folge.