

MARCUS BREIL

# **Einfluss der Boden-Vegetation- Atmosphären Wechselwirkungen auf die dekadische Vorhersagbarkeit des Westafrikanischen Monsuns**



Marcus Breil

**Einfluss der Boden-Vegetation-Atmosphären  
Wechselwirkungen auf die dekadische  
Vorhersagbarkeit des Westafrikanischen Monsuns**

**Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und  
Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie (KIT)  
Band 69**

**Herausgeber: Prof. Dr. Ch. Kottmeier**

Institut für Meteorologie und Klimaforschung  
am Karlsruher Institut für Technologie (KIT)  
Kaiserstr. 12, 76128 Karlsruhe

Eine Übersicht aller bisher in dieser Schriftenreihe  
erschienenen Bände finden Sie am Ende des Buches.

# **Einfluss der Boden-Vegetation- Atmosphären Wechselwirkungen auf die dekadische Vorhersagbarkeit des Westafrikanischen Monsuns**

von  
Marcus Breil

Dissertation, Karlsruher Institut für Technologie (KIT)  
Fakultät für Bauingenieur-, Geo- und Umweltwissenschaften, 2015  
Referenten: Prof. Dr. N. Goldscheider, Prof. Dr. Ch. Kottmeier

#### Impressum



Karlsruher Institut für Technologie (KIT)  
KIT Scientific Publishing  
Straße am Forum 2  
D-76131 Karlsruhe

KIT Scientific Publishing is a registered trademark of Karlsruhe  
Institute of Technology. Reprint using the book cover is not allowed.

[www.ksp.kit.edu](http://www.ksp.kit.edu)



*This document – excluding the cover – is licensed under the  
Creative Commons Attribution-Share Alike 3.0 DE License  
(CC BY-SA 3.0 DE): <http://creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0/de/>*



*The cover page is licensed under the Creative Commons  
Attribution-No Derivatives 3.0 DE License (CC BY-ND 3.0 DE):  
<http://creativecommons.org/licenses/by-nd/3.0/de/>*

Print on Demand 2015

ISSN 0179-5619

ISBN 978-3-7315-0420-7

DOI: 10.5445/KSP/1000048287





**Einfluss der Boden-Vegetation-Atmosphären  
Wechselwirkungen auf die dekadische  
Vorhersagbarkeit des Westafrikanischen Monsuns**

Zur Erlangung des akademischen Grades eines  
DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN  
von der Fakultät für  
Bauingenieur-, Geo- und Umweltwissenschaften des  
Karlsruher Instituts für Technologie (KIT)

genehmigte

DISSERTATION

von

M.Sc. Hydrol. Marcus Breil  
aus Tübingen

Tag der mündlichen Prüfung:	12. Juni 2015
Referent:	Prof. Dr. N. Goldscheider
Korreferent:	Prof. Dr. Ch. Kottmeier



## Kurzfassung

Die Lebensgrundlage der Menschen in Westafrika ist eng an die alljährlich auftretenden Niederschläge des Westafrikanischen Monsuns gebunden. Der Beginn, die Dauer und die Intensität der Monsunzeit unterliegen interannuellen bis dekadischen Schwankungen. Verlässliche Prognosen für Zeiträume von ein bis zehn Jahren über die Variabilität des Monsuns sind daher von großer Bedeutung für diese Region. Einen besonderen Einfluss auf die Niederschlagsbildung haben die Boden- und Vegetationseigenschaften in Westafrika, da diese die Strahlungsbilanz beeinflussen und die turbulenten Wärme- und Wasserdampf Flüsse zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre steuern. Innerhalb eines Klimamodells werden diese Prozesse in einem Boden-Vegetation-Atmosphäre-Transfer Modell (SVAT) beschrieben. Um den Einfluss und die Bedeutung dieser Wechselwirkungen auf die dekadische Variabilität des Westafrikanischen Monsuns zu untersuchen, können Klimasimulationen mit verschiedenen SVATs durchgeführt werden, die diese Wechselwirkungen in unterschiedlicher Komplexität beschreiben. Da bei diesen Simulationen alle anderen Rahmenbedingungen gleich sind, lassen sich die Unterschiede in der simulierten Monsundynamik nur auf die verwendeten SVATs zurückführen. Aus diesem Grund werden in der vorliegenden Dissertation regionale Klimasimulationen mit dem regionalen Klimamodell COSMO-CLM durchgeführt, an das mit TERRA-ML und VEG3D zwei SVATs unterschiedlicher Komplexität gekoppelt werden.

In einem ersten Schritt werden mit diesen an COSMO-CLM gekoppelten SVATs Sensitivitätsstudien durchgeführt. Dabei zeigt sich, dass die bodennahen Temperaturen im Zentralen Sahel Auswirkungen auf die räumliche Verteilung der Monsunniederschläge im September haben. Hohe Temperaturen in diesem Gebiet ziehen ein weiter nach Süden ausgedehntes Sahara-Hitzetief nach sich. Dadurch verlagert sich der sogenannte African Easterly Jet mit seinen Wellenstörungen (AEWs) ebenfalls nach Süden. Mesoskalige konvektive Systeme, die sich besonderes in den Trögen der AEWs entwickeln, ziehen deshalb auf südlicher verlaufenden Bahnen über Westafrika. Dabei nehmen sie kürzere Zugbahnen

durch den Zentralen Sahel und längere durch den Westlichen Sahel ein. Dies hat eine Erhöhung der Niederschlagssummen im Westlichen Sahel und eine Verringerung im Zentralen Sahel zur Folge.

Darüber hinaus wird durch die Sensitivitätsstudien ein besseres Verständnis über die Entstehung der Monsunniederschläge an der Guineaküste gewonnen. Geringe Verdunstungsraten im Westlichen Sahel führen in dieser Region zu einer stärkeren Erwärmung des Bodens. Dadurch verringert sich der Bodendruck und das Westafrikanische Hitzetief wird intensiviert. Dies hat eine verstärkte zyklonale Strömung um das Hitzetief zur Folge, wodurch die Advektion trockener Luftmassen aus Norden und Westen an die Guineaküste zunimmt und die Niederschlagssummen zu Beginn der Regenzeit reduziert werden.

In einem zweiten Schritt wird untersucht, ob diese Prozesse auch auf einer dekadischen Zeitskala zu beobachten sind. Dafür werden mit der gleichen Modellkonfiguration wie in den Sensitivitätsstudien dekadische Simulationen für den Zeitraum von 2001 bis 2010 realisiert. Es zeigt sich, dass auch auf einer dekadischen Zeitskala die bodennahen Temperaturen im Zentralen Sahel die Niederschlagsverteilung im September über Westafrika beeinflussen. Aber auch der Zusammenhang zwischen der Evapotranspiration im Westlichen Sahel und den Niederschlagssummen an der Guineaküste kann beobachtet werden. Ein Vergleich der Ergebnisse mit Beobachtungen zeigt darüber hinaus, dass die Qualität der Modellrechnungen in der Simulationsperiode 2001 bis 2010 durch die Verwendung von VEG3D verbessert werden kann. So erhöht sich der Korrelationskoeffizient für die monatlichen Niederschlagssummen in allen Untersuchungsgebieten um mindestens 0.05. Durch eine Berücksichtigung einer expliziten Vegetationsschicht in VEG3D, die im Modellaufbau von TERRA-ML nicht vorhanden ist, werden realistischere bodennahe Temperaturen simuliert. Diese verbessern wiederum die atmosphärischen Zirkulationsmuster, wodurch speziell im Zentralen Sahel eine realistischere Monsundynamik vorhergesagt werden kann. Für korrekte dekadische Prognosen in Westafrika müssen die Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen demnach möglichst realistisch abgebildet werden.

# Abstract

The livelihood of the people living in West Africa is strongly connected to the West African Monsoon whose beginning, duration and intensity may vary substantially on an interannual to a decadal timescale. Thus, reliable decadal predictions about its variability are very important for this region. Soil and vegetation characteristics have a big influence on the precipitation in West Africa by affecting the radiation balance and controlling the turbulent heat and water fluxes between the surface and the atmosphere. These processes are represented in a Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer model (SVAT) within a regional climate model. The description of these interactions are distinguished between different SVATs. To investigate the influence and the relevance of these interactions on the decadal variability of the West African Monsoon, climate simulations using different SVATs can be performed. As other boundary conditions remain the same, the differences in the simulated monsoon dynamics must be caused by the different SVATs. Therefore, climate simulations are realized with the regional climate model COSMO-CLM coupled to two SVATs of different complexity, TERRA-ML and VEG3D.

In a first step, sensitivity studies with these SVATs coupled to COSMO-CLM are performed. The results reveal that near surface temperatures in the Central Sahel affect the spatial rainfall distribution during September. High temperatures in this area entail a southward expanded Sahara heat low, with the consequence that the African Easterly Jet (AEJ) and its waves (AEWs) is shifted to the south. Mesoscale convective systems evolving in the troughs of the AEWs pass on more southerly paths, resulting in shorter tracks through the Central Sahel and longer tracks through the Western Sahel. This leads to an increased precipitation amount in the Western Sahel and a reduction in rainfall in the Central Sahel. Furthermore, the sensitivity studies help to understand the evolution of rainfall at the Guinean Coast during the monsoon. Low evapotranspiration rates in the Western Sahel lead to a stronger warming of the soil. Thus, the surface pressure is reduced and the West African heat low is intensified. This results in a stronger

cyclonic flow around the heat low, whereby the advection of dry air masses from North and West of the Guinean Coast increases and the amount of precipitation decreases at the beginning of the rainy season.

In a second step, the question if these processes can also be found on the decadal timescale is investigated. Decadal simulations are performed with the same model setup used in the sensitivity studies for the period 2001-2010. The simulation results reveal that the spatial rainfall distribution in September over West Africa is also affected by the near surface temperatures in the Central Sahel on the decadal timescale. The connection between the evapotranspiration rate in the Western Sahel and the precipitation amount at the Guinean Coast can also be observed. By comparing the simulation results with observations, it can be shown that the use of VEG3D improves the simulation results for the hindcast period 2001-2010. Thus, the correlation coefficient for the monthly amount of precipitation is increased in all investigation areas about 0.05 at least. By considering an explicit vegetation layer in VEG3D, that is not included in TERRA-ML, more realistic near surface temperatures are simulated, resulting in an improved atmospheric circulation. As a result the dynamic of the monsoon can be predicted to a higher degree, especially in the Central Sahel. Therefore, to improve decadal predictions for West Africa, the soil-vegetation-atmosphere interactions must be described as realistic as possible.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Motivation und Zielsetzung</b>	<b>1</b>
<b>2</b>	<b>Theoretische Grundlagen</b>	<b>7</b>
2.1	Dekadische Klimaprognosen	7
2.2	Dekadische Vorhersagbarkeit des Klimas in Westafrika	12
2.3	Westafrikanisches Monsunsystem	14
2.4	Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkung	20
<b>3</b>	<b>Das Modellsystem</b>	<b>27</b>
3.1	COSMO-CLM	27
3.1.1	Grundgleichungen und numerische Lösung	27
3.1.2	Physikalische Parametrisierungen	30
3.1.3	Randbedingungen	31
3.2	Boden-Vegetation-Atmosphäre-Transfer Modelle	33
3.2.1	VEG3D	33
3.2.2	TERRA-ML	45
3.2.3	Unterschiede zwischen TERRA-ML und VEG3D	48
3.3	OASIS3-MCT	51
3.3.1	Prinzip der Kopplung	52
3.3.2	Sequentielle und synchrone Kopplung	53
3.3.3	Kopplungskonfiguration	55
<b>4</b>	<b>Durchführung und Konfiguration der Modellkopplung</b>	<b>57</b>
4.1	Parallelisierung von VEG3D	57
4.2	Kopplung von COSMO-CLM mit VEG3D durch OASIS3-MCT	60
4.3	Vegetationsfunktion	65
4.4	Modellgebiet	67
4.5	Modellkonfiguration	69

<b>5</b>	<b>Sensitivitätsanalysen für ein charakteristisches Jahr des Westafrikanischen Monsuns</b>	<b>71</b>
5.1	Referenzsimulationen mit TERRA-ML und VEG3D	72
5.1.1	Auswahl des Simulationszeitraums	73
5.1.2	Ergebnisse	74
5.2	Niederschlagsverteilung im Sahel	87
5.3	Reduzierung der Wurzeltiefe	92
5.3.1	Auswirkungen auf bodennahe Temperaturen	92
5.3.2	Auswirkungen auf monatliche Niederschlagssummen	94
5.3.3	Vergleich mit Beobachtungsdaten	106
5.4	Simulationen mit höher aufgelöstem SVAT	110
<b>6</b>	<b>Retrospektive dekadische Simulationen</b>	<b>117</b>
6.1	Vergleich mit den Ergebnissen der einjährigen Sensitivitätsstudie	119
6.1.1	Temperatur	119
6.1.2	Niederschlag im Sahel	120
6.1.3	Niederschlag an der Guineaküste	129
6.2	Mehrwert von VEG3D	140
6.2.1	Mean Square Error Skill Score (MSESS)	141
6.2.2	Zeitliche Korrelation zwischen Modellergebnissen mit unterschiedlichen SVATs und den Beobachtungen	144
6.3	Vergleich mit globalen Prognosen des MPI-ESM-LR	146
6.3.1	Temperatur	147
6.3.2	Niederschlag	154
<b>7</b>	<b>Diskussion und Zusammenfassung</b>	<b>161</b>
<b>8</b>	<b>Abbildungsverzeichnis</b>	<b>171</b>
<b>9</b>	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>177</b>
	<b>Danksagung</b>	<b>193</b>

# 1 Motivation und Zielsetzung

In den letzten 100 Jahren hat das weltweite Klima einer deutlichen Veränderung unterlegen. Die durchschnittliche globale Jahrestemperatur stieg zwischen den Jahren 1901 und 2010 um 0.74 Kelvin an (Morice et al., 2012), der Meeresspiegel stieg im gleichen Zeitraum um 0.19 Meter (Church und White, 2011). Dabei sind 0.11 Meter direkt auf den Rückgang der weltweiten Inlandsvergletscherung zurückzuführen (Marzeion et al., 2012). Hinzu kam, dass in einigen Regionen der Welt die Anzahl und Dauer von Dürreperioden signifikant anstieg (Dai, 2013), was die Lebensbedingungen vieler Menschen dramatisch verändert hat und auch weiterhin tun wird. Dies gilt im Besonderen für Regionen, deren wirtschaftliche, politische und soziale Entwicklung eng an die Landwirtschaft gebunden ist (Rosenzweig und Parry, 1994). So hängt in Westafrika die Lebensgrundlage zahlreicher Menschen vom alljährlich eintreffenden Niederschlag des Westafrikanischen Monsuns ab (Benson und Clay, 1998). Ein Rückgang der jährlichen Monsunniederschläge, wie beispielsweise während der Saheldürre zwischen Ende der 1960er und Ende der 1990er Jahre (Nicholson, 2013), kann daher weitreichende sozio-ökonomische Auswirkungen auf ganz Westafrika haben (Mortimore, 1989). Verlässliche Vorhersagen über die Intensität und Dauer des Westafrikanischen Monsuns könnten deshalb für diese Region von großem Nutzen sein, um dort Anpassungsstrategien an sich ändernden Bedingungen zu entwickeln. Dadurch könnte ein wichtiger Beitrag zur Reduzierung der Gefahren von Nahrungsmittelknappheiten und Infektionskrankheiten in Westafrika geleistet werden. Da sich strategische Entscheidungen in Wirtschaft und Politik üblicherweise in einem zeitlichen Rahmen von bis zu zehn Jahren bewegen, sind vor allem dekadische Klimaprognosen von großer Bedeutung.

Innerhalb des vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) geförderten Programms Miklip (Mittelfristige Klimaprognose) wird daher die Machbarkeit solcher dekadischen Klimavorhersagen genauer untersucht. Hauptziel des Programms ist es, ein Modellsystem zu entwickeln, anhand dessen verlässliche, dekadische Klimaprognosen getroffen werden können. Diese de-

dekadischen Klimaprognosen beinhalten allerdings keine Aussagen über exakte Niederschlagssummen oder Höchsttemperaturen zu einem bestimmten Datum. Dies ist aufgrund des chaotischen Charakters der Atmosphäre nicht möglich (Lorenz, 1963). Sie liefern vielmehr Informationen über jahreszeitliche oder jährliche Anomalien - positive oder negative Abweichungen vom langjährigen Mittel - des Niederschlags oder der Temperatur. Das heißt, ein erfolgreiches Vorhersagesystem sollte die Frage beantworten können, ob die nächsten Jahre feuchter oder trockener, wärmer oder kühler werden. Um zu untersuchen, ob dies von dekadischen Prognosen geleistet werden kann, werden innerhalb von MiKlip zunächst Simulationen mit dem gekoppelten, globalen Klimamodell MPI-ESM-LR (Max Planck Institute-Earth System Model-Low Resolution) (Müller et al., 2012) durchgeführt. Da globale Klimamodelle jedoch nur über eine grobe Auflösung verfügen, können deren Ergebnisse nicht ohne weiteres auf eine regionale Skala übertragen werden. Orographische Gegebenheiten, die Beschaffenheit des Bodens, sowie die Charakteristik der Landnutzung können somit nur vereinfacht im Modell dargestellt werden. Die Heterogenität der Erdoberfläche, wie sie auf der regionalen Skala oftmals zu beobachten ist, wird deshalb in einem Globalmodell nicht gänzlich abgebildet. Diese Eigenschaften des Untergrundes können jedoch dazu führen, dass sich die dekadische Klimavariabilität und Vorhersagbarkeit deutlich von den Ergebnissen eines globalen Modells unterscheidet. Aus diesem Grund werden in der Klimamodellierung die Ergebnisse von Globalmodellen mit Hilfe regionaler Klimamodelle (RCM) regionalisiert. Diese sind wiederum in der Lage, die komplexen Prozesse in der Atmosphäre und die Wechselwirkungen mit dem Boden besser aufzulösen und dadurch realistischer zu beschreiben (Giorgi, 2006). Innerhalb der vorliegenden Dissertation werden daher die Ergebnisse der globalen MPI-ESM-LR Klimaprognosen als Antriebsdaten für das regionale Klimamodell COSMO-CLM (Consortium for Small-scale Modeling - Climate Local Model) (Doms et al., 2011a) verwendet. Dessen Simulationsergebnisse werden dann auf einer regionalen Skala ausgewertet und interpretiert.

Eine Region, die im globalen Vergleich ein besonders hohes dekadisches Vorhersagepotential aufweist ist Westafrika. Paeth und Hense (2004) konnten zeigen, dass dies vor allem für die Dauer und die Intensität des Westafrikanischen Monsuns gilt. Um die Mechanismen, die zu diesem Vorhersagepotential führen, genauer zu untersuchen, wurde deshalb innerhalb von MiKlip das Teilprojekt DEPARTURE (DEcadal Prediction of African Rainfall and aTlantic hURricane activity) gegründet. Ein besonderes Augenmerk liegt dabei auf den Wechsel-

wirkungen zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre, da die Variabilität des Klimas in Westafrika in hohem Maße vom Zustand des Bodens und der Vegetation bestimmt wird (Koster et al., 2004). Dabei beeinflussen die Boden- und Vegetationseigenschaften die Strahlungsbilanz und regeln den Austausch von Wasser und Wärme zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre (Seneviratne et al., 2010). Der Einfluss dieser Wechselwirkungen auf den Zustand der Atmosphäre und im Besonderen auf die Ausbildung des Westafrikanischen Monsuns, konnte bereits in einigen Studien nachgewiesen werden (z.B. Douville et al. (2001), Taylor et al. (2002), Kunstmann und Jung (2007), Steiner et al. (2009)). Vor allem in der Sahelzone, einer Region, in der die Bodenfeuchte und die Vegetationsdichte sehr heterogen verteilt sind, können Änderungen in den Boden- und Vegetationsstrukturen weitreichende Auswirkungen auf die Dynamik der Atmosphäre haben. Dies gilt im Besonderen für die Entwicklung und die Intensität konvektiver Niederschlagssysteme, wie sie während des Westafrikanischen Monsuns auftreten (z.B. Clark et al. (2004), Taylor et al. (2010), Gantner und Kalthoff (2010), Adler et al. (2011)). So konnte z.B. Maurer (2014) zeigen, dass die Entstehung konvektiver Niederschlagsereignisse stark von Landoberflächenprozessen abhängig ist. Da der Wärme- und Feuchtetransport innerhalb des Bodens, im Vergleich zur Atmosphäre, sehr langsam von statten geht, wirken sich klimatische Bedingungen in der Atmosphäre erst mit Verzögerung auf den Zustand tieferer Bodenschichten aus. Rückkopplungen des Bodens auf die Atmosphäre können daher oft Jahre später wirksam werden (Dirmeier, 2001). Aus diesem Grund ist es möglich, dass die Austauschprozesse zwischen dem Boden und der Atmosphäre erst auf der dekadischen Zeitskala besonders von Bedeutung werden (Khodayar et al., 2014). Dies legt die Vermutung nahe, dass ein dekadisches Prognosesystem für den Westafrikanischen Monsun nur erfolgreich sein wird, wenn die Wechselwirkungen zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre richtig verstanden und beschrieben werden. Denn nur wenn die Prozesse innerhalb dieses Systemkomplexes genau nachvollzogen werden, können auch Aussagen darüber getroffen werden, ob die Wechselwirkungen die Vorhersagbarkeit des Monsuns beeinflussen. Da der Westafrikanische Monsun ein saisonales Phänomen ist, dessen Beginn, Dauer und Intensität zentrale Merkmale darstellen, kann sich der Begriff der dekadischen Vorhersagbarkeit in diesem Fall nicht nur auf die Prognose von Anomalien beschränken. Die Güte dekadischer Vorhersagen hängt daher auch davon ab, ob die Prognosen dazu in der Lage sind den charakteristischen saisonalen Verlauf des Monsuns realistisch abzubilden.

Für die vorliegende Dissertation lassen sich daraus folgenden Forschungsfragen ableiten, die im Laufe der Arbeit behandelt werden sollen:

- Gibt es Prozesse innerhalb des Systems Boden-Vegetation-Atmosphäre, welche die dekadische Variabilität des Westafrikanischen Monsuns beeinflussen?
- Kann durch ein besseres Verständnis dieser Prozesse und deren genauere Berücksichtigung im Klimamodell die Güte dekadischer Prognosen gesteigert werden?

Innerhalb eines Klimamodells werden solche Wechselwirkungen in einem sogenannten Boden-Vegetation-Atmosphäre-Transfer Modell (SVAT) beschrieben. Das Klimamodell berechnet dabei die atmosphärischen Randbedingungen wie bodennahe Temperatur und Niederschlag und übergibt sie an das SVAT. Dieses berechnet daraufhin den Zustand des Untergrunds, indem es die Gleichungen für die Feuchte- und Wärmebilanzen des Bodens und der Vegetation löst. Anhand der aus den Bilanzen abgeleiteten Bodentemperaturen und -wassergehalten können dann die Feuchte- und Wärme Flüsse zwischen dem Boden und der Atmosphäre ermittelt und wieder an das Klimamodell übergeben werden. Diese dienen dem Klimamodell wiederum als untere Randbedingung. Auf welche Art und Weise ein SVAT diese Berechnungen im einzelnen durchführt, kann sich zwischen verschiedenen SVATs durchaus unterscheiden. Die meisten SVATs besitzen zwar die gleiche Grundstruktur, berücksichtigen im Detail allerdings oft einzelne Prozesse unterschiedlich stark. Es können z.B. unterschiedliche Parametrisierungen für die Wärme- und Feuchtetransporte verwendet werden, die Behandlung der Austauschprozesse zwischen der Oberfläche und der Atmosphäre kann variieren, aber auch die Darstellung der Boden- und Vegetationsverteilung im Modell kann sich unterscheiden (Abschnitt 3.2.3). Das heißt, Klimasimulationen, die mit unterschiedlichen SVATs durchgeführt werden, können deutlich in ihren Ergebnissen variieren (Boone et al. (2009), Davin et al. (2011), Steiner et al. (2009), Subin et al. (2011)). Kennt man allerdings die Unterschiede zwischen den einzelnen SVATs, ist man in der Lage die Prozesse zu identifizieren, die zu den Differenzen in den Simulationen führen und in Sensitivitätsanalysen deren Einfluss auf den Westafrikanischen Monsun zu untersuchen.

Aus diesem Grund werden innerhalb der Dissertation Klimasimulationen mit COSMO-CLM durchgeführt, das mit den zwei verschiedenen SVATs TERRA-ML (Schrodin und Heise, 2002) (Abschnitt 3.2.2) und VEG3D (Schädler, 1990)

(Abschnitt 3.2.1) gekoppelt wird. TERRA-ML ist das Standard-SVAT, das in COSMO-CLM implementiert ist. Im Bereich der Klimamodellierung sind bereits zahlreiche Studien mit TERRA-ML durchgeführt worden, wodurch dessen Eigenschaften sehr gut dokumentiert sind (z.B. Grasselt et al. (2008), Jaeger und Seneviratne (2011)). VEG3D ist ein Boden-Vegetationsmodell, das am Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) des Karlsruher Institut für Technologie (KIT) entwickelt und dort auch innerhalb einiger Studien verwendet wurde (Braun und Schädler (2005), Kohler et al. (2012)). Beide Modelle sind nach einem ähnlichen Prinzip aufgebaut. Dennoch gibt es einige Unterschiede in ihrer Struktur und den verwendeten Parametrisierungen (Abschnitt 3.2.3), wodurch es zu Variationen in den Simulationsergebnissen kommt.

Wie diese Abweichungen zwischen den Simulationen zu Stande kommen, wird zunächst anhand von Sensitivitätsanalysen für ein einzelnes Simulationsjahr untersucht. Dabei werden die Unterschiede in den Simulationsergebnissen analysiert und die dafür verantwortlichen Prozesse abgeleitet. Anschließend werden die Ergebnisse der Sensitivitätsstudien in dekadischen Klimasimulationen verifiziert und der Mehrwert der einzelnen SVATs für die Güte der Prognose bestimmt. Die Kopplung zwischen COSMO-CLM und VEG3D wird erstmals mit der OASIS3-MCT Kopplungssoftware umgesetzt (Valcke et al., 2013). Dafür müssen sowohl in COSMO-CLM wie auch in VEG3D umfangreiche Veränderungen im Quellcode der Modelle vorgenommen werden. Der Vorteil einer Kopplung mit OASIS3-MCT ist, dass sowohl das SVAT wie auch das Klimamodell eigenständig betrieben werden und nur über den Koppler miteinander kommunizieren. Durch diese Modellstruktur ist es möglich, das SVAT in einer höheren Auflösung zu betreiben als das Klimamodell. Dadurch kann die Heterogenität des Untergrundes in den Klimasimulationen stärker berücksichtigt werden ohne die Simulationszeiten drastisch zu erhöhen. Die Verifikation dieses Modellaufbaus ist ebenfalls Teil der Dissertation.

Zusammenfassend werden folgende Arbeitsschritte bearbeitet:

- Kopplung von COSMO-CLM mit VEG3D anhand von OASIS3-MCT
- Sensitivitätsanalysen mit den gekoppelten TERRA-ML und VEG3D Modellen
- Durchführung und Verifikation von Simulationen mit einem höher aufgelösten SVAT

- Identifizierung sensitiver Prozesse im System Boden-Vegetation-Atmosphäre
- Verifikation der sensitiven Prozesse auf der dekadischen Zeitskala zum verbesserten Verständnis des dekadischen Vorhersagepotentials des Westafrikanischen Monsuns
- Evaluierung der dekadischen Prognosen mit den unterschiedlichen SVATs

Die Dissertation ist dabei wie folgt aufgebaut. Zunächst werden in Kapitel 2 die für die Arbeit relevanten theoretischen Grundlagen der dekadischen Klimaprognosen, des Westafrikanischen Monsunsystems und der Wechselwirkungen zwischen dem Boden, der Vegetation und der Atmosphäre dargelegt. Es fasst den aktuellen Stand der Forschung zusammen und beschreibt die zentralen Prozesse. Daraufhin folgt in Kapitel 3 eine Beschreibung des verwendeten Modellsystems. Dieses Kapitel gibt eine Übersicht über den Aufbau der Modelle und weist auf die Besonderheiten der SVATs hin. In Kapitel 4 wird die technische Umsetzung der Kopplung zwischen COSMO-CLM und VEG3D anhand der OASIS3-MCT Kopplungssoftware thematisiert, sowie die dafür notwendige Parallelisierung von VEG3D und zusätzliche Erweiterungen des SVATs. Die Modellkonfiguration für die Klimasimulationen wird ebenfalls erläutert. Die Sensitivitätsanalysen, anhand derer die wichtigen Prozesse im System Boden-Vegetation-Atmosphäre untersucht werden, sind in Kapitel 5 beschrieben. Dabei werden die Auswirkungen der Wurzeltiefe und der Modellauflösung auf die VEG3D-Simulationen untersucht und mit TERRA-Referenzsimulationen verglichen. Kapitel 6 stellt die Ergebnisse der dekadischen Simulationen dar. Dabei werden zunächst die Ergebnisse der einjährigen Sensitivitätsstudien für die Dekade 2001-2010 verifiziert. Anschließend wird der Mehrwert einzelner SVATs für dekadische Simulationen behandelt. Die verwendeten Methoden und erzielten Ergebnisse werden abschließend in Kapitel 7 diskutiert und bewertet.

## **2 Theoretische Grundlagen**

Im folgenden Kapitel werden die theoretischen Grundlagen des Einflusses der Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkung auf dekadische Prognosen des Westafrikanischen Monsuns näher erläutert. Zuerst wird ein Überblick über den aktuellen Stand der Forschung zu dekadischen Klimaprognosen gegeben. Dabei werden deren Besonderheiten im Vergleich zu numerischen Wettervorhersagen und Klimaprojektionen dargestellt. Des Weiteren werden Mechanismen beschrieben, aus denen sich eine dekadische Vorhersagbarkeit ableiten lässt sowie die Unsicherheiten erläutert, die bei einer Prognose entstehen können. Anschließend werden aktuelle Studien vorgestellt, die sich mit der Machbarkeit dekadischer Klimavorhersagen für den Westafrikanischen Monsun beschäftigen und erklärt, welche Faktoren dabei zu berücksichtigen sind. Der dritte Teil stellt die Prozesse des Westafrikanischen Monsunsystems selbst und dessen interanuelle bis dekadische Variabilität dar. Abschließend wird im Abschnitt 2.4 der aktuelle Wissensstand zum einen über die Bedeutung der Boden- und Vegetationseigenschaften auf die Ausprägung des Monsuns dargelegt sowie zum anderen erläutert, welche Auswirkungen diese Wechselwirkungen auf die Vorhersagbarkeit des Systems haben können.

### **2.1 Dekadische Klimaprognosen**

Eine der größten Herausforderungen in der Atmosphärenforschung ist es, den zukünftigen Zustand der Atmosphäre richtig vorherzusagen. Im Rahmen der Wettervorhersage wird versucht diese Aufgabe mit Hilfe numerischer Rechenmodelle zu lösen. Die physikalischen Gesetzmäßigkeiten, welche die Dynamik der Atmosphäre beschreiben, werden dabei durch partielle Differentialgleichungen ausgedrückt (Roeckner, 2003). Mit Hilfe eines finiten Differenzenverfahrens wird die Atmosphäre in diesen Modellen diskretisiert, wodurch diese Gleichungen

gelöst und atmosphärische Zustandsgrößen, wie Temperatur, Feuchte und Luftdruck, als Funktionen der Zeit beschrieben werden können (Etling, 2008). Da es sich bei diesen partiellen Differentialgleichungen um nichtlineare Gleichungssysteme handelt, stellt die Wettervorhersage mathematisch gesehen ein Anfangswertproblem dar. Anknüpfend an die grundlegende Arbeit von Lorenz (1963) konnte in vielen Studien gezeigt werden, dass bereits kleine Ungenauigkeiten in den Anfangsbedingungen die dynamische Entwicklung von Druckgebieten beträchtlich beeinflussen können und es somit zu großen Abweichungen zwischen dem vorhergesagten und dem beobachteten Wetter kommen kann. Aufgrund des chaotischen Charakters der Atmosphäre sind Wettervorhersagen, somit nur über kurze Zeiträume möglich. Für eine erfolgreiche Wettervorhersage ist es daher zunächst wichtig, den Zustand der Atmosphäre zu Beginn einer Simulation genau zu kennen. Deshalb versucht man den aktuellen Atmosphärenzustand mit Hilfe von Satellitenmessungen, Wetterstationen und Ballonaufstiegen bestmöglich zu erfassen und durch aufwendige Assimilationsverfahren auf das Modellgitter zu übertragen (Wergen, 2003). Der Einfluss längerfristiger Prozesse, wie z.B. des Treibhauseffekts, auf die Simulationsergebnisse (über die Randbedingungen) ist bei diesen kurzen Vorhersagezeiträumen vernachlässigbar.

Eine weitere Möglichkeit numerische Rechenmodelle zu nutzen ist die Klimamodellierung. Bei dieser wird im Gegensatz zur Wettervorhersage nicht versucht, den Zustand der Atmosphäre in naher Zukunft möglichst exakt wiederzugeben, sondern den mittleren Atmosphärenzustand der kommenden Jahrzehnte bis Jahrhunderte darzustellen. Die Auswirkungen einzelner Wetterereignisse mitteln sich auf dieser zeitlichen Skala heraus, sodass der Einfluss der Anfangsbedingungen auf die Simulationsergebnisse vernachlässigbar ist (Etling, 2008). Die Entwicklung des Klimas wird vielmehr durch externe Einflussfaktoren, wie Treibhausgaskonzentrationen, Sonnenaktivität oder Vulkanausbrüche sowie durch sogenannte interne Variabilitäten (Latif und Keenlyside, 2011) beeinflusst. Bei letzteren handelt es sich um interne Wechselwirkungen zwischen einzelnen Komponenten des Klimasystems untereinander, wie Atmosphäre, Ozean, Boden oder Meereis. Diese Faktoren fließen über die Randbedingungen in die Klimasimulationen ein. Bei der Klimamodellierung handelt es sich daher um ein Randwertproblem. Von besonderer Bedeutung ist in diesem Zusammenhang die zukünftige Entwicklung der Treibhausgaskonzentrationen in der Atmosphäre. Da diese für die Zukunft jedoch nicht genau bekannt sind, werden in der Klimamodellierung Emissionsszenarien verwendet (Stocker et al., 2013). Diese basieren auf An-

nahmen, unterschiedlicher wirtschaftlicher, demographischer und politischer Entwicklungen (Moss et al., 2008) und erlauben es die zukünftigen Treibhausgaskonzentrationen der Atmosphäre abzuschätzen. Die Klimaentwicklung kann somit nur mit unterschiedlichen Emissionsszenarien in die Zukunft projiziert werden. Man spricht in diesem Zusammenhang daher nicht von Vorhersagen, sondern von Klimaprojektionen.

In Zeiten eines sich ändernden Klimas wird die Entwicklung von Anpassungsstrategien an die veränderten Umweltbedingungen immer wichtiger (Meehl et al., 2009). Diese können allerdings nur erfolgreich sein, wenn zuverlässige Informationen über die mittelfristige Klimaentwicklung zur Verfügung gestellt werden können. Herkömmliche Wettervorhersagen und Klimaprojektionen können derartige Informationen jedoch nicht für kürzere Zeiträume und die nahe Zukunft liefern, weshalb in den letzten Jahren mit den dekadischen Klimaprognosen ein völlig neues Forschungsfeld entstand (Murphy et al., 2010). Ziel dieser mittelfristigen Vorhersagen ist es, die Variation des Klimasystems über die nächsten Jahre hinweg möglichst genau zu prognostizieren. Dekadische Vorhersagen bewegen sich zeitlich somit zwischen den kurzfristigen Wetterprognosen und den langfristigen Klimaprojektionen. Die Variabilität des Klimas wird auch auf dieser Zeitskala maßgeblich durch externe Einflussfaktoren und interne Variabilitäten beeinflusst (Latif und Keenlyside, 2011).

Externe Einflussfaktoren wie Treibhausgaskonzentrationen, Sonnenaktivität und Aerosolkonzentrationen wirken sich vornehmlich auf die globale Strahlungsbilanz aus (Hurrell et al., 2009). So ist die Energiezufuhr durch kurzwellige solare Strahlung auf der Erde in erster Linie von der Sonnenaktivität, dem Sonnenabstand und der Wolkenbedeckung abhängig (Ball et al., 2012). Darüber hinaus verringern höhere Treibhausgaskonzentrationen die optische Durchlässigkeit der Atmosphäre im langwelligen Strahlungsbereich. Dadurch verstärkt sich die atmosphärische Gegenstrahlung, wodurch die langwellige Energiezufuhr zur Erdoberfläche hin gesteigert wird (Stocker et al., 2013). Einen gegenteiligen Effekt können hohe Aerosolkonzentrationen in der Atmosphäre haben, wie sie durch starke Verbrennungsprozesse oder Vulkanausbrüche zu Stande kommen können (Timmreck, 2012). Die Aerosole reflektieren zum einen die ankommende Sonnenstrahlung direkt ins All zurück (Timmreck et al., 2009) und verändern zum anderen indirekt die Wolkenalbedo (Rissman et al., 2004). Dabei vergrößert eine hohe Aerosolkonzentration die Kondensationsfläche für Wasser in der Atmosphäre, wodurch kleinere Wolkentröpfchen entstehen. Die-

se streuen kurzwellige Strahlung stärker, was deren Eintrag zum Boden hin verringert (Twomey, 1977).

Interne Variabilitäten sind meist sehr träge Prozesse, die auf den langsamen Reaktionszeiten einzelner Klimakomponenten beruhen. Ein solches Beispiel ist die Ozean-Atmosphären Wechselwirkung der Atlantischen Multidekadischen Oszillation (AMO). Die Auswirkungen von Warm- und Kaltphasen auf die Ozeanzirkulation im Atlantik und deren Rückwirkungen auf die Klimavariabilität wird in Dong und Sutton (2001) beschrieben. Dabei steigern hohe Oberflächentemperaturen die Verdunstungsraten, wodurch sich die Salzkonzentration des oberflächennahen Meerwassers erhöht. Dies verstärkt wiederum die thermohaline Zirkulation im Atlantik und der polwärtige Wärmetransport aus den tropischen Regionen nimmt zu. Kaltphasen haben dementsprechend den gegenteiligen Effekt auf die Klimavariabilität im Atlantik. Ein weiteres bedeutendes Beispiel derartiger Ozean-Atmosphären Wechselwirkungen sind die langzeitigen Variabilitäten der El-Nino-Southern-Oszillation, kurz ENSO (Latif, 2003). Diese Phänomene zeichnen sich meist durch eine gewisse Periodizität aus, welche auch in Eis-Atmosphären Wechselwirkungen zu beobachten sind. Eine Übersicht über die Rolle des arktischen Meereises auf die globale atmosphärische Zirkulation wird in Budikova (2009) gegeben.

Möchte man die Entwicklung des Klimas über die kommende Dekade realistisch vorhersagen, müssen diese externen Einflussfaktoren und internen Variabilitäten bestmöglich in den Klimamodellen beschrieben werden. Die externen Einflussfaktoren fließen dabei als Randbedingungen in die Klimasimulationen ein. So wird dem Modell die zukünftige Entwicklung der Treibhausgaskonzentrationen, durch Emissionsszenarien vorgegeben. Im aktuellen 'Intergovernmental Panel on Climate Change' (IPCC) Report (Stocker et al., 2013) werden Anstiege in den Treibhausgaskonzentrationen bis ins Jahr 2100 von 400ppm bis 1370ppm  $CO_2$ -Äquivalent unterschieden. Trotz der deutlichen Abweichungen in den Emissionsraten, unterscheiden sich die Treibhausgaskonzentrationen in allen Szenarien über die nächsten 30 Jahre nur geringfügig (Hibbard et al., 2007). Der Einfluss der Treibhausgase auf die globale Strahlungsbilanz in den nächsten Jahren kann demnach unter gut bekannten Annahmen bestimmt werden. Daraus ergibt sich ein dekadisches Vorhersagepotenzial für diesen externen Einflussfaktor (Lee et al., 2006). Eine gewisse Vorhersagbarkeit lässt sich auch aus der Intensität der Sonneneinstrahlung ableiten. Diese unterliegt einem elfjährigen Zyklus (Lean et al., 1995), anhand dessen der Einfluss der Sonnenaktivität auf

die Strahlungsbilanz dekadisch abgeschätzt werden kann. Die Auswirkungen von zukünftigen Vulkanausbrüchen auf die Klimavariabilität können naturgemäß jedoch nicht vorhergesagt werden.

Die Bedeutung interner Variabilitäten auf die Vorhersagbarkeit des Klimasystems kann an den Arbeiten von Rodwell et al. (1999), Mehta et al. (2000) und Latif et al. (2000), beispielhaft verdeutlicht werden. In diesen Studien werden Klimasimulationen mit einem ungekoppelten Atmosphärenmodell durchgeführt. Das heißt, der Zustand des Ozeans wird im Klimamodell nicht selbst berechnet, sondern durch beobachtete Meeresoberflächentemperaturen vorgegeben. Die internen Variabilitäten, die durch Wechselwirkungen von Ozean und Atmosphäre hervorgerufen werden, können dadurch sehr realitätsnah abgebildet werden und gehen als untere Randbedingung in das Atmosphärenmodell ein. Die Ergebnisse dieser Simulationen zeigen, dass ein Atmosphärenmodell, das mit einer solchen korrekten Randbedingung angetrieben wird, die beobachtete dekadische Klimavariabilität in gewissen Regionen der Erde sehr gut wiedergeben kann. Ist man nun in der Lage, die Wechselwirkungen zwischen Ozean und Atmosphäre und deren Periodizitäten mit gekoppelten Modellen gut abzubilden, kann man die dekadische Klimavariabilität in gewissem Maße vorhersagen. Damit allerdings die internen Variabilitäten als richtig beschriebene Randbedingung in die Simulationen eingehen können, muss zu Beginn der Simulation der Zustand der beteiligten Klimakomponenten bekannt sein. Denn nur wenn diese Bedingungen bestmöglich dargestellt werden, kann auch die Periodizität der Ozean- und Atmosphärenwechselwirkungen richtig wiedergegeben werden. Für eine korrekte, dekadische Klimaprognose sind daher realitätsnahe Anfangsbedingungen zwingend notwendig. Im Gegensatz zur Wettervorhersage und zu Klimaprojektionen sind dekadische Klimavorhersagen somit sowohl ein Anfangs- wie auch ein Randwertproblem (Latif und Keenlyside, 2011).

Die Unsicherheiten bei dekadischen Klimaprognosen resultieren daher zum einen aus den Ungenauigkeiten bei der Bestimmung der Anfangsbedingungen, wodurch die Entwicklung der internen Variabilitäten in den Modellen nicht richtig nachvollzogen werden kann. Und zum anderen aus dem Modellfehler selbst, der durch unzureichende Parametrisierungen und zu grobe Auflösungen gekoppelter Modelle bei der Beschreibung des Klimasystems zu Stande kommt und falsche untere Randbedingungen nach sich zieht. In der Arbeit von Hawkins und Sutton (2009) wird der Beitrag dieser Faktoren an der Gesamtunsicherheit einer Klimasimulation, abhängig von der Simulationsdauer, beschrieben.

Global gesehen macht der Modellfehler auf der dekadischen Zeitskala etwa zwei Drittel der Gesamtunsicherheit aus. Regional gesehen kann der Einfluss der internen Variabilitäten allerdings zum dominierenden Faktor anwachsen. Diese Unsicherheiten müssen im Rahmen einer dekadischen Klimaprognose natürlich berücksichtigt werden. Dies wird im Allgemeinen durch die Erstellung von sogenannten Ensemble-Simulationen gewährleistet (Leutbecher und Palmer, 2008). Bei diesen werden mehrere Klimasimulationen für den gleichen Vorhersagezeitraum durchgeführt. Die einzelnen Simulationen unterscheiden sich dabei durch unterschiedliche Anfangsbedingungen und die verwendeten Modelle, wodurch es zu voneinander abweichenden Simulationsergebnissen kommt. Sind diese Abweichungen gering, treten sie mit einer hohen Wahrscheinlichkeit ein, weichen sie hingegen deutlich voneinander ab, sind die Simulationsergebnisse mit einer hohen Unsicherheit behaftet. Der Fehler in der Initialisierung wird durch unterschiedlich gestörten Anfangsbedingungen berücksichtigt werden. Die Modellunsicherheit wird durch ein Multi-Modell-Ensemble abgedeckt.

### **2.2 Dekadische Vorhersagbarkeit des Klimas in Westafrika**

Unter der Annahme, dass ein gekoppeltes Ozean-Atmosphären-Modell in der Lage wäre, die Dynamik des Klimasystems perfekt zu beschreiben, würde die Unsicherheit bei einer Klimasimulation nur aus den Ungenauigkeiten bei der Initialisierung des Modells entspringen (Collins, 2002). Das heißt, nur der Einfluss interner Variabilitäten würde Abweichungen zwischen Klimasimulationen und Beobachtungen hervorrufen. Je größer diese Unterschiede in einem Gebiet wären, desto stärker würden sich dort interne Wechselwirkungen von Ozean, Land, Eis und Atmosphäre auf die Variabilität des Klimas auswirken. Mit einem derartigen Modell könnten demnach Regionen identifiziert werden, die über eine gewisse potenzielle Vorhersagbarkeit des Klimas verfügen.

Ein derartiges Klimamodell existiert allerdings nicht. Eine Möglichkeit den Einfluss interner Variabilitäten auf die Ergebnisse der Klimasimulationen zu untersuchen besteht allerdings darin, nicht Beobachtungen als Referenz zu verwenden, sondern Modellläufe nur untereinander zu vergleichen. Die Abweichungen in unterschiedlich initialisierten Läufen eines gekoppelten Klimamodells sind dann nur auf den Einfluss interner Variabilitäten zurückzuführen. Aus diesen lassen sich so Regionen mit einem hohen Vorhersagepotenzial ableiten. Durch einen

solchen Ansatz konnte Collins (2002) zeigen, dass die Klimavariabilität in Afrika und dem tropischen Atlantik ein hohes saisonales Vorhersagepotenzial aufweist. Auch im tropischen Atlantik konnte ein gewisses dekadisches Vorhersagepotenzial verzeichnet werden (siehe auch Dunstone et al. (2011) und van Oldenborgh et al. (2012)). Da die Dynamik des Westafrikanischen Monsuns wiederum in hohem Maße von den Meeresoberflächentemperaturen des tropischen Atlantiks beeinflusst werden (Giannini et al. (2003), Rodriguez-Fonseca et al. (2011)), konnten Paeth und Hense (2004) ein hohes dekadisches Vorhersagepotenzial für die Niederschlagsvariabilität speziell an der Guineaküste, aber auch in der Sahelzone nachweisen. Dieses Potenzial beruht sehr wahrscheinlich auf niederfrequenten Variationen der AMO, wie die Ergebnisse von Knight et al. (2006) und Mohino et al. (2011) nahelegen. Aus Ensemblesimulationsergebnissen von Corti et al. (2012) lässt sich ebenfalls ein solches Vorhersagepotenzial ableiten. Die Niederschlagsentwicklung in Westafrika ist dabei ein Prozess, der räumlich sehr differenziert auftreten kann (Gantner und Kalthoff, 2010). In globalen Klimamodellen können diese Vorgänge daher, aufgrund der groben Auflösung, nicht angemessen abgebildet werden. Regionale Klimamodelle haben diesen gegenüber den Vorteil, dass sie wichtige Prozesse für die Niederschlagsbildung, wie beispielsweise die Konvektion, physikalisch genauer beschreiben und räumlich höher aufgelöst darstellen können (Giorgi, 2006). Jung und Kunstmann (2007) konnten zeigen, dass die beobachtete Klimavariabilität in Westafrika mit regionalen Modellen besser wiedergegeben werden kann, als in globalen Klimasimulationen. Besondere Auswirkungen auf die Simulationsergebnisse hatte dabei die höher aufgelöste Topographie in dem Regionalmodell. So konnte der Einfluss der Orographie auf die Niederschlagsbildung in der kleinskaligen Simulation deutlich besser nachvollzogen werden als im Globalmodell. Dadurch kam es in den Modellen zu regional unterschiedlichen Niederschlagsverteilungen, was Veränderungen in der Bodenfeuchte nach sich zog. Diese Differenzen spiegelten sich wiederum in den turbulenten Wärmeflüssen wider, was zur Folge hatte, dass die simulierte Klimavariabilität des regionalen Modells besser mit den Beobachtungen übereinstimmte als die des Globalmodells. Die klimatischen Bedingungen Westafrikas konnten durch Paeth et al. (2005), Wagner et al. (2009) und Kothe und Ahrens (2010) mit Regionalmodellen ebenfalls adäquat nachgebildet werden.

Die Ergebnisse dieser Studien legen nahe, dass dekadische Klimaprognosen des Westafrikanischen Monsuns nur erfolgreich sein können, wenn regionale

Klimamodelle zur Beschreibung der dynamischen Prozesse des Monsuns verwendet werden. Aus diesem Grund wird in dem BMBF geförderten Projekt DEPARTURE, in welchem Rahmen auch diese Dissertation entstand, zur Untersuchung der dekadischen Vorhersagbarkeit des Westafrikanischen Monsuns, ein regionales Multi-Modell-Ensemble benutzt. Die dabei verwendeten Modelle sind COSMO-CLM, das REgional MODEL (REMO) (Jacob und Podzun, 1997) und das Weather Research and Forecasting (WRF) Modell (Shamarock et al., 2008). Die Unsicherheiten dekadischer Prognosen, die durch Modellungenauigkeiten hervorgerufen werden, können mit einem solchen Modellansatz berücksichtigt werden. Angetrieben werden diese Modelle durch dekadische Klimaprognosen, die anhand des gekoppelten Ozean-Atmosphären-Modells MPI-ESM-LR erstellt werden. Unsicherheiten, die von ungenauen Anfangsbedingungen herühren, werden durch ein Ensemble unterschiedlich initialisierter Modellläufe des Globalmodells miteinbezogen.

### 2.3 Westafrikanisches Monsunsystem

Als Westafrikanischer Monsun wird das atmosphärische Zirkulationssystem bezeichnet, das die saisonale Niederschlagsverteilung an der Guineaküste und in der Sahelregion bestimmt. Das Monsunsystem entsteht durch einen starken Temperaturgradienten der sich während des Nordsommers zwischen dem warmen afrikanischen Kontinent und dem kühlen Atlantischen Ozean entwickelt (Peyrille und Lafore, 2007). Dadurch wird ein großskaliges Land-See-Windsystem induziert, das feuchte und kühle Luftmassen vom Atlantik nach Westafrika transportiert. Dabei handelt es sich um Passatwinde, die durch die Corioliskraft nach der Überquerung des Äquators in Wind aus südwestlicher Richtung abgelenkt werden. Über dem Festland steigt diese feuchte Luft auf, wobei sie sich abkühlt und es zunächst zur Wolken- und schließlich zur Niederschlagsbildung kommt. Hamilton et al. (1945) definieren den Westafrikanischen Monsun daher als sehr große Seewindfront. Auf dem Kontinent treffen diese Luftmassen dann mit trockenen und heißen Passatwinden zusammen, die aus nordöstlicher Richtung nach Süden strömen. Diese oft mit Wüstenstaub beladenen Luftmassen werden gemeinhin Harmattan genannt. Windrichtung und -stärke des Harmattan werden dabei maßgeblich von der Lage und Intensität des Azorenhochs gesteuert (Hamilton et al., 1945). Die bodennahe Konvergenzzone, in der die

südwestliche Monsunströmung und die Harmattan-Winde aufeinander treffen, wird als innertropische Front (ITF) bezeichnet. Sie bildet die Grenze zwischen den trockenheißen Luftmassen im Norden und den feuchtkühlen im Süden. Die ITF ist in Abbildung 2.1, zusammen mit der schematischen Darstellung der Bodendruck- und -windverhältnisse für den Januar und Juli/August nach Nicholson (2013), als gestrichelte Linie eingezeichnet. Daraus lässt sich ablesen, dass der Einfluss der subtropischen Antizyklone auf die Zirkulationsmuster während der Monsunaison geringer ist als im Winter. Es entwickelt sich im Laufe des Sommers ein thermisch induziertes Tiefdruckgebiet, das als Sahara-Hitzetief oder Westafrikanisches Hitzetief bekannt ist (Burpee, 1972). Um dieses Hitzetief herum entsteht eine zyklonale Windströmung, die sowohl die Zugbahnen der nördlichen, wie auch der südlichen Winde verändert. So nimmt die Monsunströmung eine südwestliche Bahn um das Tief herum, der aus Norden strömende Harmattan wird hingegen auf der Westseite um das Tief geleitet (Lavaysse et al., 2010). Dies beeinflusst wiederum stark die Position der ITF im Jahresverlauf (Lavaysse et al., 2009).

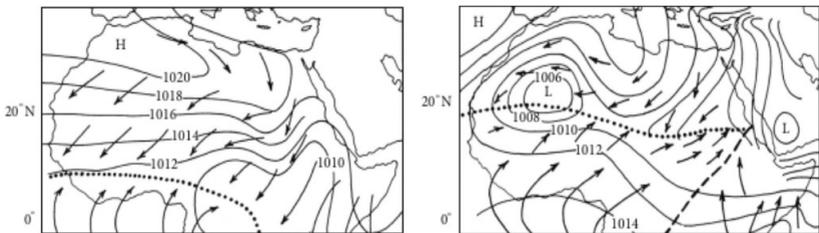


Abb. 2.1: Bodendruckverteilung [hPa] und Windrichtung über Westafrika im Januar (links) und im Juli/August (rechts) aus Nicholson (2013) übernommen. Die Lage der ITF ist als gestrichelte Linie eingezeichnet

Die ITF darf jedoch nicht mit der innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) verwechselt werden. Diese ist als Region mit der maximalen troposphärischen Wasserdampfsäulenkonvergenz oder den maximalen Niederschlägen definiert und liegt südlich der ITF (Nicholson, 2009). Das Niederschlagsband wandert im Jahresverlauf vom Äquator Richtung Norden und erreicht Anfang Mai die Guineaküste (Sultan und Janicot, 2003). Thorncroft et al. (2011) bezeichnen den Zeitraum bis Mitte April als maritime Phase des Monsunzyklus. Im Laufe des Mai nehmen die Niederschläge über Land weiter zu und erstrecken sich

im Juni bis zu  $10^{\circ}\text{N}$ . Zu dieser Zeit sind aber auch in der Küstenregion immer noch hohe Niederschlagssummen zu verzeichnen, weshalb diese Spanne Küstenphase genannt wird. Ende Juni kommt es dann zu einer abrupten Verlagerung des Niederschlagsbandes nach Norden (bis zu  $14^{\circ}\text{N}$ ) in den Sahel hinein. Diese plötzliche Positionsänderung der ITCZ wird 'monsoon onset' oder 'monsoon jump' genannt (Abbildung 2.2). Die Ursache für dieses Phänomen ist noch nicht vollständig geklärt. Ramel et al. (2006) und Sijikumar et al. (2006) führen eine Verschiebung des Westafrikanischen Hitzetiefs als Grund für die schnelle Verlagerung des Regenbandes an. Okumura und Xie (2004) bringen den 'monsoon jump' mit Wechselwirkungen zwischen kalten Meeresoberflächentemperaturen im äquatorialen Atlantik und dem Monsun selbst in Verbindung. Sultan und Janicot (2003) erklären den Prozess mit topographischen Gegebenheiten des Tibesti-Hochlands und des Ahaggar-Plateaus in der zentralen Sahara. Eine ausführliche Zusammenfassung der Studien zu diesem Themenkomplex ist Nicholson (2013) zu entnehmen. Dieser, als Übergangsphase bezeichnete Zeitraum des 'monsoon jumps', markiert das Ende der ersten Regenzeit an der Guineaküste. Diese trockenere Phase im Küstengebiet erstreckt sich über den Juli und den August. Zu dieser Zeit wird das Niederschlagsmaximum in den Sahelregionen erreicht, das sich noch bis in den September ausdehnt. Dieses voll entwickelte Monsunstadium wird Sahel-Phase genannt (Thorncroft et al., 2011). In den Folgemonaten wandert die ITCZ wieder nach Süden, was eine zweite Regenzeit an der Guineaküste nach sich zieht, weshalb dort im Jahresverlauf eine bimodale Niederschlagsverteilung zu beobachten ist. In der Sahelregion hingegen kommt es im Sommer nur zu einer ausgeprägten Regenzeit, die nach Norden hin immer kürzer wird. Der Rest des Jahres ist durch eine ausgedehnte Trockenzeit charakterisiert.

Während das Niederschlagsregime an der Guineaküste mit einer großskaligen Land-See-Wind Zirkulation zu vergleichen ist, deren Dynamik durch die Verlagerung des Westafrikanischen Hitzetiefs gesteuert wird, ist die Niederschlagsbildung in der nördlicher gelegenen Sahelregion etwas komplexer. So ist die Entstehung der Niederschläge in diesem Gebiet eng mit der Ausprägung eines östlichen Strahlstroms über Afrika verbunden, dem sogenannten 'african easterly jet' (AEJ). Dieser entwickelt sich aufgrund des großen Temperaturgradienten zwischen der warmen Luft über dem afrikanischen Kontinent und der kühleren über dem tropischen Atlantik (Nicholson und Grist, 2003).

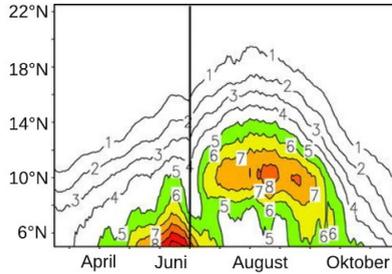


Abb. 2.2: Zonales Mittel (10°W - 10°O) von Stationsniederschlägen [mm/h], gemittelt über 1968-1990. Zeitliches Auftreten des 'monsoon jump' als schwarze Linie markiert. Sultan und Janicot (2003) entnommen und modifiziert.

Warme Luftmassen haben die Eigenschaft, dass der Luftdruck in ihnen mit der Höhe langsamer abnimmt als in kühleren. Das heißt dass, der meridionale Druckgradient zwischen der warmen kontinentalen Luft und der kühleren atlantischen mit der Höhe zunimmt. Diese barokline Schichtung der Atmosphäre ist bis in eine Höhe von 600hPa zu beobachten. Oberhalb dieser Schicht dreht sich der meridionale Temperaturgradient durch die starke Temperaturabnahme innerhalb der trockenneutralen Saharaluftmasse allerdings wieder um. In einer Höhe von 600hPa ist der Druckgradient daher am größten, weshalb dort die höchsten Windgeschwindigkeiten erreicht werden (Burpee, 1972). Da der Druckgradient nach Süden gerichtet ist, werden die Winde durch die Corioliskraft nach Westen abgelenkt und es entsteht zwischen April und November, bei etwa 15°N, ein östlicher Strahlstrom, der AEJ. Im Juni ist der AEJ am stärksten ausgeprägt. Die mittlere Windgeschwindigkeit im Kernbereich liegt zu dieser Zeit bei 12 m/s (Nicholson und Grist, 2003).

Der AEJ erfüllt dabei das Kriterium der baroklinen Instabilität nach Charney und Stern (1962), weshalb sich in Höhe des Jets nach Westen wandernde Wellenstörungen entwickeln, die 'African Easterly Waves' (AEW) genannt werden. Fink und Reiner (2003) konnten durch die Analyse von 81 AEW Zugbahnen mittels ECMWF-Reanalysen zeigen, dass diese Wellen maßgeblich zu den Niederschlagsmengen im Sahel beitragen. Dabei wird durch die Monsunströmung ständig feuchte Luft nach Westafrika advehiert. In Form von Wasserdampf wird dadurch innerhalb der Monsunschicht eine große Energiemenge gespeichert, die potenziell durch Konvektion freigesetzt werden kann. Wird diese Luftmasse

gehoben, kühlt sie sich bis zum Kondensationsniveau trockenadiabatisch ab. Sobald diese Höhe erreicht ist, kondensiert der Wasserdampf und die Energie wird beim Phasenübergang freigesetzt, wodurch sich die Luftpakete in der Folge nur noch feuchtadiabatisch abkühlen. Wird die Luftmasse bis zum Niveau der freien Konvektion gehoben, übertrifft dessen Temperatur die der Umgebung und das Luftpaket steigt weiter auf. Die Energiemenge die dabei potenziell freigesetzt werden kann, wird als 'Convective Available Potential Energy' (CAPE) bezeichnet und trägt zur Entstehung mächtiger Gewitterzellen bei, welche die Monsunniederschläge über Westafrika generieren. Die dafür nötige Hebung kann z.B. durch das Überströmen von Gebirgen oder durch Wellenstörungen des AEJs induziert werden. Vorderseitig eines Wellentrogos findet in diesem Fall eine Divergenz der Höhenströmung statt, was eine Hebung in der unteren Atmosphäre nach sich zieht, wie Reed et al. (1977) im Zuge des 'Global Atmospheric Research Program Atlantic Tropical Experiment' (GATE) zeigen konnten.

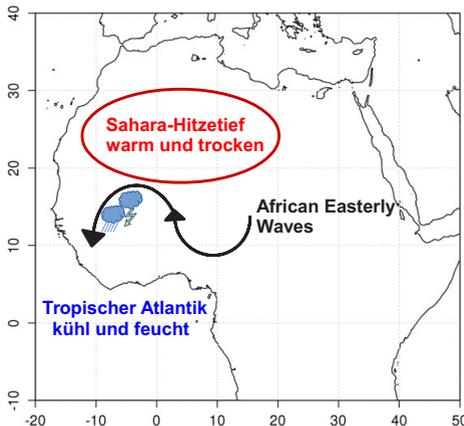


Abb. 2.3: Schematische Darstellung der Entstehung von mesoskaligen konvektiven Systemen in den Trögen von AEWs.

Besonders charakteristisch für die Regenzeit im Sahel ist das Auftreten mesoskaliger konvektiver Systeme (MCS), die von Ost nach West über Westafrika ziehen und mit 80% bis 90% (Lebel et al. (2003) und Nesbitt und Zipser (2003)) maßgeblich zum Gesamtniederschlag beitragen.

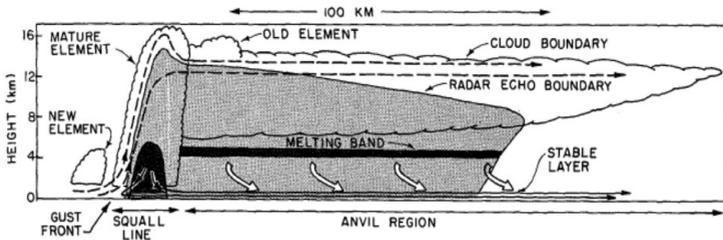


Abb. 2.4: Schematische Darstellung eines mesoskaligen konvektiven Systems nach (Houze Jr, 1977). Aufwindbereiche werden durch gestrichelte Pfeile markiert, Abwindbereiche durch durchgezogene Pfeile. Der Ort stärkster Niederschläge ist in schwarz gezeichnet.

Bei einem MCS handelt es sich um einen Zusammenschluss einzelner konvektiver Zellen in ein großes zusammenhängendes Niederschlagsgebiet. Die Entstehung solcher Systeme ist wiederum eng mit der Ausprägung des AEJs und dessen Wellenstörungen verbunden (Abbildung 2.3). Von großer Bedeutung ist dabei die starke, vertikale Windscherung, die durch die südwestliche Monsunströmung und den darüber liegenden Ostwinden des Jets entsteht. Diese Windscherung hat den Effekt, dass die Auf- und Abwindbereiche einer Gewitterzelle räumlich getrennt werden und sich selbst organisierende Böenlinien entwickeln können (Holton und Hakim, 2013). Vorderseitig eines Wellentrogs ist die vertikale Windscherung besonders hoch, da dort der AEJ auf Nordost dreht. Dies führt zusätzlich zu einer verstärkten Advektion trockenwarmer Luft aus dem Saharagebiet, oberhalb der Monsunschicht. Das hat wiederum zur Folge, dass sich die Abwinde in den konvektiven Zellen intensivieren, was zur Bildung einer bodennahen Dichteströmung führt (Roux, 1988). An der südwestlichen Flanke der Gewitterzellen trifft dieser Dichtefluss auf die Monsunströmung, woraufhin diese gehoben wird und sich neue Zellen konvexförmig anlagern. Der vertikale Aufbau eines solchen MCS ist schematisch in Abbildung 2.4 dargestellt. Aber auch rückseitig eines Trogs kann es zur Auslösung mesoskaliger Systeme kommen. In diesem Fall werden durch die südliche Ausrichtung des Jets vermehrt feuchte Luftmassen nach Norden geführt, wodurch sich die CAPE in der unteren Atmosphäre erhöht (Taylor et al., 2005). Durch eine erzwungene Hebung beim Überströmen eines Gebirges kann diese Energiemenge freigesetzt werden, was wiederum zur Niederschlagsbildung führt. Welche Prozesse im einzelnen zur Entstehung mesoskaliger Systeme führen, kann im Detail allerdings sehr

kompliziert sein und ist aus heutiger Sicht nicht gänzlich geklärt (Lafore et al., 2011). Einen großen Einfluss haben jedoch die Zugbahn und die Position der AEWs. Kiladis et al. (2006) weisen darauf hin, dass östlich des Null-Meridians Konvektion hauptsächlich trogvorderseitig stattfindet, westlich davon eher im Scheitel des Trogs. Bei weit nördlich verlaufenden Zugbahnen kommt es vornehmlich rückseitig des Troges zu Konvektion. Die Bedeutung von MCS am Gesamtniederschlag steigt mit der Entfernung zur Guineaküste an (Fink, 2006). In der Küstenregion selbst dominieren unorganisierte Gewitter, die im Rahmen der Land-See-Wind Zirkulation entstehen.

## 2.4 Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkung

Die Erdoberfläche ist die Schnittstelle zwischen Untergrund und Atmosphäre, über die ein Großteil der von der Sonne emittierten Strahlungsenergie umgesetzt wird. Dieser Vorgang kann mit Hilfe der Energiebilanz der Erdoberfläche

$$Q = L + H + B \quad [2.1]$$

physikalisch beschrieben werden.  $Q$  stellt die Strahlungsbilanz an der Oberfläche dar. Sie setzt sich aus der kurzwelligen Strahlungsbilanz  $Q_K$  und der langwelligen  $Q_L$  zusammen. Dieser Energieeintrag wird in einen latenten Wärmestrom  $L$ , einen sensiblen Wärmestrom  $H$  und den Bodenwärmestrom  $B$  umgewandelt. Die kurzwellige Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche wird dabei stark von den Eigenschaften des Bodens und der Vegetation beeinflusst. So wirkt sich deren Färbung auf die Albedo der Oberfläche aus. Helle Böden (z.B. Sandböden), wie sie beispielsweise in der Sahara auftreten, weisen eine hohe Albedo auf, dunkle Böden (z.B. organische Böden) und vegetationsbedeckte Flächen haben hingegen geringe Albedowerte (Braun, 2005). Die Reflexion der Globalstrahlung wird des Weiteren vom Wassergehalt des Bodens beeinflusst. Feuchte Böden sind in der Regel dunkler als trockene, weshalb der gleiche Bodentyp während einer Trockenperiode höhere Albedowerte annehmen kann als im Laufe einer Regenzeit (Philippon und Fontaine, 2002). Je nach Landnutzung, Bodenfeuchte und Pflanzenbedeckungsgrad nimmt der Untergrund daher unterschiedliche Mengen an Strahlungsenergie auf, was zu einer differenziellen Erwärmung des Erdreichs führt. Nach dem Wien'schen Verschiebungsgesetz verändert

sich dadurch die thermische Ausstrahlung an der Erdoberfläche und somit die langwellige Strahlungsbilanz.

Auch über die Albedo hinaus hat speziell die Vegetationsschicht einen großen Einfluss auf die Strahlungsbilanz. Durch Abschattung schirmt sie den Untergrund vor der kurzwelligen Einstrahlung ab (Gleichung [3.27]), wodurch sich dieser in Phasen mit einem hohen Strahlungseintrag nicht so stark erwärmt als ein unbedeckter Boden. Gleichzeitig verringert diese Vegetationsschicht die langwellige Ausstrahlung des Untergrunds (Gleichung [3.28]), wodurch in Zeiten mit geringer Einstrahlung (z.B. Winter, Nacht) die Auskühlung des Bodens reduziert wird. Die Temperaturkurve eines pflanzenbedeckten Bodens verläuft daher gedämpfter, als die eines unbedeckten.

Die Strahlungsbilanz an der Oberfläche steuert dann die Wärmeflüsse  $L$ ,  $H$  und  $B$ . Das Verhältnis zwischen dem sensiblen und dem latenten Wärmestrom kann durch das Bowenverhältnis  $\beta$  ausgedrückt werden

$$\beta = \frac{H}{L}. \quad [2.2]$$

Ein niedriges Bowenverhältnis sagt aus, dass ein Großteil der Strahlungsenergie in die Evapotranspiration umgesetzt wird und nur wenig Energie zur Erwärmung des Bodens zur Verfügung steht. Die Größe des latenten Wärmeflusses ist dabei von der für die Verdunstung zur Verfügung stehenden Menge Wasser abhängig. Je höher demnach die Bodenfeuchte, desto größer ist die Verdunstungsrate und desto kleiner wird das Bowenverhältnis. Ein hohes Bowenverhältnis kann dementsprechend mit einem geringen Bodenwassergehalt in Verbindung gebracht werden. Regionen, die sich durch den Wechsel von Trocken- und Regenzeiten auszeichnen, wie weite Teile Westafrikas, weisen daher große Schwankungen im Jahresverlauf des Bowenverhältnisses auf (Philippon und Fontaine, 2002).

Die Verteilung des Wassergehalts auf die unterschiedlichen Bodenschichten hängt von der hydraulischen Leitfähigkeit des Bodensubstrates ab. Ein Ansatz diese Leitfähigkeit für unterschiedliche Bodentypen zu berechnen, wird in Van Genuchten (1980) beschrieben. Im Allgemeinen hängt die Durchlässigkeit des Untergrunds von dessen Porenvolumen ab. Je höher dieses in einem Boden ist, desto schneller kann er von Wasser durchflossen werden. Ein schluffiger Boden hat daher in der Regel eine höhere hydraulische Leitfähigkeit, als ein sandiger Boden. Tonböden stellen hingegen eine Ausnahme dieser Gesetzmäßigkeiten dar. Aufgrund ihrer großen inneren Oberfläche besitzt ein Tonböden sehr

viele Feinporen, sodass sie ein sehr hohes Porenvolumen aufweisen. Gleichzeitig sind die Kapillarkräfte innerhalb dieser Poren jedoch so groß, dass Tonböden sehr geringe Durchlässigkeitswerte besitzen. Makroporen, wie sie beispielsweise durch Wurzelgänge entstehen, können allerdings als präferentielle Fließwege dienen und die hydraulische Leitfähigkeit relativ undurchlässiger Böden deutlich erhöhen (Beven und Germann, 1981).

Eine wichtige Rolle bei der Umsetzung der Strahlungsenergie in den latenten Wärmestrom spielen die Pflanzen an einem Standort. Trockenpflanzen, wie sie beispielsweise häufig in der Sahelregion anzutreffen sind, weisen im Vergleich zu Feuchtpflanzen nur geringe Transpirationsraten auf. Durch eine optimale Spaltöffnung der Stomata verlieren sie bei der Aufnahme von  $CO_2$  für die Photosynthese weniger Wasser als andere Pflanzen (Lüttge et al., 2010). Dadurch müssen sie weniger Wasser über die Wurzeln aus dem Erdreich aufnehmen, was den Wassergehalt des Bodens auf einem höheren Niveau hält. Die Evapotranspirationsrate wird hingegen deutlich reduziert. Der Betrag des latenten Wärmeflusses und mit ihm das Bowenverhältnis können somit stark von der Art der Pflanzen beeinflusst werden. Eine weitere Pflanzeigenschaft, die sich auf die Evapotranspirationsrate auswirkt, ist die Wurzeltiefe. Je tiefer diese reicht, desto mehr Wasser kann die Pflanze aus den unteren Bodenschichten entnehmen. Dieser Faktor gewinnt vor allem in Trockenzeiten an Bedeutung (Teuling et al., 2006). Während der Boden im Laufe einer solchen von der Oberfläche her immer stärker austrocknet, liefern nur noch tiefliegende Schichten ausreichend Wasser zur Transpiration. Pflanzen, deren Wurzeln nicht weit genug ins Erdreich reichen, können somit nur wenig Wasser verdunsten, der latente Wärmefluss nimmt ab und das Bowenverhältnis steigt an.

Die Menge an Strahlungsenergie, die nicht in den latenten oder sensiblen Wärmestrom umgewandelt wird, geht in den Bodenwärmestrom und folglich in die Erwärmung des Untergrunds über. Der Bodenwärmestrom ist wiederum von der Bodenfeuchte abhängig. Je höher dieser Wassergehalt ist, desto höher wird die Wärmeleitfähigkeit des Bodensubstrats (Johansen, 1977). Das heißt, trockene Böden leiten die Wärmeenergie von der Oberfläche langsamer in den Untergrund als feuchte. Gleichzeitig geben dessen tiefere Schichten die Wärme verzögert an die Erdoberfläche ab. Auch diese Eigenschaft der Böden macht sich daher besonders in Regionen bemerkbar, die ausgeprägte Trocken- und Regenzeiten aufweisen.

Die Reaktion des Bodens und der Vegetation auf die atmosphärischen Bedingungen (Strahlung, Temperatur, Feuchte, usw.) drückt sich in diesen drei beschriebenen Wärmeströmen aus. Die Kommunikation der Erdoberfläche mit der Atmosphäre erfolgt dabei über die latenten und sensiblen turbulenten Wärmeflüsse sowie über die Albedo. Die Bedeutung dieser Interaktionen für die Variabilität des Klimas in Westafrika konnten Koster et al. (2004) im Rahmen des 'Global Land-Atmosphere Coupling Experiment' (GLACE) hervorheben. Im Zuge dieses Projekts wurde mit zahlreichen, unterschiedlichen globalen Klimamodellen dasselbe numerische Experiment durchgeführt. Als Ergebnis konnten weltweit Gebiete identifiziert werden, bei denen ein starker Zusammenhang zwischen den Wechselwirkungen von Boden, Vegetation und Atmosphäre und der Klimavariabilität vorliegen, wobei sich Westafrika als besonders sensitive Region erwies.

Der Grund für diese hohe Sensitivität in Westafrika ist zum einen in der Bedeutung des Untergrundes für die Auslösung von Konvektion begründet. So erhöht sich über feuchten Böden die Evapotranspiration und somit der latente Wärmefluss gegenüber trockenen (Philippon und Fontaine, 2002). Dadurch steigert sich die CAPE innerhalb der atmosphärischen Grenzschicht (Schär et al., 1999), wodurch sich die Häufigkeit und Intensität konvektiver Regenereignisse erhöht (Pal und Eltahir, 2001). Des Weiteren verfügen diese feuchte Böden über eine geringere Albedo, was zu einer stärkeren Absorption kurzwelliger Strahlung führt (Philippon und Fontaine, 2002). Dies hat wiederum eine intensivere Erwärmung der Oberfläche und höhere turbulente Wärmeflüsse zur Folge. Als Resultat entwickelt sich auch in diesem Fall eine höhere CAPE, die erhöhte Niederschlagssummen nach sich zieht. Da Westafrika durch ausgeprägte Trocken- und Regenzeiten gekennzeichnet ist, die sich regional oft deutlich unterscheiden, können im Jahresverlauf räumlich differenzierte Bodenfeuchteanomalien entstehen. Diese beeinflussen durch die beschriebenen Prozesse die lokale Niederschlagsbildung in hohem Maße (Taylor et al., 2010). Durch den Zusammenschluss einzelner konvektiver Zellen zu mesoskaligen Systemen, können derartige Beziehungen auch auf einer größeren Skala in ganz Westafrika wirksam werden (Maurer, 2014).

Neben dem Einfluss auf die Konvektionsauslösung können sich die Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen auch auf die großskalige Zirkulation in der Region auswirken. Lare und Nicholson (1994) konnten zeigen, dass die unterschiedlichen Intensitäten latenter Wärmeströme während trockene-

nen und feuchten Jahren die Ausprägung des AEJs verändern. Mit Hilfe eines Transekts von Messstationen zwischen der Sahara und der Guineaküste, konnte nachgewiesen werden, dass in feuchten Jahren, durch den erhöhten latenten Wärmefluss, der Temperaturgradient zwischen Kontinent und Ozean abnimmt und sich die mittlere Geschwindigkeit des AEJs um 2 bis 3m/s verringert. Steiner et al. (2009) konnten ebenfalls Auswirkungen der Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkung auf den AEJ feststellen. Durch eine verbesserte Darstellung dieser Beziehungen innerhalb eines Klimamodells konnte eine realistischere Lage des AEJs simuliert werden, wodurch sich der Niederschlagsbias des Modells reduzierte.

Als besonders wichtiger Faktor für die großräumige Zirkulation des Westafrikanischen Monsuns ist die Landnutzung oder die Vegetationsbedeckung zu betrachten. Abiodun et al. (2008) konnten aufzeigen, wie sich die Monsunströmung durch fortschreitende Abholzung und Desertifikation verstärkt. Die Rodung von Wäldern an der Guineaküste reduziert dabei die Oberflächenreibung und die anhaltende Wüstenbildung im Sahel intensiviert den meridionalen Temperaturgradienten. Wie sich Veränderungen in der Landnutzung auf die Monsunniederschläge in Westafrika auswirken, wird z.B. in Alo und Wang (2010) und Taylor et al. (2002) thematisiert. So können Wechselwirkungen zwischen der Vegetation und der Atmosphäre nach Taylor et al. (2002) durchaus dazu führen, dass Dürreperioden intensiviert werden. Der zukünftige Wandel der Landnutzung in Westafrika ist dabei eng mit der demographischen Entwicklung der Region verbunden (Lambin et al., 2003). Da die Bevölkerungsentwicklung jedoch eine Größe darstellt, die verhältnismäßig gut vorherzusagen ist, lässt sich die Landnutzung in Westafrika über die kommenden Jahre gut abschätzen. Daraus ergibt sich ein gewisses Vorhersagepotenzial für die Ausprägung des Westafrikanischen Monsuns.

Ein weiteres Vorhersagepotenzial lässt sich aus dem klimatologischen Gedächtnis des Bodens ableiten. Da sich der Wärme- und Feuchtetransport im Untergrund im Vergleich zur Atmosphäre sehr langsam vollzieht, wirken sich klimatische Einflüsse erst mit Verspätung auf tiefere Bodenschichten aus. Entsprechende Reaktionen des Bodens, in Form von Rückkopplungen auf die Atmosphäre, treten deshalb oft erst nach Jahren auf (Dirmeyer, 2001). Die Wechselwirkungen zwischen dem Untergrund und der Atmosphäre werden somit vornehmlich über längere Zeitskalen wichtig, was an der Studie von Douville (2002) zu erkennen ist.

Zeng et al. (1999) weist allerdings darauf hin, dass durch die Eigenschaften des Bodens und der Vegetation die Ausprägung des Westafrikanischen Monsuns nur intensiviert oder abgemildert werden kann. Die dominierende Komponente für die Variabilität des westafrikanischen Klimas bildet hingegen die Oberflächentemperatur des tropischen Atlantiks, wie die Ergebnisse von Messenger et al. (2004) und Giannini et al. (2003) nahelegen. Für eine korrekte Vorhersage des Westafrikanischen Monsunsystems sind realistische Meeresoberflächentemperaturen daher unerlässlich.



## 3 Das Modellsystem

Im folgenden Kapitel soll das Modellsystem, anhand dessen die Klimasimulationen dieser Dissertation durchgeführt wurden, näher beschrieben werden. Dies umfasst mit COSMO-CLM das Atmosphärenmodell, mit VEG3D und TERRA-ML die verwendeten Boden-Vegetationsmodelle und mit OASIS3-MCT die Software, mit Hilfe derer die Kopplung zwischen COSMO-CLM und VEG3D umgesetzt wurde. In Abschnitt 3.1 wird zunächst das Klimamodell COSMO-CLM mit seinen Grundgleichungen und physikalischen Parametrisierungen vorgestellt. Anschließend wird die Funktionsweise eines SVATs an den Beispielen von VEG3D und TERRA-ML (Abschnitt 3.2) genauer erläutert. Auf deren Unterschiede wird in einem eigenen Unterkapitel gesondert eingegangen. Zum Abschluss wird in Abschnitt 3.3 die Struktur von OASIS3-MCT und die Möglichkeiten, die eine Kopplung mit dieser Software mit sich bringt, beschrieben.

### 3.1 COSMO-CLM

#### 3.1.1 Grundgleichungen und numerische Lösung

COSMO-CLM ist die Klimaversion des nicht-hydrostatischen, regionalen Wettervorhersagemodells COSMO, das eine Weiterentwicklung des Lokal Modells (LM) des Deutschen Wetterdiensts (DWD) (Stappeler et al., 2002) darstellt. Es basiert auf hydro-thermodynamischen Gleichungen für die Beschreibung einer kompressiblen Strömung in einer feuchten Atmosphäre (Doms et al., 2011a). Innerhalb von COSMO-CLM werden dabei prognostische Gleichungen für die Windgeschwindigkeit  $\vec{v} = (u \ v \ w)$ , den Druck  $p$ , die Temperatur  $T$ , die spezifische Feuchte der Atmosphäre  $q^v$ , sowie deren Wasser- und Eisgehalt ( $q^l, q^f$ ) gelöst. Die hochgestellten Indizes  $v, l$  und  $f$  stehen für die englischen Begriffe “vapour”, “liquid” und “frozen” der Aggregatzustände des Wassers. Die Dichte feuchter Luft  $\rho$  wird über die allgemeine Gasgleichung berechnet.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla u - \frac{uv}{a} \tan \varphi - fv = -\frac{1}{\rho a \cos \varphi} \frac{\partial p}{\partial \lambda} + M_u \quad [3.1]$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla v - \frac{u^2}{a} \tan \varphi - fu = -\frac{1}{\rho a} \frac{\partial p}{\partial \varphi} + M_v \quad [3.2]$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla w = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + M_w \quad [3.3]$$

$$\frac{\partial p}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla p = -\left(\frac{c_{pd}}{c_{vd}}\right) pD + \left(\frac{c_{pd}}{c_{vd}} - 1\right) p c_{pd} Q_T \quad [3.4]$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla T = \frac{1}{\rho c_{pd}} \left( \frac{\partial p}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla p \right) + Q_T \quad [3.5]$$

$$\frac{\partial q^v}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla q^v = -\left(S^l + S^f\right) + M_{q^v} \quad [3.6]$$

$$\frac{\partial q^{lf}}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla q^{lf} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P_{l,f}}{\partial z} = S^{l,f} + M_{q^{lf}} \quad [3.7]$$

$$\rho = p \left\{ R_d \left( 1 + \left( \frac{R_v}{R_d} - 1 \right) q^v - q^l - q^f \right) T \right\}^{-1} \quad [3.8]$$

Die Variablen  $u$ ,  $v$  und  $w$  stellen die zonale, meridionale und vertikale Windgeschwindigkeitskomponente dar. Die Erdbeschleunigung wird durch  $g$  ausgedrückt, der Erdradius durch  $a$  und die Gaskonstanten für Wasserdampf und trockene Luft durch  $R_v$  und  $R_d$ . Die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck bzw. Volumen wird durch  $c_{pd}$  und  $c_{vd}$  beschrieben.  $\vec{v}$  ist der Geschwindigkeitsvektor und  $D$  die Divergenz von  $\vec{v}$ . Der Coriolis-Parameter wird durch  $f$  ausgedrückt.  $M_{u,v,w}$ ,  $M_{q^{l,f}}$ ,  $S^{l,f}$  und  $P_{l,f}$  sind spezielle Größen, die durch physikalische Parametrisierungen berechnet werden (Abschnitt 3.1.2), wie beispielsweise der Beitrag der Turbulenz ( $M_{u,v,w}$ ) an den Grundgleichungen von COSMO-CLM.  $Q_T$  fasst die diabatische Erwärmung, die mit diesen Prozessen verbunden ist, zusammen. Die Herleitung dieser Grundgleichungen kann Doms et al. (2011a) entnommen werden.

Die Grundgleichungen des Modells werden in einem Kugelkoordinatensystem durch eine geographische Breite  $\lambda$ , Länge  $\varphi$  und eine geländefolgende Vertikalkoordinate  $\zeta$  beschrieben. Um Gitterverzerrungen zu vermeiden, die durch konvergierende Meridiane in hohen Breiten entstehen, kann der Pol des Koordinatensystems rotiert werden. Dadurch wird der Schnittpunkt des Äquators mit dem Hauptmeridian ins Zentrum des Modellgebiets verschoben, wodurch die Verzerrungen minimiert werden. Für Simulationen in Afrika, wie sie im Rahmen dieser Dissertation durchgeführt werden, ist eine derartige Rotation nicht von Nöten. Den unteren Rand der Atmosphäre stellt die Geländeoberfläche dar, deren orographische Strukturen durch geländefolgende Vertikalkoordinaten berücksichtigt werden. Der Oberrand der Atmosphäre wird wiederum durch eine ebene Fläche ausgedrückt (Steppeler et al., 2002).

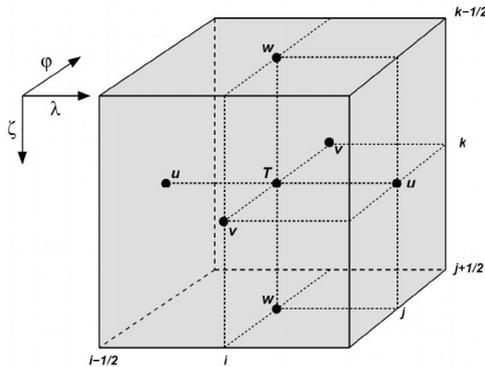


Abb. 3.1: Exemplarische Gitterzelle im Arakawa-C/Lorenz-Gitter mit eingezeichneten Gitterpositionen auf denen die jeweiligen Modellvariablen definiert sind (Doms et al., 2011a)

Die partiellen Differentialgleichungen in [3.1] bis [3.7] können nur numerisch gelöst werden. Deshalb wird die Atmosphäre mit Hilfe eines finiten Differenzenverfahrens räumlich diskretisiert. Dadurch entsteht ein horizontal äquidistantes, dreidimensionales Modellgitter an dessen Gitterpunkten  $(i, j, k)$  alle skalaren Modellvariablen wie z.B.  $T$ ,  $q$  und  $p$  definiert sind (Doms et al., 2011a). Ein Gitterpunkt wird dabei als das Zentrum einer Gitterzelle mit einer Kantenlänge von  $\Delta\lambda$ ,  $\Delta\varphi$  und  $\Delta\zeta$  betrachtet. Die Windvektorkomponenten  $u$ ,  $v$  und  $w$  beziehen sich jeweils auf die Gitterzellenränder  $(\lambda_{i\pm 1/2}, \varphi_{j\pm 1/2}, \zeta_{k\pm 1/2})$ . Diese Gitteranordnung wird als Arakawa-C/Lorenz-Gitter bezeichnet (Abbildung

3.1). Die zeitliche Diskretisierung wird anhand eines Runge-Kutta-Schemas dritter Ordnung umgesetzt (Wicker und Skamarock, 2002). Dabei werden die prognostischen Gleichungen mit dem Zeitschritt  $\Delta t$  zeitlich integriert.

### 3.1.2 Physikalische Parametrisierungen

Dynamische Prozesse in der Atmosphäre spielen sich auf unterschiedlichsten räumlichen und zeitlichen Skalen ab. So können sich Hoch- und Tiefdruckgebiete über mehrere hundert Kilometer erstrecken, während beispielsweise konvektive Systeme oftmals nur wenige Kilometer umfassen. Die großskaligen Prozesse können innerhalb von COSMO-CLM durch die Gitterstruktur aufgelöst und simuliert werden. Für kleinskalige Prozesse wie Konvektion gilt dies hingegen nicht. Deren Ausdehnung liegt meist (so wie in dieser Arbeit) deutlich unterhalb der Modellauflösung, weshalb diese Vorgänge nicht durch die auf dem Modellgitter formulierten Gleichungssysteme beschrieben werden können. Zu deren Darstellung werden daher physikalische Parametrisierungen verwendet. Die wichtigsten Parametrisierungen in COSMO-CLM sollen in der Folge kurz vorgestellt werden.

#### Turbulente Flüsse innerhalb der Atmosphäre

Der Beitrag der subskaligen turbulenten Diffusion auf die skaligen Modellvariablen wird in den Gleichungen [3.1] bis [3.3] durch die Terme  $M_{u,v,w}$  ausgedrückt (Doms et al., 2011b). Diese werden durch eine prognostische Gleichung für die mittlere subskalige turbulente kinetische Energie (TKE)  $e_t$  ermittelt, die nach Mellor und Yamada (1982) gelöst wird (Schließung 2.5ter Ordnung). Alternativ dazu kann auch ein Schließungsverfahren zweiter Ordnung gewählt werden.

#### Turbulente Flüsse zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre

Die Bestimmung der turbulenten Flüsse an der Erdoberfläche beruht auf der TKE unter der Berücksichtigung einer laminaren Grenzschicht am Boden, einer turbulenten Zwischenschicht und einer darüber liegenden Prandtl-Schicht (Heise, 2002). Die genaue Berechnung der turbulenten Flüsse wird im Unterkapitel 3.2.2 näher erläutert.

## Wolken- und Niederschlagsparametrisierung

Die Auswirkungen mikrophysikalischer Prozesse der Wolkenbildung werden in den Gleichungen [3.6] und [3.7] durch  $S^{l,f}$  berücksichtigt (Doms et al., 2011b).  $P_{l,f}$  beschreibt die Niederschlagsflüsse. Diese Größen werden im Rahmen der Wolken- und Niederschlagsparametrisierung ermittelt. Bei der Parametrisierung der Niederschlagsbildung kann eine unterschiedliche Anzahl von Hydrometeoren verwendet werden (Wolkenwasser, Regen, Wolkeneis, Schnee und Graupel). Das Auftreten subskaliger Wolken wird anhand einer empirischen Funktion parametrisiert, die durch die Höhe und die relative Luftfeuchte bestimmt werden (Heise, 2002).

## Konvektion

Konvektion in der Atmosphäre wird in den Gleichungen [3.6] und [3.7] durch  $M_{qv,l,f}$  dargestellt (Doms et al., 2011b). Für deren Berechnung stehen in COSMO-CLM drei verschiedene Konvektionsparametrisierungen zur Verfügung: Das Tiedtke-Schema (Tiedtke, 1989), das Kain-Fritsch-Schema (Kain, 1993) sowie das Bechtold-Schema (Bechtold et al., 2001). Standardmäßig wird das Tiedtke-Schema verwendet.

## Strahlung

In COSMO-CLM wird die Strahlungsparametrisierung nach Ritter und Geleyn (1992) verwendet, welche die  $\delta$ -Zweistrom-Methode nach Zdunkowski und Korb (1985) nutzt. Dabei werden drei Spektralintervalle im solaren und fünf im thermischen Bereich berücksichtigt (Heise, 2002).

### 3.1.3 Randbedingungen

Bei einer regionalen Klimamodellierung mit COSMO-CLM wird ein Ausschnitt des Klimasystems für ein ausgewähltes Gebiet hochaufgelöst simuliert. Dafür wird für jede Gitterzelle eine Energie- und Massenbilanz über die Flussbeziehungen zu den angrenzenden Gitterboxen aufgestellt (Gleichungen [3.1] bis [3.7]). Zur Lösung dieser Bilanzgleichungen müssen an den Rändern des Modellgebiets Anfangs- und Randbedingungen definiert werden. Als solche Randbedingung

dienen Simulationsergebnisse eines Globalmodells. Da diese globalen Modelle mit einer größeren Auflösung rechnen, müssen die Informationen des groben Gitters auf das feinere regionale Gitter übertragen werden. Diese Interpolation wird durch einen separaten Präprozessor umgesetzt. Vor dem Start einer Klimasimulation wird das RCM durch die interpolierten Anfangsbedingungen initialisiert. Nach der Initialisierung werden die prognostischen Variablen  $T$ ,  $p$ ,  $q$ ,  $u$ ,  $v$  und  $w$  an den Modellrändern in einem gewählten Zeitintervall aktualisiert. Die unterschiedlichen Auflösungen zwischen dem regionalen und dem globalen Modell, sowie deren unterschiedliche Gleichungssysteme, können zu numerischen Problemen an den Rändern des Modellgebiets führen. Diese Störungen können jedoch durch die Anwendung der Davies-Relaxation (Davies, 1976) weitgehend minimiert werden. Dafür wird am Rand des COSMO-Modellgebiets eine sogenannte Relaxationszone angelegt, innerhalb derer der numerische Einfluss der Randbedingungen auf die Simulation sukzessive reduziert wird. Direkt an der Gebietsgrenze ist der Einfluss des globalen Antriebs maximal. Die Daviesfunktion nimmt an dieser Stelle den Wert Eins an. Mit zunehmendem Abstand zum Modellrand nimmt die Daviesfunktion exponentiell ab. Geht diese gegen Null ist das Ende der Relaxationszone erreicht. In der Regel werden in COSMO-CLM zehn Gitterpunkte als Relaxationszone veranschlagt.

Der obere Rand des Modellgebiets wird als undurchlässige Schicht definiert, d.h., es findet kein Massentransport durch diese Randbedingung statt. Die Vertikalgeschwindigkeit wird demnach auf 0 gesetzt. Um die Reflexion von Schwellenwellen an dieser starren Fläche zu verhindern, wird eine Dämpfungszone im oberen Modellgebiet eingeführt, in der eine Rayleigh-Dämpfung realisiert wird (Doms et al., 2011a).

Zur Lösung der Bilanzgleichungen der untersten Modellschichten benötigt COSMO-CLM die Flussbeziehungen zwischen der Erdoberfläche und der unteren Atmosphäre. Diese Flüsse stellen die untere Randbedingung des Modells dar. Innerhalb eines Klimamodells werden diese Randbedingungen durch ein Boden-Vegetation-Atmosphären-Transfer Modell beschrieben. Deren Aufbau und grundlegende Gleichungssysteme sollen im folgenden Abschnitt genauer beschrieben werden.

## 3.2 Boden-Vegetation-Atmosphäre-Transfer Modelle

Die Wechselwirkungen zwischen dem Boden, der Vegetation und der Atmosphäre werden innerhalb eines numerischen Wettervorhersage- oder Klimamodells in einem SVAT beschrieben. Das SVAT simuliert dabei die Reaktion des Untergrunds auf die atmosphärischen Randbedingungen wie Temperatur, ankommende kurz- und langwellige Strahlung, gefallenen Niederschlag, Bodendruck und Windverhältnisse. Dafür wird der Boden über ein finites Differenzenverfahren diskretisiert, wodurch der Wärme- und Wassertransport im Erdreich numerisch berechnet wird. Auf Basis des dadurch neu berechneten Bodenzustands werden die latenten und sensiblen Wärmeflüsse zwischen der Erdoberfläche und der Atmosphäre ermittelt, die dem Klimamodell dann als untere Randbedingung zur Lösung der atmosphärischen Gleichungssysteme dienen. In der vorliegenden Arbeit werden TERRA-ML bzw. VEG3D als SVATs verwendet und an das regionale Klimamodell COSMO 4.21-clm-2 gekoppelt. Deren struktureller Aufbau sowie die wichtigsten Grundgleichungen sollen im Folgenden näher beschrieben werden.

### 3.2.1 VEG3D

VEG3D ist ein Boden-Vegetationsmodell, das von Schädler (1990), aufbauend auf dem SVAT-Modell von Deardorff (1978), entwickelt wurde. Im Laufe der Jahre wurde das Boden-Vegetationsmodell am Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK-TRO KIT) von Lenz (1996), Grabe (2002), Braun (2005) und Meissner (2008) weiterentwickelt.

Das SVAT ist aufgeteilt in ein Vegetationsmodell und ein Bodenmodell. Die turbulenten Wärmeflüsse zwischen der Bodenoberfläche und der Atmosphäre werden über eine explizite Vegetationsschicht gesteuert, die im Vegetationsmodell beschrieben wird. Dabei wird die Vegetationsschicht als eine homogene, masselose Schicht, mit einer eigenen Bestandstemperatur, -feuchte sowie Energie- und Massenbilanz betrachtet. Die Vegetationsschicht absorbiert und reflektiert dabei einen Teil der einfallenden, kurzwelligen Strahlung (abhängig vom Pflanzenbedeckungsgrad) und emittiert wiederum langwellige Strahlung zurück in die Atmosphäre und zum Boden. Sie tauscht fühlbare und latente Wärme aus und reguliert die Wasserspeicherung durch die Aufnahme von Nie-

erschlag, Bildung von Tau und dem Entzug von Wasser aus dem Boden über Wurzeln. Das durch Interzeption gespeicherte Wasser kann dann wiederum evapotranspiriert werden.

Die im Vegetationsmodell berechneten, zum Boden gerichteten Flüsse, gehen dann als obere Randbedingung in das Bodenmodell ein. Dieses verarbeitet den Energieeintrag aus dem Vegetationsmodell weiter und berechnet für die einzelnen Bodenschichten Temperatur- und Wassergehalte. Ist keine Vegetation vorhanden, werden die Energieflüsse aus COSMO-CLM direkt an das Bodenmodell weitergegeben. Das Wasser, das den Erdboden erreicht, versickert dort in Abhängigkeit von der Infiltrationsrate. Die Infiltrationsrate ist von den Eigenschaften des Bodens und dessen Wassergehalt abhängig. Ist der gefallene Niederschlag höher als die Infiltrationsrate, befüllt das überschüssige Wasser einen Oberflächenspeicher. Ist der Speicher gefüllt, wird dessen Inhalt als Oberflächenabfluss abgeführt. Der Transport des versickerten Anteils des Niederschlagswassers im Boden wird durch die Gravitation, kapillare Kräfte und den Entzug durch Wurzeln bestimmt. Zusätzlich wurde VEG3D noch um ein Schneemodell erweitert (Grabe, 2002). Es basiert auf den Schneemodellen der SVATs CLASS (Verseghy, 1991) und ISBA (Douville et al., 1995). Im Falle von Schneefall wird das Bodenmodell, ab einer Schneedecke von 0,01m, um eine Schneeschicht erweitert. Diese wird innerhalb des Modells wie eine weitere, auf der Erdoberfläche aufliegende Bodenschicht behandelt, die allerdings eine der Schneeschicht angepasste Dichte, Wärmeleitfähigkeit und -kapazität hat. Diese Größen sind zeitlich veränderlich und werden durch Vorgänge wie die Kompaktion der Schneedecke, deren Metamorphose, sowie Schmelz- und Gefrierprozesse innerhalb der Schneeschicht bestimmt. Durch Berücksichtigung dieser Prozesse kann die Schneetemperatur und der Feuchtegehalt am oberen und am unteren Rand der Schneeschicht berechnet werden. Auf dem Vegetationsbestand aufliegender Schnee führt zu Änderungen der Vegetationsalbedo, der -emissivität und der turbulenten Wärmetransferkoeffizienten. Im Folgenden werden die einzelnen Komponenten näher beschrieben.

#### **Bodenmodell**

Innerhalb des Bodenmodells wird die Reaktion des Untergrunds auf den atmosphärischen Energieeintrag berechnet. Zur Lösung der dafür notwendigen Gleichungen wird der Boden in ein numerisches Modellgitter unterteilt. Zwischen

den einzelnen Schichten werden dann der Wasser- und Wärmetransport innerhalb des Bodens ermittelt. Aufgrund der hier vorliegenden großen Gitterweiten bei Klimasimulationen können die horizontalen Flüsse in den entsprechenden prognostischen Gleichungen vernachlässigt werden. Eine Betrachtung der vertikalen Komponenten ist in diesem Falle ausreichend (Braun, 2005). Über die oberste Bodenschicht wirken die berechneten Flüsse dann wieder auf die Atmosphäre zurück. Deren Austausch wird im Vegetationsmodell genauer beschrieben.

### Bodentemperatur

Die Bodentemperatur wird anhand einer prognostischen Wärmeleitungsgleichung für den diffusiven Wärmefluss ermittelt. Der advektive Transport von Wärme, Wasserdampf und Luft wird dabei gegenüber der diffusiven Wärmeleitung als vernachlässigbar angesehen. Der Einfluss von Phasenumwandlungen auf die Bodentemperatur wird ebenfalls nicht berücksichtigt (Braun, 2005). Die Änderung der Bodentemperatur errechnet sich aus der Energiebilanz

$$c_B(\eta) \frac{\partial T_B}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda_B(\eta) \frac{\partial T_B}{\partial z} \right), \quad [3.9]$$

wobei  $c_B$  die volumetrische Wärmekapazität,  $\eta$  der volumetrische Wassergehalt und  $\lambda_B$  die Wärmeleitfähigkeit des Bodens sind.  $c_B$  und  $\lambda_B$  sind dabei vom Wassergehalt abhängig.  $c_B$  berechnet sich aus der Wärmekapazität des trockenen Bodensubstrates  $c_{B,t}$  und der Wärmekapazität von Wasser  $c_w$  nach

$$c_B(\eta) = (1 - \eta_s) c_{B,t} + \eta c_w, \quad [3.10]$$

wobei  $\eta_s$  der Sättigungswassergehalt ist, der wiederum mit dem Porenvolumen gleichzusetzen ist.

Die thermische Leitfähigkeit des Bodens  $\lambda_B$  wird über einen Ansatz von Johansen (1977) ermittelt. Der Vorteil dieser Methode gegenüber anderen Ansätzen ist, dass sie auch bei gefrorenen Bedingungen anwendbar ist. Die Wärmeleitfähigkeit ist dabei ein gewichtetes Mittel aus der Leitfähigkeit des trockenen Bodens  $\lambda_{B,t}$  und der Leitfähigkeit des gesättigten Bodens  $\lambda_{B,s}$

$$\lambda_B = K_e (\lambda_{B,s} - \lambda_{B,t}) + \lambda_{B,t}. \quad [3.11]$$

Die Gewichtung erfolgt durch die sogenannte Kersten-Zahl  $K_e$ . Diese ergibt sich aus dem Logarithmus des Verhältnisses von tatsächlichem zu gesättigtem Wassergehalt des Bodens

$$K_e = \log \frac{\eta}{\eta_s} + 1. \quad [3.12]$$

### Bodenwassergehalt

Der Bodenwassergehalt wird in erster Linie durch den Eintrag von Niederschlag aus der Atmosphäre bestimmt. Das infiltrierende Niederschlagswasser bewegt sich dabei in Mikro- und Makroporen innerhalb des Bodensubstrates, gesteuert durch die Gravitation und kapillare Kräfte, nach unten. Erreicht der Bodenwassergehalt durch den Infiltrationsprozess die Größe des Porenvolumens, ist der Boden wassergesättigt und es wird Abfluss generiert. In VEG3D kann die Abflussbildung allerdings nur durch einen Oberflächenabfluss beschrieben werden. Dafür wird der über das Porenvolumen hinausgehende Wassergehalt einer Bodenschicht der darüber liegenden zugewiesen. Erreicht auch in dieser der Bodenwassergehalt das Porenvolumen, so vollzieht sich der Prozess weiter bis zur Oberfläche, bis der Boden komplett wassergesättigt ist und keine Infiltration mehr stattfindet. Das überschüssige Wasser geht daraufhin in den Oberflächenabfluss mit ein. Der Wasserfluss innerhalb des Bodens kann anhand der Richards-Gleichung beschrieben werden

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K(\eta) \frac{d\psi(\eta)}{d\eta} \frac{\partial \eta}{\partial z} \right) + \frac{dK(\eta)}{d\eta} \frac{\partial \eta}{\partial z} - r_w(z), \quad [3.13]$$

wobei  $K(\eta)$  die hydraulische Leitfähigkeit und  $\psi(\eta)$  das Matrixpotential ist.  $r_w(z)$  ist ein Term der die Abnahme des Bodenwassergehalts durch Transpiration über Pflanzenwurzeln beschreibt.  $K(\eta)$  und  $\psi(\eta)$  sind neben  $\eta$  maßgeblich von den Eigenschaften der Bodenmatrix abhängig. So steuern die Korngrößenverteilung und das Porenvolumen die Adsorptions- und Kapillarkräfte des Bodens,

die wiederum im Matrixpotential und der hydraulischen Leitfähigkeit zusammengefasst sind. Die Korngrößenverteilung und das Porenvolumen können dabei zwischen verschiedenen Bodenarten deutlich von einander abweichen. VEG3D unterscheidet deshalb 16 unterschiedliche Bodentypen, für die bodentypische Parameter nach den beiden unterschiedlichen Parametrisierungsansätzen von Cosby et al. (1984) und Van Genuchten (1980) definiert sind. Braun und Schädler (2005) zeigten jedoch, dass in den meisten Fällen Simulationen mit der Parametrisierung nach Van Genuchten (1980) die größten Übereinstimmungen mit Beobachtungsdaten liefern. Aus diesem Grund wurde in der vorliegenden Arbeit auch auf diesen Ansatz zurückgegriffen.

### Numerische Lösung

Die Gleichungen [3.9] und [3.13] sind nichtlinear und gekoppelt, sodass sie im Allgemeinen nur numerisch gelöst werden können. In VEG3D wird dazu ein finites Differenzenverfahren auf einem Modellgitter mit nach unten zunehmenden Schichtdicken verwendet. Daraus lassen sich diskretisierte Formen der Bodentemperatur- und Bodenwassergehaltsgleichungen ableiten, die durch ein verallgemeinertes semi-implizites Crank-Nicholson-Verfahren gelöst werden können. Eine detaillierte Beschreibung dieses Lösungsverfahrens ist Schädler (1990) zu entnehmen.

Als obere Randbedingung für die Berechnung der Temperatur wird dabei der aus der Energiebilanz der Erdoberfläche berechnete Bodenwärmestrom  $Q$

$$Q = S_b + L_b - (H_b + V_b) \quad [3.14]$$

verwendet.  $S_b$  ist die kurzwellige und  $L_b$  die langwellige Strahlungsbilanz,  $H_b$  der fühlbare und  $V_b$  der latente Wärmefluss am Boden. Da die Temperaturen im tiefen Boden nur eine vernachlässigbare jahreszeitliche Variation aufweisen, wird als untere Randbedingung ein konstanter klimatologischer Wert als Temperatur der untersten Bodenschicht verwendet.

Für die Berechnung des Bodenwassergehalts wird der Wassereintrag durch Infiltration als obere Randbedingung gesetzt. Als untere wird die Gravitationsflussbedingung angewandt. Diese lässt sich aus der Richards-Gleichung unter der Annahme ableiten, dass der Gradient des Matrixpotentials Null ist

$$\left. \frac{\partial \psi(\eta, z)}{\partial z} \right|_{z_{max}} = 0, \quad [3.15]$$

wobei  $z_{max}$  die maximale Bodentiefe ist. Der Abfluss am unteren Modellrand  $A_G$  ist demnach

$$A_G = K(\eta, z_{max}). \quad [3.16]$$

### **Vegetationsmodell**

Die komplexen Wechselwirkungen zwischen der Atmosphäre und der Erdoberfläche können nur angemessen beschrieben werden, wenn der Einfluss der Vegetation mit berücksichtigt wird. So verändert sie beispielsweise durch Abschattung und langwellige Ausstrahlung zum Boden den Strahlungshaushalt der Erdoberfläche. Des Weiteren wird die Energiebilanz der Oberfläche in hohem Maße vom Stomatawiderstand der Pflanzen bestimmt, da dieser die Transpiration regelt. Darüber hinaus beeinflusst die Vegetation durch ihre Rauigkeitslänge die turbulenten Flüsse der atmosphärischen Grenzschicht. Aus diesem Grund wurde in VEG3D ein Vegetationsmodell eingebaut, wodurch diese Boden-Vegetation-Atmosphären-Beziehungen besser beschrieben werden können.

Innerhalb des Vegetationsmodells werden die turbulenten Flüsse zwischen dem Boden, der Bestandsluft, dem Bestand und der Atmosphäre berechnet, welche wiederum COSMO-CLM als untere Randbedingung dienen. Dies geschieht über die Formulierung von Widerstandsgesetzen. Aus einer Bilanzierung der Energieflüsse werden letztlich die Temperatur und die Feuchte der Bestandsoberfläche und der Bestandsluft abgeleitet.

Die unterschiedlichen Formen und Verteilungen der Vegetation an der Oberfläche werden in VEG3D durch zehn unterschiedliche Landnutzungsklassen abgebildet, in denen vegetationsabhängige Parameter definiert sind. Dabei handelt es sich um sieben spezifische Landnutzungsklassen, plus jeweils eine zusätzliche Klasse für Wasser-, unbedecktem Boden, sowie versiegelte Flächen. Die jahreszeitliche Veränderung der Vegetation wird durch die Verwendung einer neuen Vegetationsfunktion (Abschnitt 4.3), die auch auf die südliche Hemisphäre anwendbar ist, parametrisiert.

### Kopplung zwischen Vegetations- und Atmosphärenmodell

Die Kopplung zwischen der Vegetation und der Atmosphäre findet über die Berechnung der latenten und sensiblen Wärmeströme am Oberrand der Vegetationsschicht statt. Der fühlbare Wärmefluss zwischen der Vegetation und der Atmosphäre  $H_{veg}$  kann dabei aus dem sensiblen Wärmestrom  $H_b$  zwischen dem Boden und der Bestandsluft und dem Wärmefluss  $H_f$  zwischen Bestand und Bestandsluft bilanziert werden

$$H_{veg} = H_b + H_f. \quad [3.17]$$

Der latente Wärmestrom  $V_{veg}$  ergibt sich aus der Evaporation des Bodens  $V_b$ , der Verdunstung aus dem Interzeptionsspeicher an der Pflanzenoberfläche  $V_d$ , sowie der Transpiration der Pflanzen aus dem Boden durch Wurzeln  $V_{tr}$ ,

$$V_{veg} = V_b + V_d + V_{tr}, \quad [3.18]$$

wobei sich die turbulenten Wärmeströme  $H_{veg}$ ,  $H_b$ ,  $H_f$ ,  $V_{veg}$ ,  $V_b$ ,  $V_d$  und  $V_{tr}$  über Potenzialgradienten darstellen lassen, die von den spezifischen Widerständen abhängig sind. Der fühlbare Wärmefluss zwischen der Bestandsluft und der Atmosphäre  $H_{veg}$  wird nach

$$H_{veg} = \rho c_{pd} \frac{1}{r_{top}} (\Theta_{af} - \Theta_a) \quad [3.19]$$

berechnet.  $\Theta_a$  ist die potentielle Temperatur der untersten Atmosphärenschicht,  $\Theta_{af}$  ist die potentielle Temperatur der Bestandsluft.  $r_{top}$  stellt den spezifische Widerstand zwischen Bestandsluft und Atmosphäre dar. Auf deren Berechnung wird im weiteren Verlauf noch genauer eingegangen. Der latente Wärmefluss  $V_{veg}$  ergibt sich aus

$$V_{veg} = \rho l_w \frac{1}{r_{top}} (s_{af} - s_a), \quad [3.20]$$

wobei  $l_w$  die spezifische Verdampfungswärme von Wasser,  $s_a$  die spezifische Feuchte der untersten Atmosphärenschicht und  $s_{af}$  die spezifische Feuchte der

Bestandsluft sind.  $\Theta_a$  und  $s_a$  werden dem Vegetationsmodell dabei aus COSMO-CLM übergeben.  $H_b$  berechnet sich nach

$$H_b = \rho c_{pd} \frac{1}{r_b} (\Theta_b - \Theta_{af}) \quad [3.21]$$

und  $V_b$  nach

$$V_b = \rho l_w \frac{1}{r_b} (s_b - s_{af}). \quad [3.22]$$

$s_b$  ist die spezifische Feuchte und  $\Theta_b$  die potentielle Temperatur am Boden. Mit  $r_b$  wird der spezifische Widerstand zwischen dem Boden und der Bestandsluft beschrieben.  $H_f$  wird über

$$H_f = \rho c_{pd} \frac{1}{r_{fH}} (\Theta_f - \Theta_{af}) \quad [3.23]$$

bestimmt.  $r_{fH}$  stellt den spezifischen Widerstand zwischen Bestand und Bestandsluft für den sensiblen Wärmefluss dar.  $\Theta_f$  ist die potentielle Temperatur der Vegetation. Diese lässt sich unter Annahme einer masselosen Vegetationsschicht aus der Energiebilanz der Vegetation über ein Newton-Raphson-Verfahren iterativ bestimmen

$$S_f + L_f (\Theta_f^4) = V_{tr} (\Theta_f) + V_d (\Theta_f) + H_f (\Theta_f). \quad [3.24]$$

Dabei sind  $S_f$  die kurzwellige und  $L_f$  die langwellige Strahlungsbilanz am Oberrand der Vegetation. Mit Hilfe der daraus ermittelten potentiellen Bestandstemperatur  $\Theta_f$  können dann  $V_d$  und  $V_{tr}$  nach

$$V_d = \rho l_w \frac{x_f}{r_f} (s_{sat} (\Theta_f) - s_{af}) \quad [3.25]$$

$$V_{tr} = \rho l_w \frac{1 - x_f}{r_s + r_f} (s_{sat} (\Theta_f) - s_{af}) \quad [3.26]$$

bestimmt werden.  $r_f$  ist der spezifische Widerstand zwischen dem Bestand und der Bestandsluft für den latenten Wärmefluss.  $s_{sat}$  ist die Sättigungsfeuchte und

$x_f$  der benetzte Anteil der Blattoberfläche nach Deardorff (1978). Über den nicht benetzten Flächenanteil des Blattes ( $1 - x_f$ ), kann Transpiration über die Wurzeln stattfinden. Der spezifische Stomatawiderstand wird durch die Variable  $r_s$  ausgedrückt. Dieser spiegelt den Mechanismus der Verdunstungsregelung von Pflanzen über das Öffnen und Schließen der Stomata wider.

### Strahlungsbilanz

Wie aus Gleichung [3.14] hervorgeht, müssen für die Bilanzierung der Energieflüsse (Gleichung [3.17] und [3.18]), die kurz- und langwellige Strahlungsbilanzen an der Oberkante der Vegetation vorliegen. Die kurzwellige Strahlungsbilanz  $S_f$  setzt sich aus der einfallenden Globalstrahlung  $S_{top}$ , dem Pflanzenbedeckungsgrad  $\sigma_f$ , sowie der Albedo der Vegetation  $\alpha_f$  zusammen

$$S_f = (1 - \alpha_f) \sigma_f S_{top}. \quad [3.27]$$

Da die Vegetation sowohl in die Atmosphäre, wie auch zum Boden hin langwellige Strahlung emittiert, setzt sich die langwellige Strahlungsbilanz  $L_f$  aus

$$L_f = \sigma_f \left( \left( L_{top} + \frac{\epsilon_b \sigma T_b^4 + (1 - \epsilon_b) \epsilon_f \sigma T_f^4}{\epsilon_b + \epsilon_f - \epsilon_b \epsilon_f} \right) - \left( \epsilon_f \sigma T_f^4 + (1 - \epsilon_f) L_{top} \right) + \frac{\epsilon_f \sigma T_f^4 + (1 - \epsilon_f) \epsilon_b \sigma T_b^4}{\epsilon_b + \epsilon_f - \epsilon_b \epsilon_f} \right) \quad [3.28]$$

zusammen.  $L_{top}$  ist die einfallende langwellige Strahlung,  $\sigma$  die Stefan-Boltzmann Konstante.  $\epsilon_f$  und  $\epsilon_b$  sind das Emissionsvermögen der Vegetation und des Bodens,  $\epsilon_b$  ist vom Bodenwassergehalt abhängig.

### Widerstände

Zur Lösung der einzelnen Energieflussgleichungen (Gleichungen [3.19] bis [3.26]), müssen die jeweiligen spezifischen Widerstände berechnet werden. Der

Widerstand  $r_{top}$  am Oberrand der Vegetation beruht auf der Annahme, dass die bodennahe Windgeschwindigkeiten innerhalb der Prandtl-Schicht ein logarithmisches Profil aufweisen. Aus der Monin-Obuchov-Ähnlichkeitstheorie ergibt sich daraus das Windprofil  $u(z)$ ,

$$u(z) = u_* \frac{\ln \frac{z}{z_0} - \Psi \left( \frac{z}{L_*} \right)}{k}, \quad [3.29]$$

wobei  $z$  die Höhe über Grund,  $z_0$  die Rauigkeitslänge und  $\Psi$  die Stabilitätsfunktion nach Businger et al. (1971) für fühlbare Wärme sind.  $u_*$  ist die Schubspannungsgeschwindigkeit,  $k$  die Karman-Konstante ( $k = 0.4$ ) und  $L_*$  die Monin-Obuchov-Länge. Daraus ergibt sich  $r_{top}$  nach

$$r_{top} = \frac{\ln \left( \frac{z_a - d}{z_0} \right) - \Psi \left( \frac{z_a - d}{L_*} \right) + \Psi \left( \frac{z_0}{L_*} \right)}{k u_*}, \quad [3.30]$$

wobei  $z_a$  die Höhe der untersten Atmosphärenschicht in COSMO-CLM und  $d$  die Verdrängungshöhe sind. Die Berechnung des spezifischen Widerstandes am Boden  $r_b$  leitet sich ebenfalls aus dem logarithmischem Profil nach

$$r_b = \frac{1}{u_{af}} \left( \frac{\ln \left( \frac{0.2d - z_0}{z_0} \right)}{k} \right)^2 \quad [3.31]$$

ab.  $u_{af}$  stellt die Windgeschwindigkeit im Bestand dar. Der Widerstand  $r_f$  zwischen der Oberfläche der Pflanze und der Bestandsluft wird nach Thom (1972) und Taconet et al. (1986) über den Blattflächenindex  $LAI$  mit

$$r_f = \frac{1 + 0.5LAI}{0.04u_{af}LAI} \quad [3.32]$$

berechnet. Aus  $r_f$  kann dann wiederum der spezifische Widerstand  $r_{fH}$  berechnet werden.  $S_T$  gibt dabei das Verhältnis des transpirierenden Blattflächenanteils zum  $LAI$  nach

$$r_{fH} = \frac{r_f}{S_T} \quad [3.33]$$

an. Die Berechnung des Stomatawiderstands  $r_s$  wird aus Deardorff (1978) und Taconet et al. (1986) übernommen

$$r_s = r_{s,min} \frac{1 + 0.5LAI}{LAI} \left( \frac{S_{max}}{S_{top} + 0.03S_{max}} + \left( \frac{\eta_{res}}{\int_0^{z_{r,max}} x_{root} \eta dz} \right)^2 \right). \quad [3.34]$$

Dabei ist  $r_{s,min}$  ein minimaler Stomatawiderstand, der selbst unter optimalen Umweltbedingungen nicht unterschritten wird.  $S_{max}$  stellt eine von der Jahreszeit abhängige, maximale kurzwellige Einstrahlung dar, wohingegen  $S_{top}$  die tatsächliche kurzwellige Einstrahlung repräsentiert.  $\eta_{res}$  ist der residuale Wassergehalt am permanenten Welkepunkt und  $x_{root}$  die Wurzel dichtefunktion nach Lenz (1996). Diese wird abhängig von der Bodentiefe  $z$  nach

$$x_{root}(z) = \sum_{k=1}^2 a_{r,k} \left( \frac{z}{z_{r,max}} \right)^{b_{r,k}} e^{c_{r,k} \frac{z}{z_{r,max}}} \quad [3.35]$$

berechnet.  $a$ ,  $b$ ,  $c$  sind landnutzungsabhängige Parameter, deren genaue Herleitung aus Lenz (1996) entnommen werden kann.  $z_{r,max}$  ist die maximale Durchwurzelungstiefe. Mit Hilfe von Gleichung [3.35] wird zwischen der Erdoberfläche und  $z_{r,max}$  ein landnutzungsabhängiges Wurzel dichteprofil angelegt. Beispiele von Wurzel dichteprofilen verschiedener Landnutzungsklassen werden von Braun (2005) zusammengestellt. Daraus ist zu erkennen, dass bei flachwurzelnden Landnutzungsarten wie z.B. Wiesen, die größte Wurzel dichte in den oberflächennahen Bodenschichten zu finden ist. Dies hat zur Folge, dass mehr Wasser aus den oberen Schichten transpiriert wird als aus den unteren, wo die Wurzel dichte nur noch sehr gering ist. Bei tiefer wurzelnden Landnutzungsarten, wie beispielsweise Wäldern, ist das Maximum des Wurzel dichteprofilen hingegen nach unten verlagert. Die Wurzeln sind daher in der Lage, mehr Wasser aus tieferen Schichten zu transpirieren. Die Abnahme des Bodenwassergehalts durch Transpiration verläuft homogener auf alle Schichten verteilt als bei flachwurzelnden Landnutzungsklassen. Ist die Transpiration jedoch so hoch, dass der Wassergehalt einer Bodenschicht unter den permanenten Welkepunkt fällt, wird mehr Wasser aus anderen Bodenschichten verdunstet. Dies gilt auch wenn die Wurzel dichte in diesen Schichten geringer ist. Durch die so vorgenommene Normierung in Gleichung [3.36] kann die Transpiration bei hohen Verdunstungs-

raten länger aufrecht erhalten werden. Transpiration aus Bodentiefen die größer sind als  $z_{r,max}$  ist hingegen nicht möglich

$$\int_{z=0}^{z=z_{r,max}} x_{root}(z) dz = 1. \quad [3.36]$$

### Berechnung von $u_*$ und $u_{af}$

Zur Berechnung der latenten und fühlbaren Wärmeströme zwischen der Vegetation und der Atmosphäre (Gleichung [3.19] und [3.20]), muss zunächst die Gleichung [3.30] für  $r_{top}$  gelöst werden. Dafür muss die Schubspannungsgeschwindigkeit  $u_*$  nach

$$u_* = \frac{k(\vec{v}_{z_a} - \vec{v}_{z_0})}{\ln\left(\frac{z_a}{z_0}\right) + \Psi\left(\frac{z_a}{L_*}\right) + \Psi\left(\frac{z_0}{L_*}\right)} \quad [3.37]$$

berechnet werden.  $\vec{v}_{z_a}$  ist die Windgeschwindigkeit in der untersten Atmosphärenschicht,  $\vec{v}_{z_0}$  die Geschwindigkeit in Höhe der Rauigkeitslänge. Mit Hilfe von  $u_*$  kann nun die Windgeschwindigkeit im Bestand  $u_{af}$  ermittelt werden, anhand derer dann die Widerstände  $r_b$  und  $r_f$  über

$$u_{af} = c_{veg} u_* \quad [3.38]$$

ausgerechnet werden können.  $c_{veg}$  ist dabei ein landnutzungsabhängiger Bestandsparameter, der anhand einer Methode von Lenz (1996) bestimmt werden kann.

### Numerische Lösung

Um Gleichung [3.37] zur Berechnung der Schubspannungsgeschwindigkeit  $u_*$  lösen zu können muss jedoch zunächst die Monin-Obuchov-Länge  $L_*$  ermittelt werden. Diese kann aus Gleichung [3.39] iterativ bestimmt werden, wobei  $u_a$  ist die Windgeschwindigkeit in der untersten Atmosphärenschicht.

Mit Hilfe von  $L_*$  kann nun die Schubspannungsgeschwindigkeit  $u_*$  berechnet werden, mit welcher wiederum die spezifischen Widerstände  $r_{top}$ ,  $r_b$ ,  $r_f$  und

$r_{fH}$ , über  $u_{af}$  bestimmt werden können. In den Gleichungen [3.17] bis [3.26] zur Bilanzierung der turbulenten Wärmeflüsse, verbleiben  $s_{af}$  und  $\Theta_{af}$  als einzige unbekannte Variablen, welche dann durch einfache Umformungen dieser Gleichungen ermittelt werden können.

$$\frac{z_a - d}{L_*} = \frac{g(z_a - d)(\Theta_a - \Theta_{af})}{\Theta_a u_a^2} \frac{\left( \ln\left(\frac{z_a - d}{z_0}\right) - \Psi\left(\frac{z_a - d}{L_*}\right) + \Psi\left(\frac{z_0}{L_*}\right) + kc_{veg} \right)^2}{\ln\left(\frac{z_a - d}{z_0}\right) - \Psi\left(\frac{z_a - d}{L_*}\right) + \Psi\left(\frac{z_0}{L_*}\right)}, \quad [3.39]$$

### 3.2.2 TERRA-ML

TERRA-ML ist das Boden-Vegetationsmodell, das standardmäßig in COSMO-CLM implementiert ist (Schrodin und Heise, 2002). Es besteht aus einem Bodenmodell, das sowohl über einen aufliegenden Interzeptions- wie einen Schneespeicher verfügt. Zur Beschreibung der Vegetation an der Erdoberfläche nutzt TERRA-ML 243 unterschiedliche Landnutzungsklassen, die durch den ECOCLIMAP2-Datensatz zur Verfügung gestellt werden (Kaptue Tchuente et al., 2010). Dabei werden versiegelte Flächen sowie Wasser- und Schneeflächen gesondert betrachtet. Innerhalb einer Gitterzelle können verschiedene Landnutzungsarten vertreten sein. Vegetationsabhängige Parameter wie z.B. der Blattflächenindex und die Vegetationsbedeckung werden deshalb aus einem gewichteten Flächenmittel dieser Landnutzungsklassen berechnet. Deren jahreszeitliche Veränderung wird über die gleiche Vegetationsfunktion ermittelt wie in VEG3D (Abschnitt 4.3).

Fällt Regen im Modellgebiet, wird dieser im Interzeptionsspeichers aufgefangen und gesammelt (Doms et al., 2011b). Sobald dieser Speicher maximal gefüllt ist, führt jeder weitere Niederschlag zu einer Infiltration von Wasser ins Erdreich. Überschreitet die Infiltrationsrate die Wasseraufnahmefähigkeit des Bodens, wird Oberflächenabfluss generiert. Die maximal mögliche Infiltrationsrate ist vom Bodentyp und der Wassersättigung abhängig. Übersteigt der Wassergehalt einer Bodenschicht deren Feldkapazität, wird die überschüssige Wassermenge dem Modell als Bodenabfluss entnommen. Wie auch in VEG3D ist kein lateraler Fluss zwischen einzelnen Bodensäulen möglich.

Bei Schneefall wird der Schneespeicher des Modells befüllt. Analog zu VEG3D wird TERRA-ML ab einer Schneehöhe von 0,01m um eine Schneeschicht erweitert, für die eine eigene Schneetemperatur implizit berechnet wird. Im Gegensatz zu VEG3D kann in TERRA-ML eine Gitterzelle auch partiell mit Schnee bedeckt sein. Des Weiteren werden im Modell die Veränderung der Schneeralbedo und der Schneedichte durch Alterungsprozesse berücksichtigt.

### **Bodentemperatur**

Das Bodenmodell ist in mehrere Schichten aufgeteilt, wobei die Temperatur in der untersten Schicht auf einen konstanten klimatologischen Wert gesetzt wird. In den darüber liegenden Schichten werden Veränderungen in der Bodentemperatur wie auch in VEG3D anhand einer prognostischen Wärmeleitungsgleichung für den diffusiven Wärmefluss

$$c_B \frac{\partial T_B}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda_B \frac{\partial T_B}{\partial z} \right) \quad [3.40]$$

berechnet. Die thermische Leitfähigkeit des Bodens  $\lambda_B$  ist nicht vom Bodenwassergehalt abhängig. Diese wird mit Hilfe eines konstanten Wassergehalts parametrisiert, der vom jeweiligen Bodentyp abhängt und damit im Jahresverlauf unveränderlich ist. Die volumetrische Wärmekapazität  $c_B$  setzt sich wiederum aus der Wärmekapazität des trockenen Bodensubstrates  $c_t$  und der Wärmekapazität von Wasser  $c_w$  und Eis  $c_e$  zusammen (Doms et al., 2011b)

$$c_B = c_t + c_w + c_e. \quad [3.41]$$

### **Bodenwassergehalt**

Für die Berechnung des Wassertransports im Untergrund werden die Bodenschichten in hydrologisch aktive und nicht-aktive Schichten unterteilt. Die oberen Schichten stellen die hydrologisch aktiven Schichten dar, in denen der Wassertransport durch die Richards-Gleichung explizit gelöst wird (Gleichung [3.13]).

Die hydraulische Leitfähigkeit  $K$  wird nach Rijtema (1969) über folgenden Ansatz parametrisiert.

$$K(w_l) = K_0 \exp\left(K_1 (w_{pv} - w_l) / (w_{pv} - w_{adp})\right) \quad [3.42]$$

$K_0$  und  $K_1$  sind bodentypabhängige Konstanten.  $w_{pv}$  stellt das Porenvolumen dar,  $w_{adp}$  einen sogenannten Lufttrockenheitspunkt und  $w_l$  den Wassergehalt in einer Bodenschicht. Am unteren Ende der letzten hydrologisch aktiven Schicht wird, wie in VEG3D, eine Gravitationsflussbedingung (Gleichung [3.16]) angewandt. Dieser Wasserausfluss hat keinen Einfluss auf den Bodenwassergehalt der hydrologisch nicht-aktiven Schichten. In ihnen wird der Wassergehalt auf dem Niveau der untersten aktiven Schicht gehalten. Die Gleichungen [3.42] und [3.13] finden aus diesem Grund dort keine Anwendung. In der Regel werden in TERRA-ML die beiden untersten Bodenschichten als hydrologisch nicht-aktiv behandelt.

Die Berechnung des Bodenwassergehalts wird im Modell für fünf verschiedene Bodentypen durchgeführt, für die bodenspezifische Parameter wie Porenvolumen, Wärmekapazität und hydraulische Leitfähigkeit definiert sind. Zusätzlich wird jeweils eine Fels-, Eis- und Wasserkategorie berücksichtigt. Veränderungen in der Bodentemperatur werden nur für die Felsklasse berechnet, ein Wassertransport findet hingegen in allen dreien nicht statt. Bei Eis wird die Temperatur auf einem konstanten Niveau gehalten, bei Wasser wird die Temperatur aus den Randbedingungen übernommen.

### Kopplung mit der Atmosphäre

Auf Basis der Gleichungen [3.40] bis [3.42] berechnet das SVAT die Bodentemperaturen und Feuchtegehalte in allen Schichten des Modells. Die Temperatur und der Wassergehalt in der obersten Bodenschicht  $T_{sfc}$  und  $q_{sfc}$  dienen COSMO-CLM zur Berechnung der turbulenten Wärmeflüsse zwischen dem Boden und der Atmosphäre (Doms et al. (2011b)). Im Gegensatz zu VEG3D wird der Austausch der turbulenten Flüsse also nicht über eine Vegetationsschicht geregelt, sondern vollzieht sich direkt zwischen Boden und Atmosphäre. Der fühlbare Wärmestrom  $H_{cos}$  wird über

$$H_{cos} = \rho c_h |v| (T_{sfc} - T_a) \quad [3.43]$$

ermittelt.  $|v|$  ist die Windgeschwindigkeit,  $c_h$  der turbulente Wärmetransferkoeffizient und  $T_a$  die Temperatur der untersten Atmosphärenschiicht. Der latente Wärmefluss  $V_{cos}$  wird mit der Gleichung

$$V_{cos} = \rho c_q |v| (q_{sfc} - q_v) \quad [3.44]$$

beschrieben.  $q_{sfc}$  ist die spezifische Feuchte an der Erdoberfläche,  $c_q$  der turbulente Transferkoeffizient für Feuchte.  $q_{sfc}$  leitet sich aus der Verdunstung des Bodens, des Interzeptionsspeichers und der Transpiration der Pflanzen ab.

Die Evapotranspiration des Bodens wird nach einem Ansatz von Dickinson (1984) bestimmt. Dabei wird die Verdunstungsrate über die potentielle Verdunstung  $E_{pot}$  für die Temperatur  $T_{sfc}$  berechnet. Die Menge an verdunstetem Wasser wird allerdings durch einen maximal möglichen Feuchtefluss durch die Erdoberfläche begrenzt. Dieser ist wiederum vom Bodentyp abhängig. Die Verdunstung des Interzeptionsspeichers folgt dem gleichen Prinzip. Die verdunstete Wassermenge wird in diesem Fall durch die Größe des Speichers limitiert. Für die Parametrisierungen der Transpiration werden innerhalb von TERRA-ML vereinfachende Annahmen aufgestellt. Zum einen wird die Temperatur der Pflanzen mit der Bodenoberflächentemperatur gleichgesetzt. Zum anderen wird angenommen, dass der Feuchtefluss zwischen der Pflanze und der Bestandsluft gleich dem Fluss zwischen der Bestandsluft und der darüber liegenden Atmosphäre ist. Durch diese Vereinfachungen kann die Pflanzentranspiration  $T_r$  wie folgt nach Dickinson (1984)

$$T_r = \sigma_f E_{pot} (T_{sfc}) r_a (r_a + r_f)^{-1} \quad [3.45]$$

berechnet werden.  $r_a$  ist dabei der Widerstand der Atmosphäre,  $r_f$  der Widerstand der Pflanzenoberfläche, deren Herleitung Doms et al. (2011b) zu entnehmen ist.

### 3.2.3 Unterschiede zwischen TERRA-ML und VEG3D

Wie aus den Abschnitten 3.2.1 und 3.2.2 zu entnehmen ist, weisen VEG3D und TERRA-ML große Ähnlichkeiten auf. Die grundlegenden Gleichungen für die Berechnung der Bodentemperaturen und des Wassergehalts stimmen in beiden Modellen weitestgehend überein. So wird die zeitliche Veränderung

der Bodentemperatur in VEG3D und in TERRA-ML jeweils durch eine prognostische Wärmeleitungsgleichung für den diffusiven Wärmefluss beschrieben (Gleichung [3.9] und [3.40]) und der Transport von Wasser durch das Erdreich wird aus der Richards-Gleichung abgeleitet (Gleichung [3.13]). Das innere Gerüst beider SVATs ist also sehr ähnlich. Dennoch werden in beiden Boden-Vegetationsmodellen einzelne Prozesse im Detail unterschiedlich umgesetzt. Der bedeutendste Unterschied im strukturellen Aufbau beider SVATs liegt in der Behandlung der Vegetation. Während in VEG3D eine explizite Vegetationsschicht zwischen der Bodenoberfläche und der Atmosphäre implementiert ist, fehlt eine vergleichbare Schicht in TERRA-ML. Die gesamten Austauschprozesse zwischen dem Untergrund und der Atmosphäre werden in VEG3D über diese Schicht gesteuert, wohingegen in TERRA-ML diese Prozesse direkt über die Erdoberfläche von statten gehen. So wird in TERRA-ML, im Gegensatz zu VEG3D, angenommen, dass die Temperatur der Vegetation den gleichen Wert annimmt wie in der obersten Bodenschicht. Auf Basis dieser Temperatur werden die turbulenten Wärmeflüsse berechnet. Der Einfluss der Pflanzen auf die Wärmeströme wird demnach nicht berücksichtigt. Die eingebaute Vegetationsschicht in VEG3D wirkt sich nicht nur auf den Austausch turbulenter Flüsse aus, sondern verändert durch die abschirmende Wirkung der Pflanzendecke auch die Strahlungsbilanz der Erdoberfläche. In VEG3D wird dadurch sowohl der Eintrag an direkter kurzwelliger Strahlung vermindert, als auch der Betrag der langwelligeren Ausstrahlung des Bodens reduziert. Diese Effekte sind in TERRA-ML nicht zu beobachten.

Ein weiterer Unterschied zwischen VEG3D und TERRA-ML ist eine unterschiedliche Parametrisierung der Bodenwärmeleitfähigkeit. Eine unterschiedliche Behandlung dieser Leitfähigkeit kann gewisse Auswirkungen auf die zeitliche Entwicklung der Bodentemperaturen haben. Ist der Bodenwärmestrom in den Untergrund gerichtet, so wird bei einer hohen Leitfähigkeit Wärme schneller in tiefere Bodenschichten geleitet, als bei einer geringeren. Zeigt der Bodenwärmestrom wiederum zur Oberfläche hin, wird Wärme schneller aus tiefen Bodenschichten nach oben transportiert. Eine hohe Leitfähigkeit hat somit schnelle Veränderungen der Bodentemperaturen zur Folge. In VEG3D wird die Wärmeleitfähigkeit des Bodens nach Johansen (1977) parametrisiert. Aus Gleichung [3.11] geht hervor, dass die Leitfähigkeit vom Bodenwassergehalt abhängig ist. Je höher dieser ist, desto größer wird die Bodenwärmeleitfähigkeit. In TERRA-ML wird die Wärmeleitfähigkeit des Bodens hingegen als zeitliche Konstante

parametrisiert, die unabhängig vom Wassergehalt ist (Gleichung [3.40]). Dadurch entstehen im Jahresverlauf voneinander abweichende Wärmeleitfähigkeiten in beiden SVATs, was zu einem unterschiedlich schnellen Wärmetransport im Boden führt. Weist der Boden einen hohen Wassergehalt auf, nimmt die Wärmeleitfähigkeit in VEG3D einen höheren Wert an als in TERRA-ML. Ist der Boden hingegen trocken, ist die Leitfähigkeit in TERRA-ML höher. Die Entwicklung der Bodentemperaturen nimmt daher in beiden Modellen einen unterschiedlichen Verlauf ein.

Eine zusätzliche Abweichung in der Modellstruktur beider SVATs ist die unterschiedliche Parametrisierung der Wurzeln. In TERRA-ML werden die Wurzeltiefen aus dem ECOCLIMAP2-Datensatz abgeleitet. Dieser beinhaltet räumlich hoch aufgelöste Informationen über die Verteilung der Wurzeltiefen in Westafrika. Innerhalb VEG3D wird die Tiefe der Wurzeln durch eine Parametrisierung nach Lenz (1996) ermittelt. Die daraus berechneten Wurzeltiefen liegen in Westafrika zwischen 1.55m und 1.7m. In TERRA-ML reichen die Wurzeln in diesem Gebiet hingegen nur halb so tief (0.775m - 1.0m).

Ein großer Vorteil der Wurzeldichtefunktion nach Lenz (1996) ist jedoch, dass die Wasserentnahme aus dem Boden durch Wurzeln abhängig von der Landnutzung parametrisiert ist. So entziehen flachwurzelnde Pflanzen dem Boden hauptsächlich Wasser aus den oberen Schichten, wohingegen tiefwurzelnde Pflanzen vornehmlich Wasser aus tieferen Bodenschichten aufnehmen. Jeder Pflanzentyp hat somit seine bevorzugte Bodentiefe, aus der er Wasser entnimmt. Fällt diese Schicht allerdings trocken, werden die Pflanzen gezwungen, vermehrt Wasser aus anderen Schichten, bis hin zu ihrer maximalen Wurzeltiefe, aufzunehmen. Dieses Verhalten kann durch die Wurzeldichtefunktion in VEG3D simuliert werden (Gleichung [3.35]). Im Laufe einer Trockenzeit transpirieren flachwurzelnde Pflanzen somit zunächst aus ihren bevorzugten oberen Bodenschichten bis diese austrocknen. Anschließend steigt die Wasserentnahme aus tieferen Bodenschichten an. Während einer Trockenzeit trocknen deshalb innerhalb einer VEG3D Simulation zunächst die oberen Bodenschichten aus, bevor der Wassergehalt auch in tieferen Schichten abnimmt. In TERRA-ML hingegen entziehen die Pflanzen aus allen Schichten, bis hin zur maximalen Wurzeltiefe, die gleiche Menge Wasser. Der Wassergehalt nimmt somit in allen Schichten gleichmäßig ab. Die zeitliche Entwicklung des Bodenwassergehalts während einer Trockenzeit kann sich daher zwischen VEG3D und TERRA-ML unterscheiden.

Diese beschriebenen Unterschiede in den Modellstrukturen beider SVATs können also zu gewissen Abweichungen in den Simulationsergebnissen führen. Weitere Unterschiede zwischen VEG3D und TERRA-ML, deren Einfluss auf die Simulationsergebnisse jedoch geringer ist, liegen in der Berechnung des Abflusses, der Parametrisierung der hydraulischen Leitfähigkeit und der Schneebedeckung. Während in VEG3D nur Oberflächenabfluss generiert werden kann, tritt in TERRA-ML auch unterirdischer Abfluss auf, sobald die Feldkapazität überschritten wird. Des Weiteren werden für die Parametrisierung der hydraulischen Leitfähigkeit in beiden SVATs unterschiedliche Ansätze gewählt. In VEG3D wird die Parametrisierung von Van Genuchten (1980) verwendet, während in TERRA-ML der Ansatz von Rijtema (1969) Anwendung findet. Darüber hinaus ist es in TERRA-ML möglich, dass eine Gitterzelle nur partiell von Schnee bedeckt wird. In VEG3D ist dies hingegen nicht möglich.

### 3.3 OASIS3-MCT

OASIS3-MCT ist eine Software, die zur Kopplung von Modellen, die unterschiedliche Komponenten des Klimasystems beschreiben, wie Atmosphären-, Ozean- und Boden-Vegetationsmodelle, verwendet werden kann. Die Entwicklung des Kopplers wird seit 1991 vom Centre Europeen de Recherche et de Formation Avancee en Calcul Scientifique (CERFACS) in Toulouse, Frankreich, betrieben. Eine erste Version des OASIS-Kopplers nutzten Terray et al. (1995) zur Kopplung eines Ozeanmodells mit einem Atmosphärenmodell für Simulationen im tropischen Atlantik. Seit dieser Zeit fanden Weiterentwicklungen von OASIS in zahlreichen wissenschaftlichen Projekten wie z.B. im Coupled Model Intercomparison Project 5 (CMIP5) rege Anwendung (Valcke, 2013). In der aktuellen Version des Kopplers wurde OASIS, mit dem Model Coupling Toolkit (MCT) des Argonne National Laboratory in den USA, zu OASIS3-MCT verbunden (Larson et al., 2005). Bei MCT handelt es sich um eine Reihe von Softwarepaketen, die einen parallelen Austausch von Informationen zwischen gekoppelten Modellen unterstützt. Der Vorteil einer Kombination von OASIS mit MCT ist, dass im Vergleich zu den Vorgängerversionen eine Kopplung komplett parallelisiert abläuft: Austauschfelder parallelisierter Kopplungsmodelle können via Message Passing Interface (MPI) nun direkt zwischen Teilprozessen der Modelle ausgetauscht werden und müssen nicht wie zuvor zusammengefasst

werden. OASIS3-MCT funktioniert dabei wie eine Kopplungsbibliothek, deren Funktion der Austausch und die Interpolation von Feldern zwischen gekoppelten Modellen ist (Valcke et al., 2013). Es existiert daher kein eigenes OASIS3-MCT Executable. Damit jedoch eine Kopplung mit OASIS3-MCT überhaupt erst gelingen kann, müssen in den Quellcode der zu koppelnden Modelle spezifische OASIS3-MCT Befehle eingebaut werden. Eine Übersicht über deren Funktion wird im nächsten Unterkapitel gegeben.

#### 3.3.1 Prinzip der Kopplung

Bei der Kopplung eines Atmosphärenmodells mit einem Boden-Vegetationsmodell durch OASIS3-MCT werden beide Programme gewissermaßen eigenständig betrieben. D.h., beide Modelle führen ihre Berechnungen separat voneinander durch. An gewissen Stellen dieser Berechnungen benötigen die einzelnen Kopplungsmodelle jedoch Informationen vom jeweils anderen Modell. Ein Atmosphärenmodell ist auf Informationen über den Zustand des Bodens und der Vegetation angewiesen, um die Gleichungssysteme der unteren Atmosphärenschichten zu lösen (Abschnitt 3.1). Ein SVAT braucht im Gegenzug Informationen über die Verhältnisse in der Atmosphäre, da diese den Antrieb für Veränderungen des Bodenzustandes bilden (Abschnitt 3.2). Diese nötigen Informationen sind in Feldern unterschiedlicher Variablen enthalten. Da beide Modelle allerdings eigenständig laufen, wissen sie rein formal nichts über die Existenz des anderen Programms (Valcke, 2013). Der Austausch der Variablen muss daher von einer übergeordneten Instanz durchgeführt werden, die alle Prozesse in den Modellen überblickt. Diese Funktion wird von OASIS3-MCT ausgefüllt. Dafür muss zu Beginn einer gekoppelten Simulation zunächst die Kopplung initialisiert werden, was durch den Einbau des OASIS spezifischen *'prism-init-comp-proto'* Befehl in den Quellcode beider Modelle durchgeführt wird (Valcke et al., 2013). Dieser Befehl definiert einen sogenannten Hauptkommunikator, der alle Prozesse der Kopplung umfasst, also den kompletten Überblick über beide Modelle hat. Die beiden eigenständig betriebenen Modelle sind dann als eine Teilmenge des Hauptkommunikators zu betrachten und werden lokale Kommunikatoren genannt. Innerhalb eines solchen lokalen Kommunikators sind alle Teilprozesse eines Kopplungsmodells zusammengefasst.

Sobald die Kopplung initialisiert ist, können durch den *'prism-def-var-proto'* Befehl die Felder definiert werden, die zwischen den Teilmodellen ausgetauscht

werden sollen. Dafür muss dem Hauptkommunikator jedoch zuerst die Gitterstruktur bekannt sein, auf die die einzelnen Kopplungsmodelle diskretisiert sind. Diese Informationen sind in den externen Dateien *grids.nc* und *masks.nc* eingetragen. *grids.nc* beinhaltet die Längen- und Breitengrade aller Gittermittel- und Eckpunkte beider Modelle. Die Kopplungsmodelle können somit auf unterschiedlichen Modellgittern und Auflösungen betrieben werden. In *masks.nc* können über eine Maske alle Gitterpunkte angelegt werden, die an einer Kopplung teilnehmen sollen.

Um einen parallelisierten Austausch der Felder zwischen Teilprozessen der Modelle ermöglichen zu können, muss OASIS3-MCT die Aufteilung dieser Teilprozesse mitgeteilt werden. Dabei wird jedem Teilprozess ein globaler Index im Hauptkommunikator zugeordnet. Dies wird über den OASIS-Befehl *'prism-def-partition-proto'* ausgeführt. In OASIS3-MCT kann zwischen drei unterschiedlichen Partitionierungen ausgewählt werden (Apple, Box und Orange) (Valcke et al., 2013). Bei der Kopplung von COSMO-CLM mit VEG3D wird die Box-Partitionierung verwendet.

Werden nun im Programmcode die Stellen erreicht, an denen die Kopplungsmodelle die Informationen vom jeweils anderen Modell benötigen, werden die zuvor definierten Felder über den Hauptkommunikator ausgetauscht. Dieser Vorgang wird durch die Befehle *'prism-put-proto'* und *'prism-get-proto'* ausgeführt. Soll ein Feld von einem Modell gesendet werden, wird *'prism-put-proto'* im Quellcode aufgerufen. Im anderen Kopplungsmodell muss ein entsprechender *'prism-get-proto'* Befehl eingebaut sein der den Empfang dieses Feldes regelt. Die Kopplung wird am Ende einer Simulation wiederum durch einen *'prism-terminate-proto'* Befehl beendet.

### 3.3.2 Sequentielle und synchrone Kopplung

Die Kopplung zweier Modelle kann entweder sequentiell oder synchron durchgeführt werden. Bei einer sequentiellen Kopplung wirkt der *'prism-get-proto'* Befehl blockierend (Valcke, 2013). D.h., sobald ein Modell den Punkt erreicht an dem es Felder des anderen Modells empfangen soll, wartet es so lange bis das sendende Modell die nötigen Größen berechnet hat und diese durch den *'prism-put-proto'* Befehl verschickt. Nachdem es die entsprechenden Felder erhalten hat, fährt es mit seinen Berechnungen fort. Auf eine Kopplung zwischen einem Atmosphärenmodell und einem SVAT bezogen bedeutet dies, dass ein

Atmosphärenmodell nur solange rechnet, bis es Informationen über den Bodenzustand braucht. Dafür sendet es die atmosphärischen Bedingungen an das Boden-Vegetationmodell, welches daraufhin gestartet wird. Dieses liest zu Beginn seiner Berechnungen die Felder aus dem Atmosphärenmodell ein und berechnet auf Basis dieser Werte einen neuen Bodenzustand. Am Ende eines Zeitschrittes sendet das SVAT diese Bedingungen dann wieder an das Atmosphärenmodell. Erst wenn dieses die Informationen aus dem Boden-Vegetationsmodell empfangen hat, setzt es seine Berechnungen fort. Das SVAT wartet nun wiederum solange, bis das Atmosphärenmodell einen neuen Atmosphärenzustand berechnet hat und diesen im nächsten Zeitschritt wieder versendet. Während ein Modell läuft, wartet sozusagen immer das andere. Die Ausnutzung der Rechnerressourcen ist in diesem Fall nicht ideal. Mit einer synchron durchgeführten Kopplung kann dies allerdings verbessert werden. Der *'prism-get-proto'* Befehl hat dabei keine blockierende Wirkung mehr. Damit dies funktionieren kann, müssen den gekoppelten Modellen die notwendigen Felder bereits bei Erreichen des *'prism-get-proto'* Befehls zur Verfügung stehen. Auf eine Atmosphärenmodell-SVAT Kopplung übertragen bedeutet dies, dass dem SVAT genau die Austauschfelder zum Beginn der Simulation vorliegen müssen, die erst im Laufe des ersten Zeitschritts im Atmosphärenmodell berechnet werden. Das Gleiche gilt umgekehrt für das Atmosphärenmodell. Aus diesem Grund wird zunächst eine sequentielle Simulation über einen Zeitschritt durchgeführt, innerhalb welcher die entsprechenden Felder berechnet werden. Diese werden in OASIS-spezifische Restartdateien geschrieben, die bei einer synchronen Kopplung zu Beginn der Simulation durch den *'prism-get-proto'* Befehl von den Modellen eingelesen werden können (Valcke et al., 2013). Auf Basis dieser Felder führen die beiden Modelle sodann ihre Berechnungen durch und versenden zuletzt ihre jeweiligen Austauschfelder. Zu Beginn des nächsten Zeitschritts werden durch den *'prism-get-proto'* Befehl, dann in beiden Modellen diese Austauschfelder eingelesen, welche noch im Zeitschritt zuvor vom jeweils anderen Modell berechnet und versendet wurden. Im Gegensatz zu einer sequentiellen Kopplung besteht somit ein zeitlicher Versatz von einem Zeitschritt zwischen einem *'prism-put-proto'* Befehl und einem korrespondierenden *'prism-get-proto'* Befehl. Da jedoch bei einer synchronen Kopplung die einzelnen Modelle gleichzeitig betrieben werden und somit nicht mehr aufeinander warten müssen, kann die Laufzeit einer Simulation auf die Rechenzeit des langsameren Modells reduziert werden (Valcke, 2013). In diesem Fall ist das die Laufzeit von COSMO-CLM.

### 3.3.3 Kopplungskonfiguration

Das Setup einer OASIS3-MCT Kopplung und deren Ablauf wird in einer externen Textdatei namens *namcouple* definiert (Valcke et al., 2013). Diese funktioniert ähnlich wie eine Fortran-namelist innerhalb derer verschiedene Konfigurationen einer Kopplung ausgewählt werden können. Die Textdatei ist in zwei Bereiche aufgeteilt. Im ersten Teil wird der Ablauf der Kopplung festgelegt. Dabei wird die Anzahl der Modelle aufgezählt, die an der Kopplung beteiligt sind und der Name ihrer Executables festgelegt. Des Weiteren wird die Laufzeit der Simulation in Sekunden angegeben. Im zweiten Abschnitt werden für jedes ausgetauschte Feld die Kopplungsbedingungen beschrieben. Zunächst werden jedem Austauschfeld OASIS-spezifische Namen zugewiesen. Anschließend wird die Größe und die Struktur der Modellgitter angegebenen auf dem die Felder definiert sind. Im Fall einer synchronen Kopplung muss ein sogenannter 'lag'-Zeitschritt festgelegt werden, der den zeitlichen Versatz zwischen einem 'prism-put-protol' und einem 'prism-get-protol' Befehl bestimmt. Der Name der OASIS-spezifischen Restartdatei wird ebenfalls in *namcouple* angegeben. Darüber besteht in OASIS3-MCT die Möglichkeit, einzelne Felder nur zu gewissen Zeitpunkten auszutauschen. Diese Zeitpunkte werden durch ein entsprechendes Austauschintervall gesetzt.

Wie bereits erwähnt wurde, können durch OASIS3-MCT Modelle miteinander gekoppelt werden, die mit unterschiedlichen Auflösungen und Gitterstrukturen betrieben werden. Dafür müssen jedoch Felder, die auf dem Gitter eines Modells definiert sind, auf das Gitter des anderen übertragen werden. Dies wird innerhalb von OASIS3-MCT mit Hilfe von Transformations- und Interpolationsverfahren umgesetzt. Welche dieser Verfahren bei einer Kopplung verwendet werden sollen, wird ebenfalls in der *namcouple* Datei festgelegt. In der vorliegenden Dissertation werden zwei unterschiedliche Interpolationsverfahren angewandt, die auf dem 'Spherical Coordinate Remapping and Interpolation Package' (SCRIP) des Los Alamos National Laboratory in den USA, beruhen (Jones, 1999). Zum einen wird für die Simulationen, bei denen die Gitterstruktur beider Modellkomponenten identisch ist, eine 'distance weighted nearest neighbour' Methode benutzt. Dies trifft mit Ausnahme der Rechnungen in Abschnitt 5.4 auf alle durchgeführten Simulationen zu. Bei diesem Verfahren wird der Wert eines Feldes an einem Gitterpunkt des ersten Modells auf den exakt gleichen Gitterpunkt des zweiten Modells übertragen. Es findet daher keine Interpolation im eigentlichen Sinne

statt, sondern es kommt nur zu einem einfachen Datenaustausch. Die Ergebnisse einer Simulation bei der das Boden-Vegetationsmodell in einer höheren Auflösung betrieben wird als das Atmosphärenmodell, werden in Abschnitt 5.4 beschrieben. Die Gitterpunkte des SVATs stimmen in diesem Fall nicht mehr mit den Gitterpunkten von COSMO-CLM überein, was eine Interpolation der ausgetauschten Felder, zwischen den jeweiligen Gittern, nötig macht. Dafür wird ein bilineares Interpolationsverfahren verwendet.

## **4 Durchführung und Konfiguration der Modellkopplung**

Im Rahmen der vorliegenden Dissertation soll der Einfluss der Wechselwirkungen zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre auf die dekadische Vorhersagbarkeit des Westafrikanischen Monsuns untersucht werden. Dabei beeinflussen die Eigenschaften des Bodens und der Vegetation die Strahlungsbilanz der Erdoberfläche und steuern den Austausch latenter und sensibler Wärme zwischen dem Untergrund und der Atmosphäre. Innerhalb eines Klimamodells werden diese Wechselwirkungen in einem SVAT beschrieben. Die Darstellung dieser Wechselwirkungen kann sich zwischen einzelnen Boden-Vegetationsmodellen allerdings sehr unterscheiden. Die Ergebnisse von Klimasimulationen, durchgeführt mit verschiedenen SVATs, können aus diesem Grund stark voneinander abweichen. Eine Möglichkeit, die Auswirkungen der Boden- und Vegetationseigenschaften auf den Westafrikanischen Monsun näher zu untersuchen, ist es daher, Simulationen mit unterschiedlichen SVATs, gekoppelt an COSMO-CLM, durchzuführen. In COSMO-CLM ist dabei TERRA-ML standardmäßig als SVAT in Form eines Unterprogramms (Subroutine) implementiert. Mit VEG3D kann ein weiteres SVAT alternativ an das Klimamodell gekoppelt werden. Dazu muss das Boden-Vegetations-Modell VEG3D in einem ersten Schritt parallelisiert werden. Die in diesem Zusammenhang durchgeführten Arbeiten werden in Unterkapitel 4.1 beschrieben. Die parallelisierte Version von VEG3D wird anschließend über den OASIS-Koppler an COSMO-CLM angebunden. Diese technische Umsetzung wird in Abschnitt 4.2 genauer behandelt.

### **4.1 Parallelisierung von VEG3D**

Die Besonderheit einer Kopplung zweier Modelle mit Hilfe von OASIS3-MCT ist, dass beide Modelle während einer Simulation eigenständig betrieben werden

und nur über die Kopplungssoftware miteinander kommunizieren (Abschnitt 3.3). Da Klimasimulationen aufgrund ihrer Komplexität und der großen anfallenden Datenmengen in der Regel auf Großrechnern durchgeführt werden, müssen beide gekoppelten Modelle ebenfalls auf einer solchen Maschine eigenständig betrieben werden können. Ein modernen Großrechner bietet dabei die Möglichkeit des parallelen Rechnens auf einer großen Anzahl von Prozessoren (CPUs), auf die Rechenoperationen gleichzeitig aufgeteilt werden können. Dies hat zur Folge, dass die Rechenzeit für eine Simulation stark reduziert werden kann. Paralleles Rechnen auf verschiedenen Prozessoren erfordert allerdings eine Kommunikation der einzelnen Prozessoren untereinander. Diese Kommunikation wird über das Message Passing Interface (MPI) geregelt. MPI kann dabei als eine Bibliothek von Funktionen angesehen werden, anhand derer Nachrichten zwischen Prozessoren ausgetauscht werden können (Gropp et al., 1996). Um ein Programm auf einem Großrechner betreiben und seine Rechenoperationen auf einzelne CPUs aufteilen zu können, müssen deshalb entsprechende MPI-Befehle in den Quellcode des Programms eingearbeitet werden. Dieser Vorgang wird Parallelisierung genannt.

In regionalen Klimasimulationen wird der Atmosphärenzustand eines Teils der Erde berechnet. Dafür wird über die Atmosphäre in dieser Region ein numerisches dreidimensionales Gitternetz gelegt. Bei einem nicht parallelisierten Klimamodell werden die atmosphärischen Gleichungen für alle Gitterpunkte des Modellgebiets sequentiell auf einer CPU gelöst. Aufgrund des feinmaschigen Gitternetzes bei der regionalen Klimamodellierung und den dadurch zahlreichen Rechenprozessen, resultiert daraus eine sehr lange Rechenzeit. Durch die Nutzung von Parallelrechnern können die Rechenoperationen allerdings auf mehrere CPUs gleichzeitig verteilt werden. Die sinnvollste Methode, diese Aufteilung vorzunehmen ist, das Modellgebiet auf die Anzahl der zur Verfügung stehenden CPUs aufzusplitten. Das heißt, jede verwendete CPU muss nur die atmosphärischen Gleichungen eines gewissen Teilgebiets lösen. Da die Atmosphäre allerdings ein dynamisches System darstellt, müssen diese einzelnen Prozessoren, zur korrekten Lösung der Gleichungssysteme eines Teilgebiets, Kenntnis von den atmosphärischen Bedingungen in den benachbarten Gebieten haben. Die jeweiligen CPUs müssen also miteinander kommunizieren können. Dafür werden im Rahmen der Parallelisierung jedem Teilgebiet sogenannte Prozesse zugeordnet. Alle Prozesse sind wiederum ein Teil des Hauptkommunikators und in diesem global definiert. Der Hauptkommunikator sammelt alle

Informationen der einzelnen Prozesse ein und verteilt sie wieder an die Prozesse, die diese Informationen benötigen. Zu Beginn einer Parallelisierung muss deshalb über einen entsprechenden MPI-Befehl der Hauptkommunikator definiert werden. In diesem Fall umfasst er die Summe aller Teilgebiete, also das komplette Modellgebiet der regionalen Klimasimulation. Im Anschluss daran kann die Anzahl der Prozesse über die Menge der zur Verfügung stehenden CPUs und dadurch die Größe der Teilgebiete bestimmt werden. Diesen Prozessen werden im Hauptkommunikator Indizes zugewiesen, sogenannte Ränge. Mit Hilfe dieser Ränge ist jeder Prozess eindeutig zuzuordnen. Durch entsprechende MPI-Befehle zum Senden und Empfangen im Quellcode werden dann die Informationen ausgewählt und ausgetauscht, die von anderen Prozessen benötigt werden.

Nach diesem Muster wurde auch die Parallelisierung von VEG3D vorgenommen. Eine Parallelisierung kann dabei als erfolgreich betrachtet werden, wenn die Simulationsergebnisse des parallelisierten Modells mit denen der unparallelisierten Version übereinstimmen. Um dies zu überprüfen, wurden Modellrechnungen, die Kohler et al. (2012) im Zuge der African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) (Redelsperger et al., 2006) für ein Gebiet in Mali mit der nicht parallelisierten Version von VEG3D durchgeführt haben, mit dem parallelisierten Programm nachmodelliert. Ergebnisse dieser beiden Simulationen für das Jahr 2006 sind in Abbildung 4.1 dargestellt.

Auf der linken Seite (a) sind die mittleren monatlichen Bodentemperaturen für drei unterschiedliche Bodentiefen sowie die Temperatur in der Vegetationsschicht abgebildet. Auf der rechten Seite (b) sind die relativen mittleren monatlichen Bodenfeuchten für die gleichen Schichten dargestellt. Zusätzlich ist in Schwarz die mittlere monatliche Niederschlagssumme dieses Gebiets zu sehen. Farblich sind die Simulationsergebnisse des unparallelisierten VEG3D Laufs gezeichnet. Die Ergebnisse der parallelisierten Version sind als gestrichelte, schwarze Linien abgebildet. Dabei ist zu erkennen, dass die Ergebnisse beider Läufe absolut identisch sind. Die parallelisierte Version von VEG3D liefert somit die exakt gleichen Ergebnisse wie das ursprüngliche, nicht parallelisierte Modell. Diese neu parallelisierte Version von VEG3D kann somit eigenständig auf einem Großrechner betrieben werden und dadurch über OASIS3-MCT mit COSMO-CLM gekoppelt werden. Die technische Umsetzung dieser Kopplung wird im folgenden Abschnitt näher beschrieben.

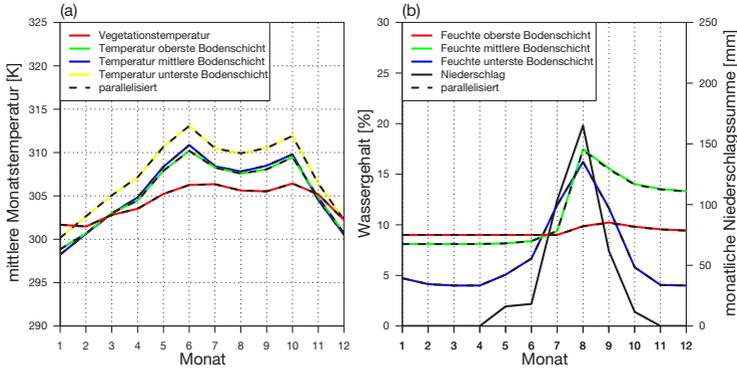


Abb. 4.1: Vergleich von Simulationsergebnissen der parallelisierten Version von VEG3D mit der unparallelisierten für die mittleren Monatstemperaturen (a) und die relativen Bodenwassergehalte (b) für ein Gebiet in Mali im Jahr 2006

## 4.2 Kopplung von COSMO-CLM mit VEG3D durch OASIS3-MCT

Die Aufgabe eines SVATs ist es, die Wechselwirkungen zwischen dem Boden, der Vegetation und der Atmosphäre innerhalb eines Klimamodells zu beschreiben (Abschnitt 3.2). Dabei werden atmosphärische Größen an das SVAT übergeben, die sich auf die Temperatur und den Feuchtegehalt des Untergrunds auswirken. Das SVAT simuliert daraufhin die Auswirkungen dieser äußeren Einflüsse auf den Zustand des Boden-Vegetation-Systems und teilt dem Atmosphärenmodell dessen Reaktion in Form turbulenter Wärmeflüsse mit.

In COSMO-CLM wird diese Funktion von TERRA-ML übernommen. Das SVAT liefert dem Klimamodell dabei die Temperatur  $T_{sfc}$  und den Feuchtegehalt  $q_{sfc}$  der Erdoberfläche. Auf Basis dieser Werte werden die turbulenten Wärmeflüsse zwischen dem Boden und der Atmosphäre mit Hilfe der turbulenten Transferkoeffizienten  $c_q$  und  $c_h$  ermittelt. Die Berechnung des fühlbaren Wärmestrom  $H_{cos}$  wird durch Gleichung [3.43] vollzogen. Der latente Wärmefluss  $V_{cos}$  wird über die Gleichung [3.44] beschrieben.  $c_q$  und  $c_h$  aus diesen beiden Termen können dabei gleichgesetzt werden (Doms et al. (2011b)). Die Flüsse  $H_{cos}$  und  $V_{cos}$  werden in COSMO-CLM zur Lösung der Energiebilanzgleichungen der untersten atmosphärischen Gitterzellen verwendet (Abschnitt 3.1).

Im Zuge dieser Arbeit soll nun aber der Einfluss des Untergrundes auf die Genese des Westafrikanischen Monsuns genauer untersucht werden. Aus diesem Grund wird mit VEG3D ein weiteres SVAT an COSMO-CLM gekoppelt. Dabei muss VEG3D in der Kopplung die gleichen Aufgaben übernehmen wie zuvor TERRA-ML. D.h., es muss COSMO-CLM mit den turbulenten Wärmeflüssen die untere Randbedingung zur Lösung der Energiebilanzgleichungen zur Verfügung stellen. Dafür benötigt es zunächst allerdings die atmosphärischen Rahmenbedingungen von COSMO-CLM. Das sind in erster Linie der gefallene Niederschlag, die kurz- und langwellige Einstrahlung, der Bodendruck, die Windgeschwindigkeit in der untersten Atmosphärenschicht sowie die bodennahen Temperatur- und Feuchtwerte. Des Weiteren ist VEG3D auf Informationen über die Beschaffenheit der Vegetation angewiesen. Dies umfasst den Blattflächenindex und den Pflanzenbedeckungsgrad, sowie eine jahreszeitenabhängige Vegetationsfunktion  $x_{veg}$ , anhand derer in VEG3D diverse vegetationsabhängige Parameter beschrieben werden. Die Form dieser Vegetationsfunktion wird im Unterkapitel 4.3 genauer erklärt.

Der Austausch der Felder wird im Falle der Anwendung von VEG3D über OASIS3-MCT vollzogen (Abschnitt 3.3). Dafür werden sowohl im Quellcode von COSMO-CLM als auch von VEG3D Schnittstellen einprogrammiert, die eine Kommunikation beider Modelle mit der Kopplungssoftware ermöglichen. Das Interface ist dabei so programmiert, dass der Koppler zwischen COSMO-CLM und VEG3D geschaltet wird (Abbildung 4.2).

Sobald COSMO-CLM innerhalb eines Rechenzeitschritts an der Position angelangt ist, an der es normalerweise TERRA-ML aufruft, wird an dessen Stelle der OASIS-Koppler dazu geschaltet. COSMO-CLM schickt demnach die Felder nicht direkt an VEG3D, sondern zunächst an OASIS3-MCT. Die Kopplungssoftware interpoliert falls notwendig das gesendete Feld vom COSMO-Modellgitter auf das VEG3D-Modellgitter und übergibt es anschließend an das SVAT. Daraufhin startet VEG3D und berechnet die Reaktion des Bodens auf die atmosphärischen Einflüsse und gibt die für das SVAT notwendigen Felder am Ende des VEG3D Zeitschritts an OASIS3-MCT zurück. Der Koppler interpoliert dann wiederum diese Felder vom VEG3D-Modellgitter auf das COSMO-Gitter und schickt sie an das Atmosphärenmodell. Dieses kann schließlich, mit Hilfe der unteren Randbedingung aus dem SVAT, seine Berechnungen beenden.

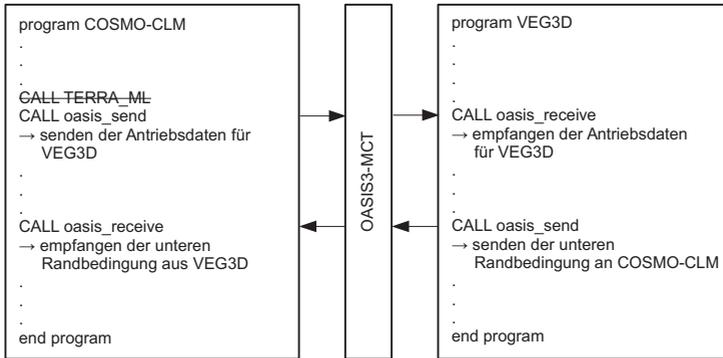


Abb. 4.2: Schematische Darstellung der COSMO-CLM-VEG3D Kopplung mit OASIS3-MCT

Beim nächsten Modellzeitschritt wiederholt sich dieser Kopplungsablauf erneut. In den durchgeführten Simulationen wird die so verlaufende Kommunikation der beiden Modelle über OASIS3-MCT synchron betrieben (Abschnitt 3.3).

Der Vorteil dieser Kopplungsart ist, dass beide Modelle eigenständig in unterschiedlichen horizontalen Auflösungen rechnen und dennoch miteinander kommunizieren können. In einer herkömmlichen Subroutinen-Kopplung ist dies nicht möglich. Durch OASIS3-MCT ergibt sich somit die Möglichkeit das SVAT höher aufgelöst zu betreiben als das Atmosphärenmodell. Die Heterogenität des Untergrundes, wie sie auf der regionalen Skala häufig zu beobachten ist, findet dadurch in den Simulationen eine deutlich stärkere Berücksichtigung. Der gleiche Effekt könnte mit einer Subroutinen-Kopplung, wie es mit TERRA-ML realisiert ist, nur erreicht werden, wenn auch das Atmosphärenmodell in hoher Auflösung rechnet. Dies ist jedoch sehr rechenzeitintensiv. Die OASIS3-MCT Kopplung eröffnet somit viele rechentechnische Möglichkeiten.

Der Großteil der Arbeit beschäftigt sich allerdings mit der Frage, wie die physikalischen Unterschiede zwischen den SVATs die Entwicklung des Westafrikanischen Monsuns beeinflussen. Um dieser Frage nachgehen zu können, müssen VEG3D und TERRA-ML das gleiche Modellsetup aufweisen. Nur wenn für beide SVATs die gleichen Rahmenbedingungen herrschen, können die Auswirkungen der strukturellen Unterschiede der Modelle auf das Monsunsystem adäquat untersucht werden. Deshalb werden in den meisten der durchgeführten

Simulationen die Möglichkeiten, die OASIS3-MCT bietet, zunächst nicht genutzt und VEG3D wird mit der gleichen Auflösung betrieben wie das Atmosphärenmodell. Jeder einzelne, horizontale Gitterpunkt von VEG3D entspricht daher einem horizontalen Gitterpunkt in COSMO-CLM. Interpolationen zwischen den einzelnen Modellgittern müssen somit nicht durchgeführt werden, wodurch die Vergleichbarkeit zwischen den TERRA-ML und den VEG3D Simulationen überall im Modellgebiet gegeben ist.

In Abschnitt 5.4 werden allerdings auch Simulationen beschrieben, bei denen VEG3D in einer höheren Auflösung betrieben wurde als COSMO-CLM. Dadurch soll die Sensitivität des Monsunsystems auf feinskalige Strukturen in der Vegetationsbedeckung und der Landnutzung untersucht werden. Die Auflösung des SVATs wird dafür auf  $0.22^\circ$  verfeinert. Da die Gitterpunkte von VEG3D in dieser Konfiguration nicht mehr auf den Gitterpunkten von COSMO-CLM liegen, müssen die ausgetauschten Felder durch OASIS3-MCT auf das jeweilige Gitter interpoliert werden. Dazu wird ein bilineares Interpolationsverfahren verwendet (Valcke et al., 2013).

Zu jedem Modellzeitschritt werden von COSMO-CLM die kurz- und langwellige Einstrahlung, die Niederschlagsmengen, der Bodendruck, die Windgeschwindigkeit sowie die Temperatur und Feuchtwerte der untersten Atmosphärenschicht an VEG3D gesendet. Der Blattflächenindex, der Pflanzenbedeckungsgrad und  $x_{veg}$  sind Größen, die nur in einem täglichen Intervall neu berechnet werden. Sie werden daher auch nur zu Beginn eines neuen Simulationstags ausgetauscht. VEG3D sendet wiederum die Oberflächentemperatur  $T_{sfcveg}$ , die Oberflächenalbedo, sowie den latenten ( $V_{veg}$ ) und den fühlbaren Wärmestrom ( $H_{veg}$ ) an COSMO-CLM. Über pflanzenbedeckten Gitterpunkten wird  $T_{sfcveg}$  dabei durch die Temperatur der Bestandsluft dargestellt. Über unbewachsenen Gebieten wird sie mit der Temperatur der obersten Bodenschicht gleichgesetzt. Liegt Schnee auf dem Gitterpunkt, wird die Temperatur der obersten Schneeschicht verwendet. Die spezifische Feuchte an der Oberfläche wird hingegen nicht mit ausgetauscht. Aus den Feldern, die VEG3D an COSMO-CLM übermittelt, werden dann die unteren Randbedingungen zur Lösung der Energiebilanzgleichung im Atmosphärenmodell abgeleitet. Diese Randbedingungen sind, wie bereits erwähnt, die turbulenten Wärmeflüsse zwischen dem Boden und der Atmosphäre. Im Standardmodell ermittelt COSMO-CLM diese Flüsse anhand des turbulenten Wärmetransferkoeffizienten  $c_h$  aus den durch TERRA-ML berechneten Bodentemperaturen und -feuchten (Gleichung [3.43] und [3.44]). Bei einer Kopplung

mit VEG3D müssen diese turbulenten Flüsse nun durch die Wärmeströme des SVATs ersetzt werden. Da COSMO-CLM seine Bilanzgleichungen allerdings auf Basis der Temperatur- und Feuchtwerte im Boden selbst löst, können die Flüsse aus VEG3D nicht ohne weiteres ins Atmosphärenmodell übernommen werden. Im Zuge der Kopplung müssen dem Klimamodell daher Bodentemperatur und -feuchtefelder zur Verfügung gestellt werden, aus denen es dann die Flüsse selbst berechnen kann. Da für die Berechnungen der Flüsse in VEG3D allerdings andere turbulente Transferkoeffizienten verwendet werden als in COSMO-CLM (Gleichung [3.19] und [3.20]), würde das Klimamodell aus den VEG3D Temperaturen und Feuchtegehalten, Wärmeflüsse berechnen, die sich völlig von den VEG3D Flüssen unterscheiden. Aus diesem Grund wird für die VEG3D Kopplung ein Ansatz gewählt, mit dem sicher gestellt werden kann, dass die in VEG3D erzielten Flüsse auch als untere Randbedingung in die Energiebilanzgleichung von COSMO-CLM eingehen.

Dafür wird in einem Zwischenschritt aus den gesendeten VEG3D Feldern ein neuer, turbulenter Transferkoeffizient für Wärme  $c_{hveg}$  berechnet. Dazu wird Gleichung [3.43] so umgeformt, dass mit Hilfe des sensiblen Wärmeflusses  $H_{veg}$  und der Oberflächentemperatur  $T_{sfcveg}$  aus dem SVAT ein VEG3D spezifischer turbulenter Wärmetransferkoeffizient  $c_{hveg}$  über

$$c_{hveg} = \frac{H_{veg}}{\rho |v| (T_{sfcveg} - T_a)} \quad [4.1]$$

abgeleitet werden kann. Mit Hilfe dieses neuen Transferkoeffizienten kann daraufhin aus dem latenten Wärmefluss  $V_{veg}$  eine neue spezifische Feuchte an der Oberfläche  $q_{sfcveg}$  nach

$$q_{sfcveg} = \frac{V_{veg}}{\rho c_{hveg} |v|} + q_v \quad [4.2]$$

ermittelt werden. Am Ende dieser Umformungen liegen COSMO-CLM schließlich ein VEG3D spezifischer Transferkoeffizient für die turbulente Wärme  $c_{hveg}$  und eine VEG3D spezifische Oberflächenfeuchte  $q_{sfcveg}$  vor. In Gleichung [4.1] eingesetzt ergibt sich aus der VEG3D Oberflächentemperatur  $T_{sfcveg}$  und dem neuen Transferkoeffizienten  $c_{hveg}$  der in VEG3D ermittelte fühlbare Wärmefluss  $H_{veg}$ . Setzt man die neu berechnete, spezifische Feuchte an der Oberfläche in Gleichung [4.2] ein, erhält man den in VEG3D erzielten latenten Wärmefluss

$V_{veg}$ . Auf diese Weise werden die in VEG3D berechneten turbulenten Wärmeströme als untere Randbedingung zur Lösung der Energiebilanzgleichung in COSMO-CLM verwendet.

### 4.3 Vegetationsfunktion

Der Zustand der Vegetation und deren Eigenschaften sind einem jahreszeitlichen Gang unterworfen. So verändern sich durch die verschiedenen Vegetationsphasen im Laufe des Jahres beispielsweise der Pflanzenbedeckungsgrad und der Blattflächenindex. Beide Größen stehen COSMO-CLM in jahreszeitabhängiger Form als Eingabedaten zur Verfügung. Innerhalb von VEG3D werden allerdings noch weitere vegetationsabhängige Parameter wie die Rauigkeitslänge, die aerodynamische Verdrängungshöhe, die Makroporosität und die Windgeschwindigkeit in Bestandeshöhe verwendet, wobei die Bestandeshöhe als Summe der Rauigkeitslänge und der aerodynamische Verdrängungshöhe definiert ist. Zu deren Berechnung wird eine jahreszeitenabhängige Vegetationsfunktion  $x_{veg}(J_d)$  benötigt, welche durch Braun (2005) in VEG3D implementiert wurde

$$x_{veg}(J_d) = \left( \frac{1 - \cos\left(\pi + 2\pi \frac{J_d - 210}{365}\right)}{2} \right)^2. \quad [4.3]$$

Diese Vegetationsfunktion beschreibt dabei eine vom Tag des Jahres ( $J_d$ ) abhängige Cosinuskurve, deren Werte zwischen 0 (Ende Januar) und 1 (Ende Juli) liegen. Im Winter erreichen die vegetationsabhängigen Parameter somit ihr Minimum, im Sommer ihr Maximum. Dieses Rechenverfahren wurde allerdings nur für Mitteleuropa entwickelt. Der jahreszeitliche Verlauf der Cosinusfunktion weist daher keine Abhängigkeit von der geographischen Breite auf, sodass er in dieser Form nur in den mittleren Breiten anwendbar ist. Zur Untersuchung des Einflusses der Vegetationseigenschaften auf die Ausprägung des Westafrikanischen Monsuns kann diese Funktion deshalb nicht genutzt werden. Aus diesem Grund wurde die Vegetationsfunktion von Braun (2005) durch eine breitenkreisabhängige Funktion (Gleichung [4.4]) ersetzt, die in INT2LM, dem Präprozessor für COSMO-CLM, implementiert ist. Eine detaillierte Beschreibung von INT2LM ist Schättler (2013) zu entnehmen.

$$x_{veg}(J_d) = \left( 1.12 \cdot \sin \left( \pi \frac{J_d(\lambda) - b_{veg}(\lambda)}{d_{veg}(\lambda)} \right) \right) \exp \left( 5e^{-9} g \zeta^2 \right), \quad [4.4]$$

wobei  $\zeta$  die Höhe der Erdoberfläche über dem Meer in Metern ist und  $g$  die Erdbeschleunigung.  $b_{veg}$  markiert den Beginn der Vegetationsperiode und  $d_{veg}$  deren Dauer in Tagen. Beide Größen sind von der geographischen Breite  $\lambda$  abhängig und werden sowohl für die nördliche als auch für die südliche Hemisphäre berechnet. Für die komplette Südhalbkugel wird der Beginn der Vegetationsperiode  $b_{veg}$  dabei um ein halbes Jahr verschoben. Die immergrünen Bereiche rund um den Äquator werden innerhalb eines Bandes von  $20^\circ$  nördliche Breite und  $20^\circ$  südliche Breite nochmals gesondert behandelt. In dieser Region nimmt  $x_{veg}$  ständig den Wert eins an, sodass eine ganzjährige Vegetationsperiode simuliert werden kann. Der jahreszeitliche Verlauf der nach Gleichung [4.4] neu berechneten Vegetationsfunktion  $x_{veg}$  ist in Abbildung 4.3, für ausgewählte geographische Breiten, dargestellt.

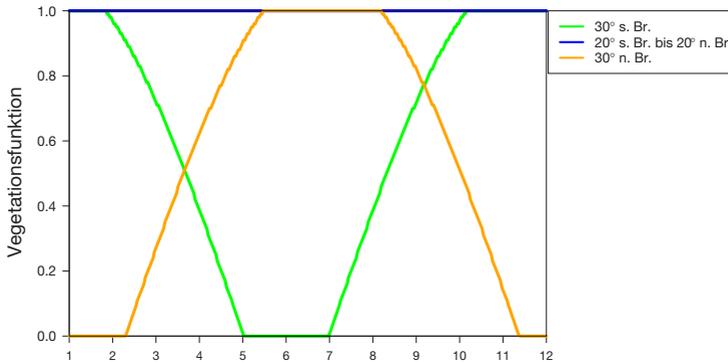


Abb. 4.3: Jahreszeitlicher Verlauf der Vegetationsfunktion  $x_{veg}$  für einen Bereich zwischen  $20^\circ$  nörd- und südlich des Äquators, sowie für  $30^\circ$  nördliche und südliche Breite

## 4.4 Modellgebiet

Der erste Schritt bei der Umsetzung regionaler Klimasimulationen ist die Definition des Modellgebiets. Da die Zielsetzung des DEPARTURE Projekts die Untersuchung der dekadischen Variabilität des Westafrikansichen Monsuns ist, sollte das Modellgebiet alle Regionen umfassen, innerhalb derer die zentralen Prozesse des Monsuns stattfinden. Darüber hinaus sollte die Größe des Gebiets so gewählt werden, dass der Einfluss des globalen Antriebs auf die Simulationsergebnisse möglichst gering gehalten wird (Seth und Giorgi, 1998). Im Rahmen des Coordinated Regional Climate Downscaling Experiments Africa (CORDEX-Africa) wurde ein Modellgebiet festgelegt (Panitz et al., 2014), das als Grundlage für das DEPARTURE Projekt dient. Am südlichen Rand durchschneidet die CORDEX-Modellgrenze allerdings das südatlantische Subtropenhoch. Dieses ist jedoch für die Entstehung der Passatwinde verantwortlich, aus welchen sich letztendlich die Monsunströmung entwickelt (Abschnitt 2.3). Um dieses subtropische Hoch über dem Atlantik zu erfassen, wurde das CORDEX-Africa-Modellgebiet nach Süden erweitert.

Ein weiteres Forschungsfeld innerhalb von DEPARTURE ist die Auswertung der Zugbahnen von Hurrikans über dem Atlantischen Ozean, die aus den AEWs über Nord- und Westafrika entstehen. Um auch diese Prozesse untersuchen zu können, wurde das CORDEX-Africa-Modellgebiet zusätzlich nach Westen erweitert. Das dadurch entstehende DEPARTURE-Modellgebiet erstreckt sich von  $60.28^{\circ}$ West bis  $60.28^{\circ}$ Ost und  $45.32^{\circ}$ Süd bis  $45.32^{\circ}$ Nord und ist in Abbildung 4.4 dargestellt. Für die Evaluierung der regionalen Klimasimulationen über Westafrika wurden drei Untersuchungsgebiete definiert. Diese basieren auf der Arbeit von Nicholson und Palao (1993), die zeigen, dass sich in diesen Regionen während des Monsuns homogene Niederschlagsmuster ausbilden. Die Regionen werden in dieser Arbeit mit Westlicher Sahel (WS), Zentraler Sahel (CS) und Guineaküste (GC) bezeichnet. Ihre Lage ist in Abbildung 4.4 eingezeichnet. Die dargestellten Ergebnisse der Klimasimulationen in Kapitel 5 und 6 beziehen sich stets auf diese Untersuchungsgebiete.

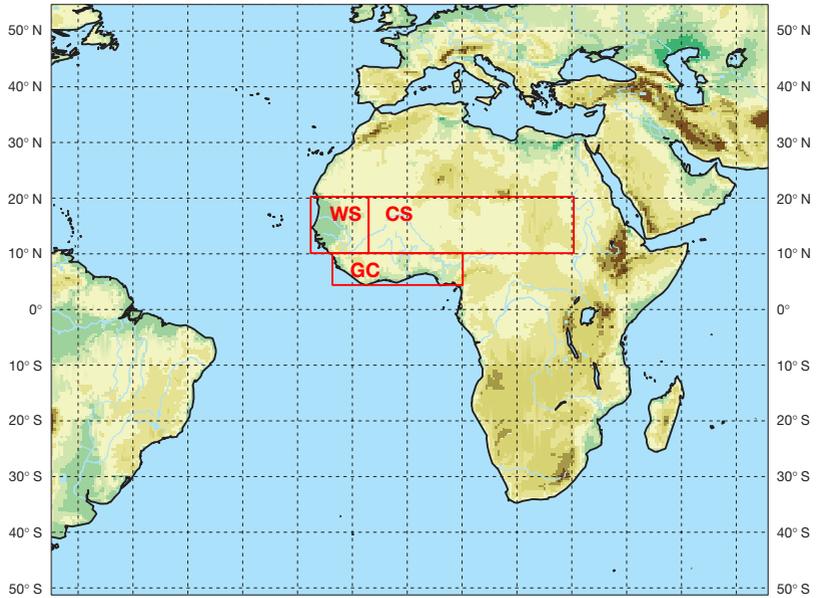


Abb. 4.4: DEPARTURE Modellgebiet mit eingezeichneten Untersuchungsgebieten (rote Rechtecke) nach Nicholson und Palao (1993): Westlicher Sahel (WS), Zentraler Sahel (CS) und Guineaküste (GC)

## 4.5 Modellkonfiguration

Die Klimasimulationen im Rahmen dieser Dissertation werden mit dem Regionalen Klimamodell COSMO-CLM (Version 4.21-CLM-2) durchgeführt. Als Antriebsdaten werden sowohl Reanalysen (ERA-Interim) des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) (Dee et al., 2011), als auch die Ergebnisse globaler Klimasimulationen des gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodells MPI-ESM-LR genutzt (Müller et al., 2012). Die Auflösung von COSMO-CLM beträgt dabei  $0.44^\circ$ , was einer Gitterweite von etwa 50km entspricht. Dadurch umfasst das DEPARTURE Modellgebiet 275 Gitterpunkte in Ost-West Richtung und 207 von Nord nach Süd. In der Vertikalen wird die Atmosphäre in 35 Schichten aufgeteilt. Die Modellobergrenze liegt bei 30km über Meeresniveau. Der Boden ist in zehn Schichten unterteilt, deren Schichtmittelpunkte in 0.005m, 0.025m, 0.07m, 0.16m, 0.34m, 0.7m, 1.42m, 2.86m, 5.74m und 11.5m liegen. Der untere Rand des Bodenmodells ist in einer Tiefe von 15.34m. Der Rechenzeitschritt beträgt 240 Sekunden. Als COSMO-Modelleinstellung wird die CORDEX-Africa-Konfiguration verwendet, die für die Bedingungen in Afrika kalibriert und validiert ist (Panitz et al., 2014). Dies umfasst das Strahlungsschema nach Ritter und Geleyn (1992), die Konvektionsparametrisierung nach Tiedtke (1989), sowie das Turbulenzschema nach Raschendorfer (2001). Die Wolkenmikrophysik basiert auf dem Kessler-Schema (Kessler, 1969), das um ein Schema zur prognostischen Behandlung von Wolkeneis erweitert wurde (Doms et al., 2011b).

Bei einer Kopplung von COSMO-CLM mit VEG3D müssen spezifische Bodentyp- und Landnutzungsdaten für das SVAT bereitgestellt werden. Die entsprechenden Landnutzungsklassen werden für das Modellgebiet mit Hilfe des GLC2000 Datensatzes (Bartholome und Belward, 2005) erstellt. Die verwendeten Bodentypen werden aus dem ECOCLIMAP-2 Datensatz abgeleitet (Kaptue Tchuente et al., 2010). Eine detaillierte Beschreibung dieser Verfahren ist Meissner (2008) zu entnehmen.



## **5 Sensitivitätsanalysen für ein charakteristisches Jahr des Westafrikanischen Monsuns**

Die Variabilität des Westafrikanischen Monsuns ist eng mit den Wechselwirkungen zwischen dem Boden, der Vegetation und der Atmosphäre verbunden. Ein dekadisches Vorhersagesystem sollte daher in der Lage sein, diese Prozesse möglichst realistisch abzubilden. Damit dies aber gelingen kann, müssen zunächst diejenigen Prozesse identifiziert und verstanden werden, die überhaupt einen Einfluss auf die Ausprägung des Westafrikanischen Monsuns haben. Eine Möglichkeit dies zu untersuchen besteht darin, die Behandlung der Austauschprozesse zwischen Oberfläche und Atmosphäre im Klimamodell im Rahmen von Sensitivitätsstudien zu variieren. Innerhalb eines Klimamodells werden diese Wechselwirkungen in einem SVAT beschrieben. Aus diesem Grund wurden mit TERRA-ML (Abschnitt 3.2.2) und VEG3D (Abschnitt 3.2.1) zwei unterschiedliche SVATs an das Klimamodell COSMO-CLM gekoppelt (Abschnitt 4.2). Da bei diesen Sensitivitätsstudien alle Rahmenbedingungen identisch sind, können Differenzen in den durchgeführten Klimasimulationen nur von Unterschieden innerhalb der Boden-Vegetations-Modelle hervorgerufen werden. Kennt man gleichzeitig diese Unterschiede kann man diejenigen Prozesse identifizieren, die die Veränderungen in den Klimasimulationen herbeiführen und deren Sensitivität auf das Monsunsystem bestimmen.

Im folgenden Kapitel wird die Durchführung und Auswertung dieser Sensitivitätsanalysen anhand eines exemplarischen Jahres geschildert. Zunächst wird dabei auf die Auswahl des Simulationszeitraums genauer eingegangen. Im Anschluss daran werden die Referenzsimulationen mit TERRA-ML und VEG3D für diese Zeitspanne beschrieben und deren Ergebnisse miteinander verglichen. Die Differenzen, die dabei zwischen den Simulationsergebnissen auftreten, werden dann anhand der Unterschiede zwischen den beiden Boden-Vegetations-Modellen erklärt. Ein Hauptaugenmerk liegt dabei auf den Auswirkungen der

Oberflächentemperaturen auf die Lage des AEJs. Ein weiterer wichtiger Punkt ist der Einfluss der Wurzeltiefen, die in beiden SVATs unterschiedlich behandelt werden, auf die Simulationsergebnisse. Um deren Beitrag an den Abweichungen zwischen den Simulationen genauer bestimmen zu können, werden diese in der Sensitivitätsstudie variiert. Die Folgen dieser Variation auf die Simulationsergebnisse und welche Prozesse daraus abzuleiten sind, nimmt einen großen Teil des folgenden Kapitels ein. Anschließend werden des Weiteren die Einflüsse einer veränderten Pflanzenbedeckung, der Modellauflösung sowie des Bodenkatasters auf den Westafrikanischen Monsun näher erläutert.

## 5.1 Referenzsimulationen mit TERRA-ML und VEG3D

Im Rahmen der Sensitivitätsanalysen soll nun der Einfluss des Systemkomplexes Boden-Vegetation-Atmosphäre auf das Westafrikanische Monsunsystem näher untersucht werden. Dafür werden COSMO-CLM Simulationen gekoppelt mit TERRA-ML oder VEG3D durchgeführt. Um die Auswirkungen der unterschiedlichen SVATs auf die Simulationsergebnisse genau bestimmen zu können, sollten die regionalen Simulationen mit möglichst realitätsnahen Randbedingungen angetrieben werden. Diese Randbedingungen können Reanalysedatensätze liefern. Reanalysen sind numerische Klimasimulationen, bei denen weltweite Beobachtungsdaten für Atmosphäre, Land und Ozean aus Wetterstationen, Radiosondenaufstiegen und Satellitenmessungen zu jedem Zeitschritt ins Modell assimiliert werden. Durch die Assimilation dieser punktuellen Informationen in das Klimamodell kann der dreidimensionale Zustand der Atmosphäre physikalisch konsistent berechnet werden (Dee et al., 2011). Die Resultate dieser globalen Reanalysen liefern somit die bestmöglichen vergangenen Atmosphärenverhältnisse, die mit heutigen Mittel berechnet werden können. Für diese Sensitivitätsstudie wurden die Europäischen Reanalysen des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) als Antriebsdaten verwendet. An den Rändern des Modellgebiets dienen sie dabei als seitliche, über Meeresgebieten als untere Randbedingung.

Der Boden ist ein träges Medium, in dem Transportprozesse im Vergleich zur Atmosphäre sehr langsam ablaufen. Die Reaktionszeit tiefer Bodenschichten auf Veränderungen atmosphärischer Bedingungen kann dementsprechend sehr lang sein. Dies bedeutet allerdings auch, dass sich Ungenauigkeiten im Bodenzustand

langfristig in den Simulationsergebnisse niederschlagen können (Pielke et al., 1999). So können z.B. Ungenauigkeiten bei der Initialisierung des Bodens zu einer Art Initialisierungsschock führen, der noch über Jahre in den Simulationen nachwirkt (Dirmeyer, 2001). Deshalb wird im Vorlauf einer Klimasimulation der Boden in der Regel eingeschwungen. Dabei wird die Klimasimulation einige Jahre vor Beginn des eigentlichen Simulationsstartes in Gang gesetzt. Dadurch wird dem Boden genug Zeit gegeben auf die Initialisierung zu reagieren, bis er sein dynamisches Gleichgewicht erreicht. Die Reaktionen des Bodens auf Änderungen in der Atmosphäre können dann realistischer beschrieben werden. Aus diesem Grund wird auch im Vorfeld dieser Sensitivitätsanalysen der Boden eingeschwungen. Normalerweise werden als Einschwingdauer drei Jahre veranschlagt. Khodayar et al. (2014) konnte allerdings zeigen, dass es einige Regionen auf der Welt gibt, bei denen sich die Initialisierung deutlich länger auf die Modellergebnisse auswirkt. Daher wurde in der vorliegenden Arbeit, als erster Schritt, ein langer transienter Lauf von 1958 bis 2010 durchgeführt. Für den Zeitraum von 1958 bis 1978 wurden ERA-40 Daten (Uppala et al., 2005) als seitliche Randbedingung genutzt. Ab 1979 liegen Daten des Nachfolgeprodukts ERA-Interim vor, in dem fortgeschrittenere Assimilationsmethoden und ein weiter entwickeltes Modellsystem verwendet wird (Dee et al., 2011). Deshalb wird die Simulation ab 1979 mit ERA-Interim Daten angetrieben. Der vollständige transiente Lauf beginnt also 1958 und somit acht Jahre vor der ersten Untersuchungsdekade. Die eingeschwungenen Bodenbedingungen aus diesem Lauf können dadurch als ideale Anfangsbedingungen für die späteren dekadischen Läufe genutzt werden. Zieht man eine Einschwingphase von drei Jahren ab, ermöglicht dieser transiente Lauf, dass für jeden Zeitpunkt zwischen 1961 und 2010 eingeschwungene Bodenverhältnisse vorliegen. Die Kriterien, nach denen das Simulationsjahr für die Sensitivitätsstudien ausgesucht wurde, werden im folgenden Abschnitt beschrieben.

### **5.1.1 Auswahl des Simulationszeitraums**

Das wohl einschneidendste klimatische Ereignis des vergangenen Jahrhunderts in Westafrika war die Saheldürre. Seit Ende der 1960er Jahre bis Ende der 1990er Jahre lagen dabei die mittleren Jahresniederschläge zumeist unter dem langjährigen Mittel von 1950-2010 (Abbildung 5.1). Es ist aus diesem Grund ein zentrales Forschungsziel des DEPARTURE-Projekts, ein Verständnis für

die Prozesse zu entwickeln die zu einer Vorhersagbarkeit solcher Dürrephasen führen. Der Simulationszeitraum für die Sensitivitätsanalysen sollte aus diesem Grund innerhalb der Saheldürre, also zwischen 1966 und 2000 liegen. Darüber hinaus sollte der Simulationszeitraum repräsentativ für die gesamte Saheldürre sein. Extrem trockene, aber auch feuchtere Jahre sollten deshalb nicht ausgewählt werden. Die durchschnittliche negative monatliche Abweichung der Monsunniederschläge vom langjährigen Mittel während der Saheldürre liegt bei 10mm (abgeleitet aus Abbildung 5.1). Die Jahre 1979 und 1995 können aus diesem Grund als repräsentativ eingestuft werden.

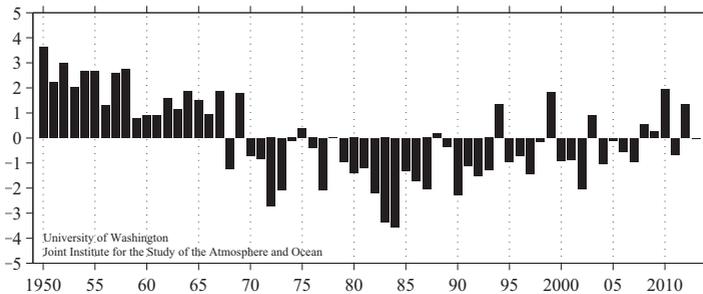


Abb. 5.1: Niederschlagsanomalien im Sahel zwischen 1950-2013 in [cm/Jahr]. Die Abbildung wurde vom Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Ocean (doi:10.6069/H5MW2F2Q) erstellt und übernommen

Da das Jahr 1979 alle erwähnten Anforderungen erfüllt und im selben Jahr der atmosphärische Antrieb des transienten Klimalaufes von ERA40 auf ERA-Interim umgestellt wurde, bietet es sich technisch an, das Jahr 1979 als Zeitraum für die Sensitivitätsstudien zu verwenden. Die Simulationsergebnisse, die in den folgenden Unterkapiteln beschrieben und diskutiert werden, beziehen sich daher alle auf dieses eine Untersuchungsjahr.

## 5.1.2 Ergebnisse

### 2-Meter Temperaturen

Als erstes wurde im Rahmen der Sensitivitätsanalysen ein eingeschwungener ERA-Interim getriebener COSMO-CLM Lauf, gekoppelt mit TERRA-ML, im DEPARTURE-Modellgebiet (Abschnitt 4.5) für das Jahr 1979 durchgeführt. In

der Folge wird diese gekoppelte Simulation TERRA-ML Lauf genannt. Anschließend wurde ein COSMO-CLM Lauf gekoppelt mit VEG3D gerechnet, wobei sich alle Anfangs- und Randbedingungen sowie die COSMO-CLM Konfigurationen nicht von den Bedingungen des TERRA-ML Laufes unterscheiden. Diese Simulation wird fortan VEG3D Lauf genannt. Die Ergebnisse dieser beiden Simulationen für die drei Auswertgebiete Westlicher Sahel (WS), Zentraler Sahel (CS) und Guinea Küste (GC), werden in den nächsten Abschnitten beschrieben.

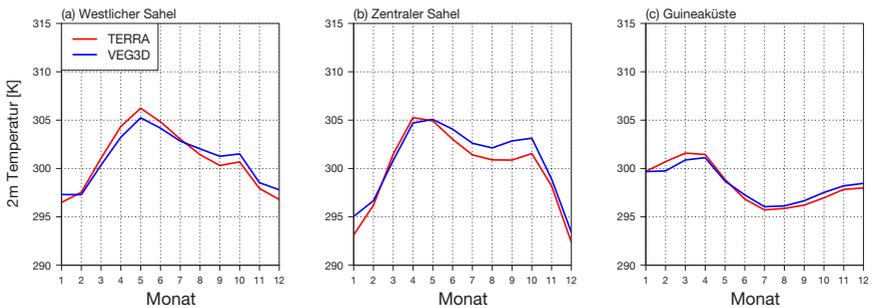


Abb. 5.2: Mittlere monatliche 2-Meter Temperaturen in [K] im Westlichen Sahel (a), Zentralen Sahel (b) und an der Guineaküste (c). Die Ergebnisse für das Jahr 1979 sind für TERRA-ML (rot) und VEG3D (blau) dargestellt.

Abbildung 5.2 zeigt die dabei simulierten mittleren monatlichen 2-Meter Temperaturen für das Jahr 1979. In rot sind die Simulationsergebnisse für den TERRA-ML Lauf dargestellt, in blau die Resultate für die VEG3D Simulation. Dabei fällt auf, dass die simulierte Temperaturkurve der VEG3D Rechnung in allen drei Untersuchungsgebieten viel gedämpfter verläuft, als die des TERRA-ML Laufs. D.h., die Temperaturen in VEG3D steigen in der wärmsten Zeit des Jahres, am Ende der Trockenzeit (WS und CS: April/Mai, GC: März/April Abschnitt 2.3), nicht so stark an wie in TERRA-ML. Gleichzeitig sinken sie in den kälteren Monaten, während und nach dem Einsetzen des Monsuns, nicht so stark ab. Besonders in den Sahelregionen ist diese abgeschwächte Amplitude klar zu erkennen. Hier tritt der Unterschied zwischen den Simulationen deutlich über das ganze Jahr hinweg auf. Vor allem die starke Abweichung zwischen VEG3D und TERRA-ML im Zentralen Sahel, ab Mitte des Jahres, fällt dabei ins Auge. Dieses veränderte Verhalten von VEG3D gegenüber TERRA-ML zeigt, wie sehr die Simulationsergebnisse dort vom verwendeten SVAT-Modell

abhängen. Daraus lässt sich schließen, dass die bodennahen Temperaturen im Sahel sehr sensitiv auf die Wechselwirkungen zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre reagieren. Ähnliches ist für die Trockenzeit an der Guineaküste zu sagen. Während des Monsuns ist der Einfluss dieser Wechselwirkungen dort jedoch sehr gering, weshalb sich die Simulationsergebnisse zu dieser Zeit nur geringfügig unterscheiden. Wie es für die restliche Zeit des Jahres allerdings zu dem großen Einfluss der Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen auf die Klimabedingungen in Westafrika kommt, soll in den folgenden Unterkapiteln näher untersucht werden. Der auffälligste Unterschied zwischen den Modellen ist dabei die gedämpftere Temperaturkurve im Jahresverlauf der VEG3D Simulation. Diese Differenzen in den Simulationsergebnissen können nur durch den unterschiedlichen strukturellen Aufbau beider SVATs verursacht werden. Die bedeutendsten Unterschiede zwischen den Modellen, die Einfluss auf die Temperaturentwicklung haben können, sind die unterschiedlichen Parametrisierungen der Bodenwärmeleitfähigkeit, sowie die voneinander abweichende Behandlung der Vegetation (Abschnitt 3.2.3). Die Auswirkungen dieser Faktoren auf die zeitliche Entwicklung der Temperaturkurve soll im Folgenden näher besprochen werden.

### **Bodenwärmeleitfähigkeit**

Die Wärmeleitfähigkeit des Bodens kann einen großen Einfluss auf den zeitlichen Verlauf der Bodentemperaturen haben. So führt eine hohe Leitfähigkeit dazu, dass die an der Oberfläche ankommende Strahlungsenergie absorbiert und schnell in tiefere Bodenschichten geleitet wird. Der Boden erwärmt sich dadurch rascher bis in größere Tiefen. Eine geringe Wärmeleitfähigkeit hat den gegenteiligen Effekt. Die Bodenwärmeleitfähigkeit ist dabei stark vom Wassergehalt des Bodens abhängig. Ist der Feuchtegehalt hoch, steigt auch die Leitfähigkeit des Bodens an. Ist der Boden trocken, wird die Wärmeleitfähigkeit reduziert. Innerhalb von VEG3D wird diese Bodenwärmeleitfähigkeit deshalb nach dem Ansatz von Johansen (1977) abhängig vom Wassergehalt parametrisiert (Abschnitt 3.2.1). Dies hat zur Folge, dass sich bei der Verwendung von VEG3D der Boden im Jahresverlauf unterschiedlich schnell erwärmt und abkühlt. In TERRA-ML hingegen ist die Wärmeleitfähigkeit des Bodens eine zeitlich konstante Größe (Abschnitt 3.2.2). Die Leitfähigkeit des Bodens verändert sich somit im Jahresverlauf nicht. Auf Westafrika übertragen bedeutet dies, dass

TERRA-ML während der Trockenzeit (Januar - Mai), wenn der Bodenwassergehalt sehr gering ist, die Wärmeleitfähigkeit gegenüber VEG3D überschätzt. Die an der Oberfläche verfügbare Energie müsste in TERRA-ML daher rascher weiter geleitet werden, wodurch sich der Boden bis in tiefere Schichten erwärmen würde. Im Laufe der Regenzeit (Mai - Oktober) erhöht sich durch die Monsunniederschläge der Wassergehalt des Bodens. TERRA-ML verwendet zu dieser Zeit eine geringere Bodenleitfähigkeit als VEG3D. Die hohen Temperaturen die im tiefen Boden der TERRA-ML Simulation während der Trockenzeit entstehen, müssten sich demnach in der nachfolgenden Regenzeit länger auf diesem hohen Niveau halten und langsamer abkühlen als der VEG3D Boden. Der Boden müsste daher zur Regenzeit vergleichsweise mehr Wärme an die Atmosphäre abgeben, sodass die bodennahen Temperaturen höher liegen sollten als in VEG3D. Demzufolge müsste die zeitlich konstante Bodenwärmeleitfähigkeit in TERRA-ML zu einer gedämpfteren Temperaturkurve führen als in VEG3D. Da dies in den Simulationen allerdings nicht zu beobachten ist (Abbildung 5.2), können diese unterschiedlichen Parametrisierungen nicht für die Abweichungen im Temperaturverlauf verantwortlich sein. Diese theoretischen Überlegungen werden durch die Abbildungen 5.3 und 5.4 unterstrichen.

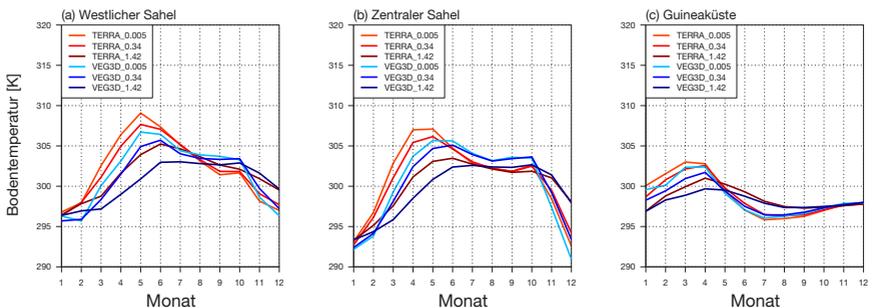


Abb. 5.3: Mittlere monatliche Bodentemperaturen in [K] im Westlichen Sahel (a), Zentralen Sahel (b) und an der Guineaküste (c). Die Ergebnisse in unterschiedlichen Tiefen (0.005m, 0.34m und 1.42m) für das Jahr 1979 sind für TERRA-ML (rot) und VEG3D (blau) dargestellt.

Abbildung 5.3 zeigt die Bodentemperaturen in drei unterschiedlichen Tiefen für die TERRA-ML Simulation (rot) und für den VEG3D Lauf (blau). Während der Trockenperiode sind in TERRA-ML die höheren Bodentemperaturen in den

Sahelregionen klar zu erkennen, gleichzeitig ist allerdings eine starke Abnahme der Temperaturen in der zweiten Jahreshälfte zu verzeichnen. Der Boden kühlt sich somit in TERRA-ML, trotz geringerer Bodenwärmeleitfähigkeit, schneller ab als in VEG3D.

In einen weiteren TERRA-ML Lauf wird der Ansatz von Johansen (1977) in das Modell eingebaut. Die Ergebnisse dieser Simulation werden in Abbildung 5.4 mit den beiden bisher gezeigten Simulationen verglichen. Die Parametrisierungen der Bodenwärmeleitfähigkeit sind in dem neuen TERRA-ML Lauf und VEG3D somit identisch. Für den Fall, dass die Bodenwärmeleitfähigkeit die Unterschiede in den Temperaturkurven hervorrufen würde, müssten diese beiden Simulationen einen ähnlich gedämpften Verlauf aufweisen. Dies ist jedoch nicht zu beobachten. Im Laufe des Monsuns fällt im veränderten TERRA-ML Lauf die Temperatur im Sahel sogar stärker ab als in der Standard-Simulation. Die Parametrisierung der Bodenwärmeleitfähigkeit kann daher nicht als Begründung für die gedämpftere Temperaturkurve in VEG3D, im Vergleich zu TERRA-ML, herangezogen werden. Andere Unterschiede im Modellaufbau zwischen den beiden SVATs müssen somit für dieses Verhalten verantwortlich sein.

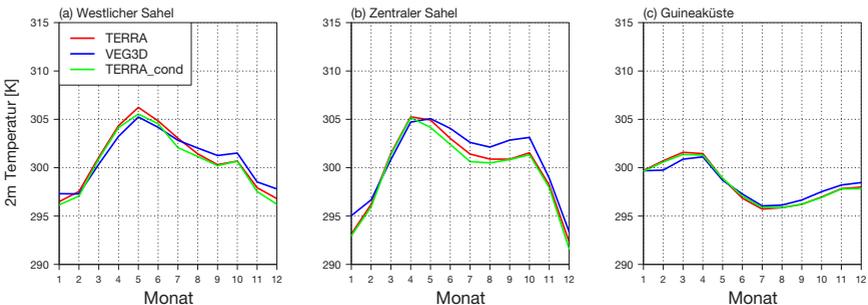


Abb. 5.4: Mittlere monatliche 2-Meter Temperaturen in [K] im Westlichen Sahel (a), Zentralen Sahel (b) und an der Guineaküste (c). Die Ergebnisse für TERRA-ML (rot), VEG3D (blau) und TERRA-ML mit der Johansen-Parametrisierung (grün) sind für das Jahr 1979 abgebildet.

## Abschattung durch Vegetation

Im strukturellen Aufbau von VEG3D ist die Berücksichtigung einer expliziten Vegetationsschicht, über welche die Austauschprozesse zwischen dem Untergrund und der Atmosphäre berechnet werden (Abschnitt 3.2.3), der wohl wichtigste Unterschied zu TERRA-ML. Die Vegetationsschicht beeinflusst durch Abschattungsprozesse die Strahlungsbilanz der Oberfläche und reguliert somit den Energieeintrag in den Boden (Meissner, 2008). Dabei wird in Zeiten mit hohem Strahlungseintrag, wie es z.B während der Trockenzeit durch die geringe Wolkenbedeckung der Fall ist, die Strahlungsenergie durch Abschattung abgeschwächt (Gleichung [3.27]). In Folge erhitzt sich die Oberfläche nicht so stark wie in TERRA-ML, das keine Vegetationsschicht besitzt, sodass die gesamte Strahlungsenergie auf den Boden trifft. Während und nach den Monsunmonaten, wenn der Eintrag der Strahlungsenergie zunächst durch Bewölkung und später durch einen niedrigeren Sonnenstand reduziert ist, bewahrt die explizite Vegetationsschicht den Boden vor einer zu starken Abkühlung. Die Eigenschaften der Vegetation verändern demnach nicht nur die kurzweilige, sondern auch die langweilige Strahlungsbilanz (Gleichung [3.28]). Dies hat zur Folge, dass in den kühleren Monaten die langweilige Ausstrahlung der Oberfläche in VEG3D verringert wird, wodurch der Boden weit weniger stark auskühlt als in TERRA-ML Simulationen. Das Ergebnis dieser Regulierung der Strahlungsbilanz kann in den gedämpften Temperaturkurven aller drei Untersuchungsgebiete in Abbildung 5.2 beobachtet werden.

Vergleicht man diese Simulationen mit den Ergebnissen, die Meissner (2008) bei einem Modellvergleich zwischen TERRA-ML und VEG3D für Mitteleuropa erzielte, so fällt auf, dass die Unterschiede in den Temperaturkurven beider SVATs in Mitteleuropa nicht so ausgeprägt sind wie im Sahel. Der Einfluss der durch die explizite Vegetationsschicht in VEG3D verursachten Abschattung auf die Simulationsergebnisse in Westafrika ist somit stärker als in Mitteleuropa. Dies erscheint auf den ersten Blick überraschend, da die Sahelzone eine vergleichsweise dünnere Vegetationsdecke aufweist als Mitteleuropa. Tabelle 5.1 gibt die mittleren jährlichen Pflanzenbedeckungsgrade für den Sahel und Mitteleuropa, abgeleitet aus dem ECOCLIMAP-2 Datensatz, an (Kaptue Tchunte et al., 2010). Daraus ist zu entnehmen, dass die Vegetationsbedeckung im Sahel im Mittel bei 40% liegt. In Mitteleuropa ist wiederum ein mittlerer Bedeckungsgrad von 70% zu verzeichnen. Es wäre daher zu erwarten, dass der Einfluss der Pflanzenab-

schattung auf die Strahlungsbilanz in Westafrika nicht so bedeutend sein kann, wie man es in Mitteleuropa erwartet. Ein Blick auf die simulierten Temperaturen in Abbildung 5.2 zeigt jedoch die dämpfende Wirkung der Vegetationsdecke besonders im Sahel auf. Bei dieser Betrachtung darf allerdings nicht vergessen werden, dass der Eintrag an Strahlungsenergie auf die Erdoberfläche nicht nur vom Pflanzenbedeckungsgrad abhängig ist, sondern in erster Linie vom Betrag der Globalstrahlung. Die mittlere jährliche Globalstrahlung liegt im Sahel bei ca.  $260 \text{ W/m}^2$  (abgeleitet aus Gupta et al. (2006) für den Zeitraum 1983 bis 2007). Diese ist durch den höheren Sonnenstand und die verringerte Wolkenbedeckung, im Vergleich zu Mitteleuropa (ca.  $120 \text{ W/m}^2$ ) mehr als doppelt so hoch. Eine Pflanzenbedeckung von 40% im Sahel hat somit zur Folge, dass ca.  $104 \text{ W/m}^2$  der einkommenden Strahlungsenergie durch die Vegetation beeinflusst werden. In Mitteleuropa treffen bei einem Bedeckungsgrad von 70% hingegen nur ca.  $84 \text{ W/m}^2$  auf Vegetation, also eine um ca. 20% geringere Strahlungsmenge. Die dämpfende Wirkung der expliziten Vegetationsschicht ist daher etwas geringer als in Westafrika. Dies unterstreicht somit die Bedeutung der Vegetation und deren Wechselwirkungen mit der Atmosphäre für diese Region der Erde, worauf bereits Koster et al. (2004) hinweist.

Tab. 5.1: Mittlerer jährlicher Pflanzenbedeckungsgrad und mittlere jährliche Globalstrahlung in [ $\text{W/m}^2$ ] im Sahel und in Mitteleuropa

	Sahel	Mitteleuropa
Pflanzenbedeckungsgrad (nach ECOCLIMAP-2)	40%	70%
Globalstrahlung (nach Gupta et al. (2006))	$260 \text{ W/m}^2$	$120 \text{ W/m}^2$
Durch Vegetation beeinflusste Strahlungsmenge	$104 \text{ W/m}^2$	$84 \text{ W/m}^2$

Aber auch innerhalb Westafrikas gibt es Regionen, bei denen der Einfluss der Vegetationsschicht durch Abschattung größer ist als in anderen. In der Sahelzone z.B. ist die Temperaturkurve in VEG3D während des Monsuns sehr stark gedämpft. Die Simulationsergebnisse zwischen TERRA-ML und VEG3D unterscheiden sich deshalb deutlich ab Mitte des Jahres. An der Guineaküste sind die Unterschiede zwischen den Temperaturen zur gleichen Zeit jedoch weitaus geringer. Der Einfluss der Vegetationsschicht auf die Simulationsergebnisse ist in dieser Region demnach nicht so hoch wie in der Sahelzone. Der Grund dafür liegt in diesem Fall an den regional unterschiedlichen Strahlungsbilanzen in

Zeiten des Monsuns. Während am Golf von Guinea die Wolkendecke sehr dicht ist, bedecken die Wolken den Sahel im Mittel mit nur ca. 50% (Abbildung 5.5).

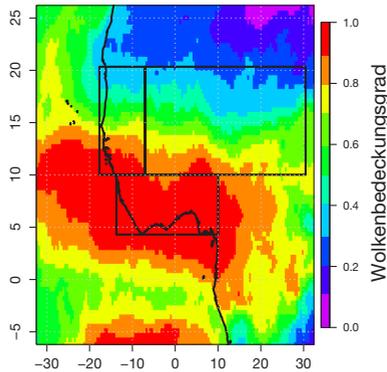


Abb. 5.5: Relativer Wolkenbedeckungsgrad simuliert mit COSMO-CLM gekoppelt mit TERRA-ML im September 1979 in Westafrika (Abweichungen zu einem COSMO-CLM gekoppelt mit VEG3D sind zu vernachlässigen). Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

An der Guineaküste wird somit ein Großteil der ausgehenden langwelligen Strahlung durch die Bewölkung absorbiert und über erhöhte Gegenstrahlung zur Oberfläche transportiert. Die Auskühlung des Bodens durch Ausstrahlung wird dadurch reduziert. Die Temperaturkurve erfährt zur Regenzeit also eine gewisse Dämpfung. Dieser Effekt tritt in beiden Modellen auf. D.h., auch in der TERRA-ML Simulation werden die bodennahen Temperaturen auf einem höheren Niveau gehalten. Ein ähnlicher Effekt wie ihn die explizite Vegetationsschicht auf die bodennahen Temperaturen in der VEG3D Simulation hat, ist somit auch in TERRA-ML an der Guineaküste zu beobachten. Der Einfluss der Vegetationsschicht auf die Simulationsergebnisse ist daher an der Guineaküste nicht so stark wie in der Sahelregion. Dort gelangt während des Monsuns ein großer Anteil der langwelligen Ausstrahlung ungehindert durch die Atmosphäre. Es liegt demnach keine dichte Wolkendecke vor, die der Auskühlung des Bodens in TERRA-ML entgegen wirkt. In VEG3D wird die Auskühlung hingegen, durch die abschirmende Wirkung der expliziten Vegetationsschicht, verhindert. Die bodennahen Temperaturen werden dadurch auf einem höheren Niveau gehalten als

in den TERRA-ML, was die größeren Abweichungen zwischen beiden SVATs im Sahel erklärt. Der Einfluss der Vegetationsschicht auf die Simulationsergebnisse hängt demzufolge nicht nur vom Pflanzenbedeckungsgrad ab, sondern wird auch durch den Wolkenbedeckungsgrad bestimmt.

### Turbulente Wärmeflüsse

Die Veränderung der Strahlungsbilanz ist allerdings nicht der einzige Grund für die geringere Amplitude der Temperaturkurve. Ein weiterer Faktor, der die Temperaturkurve in VEG3D dämpft, ist der Unterschied in den turbulenten Wärmeflüssen zwischen beiden Modellen. In den Abbildungen 5.6 und 5.7 sind die mittleren monatlichen Wärmeflüsse zwischen der Oberfläche und der Atmosphäre für das Jahr 1979 dargestellt.

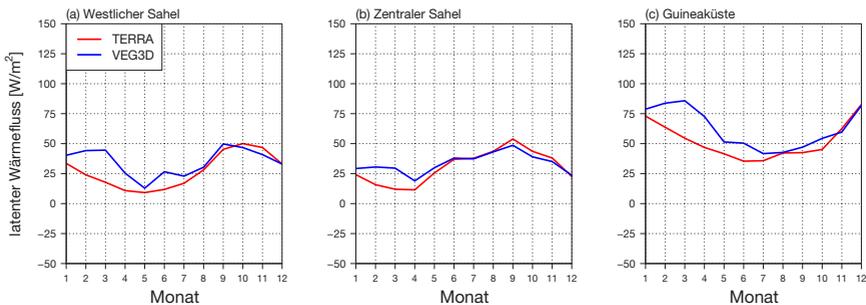


Abb. 5.6: Mittlere monatliche latente Wärmeflüsse in  $[\text{W}/\text{m}^2]$  im Westlichen Sahel (a), Zentralen Sahel (b) und der Guineaküste (c) für TERRA-ML (rot) und VEG3D (blau) für das Jahr 1979

Abbildung 5.6 zeigt die latenten Wärmeflüsse zwischen der Oberfläche und der Atmosphäre, Abbildung 5.7 die sensiblen Wärmeflüsse. In rot sind erneut die TERRA-ML Simulationen gezeichnet, in blau die VEG3D Ergebnisse. Ein positives Vorzeichen bedeutet, dass der Fluss vom Boden in die Atmosphäre gerichtet ist, ein negatives, dass Energie zum Boden hin übertragen wird. Dabei fällt auf, dass während der Trockenzeit zu Beginn des Jahres in allen drei Untersuchungsgebieten die latenten Wärmeflüsse (Abbildung 5.6) in den VEG3D Simulationen, deutlich höher liegen als in den TERRA-ML Simulationen. Beim sensiblen Wärmefluss (Abbildung 5.7) verhält sich dies hingegen genau umgekehrt.

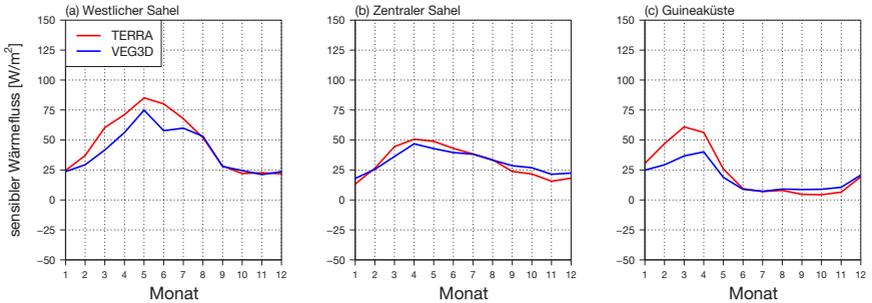


Abb. 5.7: Mittlere monatliche sensible Wärmeflüsse in  $[\text{W/m}^2]$  im Westlichen Sahel (a), Zentralen Sahel (b) und der Guineaküste (c) für TERRA-ML (rot) und VEG3D (blau) für das Jahr 1979

Dieser ist während der Trockenzeit in den TERRA-ML Simulationen erhöht. Das bedeutet, dass die Energiemengen, die in beiden Modellen an der Oberfläche ankommen, im Boden unterschiedliche Konsequenzen haben. In VEG3D wird ein größerer Teil der Energie an der Erdoberfläche in die Evapotranspiration von Wasser aus dem Boden umgesetzt, was an dem erhöhten latenten Wärmefluss abzulesen ist. Es steht demnach weniger Energie zur Erwärmung des Bodens zur Verfügung, wodurch dieser wiederum kälter bleibt als in den TERRA-ML Simulationen. Der Boden gibt dadurch weniger sensible Wärme in die Atmosphäre ab, um diese zu erwärmen. Dies ist ein weiterer Grund, warum die Temperaturen in VEG3D während der Trockenzeit niedriger liegen als in TERRA-ML. In VEG3D ist die Evapotranspirationsrate zu Beginn des Jahres reduziert. D.h., ein größerer Teil der ankommenden Energie wird zur Erwärmung des Bodens genutzt. Der dadurch höhere sensible Wärmefluss in die Atmosphäre trägt wiederum zur höheren Temperatur am Ende der Trockenzeit in den TERRA-ML Rechnungen bei.

Die unterschiedliche Aufteilung der Energieflüsse beschränkt sich allerdings nur auf die erste Jahreshälfte. Nach der Trockenphase, wenn der Westafrikanische Monsun die Untersuchungsgebiete erreicht, verlaufen die Wärmeflüsse in beiden Simulationen auf einem ähnlichen Niveau. Das bedeutet, dass durch die dann gefallenen Niederschläge in beiden Modellläufen soviel Wasser vorhanden ist, dass sich die Verdunstungsraten fortan nicht mehr stark unterscheiden. Gleichzeitig lässt sich daraus aber auch der Grund für die erhöhte Evapotranspiration

im Laufe der Trockenzeit in den VEG3D Simulationen ableiten. Denn hohe latente Wärmeflüsse können nur entstehen, wenn auch genug Wasser im Boden gespeichert ist, das evapotranspiriert werden kann. Da beide Simulationen auf der gleichen Bodeninitialisierung basieren, ist auch das theoretische Wasserreservoir, das beiden Modellen zur Verdunstung bereit steht, gleich groß. Der Unterschied ist allerdings, dass beide SVATs unterschiedliche Verfahren zur Ableitung der Wurzeltiefe verwenden (Abschnitt 3.2.3). In TERRA-ML werden die Wurzeltiefen aus dem externen Datensatz verwendet. Die dortigen Wurzeltiefen beruhen auf dem ECOCLIMAP-2 Datensatz (Kaptue Tchuente et al., 2010), der aus dem AMMA-Projekt hervorgegangen ist (Kohler et al., 2012). In VEG3D werden die Wurzeltiefen durch eine Parametrisierung nach Lenz (1996) berechnet. Dies hat zur Folge, dass die Wurzeln in Westafrika in VEG3D ungefähr doppelt so tief reichen wie in TERRA-ML. Durch die tieferen Wurzeln in VEG3D ist das Modell daher in der Lage, Wasser aus tiefer gelegenen Bodenschichten zu transpirieren, in die TERRA-ML nicht vordringen kann. Das tatsächlich zur Verfügung stehende Wasserreservoir ist in VEG3D demnach deutlich erhöht. Dies macht sich dann innerhalb der Trockenzeit bemerkbar. Im Laufe dieser Zeit herrscht ein großes Feuchtedefizit in der Atmosphäre, was hohe Evapotranspirationsraten zur Folge hat, die den Bodenwassergehalt der oberen Bodenschichten aufbrauchen. Während der Wassergehalt in TERRA-ML durch diesen Prozess beinahe aufgebraucht wird, kann VEG3D immer noch Wasser aus tieferen Schichten transpirieren. Der latente Wärmefluss in die Atmosphäre wird so auf einem hohen, der sensible auf einem niedrigen Niveau gehalten. Dieses Verhalten ist in Abbildung 5.8 genauer zu erkennen.

In der Grafik sind die relativen Wassergehalte des Bodens in zwei Tiefen und für alle drei Untersuchungsgebiete dargestellt. In rot sind die Ergebnisse der TERRA-ML Simulationen und in blau die der VEG3D Simulationen abgebildet. Die Tiefe 0.34m repräsentiert die Bodenschichten die beide Modelle mit ihren Wurzeln erreichen. In diesen Schichten ist in beiden Simulationen ein typischer Jahresgang zu erkennen. Im Laufe der Trockenperiode nimmt der Wassergehalt durch Verdunstung kontinuierlich ab. Sobald allerdings die Regenzeit einsetzt, wird der Bodenwasserspeicher wieder aufgefüllt und die Bodenwassergehalte steigen erneut an. Die Amplitude im VEG3D Lauf ist dabei etwas größer. Dies lässt sich auf die unterschiedliche Berechnung der Wurzeldichtefunktion zurückführen (Abschnitt 3.2.3). Diese sorgt dafür, dass zu Beginn der Trockenzeit in VEG3D verhältnismäßig mehr Wasser aus den oberen Bodenschichten

verdunstet wird, als in TERRA-ML. Dadurch nimmt der Wassergehalt dort im Januar sehr stark ab. Sobald diese Schichten allerdings geleert sind, verdunstet in VEG3D mehr Bodenwasser aus den unteren Schichten, was an der Tiefe 1.42m abzulesen ist. Ab Februar nehmen in VEG3D deshalb die Wassergehalte stetig ab und bleiben auch während des Monsuns auf einem geringen Niveau. In diese Tiefe gelangen nur die Wurzeln in den VEG3D Simulationen und nicht die von TERRA-ML. Aus diesem Grund wird in TERRA-ML aus dieser Schicht kein Wasser transpiriert und die Bodenwassergehalte weisen einen nur sehr geringen Jahresgang auf. Dadurch verringern sich im Laufe der Trockenzeit die latenten Wärmeflüsse in TERRA-ML und die bodennahen Temperaturen steigen an. Im Laufe der Regenzeit wird in beiden Simulationen kein Bodenwasser aus tieferen Schichten verdunstet. Zu dieser Zeit tragen hauptsächlich die Monsunniederschläge, über erhöhte Bodenfeuchten, zur Evapotranspiration bei. Die latenten Wärmeflüsse unterscheiden sich deshalb kaum voneinander. Am Beispiel dieser Prozesskette kann also deutlich der Einfluss tiefreichender Wurzeln auf die Entwicklung der bodennahen Temperaturen, im Verlauf der westafrikanischen Trockenzeit, abgelsen werden.

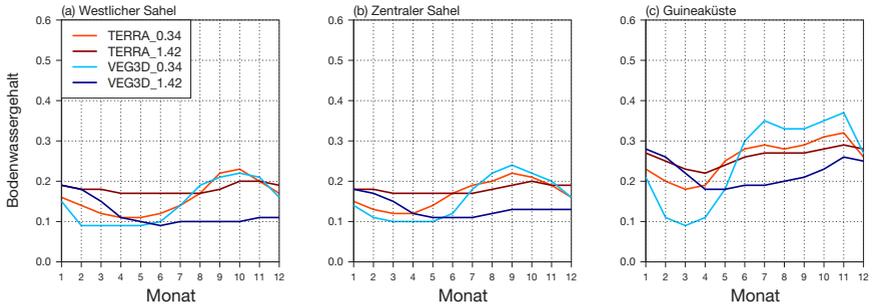


Abb. 5.8: Relativer Bodenwassergehalt im Westlichen Sahel (a), Zentralen Sahel (b) und der Guineaküste (c) für TERRA-ML (rot) und VEG3D (blau) in 0.34m und 1.42m Tiefe

## Monatliche Niederschlagssummen

Die klimatologisch wichtigste Größe im Rahmen dieser Sensitivitätsanalysen ist der Monsunniederschlag. Der Einfluss der Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkung auf den Niederschlag soll daher im Folgenden näher untersucht

werden. Abbildung 5.9 zeigt die monatlichen Niederschlagssummen in den drei Untersuchungsgebieten für das Jahr 1979.

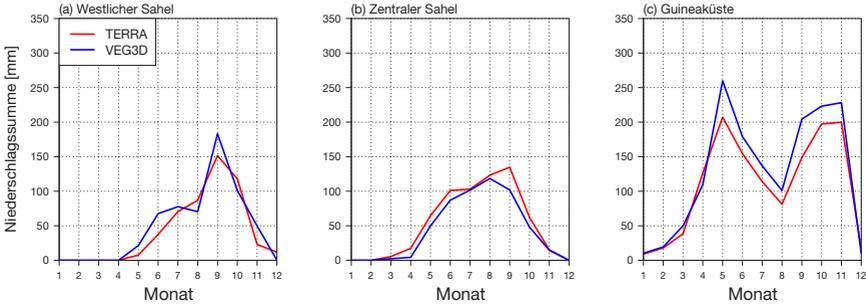


Abb. 5.9: Mittlere monatliche Niederschlagssumme in [mm] im Westlichen Sahel (a), Zentralen Sahel (b) und der Guineaküste (c) für TERRA-ML (rot) und VEG3D (blau) für das Jahr 1979

Auch in dieser Grafik sind die Simulationsergebnisse der TERRA-ML Läufe wieder in rot, die der VEG3D Rechnung in blau dargestellt. An der Guineaküste weisen beide Simulationen eine bimodale Verteilung der monatlichen Niederschlagssummen auf. Die meridionale Verschiebung der ITCZ, bedingt durch die Wanderung der Sonne im Jahresverlauf, hat an der Guineaküste zur Folge, dass die Konvergenzzone und somit das Zentrum des Westafrikanischen Monsuns, zweimal über dem Gebiet liegt (Abschnitt 2.3). Im späten Frühjahr und im Herbst kommt es deshalb zu den stärksten Niederschlägen. Die Sahelgebiete werden aufgrund ihrer nördlicheren Lage nur einmal im Jahr von der ITCZ erreicht. Dadurch kommt es nur zu einem einzelnen Niederschlagsmaximum im Spätsommer (Abschnitt 2.3). Die Niederschlagsmengen an der Guineaküste liegen während der gesamten Regenzeit in den VEG3D Simulationen klar höher als in den TERRA-ML Läufen. Ähnlich sieht es im Westlichen Sahel aus. Auch dort liegen die Niederschlagsmengen der VEG3D Läufe meist über denen der TERRA-ML Rechnungen. Besonders das Niederschlagsmaximum im September ist in VEG3D deutlich stärker ausgeprägt. Anders sieht es im Zentralen Sahel aus. Dort produzieren die TERRA-ML Simulationen über die ganze Regenzeit hinweg etwas mehr Niederschlag als VEG3D. Aber der größte Unterschied ist auch in diesem Untersuchungsgebiet beim Niederschlagsmaximum zu erkennen.

In TERRA-MI tritt dieses erneut im September auf, in VEG3D hingegen nehmen die Niederschläge zu dieser Zeit bereits wieder ab.

Die Simulationsergebnisse zeigen also, dass die Verwendung unterschiedlicher Boden-Vegetations-Modelle durchaus Einfluss auf die Niederschlagssummen des Westafrikanischen Monsuns haben. Dessen Ausprägung wird demnach bis zu einem gewissen Maß von den Wechselwirkungen zwischen der Oberfläche und der Atmosphäre gesteuert. Es bleibt die Frage wie genau diese Wechselwirkungen die Niederschlagsbildung in Westafrika beeinflussen. Um diese Zusammenhänge besser verstehen zu können, müssen einzelne Prozesse innerhalb dieses Systems genauer untersucht werden. Deshalb werden in einem ersten Schritt einzelne Ereignisse ausgewählt, die sich durch große Unterschiede in den Simulationsergebnissen auszeichnen. Ereignisse, bei denen die Boden- und Vegetationseigenschaften also großen Einfluss auf die Monsunintensitäten haben. Ein solches Beispiel ist die Verteilung der Niederschlagsmaxima im September in der Sahelzone. Im westlichen Sahel wird zu dieser Zeit in den VEG3D Simulationen mehr Niederschlag produziert, im zentralen Sahel hingegen in den TERRA-ML Simulationen. Die Frage, die sich nun dabei stellt ist, wie diese Verschiebung der Niederschlagsmaxima zustande kommt und welche Prozesse zwischen Boden, Vegetation und Atmosphären dahinter stecken? Um die Unterschiede in den Simulationsergebnissen beider SVATs zu verstehen, müssen die Unterschiede im Aufbau und Ablauf der Modelle bekannt sein. Nur dann kann nachvollzogen werden, warum sich die Simulationen unterschiedlich entwickeln. Einen Unterschied im Aufbau der Modelle stellt die Tatsache dar, dass innerhalb von VEG3D eine explizite Vegetationsschicht integriert ist (Abschnitt 3.2.3). Welche Auswirkungen dieses veränderte Modellstruktur auf die Simulationsergebnisse hat und welche Rückschlüsse daraus auf den Einfluss der Wechselwirkungen auf die Niederschlagsbildung gezogen werden können, wird im folgenden Unterkapitel näher behandelt.

## 5.2 Niederschlagsverteilung im Sahel

In der Sahelzone hängen die Niederschlagsmengen während des Monsuns stark mit dem Auftreten von AEWs zusammen (Abschnitt 2.3). Im Laufe der Sommermonate heizen sich die Luftmasse über der Sahara auf, wodurch sich bei ca. 20°N ein thermisches Tiefdruckgebiet über Nordafrika entwickelt. Dadurch entsteht

ein großer Temperaturgradient zwischen den warmen Saharaluftmassen und den kühleren Luftmassen über dem Golf von Guinea. Aus diesem folgen wiederum verstärkte barokline Bedingungen, durch die bei ca.  $15^{\circ}\text{N}$  und in einer Höhe von 600 hPa der AEJ gebildet wird. Aufgrund barotroper Instabilitäten entwickeln sich innerhalb des Jets AEWs (Fink, 2006). An den Trögen dieser Wellen findet verstärkt Konvektion statt und die Bildung von MCS wird begünstigt. Diese tragen in hohem Maße zur Gesamtniederschlagsmenge im Sahel bei. Der AEJ und seine AEWs sind aus diesem Grund maßgeblich für die Ausprägungen der Monsunniederschläge verantwortlich.

Um zu verstehen, wie es zu der unterschiedlichen Verteilung der Niederschlagsmaxima in der Sahelzone kommt, werden die mittleren monatlichen Lagen des AEJ und die damit verbundenen AEWs, in beiden Simulationen miteinander verglichen. Aus deren Positionen lassen sich dann Rückschlüsse über die Zugbahnen der AEWs treffen. Abbildung 5.10 zeigt die mittlere monatliche zonale Windkomponente [m/s] auf der 600hPa Fläche im September 1979, auf der linken Seite für die TERRA-ML Simulation und auf der rechten Seite für die VEG3D Simulation. Die Lage des Geschwindigkeitsmaximums des Ostwindes in dieser Höhe kann mit der Position des AEJs gleichgesetzt werden. Dargestellt ist in dieser Abbildung lediglich das 95-Perzentil der zonalen Windkomponenten, um die Lage des Jets besser hervorzuheben.

Dabei fällt auf, dass in den VEG3D Simulationen die mittlere Position des AEJs, im Vergleich zu den TERRA-ML Simulationen, etwas nach Süden verschoben ist. Des Weiteren ist zu erkennen, dass der AEJs im TERRA-ML Lauf auf einer geraden Ost-West-Achse liegt. In den VEG3D Simulationen ist die Achse des Jets jedoch leicht gedreht. Sie weist dort eher einen Verlauf von Ost-Südost nach West-Nordwest auf. Diese Verschiebung der Jetachse im VEG3D-Lauf hat zur Folge, dass sich die AEWs im September auch verstärkt in dieser Ost-Südost nach West-Nordwest Richtung fortbewegen. Die Zugbahnen der damit verbundenen MCS durchqueren daher den Zentralen Sahel nur am südlichen Rand. Gleichzeitig verlaufen sie eine längere Strecke durch den Westlichen Sahel. In den TERRA-ML Simulationen hingegen liegen die Zugbahnen deutlich länger über dem Zentralen Sahel. Der Weg durch den Westlichen Sahel ist dementsprechend verkürzt.

Aufgrund der kürzeren Strecke durch den Zentralen Sahel in den VEG3D Simulationen, können die MCS nicht soviel Niederschlag produzieren, wie in TERRA-ML. Im Westlichen Sahel ist dies jedoch genau umgekehrt.

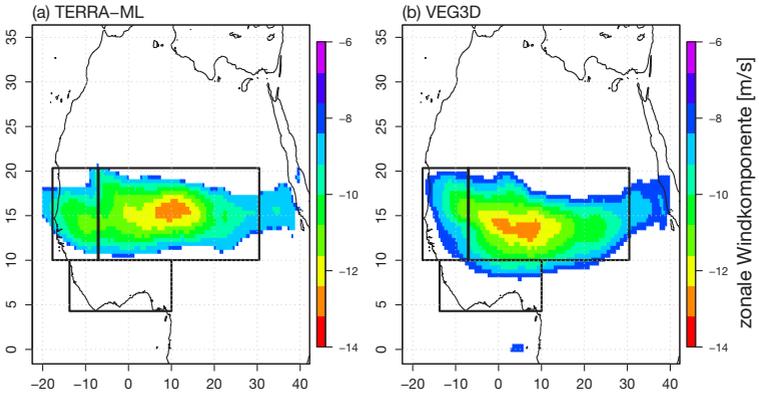


Abb. 5.10: 95-Perzentil der zonalen Windkomponenten auf 600hPa in [m/s] im September 1979 für TERRA-ML (a) und VEG3D (b). Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

Dort weisen die MCS in VEG3D längere Zugbahnen auf, wodurch in dieser Simulation mehr Regen fällt. Dieses Verhalten kann durch Abbildung 5.11 untermauert werden. Die Grafik zeigt die mittleren monatlichen Niederschlagsdifferenzen im September 1979 zwischen TERRA-ML und der VEG3D an. In rot sind die Gebiete dargestellt, in denen TERRA-ML mehr Niederschlag produziert, in blau die Regionen, in denen in VEG3D höhere Niederschlagssummen fallen. Da sich der Verlauf der AEWs über mehrer Tage hinweg über Westafrika vollzieht (Abschnitt 2.3), können die jeweiligen Niederschlagsfelder mit den Zugbahnen der MCS gleichgesetzt werden. Der südlichere Verlauf der MCS in der VEG3D Simulation ist klar zu erkennen. Auch die längere Zugbahn durch den Westlichen Sahel lässt sich deutlich ablesen. Die Verschiebung der Niederschlagsmaxima zwischen VEG3D und TERRA-ML im Sahel, ist somit auf eine Verschiebung der AEJ-Achse zurück zu führen.

Der Grund für die unterschiedliche Ausprägung des AEJs in beiden Simulationen ist wiederum die in VEG3D integrierte, explizite Vegetationsschicht. Durch diesen Unterschied im Modellaufbau entwickeln sich die Oberflächentemperaturen im Jahresverlauf des Sahels verschieden (Abschnitt 5.1.2). Die hohen bodennahen Temperaturen die sich im Laufe des Sommers in der Region aufbauen, können durch die abschirmende Wirkung der Vegetation in VEG3D, auf einem höheren Niveau gehalten werden.

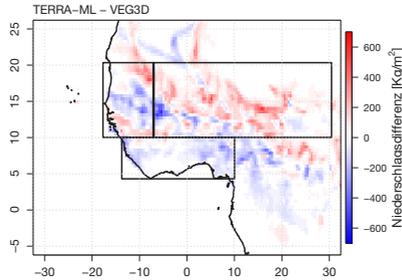


Abb. 5.11: Mittlere monatliche Niederschlagsdifferenzen im September 1979 in  $[\text{Kg/m}^2]$  zwischen TERRA-ML und VEG3D. Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

Abbildung 5.12 zeigt die Unterschiede zwischen beiden Simulationen im September 1979. Auf der linken Seite sind die in TERRA-ML simulierte 2m Temperaturen für West- und Nordafrika abgebildet, auf der rechten Seite die in VEG3D berechneten. Die hohen Temperaturen über dem zentralen Sahel reichen in VEG3D weiter nach Süden als in TERRA-ML. Dadurch kann sich das thermische Tief, das sich im Sommer über Nordafrika bildet, in VEG3D weiter nach Süden in den Zentralen Sahel hinein erstrecken (Abbildung 5.13). Diese südlichere Lage des Tiefdruckgebiets hat zur Folge, dass die Baroklinität weiter nach Süden verlagert wird. Der AEJ entsteht dementsprechend weiter südlich, mit einer verschobenen Jetachse. An diesem Beispiel ist zu erkennen, wie die Boden-Vegetation-Atmosphäre Wechselwirkungen über die oberflächennahen Temperaturen die Lage des AEJs und somit die Verteilung der Monsunniederschläge beeinflussen. Nur wenn die oberflächennahen Temperaturen realistisch berücksichtigt werden, kann das Vorhersagemodell die Verteilung der Niederschläge auch korrekt wiedergeben. Ob sich dieser Prozess auch auf der dekadischen Zeitskala auswirkt, wird in Kapitel 6 genauer untersucht. Inwiefern die Verschiebung der AEJ-Achse, bedingt durch die Berücksichtigung der Vegetationsabschattung in VEG3D, eine Modellverbesserung darstellt, kann im Rahmen dieser Sensitivitätsanalyse zunächst nicht geklärt werden. Dafür müssen die Simulationsergebnisse mit Beobachtungen verglichen werden. Diese Untersuchungen werden ebenfalls in Kapitel 6 durchgeführt.

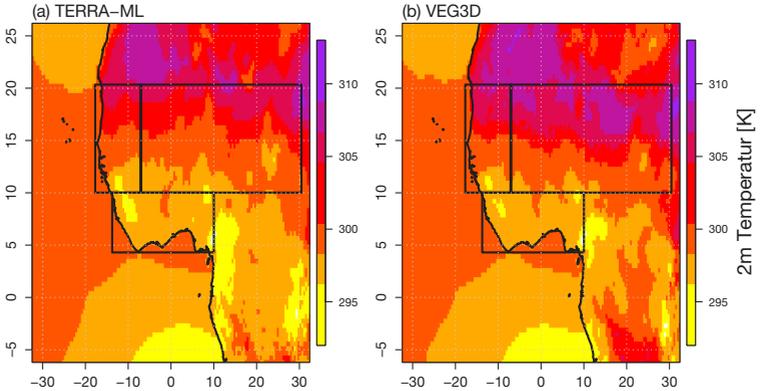


Abb. 5.12: Mittlere monatliche 2m Temperatur in [K] im September 1979 für TERRA-ML (a) und VEG3D (b) für West- und Nordafrika. Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

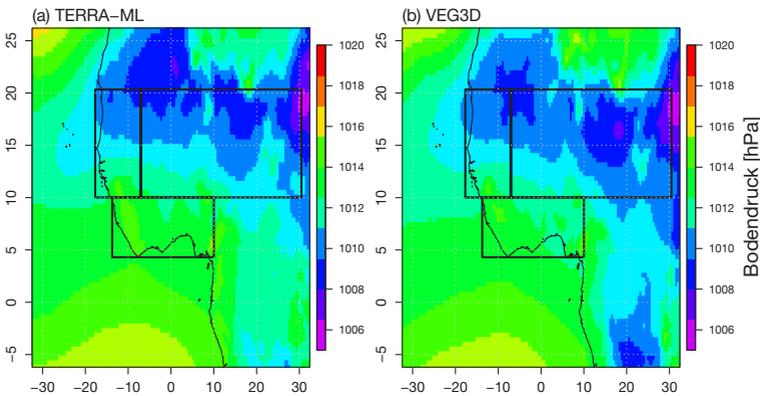


Abb. 5.13: Mittlerer monatlicher Bodendruck in [hPa] im September 1979 für TERRA-ML (a) und VEG3D (b) für West- und Nordafrika. Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

## 5.3 Reduzierung der Wurzeltiefe

### 5.3.1 Auswirkungen auf bodennahe Temperaturen

Die Ergebnisse aus Abschnitt 5.2 haben gezeigt, wie die Wechselwirkungen zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre die Ausprägung des Westafrikanischen Monsuns beeinflussen können. Dabei kann eine unterschiedliche Behandlung der Vegetationsschicht innerhalb von SVATs zu Unterschieden in den Niederschlagsmengen und deren räumlicher Verteilung führen. Diese Abweichung in der Modellstruktur ist allerdings nicht der einzige Unterschied zwischen TERRA-ML und VEG3D. Es stellt sich also die Frage, ob auch die anderen Unterschiede Einfluss auf die Simulationsergebnisse haben. Dieser Frage soll in diesem Unterkapitel nachgegangen werden.

Wie bereits in Abschnitt 3.2.3 erwähnt, besteht ein weiterer Unterschied zwischen VEG3D und TERRA-ML in der Berechnung der Wurzeltiefe. In den VEG3D Simulationen sind die Wurzeltiefen in Westafrika ungefähr zwischen 0.5m und 1.0m tiefer als in TERRA-ML. Dadurch erhöht sich das Wasserreservoir, das dem Boden während der Trockenzeit für die Verdunstung zur Verfügung steht, wodurch sich die latenten Wärmeflüsse erhöhen und die bodennahen Temperaturen verringert werden (Abschnitt 5.1.2). Um in einer weiteren Sensitivitätsstudie den Einfluss dieser Wurzeltiefen auf die Simulationsergebnisse untersuchen zu können, werden sie innerhalb von VEG3D reduziert. Dazu werden die Wurzeltiefen, die für die beiden vorherrschenden Landnutzungsklassen Acker (1.7m) und Wiese (1.55m) gelten, jeweils halbiert, sodass die neuen Wurzeltiefen genau im Bereich der Wurzeltiefen von TERRA-ML liegen (0.775m - 1.05m). Mit diesem neuen Modellsetup wird das Jahr 1979 erneut für das DEPARTURE-Modellgebiet gerechnet. Es gibt somit einen neuen VEG3D Lauf, der mit vergleichbaren Wurzeltiefen wie TERRA-ML rechnet. Die Unterschiede, die zwischen diesen beiden Simulationen zu Tage treten, können demnach nicht durch die Wurzeltiefen verursacht werden. Im Gegenzug deutet ein gleiches Prozessverhalten dieser beiden Läufe auf einen Einfluss der Wurzeltiefe auf die Simulationsergebnisse hin.

Abbildung 5.14 zeigt am Beispiel des latenten Wärmeflusses die Simulationsergebnisse für diesen neuen VEG3D Lauf im Vergleich zu den beiden Referenzsimulationen. In rot sind erneut die Ergebnisse der TERRA-ML Simulation gezeichnet, in blau die des VEG3D Referenzlaufs.

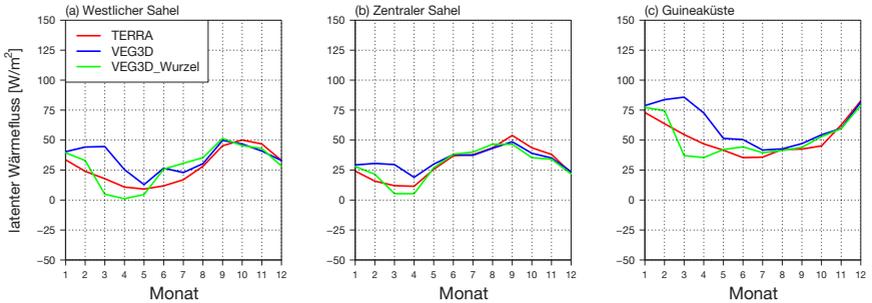


Abb. 5.14: Mittlere monatliche latente Wärmeflüsse in  $[\text{W/m}^2]$  im Westlichen Sahel (a), Zentralen Sahel (b) und der Guineaküste (c) für TERRA-ML (rot), VEG3D (blau), VEG3D mit reduzierter Wurzeltiefe (grün) für das Jahr 1979

Der latente Wärmefluss der VEG3D Simulation mit reduzierter Wurzeltiefe ist in grün zu erkennen. Dabei fällt auf, dass während der Trockenzeit (Januar - Mai) die latenten Wärmeflüsse in dem neuen VEG3D Lauf deutlich reduziert sind und ein ähnliches Verhalten aufweisen wie die der TERRA-ML Referenzsimulation. Die Angleichung der Wurzeltiefen zwischen VEG3D und TERRA-ML führt demnach zu ähnlichen latenten Wärmeflüssen. In diesen beiden Simulationen sind die Pflanzen nicht mehr in der Lage Wasser aus tiefen Bodenschichten zu transpirieren. Das Wasserreservoir für die Evapotranspiration wird also kleiner. Dies hat zur Folge, dass ein größerer Anteil der an der Oberfläche ankommende Strahlungsenergie zur Erwärmung des Bodens bereit steht, da weniger Energie für die Evapotranspiration aufgewendet wird. Durch die daraus resultierenden höheren Bodentemperaturen steigt wiederum die Abgabe fühlbarer Wärme in die Atmosphäre an. Folgerichtig erhöhen sich in dem neuen VEG3D Lauf, im Laufe der Trockenzeit, auch die 2m Temperaturen (Abbildung 5.15), sodass sich diese speziell gegen Ende der Trockenperiode auf einem vergleichbaren Niveau mit denen des TERRA-ML Laufs bewegen.

Dieses Verhalten gilt allerdings nur für die Trockenphase. Sobald der Westafrikanische Monsun eintrifft, verläuft die Temperaturkurve der veränderten VEG3D Simulation wieder auf der gleichen Höhe wie die der VEG3D Referenzsimulation. Dies gilt auch für die latenten und sensiblen Wärmeflüsse. Die Verringerung der Wurzeltiefe hat demzufolge in Westafrika nur während der Trockenperiode einen Einfluss auf die Energiebilanz der Oberfläche.

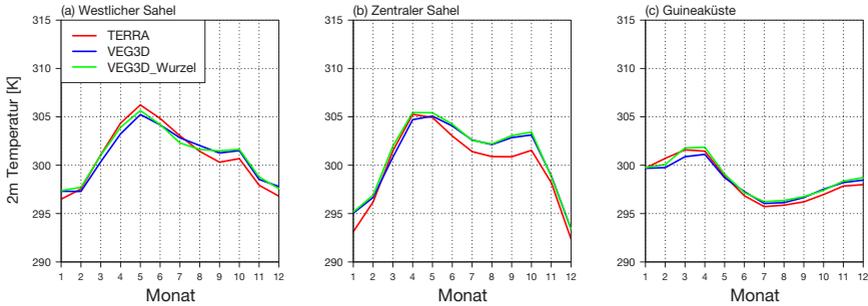


Abb. 5.15: Mittlere monatliche 2-Meter Temperaturen in [K] im Westlichen Sahel (a), Zentralen Sahel (b) und der Guineaküste (c) für TERRA-ML (rot), VEG3D (blau), VEG3D mit reduzierter Wurzeltiefe (grün) für das Jahr 1979

Denn nur zu dieser Zeit ist Wasser der limitierende Faktor für die Evapotranspiration. Sobald die Monsunniederschläge auf die Region herab gekommen sind, steht in allen drei Simulationen genug Wasser für die Verdunstung zur Verfügung. Die Verdunstungsraten und somit die latenten Wärmeflüsse unterscheiden sich daher zu dieser Zeit des Jahres in allen drei Untersuchungsgebieten nicht mehr sonderlich voneinander. Die Unterschiede in den bodennahen Temperaturen zwischen dem TERRA-ML Lauf und den beiden VEG3D Simulationen sind somit erneut nur auf die dämpfende Wirkung der Vegetationsschicht zurückzuführen.

### 5.3.2 Auswirkungen auf monatliche Niederschlagssummen

Die Auswirkungen der reduzierten Wurzeltiefe in VEG3D auf die mittleren monatlichen Niederschlagssummen sind in Abbildung 5.16 dargestellt. Zum Vergleich sind erneut die Ergebnisse der TERRA-ML und VEG3D Simulationen mit abgebildet. Die Resultate des neuen VEG3D Laufs sind in grün gezeichnet. Dabei ist zu erkennen, dass die Simulation mit der veränderten Wurzeltiefe einen sehr ähnlichen Verlauf aufzeigt wie der VEG3D Referenzlauf. Im Zentralen Sahel liegen die Niederschlagskurven beider Rechnungen nahezu übereinander. Im Westlichen Sahel verlaufen die Niederschlagssummen ebenfalls sehr ähnlich. Lediglich im Juli produziert der veränderte VEG3D Lauf erkennbar mehr Niederschlag als die Referenzsimulation. Die Niederschlagsmaxima im September stimmen wiederum gut überein. Die Wurzeltiefe hat somit, während

des Monsuns, keinen großen Einfluss auf die simulierten Niederschlagssummen in der Sahelzone. Ruft man sich die Ergebnisse aus Abschnitt 5.1.2 ins Gedächtnis, ist dies auch nicht zu erwarten. Dabei zeigte sich, dass durch die gefallen Niederschläge im Laufe der Monsunzeit das Wasserreservoir für die Evapotranspiration sowohl in TERRA-ML wie auch in VEG3D, sehr groß ist. Bodenwasser trägt deshalb nur in geringem Umfang zur Verdunstungsrate bei (Abb. 5.14), weshalb der Einfluss der Wurzeltiefe nicht sehr hoch sein kann.

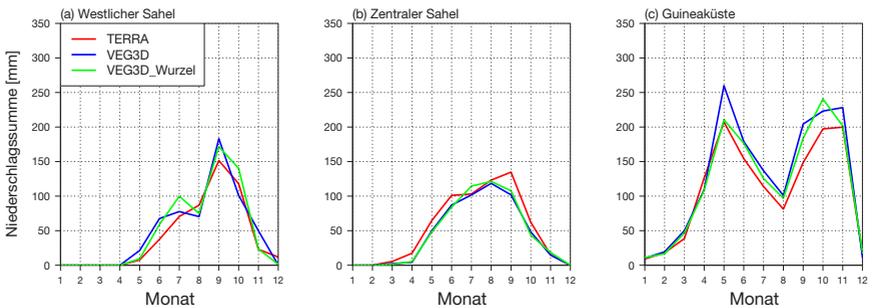


Abb. 5.16: Jahresgang der mittleren monatlichen Niederschlagssummen in [mm] im Westlichen Sahel (a), Zentralen Sahel (b) und der Guineaküste (c) für TERRA-ML (rot), VEG3D (blau), VEG3D mit reduzierter Wurzeltiefe (grün) für das Jahr 1979

Ein ähnliches Verhalten ist demnach auch an der Guineaküste zu erwarten. Tatsächlich liegen auch in dieser Region die Niederschlagskurven des veränderten VEG3D Laufs und der Referenzsimulation nahezu aufeinander. Eine bemerkenswerte Ausnahme bildet allerdings die mittlere monatliche Niederschlagssumme im Mai. Diese ist im neuen VEG3D Lauf deutlich reduziert, sodass sie beinahe mit der TERRA-ML Simulation übereinstimmt. Die beiden Simulationen mit geringeren Wurzeltiefen weisen zu Beginn der Regenzeit also das gleiche Verhalten auf. Die Wurzeltiefe hat demzufolge zu dieser Zeit einen Einfluss auf die Niederschlagsbildung an der Guineaküste. Allerdings auch nur zu Beginn des Monsuns. Danach verhält sich die veränderte VEG3D Simulation wieder wie der Referenzlauf. Ein Blick auf Abbildung 5.14 kann dieses Phänomen erklären. Dort ist zu sehen, dass sich die Verdunstungsraten der Modelle im Mai besonders an der Guineaküste und im Westlichen Sahel noch stark unterscheiden. Erst in den folgenden Monaten bewegen sie sich alle auf dem gleichen Niveau. Die latenten Wärmeflüsse der Simulationen mit der geringeren Wurzeltiefe liegen am

Ende der Trockenzeit somit klar unter dem der VEG3D Referenzsimulation. Daraus ergibt sich die Frage, ob die kleineren Verdunstungsraten dieser Läufe durch die geringeren Wurzeltiefen auch zu reduzierten Niederschlagssummen führen und ob die Niederschlagsmengen im neuen VEG3D Lauf an der Guineaküste genau um den Betrag des Verdunstungsdefizits gegenüber der Referenzsimulation reduziert sind.

Diese Frage kann im Prinzip sehr einfach beantwortet werden. Hierfür muss lediglich das Flächenmittel der mittleren monatlichen Verdunstung  $E$  an der Guineaküste vom Flächenmittel der monatlichen Niederschlagssummen  $P$  abgezogen werden. Für den Fall, dass der Niederschlag im neuen VEG3D Lauf genau um den Betrag der geringeren Evapotranspiration verringert ist, sollte das Resultat dieser Subtraktion für den neuen VEG3D Lauf, wie auch für die Referenzsimulation, gleich sein. Die Ergebnisse dieser Berechnungen an der Guineaküste sind in Abbildung 5.17 dargestellt. Die Farbgebung ist abermals identisch mit den vorangegangenen Abbildungen. Dabei zeigt sich, dass die beiden VEG3D Rechnungen im Laufe der Regenzeit gut übereinstimmen. Dieses Verhalten unterstreicht nochmals den geringen Einfluss der Wurzeltiefe auf die Simulationsergebnisse während des Monsuns. Es treten allerdings Unterschiede zwischen den VEG3D Läufen und TERRA-ML auf. Es muss daher einen Prozess geben, der in beiden Modellen unterschiedlich behandelt wird und der zu diesen Abweichungen führt. Auf diesen Sachverhalt wird später in diesem Kapitel nochmals eingegangen. Des Weiteren ist zu erkennen, dass ein deutlicher Unterschied zwischen den Simulationen mit geringeren Wurzeltiefen und dem Referenzlauf im Mai besteht. Die Niederschlagsmengen sind demzufolge nicht einfach nur um die geringere Verdunstungsrate reduziert. Es müssen demnach noch andere Prozesse wirken, die das Niederschlagsdefizit verursachen.

Ein möglicher Prozess wird von Maurer (2014) beschrieben. Sie zeigt in ihrer Arbeit, dass unterschiedliche Verdunstungsraten regional zu Veränderungen in der Niederschlagsbildung führen können. Durch Verdunstung wird der Atmosphäre latente Energie in Form von Wasserdampf zugeführt. Je höher die Evapotranspiration ist, desto mehr Energie ist in der Atmosphäre vorhanden, die potentiell bei Konvektion freigesetzt werden kann (CAPE), wodurch konvektive Niederschläge entstehen können. Bei einer hohen CAPE steigt deshalb die Wahrscheinlichkeit, dass es an diesem Ort zu konvektiven Niederschlagsereignissen kommt. Gleichzeitig ist die Intensität dieser Ereignisse gegenüber Niederschlägen bei einer geringeren CAPE erhöht (Maurer, 2014).

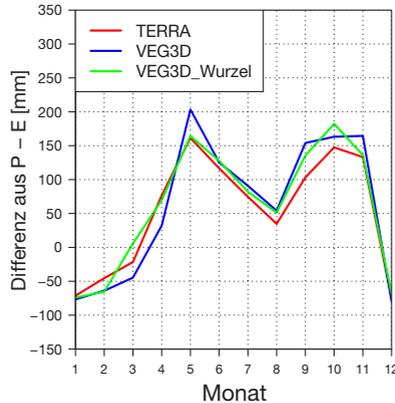


Abb. 5.17: Mittlere monatliche Differenz  $P - E$  in [mm] an der Guineaküste für TERRA-ML (rot), VEG3D (blau), VEG3D mit reduzierter Wurzeltiefe (grün) für das Jahr 1979

Höhere Verdunstungsraten können demnach regional gesehen zu mehr und zu intensiveren Niederschlagsereignissen führen. Um zu untersuchen, ob diese Prozesse tatsächlich die Ursache für die Unterschiede in den Niederschlagssummen sind, kann man die CAPE, die im Mai in den Simulationen berechnet wurde, miteinander vergleichen. Abbildung 5.18 zeigt das mittlere Monatsmittel der CAPE in [J/Kg] für die Guineaküste im Mai an.

In rot ist erneut die TERRA-ML Simulation abgebildet, in blau der VEG3D Referenzlauf und in grün die VEG3D Simulation mit der verringerten Wurzeltiefe. Dabei fällt auf, dass im April die CAPE des Referenzlaufs deutlich höher ist als in den beiden Simulationen mit geringerer Wurzeltiefe. Die größere Verdunstung im Referenzlauf erhöht also die potentiell freisetzbare Energie in der Atmosphäre. Allerdings liegt zu dieser Zeit die ITCZ noch südlich der Guineaküste. Es fehlen somit die damit einhergehenden, großräumigen Hebungsprozesse, die freie Konvektion auslösen und die CAPE freisetzen können. Die höhere CAPE der Atmosphäre wirkt sich in diesem Fall also nicht auf die Niederschlagsbildung aus. Im Mai liegen die CAPE-Werte aller drei Simulationen hingegen auf dem gleichen Niveau. Der energetische Zustand der Atmosphäre unterscheidet sich zu Beginn des Monsuns demnach nicht voneinander. Es kommt daher auch nicht zu mehr oder intensiveren Niederschlagsereignissen in der Referenzsimulation.

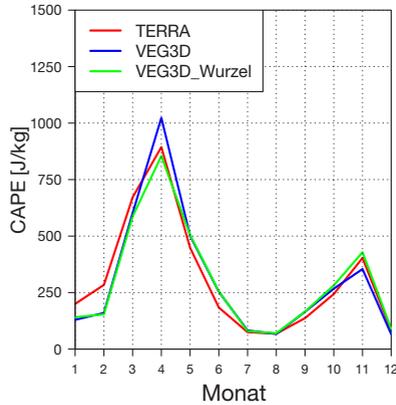


Abb. 5.18: Mittleres Monatsmittel der CAPE in [J/Kg] an der Guineaküste für TERRA-ML (rot), VEG3D (blau), VEG3D mit reduzierter Wurzeltiefe (grün) für das Jahr 1979

Aus diesem Grund muss noch ein anderer Prozess vorliegen, der die Unterschiede in den Niederschlagssummen hervorruft.

Die Ergebnisse aus Abbildung 5.17 zeigen, dass die Unterschiede in den Verdunstungsraten nicht allein für die Differenzen in den Niederschlagssummen der einzelnen Simulationen verantwortlich sind. D.h., der Mehrbetrag an Niederschlag in der Referenzsimulation ist nicht mit dessen Verdunstungsplus gleichzusetzen. Die zusätzlichen Wassermassen, die an der Guineaküste als Niederschlag fallen, wurden demzufolge nicht vor Ort in die Atmosphäre abgegeben. Sie müssen also von außerhalb des Gebiets in die Küstenregion transportiert worden sein. Ein Maß mit dem sich dieser atmosphärische Feuchtetransport berechnen lässt, ist in Gleichung [5.1] beschrieben.

$$IN = \Delta Q_{tot} + P - E \quad [5.1]$$

$P$  ist die mittlere monatliche Niederschlagssumme in  $[\text{kg}/\text{m}^2]$ ,  $E$  die mittlere monatliche Verdunstungssumme in  $[\text{kg}/\text{m}^2]$  und  $\Delta Q_{tot}$  ist die zeitliche Änderung des atmosphärischen Wassergehalts in  $[\text{kg}/\text{m}^2]$  im aktuellen Monat. Das Ergebnis der Rechnung in Gleichung [5.1] ergibt den atmosphärischen Nettofeuchtetransport  $IN$  in  $[\text{kg}/\text{m}^2]$  über die vertikalen seitlichen Ränder des Untersuchungsgebietes.

Ein positiver Wert bedeutet, dass Wasser von außen in das Gebiet eingetragen wird. Ein negativer Wert besagt, dass aus dieser Region atmosphärisches Wasser abtransportiert wird. Die Ergebnisse dieser Berechnungen für jeden einzelnen Gitterpunkt Westafrikas im Mai 1979 sind in Abbildung 5.19 als Differenzplots dargestellt. Auf der linken Seite von Abbildung 5.19 ist der Unterschied im atmosphärischen Feuchtetransport zwischen TERRA-ML und dem VEG3D Referenzlauf abgebildet. Auf der rechten Seite wiederum die Differenz zwischen dem VEG3D Lauf mit reduzierten Wurzeltiefen und dem originalen VEG3D Lauf. Negative Werte (rot) bedeuten, dass in den Simulationen mit geringeren Wurzeltiefen weniger atmosphärische Feuchte angeliefert wird als im Referenzlauf. Positive Werte (blau) hingegen zeigen Gebiete an, in denen mehr atmosphärische Feuchte eingetragen wird.

Bei der Betrachtung von Abbildung 5.19 zeigt sich, dass in den Simulationen mit geringeren Wurzeltiefen deutlich weniger atmosphärische Feuchte in die Küstenregion Westafrikas transportiert wird als im Standard VEG3D Lauf. Gleichzeitig wird in den Zentralen Sahel etwas mehr atmosphärische Feuchte geliefert. An der Küste steht der Atmosphäre somit weniger Wasser zur Verfügung, das als Niederschlag zu Boden fallen kann, im Zentralen Sahel hingegen etwas mehr. Diese Veränderung der monatlichen Niederschläge ist ebenfalls in Abbildung 5.20 zu erkennen. Dort sind die monatlichen Niederschlagsdifferenzen in  $[\text{kg}/\text{m}^2]$  zwischen den Läufen mit geringeren Wurzeltiefen und dem VEG3D Referenzlauf abgebildet. Rote Farben zeigen die Gebiete an, in denen weniger Niederschlag fällt, blaue Farben die Region in denen es zu mehr Niederschlägen kommt. Die Regionen mit geringerem atmosphärischem Feuchtetransport und geringeren Niederschlägen stimmen dabei überein. Die geringeren Niederschlagssummen der Simulationen mit flacheren Wurzeln gegenüber dem originalen VEG3D Lauf lassen sich also auf einen verringerten atmosphärischen Feuchtetransport nach Westafrika zurückführen. Die etwas erhöhten Niederschlagsmengen im Zentralen Sahel beruhen wiederum auf einem leicht verstärkten Transport atmosphärischer Feuchte in dieses Teilgebiet Westafrikas. Der Großteil der atmosphärischen Feuchte, die zu dieser Zeit nach Westafrika geliefert wird, stammt aus den Verdunstungen des tropischen Atlantischen Ozean. Durch die starken Temperaturunterschiede zwischen dem warmen Kontinent und dem kühleren Ozean entsteht im Sommer das Westafrikanische Monsunsystem (Abschnitt 2.3).

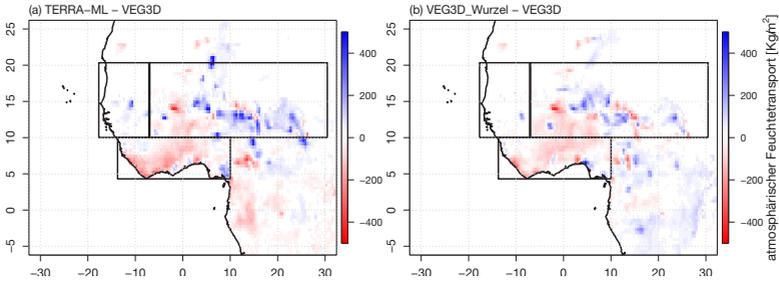


Abb. 5.19: Differenz des mittleren monatlichen atmosphärischen Feuchtetransports zwischen den Simulationen mit geringeren Wurzeltiefen und dem VEG3D Referenzlauf in  $[\text{kg}/\text{m}^2]$  in Westafrika für TERRA-ML (a) und VEG3D mit reduzierter Wurzeltiefe (b) im Mai des Jahres 1979. Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

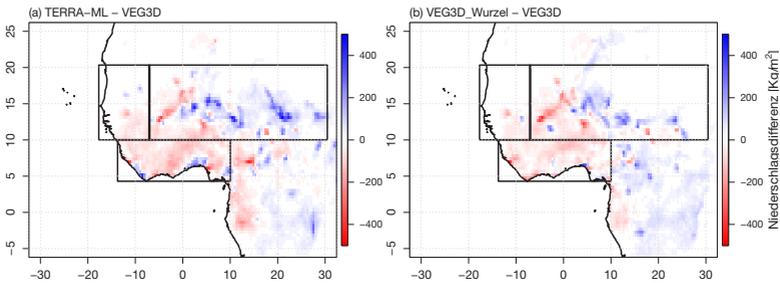


Abb. 5.20: Differenz der mittleren monatlichen Niederschlagssummen zwischen den Simulationen mit geringeren Wurzeltiefen und dem VEG3D Referenzlauf in  $[\text{kg}/\text{m}^2]$  in Westafrika für TERRA-ML (a) und VEG3D mit reduzierter Wurzeltiefe (b) im Mai des Jahres 1979. Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

Je höher dabei dieser Temperaturgradient ist, desto mehr feuchte Luftmassen werden vom Atlantik her ins Inland verfrachtet. Dieser Prozess ist weithin untersucht und in der Literatur gut dokumentiert (Lavaysse et al. (2010), Thorncroft et al. (2011)). Im vorliegenden Fall scheint diese Prozesskette jedoch nicht in vollem Umfang zuzutreffen. Betrachtet man Abbildung 5.15 nochmals genauer, so erkennt man, dass die oberflächennahen Temperaturen über Westafrika im VEG3D Referenzlauf geringer sind als in den Simulationen mit geringerer Wurzeltiefe. Die höheren Verdunstungsraten halten in der Referenzsimulation dabei die bodennahe Temperatur am Ende der Trockenzeit auf einem geringeren Niveau. Der Temperaturgradient zwischen dem Kontinent und dem Ozean ist somit kleiner, als in den beiden anderen Simulationen. Folglich sollte der Transport feuchter Luftmassen nach Westafrika eigentlich reduziert sein. Dies ist wie oben bereits beschrieben, allerdings nicht der Fall.

Um dieses unerwartete Verhalten besser verstehen zu können, muss die ablaufende Prozesskette des Westafrikanischen Monsunsystems im einzelnen genauer betrachtet werden. Am Anfang dieser Untersuchung steht dabei der Motor des ganzen Systemkomplexes, der Temperaturgradient zwischen dem warmen Kontinent und dem kühleren Ozean. Da alle drei Simulationen mit ERA-Interim Reanalysedaten angetrieben werden (Abschnitt 5.1), sind die Meeresoberflächentemperaturen in allen Läufen gleich. Aus diesem Grund ist es für eine Analyse des Temperaturgradienten ausreichend, die Unterschiede in den bodennahen Temperaturen miteinander zu vergleichen. Abbildung 5.21 zeigt die simulierten mittleren 2m Temperaturen in [K] für den Mai 1979 über Westafrika.

Auf der rechten Seite sind die Ergebnisse des VEG3D Referenzlaufs dargestellt, daneben die der Simulationen mit geringeren Wurzeltiefen. Dabei ist zu erkennen, dass die Temperaturen des Referenzlaufs, speziell über dem Westlichen Sahel, geringer sind als im TERRA-ML Lauf und der neuen VEG3D Simulation. Dies ist, wie bereits in Abschnitt 5.3.1 beschrieben, auf die höheren latenten Wärme Flüsse im Referenzlauf zurückzuführen. Ein großer Anteil der einfallenden Strahlungsenergie wird dabei für die Verdunstung von Wasser genutzt, sodass weniger fühlbare Wärme in die Atmosphäre abgegeben wird. Die Luftmassen über dem Westlichen Sahel sind dadurch kühler, wodurch der bodennahe Luftdruck vergleichsweise erhöht wird. Dieses Verhalten ist in Abbildung 5.22 genauer zu betrachten. Auf der linken Seite ist der Bodendruck in der VEG3D Referenzsimulation in [hPa] dargestellt, daneben sind die Druckverhältnisse in Westafrika der Simulationen mit reduzierteren Wurzeltiefen abgebildet.

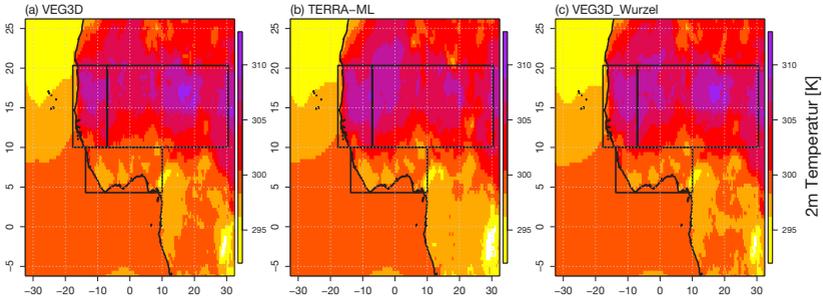


Abb. 5.21: Mittlere monatliche 2m Temperaturen in [K] für VEG3D (a), TERRA-ML (b), VEG3D mit reduzierter Wurzeltiefe (c) im Mai des Jahres 1979. Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

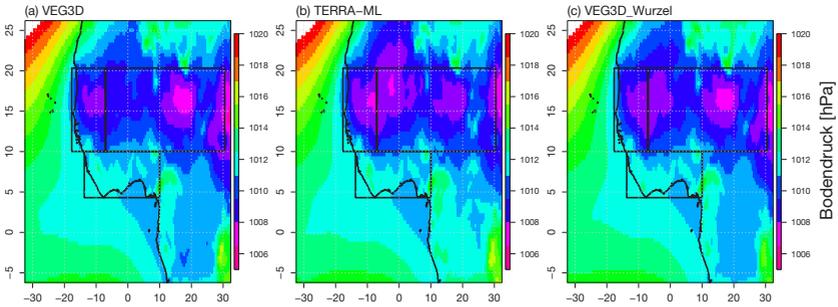


Abb. 5.22: Mittlerer monatlicher Bodendruck in [hPa] für VEG3D (a), TERRA-ML (b), VEG3D mit reduzierter Wurzeltiefe (c) im Mai des Jahres 1979. Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

Im Westlichen Sahel ist der Bodendruck im Referenzlauf vergleichsweise hoch. In den Simulationen mit geringeren Wurzeltiefen hingegen sind deutlich tiefere Bodendruckwerte zu verzeichnen. Das thermische Tief, das zu dieser Zeit über Nordafrika entsteht, dehnt sich somit bei geringeren Wurzeltiefen stärker über den Westlichen Sahel aus. Unterschiede in den Druckverhältnissen haben zur Folge, dass zwischen den Simulationen veränderte Windfelder entstehen. Die Ausprägung dieser Windfelder wird in Abbildung 5.23 durch weiße Pfeile über dem Bodendruckfeld abgebildet. Die Länge dieser Pfeile steht für die Windgeschwindigkeit, deren Ausrichtung zeigt die vorherrschende Windrichtung an.

Um ein Tiefdruckgebiet herum ist die Zirkulation auf der Nordhalbkugel aufgrund der Corioliskraft immer gegen den Uhrzeigersinn gerichtet (zyklonal). Dieses Phänomen ist in allen drei Simulationen zu erkennen. Je stärker ein Tiefdruckgebiet ausgeprägt ist, desto größer wird die Druckgradientkraft, die auf ein Luftpaket wirkt, wodurch dieses beschleunigt wird. Starke Tiefdruckgebiete ziehen aus diesem Grund größere Luftvolumina an, die sich dann wiederum schneller um das Druckgebiet herum bewegen. Dieses Verhalten ist auch bei den Simulationen mit flacheren Wurzeln zu erkennen. Abbildung 5.24 stellt die Unterschiede dieser beiden Läufe zur VEG3D Referenzsimulation im Mai 1979 dar. Auf der linken Seite ist die Abweichung im Bodendruckfeld der TERRA-ML Simulation zu sehen, auf der rechten Seite die der VEG3D Simulation mit verringerter Wurzeltiefe. In beiden Abbildungen treten die stärkeren thermischen Tiefdruckgebiete über dem Westlichen Sahel nochmals deutlich zu Tage. Die dargestellten Pfeile repräsentieren die Unterschiede in den Windfeldern zwischen den Simulationen. Zeigen die Pfeile nach Osten bedeutet dies, dass in den Simulationen mit geringeren Wurzeltiefen verstärkt Luftmassen aus Westen advehiert werden. Analog dazu verhält es sich mit den anderen Windrichtungen. Je länger dabei die Pfeile sind, desto größer ist der Unterschied in der Windgeschwindigkeit. Aus Abbildung 5.24 lässt sich nun ablesen, dass in den Simulationen mit geringeren Wurzeltiefen die stärkeren Tiefdruckgebiete über dem Westlichen Sahel eine vermehrte zyklonale Windkomponente zur Folge haben. Daraus folgt, dass in diesen Simulationen verstärkt Luftmassen aus westlichen Richtungen nach Westafrika transportiert werden. Auf Höhe der ITF treffen diese Luftmassen auf die aus Süden anströmenden Monsunwinde (Abschnitt 2.3), steigen gemeinsam auf und bilden mit diesen die Luftmassen, aus denen die Monsunniederschläge fallen.

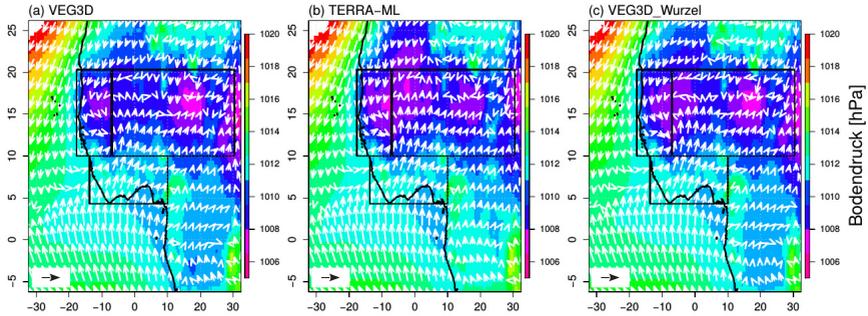


Abb. 5.23: Mittlere monatliche Windvektoren auf 925 hPa für VEG3D (a), TERRA-ML (b), VEG3D mit reduzierter Wurzeltiefe (c) im Mai des Jahres 1979. Die Länge des schwarzen Referenzpfeils im Kasten steht für eine Windgeschwindigkeit von 10 m/s. Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

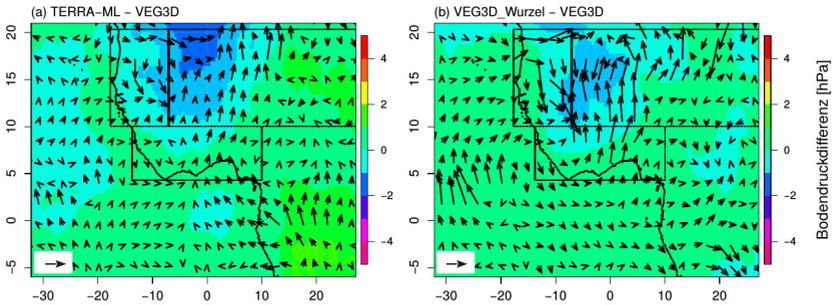


Abb. 5.24: Differenz des mittleren monatlichen Bodendrucks [hPa] und des Windfeldes auf 925 hPa zwischen den Simulationen mit geringeren Wurzeltiefen und dem VEG3D Referenzlauf für TERRA-ML (a) und VEG3D mit reduzierter Wurzeltiefe (b) im Mai des Jahres 1979. Die Länge des schwarzen Referenzpfeils im Kasten steht für eine Windgeschwindigkeit von 1 m/s. Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

Im Mai liegt diese Konvergenzzone direkt über der Guineaküste. Die aus Westen anströmenden Luftmassen tragen daher beträchtlich zur Niederschlagsbildung in dieser Region bei. Der Ursprung dieser Luftpakete liegt dabei auf dem Atlantik, zwischen  $10^\circ$  und  $25^\circ$  nördl. Breite, westlich von Afrika. Die Meeresoberflächentemperaturen sind dort niedriger als im tropischen Ozean an der Guineaküste (Abbildung 5.21). Luftmassen die über diesen Teil des Atlantiks ziehen nehmen daher weniger Feuchte auf als Luftmassen die über das tropische Meer aus Süden anströmen. In den Simulationen mit flacheren Wurzeln wird dem Monsunsystem somit trockenere Luft zugefügt als in der VEG3D Referenzsimulation. D.h., die Luftpakete aus denen die Monsunniederschläge über der Guineaküste fallen, haben einen geringeren atmosphärischen Wassergehalt, weshalb diese auch nur weniger Niederschlag produzieren können. Östlich des thermischen Tiefs haben die verstärkten zyklonalen Strömungen jedoch einen anderen Effekt. Wie in Abbildung 5.24 zu erkennen ist, tritt in dieser Region ein verstärkter Luftmassentransport aus Süden in der VEG3D Simulation auf. Diese feuchten Luftmassen werden dann östlich des Tiefdruckgebiets in den Zentralen Sahel gelenkt (siehe Abbildung 5.19). Da, wie bereits erwähnt, die ITCZ zu dieser Zeit über der Guineaküste liegt, sind die dortigen Gesamtniederschlagsmengen allerdings nicht sehr hoch. Der Einfluss des verstärkten Feuchtetransports in die Region ist daher auch nicht so groß wie in der Küstenregion.

Die höheren bodennahen Temperaturen über dem Westlichen Sahel in den Simulationen mit geringeren Wurzeltiefen führen zu Beginn des Monsuns deshalb nicht zu dem erwarteten, erhöhten Transport feuchter Luftmassen aus dem Süden. In diesem Fall haben sie den gegenteiligen Effekt. Sie verstärken im Laufe der Trockenzeit das thermische Tief über dem Westlichen Sahel, wodurch trockenere Luft aus dem Westen an die Guineaküste verfrachtet wird. Dies hat zur Folge, dass dort die Niederschlagssummen reduziert werden. Diese Prozesskette hat allerdings nur am Anfang des Monsuns Bestand. In der Folgezeit kann ein derartiges Verhalten nicht beobachtet werden. Sobald der Monsun die Sahelzone erreicht, hat die Wurzeltiefe keinen erkennbaren Einfluss mehr auf die Verdunstungsrate und somit auch nicht auf die Niederschlagsbildung. Zu dieser Zeit entwickelt sich der Monsun daher nach seinen bekannten Prinzipien. Dies kann auch am Verhalten der VEG3D Simulationen abgelesen werden, zumal sie sich für den Rest der Monsunzeit kaum mehr voneinander unterscheiden. Im Gegensatz dazu weist die TERRA-ML Simulation für den Rest der Monsunzeit an der Guineaküste eine systematischen Abweichung zu den VEG3D Simulationen auf,

bei der die bodennahen Temperaturen über Westafrika aufgrund der dämpfenden Wirkung der Vegetationsschicht höher sind als bei den TERRA-ML Rechnungen. Der dadurch entstehende höhere Temperaturgradient sorgt dafür, dass feuchtere Luftmassen an die Guineaküste transportiert werden.

Das Ergebnis dieser Sensitivitätsanalyse zeigt also, dass die Verdunstungsraten während der Trockenzeit im Westlichen Sahel die Niederschlagssummen zu Beginn des Monsuns an der Guineaküste beeinflussen können. Um dieses erste Niederschlagsmaximum am Golf von Guinea richtig vorherzusagen zu können, muss das Modell deshalb in der Lage sein, die latenten Wärmeflüsse am Ende der Trockenzeit im Westlichen Sahel möglichst genau zu bestimmen. Dies kann nur gelingen, wenn innerhalb der Modellrechnungen möglichst realistische Wurzeltiefen verwendet werden. Anhand der bisher durchgeführten Sensitivitätsanalyse kann allerdings nicht beantwortet werden, welche der verwendeten Wurzeltiefen gegenüber den anderen vorzuziehen ist. Auch auf die Frage, welches SVAT die Prozesse zwischen Oberfläche und Atmosphäre besser wiedergibt, kann bisher keine Antwort gegeben werden. Dafür müssen die Simulationsergebnisse der Sensitivitätsanalyse mit quantitativ hochwertigen Beobachtungen verglichen werden. Dies soll daher im folgenden Unterkapitel durchgeführt und beschrieben werden.

### **5.3.3 Vergleich mit Beobachtungsdaten**

Die Frage, ob die Verwendung von VEG3D die Modellsimulationen für Westafrika verbessert, soll im Folgenden näher diskutiert werden. Dafür werden die Simulationsergebnisse der TERRA-ML und VEG3D Läufe mit Beobachtungsdaten verglichen. Da sich der Untersuchungszeitraum von DEPARTURE von 1965 bis 2010 erstreckt, müssen die verwendeten Beobachtungsdaten diese Zeitspanne komplett abdecken. Beobachtungsdatensätze, die dieses Kriterium erfüllen sind der Datensatz der Climate Research Unit (CRU) (Mitchell und Jones, 2005) und der von Parker et al. (2012) empfohlene Datensatz der University of Delaware (Willmott-Matsuura) (Willmott und Matsuura, 1998). In diese Beobachtungsdatensätze gehen Daten aus Messstation ein, die auf ein Modellgitter interpoliert werden. Die Ergebnisse der Sensitivitätsstudie werden in der Folge mit dem CRU-Datensatz verglichen. Bei diesen Vergleichen der Modellsimulationen mit Beobachtungen soll untersucht werden, ob eines der beiden SVATs die Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen besser wiedergibt als das

andere und die Simulationsergebnisse dadurch verbessert werden. Darüber hinaus wird der Einfluss der gewählten Wurzeltiefe auf die Güte der Simulationen evaluiert. Die Ergebnisse der Modellsimulationen für die berechneten 2m Temperaturen im Referenzjahr sind in Abbildung 5.25 in den bisherig verwendeten Farben dargestellt.

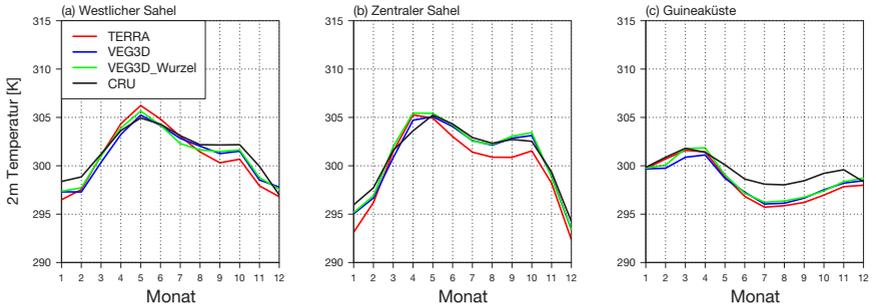


Abb. 5.25: Vergleich der simulierten mittleren monatlichen 2m Temperaturen in [K] im Westlichen Sahel (a), Zentralen Sahel (b) und der Guineaküste (c) mit dem CRU-Beobachtungsdatensatz (schwarz) für das Jahr 1979

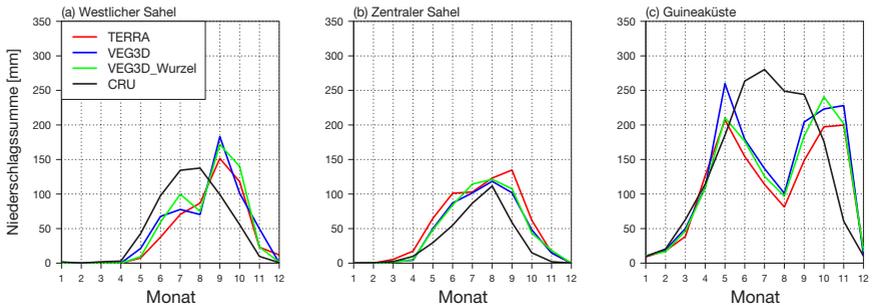


Abb. 5.26: Vergleich der simulierten mittleren monatlichen Niederschlagssumme in [mm] im Westlichen Sahel (a), Zentralen Sahel (b) und der Guineaküste (c) mit dem CRU-Beobachtungsdatensatz (schwarz) für das Jahr 1979

Der Beobachtungsdatensatz ist in schwarz gezeichnet. Dabei fällt auf, dass die VEG3D Simulationsergebnisse durch ihren gedämpften Temperaturverlauf in allen drei Untersuchungsgebieten deutlich besser mit den Beobachtungen

übereinstimmen als die Resultate der TERRA-ML Simulationen. In den Sahelgebieten beispielsweise überschätzt VEG3D die Temperaturen gegen Ende der Trockenzeit nicht so stark wie TERRA-ML. In der zweiten Jahreshälfte tritt diese positive Entwicklung noch deutlicher zu Tage. Zu dieser Zeit ist die Unterschätzung der Temperaturen geringer, sodass die Resultate sehr gut mit den Beobachtungen übereinstimmen. Die dämpfende Wirkung der expliziten Vegetationsschicht in VEG3D, die zu dieser Zeit im Sahel auftritt (Abschnitt 5.1.2), wirkt sich offensichtlich positiv auf die Simulationsergebnisse aus.

In den VEG3D Simulationen ist der Temperaturverlauf an der Guineaküste über das Jahr hinweg ebenfalls gedämpft. Für die Regenzeit bedeutet dies eine leichte Verbesserung der VEG3D Ergebnisse gegenüber TERRA-ML. Während der Trockenzeit hingegen führt dieses Verhalten von VEG3D zu einer starken Unterschätzung der 2-Meter Temperatur (cold bias). In der VEG3D Simulation mit der verringerten Wurzeltiefe ist dieser cold bias jedoch reduziert. In diesem Fall steigert die Verwendung geringerer Wurzeltiefen klar die Qualität der Simulationsergebnisse. Dies gilt auch für das restliche Jahr. Im Sahel hingegen werden durch die flacheren Wurzeln die Evapotranspirationsraten im Laufe der Trockenphase unterschätzt. Dadurch liegen die 2m Temperaturen besonders im Zentralen Sahel etwas zu hoch. An der Guineaküste verbessert die Verwendung geringer Wurzeltiefen demzufolge das Simulationsergebnis, wohingegen es im Sahelgebiet etwas verschlechtert wird. Die klaren Verbesserungen an der Guineaküste überwiegen jedoch die leichte Verschlechterung an der Sahelküste. Zusammenfassend lässt sich deshalb sagen, dass die Verwendung von VEG3D in Klimasimulationen die Qualität der Ergebnisse für bodennahe Temperaturen in der Sahelzone klar steigert. In Kombination mit den veränderten Wurzeltiefen ist dies auch für die Guineaküste der Fall. Für ein gekoppeltes Klimamodell hat das zur Folge, dass genauere Oberflächentemperaturen in die Simulationen eingehen. Die Kopplung mit VEG3D liefert somit eine realistischere untere Randbedingung.

Vergleicht man nun in Abbildung 5.26 die Simulationsergebnisse für die mittleren monatlichen Niederschlagssummen mit den gemessenen Daten, fällt es schwerer ein solch klares Bild zu zeichnen. Im Westlichen Sahel weisen alle drei Simulationen einen einmonatigen Verzug im Niederschlagsmaximum auf. In den VEG3D Simulationen fällt dieses zusätzlich noch etwas zu hoch aus. Für die restliche Regenzeit ist die Unterschätzung der Niederschlagsmengen mit VEG3D gegenüber TERRA-ML jedoch etwas verringert. Im Zentralen Sa-

hel passen die Niederschlagsmaxima beider Simulationen zeitlich gut zu den Messungen. Die monatlichen Niederschlagsmengen stimmen in den VEG3D Läufen allerdings während des gesamten Monsuns besser mit den Beobachtungen überein als in TERRA-ML Rechnungen. Die Berechnung der monatlichen Niederschlagssummen im Sahel wird somit durch die Verwendung von VEG3D leicht verbessert.

An der Guineaküste ist jedoch ein komplett anderes Bild zu erkennen. Beide Modelle weisen ein völlig unterschiedliches Niederschlagsregime gegenüber den CRU-Daten auf. Während in allen drei Simulationen durch die meridionale Verschiebung der ITCZ im Jahresverlauf eine bimodale Niederschlagsverteilung zu erkennen ist, weist die Beobachtung nur eine lange, sommerliche Regenzeit aus. Eine nahezu identische Niederschlagskurve liegt auch in dem von Parker et al. (2012) empfohlenen Willmott-Matsuura Datensatz vor. Dieses Verhalten der Beobachtungsdatensätze passt allerdings nicht zu der bimodalen Niederschlagsverteilung, wie sie an einzelnen Messstationen an der Guineaküste beobachtet wird, was in Abbildung 5.27 am Beispiel von Lagos (Nigeria) dargestellt ist. Dies wirft wiederum die Frage nach der Güte der Beobachtungen auf. Wie bereits von Parker et al. (2012) beschrieben wird, ist die Messnetzdichte in Westafrika sehr gering. Flächenhafte Informationen, die aus diesem dünnen Messnetz abgeleitet werden, bergen in sich große Unsicherheiten. Aus diesem Grund ist eine hohe Qualität der vorliegenden Beobachtungsdatensätze nicht flächendeckend garantiert. Es lässt sich daher auch keine abschließende Bewertung über die Güte der Modellsimulationen an der Guineaküste abgeben. Es kann demnach nicht beurteilt werden, ob VEG3D die Simulationsergebnisse für die mittleren monatlichen Niederschlagssummen verbessert oder nicht. Diese Analyse wird daher auf die Auswertung der dekadischen Läufe in Kapitel 6 verschoben.

Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass die Verwendung von VEG3D in Kombination mit geringeren Wurzeltiefen die Simulationsergebnisse für das Jahr 1979 in allen drei Untersuchungsgebieten positiv beeinflusst. Aus diesem Grund wird in den folgenden dekadischen Simulationen neben dem SVAT TERRA-ML, auch VEG3D mit einem veränderten Modellsetup verwendet. Dafür werden die landnutzungsabhangigen Wurzeltiefen in VEG3D durch die in TERRA-ML verwendeten ECOCLIMAP-2 Wurzeltiefen ersetzt (Kaptue Tchunte et al., 2010). Diese wurden aus dem AMMA-Projekt (Redelsperger et al., 2006) abgeleitet und stellen den realitatsnahsten Wurzeldatensatz dar, der heutzutage zur Verfügung steht. Ob sich damit die in diesem Kapitel beschriebenen Wechselwirkungen

zwischen der Oberfläche und dem Westafrikanischen Monsunsystem auch auf der dekadischen Zeitskala wiederfinden und ob sich die dekadischen Vorhersagen durch die Verwendung eines weiterentwickelten SVATS verbessern lassen, soll in Kapitel 6 diskutiert werden.

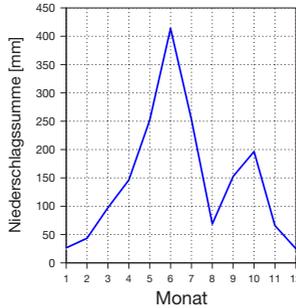


Abb. 5.27: Mittlerer Jahresgang der monatlichen Niederschlagssummen [mm] in Lagos (Nigeria) an der Guineaküste aus Vollmert et al. (2003), modifiziert.

## 5.4 Simulationen mit höher aufgelöstem SVAT

Wie bereits in Abschnitt 4.2 beschrieben, wird die Kopplung von COSMO-CLM und VEG3D anhand des OASIS3-MCT Kopplers umgesetzt. Mit Hilfe dieser Kopplungssoftware können beide Modelle eigenständig betrieben werden, d.h., insbesondere auch, dass sie in unterschiedlichen horizontalen Auflösungen rechnen können. Die kleinskalige Heterogenität des Untergrundes kann dadurch in den Simulationen des SVATs viel stärker berücksichtigt werden. Damit kann dem Atmosphärenmodell eine realistischere untere Randbedingung zur Verfügung gestellt werden, ohne die Rechenzeit des gekoppelten Modells drastisch zu erhöhen. Ein vergleichbarer Ansatz wurde erstmals von Avissar und Schmidt (1998) umgesetzt. Nachfolgende Arbeiten wie die von Schomburg et al. (2012) konnten zeigen, dass höher aufgelöste Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen die Qualität der Simulationsergebnisse positiv beeinflussen können. Aus diesem Grund soll im Rahmen einer weiteren Sensitivitätsstudie der Einfluss kleinskaliger Strukturen in der Pflanzenbedeckung und der Landnutzungsvertei-

lung auf das Westafrikanische Monsunsystem untersucht werden. Dafür wird eine weitere COSMO-CLM Simulation mit  $0.44^\circ$  horizontaler Auflösung für das Jahr 1979 realisiert. Die horizontale Auflösung von VEG3D wird allerdings auf  $0.22^\circ$  verfeinert. erhöht. Dies hat zur Folge, dass die Gitterpunkte in den VEG3D Rechnungen nicht mehr mit denen von COSMO-CLM übereinstimmen, wie es bei den bisherigen Simulationen der Fall war. Eine Gitterzelle in COSMO-CLM deckt nun das gleiche Gebiet ab wie vier Gitterboxen in VEG3D. Die hoch aufgelösten Informationen von VEG3D müssen deshalb beim Austausch mit COSMO-CLM vom VEG3D-Modellgitter auf das COSMO-Gitter interpoliert werden. Dafür wird im vorliegenden Fall durch OASIS3-MCT ein bilineares Interpolationsverfahren verwendet. Bei diesem werden die Werte der vier hochaufgelösten Gitterpunkte in VEG3D gemittelt und dem entsprechenden Gitterpunkt in COSMO-CLM zugeordnet. Die grob aufgelösten Informationen des COSMO-CLM Gitters werden wiederum an alle vier entsprechenden Gitterpunkte in VEG3D übergeben, sodass diese dem höher aufgelösten SVAT als Eingabegrößen dienen können.

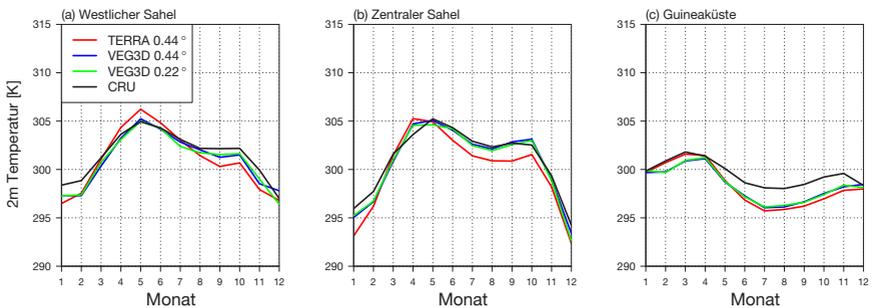


Abb. 5.28: Vergleich der, mit einem höher aufgelösten VEG3D simulierten, mittleren monatlichen 2m Temperaturen in [K] im Westlichen Sahel (a), Zentralen Sahel (b) und der Guineaküste (c) mit TERRA-ML (rot), der VEG3D-Referenz (blau) und dem CRU-Beobachtungsdatensatz (schwarz) für das Jahr 1979

Die Ergebnisse dieser Simulation sind in Abbildung 5.28 aufgezeichnet. In grün sind die simulierten 2-Meter Temperaturen für den COSMO-CLM Lauf mit der höher aufgelösten unteren Randbedingung dargestellt. In blau sind die Ergebnisse der COSMO-CLM Simulation gekoppelt an das mit  $0.44^\circ$  aufgelöste VEG3D zu sehen, in schwarz sind die Beobachtungen abgebildet. Dabei zeigt

sich, dass die Simulationen sich nur geringfügig voneinander unterscheiden. An der Guineaküste liegen die Temperaturkurven beider Läufe weitestgehend übereinander, lediglich in den Sahelregionen weichen die Werte minimal voneinander ab. Im Westlichen Sahel unterschreiten die Temperaturen der höher aufgelösten Simulation die des Referenzlaufs zwischen Mai und August, wodurch der Bias zu den Beobachtungen leicht erhöht ist. Von September bis November liegen die Temperaturwerte hingegen über denen des gröber aufgelösten VEG3D Lauf, sodass die Abweichungen zu den Beobachtungen verringert wird. Im Zentralen Sahel unterschreitet die höher aufgelöste Simulation im gesamten Monsunzeitraum die Temperaturkurve des Referenzlaufs minimal. Zu Beginn verringert sich dadurch die Übereinstimmung mit der Beobachtung, gegen Ende wird sie jedoch erhöht. Über alle drei Untersuchungsgebiete hinweg, lässt sich somit für die höher aufgelöste Simulation keine klare Tendenz hin zu einer Verbesserung oder Verschlechterung der Ergebnisse ausmachen. Der Einfluss kleinskaliger Strukturen auf die 2-Meter Temperatur ist daher als gering anzusehen.

Betrachtet man hingegen die monatlichen Niederschlagssummen in Abbildung 5.29, so sind doch größere Unterschiede zum ursprünglichen VEG3D Lauf auszumachen. Dies gilt in besonderer Weise für den Westlichen Sahel. Hier sind die ersten Monsunniederschläge gegenüber der Referenzsimulation klar erhöht, was eine deutliche Verringerung des Bias zur Konsequenz hat. Das Niederschlagsmaximum im September ist reduziert, woraus eine bessere Übereinstimmung mit den Beobachtungen resultiert. Im Zentralen Sahel stimmen die Niederschlagskurve des höher aufgelösten Laufs mit der des gröberen gut überein. Lediglich das Niederschlagsmaximum zwischen Juli und September wird in der höher aufgelösten Simulation leicht überschätzt. Die Übereinstimmungen mit der Beobachtung sind demzufolge gegenüber dem Referenzlauf verringert. Die Ursache für die Abweichungen zwischen beiden Simulationen während des Niederschlagsmaximums kann aus Abbildung 5.30 entnommen werden. In dieser Grafik sind die Unterschiede beider Läufe in den simulierten Niederschlagssummen im September abgebildet. In rot sind die Gebiete gezeichnet, in denen der ursprüngliche VEG3D Lauf eine höhere Regensumme aufweist, in blau die Regionen, in denen die höher aufgelöste Simulation mehr Niederschlag produziert. Anhand dieser eingefärbten Gebiete sind die unterschiedlichen Zugbahnen der MCS über Westafrika, in beiden Läufen, klar auszumachen. So verlaufen die MCS der höher aufgelösten Simulation auf einer leicht nördlicheren Bahn als die des Referenzlaufs, was zur Folge hat, dass die Niederschlagsgebiete den Westlichen

Sahel nicht komplett durchziehen. Deutlich ist zu erkennen wie sich die Zugbahn der MCS nach Norden verschiebt, bevor sie das Untersuchungsgebiet des Westlichen Sahel erreicht. Diese Verschiebung der MCS-Zugbahn ist, wie bereits in Abschnitt 5.2, auf eine veränderte mittlere Lage des AEJs zurückzuführen. Aus Abbildung 5.31 ist anhand des 95-Perzentils der zonalen Windkomponenten in 600hPa die unterschiedliche Position des AEJs im September zu entnehmen. Dabei weist der Jet in der Referenzsimulation eine leicht südlichere Lage über dem Zentralen Sahel auf. Diese südwärtige Verschiebung ist in einem leicht verstärkten thermischen Tief über dieser Region begründet, was in Abbildung 5.32 zu sehen ist. Das intensivere thermische Tief über dem Zentralen Sahel ist wiederum auf leicht höhere Temperaturen in der Referenzsimulation zurückzuführen (Abbildung 5.33). Bereits diese geringen Temperaturunterschiede können somit die Ausprägung des Bodendrucktiefs über dem Zentralen Sahel nachhaltig beeinflussen. Dieses Ergebnis zeigt, wie kleinskalige Unterschiede in der Beschaffenheit des Untergrunds über die Intensität des thermischen Tiefs auf die Lage des AEJs wirken können. Dadurch können sich die Zugbahnen der MCS unterschiedlich entwickeln, was die räumliche Niederschlagsverteilung während des Monsuns drastisch beeinflussen kann. Die Resultate dieser Sensitivitätsanalyse fügen sich damit nahtlos in die Ergebnisse von Maurer (2014) ein, die deutlich den Einfluss kleinskaliger Muster in der Beschaffenheit des Untergrundes auf die Entstehung konvektiver Niederschläge in Westafrika aufzeigen. Inwiefern eine Simulation mit höher aufgelösten Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen allerdings die Darstellung des Westafrikanischen Monsunsystems verbessern kann, ist aus dieser einjährigen Studie schwer abzuschätzen. Im Westlichen Sahel wird die Niederschlagsdynamik durch die genauere Abbildung der unteren Randbedingung besser wiedergegeben, im Zentralen Sahel erhöht sich jedoch der Bias. Auch ein Blick an die Guineaküste kann bei der Klärung dieser Frage nicht weiterhelfen. Hier verlaufen die Niederschlagskurven fast identisch. Lediglich während des zweiten Niederschlagsmaximums treten größere Unterschiede in den Regenmengen auf. Zu den Zeiten, zu denen sich der Einfluss der Wurzeltiefen als sensitiv gegenüber den Wechselwirkungen zwischen Untergrund und Atmosphäre zeigt (Abschnitt 5.3.2), ist jedoch kein Einfluss einer höher aufgelösten Oberfläche zu verzeichnen. Dennoch zeigt diese Sensitivitätsstudie, dass auch kleinskalige Strukturen die Entwicklung des Westafrikanischen Monsuns deutlich beeinflussen können.

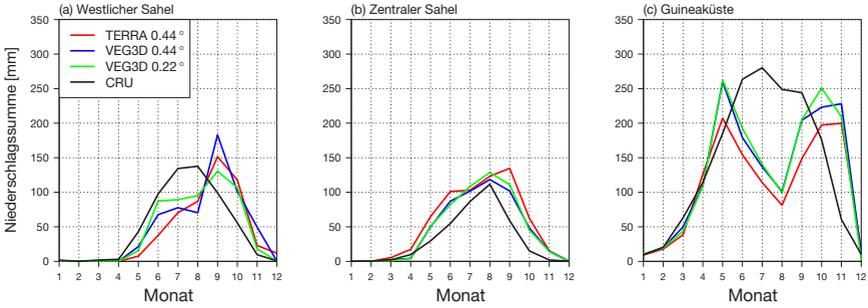


Abb. 5.29: Vergleich der, mit einem höher aufgelösten VEG3D simulierten, mittleren monatlichen Niederschlagssummen in [mm] im Westlichen Sahel (a), Zentralen Sahel (b) und der Guineaküste (c) mit TERRA-ML (rot), der VEG3D-Referenz (blau) und dem CRU-Beobachtungsdatensatz (schwarz) für das Jahr 1979

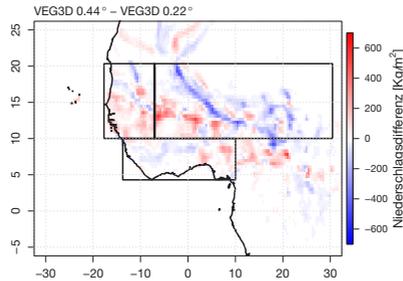


Abb. 5.30: Mittlere monatliche Niederschlagsdifferenzen im September 1979 in  $[Kg/m^2]$  zwischen der VEG3D-Referenz und dem höher aufgelösten VEG3D. Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

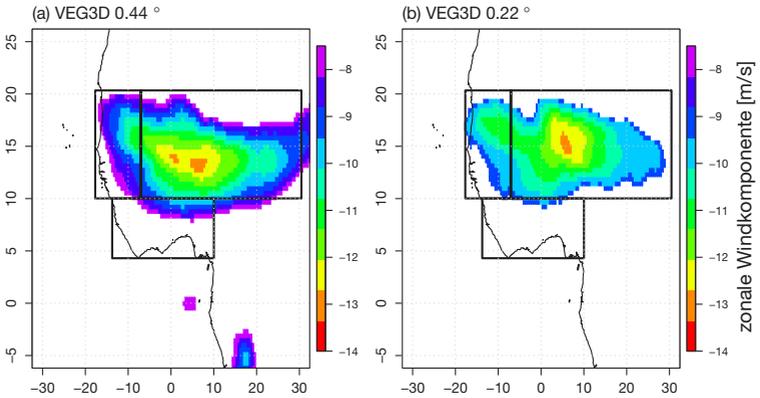


Abb. 5.31: Vergleich des 95-Perzentils der zonalen Windkomponenten auf 600hPa in [m/s] im September 1979 des VEG3D-Referenz Laufs (a) mit der höher aufgelösten Simulation (b). Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

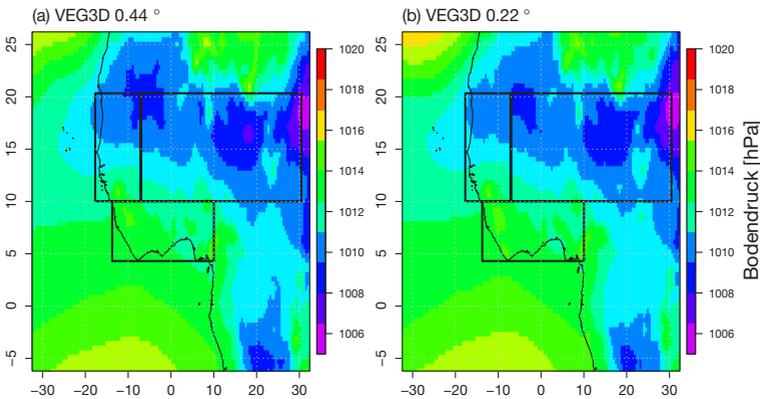


Abb. 5.32: Vergleich des mittleren monatlichen Bodendrucks in [hPa] im September 1979 des VEG3D-Referenz Laufs (a) mit der höher aufgelösten Simulation (b) für Nord- und Westafrika. Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

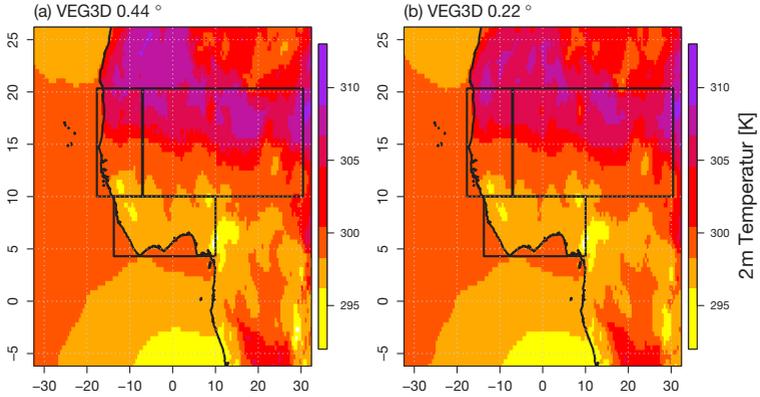


Abb. 5.33: Vergleich der mittleren monatlichen 2m Temperatur in [K] im September 1979 des VEG3D-Referenz Laufs (a) mit der höher aufgelösten Simulation (b) für Nord- und Westafrika. Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

## 6 Retrospektive dekadische Simulationen

Im Rahmen der Sensitivitätsanalysen in Kapitel 5 konnte am Beispiel gekoppelter TERRA-ML und VEG3D Simulationen aufgezeigt werden, durch welche Prozesse sich die Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen auf den Westafrikanischen Monsun auswirken. So zeigte sich, dass die Eigenschaften des nordafrikanischen Hitzetiefs am Ende der Trockenzeit die Niederschlagssummen an der Guineaküste zu Beginn des Monsuns beeinflussen. Die Ausprägung des thermischen Bodentiefs hängt dabei stark von den Verdunstungsraten im Westlichen Sahel ab. Des Weiteren konnte der Zusammenhang zwischen den bodennahen Temperaturen im Sahel und der Position des AEJs, welche die räumliche Verteilung der Monsunniederschläge steuert, beschrieben werden. Diese Wechselwirkungen wurden auf Basis einjähriger Simulationen für das Jahr 1979 identifiziert. Inwieweit diese Prozesse allerdings auch für eine dekadische Vorhersage berücksichtigt werden müssen, kann aus diesen Untersuchungen nicht abgeleitet werden. Zur Beantwortung dieser Frage werden deshalb im nächsten Schritt dekadische Simulationen durchgeführt und deren Ergebnisse in diesem Kapitel genauer dargelegt.

Zunächst werden dafür in Abschnitt 6.1 zwei COSMO-CLM Simulationen für die Dekade 2001-2010, gekoppelt mit TERRA-ML bzw. VEG3D, durchgeführt, die analog zu den Sensitivitätsstudien mit ERA-Interim Reanalysen angetrieben werden. In der VEG3D Simulation werden dabei die originalen Wurzeltiefen beibehalten. Als Initialzustand beider Simulationen dient hierbei der eingeschwungene Boden des transienten TERRA-ML Laufes von 1958 bis 2010 (Abschnitt 5.1).

Im Anschluß daran wird eine weitere von ERA-Interim angetriebene VEG3D Simulation für die Dekade 2001-2010 realisiert. Das VEG3D-Setup wird dabei um die ECOCLIMAP-2 Wurzeltiefen erweitert, wodurch dem Modell ein realistischeres pflanzenverfügbares Wasserreservoir zur Verfügung steht. Demzufolge wird erwartet, dass innerhalb von VEG3D die Aufteilung zwischen dem sensiblen und dem latenten Wärmestrom und somit die Wechselwirkung

zwischen Oberfläche und Atmosphäre verbessert wird (Abschnitt 5.3.3). Diese verbesserte Modelldarstellung der Prozesskette könnte zu realistischeren Bodenbedingungen führen, deren Rückkopplungen sich aufgrund der Trägheit der tieferen Bodenschichten noch nach Jahren auswirken können (Abschnitt 2.4). Hinsichtlich dekadischer Klimaprognosen wirft dies die Frage auf, ob durch die genauere Darstellung der Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen der Westafrikanische Monsun besser vorhergesagt werden kann. Die Antwort auf diese Frage soll in Abschnitt 6.2 durch die Auswertung der veränderten VEG3D-Simulation nachgegangen werden. Giannini et al. (2003) und Rodriguez-Fonseca et al. (2011) konnten zeigen, dass die Meeresoberflächentemperaturen die wohl wichtigste Komponente für die Variabilität des Westafrikanischen Monsuns sind (Abschnitt 2.2). Daraus ergibt sich die Frage, wie bedeutend überhaupt der Einfluss der Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkung auf die Monsundynamik im Vergleich zu den SST ist. Offen ist auch, ob diese Wechselwirkungen bei einer Vorhersage berücksichtigt werden müssen, oder ob die Vorhersagbarkeit des Systems ausschließlich von den Meerestemperaturen bestimmt wird. Innerhalb der ERA-Interim Reanalysen werden die SST aus Satellitenbeobachtungen vorgegeben. Bei dekadischen Prognosen des gekoppelten Ozean-Atmosphärenmodells MPI-ESM-LR werden hingegen beobachtete Meeresoberflächentemperaturen nur zur Initialisierung des Modells verwendet. Im Laufe der Simulation werden die SST fortwährend neu berechnet. Dabei entsteht in den MPI-ESM-LR Rechnungen ein warm bias im tropischen Atlantik, wie er z.B. von Jungclaus et al. (2013) beschrieben wird. Es besteht somit ein Unterschied in den SST zwischen ERA-Interim und MPI-ESM-LR. Treibt man nun dekadische Simulationen mit MPI-ESM-LR an anstelle von ERA-Interim, ist man dazu in der Lage die Auswirkungen der SST auf die Variabilität des Monunsystems im Vergleich zu den Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen zu untersuchen. Abschließend werden daher im Unterkapitel 6.3 regionale Klimasimulationen durchgeführt, die von drei unterschiedlich initialisierten dekadischen MPI-ESM-LR Prognosen angetrieben werden und mit den Ergebnisse der ERA-Interim Läufe aus Abschnitt 6.2 verglichen.

## 6.1 Vergleich mit den Ergebnissen der einjährigen Sensitivitätsstudie

### 6.1.1 Temperatur

Im folgenden Abschnitt wird nun untersucht, ob die in den Sensitivitätsanalysen identifizierten Wechselwirkungen zwischen der Oberfläche und dem Westafrikanischen Monsunsystem auch über längere Zeiträume zu beobachten sind. Dafür werden zwei ERA-Interim getriebene COSMO-CLM Simulationen für die Dekade 2001-2010 realisiert, eine gekoppelt mit TERRA-ML, eine mit VEG3D in originaler Modellkonfiguration. Abbildung 6.1 zeigt die über die gesamte Dekade gemittelten monatlichen 2-Meter Temperaturen in den drei Untersuchungsgebieten. In rot sind die Ergebnisse der TERRA-ML Simulation abgebildet, in blau die der VEG3D Simulation. Als Beobachtung wird der von Parker et al. (2012) empfohlene Willmott-Matsuura Datensatz (Willmott und Matsuura, 1998) verwendet (schwarz).

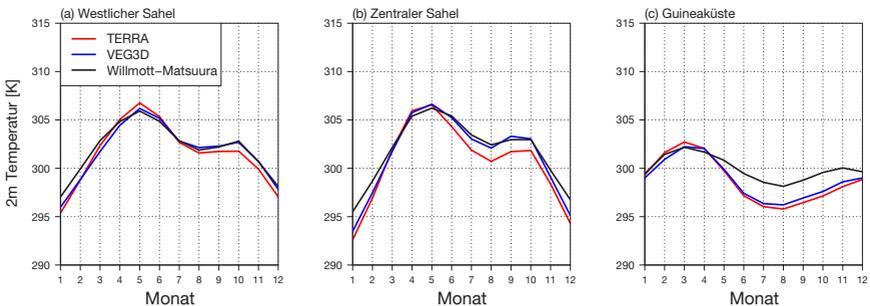


Abb. 6.1: Gemittelte monatliche 2-Meter Temperaturen der Dekade 2001-2010 in [K] im Westlichen Sahel (a), Zentralen Sahel (b) und an der Guineaküste (c) für TERRA-ML (rot), VEG3D (blau) und den Willmott-Matsuura Beobachtungsdatensatz

Im Westlichen Sahel verläuft die berechnete Temperatur in den VEG3D Simulationen auch in der Dekade 2001-2010 gedämpfter als in den TERRA-ML Läufen. Die 2-Meter Temperaturen steigen gegen Ende der Trockenzeit (Mai) somit nicht so stark an. Über das restliche Jahr fallen die Temperaturen hingegen nicht so tief ab, wodurch VEG3D über den gesamten Zeitraum deutlich besser mit den Beobachtungen übereinstimmt als TERRA-ML. Das gleiche Verhalten ist an

der Guineaküste zu beobachten. Auch hier unterliegt der Temperaturverlauf in der VEG3D Simulation keiner so starken Schwankung wie in TERRA-ML, was wiederum eine geringere Abweichung zu den Beobachtungen zur Folge hat. Dies gilt zum größten Teil auch für den Zentralen Sahel. Hier tritt der Unterschied zwischen beiden Simulationen besonders in der zweiten Jahreshälfte zu Tage. Vor allem zwischen Juni und Oktober stimmen die VEG3D Ergebnisse besser mit den Beobachtungen überein, wohingegen TERRA-ML die 2-Meter Temperaturen in diesem Zeitraum deutlich unterschätzt. Der Vorteil der expliziten Vegetationsschicht in VEG3D, die den Wärmeaustausch zwischen dem Boden und der Atmosphäre reguliert, ist somit in allen Untersuchungsgebieten deutlich zu erkennen. Im Zentralen Sahel steigen die Temperaturen in VEG3D gegen Ende der Trockenzeit allerdings auf ein ähnliches Niveau an wie in TERRA-ML. Die Dämpfung der Temperaturkurve während der Trockenzeit ist im Zentralen Sahel also nicht so groß wie im Westlichen Sahel. Dieses Verhalten konnte bereits in den Sensitivitätsstudien beobachtet werden (Abbildung 5.2). Auch dort waren die Unterschiede zwischen den Simulationen im Mai im Zentralen Sahel nicht so groß wie im westlichen Teil.

### 6.1.2 Niederschlag im Sahel

In Abschnitt 5.2 wurde der Zusammenhang zwischen den bodennahen Temperaturen im Sahel und der Position des AEJs aufgezeigt. Die Höhe der Oberflächentemperaturen während der Regenzeit beeinflusst dabei die Intensität und Lage des thermischen Bodendrucktiefs über dem Zentralen Sahel, das wiederum die Ausrichtung der Achse des AEJ beeinflusst. Die Lage des Jets steuert wiederum die Zugbahnen der AEWs und der damit verbundenen MCS über dem Sahelgebiet, wodurch die räumliche Verteilung der Monsunniederschläge geregelt wird. Innerhalb der Sensitivitätsstudie zeigte sich dabei, dass in den VEG3D Simulationen höhere Bodentemperaturen während der Monsunzeit erreicht werden. Dadurch verstärkt sich das Hitzetief im Vergleich zu den TERRA-ML Simulationen im Zentralen Sahel, zudem wird die Achse des Jets sowie die Zugbahnen der AEWs nach Süden verschoben. Dies hat zur Folge, dass die MCS verhältnismäßig mehr Niederschlag im Westlichen Sahel produzieren als im Zentralen Sahel. Dieser Prozess ist auch in der Dekade 2001-2010 in großen Teilen zu erkennen. Abbildung 6.2 zeigt die monatlichen Niederschlagssummen über diesen Zeitraum für den Westlichen und Zentralen Sahel. In rot sind erneut die mit TERRA-ML

simulierten, in blau die mit VEG3D simulierten Niederschläge abgebildet. Die Beobachtungen sind in schwarz gezeichnet.

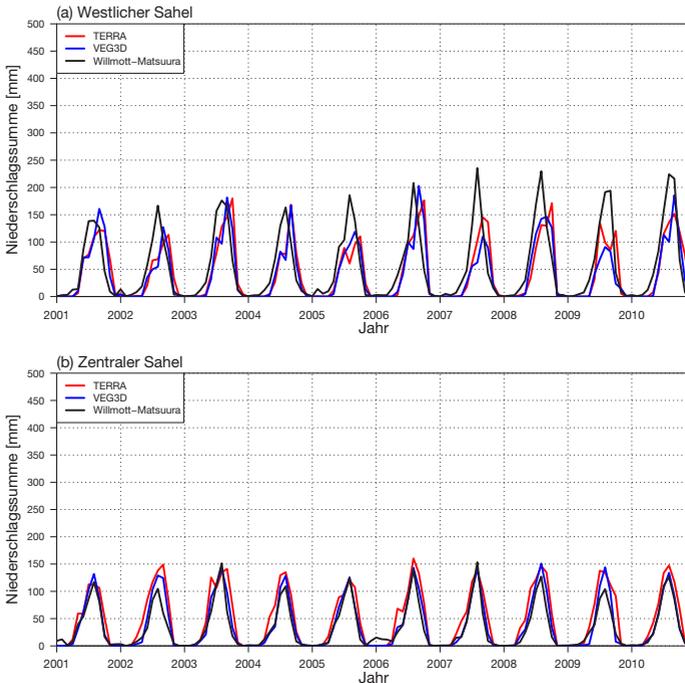


Abb. 6.2: Monatliche Gesamtniederschlagssumme [mm] im Westlichen und Zentralen Sahel für TERRA-ML (rot), VEG3D (blau) und den Willmott-Matsuura Beobachtungsdatensatz für die Dekade 2001-2010

Dieser Abbildung ist zu entnehmen, dass TERRA-ML im Zentralen Sahel über die gesamte Dekade etwas mehr Niederschlag produziert als VEG3D. Im Westlichen Sahel ist das Gegenteil der Fall. Die unterschiedliche Niederschlagsverteilung zwischen den beiden SVAT-Simulationen ist somit auch auf der dekadischen Zeitskala zu beobachten. Wie bereits in Abschnitt 6.1.1 beschrieben wird, liegen die bodennahen Temperaturen während der Monsunzeit vor allem über dem Zentralen Sahel in VEG3D höher als in TERRA-ML. Dies führt zu einem stärkeren, nach Süden ausgedehnten Hitzetief, was aus Abbildung 6.3 abzulesen ist.

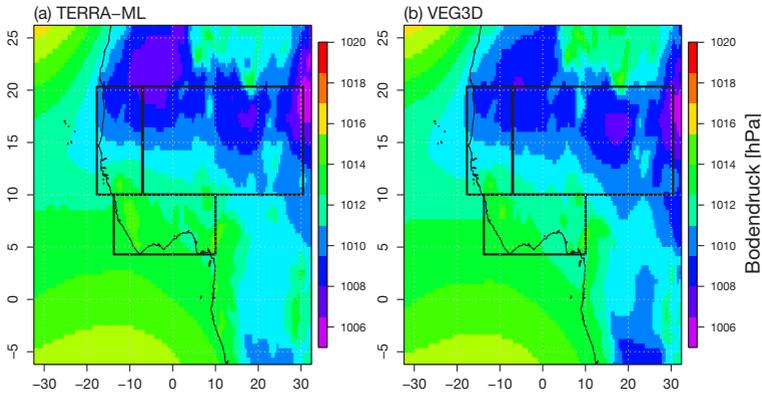


Abb. 6.3: Mittlerer monatlicher Bodendruck [hPa] im September über Westafrika der Dekade 2001-2010, für TERRA-ML (a) und VEG3D (b). Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

In dieser Grafik ist der mittlere monatliche Bodendruck im September der Jahre 2001-2010 über Westafrika für TERRA-ML (a) und VEG3D (b) abgebildet. Über alle 10 Jahre sind in den VEG3D Simulationen tiefere Bodendrücke in diesem Gebiet auszumachen, was sich klar im Mittelwert abzeichnet. Diese unterschiedlichen Druckverhältnisse wirken sich auf die Lage des AEJ aus (Abbildungen 6.4 bis 6.8).

Auf der linken Seite der Abbildung ist die mittlere Position des AEJs in den Septembermonaten der Dekade 2001-2010 resultierend aus der TERRA-ML Simulation abgebildet. In der Mitte sind die entsprechenden Ergebnisse für den VEG3D Lauf dargestellt. Die mittlere Lage des Jets wird dabei wie bereits in den Sensitivitätsanalysen durch das 95-Perzentil der zonalen Windkomponenten auf 600hPa repräsentiert. Auf der rechten Seite sind die mittleren monatlichen Niederschlagsdifferenzen im September zwischen der TERRA-ML und der VEG3D Simulation dargestellt. Durch die rote Farbe werden Regionen angezeigt, bei denen in TERRA-ML mehr Niederschlag fällt. Gebiete, in denen VEG3D höhere Monsunniederschläge berechnet, werden in blau angezeigt. Da sich die AEWs über mehrere Tage hinweg über Westafrika bewegen (Abschnitt 2.3), können die Zugbahnen der damit verbundenen MCS in den jeweiligen Simulationen durch diese Darstellungsform sehr deutlich nachvollzogen werden.

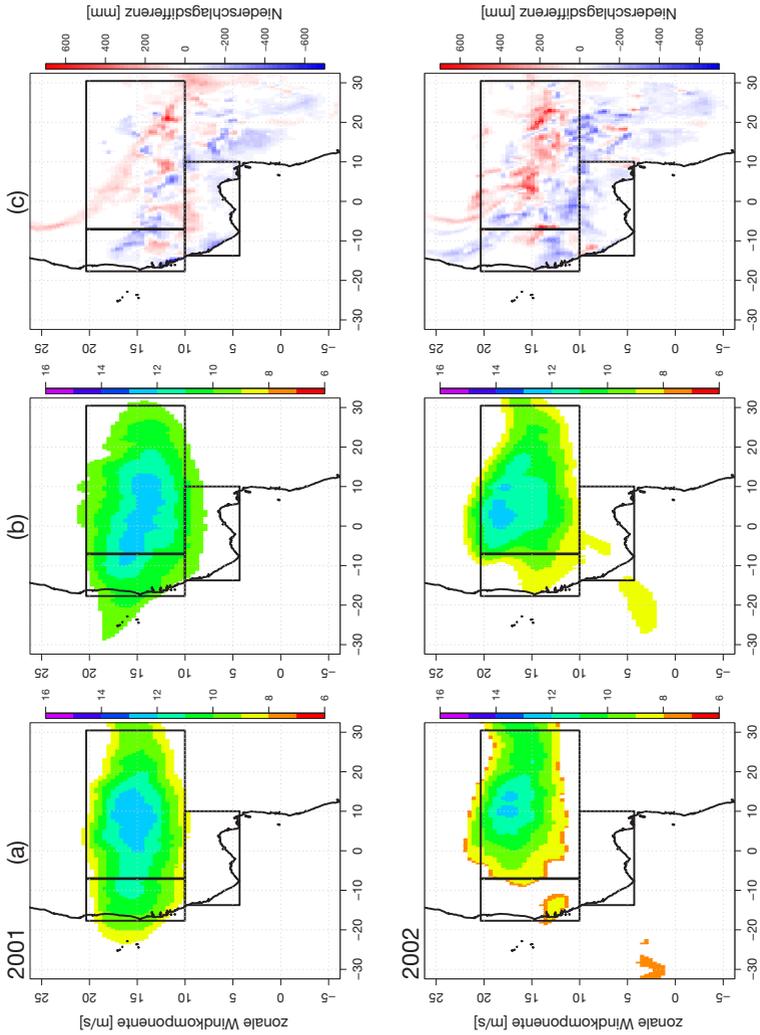


Abb. 6.4: Mittlere Lage des AEJs in den Septembermonaten der Jahre 2001+2002 für TERRA-ML (a) und VEG3D (b), sowie den mittleren monatlichen Niederschlagsdifferenzen zwischen TERRA-ML und VEG3D (c)

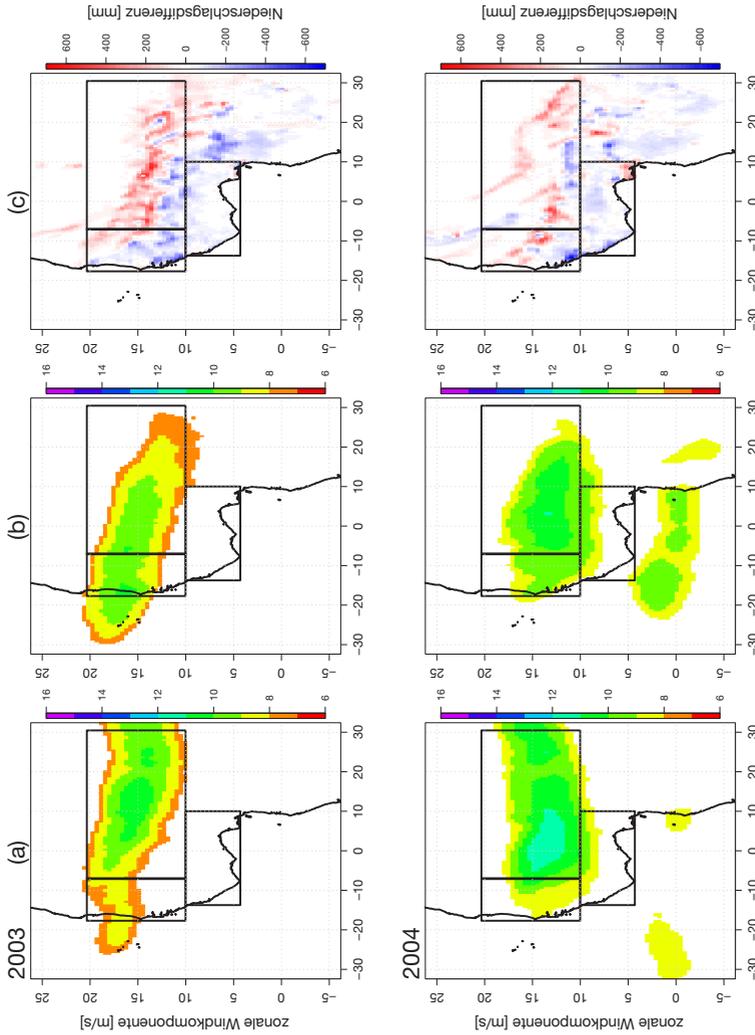


Abb. 6.5: Mittlere Lage des AEJs in den Septemberraten der Jahre 2003-2004 für TERRA-ML (a) und VEG3D (b), sowie den mittleren monatlichen Niederschlagsdifferenzen zwischen TERRA-ML und VEG3D (c)

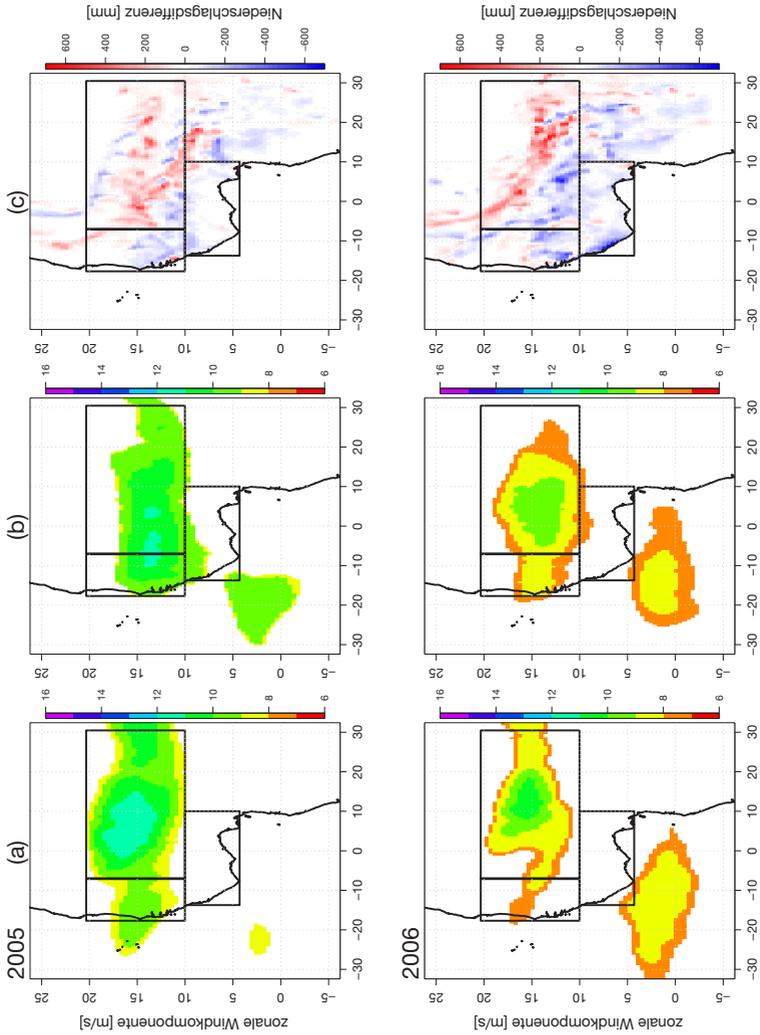


Abb. 6.6: Mittlere Lage des AEJs in den Septembermonaten der Jahre 2005-2006 für TERRA-ML (a) und VEG3D (b), sowie den mittleren monatlichen Niederschlagsdifferenzen zwischen TERRA-ML und VEG3D (c)

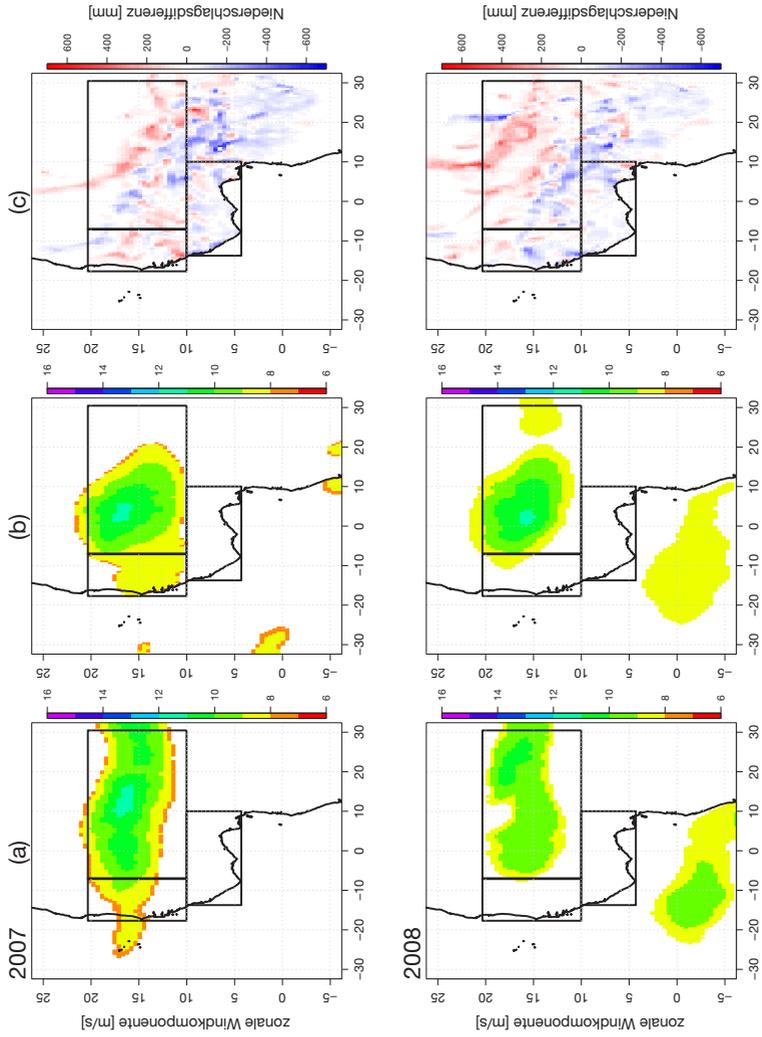


Abb. 6.7: Mittlere Lage des AEJs in den Septembermonaten der Jahre 2007-2008 für TERRA-ML (a) und VEG3D (b), sowie den mittleren monatlichen Niederschlagsdifferenzen zwischen TERRA-ML und VEG3D (c)

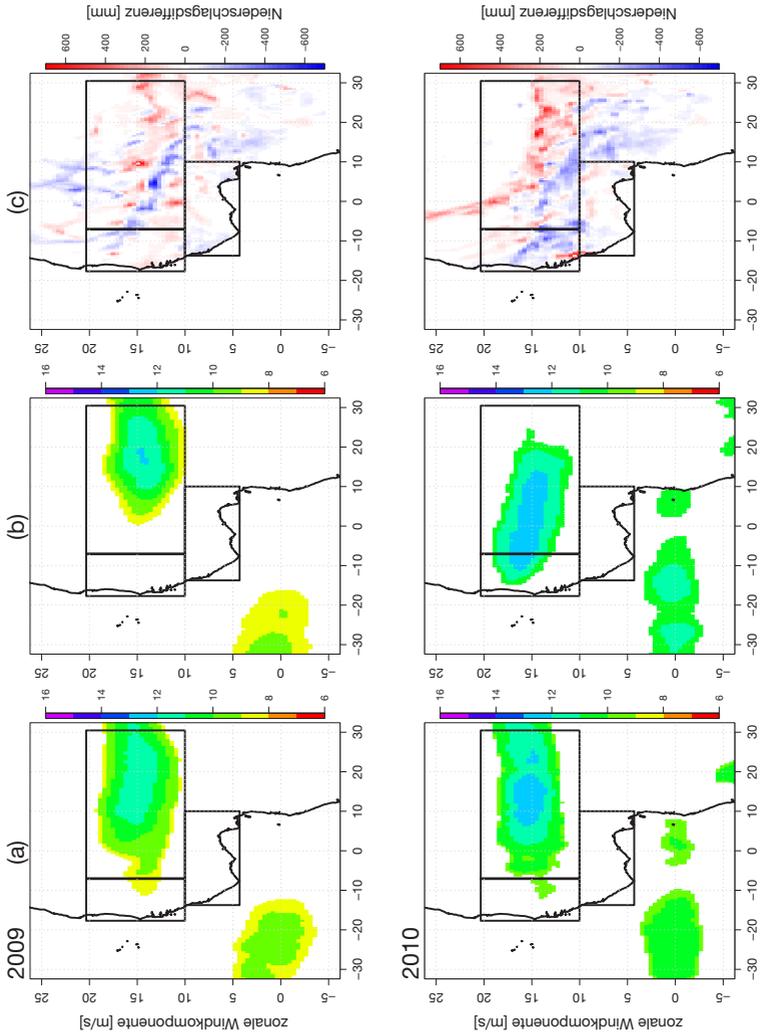


Abb. 6.8: Mittlere Lage des AEJs in den Septembermonaten der Jahre 2009-2010 für TERRA-ML (a) und VEG3D (b), sowie den mittleren monatlichen Niederschlagsdifferenzen zwischen TERRA-ML und VEG3D (c)

So ist beispielsweise in der TERRA-ML Simulation des Jahres 2001 der Verlauf einer schräg über den Zentralen Sahel wandernden und dann nach Norden abdrehenden AEW als rotmarkierte Zugbahn deutlich zu erkennen. Die Zugbahn der entsprechenden AEW in der VEG3D Simulation ist als blaue Bahn weiter südlich auszumachen. Die Ursache für die abweichenden Bahnen liegt in der unterschiedlichen Lage des AEJs in beiden Simulationen. Wie aus der Abbildung zu erkennen ist, wird die mittlere Position des Jets in der VEG3D Simulation durch das ausgedehntere Hitzetief nach Süden verschoben. Die AEWs verlaufen daher auf einer südlicheren Bahn. Das hat im Jahr 2001 zur Konsequenz, dass die MCS nicht nach Norden abdrehen und sowohl im Zentralen, als auch im Westlichen Sahel höhere Niederschläge herbeiführen. Auch im Jahr 2002 ist ein Abdrehen der Niederschlagszellen nach Norden in der TERRA-ML Simulation zu erkennen. Dies führt erneut dazu, dass die MCS den Westlichen Sahel nicht erreichen und im Vergleich zu VEG3D dort weniger Niederschlag produzieren. Aufgrund ihrer nördlicheren Lage liefern sie im Zentralen Sahel hingegen größere Regenmengen. Wie bereits im Vorjahr (2001) ist dieses Verhalten auf einen südlich verschobenen und zum Westlichen Sahel hin gerichteten AEJ in VEG3D zurückzuführen. Diese Verschiebung der Jetachse ist besonders deutlich im Jahr 2003 zu beobachten. Auch in diesem Jahr hat dies eine südlichere Zugbahn der AEWs zur Folge. Das gleiche Phänomen tritt in den Jahren 2005, 2006 und 2010 auf. Im Jahr 2004 durchqueren die MCS in beiden Simulationen den Westlichen Sahel, wodurch sich die Niederschlagssummen auf einem ähnlichen Niveau befinden. Wie wichtig die Zugbahnen der MCS für die Niederschlagsmengen im Westlichen Sahel sind, ist an den Jahren 2007-2009 abzulesen. In diesen drei Jahren erreichen die MCS in der VEG3D Simulation, trotz ihrer südlicheren Bahn, den Westlichen Sahel kaum und erzeugen dort nur wenig Niederschläge. Im Vergleich zu der TERRA-ML Simulation sind die Monsunniederschläge daher stark reduziert.

Die Ergebnisse der dekadischen Simulationen bestätigen somit die abgeleiteten Prozesse aus der Sensitivitätsanalyse, insbesondere den direkten Einfluss der bodennahen Temperaturen im Zentralen Sahel auf die räumliche Verteilung der Monsunniederschläge. Um diese räumlichen Niederschlagsstrukturen korrekt vorherzusagen, ist es daher notwendig, die oberflächennahen Temperaturen im Sahel adäquat abzubilden. Dies kann durch die Verwendung von VEG3D erreicht werden, da innerhalb von VEG3D können die Wechselwirkungen zwischen der Oberfläche und der Atmosphäre im Klimamodell besser repräsentiert

werden (Abbildung 6.1). In Abbildung 6.1 erreichen die mit VEG3D simulierten bodennahen Temperaturen eine deutlich höhere Übereinstimmung mit den Beobachtungen. Dies gilt im besonderen für den Zentralen Sahel. Die verbesserte Darstellung der unteren Randbedingung in dieser Region beeinflusst dann die Zugbahnen der AEWs und erhöht die Vorhersagegüte der Monsunniederschläge. Im Zentralen Sahel ist die geringere Abweichung der simulierten Niederschlagssummen der VEG3D Simulation in allen Jahren abzulesen (Abbildung 6.2). Auch im Westlichen Sahel passen die Niederschlagsmengen der VEG3D Simulation besser zu den Beobachtungen. Eine Ausnahme bilden die Jahre 2007-2009. Dort erzielt die TERRA-ML Simulation eine höhere Übereinstimmung mit den Beobachtungen. In diesen Jahren produzierten die MCS in VEG3D im Westlichen Sahel nur geringe Niederschlagssummen.

### 6.1.3 Niederschlag an der Guineaküste

Die zweite Wechselwirkung zwischen Oberfläche und Atmosphäre, die innerhalb der Sensitivitätsanalyse identifiziert werden konnte und die auf die Dynamik des Westafrikanischen Monsuns wirkt, ist das Zusammenspiel zwischen der Intensität des nordafrikanischen Hitzetiefs am Ende der Trockenzeit und den Monsunniederschlägen an der Guineaküste (Abschnitt 5.2). Die Verdunstungsarten im Westlichen Sahel spielen dabei eine wichtige Rolle für die Ausprägung des Hitzetiefs. Innerhalb der TERRA-ML Simulation sind diese aufgrund kleinerer Wurzeltiefen verringert. Dadurch erhöhen sich die Oberflächentemperaturen und es entwickelt sich im Vergleich zu VEG3D ein stärkeres thermisches Bodendrucktief. Dies hat zur Folge, dass vermehrt trockene Luftmassen aus Westen und Norden in die Konvergenzzone transportiert und die Niederschlagsmengen verringert werden. Die Frage, ob dieser Prozess auch über mehrere Jahre hinweg beobachtet werden kann, soll nun genauer untersucht werden. In Abbildung 6.9 sind die monatlichen Niederschlagssummen der Dekade 2001-2010 für die Guineaküste zu sehen. In rot sind die Ergebnisse der TERRA-ML Simulation abgebildet, in blau die des VEG3D Laufes und in schwarz die Beobachtungsdaten nach Willmot-Matsuura (Willmott und Matsuura, 1998). Innerhalb der Sensitivitätsstudie erreichte der Monsun im Mai die Guineaküste. Die monatliche Niederschlagssumme in VEG3D lag dabei ca. 50mm höher als in TERRA-ML. Zwischen 2001 und 2010 liegen die ersten jährlichen Niederschlagsmaxima in VEG3D in den meisten Fällen auch über denen von TERRA-ML (2001-2003, 2005-2009).

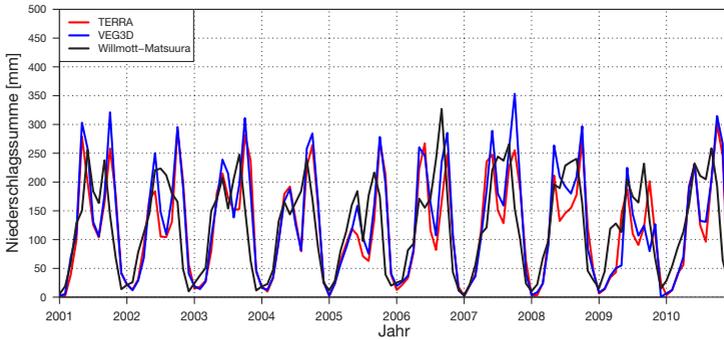


Abb. 6.9: Monatliche Gesamtniederschlagssumme [mm] an der Guineaküste für TERRA-ML (rot), VEG3D (blau) und den Willmott-Matsuura Beobachtungsdatensatz für die Dekade 2001-2010

Sie treten jedoch meistens einen Monat später, d.h. im Juni, auf (2002-2007, 2009, 2010). Das bedeutet dass, das Niederschlagsband des Monsuns die Guineaküste im Mai dieser Jahre noch nicht vollständig erreicht hat. Ein Großteil der konvektiven Zellen liegt somit noch über dem Meer, wodurch die Niederschlagssummen über Land verringert werden. Da in der vorliegenden Dissertation jedoch der Einfluss der Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen auf den Westafrikanischen Monsun untersucht werden, können nur Situationen miteinander verglichen werden, in denen der Kern des Monsungebiets über Land liegt. Das sind die Zeitpunkte, in denen das erste jährliche Niederschlagsmaximum an der Guineaküste erreicht wird. In den meisten Jahren der Dekade 2001-2010 ist das im Juni der Fall. Durch die meridionale Verlagerung des Hitzetiefs liegt die Konvergenzzone zu dieser Zeit allerdings bereits nördlich der Guineaküste, was aus Abbildung 6.10 an den konvergierenden Windvektoren zur erkennen ist. Die Luftmassen aus Westen und Norden, die über das westafrikanische Hitzetief in die Konvergenzzone transportiert werden, tragen somit nicht mehr zur Niederschlagsbildung dieser Region bei. Die in der Sensitivitätsanalyse beobachtete Advektion trockener Luftmassen an die Guineaküste kann zu dieser Zeit nicht mehr stattfinden. Die höheren Niederschlagsmaxima der VEG3D Simulation lassen sich in diesen Fällen mit den höheren Oberflächentemperaturen in Westafrika erklären. Dadurch entsteht ein größerer Temperaturgradient zwischen dem afrikanischen Kontinent und dem tropischen Atlantik, wodurch verstärkt feuchte Luftmassen aus dem Golf von Guinea nach Westafrika transportiert werden.

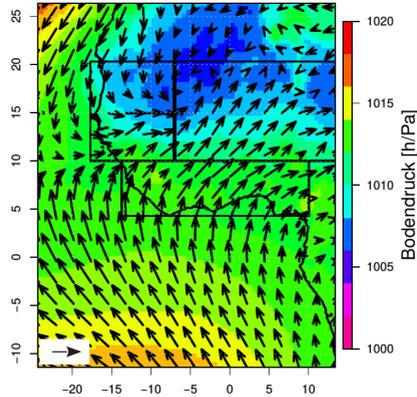


Abb. 6.10: Mittlere monatliche Windvektoren auf 925 hPa in VEG3D im Juni der Dekade 2001-2010. Die Länge des schwarzen Referenzpfeils im Kasten steht für eine Windgeschwindigkeit von 10 m/s. Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

Zur Validierung der in Abschnitt 5.2 beschriebenen Prozesse können deshalb nur die Jahre verwendet werden, in denen das erste Niederschlagsmaximum an der Guineaküste im Mai liegt. Dies ist in den Jahren 2001 und 2008 der Fall (Abbildung 6.9). Das erste Niederschlagsmaximum in der VEG3D Simulation übertrifft dabei in beiden Jahren die Niederschlagsmengen des TERRA-ML Laufes. 2001 fallen in TERRA-ML ca. 20mm weniger Niederschlag, 2008 ca. 50mm. Diese Niederschlagsdifferenz setzt sich wie bereits in der Sensitivitätsstudie aus den kleineren Verdunstungsraten an der Guineaküste in TERRA-ML und der geringeren Advektion feuchter Luftmassen in das Gebiet zusammen, was aus Abbildung 6.11 ablesen werden kann. In dieser Grafik ist der monatliche Netto-Feuchtetransport beider Simulationen an die Guineaküste als Niederschlagsäquivalent in [mm] dargestellt ist. Im Mai des Jahres 2001 werden in der TERRA-ML Simulation ca. 10mm atmosphärische Feuchte weniger an die Guineaküste advehiert als in der VEG3D Simulation, im Jahr 2008 sogar ein Niederschlagsäquivalent von 40mm. Die Evapotranspirationsrate in der TERRA-ML Simulation ist daher in beiden Jahren ebenfalls um 10mm gegenüber VEG3D verringert.

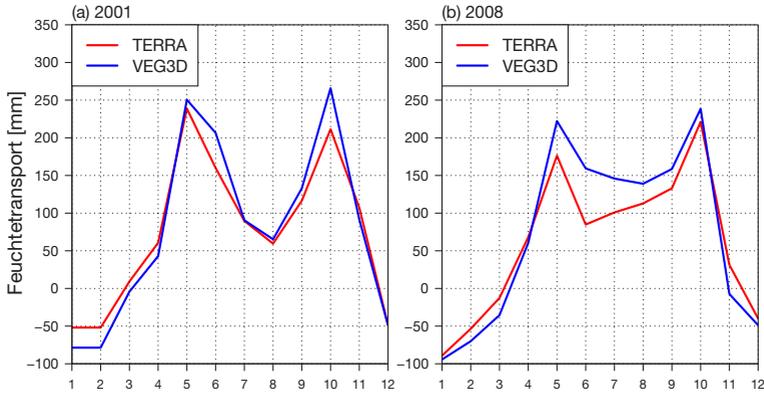


Abb. 6.11: Niederschlagsäquivalent des mittleren monatlichen Netto-Feuchtettransports für TERRA-ML (rot) und VEG3D (blau) in [mm] an die Guineaküste im Jahr 2001 (a) und 2008 (b)

Dieser verringerte Feuchtettransport an die Guineaküste in TERRA-ML hängt auch in diesen Jahren mit einem intensiveren Hitzetief über dem Westlichen Sahel zusammen. Gegen Ende der Trockenzeit führen höhere bodennahe Temperaturen in der TERRA-ML Simulation (Abbildung 6.12) in beiden Jahren zu niedrigeren Bodendruckverhältnissen über dem Westlichen Sahel (Abbildung 6.13). Dadurch verstärkt sich die zyklonale Windbewegung um das Hitzetief (Abbildung 6.1.3 und 6.15) und trockenere Luftmassen aus Westen und Norden werden in die Konvergenzzone transportiert (Abbildung 6.11). Dort verringern diese wiederum die Niederschlagsmengen zu Beginn des Monsuns (Abbildung 6.9).

Die Sensitivitätsanalyse hat gezeigt, dass die Verdunstungsraten über dem Westlichen Sahel die Intensität des thermischen Bodentiefs gegen Ende der Trockenzeit deutlich beeinflussen können. Die größeren Wurzeltiefen in VEG3D erhöhen dabei das pflanzenverfügbare Wasserreservoir, wodurch eine höhere Evapotranspiration möglich ist. Im Zusammenspiel mit der abschattenden Wirkung der Vegetationsschicht in VEG3D verringern sich dadurch die Oberflächentemperaturen und das Hitzetief wird geschwächt (Abschnitt 5.2). Dieser Prozess ist ebenfalls im Jahr 2001 zu beobachten. Dort ist die Verdunstungsrate in VEG3D während der gesamten Trockenzeit stärker als in TERRA-ML, was in (a) in Abbildung 6.16 zu erkennen ist.

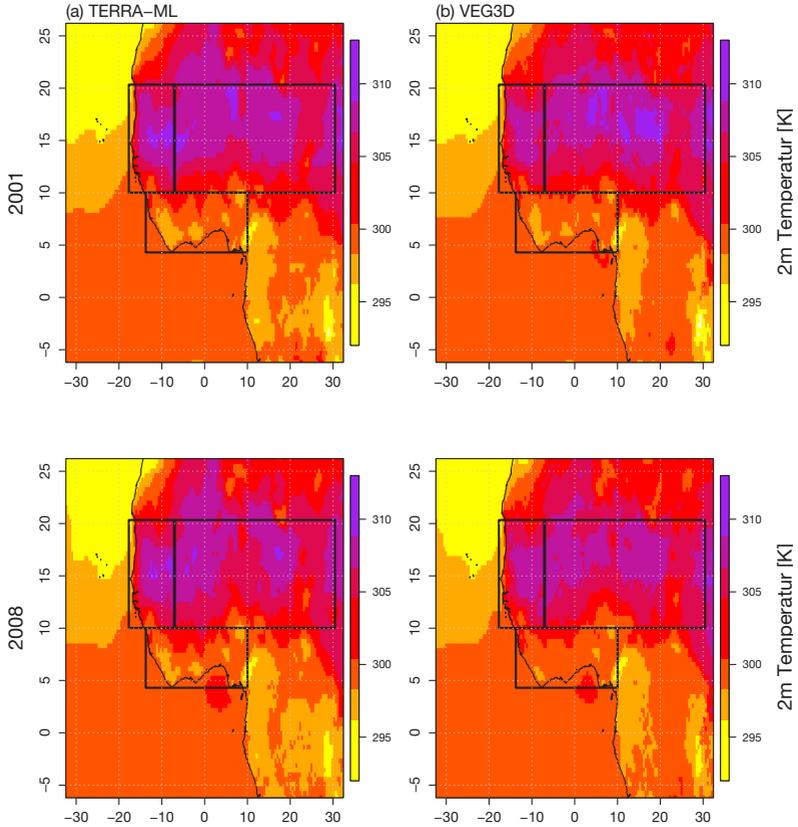


Abb. 6.12: Mittlere monatliche 2m Temperaturen in [K] für TERRA-ML (a) und VEG3D (b), im Mai der Jahre 2001 und 2008. Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

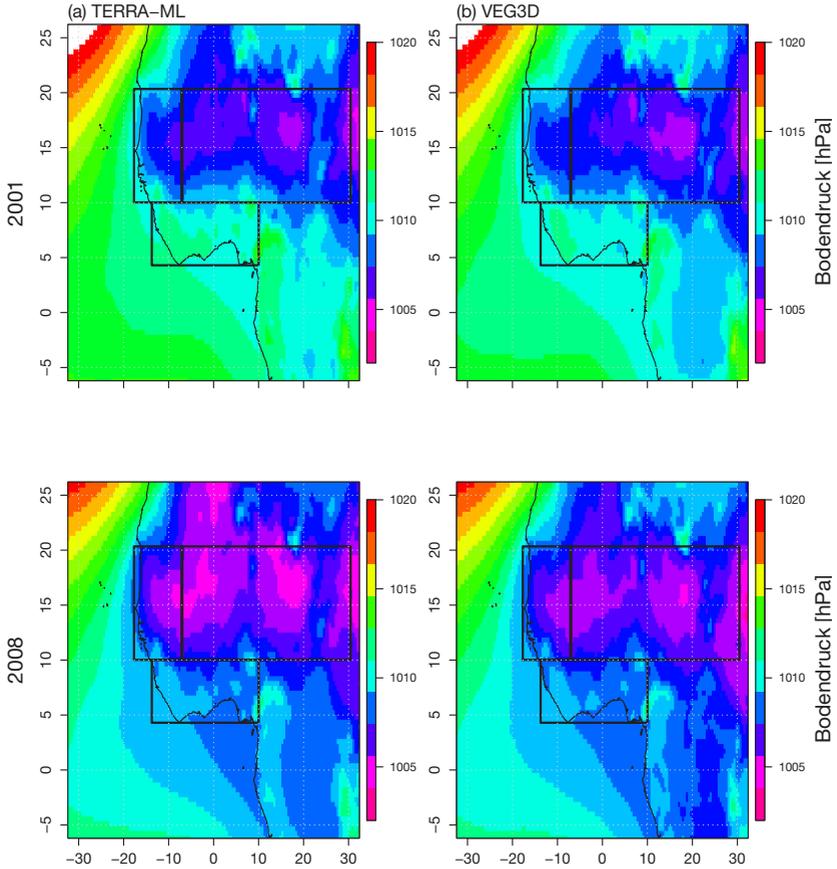


Abb. 6.13: Mittlerer monatlicher Bodendruck in [hPa] für TERRA-ML (a) und VEG3D (b), im Mai der Jahre 2001 und 2008. Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

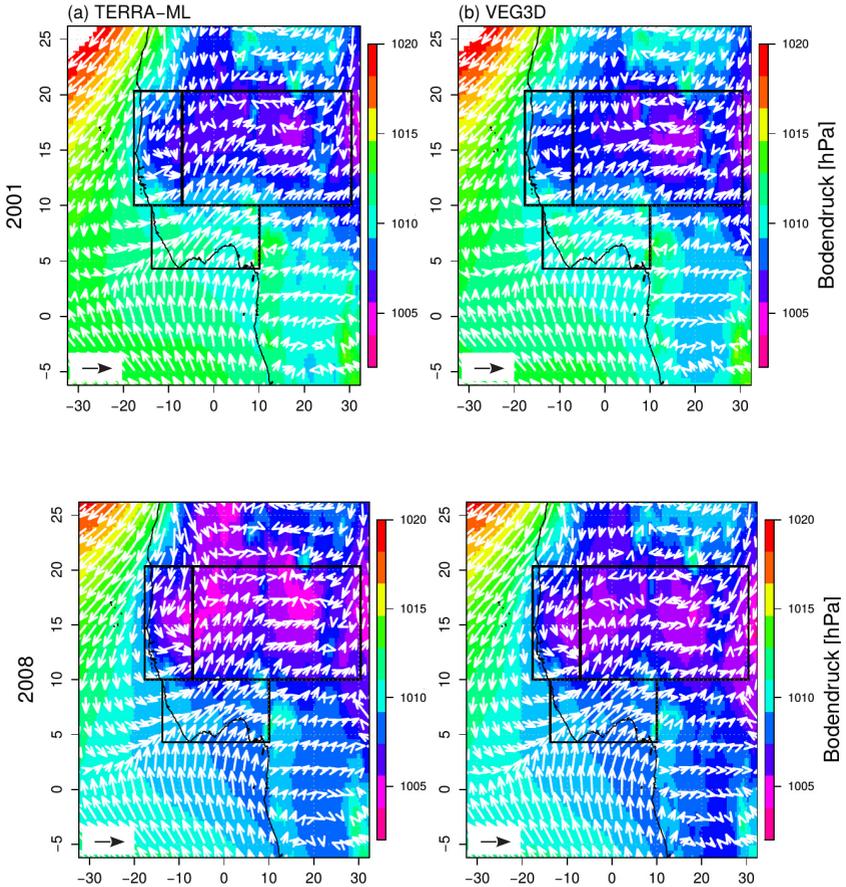


Abb. 6.14: Mittlere monatliche Windvektoren auf 925 hPa für TERRA-ML (a) und VEG3D (b), im Mai der Jahre 2001 und 2008. Die Länge des schwarzen Referenzpfeils im Kasten steht für eine Windgeschwindigkeit von 10 m/s. Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

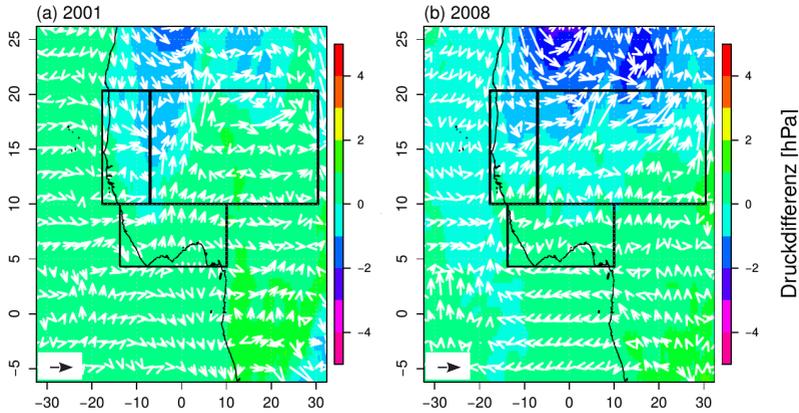


Abb. 6.15: Differenz des mittleren monatlichen Bodendrucks [hPa] und des Windfeldes auf 925 hPa zwischen TERRA-ML und VEG3D im Mai der Jahre 2001 (a) und 2008 (b). Die Länge des schwarzen Referenzpfeils im Kasten steht für eine Windgeschwindigkeit von 1 m/s. Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

In rot sind die latenten Wärmeflüsse von TERRA-ML und in blau die von VEG3D gezeichnet. In diesem Jahr hat die höhere Evapotranspiration der VEG3D Simulation einen temperatursenkenden Effekt. Im Jahr 2008 verhält sich dies jedoch etwas anders (Abbildung 6.16 (b)). In diesem Jahr bewegen sich die latenten Wärmeflüsse von VEG3D während der Trockenzeit ständig unter denen der TERRA-ML Simulation. Die Verdunstungsraten in VEG3D können im Vergleich zu TERRA-ML somit nicht temperatursenkend auf die Simulation wirken. Dennoch ist auch in diesem Jahr ein schwächeres Hitzetief in VEG3D zu beobachten (Abbildung 6.13). In diesem Fall scheint die abschattende Wirkung der expliziten Vegetationsschicht in VEG3D den größeren Beitrag zur Dämpfung der Temperaturkurve im Westlichen Sahel zu liefern.

Die geringere Evapotranspirationrate in VEG3D im Jahr 2008 ist mit den sehr trockenen Bedingungen des Vorjahres zu begründen. Wie aus Abbildung 6.2 hervorgeht, fielen im Jahr 2007 die Monsunniederschläge im Westlichen Sahel in beiden Simulationen relativ gering aus. Die Niederschlagsmenge von VEG3D lag dabei noch deutlich unter der von TERRA-ML. D.h., der Bodenspeicher füllte sich während der Regenzeit in VEG3D geringer auf als in TERRA-ML.

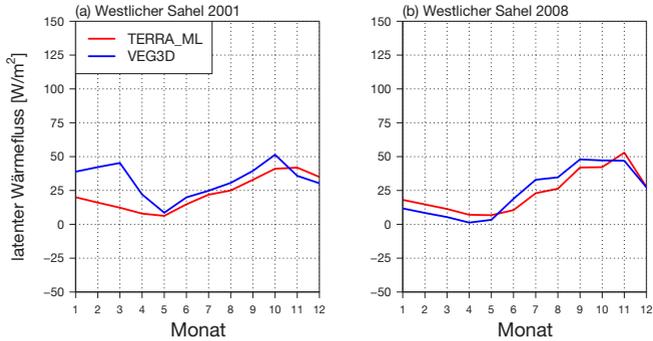


Abb. 6.16: Mittlere monatliche latente Wärmeflüsse in  $[\text{W/m}^2]$  im Westlichen Sahel für TERRA\_ML (rot) und VEG3D (blau) für die Jahre 2001 (a) und 2008 (b)

Das Wasserreservoir wurde daraufhin während der Trockenperiode 2008 schneller verdunstet, wodurch die latenten Wärmeflüsse in VEG3D reduziert wurden. Die geringe Befüllung des Bodenspeichers in VEG3D ist aus Abbildung 6.17 abzulesen, welche die relativen Bodenfeuchten in 0.34m und 1.42m Tiefe für VEG3D zeigt. Über die gesamte Trockenzeit ist der Wassergehalt in diesen oberflächennahen Bodenschichten nur sehr gering, weshalb nur wenig Wasser transpiriert werden kann.

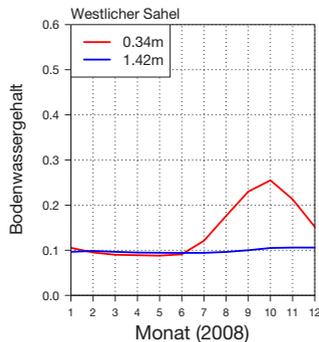


Abb. 6.17: Relativer Bodenwassergehalt im Westlichen Sahel im Jahr 2008 in 0.34m (rot) und 1.42m (blau) Tiefe in VEG3D

Die innerhalb der Sensitivitätsstudie identifizierte Beziehung zwischen dem thermischen Bodentief über dem Westlichen Sahel und den Niederschlagsmengen an der Guineaküste zu Beginn des Monsuns ist also nur in manchen Jahren zu beobachten. In den meisten Jahren der simulierten Dekade 2001-2010 tritt das erste Niederschlagsmaximum des Monsuns erst im Juni auf. Die durch das Hitzetief advehierten, verhältnismäßig trockenen Luftmassen aus Westen und Norden fließen aufgrund der nördlichen Lage der Konvergenzzone nicht in die Niederschlagsbildung an der Küstenregion ein. Bei den beobachteten Wechselwirkungen handelt es sich also um einen Sonderfall. Es ist daher für eine gute Vorhersage des ersten Niederschlagsmaximums wichtiger, im Modell die Dynamik der Hitzetiefverlagerung richtig zu erfassen als dessen Intensität über dem Westlichen Sahel. Vergleicht man allerdings die Simulationsergebnisse mit beiden SVATs mit dem Beobachtungsdatensatz, fällt auf, dass die simulierte Wanderung des Niederschlagsbandes nicht mit der beobachteten übereinstimmt. Während in den Simulationen immer zwei klare Niederschlagsmaxima auftreten, sind diese in den Beobachtungen nicht so deutlich ausgebildet. Es ist vielmehr eine große Regenzeit mit einem kleinen Minimum im Juli zu erkennen (Abbildung 6.1). In den Modellsimulationen ist die meridionale Verschiebung der Konvergenzzone somit stärker ausgeprägt wie in den Beobachtungen. Dieses Verhalten zeigte sich ebenfalls in den Simulationsergebnissen von Panitz et al. (2014), die im Rahmen von ERA-Interim getriebenen COSMO-CLM Simulationen für das CORDEX Modellgebiet, eine zu starke Verlagerung des Monsungürtels nach Norden beobachteten.

Eine mögliche Ursache für diese unterschiedliche Darstellung der Monsundynamik könnte in falsch berechneten Landesoberflächentemperaturen in den Modellsimulationen liegen. Dadurch entwickelt sich mutmaßlich ein falscher Temperaturgradient zwischen Westafrika und dem tropischen Atlantik, wodurch ein veränderter Antrieb für die Monsundynamik entstehen würde. Vergleicht man die simulierten Temperaturen mit den Beobachtungen, erkennt man, dass in der VEG3D Simulation die Temperaturen im Sahel deutlich besser wiedergegeben werden als in der TERRA-ML Simulation. Da die Niederschlagssummen in der VEG3D Simulation allerdings keine bessere Übereinstimmung mit der beobachteten Monsundynamik aufweisen als in der TERRA-ML Simulation, ist davon auszugehen, dass die Temperaturfelder im Sahel nicht der dominierende Faktor der ITCZ-Verlagerung sind. An der Guineaküste hingegen weichen die Niederschlagssummen beider Modelle stark von den Beobachtungen ab. Die

Temperaturen in den Beobachtungen bewegen sich über die gesamte Monsunzeit auf einem hohen Niveau, in den Simulationen fallen sie über diesen Zeitraum hingegen deutlich ab. Darin könnte eine mögliche Erklärung für die deutliche bimodale Niederschlagsverteilung in den Simulationen liegen. Die hohen Temperaturen in den Beobachtungen könnten dafür sorgen, dass die Konvergenzzone bis zu einem gewissen Maße an der Guineaküste gehalten wird und dort mehr Niederschlag produziert. Durch die geringeren Temperaturen in den Modellläufen würde dieser Effekt dort nicht auftreten. Die ITCZ und die damit verbundenen Niederschlagsfelder, würden eine stärkere meridionale Verschiebung aufweisen. Wie bereits in Abschnitt 5.3.3 diskutiert, kann durch die geringe Messnetzdicke nicht immer eine hohe flächendeckende Qualität des Beobachtungsdaten garantiert werden. Vergleiche mit einzelnen Messstationen in der Region, wie in Abbildung 5.27 am Beispiel von Lagos in Nigeria dargestellt, zeigen, dass auch diese Beobachtungsdaten mit einer gewissen Unsicherheit verbunden sind. Die Frage, ob die simulierte Monsundynamik tatsächlich mit der Realität übereinstimmt oder nicht, kann daher nicht abschließend beantwortet werden.

In den Jahren, in denen der Kern des Monsungürtels bereits im Mai über dem Kontinent liegt, kann allerdings ein klarer Einfluss des Hitzetiefs über dem Westlichen Sahel auf die Niederschlagssummen in der Küstenregion beobachtet werden. Für die Intensität des thermischen Bodentiefs ist dabei die Umwandlung der Strahlungsenergie in latente und sensible Wärmeflässe an der Oberfläche von großer Bedeutung. Wie groß der Einfluss dieser Prozesse auf die Entwicklung des Hitzetiefs ist, kann man an den Jahren 1979, 2001 und 2008 erkennen. Für eine genaue Vorhersage des Monsunbeginns müssen diese Prozesse deshalb möglichst exakt beschrieben werden. Die Ergebnisse aus der Sensitivitätsanalyse und den dekadischen Läufen deuten darauf hin, dass dies mit VEG3D besser umgesetzt werden kann. Der Beitrag der Evapotranspirationrate an der Ausprägung des Hitzetiefs kann an den Jahren 2001 und 1979 abgelesen werden. Daraus lässt sich ableiten, dass für gute Prognosen solide Informationen über Wurzeltiefen sehr wichtig sein können. Aus diesem Grund werden im folgenden Unterkapitel VEG3D Simulationen durchgeführt und ausgewertet, in denen die ECOCLIMAP-2 Wurzeltiefen verwendet werden. Aber nicht nur die Wurzeltiefen wirken sich auf die Verdunstungsraten eines Bodens aus, sondern auch der Wassergehalt in den verschiedenen Bodentiefen. Daraus lässt sich wiederum auf die Bedeutung einer realistischen Bodeninitialisierung für dekadische Prognosen schließen.

## 6.2 Mehrwert von VEG3D

Der Einfluss der Wurzeltiefen auf die Simulationsergebnisse konnte, im Rahmen der Sensitivitätsstudie in Kapitel 5, aufgezeigt und in Abschnitt 6.1 bestätigt werden. Die Wurzeltiefen beeinflussen dabei über die Transpirationsraten die Beträge der turbulenten Wärmeflüsse und bilden damit einen wichtigen Bestandteil der Wechselwirkungen zwischen Boden und Atmosphäre. Innerhalb von VEG3D werden die Wurzeltiefen allerdings nur sehr vereinfacht dargestellt (Abschnitt 5.3). Im normalen VEG3D-Setup werden sie abhängig von der Landnutzungsart definiert. Da die Landnutzung, im VEG3D Modell für Westafrika, jedoch weitestgehend auf drei Klassen beschränkt ist, sodass in dieser Region nur drei unterschiedliche Wurzeltiefen auftreten. Die große Heterogenität der dort vorliegenden Vegetationsbedingungen (Abschnitt 2.3) wird somit in VEG3D nicht ausreichend berücksichtigt. Um VEG3D nun besser an die Gegebenheiten Westafrikas anzupassen, müssen deshalb die Wurzeltiefen des normalen Setups durch ein differenzierteres und realistischeres Abbild der Wurzeltiefen ersetzt werden. Der in TERRA-ML verwendete ECOCLIMAP-2 Datensatz (Kapue Tchunte et al., 2010) bietet dabei genau diese gesuchten Eigenschaften. Aus diesem Grund werden im nächsten Schritt die VEG3D Wurzeltiefen aus dem ECOCLIMAP-2 Datensatz verwendet. Dadurch können die turbulenten Wärmeflüsse zwischen Oberfläche und Atmosphäre innerhalb des Modells genauer beschrieben und realistischere Bodenverhältnisse simuliert werden. Im folgenden Abschnitt wird nun untersucht, ob dieses optimierte VEG3D in der Lage ist den Westafrikanischen Monsun besser abzubilden als TERRA-ML. D.h., es wird der Frage nachgegangen, ob eine Kopplung mit VEG3D einen Mehrwert gegenüber TERRA-ML darstellt.

Die Validierung der Modellläufe wird dabei anhand dekadischer Simulationen von 2001 bis 2010 durchgeführt. Als Antrieb für das Regionalmodell werden erneut ERA-Interim Reanalysen verwendet. Dieser Simulationsansatz stellt eine dekadische Simulation mit quasi-perfekten Randbedingungen dar. Dekadische Rechnungen die durch Simulationen des globalen Klimamodells MPI-ESM-LR angetrieben werden, sind in Abschnitt 6.3 beschrieben. Die Güte der dekadischen Simulation kann darüber definiert werden, inwieweit ein Modell dazu in der Lage ist, die beobachtete Klimavariabilität in Westafrika und die Saisonalität des Monsuns realistisch wiederzugeben. Dies beinhaltet zum einen die absolute Abweichungen der Simulationsergebnisse von den Beobachtungen (Bias),

und zum anderen die zeitliche Korrelation zwischen den Simulationen und den Beobachtungen. Um zu beurteilen, welches gekoppelte Modell die Klimabedingungen in Westafrika besser wiedergibt, werden die dekadischen Simulationen von TERRA-ML und VEG3D deshalb nach diesen Kriterien miteinander verglichen. Für die Untersuchung des Bias wird ein Bewertungsmaß definiert, der auf der mittleren quadratischen Abweichung der Modellsimulationen zu den Beobachtungen basiert und als *MSESS* (Mean Square Error Skill Score) bezeichnet wird. Die Korrelation der Simulationsergebnisse mit den Beobachtungen wird durch den Pearson-Korrelationskoeffizienten bestimmt.

### 6.2.1 Mean Square Error Skill Score (MSESS)

Der *MSESS* wird definiert als

$$MSESS = 1 - \frac{\Sigma(Sim1 - Obs)^2}{\Sigma(Sim2 - Obs)^2} \quad [6.1]$$

und berechnet somit das Verhältnis der mittleren quadratischen Abweichungen zweier Simulationen *Sim1* und *Sim2*, zu einer Beobachtung *Obs*. *Sim2* stellt dabei eine Referenzsimulation dar, mit der *Sim1* verglichen wird. Passt *Sim1* besser mit den Beobachtungen überein, wird der Quotient der quadratischen Abweichungen kleiner eins und der *MSESS* positiv. Stimmt *Sim1* exakt mit den Beobachtungen überein, ist der *MSESS* gleich eins. Gibt jedoch *Sim2* die Beobachtungskurve besser wieder, wird der Quotient größer eins und der *MSESS* wird negativ. Mit Hilfe dieser Kenngröße können nun die VEG3D und TERRA-ML Simulationen hinsichtlich ihrer Vorhersagegüte des Westafrikanischen Monsuns miteinander verglichen werden. Dafür werden in Gleichung [6.1] die Ergebnisse des VEG3D Laufes als *Sim1* eingesetzt und die TERRA-ML Ergebnisse als Referenzsimulation *Sim2*. Als Beobachtung wird der Willmot-Matsuura Datensatz verwendet.

Abbildung 6.18 zeigt auf der linken Seite (a) den *MSESS* bezüglich der monatlichen mittleren 2-Meter Temperaturen über die Dekade 2001-2010. Für den Fall, dass VEG3D die dekadische Simulation gegenüber TERRA-ML verbessert, wird der *MSESS* positiv, andernfalls wird er negativ. Regionen in denen VEG3D eine höhere Übereinstimmung mit den Beobachtungen aufweist, sind in Abbildung 6.18 in rot dargestellt werden, Gebiete in denen TERRA-ML bessere Ergeb-

nisse liefert in blau. Es ist zu erkennen, dass VEG3D fast überall in West- und Nordafrika besser mit den Beobachtungen übereinstimmt als TERRA-ML. Die Wechselwirkungen zwischen dem Boden, der Vegetation und der Atmosphäre werden in VEG3D also besser abgebildet, wodurch die simulierten 2-Meter Temperaturen realistischere Werte annehmen. Durch eine Kopplung mit VEG3D wird COSMO-CLM somit eine naturgetreuere untere Randbedingung zur Verfügung gestellt. Für eine dekadische Vorhersage bodennaher Temperaturen ist VEG3D daher TERRA-ML vorzuziehen.

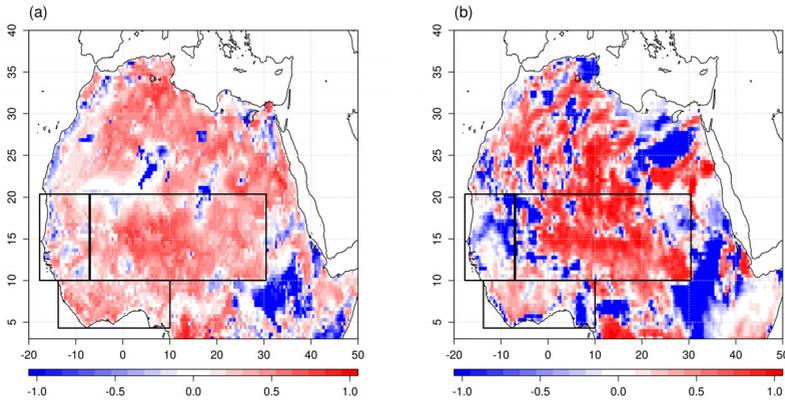


Abb. 6.18: *MSESS* der mittleren monatlichen 2-Meter Temperaturen (a) und der jährlichen Niederschlagssummen (b) der Dekade 2001-2010 von VEG3D gegenüber TERRA-ML. Eingezeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

Ob sich die verbesserten unteren Randbedingungen auch positiv auf die Darstellung der Westafrikanischen Monsundynamik auswirken, kann aus Grafik (b) in Abbildung 6.18 entnommen werden. Die Grafik zeigt den *MSESS* von VEG3D im Bezug auf TERRA-ML für die jährlichen Niederschlagssummen der Dekade 2001-2010. Auch hier sind Regionen in denen VEG3D eine höhere Übereinstimmung mit den Beobachtungen erzielt in rot gezeichnet, Gebiete mit einem negativen *MSESS* in blau. Es ist zu erkennen, dass auch bei der Betrachtung der Niederschläge die roten Farben über West- und Nordafrika überwiegen. Dies gilt zum größten Teil auch in den drei Untersuchungsgebieten. So ist auch an der Guineaküste ein positiver *MSESS* zu verzeichnen. Die Jahressumme des VEG3D Laufes stimmt demnach besser mit den Beobachtungen überein als die

von TERRA-ML, obwohl in dieser Region beide Modelle eine andere Niederschlagsdynamik aufweisen als die Beobachtungen (Abschnitt 6.1.3). Es fällt deswegen schwer zu beurteilen, ob der positive *MSESS* an der Guineaküste eine wirkliche Verbesserung in der Prozessdynamik darstellt, aufgrund einer beispielsweise realistischeren Oberflächentemperatur oder ob das Ergebnis eher zufällig zustande kommt. Angesichts der damit verbundenen Unsicherheiten sollte daher nicht von einem Mehrwert der VEG3D Simulation gegenüber TERRA-ML gesprochen werden. Auch im Zentralen Sahel schneidet VEG3D weitestgehend besser ab als TERRA-ML. Der Grund für den dort beobachteten Mehrwert einer Verwendung von VEG3D gegenüber TERRA-ML kann aus Abbildung 6.2 abgelesen werden. Daraus lässt sich erkennen, dass TERRA-ML in beinahe jedem Jahr die Niederschlagssumme etwas mehr überschätzt als VEG3D. Der Bias von TERRA-ML ist somit kontinuierlich höher, wodurch der Quotient aus Gleichung [6.1] kleiner eins wird und der *MSESS* positiv. Die verbesserten Oberflächentemperaturen in den VEG3D Simulationen (Abschnitt 6.1.1) wirken sich demnach positiv auf die Monsunniederschläge aus. Die veränderte Lage des AEJs in VEG3D sorgt also dafür, dass die Niederschlagsverteilung im Zentralen Sahel besser wiedergegeben wird. Die Übereinstimmung der Simulationen mit den Beobachtungen ist jedoch bei beiden Modellen hoch. Die Abweichungen in den mittleren monatlichen Niederschlägen betragen sowohl bei VEG3D wie auch bei TERRA-ML nur wenige Millimeter. Neben VEG3D ist somit auch TERRA-ML in der Lage, die Monsundynamik im Zentralen Sahel abzubilden. VEG3D ist aufgrund des geringeren Bias und der realistischeren Prozessdarstellung dennoch vorzuziehen.

Im Westlichen Sahel ist hingegen überwiegend ein negativer *MSESS* zu verzeichnen. Dies scheint auf den ersten Blick etwas verwirrend zu sein, zumal bei der Betrachtung von Abbildung 6.2 der Eindruck entsteht, dass VEG3D die Niederschlagsdynamik im Westlichen Sahel besser wiedergibt als TERRA-ML. In den Jahren 2001-2006 sowie 2010 ist dies auch ohne Zweifel der Fall. Im Zeitraum von 2007 bis 2009 unterschätzen beide Modelle jedoch den Monsunniederschlag deutlich. Der Bias ist allerdings in VEG3D vor allem in den Jahren 2007 und 2009 gegenüber TERRA-ML erhöht. Diese Abweichung ist in diesen Jahren so groß, dass sie die besseren Ergebnisse von VEG3D aus den restlichen Jahren überwiegen, mit der Konsequenz dass der *MSESS* über die gesamte Dekade negativ wird. Der Grund für die deutliche Unterschätzung der Niederschlagssummen in diesen Jahren ist aus den Abbildungen 6.7 und 6.8

abzulesen. 2007 und 2009 erreichen die Zugbahnen der MCS in VEG3D den Westlichen Sahel nicht, weshalb dort geringere Niederschlagsmengen erzeugt werden. Schließt man diese beiden Jahre aus der Betrachtung aus, so kann man auch im Westlichen Sahel von einem Mehrwert der VEG3D Simulationen gegenüber TERRA-ML gesprochen werden, wie aus (b) in Abbildung 6.18 zu erkennen ist. Die realistischere Darstellung der unteren Randbedingung in der Sahelregion verbessert also nicht nur die Simulation der Niederschlagsverteilung im Zentralen Sahel, über die veränderte Lage des AEJs, sondern führt auch im Westlichen Sahel zu einer höheren Übereinstimmung mit den Beobachtungen. VEG3D ist aus diesem Grund auch für die Vorhersage der Monsunniederschläge im Westlichen Sahel gegenüber TERRA-ML vorzuziehen.

### **6.2.2 Zeitliche Korrelation zwischen Modellergebnissen mit unterschiedlichen SVATs und den Beobachtungen**

Die Ergebnisse der *MSESS*-Analyse haben gezeigt, dass VEG3D im Vergleich mit TERRA-ML die Abweichungen zu den Beobachtungen in den meisten Regionen West- und Nordafrikas verringert. Dies gilt sowohl für die monatlichen mittleren 2-Meter Temperaturen, wie auch die jährlichen Niederschlagssummen. Aus diesen Untersuchungen geht jedoch nicht hervor, ob die Modelle auch dazu in der Lage sind, die zeitliche Entwicklung des Monsunsystems adäquat darzustellen. Zu klären ist, ob die simulierten monatlichen Niederschlagssummen die gleiche zeitliche Dynamik aufweisen wie die Beobachtungen und ob sie den Jahresverlauf der monatlichen mittleren 2-Meter Temperaturen korrekt wiedergeben. Um diese Fragen beantworten zu können, werden die Korrelationskoeffizienten zwischen den Simulationsergebnissen beider SVATs und den Beobachtungen berechnet und miteinander verglichen. Dabei stellt sich die Frage, ob die VEG3D Simulation, neben einem reduzierten Bias, auch über eine höhere zeitliche Korrelation hinsichtlich der beobachteten Monsundynamik verfügt als TERRA-ML?

Abbildung 6.19 zeigt die Pearson-Korrelationskoeffizienten für die monatlichen mittleren 2-Meter Temperaturen (a) und die monatlichen Niederschlagssummen (b) der Dekade 2001-2010. Die erzielten Koeffizienten für TERRA-ML sind in rot dargestellt, die für VEG3D in blau. Dabei zeigt sich, dass die simulierten Temperaturen beider SVATs stark mit den Beobachtungen korrelieren. In allen drei Untersuchungsgebieten liegt der Korrelationskoeffizient nahe 1.0.

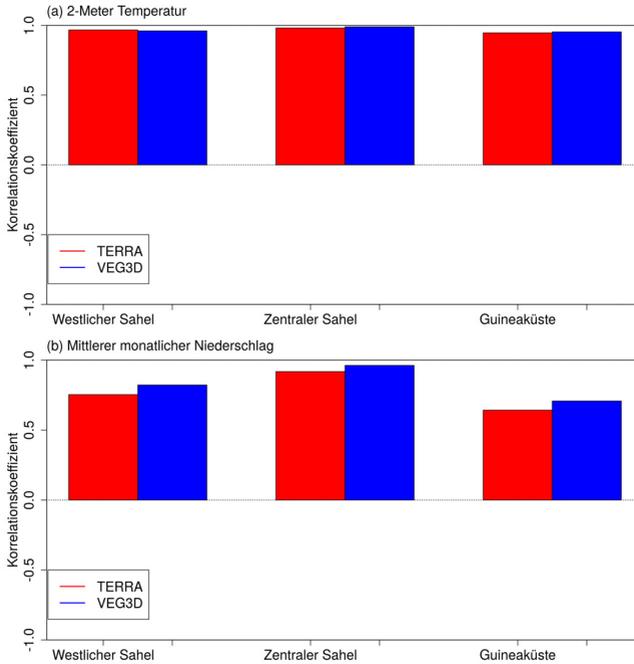


Abb. 6.19: Korrelationskoeffizienten der mittleren monatlichen 2-Meter Temperaturen (a) und der monatlichen Niederschlagssummen (b) der Dekade 2001-2010 für TERRA-ML (rot) und VEG3D (blau)

Im Westlichen Sahel ist der Koeffizient in TERRA-ML minimal erhöht, im Zentralen Sahel und an der Guineaküste hingegen in VEG3D. Der Mehrwert einer Kopplung mit VEG3D besteht für die bodenahen Temperaturen demnach nicht in einer genaueren Wiedergabe des jährlichen Temperaturverlaufs. Dieser wird mit beiden Modellen sehr gut erfasst. Der Vorteil besteht vielmehr in der klaren Reduzierung des Bias und einer realistischen Darstellung der Austauschprozesse zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre (Abschnitt 6.2.1).

Für die monatlichen Niederschlagsmengen liegen die Korrelationskoeffizienten erwartungsgemäß niedriger als für die 2-Meter Temperaturen. In der Sahelzone ist die zeitliche Korrelation zwischen den Simulationsergebnissen und den Beobachtungen dennoch sehr hoch. Dies gilt insbesondere für den Zentralen Sahel. Beide Modelle sind im Sahel somit in der Lage die Niederschlagsentwicklung im Jahresverlauf gut wiederzugeben. An der Guineaküste sind die

Korrelationskoeffizienten hingegen etwas reduziert. Der Grund dafür liegt in der unterschiedlichen Ausprägung der bimodalen Niederschlagsverteilung zwischen den Beobachtungen und den Simulationen (Abschnitt 6.1.3). Dennoch korrelieren die mit VEG3D simulierte Niederschläge besser mit den Beobachtungen als die aus TERRA-ML. Dieses Verhalten ist ebenso im Sahel zu beobachten. In allen drei Untersuchungsgebieten ist der Korrelationskoeffizient um mindestens 0.05 höher als in TERRA-ML. Durch eine Kopplung von COSMO-CLM mit VEG3D wird demnach die Abbildung der zeitlichen und räumlichen Variabilität des Westafrikanischen Monsuns verbessert. Die Verwendung von VEG3D verringert demzufolge nicht nur den jährlichen Niederschlagsbias, sondern spiegelt auch die monatliche Niederschlagsdynamik besser wieder. VEG3D weist somit gegenüber TERRA-ML einen Mehrwert für die Darstellung des Westafrikanischen Monsunsystems auf.

### **6.3 Vergleich mit globalen Prognosen des MPI-ESM-LR**

Im Rahmen des MiKlip Programms soll ein Modellsystem entwickelt werden, anhand dessen verlässliche dekadische Klimavorhersagen möglich sind. Diese dekadischen Prognosen werden dabei vom globalen MPI-ESM-LR Modell erstellt. Innerhalb von DEPARTURE werden die globalen Simulationsdaten als Antrieb für regionale Klimaprognosen verwendet (Abschnitt 2.2). Zur Validierung dieses regionalen Prognosesystems werden retrospektive Vorhersagen (Hindcast) für die Dekade 2001-2010 durchgeführt. Dabei handelt es sich um eine Prognose die im Jahr 2001 gestartet wird und bis zum Ende des Jahres 2010 läuft. Im Gegensatz zu den dekadischen Simulationen aus den vorangegangenen Abschnitten werden die Regionalmodelle in diesen Läufen also nicht durch ERA-Interim Reanalysedaten angetrieben, sondern durch zeitlich rückschauende globale Prognosen.

Bei der ERA-Interim Reanalyse wurden Atmosphären- und Ozeanbeobachtungen in das zugrunde liegende Modell assimiliert (Dee et al., 2011), um einen quasi perfekten Zustand der Atmosphäre nachzubilden. MPI-ESM-LR ist hingegen ein gekoppeltes Ozean-Atmosphären Modell, in dem der Zustand der Atmosphäre und des Ozeans nach der Initialisierung frei berechnet werden. Dadurch können sich der Ozean und die Atmosphäre innerhalb von MPI-ESM-LR abweichend von den ERA-Interim Reanalysen entwickeln. Treibt man nun re-

gionale Simulationen eines RCMs mit MPI-ESM-LR anstelle von ERA-Interim an, ohne die Konfiguration des RCMs zu ändern, so werden die Unterschiede in diesen Simulationen vor allem durch die Unterschiede in den Antriebsdaten hervorgerufen. Diese resultieren zum einen aus einem unterschiedlichen atmosphärischen Antrieb an den Rändern des Modellgebiets. Da das Modellgebiet allerdings sehr groß gewählt ist (Abschnitt 4.4) und die Auswertgebiete zentral in diesem liegen, ist der Beitrag der seitlichen Randbedingungen an den Simulationsergebnissen als gering anzusehen (Seth und Giorgi, 1998). Größere Auswirkungen auf die Simulationsergebnisse sind hingegen durch die unteren Randbedingungen zu erwarten, da die SST von MPI-ESM-LR und ERA-Interim voneinander abweichen. Unterschiede in den SST können großen Einfluss auf die großskalige Monsunzirkulation haben (Zeng et al. (1999), Messenger et al. (2004), Giannini et al. (2003)), da sie den Temperaturgradienten zwischen dem Ozean und dem Westafrikanischen Festland beeinflussen. Vergleicht man regionale Simulationen, die eine MPI-ESM-LR SST als unterer Randbedingung haben, mit den Simulationen aus den Abschnitten 6.1 und 6.2 die quasi perfekte SST aus ERA-Interim aufweisen, kann man den Einfluss der großskaligen Zirkulation auf das Monsunsystem im Vergleich zu kleinräumigen Prozessen wie den Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen genauer untersuchen. Dafür werden dekadische COSMO-CLM Simulationen, angetrieben von drei unterschiedlich initialisierten Realisierungen des MPI-ESM-LR Modells, durchgeführt und in Bezug zu den ERA-Interim angetriebenen Simulationen gestellt.

### 6.3.1 Temperatur

In den Abbildungen 6.20, 6.21 und 6.22 sind die simulierten mittleren monatlichen 2-Meter Temperaturen der Dekade 2001-2010 für die drei Untersuchungsgebiete, abgebildet. In rot und blau sind die Simulationsergebnisse der ERA-Interim getriebenen Läufe dargestellt, in schwarz die Beobachtungen (Abschnitt 6.1.1). In gelb sind die Ergebnisse des MPI-ESM-LR angetriebenen COSMO-CLM Laufes gekoppelt mit TERRA-ML zu sehen, in grün die gekoppelten mit VEG3D. Aus den Temperaturkurven im Westlichen Sahel ist zu erkennen, dass sich die MPI-ESM-LR getriebenen Simulationen deutlich von den ERA-Interim Läufen unterscheiden. Die Temperaturen steigen in allen drei Realisierungen während der Trockenzeit nicht so stark an wie in den ERA-

Interim getriebenen Simulationen und den Beobachtungen. Auch im restlichen Jahresverlauf werden die Temperaturen klar unterschätzt. Vor allem gegen Ende des Jahres sind die 2-Meter Temperaturen deutlich zu tief. Die Unterschiede zwischen den MPI-ESM-LR getriebenen Simulationen und den ERA-Interim Läufen sind somit weitaus größer als die Unterschiede zwischen den jeweiligen TERRA-ML und VEG3D Läufen. Der Einfluss des Antriebsdatensatzes auf die simulierten 2-Meter Temperaturen ist also größer als die Auswirkungen des verwendeten SVATs. Daraus lässt sich schließen, dass die Temperaturentwicklung im Westlichen Sahel stärker von großskaligen Prozessen beeinflusst wird als von den Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen. In den MPI-ESM-LR Simulationen werden diese Prozesse jedoch nicht realistisch wiedergegeben, was zu der geringeren Übereinstimmung mit den Beobachtungen führt. Dennoch sind auch Unterschiede in den MPI-ESM-LR Simulationen zwischen TERRA-ML und VEG3D zu verzeichnen. So fällt in den VEG3D Läufen der Temperaturbias in der zweiten Jahreshälfte deutlich geringer aus als in VEG3D. Der dämpfende Einfluss der expliziten Vegetationsschicht in VEG3D ist auch hier zu erkennen. Ein ähnliches Bild zeichnet sich an der Guineaküste ab. Auch hier sind die Unterschiede zwischen den MPI-ESM-LR Simulationen und den ERA-Interim Läufen größer als zwischen den einzelnen SVATs. Dies gilt im besonderen für die letzten Monate des Jahres und die ersten Monate des darauf folgenden Jahres. Hier unterschätzen die MPI-ESM-LR Simulationen die Temperaturen deutlich. In diesen Monaten wirken sich großskalige Prozesse demzufolge stärker auf die 2-Meter Temperaturen aus als die regionalen Wechselwirkungen zwischen dem Untergrund und der Atmosphäre. Alle drei MPI-ESM-LR Realisierungen schaffen es zu dieser Zeit allerdings nicht, diese Prozesse adäquat abzubilden, wodurch die großen Abweichungen zu den Beobachtungen entstehen. Wie bereits im Westlichen Sahel, ist auch an der Guineaküste der Temperaturbias im gekoppelten VEG3D Lauf reduziert. Auch hier werden demnach die Simulationsergebnisse durch die Berücksichtigung einer expliziten Vegetationsschicht in VEG3D verbessert. In den Sommermonaten stimmen hingegen alle vier Simulationen meist sehr gut überein. Ein besonderer Mechanismus ist im Zentralen Sahel zu verzeichnen. Innerhalb der Trockenzeit verhalten sich die MPI-ESM-LR Simulationen ähnlich wie im Westlichen Sahel. Sie unterschätzen die beobachteten Temperaturen klar und weichen stark von den ERA-Interim getriebenen Läufen ab. Zu dieser Zeit wird die Entwicklung der 2-Meter Temperaturen also hauptsächlich von den Antriebsdaten beeinflusst.

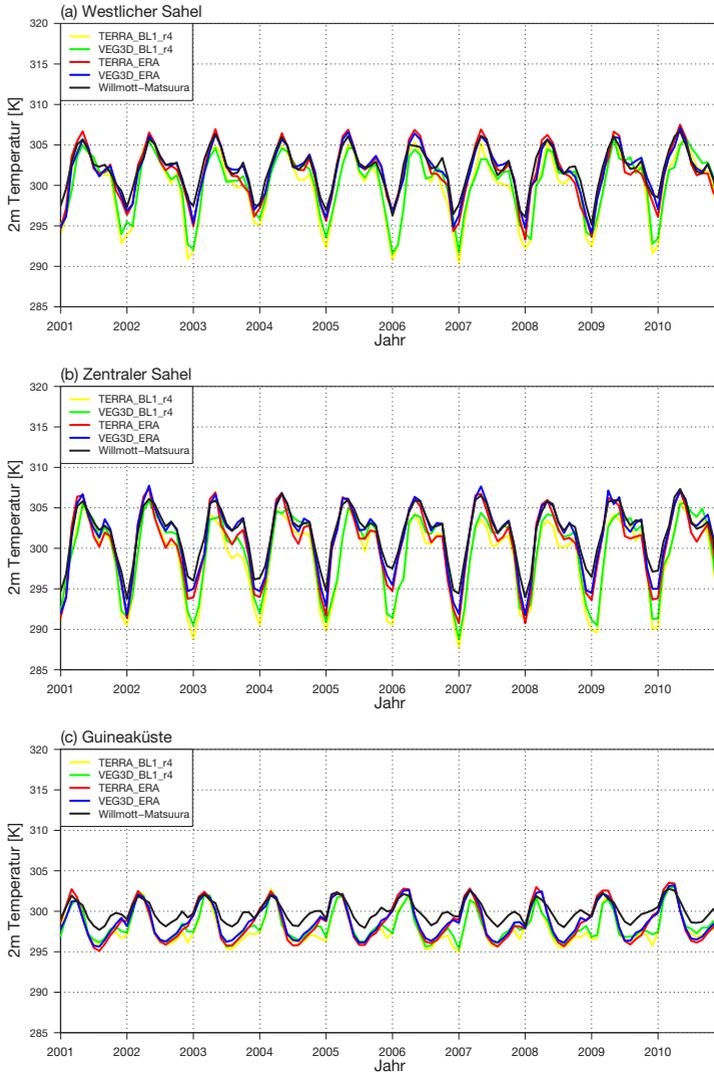


Abb. 6.20: Mittlere monatliche 2-Meter Temperaturen in [K] im Westlichen Sahel, Zentralen Sahel und der Guineaküste der Dekade 2001-2010 für ERA-Interim (TERRA-ML (rot), VEG3D (blau), Willmott-Matsuura (schwarz)) und die MPI-ESM-LR-Realisierung 4 (TERRA-ML (gelb), VEG3D (grün))

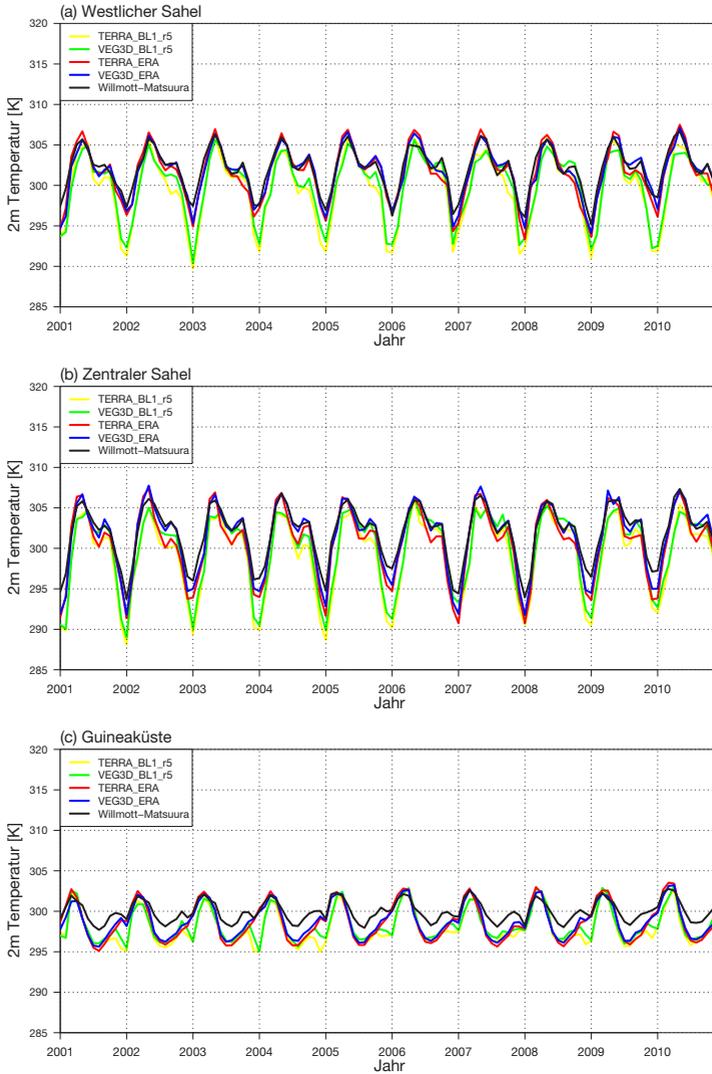


Abb. 6.21: Mittlere monatliche 2-Meter Temperaturen in [K] im Westlichen Sahel, Zentralen Sahel und der Guineaküste der Dekade 2001-2010 für ERA-Interim (TERRA-ML (rot), VEG3D (blau), Willmott-Matsuura (schwarz)) und die MPI-ESM-LR-Realisierung 5 (TERRA-ML (gelb), VEG3D (grün))

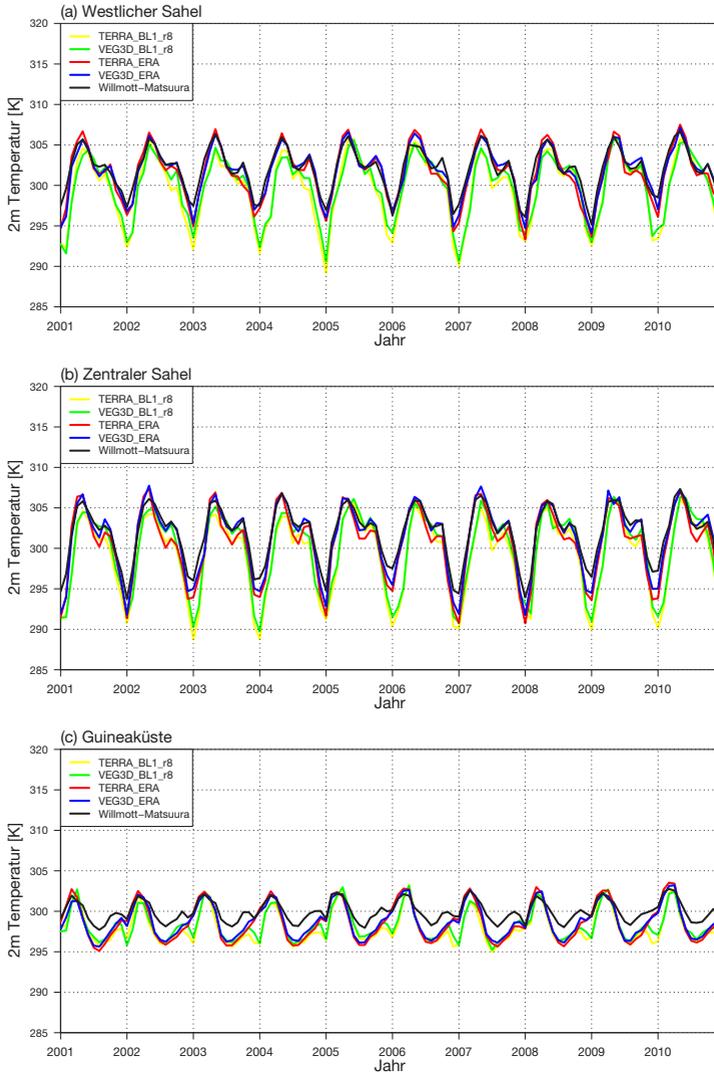


Abb. 6.22: Mittlere monatliche 2-Meter Temperaturen in [K] im Westlichen Sahel, Zentralen Sahel und der Guineaküste der Dekade 2001-2010 für ERA-Interim (TERRA-ML (rot), VEG3D (blau), Willmott-Matsuura (schwarz)) und die MPI-ESM-LR-Realisierung 8 (TERRA-ML (gelb), VEG3D (grün))

Regionale Wechselwirkungen spielen eine untergeordnete Rolle. Während der Monsunzeit kehrt sich diese Abhängigkeit jedoch um. Die Unterschiede zwischen den jeweiligen SVATs werden nun größer als die Unterschiede zwischen den verschiedenen Antriebsdaten. So liegen die VEG3D Simulationen deutlich über der Temperaturkurve der TERRA-ML Läufe und stimmen damit besser mit den Beobachtungen überein. Der Einfluss der Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkung auf die Temperaturentwicklung im Zentralen Sahel ist somit größer als der Beitrag großskaliger Prozesse. Dekadische Prognosen der bodennahen Temperaturen im Zentralen Sahel können demnach nur erfolgreich sein, wenn diese Wechselwirkungen in den Modellen adäquat beschrieben werden. In VEG3D wird dies durch die Verwendung einer expliziten Vegetationsschicht umgesetzt. Die abschattende Wirkung der Pflanzendecke dämpft die Bodentemperaturen und reguliert den Wärmeaustausch zwischen der Landoberfläche und der Atmosphäre, wodurch sich realistischere bodennahe Temperaturen entwickeln (Abschnitt 5.1.2). Im Winter kehrt sich dieses Verhältnis abermals um. Nun unterscheiden sich die MPI-ESM-LR Läufe wieder deutlich von den ERA-Interim Simulationen. Der Einfluss der Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkung nimmt demzufolge mit der südlichen Verlagerung des Sonnenhöchststandes ab und großskalige Prozesse gewinnen wieder an Einfluss. Dennoch verringert auch im Winter die Verwendung von VEG3D den Temperaturbias. Simulation mit VEG3D liefern also über das ganze Jahr hinweg einen realistischeren bodennahen Temperaturverlauf. Dieses Verhalten wird durch die Abbildungen 6.23 und 6.24 bestätigt. Die Grafiken zeigen den *MSESS* der MPI-ESM-LR angetriebenen VEG3D Simulationen gegenüber den TERRA-ML Läufen. Dabei ist das gleiche Bild wie bereits in Abschnitt 6.2 zu erkennen. Die Kopplung von COSMO-CLM mit VEG3D verbessert für alle drei Realisierungen von MPI-ESM-LR die Hindcast-Simulationen der 2-Meter Temperaturen nahezu überall in West- und Nordafrika.

So lässt sich zusammenfassen, dass die Temperaturentwicklung im Zentralen Sahel, neben der solaren Einstrahlung, stark von den regional wirkenden Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen abhängt. Ein dekadisches Prognosesystem muss deshalb für eine gute Vorhersage der bodennahen Temperaturen diese Interaktionen möglichst realistisch beschreiben. Im restlichen Westafrika wird der jährliche Temperaturverlauf hingegen weitestgehend von den Antriebsdaten bestimmt. Großskalige Prozesse wirken sich demnach stärker aus als regionale Wechselwirkungen. Aus diesem Grund sind realistische globale An-

triebsdaten für genaue dekadische Prognosen der Temperaturen in Westafrika unabdingbar. Liegen diese vor, verbessert VEG3D im Westlichen Sahel und an der Guineaküste, zusätzlich die Güte dekadischer Vorhersagen.

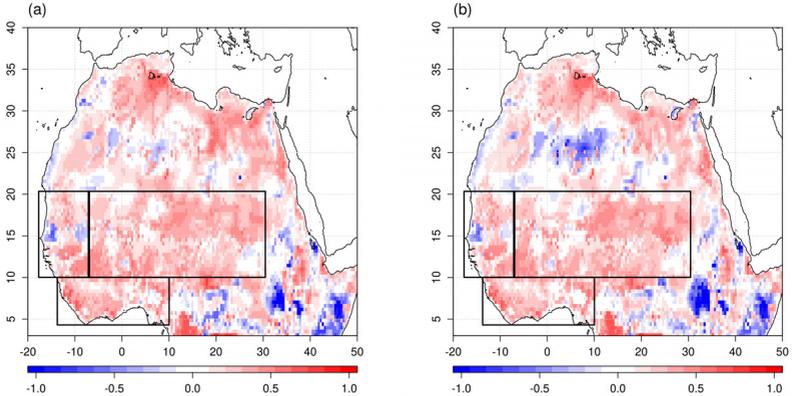


Abb. 6.23: *MSESS* der mittleren monatlichen 2-Meter Temperaturen der Dekade 2001-2010 von VEG3D gegenüber TERRA-ML für die MPI-ESM-LR-Realisierungen 4 (a) und 5 (b). Eingezzeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

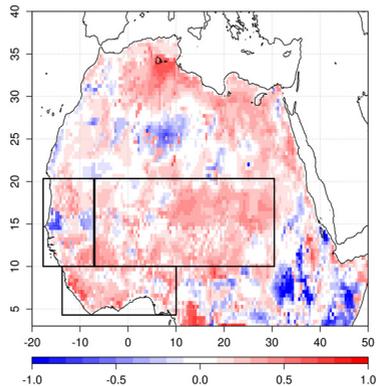


Abb. 6.24: *MSESS* der mittleren monatlichen 2-Meter Temperaturen der Dekade 2001-2010 von VEG3D gegenüber TERRA-ML für die MPI-ESM-LR-Realisierung 8. Eingezzeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

### 6.3.2 Niederschlag

Die Abbildungen 6.25, 6.26 und 6.27 zeigen die mittleren monatlichen Niederschlagssummen der Dekade 2001-2010, simuliert mit den drei unterschiedlich initialisierten Realisierungen von MPI-ESM-LR als Antriebsdaten. In grün sind die COSMO-CLM Ergebnisse des gekoppelten VEG3D Laufes zu erkennen, in gelb die der TERRA-MI Simulation. In rot und blau sind erneut die Ergebnisse der ERA-Interim Simulationen für die drei Untersuchungsgebiete dargestellt. Die Beobachtungen sind in schwarz gezeichnet. Bei der Betrachtung der Niederschlagsmengen in den beiden Sahelregionen fällt auf, dass die Gesamtniederschläge, im Vergleich zu den ERA-Interim Simulationen, leicht ansteigen. Je nach Realisierung sind die jeweiligen Unterschiede von Jahr zu Jahr etwas verschieden. Dadurch verringern sich im Westlichen Sahel in manchen Jahren die Abweichungen zu den Beobachtungen, wie beispielsweise im Jahr 2007 in der Realisierung R4, oder im Jahr 2009 in der Realisierung R5. In anderen Jahren führt dies jedoch zu einer Überschätzung der Niederschlagssummen (z.B. 2002 (R8), 2004 (R5)). Im Zentralen Sahel werden die Niederschlagsmengen in den meisten Jahren etwas stärker überschätzt als in den ERA-Interim Simulationen. Diese Unterschiede in den Simulationsergebnissen zeigen, dass die Niederschläge in der Sahelregion zu einem gewissen Maß von den Antriebsdaten abhängen. Die Entwicklung der Monsunniederschläge ist dabei stark an die Bedingungen im tropischen Atlantik geknüpft (Abschnitt 2.3). Nach Norden ziehende Luftmassen überqueren den warmen Ozean und nehmen dabei Feuchtigkeit auf. Über dem Kontinent steigen diese feuchten Luftmassen auf und produzieren dadurch die Monsunniederschläge. Ein Zusammenhang zwischen den Antriebsdaten und den Monsunniederschlägen ist also nicht überraschend, zumal sich die SST zwischen den MPI-ESM-LR Simulationen und ERA-Interim klar unterscheiden. So ist in allen Realisierungen des Globalmodells ein warm bias im Golf von Guinea zu verzeichnen, wie er auch in Jungclaus et al. (2013) beschrieben wird. Dieser hat zur Folge, dass die Luftmassen beim Überqueren des Atlantiks mehr Feuchtigkeit aufnehmen und können somit höhere Niederschlagssummen über Westafrika bilden. Dennoch verhalten sich die MPI-ESM-LR und ERA-Interim Läufe über die gesamte Dekade sehr ähnlich. Die Abweichungen zwischen den Simulationen liegen meist bei wenigen Millimetern. Regionale Prozesse, die durch die Wechselwirkungen zwischen der Oberfläche und der Atmosphäre beeinflusst werden, wie beispielsweise die Lage des AEJs (Abschnitt 6.1.2), spielen bei

der Entwicklung der Sahelniederschläge demzufolge auch eine Rolle. Die Monsunniederschläge in dieser Region entstehen somit aus einem Zusammenspiel zwischen der großskaligen Advektion feuchter Luftmassen aus dem tropischen Atlantik und den regionalen Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen. In einer dekadischen Prognose müssen demnach beide Komponenten möglichst realistisch abgebildet werden. Die Ergebnisse aus Abschnitt 6.1.2 zeigen, dass dabei VEG3D die Interaktion zwischen Untergrund und Atmosphäre verbessern kann. Dieser Effekt des SVATs wird durch die Berechnung des *MSESS* der MPI-ESM-LR angetriebenen VEG3D Simulationen gegenüber den TERRA-ML Läufen unterstützt. Aus den Abbildungen 6.28 und 6.29 ist zu entnehmen, dass VEG3D in allen drei Realisierungen die Hindcast-Simulationen über dem Zentralen Sahel verbessert. Die Ursache für die negativen *MSESS* Werte im Westlichen Sahel wurden bereits in Abschnitt 6.2 diskutiert.

Bei den monatlichen Niederschlagssummen an der Guineaküste zeichnet sich jedoch ein komplett anderes Bild ab. In diesem Untersuchungsgebiet sind die Unterschiede zwischen den MPI-ESM-LR getriebenen Simulationen und den ERA-Interim getriebenen Läufen sehr groß. Hier werden in allen Realisierungen die monatlichen Niederschlagsmengen um teilweise deutlich mehr als 100mm überschätzt. Auch die beobachtete Lage und Verteilung der monatlichen Niederschlagsmaxima wird in allen Simulationen an der Guineaküste nicht korrekt wiedergegeben. Wie bereits die Überschätzung der Sahelniederschläge sind auch diese Abweichungen von den Beobachtungen auf den starken warm bias im Golf von Guinea zurückzuführen. Direkt an der Guineaküste ist der Einfluss der SST auf die Niederschlagsbildung allerdings noch viel bedeutender, weshalb sich die zu hohen Meeresoberflächentemperaturen so stark auswirken. Für eine richtige dekadische Prognose der Monsunniederschläge an der Guineaküste sind aus diesem Grund realistische SST des tropischen Atlantiks zwingend erforderlich. Nur wenn diese in dem Globalmodell gut wiedergegeben werden, können auch die Niederschlagsmengen zuverlässig vorhergesagt werden. Darüber hinaus fällt jedoch auf, dass die simulierten Niederschläge der VEG3D Simulationen klar die von TERRA-ML überschreiten. Dieses Verhalten konnte bereits bei den ERA-Interim Simulationen in Abschnitt 6.1.3 festgestellt werden. Die regionalen Wechselwirkungen zwischen der Oberfläche und der Atmosphäre tragen also auch in dieser Region sichtlich zur Entstehung der Niederschläge bei. Die Bodentemperaturen sind dabei ein entscheidender Faktor für die Auslösung freier Konvektion (Pal und Eltahir, 2001). Sind die Bodentemperaturen hoch,

tritt diese früher und häufiger ein und es entstehen stärkere Monsunniederschläge. Wie bereits in Abschnitt 5.3.2 aufgezeigt wurde, können die leicht erhöhte Oberflächentemperaturen in VEG3D während des Monsuns an der Guineaküste deshalb zu stärkerer Konvektion führen. Da die Luftmassen an der Küste einen sehr hohen Wassergehalt aufweisen, führt dies zu großen Unterschieden in den simulierten Niederschlagsmengen, was aus den Abbildungen 6.25, 6.26 und 6.27 abzulesen ist. Um den genauen Betrag der Niederschlagsmengen an der Guineaküste richtig vorhersagen zu können, müssen demnach neben den SST auch die Wechselwirkungen zwischen dem Boden, der Vegetation und der Atmosphäre in den Modellen möglichst realistisch abgebildet werden. Ob die Verwendung von VEG3D in einem gekoppelten COSMO-CLM Lauf dabei die Hindcast-Simulationen verbessert, ist aufgrund der unzureichend dargestellten monatlichen Monsundynamik schwer abzuschätzen. Dies zeigt sich auch im Falle der jährlichen Gesamtniederschlagsmengen. Der *MSESS* von VEG3D für diese Größe zeigt in allen drei Realisierungen keine klare positive Tendenz auf. Zusammenfassend lässt sich festhalten, dass die Monsunniederschläge in Westafrika stark vom Zustand der SST im tropischen Atlantik abhängen. Dies gilt im besonderen für die Niederschlagsmengen an der Guineaküste. Aber auch regionale Wechselwirkungen zwischen dem Untergrund und der Atmosphäre haben durch Prozesse wie die Verschiebung des AEJs (Abschnitt 6.1.2) oder der Auslösung freier Konvektion (Abschnitt 6.1.3), einen Einfluss auf die Monsunniederschläge. Die Kopplung von VEG3D an COSMO-CLM verbessert dabei die Genauigkeit der Hindcast-Simulationen, insbesondere im Zentralen Sahel.

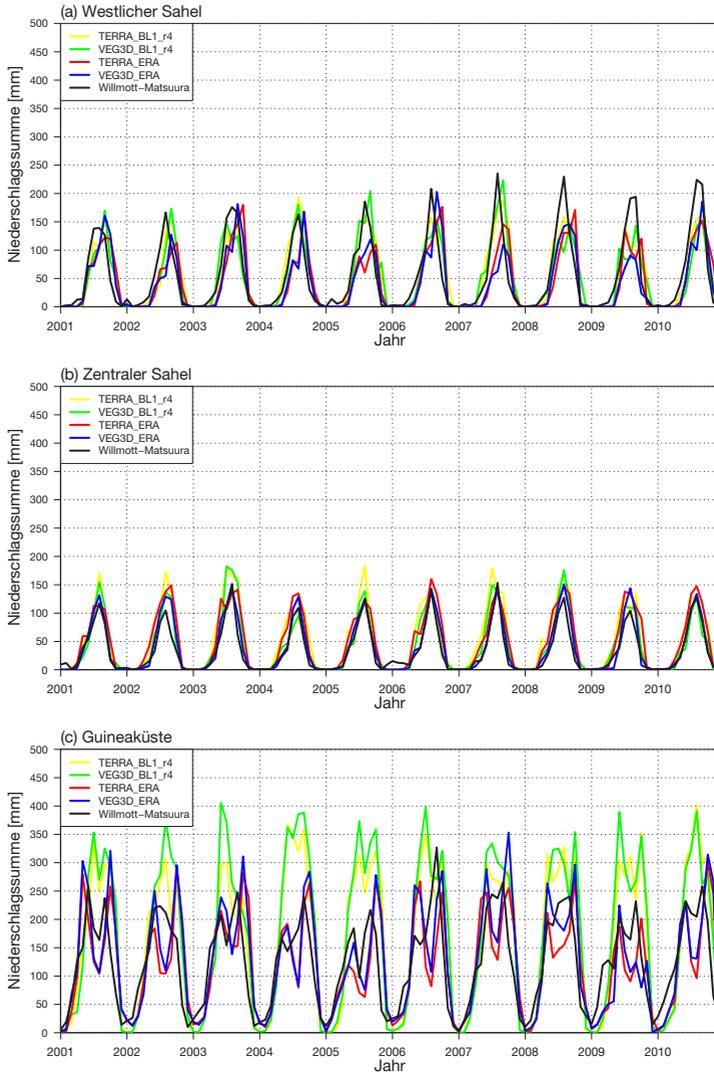


Abb. 6.25: Monatliche Gesamtniederschlagssumme [mm] im Westlichen Sahel, Zentralen Sahel und der Guineaküste der Dekade 2001-2010 für ERA-Interim (TERRA-ML (rot), VEG3D (blau), Willmott-Matsuura (schwarz)) und die MPI-ESM-LR-Realisierung 4 (TERRA-ML (gelb), VEG3D (grün))

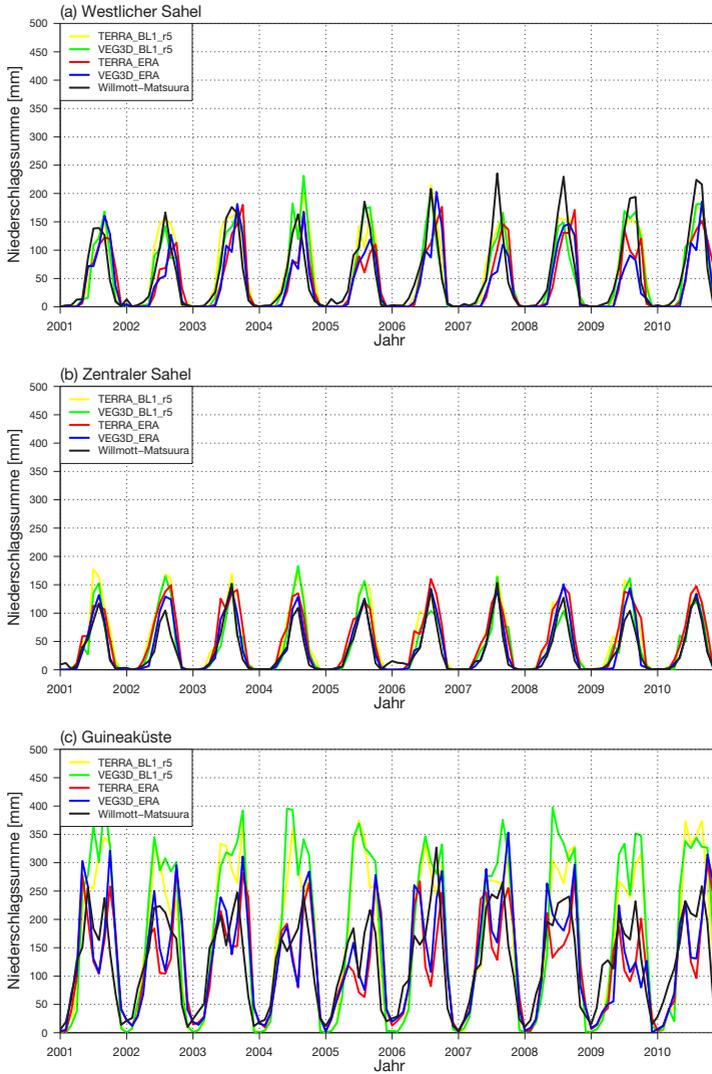


Abb. 6.26: Monatliche Gesamtniederschlagssumme [mm] im Westlichen Sahel, Zentralen Sahel und der Guineaküste der Dekade 2001-2010 für ERA-Interim (TERRA-ML (rot), VEG3D (blau), Willmott-Matsuura (schwarz)) und die MPI-ESM-LR-Realisierung 5 (TERRA-ML (gelb), VEG3D (grün))

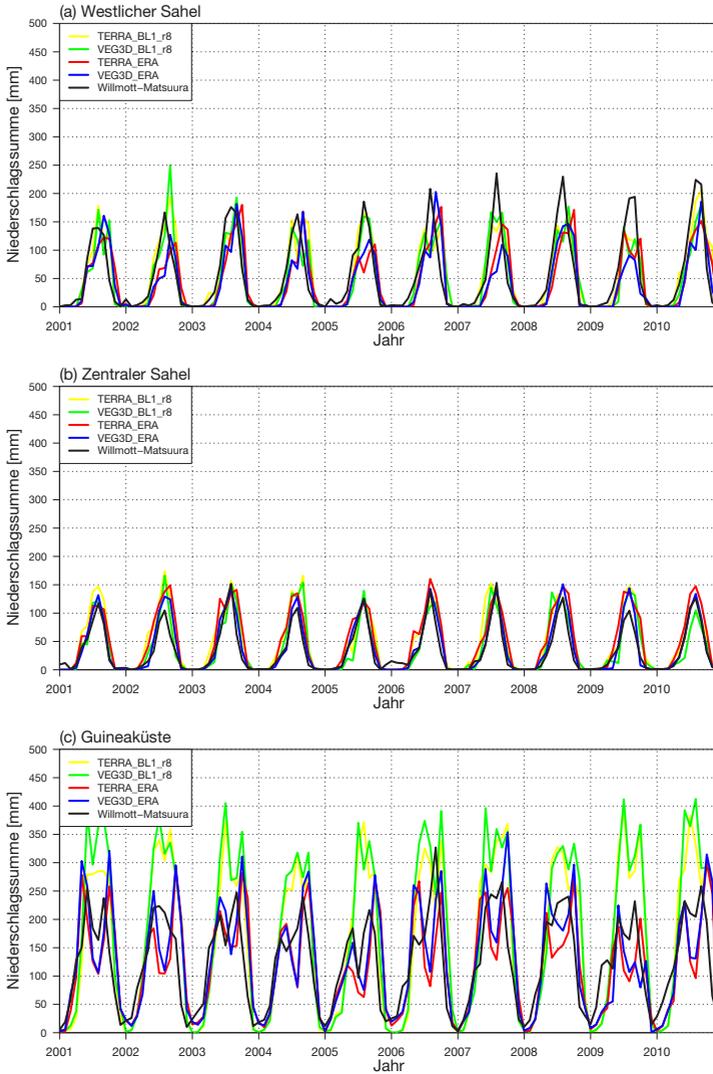


Abb. 6.27: Monatliche Gesamtniederschlagssumme [mm] im Westlichen Sahel, Zentralen Sahel und der Guineaküste der Dekade 2001-2010 für ERA-Interim (TERRA-ML (rot), VEG3D (blau), Willmott-Matsuura (schwarz)) und die MPI-ESM-LR-Realisierung 8 (TERRA-ML (gelb), VEG3D (grün))

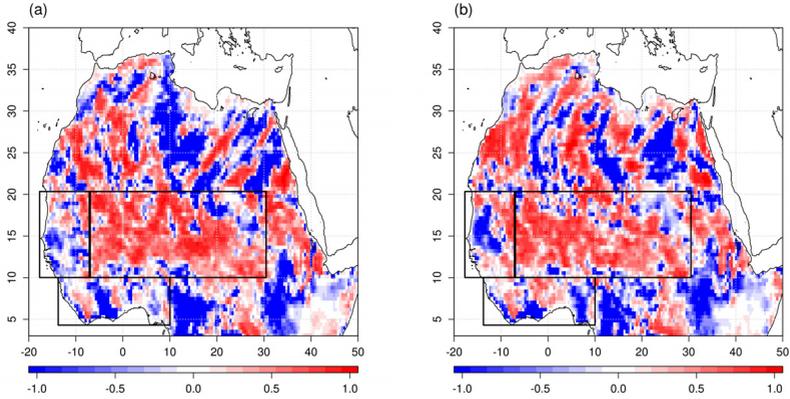


Abb. 6.28: *MSESS* der jährlichen Niederschlagssummen der Dekade 2001-2010 von VEG3D gegenüber TERRA-ML für die MPI-ESM-LR-Realisierungen 4 (a) und 5 (b). Eingzeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

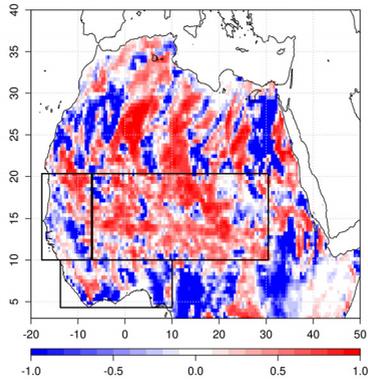


Abb. 6.29: *MSESS* der jährlichen Niederschlagssummen der Dekade 2001-2010 von VEG3D gegenüber TERRA-ML für die MPI-ESM-LR-Realisierung 8. Eingzeichnete Rechtecke repräsentieren die Grenzen der Untersuchungsgebiete (vgl. Abb. 4.4).

## 7 Diskussion und Zusammenfassung

In dieser Dissertation wurden die Wechselwirkungen zwischen der Landoberfläche und dem Monsunsystem in Westafrika näher untersucht. Dabei lag der Fokus auf der Beantwortung von zwei zentralen Forschungsfragen:

- Gibt es zwischen dem Boden, der Vegetation und der Atmosphäre Wechselwirkungsprozesse, die sich auf die dekadische Variabilität des Westafrikanischen Monsuns auswirken?
- Kann durch ein besseres Verständnis dieser Prozesse und deren genauere Berücksichtigung im Klimamodell die Vorhersage der dekadischen Monsunvariabilität verbessert werden?

Um diese Fragen zu beantworten, wurden Klimasimulationen mit dem Regionalen Klimamodell COSMO-CLM (Doms et al., 2011a) durchgeführt, wobei zwei unterschiedliche SVATs an COSMO-CLM gekoppelt wurden. Dabei handelt es sich zum einen um TERRA-ML (Schrodin und Heise, 2002), das standardmäßig implementierte SVAT von COSMO-CLM, und VEG3D (Schädler, 1990), ein Boden-Vegetationsmodell, das am Institut für Meteorologie und Klimaforschung des KIT entwickelt wurde. Da die verwendeten SVATs den einzigen Unterschied im Aufbau der Simulationen darstellen, sind Unterschiede in den Simulationsergebnissen nur auf die Unterschiede zwischen den SVATs zurückzuführen. Weiß man gleichzeitig, worin sich die Boden-Vegetationsmodelle unterscheiden, ist man in der Lage, die Prozesse zu identifizieren, die zu den Abweichungen in den Simulationsergebnissen führen sowie deren Einfluss auf den Westafrikanischen Monsun zu bestimmen. Aus diesem Grund wurden zunächst einjährige Sensitivitätsstudien mit beiden an COSMO-CLM gekoppelten SVATs durchgeführt, für die ERA-Interim Reanalysen (Dee et al., 2011) als perfekte Randbedingungen verwendet werden. Als Simulationsjahr wurde das Jahr 1979 gewählt, da es durchschnittliche Niederschlagssummen für den Zeitraum von 1950 bis 2012 aufweist und damit als repräsentativ angesehen werden kann.

Ein wichtiger Prozess, der aus den Analysen abgeleitet werden konnte, war der Einfluss der bodennahen Temperaturen während des Septembers im Zentralen Sahel auf die räumliche Verteilung der Monsunniederschläge. Hohe Temperaturen im Sahel führen dabei zu einem weiter nach Süden ausgedehnten Sahara-Hitzetief (Abschnitt 5.2). Dadurch verlagert sich ebenfalls die barokline Zone, die für die Entstehung des African Easterly Jets (AEJ) verantwortlich ist (Abschnitt 2.3), wodurch der AEJ und seine Wellenstörungen (AEW, African Easterly Waves) eine südlichere Position aufweisen. Mesoskaligen konvektive Systeme (MCS), die besonderes in den Trögen der AEWs entstehen (Kiladis et al., 2006) und einen großen Beitrag an den Niederschlagssummen in der Sahelregion haben, verlaufen deshalb weiter südlich, was dazu führt, dass die MCS kürzere Bahnen durch den Zentralen Sahel und längere durch den Westlichen Sahel nehmen. Dies hat zur Folge, dass sich die Niederschlagssummen im Westlichen Sahel erhöhen und im Zentralen Sahel verringern.

Der Einfluss der Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen auf die Ausprägung des AEJs wurde bereits von Lare und Nicholson (1994) beschrieben. Innerhalb dieser Arbeit wurde aufgezeigt, dass sich die Eigenschaften des Untergrundes durchaus auf die Windgeschwindigkeiten in Jetniveau auswirken. Dabei wurden mit Hilfe eines Transekts von Messstationen zwischen dem Saharagebiet und der Küstenregion Verdunstungsraten in Westafrika gemessen. Aus den Ergebnissen dieser Stationen konnte ein Zusammenhang zwischen der Höhe latenter Wärmeflüsse und der thermischen Schichtung der Atmosphäre nachgewiesen werden. Hohe latente Wärmeströme haben dabei eine kühlere Atmosphäre zur Folge, wodurch sich der Temperaturgradient zwischen dem Kontinent und dem atlantischen Ozean verringert, was wiederum den AEJ abschwächt. In feuchten Jahren mit hohen Verdunstungsraten kann die mittlere Geschwindigkeit des Jets somit um 2 bis 3m/s gegenüber trockeneren Jahren abnehmen. Steiner et al. (2009) zeigten, dass sich die Wechselwirkungen zwischen dem Untergrund und der Atmosphäre jedoch nicht nur auf die Intensität des AEJs auswirken, sondern auch einen Einfluss auf dessen Lage haben. Dabei verfolgten Steiner et al. (2009) einen vergleichbaren Ansatz wie er in dieser Dissertation verwendet wurde und koppelten unterschiedlich weit entwickelte SVATs an ein regionales Klimamodell. Wie auch in der vorliegenden Arbeit entwickelten sich in den Simulationen mit den verschiedenen SVATs unterschiedliche Positionen des AEJs. Die Ursache für diese Verschiebungen liegt in der unterschiedlichen räumlichen Erwärmung des afrikanischen Kontinents. Eine stärkere Erwärmung

der Sahara bei einer gleichzeitig kühleren Küstenregion führte bei Simulationen mit einem fortgeschritteneren SVAT zu einer Verlagerung des Jets nach Norden. Durch den relativ warmen afrikanischen Norden und kühlen Süden verschiebt sich der Bereich des stärksten Temperaturgradienten, der maßgeblich für den Entstehungsort des AEJs verantwortlich ist (Burpee, 1972), Richtung Sahara. Eine warme Guineaküste und eine kühlere Sahararegion haben wiederum den gegenteiligen Effekt. Ähnliche Zusammenhänge konnten auch in den Arbeiten von Xue und Shukla (1996) und Patricola und Cook (2008) gefunden werden. Auswertungen von Beobachtungsdatensätzen durch Newell und Kidson (1984) und Grist und Nicholson (2001) bestätigen ebenfalls diese Verbindungen. Die Ergebnisse dieser Dissertation fügen sich somit in die bereits veröffentlichten Arbeiten zu diesem Themenkomplex ein. Im Gegensatz zu den Ergebnissen von Steiner et al. (2009) hat die Verwendung eines weiter entwickelten SVATs (VEG3D im Vergleich zu TERRA-ML) jedoch den Effekt, dass auch in dem Bereich südlich der Sahara (Sahelregion und Guineaküste) höhere Temperaturen in der zweiten Jahreshälfte erreicht werden (Abschnitt 5.1.2), sodass sich der Bereich des stärksten Temperaturgradienten nicht nach Norden, sondern nach Süden verschiebt. Dieser Prozess macht sich vor allem über dem Zentralen Sahel bemerkbar. Die Ergebnisse dieser Arbeit erweitern dadurch das bereits bekannte Bild der Wechselwirkungen zwischen Untergrund und Westafrikanischem Monsun um die große Bedeutung der Temperaturen in der Sahelregion für die Lage des AEJ. Besonders wichtig ist in diesem Zusammenhang die Berücksichtigung einer Vegetationsschicht für die Strahlungsbilanz der Erdoberfläche (Abschnitt 5.1.2).

Wie wichtig dabei kleinskalige Strukturen für die Entwicklung des AEJs sein können, konnte ebenfalls im Rahmen der Sensitivitätsanalyse aufgezeigt werden. Im Unterkapitel 5.4 werden Ergebnisse einer COSMO-CLM Simulation gezeigt, bei dem das Klimamodell an ein zweifach höher aufgelöstes VEG3D gekoppelt wurde. Bei dieser Simulation zeigte sich, dass bereits kleine Unterschiede in der Darstellung des Untergrunds die Dynamik des Monsuns bedeutend beeinflussen können. Die Ergebnisse dieser Untersuchung bestätigen somit andere Studien, die zu vergleichbaren Erkenntnissen gelangten (Taylor et al. (2010), Gantner und Kalthoff (2010), Adler et al. (2011), Maurer (2014)). So führt eine höher aufgelöste untere Randbedingung zu leicht verringerten bodennahen Temperaturen, wodurch der AEJ eine nördlichere Lage einnimmt. Die mit den Wellenstörungen verbundenen MCS entwickeln sich daher verstärkt im Zentralen Sahel und

erhöhen dort die Niederschlagssummen, wohingegen sie im Westlichen Sahel verringert werden.

Des Weiteren konnte durch die Sensitivitätsanalysen das Verständnis über die Entstehung der Monsunniederschläge an der Guineaküste verbessert werden. So werden zu Beginn des Monsuns die Niederschlagssummen an der Küste von den Verdunstungsraten im Westlichen Sahel beeinflusst (Abschnitt 5.3). Je geringer die Evapotranspiration ist, desto stärker erwärmt sich dort der Untergrund. Dies hat zur Folge, dass sich der Bodendruck verringert und das Hitzetief über Westafrika intensiviert wird. Dadurch verstärkt sich die zyklonale Zirkulation um dieses Hitzetief herum und die Advektion relativ trockener Luftmassen aus Norden und Westen in die Innertropische Konvergenzzone nimmt zu. Die geringere Feuchte in der Atmosphäre über der Guineaküste reduziert dann wiederum die Niederschlagsmengen zum Start der Regenzeit. Östlich des Hitzetiefs führt die stärkere zyklonale Strömung zu einer Steigerung der Niederschlagssummen. Parker et al. (2005) konnten ähnliche Effekte durch einen erhöhten Feuchtetransport beobachten.

Eine wichtige Untersuchung über den Einfluss des Hitzetiefs über Westafrika auf die Entwicklung des Monsuns wurde von Lavaysse et al. (2010) durchgeführt. Durch die Analyse Reanalysedaten von 1984 bis 2001 und von Satellitendaten konnten sie aufzeigen, dass ein stark ausgeprägtes Hitzetief während der maximalen nördlichen Lage der Monsunniederschläge (Sahel-Phase) die Monsunströmung verstärkt, wodurch mehr feuchte Luftmassen nach Westafrika advehiert werden. Dies begünstigt die Bedingungen für die Auslösung von Konvektion und steigert die Niederschlagssummen in der Region. Dieses klassische Bild des Monsunsystems kann auch in der Sensitivitätsstudie der vorliegenden Arbeit bestätigt werden. Höhere Temperaturen über Westafrika und ein damit verbundenes stärkeres Hitzetief führen in den VEG3D Simulationen während des Monsuns durchgängig zu höheren Niederschlagsmengen. Die Ausnahme bilden hingegen die Niederschlagsraten zu Beginn des Monsuns an der Guineaküste. Hier hat ein starkes Westafrikanisches Hitzetief zur Folge, dass trockene Luftmassen aus Westen und Norden in die ITCZ transportiert werden, wodurch die Niederschläge im Küstengebiet abnehmen. Ein derartiger Zusammenhang zwischen dem Hitzetief und den Niederschlagssummen an der Guineaküste konnte bisher noch in keiner Studie aufgezeigt werden. Bisherige Arbeiten, die sich mit den Auswirkungen des Hitzetiefs auf die Zirkulationsmuster zu Beginn des Monsuns befassten, wie Ramel et al. (2006) und Sijikumar et al. (2006),

konzentrierten sich vornehmlich auf den Beitrag des thermischen Tiefs auf den 'monsoon onset' (Abschnitt 2.3). Die Ergebnisse dieser Dissertation erweitern daher die gängige Vorstellung über die Wechselwirkungen zwischen dem Boden, der Vegetation und dem Westafrikanischen Monsunsystem und sorgen für ein besseres Prozessverständnis.

Eine wichtige Rolle für die Ausprägung des Westafrikanischen Hitzetiefs spielt in diesem Zusammenhang die Wurzeltiefe der Pflanzen im Westlichen Sahel (Abschnitt 5.3.2). Je tiefer diese reichen, desto mehr können die Pflanzen innerhalb der Trockenzeit transpirieren. Höhere Evapotranspirationsraten gehen wiederum mit einer geringeren Erwärmung des Untergrunds einher, wodurch der Bodendruck nicht so stark abnimmt und sich das Hitzetief schwächer ausbildet. Die Intensität der Monsunniederschläge an der Guineaküste steht also in direkter Verbindung mit den Wurzeltiefen der Pflanzen im Westlichen Sahel. Wie wichtig die Wurzeltiefen in Regionen wie dem Sahel werden können, heben Teuling et al. (2006) hervor. Bei einem Vergleich von Klimasimulationen mit unterschiedlichen SVATs zeigten sie, dass die meisten dieser Modelle nicht in der Lage waren, die Evapotranspirationsraten während Trockenphasen korrekt wiederzugeben. Als Grund für die Abweichungen in den Simulationen führten Teuling et al. (2006) das Fehlen einer Wasserentnahme aus tiefen Bodenschichten durch Wurzeln an. Diese Vermutungen können durch die Ergebnisse der präsentierten Arbeit bestätigt werden. Vor dem Hintergrund der bereits erwähnten Bedeutung der Evapotranspiration auf die atmosphärische Zirkulation über Westafrika (Lare und Nicholson (1994), Abschnitt 5.3.2), hebt dies die Bedeutung der Wurzeltiefen der Pflanzen für die Entwicklung der Monsundynamik nochmals hervor.

In Kapitel 6 wurde untersucht, ob diese beschriebenen Prozesse die dekadische Variabilität des Westafrikanischen Monsuns beeinflussen. Dafür wurden zunächst dekadische COSMO-CLM Simulationen unter Verwendung beider SVATs für den Zeitraum 2001 bis 2010 mit durchgeführt und miteinander verglichen. Als Antrieb für diese Simulationen wurden wie in den Sensitivitätsstudien ERA-Interim Reanalysen verwendet. Aus den Ergebnissen dieser Simulationen ist in allen Jahren der Dekade klar der Einfluss der bodennahen Temperaturen im Zentralen Sahel auf die Zugbahnen der MCS über Westafrika in den Septembermonaten zu erkennen (Abschnitt 6.1.2). Die in der Sensitivitätsstudie identifizierte Prozesskette zwischen Bodentemperaturen, der Lage des AEJ und der Niederschlagsverteilung in der Sahelregion (Abschnitt 5.2) wirkt sich demnach auch auf der dekadischen Zeitskala aus. Für dekadische Klimaprognose

sen des Westafrikanischen Monsuns bedeutet dies, dass die Wechselwirkungen zwischen dem Boden, der Vegetation und der Atmosphäre im Sahel korrekt berücksichtigt werden müssen, um die räumliche Verteilung der Niederschläge in der Region richtig vorherzusagen zu können.

Für die Auswirkungen der Verdunstungsraten im Westlichen Sahel auf die Niederschlagssummen zu Beginn des Monsuns an der Guineaküste gilt dies jedoch nicht in gleichem Umfang. Der Zusammenhang zwischen geringen Evapotranspirationsraten im Westlichen Sahel, einer Intensivierung des Westafrikanischen Hitzetiefs, der Advektion trockener Luftmassen aus Westen und Norden und verringerten Niederschlagsmengen im Küstengebiet (Abschnitt 5.3) war über den Zeitraum von 2001-2010 nur in zwei von zehn Jahren zu beobachten (Abschnitt 6.1.3). In den Jahren 2001 und 2008 erreicht das Regenband des Monsuns die Guineaküste im Mai, wie es bereits in der Sensitivitätsstudie der Fall war. In den restlichen Jahren trifft die ITCZ jedoch erst einen Monat später im Juni in der Küstenregion ein. Zu dieser Zeit hat sich das Westafrikanische Hitzetief allerdings schon weiter nach Norden verlagert (Lavaysse et al., 2009), wodurch die trockenen Luftmassen, die durch die zyklonale Strömung um das Hitzetief herum ins Landesinnere transportiert werden, die Küstenregion nicht mehr erreichen können. Die Verdunstungsraten im Westlichen Sahel wirken sich in diesen Jahren also nicht auf die Niederschlagssummen an der Guineaküste aus. Für die Nutzer von dekadischen Klimaprognosen sind jedoch verlässliche Vorhersagen von Sondersituationen von besonderer Bedeutung, da speziell diese Situationen Veränderungen im System nach sich ziehen und die Entwicklung von Anpassungsstrategien notwendig machen. Die Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen über Westafrika sollten daher möglichst exakt in den Prognosen abgebildet werden, damit auch eher selten auftretende Monsunereignisse richtig vorhergesagt werden können.

Die Frage, ob VEG3D eine solche realistischere Darstellung der unteren Randbedingung im Vergleich zu TERRA-ML liefern kann, wurde in Abschnitt 6.2 untersucht. Dafür wurden die Ergebnisse dekadischer Simulationen mit COSMO-CLM unter Verwendung beider SVATs mit Beobachtungen verglichen. Die Güte einer Simulation wird dabei darüber definiert, wie gut ein Modell in der Lage ist, die beobachtete Klimavariabilität in Westafrika und die Saisonalität des Monsuns wiederzugeben. Diese Fähigkeit wird durch den, auf der mittleren quadratischen Abweichung basierenden Mean Square Error Skill Score (*MSESS*) und den zeitlichen Korrelationskoeffizienten ausgedrückt. Durch diese Analysen

konnte gezeigt werden, dass durch die Verwendung von VEG3D innerhalb einer COSMO-CLM Simulation die dekadische Vorhersage des Monsuns in den meisten Teilen Westafrikas verbessert werden kann. Besonders im Zentralen Sahel wird der Mehrwert von VEG3D sehr deutlich. Die besseren Simulationsergebnisse in dieser Region lassen sich auf veränderte Zugbahnen der MCS zurückführen, welche auf realistischeren Oberflächentemperaturen beruhen (Abschnitt 6.1.2). Diese werden durch die Verwendung einer expliziten Vegetationsschicht in VEG3D erzielt, die im Modellaufbau von TERRA-ML nicht vorhanden ist (Abschnitt 3.2.3). Diese Vegetationsschicht schirmt den Untergrund gegenüber kurz- und langwelliger Einstrahlung, sowie langwelliger Ausstrahlung ab, wodurch der Boden tagsüber nicht so schnell erhitzt wird und nachts langsamer abkühlt. Die Temperaturkurve einer VEG3D Simulation verläuft daher gedämpfter, was speziell in der zweiten Jahreshälfte höhere bodennahe Temperaturen im Sahel zur Folge hat, die besser mit den Beobachtungen übereinstimmen. Eine Dämpfung der Temperaturkurve in VEG3D im Verhältnis zu TERRA-ML konnte auch von Meissner (2008) für Mitteleuropa festgestellt werden. Bei einem Vergleich von Simulationsergebnissen, in denen die beiden SVATs eigenständig und nicht gekoppelt an COMO-CLM für ausgewählte Gebiete in Europa betrieben wurden, konnte sie diesen Effekt beobachten. Allerdings traten dabei die Unterschiede zwischen beiden Modellen nicht so deutlich hervor wie z.B. in der Sahelregion. Die Eigenschaften von VEG3D scheinen somit in Westafrika besonders zu wirken und einen Mehrwert für die Klimasimulationen darzustellen.

In der Vergangenheit zeigten zahlreiche Studien, dass die Dynamik des Westafrikanischen Monsuns wesentlich durch Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen bestimmt werden (Zeng et al. (1999), Messenger et al. (2004), Giannini et al. (2003)). Diese steuern den Temperaturgradient zwischen Ozean und Kontinent und erzeugen Änderungen im Feuchtegehalt der Luftmassen, die mit der Monsunströmung Westafrika erreichen. Um abschätzen zu können, wie groß der Beitrag der Wechselwirkungen zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre auf die dekadische Variabilität des Westafrikanischen Monsuns im Vergleich zu den Oberflächentemperaturen des tropischen Atlantiks ist, wurden in Abschnitt 6.3 dekadische Simulationen durchgeführt, bei denen das gekoppelte Globalmodell MPI-ESM-LR (Müller et al., 2012) regionalisiert wurde. Im Unterschied zu den ERA-Interim Reanalysedaten, in denen die Meeresoberflächentemperaturen (SST) realistisch angegeben sind, werden in MPI-ESM-LR getriebenen Simulationen die SST nach der Initialisierung frei berechnet, wodurch sich diese

systematisch abweichend von den Reanalysen entwickeln. In den MPI-ESM-LR getriebenen Simulationen kommt es dabei zu einem positiven Temperaturbias (warm bias) über dem tropischen Atlantik (Jungclaus et al., 2013), der die Monsundynamik verändert. Wie groß dieser Effekt im Vergleich zum Einfluss der Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkung ist, kann durch einen Abgleich dieser Läufe mit den Ergebnissen der ERA-Interim getriebenen Simulationen abgeschätzt werden. Dabei zeigte sich, dass speziell an der Guineaküste die Dynamik des Monsuns deutlich stärker von den SST beeinflusst wird, als von den Eigenschaften des Bodens und der Vegetation. Diese spielen jedoch wiederum bei der Auslösung von Konvektion eine entscheidende Rolle, sodass die Intensität der Monsuniederschläge im Küstengebiet durchaus auch in Zusammenhang mit den Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen steht. Im Sahel gewinnen diese Wechselwirkungen nochmals weiter an Bedeutung, weshalb die dekadische Monsundynamik nur richtig vorhergesagt werden kann, wenn neben der realistischen SST auch Prozesse zwischen dem Untergrund und der Atmosphäre in die Prognosen eingehen. Besonders wenn es um die räumliche Verteilung der Monsuniederschläge und deren absolute Mengen geht, sind der Boden und die Vegetation von großer Bedeutung. Die Ergebnisse dieser Dissertation zeigen also, dass neben dem Vorhersagepotenzial aus den atlantischen SSTs (Paeth und Hense, 2004) auch ein dekadisches Potenzial aus den Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen abgeleitet werden kann. Durch eine realistischere Beschreibung dieser Vorgänge in einem weiterentwickelten SVAT kann die Vorhersagegüte dekadischen Monsuniederschläge somit nochmals verbessert werden.

Abschließend lassen sich die beiden eingangs gestellten Forschungsfragen nach dem Einfluss der Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkung auf die Variabilität des Westafrikanischen Monsuns (I) und nach der Verbesserung dekadischer Prognosen durch eine bessere Darstellung dieser Prozesse (II) wie folgt beantworten:

- (I) Es konnten zwei wichtige Prozesse identifiziert werden, bei denen sich die Eigenschaften des Untergrundes auf die Variabilität der Monsuniederschläge auswirken. Zum einen steuern die Oberflächentemperaturen im Zentralen Sahel die Zugbahnen der MCS über Westafrika und somit die räumliche Verteilung der Niederschläge. Zum anderen beeinflussen die Evapotranspirationsraten im Westlichen Sahel die Intensität des West-

- afrikanischen Hitzetiefs. Dieses wirkt sich wiederum, und zwar durch die Advektion trockener Luftmassen aus Westen und Norden, auf die Niederschlagsmengen an der Guineaküste zu Beginn des Monsuns aus.
- (II) Die verwendeten SVATs TERRA-ML und das weiterentwickelte VEG3D unterscheiden sich in ihrer Komplexität (Abschnitt 3.2.3). Durch die Verwendung einer expliziten Vegetationsschicht wird die Energiebilanz der Oberfläche in VEG3D realistischer abgebildet, wodurch verbesserte Temperaturverläufe simuliert werden können. Diese genauere untere Randbedingung wirkt sich speziell im Sahelgebiet auf eine veränderte Lage des AEJ und, damit verbundenen, besseren dekadischen Vorhersagen des Westafrikanischen Monsuns aus.

Im Rahmen der vorliegenden Dissertation konnte somit ein grundlegender Beitrag zu einem besseren Verständnis der Wechselwirkungsprozesse zwischen Boden, Vegetation und dem Westafrikanischen Monsun geleistet werden. Aber auch über die wissenschaftlichen Ergebnisse hinaus hat die Arbeit eine gewisse gesellschaftliche Relevanz für die Länder im Sahel und an der Guineaküste. Denn Westafrika ist eine Region der Welt, in der die Lebensgrundlage vieler Menschen eng mit der Landwirtschaft verbunden ist. Durch die wachsenden Bevölkerungszahlen und lange Dürreperioden in den letzten Jahrzehnten kam es zu einer Intensivierung der Landwirtschaft, die Veränderungen in der Landnutzung und eine Degradation der Böden nach sich zog. Vor dem Hintergrund der demographischen Entwicklung und des sich wandelnden Klimas, ist es sehr wahrscheinlich, dass sich diese Prozesse auch in Zukunft fortsetzen werden. Aus den präsentierten Ergebnissen dieser Dissertation lässt sich ableiten, dass sich dadurch auch die Westafrikanische Monsundynamik verändern wird. Dies wird sich wiederum auf die landwirtschaftlichen Rahmenbedingungen in Westafrika auswirken und somit auch auf die Lebensgrundlage der Menschen in dieser Region. Dekadische Klimaprognosen werden daher in Zukunft immer mehr an Bedeutung gewinnen. Die vorgelegte Arbeit zeigt, dass diese jedoch nur erfolgreich sein können, wenn dabei die Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen in den Klimamodellen richtig beschrieben werden. Aus diesem Grund ist es zu empfehlen ein fortgeschritteneres SVAT als TERRA-ML, wie es beispielsweise VEG3D darstellt, in einem Regionalmodell des Vorhersagesystems zu implementieren.



## 8 **Abbildungsverzeichnis**

2.1	Lage der innertropischen Front im Januar und Juli . . . . .	15
2.2	Zonal gemittelte Niederschläge in Westafrika mit eingezeichnetem 'monsoon jump' . . . . .	17
2.3	Schematische Darstellung der Entstehung von mesoskaligen konvektiven Systemen . . . . .	18
2.4	Schematische Darstellung eine mesoskaligen konvektiven Systems .	19
3.1	Exemplarische Gitterzelle im Arakawa-C/Lorenz-Gitter . . . . .	29
4.1	Vergleich von Simulationsergebnissen der parallelisierten Version von VEG3D mit der unparallelisierten . . . . .	60
4.2	Schematische Darstellung der COSMO-CLM-VEG3D Kopplung mit OASIS3-MCT . . . . .	62
4.3	Jahreszeitlicher Verlauf der Vegetationsfunktion $x_{veg}$ für einen Bereich zwischen 20° nörd- und südlich des Äquators, sowie für 30° nördliche und südliche Breite . . . . .	66
4.4	DEPARTURE Modellgebiet . . . . .	68
5.1	Niederschlagsanomalien im Sahel zwischen 1950-2013 . . . . .	74
5.2	Mittlere monatliche 2-Meter Temperaturen für das Jahr 1979 . . . . .	75
5.3	Mittlere monatliche Bodentemperaturen für das Jahr 1979 . . . . .	77
5.4	Einfluss der Bodenwärmeleitfähigkeit auf die mittleren monatlichen 2-Meter Temperaturen . . . . .	78
5.5	Wolkenbedeckungsgrad im September 1979 in Westafrika . . . . .	81
5.6	Mittlere monatliche latente Wärmeflüsse für das Jahr 1979 . . . . .	82
5.7	Mittlere monatliche sensible Wärmeflüsse für das Jahr 1979 . . . . .	83
5.8	Bodenwassergehalt in Westafrika in 0.34m und 1.42m Tiefe . . . . .	85
5.9	Mittlere monatliche Niederschlagssumme für das Jahr 1979 . . . . .	86

5.10	95-Perzentil der zonalen Windkomponenten auf 600hPa im September 1979 . . . . .	89
5.11	Mittlere monatliche Niederschlagsdifferenzen im September 1979 zwischen TERRA-ML und VEG3D . . . . .	90
5.12	Mittlere monatliche 2m Temperatur im September 1979 für Nord- und Westafrika . . . . .	91
5.13	Mittlere monatlicher Bodendruck im September 1979 für Nord- und Westafrika . . . . .	91
5.14	Mittlere monatliche latente Wärmeflüsse für das Jahr 1979 mit reduzierten Wurzeltiefen . . . . .	93
5.15	Mittlere monatliche 2-Meter Temperaturen für das Jahr 1979 mit reduzierten Wurzeltiefen . . . . .	94
5.16	Jahresgang der mittleren monatlichen Niederschlagssummen für das Jahr 1979 mit reduzierten Wurzeltiefen . . . . .	95
5.17	Mittlere monatliche Differenz $P - E$ an der Guineaküste für das Jahr 1979 . . . . .	97
5.18	Mittleres Monatsmittel der CAPE an der Guineaküste für das Jahr 1979 . . . . .	98
5.19	Differenz des mittleren monatlichen Feuchtetransports zwischen den Simulationen mit geringeren Wurzeltiefen und dem VEG3D Referenzlauf in Westafrika im Mai des Jahres 1979 . . . . .	100
5.20	Differenz der mittleren monatlichen Niederschlagssummen zwischen den Simulationen mit geringeren Wurzeltiefen und dem VEG3D Referenzlauf in Westafrika im Mai des Jahres 1979 . . . . .	100
5.21	Mittlere monatliche 2m Temperaturen im Mai des Jahres 1979 . . . . .	102
5.22	Mittlerer monatlicher Bodendruck im Mai des Jahres 1979 . . . . .	102
5.23	Mittlere monatliche Windvektoren im Mai des Jahres 1979 . . . . .	104
5.24	Differenz des mittleren monatlichen Bodendrucks und der Windrichtung zwischen den Simulationen mit geringeren Wurzeltiefen und dem VEG3D Referenzlauf im Mai des Jahres 1979 . . . . .	104
5.25	Vergleich der simulierten mittleren monatlichen 2m Temperaturen für das Jahr 1979 mit Beobachtungen . . . . .	107
5.26	Vergleich der simulierten mittleren monatlichen Niederschlagssummen für das Jahr 1979 mit Beobachtungen . . . . .	107

5.27	Mittlerer Jahresgang der monatlichen Niederschlagssummen in Lagos (Nigeria) an der Guineaküste . . . . .	110
5.28	Mittlere monatliche 2m Temperaturen für das Jahr 1979 berechnet mit einem höher aufgelösten VEG3D . . . . .	111
5.29	Mittlere monatliche Niederschlagssummen für das Jahr 1979 berechnet mit einem höher aufgelösten VEG3D . . . . .	114
5.30	Mittlere monatliche Niederschlagsdifferenzen im September 1979 zwischen der VEG3D-Referenz und dem höher aufgelösten VEG3D . . . . .	114
5.31	95-Perzentil der östlichen Windgeschwindigkeiten auf 600hPa im September 1979 berechnet mit einem höher aufgelösten VEG3D . . . . .	115
5.32	Mittlere monatlicher Bodendruck im September 1979 für Nord- und Westafrika berechnet mit einem höher aufgelösten VEG3D . . . . .	115
5.33	Mittlere monatliche 2m Temperatur im September 1979 für Nord- und Westafrik berechnet mit einem höher aufgelösten VEG3D . . . . .	116
6.1	Gemittelte monatliche 2-Meter Temperaturen der Dekade 2001-2010 . . . . .	119
6.2	Monatliche Gesamtniederschlagssumme im Westlichen und Zentralen Sahel für die Dekade 2001-2010 . . . . .	121
6.3	Mittlerer monatlicher Bodendruck im September über Westafrika für die Dekade 2001-2010 . . . . .	122
6.4	Mittlere Lage des AEJs in den Septembermonaten der Jahre 2001-2002 und die mittleren monatlichen Niederschlagsdifferenzen zwischen TERRA-ML und VEG3D . . . . .	123
6.5	Mittlere Lage des AEJs in den Septembermonaten der Jahre 2003-2004 und die mittleren monatlichen Niederschlagsdifferenzen zwischen TERRA-ML und VEG3D . . . . .	124
6.6	Mittlere Lage des AEJs in den Septembermonaten der Jahre 2005-2006 und die mittleren monatlichen Niederschlagsdifferenzen zwischen TERRA-ML und VEG3D . . . . .	125
6.7	Mittlere Lage des AEJs in den Septembermonaten der Jahre 2007-2008 und die mittleren monatlichen Niederschlagsdifferenzen zwischen TERRA-ML und VEG3D . . . . .	126

6.8	Mittlere Lage des AEJs in den Septembermonaten der Jahre 2009-2010 und die mittleren monatlichen Niederschlagsdifferenzen zwischen TERRA-ML und VEG3D . . . . .	127
6.9	Monatliche Gesamtniederschlagssumme an der Guineaküste für die Dekade 2001-2010 . . . . .	130
6.10	Mittlere Lage der Konvergenzzone im Juni der Dekade 2001-2010 .	131
6.11	Niederschlagsäquivalent des mittleren monatlichen Netto-Feuchtetransports für VEG3D und TERRA-ML an die Guineaküste im Jahr 2001 und 2008 . . . . .	132
6.12	Mittlere monatliche 2m Temperaturen im Mai der Jahre 2001 und 2008 . . . . .	133
6.13	Mittlerer monatlicher Bodendruck im Mai der Jahre 2001 und 2008 .	134
6.14	Mittlere monatliche Windvektoren im Mai der Jahre 2001 und 2008 . . . . .	135
6.15	Differenz des mittleren monatlichen Bodendrucks und der Windvektoren zwischen VEG3D und TERRA-ML im Mai der Jahre 2001 und 2008 . . . . .	136
6.16	Mittlere monatliche latente Wärmeflüsse im Westlichen Sahel für die Jahre 2001 und 2008 . . . . .	137
6.17	Bodenwassergehalt im Westlichen Sahel im Jahr 2008 in 0.34m und 1.42m Tiefe . . . . .	137
6.18	<i>MSESS</i> der mittleren monatlichen 2-Meter Temperaturen und der jährlichen Niederschlagssummen der Dekade 2001-2010 von VEG3D gegenüber TERRA-ML . . . . .	142
6.19	Korrelationskoeffizienten der mittleren monatlichen 2-Meter Temperaturen und der monatlichen Niederschlagssummen der Dekade 2001-2010 . . . . .	145
6.20	Mittlere monatliche 2-Meter Temperaturen der Dekade 2001-2010 für ERA-Interim und die MPI-ESM-LR-Realisierung 4 . . . . .	149
6.21	Mittlere monatliche 2-Meter Temperaturen der Dekade 2001-2010 für ERA-Interim und die MPI-ESM-LR-Realisierung 5 . . . . .	150
6.22	Mittlere monatliche 2-Meter Temperaturen der Dekade 2001-2010 für ERA-Interim und die MPI-ESM-LR-Realisierung 8 . . . . .	151
6.23	<i>MSESS</i> der mittleren monatlichen 2-Meter Temperaturen der Dekade 2001-2010 von VEG3D gegenüber TERRA-ML für die MPI-ESM-LR-Realisierungen 4 und 5 . . . . .	153

---

6.24	<i>MSESS</i> der mittleren monatlichen 2-Meter Temperaturen der Dekade 2001-2010 von VEG3D gegenüber TERRA-ML für die MPI-ESM-LR-Realisierung 8 . . . . .	153
6.25	Monatliche Gesamtniederschlagssumme der Dekade 2001-2010 für ERA-Interim und die MPI-ESM-LR-Realisierung 4 . . . . .	157
6.26	Monatliche Gesamtniederschlagssumme der Dekade 2001-2010 für ERA-Interim und die MPI-ESM-LR-Realisierung 5 . . . . .	158
6.27	Monatliche Gesamtniederschlagssumme der Dekade 2001-2010 für ERA-Interim und die MPI-ESM-LR-Realisierung 8 . . . . .	159
6.28	<i>MSESS</i> der jährlichen Niederschlagssummen der Dekade 2001-2010 von VEG3D gegenüber TERRA-ML für die MPI-ESM-LR-Realisierungen 4 und 5 . . . . .	160
6.29	<i>MSESS</i> der jährlichen Niederschlagssummen der Dekade 2001-2010 von VEG3D gegenüber TERRA-ML für die MPI-ESM-LR-Realisierung 8 . . . . .	160



## 9 Literaturverzeichnis

- Abiodun, B., J. Pal, E. Afiesimama, W. Gutowski, und A. Adedoyin, 2008: Simulation of West African monsoon using RegCM3 Part II: impacts of deforestation and desertification. *Theor. Appl. Climatol.*, **93** (3-4), 245–261.
- Adler, B., N. Kalthoff, und L. Gantner, 2011: The impact of soil moisture inhomogeneities on the modification of a mesoscale convective system: An idealised model study. *Atmos. Res.*, **101** (1–2), 354 – 372.
- Alo, C. A. und G. Wang, 2010: Role of dynamic vegetation in regional climate predictions over western Africa. *Clim. Dyn.*, **35** (5), 907–922.
- Avisar, R. und T. Schmidt, 1998: An evaluation of the scale at which ground-surface heat flux patchiness affects the convective boundary layer using large-eddy simulations. *J. Atmos. Sci.*, **55** (16), 2666–2689.
- Ball, W. T., Y. C. Unruh, N. A. Krivova, S. Solanki, T. Wenzler, D. J. Mortlock, und A. H. Jaffe, 2012: Reconstruction of total solar irradiance 1974–2009. *Astronomy & Astrophysics*, **541**, A27.
- Bartholome, E. und A. Belward, 2005: GLC2000: a new approach to global land cover mapping from Earth observation data. *Int. J. Remote Sens.*, **26** (9), 1959–1977.
- Bechtold, P., E. Bazile, F. Guichard, P. Mascart, und E. Richard, 2001: A mass-flux convection scheme for regional and global models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **127** (573), 869–886.
- Benson, C. und E. J. Clay, 1998: *The impact of drought on sub-Saharan African economies: a preliminary examination*, Vol. 401. World Bank Publications, Washington, 80 S.

- Beven, K. und P. Germann, 1981: Water flow in soil macropores II. A combined flow model. *J. Soil Sci.*, **32** (1), 15–29.
- Boone, A., et al., 2009: The AMMA land surface model intercomparison project (ALMIP). *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90** (12), 1865–1880.
- Braun, F., 2005: *Mesoskalige Modellierung der Bodenhydrologie*. Dissertation, Karlsruher Institut für Technologie, Institut für Meteorologie und Klimaforschung.
- Braun, F. J. und G. Schädler, 2005: Comparison of soil hydraulic parameterizations for mesoscale meteorological models. *J. Climate Appl. Meteor.*, **44** (7), 1116–1132.
- Budikova, D., 2009: Role of Arctic sea ice in global atmospheric circulation: A review. *Global Planet. Change*, **68** (3), 149–163.
- Burpee, R. W., 1972: The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *J. Atmos. Sci.*, **29** (1), 77–90.
- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, und E. F. Bradley, 1971: Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **28** (2), 181–189.
- Charney, J. und M. Stern, 1962: On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **19** (2), 159–172.
- Church, J. und N. White, 2011: Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. *Surveys in Geophysics*, **32** (4-5), 585–602.
- Clark, D. B., C. M. Taylor, und A. J. Thorpe, 2004: Feedback between the land surface and rainfall at convective length scales. *J. Hydrometeor.*, **5** (4), 625–639.
- Collins, M., 2002: Climate predictability on interannual to decadal time scales: the initial value problem. *Clim. Dyn.*, **19** (8), 671–692.
- Corti, S., A. Weisheimer, T. Palmer, F. Doblas-Reyes, und L. Magnusson, 2012: Reliability of decadal predictions. *Geophys. Res. Lett.*, **39** (21).

- Cosby, B., G. Hornberger, R. Clapp, und T. Ginn, 1984: A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the physical properties of soils. *Water Resources Research*, **20 (6)**, 682–690.
- Dai, A., 2013: Increasing drought under global warming in observations and models. *Nature Clim. Change*, **33 (1)**.
- Davies, H., 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102 (432)**, 405–418.
- Davin, E. L., R. Stöckli, E. B. Jaeger, S. Levis, und S. I. Seneviratne, 2011: COSMO-CLM2: a new version of the COSMO-CLM model coupled to the Community Land Model. *Clim. Dyn.*, **37 (9-10)**, 1889–1907.
- Deardorff, J., 1978: Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res.*, **83 (C4)**, 1889–1903.
- Dee, D., et al., 2011: The ERA-Interim reanalysis: Configuration and performance of the data assimilation system. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137 (656)**, 553–597.
- Dickinson, R. E., 1984: Modeling evapotranspiration for three-dimensional global climate models. *Climate processes and climate sensitivity*, 58–72.
- Dirmeyer, P. A., 2001: Climate drift in a coupled land-atmosphere model. *J. Hydrometeor.*, **2 (1)**, 89–100.
- Doms, G., et al., 2011a: A description of the nonhydrostatic regional COSMO model, Part I: Dynamics and Numerics. *Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Germany*.
- Doms, G., et al., 2011b: A description of the nonhydrostatic regional COSMO model, Part II: Physical Parameterization. *Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Germany*.
- Dong, B.-W. und R. Sutton, 2001: The dominant mechanisms of variability in Atlantic Ocean Heat Transport in a Coupled Ocean-Atmosphere GCM. *Geophys. Res. Lett.*, **28 (12)**, 2445–2448.

- Douville, H., 2002: Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part II: Interannual variability. *J. Climate*, **15** (7), 701–720.
- Douville, H., F. Chauvin, und H. Broqua, 2001: Influence of soil moisture on the Asian and African monsoons. Part I: Mean monsoon and daily precipitation. *J. Climate*, **14** (11), 2381–2403.
- Douville, H., J.-F. Royer, und J.-F. Mahfouf, 1995: A new snow parameterization for the Meteo-France climate model. *Clim. Dyn.*, **12** (1), 21–35.
- Dunstone, N., D. Smith, und R. Eade, 2011: Multi-year predictability of the tropical Atlantic atmosphere driven by the high latitude North Atlantic Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **38** (14).
- Etling, D., 2008: Einführung in die numerische Wettervorhersage und Klimamodellierung. *Theoretische Meteorologie: Eine Einführung*, 243–254.
- Fink, A., 2006: Das Westafrikanische Monsunsystem. *Promet*, **32** (3/4), 114–122.
- Fink, A. H. und A. Reiner, 2003: Spatiotemporal variability of the relation between African easterly waves and West African squall lines in 1998 and 1999. *J. Geophys. Res.*, **108** (D11).
- Gantner, L. und N. Kalthoff, 2010: Sensitivity of a modelled life cycle of a mesoscale convective system to soil conditions over West Africa. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136** (S1), 471–482.
- Giannini, A., R. Saravanan, und P. Chang, 2003: Oceanic forcing of Sahel rainfall on interannual to interdecadal time scales. *Science*, **302** (5647), 1027–1030.
- Giorgi, F., 2006: Regional climate modeling: Status and perspectives. *Journal de Physique IV (Proceedings)*, EDP sciences, Vol. 139, 101–118.
- Grabe, F., 2002: *Simulation der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre, Vegetation und Erdoberfläche bei Verwendung unterschiedlicher Parametrisierungsansätze*. Dissertation, Karlsruher Institut für Technologie, Institut für Meteorologie und Klimaforschung.
- Grasselt, R., D. Schüttemeyer, K. Warrach-Sagi, F. Ament, und C. Simmer, 2008: Validation of TERRA-ML with discharge measurements. *Meteorologische Zeitschrift*, **17** (6), 763–773.

- Grist, J. P. und S. E. Nicholson, 2001: A study of the dynamic factors influencing the rainfall variability in the West African Sahel. *J. Climate*, **14** (7), 1337–1359.
- Gropp, W., E. Lusk, N. Doss, und A. Skjellum, 1996: A high-performance, portable implementation of the MPI message passing interface standard. *Parallel computing*, **22** (6), 789–828.
- Gupta, S., P. Stackhouse Jr, S. Cox, J. Mikovitz, und T. Zhang, 2006: Surface radiation budget project completes 22-year data set. *GEWEX News*, **16** (4), 12–13.
- Hamilton, R., J. Archbold, und C. Douglas, 1945: Meteorology of Nigeria and adjacent territory. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **71** (309-310), 231–264.
- Hawkins, E. und R. Sutton, 2009: The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90** (8), 1095–1107.
- Heise, E., 2002: Parametrisierungen. *promet, Meteorologische Fortbildung: Die neue Modellkette des DWD I*, **27**, 130–141.
- Hibbard, K. A., G. A. Meehl, P. M. Cox, und P. Friedlingstein, 2007: A strategy for climate change stabilization experiments. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, **88** (20), 217–221.
- Holton, J. R. und G. J. Hakim, 2013: *An introduction to dynamic meteorology*. Academic press, Oxford, 532 S.
- Houze Jr, R. A., 1977: Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Mon. Wea. Rev.*, **105** (12), 1540–1567.
- Hurrell, J., et al., 2009: Decadal climate prediction: opportunities and challenges. *Community White Paper, OceanObs*, **9**.
- Jacob, D. und R. Podzun, 1997: Sensitivity studies with the regional climate model REMO. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **63** (1-2), 119–129.
- Jaeger, E. und S. Seneviratne, 2011: Impact of soil moisture-atmosphere coupling on European climate extremes and trends in a regional climate model. *Clim. Dyn.*, **36** (9-10), 1919–1939.

- Johansen, O., 1977: *Thermal conductivity of soils*. DTIC Document, Trondheim, 291 S.
- Jones, P., 1999: Conservative remapping: First-and second-order conservative remapping. *Mon. Wea. Rev.*, **127**, 2204–2210.
- Jung, G. und H. Kunstmann, 2007: High-resolution regional climate modeling for the Volta region of West Africa. *J. Geophys. Res.*, **112 (D23)**.
- Jungclaus, J., et al., 2013: Characteristics of the ocean simulations in the Max Planck Institute Ocean Model (MPIOM) the ocean component of the MPI-Earth system model. *J. Adv. in Modeling Earth Systems*, **5 (2)**, 422–446.
- Kain, J. S., 1993: Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. *The representation of cumulus convection in numerical models, Meteor. Monogr*, **24 (46)**, 165–170.
- Kaptue Tchuente, A. T., J.-L. Roujean, und S. Faroux, 2010: ECOCLIMAP-II: An ecosystem classification and land surface parameters database of Western Africa at 1km resolution for the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA) project. *Remote Sens. Env.*, **114 (5)**, 961–976.
- Kessler, E., 1969: *On the distribution and continuity of water substance in atmospheric circulation*, Vol. 32. Boston, 84 S.
- Khodayar, S., A. Schlinger, H. Feldmann, und C. Kottmeier, 2014: Sensitivity of soil moisture initialization for decadal predictions under different regional climatic conditions in Europe. *Int. J. Climatol.*
- Kiladis, G. N., C. D. Thorncroft, und N. M. Hall, 2006: Three-dimensional structure and dynamics of African easterly waves. Part I: Observations. *J. Atmos. Sci.*, **63 (9)**, 2212–2230.
- Knight, J. R., C. K. Folland, und A. A. Scaife, 2006: Climate impacts of the Atlantic multidecadal oscillation. *Geophys. Res. Lett.*, **33 (17)**.
- Kohler, M., G. Schädler, L. Gantner, N. Kalthoff, F. Königer, und C. Kottmeier, 2012: Validation of two SVAT models for different periods during the West African monsoon. *Meteorologische Zeitschrift*, **21 (5)**, 509–524.

- Koster, R. D., et al., 2004: Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science*, **305** (5687), 1138–1140.
- Kothe, S. und B. Ahrens, 2010: On the radiation budget in regional climate simulations for West Africa. *J. Geophys. Res.*, **115** (D23).
- Kunstmann, H. und G. Jung, 2007: Influence of soil-moisture and land use change on precipitation in the Volta Basin of West Africa. *Int. J. River Basin Man.*, **5** (1), 9–16.
- Lafore, J.-P., et al., 2011: Progress in understanding of weather systems in West Africa. *Atmos. Sci. Lett.*, **12** (1), 7–12.
- Lambin, E. F., H. J. Geist, und E. Lepers, 2003: Dynamics of land-use and land-cover change in tropical regions. *Annu. Rev. Env. Resources*, **28** (1), 205–241.
- Lare, A. und S. Nicholson, 1994: Contrasting conditions of surface water balance in wet years and dry years as a possible land surface-atmosphere feedback mechanism in the West African Sahel. *J. Climate*, **7** (5), 653–668.
- Larson, J., R. Jacob, und E. Ong, 2005: The Model Coupling Toolkit: A new Fortran90 toolkit for building multiphysics parallel coupled models. *Int. J. High Performance Comp. Appl.*, **19** (3), 277–292.
- Latif, M., 2003: Simulation und Vorhersage von ENSO-Extremen. *Promet*, **29** (1-4), 72–79.
- Latif, M., K. Arpe, und E. Roeckner, 2000: Oceanic control of decadal North Atlantic sea level pressure variability in winter. *Geophys. Res. Lett.*, **27** (5), 727–730.
- Latif, M. und N. S. Keenlyside, 2011: A perspective on decadal climate variability and predictability. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, **58** (17), 1880–1894.
- Lavaysse, C., C. Flamant, und S. Janicot, 2010: Regional-scale convection patterns during strong and weak phases of the Saharan heat low. *Atmos. Sci. Lett.*, **11** (4), 255–264.

- Lavaysse, C., C. Flamant, S. Janicot, D. J. Parker, J.-P. Lafore, B. Sultan, und J. Pelon, 2009: Seasonal evolution of the West African heat low: a climatological perspective. *Clim. Dyn.*, **33** (2-3), 313–330.
- Lean, J., J. Beer, und R. Bradley, 1995: Reconstruction of solar irradiance since 1610: Implications for climate change. *Geophys. Res. Lett.*, **22** (23), 3195–3198.
- Lebel, T., A. Diedhiou, und H. Laurent, 2003: Seasonal cycle and interannual variability of the Sahelian rainfall at hydrological scales. *J. Geophys. Res.*, **108** (D8).
- Lee, T. C., F. W. Zwiers, X. Zhang, und M. Tsao, 2006: Evidence of decadal climate prediction skill resulting from changes in anthropogenic forcing. *J. Climate*, **19** (20), 5305–5318.
- Lenz, C.-J., 1996: *Energieumsätze an der Erdoberfläche in gegliedertem Gelände*. Dissertation, Karlsruher Institut für Technologie, Institut für Meteorologie und Klimaforschung.
- Leutbecher, M. und T. N. Palmer, 2008: Ensemble forecasting. *J. Comp. Phys.*, **227** (7), 3515–3539.
- Lorenz, E. N., 1963: Deterministic nonperiodic flow. *J. Atmos. Sci.*, **20** (2), 130–141.
- Lüttge, U., M. Kluge, und G. Thiel, 2010: *Botanik: die umfassende Biologie der Pflanzen*. Wiley-VCH-Verlag, Weinheim, 665 S.
- Marzeion, B., A. H. Jarosch, und M. Hofer, 2012: Past and future sea-level change from the surface mass balance of glaciers. *The Cryosphere Discussions*, **6** (4), 3177–3241.
- Maurer, V., 2014: *Vorhersagbarkeit konvektiver Niederschläge: Hochauflösende Ensemblesimulationen für Westafrika*. Dissertation, Karlsruher Institut für Technologie, Institut für Meteorologie und Klimaforschung.
- Meehl, G. A., et al., 2009: Decadal prediction: can it be skilful? *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **90**, 1467–1485.

- Mehta, V. M., M. J. Suarez, J. V. Manganello, and T. L. Delworth, 2000: Oceanic influence on the North Atlantic Oscillation and associated Northern Hemisphere climate variations: 1959–1993. *Geophys. Res. Lett.*, **27** (1), 121–124.
- Meissner, C., 2008: *High-resolution sensitivity with the regional climate model COSMO-CLM*. Dissertation, Karlsruher Institut für Technologie, Institut für Meteorologie und Klimaforschung.
- Mellor, G. L. und T. Yamada, 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys.*, **20** (4), 851–875.
- Messenger, C., H. Gallee, und O. Brasseur, 2004: Precipitation sensitivity to regional SST in a regional climate simulation during the West African monsoon for two dry years. *Clim. Dyn.*, **22** (2-3), 249–266.
- Mitchell, T. D. und P. D. Jones, 2005: An improved method of constructing a database of monthly climate observations and associated high-resolution grids. *Int. J. Climatol.*, **25** (6), 693–712.
- Mohino, E., S. Janicot, und J. Bader, 2011: Sahel rainfall and decadal to multi-decadal sea surface temperature variability. *Clim. Dyn.*, **37** (3-4), 419–440.
- Morice, C. P., J. J. Kennedy, N. A. Rayner, und P. D. Jones, 2012: Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 data set. *J. Geophys. Res.*, **117** (D8).
- Mortimore, M., 1989: *Adapting to drought: Farmers, famines, and desertification in West Africa*. Cambridge University Press, Cambridge, 299 S.
- Moss, R. H., et al., 2008: Towards new scenarios for analysis of emissions, climate change, impacts, and response strategies. Tech. rep., Pacific Northwest National Laboratory (PNNL), Richland, WA (US).
- Murphy, J., et al., 2010: Towards prediction of decadal climate variability and change. *Procedia Env. Sci.*, **1**, 287–304.
- Müller, W., et al., 2012: Forecast skill of multi-year seasonal means in the decadal prediction system of the Max Planck Institute for Meteorology. *Geophys. Res. Lett.*, **39** (22).

- Nesbitt, S. W. und E. J. Zipser, 2003: The diurnal cycle of rainfall and convective intensity according to three years of TRMM measurements. *J. Climate*, **16** (10), 1456–1475.
- Newell, R. E. und J. W. Kidson, 1984: African mean wind changes between Sahelian wet and dry periods. *J. Climatology*, **4** (1), 27–33.
- Nicholson, S. E., 2009: A revised picture of the structure of the “monsoon” and land ITCZ over West Africa. *Clim. Dyn.*, **32** (7-8), 1155–1171.
- Nicholson, S. E., 2013: The West African Sahel: A review of recent studies on the rainfall regime and its interannual variability. *ISRN Meteorology*, **2013**.
- Nicholson, S. E. und J. P. Grist, 2003: The seasonal evolution of the atmospheric circulation over West Africa and equatorial Africa. *J. Climate*, **16** (7), 1013–1030.
- Nicholson, S. E. und I. M. Palao, 1993: A re-evaluation of rainfall variability in the sahel. Part I. Characteristics of rainfall fluctuations. *Int. J. Climatol.*, **13** (4), 371–389.
- Okumura, Y. und S.-P. Xie, 2004: Interaction of the Atlantic Equatorial Cold Tongue and the African Monsoon. *J. Climate*, **17** (18), 3589–3602.
- Paeth, H., K. Born, R. Podzun, und D. Jacob, 2005: Regional dynamical down-scaling over West Africa: model evaluation and comparison of wet and dry years. *Meteorologische Zeitschrift*, **14** (3), 349–367.
- Paeth, H. und A. Hense, 2004: SST versus climate change signals in West African rainfall: 20th-century variations and future projections. *Clim. Change*, **65** (1-2), 179–208.
- Pal, J. S. und E. A. Eltahir, 2001: Pathways relating soil moisture conditions to future summer rainfall within a model of the land-atmosphere system. *J. Climate*, **14** (6), 1227–1242.
- Panitz, H.-J., A. Dosio, M. Büchner, D. Lüthi, und K. Keuler, 2014: COSMO-CLM (CCLM) climate simulations over CORDEX-Africa domain: analysis of the ERA-Interim driven simulations at 0.44 and 0.22 resolution. *Clim. Dyn.*, **42** (11-12), 3015–3038.

- Parker, D., E. Good, und R. Chadwick, 2012: Reviews of observational data available over Africa for monitoring, attribution and forecast evaluation. *Hadley Centre Technical Note 86*.
- Parker, D. J., C. D. Thorncroft, R. R. Burton, und A. Diongue-Niang, 2005: Analysis of the African easterly jet, using aircraft observations from the JET2000 experiment. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131 (608)**, 1461–1482.
- Patricola, C. und K. H. Cook, 2008: Atmosphere/vegetation feedbacks: A mechanism for abrupt climate change over northern Africa. *J. Geophys. Res.*, **113 (D18)**.
- Peyrille, P. und J.-P. Lafore, 2007: An idealized two-dimensional framework to study the West African monsoon. Part II: Large-scale advection and the diurnal cycle. *J. Atmos. Sci.*, **64 (8)**, 2783–2803.
- Philippon, N. und B. Fontaine, 2002: The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons: a monsoon regulation by soil wetness? *Annales Geophysicae*, Vol. 20, 575–582.
- Pielke, R. A., G. E. Liston, J. L. Eastman, L. Lu, und M. Coughenour, 1999: Seasonal weather prediction as an initial value problem. *J. Geophys. Res.*, **104 (D16)**, 19 463–19 479.
- Ramel, R., H. Gallee, und C. Messenger, 2006: On the northward shift of the West African monsoon. *Clim. Dyn.*, **26 (4)**, 429–440.
- Raschendorfer, M., 2001: The new turbulence parameterization of LM. *COSMO newsletter*, **1**, 89–97.
- Redelsperger, J.-L., C. D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. J. Parker, und J. Polcher, 2006: African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An international research project and field campaign. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **87 (12)**, 1739–1746.
- Reed, R. J., D. C. Norquist, und E. E. Recker, 1977: The structure and properties of African wave disturbances as observed during Phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.*, **105 (3)**, 317–333.

- Rijtema, P., 1969: *Soil moisture forecasting*. Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding, Wageningen, 513 S.
- Rissman, T., A. Nenes, und J. Seinfeld, 2004: Chemical amplification (or dampening) of the Twomey effect: Conditions derived from droplet activation theory. *J. Atmos. Sci.*, **61** (8), 919–930.
- Ritter, B. und J.-F. Geleyn, 1992: A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Mon. Wea. Rev.*, **120** (2), 303–325.
- Rodriguez-Fonseca, B., et al., 2011: Interannual and decadal SST-forced responses of the West African monsoon. *Atmos. Sci. Lett.*, **12** (1), 67–74.
- Rodwell, M., D. Rowell, und C. Folland, 1999: Oceanic forcing of the wintertime North Atlantic Oscillation and European climate. *Nature*, **398** (6725), 320–323.
- Roeckner, E., 2003: Allgemeine Zirkulationsmodelle, Atmosphäre. *Promet*, **29** (1-4), 6–14.
- Rosenzweig, C. und M. L. Parry, 1994: Increasing drought under global warming in observations and models. *Nature*, **367**.
- Roux, F., 1988: The West African squall line observed on 23 June 1981 during COPT 81: Kinematics and thermodynamics of the convective region. *J. Atmos. Sci.*, **45** (3), 406–426.
- Schomburg, A., V. Venema, F. Ament, und C. Simmer, 2012: Disaggregation of screen-level variables in a numerical weather prediction model with an explicit simulation of subgrid-scale land-surface heterogeneity. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **116** (3-4), 81–94.
- Schrodin, E. und E. Heise, 2002: A new multi-layer soil model. *COSMO newsletter*, **2**, 149–151.
- Schädler, G., 1990: *Numerische Simulationen zur Wechselwirkung zwischen Landoberfläche und atmosphärischer Grenzschicht*. Dissertation, Karlsruher Institut für Technologie, Institut für Meteorologie und Klimaforschung.

- Schär, C., D. Lüthi, U. Beyerle, und E. Heise, 1999: The soil-precipitation feedback: A process study with a regional climate model. *J. Climate*, **12** (3), 722–741.
- Schättler, U., 2013: A description of the nonhydrostatic regional COSMO model, Part V: Preprocessing: Initial and Boundary Data for the COSMO-Model. *Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Germany*.
- Seneviratne, S. I., T. Corti, E. L. Davin, M. Hirschi, E. B. Jaeger, I. Lehner, B. Orłowsky, und A. J. Teuling, 2010: Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, **99** (3), 125–161.
- Seth, A. und F. Giorgi, 1998: The effects of domain choice on summer precipitation simulation and sensitivity in a regional climate model. *J. Climate*, **11** (10), 2698–2712.
- Shamarock, W., et al., 2008: A description of the advanced research WRF version 3. *NCAR technical note NCAR/TN/u2013475*.
- Sijikumar, S., P. Roucou, und B. Fontaine, 2006: Monsoon onset over Sudan-Sahel: Simulation by the regional scale model MM5. *Geophys. Res. Lett.*, **33** (3).
- Steiner, A. L., J. S. Pal, S. A. Rauscher, J. L. Bell, N. S. Diffenbaugh, A. Boone, L. C. Sloan, und F. Giorgi, 2009: Land surface coupling in regional climate simulations of the West African monsoon. *Clim. Dyn.*, **33** (6), 869–892.
- Steppeler, J., G. Doms, und G. Adrian, 2002: Das Lokal-Modell LM. *Promet*, **27** (3/4), 123–128.
- Stocker, T., et al., 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change 2013. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, 1535 S.
- Subin, Z., W. Riley, J. Jin, D. Christianson, M. Torn, und L. Kueppers, 2011: Ecosystem feedbacks to climate change in California: Development, testing, and analysis using a coupled regional atmosphere and land surface model (WRF3-CLM3. 5). *Earth Interactions*, **15** (15), 1–38.

- Sultan, B. und S. Janicot, 2003: The West African monsoon dynamics. Part II: The “preonset” and “onset” of the summer monsoon. *J. Climate*, **16** (21), 3407–3427.
- Taconet, O., R. Bernard, und D. Vidal-Madjar, 1986: Evapotranspiration over an agricultural region using a surface flux/temperature model based on NOAA-AVHRR data. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25** (3), 284–307.
- Taylor, C. M., P. P. Harris, und D. J. Parker, 2010: Impact of soil moisture on the development of a Sahelian mesoscale convective system: a case-study from the AMMA Special Observing Period. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **136** (S1), 456–470.
- Taylor, C. M., E. F. Lambin, N. Stephenne, R. J. Harding, und R. L. Essery, 2002: The influence of land use change on climate in the Sahel. *J. Climate*, **15** (24), 3615–3629.
- Taylor, C. M., D. J. Parker, C. R. Lloyd, und C. D. Thorncroft, 2005: Observations of synoptic-scale land surface variability and its coupling with the atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131** (607), 913–937.
- Terray, L., O. Thual, S. Belamari, M. Deque, P. Dandin, P. Delecluse, und C. Levy, 1995: Climatology and interannual variability simulated by the ARPEGE-OPA coupled model. *Clim. Dyn.*, **11** (8), 487–505.
- Teuling, A., S. Seneviratne, C. Williams, und P. Troch, 2006: Observed timescales of evapotranspiration response to soil moisture. *Geophys. Res. Lett.*, **33** (23).
- Thom, A. ., 1972: Momentum, mass and heat exchange of vegetation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **98** (415), 124–134.
- Thorncroft, C. D., H. Nguyen, C. Zhang, und P. Peyrille, 2011: Annual cycle of the West African monsoon: regional circulations and associated water vapour transport. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **137** (654), 129–147.
- Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **117** (8), 1779–1800.
- Timmreck, C., 2012: Modeling the climatic effects of large explosive volcanic eruptions. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Climate Change*, **3** (6), 545–564.

- Timmreck, C., S. J. Lorenz, T. J. Crowley, S. Kinne, T. J. Raddatz, M. A. Thomas, und J. H. Jungclaus, 2009: Limited temperature response to the very large AD 1258 volcanic eruption. *Geophys. Res. Lett.*, **36** (21).
- Twomey, S., 1977: Atmospheric aerosols. *Elsevier Scientific Publishing Co., New York, NY*.
- Uppala, S. M., et al., 2005: The ERA-40 re-analysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131** (612), 2961–3012.
- Valcke, S., 2013: The OASIS3 coupler: a European climate modelling community software. *Geosci. Model Devel.*, **6** (2), 373–388.
- Valcke, S., T. Craig, und L. Coquart, 2013: OASIS3-MCT User Guide OASIS3-MCT 2.0. Tech. rep., Technical Report, TR/CMGC/13/17, CERFACS/CNRS SUC URA.
- Van Genuchten, M. T., 1980: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil science society of America journal*, **44** (5), 892–898.
- van Oldenborgh, G. J., F. J. Doblas-Reyes, B. Wouters, und W. Hazeleger, 2012: Decadal prediction skill in a multi-model ensemble. *Clim. Dyn.*, **38** (7-8), 1263–1280.
- Verseghy, D. L., 1991: CLASS—A Canadian land surface scheme for GCMs. I. Soil model. *Int. J. Climatol.*, **11** (2), 111–133.
- Vollmert, P., A. H. Fink, und H. Besler, 2003: "Ghana Dry Zone" und "Dahomey Gap": Ursachen für eine Niederschlagsanomalie im tropischen Westafrika. *Erde*, **134** (4), 375–393.
- Wagner, S., H. Kunstmann, A. Bardossy, C. Conrad, und R. Colditz, 2009: Water balance estimation of a poorly gauged catchment in West Africa using dynamically downscaled meteorological fields and remote sensing information. *Physics and Chemistry of the Earth, Parts A/B/C*, **34** (4), 225–235.
- Wergen, W., 2003: Assimilierung von Messdaten, Atmosphäre. *Promet*, **29** (1-4), 49–54.

- Wicker, L. J. und W. C. Skamarock, 2002: Time-splitting methods for elastic models using forward time schemes. *Mon. Wea. Rev.*, **130 (8)**, 2088–2097.
- Willmott, C. und K. Matsuura, 1998: Global air temperature and precipitation: Regridded monthly and annual climatologies (version 2.01). Univ. of Del., Newark.
- Xue, Y. und J. Shukla, 1996: The influence of land surface properties on Sahel climate. Part II. Afforestation. *J. Climate*, **9 (12)**, 3260–3275.
- Zdunkowski, W. und G. Korb, 1985: Numerische Methoden zur Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung. *Promet*, **2 (3)**, 1985.
- Zeng, N., J. D. Neelin, K.-M. Lau, und C. J. Tucker, 1999: Enhancement of interdecadal climate variability in the Sahel by vegetation interaction. *Science*, **286 (5444)**, 1537–1540.

## Danksagung

Zum Schluss möchte ich all jenen danken, die mir während meiner Dissertation helfend zur Seite gestanden haben. Bei meinem Professor Herrn Kottmeier möchte ich mich herzlich bedanken, der trotz seines eng gestrickten Terminkalenders meine Arbeit immer mit Interesse verfolgt hat und mir mit seinen Korrekturvorschlägen eine große Hilfe war.

Einen besonderen Dank möchte ich auch an Herrn Prof. Dr. Goldscheider richten, durch dessen Betreuung ich überhaupt erst die Möglichkeit bekommen habe mich mit diesem spannenden Thema zu beschäftigen.

Mein größter Dank gilt meinem fachlichen Betreuer Hans-Jürgen Panitz. Ohne seine Hilfe, sein immenses Fachwissen über COSMO-CLM und seine Art jeden Schritt zu hinterfragen, wäre ich nie im Stande gewesen diese Arbeit anzufertigen. Hans-Jürgen, Du hast dir immer Zeit für mich genommen und konntest mir bei allen Problemen weiterhelfen. Ich hätte mir keine bessere Betreuung wünschen können. Vielen Dank.

Einen großen Dank möchte ich auch meinem Gruppenleiter Gerd Schädler aussprechen, der immer ein offenes Ohr für mich hatte, sich Zeit nahm wo vielleicht keine war und mir stets bei Fragen zu VEG3D behilflich sein konnte.

Des Weiteren möchte ich mich bei Hendrik Feldmann bedanken, der für jedes Problem immer ein passendes Skript und für jede Frage eine helfende Antwort parat hatte.

Stefan Weiher, Jennifer Brauch, Eric Maisonnave, Andreas Will und ganz besonderes Edouard Davin möchte ich für die wichtige Unterstützung bei der OASIS-Kopplung danken.

Bedanken möchte ich mich ebenfalls bei den Mitgliedern meiner Arbeitsgruppe Katrin, Natalie, Marianne und Sebastian die stets bereit waren mir unter die Arme zu greifen und die Arbeit zu einer angenehmen Angelegenheit werden ließen. Vielen Dank an Gabi für die Betreuung meines Rechners und alle anderen die ich an dieser Stelle vielleicht vergessen haben sollte.

Ein ganz besonderer Dank gilt meinen Eltern, die mich in allen Situationen meines Lebens unterstützt haben!

Abschließend möchte ich mich noch bei Dir Miriam bedanken, dass Du dich durch diese Arbeit gewöhlt und sie so gründlich Korrektur gelesen hast. Vielen Dank für den Rückhalt den Du mir immer gegeben hast, die Aufmunterungen und die Ablenkungen wann immer sie nötig waren.





# Wissenschaftliche Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung des Karlsruher Instituts für Technologie (0179-5619)

---

Bisher erschienen:

- Nr. 1:** *Fiedler, F. / Prenosil, T.*  
Das MESOKLIP-Experiment. (Mesoskaliges Klimaprogramm im Oberrheintal). August 1980
- Nr. 2:** *Tangermann-Dlugi, G.*  
Numerische Simulationen atmosphärischer Grenzschichtströmungen über langgestreckten mesoskaligen Hügelketten bei neutraler thermischer Schichtung. August 1982
- Nr. 3:** *Witte, N.*  
Ein numerisches Modell des Wärmehaushalts fließender Gewässer unter Berücksichtigung thermischer Eingriffe. Dezember 1982
- Nr. 4:** *Fiedler, F. / Höschele, K. (Hrsg.)*  
Prof. Dr. Max Diem zum 70. Geburtstag. Februar 1983 (vergriffen)
- Nr. 5:** *Adrian, G.*  
Ein Initialisierungsverfahren für numerische mesoskalige Strömungsmodelle. Juli 1985
- Nr. 6:** *Dorwarth, G.*  
Numerische Berechnung des Druckwiderstandes typischer Geländeformen. Januar 1986
- Nr. 7:** *Vogel, B.; Adrian, G. / Fiedler, F.*  
MESOKLIP-Analysen der meteorologischen Beobachtungen von mesoskaligen Phänomenen im Oberrheingraben. November 1987
- Nr. 8:** *Hugelmann, C.-P.*  
Differenzenverfahren zur Behandlung der Advektion. Februar 1988
- Nr. 9:** *Hafner, T.*  
Experimentelle Untersuchung zum Druckwiderstand der Alpen. April 1988
- Nr. 10:** *Corsmeier, U.*  
Analyse turbulenter Bewegungsvorgänge in der maritimen atmosphärischen Grenzschicht. Mai 1988

- Nr. 11:** *Walk, O. / Wieringa, J.(eds)*  
Tsumeb Studies of the Tropical Boundary-Layer Climate. Juli 1988
- Nr. 12:** *Degrazia, G. A.*  
Anwendung von Ähnlichkeitsverfahren auf die turbulente Diffusion in der konvektiven und stabilen Grenzschicht. Januar 1989
- Nr. 13:** *Schädler, G.*  
Numerische Simulationen zur Wechselwirkung zwischen Landoberflächen und atmosphärischer Grenzschicht. November 1990
- Nr. 14:** *Heldt, K.*  
Untersuchungen zur Überströmung eines mikroskaligen Hindernisses in der Atmosphäre. Juli 1991
- Nr. 15:** *Vogel, H.*  
Verteilungen reaktiver Luftbeimengungen im Lee einer Stadt – Numerische Untersuchungen der relevanten Prozesse. Juli 1991
- Nr. 16:** *Höschele, K.(ed.)*  
Planning Applications of Urban and Building Climatology – Proceedings of the IFHP / CIB-Symposium Berlin, October 14-15, 1991. März 1992
- Nr. 17:** *Frank, H. P.*  
Grenzschichtstruktur in Fronten. März 1992
- Nr. 18:** *Müller, A.*  
Parallelisierung numerischer Verfahren zur Beschreibung von Ausbreitungs- und chemischen Umwandlungsprozessen in der atmosphärischen Grenzschicht. Februar 1996
- Nr. 19:** *Lenz, C.-J.*  
Energieumsetzungen an der Erdoberfläche in gegliedertem Gelände. Juni 1996
- Nr. 20:** *Schwartz, A.*  
Numerische Simulationen zur Massenbilanz chemisch reaktiver Substanzen im mesoskaligen Bereich. November 1996
- Nr. 21:** *Beheng, K. D.*  
Professor Dr. Franz Fiedler zum 60. Geburtstag. Januar 1998
- Nr. 22:** *Niemann, V.*  
Numerische Simulation turbulenter Scherströmungen mit einem Kaskadenmodell. April 1998

- Nr. 23:** *Koßmann, M.*  
Einfluß orographisch induzierter Transportprozesse auf die Struktur der atmosphärischen Grenzschicht und die Verteilung von Spurengasen. April 1998
- Nr. 24:** *Baldauf, M.*  
Die effektive Rauigkeit über komplexem Gelände – Ein Störungstheoretischer Ansatz. Juni 1998
- Nr. 25:** *Noppel, H.*  
Untersuchung des vertikalen Wärmetransports durch die Hangwindzirkulation auf regionaler Skala. Dezember 1999
- Nr. 26:** *Kuntze, K.*  
Vertikaler Austausch und chemische Umwandlung von Spurenstoffen über topographisch gegliedertem Gelände. Oktober 2001
- Nr. 27:** *Wilms-Grabe, W.*  
Vierdimensionale Datenassimilation als Methode zur Kopplung zweier verschiedenskaliger meteorologischer Modellsysteme. Oktober 2001
- Nr. 28:** *Grabe, F.*  
Simulation der Wechselwirkung zwischen Atmosphäre, Vegetation und Erdoberfläche bei Verwendung unterschiedlicher Parametrisierungsansätze. Januar 2002
- Nr. 29:** *Riemer, N.*  
Numerische Simulationen zur Wirkung des Aerosols auf die troposphärische Chemie und die Sichtweite. Mai 2002
- Nr. 30:** *Braun, F. J.*  
Mesoskalige Modellierung der Bodenhydrologie. Dezember 2002
- Nr. 31:** *Kunz, M.*  
Simulation von Starkniederschlägen mit langer Andauer über Mittelgebirgen. März 2003
- Nr. 32:** *Bäumer, D.*  
Transport und chemische Umwandlung von Luftschadstoffen im Nahbereich von Autobahnen – numerische Simulationen. Juni 2003
- Nr. 33:** *Barthlott, C.*  
Kohärente Wirbelstrukturen in der atmosphärischen Grenzschicht. Juni 2003

- Nr. 34:** *Wieser, A.*  
Messung turbulenter Spurengasflüsse vom Flugzeug aus. Januar 2005
- Nr. 35:** *Blahak, U.*  
Analyse des Extinktionseffektes bei Niederschlagsmessungen mit einem C-Band Radar anhand von Simulation und Messung. Februar 2005
- Nr. 36:** *Bertram, I.*  
Bestimmung der Wasser- und Eismasse hochreichender konvektiver Wolken anhand von Radardaten, Modellergebnissen und konzeptioneller Betrachtungen. Mai 2005
- Nr. 37:** *Schmoeckel, J.*  
Orographischer Einfluss auf die Strömung abgeleitet aus Sturmschäden im Schwarzwald während des Orkans „Lothar“. Mai 2006
- Nr. 38:** *Schmitt, C.*  
Interannual Variability in Antarctic Sea Ice Motion: Interannuelle Variabilität antarktischer Meereis-Drift. Mai 2006
- Nr. 39:** *Hasel, M.*  
Strukturmerkmale und Modelldarstellung der Konvektion über Mittelgebirgen. Juli 2006

Ab Band 40 erscheinen die Wissenschaftlichen Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimaforschung bei KIT Scientific Publishing (ISSN 0179-5619). Die Bände sind unter [www.ksp.kit.edu](http://www.ksp.kit.edu) als PDF frei verfügbar oder als Druckausgabe bestellbar.

- Nr. 40:** *Lux, R.*  
Modellsimulationen zur Strömungsverstärkung von orographischen Grundstrukturen bei Sturmsituationen  
ISBN 978-3-86644-140-8
- Nr. 41:** *Straub, W.*  
Der Einfluss von Gebirgswellen auf die Initiierung und Entwicklung konvektiver Wolken  
ISBN 978-3-86644-226-9
- Nr. 42:** *Meißner, C.*  
High-resolution sensitivity studies with the regional climate model COSMO-CLM  
ISBN 978-3-86644-228-3

- Nr. 43:** *Höpfner, M.*  
Charakterisierung polarer stratosphärischer Wolken mittels  
hochauflösender Infrarotspektroskopie  
ISBN 978-3-86644-294-8
- Nr. 44:** *Rings, J.*  
Monitoring the water content evolution of dikes  
ISBN 978-3-86644-321-1
- Nr. 45:** *Riemer, M.*  
Außertropische Umwandlung tropischer Wirbelstürme :  
Einfluss auf das Strömungsmuster in den mittleren Breiten  
ISBN 978-3-86644-766-0
- Nr. 46:** *Anwender, D.*  
Extratropical Transition in the Ensemble Prediction System of the ECMWF :  
Case Studies and Experiments  
ISBN 978-3-86644-767-7
- Nr. 47:** *Rinke, R.*  
Parametrisierung des Auswaschens von Aerosolpartikeln  
durch Niederschlag  
ISBN 978-3-86644-768-4
- Nr. 48:** *Stanelle, T.*  
Wechselwirkungen von Mineralstaubpartikeln mit thermodynamischen  
und dynamischen Prozessen in der Atmosphäre über Westafrika  
ISBN 978-3-86644-769-1
- Nr. 49:** *Peters, T.*  
Ableitung einer Beziehung zwischen der Radarreflektivität, der  
Niederschlagsrate und weiteren aus Radardaten abgeleiteten Pa-  
rametern unter Verwendung von Methoden der multivariaten Statistik  
ISBN 978-3-86644-323-5
- Nr. 50:** *Khodayar Pardo, S.*  
High-resolution analysis of the initiation of deep convection  
forced by boundary-layer processes  
ISBN 978-3-86644-770-7
- Nr. 51:** *Träumner, K.*  
Einmischprozesse am Oberrand der konvektiven atmosphärischen  
Grenzschicht  
ISBN 978-3-86644-771-4

- Nr. 52:** *Schwendike, J.*  
Convection in an African Easterly Wave over West Africa and the Eastern Atlantic : A Model Case Study of Hurricane Helene (2006) and its Interaction with the Saharan Air Layer  
ISBN 978-3-86644-772-1
- Nr. 53:** *Lundgren, K.*  
Direct Radiative Effects of Sea Salt on the Regional Scale  
ISBN 978-3-86644-773-8
- Nr. 54:** *Sasse, R.*  
Analyse des regionalen atmosphärischen Wasserhaushalts unter Verwendung von COSMO-Simulationen und GPS-Beobachtungen  
ISBN 978-3-86644-774-5
- Nr. 55:** *Grenzhäuser, J.*  
Entwicklung neuartiger Mess- und Auswertungsstrategien für ein spannendes Wolkenradar und deren Anwendungsbereiche  
ISBN 978-3-86644-775-2
- Nr. 56:** *Grams, C.*  
Quantification of the downstream impact of extratropical transition for Typhoon Jangmi and other case studies  
ISBN 978-3-86644-776-9
- Nr. 57:** *Keller, J.*  
Diagnosing the Downstream Impact of Extratropical Transition Using Multimodel Operational Ensemble Prediction Systems  
ISBN 978-3-86644-984-8
- Nr. 58:** *Mohr, S.*  
Änderung des Gewitter- und Hagelpotentials im Klimawandel  
ISBN 978-3-86644-994-7
- Nr. 59:** *Puskeiler, M.*  
Radarbasierte Analyse der Hagelgefährdung in Deutschland  
ISBN 978-3-7315-0028-5
- Nr. 60:** *Zeng, Y.*  
Efficient Radar Forward Operator for Operational Data Assimilation within the COSMO-model  
ISBN 978-3-7315-0128-2
- Nr. 61:** *Bangert, M. J.*  
Interaction of Aerosol, Clouds, and Radiation on the Regional Scale  
ISBN 978-3-7315-0123-7

- Nr. 62:** *Jerger, D.*  
Radar Forward Operator for Verification of Cloud  
Resolving Simulations within the COSMO Model  
ISBN 978-3-7315-0172-5
- Nr. 63:** *Maurer, V.*  
Vorhersagbarkeit konvektiver Niederschläge :  
Hochauflösende Ensemblesimulationen für Westafrika  
ISBN 978-3-7315-0189-3
- Nr. 64:** *Stawiarski, C.*  
Optimizing Dual-Doppler Lidar Measurements of Surface  
Layer Coherent Structures with Large-Eddy Simulations  
ISBN 978-3-7315-0197-8
- Nr. 65:** *Mahlke, H.*  
Mechanismen der Auslösung hochreichender Konvektion  
im südwestdeutschen Mittelgebirgsraum  
ISBN 978-3-7315-0203-6
- Nr. 66:** *Fosser, G.*  
Precipitation statistics from regional climate model  
at resolutions relevant for soil erosion  
ISBN 978-3-7315-0227-2
- Nr. 67:** *Adler, B.*  
Boundary-Layer Processes Producing Mesoscale  
Water-Vapour Variability over a Mountainous Island  
ISBN 978-3-7315-0247-0
- Nr. 68:** *Kraut, I.*  
Separating the Aerosol Effect in Case of a „Medicane“  
ISBN 978-3-7315-0405-4
- Nr. 69:** *Breil, M.*  
Einfluss der Boden-Vegetation-Atmosphären Wechselwirkungen auf  
die dekadische Vorhersagbarkeit des Westafrikanischen Monsuns  
ISBN 978-3-7315-0420-7

MARCUS BREIL

**Einfluss der Boden-Vegetation-Atmosphären  
Wechselwirkungen auf die dekadische Vorhersagbarkeit  
des Westafrikanischen Monsuns**

Diese Arbeit geht der Frage nach, wie sich die Wechselwirkungen zwischen Boden, Vegetation und Atmosphäre auf die Ausprägung des Westafrikanischen Monsuns auswirken. Dafür werden Klimasimulationen mit dem Regionalen Klimamodell COSMO-CLM durchgeführt, an das zwei unterschiedliche Boden-Vegetationsmodelle gekoppelt werden. Aus den Simulationsergebnissen werden sensitive Prozesse innerhalb dieses Systemkomplexes abgeleitet und deren Einfluss auf die dekadische Variabilität des Monsuns untersucht.

