

**Ensemblesimulationen konvektiven Niederschlags für
Westafrika durch Variation des Anfangszustandes mit
verschiedenen Bodenfeuchtedaten**

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

vorgelegt von

Vera Klüpfel

Juni 2010

Referent: Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Koreferentin: Prof. Dr. Sarah Jones

INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE (KIT)

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Physikalische Grundlagen zur Konvektion in Westafrika	5
2.1	Das westafrikanische Monsunsystem	5
2.2	Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag	9
2.2.1	Der Einfluss der Bodenfeuchte auf die Energiebilanz der Erdoberfläche	9
2.2.2	Die Rolle der Bodenfeuchte im präkonvektiven Umfeld	10
2.3	Beeinflussung der Konvektionsauslösung durch Sekundärzirkulationen	12
2.4	Hochreichende Konvektion	13
3	Synoptische Analyse	15
3.1	Analyse der konvektiven Aktivität anhand von Satellitenprodukten	17
3.2	ECMWF-Reanalysen und WASA-Wetterkarten	23
3.3	Radiosondenaufstiege	27
4	Bodenfeuchte	35
4.1	Bodenfeuchtefelder	35
4.1.1	ALMIP-Bodenfeuchte	35
4.1.2	AMSR-E-Bodenfeuchte	36
4.1.3	GME-Bodenfeuchte	38
4.1.4	IFS-Bodenfeuchte	38
4.1.5	Bodenfeuchte der ECMWF-Reanalysen	39
4.2	Charakterisierung und statistischer Vergleich der Bodenfeuchtefelder	39
4.3	Vergleich der Bodenfeuchtefelder mit In-situ-Messungen	44
5	Ensemblerechnung	49
5.1	Das COSMO-Modell in der verwendeten Modellkonfiguration	49
5.1.1	Verwendete Modellversion COSMO 4.11	49
5.1.2	Antriebsdaten des Regionalmodells und ihre Aufbereitung durch den Präprozessor	55
5.1.3	Technische Aspekte zur Aufstellung des Bodenfeuchteensembles	59
5.2	Ergebnisse	62

5.2.1	Niederschlagszeitreihen	63
5.2.2	Korrelation Gesamtniederschlag – konvektionsrelevante Parameter	68
5.2.3	Zeitreihen konvektionsrelevanter Parameter und wichtiger Grenzschicht- größen	70
5.3	Diskussion	76
6	Das MCS im Modell	79
6.1	Konvektionsauslösung	79
6.2	Sekundärzirkulation	89
7	Fazit	97
A	Literaturverzeichnis	101

1 Einleitung

In der numerischen Wettervorhersage ist der Niederschlag noch immer eine der problematischsten Größen. Dies gilt für alle Modelle, von Globalmodellen mit der Maschenweite zwischen 25 km und 50 km bis zu hochauflösenden Modellen, wie z.B. das zurzeit beim DWD operationell verwendete COSMO-DE mit der horizontalen Auflösung von 2.8 km. Eine besondere Schwierigkeit stellen hierbei die konvektiven Niederschläge dar, die in den tropischen Regionen, insbesondere in Westafrika, fast ausschließlich den saisonalen Niederschlag ausmachen. Eine mögliche Ursache für die nicht zufriedenstellende Simulation konvektiver Niederschläge liegt in der Parametrisierung der Konvektionsprozesse. Um im Modell mesoskalige konvektive Systeme realitätsnah wiederzugeben, ist es von Vorteil, die Konvektionsparametrisierungen durch die Verwendung von Maschenweiten, bei denen hochreichende Konvektion explizit aufgelöst werden kann, zu umgehen.

Von dieser Problematik ausgehend sind vor allem in tropischen Regionen hochauflösende Ensemblevorhersagen ein wichtiges Hilfsmittel, um die bestehenden Unsicherheiten in der Niederschlagsvorhersage abschätzen zu können. Ein wichtiger Schritt beim Aufbau eines konvektionsauflösenden Ensemblesystems für Westafrika ist die Auswahl geeigneter Variationen des Anfangszustandes. Da in diesem Gebiet die Wechselwirkungen zwischen Landoberfläche und Atmosphäre eine große Rolle spielen (z.B. Nicholson, 2000; Philippon et al., 2005; Boone und de Rosnay, 2007), liegt es nahe, einen der oberflächennahen atmosphärischen Parameter oder Bodenparameter selbst zu variieren. Koster et al. (2004) zeigen mit Hilfe eines Ensembles aus mehreren Globalmodellen, dass neben Indien, Äquatorialafrika und den Great Plains in Nordamerika vor allem die Sahelzone ein Brennpunkt von starker Kopplung zwischen Land und Atmosphäre ist. Dabei beziehen sie sich auf den Zusammenhang von Bodenfeuchte und Niederschlag, den auch andere Autoren sehen und anhand von Beobachtungen oder Modellstudien belegen (z.B. Gantner und Kalthoff, 2010). Es existieren zahlreiche Studien über

- den Zusammenhang von Bodenfeuchte und klimatologischen Veränderungen (Charney, 1975),
- Verbindungen zwischen der Regensaison und der Trockenzeit über die Bodenfeuchte (z.B. Philippon und Fontaine, 2002; Fontaine et al., 2007),
- Einflüsse der Bodenfeuchte auf synoptischer Skala und auf der Mesoskala (z.B. Taylor und Ellis, 2006; Taylor et al., 2005),
- Wechselwirkungen der Bodenfeuchte mit Grenzschichtparametern (z.B. Taylor et al., 2010b; Kohler et al., 2010)

- und Rückkopplungsmechanismen der Bodenfeuchte mit konvektiven Systemen bzw. Niederschlag (z.B. Taylor und Lebel, 1998).

Für Westafrika ist die Frage über den Zusammenhang von Bodenfeuchte und Niederschlag dennoch nicht ausreichend geklärt. Vor der Durchführung des AMMA-Projektes standen wenige Messkampagnen (HAPEX-Sahel, Goutorbe et al., 1997, ergänzt mit Niederschlagsmessungen von EPSAT-Niger, Lebel et al., 1992) den verschiedensten Modellstudien – idealisierten und realen, klimatologischen und mesoskaligen – gegenüber (Nicholson, 2000). Die Ergebnisse der AMMA-Messkampagne und anderer AMMA-Forschungsschwerpunkte (AMMA-CATCH, Lebel et al., 2009 und ALMIP, Boone et al., 2009) liefern nun durch die verbesserte Datengrundlage neue Perspektiven auf diesem Gebiet der Forschung. Von den Wetterdiensten wird die Bodenfeuchte allerdings nicht operationell gemessen und assimiliert. In den meisten Modellen wird daher die Bodenfeuchteverteilung direkt aus der vorhergehenden Vorhersage für den betreffenden Zeitpunkt übernommen und teilweise noch nach einem speziellen Analyseverfahren als untere Randbedingung für die bodennahen Flüsse angepasst, so dass die Vorhersagen (z.B. bodennahe Temperatur und Feuchte) möglichst gut mit entsprechenden Assimilationsgrößen übereinstimmen. Damit ist klar, dass die Bodenfeuchtedaten, die standardmäßig für Modellvorhersagen genutzt werden, unsicher sind und sich die Bodenfeuchteverteilungen der verschiedenen Modelle sehr unterscheiden. Auch die Bodenfeuchte, die aus Satellitenmessungen abgeleitet wird, schließt Unsicherheiten mit ein. Gruhier et al. (2008) zeigen bei Vergleichen mit In-situ-Messungen in Westafrika, dass das Bodenfeuchteprodukt von AMSR-E die zeitliche Variabilität der Bodenfeuchte gut wiedergibt, aber inkorrekte absolute Werte aufweist. Da es auch während hydrologischer Messkampagnen wie z.B. AMMA-CATCH (Lebel et al., 2009) nur wenige Bodenstationen gibt, ist es außerdem fast unmöglich, die räumliche Verteilung von satellitenbasierten Messungen, wie die des AMSR-E-Bodenfeuchteproduktes, zu validieren. de Rosnay et al. (2009) beschreiben ein Upscaling-Verfahren für Messungen von Bodenfeuchtestationen, das bis in die Skala von 1 km robust ist. Doch da in Westafrika weitere Messstationen, auf die dieses Verfahren anwendbar wäre, mehrere hundert Kilometer voneinander entfernt liegen, ist es nicht geeignet, um eine räumliche Verteilung in der Größenordnung eines in der gewählten Auflösung sinnvollen Modellgebiets abzuleiten.

Die Unsicherheiten in der Bestimmung der Bodenfeuchte sowie die großen Unterschiede der Bodenfeuchtefelder der globalen Modelle einerseits und die zentrale Bedeutung der Bodenfeuchte im Zusammenhang mit Land-Atmosphäre-Wechselwirkungen in Westafrika andererseits lassen es sinnvoll erscheinen, ein Bodenfeuchteensemble mit mehreren Bodenfeuchtedatensätzen aufzustellen. Konkret bietet sich für ein solches Experiment ein Zeitraum an, in dem die Datenverfügbarkeit möglichst gut ist. Die speziellen AMMA-Reanalysen (Agustí-Panareda und Beljaars, 2008), die am Europäischen Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage (ECMWF) erstellt wurden, stehen für den Zeitraum der AMMA-Messkampagne (Lebel et al., 2010) ebenso zur Verfügung wie Daten aus dem ALMIP-Experiment (Boone et al., 2009) und Messdaten von den AMMA-Mesoscale-Sites. Diese Datenbasis wird durch Satelli-

tenmessungen und Felder aus Analysen des deutschen Wetterdienstes ergänzt. Damit ist die Grundlage für die Aufstellung des Ensembles gegeben.

Das Ziel bei der Durchführung der Ensemblesimulationen ist, festzustellen, wie stark sich die Gesamtmenge des vorhergesagten Niederschlags in den einzelnen Ensemblemitgliedern unterscheidet. Dies bedeutet die Abschätzung der Unsicherheit im Niederschlag, die sich durch die Unsicherheit der Anfangsbedingungen im Bodenfeuchtefeld sowie aufgrund der erwarteten Sensitivität des Modellniederschlags ergibt. Im Idealfall läge der beobachtete Gesamtniederschlag der ausgesuchten Fallstudie innerhalb der Variation des Ensembles. Auch die Bewertung der Ergebnisse der einzelnen Ensemblemitglieder im Hinblick auf die verwendeten Bodenfeuchtedatensätze und das Verständnis der Land-Atmosphäre-Wechselwirkungen ist von Interesse. Dabei geht es anhand des ausgewählten Fallbeispiels vor allem um die Analyse des Zusammenhangs Bodenfeuchte – konvektionsrelevante Parameter – Niederschlag.

Am Ende bleibt die Frage zu klären, ob die Simulation der konvektiven Ereignisse mit dem hochauflösenden Modell tatsächlich eine Verbesserung der Niederschlagsvorhersage im Gegensatz zu Vorhersagen der Globalmodelle bringt. Als konkrete Beispiele seien die Globalmodelle des ECMWF und des deutschen Wetterdienstes (IFS bzw. GME) aufgeführt. Das IFS ist nach Agustí-Panareda und Beljaars (2008) nicht in der Lage, die korrekte Lage der innertropischen Konvergenzzone wiederzugeben; das Niederschlagsbands wird systematisch etwa 4° zu weit südlich wiedergegeben.

Der Aufbau der Arbeit sieht dabei folgendermaßen aus: In Kapitel 2 werden die wichtigsten Grundlagen zur Niederschlagsbildung in Westafrika mit Schwerpunkt auf Land-Atmosphäre-Wechselwirkungen, besonders hinsichtlich der Bodenfeuchte, erläutert. Diese liefern die Begründung dafür, dass die Aufstellung eines Bodenfeuchteensembles physikalisch sinnvoll ist. Da es sich anbietet, ein reales Ereignis mit konvektiven Niederschlägen im Ensemble darzustellen, an dem die aufgestellten Hypothesen überprüft werden können, wird in Kapitel 3 eine geeignete synoptische Situation ausgewählt und beschrieben. In Kapitel 4 liegt der Schwerpunkt auf der Bodenfeuchte. Dieses Kapitel beinhaltet dabei die Beschreibung und den Vergleich der verfügbaren Datensätze. Die Beschreibung der verwendeten COSMO-Modellversion mit den speziellen Einstellungen und technischen Aspekten zur Aufstellung des Bodenfeuchteensembles folgt in Kapitel 5. Dabei wird ein Einblick in die Behandlung der Bodenfeuchte im Modell gegeben. Im zweiten Teil des Kapitels werden die Modellsimulationen hinsichtlich des Gesamtniederschlags und der konvektionsrelevanten Parameter ausgewertet und mit Globalvorhersagen verglichen. Schließlich erfolgt in Kapitel 6 die genauere Untersuchung der Konvektionsauslösung im Ensemblemitglied mit den realistischsten Modellergebnissen. Dies trägt zum besseren Verständnis der Ergebnisse des Bodenfeuchteensembles bei.

2 Physikalische Grundlagen zur Konvektion in Westafrika

Voraussetzung für das Verständnis der Bildung konvektiven Niederschlags in Westafrika im Zusammenhang mit Land-Atmosphäre-Wechselwirkungen, mit Schwerpunkt auf der Bodenfeuchte, sind die physikalischen Grundlagen zu folgenden Aspekten:

- a) Das westafrikanische Monsunsystem, dessen Komponenten die geeigneten Rahmenbedingungen für die Entwicklung von Konvektion vorgeben;
- b) Die Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag im Sinne des Zusammenhangs Bodenfeuchte – Energieumsetzung an der Erdoberfläche – Grenzschichtzustand und -höhe – Instabilität der Atmosphäre. Dieser Zusammenhang ist vor allem im präkonvektiven Umfeld von Bedeutung;
- c) Der Einfluss von mesoskaligen Bodenfeuchteinhomogenitäten auf die Ausbildung von Sekundärzirkulationen, die zur Konvektionsauslösung beitragen;
- d) Parameter bzw. Prozesse, die für die Entwicklung von hochreichender Konvektion entscheidend sind.

2.1 Das westafrikanische Monsunsystem

Der westafrikanische Monsun, was im arabischen „Jahreszeit“ oder „jährlich wiederkehrend“ bedeutet, ist die Regenzeit über Westafrika in den Sommermonaten der Nordhalbkugel. Diese Regenzeit bewirkt der Niederschlagsgürtel, der sich im Sommer der Nordhalbkugel über dem westafrikanischen Kontinent nach Norden verlagert und so der Sudan-Sahelzone zwischen Juni und September Niederschlag beschert. Über diesen Niederschlagsgürtel wird oft die innertropische Konvergenzzone, die ITCZ („Innertropical Convergence Zone“), definiert, die sich mit einer Verzögerung von etwa einem Monat gegenüber dem Sonnenhöchststand verlagert, der über dem Äquator Ende März zu finden ist und Ende Juni am nördlichen Wendekreis bei 21.5°N .

Der Regengürtel selbst besteht aus vielen einzelnen konvektiven Systemen. Durch diese wird die Monsunzirkulation aufrecht erhalten. Für hochreichende Konvektion ist es wichtig, dass genügend Feuchte vorhanden ist. Diese wird vom Golf von Guinea im Süden innerhalb der südwestlichen Monsunströmung advehiert. Beeinflusst wird dieser Transport in seiner Richtung und Intensität von der großräumigen Dynamik und diese wiederum durch die verschiedenen Phänomene, die Teil des ganzen Monsunsystems sind (siehe auch Abb. 2.1): Dies sind zum einen das Sahara-Hitzetief SHL („Saharan Heat Low“) und der von diesem sowie von den subtropischen Hochdruckzellen ausgehende Nordostpassat als trockenheißer

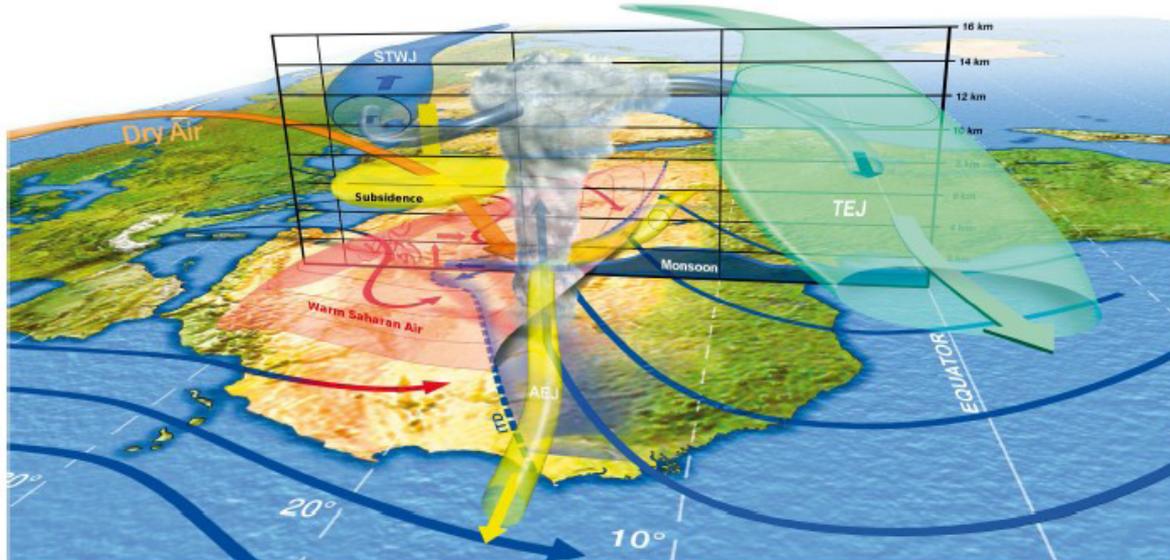


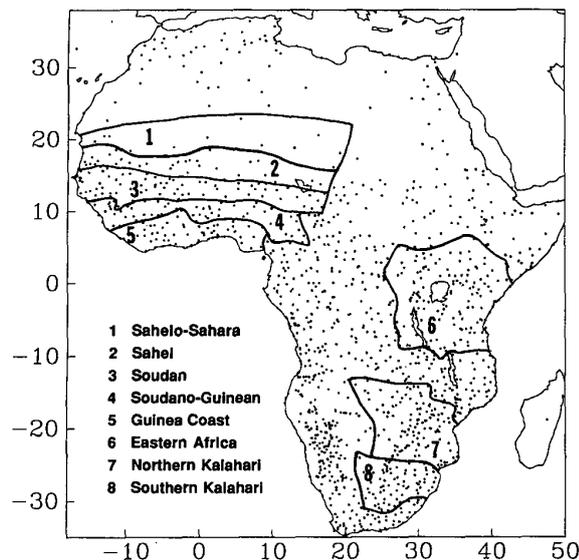
Abb. 2.1: Dreidimensionale schematische Übersicht über das Westafrikanische Monsunsystem mit ITD („Inter Tropical Discontinuity“), Strahlströmen („African Easterly Jet“ AEJ, „Tropical Easterly Jet“ TEJ, „Sub-tropical Westerly Jet“ STWJ) und konvektivem System, aus Lafore et al. (2010).

Wüstenwind, Harmattan genannt. Die Zone, in der die feuchte Südströmung und die trockenheiße Nordströmung aufeinandertreffen, heißt ITD („Inter Tropical Discontinuity“). Weitere wichtige Komponenten des westafrikanischen Monsunsystems sind der afrikanische Oststrahlstrom AEJ („African Easterly Jet“) in 600 - 700 hPa mit seinen Wellenzügen, den „African Easterly Waves“, kurz AEW, und der tropische Oststrahlstrom TEJ („Tropical Easterly Jet“) in etwa 200 hPa. Eine gute Übersicht über das Zusammenspiel dieser Komponenten geben z.B. Fink (2006), Lebel et al. (2010) oder Lafore et al. (2010). Darüber hinaus weisen Sultan und Janicot (2003) auf den entscheidenden Einfluss des SHL auf den Beginn der Monsunsaison hin, das zusammen mit der Santa-Helena-Antizyklone im Südatlantik einen Druckgradienten aufbaut und damit die Monsunwinde steuert. Parker et al. (2005) erläutern die wichtige Rolle des AEJ im Monsunsystem, wonach sie dessen Existenz allein durch thermodynamische Eigenschaften (meridionaler Verlauf der potentiellen und äquivalent-potentiellen Temperatur in der Grenzschicht) erklären.

Die Phase des Hochmonsuns setzt nach Sultan und Janicot (2003) Ende Juni ein. Die ITCZ hat dann ihre nördlichste Position bei etwa 10°N erreicht, an der sie sich im Mittel bis Ende August befindet. Dies ist besonders für die Sahelzone wichtig, in der nur in dieser Zeit Niederschlag fällt. Diese Zone bildet den Übergang zwischen der Sahara im Norden und den feuchteren Regionen weiter südlich, die sich wiederum in Sudan-Zone und Guinea-Küstenregion aufteilen lassen, wie in Abb. 2.2 zu sehen. Nach der Einteilung von Nicholson (1993) befindet sich die Sahelzone etwa zwischen 15°N und 18°N; es gibt aber auch Definitionen, so z.B. nach Fink (2006), nach denen sich die Sahelzone zwischen 12°N und 18°N oder sogar noch weiter südlich befindet. Der Vegetation nach zu urteilen, wie am Beispiel des Blattflächenindex LAI („Leaf Area Index“) für Juli zu sehen (Abb. 2.2), befindet sich eine Zone mit niedrigem

LAI zwischen 1.5 und 2 in den Breiten zwischen etwa 10°N und 13°N . Die Übergangszone zur Sahara (LAI < 0.5 in der Sahara) mit einem LAI von etwa 0.5 bis 1.5 ist dabei relativ schmal. Sie ist an der Atlantikküste zwischen 13.5°N und 14.5°N und bei etwa 0°W (in Burkina-Faso) zwischen 12°N und 14°N zu finden. Wenn diese etwa die Sahelzone markiert, ist die Lage der Sahelzone auf jeden Fall weiter südlich anzunehmen als nach der Definition von Nicholson (1993).

(a) geographische Zonen



(b) Blattflächenindex

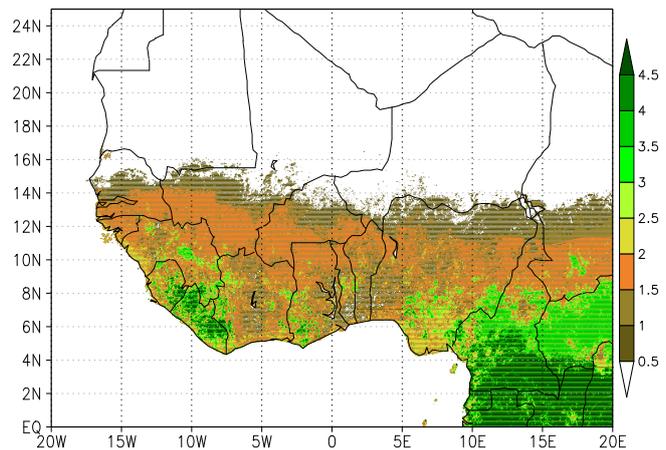


Abb. 2.2: Einteilung von Afrika in geographische Zonen (a), aus Nicholson (1993) und LAI (b) aus der Ecoclimap-Datenbank (Masson et al., 2003).

Auch die vertikale Struktur der Atmosphäre zeigt im Süden, wo sie von der Monsunströmung geprägt ist, andere Charakteristika als weiter nördlich in den von der Sahara beeinflussten Gebieten. Nach Messenger et al. (2009) nimmt die Höhe der konvektiven Grenzschicht CBL („Convective Boundary Layer“) von Süden nach Norden zu (Abb. 2.3). Die Obergrenze der CBL liegt bei etwa 950 - 900 hPa innerhalb der feuchtkalten, annähernd pseudoadiabatisch geschichteten Monsunschicht (Parker et al., 2005), die sich über die CBL hinaus erstreckt und im Folgenden als ML („Monsoon Layer“) bezeichnet wird. Dann wächst die Höhe der CBL im Gebiet der ITD stark an und hat in der Sahara-Region über dem Hitzetief 650 - 700 hPa erreicht. Die Saharagrenzschicht ist durch starke trockene Konvektion annähernd trockenadiabatisch geschichtet, d.h. sie ist von sehr schwacher statischer Stabilität; über der CBL befindet sich z.T. bis in die frühen Abendstunden hinein eine sehr trockene Residualschicht (SRL, „Saharan Residual Layer“), die bis 500 hPa reichen kann. Die Saharagrenzschicht existiert auch als abgehobene Grenzschicht (SAL von „Saharan Air Layer“ bzw. „Saharan Aerosol Layer“) weiter südlich als weitere trockenadiabatische Schicht oberhalb der ML, da sich die nach Norden vordringende Monsunströmung in der Art einer Dichteströmung unter die trockenheiße Saharaluft schiebt; nach Parker et al. (2005) kann die Untergrenze der SAL als Isentrope von 313 K definiert werden – der Wert ist allerdings von der Jahreszeit und vom Längengrad abhängig. Luft aus der Sahara ist daher thermisch direkt mit der über der

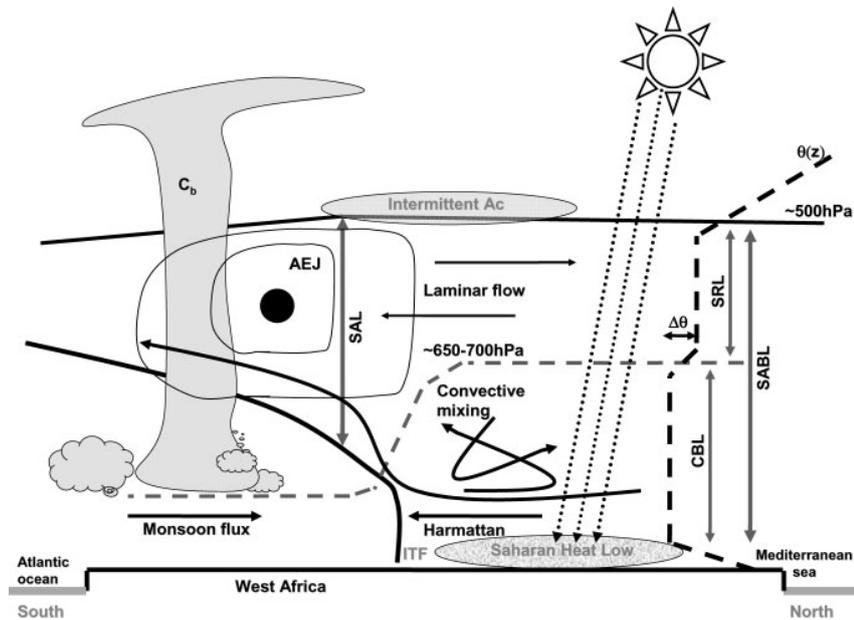


Abb. 2.3: Schematischer Meridionalschnitt durch Westafrika mit Vertikalprofil der potentiellen Temperatur θ im Bereich des SHL (rechts) und Obergrenze der CBL (grau gestrichelt); die durchgezogenen schwarzen Linien stellen Isentropen dar, die die SAL begrenzen. Aus Messenger et al. (2009).

Monsunsicht verbunden.

Durch das ausgeprägte Anwachsen der Grenzschicht aufgrund starker konvektiver Durchmischung (Bowen-Verhältnis $\beta = \text{Verhältnis fühlbarer zu latenter Wärmefluss} > 1$) zu Beginn der Monsunsaison im Juni, das bis in die darüberliegende SAL reichen kann, ist tagsüber ein deutlicher Rückgang der Feuchte in der CBL zu beobachten (Guichard et al., 2009). Dieser ist in den Monaten Juli und August abgeschwächt, da dann die Evapotranspiration dominiert ($\beta < 1$) und die Grenzschicht nicht mehr bis an die Grenzfläche ML / SAL reicht (Timouk et al., 2009).

Ähnliche Schlussfolgerungen ziehen auch Kohler et al. (2010) bei der Auswertung von Messdaten der SOP1 (erste Junihälfte) und SOP2 (Ende Juli bis August) aus dem Süden von Burkina Faso: In der SOP2 ist das Bowen-Verhältnis deutlich niedriger als in der SOP1 (Maximum von 0.89 in der SOP2 gegenüber 1.6 in der SOP1), was durch eine erhöhte Bodenfeuchte, dichtere Vegetation und erniedrigte Oberflächentemperatur verursacht wurde. Dadurch reichte die CBL in der SOP1 bis an die Obergrenze der ML und es kam zu Entrainment von trockener Luft aus der darüberliegenden SAL; dies war in der SOP2 nicht der Fall, da die CBL innerhalb der ML lag.

Aufgrund der Unterteilung der Grenzschicht in CBL, ML und SAL ist eine charakteristische vertikale Windscherung am Oberrand der Monsunsicht zu beobachten: Während die Windrichtung innerhalb der Monsunsicht West- bis Südwest ist, dreht der Wind oberhalb, mit maximaler Geschwindigkeit im Niveau des AEJ, auf östliche Richtungen. Diese Windscherung ist ebenfalls ein entscheidender Faktor bei der Ausbildung von hochreichender Konvektion, auf die später eingegangen werden soll.

2.2 Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag

In der Sahelzone trägt zum Feuchtenachschub, der zur Bildung von Feuchtkonvektion zur Verfügung steht, nicht nur die Monsunströmung bei, sondern hier sind auch Oberflächenprozesse sehr wichtig. Nach Peters (1988) wird der Feuchtehaushalt, der nach Auftreten eines konvektiven Systems gestört ist, nur zu 1/3 durch horizontale Wasserdampfkonvergenz (d.h. durch die Monsunströmung) ausgeglichen, zu 2/3 aber durch lokale Evapotranspiration.

Erste Untersuchungen des Zusammenhangs von Oberflächenprozessen und Niederschlagsbildung wurden von Charney (1975) durchgeführt. Er stellte die Hypothese auf, dass der Boden und die Vegetation die lange Dürreperiode der sechziger und siebziger Jahre im Sahel über die Veränderung der Oberflächenalbedo mitbeeinflusst haben. Zahlreiche Autoren untersuchten in darauffolgenden Studien die Rückkopplungsmechanismen verschiedener Grenzschichtparameter mit der Niederschlagsaktivität auf mehrjähriger Skala:

Autoren wie Philippon et al. (2005) oder Findell und Eltahir (2003) betrachten die Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag. Da die Bodenfeuchte mit einer gewissen Verzögerung auf vorhergehende Niederschlagsereignisse reagiert, besonders in größeren Tiefen, kann sie sozusagen als Gedächtnis der zurückliegenden Niederschlagsaison gesehen werden. In den mittleren Breiten bedeutet dies einen Zusammenhang zwischen der Ergiebigkeit der Niederschläge von Frühling und Sommer, in Afrika aber eher einen Hinweis auf einen mehrjährigen Zusammenhang zwischen den Niederschlägen einer Monsunperiode und denen der Regenzeit im darauffolgenden Jahr. Dies galt lange als mögliche Erklärung für die langanhaltende Dürreperiode in der zweiten Hälfte des letzten Jahrhunderts. Prozesse, die die Kopplung von Grenzschichtzustand und Jahresniederschlag bestimmen, sind aber eher auf kleinerer Skala nachweisbar. Die Mesoskala entspricht nach Atkinson, 2002, zwischen 5 km und 100 km, was nach Orlanski, 1975, der Meso- β -Skala entspricht, bei anderen Autoren auch mehrere 100 km, nach Orlanski Meso- α -Skala. Auf dieser Skala können Wechselwirkungen zwischen Land und Atmosphäre mitbestimmen, an welcher Stelle sich Konvektionszellen bilden können, aber auch für deren Weiterentwicklung und Niederschlagsintensivität entscheidend sein. Hier sollen nun die Wechselwirkungen zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag näher erläutert werden, da der Zusammenhang zwischen der Bodenfeuchte einerseits und der Niederschlagsmenge andererseits die Grundlage für die Aufstellung des in dieser Arbeit untersuchten Ensembles bildet. Die entscheidende Frage ist dabei, ob die Rückkopplung zwischen der Zunahme der Bodenfeuchte, die vorhergehende Niederschläge hervorgerufen haben, und der anschließenden Niederschlagsbildung positiv oder negativ ist.

2.2.1 Der Einfluss der Bodenfeuchte auf die Energiebilanz der Erdoberfläche

An der zentralen Stelle der Kopplung zwischen Boden und Atmosphäre stehen die Flüsse fühlbarer und latenter Wärme. Der absolute Wert dieser turbulenten Flüsse wird durch die Energiebilanz $Q = E_0 + H_0 + B_0$ bestimmt, wobei Q die Strahlungsbilanz ist. In dieser Definition ist die Strahlungsbilanz

positiv, wenn sie zur Oberfläche hin gerichtet ist; alle anderen Größen sind positiv, wenn sie von der Oberfläche weg gerichtet sind. E_0 und H_0 sind der latente bzw. fühlbare Wärmestrom sowie B_0 der Bodenwärmestrom.

Die Bodenfeuchte wirkt sich auf verschiedenartig auf die Energieumsetzung an der Erdoberfläche aus: Zum einen beeinflusst sie durch die Veränderung der Wärmeleitfähigkeit im Boden die Entwicklung der Bodentemperatur und damit auch die Oberflächentemperatur. Dies hat auch direkte Auswirkungen auf den fühlbaren Wärmestrom. Zum anderen senkt z.B. eine erhöhte Bodenfeuchte die Oberflächenalbedo und infolgedessen die kurzwellige nach oben gerichtete Strahlung. Da aufgrund der niedrigeren Oberflächentemperatur die nach oben gerichtete langwellige Strahlung ebenfalls niedriger ist, resultiert daraus eine erhöhte Strahlungsbilanz. Das bedeutet, dass mehr Energie verbleibt, die für die Umsetzung in die turbulenten Flüsse zur Verfügung steht.

Außerdem bestimmt die Bodenfeuchte über die Wasserverfügbarkeit in Abhängigkeit von der Bodenart direkt die Verdunstung an der Oberfläche und damit den latenten Wärmestrom. An dieser Stelle sei aber angemerkt, dass die Vegetation ebenfalls eine wichtige Rolle spielt, da sie erstens durch Veränderungen der Oberflächenalbedo (vor allem durch die Abschirmung des Untergrundes) Einfluss auf die Energiebilanz hat und zweitens auch die hydrologischen Bedingungen entscheidend prägt: Der von Bäumen und Pflanzen aufgefangene Regen (Interzeption) erhöht kurzzeitig die Verdunstung. Im Gegensatz dazu gelangt durch die Transpiration von Pflanzen auch Wasser aus tieferen Bodenschichten (abhängig von der Wurzeltiefe) zurück in die Atmosphäre als durch direkte Evaporation. Die Reaktionszeit der Bodenfeuchte auf Niederschlagsereignisse ist in tieferen Schichten deutlich länger als weiter oben und auch die darauffolgende Abnahme auf den ursprünglichen Wert vollzieht sich sehr viel langsamer; dadurch bewirkt die Transpiration eine niedrigere Sensitivität der Flüsse an der Oberfläche bezüglich der Veränderungen der Bodenfeuchte durch Niederschlag (Kohler et al., 2010). Insgesamt dämpfen Pflanzen die Amplitude des Tagesgangs der Flüsse sowie ihr Abklingverhalten. Auch Schwendike et al. (2010) zeigen, dass bei spärlicher Vegetation die Abnahme der Tagesmaximumtemperatur und die Zunahme der Evapotranspiration nach Niederschlagsereignissen stärker ist als bei dichterem Bewuchs zu einem späteren Zeitpunkt der Monsunsaison.

2.2.2 Die Rolle der Bodenfeuchte im präkonvektiven Umfeld

Um auf die ursprüngliche Frage des Einflusses der Bodenfeuchte auf die konvektive Aktivität mittels der Flüsse fühlbarer und latenter Wärme zurückzukommen, sei nun angenommen, dass eine erhöhte Bodenfeuchte zu einem erhöhten latenten und einem verringerten fühlbaren Wärmestrom ($E_0 \uparrow$ bzw. $H_0 \downarrow$, d.h. zu einem niedrigeren Bowen-Verhältnis) am Unterrand der Atmosphäre führt. Dies hat verschiedene Konsequenzen, die hier für die Parameter CAPE, CIN und θ_e aufgezeigt werden sollen, die im präkonvektiven Umfeld von Bedeutung sind. Diese sind folgendermaßen definiert:

Bei der Konvektionsauslösung muss ein Luftpaket so weit gehoben werden, bis es positiven Auftrieb erfährt, d.h. bis zum Niveau der freien Konvektion (NFK). Die Energie, die dabei geleistet werden muss,

wird als CIN bezeichnet (*engl.* „Convective INhibition“). Sie ist im thermodynamischen Diagramm die Fläche zwischen der Temperaturkurve des Luftpakets (trockenadiabatisches Aufsteigen bis zum Hebungskondensationsniveau HKN, dann feuchtadiabatisches) und der Umgebung, solange das aufsteigende Luftpaket kälter ist als die Umgebung. Die Fläche erstreckt sich vertikal zwischen unterem Hebungsniveau des Luftpakets und NFK. Oberhalb des NFK ist die Temperatur des aufsteigenden Luftpakets höher als die der Umgebung und das Luftpaket erfährt positiven Auftrieb. Wenn sich die Temperaturkurven des Pakets und der Umgebung wieder schneiden, hat das Paket das Gleichgewichtsniveau EL (*engl.* „Equilibrium Level“) erreicht; die Fläche zwischen den Kurven zwischen NFK und EL entspricht der Energie, die dem Luftpaket zum Aufsteigen zur Verfügung steht, falls es das NFK erreicht. Diese Energie wird als CAPE (*engl.* „Convective Available Potential Energy“) bezeichnet. Sie charakterisiert die bedingte konvektive Instabilität der Atmosphäre.

Nach Parker (2002) und Kohler et al. (2010) existiert für Westafrika eine gute Korrelation zwischen der CAPE und der äquivalent-potentieller Temperatur θ_e in der Grenzschicht, deren zeitliche Änderung sich unter Berücksichtigung von $c_p\theta_e = c_p\theta + Lq$ als Summe der Haushaltsgleichungen für die mittlere potentielle Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht darstellt:

$$\frac{\partial(c_p\theta)}{\partial t} = -u\frac{\partial(c_p\theta)}{\partial x} - v\frac{\partial(c_p\theta)}{\partial y} - w\frac{\partial(c_p\theta)}{\partial z} + \frac{1}{\rho}\frac{\partial Q}{\partial z} - \frac{1}{\rho}\frac{\partial H}{\partial z} \quad (2.1)$$

$$\frac{\partial(Lq)}{\partial t} = -u\frac{\partial(Lq)}{\partial x} - v\frac{\partial(Lq)}{\partial y} - w\frac{\partial(Lq)}{\partial z} - \frac{1}{\rho}\frac{\partial E}{\partial z}. \quad (2.2)$$

Die Gleichungen 2.1 und 2.2 ergeben sich nach Kraus (2008) in der turbulenten Grenzschicht nach Mittelung über die Schwankungen unter Vernachlässigung der Terme molekularer Wärmeleitung und Viskosität aufgrund ihrer kleineren Skala, der Annahme der horizontalen Homogenität der Flüsse und ohne Beachtung von Phasenumwandlungen.

Die lokale Änderung der äquivalent-potentiellen Temperatur hängt damit als Summe der Gleichungen 2.1 und 2.2 von der Advektion von Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht sowie von den vertikalen Divergenzen von H , E und der Strahlungsbilanz Q ab und ist in der konvektiven Mischungsschicht eine konservative Größe, d.h. nahezu höhenkonstant.

Da des Weiteren das Anwachsen der Grenzschicht im Laufe eines Tages überwiegend durch H_0 bestimmt wird, ist ausgehend von der oben getroffenen Annahme über feuchtem Boden bei niedrigem H_0 die Grenzschichthöhe z_i niedriger als über trockenem Boden; dadurch ist θ_e über feuchtem Boden und damit größerem E_0 größer als über trockenem (unter der Annahme, dass die Summe $H_0 + E_0$ gleich ist), weil es höhenkonstant ist und sich die der Grenzschicht über die Flüsse zugeführte Energie über eine flachere Schicht verteilt. Aufgrund der Korrelation von θ_e und CAPE sollte diese ebenfalls über feuchtem Boden höher sein als über trockenem. Adler (2010) zeigt mit Hilfe eines eindimensionalen Grenzschichtmodells, dass mit abnehmendem β , d.h. über feuchten Böden, θ_e zunimmt.

Da nach Überwindung der CIN ein konvektives System aktiver ist, je höher die CAPE ist, ist eine positive Rückkopplung zwischen hoher Bodenfeuchte und der Niederschlagsmenge eines bestehenden Systems zu erwarten. Nach Taylor und Lebel (1998) ist diese Rückkopplung stärker, je größer das konvektive

System ist.

Bei sonst gleichbleibenden Bedingungen oberhalb der Grenzschicht ist außerdem bei hohem θ_e in der Grenzschicht die CIN niedriger, was darauf hindeutet, dass durch hohe Bodenfeuchte auch die Konvektionsauslösung begünstigt wird, was wiederum für eine positive Rückkopplung spräche.

Das Verhalten der CIN ist allerdings durchaus nicht nur von der Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht abhängig. Erstens ist die CIN bei niedrigerem z_i nach rein geometrischen Gesichtspunkten höher (siehe Adler, 2010), was die Konvektionsauslösung erschwert. Außerdem ist die CIN stärker als die CAPE von Prozessen oberhalb der Grenzschicht beeinflusst. Dies sind zum einen Advektionsprozesse, aber auch die vertikale Stabilität der Schicht, in die die Grenzschicht hineinwächst, ist wichtig (Ek und Mahrt, 1994). Ist das Temperaturprofil oberhalb annähernd trockenadiabatisch, wie in der abgehobenen Saharagrenzschicht, wird die CIN bei anwachsender Grenzschicht schneller abgebaut, da auch das NFK niedriger ist; der Abbau der CIN wird dabei durch eine Erwärmung am Boden weiter begünstigt. Dazu kommt, dass bei trockenadiabatischer Schichtung die Luft oberhalb der Grenzschichtinversion neutralen Auftrieb erfährt und leichter in die Grenzschicht eingemischt werden kann (der gleiche Effekt tritt auch im Zusammenhang mit einer schwachen Inversion auf), so dass die CBL bei großem fühlbarem Wärmestrom schnell anwächst und die CIN schnell gegen Null geht (Findell und Eltahir, 2003). Dies heißt schließlich, dass trockene Böden für die Konvektionsauslösung desto vorteilhafter sind, je instabiler die freie Atmosphäre oberhalb der CBL geschichtet ist. Speziell in Westafrika ist dies v.a. in jenen Bereichen der Fall, in denen die CBL an die Untergrenze der SAL heranreicht.

Damit ist schwer zu sagen, ob die Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag in Bezug auf die Konvektionsauslösung (d.h. über die CIN) positiv oder negativ ist, da sie von vielen, teilweise auch konkurrierenden, Faktoren abhängt.

2.3 Beeinflussung der Konvektionsauslösung durch Sekundärzirkulationen

Die konzeptionellen Überlegungen zu den Wechselwirkungen zwischen Land und Atmosphäre am Beispiel der Bodenfeuchte basierten bisher grundsätzlich auf einer eindimensionalen Betrachtungsweise. Im zweidimensionalen System erweitert sich das Bild insofern, dass in der Realität die Bodenfeuchteverteilung aufgrund des variierenden Untergrundes (Bodenarten, Hangneigung, Abfluss, etc.) und räumlich verteilter Niederschlagsereignisse sehr inhomogen ist. In Regionen mit sehr unterschiedlicher Bodenfeuchte treten entsprechend der in Abschnitt 2.2.1 erläuterten Zusammenhänge räumliche Oberflächentemperatur-anomalien auf, die eine thermisch direkte Zirkulation („non-classical mesoscale circulation“ nach Segal und Arritt, 1992) im Sinne einer Land-Seewind-Zirkulation hervorrufen können. Ähnliche barokline Situationen entstehen z.B. auch in geneigtem oder inhomogenem Gelände, bei unterschiedlichem Bewuchs oder Variationen der Bewölkung, die die Strahlung beeinflussen. Neben den Land-Seewind-Zirkulationen zählen Hang- und Talwindssysteme zu den wichtigsten thermisch direkten Zirkulationen (Trier, 2003). Diese Zirkulationen bewirken – unter Umständen modifiziert durch die Grundströmung, im konkreten Fall die südwestliche Monsunströmung – Konvergenzen des Horizontalwindes in der Grenz-

schicht, die als Auslösemechanismus für Konvektion wirksam werden können. Nach Trier (2003) sind mesoskalige, grenzschichtbasierte Zirkulationen besonders effektiv bei der Konvektionsauslösung, da sie in den untersten Kilometern der Troposphäre entstehen und sich dort typischerweise die Luftschicht mit der schwächsten bedingten Stabilität befindet.

Komplexer ist der Zusammenhang, wenn die Inhomogenitäten an der Erdoberfläche die ganze Grenzschicht beeinflussen und sich dadurch horizontale Unterschiede der Grenzschichthöhe aufbauen. Der obere Ast der thermischen Zirkulation kann dann nämlich Grenzschichtluft mit charakteristischem θ_e aus dem Gebiet mit der höheren Grenzschicht direkt in die Schicht oberhalb der Grenzschicht des Gebiets mit flacherer Grenzschicht advehieren. Dies hat massive Auswirkungen auf die CIN und auf weitere thermodynamische Vorgänge.

2.4 Hochreichende Konvektion

In Abschnitt 2.1 wurden die Phänomene aufgezeigt, die zum nordwärts gerichteten Vordringen der Monsunströmung über dem westafrikanischen Kontinent beitragen. Die feuchte Monsunströmung gibt die Rahmenbedingungen vor, die im präkonvektiven Umfeld günstig für die Ausbildung von Feuchtkonvektion sind (wenn im Folgenden und in allen weiteren Kapiteln von Konvektion gesprochen wird, ist immer Feuchtkonvektion gemeint): Die CAPE ist tagsüber, besonders gegen Nachmittag, im gesamten von der Monsunströmung beeinflussten Gebiet sehr hoch; im Mittel liegt sie bei über 1500 J kg^{-1} im Juni und über 1000 J kg^{-1} im Juli und August (siehe z.B. Schwendike et al., 2010). Damit ist sie in jedem Fall groß genug, um die Entwicklung von Konvektion zuzulassen – nach Weisman (2003) liegt die CAPE an konvektiv mäßig instabilen Tagen zwischen 1500 J kg^{-1} und 2500 J kg^{-1} . In Abschnitt 2.2 wurde die Beeinflussung der konvektionsrelevanten Parameter CIN und CAPE durch die Bodenfeuchte diskutiert und es wurden mögliche Auslösemechanismen, zu denen Bodenfeuchteinhomogenitäten beitragen, angesprochen. Nun soll geklärt werden, welche Faktoren Auswirkungen auf die Intensität der Konvektionsentwicklung und deren Dauer haben.

Sobald die CIN abgebaut oder überwunden wurde, steht dem aufsteigenden Luftpaket die konvektiv verfügbare Energie, die CAPE, zur Verfügung; d.h., es erfährt bei großer verfügbarer Energie, wie sie beispielsweise über feuchten Böden zu finden ist, einen starken Auftrieb. Die Bewölkung, die dabei oberhalb des HKN entsteht, breitet sich dann etwa bis zum EL aus. Wenn von den Seiten trockene Luft in die Wolke eingemischt wird, kommt es durch Verdunstungseffekte zu Abkühlung, was den Auftrieb abschwächt (Beheng, 2007). Eine Größe, die diesen Effekt nach Chaboureaux et al. (2004) und Redelsperger et al. (2002) ausreichend gut beschreibt, ist das Sättigungsdefizit. Es kann als Differenz zwischen spezifischer Feuchte bei Sättigung und der aktuellen spezifischen Feuchte definiert werden (ebenso ist eine Definition über das Mischungsverhältnis denkbar): $SD = q_s - q$. Das räumlich gemittelte SD hat in der Vertikalen innerhalb der Wolke die niedrigsten Werte, oberhalb der Wolke sind Gebiete mit sehr hohen Werten von SD zu finden. Im Niveau mit hohem mittleren SD ist keine Wolkenbildung zu beobachten, d.h. durch hohes SD oberhalb wird die Konvektionsentwicklung nach oben hin begrenzt.

Wenn nun die konvektionsrelevanten Parameter CAPE, CIN und das konvektionsmodifizierende SD günstig sind, kommt es – sobald entsprechende Auslösemechanismen auftreten – zu hochreichender Konvektion. Allerdings muss daraufhin im unteren Hebungs niveau, in dem aus Kontinuitätsgründen Konvergenz herrscht, genügend Wasserdampf herantransportiert werden, damit die Hebung über längere Zeit aufrecht erhalten werden kann. Wenn die nachströmende Luft, die dann auch von der Hebung erfasst wird, zu trocken ist, wird sie sehr viel später das HKN erreichen, was mit einer Erhöhung der CIN und einer Erniedrigung der CAPE einhergeht.

Für eine längere Aufrechterhaltung einer konvektiven Zelle ist weiterhin vertikale Windscherung von Bedeutung, da sonst der im Niederschlagsgebiet auftretende Abwindschlauch, der sich horizontal ausbreitet, sobald er bis zum Boden reicht, von unten den Nachschub von feuchter Luft unterbindet. Bei Windscherung hingegen wird der Abwindschlauch räumlich weit genug entfernt vom Aufwindschlauch sein. Es kann sogar durch das horizontale Ausströmen aus dem Abwindschlauch zu Konvergenz kommen, durch welche neue Konvektionszellen ausgelöst werden können (Weisman, 2003). Auf diese Art und Weise entstehen mesoskalige konvektive Systeme (MCS, „Mesoscale Convective Systems“) wie Böenliniensysteme (sog. Squall Lines, siehe Houze, 2004).

3 Synoptische Analyse

Die Intensivmessphasen (kurz SOPs, „Special Observation Periods“) der AMMA-Messkampagne fanden in der Monsunsaison 2006 statt. Während der Intensiv-Messkampagne war die Anzahl der Messungen (Bodenstationen, Radiosondenaufstiege, wissenschaftliche Flüge, Abb. 3.1 bzw. 4.6) in Westafrika deutlich erhöht. Diese Saison wird daher von einigen Autoren (z.B. Thorncroft et al., 2007; Janicot et al., 2008; Lebel et al., 2010) ausführlich beschrieben und eine konvektive Episode aus diesem Zeitraum eignet sich gut für die Anwendung des Bodenfeuchteensembles. Interessant sind insbesondere die Bodenfeuchtemessungen der Mesoscale-Sites, mehr dazu in Kapitel 4.

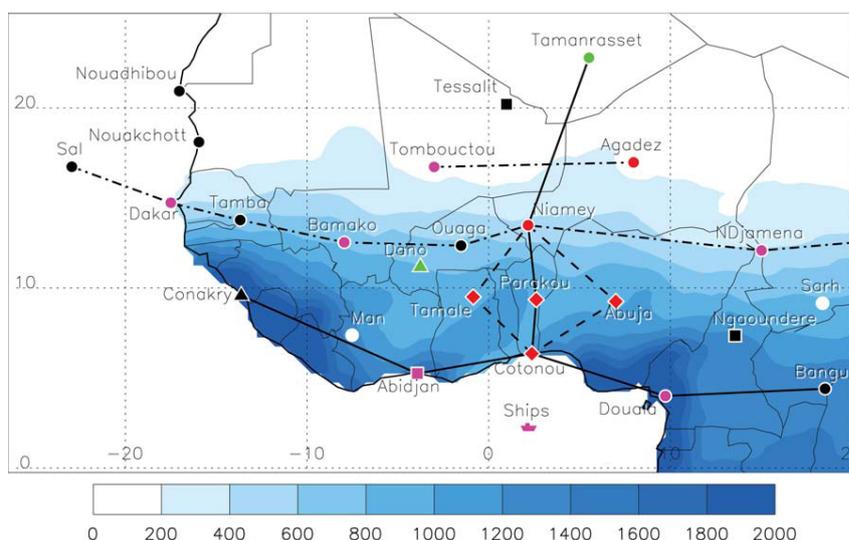


Abb. 3.1: Stationen des AMMA-Radiosonden-Netzwerks und beobachteter mittlerer Jahresniederschlag der Periode 1961-90 (Farbskala) aus VASCLIMO Datensatz (Parker et al., 2008).

Insgesamt war der Niederschlag 2006 recht ergiebig, wie in der ganzen ersten Hälfte dieses Jahrzehnts im Gegensatz zu den drei vorhergehenden trockeneren Jahrzehnten. Die lang anhaltende Dürre scheint sich in den letzten Jahren etwas abzuschwächen, auch wenn der Gesamtniederschlag der Monsunsaison in der Sahel noch immer unter dem Mittel des letzten Jahrhunderts liegt (Lebel et al., 2010). Janicot et al. (2008) zeigen dies an dem „Sahelian Rainfall Index“, der auf langjährigen Messreihen des AGHRYMET-Niederschlags-Messnetzes beruht¹. Dieser liegt für 2006 bei -0.6, gegenüber dem Minimum von 1984, das bei -2.2 lag.

Die Phase des Hochmonsuns setzte im Jahr 2006 mit einer Verspätung von etwa zehn Tagen erst gegen

¹Nach L'Hôte et al. (2003) entspricht der Niederschlagsindex der Differenz des langjährigen Mittels (1905-2006) einer Station zu ihrem Jahresniederschlag, normiert mit der Standardabweichung des Jahresniederschlags der Station, gemittelt über alle Sahel-Stationen; z.B. Mittel des Jahresniederschlags in Gao (Mali): 233 mm oder in Niamey (Niger): 577 mm

Mitte Juli ein (Janicot et al., 2008). Sie war dafür dann umso heftiger, was den vergleichsweise hohen Gesamtniederschlag der Saison erklärt. Nach Thorncroft et al. (2007) waren die heftigen MCS der aktiven Monsunphase zwischen Mitte Juli und Mitte September 2006 oft mit dem Eindringen trockener Luftmassen in die mittlere Troposphäre („Extratropical Dry-Air Intrusion“ Roca et al., 2005) oder dem seitlichen Einmischen trockener Umgebungsluft verbunden.

Die Lage der ITD entsprach im Juli und August nach Janicot et al. (2008) der mittleren Lage der vorhergehenden zwanzig Jahre bei etwa 20°N , d.h. auch das Vordringen der Monsunströmung Richtung Norden lag im klimatologischen Mittel. Das gleiche gilt nach Janicot et al. (2008) für die Lage und Intensität des AEJ, der außerdem im Juli westlich von 0°W stärker war als im zwanzigjährigen Mittel (östliche Windkomponente mit Maximum bei $0 - 10^{\circ}\text{W}$ von mehr als 14 m s^{-1} im Julimittel gegenüber 10 m s^{-1} im langjährigen Julimittel), östlich davon schwächer (8 m s^{-1} gegenüber 10 m s^{-1}); im August war er auf seiner ganzen Länge etwas stärker als im Mittel (12 m s^{-1} gegenüber 10 m s^{-1}). Die AEW-Aktivität war etwas stärker als im klimatologischen Mittel, allerdings von stärkeren intrasaisonalen Variationen (siehe auch Abschnitt 3.2).

Innerhalb dieser im Großen und Ganzen „normalen“ Monsunsaison gilt es nun, ein konvektives Ereignis auszuwählen, das sich dafür eignet, die Wechselwirkungen zwischen der Bodenfeuchte und der konvektiven Aktivität im Modell nachzubilden. Diese Wechselwirkungen sind ausschlaggebend dafür, dass die Ergebnisse des Bodenfeuchteensembles den Erwartungen entsprechen. Das konvektive Ereignis sollte in der Phase des Hochmonsuns auftreten, da in dieser die Unsicherheiten, die durch die Analysen bzw. die globalen Modelle gegeben sind, geringer sind als zu Beginn der Monsunsaison. Es darf aber auch kein zu später Zeitpunkt gewählt werden, an dem die Vegetation schon so weit fortgeschritten ist, dass sie die Wechselwirkungen zwischen Land und Atmosphäre dominiert; außerdem ist ein relativ weit im Norden gelegenes konvektives Ereignis günstig, da dort die Vegetation recht spärlich ist.

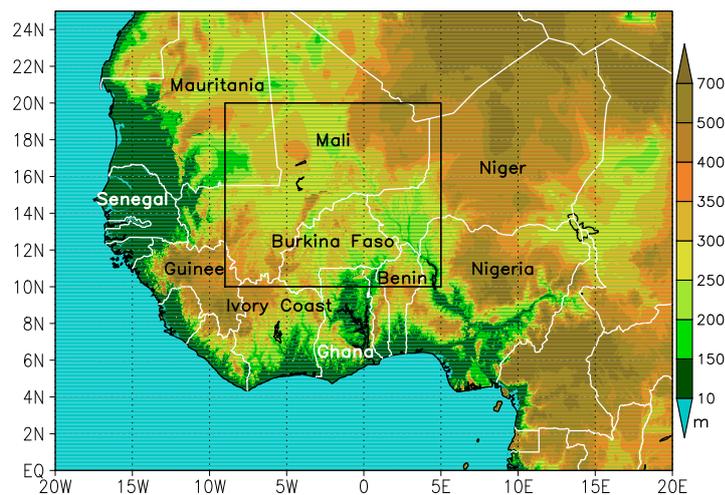


Abb. 3.2: Topographie von Westafrika mit Ländern und Untersuchungsgebiet (schwarzes Rechteck).

In der Arbeit von Truckenmüller (2008) wird ein System vom 31. Juli 2006 untersucht, das südlich von Niamey (Niger) entstand und entlang der südlichen Grenze Burkina Fasos nach Westen zog (zur Lage

der Staaten in Westafrika siehe Abb. 3.2). Bei einem ersten Modelllauf von Truckenmüller (2008) zeigte sich, dass dieses wie auch ein weiteres System nördlich davon, an der Grenze von Burkina Faso zu Mali, gut wiedergegeben wird. In der Entstehungsregion dieses zweiten Systems wurden während der AMMA-Messkampagne SOP 2 (Lebel et al., 2010) wissenschaftliche Flüge durchgeführt, um den Einfluss von mesoskaligen Bodenfeuchtemustern auf die Entwicklung der Grenzschicht und die Auslösung von Konvektion zu untersuchen (Taylor et al., 2007, 2010). Dabei konnte sowohl am 31. Juli ein Zusammenhang zwischen der Bodenfeuchte und der Entstehung eines MCS nachgewiesen werden (Taylor et al., 2010) als auch Sekundärzirkulationen am darauffolgenden Tag als Folge der niederschlagsbedingten Bodenfeuchteerhöhung entlang der Zugbahn dieses MCS (Taylor et al., 2007).

Damit basiert die Entscheidung, das konvektive Ereignis in Mali vom 31.07. und 01.08.2006 innerhalb der AMMA SOP 2 für die in der Einleitung formulierte Zielsetzung zu verwenden, auf folgenden Kriterien:

- Die Lage der konvektiven Aktivität fällt in ein Gebiet mit geringer Vegetation.
- Es ist eine hohe Datendichte durch die Messungen während AMMA SOP 2 gegeben, u.a. durch zusätzliche Flugzeugdaten.
- In der Sahelzone wurden konvektive Niederschläge beobachtet.
- Durch Niederschläge wurden mesoskalige Bodenfeuchtemuster erzeugt, die die Ausbildung von Sekundärzirkulationen hervorriefen.

3.1 Analyse der konvektiven Aktivität anhand von Satellitenprodukten

Einen guten Überblick über die Konvektionszellen geben Satellitenbilder. Für die AMMA-Messkampagnen wurde mit einem speziellen Algorithmus das sogenannte RDT-Produkt (Rapid developing Thunderstorm; AMMA-Homepage (2009), DPREVI/PI, METEO-FRANCE (2008), Morel et al. (2000)) erzeugt; dieser Algorithmus hatte davor eher in den mittleren Breiten Anwendung gefunden. Das RDT-Produkt ist eine Entwicklung von Météo-France im Rahmen des SAF Nowcasting Projektes² in Zusammenarbeit mit Eumetsat. Für die Erstellung werden Infrarot-Bilder des Meteosat mit einer zusätzlichen orangeroten Farbskala unterlegt (die graue Farbskala, die bei Infrarot-Bildern üblich ist, wird ebenfalls übernommen), die für Temperaturen von unter -65°C gültig ist (siehe Abb. 3.3). Diese Temperaturen werden nur von Cumulonimbus-Wolken, d.h. hochreichender Konvektion, erreicht. Damit ist das RDT-Produkt ein Hilfsmittel zur besseren Visualisierung von konvektiven Systemen in Satellitenbildern. Zusätzlich werden die Systeme mit farbigen Konturen umrandet, die das Stadium ihres Lebenszyklus beschreiben sollen (gelb, rot, violett und blau für Entstehung, Wachstum, maximale Aktivität und Zerfall); grüne Konturen stehen für die Umrisse der Systeme im vorhergehenden Satellitenbild und gelbe Linien markieren die Zugbahnen der Systeme.

²<http://nwcsaf.inm.es/>

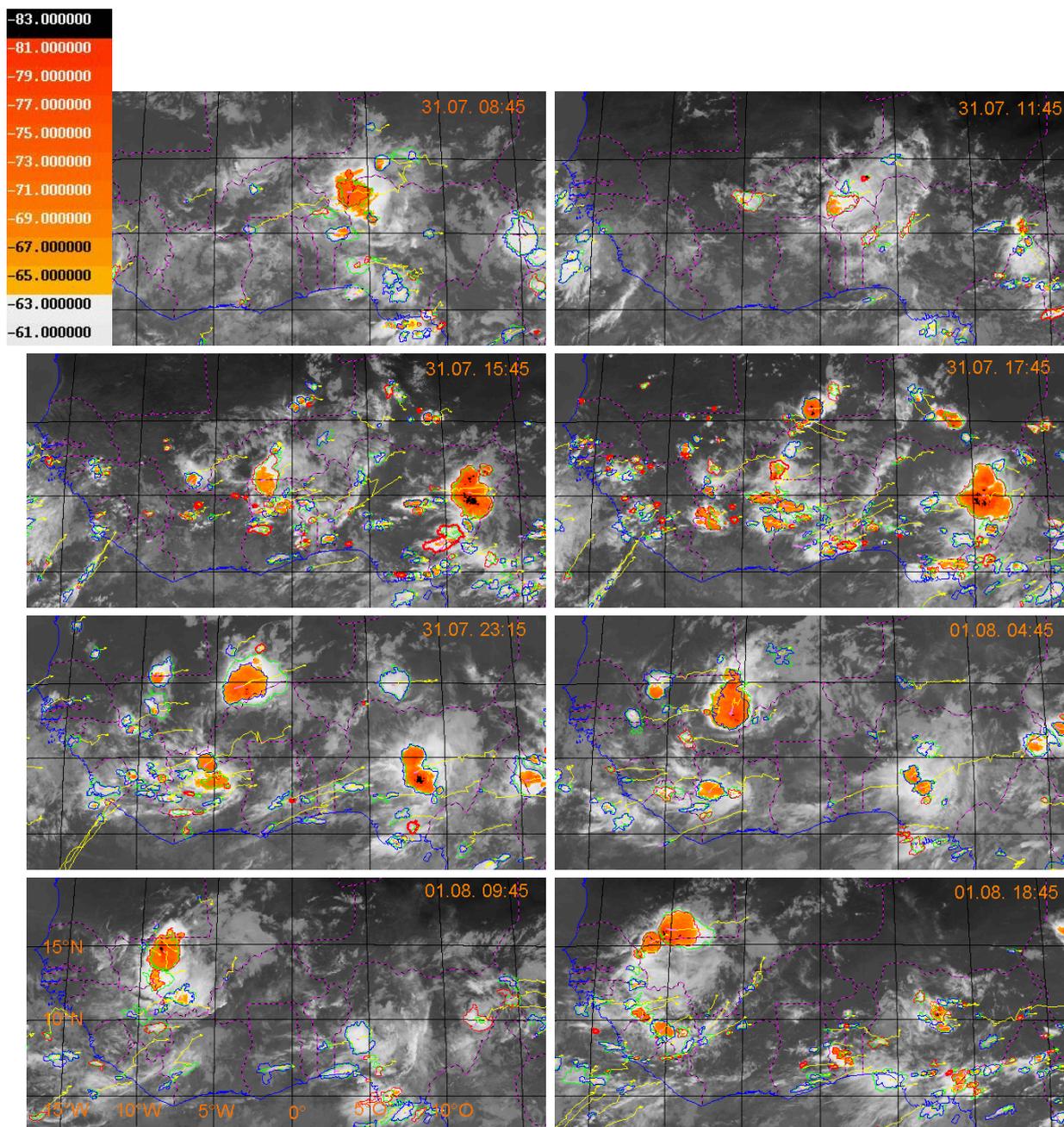


Abb. 3.3: Bilder des RDT-Produktes für den 31.07.2006 und den 1.8.2006. Die Angabe der Zeit und UTC bezieht sich auf die Meteosat-Aufnahme; die Farbskala gibt die Strahlungstemperatur in °C an. Der Ausschnitt entspricht in etwa dem Gebiet 18°W - 17°O / 2°N - 20°N, die eingezeichneten Gitterlinien haben einen Abstand von 5° geographischer Länge bzw. Breite, wie in der mit 01.08. 0945 UTC beschrifteten Abbildung eingetragen.

Ein weiteres Synthese-Produkt, das aus Satellitenmessungen abgeleitet ist, stellt die „TRMM Multi-satellite Precipitation Analysis“ (TMPA, Huffman et al., 2007) dar. Sie wird von der NASA im Rahmen des TRMM-Programmes („Tropical Rainfall Measurement Mission“) zur Verfügung gestellt³; auf dem TRMM-Satelliten befindet sich das erste aus dem All messende Niederschlagsradar. Für die Version TMPA 3B42, die hier verwendet wird, werden alle verfügbaren satellitären Niederschlagsabschätzungen von passiven Mikrowellensensoren mit Hilfe des TCI-Produktes („TRMM Combined Instrument“, d.h. eine Kombination des Mikrowellen-Sensors und des Niederschlagsradars des TRMM) kalibriert und kombiniert. Sie haben dann eine räumliche Auflösung von $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ sowie eine zeitliche Auflösung von 3 h. Zusätzlich werden dreistündige Daten kombinierter Infrarot-Sensoren (vom „Climate Prediction Center“ der NOAA bereitgestellt) in die gleiche Auflösung gebracht und mittels der zuvor abgeleiteten Niederschlagsraten werden Kalibrierkoeffizienten bestimmt, mit deren Hilfe die IR-Strahlungstemperaturen in Niederschlagsraten umgerechnet werden können. Diese beiden Datensätze werden schließlich nochmals kombiniert und mit monatlichen Regelmessungen abgestimmt. Die TRMM-Niederschlags-Analyse TMPA ist daher ein hochentwickeltes Satellitenprodukt, das bisher schon oft für Gebiete wie Westafrika Verwendung fand, in denen sonst wenige bodengestützte Messungen zur Verfügung stehen.

Zuerst soll eine allgemeine Übersicht über die Konvektionsintensität am 31. Juli 2006 gegeben werden. Am Morgen des 31.07. sind anhand des RDT-Produktes von 0845 UTC (Abb. 3.3) über Westafrika vier Regionen mit hochreichender Konvektion zu erkennen:

- Im Westen von Niger, in der Region um Niamey ($3 - 5^\circ\text{O} / 11 - 14^\circ\text{N}$), befindet sich ein voll entwickeltes MCS (Entstehung am Nachmittag des Vortages bei 10°O), das im Laufe des Tages in kleinere Zellen zerfällt (Abb. 3.3, 1145 UTC). Diese Zellen ziehen entlang der südlichen Grenze von Burkina Faso nach Westen. Im Zusammenhang mit diesem System fällt auch der Niederschlag in Dano; die Beobachtungen dieser AMMA-Station werden in der Arbeit von Truckenmüller (2008) analysiert. Die TMPA zeigt, dass das System im Westen von Niger, an der Grenze zu Nigeria ($2 - 6^\circ\text{O} / 10 - 14^\circ\text{N}$), am 31.07. ein großes Niederschlagsgebiet mit Summen von über 60 mm produziert (Abb. 3.5).
- Eine Zone mit mehreren kleineren Systemen befindet sich vor den Küsten Nigerias und Kameruns ($5 - 10^\circ\text{O} / 2 - 7^\circ\text{N}$). Hier ist keine weitere Entwicklung über dem Golf von Guinea zu beobachten.
- Das dritte Gebiet liegt im Süden des Tschad ($14 - 17^\circ\text{O} / 9 - 11^\circ\text{N}$). Mehrere konvektive Zellen bewegen sich Richtung Westen, bis sich daraus gegen Nachmittag im Nordosten von Nigeria ($10 - 13^\circ\text{O} / 8 - 12^\circ\text{N}$) ein aktives MCS bildet (Abb. 3.3, ab 1545 UTC), das Kamerun und Nigeria bis zum 01. August größere Niederschlagsmengen beschert (Abb. 3.4).

³<http://trmm.gsfc.nasa.gov>

- Ganz im Westen, über dem Senegal, Guinea (westlich von 15°W) und Sierra Leone (bei 12°W) liegen mehrere kleine Systeme. Diese ziehen nach Westen auf den Atlantik hinaus und sind hier nicht von Bedeutung.

Im Laufe des Nachmittags des 31.07. entwickeln sich, wie während des Monsuns üblich, über ganz Westafrika konvektive Zellen (Abb. 3.3, 1545 UTC). Niederschlag fällt während des gesamten Tages laut TMPA (Abb. 3.5) außer im westlichen Niger hauptsächlich in Nigeria durch das im Tschad entstandene MCS (zwischen $7 - 12^{\circ}\text{O} / 8 - 11^{\circ}\text{N}$, auch in Abb. 3.4 zu erkennen), ebenfalls im Norden von Ghana, Togo und Benin ($2^{\circ}\text{W} - 2^{\circ}\text{O} / \text{um } 11^{\circ}\text{N}$) sowie im Norden von Ghana bzw. Nordosten der Elfenbeinküste ($6 - 2^{\circ}\text{W} / \text{südl. von } 10.5^{\circ}\text{N}$). Das zuletzt genannte Niederschlagsgebiet entsteht durch kleinere Zellen, die südlich des von Niger kommenden Systems auftreten. Hier ist im RDT-Produkt auch die Reintensivierung einiger Zellen zu beobachten (zwischen $5 - 0^{\circ}\text{W}$), die im Laufe der Nacht weiter nach Westen ziehen und sich in den frühen Morgenstunden des 01. August im Westen der Elfenbeinküste auflösen.

Außerdem zeigt der TMPA-Niederschlag im Süden von Mali, zwischen $4 - 0^{\circ}\text{W} / 13 - 17^{\circ}\text{N}$ ein großes zusammenhängendes Niederschlagsgebiet. Dieses Niederschlagsgebiet produziert ein MCS, das im Südosten von Mali neu entstanden ist. Bei diesem handelt es sich um das konvektive System, das nach den oben erläuterten Gesichtspunkten zur weiteren Betrachtung ausgesucht wurde. Es entsteht dabei am frühen Nachmittag:

- Ab 1415 UTC am 31.07. ist die Entstehung von neuen Zellen über Südost-Mali ($2^{\circ}\text{O} / 16^{\circ}\text{N}$) zu erkennen, nördlich des von Niger kommenden Systems. Die TMPA von 15 UTC (Abb. 3.4), die genau genommen die mittlere stündliche Niederschlagsrate zwischen 1330 und 1630 UTC wiedergibt, zeigt bereits Niederschlag von bis zu 10 mm h^{-1} . Um 1545 UTC (Abb. 3.3) liegen mehrere kleine Zellen bei etwa $1^{\circ}\text{O} / 16.5^{\circ}\text{N}$.
- Bis 18 UTC sind das System sowie das Niederschlagsmaximum größer geworden, es erstreckt sich über ein Gebiet von $0-2^{\circ}\text{W} / 15-16^{\circ}\text{N}$ (Abb. 3.3, 1745 UTC). Die an der Mesoscale-Site Agoufou bei etwa $1.5^{\circ}\text{W} / 15^{\circ}\text{N}$ aufgestellte Energiebilanzstation zeichnete ab 18 UTC Niederschlag auf, der bis Mitternacht anhielt und an der Stelle in diesem Zeitraum insgesamt knapp 60 mm betrug.
- Das System zieht dann an der südlichen Grenze Malis entlang und befindet sich um 23 UTC bei $2 - 4.5^{\circ}\text{W} / 14 - 16^{\circ}\text{N}$ (Abb. 3.3, 2315 UTC). Dabei wächst es weiter, die maximale Niederschlagsrate liegt nach der TMPA bei über 30 mm h^{-1} . Innerhalb von neun Stunden ist das System damit seit seiner Entstehung etwa 550 km weiter nach Westen gezogen, was einer Zuggeschwindigkeit von rund 60 km h^{-1} entspricht. Dies stimmt in etwa mit der durchschnittlichen Windrichtung und maximalen -geschwindigkeit im AEJ-Niveau (700 hPa) überein.
- Um Mitternacht kann man eine kleine Abschwächung des Systems beobachten (nicht gezeigt), auf die eine kurze Reintensivierung bis etwa 05 UTC folgt (Abb. 3.3, 0445 UTC). Das System ist zu dem Zeitpunkt an einem großen Wolkenschirm auf dem Infrarot-Bild, das dem RDT-Produkt zu Grunde

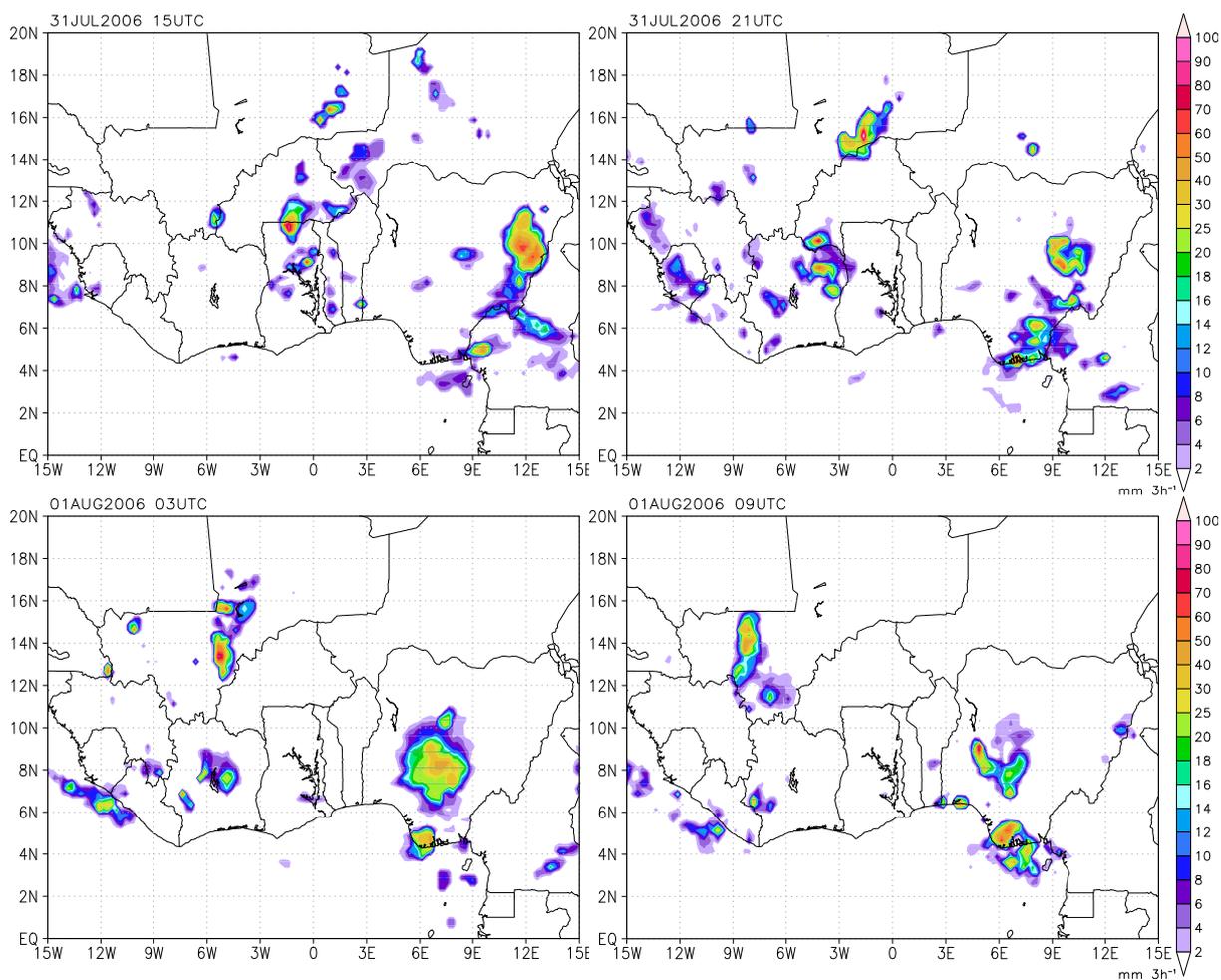


Abb. 3.4: Dreistündige TRMM-Niederschlagsanalyse für den 31.07.2006, 15 UTC und 21 UTC sowie den 01.08., 03 UTC und 09 UTC.

liegt, zu erkennen. Bis 09 UTC hat das System im Süden die Grenze von Mali zur Elfenbeinküste erreicht und ist wieder etwas schwächer geworden.

- Anschließend erfolgt südlich der Grenze zu Mauretanien eine neue kräftige Entwicklung des nördlichen Teils des Systems bis zum Mittag des 01.08. (Abb. 3.3, 0945 UTC), während der es zu heftigem Niederschlag bis 50 mm h^{-1} kommt. Diese neue Zelle ist bis ca. 15 UTC aktiv. Bis dahin ist an deren nordöstlichem Rand eine neue konvektive Zelle entstanden, die stetig weiter wächst und direkt an der mauretanischen Grenze entlangzieht, bis sie in der Nacht zusammen mit kleineren, vom ursprünglich größeren System übriggebliebenen Zellen, über dem Senegal die Atlantikküste erreicht.

Insgesamt produziert das konvektive System, das wie geschildert aus mehreren immer neu generierten Zellen besteht, am 31.07. laut TMPA Niederschläge in Süd-Mali zwischen 4°W und 2°O und am 01.08. über ganz Südwest-Mali. Die aus dem Archiv der AMMA-Campaign-Homepage⁴ beziehbaren Karten („daily reported precipitation“) beinhalten Meldungen des Tagesniederschlags einiger Stationen (siehe

⁴<http://aoc.amma-international.org/observation/precipitation/index.en.php?current=20060731>

	geograph.	geograph.	Nds. [mm] 31.07.			Nds. [mm] 01.08.		
	Länge [°W]	Breite [°N]	Stn	TMPA	EPSAT	Stn	TMPA	EPSAT
Gao	0.05	16.27	2	30	10	0	0	2
Timboukt.	3	16.72	0	0	6	0	0	9
Hombori	1.68	15.33	31	107	31	0	1	7
Mopti	4.1	14.52	23	0	11	0	6	15
Segou	6.15	13.4	24	0	1	9	10	16
Bamako	7.95	12.53	0	0	1	17	32	8
Kita	9.47	13.07	5	1	9	29	10	6
Kenieba	11.23	12.85	20	0	1	6	3	4
Kayes	11.43	14.45	2	0	1	31	15	22
Mittelwert			12	15	8	10	8.6	10

Tab. 3.1: Stationsmeldungen des Tagesniederschlags („Stn“) mit geographischen Koordinaten und Werten der nächsten Gitterpunkte des TMPA- und des EPSAT-Produktes.

Tabelle 3.1). Diese deuten darauf hin, dass die Niederschlagsverteilung des TMPA-Produktes räumlich korrekt ist, die Werte aber überschätzt werden. Die Station Hombori beispielsweise meldet 31 mm Niederschlag, die Tagessumme im TMPA-Produkt an diesem Punkt beträgt allerdings 107 mm, d.h. mehr als dreimal so viel. Allerdings deuten die bereits angesprochenen Aufzeichnungen der in nächster Nähe (wenige Kilometer) von Hombori gelegenen Mesoscale-Site Agoufou darauf hin, dass die Meldung von 31 mm auch ungenau oder der Niederschlag sehr inhomogen verteilt ist. Auch die in Mopti oder Segou gemeldeten 23 bzw. 24 mm finden sich in der TMPA nicht wieder, die Stationen liegen allerdings in nächster Nähe des dargestellten Niederschlagsgebietes (Abb. 3.5). Dies zeigt, wie schwierig es bei konvektiven Niederschlägen ist, einzelne Stationsdaten zur Verifizierung von satellitengestützten Niederschlagsschätzungen heranzuziehen – obwohl die TMPA-Niederschläge sogar mit Stationsdaten korrigiert werden, aber eben nur mit monatlichen und nicht mit täglichen Niederschlagssummen.

Speziell für die AMMA-Kampagne steht ein weiteres Niederschlagsprodukt zur Verfügung, das von Bergès et al. (2010) entwickelt wurde: Aus Infrarot-Temperaturen vom geostationären MSG/SEVIRI werden mit Hilfe eines neuronalen Netzwerkes Niederschlagswahrscheinlichkeiten abgeleitet; als Datensätze für die Lernphase des Netzwerkes dienten Messungen aus der AMMA-Kampagne. Zusammen mit der potentiellen Niederschlagsintensität, die mittels „downscaling“ aus dem globalen Niederschlagsdatensatz des GPCP („Global Prediction Climatology Project“) gewonnen wird, kann daraus der Niederschlagsschätzwert bestimmt werden. Dieses Produkt wurde bislang noch kaum getestet. Erste Untersuchungen zeigen, dass das Produkt für die Zeitspanne von 10-Tages-Niederschlagssummen gute Ergebnisse liefert (Jobard et al., 2010); genauere Validierungen für die hier betrachteten Tagesniederschlagssummen sind nicht bekannt. Dennoch soll es hier noch zum Vergleich aufgeführt werden.

Die Größenordnung der EPSAT-SG Niederschlagsschätzung (Abb. 3.5) stimmt an den betreffenden

Punkten weitgehend mit den Beobachtungen überein (Tab. 3.1), der gemessene Niederschlag von Hombori wird sogar exakt wiedergegeben. Vor allem an Punkten, an denen die Stationen wenig oder keinen Niederschlags melden, überschätzt EPSAT allerdings den Niederschlag. Die räumliche Verteilung des Gesamtniederschlags (Abb. 3.5) ist mit der des TMPA vergleichbar. Sie zeigt aber weniger feine Strukturen und größere Gebiete mit sehr niedrigen Werten. Der Mittelwert über alle Werte an den entsprechenden Gitterpunkten ist am 31.07. für das TMPA-Produkt etwas höher als der Mittelwert über alle Stationen, für die EPSAT-Niederschlagsschätzung etwas niedriger (Tab 3.1). Die Maxima sind im TMPA-Niederschlag sehr viel höher, wie es auch aus dem Vergleich der beiden Produkte mit den Stationsdaten zu vermuten ist. Guichard et al. (2010) beobachten im Rahmen der Untersuchung konvektiven Niederschlags für Ende August 2005 ebenfalls, dass die Niederschlagsmenge des TMPA-Produktes der Versionen 3B42RT sowie 3B42 über der der EPSAT-SG-Schätzung liegt und bei EPSAT weniger feine Strukturen zu erkennen sind.

Diese beiden bisher betrachteten Niederschlagsdatensätze, d.h. der TMPA-Niederschlag der Version 3B42 und die Niederschlagsschätzungen des EPSAT-SG, werden in Kapitel 5 als Referenzwerte für den Vergleich mit den Simulationsergebnissen herangezogen. Sie stellen trotz der genannten Unsicherheiten die besten derzeit verfügbaren flächenhaften Niederschlagsverteilungen für Westafrika dar.

3.2 ECMWF-Reanalysen und WASA-Wetterkarten

Die ECMWF-AMMA-Reanalysen (Agustí-Panareda und Beljaars, 2008; Agustí-Panareda et al., 2009b), für die vor allem auch zusätzliche Radiosondenaufstiege aus der AMMA-Messkampagne assimiliert wurden (siehe auch Kapitel 5), können zur weitergehenden Analyse des synoptischen Zustands herangezogen werden. Dabei sollen folgende Parameter betrachtet werden:

- Nach Eldridge (1957) kann die ITD als Taupunktsfront definiert werden. Als Kriterium zur Bestimmung der Lage der ITD wird oft die 15°C-Taupunkts-Isotherme herangezogen. Zusätzlich können die Windvektoren in 950 hPa betrachtet werden. Sie zeigen das Vordringen der südlichen Monsunströmung bzw. der nördlichen Harmattanwinde an. Die Lage der ITD sollte grob mit ihrer Konfluenzzone übereinstimmen.
- Mit der objektiven Methode nach Berry et al. (2007) können aus dem Windfeld die Krümmungsvorticity und mit deren Hilfe die Jetachsen des AEJ sowie die Trogachsen der AEW berechnet werden.

Zur Unterstützung der Analyse werden auch Aufzeichnungen von Wetterbesprechungen herangezogen, die während der AMMA SOPs täglich in Niamey durchgeführt wurden; des Weiteren stehen sogenannte „7-day reports“ zur Verfügung, die ebenfalls im Rahmen der Messkampagne erstellt wurden. Schließlich kann noch auf das WASA-Produkt („West African Synthetic Analysis“) zurückgegriffen werden; dieses wurde in einer Kooperation von afrikanischen und europäischen Instituten (ACMAD, ASECNA, CNRM) entwickelt und stellt ein Synthese-Produkt aus Beobachtungsdaten und numerischen Wettervorhersageprodukten dar, die nach objektiven und subjektiven Kriterien in einer Wetterkarte dargestellt

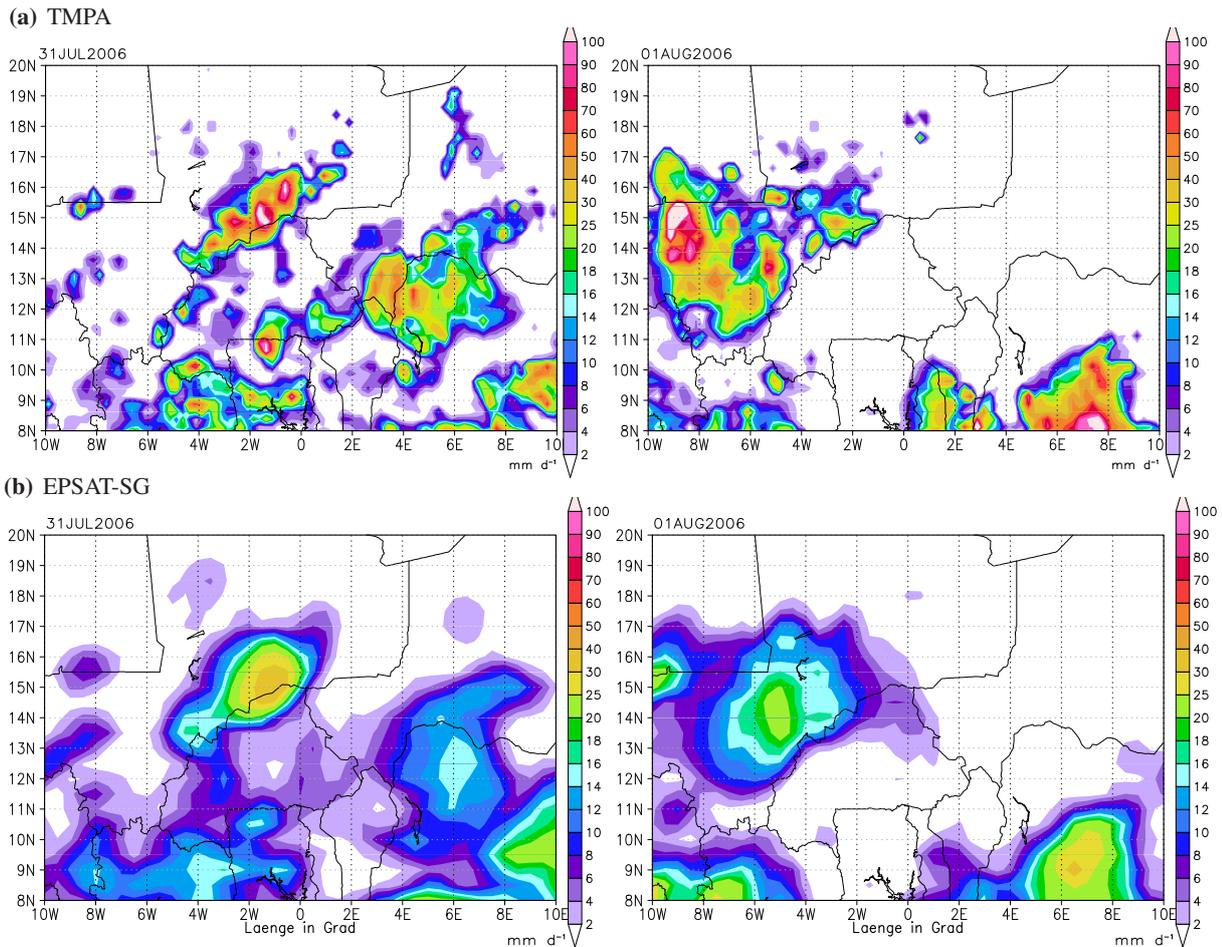


Abb. 3.5: TRMM-Niederschlagsanalyse (a) und EPSAT-SG-Niederschlagsschätzung (b); jeweils Summe 31.07. und 01.08.2006.

werden (Lafore et al., 2006). Diese und die zuvor erwähnten Reports sind auf der AMMA-Homepage (2009) zu finden.

Die 15°-Taupunkts-Isotherme liegt in der ECMWF-Reanalyse am 31.07. um 12 UTC (Abb. 3.6) an der westlichen Atlantikküste bei 20°N, über Nordmauretanien. Sie verläuft Richtung Südosten über Mauretanien und Nordmali hinweg. In der Region von Südost-Mali (ca. 3°O) hat sie eine Ausbuchtung nach Süden bis fast 15°N, und auch die Windvektoren in 950 hPa zeigen ein stärkeres südwärts gerichtetes Vordringen der nordwestlichen Strömung in dieser Region an. In der WASA-Wetterkarte von 06 UTC (Abb. 3.7) stimmt die Lage der ITD mit der der ECMWF-Reanalyse von 12 UTC gut überein.

Im Tagesgang verlagert sich die 15°-Taupunkts-Isotherme (Abb. 3.6) mit der starken Erwärmung über Land, besonders über der wolkenlosen Wüstenregion, nach Süden. Um 18 UTC liegt sie damit auch über Mali insgesamt 2° weiter südlich bei 17°N, so dass die Ausbuchtung nicht mehr so stark zu erkennen ist. Die WASA-Wetterkarte für diesen Termin (Abb. 3.7) zeigt die ITD deutlich weiter nördlich bei etwa 23°N im Westen von Mali und 20°N an der östlichen Grenze Malis (etwa 3°O); sie verläuft in dieser Region an der Grenze von Mali zu Algerien entlang und biegt über Mauretanien wieder nach Süden ab.

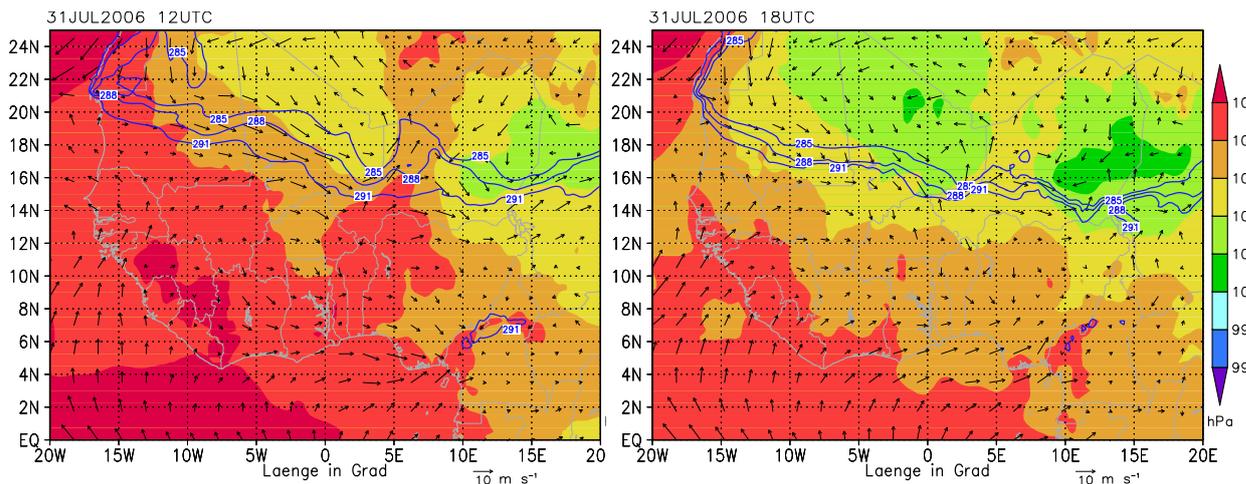


Abb. 3.6: ECMWF-Reanalysen vom 31.07.2006, 12 UTC und 18 UTC; Vektoren des Horizontalwinds in 950 hPa, 2m-Taupunkt (Isolinien 285, 288, 291 K) und Druck reduziert auf NN (Farbskala).

Es gelten allerdings für die Analyse der ITD in den WASA-Wetterkarten auch andere Kriterien als allein das der Taupunktsfront (Lafore et al., 2006); so wird die ITD oft auch als Linie des Druckminimums identifiziert. Dies scheint bei dieser Analyse der Fall zu sein, da sie hier mitten durch das ebenfalls eingezeichnete Hitzetief mit Minimum über Nord-Mali verläuft.

Dies bedeutet, dass sich die Entstehung der Konvektionszellen ($2^{\circ}\text{O} / 16^{\circ}\text{N}$) nach der ECMWF-Reanalyse knapp südlich der ITD, d.h. im Randgebiet der Monsunströmung, vollzog und nach der subjektiveren Analyse der WASA deutlich südlich der ITD.

In die WASA von 18 UTC sind auch das betreffende MCS in Mali bei 0°W und etwas östlich davon (markiert mit C) ein zyklonaler Wirbel eingezeichnet, definiert als Vorticitymaximum in 850 hPa. Dieser kann laut Lafore et al. (2006) mehrere Ursachen haben:

- In der Nähe der ITD kann er die vertikale Fortsetzung des Hitzetiefs sein.
- In der Nähe des AEJ steht er meistens im Zusammenhang mit einer AEW,
- und abseits des AEJ kann er ein Hinweis auf Advektion von trockener Luft oberhalb der Monsunschicht sein.

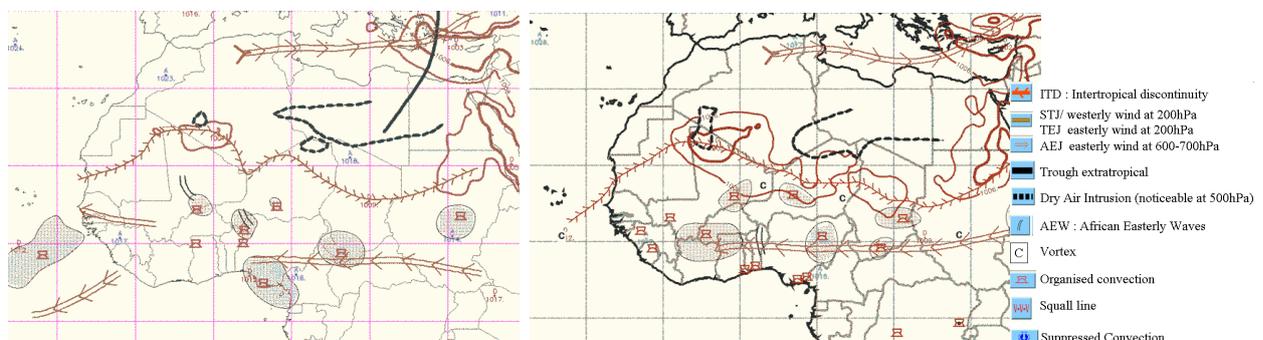


Abb. 3.7: WASA-Wetterkarten vom 31.07.2006, 06 UTC und 18 UTC; Ausschnitt etwa $4^{\circ}\text{S} - 40^{\circ}\text{N} / 25^{\circ}\text{W} - 40^{\circ}\text{O}$, Gitterlinien im Abstand von 10° geograph. Länge bzw. Breite.

Da der AEJ in dieser WASA-Karte nicht analysiert wurde, was mit den allgemein niedrigen zonalen Windgeschwindigkeiten an dem Termin zusammenhängt (AMMA Briefing Report, 2006), kommen der erste und der dritte Punkt als Ursachen in Frage; aufgrund Lage des zyklonalen Wirbels im eingezeichneten Hitzetief ist es naheliegend, dass er mit dem Hitzetief in Zusammenhang steht, wie es der erste Punkt oben beschreibt.

Dieser zyklonale Wirbel ist ebenfalls in der Reanalyse des 10 m-Windes sowie des Windes in 950 hPa und 850 hPa zu erkennen. Es ist anzunehmen, dass er zur Entstehung des MCS bei 2°O / 16°N zwischen 12 und 18 UTC beigetragen hat, zumal sie in einem Gebiet am Rande der ITD stattfand. Weitere wichtige Prozesse, die ebenfalls Einfluss auf die Konvektionsauslösung an dieser Stelle hatten, werden noch in Kapitel 6 diskutiert.

Wie bereits in der Wetteranalyse für die SOP2 festgestellt wurde, zeigt auch die objektive Analyse des Windfelds in 700 hPa nach Berry et al. (2007), dass der AEJ am 31.07. nicht stark ausgeprägt ist (Abb. 3.8). Er wird nur im äußersten Westen des Kontinents im südlichen Mauretaniens analysiert. Daher ist auch fraglich, ob es sich bei der um 12 UTC im Osten von Mali (2°O / 17°N) eingezeichneten AEW-Trogachse (Abb. 3.8) tatsächlich um eine solche handelt oder diese aufgrund des eben angesprochenen zyklonalen Wirbels berechnet wird, der sich bis in das Niveau von 700 hPa bemerkbar macht. Dies ist durchaus möglich, wenn es sich dabei um ein sekundäres Hitzetief handelt (nach der objektiven Analyse befinden sich die Trogachsen in den Maxima der Krümmungsvorticity, die durch die Krümmung des AEJ oder durch einen zyklonalen Wirbel auftreten können). Sie ist auch schon um 18 UTC nicht mehr zu erkennen. Deshalb ist es eher unwahrscheinlich, wenn auch nicht auszuschließen, dass die Entstehung des untersuchten MCS im Südosten von Mali mit einer AEW in Verbindung steht. Bei der weiter südlich eingezeichneten Achse über Benin/Nigeria handelt sich schon eher um einen möglichen AEW-Trog. Dort liegt bei 16 - 20 m s⁻¹ das Maximum des Zonalwinds.

In der weiteren Entwicklung des MCS wird ab 06 UTC am 01.08. jeweils auf der Rückseite des Systems eine Trogachse analysiert. Dies ist möglicherweise die Auslösung einer AEW durch ein großes konvektives System, wie sie von Berry und Thorncroft (2005) beschrieben wird. Diese AEW korrespondiert mit der AEW Nr. 8 bei Janicot et al. (2008), der eine Übersicht über die gesamte Monsunsaison 2006 gibt (siehe Anfang dieses Kapitels) und dabei u.a. 27 AEW's zwischen Juli und September 2006 analysiert. Er weist dabei darauf hin, dass sich im Juli 2006 ungewöhnlich viele AEW nahe der geographischen Länge von Niamey oder westlich davon gebildet haben, im Gegensatz zu den häufigeren Entstehungsorten weiter im Osten.

Der synoptische Wochenbericht des IPSL⁵ (Mounier und Roca, 2006) für die Woche vom 30.7. bis 5.8.2006 erwähnt, dass in der Vorwoche der AEJ und die konvektive Aktivität sehr schwach waren. Ab dem 1. August war der AEJ erst wieder so stark, dass er das Kriterium erfüllte, nach dem er in die

⁵Institut Pierre Simon Laplace des sciences de l'environnement, Paris

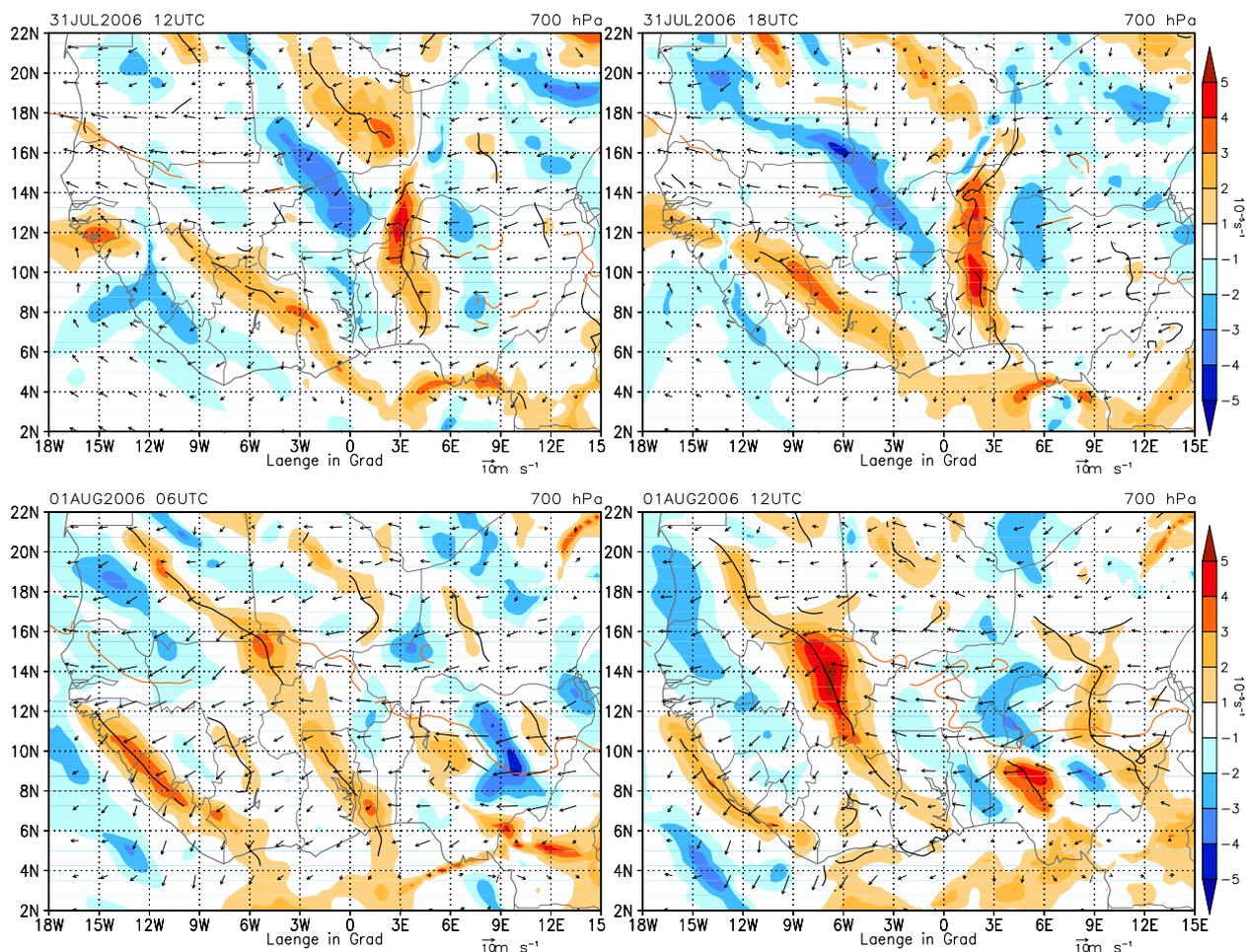


Abb. 3.8: ECMWF-Analysen für den 31.07.2006, 12 UTC und 18 UTC sowie den 01.08.2006, 06 UTC und 12 UTC; Vektoren des Horizontalwinds und Krümmungsvorticity (Farbskala) in 700 hPa mit AEJ-Achse (orange-farbene Linien) und AEW-Trogachsen (schwarze Linien) nach Berry et al. (2007).

WASA eingezeichnet werden konnte. Die schwache Ausprägung der konvektiven Aktivität stimmt mit Charakteristika der NCEP-Analysen bei Janicot et al. (2008) überein, die darauf hindeuten, dass Ende Juli die Monsunschicht nördlich von 12°N außergewöhnlich flach war (der Luftdruck an der Obergrenze der Monsunschicht war größer als 880 hPa). Aus diesen Beobachtungen lässt sich ableiten, dass an mehreren Tagen bis zum 31.07. die Monsunzirkulation nicht bis in das Gebiet vordrang, in dem das untersuchte MCS ausgelöst wurde. Der untersuchte Tag muss daher in einer Übergangsperiode von einem vorherrschend trockeneren zu einem feuchteren Regime liegen.

3.3 Radiosondenaufstiege

Im Rahmen der AMMA SOPs von Juni bis September 2006 wurde das Radiosondenmessnetz in Westafrika wesentlich verbessert und durch zusätzliche Stationen ergänzt (Parker et al., 2008, siehe auch Abb. 3.1).

Für den Zeitraum vom 31.07. bis zum 02.08.2006 sind aber nur Radiosondenaufstiege von sieben Statio-

nen verfügbar: Abuja (Nigeria), Niamey und Agadez (Niger), Parakou (Benin), Tamale (Ghana), Dano und Ouagadougou (Burkina Faso) sowie Bamako (Mali), siehe Abb. 3.1. Dazu kommt, dass an einigen Stationen wie z.B. Bamako Sonden vom Typ Vaisala RS80A verwendet wurden, von denen bekannt ist, dass sie einen systematischen Feuchtefehler mit zu niedriger relativer Feuchte haben (Agustí-Panareda et al., 2009). Die in der AMMA-Datenbank verfügbaren Feuchtwerte wurden korrigiert.

Für die Größen Temperatur und Feuchte ist die Dichte von Meldungen der Synop-Stationen in Westafrika etwas höher als für den Niederschlag. Nach dem in Kapitel 2 angesprochenen linearen Zusammenhang zwischen der äquivalent potentiellen Temperatur θ_e in der Grenzschicht und der CAPE wird nun zuerst die θ_e -Verteilung betrachtet, wie sie aus diesen Meldungen abgeleitet werden kann. Dies gibt einen Über-

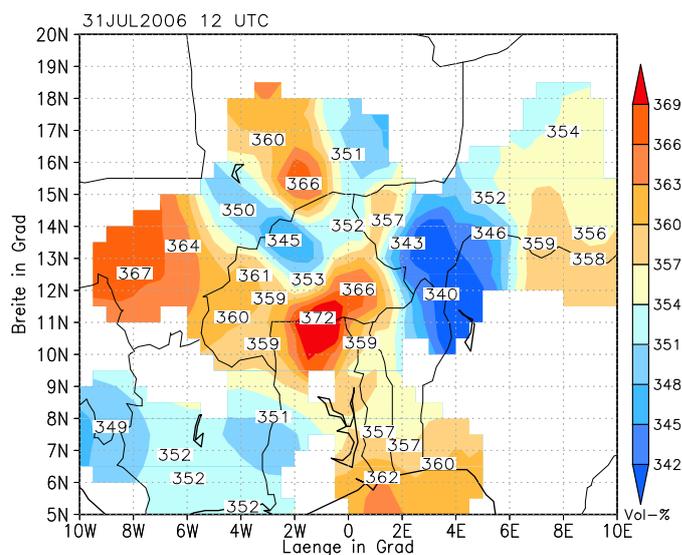


Abb. 3.9: Verteilung von θ_e am 31.07.2006, 12 UTC, abgeleitet aus Meldungen von Synop-Stationen.

blick über die räumliche Verteilung der CAPE, bevor auf die aus den einzelnen Radiosondenaufstiegen bestimmten Indizes eingegangen wird. Dabei ist zu beachten, dass die Stationsmeldungen nicht unbedingt mit den untersten Werten der Radiosondenaufstiege übereinstimmen müssen. Die Stationen zeigen tendenziell im Südwesten hohe θ_e -Werte und im Nordosten niedrige. Vor allem der Nord-Süd-Gradient der Feuchte in der Grenzschicht bedingt diese Verteilung. Das markante Minimum zwischen 4 - 6°O wird sicherlich durch das MCS verursacht, das sich am Morgen des 31.07. in der Region um Niamey befand. Die Stationen in Mali, aus deren Meldungen sich hohe CAPE-Werte im Gebiet zwischen 1 - 4°W / 15 - 18°N ableiten lassen, befinden sich in einer Umgebung mit sonst niedrigerem θ_e . Die Werte resultieren dabei auch aus hoher Luftfeuchte relativ zur Umgebung. Die Station, die dem Entstehungsgebiet des betrachteten MCS in Mali am nächsten liegt, ist Gao (0.05°W / 16.27°N). Dort ist die CAPE eher niedrig.

Die der Entstehungsregion des betrachteten MCS (2°O / 16°N) nächsten Stationen, von denen Radiosondenaufstiege zur Verfügung stehen, sind Ouagadougou und Niamey, die aber dennoch einige hundert Kilometer weiter südlich liegen (Abb. 3.1). An diesen ist die CAPE um 12 UTC niedrig und die CIN

	Agadez		Ouaga		Niamey		Dano		Parakou		Tamale	
	CAPE	CIN	CAPE	CIN	CAPE	CIN	CAPE	CIN	CAPE	CIN	CAPE	CIN
12 UTC	464	39	0	381	83	374	521	16	4086	0	3714	0
18 UTC					90	244			2052	2		

Tab. 3.2: CAPE- und CIN-Werte [J kg^{-1}] aus Radiosondenaufstiegen am 31.07.2006; die Lage der Stationen ist in Abb. 3.1 gekennzeichnet.

sehr hoch (siehe Tabelle 3.2). Dies ist in Ouagadougou durch die niedrige Luftfeuchtigkeit (Taupunkt von 14.5°C bei einer Lufttemperatur von 30°C) in Bodennähe bedingt (Abb. 3.10 c). In Niamey verursacht eine starke Inversion bei 800 hPa die niedrige CAPE (Abb. 3.10 b), mit einer relativ warmen Schicht in der Höhe von 900 bis 700 hPa, die von westlichen Winden geprägt ist, im Gegensatz zu südöstlichen in der untersten Schicht. Die niedrige CAPE resultiert wie bei der θ_e -Verteilung der Synop-Stationen sicherlich auch noch aus dem Durchgang eines MCS in der vorangegangenen Nacht bzw. am frühen Morgen. In Agadez, das sehr viel weiter im Nordosten liegt (bei $8^\circ\text{O} / 17^\circ\text{N}$), ist die CAPE höher und die CIN niedriger, aufgrund der niedrigen Feuchte allerdings nicht sehr deutlich. Dies gibt auch die θ_e -Verteilung wieder. Der Aufstieg von Dano weiter südlich zeigt eine noch etwas höhere CAPE und niedrigere CIN, da die Luftfeuchtigkeit hier etwas höher ist; in der θ_e -Verteilung liegt Dano (bei $3^\circ\text{W} / 11^\circ\text{N}$ in Burkina Faso, keine Synop-Station) nahe dem Maximum der Stationsmeldung von Po (etwa bei $1^\circ\text{W} / 11^\circ\text{N}$). Die südlichsten Aufstiege von Parakou (Benin, ca. $9^\circ\text{N} / 3.4^\circ\text{O}$) und Tamale (Ghana, ca. $9^\circ\text{N} / 0.5^\circ\text{W}$ – zur Lage der Stationen siehe Abb. 3.1 bzw. 3.2) weisen dann eine sehr hohe CAPE auf (nicht dargestellt). Die Luftfeuchtigkeit ist hier ebenfalls sehr hoch, was ein Grund für die hohe CAPE ist. Auch aus der θ_e -Verteilung sind hohe CAPE-Werte in dieser Region zu vermuten, θ_e ist dort allerdings nicht höher als in der Region um Dano, sondern etwa gleich. Die Übergänge von der CBL zur Monsunschicht bei 850 hPa sowie zur SAL darüber bei 710 hPa sind an dem Aufstieg von Dano (Abb. 3.10 a) gut an den Inversionen zu erkennen. Außerdem herrschen in der Monsunschicht westliche Winde vor, die darüber auf Ost drehen. Dieses Profil gibt gut den typischen Vertikalaufbau der Atmosphäre zur Monsunzeit in Westafrika mit der die Monsunschicht nicht ganz ausfüllenden CBL wieder, wie er in Kapitel 2 beschrieben wird. Die Monsunschicht mit westlichen bis südwestlichen Windrichtungen ist in den nördlicheren Aufstiegen von Niamey und Ouagadougou mit 800 hPa etwas niedriger als im Aufstieg von Dano. In Agadez sind zwei Inversionen bei 800 hPa bzw. 550 hPa zu erkennen, die vermutlich die Mischungsschicht und die Residualschicht nach oben hin begrenzen. D.h., dass sich die Station nicht mehr im Einflussbereich der Monsunströmung befindet. Auch der Wind aus Nordwest und die niedrige Feuchte in der untersten Schicht weisen darauf hin. Die SAL bzw. SRL reicht in Agadez bis in 550 hPa, in Niamey und Ouaga bis ca. 500 hPa und in Dano bis 520 hPa, d.h. hier ist eine schwächere Breitenabhängigkeit als bei der Höhe der Monsunschicht zu sehen. Diese Beobachtungen stimmen insgesamt gut mit den Analysen von Messenger et al. (2009) überein.

Der einzige Radiosondenaufstieg, der an einer dieser nördlicheren Stationen um 18 UTC durchgeführt

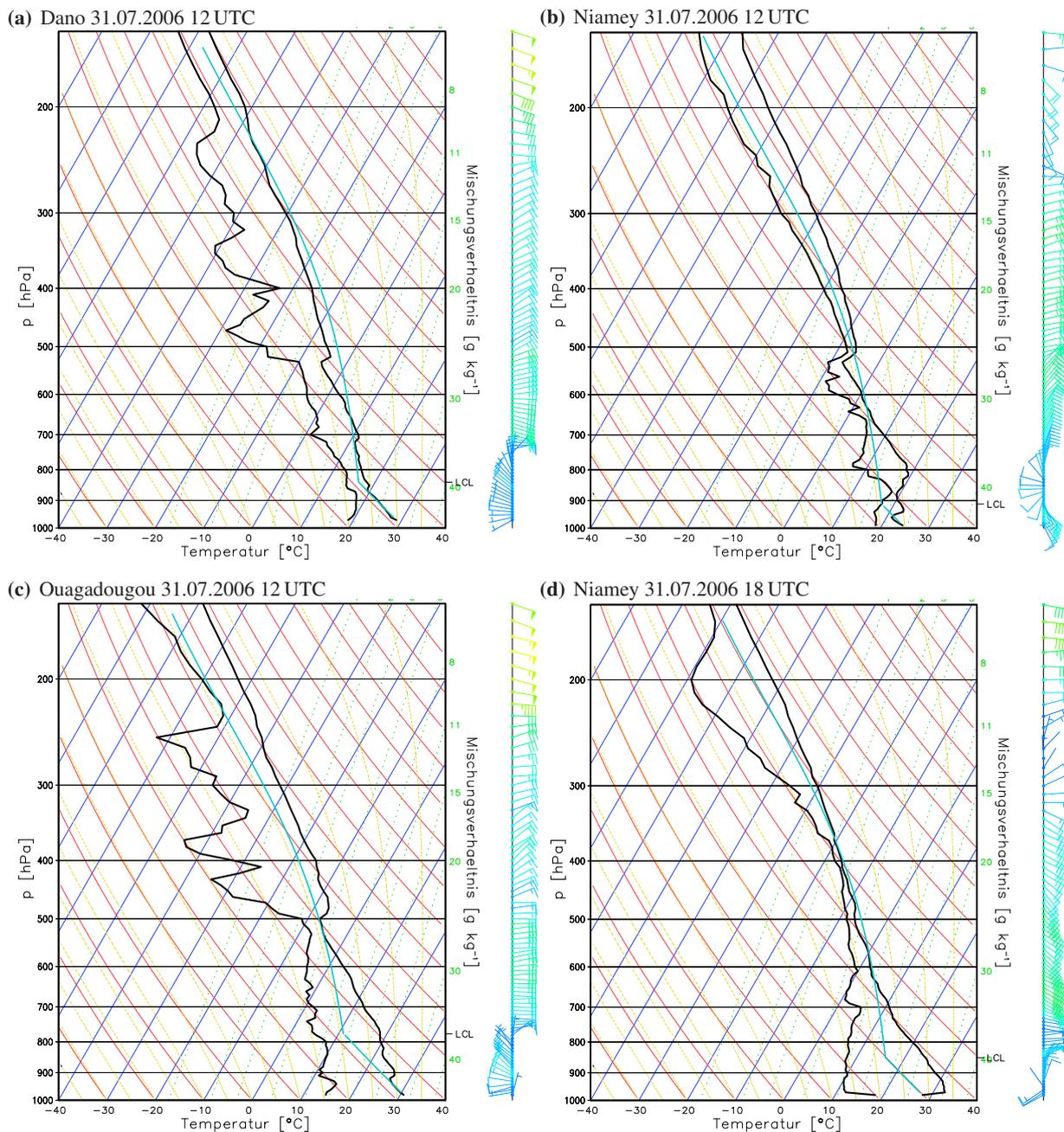


Abb. 3.10: „Skew-T-log-P“-Diagramme (logarithmischer Druck über Temperatur) der verfügbaren Radiosondaufstiege der AMMA-Messkampagne im Zeitraum und in nächster Nähe der Konvektionsauslösung am 31.07.2006 bei $16^{\circ}\text{N} / 2^{\circ}\text{O}$; die Isothermen sind blaue, die Trockenadiabaten rote, die Feuchtadiabaten gelbe durchgezogene Kurven und die Linien konstanten Sättigungsmischungsverhältnisses grüne gestrichelte Geraden; eingezeichnet sind Temperatur und Taupunkt des Aufstiegs sowie der Paketaufstieg, berechnet ab der Oberfläche; ebenfalls eingezeichnet ist das LCL (=HKN); die Windpfeile rechts der Diagramme entsprechen dem Horizontalwind in der jeweiligen Höhe.

wurde, ist der von Niamey (Abb. 3.10 d). Er zeigt das Anwachsen der CBL auf etwa 700 hPa am Tage an. Nur in den untersten hundert Metern der Grenzschicht, in denen – anders als im Rest der Grenzschicht – Südwestwind gemessen wurde, ist es sehr viel kälter (27°C zu fast 33°C darüber) und feuchter als im Rest der Mischungsschicht. Hier zeigt sich bereits der Beginn der sich aufbauenden nächtlichen Bodeninversion.

Insgesamt zeigt damit der Radiosondenaufstieg der im Übergang von der Sahel- zur Sahararegion gelegenen Station Agadez eine mäßige CAPE und leicht erhöhte CIN. Die CAPE der Aufstiege der Stationen in der Sahelregion, Niamey und Ouagadougou, ist sehr niedrig und die CIN so hoch, dass sie praktisch nicht überwunden werden kann. Die Aufstiege Parakou und Tamale, die in der Sudanregion bzw. nach Nicholson (1993, Abb. 2.2) in der Guineaküstenregion liegen, zeigen eine sehr hohe CAPE und keine CIN.

Leider fehlen passende Aufstiege kurz vor der Entstehung und in direkter Nähe der Gebietes, in dem das MCS ausgelöst wurde ($16^{\circ}\text{N} / 2^{\circ}\text{O}$). Die Aufstiege von Niamey und Ouagadougou um 12 UTC, die noch am nächsten liegen, zeigen keine besonderen Merkmale zu günstigen Bedingungen für Konvektionsauslösung, sondern mit niedriger CAPE und hoher CIN eher das Gegenteil. Sie liegen allerdings im Einflussbereich der südlich von Mali durchgezogenen konvektiven Zellen, d.h. weiter nördlich können unter Umständen andere Bedingungen geherrscht haben. Aus der Analyse der Radiosondenaufstiege und der θ_e -Verteilung lässt sich damit sagen, dass die konvektionsrelevanten Parameter CAPE und CIN im präkonvektiven Umfeld eher nicht auf günstige Bedingungen für eine nachfolgende Konvektionsentwicklung hindeuten. Dies bekräftigt die oben aufgestellte Vermutung, dass die Entstehung des betreffenden MCS mit dem in der WASA analysierten zyklonalen Wirbel in Zusammenhang steht. In Kapitel 6 werden Zusammenhänge erläutert, die zur Konvektionsauslösung beigetragen haben können und in der Modellsimulation deutlich werden.

Interessant ist es jetzt, die Radiosondenaufstiege mit den jeweiligen Profilen aus den ECMWF-Reanalysen zu vergleichen, in denen die Aufstiege assimiliert wurden. Die Temperatur der Aufstiege bei der Datenassimilation verwendet, was an den geringen Abweichungen (zeitliche Mittelwerte über absolute Differenzen zwischen Reanalyse und Radiosonde für jede Station) zu sehen ist. Sie betragen an den meisten Stationen kaum mehr als 1°C (wie z.B. in Niamey und Ouagadougou, siehe Abb. 3.11). Die Differenzen sind zwischen Boden und 900 hPa am größten.

Bei der relativen Feuchte werden die Unterschiede größer (Abb. 3.11). Bis 500 hPa stimmen Messung und Analyse noch gut überein, darüber lässt sich eine systematische Überschätzung der Feuchte in den Reanalysen feststellen, der Mittelwert der Differenzen liegt in Dano und Ouagadougou bei über 50 %. Bei Betrachtung des Reanalyse-Feldes der relativen Feuchte in 200 hPa fällt auf, dass in der Zone zwischen dem Äquator und etwa 15°N große Gebiete mit einer relativen Luftfeuchtigkeit von 100 % überwiegen. Agustí-Panareda et al. (2009) erwähnen einen systematischen Feuchtefehler der ECMWF-Analysen in Westafrika, der in der Reanalyse verbessert wurde, allerdings handelt es sich dabei um einen Bias in

weiter unten liegenden Schichten (Grenzschicht bis 850 hPa sowie 700 bis 400 hPa) von zu niedrigen Werten der Luftfeuchtigkeit, d.h. in die entgegengesetzte Richtung. Was die Ursache für die sehr hohe Luftfeuchtigkeit in Tropopausennähe in der Reanalyse ist, kann hier nicht geklärt werden.

Nach Agustí-Panareda et al. (2009) weisen die Analysen wie auch die Reanalysen vor allem am östlichen Ende des AEJ zu niedrige Windgeschwindigkeiten im Vergleich zu den AMVs (Atmospheric Motion Vectors von Eumetsat) auf. Diese AMVs können aufgrund der problematischen Höhenzuordnung über Land nur in Niveaus über 400 hPa assimiliert, in den niedrigeren Niveaus (hier 750 - 500 hPa) aber zum Vergleich herangezogen werden. Die Unterschätzung der Windgeschwindigkeiten in diesem Bereich ist im Hinblick auf die mögliche Unterdrückung von AEW-Neubildungen ein wichtiger Punkt bei der Bewertung der Felder der ECMWF-Reanalysen. In den Reanalysen ist die Windgeschwindigkeit im Kernbereich des AEJ höher als in den Analysen, obwohl in diesem Bereich speziell keine weiteren Radiosonden assimiliert wurden. Die Assimilation der AMMA-Radiosonden scheint also das Modell insgesamt zu beeinflussen, das im Bereich des AEJ Schwierigkeiten mit korrekten Windgeschwindigkeiten hat.

Im Vergleich der Windmessungen der Radiosondenaufstiege mit den Reanalysen (zeitl. Mittelwerte über die Differenzen der u- und v-Komponenten der Windgeschwindigkeit zwischen Reanalyse und Aufstieg) sind keine großen Differenzen zu erkennen, maximal 3 m s^{-1} , wie es zu erwarten ist, da die Aufstiege für die Erstellung der Reanalyse mitbenutzt wurden.

Der Vergleich der Radiosonden und der ECMWF-Reanalysen ergibt schließlich, dass letztere die Temperatur und den Wind gut wiedergeben, die Feuchte allerdings vor allem am Oberrand der Troposphäre größere Abweichungen von den gemessenen Werten zeigt.

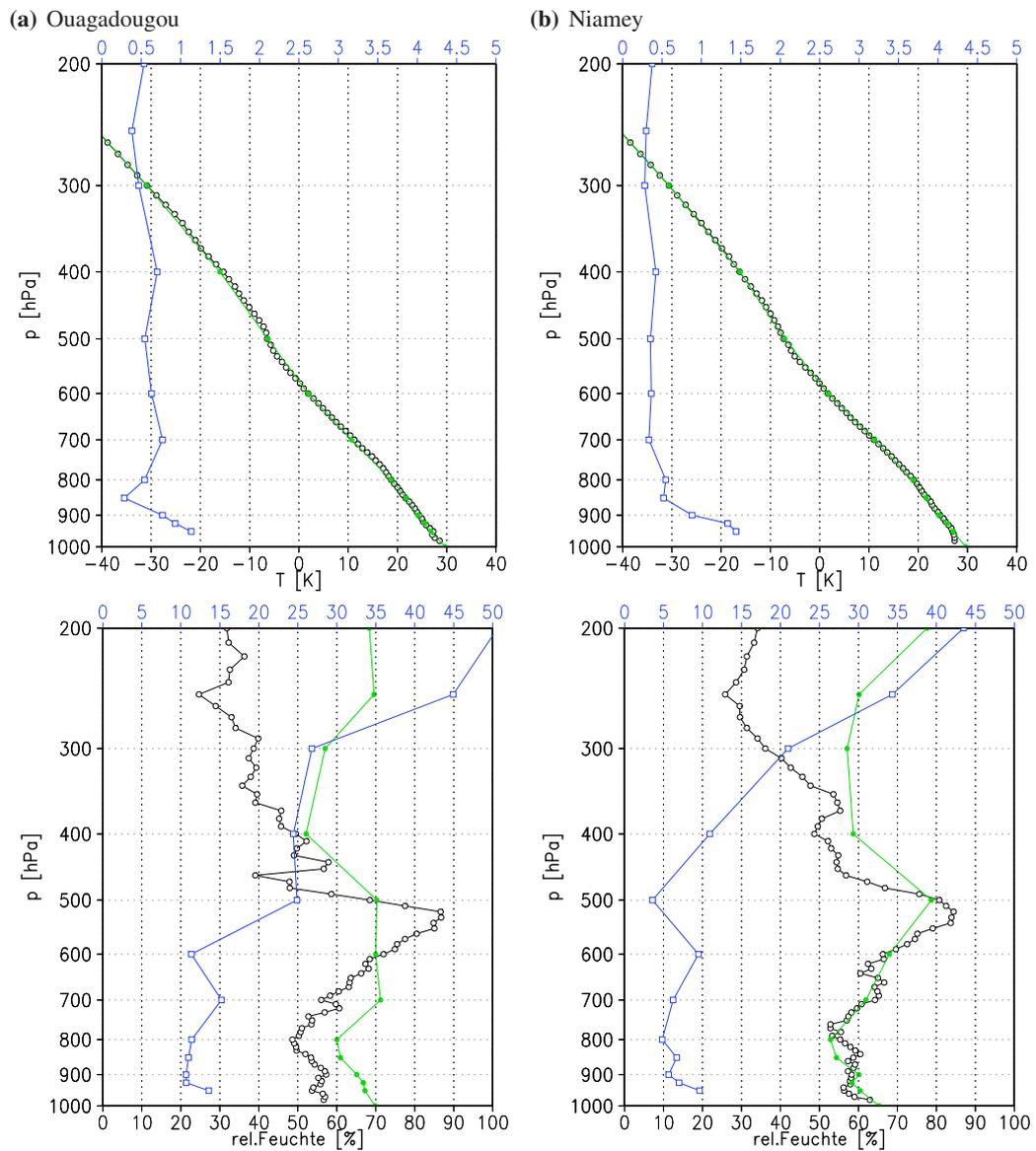


Abb. 3.11: Mittel über Temperatur und relative Feuchte aller Radiosondenaufstiege (schwarz) vom 31.07. und 01.08.2006 in Ouagadougou (a) und Niamey (b) mit Mittelwerten des jeweils nächsten Gitterpunktes der ECMWF-Reanalysen (grün) zu den gleichen Zeitpunkten; Differenzen in blau (Mittel der absoluten Differenzen aller Zeitpunkte).

4 Bodenfeuchte

In diesem Kapitel werden alle Bodenfeuchtefelder beschrieben, die für die Aufstellung des Bodenfeuchteensembles als Anfangswerte für die Initialisierung der Bodenfeuchte dienen. Auf die technische Umsetzung der Vorbereitung und des endgültigen Einbaus der Felder in das Modell soll aber erst in Kapitel 5 (Abschnitt 5.1.3) eingegangen werden.

Zum Vergleich der Bodenfeuchteverteilungen aus den verschiedenen Datenquellen werden die Felder erst in einem größeren Ausschnitt von Westafrika betrachtet. Statistische Werte wie der Nord-Süd-Gradient oder Gebietsmittel zeigen im Anschluss daran deutlicher die Unterschiede und Gemeinsamkeiten der einzelnen Bodenfeuchtefelder. Zum Schluss werden noch In-situ-Messungen mit einzelnen Gitterpunkten der Bodenfeuchteverteilungen verglichen.

4.1 Bodenfeuchtefelder

Die Bodenfeuchtefelder aus folgenden Datensätzen (Quellen s.u.) stehen zur Verfügung:

1. Bodenfeuchtefelder, die im Rahmen des ALMIP-Projektes erzeugt wurden
2. Messungen des AMSR-E-Satelliten
3. Analysen des GME
4. Analysen des ECMWF
5. AMMA-Reanalysen des ECMWF

Diese werden nun genauer beschrieben.

4.1.1 ALMIP-Bodenfeuchte

Im Rahmen des ALMIP-Projektes (AMMA Land surface Model Intercomparison Project, Boone et al., 2009) wurden mit verschiedenen Bodenmodellen vergleichende Modellsimulationen durchgeführt. Eines der beteiligten Bodenmodelle war das HTESSEL¹ des „Integrated Forecast System“ (IFS) des ECMWF (Balsamo et al., 2009). Folgende Datensätze wurden bei ALMIP zum Antrieb aller Bodenmodelle benutzt: Der atmosphärische Antrieb stammt von ECMWF-Vorhersagen; der eingehende Strahlungsfluss

¹Tiled ECMWF Scheme for Surface Exchanges over Land – new Hydrology; IFS Documentation Part IV, 2006

aus dem Vorhersagemodell wurde durch satellitenbasierte Strahlungsflüsse („LAND-SAF“, Land Satellite Applications Facility, Geiger et al., 2008) ergänzt. Ebenso wurde der Modellniederschlag durch Niederschlagsprodukte ersetzt, die mit Hilfe von Satellitenmessungen erstellt wurden (EPSAT in Experiment 2 bzw. TRMM 3B42 in Experiment 3, Beschreibung der Produkte in Kapitel 3). Die Bodenfeuchtefelder des gewählten Experiments liegen dabei in der Konfiguration des HTESSEL auf vier Schichten vor (in 0-7 cm, 7-28 cm, 28-100 cm und 100-289 cm Tiefe) sowie auf dem ALMIP-Gebiet von 0°N bis 20°N / 20°W bis 25°O. Außerdem haben sie, wie die anderen ALMIP-Datensätze auch, eine horizontale Auflösung von $0.5^\circ \times 0.5^\circ$.

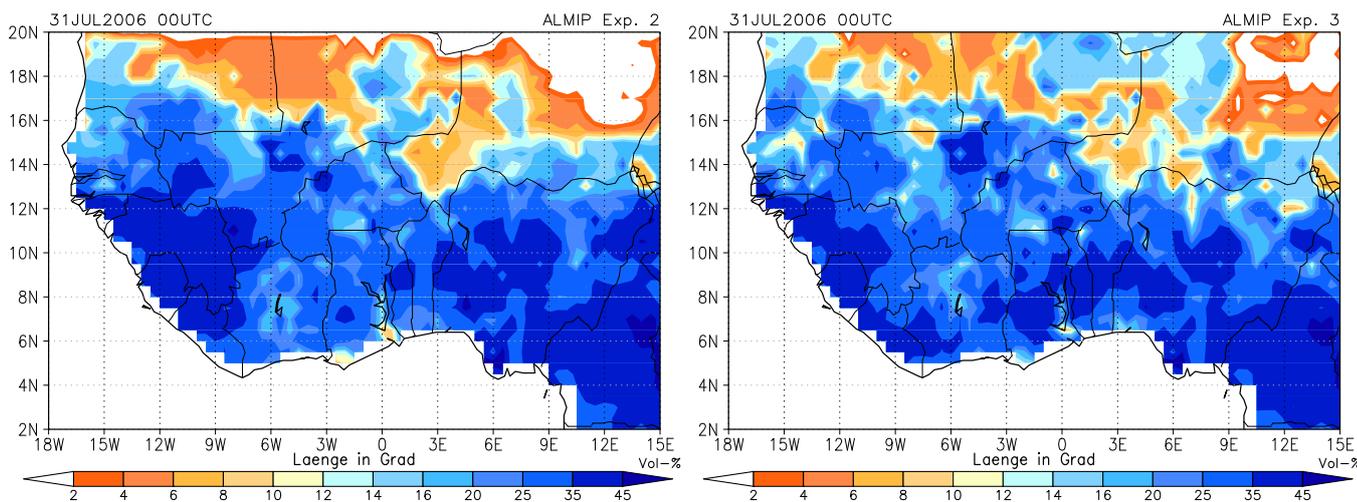


Abb. 4.1: Bodenfeuchtefelder der obersten Schicht aus den ALMIP-Experimenten 2 und 3, modelliert mit HTESSEL.

Die ALMIP-Bodenfeuchtefelder aus den Experimenten 2 und 3 ähneln sich sehr (Abb. 4.1); in den Daten aus Experiment 3 zeichnen sich die größeren räumlichen Variationen der TRMM-Daten gegenüber den EPSAT-Daten ab. In Experiment 2 sind außerdem die Extrema etwas stärker ausgeprägt. Aufgrund der Ähnlichkeit der beiden Experimente wird nachfolgend nur noch die Bodenfeuchte aus Experiment 3 betrachtet, das mit den TRMM-Niederschlagsanalysen angetrieben wurde.

4.1.2 AMSR-E-Bodenfeuchte

Die AMSR-E-Bodenfeuchte wird aus Satellitenmessungen des AMSR-E-Messgeräts (Advanced Microwave Sounding Radiometer - Earth Observing System)² auf dem EOS-AQUA-Satelliten der NASA abgeleitet (Njoku et al., 2003). Es ist ein passives Radiometer und misst die vertikal und horizontal polarisierte Ausstrahlung der Erde in 12 Kanälen zwischen 6.9 GHz und 89 GHz. Die Auflösung beträgt dabei in Abhängigkeit der einzelnen Messungen zwischen 5 km und 60 km; die Auflösung der für die Bodenfeuchtebestimmung benötigten Kanäle liegt bei 56 km. Die Bodenfeuchtemessung beruht auf der Eigenschaft der Bodenfeuchte, die relative Dielektrizitätskonstante ϵ_r und damit – über die Abhängigkeit der Ausbreitungsgeschwindigkeit elektromagnetischer Wellen in Materie, d.h. im Boden, von ϵ_r –

²<http://nsidc.org/daac/projects/passivemicro/amsre.html>

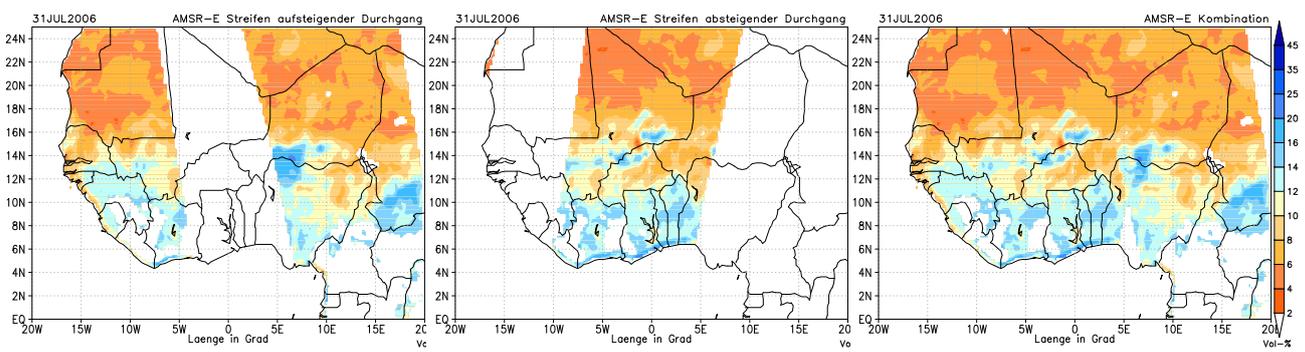


Abb. 4.2: Bodenfeuchtemessungen des AMSR-E-Geräts für den 31.07.2006; aufsteigender Streifen von ca. 1230 UTC (östlicher Streifen) bzw. 1415 UTC, absteigender 0145 UTC, Kombination zusammengesetzt durch Mittelwertbildung an überschneidenden Stellen.

die Ausstrahlung der Erdoberfläche zu beeinflussen. Da Vegetation und Oberflächenrauigkeit die Ausstrahlung ebenfalls verändern können, werden Wellenlängen im entsprechenden Wellenlängenbereich gewählt, die möglichst unempfindlich auf diese reagieren. Diese Messungen haben den zusätzlichen Effekt, dass sie charakteristisch für die Ausstrahlung aus einer Bodenschicht von wenigen Zentimetern Eindringtiefe sind.

Der AQUA-Satellit, auf dem sich das AMSR-E-Messinstrument befindet, umkreist die Erde in einer Höhe von etwa 700 km in einer sonnensynchronen Bahn und hat eine Bahnneigung von $98,2^\circ$ gegenüber der Äquatorebene, d.h. er ist annähernd polumlafend. Durch seine vergleichsweise niedrige Umlaufbahn misst AMSR-E während eines Umlaufs innerhalb eines 1445 km breiten Streifens die von der Erde ankommende Strahlung. Von äquatornahen Gebieten liegen daher für jeden Tag Messdaten von Beobachtungstreifen eines aufsteigenden und eines absteigenden Durchgangs vor; im betrachteten Fall stehen für Ende Juli 2006 an jedem Tag drei Streifen zur Verfügung, die der aufsteigenden Durchgänge jeweils für die Zeit zwischen 12 UTC und 14 UTC, die der absteigenden zwischen 00 UTC und 02 UTC, wie z.B. am 31.07.2006 (Abb. 4.2). Bei der Erstellung des Bodenfeuchtefeldes im großen Ausschnitt werden die Streifen der aufsteigenden und absteigenden Durchgänge kombiniert; an den Stellen, an denen sich die Streifen überschneiden, wird der Mittelwert gebildet.

In den AMSR-E-Datensätzen finden sich zweierlei Arten von Ausfallwerten, nämlich in Gebieten außerhalb der jeweiligen Streifen sowie in Gebieten, in denen nach einer Fehlerdiagnose bei der Qualitätskontrolle keine Bodenfeuchte abgeleitet werden konnte. Die Qualitätskontrolle bezieht sich dabei auf vorgegebene Wertebereiche der Strahlungstemperaturen der einzelnen Kanäle; des Weiteren wird mit Hilfe von Zusatzdaten aus statischen Datenbanken (z.B. Topographie, Bodenart) und auch durch von AMSR-E-Messungen abgeleiteten Vegetationsklassifikationen ein iterativer Korrekturalgorithmus angewandt, bei dem Oberflächenklassifizierungen gewonnen werden („land surface classification“). Dabei werden Daten aussortiert, bei denen fragwürdige Ergebnisse zu erwarten sind. Dies ist z.B. in den tropischen Regionen von Westafrika der Fall, die von dichtem Regenwald bewachsen sind (v.a. Sierra Leone, Liberia und die Elfenbeinküste).

Der Datensatz von Njoku (2008, updated daily) vom Level 3, Version 06, der über das WIST-System³ der NASA bestellt werden kann, liegt in einer flächentreuen zylindrischen Projektion vor, dem sogenannten EASE-Grid (Equal-Area Scalable Earth Grid, Brodzik und Knowles, 2002). Bei dieser speziellen Projektion sind die Breitenkreise bei 30°N und 30°S längentreu abgebildet, an denen die horizontale Auflösung in x-Richtung 25 km beträgt (was 0.2603° geographischer Breite entspricht); dies bedeutet, dass die Rohdaten in ein feineres Gitter „einsortiert“ wurden. Zur besseren Vergleichbarkeit mit den anderen Bodenfeuchtefeldern, aber auch für weitere Berechnungen im Zusammenhang mit der Initialisierung der COSMO-Simulation (siehe Kapitel 5.1), werden die Daten auf ein Gitter mit fester geographischer Länge und Breite mit der Auflösung von 0.25° × 0.25° gebracht.

4.1.3 GME-Bodenfeuchte

Die betrachtete GME-Bodenfeuchte stammt aus den initialisierten Analysen des GME. Für die GME-Analyse werden operationell der Bodendruck sowie die Temperatur, die Feuchte und der Wind am Boden und im Vertikalprofil, gemessen von Landstationen, Schiffen, Bojen, Radiosonden und Satelliten, assimiliert (DWD-Homepage, 2010). Mit diesen wird nach einem 3D-Var-Verfahren die für den Analysetermin gültige dreistündige GME-Vorhersage („First Guess“) korrigiert (Majewski et al., 2010). Zur Unterdrückung von Schwerewellen, die durch die dabei entstehende Störung des balancierten Modellzustands hervorgerufen werden können, wird eine sog. Initialisierung der Analysen durchgeführt. Die Bodenfeuchte ist keine assimilierte Variable und wird in der aktuellen Version von keinem der zusätzlichen Analyseverfahren wie der SST-Analyse (Wassertemperatur und Eisbedeckung der Ozeane) oder der Schneeanalyse miteinbezogen. Daher stammt die Bodenfeuchte der GME-Analysen direkt aus dem First Guess. Es ist geplant, die Bodenfeuchte für die GME-Analysen nach dem gleichen Verfahren wie im COSMO, der variationellen Bodenfeuchteanalyse, zu bestimmen. Bei dieser wird mit Hilfe der assimilierten 2 m-Temperaturen die Bodenfeuchte so angepasst, dass die vorhergesagten 2 m-Temperaturen möglichst gut stimmen (Hess, 2001). Dies hätte aber, wie bei der aktuellen Version auch, zur Folge, dass die Bodenfeuchte in der Analyse keine physikalische Größe und nicht sehr realitätsnah ist. Unter Umständen kann dies auch dazu führen, dass andere Mängel des Modells, z.B. schlecht angepasste Parametrisierungen, dadurch ausgeglichen werden und in der Temperaturvorhersage nicht auffallen, wie von Mironov und Raschendorfer (2001) beschrieben.

Die vorliegenden Analysen beinhalten die Bodenfeuchtefelder auf den gleichen Schichten wie die in der operationell verwendeten COSMO-Version (siehe Kapitel 5.1); die horizontale Auflösung der globalen Felder beträgt 0.5° × 0.5°.

4.1.4 IFS-Bodenfeuchte

Für die Analysen des ECMWF werden die Bodenfeuchtefelder nach einem ähnlichen Analyseverfahren wie im COSMO mit Hilfe des Bodenmodells TESSEL bestimmt, der sogenannten „optimalen Interpo-

³<https://wist.echo.nasa.gov>

lation“ (siehe z.B. Drusch und Viterbo, 2007). Es wird dabei zusätzlich zu der 2 m-Temperatur auch die relative Feuchte als Bezugsgröße verwendet. Das Bodenmodell hat wie das HTESSSEL vier vertikale Schichten (siehe auch Abschnitt 5.1.2). Im Gegensatz zu dem neueren HTESSSEL gibt es hier aber nur eine mittelfeine Bodenart (etwa Lehm entsprechend). Dies ist der Grund dafür, warum die Bodenfeuchteverteilung der ECMWF-Analysen sich deutlich von der der ECMWF-Reanalysen unterscheidet, wie in Abschnitt 4.2 zu sehen sein wird.

4.1.5 Bodenfeuchte der ECMWF-Reanalysen

Die Bodenfeuchte aus den AMMA-Reanalysen des ECMWF, die im Folgenden als ECMWF-Reanalysen bezeichnet werden sollen, (allgemeines zu den Reanalysen in Abschnitt 5.1.2) wird nach dem gleichen Analyseverfahren wie die Analysen, im Gegensatz zu diesen aber mit Hilfe des neueren Bodenmodells HTESSSEL (Balsamo et al., 2009), bestimmt. Die Verwendung von unterschiedlichen Bodenarten und die Veränderungen bei der Berücksichtigung hydrologischer Prozesse, v.a. die Parametrisierung des Abflusses, tragen dazu bei, dass das Bodenmodell wesentlich realistischere Ergebnisse produziert.

4.2 Charakterisierung und statistischer Vergleich der Bodenfeuchtefelder

Bei einem Vergleich der Bodenfeuchtefelder von AMSR-E, der Analyse und der Reanalyse des ECMWF (oberste Schicht: 0 - 7 cm Tiefe) und des ALMIP-Experimentes, gemittelt über den Zeitraum vom 27.07. bis 02.08.2006 00 UTC, und der Bodenfeuchte der GME-Analyse vom 31.07.2006 (Abb. 4.3) fällt zuerst einmal auf, dass die AMSR-E-Bodenfeuchte insgesamt viel niedriger ist als alle anderen und dass das Bodenfeuchtefeld der ECMWF-Analyse das mit der homogensten Verteilung ist. Dies ist, wie bereits erwähnt, auf die einheitliche Bodenart des bei der Erstellung der ECMWF-Analysen verwendeten Bodenmodells zurückzuführen.

Alle Felder weisen einen Nord-Süd-Gradienten mit niedriger Bodenfeuchte in der Sahararegion und hoher an der Küste des Golfs von Guinea im Süden auf. Die höchsten Werte sind in den ECMWF-Reanalysen zu finden. Sie erreichen als einzige eine Bodenfeuchte von über 45 Vol-%. Dadurch ist der Nord-Süd-Gradient in diesen besonders hoch. Dieser wird in einem Meridionalschnitt durch die gezeigten Felder, gemittelt von 3°W - 3°O (siehe eingezeichnete Zone in Abb. 4.4), deutlich. Die Differenz der Bodenfeuchte zwischen 5°N und 20°N (Abb. 4.4) liegt bei

- der Reanalyse bei fast 45 Vol-%,
- der Analyse bei 25 Vol-%,
- den AMSR-E-Daten bei unter 10 Vol-%,
- den Daten aus dem ALMIP-Experiment bei 20 Vol-%,
- den GME-Analysen bei etwa 15 Vol-%.

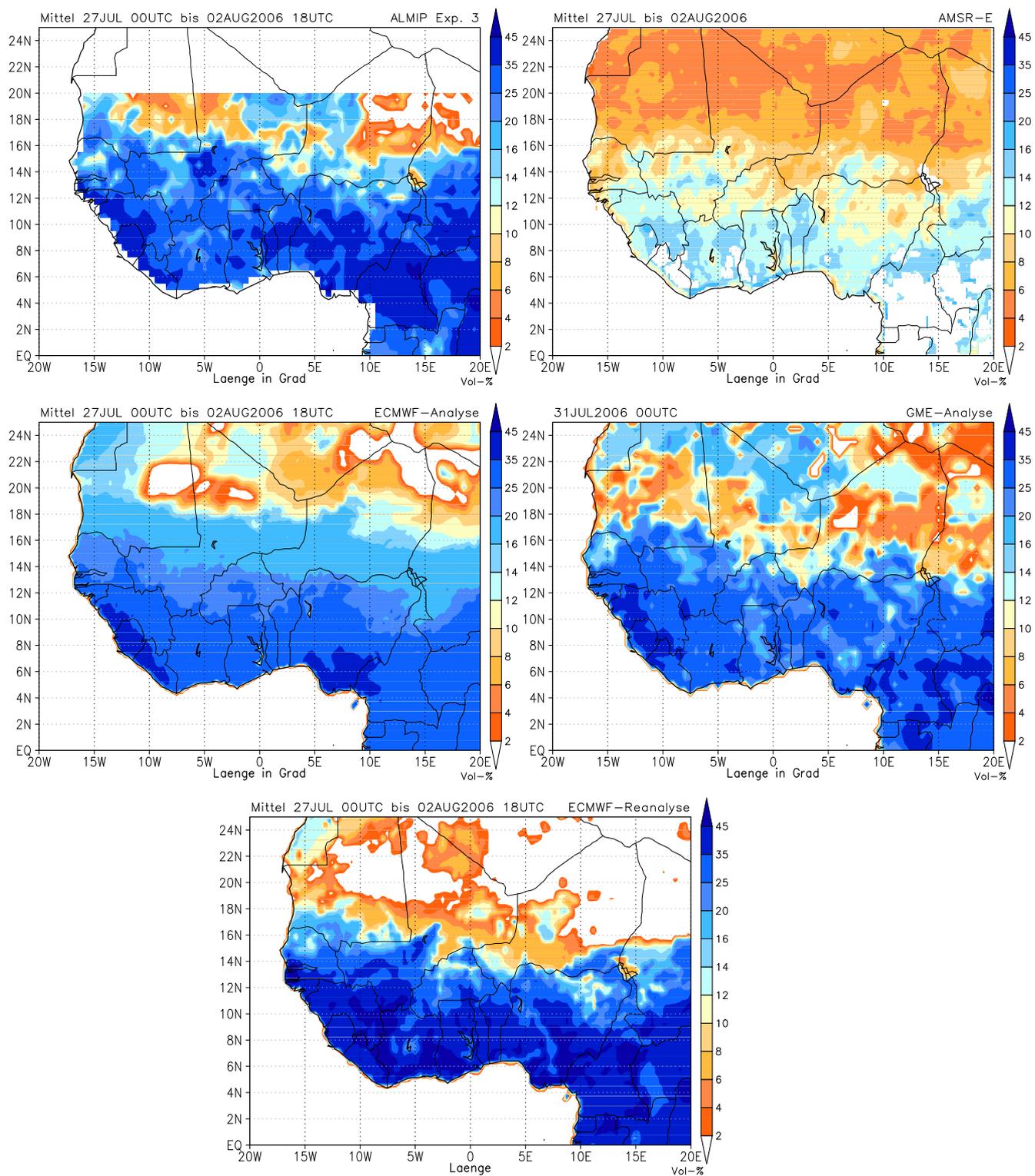


Abb. 4.3: Zeitlich gemittelte Bodenfeuchtfelder (27.07. - 02.08.2006, GME nur 31.07.2006 00 UTC) aus den verschiedenen Datenquellen (ALMIP, AMSR-E, ECMWF-Analyse, GME-Analyse, ECMWF-Reanalyse).

Die ECMWF-Reanalysen zeigen, wie im Meridionalschnitt (Abb. 4.4) gut zu sehen, nicht nur die höchsten Bodenfeuchtwerte im Süden, sondern auch die niedrigsten im Norden von nur knapp über 0 Vol-%. Sogar die AMSR-E-Werte sind in der Sahararegion nicht niedriger. Die meridionalen Mittel der Bodenfeuchte der GME-Analysen und des ALMIP-Experimentes ähneln sich sehr, mit einem Maximum zwischen 8 - 10°N von etwa 28 Vol-% bzw. 35 Vol-% und einem starken Abfall bis an die Küste südlich davon. Sie weisen außerdem ein Minimum von unter 10 Vol-% bei 17°N auf und eine leichte Zunahme nördlich davon bis auf über 15 Vol-%. Es ist durchaus interessant, dass die Bodenfeuchte der ECMWF-Reanalysen im Meridionalschnitt südlich von 12°N sehr viel höher und nördlich von 13°N deutlich niedriger als die Bodenfeuchte aus dem ALMIP-Experiment liegt. Die Datensätze stammen nämlich aus Berechnungen mit dem gleichen Bodenmodell (HTESSEL) und unterscheiden sich im Prinzip nur durch die „Antriebsdaten“ (s.o.). Das auffällige Verhalten der Bodenfeuchte der ECMWF-Reanalyse stimmt mit Ergebnissen von Agustí-Panareda und Beljaars (2008) überein, dass die ITCZ in Produkten des ECMWF-Modells nicht weit genug nach Norden reicht und deshalb in der Sahelregion ein Niederschlagsdefizit herrscht. Dieses überträgt sich auf die Bodenfeuchte, die dadurch im Norden zu niedrig ist; der große Nord-Süd-Gradient der ECMWF-Reanalysen gegenüber dem schwächeren in den ECMWF-Analysen ist damit nicht durch das neue Bodenmodell bedingt, sondern durch die meteorologischen Felder, mit denen die Bodenfeuchteanalyse im IFS-Modell durchgeführt wird.

In der Zone von 10 - 18°N (Abb. 4.4) ist die räumliche Struktur der Bodenfeuchte durch starke Variationen geprägt. Zwei Zonalschnitte der mittleren Bodenfeuchte (zeitl. Mittel), jeweils gemittelt über 10 - 14°N bzw. 14 - 18°N, zeigen die Ausprägung der Variationen der verschiedenen Datensätze:

Die feinen Strukturen in den Zonalschnitten der Bodenfeuchte der ECMWF-Reanalysen, des ALMIP-Experimentes und der GME-Analysen zeigen in beiden Zonalschnitten ähnliche Ausprägungen. Die Variationen sind in der ECMWF-Analyse geringer, vor allem westlich von 3°W im südlicheren Zonalschnitt und im nördlichen auf der ganzen Länge. Die AMSR-E-Bodenfeuchte ist im südlichen Zonalschnitt deutlich niedriger als in allen anderen Feldern; sie liegt bei Werten zwischen 9 und 13 Vol-% im Gegensatz zu den Werten der anderen Felder von fast ausschließlich über 20 Vol-%. Daher sind die Amplituden der zonalen Schwankung der AMSR-E-Bodenfeuchte nur gering. Ansonsten ist die Wellenlänge der zonalen Schwankungen, außer im südlichen Zonalschnitt östlich von 1°O, vergleichbar mit denen der übrigen Feuchtefelder. Sie liegen in der Größenordnung von etwa 1° geographischer Länge. Dies entspricht der typischen Dimension von MCS in Westafrika, so dass die Feuchtemuster der Satellitenmessungen auf von MCS produzierte Niederschläge zurückgeführt werden können – vorausgesetzt, dass die Zugbahn der MCS nicht genau von Ost nach West gerichtet ist, sondern auch eine meridionale Komponente hat (häufig ist die Zugbahn Nordost - Südwest, vgl. z.B. Abb. 3.3). Im nördlicheren Zonalschnitt zeigt die AMSR-E-Bodenfeuchte hauptsächlich westlich von 3°W niedrigere Werte als die Zonalmittel der übrigen Bodenfeuchtefelder. Östlich von 3°W weisen auch die anderen Felder eine niedrigere Bodenfeuchte auf, sodass die Differenzen zu den AMSR-E-Werten nur noch gering sind.

Der nördlichere Zonalschnitt liegt im Gebiet mit insgesamt niedrigeren Bodenfeuchtwerten. Dadurch

4 Bodenfeuchte

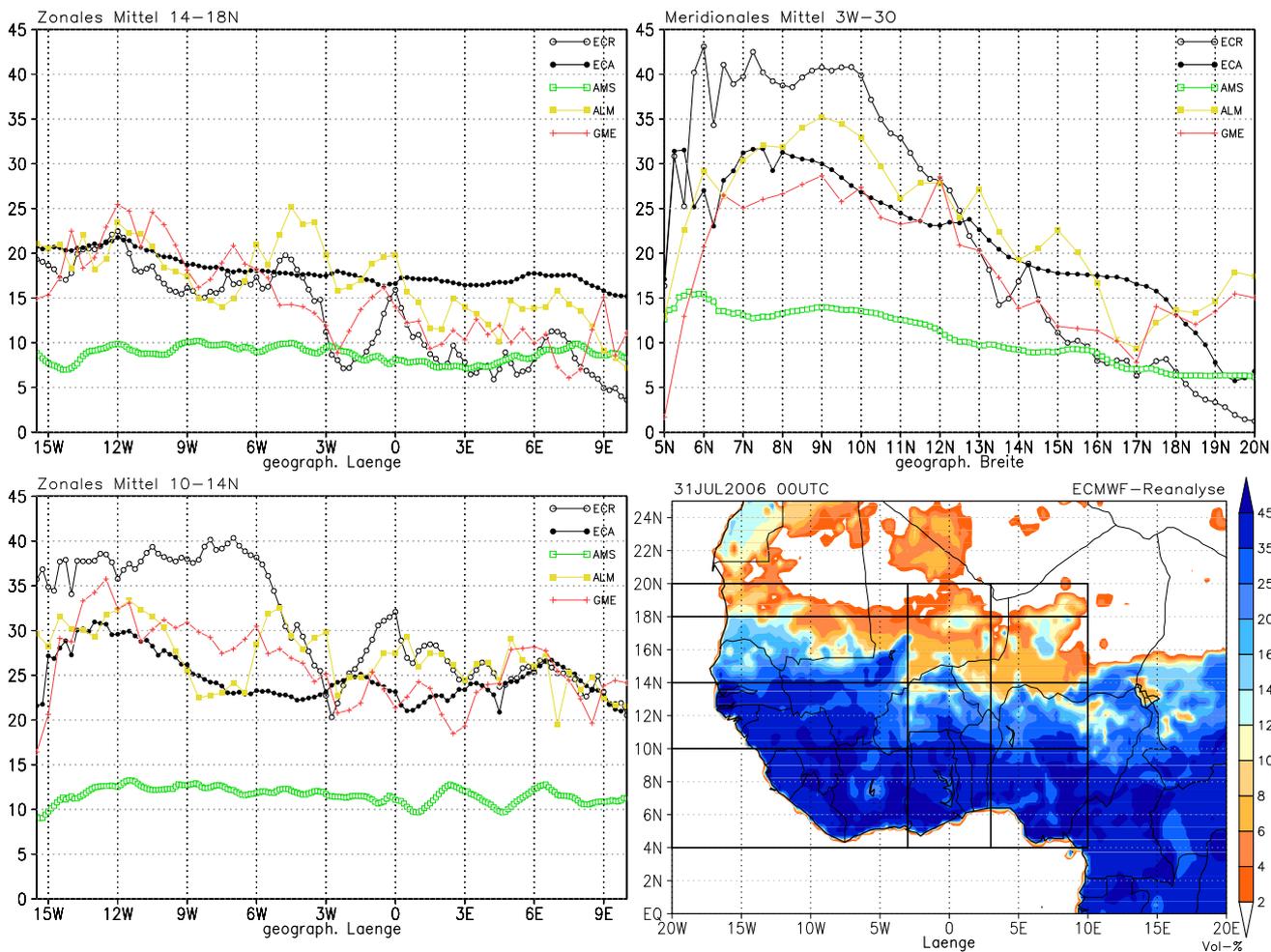


Abb. 4.4: Meridionalschnitt (meridionales Mittel von 3°W - 3°O) und Zonalschnitte (zonales Mittel über 10 - 14°N bzw. 14 - 18°N) durch die zeitlich gemittelten Bodenfeuchtefelder (27.07. - 02.08.2006, GME nur 31.07.2006 00 UTC, siehe Abb. 4.3) und Bodenfeuchte der ECMWF-Reanalyse vom 31.07.2006, 00 UTC mit Zonen, über die für die Schnitte gemittelt wurde sowie mit Ausschnitt, in dem Gebietsmittel gebildet wurden (Tab. 4.1); die Abkürzungen in der Legende stehen dabei für ECMWF-Reanalyse und -Analyse (ECR und ECA), AMSR-E (AMS), ALMIP (ALM) und GME-Analyse (GME).

sind die absoluten Unterschiede zwischen den einzelnen Querschnitten natürlich kleiner. In den ECMWF-Analysen sind kaum noch Schwankungen zu erkennen, sondern nur eine stetige Abnahme von 22 Vol-% im Westen auf 13 Vol-% im Osten, ganz im Gegensatz zu den Reanalysen mit im Vergleich dazu sehr großen Schwankungen über einen Wertebereich von 3 - 23 Vol-%. Die ALMIP-Daten und GME-Analysen weisen ähnliche Strukturen auf mit Variationen von 4 - 18 Vol-%, ebenso die AMSR-E-Daten, wenn auch mit nur noch sehr geringen Amplituden von etwa 2 Vol-% bei einem Mittelwert (großer Ausschnitt, Tab. 4.1) von 8.8 Vol-%.

Zur weiteren Untersuchung werden die Gebietsmittel der zeitlich gemittelten Bodenfeuchtefelder über einen Ausschnitt von 4 - 20°N / 20°W - 10°O gebildet, mit der entsprechenden Standardabweichung vom Gebietsmittel aller Werte in diesem Gebiet (Tab. 4.1). Wie schon anhand der Zonal- und Meridionalschnitte zu vermuten war, hat die Bodenfeuchte der ECMWF-Reanalysen den höchsten Mittelwert

	arithmetisches Mittel [Vol-%]			Standardabweichung [Vol-%]		
	Box	Zonal S	Zonal N	Box	Zonal S	Zonal N
ECMWF-Reanalyse	25.2	31.1	13.2	16.0	10.2	8.6
ECMWF-Analyse	22.9	24.8	18.3	8.5	4.5	2.6
AMSR-E	10.5	11.5	8.8	3.0	1.7	2.0
ALMIP EXP3	23.9	27.2	16.9	10.7	8.1	8.2
GME-Analyse	22.0	26.8	15.0	10.2	7.1	7.8

Tab. 4.1: Gebietsmittelwerte und Standardabweichung für den Ausschnitt 4 - 20°N / 20°W - 10°O („Box“), den südlichen Zonalschnitt (10 - 14°N, „Zonal S“) und den nördlichen Zonalschnitt (14 - 18°N, „Zonal N“) der zeitlich gemittelten Bodenfeuchtefelder; Ausschnitte siehe Abb. 4.4.

von 25.2 Vol-% im gesamten betrachteten Ausschnitt sowie in der südlichen Zone zwischen 10 - 14°N (31.1 Vol-%), verbunden mit den größten Standardabweichungen (16 bzw. 10 Vol-%), nicht aber in der nördlichen Zone. Dort ist es die mittlere Bodenfeuchte der ECMWF-Analyse, die den höchsten Wert von 18.3 Vol-% annimmt, mit der im Vergleich sehr kleinen Standardabweichung von 2.6 Vol-%. Die gemittelte AMSR-E-Bodenfeuchte ist in allen betrachteten Gebieten am niedrigsten; die stärksten Differenzen treten in der südlichen Zone auf, in der die mittlere Bodenfeuchte von 11.5 Vol-% dem sehr hohen Mittelwert von 31.1 Vol-% aus den ECMWF-Reanalysen gegenübersteht. Auch die Standardabweichung der AMSR-E-Bodenfeuchte ist in allen Gebieten am geringsten, sogar geringer als die der GME-Analysen, obwohl deren Verteilung am homogensten ist. Dies liegt vor allem an den geringen lokalen Gradienten aufgrund des kleinen Wertebereichs, in dem sich die AMSR-E-Daten bewegen, was sehr gut an der Häufigkeitsverteilung der AMSR-E-Bodenfeuchte zu sehen ist (Abb. 4.5): Über 95% aller Werte liegen im Bereich zwischen 5 - 15 Vol-%. Die Werte der anderen Bodenfeuchtefelder sind viel breiter gestreut. Dabei sind die Bodenfeuchtefelder des ALMIP-Experimentes und der GME-Analyse ähnlich verteilt, mit annähernd gleicher relativer Häufigkeit im Wertebereich zwischen 5 und 40 Vol-% und geringeren Häufigkeiten in den Randbereichen. Die Verteilung der Bodenfeuchtefelder der ECMWF-Analysen zeigt eine gewisse Schiefe; die Häufigkeit der Bodenfeuchte ist im Bereich von 0 - 15 Vol-% viel geringer als im Wertebereich über 15 Vol-%. Die Verteilung der ECMWF-Reanalysen weist ein Minimum der Häufigkeit im mittleren Wertebereich und Maxima an den Rändern auf. Dies ist ein Anzeichen dafür, dass die Extremwerte in den ECMWF-Reanalysen überschätzt werden.

Die Bodenfeuchtefelder sind damit wie folgt charakterisiert: Die AMSR-E-Bodenfeuchte ist im Vergleich zu allen anderen Feldern im Mittel sehr niedrig, ebenso wie die Standardabweichung im Gebiet. Die der ECMWF-Analyse hat deutlich weniger Strukturen und daher im Gebiet eine niedrige Standardabweichung trotz hoher absoluter Werte. Das Bodenfeuchtefeld aus den ECMWF-Reanalysen hat einen extremen Nord-Süd-Gradienten mit einer schmalen, sehr inhomogenen Übergangszone zwischen sehr niedrigen Werten im Norden und sehr hohen im Süden. Die Felder der GME-Analysen und des ALMIP-

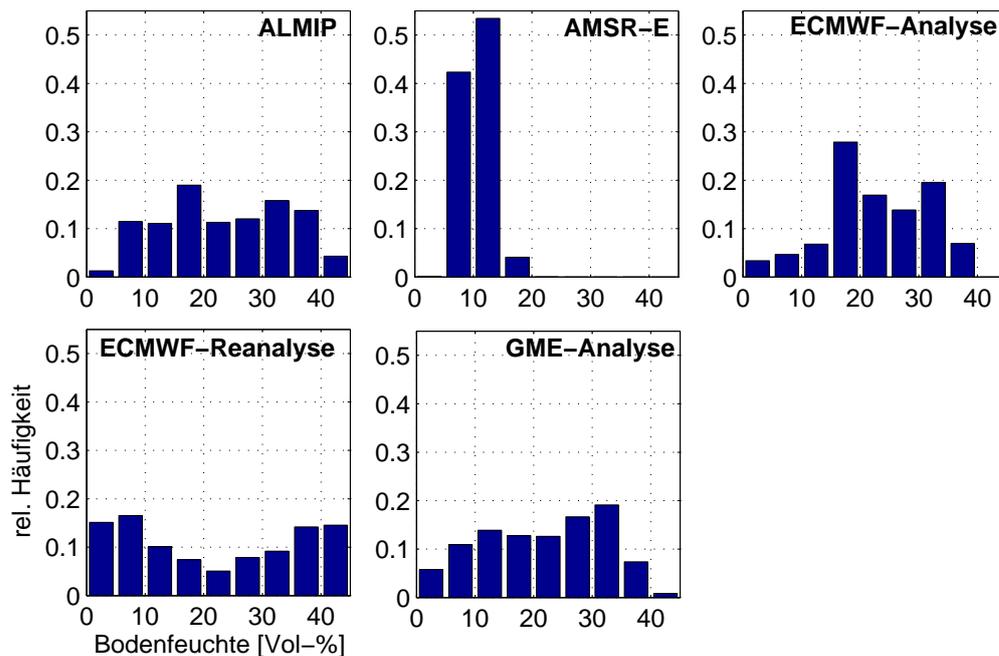


Abb. 4.5: Häufigkeitsverteilungen der zeitlich gemittelten Bodenfeuchte im Gebiet 4 - 20°N / 20°W - 10°O.

Experimentes sind durchaus vergleichbar, sowohl in Bezug auf die absoluten Werte, als auch hinsichtlich der Verteilung.

4.3 Vergleich der Bodenfeuchtefelder mit In-situ-Messungen

Im Rahmen von hydrologischen Untersuchungen (AMMA-CATCH, Lebel et al., 2009) wurden an drei Orten (Abb. 4.6) hydrologische Messnetze aufgebaut, an denen unter anderem die Bodenfeuchte aufgezeichnet wurde. Durch diese stehen Bodenfeuchte-Messdaten aus der AMMA-Kampagne von den drei sogenannten Mesoscale-Sites Gourma (Mali; de Rosnay et al., 2009), Niamey (Niger; Cappelaere et al., 2009), und Ouémé (Benin; Guyot et al., 2009) zur Verfügung. Außerdem war während der Intensivmessphasen vor und während der Monsunsaison 2006 in Dano (Burkina Faso; Kohler et al., 2009) eine weitere Messstation in Betrieb, an der neben der Energiebilanz u.a. auch die Bodenfeuchte in mehreren Tiefen gemessen wurde. Die Messungen wurden mit den unterschiedlichsten Zielen durchgeführt, daher stimmen die Messmethoden und die Art der Durchführung nicht überein. In Gourma gab es beispielsweise mehrere Bodenfeuchtestationen an Stellen mit unterschiedlichen Bodenarten, um das allgemeine dynamische Verhalten der Bodenfeuchte auf Skalen bis hin zur Mesoskala zu untersuchen; in Dano wurde nur an einer Stelle die Bodenfeuchte gemessen, das Ziel der Untersuchungen lag dabei mehr auf dem Zusammenhang zwischen der Bodenfeuchte und den Termen der Energiebilanz.

Da die Ergebnisse aller einzelnen Messungen sehr schwer einzuordnen wären und die Messpunkte an Stellen mit den teilweise angegebenen Bodenarten räumlich viel zu nah beieinander liegen, als dass dies mit einer Bodenartenverteilung eines der Bodenmodelle aufgelöst werden könnte, werden für die einzelnen Mesoscale-Sites räumliche Mittelwerte gebildet. Über wie viele Stationen dabei gemittelt wurde,

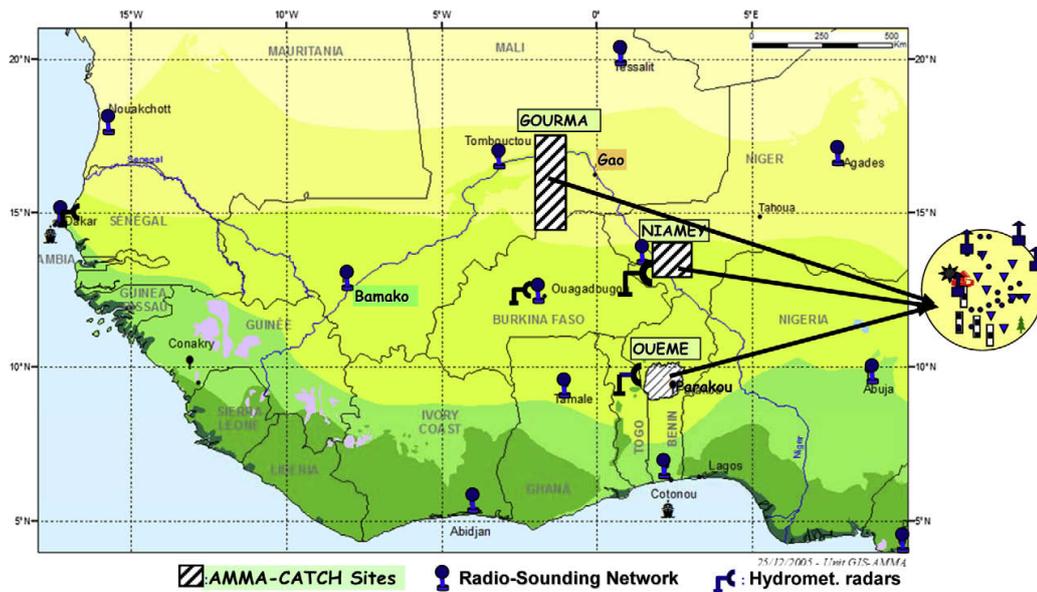


Abb. 4.6: AMMA-CATCH-Stationen mit Radiosondenstationen der ASECNA (Lebel et al., 2009).

ist in Abb. 4.7 angegeben. Ebenfalls angegeben ist die in der Zeitspanne maximale Standardabweichung der ECMWF-Reanalyse- und der ALMIP-Bodenfeuchte, wenn über mehrere Gitterzellen eines der verglichenen Bodenfeuchtefelder gemittelt wurde.

Die zeitliche Entwicklung der gemessenen Bodenfeuchte (oberste Messhöhe) wird nun mit den Bodenfeuchtedaten der ECMWF-Reanalysen, des ALMIP-Experimentes und der AMSR-E-Messungen verglichen (Abb. 4.7). Auf einen Vergleich mit den GME-Analysen und den ECMWF-Analysen wird hier aus Gründen der Übersichtlichkeit verzichtet. Außerdem liegen die GME-Analysen nur für einen Zeitpunkt vor und die Werte der ECMWF-Analysen innerhalb der Spanne der ALMIP- und ECMWF-Reanalyse-Daten. Da die Überflüge des Satelliten, auf dem sich das AMSR-E-Messgerät befindet, von einem festen Ort auf der Erdoberfläche aus betrachtet unregelmäßig erfolgen, werden diskrete Punkte mit den Zeitreihen aus den Bodenstationen und den Analysen verglichen, die dadurch zeitlich exakt zugeordnet werden können und räumlich genau mit den Bodenmessungen übereinstimmen.

Die Bodenmessungen zeigen eine charakteristisch kontinuierliche zeitliche Abnahme nach jeder der sprunghaften Zunahmen, die in unregelmäßigen Abständen auftreten und durch Niederschlagsereignisse hervorgerufen werden. Die Zunahme liegt dabei typischerweise bei 5 - 10 Vol-%, abhängig von der Niederschlagsmenge und den lokalen Bodeneigenschaften. Das Abklingen der temporär stark erhöhten Bodenfeuchte nach Niederschlägen dauert in den betrachteten Zeitreihen etwa 3 - 5 Tage. Außerdem können an den vier Stationen anhand der Bodenfeuchtezeitreihen ein bis drei Niederschlagsereignisse innerhalb der betrachteten sieben Tage festgestellt werden.

In den AMSR-E-Daten sind in den den Stationen entsprechenden Gitterzellen ebenfalls Fluktuationen in der Größenordnung von 2 - 3 Vol-% zu erkennen. Es treten aber auch Zunahmen auf zu Zeitpunkten, an denen an den Bodenstationen keine oder noch keine Zunahme registriert wurde, z.B. kurz vor dem ersten Niederschlagsereignis im betrachteten Zeitraum in Gourma. Die Zeitreihe von Niamey, die die

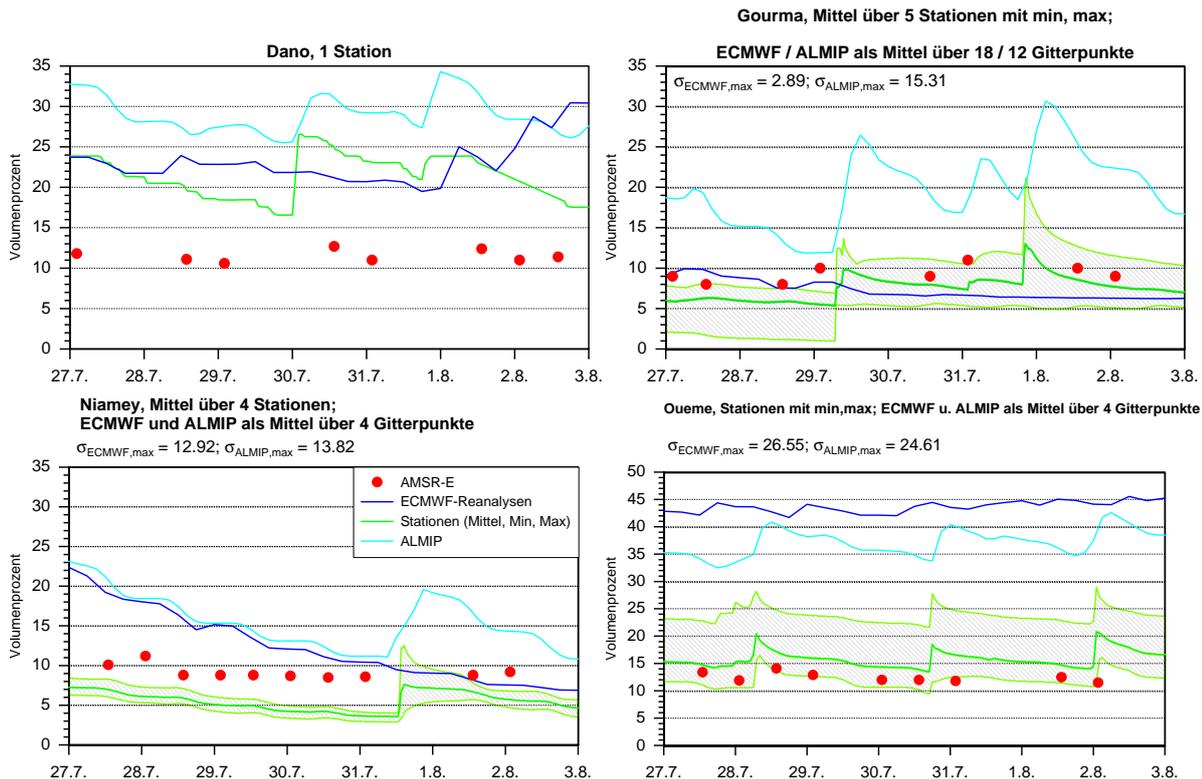


Abb. 4.7: Zeitreihen der verfügbaren Bodenfeuchtemessungen (jeweils oberste Messhöhe) in Westafrika für die Woche vom 27.07. bis 03.08.2006 im Vergleich mit der Bodenfeuchte in entsprechenden Gitterzellen der Bodenfeuchtefelder des ALMIP-Experimentes, der AMSR-E-Messungen und der ECMWF-Reanalysen. Die Zeitreihen der Stationen sind dabei außer bei Dano Mittel über mehrere, räumlich nah beieinander liegende Bodenfeuchtemessungen an den drei Mesoscale-Sites mit Maximal- und Minimalwerten.

größte Dichte an AMSR-E-Überflügen aufweist, zeigt außerdem kaum eine Abnahme der Bodenfeuchte wie die Bodenmessungen, sondern eine zeitliche Konstanz der Messwerte. Wie im vorhergehenden Abschnitt festgestellt, ist der Wertebereich der AMSR-E-Bodenfeuchte sehr viel kleiner als der der anderen Bodenfeuchtefelder. Daher liegen deren Werte teilweise systematisch unter (Dano) bzw. über den Beobachtungen (Niamey). Das Satellitenprodukt gibt damit die absoluten Werte der Bodenfeuchte nicht korrekt wieder, im Großen und Ganzen aber den zeitlichen Verlauf der am Boden gemessenen Bodenfeuchte.

Für die ECMWF-Reanalysen kann keine allgemeingültige Aussage getroffen werden. Für die Gitterzelle, in der Niamey liegt, ist eine stetige Abnahme der Bodenfeuchte über den ganzen betrachteten Zeitraum zu beobachten, das Niederschlagsereignis zeigt sich, im Gegensatz zum zeitlichen Verlauf der ALMIP-Bodenfeuchte, nicht im zeitlichen Verlauf der Reanalysen-Bodenfeuchte. Die Zeitreihe für Ouémé zeigt konstant viel zu hohe Werte der Reanalysen und Gourma wie Dano zeigen zeitliche Schwankungen, die nicht in Zusammenhang mit denen der Messdaten stehen. Etwas anderes wäre auch kaum zu erwarten, da für die Reanalysen keine Assimilation von Niederschlag stattfindet. Die Bodenfeuchte der ECMWF-Reanalysen ist, wie im ersten Abschnitt dieses Kapitels erklärt, ein Produkt der Bodenfeuchteanalyse,

die die Bodenfeuchte solange anpasst, bis die durch die Kopplung des Bodenmodells ans Atmosphärenmodell analysierte 2 m-Temperatur gut mit der assimilierten 2 m-Temperatur übereinstimmt. Daher kann ein zeitlicher Verlauf der Bodenfeuchte der ECMWF-Reanalyse realistische Niederschlagsereignisse nur wiedergeben, wenn die assimilierte 2 m-Temperatur entsprechend starke Veränderungen nach Niederschlägen widerspiegelt.

Die größte Korrelationen mit den Beobachtungen zeigen die ALMIP-Daten. In Ouémé und Gourma überschätzen sie zwar die Bodenfeuchte, aber an allen Stationen geben sie die niederschlagsbedingten Bodenfeuchteänderungen zeitlich korrekt wieder. Vor allem in Dano sind die Übereinstimmungen groß, bis auf die leichte Unterschätzung der Bodenfeuchtezunahme nach dem ersten Niederschlagsereignis. Dies stimmt auch mit den Erwartungen überein, da die ALMIP-Daten durch die Verwendung der Niederschlagsprodukte als Antrieb für das Bodenmodell den wahren zeitlichen Verlauf der Bodenfeuchte, der mit den Niederschlagsereignissen in direktem Zusammenhang steht, im Rahmen der Übereinstimmung der Niederschlagsprodukte mit der Realität wiedergeben.

Bei dem Vergleich mit den Zeitreihen der In-situ-Messungen schneidet insgesamt nicht die AMSR-E-Satellitenmessung am besten ab, sondern das ALMIP-Bodenfeuchtefeld, das von einem mit zusätzlichen Niederschlagsprodukten angetriebenen Bodenmodell erzeugt wurde. Über die Güte der räumlichen Verteilung der Bodenfeuchte ist allerdings keine Aussage zu treffen, dafür gibt es zu wenige Stationen. Außerdem stimmen die absoluten Werte im Gegensatz zum zeitlichen Verlauf bei keinem der betrachteten Bodenfeuchtefelder gut mit den Bodenmessungen überein.

Die wichtigste Aussage, die am Ende dieses Kapitels zu treffen ist, bezieht sich allerdings auch nicht auf die Bewertung der einzelnen Produkte, von denen die Bodenfeuchte betrachtet wird. Die Schlussfolgerung ist vielmehr, dass die verschiedenen Bodenfeuchtefelder zeitlich wie räumlich sehr unterschiedliche Ausprägungen zeigen und sich keines als besonders realistisch oder unrealistisch erweist. Dies wurde anhand der räumlichen Mittelwerte, der mittleren räumlichen Gradienten und der Standardabweichung deutlich. Eine quantitative Bewertung der Bodenfeuchte wäre auch kaum möglich, da es viel zu wenige In-situ-Bodenfeuchtemessungen gibt. Aufgrund dieser großen Unsicherheit der Bodenfeuchte in den Messungen sowie in den räumlichen Verteilungen einerseits und wegen der zu erwartenden starken Abhängigkeit des Niederschlags von der Bodenfeuchte andererseits ist es wichtig, zu wissen, wie sich diese Unsicherheit auf die konvektionsrelevanten Parameter und den Niederschlag auswirkt. Dies begründet die Aufstellung eines Bodenfeuchteensembles, wie sie im folgenden Kapitel beschrieben wird.

5 Ensemblerechnung

5.1 Das COSMO-Modell in der verwendeten Modellkonfiguration

Im Folgenden soll zuerst auf die aktuelle Modellversion eingegangen werden; dabei werden auch die verwendeten Parametrisierungen genannt und die Bodenmodelle des IFS und des COSMO verglichen, da sich deren Unterschiede auf die Bodenphysik auswirken. Am Anfang des zweiten Abschnitts folgt eine kurze Erläuterung der wichtigsten externen Daten¹, die im Zusammenhang mit dem Bodenmodell von Bedeutung sind. Dann folgt eine Beschreibung der verwendeten Anfangs- und Randfelder (der sogenannten Antriebsdaten), bei der auch auf die Vorbereitung der Antriebsdaten (vor allem der Bodenfeuchtefelder) durch den Präprozessor Int2Lm eingegangen wird. Schließlich wird die technische Realisierung der Variation der Bodenfeuchtefelder beschrieben.

5.1.1 Verwendete Modellversion COSMO 4.11

Das COSMO-Modell ist ein nicht-hydrostatisches, numerisches Vorhersagemodell, das auf der dreidimensionalen Bewegungsgleichung, der prognostischen Druck- und Temperaturgleichung sowie auf prognostischen Gleichungen für die drei Phasen von Wasser basiert. Die Dichte der feuchten Luft wird diagnostisch nach der Zustandsgleichung für ideale Gase bestimmt. Dabei wird eine trockene, hydrostatische Referenzatmosphäre mit T_0 , ρ_0 , p_0 angenommen, die horizontal homogen und zeitlich konstant ist und eine bestimmte vorgegebene vertikale Schichtung besitzt. Ihr Zustand wird vom Gleichungssystem abgezogen, so dass sich die aus der Kontinuitätsgleichung abgeleitete Druckgleichung auf eine prognostische Gleichung für p' , die Abweichung des Luftdrucks vom Referenzdruck, reduziert.

Diese Gleichungen werden in ein rotiertes Kugelkoordinatensystem transformiert, das so gewählt werden sollte, dass der Äquator des Systems in der Mitte des Modellgebiets liegt, um die Verzerrung der Koordinatenlinien möglichst klein zu halten. Da das Modellgebiet im vorliegenden Fall nahe des tatsächlichen geographischen Äquators liegt, wird auf die Rotation verzichtet, so dass sich der Pol des Koordinatensystems am wahren Nordpol befindet. Die Vertikalkoordinate ist höhenbasiert und geländefolgend (Steppeler et al., 2002).

Das Runge-Kutta-Schema 3. Ordnung, das auch in der operationellen COSMO-DE-Version verwendet wird, wird als Zeitintegrationsverfahren ausgewählt. Für alle Prozesse, die räumlich und zeitlich nicht

¹Externe Daten sind nach der COSMO-Terminologie Daten, die sich hauptsächlich auf den Zustand der Erdoberfläche beziehen, wie z.B. die Bodenartenverteilung oder die Orographie. Sie sind zeitlich konstant und werden aus bestimmten Datenbanken abgeleitet (Doms et al., 2007). In der IFS-Dokumentation (IFS Documentation Part IV, 2006) werden sie als „Climatological data“ bezeichnet.

aufgelöst werden und sich daher nicht bei der Lösung des Gleichungssystems auf dem gewählten Modellgitter ergeben, müssen Parametrisierungen verwendet werden. Dies sind zum einen Prozesse wie Strahlung, Wolkenphysik und laminare Transportprozesse entlang von festen Grenzflächen, zum anderen atmosphärische Turbulenz und Konvektion (Doms et al., 2007). Da im vorliegenden Fall eine horizontale Auflösung von $0.025^\circ \approx 2.8$ km gewählt wird, kann zumindest hochreichende Konvektion explizit dargestellt werden. Nur für flache Konvektion wird weiterhin eine Parametrisierung nach dem Tiedtke-Schema verwendet. Für die Strahlung und die Mikrophysik werden ebenfalls die gleichen Parametrisierungen wie im COSMO-DE verwendet (Schättler et al., 2009), allerdings wird die Strahlungsroutine jede Viertelstunde aufgerufen, im Standardlauf würde sie nur jede volle Stunde aufgerufen werden. Bei der Mikrophysik handelt es sich um ein erweitertes Bulk-Modell, das auf Kessler (1995) zurückgeht und prognostische Gleichungen für Wolkenwasser, -eis und Graupel beinhaltet. Es ist in dieser Formulierung erst seit kurzem implementiert und als Option in der neuesten Version des COSMO, der Version 4.11, wählbar.

Da hier die Einflüsse der Bodenfeuchte untersucht werden sollen und diese innerhalb des Bodenmodells berechnet wird, soll nun speziell auf dieses eingegangen werden. Das Bodenmodell wird benötigt, um mit Hilfe der Bodenfeuchte und -temperatur die turbulenten Flüsse fühlbarer und latenter Wärme an der Oberfläche zu bestimmen. Diese gehen wiederum als untere Randbedingungen der Flüsse in die Turbulenz-Parametrisierung ein, von der die Schließterme der Bewegungsgleichungen bzw. der Wärme Gleichung und der prognostischen Gleichung für die spezifische Feuchte bestimmt werden. In der gewählten Modellkonfiguration wird als Turbulenzmodell die 1-D-TKE-basierte diagnostische Schließung 2.5. Ordnung verwendet und das ebenfalls TKE-basierte Transfer-Schema für die Parametrisierung der turbulenten Flüsse an der Oberfläche (Doms et al., 2007), was auch in der operationellen Version COSMO-DE der Fall ist. Die Parametrisierung der Oberflächenflüsse berücksichtigt über die Rauheitslänge (durch die Abhängigkeit der Transferkoeffizienten von dieser) auch den Einfluss des Untergrundes auf die Profildfunktionen für den vertikalen Austausch. Die Gleichungen, auf denen die Parametrisierung aufbaut, sind nach dem Bulk-Transfer-Schema

$$H_{sfc}^3 = -\rho c_p C_h^d |\mathbf{v}_h| (\theta \pi_{sfc} - T_{sfc}) \quad (5.1)$$

$$F_{q^v, sfc}^3 = -\rho C_q^d |\mathbf{v}_h| (q^v - q_{sfc}^v), \quad (5.2)$$

mit den Transferkoeffizienten für Wärme und Feuchte C_h^d und C_q^d , die diagnostisch bestimmt werden müssen. Die Flüsse fühlbarer und latenter Wärme an der Oberfläche werden hier, gemäß der Konvention in der Dokumentation zum COSMO-Modell (Doms et al., 2007), abweichend der Definition in Kapitel 2 mit H_{sfc}^3 bzw. $F_{q^v, sfc}^3$ bezeichnet. ρ ist die Dichte der feuchten Luft, c_p die spezifische Wärmekapazität, $|\mathbf{v}_h|$ der Betrag des Horizontalwindes in der untersten Modellschicht. θ und q^v sind die potentielle Temperatur bzw. spezifische Feuchte ebenfalls in der untersten Modellschicht, π_{sfc} der skalierte Bodendruck. $\pi = \left(\frac{p}{p_0}\right)^\kappa$ wird allgemein auch als Exner-Funktion bezeichnet. Die Temperatur und Feuchte an der Untergrenze der betrachteten Schicht, T_{sfc} und q_{sfc}^v , d.h. an der Grenzfläche zwischen Boden und Atmosphäre, müssen dabei vom Bodenmodell geliefert werden.

Die Gleichungen als Widerstandsgesetze in der Form „Konzentrations“-Unterschied / Fluss einer Größe, in der sie in der TKE-basierten Version der Parametrisierung verwendet werden, lauten

$$r_h = -\rho c_p (\theta \pi_{sfc} - T_{sfc}) / H_{sfc}^3 \quad (5.3)$$

$$r_q = -\rho (q^v - q_{sfc}^v) / F_{q^v, sfc}^3, \quad (5.4)$$

mit den Widerstandskoeffizienten $r_h = (C_h^d |\mathbf{v}_h|)^{-1}$ bzw. $r_q = (C_q^d |\mathbf{v}_h|)^{-1}$. Diese werden – anstelle der Transferkoeffizienten, je nach Wahl der Parametrisierung – mit Hilfe von spezifischen Interpolationsschemata bestimmt.

Bei den durchgeführten Modellrechnungen wird die neuere Version des Bodenmodells, TERRA-ML, benutzt. Dieses besteht aus einem hydrologischen und einem thermischen Teil. Der Schwerpunkt der Beschreibung soll hier auf dem hydrologischen Teil liegen, da es in diesem um die Behandlung der Bodenfeuchte geht. Die Haushaltsgleichung für den Flüssigwassergehalt W_l (neben den Haushaltsgleichungen für den Wassergehalt des Interzeptionsspeichers W_i , des Schneereservoirs W_{snow} und des Bodeneises W_{ice}) der Bodenschicht k lautet

$$\rho_w \frac{\partial W_{l,k}}{\partial t} = \delta_{1,k} [E_b + I_{snow} + I_{perc} + (1 - \alpha)P_r - R_{infil}] + F_{k,k+1} - (1 - \delta_{1,k})F_{k-1,k} + Tr_k - R_k + S_k. \quad (5.5)$$

Dabei ist $\delta_{i,j}$ das Kronecker-Symbol, das den Wert 1 annimmt, wenn $i = j$. Die lokalzeitliche Änderung der Bodenfeuchte hängt damit vom gravitationsbedingten und kapillaren Transport F aus der darüber- und darunterliegenden Schicht (in obersten Schicht natürlich nur letzteres) in die betrachtete Schicht, von der Transpiration Tr durch Pflanzen, deren Wurzeln bis in die Tiefe dieser Schicht reichen, vom Abfluss R und vom Auftauen S von Bodeneis ab. In der obersten Schicht beeinflussen weiterhin Evaporation E_b von unbedecktem Boden, Infiltration I (Versickerung aus Schneeschmelze und Perkolation), der versickernde Anteil des Niederschlags $(1 - \alpha)P_r$ und Abfluss durch erniedrigte Infiltrationsrate R_{infil} die Bodenfeuchte. Diese Terme werden einzeln berechnet.

Zur Bestimmung der Evaporation und Transpiration wird dabei von der potentiellen Evapotranspiration $E_{pot}(T_{sfc})$ ausgegangen, die als die maximal mögliche Evaporation bei gegebenem Widerstandskoeffizienten r_q definiert ist (Garratt, 1994). Diese wird nach Glg. 5.2 bzw. 5.4 bestimmt, in die statt des unbekanntes q_{sfc}^v die Sättigungsfeuchte $Q^v(T_{sfc})$ eingesetzt wird (Heise, 2002). Die Evaporation E_b entspricht dann der potentiellen Evaporation (abgesehen von dem Fall, dass diese nach unten gerichtet wäre), multipliziert mit dem Flächenanteil, der nicht von Interzeptionswasser, Schnee oder Pflanzen bedeckt ist. Falls $E_{pot}(T_{sfc})$ größer ist als der von der Bodenart abhängige mögliche Feuchtefluss durch die Oberfläche hindurch, wird die Evaporation als dieser maximal mögliche Wert angenommen. Da die hydraulische Leitfähigkeit, von der dieser Maximalwert abhängt, bei der gröbsten Bodenart Sand sehr groß ist, ist die Evaporation über Sandböden z.T. deutlich höher als über Lehm oder Ton. Der Maximalwert des Feuchteflusses ist weiterhin vom Wassergehalt der aktiven Bodenschichten abhängig, der mit dem Porenvolumen normiert wird. Der Feuchtefluss ist bei Bodenarten mit geringem Porenvolumen, wie z.B. bei Sand, am größten.

Die Transpiration von dem mit Pflanzen bedeckten Flächenanteil hängt weiterhin vom Blattflächenindex LAI („Leaf Area Index“), von der Schubspannungsgeschwindigkeit und über den stomatären Widerstand von der Wurzeltiefe, der photosynthetisch aktiven Strahlung, vom permanenten Welkepunkt, der Feldkapazität, der Oberflächen- und der 2 m-Temperatur ab.

Das Bodenmodell benötigt damit die Bodenarten, die Wurzeltiefe, die Pflanzenbedeckung und den LAI als externe Datensätze. Von den Bodenarten hängen wiederum das Porenvolumen, die Feldkapazität, der permanente Welkepunkt, die Infiltrationsrate, die hydraulische Diffusivität und Leitfähigkeit, die Wärmekapazität und die Wärmeleitfähigkeit ab. Diese werden aber nicht als externe Daten übergeben, sondern sind im Modellcode implementiert – d.h., dass sie feste Werte darstellen, die während der Laufzeit des Modells jeweils einer Bodenart zugeordnet werden.

In die Berechnung der Bodenfeuchte gehen in den meisten Bodenmodellen wie dem HTESSEL des ECMWF oder dem TERRA des COSMO die Bodenarten über verschiedene Parameter wie Feldkapazität Fk (Feldkapazität = Wasserhaltevermögen eines Bodens gegen die Schwerkraft zwei bis drei Tage nach voller Wassersättigung; dies entspricht etwa dem Volumen der Mittel- und Feinporen) und Welkepunkt PWP (nur Feinporen mit Wasser gefüllt = Bodenfeuchte bei Welkepunkt) mit ein. Es gibt verschiedene Bodenarten von grob (z.B. Sand) bis fein (Ton). Die Feldkapazität ist bei feineren Böden höher, da bei diesen der Volumenanteil der Mittel- und Feinporen höher ist, bei gröberen Böden der der Grobporen. In Grobporen wird kaum Wasser gespeichert, da es bedingt durch die Gravitationskraft nach unten sickert und auch schneller verdunsten kann. Nur im Zustand der Wassersättigung sind auch die Grobporen mit Wasser gefüllt. Dies ist aber nur direkt nach Niederschlägen oder über Stauböden zu beobachten. In den Mittel- und Feinporen kann Bodenwasser durch Adhäsionskräfte längere Zeit gespeichert werden.

Deshalb ist es auch interessant, die Bodenfeuchte SM (von „Soil Moisture“ = Volumen des Wassers im Gesamtvolumen) ins Verhältnis zu diesen Größen zu setzen. Sinnvoll ist hierbei die Berechnung eines Bodenfeuchteindex (SMI – soil moisture index) $SMI = \frac{SM - PWP}{Fk - PWP}$, oder einfach die Normierung der Bodenfeuchte mit dem Porenvolumen PV .

Das im IFS implementierte Bodenmodell HTESSEL berechnet z.B. auf ähnliche Weise wie das TERRA nach den Widerstandsgesetzen für jeden Gitterpunkt die Anteile des latenten und fühlbaren Wärmestroms, allerdings im Gegensatz zum TERRA für jede Komponente („tile“, daher der Name) extra – dabei gibt es die „tiles“ unbedeckter Boden, niedrige und hohe Vegetation, Interzeptionswasser und Schnee. Der resultierende fühlbare bzw. latente Wärmefluss ergibt sich als Mittelwert der Flüsse der einzelnen Komponenten, gewichtet mit dem jeweiligen Gebietsanteil. Für den latenten Wärmefluss über hoher und niedriger Vegetation bzw. über blankem Boden werden dabei spezielle Widerstände bestimmt, die vom permanenten Welkepunkt und der Feldkapazität abhängen; die Widerstände werden dabei sehr groß, wenn die Bodenfeuchte niedriger wird als der permanente Welkepunkt.

Die Bodenarten sind im IFS etwas anders definiert als in TERRA: In letzterem werden außer den zusätz-

Nr. Bodenart		Bodenart		Feldkapazität			Perman. Welkepunkt			Porenvolumen	
TR	HT	TR	HT	TR	HT	allg.	TR	HT	allg.	TR	HT
3	1	Sand	grob	0.196	0.242	0.11	0.042	0.059	0.03	0.403	0.364
4		s. Lehm		0.26			0.1			0.445	
5	2	Lehm	mittel	0.34	0.346	0.35	0.11	0.151	0.15	0.439	0.455
6	3	l. Ton	m.-fein	0.37	0.38		0.185	0.133		0.430	0.475
7	4	Ton	fein	0.463	0.45	0.47	0.257	0.28	0.35	0.520	0.507
	5		s. fein		0.541			0.34			0.614
8	6	Torf	organ.	0.763	0.662		0.265		0.267	0.766	0.863

Tab. 5.1: Vergleich der Bodenarten und der zugehörigen Parameter der Bodenmodelle TERRA-ML (TR) und HTESSSEL (HT); allg. steht dabei für mittlere in der Literatur zu findende Werte, z.B. Garratt (1994); sandiger Lehm wird mit „s. Lehm“, lehmiger Ton mit „l. Ton“, mittel bis fein mit „m.-fein“ und sehr fein mit „s. fein“ abgekürzt. Die Werte, die für das Porenvolumen von HTESSSEL angegeben werden, werden in der Dokumentation (IFS Documentation Part IV, 2006) als Bodenfeuchte bei Sättigung angegeben – dies entspricht näherungsweise dem Porenvolumen.

lichen „Bodenarten“ Eis und Fels die sechs Bodenarten Sand, sandiger Lehm, Lehm, lehmiger Ton, Ton und Torf betrachtet, in HTESSSEL sind sie nach sechs unterschiedlichen Texturen geordnet: grob, mittel, mittel-fein, fein, sehr fein und organisch. Die Feldkapazitäten unterscheiden sich allerdings, wie in Tab. 5.1 zu sehen, so dass die zweitgrößte Bodenart des HTESSSEL (mittel, Nr. 2) eher der drittgrößten Bodenart des TERRA (Lehm, Nr. 5) zugeordnet werden sollte; im HTESSSEL fehlt die Bodenart der Textur grob-mittel. Der permanente Welkepunkt der mittleren HTESSSEL-Bodenart ist sogar noch höher als der von Lehm im TERRA. Es gibt damit im groben Bereich im TERRA eine Bodenart mehr, im HTESSSEL hingegen werden die Bodenarten im feineren Bereich häufiger unterteilt: Die feine Bodenart des HTESSSEL (Nr. 4) entspricht der feinsten TERRA-Bodenart Ton (abgesehen von der Bodenart Torf, der mit seiner sehr hohen Feldkapazität eine Ausnahme bildet); HTESSSEL beinhaltet aber noch eine sehr feine Bodenart (Nr. 5), die eine noch höhere Feldkapazität und einen noch höheren permanenten Welkepunkt hat. Diese Unterschiede sind beim Vergleich der Bodenartenverteilungen zu beachten.

Der Vergleich der Bodenarten ist sehr wichtig, da die Bodenarten in großem Maße die lokale Evapotranspiration beeinflussen. Die Bodenfeuchteverteilung der ECMWF-Reanalysen und die ALMIP-Bodenfeuchte werden vom Bodenmodell im IFS, dem HTESSSEL, bestimmt. Wenn an einem Gitterpunkt die Bodenart beispielsweise fein ist, kann durch die hohe Feldkapazität und den hohen Welkepunkt eine besonders hohe Bodenfeuchte vorliegen. Falls im vom TERRA verwendeten externen Datensatz aber an dem entsprechenden Gitterpunkt eine Bodenart wie Sand vorkommt, der im Modell ein geringes Porenvolumen zugeordnet wird, wird die Evaporation bzw. der latente Wärmefluss an dieser Stelle äußerst hoch sein.

Die Bodenartenverteilung (Abb. 5.1) wird für das IFS und das COSMO aus dem gleichen Datensatz (Di-

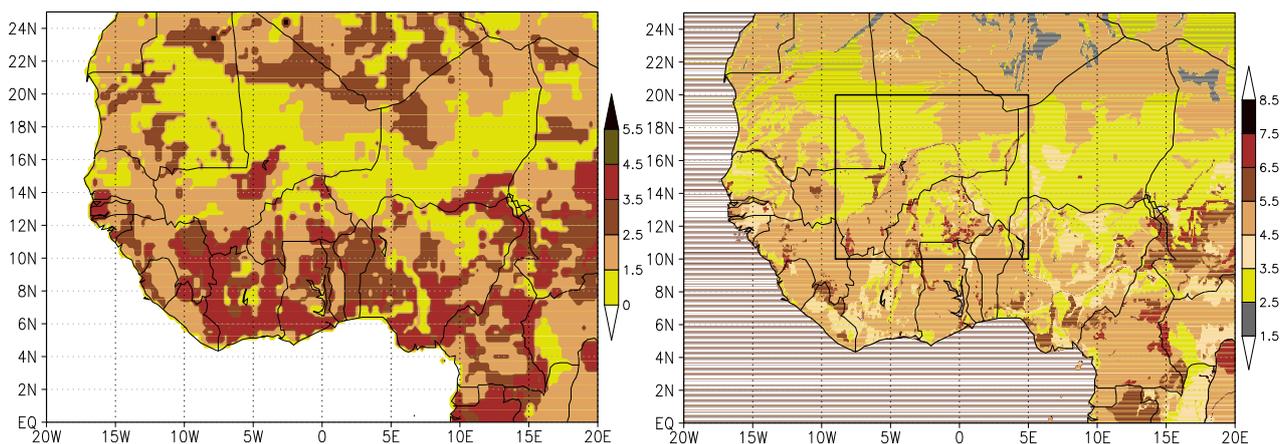


Abb. 5.1: Bodenartenverteilung des IFS (Auflösung 0.25°) und des COSMO (Auflösung 0.025°); Zuordnung der Nummern zu den Bodenarten siehe Tab. 5.1, wobei im COSMO zusätzlich der Typ 2 (Fels) eingetragen ist; gleiche Farben in den zwei Verteilungen korrespondieren mit ähnlichen Bodenarten nach Tab. 5.1. Das eingezeichnete Rechteck zeigt die Ränder des gewählten COSMO-Modellgebiets.

gital Soil Map of the World der FAO/Unesco) mit der horizontalen Auflösung von $5' \approx 0.083^\circ \approx 9 \text{ km}$ abgeleitet, allerdings werden im IFS durch die viel gröbere Auflösung von 0.25° stellenweise andere Bodenarten verwendet, da immer die Bodenart für einen Gitterpunkt definiert ist, die den größten Flächenanteil hat (Schema der „dominant soil texture aggregation“). Dadurch fehlen dort feine Strukturen. Die feine Auflösung des COSMO-Modells von 0.025° ist im Gegensatz dazu sogar höher als die des FAO-Datensatzes, so dass für die Erstellung des externen Datensatzes für das Modell keinerlei Interpolation vorgenommen wird.

In der COSMO-Bodenartenverteilung für Westafrika (Abb. 5.1) dominieren deutlich Sand und Lehm. Die Bodenarten lehmiger Ton, Ton und sandiger Lehm kommen nur sehr vereinzelt vor, lehmiger Ton dabei eher im östlichen Teil des betrachteten Ausschnitts (östlich von 5°O). Die Bodenarten mittel-fein und fein, die mit dem lehmigen Ton und dem Ton vergleichbar sind, treten in der IFS-Bodenartenverteilung hingegen fast genauso häufig auf wie die dem Lehm entsprechende Bodenart von mittlerer Textur. Diese Unterschiede der Bodenartenverteilungen müssen durch eine unterschiedliche Zuordnung der in den Bodenmodellen betrachteten Bodenarten zu der Bodenartenklassifizierung der FAO hervorgerufen worden sein. Bei der Darstellung der Bodenartenverteilungen in Abb. 5.1 wurde darauf geachtet, dass die gewählten Farbskalen für diejenigen Bodenarten gleich sind, die sich anhand ihrer Feldkapazität und ihres Porenvolumens einander zuordnen lassen (Tab. 5.1). Feine Strukturen wie die feineren Bodenarten inmitten von Sand wie beim Flusslauf des Niger (in Mali zwischen $5 - 0^\circ \text{W}$ bei etwa 17°N zu erkennen) sind außerdem bei der größeren Auflösung nicht mehr vertreten.

5.1.2 Antriebsdaten des Regionalmodells und ihre Aufbereitung durch den Präprozessor

Allgemein werden folgende Daten benötigt, um das COSMO-Modell bzw. den Präprozessor Int2Lm zu starten:

- Anfangsfelder (atmosphärische Felder und Felder, die das Bodenmodell benötigt) \Rightarrow hier werden die Bodenfeuchtefelder ausgetauscht
- Randfelder
- Externe Daten in der Auflösung und Konfiguration der Antriebsdaten (in diesem Fall 0.25°)
- Externe Daten in der Auflösung des COSMO (hier 0.025°)

Die Modellkette sieht dabei so aus, dass das Int2Lm unter Berücksichtigung der grob aufgelösten externen Daten die Anfangs- und Randfelder in die gewünschte feine Auflösung bringt, d.h. es findet kein Zwischenschritt bei der Interpolation vom globalen zum hochauflösenden Modell statt. Die externen Parameter, die nicht zeitlich konstant, sondern jahreszeitenabhängig sind (wie z.B. die Pflanzenbedeckung), werden ebenfalls für den gewählten Starttermin berechnet; dafür müssen dem Int2Lm weitere externe Datenfelder zu Verfügung gestellt werden, und zwar bereits in der feinen Auflösung. Nach der Ausführung des Int2Lm stehen für den Start des Modelllaufs Anfangswerte für die Initialisierung und Randwerte zur Verfügung. Dieser Ablauf ist für die technische Realisierung der Variation der Bodenfeuchtefelder, die in Abschnitt 5.1.3 beschrieben wird, von Bedeutung.

Auf einen Teil der benötigten externen Parameter wurde bereits im Zusammenhang mit dem Bodenmodell TERRA-ML eingegangen. Ein weiteres Feld, das für die durchgeführten Modellrechnungen genauer betrachtet wird, da, wie oben erläutert, das Bodenmodell dieses benötigt, ist der Blattflächenindex LAI. Für diesen werden im COSMO 24 Bodenbedeckungs-Klassen („dominant land cover“, Doms et al., 2007) aus der Datenbank GLC2000² abgeleitet. Mit den zugehörigen Pflanzencharakteristika (Rauheigkeitslänge, Wurzeltiefe, LAI-Minimum und -Maximum, Pflanzenbedeckungsgrad-Minimum und -Maximum) werden die benötigten externen Felder bestimmt. Der schließlich für den Modelllauf verwendete LAI wird vom Präprozessor aus dem LAI-Minimum und -Maximum nach einer von der geographischen Breite, dem Geopotential der Erdoberfläche und dem Tag im Jahr abhängigen Funktion berechnet. Dieser LAI liefert für Westafrika keine realistische Verteilung (Abb. 5.2), weil diese Funktion nicht gut für Gebiete mit Monsunklima angepasst ist (der resultierende LAI entspricht genau dem Maximum-LAI) und auch das LAI-Minimum- und -Maximumfeld bereits unrealistisch sind. Dies hängt vermutlich mit inkorrekten Werten in der Zuordnungstabelle der Pflanzencharakteristika zu den Bodenbedeckungsklassen zusammen. Daher wird der Standard-COSMO-LAI durch den LAI für Juli aus der Eoclimap-Datenbank (Masson et al., 2003) ersetzt. Um nicht den Programmcode des Präprozessors zu

²<http://www-gvm.jrc.it/glc2000>

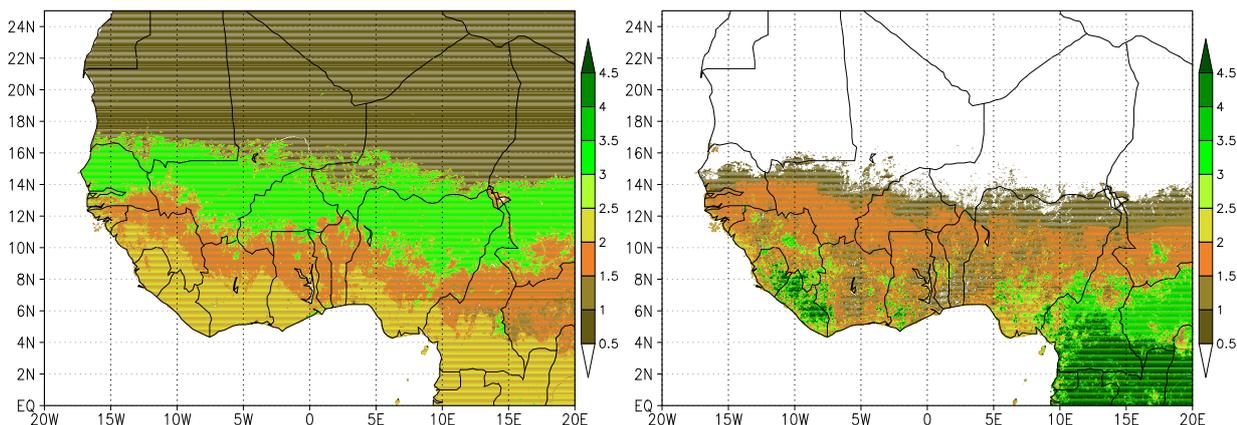


Abb. 5.2: Blattflächenindex LAI aus dem externen Datensatz des COSMO (LAI max) und aus der Ecoclimap-Datenbank (LAI für Juli, ein „tile“).

verändern, werden der Minimum- und der Maximum-LAI ersetzt, so dass das von der Anpassungsfunktion berechnete LAI-Feld für Juli dem Eingabefeld entspricht. Der Ecoclimap-Datensatz steht als Paket mit speziellen Programmen zur Verfügung, um die gewünschten Felder mit den entsprechenden Einstellungen selbst zu erzeugen. Dabei kann die Auflösung und die Anzahl der Vegetationsklassen („tiles“), in der die Daten ausgegeben werden (maximal 11), gewählt werden. Hier wird nur eine Klasse gewählt, in der alle übrigen zusammengefasst sind.

Da der hochauflösende COSMO-Modelllauf als wichtigste Eingabedaten die meteorologischen Anfangs- und Randfelder benötigt, muss dafür ein geeigneter Datensatz vorhanden sein. Für die operationelle Vorhersage stehen als Randwerte nur globale Vorhersagen der größeren nationalen Wetterdienste zur Verfügung, im Fall der „historischen“ Modellierung können dafür aber auch Analysen genutzt werden, bei deren Erstellung nach einem speziellen statistischen Verfahren (siehe z.B. IFS Documentation Part IV, 2006) Messdaten und Vorhersagen genutzt werden. Wenn Analysen zurückliegender Datensätze mit neueren Modellversionen und unter Umständen auch mit ergänzenden Messdaten, die nicht Teil des operationellen Assimilationsverfahrens sind, neu berechnet werden, spricht man von Reanalysen. Im Fall der AMMA-Messkampagne geschah genau dies: Die operationelle Analyse wurde bis Mitte September 2006, d.h. während der Messkampagne, noch mit der IFS-Version Cy30r1 durchgeführt. Mit Hilfe zusätzlicher Messdaten, die nachträglich zusammengetragen wurden, und der neueren Version Cy32r3 wurden später die speziellen AMMA-Reanalysen durchgeführt (Agustí-Panareda und Beljaars, 2008). Sie haben gegenüber der operationellen Analyse folgende Vorteile:

- Sie beinhalten Daten von Radiosonden und Dropsonden von 21 zusätzlichen Radiosondenstationen, von Forschungsschiffen und -flügen, von Driftsonden und von Pilotballons (Agustí-Panareda et al., 2009b).
- Die neue Modellversion beinhaltet eine Korrektur des Feuchtebias der Radiosonden (Agustí-Panareda et al., 2009).

- An der Modellphysik gab es ebenfalls Veränderungen, u.a. wird eine neue Hydrologie benutzt; dies hat vor allem Auswirkungen auf das Bodenfeuchtefeld (siehe Kapitel 4).

Dadurch eignen sie sich in besonderem Maße als Antrieb für die hier durchgeführten Modellsimulationen. Die verwendeten Datensätze stammen vom Experiment „f0rm“ und liegen sechsständig mit einer Auflösung von 0.25° für das Gebiet $60^\circ\text{W} - 50^\circ\text{O} / 5^\circ\text{S} - 40^\circ\text{N}$ vor. Einige Parameter aus diesem Datensatz wurden bereits in Kapitel 3 gezeigt.

Die Hauptaufgabe des Präprozessors Int2lm ist es, die Daten, mit denen COSMO angetrieben werden soll, auf das richtige Gitter zu interpolieren. Dies beinhaltet natürlich die horizontale Interpolation der niedriger aufgelösten Felder aus dem in der Regel globalen Modell in die höhere Auflösung, mit der der COSMO-Modellauf durchgeführt werden soll. Die ECMWF-Reanalysen haben in diesem Fall eine Auflösung von 0.25° und müssen auf 0.025° interpoliert werden. Dabei wird auch die Größe des Modellgebiets gewählt. Dieses muss so liegen, dass die Zugbahn des MCS, das in Kapitel 3 dokumentiert wurde, noch gut zu sehen ist; gleichzeitig darf das Entstehungsgebiet ($2^\circ\text{O} / 16^\circ\text{N}$, siehe Kapitel 3.1) nicht zu nah am Modellrand liegen. Das ausgewählte Modellgebiet ($10 - 20^\circ\text{N} / 9^\circ\text{W} - 5^\circ\text{O}$) ist in Abb. 5.1 miteingezeichnet und hat eine Größe von 561×401 Gitterpunkten.

Des Weiteren muss die vertikale Auflösung berücksichtigt werden. Die vertikalen Schichten können für COSMO – mit gewissen Einschränkungen – frei gewählt werden. Da die Antriebsdaten auf nicht immer gleichen vertikalen Schichten vorliegen, muss eine Umrechnung auf die gewünschte Modellschichtenanzahl möglich sein.

Die Umrechnung der vertikalen Auflösung der Eingabedaten in die benötigte Auflösung ist auch für das Bodenmodell notwendig, nur dass es sich hier bei den vertikalen Schichten um besondere Modellniveaus handelt, nämlich um Schichten unterhalb der Erdoberfläche. Im Beispiel des ECMWF-Bodenmodells handelt es sich um ein Modell mit vier Schichten, mit den jeweiligen Untergrenzen 7, 28, 100 und 289 cm. Die Standardversion des TERRA-ML rechnet aber mit acht Schichten (vgl. Abb. 5.3), wobei der hydrologische Teil nur aus sechs aktiven Schichten besteht. Auch hier ist also eine Vertikalinterpolation notwendig.

Der Präprozessor behandelt auch die Problematik der unterschiedlichen Bodenarten in den verschiedenen Modellen im Zusammenhang mit der starken Abhängigkeit der Bodenfeuchte von der Bodenart, wie oben dargelegt. Wenn die horizontale Interpolation ohne Berücksichtigung der Bodenarten durchgeführt wird, ergeben sich möglicherweise physikalisch nicht sinnvolle Interpolationswerte. Wenn sich nämlich eine Bodenart mit geringem Porenvolumen im COSMO mit eine andere Bodenart aus dem Bodenmodell der Eingabedaten überschneidet, die ein höheres Porenvolumen hat, können die Eingabedaten so hohe Werte annehmen, dass die COSMO-Bodenart übersättigt wäre.

Deshalb wird die Bodenfeuchte vor der Interpolation mit dem Porenvolumen oder, wie in der neuesten Version 1.10 des Int2Lm³, mit dem Bodenfeuchteindex *SMI* (s.o.) normiert. Das so erstellte Feld (Abb.

³Genaugenommen wird die Version int2lm_090903_1.9_clm6 benutzt, in die diese Option bereits eingebaut ist.

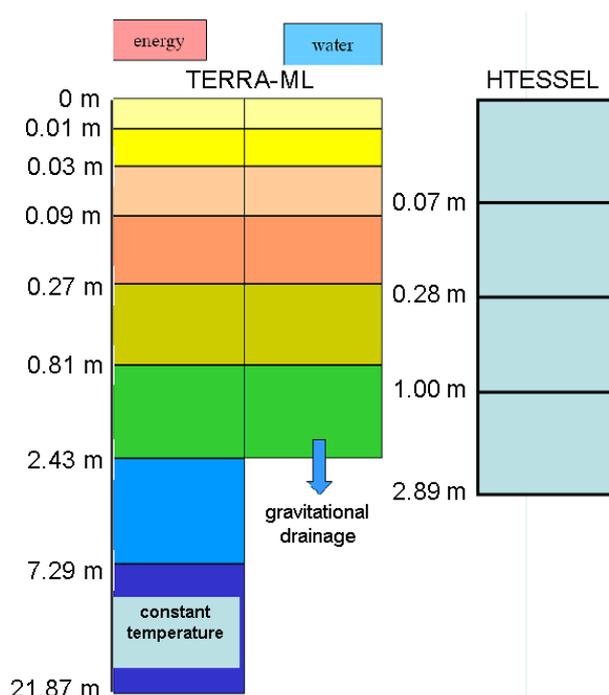


Abb. 5.3: Vergleich der vertikalen Schichten der Bodenmodelle TERRA-ML in der Standardkonfiguration und HTESSSEL.

5.4 b) ist aber sehr verschieden von dem des Ausgangsdatensatzes (Abb. 5.4 a). Dies ist vor allem durch die feinere Auflösung des Feldes der Bodenartenverteilung im COSMO bedingt und zusätzlich durch die nicht einheitlichen Definitionen des permanenten Welkepunkts und der Feldkapazität für die einzelnen Bodenarten der Bodenmodelle TERRA-ML und HTESSSEL. Deshalb wurde entschieden, mit dem Porenvolumen zu normieren. Dafür wurden die Porenvolumina der Bodenarten des neuen HTESSSEL im Programmcode des Int2Lm ergänzt (in der Routine *setup_int2lm*), die in der IFS-Dokumentation (IFS Documentation Part IV, 2006) in Tabelle 7.7 als θ_{sat} (Volumetrische Bodenfeuchte bei Sättigung) angegeben werden, da in der operationellen Version noch mit dem Porenvolumen der alten TESSEL-Bodenart normiert wird, vgl. Abb. 5.4 c (Originalversion) und Abb. 5.4 d (veränderte Version).

Nach der Normierung folgt die horizontale Interpolation, danach schichtweise die Umrechnung der einzelnen vertikalen Schichten auf die neue vertikale Erstreckung des zwei- oder dreischichtigen Bodenmodells. Erst in einem weiteren Schritt folgt dann die konditionelle Abfrage, ob das Mehrschichten-Bodenmodell benutzt werden soll. Ist dies der Fall, werden die zwei bzw. drei Schichten auf mehrere Schichten interpoliert.

Zum Schluss wird im Präprozessor noch aus der normierten Bodenfeuchte mit Hilfe der Bodenartenverteilung wieder die absolute Bodenfeuchte (die unabhängig ist vom Porenvolumen oder der Feldkapazität) berechnet, diesmal mit Hilfe der zum COSMO gehörenden externen Daten, d.h. es wird die Bodenartenverteilung des COSMO in der feinen Auflösung benutzt. Dadurch zeichnet sich im neuen Bodenfeuchtefeld deren Muster ab.

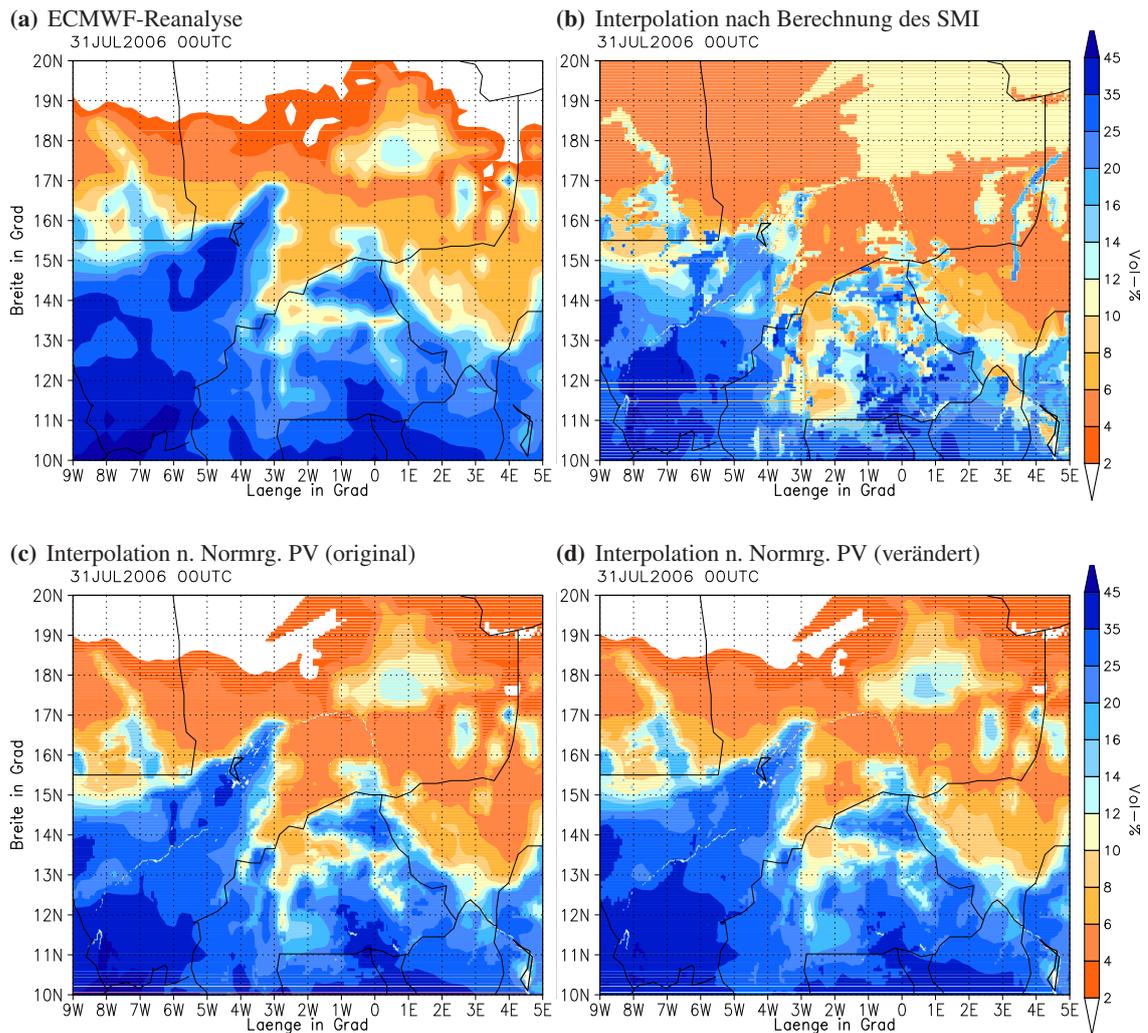


Abb. 5.4: Vergleich der mit verschiedenen Normierungsmethoden des Int2Lm interpolierten Bodenfeuchtefelder mit dem Originalfeld der ECMWF-Reanalysen.

Es besteht die Möglichkeit, diese Umrechnung der Bodenfeuchte zu umgehen, indem nach Erzeugung der Datenfelder zum Modellstart mit Hilfe des Int2Lm die Bodenfeuchtefelder nachträglich eingefügt werden, praktisch durch Überschreiben der berechneten mit den originalen Feldern. Dies ist aber nur mit den Feldern des AMSR-E möglich, da diese die einzigen sind, die nicht schon durch Bodenartenverteilungen eines Bodenmodells beeinflusst sind und außerdem insgesamt sehr niedrige Werte aufweisen, so dass nicht die Gefahr besteht, dass sie höher sind als das Porenvolumen der COSMO-Bodenarten.

5.1.3 Technische Aspekte zur Aufstellung des Bodenfeuchteensembles

Wie nun die einzelnen Bodenfeuchtefelder eingesetzt werden, bevor bzw. nachdem der Präprozessor Int2Lm gestartet wird, was z.T. mit erheblichen technischen Herausforderungen verbunden ist, soll in diesem Abschnitt erläutert werden. Die Ersetzung ist nur beim Anfangsfeld notwendig, da die Bodenfeuchte nicht als Randwert benötigt wird. Wenn im Folgenden von der Ersetzung im Antriebsdatensatz

die Rede ist, bezieht sich dies immer auf das Anfangsfeld.

Da die ECMWF-Reanalysen als Antriebsdaten verwendet werden, ist die Vorbereitung des Modelllaufs mit dem zugehörigen Bodenfeuchtefeld die einfachste: Die Daten werden dem Präprozessor übergeben und von diesem in die gewünschte horizontale und vertikale Auflösung gebracht. Was bezüglich der Interpolation beachtet werden muss, wurde im vorhergehenden Teilabschnitt beschrieben; das entsprechend für COSMO aufbereitete Bodenfeuchtefeld (Abb. 5.4 d) ist ein guter Kompromiss zwischen der möglichst großen Übereinstimmung mit dem Originalfeld auf der einen und physikalisch sinnvollen Werten der Bodenfeuchte hinsichtlich der COSMO-Bodenartenverteilung auf der anderen Seite.

Der Einbau der Bodenfeuchte aus den ECMWF-Analysen wird nach dem folgenden Prinzip durchgeführt: Da die Auflösung der Analysen, sowohl horizontal wie vertikal, mit der der Reanalysen übereinstimmt, kann die Bodenfeuchte der Analysen direkt übernommen werden. Im Antriebsdatensatz, der die Bodenfeuchtefelder der Reanalysen in der groben Auflösung miteinschließt, werden diese durch die Bodenfeuchtefelder aller Schichten der ECMWF-Analysen ersetzt, und zwar vor dem Start des Präprozessors.

Die ALMIP-Bodenfeuchtefelder liegen aufgrund der Wahl des mit dem ECMWF-Bodenmodell durchgeführten Experimentes auf den gleichen vertikalen Schichten vor, aber in gröberer Auflösung (0.5°, siehe Kapitel 4) und in einem kleineren Ausschnitt (siehe ebenfalls Kapitel 4). Deshalb ist zuerst die horizontale Interpolation auf die gleiche Auflösung wie die Antriebsdaten notwendig. Diese wird mit dem Tool *xconv*⁴ durchgeführt, das eine Bilinearinterpolation verwendet. Danach werden die Antriebsdaten auf das ALMIP-Modellgebiet zugeschnitten, da dies einfacher ist, als die ALMIP-Bodenfeuchte genau in dem entsprechenden Ausschnitt zu ersetzen. Die Bodenfeuchtefelder müssen dafür modifiziert werden, da sie nur bis 20°N gehen, was genau dem nördlichen Rand des gewählten Modellgebiets entspricht. Die Antriebsdaten müssen aber für die Berechnung der dynamischen Randbedingungen auf einem größeren Ausschnitt vorliegen als auf dem des Modellgebiets. Deshalb werden die ALMIP-Felder um 1° nach Norden auf 21°N erweitert, indem die Werte von 20°N für die vier Breiten (20.25°N, 20.5°N, 20.75°N, 21°N) nördlich davon angehängt werden. Dieses Vorgehen stellt sicher, dass am nördlichen Rand keine unnatürlichen Gradienten auftreten, aber auch die Physik nicht beeinflusst wird, da die Bodenfeuchte nur als Anfangsfeld benötigt wird und die Werte außerhalb des Modellgebiets nicht betrachtet werden. Schließlich müssen die bearbeiteten Bodenfeuchtefelder noch in das gleiche Dateiformat (GRIB) wie die ausgeschnittenen Antriebsdaten gebracht werden, um dort die Originalbodenfeuchtefelder zu ersetzen. Dies muss mit den speziellen DWD-GRIB-Programmbibliotheken gemacht werden, die der Präprozessor und auch das COSMO-Modell zum Lesen und Schreiben dieses Binärformat benutzen.

Die GME-Bodendaten liegen nicht auf den gleichen vertikalen Schichten wie die Bodendaten im Antriebsdatensatz vor, sondern in der Standard-Konfiguration des im GME benutzten Bodenmodells; deshalb kann die Bodenfeuchte des Antriebsdatensatzes (ECMWF-Reanalyse) nicht direkt durch die GME-Bodenfeuchte ersetzt werden. Stattdessen wird zuerst der Präprozessor mit den unveränderten GME-

⁴<http://badc.nerc.ac.uk/help/software/xconv/>

Analysen, d.h. mit allen Feldern, gestartet. Da alle Daten nach Bearbeitung durch den Präprozessor in der horizontalen und vertikalen Auflösung der gewählten COSMO-Konfiguration vorliegen, kann anschließend das Bodenfeuchtefeld leicht im interpolierten Anfangsdatensatz ersetzt werden.

Den größten Aufwand machen die Daten der AMSR-E-Messungen. Da bei diesen Messdaten im Gegensatz zu Modelldaten, wie in Kapitel 4 gezeigt, auch Ausfallwerte auftauchen, können diese nicht vom Modell verarbeitet werden, außer sie befinden sich in einem Gebiet, das durch die „Land-Sea-Mask“ sowieso ausgeblendet wird. Dieses Problem wird durch eine Interpolation der Messdaten in die Gebiete mit Fehlwerten hinein umgangen, in diesem Fall mit dem „nächste-Nachbarn-Algorithmus“ (nearest neighbor algorithm), bei dem ein Wert als Mittelwert seiner nächsten Nachbarn berechnet wird. Dabei wird der Einfluss der Nachbarwerte mit dem inversen Quadrat ihres Abstands ($1/d^2$) gewichtet.

Ein weiterer Aspekt ist die vertikale Zuordnung der Messdaten: Das Bodenmodell des COSMO rechnet mit mehreren vertikalen Schichten, die Satellitendaten sind aber eigentlich Oberflächendaten, nach Njoku et al. (2003) etwa repräsentativ für die obersten 5 cm unter der Bodenoberfläche. Deshalb müssen die Felder für die tieferen Schichten abgeschätzt werden.

Dies soll möglichst realitätsnah erfolgen, was aber sehr schwierig ist, da in der Tiefe keine Daten für die Bodenarten vorliegen und die Bodenarten in der Tiefe sicherlich nicht überall die selben sind wie in der obersten Schicht. Für Westafrika ist auch wenig über die saisonale Entwicklung der Bodenfeuchte in den tiefsten Schichten (ab Größenordnung 1 m) bekannt, die in viel größeren Zeitskalen auf die an der Oberfläche ablaufenden Prozesse reagiert (de Rosnay et al., 2009). Besonders in Afrika ist das noch ein unerforschtes Gebiet, da die Lateritböden, die dort vorherrschen, aufquellen und sich damit ihre hydrologischen Eigenschaften während einer Regensaison stark verändern.

Deshalb sollen die Bodenfeuchtefelder für AMSR-E in den tieferen Schichten ins Verhältnis zu einem der bereits vorhandenen Datensätze gesetzt werden, und zwar entsprechend der Differenz der oberflächennahen Felder von AMSR-E und dem gewählten Datensatz. Es werden dafür die ALMIP-Daten ausgewählt, da diese nach dem Vergleich mit den In-situ-Messungen in Kapitel 4 die realistischste Bodenfeuchte aufweisen. Eine grundlegende Annahme dabei ist, dass die AMSR-E-Bodenfeuchte bis in die Tiefe der obersten Schichten der ALMIP-Bodenfeuchte (7 cm) repräsentativ ist. Die Felder für die drei tieferen Schichten ergeben sich daraufhin aus dem Zusammenhang $AMSR_i = ALMIP_i - f(z) \cdot (ALMIP_1 - AMSR_1)$; $f(z)$ ist dabei eine Gewichtungsfunktion, $AMSR_i$ bzw. $ALMIP_i$ die AMSR-E- bzw. ALMIP-Bodenfeuchte der i -ten Schicht. $f(z)$ soll für $z = 1.945$ m (Schichtmittel der untersten Schicht, die von 1 m bis 2.89 m geht) einen Wert von 0.5 annehmen und in der obersten Schicht ($z = 0.035$ m) gleich 1 sein. Dadurch überträgt sich die teilweise recht große Differenz der AMSR-E- und ALMIP-Felder der obersten Schicht in geeignetem Maße auf die unterste. Für die zwei mittleren Schichten wird $f(z)$ entsprechend angepasst.

Sobald die AMSR-E-Felder ohne Ausfallwerte und in allen vertikalen Schichten vorliegen, müssen sie wie die ALMIP-Daten zuvor auch in das GRIB-Dateiformat umgewandelt werden. Da entschieden wurde, die AMSR-E-Daten nicht vom Präprozessor interpolieren zu lassen, damit die Bodenartenverteilung

das Feld nicht verändert, müssen die Daten vorher noch in die feine Auflösung von 0.025° gebracht werden. Im durch den Präprozessor aufbereiteten Datensatz existieren dann aber schon acht vertikale Bodenschichten, da die Daten bereits in der Konfiguration des COSMO-Bodenmodells vorliegen. Daher wurde die oberste Schicht näherungsweise den obersten drei Schichten des TERRA-ML zugeordnet, da diese bis in 9 cm Tiefe gehen (vgl. Abb. 5.3) und die oberste AMSR-E-Bodenschicht nach der zuvor getroffenen Annahme bis 7 cm Tiefe. Die Erstreckung der zweiten bzw. dritten Bodenschicht der abgeleiteten AMSR-E-Daten stimmt in etwa mit der der vierten bzw. fünften Schicht des TERRA-ML überein. Den drei untersten TERRA-ML-Bodenschichten wird die unterste abgeleitete AMSR-E-Bodenschicht zugeordnet, auch wenn diese eigentlich nur bis in 2.89 m definiert ist. Dies verursacht aber keine großen Fehler, da die zwei untersten Bodenschichten des hydrologischen Teils des TERRA-ML keine aktiven Schichten sind. Nach dieser Zuordnung werden in den aufbereiteten Antriebsdaten die Bodenfeuchtefelder des AMSR-E einzeln für die Original-Bodenfeuchtefelder eingesetzt.

Diese Schritte der Interpolation über Fehlwerte und der Erstellung der AMSR-E-Bodenfeuchtefelder für die unteren Bodenschichten sind mit einigen Annahmen verbunden, was aber nicht weiter problematisch sein sollte, da hauptsächlich die oberste Bodenschicht über die turbulenten Flüsse an der Oberfläche mit der Atmosphäre verbunden ist.

5.2 Ergebnisse

Die Modellergebnisse des Bodenfeuchteensembles, für dessen fünf Mitglieder als Antrieb die Reanalysen des ECMWF benutzt und wie zuvor beschrieben die Anfangsfelder der Bodenfeuchte ausgetauscht werden, sollen nun diskutiert werden. Zentrale Punkte sind dabei die Feststellung und Untersuchung der erwarteten Variationen des vorhergesagten Niederschlags zwischen den einzelnen Modellsimulationen, die die Verwendung der verschiedenen Bodenfeuchtefelder hervorruft. Die Variationen der meteorologischen Parameter werden mit den Ergebnissen eines weiteren Rechenlaufs, der mit anderen Antriebsdaten erzeugt wird, verglichen. Dazu wird eine Modellsimulation mit GME-Analysen als Antrieb durchgeführt, und zwar mit den gleichen Bodenfeuchtefeldern wie der ECMWF-ECR-Lauf (= Bodenfeuchte aus der ECMWF-Reanalyse). Der ECR-Lauf wird als „Standard“-Lauf mit den unveränderten ECMWF-Reanalysen angetrieben und deshalb als Kontrolllauf definiert. Die Nomenklatur der Modellläufe bezieht sich im Folgenden auf die Art der Bodenfeuchtefelder. Die Mitglieder des Bodenfeuchteensembles tragen daher die Namen **AMS**, **ALM**, **GME**, **ECA** und **ECR**, bezogen auf die Bodenfeuchtefelder aus den Quellen AMSR-E-Messungen, ALMIP-Experiment, GME-Analysen, ECMWF-Analysen und ECMWF-Reanalysen. Der mit den GME-Analysen angetriebene Lauf mit der Bodenfeuchte der ECMWF-Reanalysen soll mit **GME-Atm** bezeichnet werden.

Wie schon angedeutet, ist es das Ziel der hier durchgeführten Ensemblesimulationen, die Unsicherheiten in den Anfangsbedingungen am Beispiel der Bodenfeuchte in die Modellläufe mit einfließen zu lassen, um zu untersuchen, wie stark sich diese auf die Unsicherheiten in der Vorhersage auswirken. Konkret sind dabei die Niederschlagsverteilung und die damit in Verbindung stehenden konvektionsrelevanten

Parameter von Interesse. Im Idealfall liegt der beobachtete Gesamtniederschlag innerhalb des Wertebereichs, der durch die Variation des Gesamtniederschlags durch die Ensemblemitglieder abgedeckt wird. Außerdem wird der Gesamtniederschlag der globalen Vorhersagen des IFS- und GME-Modells im Vergleich zum Ensemble bewertet. Die Unsicherheiten in den atmosphärischen Anfangsbedingungen sind durch die geringe Anzahl an Beobachtungsdaten, die in die Datenassimilation einfließen, in Westafrika insgesamt hoch. Der GME-Atm-Lauf trägt zur weiteren Einschätzung der allein durch die Bodenfeuchte entstehenden Unsicherheiten bei. Dies ermöglicht den Vergleich der durch die Bodenfeuchte hervorgerufenen Unsicherheiten mit denen der Atmosphäre.

5.2.1 Niederschlagszeitreihen

Da es das übergeordnete Ziel ist, die Unsicherheiten der Niederschlagsvorhersage zu untersuchen, wird zuerst der Gesamtniederschlag betrachtet. Nach 36 Stunden haben sich in allen Läufen die am Mittag bzw. Abend des 31. Juli entstandenen Konvektionszellen wieder aufgelöst und es wurden noch keine neuen gebildet; der Gesamtniederschlag bis zum 01.08., 12 UTC (Abb. 5.5) stammt daher fast ausschließlich von zwei größeren konvektiven Ereignissen. Es zeigen sich infolgedessen in den Modellläufen im Großen und Ganzen zwei Zonen mit mehreren Niederschlagsmaxima, eine südlich von 13°N und die andere nördlich davon. Außer dem GME-Atm-Lauf (Abb. 5.5 f) gibt hauptsächlich der ECR-Lauf (Abb. 5.5 a) ein größeres zusammenhängendes Niederschlagsgebiet nördlich von 13°N wieder, das mit dem in Kapitel 3 beschriebenen MCS vom 31.07.2006 über dem Süden von Mali in Verbindung gebracht werden kann.

Für die weiteren Betrachtungen wird nun das Modellgebiet anhand der Niederschlagsgebiete in drei Zonen aufgeteilt, wie in Abb. 5.5 d zu sehen, für die jeweils Gebietsmittelwerte untersucht werden können. Das südliche Teilgebiet, das etwa mit der Sudanzone übereinstimmt (siehe Kapitel 2), erstreckt sich von 11°N bis 13°N ; das mittlere Teilgebiet von 13°N bis 17°N entspricht der Sahelzone, und das nördliche Teilgebiet zwischen 17°N und 19°N liegt bereits in der Sahara. Damit stimmen die Zonen mit den großräumigen Klimazonen überein, die in Abschnitt 2.1 beschrieben werden. Zur besseren Bewertungsmöglichkeit der Gebietsmittelwerte werden des Weiteren die Ränder des Modellgebiets abgeschnitten, um Randeffekte auszuschließen; daher entspricht die West-Ost-Erstreckung der Teilgebiete jeweils 8°W bis 4°O (Abb. 5.5 d).

Die Darstellung des akkumulierten Niederschlags für alle Läufe sollen nun helfen, die Niederschlagsmengen in den verschiedenen Modellläufen objektiv zu vergleichen. Zusätzlich wird der akkumulierte Niederschlag der globalen Vorhersagen des GME (**GME-GI**) und des IFS (ECMWF, Abkürzung **ECR-GI**) sowie des TMPA-Niederschlags (**TRMM**) und der EPSAT-SG-Niederschlagsschätzung (**EPSAT**) betrachtet, die weitere Anhaltspunkte für die Einschätzung der Ensemble-Variation geben.

Für den akkumulierten Niederschlag (Abb. 5.6 a, c und e) werden das mittlere und das nördliche Teilgebiet bei der folgenden Betrachtung zusammengefasst, da im nördlichen Teilgebiet, d.h. in der Sahara, vernachlässigbar wenig Niederschlag fällt, siehe auch Abb. 5.5. Zuerst sollen die Zeitreihen des mittle-

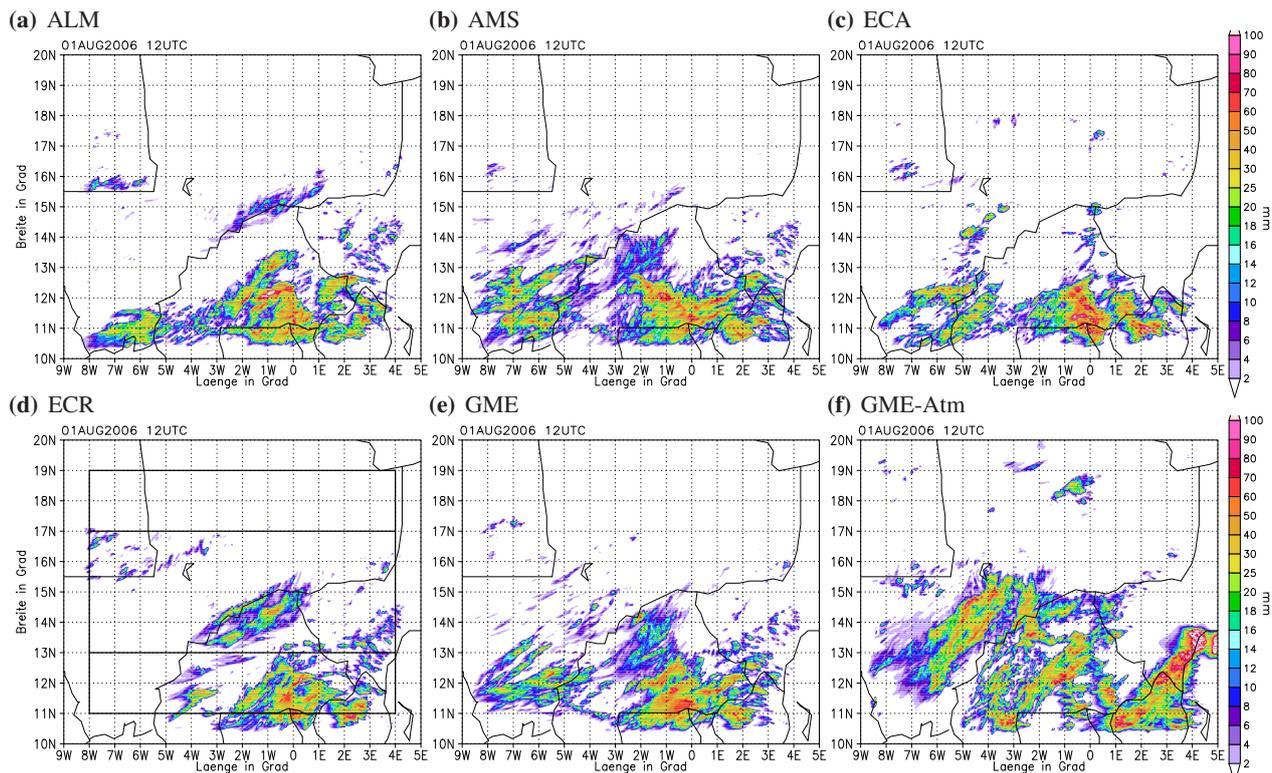


Abb. 5.5: Niederschlagssumme nach 36 Stunden Rechenzeit. Die Boxen in (e) markieren die betrachteten Gebiete, siehe Text.

ren akkumulierten Gesamtniederschlags im Gesamtgebiet verglichen werden (Abb. 5.6 e); anschaulich entspricht diese Größe dem durchschnittlich pro Gitterpunkt gefallenen Niederschlag seit Start der Modellrechnung; dies gilt ebenfalls für die Teilgebiete (Abb. 5.6 a und c), allerdings sind die Werte dort mit dem Gebietsanteil des jeweiligen Teilgebiets am Gesamtgebiet multipliziert, damit die Summe des Niederschlags pro Gitterpunkt der beiden Gebiete dem durchschnittlichen Niederschlag im Gesamtgebiet entspricht. Die prozentuale Anzahl der Gitterpunkte mit Niederschlag > 1 mm (Abb. 5.6 f) soll dabei darüber Aufschluss geben, ob der Niederschlag über ein großes Gebiet verteilt war oder nicht. Sie gibt aber allein keine Auskunft über die Intensität des Niederschlags, sondern erst im Vergleich mit der Gesamtmenge. Niederschlag mit niedrigem Flächenanteil und von hoher Gesamtmenge beispielsweise ist besonders intensiv.

Auf den ersten Blick fällt auf, dass der Gesamtniederschlag nach 48 Stunden Rechenzeit in allen Modellläufen recht unterschiedlich ist. Die Spanne des Gesamtniederschlags im Bodenfeuchteensemble liegt bei etwa 2 mm pro Gitterpunkt, was bei Werten zwischen 3.5 mm bis 5.5 mm pro Gitterpunkt im Gesamtgebiet einer Varianz von knapp 45 % entspricht. Im Vergleich dazu zeigt der Lauf mit GME-Antrieb einen deutlich höheren Gesamtniederschlag von 7.8 mm pro Gitterpunkt, die globalen Läufe GME-GI und ECR-GI aber einen niedrigeren von etwa 2 mm bzw. 2.5 mm pro Gitterpunkt. Die Messungen des TMPA- und des EPSAT-Produktes zeigen im Vergleich zu den Modellergebnissen nochmal deutlich höhere Werte als der GME-Atm-Lauf. Dabei ist aber zu bedenken, dass große absolute Werte

des TRMM-Niederschlags auch hohe Fehler haben und auch die Niederschlagsschätzung des EPSAT in dieser Zeitskala ungenau sein kann. In Kapitel 3 wurde bereits auf die Problematik der Niederschlagsprodukte hingewiesen.

Der erste Niederschlag tritt bei den Globalvorhersagen und beim GME-Atm-Lauf vor 12 UTC auf, bei den Läufen des Ensembles aber erst zwischen 12 UTC und 18 UTC. Dies ist im südlichen Teilgebiet (Abb. 5.6 c) besonders deutlich. Auch an der Verteilung des Niederschlags zeigt sich dies: Die prozentuale Anzahl der Gitterpunkte mit Niederschlag steigt im Süden im GME-Atm-Lauf ab 06 UTC rapide an, in den anderen Läufen erst nach 12 UTC (Abb. 5.6 d).

Im Gesamtgebiet zeigen damit alle hochauflösenden Modellrechnungen einen höheren Gesamtniederschlag als die globalen Vorhersagen und im Hinblick auf die hohen Werte der satellitenbasierten Produkte eine Verbesserung gegenüber den Globalvorhersagen. Die betrachtete IFS-Globalvorhersage wurde mit den ECMWF-AMMA-Reanalysen durchgeführt, d.h. mit den gleichen Daten wie der ECR-Lauf. D.h., dass die regionale Vorhersage mit dem konvektionsauflösenden Modell eine deutliche Verbesserung gegenüber der Globalvorhersage darstellt, in der eine Konvektionsparametrisierung verwendet werden muss, da aufgrund der gröberen Auflösung hochreichende Konvektion nicht explizit aufgelöst werden kann. Bei der eingehenderen separaten Analyse des südlichen und nördlichen Gebietes ist offensichtlich, dass im Süden die Unterschiede zwischen den einzelnen Läufen kleiner sind als im Norden, wenn alle Läufe miteinbezogen werden. Innerhalb des Bodenfeuchteensembles selbst ist dies jedoch umgekehrt: Im südlichen Teilgebiet beträgt die Spanne des mittleren Niederschlags knapp 3 mm pro Gitterpunkt nach 48 h Rechenzeit, im nördlichen etwa 1 mm pro Gitterpunkt. Vor allem zwischen dem AMS-Lauf mit dem höchsten Gesamtniederschlag im südlichen Teilgebiet und dem ECR-Lauf mit deutlich geringerem als die anderen Ensemblemitglieder ist die Differenz groß. Das rührt auch daher, dass im ECR-Lauf im südlichen Teilgebiet die Niederschlagsmenge ab ca. 20 UTC am 31.07. kaum mehr zunimmt. Im Norden ist dies nicht der Fall, der ECR-Lauf zeigt dort sogar etwas mehr Niederschlag als die anderen Läufe. Dennoch ist er im Gesamtgebiet der Lauf mit dem durchschnittlich geringsten Niederschlag pro Gitterpunkt. Außer dem ECR-Lauf zeigt auch der ALM-Lauf im Süden weniger Gesamtniederschlag als der Rest des Bodenfeuchteensembles. Dies ist in der Hinsicht interessant, dass die Bodenfeuchtefelder von ALM und ECR recht ähnlich sind, da sie mit dem gleichen Bodenmodell erstellt wurden. ALM erzielt im Süden im Gebietsmittel innerhalb des Ensembles das am nächsten an ECR liegende Ergebnis, nicht aber im Norden.

Im Norden erreicht innerhalb des Ensembles sonst nur der ECA-Lauf einen genauso hohen Wert wie der ECR-Lauf (Abb. 5.6 a), allerdings erst nach 38 h sowie über ein geringeres Gebiet verteilt (Abb. 5.6 b) und daher nicht im Zusammenhang mit dem betrachteten konvektiven Ereignis. Umgekehrt zeigt das Ensemblemitglied mit dem höchsten Gesamtniederschlag im Süden den niedrigsten im Norden: Der AMS-Lauf gibt das MCS im Norden am schlechtesten wieder, erzeugt aber im Süden besonders hohen Niederschlag, der auch über eine sehr große Fläche verteilt ist; nach etwa 30 Stunden Rechenzeit ist in diesem Lauf in fast 90% aller Gitterpunkte im südlichen Gebiet Niederschlag gefallen.

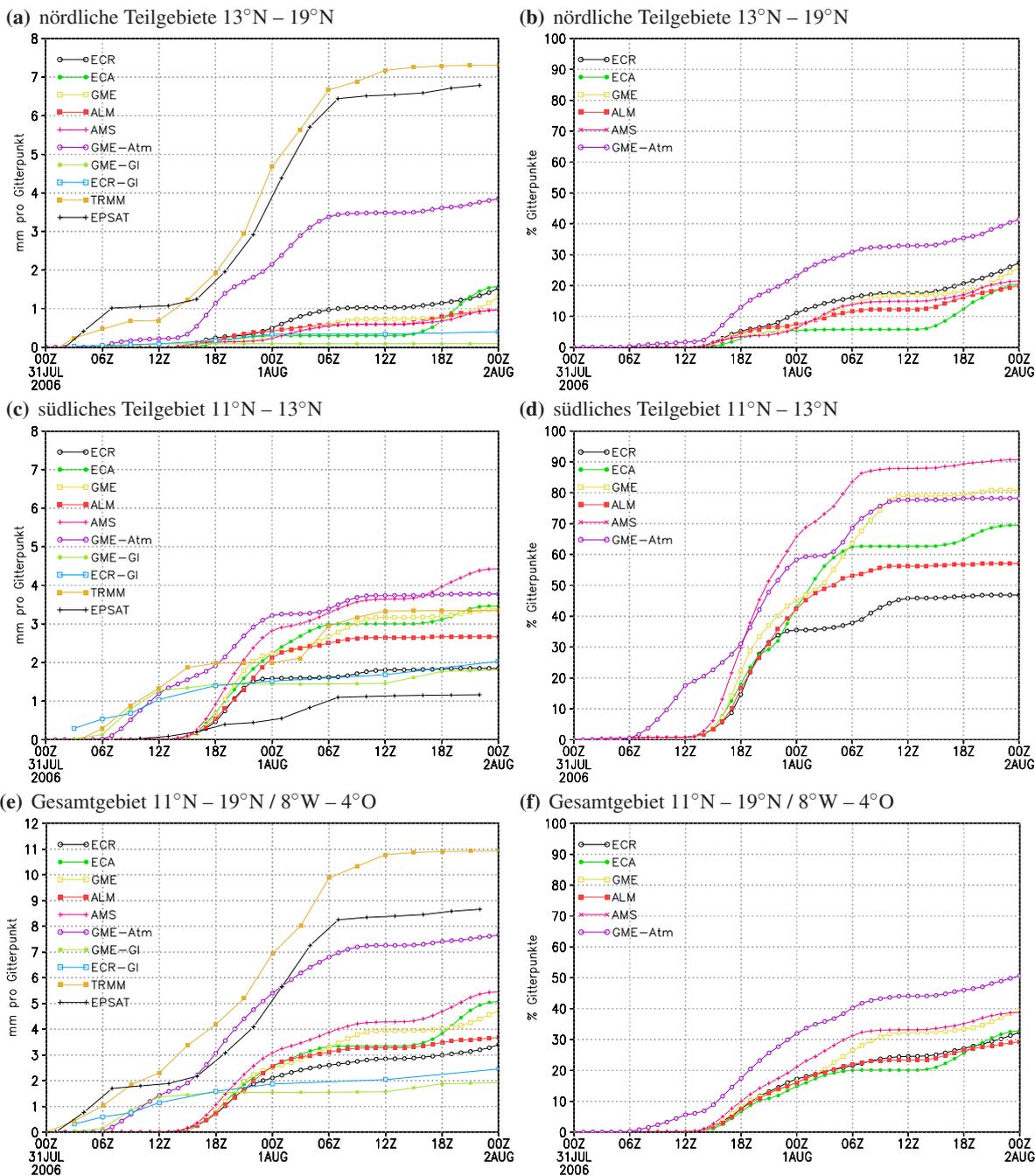


Abb. 5.6: Akkumulierter Niederschlag im Gebietsmittel (a, c und e) und prozentualer Anteil der Gitterpunkte mit Niederschlag > 1 mm (b, d, f) für Teilgebiete und Gesamtgebiet; Gebiete siehe Abb. 5.5 f. Der akkumulierte Niederschlag wurde als Summe des Gesamtniederschlags über alle Gitterpunkte des jeweiligen Gebiets berechnet und mit der Anzahl der Gitterpunkte des gesamten Untersuchungsgebiets normiert. a, c, e enthalten alle betrachteten Modellsimulationen (hochauflösende und globale) und zwei Niederschlagsprodukte, b, d, f alle hochauflösenden Modellrechnungen, siehe Legende (Definition der Abkürzungen im Text).

Wichtig ist hier auch die Beobachtung, dass der Gesamtniederschlag im Norden insgesamt, d.h. im Mittel des Bodenfeuchteensembles, niedriger ausfällt als im Süden. Dies bedeutet, dass die höhere Spanne des Ensemblesniederschlags auch mit den höheren absoluten Werten zusammenhängt. Die geringere Variation innerhalb des Bodenfeuchteensembles im Norden in Verbindung mit den sehr stark zu höheren Werten abweichenden Gesamtniederschlägen des GME-Atm-Laufs und des TRMM bzw. EPSAT könnte ein Hinweis darauf sein, dass die Rahmenbedingungen durch den ECMWF-Antrieb dort allgemein ungünstig für die Konvektionsauslösung sind, trotzdem aber noch Unterschiede in den einzelnen Ensemblemitgliedern auftreten. Dies bekräftigen die Globalvorhersagen, die im nördlichen Teilgebiet fast keinen Niederschlag zeigen.

Da der Niederschlag des GME-Atm-Laufs im Süden innerhalb der Spanne des Bodenfeuchteensembles liegt und im Norden außerhalb, hat die Unsicherheit im atmosphärischen Antrieb im Norden möglicherweise größere Auswirkungen als die Unsicherheit in der Bodenfeuchte, im Süden hingegen nicht. Die durch die atmosphärischen Antriebe gegebenen Rahmenbedingungen sind aber vermutlich im Süden im Gegensatz zum Norden einfach günstiger und Konvektion mit anschließender Niederschlagsbildung erfolgt in allen Läufen; die unterschiedlichen durch die Bodenfeuchte gegebenen Anfangsbedingungen beeinflussen im Süden nur die Niederschlagsergiebigkeit und nicht die Konvektionsauslösung, da diese in allen Läufen gleichzeitig erfolgt und daher vermutlich bereits über die dynamischen Rand- oder Anfangsbedingungen vorgegeben wird. Die in Kapitel 3 durchgeführte Analyse des Windfeldes in 700 hPa der ECMWF-Reanalysen (Abb. 3.8), die diese Bedingungen vorgeben, zeigt um 12 UTC im Südosten des Modellgebiets (bei 3°O) auch einen AEW-Trog, der ein ideales Umfeld für die Entwicklung von hochreichender Konvektion bietet.

Für den Einfluss der Bodenfeuchte auf die Modellergebnisse bedeutet dies Folgendes: Es ist unwahrscheinlich, dass in der Sahelzone die Land-Atmosphäre-Wechselwirkungen für die Niederschlagsbildung wichtiger sind als in der Sudanzone, da aufgrund der geringeren Pflanzenbedeckung die Kopplung zwischen Land und Atmosphäre im Norden stärker sein sollte als im Süden. Daher ist davon auszugehen, dass die Unterschiede in den beiden atmosphärischen Antriebsdatensätzen so geartet sind, dass die Konvektionsauslösung im Norden eher in den GME-Analysen und im Süden in beiden Analysen begünstigt wird. Der hohe Flächenanteil der Niederschlagsgebiete im Süden, der in allen Läufen außer ECR bei über 50% liegt, zeigt, dass dort ein großes aktives System auftritt. Wären die ECMWF-Reanalysen im Norden gleichermaßen günstig, dann träten dort vermutlich genauso große Unterschiede auf bzw. die Unterschiede wären gegenüber dem GME-Atm-Lauf geringer. Die Bedingungen, unter denen es in einem Modelllauf mit ECMWF-Antrieb im nördlichen Teilgebiet zu hochreichender Konvektion kommt, werden im nächsten Kapitel untersucht.

Im Fazit heißt dies, dass die Unsicherheit in der Bodenfeuchte auf jeden Fall einen großen Einfluss auf die Unsicherheit der Niederschlagsvorhersage hat. Aus der Spanne der Simulationsergebnisse der hochauflösenden Modellrechnungen geht allerdings auch hervor, dass die Unterschiede in den atmosphärischen Anfangs- und Randbedingungen zu noch größeren Abweichungen im Niederschlag führen können. Diese

sind bereits nach 12 h Rechenzeit beachtlich, allein durch die Unterschiede in den Bodenfeuchtedaten-sätzen wachsen die Differenzen hingegen erst nach 18 h deutlich an.

5.2.2 Korrelation Gesamtniederschlag – konvektionsrelevante Parameter

Nachdem feststeht, dass die verschiedenen Bodenfeuchtefelder unterschiedliche Modellergebnisse hervorufen, soll als nächstes folgende Frage beantwortet werden: Gibt es einen statistischen Zusammenhang zwischen dem Gesamtniederschlag und Gebietsmittelwerten der konvektionsrelevanten Parameter der Mitglieder des Bodenfeuchteensembles, anhand dessen die Variation im Ensemblesniederschlag erklärt werden kann?

Um mit der naheliegendsten Größe, nämlich der Bodenfeuchte, anzufangen, kurz zurück zur Theorie: Die in Kapitel 2 aufgestellte Hypothese ist, dass die Rückkopplung zwischen Niederschlag und Bodenfeuchte positiv ist, wenn bereits hochreichende Konvektion existiert. Sie müsste im südlichen Teilgebiet erfüllt sein, da dort Konvektion in allen Simulationen unabhängig von der Bodenfeuchte auftritt. Deshalb findet die Rückkopplung dort vermutlich auch statt, wenn Konvektionszellen vorhanden sind und nicht nur während der Konvektionsauslösung. Deshalb sollte sie der Hypothese nach eher positiv sein.

Diesen Zusammenhang gibt aber das Streudiagramm des Gesamtniederschlags nach 48 Stunden und einer weiteren Größe weder für die mittlere Bodenfeuchte zum Startzeitpunkt der Ensembleläufe noch für die Bodenfeuchte nach 12 Stunden wieder (Abb. 5.7 a). Es scheint eher das Gegenteil der Fall zu sein, nämlich dass der Gesamtniederschlag in den Modellläufen mit der niedrigsten mittleren Anfangsbodenfeuchte (AMS-Lauf) am höchsten ist und eine negative Korrelation besteht.

Bei einer so geringen Anzahl von Modellläufen ist der statistische Zusammenhang allerdings nicht signifikant, so dass hier eine negative Korrelation zwischen Gesamtniederschlag und Bodenfeuchte nicht gesichert ist. Daher ist es nicht möglich, die Hypothese zu widerlegen.

Im Gebiet nördlich von 13°N fällt der Gesamtniederschlag deutlich geringer aus. Er beträgt maximal etwa 2 mm pro Gitterpunkt nach 48 Stunden im Gegensatz zu fast 18 mm pro Gitterpunkt im Süden, bzw. 1.5 mm zu 4.5 mm pro Gitterpunkt unter Beachtung der Gebietsanteile am Gesamtgebiet. Hier ist im Gegensatz zum südlichen Teilgebiet gar keine Korrelation zu erkennen (nicht gezeigt). Außer dem GME-Atm-Lauf, der im nördlichen Teilgebiet wie oben beschrieben den höchsten Niederschlag zeigt, bilden die Läufe des Bodenfeuchteensembles eine Punktwolke bei etwa 10 Vol-% mittlerer Bodenfeuchte und 2 mm Gesamtniederschlag.

Anschließend wird untersucht, ob eine Korrelation zwischen dem Niederschlag und der Standardabweichung der Bodenfeuchte im Gebiet besteht. Der Gesamtniederschlag sollte der Hypothese nach eine positive Korrelation mit σ_{SM} zeigen: Je höher die Standardabweichung im Gebiet ist, desto größer sind die räumlichen Variationen des Bodenfeuchtefeldes. Da Inhomogenitäten wie in Kapitel 2 erläutert Sekundärzirkulationen auslösen können, ist bei größerer Standardabweichung die Konvektionsauslösung wahrscheinlicher und damit der Gesamtniederschlag höher. In diesem Fall ist die Korrelation nicht zu

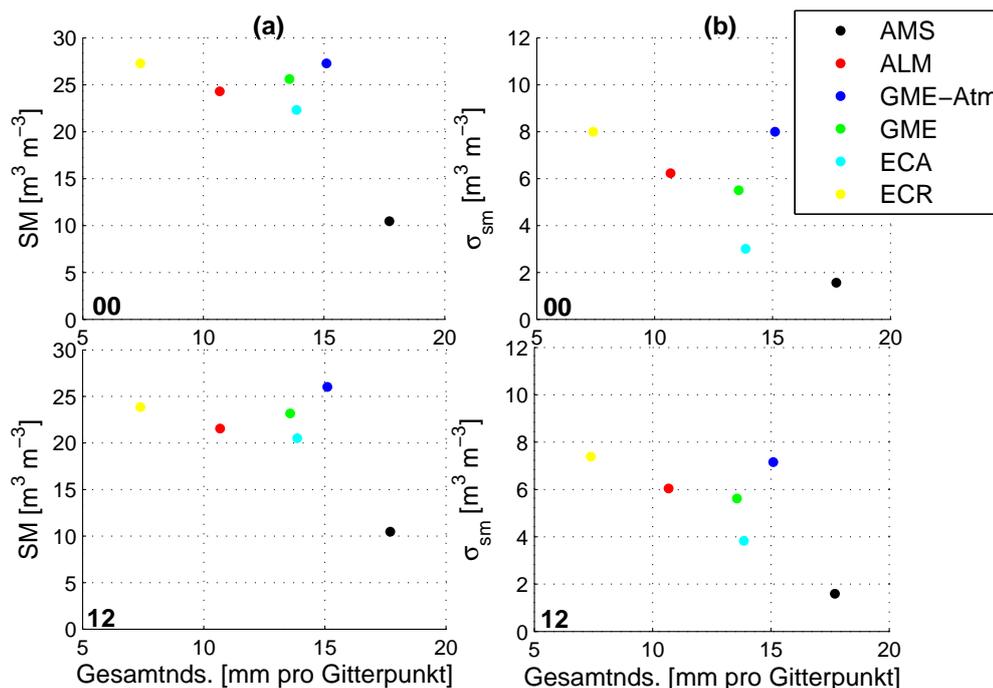


Abb. 5.7: Streudiagramme der Läufe des Bodenfeuchteensembles plus GME-Atm-Lauf für den Gesamtniederschlag nach 48 Stunden und die mittlere Bodenfeuchte im südlichen Teilgebiet um 00 UTC und 12 UTC (a), Gesamtniederschlag wie (a) und Gebiets-Standardabweichung der Bodenfeuchte um 00 UTC und 12 UTC (b).

finden; die Standardabweichung hängt, wie auch im südlichen Teilgebiet (Abb. 5.7 b), überwiegend vom Gebietsmittel ab und zeigt somit keinen zusätzlichen aussagekräftigen Zusammenhang mit dem Gesamtniederschlag.

Der Gesamtniederschlag zeigt auch keine Korrelation mit anderen konvektionsrelevanten Parameter wie den Konvektionsindices CIN und CAPE und der äquivalent-potentiellen Temperatur θ_e in der Grenzschicht (950 hPa) sowie mit Größen, die die weitere Entwicklung der Konvektion beeinflussen wie das Sättigungsdefizit Δq_s in 700 hPa (Differenz zwischen spezifischer Feuchte und derselben bei Sättigung) oder das Niederschlagswasser tqv (vertikal integrierter Wasserdampf).

Am ehesten ist diese zwischen dem Gesamtniederschlag und der CAPE bzw. θ_e und im südlichen Teilgebiet gegeben (Abb. 5.8). Bemerkenswert ist die gute Korrelation zwischen den Gebietsmittelwerten von CAPE und θ_e , zumal letztere unabhängig von der Modellausgabegröße CAPE (mean layer), sondern nach Bolton (1980) berechnet wird und demnach nur von der Feuchte und der Temperatur in 950 hPa abhängt. Auf diesen in Westafrika gültigen Zusammenhang zwischen θ_e in der Grenzschicht und der CAPE wurde bereits von anderen Autoren hingewiesen, siehe Kapitel 2.

Die Korrelation zwischen Gesamtniederschlag und CAPE wäre in diesem Fall negativ, wobei mit der gleichen Argumentation wie bei der Bodenfeuchte eigentlich das Gegenteil zu erwarten gewesen wäre. Allerdings zeigen die Werte der mittleren CAPE eine starke Korrelation mit der mittleren Bodenfeuchte der einzelnen Ensemblemitglieder. Dies hängt mit der Verdunstung zusammen, da die CAPE bzw. θ_e

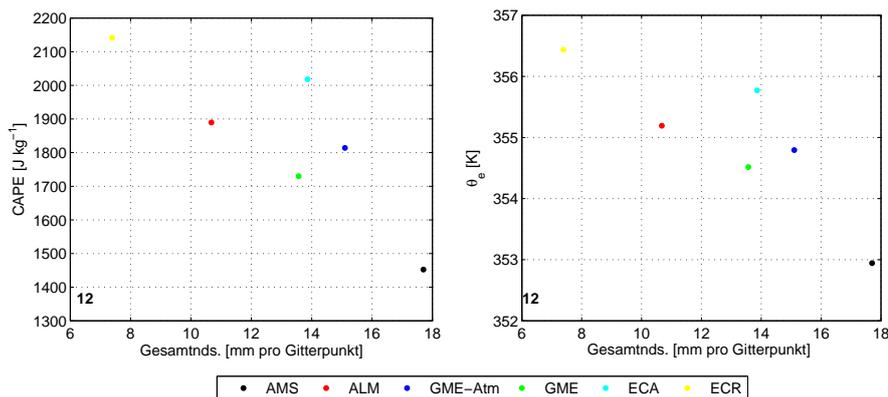


Abb. 5.8: Streudiagramme für Gesamtniederschlag im südlichen Teilgebiet nach 48 Stunden und mittlere CAPE bzw. θ_e nach Bolton (1980) in 950 hPa im selben Gebiet, jeweils 12 UTC.

über die Abhängigkeit von der Feuchte in der Grenzschicht stark von der Verdunstung abhängt (Gl. 2.2); bei höherer Bodenfeuchte ist die Verdunstung höher und damit auch θ_e bzw. CAPE.

5.2.3 Zeitreihen konvektionsrelevanter Parameter und wichtiger Grenzschichtgrößen

Da der konvektive Niederschlag am Ende einer langen Prozesskette steht und, wie in den Grundlagen ausgeführt, die Auslösung und Modifikation der Konvektion von verschiedenen Bedingungen abhängt, soll nun untersucht werden, wie sich einige Parameter, die diese Bedingungen repräsentieren, in Bezug auf die verschiedenen Bodenfeuchteverteilungen entwickeln. Dazu sollen die zeitlichen Verläufe der wichtigsten Parameter im präkonvektiven Umfeld (Bodenfeuchte, CIN, CAPE, θ_e) sowie konvektionsmodifizierende Parameter (Δq_s und tqv) bis 12 UTC, d.h. vor Einsetzen des Niederschlags, in den einzelnen Ensemblemitgliedern betrachtet werden; zusätzlich soll die Analyse der Flüsse der latenten und fühlbaren Wärme an der Erdoberfläche Aufschluss darüber geben, ob die Änderungen der bodennahen Temperatur und Feuchte durch diese oder durch Advektion bedingt sind. Des Weiteren werden auch noch die potentielle Temperatur und die spezifische Feuchte betrachtet, um zu untersuchen, welche der beiden Variablen im Wesentlichen zur Änderung der äquivalent-potentiellen Temperatur beiträgt.

Die Bodenfeuchte ist, da es sich hier natürlich um das Bodenfeuchteensemble handelt, eine der Variablen, bei der die Unterschiede in den Gebietsmittelwerten schon ab dem Starttermin auftreten. Außerdem ist dies bei solchen Variablen der Fall, die bereits zum Starttermin von der Bodenfeuchte abhängen, wie z.B. der latente Wärmefluss. Die Bodenfeuchte-Gebietsmittel ändern sich bis 12 UTC auch kaum (Abb. 5.9 a), da es bis dahin im Modell noch keinen Niederschlag gibt. Im GME-Atm-Lauf setzt die Niederschlagsbildung etwas früher ein als in den anderen, darum nimmt die mittlere Bodenfeuchte im Süden in diesem nicht ab wie im ECR-Lauf, der mit dem gleichen Bodenfeuchtefeld gestartet wurde. Durch Verdunstung am Boden nimmt die mittlere Bodenfeuchte in den meisten Läufen leicht ab, am deutlichsten im ECA-Lauf im mittleren Teilgebiet. Dies liegt am Bodenmodell, das für die Erstellung der Analysen verwendet wurde: Die ältere Version des ECMWF-Bodenmodells berücksichtigt nur einen

Bodenart und keine Bodenartenverteilung, wie in Kapitel 4 dargelegt. Trotz der Berücksichtigung der COSMO-Bodenarten bei der Interpolation des Anfangsbodenfeuchtefelds ist dadurch die Bodenfeuchte (Abb. 5.10) an Gitterpunkten, an denen in der Bodenartenverteilung Sand vorzufinden ist, höher als in den Bodenfeuchtefeldern der Läufe ECR, GME und ALM. Diesen drei Bodenfeuchtefeldern liegt von Anfang an eine ähnliche Bodenartenverteilung zugrunde wie diejenige, anhand der im COSMO die Evaporation bestimmt wird. Im AMS-Lauf ist die Bodenfeuchte ebenfalls unabhängig von der Bodenartenverteilung; da jedoch in diesem die Bodenfeuchte von Anfang an im Mittel viel niedriger ist, sind die Auswirkungen auf die Verdunstung im Gegensatz zu denen im ECA-Lauf deutlich geringer. Sand ist, wie im ersten Abschnitt dieses Kapitels erläutert wird, die Bodenart, über der die Evaporation am höchsten werden kann. Dadurch ist im ECA-Lauf die Verdunstung bzw. der latente Wärmefluss über sandiger Oberfläche (vgl. Abb. 5.1 und Abb. 5.10) besonders hoch und die Bodenfeuchte nimmt schneller ab (siehe Abb. 5.9 a und b). Um die Mittagszeit, wenn die Einstrahlung am stärksten ist, ist dieser Effekt am deutlichsten. Gleichzeitig ist im ECA-Lauf der fühlbare Wärmefluss an der Oberfläche H_0 im Mittel in diesem Teilgebiet auch besonders niedrig, genauso wie das Bowen-Verhältnis β (Abb. 5.9 d und c).

Abgesehen vom besonderen Verhalten des ECA-Laufs ist die Variationen der turbulenten Flüsse im südlichen Teilgebiet am größten. Die Gebietsmittel der Modellsimulationen liegen zwischen 20 W m^{-2} für den latenten bzw. 100 W m^{-2} für den fühlbaren Wärmefluss und fast 400 W m^{-2} . Die Spanne der Modellergebnisse beträgt damit bis 12 UTC fast 200% gegenüber dem Ensemblemittel von etwa 200 W m^{-2} . Dies liegt an der im Mittel höchsten Verfügbarkeit von Bodenfeuchte im Süden; dadurch machen sich Unterschiede dort stärker bemerkbar als weiter im Norden. In der Sahara bzw. im nördlichen Teilgebiet, wo der Untergrund und auch die Grenzschicht sehr trocken sind, ist die Spanne der Gebietsmittel der turbulenten Flüsse sehr viel geringer, sie liegt bei unter 100 W m^{-2} . Die Werte des Bowen-Verhältnisses β gehen im Norden allerdings sehr weit auseinander, was an den geringen latenten Wärmeflüssen liegt (Nenner nahe Null). In den Läufen ECR und GME-Atm nimmt β im Norden Werte von über 200 an. Im Süden wiederum zeigt β eine kleinere Variation, da E_0 in den einzelnen Läufen gleichermaßen zunimmt wie H_0 abnimmt. Der GME-Atm-Lauf zeigt ab 9 UTC etwas geringere Flüsse als der ECR-Lauf, was mit der früher einsetzenden konvektiven Aktivität im GME-Atm-Lauf zusammenhängt.

Die CIN weist im Wesentlichen nur einen Tagesgang auf (Zunahme bis zum Morgen, danach Abbau) und unterscheidet sich in den einzelnen Ensembleläufen bis 12 UTC kaum (nicht dargestellt). Dieses Verhalten entspricht den Erwartungen, da die CIN eher von der Schichtung der Atmosphäre oberhalb der Grenzschicht abhängt. Bis zum Mittag sind daher noch keine Prozesse über die Grenzschicht hinaus wirksam, die als Folge der Bodenfeuchteinhomogenitäten entstanden sind. Auch das zeitliche Verhalten des Sättigungsdefizits Δq_s in 700 hPa bestätigt diese Schlussfolgerung. Es lässt überhaupt keine Unterschiede in den Läufen des Bodenfeuchteensembles erkennen. Es fällt hier nur der aus den atmosphärischen Antrieben resultierende Unterschied auf, der besonders im mittleren Teilgebiet groß ist. Ähnliches gilt, wiederum abgesehen vom Unterschied, der sich für die Läufe mit den verschiedenen atmosphäri-

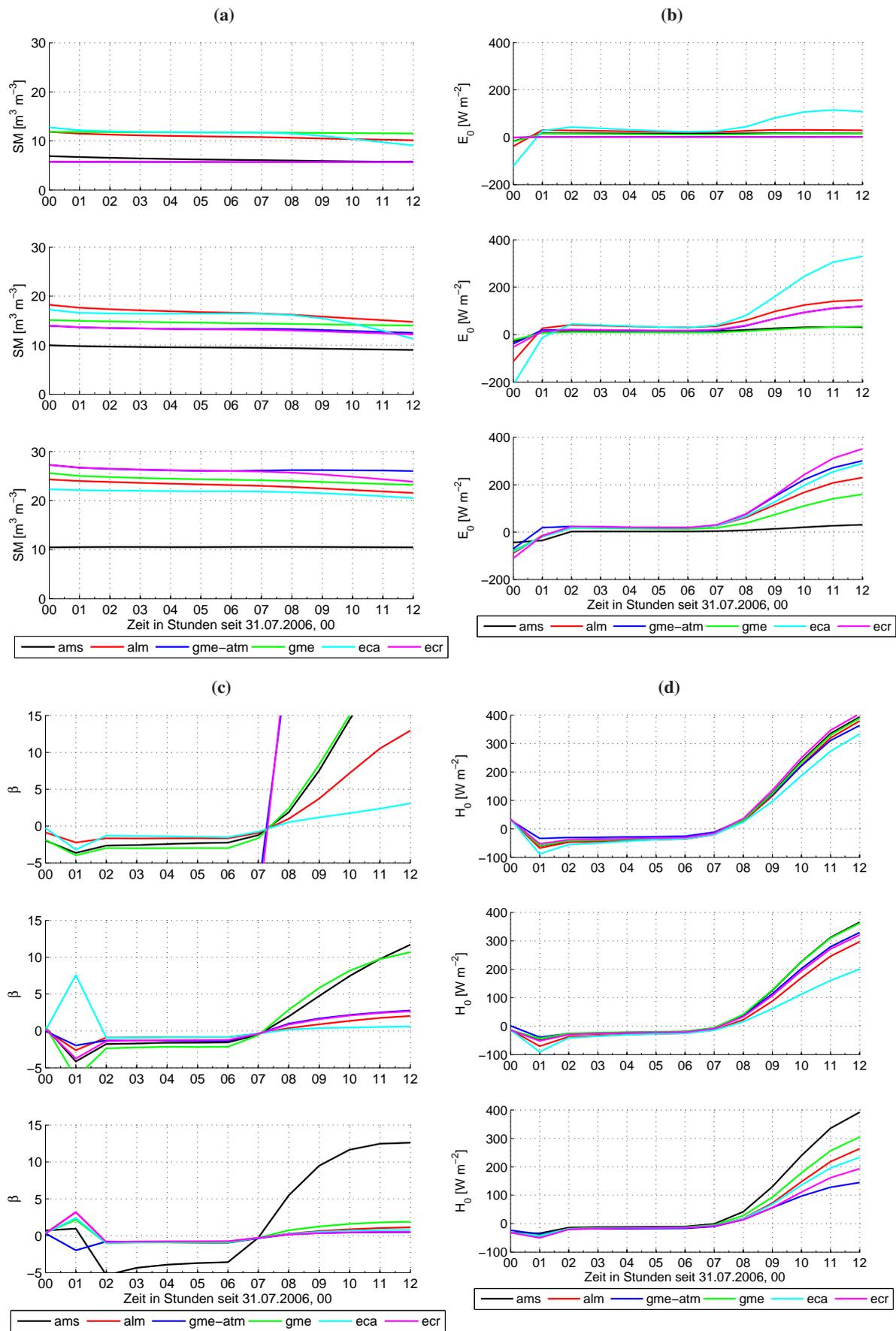


Abb. 5.9: Zeitreihen der Bodenfeuchte (a), des latenten Wärmeflusses E_0 (b), des Bowen-Verhältnisses β (c) und des fühlbaren Wärmeflusses H_0 (d), jeweils Gebietsmittelwerte des nördlichen (oben), mittleren (Mitte) und südlichen Teilgebiets (unten), siehe Abb. 5.5 d.

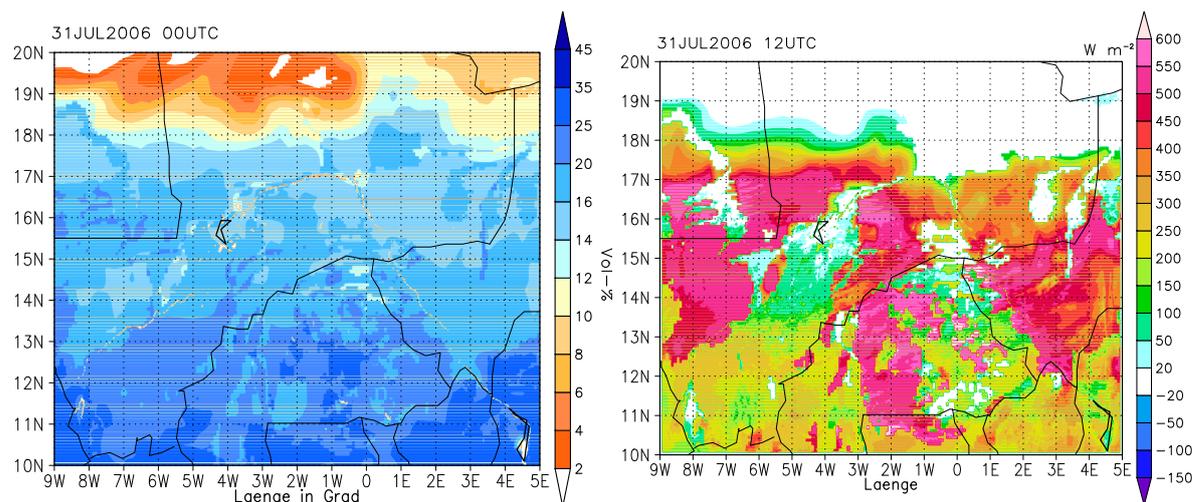


Abb. 5.10: Bodenfeuchte am 31.07.2006, 00 UTC und latenter Wärmestrom an der Oberfläche um 12 UTC aus dem ECA-Lauf.

schen Antrieben ergibt, für den integrierten Wasserdampf tqv (nicht dargestellt). Dieser lässt bis 12 UTC minimale Differenzen zwischen den Gebietsmitteln der einzelnen Läufe erkennen, was aus den unterschiedlichen Änderungen der Feuchte in der Grenzschicht resultiert, auf die nun eingegangen werden soll. Die Variation des latenten Wärmeflusses erklärt, wie zu erwarten, die Unterschiede der spezifischen Feuchte q_v in der Grenzschicht (hier 950 hPa): War z.B. im südlichen Teilgebiet der AMS-Lauf derjenige mit dem kleinsten und der ECR-Lauf der mit dem größten E_0 , sind dies nun auch die Läufe mit dem niedrigsten bzw. höchsten q_v (Abb. 5.11 a). Insgesamt nimmt die spezifische Feuchte in allen Läufen ab etwa 09 UTC bzw. 10 UTC ab, obwohl die Verdunstung zunimmt. D.h., die Feuchte ist nicht ausschließlich durch E_0 beeinflusst. Simulationen von Adler (2010) zeigen, dass in erster Linie das Einmischen trockener Luft aus der freien Atmosphäre in die Grenzschicht hinein die Feuchteabnahme verursacht. Die höchsten Gebietsmittelwerte sind erwartungsgemäß im Süden (ca. 15 - 17 g kg^{-1}) zu finden, die niedrigsten im Norden (ca. 9 g kg^{-1} bzw. 11.5 g kg^{-1} im Anfangsfeld, etwa 11 - 13 g kg^{-1} um 12 UTC); dabei scheint der Nord-Süd-Gradient im GME-Antrieb geringer zu sein als der des ECMWF, da dessen Gebietsmittelwerte um 00 UTC im mittleren und nördlichen Teilgebiet beide über denen des ECMWF liegen. Das ECMWF-Anfangsfeld zeigt allerdings auch einen extrem niedrigen Gebietsmittelwert in der Sahara: Die mittlere spezifische Feuchte liegt dort bei etwa 9 g kg^{-1} gegenüber etwa 17 g kg^{-1} im Süden. Der aus den GME-Analysen bestimmte Mittelwert liegt bei 12 g kg^{-1} im Norden und 17 g kg^{-1} im Süden. Interessant ist dabei, dass der Mittelwert des GME-Atm-Laufs mit anfänglich großer Differenz zu den Mittelwerten der Läufe der Ensemblesimulationen in der Sahara (etwa 3 g kg^{-1}) nach 12 Stunden innerhalb der Spanne der spezifischen Feuchte des Ensembles liegt, die um 12 UTC etwa 2 g kg^{-1} beträgt. Im mittleren Teilgebiet ist die Variation von q_v in der Grenzschicht nach 12 h am größten, die Spanne beträgt knapp 3 g kg^{-1} bei einem Mittelwert von etwa 15 g kg^{-1} .

Entsprechend der Feuchteverteilung, die die feuchte Monsunluft im Süden und die trockene Wüstenluft im Norden charakterisiert, ist die potentielle Temperatur θ um 00 UTC im Norden am höchsten (etwa

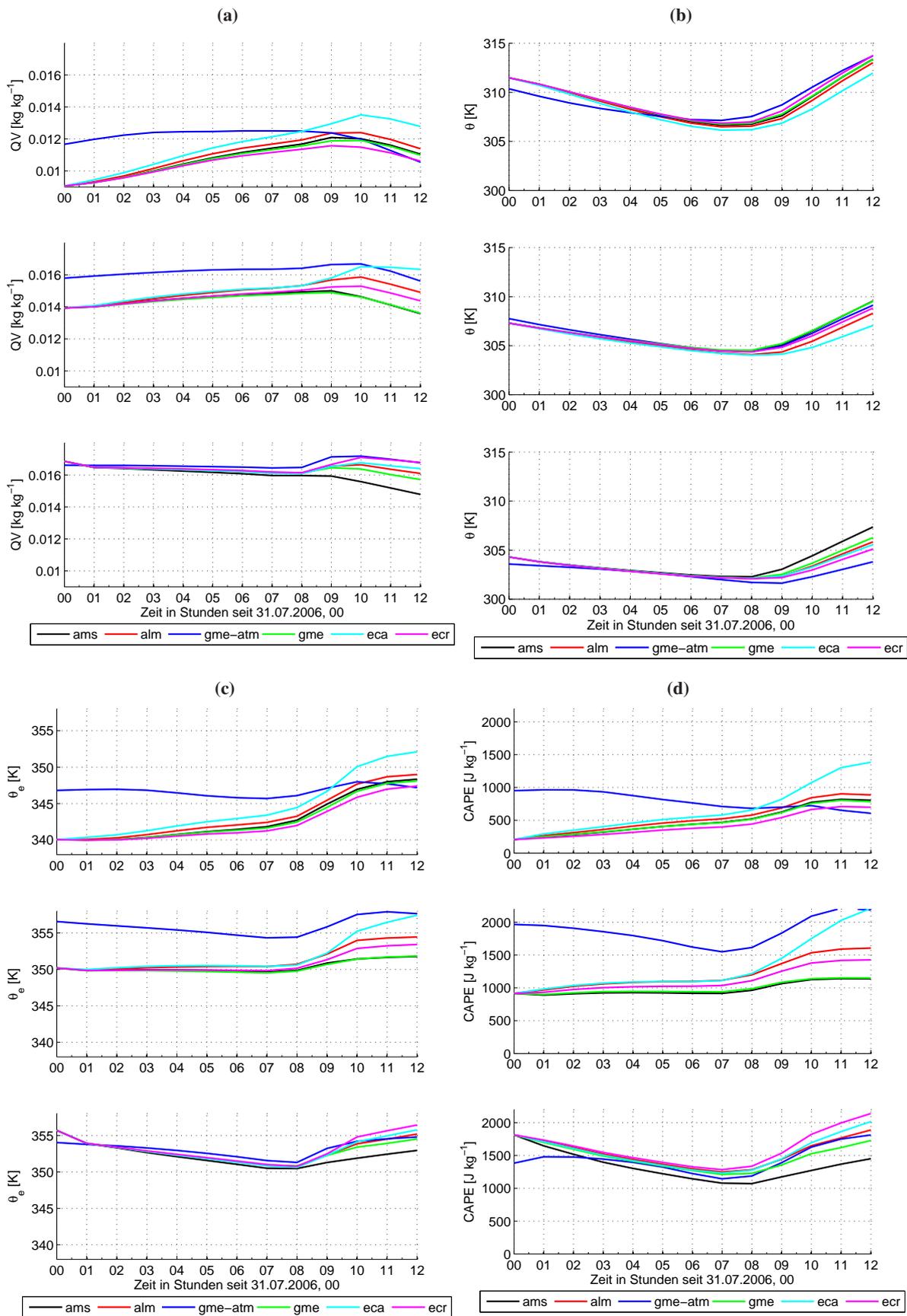


Abb. 5.11: Zeitreihen der spezifischen Feuchte q_v (a), der potentiellen Temperatur θ (b) und der äquivalentpotentiellen Temperatur θ_e (c) in 950 hPa sowie der CAPE (d), jeweils Gebietsmittelwerte des nördlichen (oben), mittleren (Mitte) und südlichen Teilgebiets (unten), siehe Abb. 5.5 d.

311 K) und im Süden am niedrigsten (ca. 304 K). Ab 08 UTC findet ein Temperaturanstieg statt (Abb. 5.11 b). Dieser beträgt im Norden im Mittel ca. 6°C und im Süden 3°C. Den größeren Variationen des fühlbaren Wärmestroms im Süden entsprechend zeigen die Temperaturen der verschiedenen Ensemblemitglieder auch im Süden die größeren Unterschiede als im Norden (Spanne in einem Wertebereich von 304 - 308 K gegenüber 312 - 314 K). Die anfänglichen Unterschiede zwischen den atmosphärischen Antrieben sind bei θ weniger offensichtlich als bei q_v . Bemerkenswert ist auch die deutlich höchste Grenzschichtfeuchte und niedrigste -temperatur des ECA-Laufs um 12 UTC in der Mitte und im Norden, da dies im Zusammenhang mit dem oben erwähnten stärksten Rückgang der Bodenfeuchte in diesem Lauf steht.

Die Ensemblevariation der spezifischen Feuchte macht sich schließlich sehr deutlich bei der äquivalentpotentiellen Temperatur θ_e bemerkbar (Abb. 5.11 c), im Gegensatz zu θ , das durch sein inverses Verhalten gegenüber der Feuchte den Einfluss eigentlich sogar abschwächt. Die anfängliche Differenz zwischen den atmosphärischen Antrieben zeigt sich in θ_e ähnlich wie bei q_v , sie liegt im nördlichen und mittleren Teilgebiet bei 6 - 7 K. Die Variation von θ_e innerhalb des Ensembles beträgt nach 12 h etwa 5 K – im Norden und in der Mitte bei Mittelwerten von etwa 350 K bzw. 355 K etwas mehr, im Süden etwas weniger (Mittelwert \approx 355 K). Im Süden ist der AMS-Lauf derjenige mit der niedrigsten Grenzschichtfeuchte und der ECR-Lauf der mit der höchsten, im Norden ist der ECR-Lauf der mit der trockensten und der ECA-Lauf der mit der feuchtesten Grenzschicht. Genau dieses Verhalten der Ensemblemitglieder zeigt sich an θ_e in der Grenzschicht, d.h. die Feuchte dominiert die Unterschiede von θ_e zwischen den einzelnen Ensemblemitgliedern. Hier macht sich der Einfluss der niedrigeren Grenzschicht über feuchten Böden bemerkbar, der in Kapitel 2 beschrieben wird, nach dem θ_e aufgrund der niedrigeren Grenzschichthöhe mit zunehmender Feuchte höher ist. Allerdings ist θ_e nicht in den Simulationen mit der höchsten Bodenfeuchte im Gebietsmittel maximal, sondern im ECA-Lauf, da dort die Bodenfeuchte im Mittel am stärksten abnimmt und der latente Wärmestrom im Mittel am größten ist. Nur im Tagesgang hat auch die Temperatur einen Einfluss auf θ_e : Ab 08 UTC nimmt θ_e , genau wie θ , zu. Dies liegt an der starken Zunahme des fühlbaren Wärmestroms mit zunehmender Einstrahlung, bei dessen Konvergenz in allen Simulationen gleichermaßen θ und θ_e in der Grenzschicht zunehmen.

Wie zu erwarten, verhalten sich die Entwicklung und die Ensemblevariation der CAPE proportional zum θ_e -Verlauf und zu dessen Variation. Nur im mittleren Gebiet sind die absoluten CAPE-Werte der Ensembleläufe um etwa 500 J kg^{-1} niedriger, als es nach einem anhand der anderen beiden Gebiete angenommenen linearen Zusammenhang mit θ_e der Fall wäre. Kohler et al. (2010) geben für die Abhängigkeit der CAPE von θ_e einen Wert von $160 \text{ J kg}^{-1} / \text{K}$ an – nach diesem würde für $\Delta\theta_e \approx 6 \text{ K}$ dann $\Delta \text{CAPE} = 960 \text{ J kg}^{-1}$ gelten, was im mittleren Teilgebiet gut passen würde. Anhand der Differenzen im nördlichen und südlichen Teilgebiet lässt sich ein etwas kleinerer Gradient von etwa $110 \text{ J kg}^{-1} / \text{K}$ ableiten.

Die nach Norden abnehmenden Anfangswerte der CAPE von knapp 2000 J kg^{-1} auf ca. 250 J kg^{-1} in den Ensembleläufen stehen nach den eben erläuterten Abhängigkeiten hauptsächlich mit der Feuch-

teabnahme nach Norden in Zusammenhang. Nicht ganz verständlich ist die meridionale Verteilung der CAPE-Mittelwerte im GME-Antrieb: Im mittleren Teilgebiet liegt die CAPE um 00 UTC bei 2000 J kg^{-1} und ist damit höher als im Norden und im Süden. Bei θ_e ist dieser meridionale Verlauf auch zu erkennen; er ist damit durch die Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht bedingt. Die Temperatur in 950 hPa ist im GME-Atm-Lauf in der Tat im mittleren Teilgebiet um etwa 4° höher als im südlichen Teilgebiet, die Feuchte ist in den beiden Teilgebieten etwa gleich hoch.

5.3 Diskussion

Die wichtigste Feststellung bei der Auswertung der Ergebnisse des Bodenfeuchteensembles ist, dass die Unsicherheit der Bodenfeuchtefelder eine deutliche Variation im Gesamtniederschlag erzeugt. Im nördlichen Teilgebiet liegen zwar die ebenfalls mit Unsicherheiten behafteten Niederschlagsbeobachtungen noch außerhalb der erreichten Spanne der Ergebnisse, aber der abgedeckte Wertebereich zusammen mit dem GME-Atm-Lauf deuten darauf hin, dass diese im großen Ensemble mit mehreren Antriebsmodellen auf jeden Fall innerhalb der Spanne des Gesamtniederschlags mehrerer Modellsimulationen liegen würden. Außerdem zeigen alle hochauflösenden Simulationen bessere Ergebnisse des Gesamtniederschlags im Vergleich zur Beobachtung als die globalen Vorhersagen. D.h., dass durch explizite Auflösung der Konvektion die Modellvorhersagen verbessert werden können.

Da das konvektive System, das die hohen Niederschläge im südlichen Teilgebiet produziert, in allen Läufen auftritt, in seiner Intensität aber durchaus variabel ist, scheint es in seiner Entstehung vom Zustand der Atmosphäre in den Antriebsdaten gesteuert, in seiner weiteren Entwicklung aber durchaus vom Untergrund beeinflusst zu sein. Die Gebietsmittelwerte der konvektionsrelevanten Parameter zeigen allerdings keine Korrelation mit dem vom Modell berechneten Gesamtniederschlag für den Simulationszeitraum von 48 Stunden, wie sie nach den in Kapitel 2 aufgestellten Hypothesen zu erwarten wären. Schwierig zu beantworten ist dabei die Frage, warum der Gesamtniederschlag des MCS in den Modellläufen mit höherer Bodenfeuchte und damit höherer CAPE niedriger ausfällt, wo doch der Hypothese nach der Rückkopplungsmechanismus zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag über die CAPE bei großen konvektiven Systemen positiv sein sollte. Zu ähnlichen Schlussfolgerungen, d.h., dass die Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag bezüglich eines entwickelten MCS negativ ist, da andere Faktoren wichtiger sind als die Höhe der bedingten konvektiven Energie, kommt auch Adler (2010). Mögliche Gründe liegen in der größeren Bedeutung der Konvektionsunterdrückung gegenüber der bedingten Konvektionsenergie in der Sahel, da die CAPE im Untersuchungsgebiet immer groß genug ist, damit sich hochreichende Konvektion entwickeln kann. Eine niedrige CIN hingegen tritt nicht selbstverständlich gleichzeitig mit einer hohen CAPE auf. Eine niedrige CIN ist aber die Voraussetzung dafür, dass sich mittels möglicher Auslösemechanismen wie orographisch oder thermisch induzierter Sekundärzirkulationen überhaupt Konvektion entwickelt. Wenn die Variation der wichtigen CIN im Bodenfeuchteensemble geringer und die CAPE insgesamt weniger wichtig, die Variation des Gesamtniederschlags aber dennoch gegeben ist, scheint sich die Bodenfeuchte nicht allein über die CAPE und

CIN auf die unterschiedliche Konvektionsentwicklung und den Niederschlag in den einzelnen Modellsimulationen auszuwirken, sondern über die Veränderung der Zirkulation durch Inhomogenitäten der Oberflächentemperatur. Ein einfaches Verfahren, das einen Zusammenhang zwischen der Bodenfeuchte bzw. Bodenfeuchteinhomogenitäten und Auslösemechanismen detektiert, konnte allerdings nicht gefunden werden.

Insgesamt ist die Sensitivität der Flüsse fühlbarer und latenter Wärme in Bezug auf die veränderten Bodenfeuchteanfängsfelder von allen untersuchten Parametern am höchsten. Dies hat über die Temperatur und Feuchte der Grenzschicht, in erster Linie sogar nur der Feuchte, Auswirkungen auf die äquivalentpotentielle Temperatur θ_e in der Grenzschicht und auf die CAPE. Die CAPE ist zeitlich wie räumlich sehr stark mit θ_e korreliert, was bedeutet, dass die CAPE, die ein Maß für die bedingte konvektive Energie darstellt, fast ausschließlich von den Grenzschichteigenschaften abhängt. Die zeitliche Entwicklung und räumliche Verteilung der Bedingungen in der freien Troposphäre, von der die CAPE prinzipiell ebenfalls abhängt, sind offensichtlich im gesamten Simulationsgebiet ähnlich, so dass deren mögliche Änderungen sich auf die CAPE-Verteilung überall etwa gleich auswirken. Die anfänglichen Differenzen zwischen den atmosphärischen Antrieben, die besonders bei der spezifischen Feuchte und bei θ_e groß sind, tragen außerdem dazu bei, dass sich der akkumulierte Niederschlag zwischen dem Lauf mit GME-Antrieb und den Ensemblesimulationen bereits nach 12 h Rechenzeit beachtliche Unterschiede zeigt.

Der zeitliche Verlauf der mittleren Bodenfeuchte in den verschiedenen Modellsimulationen führt zu der nachvollziehbaren Variation von H_0 , E_0 , q_v , θ , θ_e und CAPE im Ensemble. Die größten latenten Wärmeflüsse und die größte CAPE zeigen die Ensemblemitglieder, in denen die Bodenfeuchte am stärksten abnimmt. Die Abnahme hängt dabei von der Bodenfeuchte- und der Bodenartenverteilung ab und der latente Wärmefluss zusätzlich von der maximalen Bodenfeuchteverfügbarkeit.

Die Untersuchungen zeigen letztendlich, dass die Gebietsmittelwerte nicht ausreichen, um die Variation des Gesamtniederschlags zu erklären. Für die Niederschlagsintensität konnte auch keine Abhängigkeit von der Standardabweichung der Bodenfeuchte oder anderer Größen gefunden werden. Die räumliche Verteilung der Bodenfeuchte in den Regionen konvektiver Aktivität muss deshalb ein weiterer Faktor sein, der die Entwicklung der Niederschlagsbildung beeinflusst.

6 Das MCS im Modell

Die Gebietsmittelwerte der Bodenfeuchte und der konvektionsrelevanten Parameter im präkonvektiven Umfeld können nicht allein dafür herangezogen werden, um die Variation des Niederschlags im Bodenfeuchteensemble mit Hilfe der in Kapitel 2 aufgestellten Hypothesen zu verstehen. Dies wurde in Kapitel 5 deutlich. Es ist nun interessant, zu untersuchen, warum bei manchen Ensemblemitgliedern die Niederschlagsmenge besser getroffen wird als in anderen und welche Ursachen zur Entwicklung von Konvektion, insbesondere im Norden, geführt haben. Um diese Zusammenhänge zu verstehen, soll die Konvektionsauslösung im Folgenden in dem Ensemblemitglied analysiert werden, in der sie am realistischsten wiedergegeben wird.

Das MCS, das sich im Süden des Niger entwickelt, ist in den verschiedenen Läufen von unterschiedlicher Intensität, wie sich an der Gesamtmenge des Niederschlags im südlichen Teilgebiet gezeigt hat. Es beeinflusst die Dynamik im Modell derart, dass dies weitere Auswirkungen auf die Konvektionsauslösung des betrachteten Systems in Mali bei $2^{\circ}\text{O} / 16^{\circ}\text{N}$ (siehe Kapitel 3) hat. Da diejenige Modellsimulation dieses MCS am realistischsten wiedergibt, in der alle Antriebsdaten, also auch die Bodenfeuchte, von den ECMWF-Reanalysen genommen werden (ECR-Lauf, siehe auch Kapitel 5), soll die Konvektionsauslösung anhand dieser Simulation genauer untersucht werden.

6.1 Konvektionsauslösung

Die Konvektionsauslösung im Südosten von Mali erfolgt im Modell am Abend des 31.07.2006. Niederschläge treten im Gebiet zwischen 1°W bis 1°O und 14°N bis 16°N überwiegend ab 23 UTC auf (Abb. 6.1). Die Lage des Niederschlagsgebietes stimmt gut mit den Beobachtungen überein, die in Kapitel 3.1 beschrieben werden. Zeitlich gesehen ist der Modellniederschlag aber im Vergleich zu den Messungen etwas verspätet, da die TMPA in der Auslöseregion zwischen 0°W und 2°O schon Niederschlag ab 15 UTC und die Energiebilanzstation etwa 200 km weiter westlich bei $1.5^{\circ}\text{W} / 15^{\circ}\text{N}$ (siehe Kapitel 3) ab 18 UTC zeigen. Ebenfalls später als in der Realität tritt das schon zuvor aktive MCS im Süden auf. In der ECR-Simulation ist konvektive Aktivität im nördlichen Benin ($11^{\circ}\text{N} - 12^{\circ}\text{N} / 2^{\circ}\text{O} - 3^{\circ}\text{O}$) ab 12 UTC und im Gebiet $13^{\circ}\text{N} - 14^{\circ}\text{N} / 0^{\circ}\text{O} - 4^{\circ}\text{O}$ in der Region um Niamey ab 14 UTC zu erkennen. Wie in Kapitel 3 erwähnt, entsteht das MCS in der Realität aber schon am Vortag und liegt am 31.07. bereits gegen 9 UTC mit Zentrum südlich von Niamey und gegen 12 UTC über der südöstlichsten Ecke Burkina Fasons. Nach dieser Abschätzung treten die Systeme in der Modellsimulation mit bis zu acht Stunden Verspätung auf. Im weiteren Verlauf der Nacht ziehen die konvektiven Zellen in Mali im Modell Richtung Südwesten und produzieren dabei, wie am Gesamtniederschlag bis zum nächsten Morgen in Abb. 6.1b zu sehen,

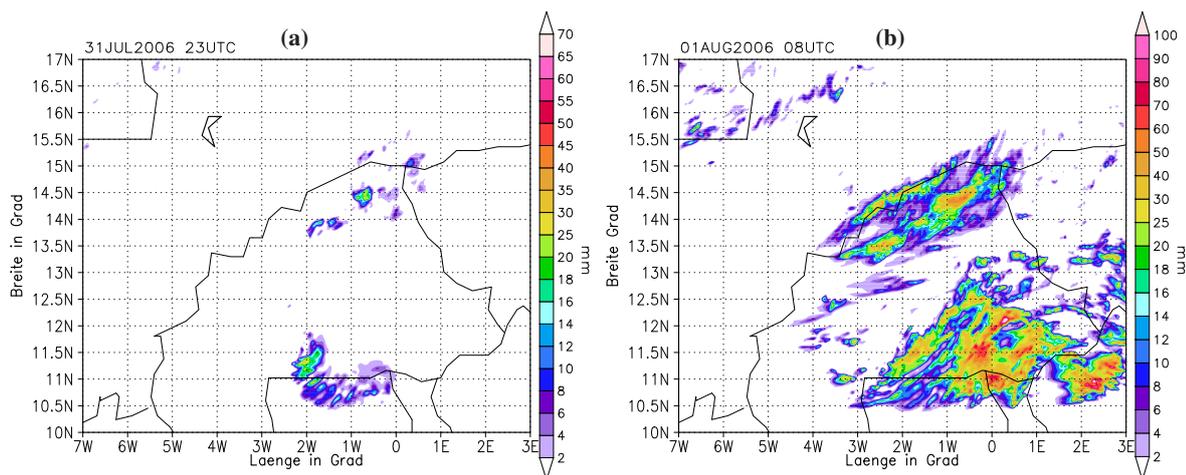


Abb. 6.1: Modell-Niederschlag im Lauf mit der Bodenfeuchte aus den ECMWF-Reanalysen; stündlicher Niederschlag am 31.07.2006 zwischen 22 UTC und 23 UTC (a) und Summe vom 31.07.2006, 00 UTC bis 01.08.2006, 08 UTC (b).

weitere Niederschläge in Burkina Faso entlang der Grenze zu Mali. Das Maximum des Gesamtniederschlags nach 32 Stunden liegt bei über 50 mm.

Die großräumigen Bedingungen sehen am 31.07. um 12 UTC vor der Konvektionsauslösung im Modell folgendermaßen aus:

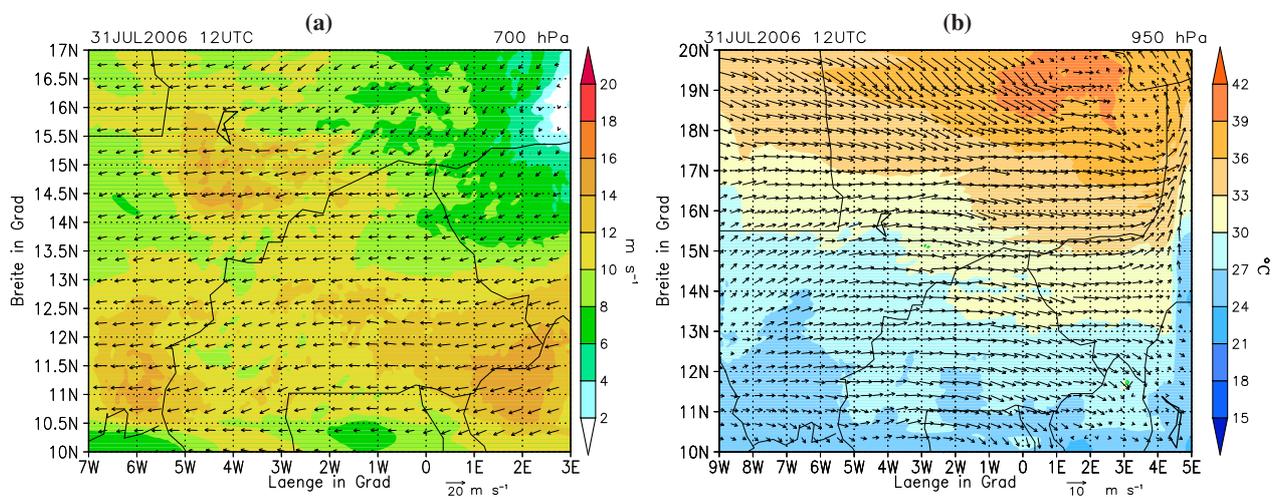


Abb. 6.2: Windvektoren am 31.07.2006, 12 UTC in 700 hPa mit Betrag der Windgeschwindigkeit (Farbskala, a) und in 950 hPa (b) mit Temperatur in 950 hPa (Farbskala).

In 700 hPa, was etwa dem Niveau des AEJ entspricht, herrschen östliche Windrichtungen vor, mit nördlichen Komponenten nördlich von ca. 15°N und östlich von 3°W (Abb. 6.2a). In den Beobachtungen ist der AEJ an diesem Tag nur sehr schwach (siehe Kapitel 3.2), die Windgeschwindigkeiten im Modell erreichen aber doch 15 m s^{-1} . Die Achse des Jet verläuft etwa bei 11°N und damit etwas weiter südlich als in den ECMWF-Reanalysen (Abb. 3.8), in denen der schwache AEJ bei etwa 14°N zu erkennen ist. In der Grenzschicht ist im Zusammenhang mit der Monsunströmung die Windrichtung eher West bis

Südwest (Abb. 6.2 b). Im Nordosten des Modellgebiets dominiert ein zyklonaler Wirbel die Strömung, dessen Zentrum zwischen $2 - 4^{\circ}\text{O} / 18 - 20^{\circ}\text{N}$ liegt. Auf diesen zyklonalen Wirbel wurde auch schon in Kapitel 3.2 hingewiesen. Westlich von diesem herrschen Nordwestwinde vor, östlich davon Süd- bis Südostwinde. Die Temperatur in der Grenzschicht (Abb. 6.2 b zeigt die Temperatur in 950 hPa) zeigt ein Maximum von über 39°C (2-m-Temperatur: 46°C) im Zentrum dieses Wirbels und nimmt nach Süden hin stark ab. Die Differenz zwischen dem nördlichen und südlichen Rand des Modellgebiets beträgt 28°C . Durch diesen meridionalen Temperaturgradienten ist die Baroklinität gegeben, die Voraussetzung für den AEJ ist.

CIN und CAPE zeigen am 31.07. einen deutlichen Tagesgang. Die CAPE, die, wie bereits in den Kapiteln 2 und 5 dargelegt, vor allem von der Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht abhängt, ist gegen Mittag maximal, mit den höchsten Werten im südöstlichen Modellgebiet (Abb. 6.3a). Dort ist auch die

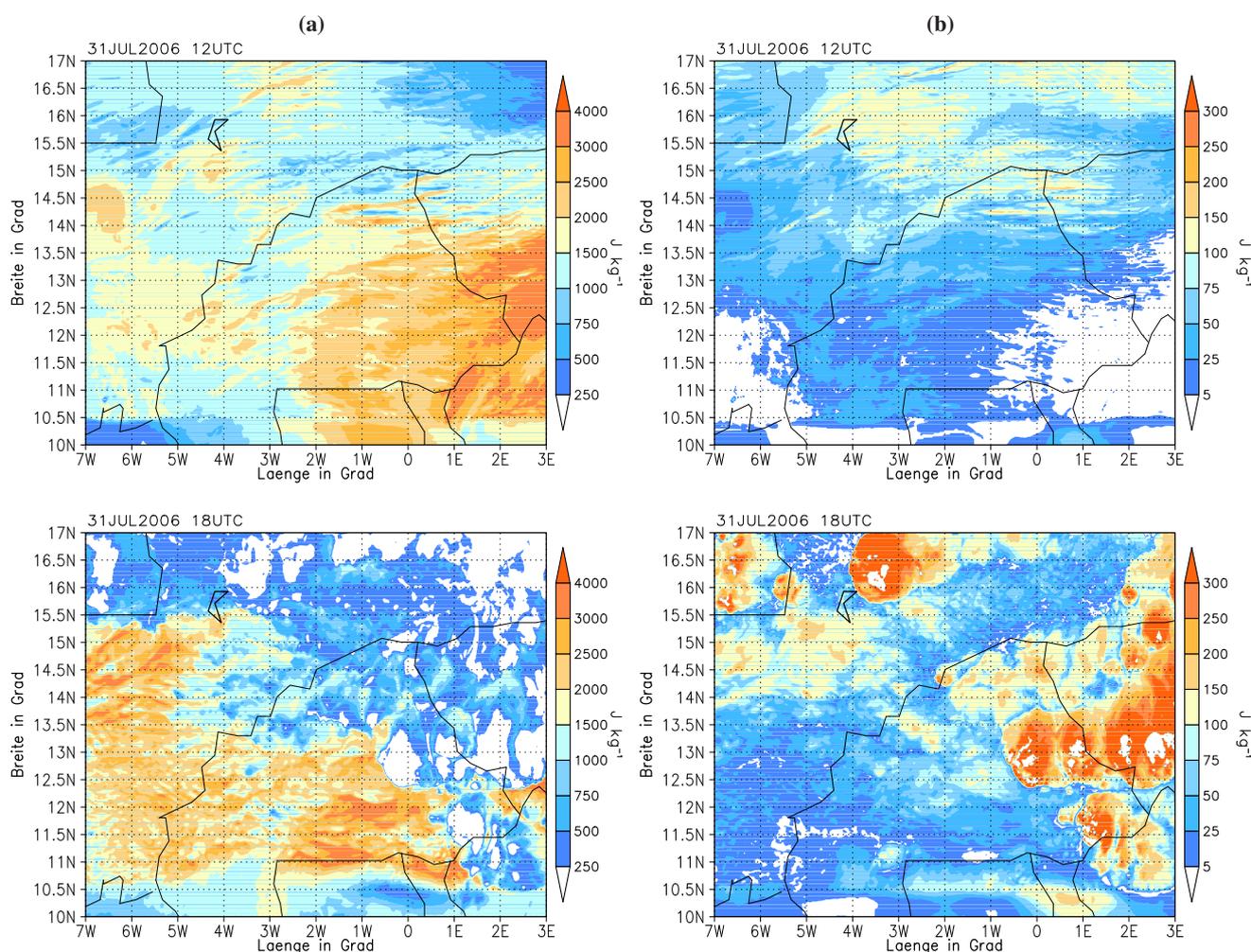


Abb. 6.3: CAPE (a) und CIN (b) am 31.07.2006, 12 UTC und 18 UTC.

spezifische Feuchte maximal. Vergleichsweise niedrige CAPE-Werte zeigen sich in der vom Hitzetief beeinflussten Region nördlich von 15°N und östlich von 2°W . Analog dazu sind in der Verteilung der

CIN um 12 UTC die niedrigsten Werte im Südosten des Modellgebiets zu finden (Abb. 6.3b). In dieser Region sind daher die präkonvektiven Bedingungen am günstigsten für die Konvektionsentwicklung. In den darauffolgenden zwei bis drei Stunden nimmt die CIN insgesamt noch weiter ab. Wo sich schon erste konvektive Zellen gebildet haben, wird die CAPE ab- und die CIN aufgebaut. Dies ist vor allem im östlichen Teil des Modellgebiets zu beobachten; die Verteilungen der CAPE und CIN um 18 UTC zeigen dies sehr deutlich.

Unter Berücksichtigung der Konvektionsindizes CAPE und CIN sind die Bedingungen für die Konvektionsauslösung allgemein vor 18 UTC am günstigsten. Es stellt sich daher die Frage, warum sich im Modell in der Region des Dreiländerecks Mali / Burkina Faso / Niger überhaupt Konvektionszellen bilden und warum das Modell den ersten Niederschlag dort erst ab 23 UTC simuliert. Dazu sollen nun die dynamischen Bedingungen im Simulationszeitraum zwischen 12 und 18 UTC genauer untersucht werden. Ab 12 UTC treten am östlichen Rand des Modellgebiets östliche Windkomponenten auf. Diese

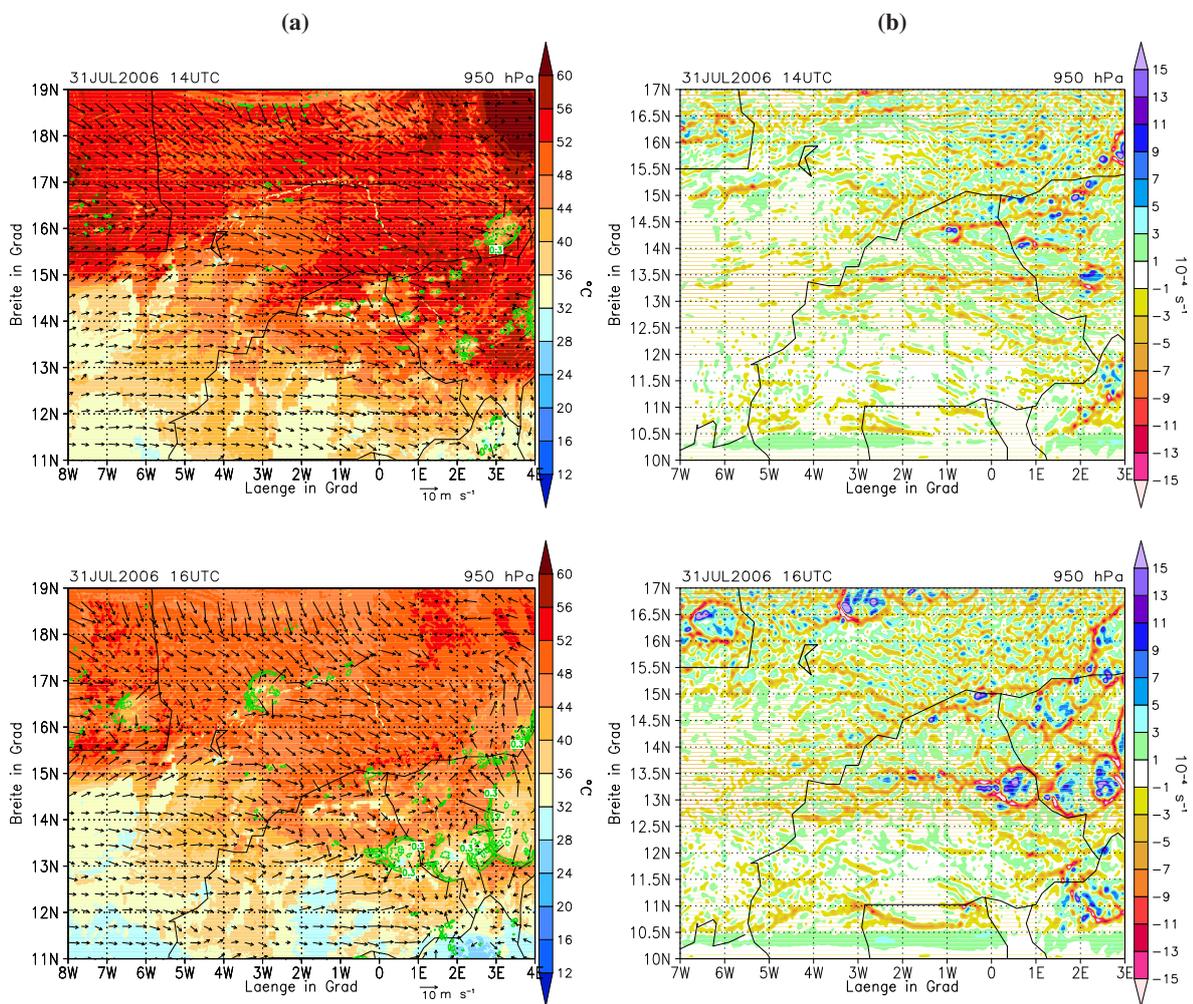


Abb. 6.4: Oberflächentemperatur (Farbskala) mit Windvektoren und Vertikalgeschwindigkeit (hellgrüne Isolinien mit $|w| > 0.3 \text{ m s}^{-1}$) in 950 hPa (a) und horizontale Divergenz des Windfelds in 950 hPa (b), jeweils 31.07.2006, 12 UTC und 18 UTC.

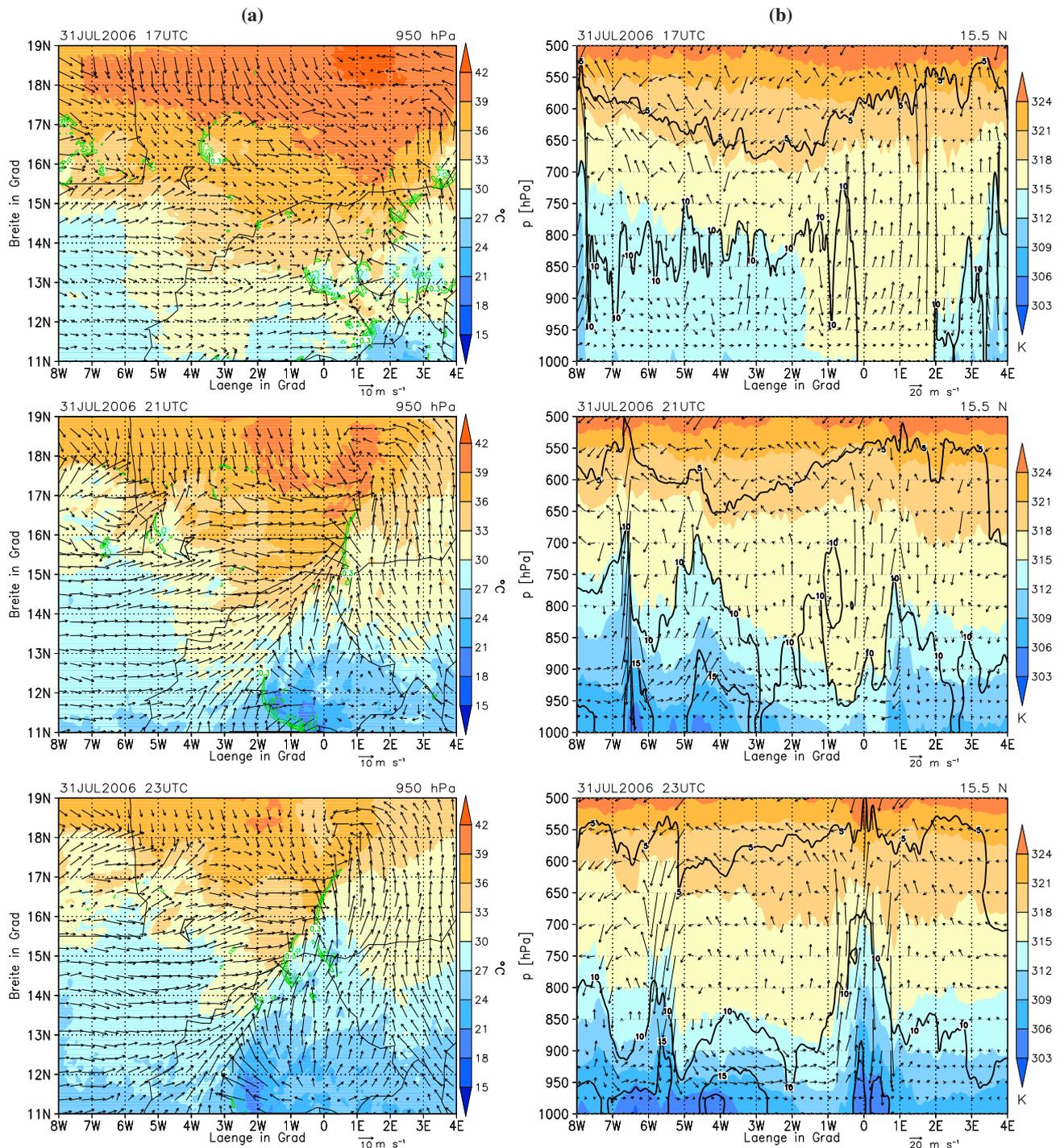


Abb. 6.5: Vektoren des Horizontalwindes, Temperatur (Farbskala) und Vertikalgeschwindigkeit (Isolinien mit $|w| > 0.3 \text{ m s}^{-1}$, hellgrün) in 950 hPa, 17 UTC, 21 UTC und 23 UTC (a); Zonalschnitt bei 15.5°N mit potentieller Temperatur und Windvektoren aus Zonalwind und Vertikalgeschwindigkeit, 100-fach überhöht, sowie spezifische Feuchte (schwarze Isolinien im Abstand 5 g kg^{-1}), gleiche Termine (b).

erzeugen zusammen mit den kräftigen, am Südrand des zyklonalen Wirbels vorbeiströmenden West- bis Nordwestwinden Konvergenz bei $3^{\circ}\text{O} / 16^{\circ}\text{N}$ (Abb. 6.4 b). Ab 14 UTC erzeugt diese Konvergenz über dem Gebiet mit der höchsten Oberflächentemperatur Hebung (Abb. 6.4 a) mit etwas Niederschlag, der nicht lange anhält und insgesamt weniger als 16 mm beträgt. Es kann an dieser Stelle nicht zu hochreichender Konvektion kommen, da die Grenzschicht sehr trocken ist und im Gebiet der Hebung kein Feuchtenachschub stattfindet. Das Konvergenzgebiet bewegt sich im weiteren Verlauf Richtung Westen. Um 16 UTC ist die stärkste Konvergenz bei 2°O zu beobachten (Abb. 6.4 b), die nach positive Vertikalgeschwindigkeit ist etwas schwächer geworden. Bis 17 UTC hat sich im Süden das MCS in der Region um Niamey kräftig weiterentwickelt und an seinen Rändern eine gut erkennbare Böenfront ausgebildet. Auch an der Nordflanke des MCS ist starkes Ausströmen zwischen 2°O und 4°O zu beobachten (Abb. 6.5 a). Diese südliche Strömung verstärkt die Konvergenz in der Region nördlich davon weiter. Die verstärkte Konvergenz führt zur Reintensivierung der Vertikalbewegung, wie in Abb. 6.5 a gut zu sehen. Die Grenzschicht ist aber zu der Zeit immer noch sehr trocken, da sie nicht von der Monsunströmung mit Feuchtigkeit versorgt wird, sondern unter dem Einfluss der trockenheißen Saharaluft steht. Die Grenzschichthöhe und das HKN erreichen um 17 UTC ihre maximale Höhe von etwa 650 hPa, die Temperatur am Boden beträgt knapp 43°C , der Taupunkt 13°C . Auch an der spezifischen Feuchte von weniger als 10 g kg^{-1} um 18 UTC (Abb. 6.6) zeigt sich der trockene Zustand der Grenzschicht. Es kommt dort dennoch aufgrund der Konvergenz auf einem Gebiet der horizontalen Ausdehnung von 2° geographischer Länge zu Hebung (siehe Abb. 6.5 b). Der Vertikalwind reicht dabei bis in Höhen von über 600 hPa, d.h. teilweise über das HKN hinaus, aber noch nicht über das NFK, das bei 600 hPa liegt. Ab ca. 20 UTC wird die Konvergenz durch eine Südwestströmung weiter verstärkt, die sich auch vorderseitig des südlichen MCS ausbildet, das sich um 21 UTC über dem Südosten von Burkina Faso befindet (Abb. 6.5 a). Diese südwestliche Monsunströmung, die im Bereich zwischen den Westwinden im Südwesten von Mali und den aus dem südlichen MCS ausströmenden Ostwinden kanalisiert wird, transportiert zusammen mit den am nördlichen Ende des MCS ausströmenden starken Südwinden Feuchtigkeit in den Bereich der Konvergenzzone (Abb. 6.6). Um 21 UTC ist in der Grenzschicht deutlich eine Zunge von hoher spezifischer Feuchte zu erkennen, die sich nach Norden schiebt. Gleichzeitig erhöht sich dort auch die CAPE. Die feuchte Luft wird im Konvergenzgebiet sofort von der Hebung erfasst (diese Entwicklung ist gut in Abb. 6.5b zu verfolgen) und die Niederschlagsbildung setzt ein. Erst danach ist der Feuchtetransport nach Norden großräumiger (Abb. 6.6), da die westlichen Winde immer mehr auf Süden drehen. Das Gebiet mit der höchsten spezifischen Feuchte, das grob dem Gebiet der relativ höchsten äquivalent-potentiellen Temperatur entspricht, korrespondiert mit der späteren Zugbahn der Konvektionszellen, wie von Laing und Fritsch (1993) beschrieben.

Zusammenfassend ist der entscheidende Prozess für die Entstehung der hochreichenden Konvektion im Grenzgebiet Mali / Burkina Faso / Niger der Feuchtetransport genau dieses Gebiet, in dem zuvor extrem trockenheiße Bedingungen mit Konvergenz herrschen. Die durch Konvergenz verursachte mesoskalige Hebung ist bis zu dem entsprechenden Zeitpunkt dort so stark ausgebildet, dass hohe Vertikalgeschwin-

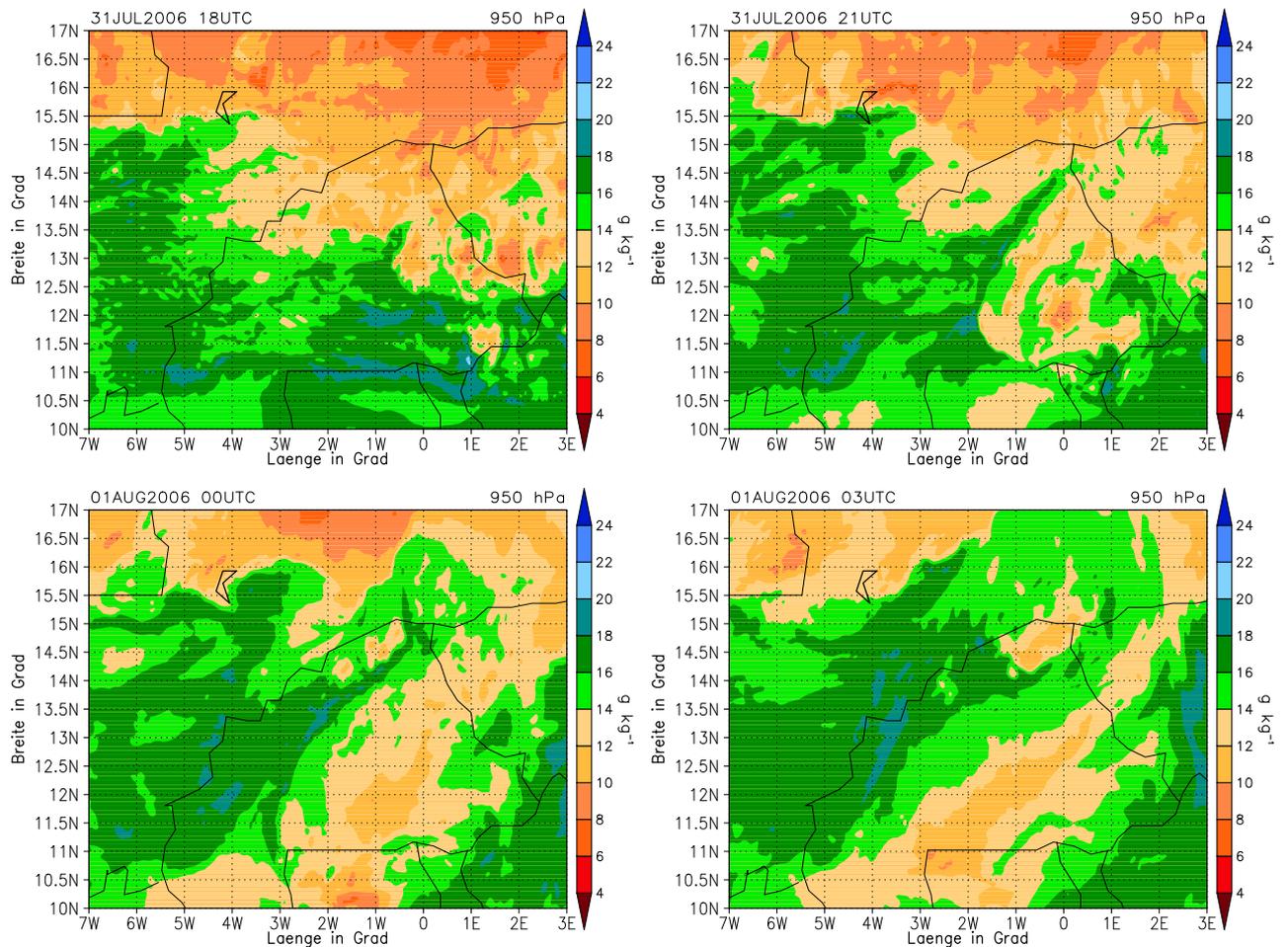


Abb. 6.6: Spezifische Feuchte in 950 hPa am 31.07.2006, 18 und 21 UTC und am 01.08.2006, 00 und 03 UTC.

digkeiten bis in Höhen des Niveaus der freien Konvektion auftreten. Aber erst der Transport feuchter Luftmassen mit der Südwestströmung vorderseitig des MCS über Mali in dieses Konvergenzgebiet hinein erlaubt die Ausbildung hochreichender Konvektion. Das MCS im Süden trägt indirekt zu der Konvektionsentwicklung bei. Diese Fernwirkung erklärt zumindest teilweise, weshalb regionale Abhängigkeiten (im Sinne von Abhängigkeiten innerhalb einer Region wie z.B. der betrachteten Teilgebiete) zwischen konvektionsrelevanten Größen und Niederschlagsbildung, wie in Kapitel 5 untersucht, nicht identifizierbar sind.

Zwei konvektive Zellen sind dabei von einer stärkeren Weiterentwicklung betroffen. Diese sind bereits um 21 UTC als Stellen mit nach oben gerichteter Vertikalgeschwindigkeit erkennbar (Abb. 6.5 a): Die eine befindet sich bei $0.5^{\circ}\text{O} / 15.25^{\circ}\text{N}$ am südlichen Ende der eben beschriebenen Konvergenzzone, die zweite etwas weiter südwestlich bei $0.25^{\circ}\text{W} / 14.75^{\circ}\text{N}$. In diesem Bereich fallen positive Bodenfeuchteanomalien auf, vor allem der feuchte Bereich zwischen 2°W bis $1^{\circ}\text{E} / 14^{\circ}\text{N}$ bis 15°N , Abb. 6.7. Ob diese in der Modellsimulation prinzipiell Einfluss auf die Konvektionsauslösung haben können, wird im zweiten Teil dieses Kapitels untersucht werden.

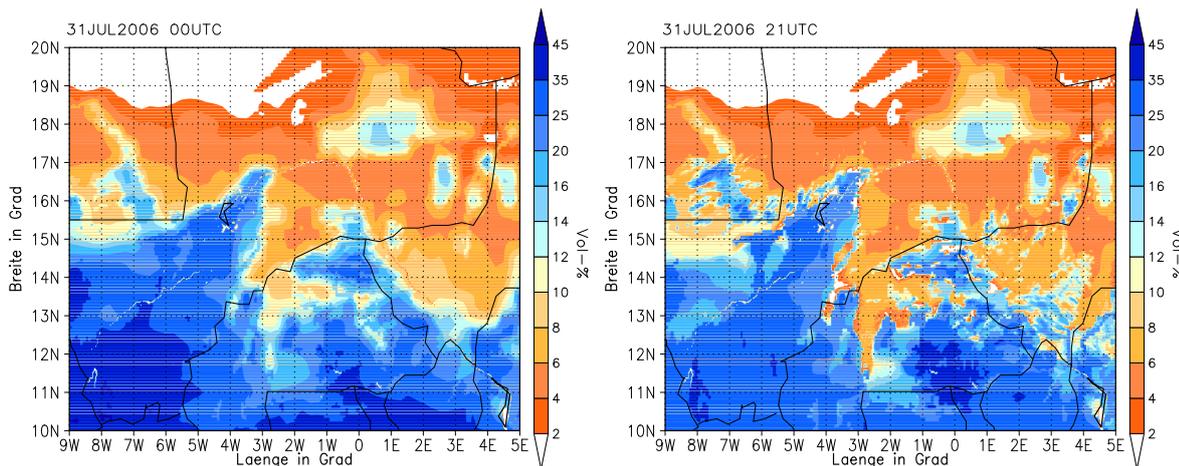


Abb. 6.7: Bodenfeuchte am 31.07.2006, 00 UTC und 21 UTC.

Zur Überprüfung dieses Zusammenhangs zwischen dem Feuchtetransport, dem MCS über dem südöstlichen Burkina Faso und der Konvektionsauslösung nördlich dieses MCS werden im Weiteren Beobachtungen von Synop-Stationen analysiert, zusammen mit den Ergebnissen von Taylor et al. (2010). Dieser untersucht mit Hilfe von Daten, die während eines Messfluges am 31.07.2006 aufgezeichnet wurden, ebenfalls die Konvektionsauslösung im Grenzgebiet Mali / Burkina Faso / Niger. Wie zu Beginn dieses Abschnitts erläutert, vollzog sich die Konvektionsentwicklung in der Realität allerdings etwa acht Stunden früher, als vom Modell simuliert.

Nach dem von Taylor et al. (2010) gezeigten Satellitenbild (Abb. 6.8 b) liegt gegen 12 UTC das in Kapitel 3 beschriebene MCS im südöstlichen Teil von Burkina Faso (siehe Abb. 6.9, Linie B). Die Meldungen der Stationen in Tillabery, Mango, Fada N’Gourma, Niamey und Gaya (Abb. 6.9) deuten darauf hin, dass sie bereits im direkten Einflussbereich des MCS liegen, denn sie weisen alle die unterschiedlichsten Windrichtungen auf, abweichend von der großräumigen Westströmung im übrigen Untersuchungsgebiet. An den Stationen Dori, Navrongo, Gaoua, Bole und Tamale (ganz im Süden), die in einem ca. 200 km breiten Streifen westlich des MCS liegen, d.h. die das MCS über Niamey nach dem Satellitenbild (Abb. 6.8) um 12 UTC noch nicht erreicht hat, ist die vorherrschende Windrichtung Süd bis Südwest. Ouagadougou meldet West-Nordwest-Wind, was etwas aus der Reihe fällt. Eventuell befindet sich Ouagadougou zu dem Zeitpunkt tatsächlich im Einflussbereich der Westwinde, worauf die trockene Zunge hindeutet, die sich über Mopti und Ouahigouya bis nach Ouaga zieht. Ebenfalls schwer einordnen lassen sich die Meldungen aus Dedougou und Bobo Dioulasso. Auch die Flugzeugmessungen zeigen nach Taylor et al. (2010) im Norden dieses Bereichs (ca. 15.5°N) Südwind (Abb. 6.8 a, Abschnitt C - D). Damit ist der etwa 200 bis 300 km breite Streifen mit Süd- bis Südwestwind, der vom Modell vorderseitig des MCS wiedergegeben wird, in den Beobachtungen wiederzuerkennen.

Eine Region mit sehr hoher spezifischer Feuchte zeigt sich an den Stationen mit Südwind, mit den höchsten Werten um Po und Navrongo. Dies bestätigt den nach Norden gerichteten Feuchtetransport, den das

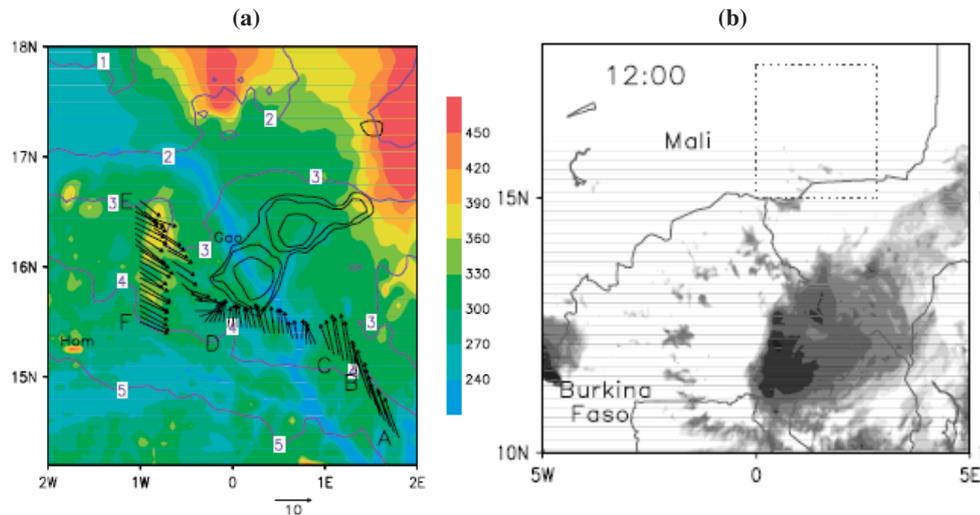


Abb. 6.8: Orographie in der Region von Gao mit Konturen des MCS am 31.07.2006 zwischen 1300 und 1530 UTC (Isothermen von -50 bis -70°C nach MSG Infrarot-Kanal in schwarz) und vom Flugzeug gemessener Wind (a). Die Flughöhe lag zwischen 170 - 190 m über Grund außer zwischen den Punkten B - C (600 m über Grund). Die angegebenen Windvektoren wurden zwischen 1516 UTC und 1630 UTC gemessen. (b) zeigt die Strahlungstemperatur um 12 UTC, anhand derer das MCS im Südwesten von Burkina Faso zu erkennen ist. Aus Taylor et al. (2010).

Modell ab 20 UTC zeigt. Die in Mali gelegenen Stationen Mopti, Tombouctou, Gao (siehe Abb. 6.10) und Hombori sowie Ouahigouya im Nordwesten Burkina Fasos melden um 12 UTC passend zu den simulierten Windgeschwindigkeiten alle nordwestliche Anströmung und niedrige Feuchte, z.T. unter 14 g kg^{-1} : Linie A in Abb. 6.9 markiert die Grenze zwischen westlichen, trockenen Harmattanwinden und südlichen, feuchten Monsunwinden. Die Flugzeugmessungen (Abb. 6.8 a, Bereich D - E - F) geben wie Hombori die westliche Anströmung wieder.

Die Zeitreihen der Meldungen der Synop-Stationen (Abb. 6.10) zeigen allerdings für Hombori, das an der Gourma-Mesoscale-Site liegt, einen auffälligen zeitlichen Verlauf: Die Zeitreihe der spezifischen Feuchte zeigt zwischen 06 UTC und 12 UTC einen starken Anstieg von unter 12 g kg^{-1} auf knapp 19 g kg^{-1} . Davor herrschte dort Südwind, der bis 12 UTC auf Nordwest dreht. Der Tagesgang der Feuchte ist aber in diesem Gebiet nach Untersuchungen von Guichard et al. (2009) im Juli normalerweise nicht so stark ausgeprägt. Bei genauerer Untersuchung der von der in nächster Nähe gelegenen Energiebilanzstation in Agoufou (Gourma-Mesoscale-Site, Timouk et al., 2009) aufgezeichneten Daten zeigt sich, dass an diesem Morgen 11 mm Niederschlag gefallen sind, mutmaßlich im Zusammenhang mit einer isolierten Konvektionszelle. Dies erklärt die extrem niedrige Feuchte und den Südwind an der Stelle im Gegensatz zu den Meldungen der umliegenden Stationen. Ouahigouya, die nächstgelegene Station Richtung Südwesten, zeigt z.B. auch ähnlich wie Mopti und Gao einen leichten Feuchterückgang bis 12 UTC und einen darauffolgenden Anstieg der Feuchte bis in die späten Abendstunden.

Weiter im Südwesten zeigen einige Stationen (z.B. Kita, Bamako oder Segou) ebenfalls Südwestwind

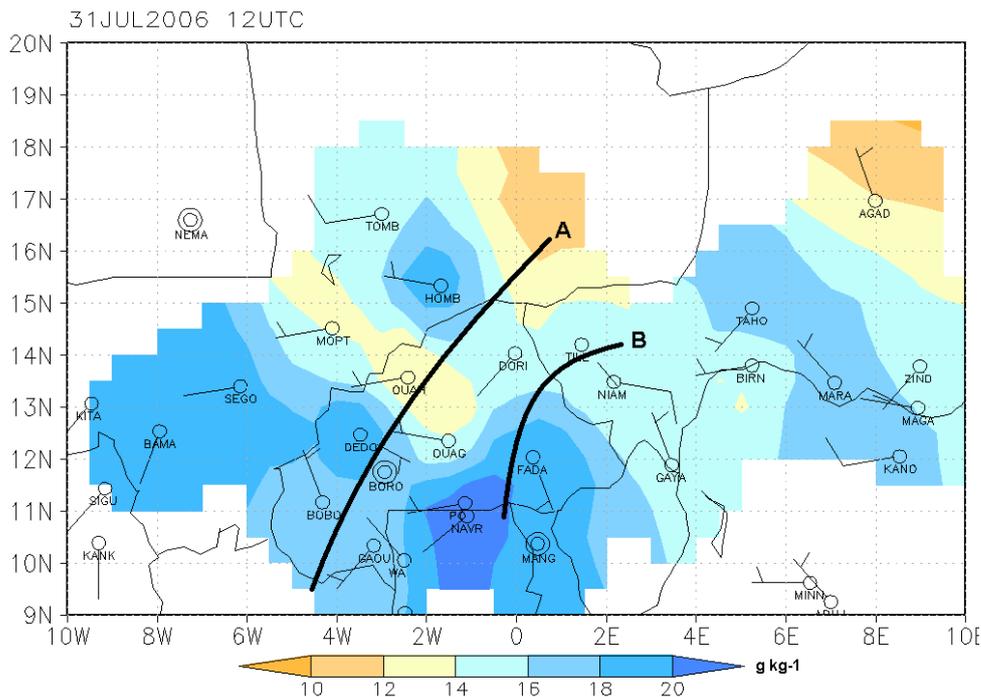


Abb. 6.9: Windpfeile und spezifische Feuchte (Farbskala), abgeleitet von Synop-Meldungen für den 31.07.2006, 12 UTC. Die dicken Linien kennzeichnen den westlichen Rand des MCS (Linie B) bzw. die Grenze zwischen West- und Südwinden (Linie A); die Stationsnamen sind jeweils mit vier Buchstaben abgekürzt, z.B. „NIAM“ steht für Niamey. Stationen mit doppelten Ringen melden eine Windgeschwindigkeit von 0 m s^{-1} .

und höhere spezifische Feuchte als die Stationen weiter nördlich. Dieses Gebiet ist anscheinend auch von der Monsunströmung beeinflusst, wie es im Modell zu beobachten ist. Da hier keine Konvergenz zwischen südlichem und nordwestlichem Wind auftritt (zumindest im Modell), kommt es aber auch nicht zu Konvektionsauslösung.

Die räumliche wie zeitliche Dichte der synoptischen Meldungen ist insgesamt leider zu gering, um die präkonvektiven Bedingungen genauer zu untersuchen. Im Großen und Ganzen bestätigen die Messungen aber die Prozesse, die in der Simulation zur Entstehung hochreichender Konvektion im Grenzgebiet von Mali / Burkina Faso / Niger führen. D.h., dass thermisch induzierte mesoskalige Konvergenz in einem Gebiet mit geringer Grenzschichtfeuchte und Transport von Feuchte in dieses Konvergenzgebiet im Zusammenhang mit einem MCS im Süden auch in der Realität stattgefunden haben. Diese beiden Prozesse gemeinsam sind letztendlich für die Konvektionsentwicklung verantwortlich:

Vorderseitig des aus Niger nach Osten ziehenden MCS ist in den Messungen eine südliche bis südwestliche Strömung in Verbindung mit dem Vordringen feuchtkalter Luft Richtung Norden zu finden. Im Gegensatz dazu herrscht Trockenheit im Gebiet nördlich der Grenze von Burkina Faso mit vorherrschender westlicher bis nordwestlicher Anströmung. Außerdem ist die einzelne Konvektionszelle bei

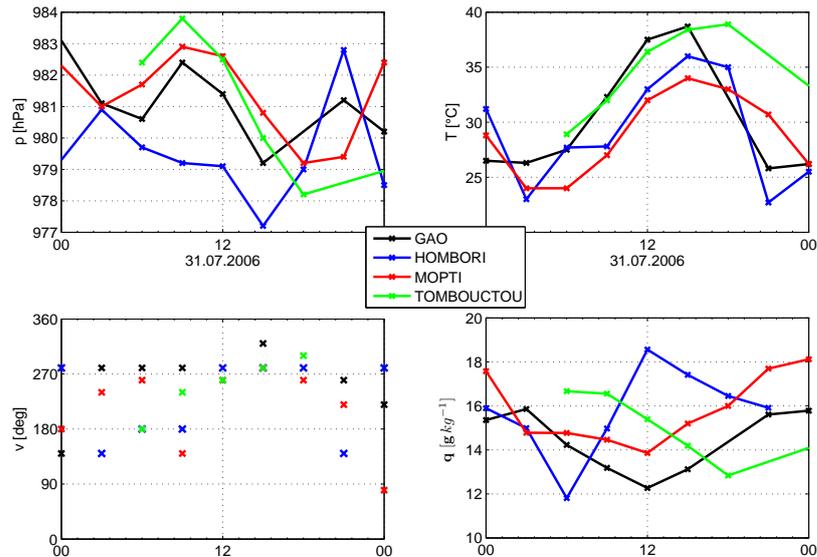


Abb. 6.10: Zeitreihen einiger Synop-Stationen in Mali.

Gourma ein Hinweis auf die günstigen konvektiven Bedingungen am 31.07.2006 in der Region nördlich des Grenzgebietes Burkina Faso / Niger / Mali.

6.2 Sekundärzirkulation

Da nun die Auslösung von Konvektion in diesem Modelllauf nicht allein durch mesoskalige Inhomogenitäten der Oberflächentemperatur erklärt werden kann, sondern eher durch die Feuchteverfügbarkeit auf größerer Skala beeinflusst wird, soll nun der nächste Tag genauer hinsichtlich möglicher Land-Atmosphäre-Wechselwirkungen untersucht werden.

Während die konvektiven Zellen im Modell nach Südwesten ziehen, hinterlassen sie ein breites Niederschlagsband, das sich auch auf die Verteilung der Bodenfeuchte auswirkt. Dadurch treten am 1. August Gradienten in der Oberflächentemperatur auf, die nach Segal und Arritt (1992) Sekundärzirkulationen hervorrufen können.

Taylor et al. (2007) werten die Daten eines Messfluges aus, der am 01.08.2006 in Niamey startete und Richtung Nordwesten führte (siehe Abb. 6.11), um Messungen über einem mesoskaligen Bodenfeuchtemuster durchzuführen. Auf dem Hinflug zwischen 1306 UTC und 1412 UTC wurden in der Flughöhe von 170 m über Grund die standardmäßigen meteorologischen Größen vom Flugzeug aus gemessen, auf dem Rückflug zwischen 1435 UTC und 1529 UTC wurden aus einer Höhe von etwa 7000 m mehrere Dropsonden abgeworfen. Taylor et al. (2007) verwenden bei ihrer Analyse die von MSG-SEVIRI-Satellitenmessungen abgeleitete sogenannte Oberflächentemperaturanomalie LSTA („Land Surface Temperature Anomaly“) zur qualitativen Bewertung von Bodenfeuchtemustern. Eine negative LSTA zeigt ein Gebiet mit relativ hoher Bodenfeuchte, das der von dem in Kapitel 3 beschriebenen MCS über

Mali ausgehende Niederschlag erzeugt hat (vgl. auch Abb. 4.2). Der Flug verlief dabei über das östliche Ende dieser negativen LSTA.

Das angesprochene Niederschlagsgebiet liegt im betrachteten Modelllauf (wie auch im vorigen Abschnitt ist dabei der ECR-Lauf aus dem Bodenfeuchteensemble gemeint) im Norden von Burkina Faso, an der Grenze zu Mali ($13 - 15^\circ\text{N} / 4^\circ\text{W} - 1^\circ\text{O}$, Abb. 6.1 b). Im Muster der Bodenfeuchte (Abb. 6.11) zeichnet sich die Verteilung des Niederschlags deutlich ab. Der östliche Rand des simulierten Niederschlagsgebiets liegt etwas weiter westlich als der des beobachteten (0.5°O gegenüber ca. 1.5°O) und die reale Flugroute verläuft deshalb östlich des Gebiets mit der erhöhten Bodenfeuchte im Modell. Aus diesem Grund wird für den Vergleich der Modellergebnisse mit den Flugzeugmessungen und den Dropsonden eine fiktive Flugroute angenommen, die direkt durch das Gebiet mit der höchsten Bodenfeuchte verläuft ($3^\circ\text{W} / 17^\circ\text{N} - 0^\circ\text{W} / 13^\circ\text{N}$, siehe Abb. 6.11).

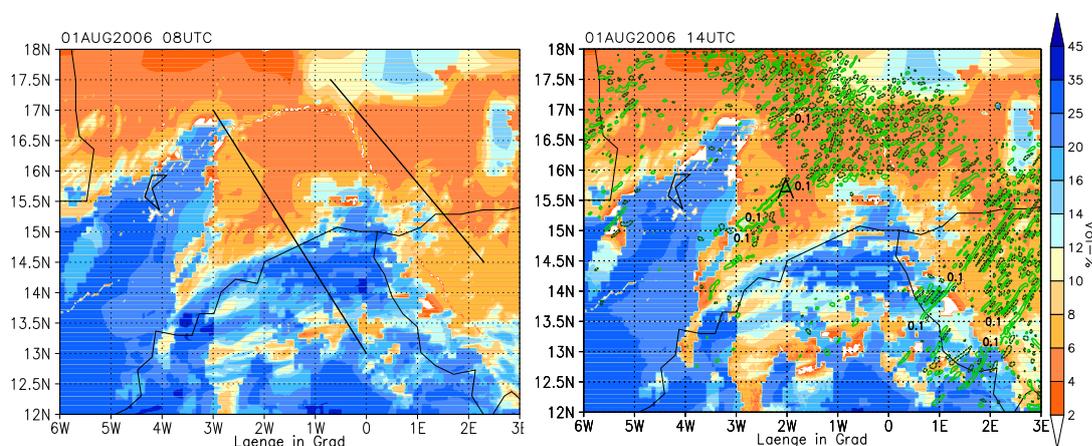


Abb. 6.11: Bodenfeuchte (oberste Schicht) nach 33 Stunden Rechenzeit (01.08.2006, 09 UTC) mit Flugroute (östliche Linie) und betrachtetem Diagonalschnitt (westliche Linie) und Bodenfeuchte am 01.08.2006, 14 UTC mit Vertikalbewegung (hellgrüne Isolinien in m s^{-1} für nach oben, dunkelgrüne Isolinien für nach unten gerichtete Vertikalbewegung). A markiert das Gebiet mit Aufwinden im Zusammenhang mit der Sekundärzirkulation.

Bis zum Mittag hat die Bodenfeuchte durch Evapotranspiration abgenommen (Abb. 6.11). An einigen Stellen, an denen die Abnahme stärker war als an anderen, zeichnet sich deutlich das Muster der Bodenarten ab. In der Oberflächentemperatur (Abb. 6.12 a) ist dieses Muster auch zu sehen: An Stellen mit der Bodenart Sand, besonders zwischen $14 - 15^\circ\text{N} / 2^\circ\text{W} - 1^\circ\text{O}$, ist sie um ca. 10°C niedriger als in der Umgebung, da dort der latente Wärmefluss stark erhöht und der fühlbare erniedrigt ist. Am größten ist die horizontale Differenz in der Oberflächentemperatur bei $0.5^\circ\text{W} / 14.7^\circ\text{N}$: Östlich einer Stelle mit einer Oberflächentemperatur von mehr als 58°C ist eine Stelle mit einer Oberflächentemperatur von weniger als 40°C zu finden, d.h. die Differenz beträgt dort knapp 20°C .

Die Windvektoren in 950 hPa (Abb. 6.12 a) zeigen eine westliche bis südwestliche Strömung in der Grenzschicht. Der Wind ist vom Gebiet mit der höchsten spezifischen Feuchte (Abb. 6.12 b) im Südwesten ($q > 18 \text{ g kg}^{-1}$) ins Gebiet mit der niedrigsten Feuchte im Nordosten (10 g kg^{-1}) gerichtet. Der

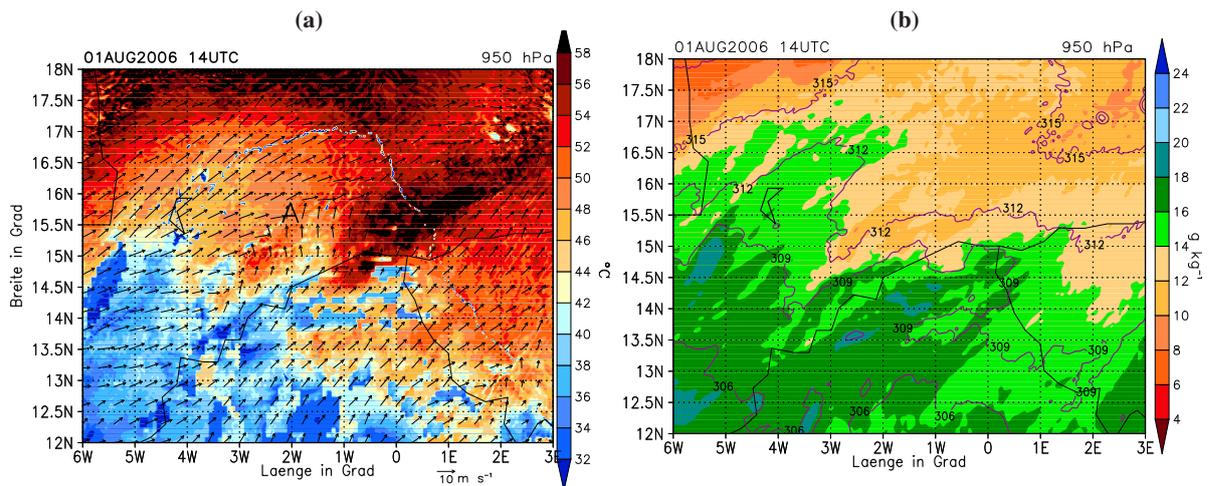


Abb. 6.12: Oberflächentemperaturen mit Windvektoren in 950 hPa (a) und spezifische Feuchte (Farbskala) mit Isentropen im Abstand 3 K (b), jeweils 01.08.2006, 14 UTC. A markiert wie in Abb. 6.11 bzw. 6.14 das Aufwindgebiet der Sekundärzirkulation mit Konvergenz des Horizontalwinds in der Grenzschicht.

Temperaturgradient zeigt in die entgegengesetzte Richtung mit einem Anstieg der potentiellen Temperatur von Südwesten nach Nordosten. Bei $2.5^{\circ}\text{W} / 15.5^{\circ}\text{N}$ zeigt das Windfeld Konvergenz entlang des Nordostrandes eines Gebiets mit lokal hoher Oberflächentemperatur und niedriger Bodenfeuchte, zusammen mit aufwärts gerichteter Vertikalbewegung (Markierung A in Abb. 6.11 und 6.12). D.h., es handelt sich hier um die typische Struktur einer thermisch erzeugten Sekundärzirkulation.

Der diagonale Schnitt durchs Modellgebiet verläuft durch das Gebiet mit der erhöhten Bodenfeuchte im Südosten und niedrigerer im Nordwesten; damit liegt er annähernd parallel zur Flugroute und wie diese senkrecht zur großräumigen Strömungsrichtung. Dies hat den Vorteil, dass die Sekundärzirkulation nicht von anderen Windkomponenten überlagert ist und im Schnitt (Abb. 6.14) leicht zu erkennen sein sollte. Entlang des Schnittes, korrespondierend zur Uhrzeit des Fluges, sollen Mittelwerte von 13 und 14 UTC folgender Parameter mit den Flugzeugmessungen (Taylor et al., 2007, Abb. 6.13 b) verglichen werden (Abb. 6.13 a): Die Oberflächentemperatur T_{sfc} , der fühlbare Wärmestrom H_0 , die potentielle Temperatur θ , das Mischungsverhältnis r und die Bodenfeuchte SM . Zusätzlich wird noch der latente Wärmestrom E_0 zu der Analyse hinzugenommen. θ und r werden dabei auf dem dritten Modellniveau ($z = 168\text{ m}$) betrachtet, da dieses der Flughöhe von 170 m am nächsten kommt.

Im Modell liegt θ im feuchten Gebiet ($SM > 12\text{ Vol-\%}$ zwischen $13 - 14.5^{\circ}\text{N}$, Abb. 6.13 a) bei 306 - 309 K, in der Beobachtung bei 308.5 - 309.5 K. D.h., dass das Modell über feuchten Böden etwas niedrigere Temperaturen simuliert als die Beobachtung zeigt. Im trockenen Bereich nördlich der Stellen mit erhöhter Bodenfeuchte ($SM < 10\text{ Vol-\%}$ zwischen $14.7 - 16.5^{\circ}\text{N}$) liegt das gemessene θ bei 313 K und im Modell ebenfalls.

Die erhöhte Bodenfeuchte ist auf der Mesoskala mit einem höheren latenten Wärmefluss (etwa 250 W m^{-2}) verbunden, wie zwischen $13.7 - 14.7^{\circ}\text{N}$, d.h. in einer Größenordnung von 200 km. Dies entspricht den

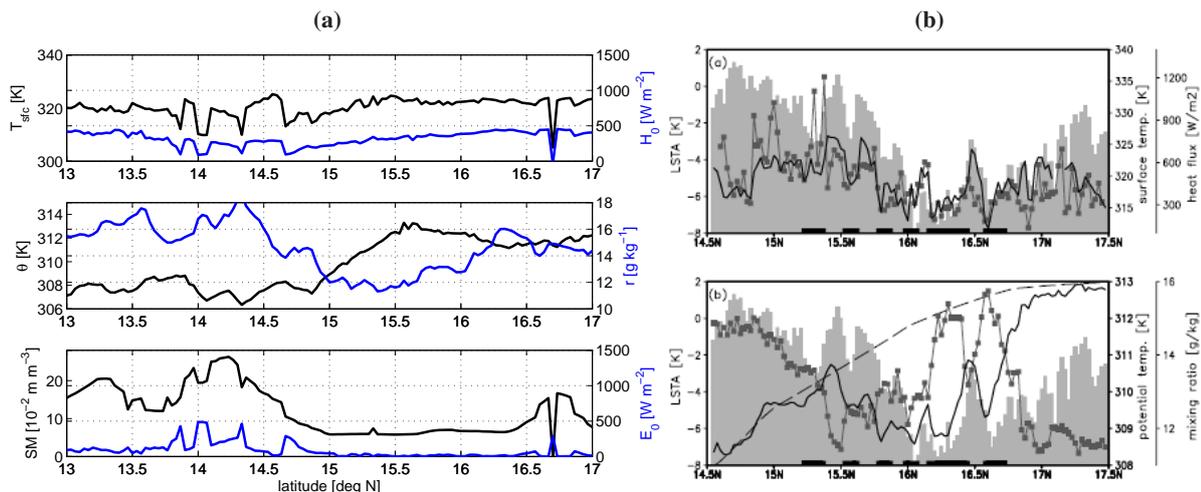


Abb. 6.13: (a) zeigt die Modellvariablen T_{sfc} , H_0 , θ ($ML = 49$), r ($ML = 49$), SM und E_0 als Mittelwerte von 13 und 14 UTC im diagonalen Schnitt entlang der in Abb. 6.11 gewählten Strecke, (b) die Flugzeugmessungen der gleichen Variablen (T_{sfc} bzw. θ schwarze Linien, H_0 bzw. r graue) sowie die aus Satellitenmessungen abgeleitete LSTA (graue Schattierung), aus Taylor et al. (2007). Die schwarzen horizontalen Balken in (b) markieren die aus der LSTA abgeleiteten Stellen hoher Bodenfeuchte.

Erwartungen. Im Mittel nimmt T_{sfc} im feuchten Bereich Werte zwischen 315 - 320 K an, im trockenem zwischen 320 - 325 K. Diese Wertebereiche stimmen mit denen aus der Messung überein. Das thermisch induzierte Windfeld wird im Wesentlichen durch diese mesoskalige Temperaturverteilung geprägt.

In der Messung liegt H_0 im Bereich der hohen Bodenfeuchte bei 300 W m^{-2} und im Bereich der niedrigen bei 600 W m^{-2} . Im Modell ist H_0 insgesamt etwas niedriger mit Werten von unter 500 W m^{-2} entlang des gesamten Schnittes. Qualitativ gibt die Modellsimulation die Unterschiede von hohem H_0 über trockenen und niedrigem über feuchten Böden wieder. Die in den Flugzeugmessungen zu erkennende gute Korrelation von H_0 sowie T_{sfc} mit der LSTA ist damit auch im Modell gegeben. Die Grenzschichtfeuchte ist in der Modellsimulation im südlichen Abschnitt des Diagonalschnittes deutlich höher als im nördlichen ($r > 15 \text{ g kg}^{-1}$ gegenüber $9 - 16 \text{ g kg}^{-1}$). Dies liegt zum einen am großräumigen Nord-Süd-Gradient der Feuchte, zum anderen an der Bodenfeuchteverteilung. Die Bodenfeuchte beeinflusst über die Konvergenz des latenten Wärmeflusses, die im Modell durch erhöhtes E_0 über feuchtem Boden stärker ist, direkt die Grenzschichtfeuchte. Die absoluten Maxima des Mischungsverhältnisses sind im südlichen Abschnitt gut mit den Maxima der Bodenfeuchte korreliert, wie auch die Flugzeugmessungen zeigen.

Innerhalb dieser mesoskaligen Bodenfeuchte-, Lufttemperatur- und Luftfeuchteverteilung ist auf einer Skala von 0.1° geographischer Breite im Modell allerdings noch eine Variation zu erkennen, die sich deutlich von der großräumigen Struktur unterscheidet: Die Oberflächentemperatur zeigt Minima im Zusammenhang mit der Bodenartenverteilung, z.B. bei 13.85°N , 14.1°N oder 14.85°N . Diese Minima korrespondieren mit lokalen Minima von SM und H_0 sowie mit Maxima von E_0 . D.h., im Zusammenhang mit feinen Mustern in der Bodenartenverteilung treten innerhalb des oben beschriebenen Gebiets mit hoher Bodenfeuchte und großräumig erhöhtem latentem Wärmefluss mehrere lokale Maxima von E_0 auf,

da die maximal mögliche Evaporation über manchen Bodenarten höher ist als über anderen. Dadurch entstehen innerhalb des feuchten Gebietes lokale Minima der Bodenfeuchte und der Lufttemperatur sowie Maxima der Luftfeuchte. Das extreme Minimum von SM bei 16.7°N ist die Stelle, wo der Diagonalschnitt den Niger-Fluss kreuzt, der in der Oberflächentemperatur (Abb. 6.12 a) gut zu erkennen ist.

Insgesamt sind gute Übereinstimmungen der Werte in der Modellsimulation und in den Messungen zu finden. Qualitativ sind in der Messung wie im Modell mit hohem SM in der Mesoskala niedriges T_{sfc} , H_0 und θ in der Grenzschicht sowie hohes r in der Grenzschicht und hohes E_0 verbunden. Die Modellsimulation zeigt Schwankungen auf den zwei Skalen von 10 km und 100 km, die der Bodenartenverteilung bzw. dem mesoskaligen Bodenfeuchtemuster zugeordnet werden können. Die Skala, auf der nach Taylor et al. (2007) die Bodenfeuchte und der fühlbare Wärmefluss die Strömungsmuster in der Grenzschicht modifizieren können, liegt bei 10 km und mehr. D.h., dass die horizontalen Gradienten der Bodenfeuchte in der Modellsimulation Sekundärzirkulationen hervorrufen können. Dazu werden nun Vertikalschnitte betrachtet, die die Horizontal- und Vertikalzirkulation entlang des gewählten Diagonalschnittes wiedergeben (Abb. 6.14).

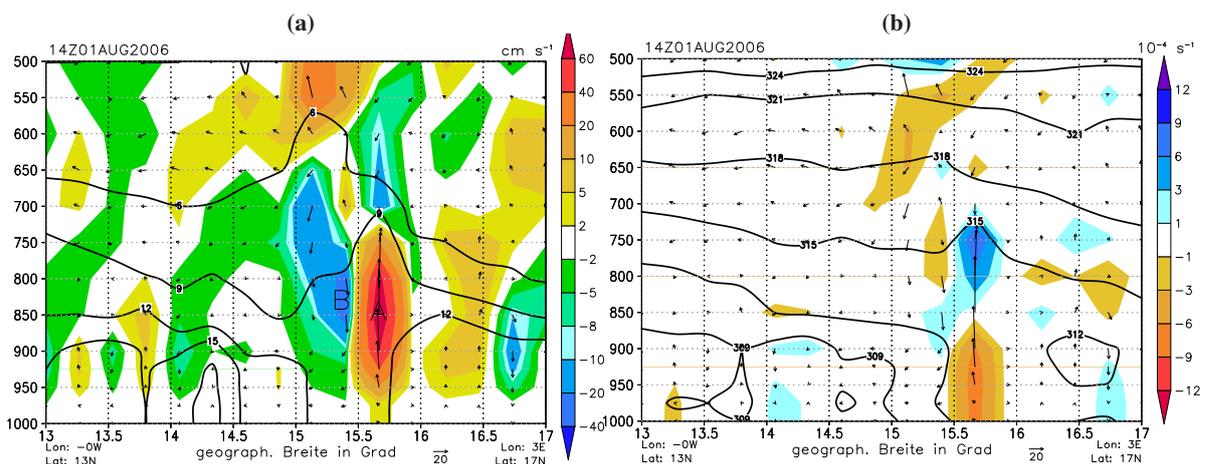


Abb. 6.14: Vertikalschnitt entlang des untersuchten Diagonalschnittes (siehe Abb. 6.11) durchs Modellgebiet für den 01.08.2006, 14 UTC; Windvektoren aus Horizontalwindkomponente parallel zum Schnitt und Vertikalwind, 100-fach überhöht; (a) mit Vertikalbewegung (Farbskala) und spezifischer Feuchte (Isolinien im Abstand 3 g kg^{-1}), (b) mit horizontaler Divergenz (Farbskala) und potentieller Temperatur (Isolinien im Abstand 3 K). Die Buchstaben A und B in (a) markieren das Auf- bzw. Abwindgebiet der Sekundärzirkulation.

Zwischen 15.5°N und 16°N existiert eine starke, aufwärts gerichtete Vertikalbewegung mit Geschwindigkeiten von über 60 cm s^{-1} im Maximum in 850 hPa, zusammen mit abwärts gerichteter Vertikalbewegung südlich davon (zwischen 15°N und 15.5°N , Markierung A in Abb. 6.14 a). Die aufwärts gerichtete Vertikalbewegung reicht bis in eine Höhe von etwa 740 hPa und befindet sich dabei über dem trockenen Gebiet mit einer spezifischen Feuchte von weniger als 12 g kg^{-1} . Nördlich und südlich davon ist die spezifische Feuchte höher. An der Unterseite des Aufwindschlauches herrscht Konvergenz, an der Ober-

seite Divergenz (Abb. 6.14 b). Die Konturen der potentiellen Temperatur zeigen, dass die Konvergenz im wärmsten Gebiet ($\theta > 312\text{ K}$), am nördlichen Rand eines Gebietes mit niedrigerer Grenzschichttemperatur ($\theta < 309\text{ K}$), stattfindet. Außerdem markiert der Verlauf der 315 K-Isentrope am Oberrand des Aufwindschlauches eine erhöhte Grenzschicht (720 hPa gegenüber 770 hPa 0.5° weiter südlich). Auch die 9 g kg^{-1} -Isolinie der spezifischen Feuchte gibt dies wieder.

Um die Grenzschichthöhen im feuchten und im trockenen Gebiet noch besser vergleichen zu können, werden nun Vertikalprofile von θ und r betrachtet und mit den Dropsondendaten verglichen (Abb. 6.15). Die beiden ausgesuchten Gitterpunkte liegen in der Modellsimulation im Gebiet mit hoher ($1^\circ\text{W} / 14.25^\circ\text{N}$, $SM = 28\text{ m m}^{-3}$, vgl. Abb. 6.13 a) bzw. niedriger Bodenfeuchte ($1.875^\circ\text{W} / 15.5^\circ\text{N}$, $SM = 7\text{ m m}^{-3}$). Die Dropsonden wurden ebenfalls in Gebieten mit hoher und niedriger Bodenfeuchte abgeworfen: Bei 16°N ist in Abb. 6.13 b eine LSTA mit besonders hohen negativen Werten zu erkennen, bei 15°N hingegen ist die LSTA gering. Der markanteste Unterschied der beiden Vertikalprofile der Dropsonden liegt in der Grenzschichthöhe (Abb. 6.15 b): Im Gebiet niedriger Bodenfeuchte sind θ und r bis etwa 820 hPa konstant, im Gebiet mit hoher bis 910 hPa. Die absoluten Werte unterscheiden sich im Gebiet mit hoher und niedriger Bodenfeuchte nicht stark, θ ist über feuchtem Boden nur knapp 1 K niedriger als über trockenem und r ist sogar über feuchtem um ca. 0.5 g kg^{-1} niedriger, anders als zu erwarten. Dies liegt an der allgemein durch die Monsunströmung bedingten höheren Grenzschichtfeuchte im Süden. Aufgrund der großräumigen Bedingungen wird eventuell auch der Unterschied der Grenzschichthöhen abgeschwächt. Die dennoch bestehende Differenz von ca. 100 hPa ist daher als besonders markant zu bewerten.

Wie an der LSTA entlang der Flugstrecke zu sehen (Abb. 6.13), verläuft der Flug zuerst im Südosten über ein Gebiet mit niedrigerer Bodenfeuchte, dann über mehrere Stellen mit hoher und am Ende, im Nordwesten, wieder über ein Gebiet mit niedrigerer Bodenfeuchte. Im Modell ist aber die Bodenfeuchte am südöstlichen Ende ab 13°N bis 15°N hoch. Der ausgewählte Gitterpunkt mit hoher Bodenfeuchte liegt in diesem Gebiet. Der Gitterpunkt, der für das Vertikalprofil über trockenem Boden liegen soll, muss daher nördlich davon ausgewählt werden. Das Vertikalprofil über trockenem Boden befindet sich daher im Modell im Gegensatz zur Dropsondenmessung nicht mehr im Bereich der Grenzschicht, den die Monsunströmung durch Feuchteadvektion beeinflusst. Die Grenzschichthöhen, an r besser zu sehen als an θ (Abb. 6.15 a), sind in den Vertikalprofilen aus dem Modell ähnlich der gemessenen bei 800 hPa über dem Gebiet mit der hohen und bei 900 hPa über dem mit der niedrigen Bodenfeuchte festzumachen. Dabei ist r mit 17 g kg^{-1} über dem feuchten Boden deutlich höher als in der Messung (ca. 13 g kg^{-1}). θ ist über trockenem Boden höher als in der Messung (312.5 K gegenüber knapp 310 K).

Damit sind die Voraussetzungen für eine Sekundärzirkulation in der Modellsimulation gegeben: Südöstliche Windkomponenten zeigen vom feuchten Bereich in den trockenen und treffen in einem sich Südwest-Nordost erstreckenden Konvergenzbereich im trockenen Gebiet auf die großräumige Südwestströmung. Es kommt zur Hebung und aufgrund unterschiedlich großem H_0 zu Differenzen der Grenzschichthöhe von 100 hPa. Die betrachteten Größen zeigen Schwankungen in den korrekten Wertebereichen über

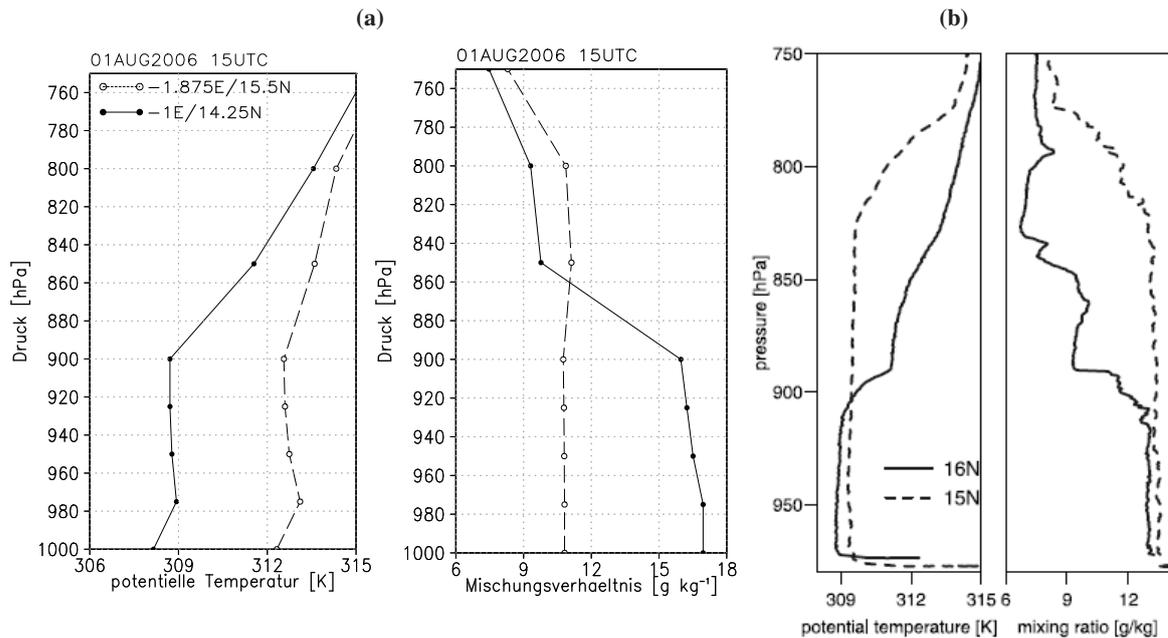


Abb. 6.15: (a) Vertikalprofil der potentiellen Temperatur θ und des Mischungsverhältnisses r an jeweils zwei Gitterpunkten der Modellsimulation, (b) die gleichen Größen von Dropsondenmessungen an qualitativ vergleichbaren Stellen.

mesoskaligen Bodenfeuchteinhomogenitäten. Zusätzlich zeigt das Modell Schwankungen auf kleinerer Skala im Zusammenhang mit inhomogenen Bodenarten. Die Dropsondendaten von Taylor et al. (2007) bestätigen die vertikale Struktur der Grenzschicht im feuchten und im trockenen Gebiet. Außerdem geben sie die Strömungsverhältnisse gut wieder: Die nördlichere Dropsonde zeigt West-Südwestwind in der Grenzschicht, die südlichere Südwestwind. Damit entsprechen die gemessenen Windrichtungen dem Windfeld der Modellsimulation in 950 hPa (Abb. 6.12 a). Die absoluten Werte des höhenkonstanten Grenzschicht-Mischungsverhältnisses sind in der Messung im Gegensatz zu denen der Modellsimulation fast gleich groß, da die Dropsonde über dem Gebiet mit der niedrigen Bodenfeuchte weiter südlich innerhalb des von der Monsunströmung beeinflussten Gebietes abgeworfen wurde.

Beim Vergleich der allgemeinen Entwicklung im Modell am 31.07. und 01.08. zeigt sich, dass aufgrund der mesoskaligen Bodenfeuchteinhomogenitäten an beiden Tagen thermische Sekundärzirkulationen in der Sahelzone entstehen. Aber nur am 31.07. entwickelt sich hochreichende Konvektion mit Niederschlagsbildung, da nur an diesem Tag feuchte Luftmassen aus dem Süden in das trockene Gebiet strömen, in dem Konvergenz und Aufsteigen auftreten.

7 Fazit

Im Rahmen der angestrebten Ensemblesimulationen wurde ein Zeitraum aus der AMMA-Messkampagne im Jahr 2006 ausgewählt, der in die Hochphase des afrikanischen Sommermonsuns fällt (SOP 2), zu dem es eine gute Datengrundlage gibt (Kohler et al., 2010; Schwendike et al., 2010) und der bereits Gegenstand vorangegangener Untersuchungen war (Taylor et al., 2007, 2010). Die gewählte Periode vom 31.07. / 01.08.2006 zeichnet sich dadurch aus, dass sowohl im südlichen Teil des Untersuchungsgebietes (Sudanzone) als auch im nördlichen Teil (Sahelzone) MCS auftraten.

Da Westafrika einerseits als besonders sensible Region bezüglich der Rückkopplung zwischen der Bodenfeuchte und dem Niederschlag gilt und andererseits Bodenfeuchtedaten in dieser Region mit großen Unsicherheiten behaftet sind, wurde ein Bodenfeuchteensemble aufgestellt. Das Ziel war es, die aus der Bodenfeuchte resultierenden Unsicherheiten im Niederschlag abzuschätzen. Ein weiteres Ziel der Arbeit bestand darin, festzustellen, ob ein direkter Zusammenhang zwischen der Bodenfeuchte, den präkonvektiven Bedingungen und dem Niederschlag in den einzelnen Klimazonen besteht. Das COSMO-Modell der Version 4.11 wurde dafür mit den speziellen ECMWF-AMMA-Reanalysen angetrieben. Diese Reanalysen zeichnen sich dadurch aus, dass sehr viele der während der AMMA-Kampagne erhobenen Messdaten zusätzlich in die Assimilation der atmosphärischen Felder mit aufgenommen wurden. Für die Initialisierung der Bodenfeuchte in den Modellsimulationen wurden verschiedene Datenquellen ausgewählt. Vier Bodenfeuchtefelder stammen aus modellbezogenen Datensätzen und eines stellt ein aus Satellitenmessungen abgeleitetes Produkt dar. Die Bandbreite der zweitägigen Niederschlagssumme der Ensemblemitglieder wurde dann noch mit der Niederschlagssumme aus einer mit GME-Analysen angetriebenen Modellsimulation verglichen. Die Auswertungen bezogen sich auf zwei Regionen: auf ein Gebiet im Norden, das die Sahelzone und einen Teil der Sahara einschließt, und auf eines im Süden, das etwa der Sudanzone entspricht. Ein zusätzlicher Datensatz enthält die Ergebnisse für das Gesamtgebiet.

Die Unsicherheiten des vorhergesagten Niederschlags können anhand der Ergebnisse der Ensemblesimulationen folgendermaßen abgeschätzt werden: In der Sudanzone fallen im Mittel – bezogen auf die Größe des gesamten Untersuchungsgebietes – innerhalb von 30 Stunden seit Start der Modellsimulationen etwa 2.5 mm Niederschlag im Ensemblemittel. Die Werte des Ensembles schwanken zwischen 1.6 mm bis 3.3 mm. Die Niederschlagssummen der Satellitenprodukte liegen in der Sudanzone bei 1 mm bzw. 3 mm, d.h. die Spanne der Modellniederschläge deckt die Beobachtung des TMPA-Produktes ab – die niedrige Angabe des EPSAT-SG ist ungenau. In der Sahelzone beträgt der Niederschlag nach 30 Stunden Rechenzeit im Ensemblemittel 0.5 mm mit Variationen der einzelnen Ensemblemitglieder zwischen

0.2 mm und 1 mm. Das Ensemblemittel ist in der Sahelzone allerdings im Vergleich zur Beobachtung von etwa 6.5 mm zu niedrig. Dennoch ist die Bandbreite der Ergebnisse gegeben: Es gibt Ensemblemitglieder, die in der Sahelzone vernachlässigbar geringen Niederschlag simulieren und auch solche, die die Niederschlagsverteilung, wenn auch mit zu geringer Gesamtmenge, annähernd realistisch wiedergeben. Die Sensitivität des Modellniederschlags hinsichtlich des Anfangszustandes der Bodenfeuchte ist damit für beide Niederschlagsgebiete vorhanden.

Die Niederschlagssumme des GME-Laufes liegt für die Sudanzone ebenfalls innerhalb der Variation des Ensembles. Die Niederschlagsbildung setzt in diesem Lauf allerdings neun Stunden früher ein. Die Ursache dafür sind unterschiedliche Anfangsbedingungen, die durch den GME-Antrieb vorgegeben werden. Im Norden, in der Sahelzone, ist der Gesamtniederschlag des GME-Laufes größer als der aller Ensemble-simulationen. Nur ein Ensemblemitglied gibt die Niederschlagsverteilung in diesem Gebiet annähernd realistisch wieder. Weshalb es hauptsächlich in diesem zu Konvektionsauslösung kommt, wurde im Anschluss an die Auswertung der Ensemblesimulationen untersucht.

Die globalen Vorhersagen des DWD und des ECMWF zeigen für das südliche Niederschlagsgebiet in der Sudanzone etwa den gleichen Gesamtniederschlag nach 24 h Vorhersagezeit wie das Ensemblemitglied mit dem niedrigsten Gesamtniederschlag. Dieses Ensemblemitglied wurde mit dem gleichen, unveränderten Datensatz angetrieben wie die ECMWF-Vorhersage in der gröberen Auflösung von 28 km. Eine Schlussfolgerung ist daher, dass die Bildung konvektiven Niederschlags in der Sudanzone im betrachteten Fall von den großräumigeren atmosphärischen Bedingungen vorgegeben und von hochauflösenden Simulationen nicht besser reproduziert wird als von den Globalvorhersagen, die Konvektionsparametrisierungen verwenden. Im Gegensatz dazu liegt der Gesamtniederschlag der Globalvorhersagen in der Sahelzone unter dem Gesamtniederschlag aller durchgeführten hochauflösenden Modellsimulationen. D.h., dass diese gegenüber den Globalvorhersagen in jedem Fall eine Verbesserung durch die mögliche explizite Auflösung von hochreichender Konvektion darstellen, da hochauflösende Modelle in der Lage sind, den Lebenszyklus von konvektiven Systemen realistischer nachzubilden. Die unterschiedlichen atmosphärischen Rahmenbedingungen, bei denen es in den zwei Gebieten zu Konvektionsauslösung und Niederschlagsbildung kommt, sagen dabei noch nichts über die Auswirkungen der verschiedenen Bodenfeuchteverteilungen auf die Simulationsergebnisse aus, da die Bandbreite der Ensembleergebnisse für beide gegeben ist. Das Fazit hinsichtlich der genannten Zielsetzung ist vielmehr, dass die Unsicherheit im Anfangszustand der Bodenfeuchte in jedem Fall eine klare Spanne im Gesamtniederschlag nach 36 Stunden Vorhersagezeit erzeugt, unabhängig von weiteren Prozessen, die zur Niederschlagsbildung beitragen.

Im zweiten Teil der Arbeit wurde der Fragestellung nachgegangen, ob eine Rückkopplung zwischen der Bodenfeuchte und dem Niederschlag existiert. Diese Untersuchung basiert auf der Hypothese, dass eine höhere Bodenfeuchte zu einer niedrigeren Grenzschicht, einer höheren äquivalent-potentiellen Temperatur in der Grenzschicht und damit zu einer höheren CAPE sowie niedrigeren CIN führen sollte. Des

Weiteren wird angenommen, dass günstigere konvektive Bedingungen auch zu mehr konvektivem Niederschlag führen. Außerdem wurde untersucht, ob bei einer größeren Standardabweichung der Bodenfeuchte ein höherer Niederschlag zu beobachten ist. Dieser Annahme liegt die Überlegung zugrunde, dass eine Region mit einer größeren Standardabweichung der Bodenfeuchte die Bildung konvektionsauslösender Sekundärzirkulationen begünstigt. Es konnte allerdings kein direkter Zusammenhang nachgewiesen werden – weder zwischen dem Gebietsmittel der Bodenfeuchte bzw. dem der konvektionsrelevanten Größen und dem Niederschlag noch zwischen der Standardabweichung der Bodenfeuchte oder anderer konvektionsrelevanter Größen und dem Niederschlag. Eine Erklärung für diese nicht existierende Korrelation könnte die Tatsache sein, dass die Datenmenge von zwei Tagen nicht ausreichend ist, um einen systematischen Zusammenhang nachzuweisen, und dass Gebietsmittelwerte die komplexen Zusammenhänge nicht gut wiedergeben.

Anders verhält es sich mit der zeitlichen Entwicklung der mittleren Parameter in Abhängigkeit der Bodenfeuchte. Die Flüsse fühlbarer und latenter Wärme an der Erdoberfläche hängen am deutlichsten von der Bodenfeuchte ab und die betrachteten Gebietsmittel weisen große Unterschiede zwischen den Ensemblesimulationen auf. Die größten latenten Wärmeflüsse treten bei den Modellsimulationen auf, in denen die Bodenfeuchte am stärksten abnimmt. Die Abnahme der Bodenfeuchte ist besonders in solchen Gebieten groß, in denen eine hohe Bodenfeuchte und gleichzeitig eine stark verdunstende Bodenart vorliegen. Durch die Konvergenzen der turbulenten Flüsse in der Grenzschicht werden die Grenzschichttemperatur und -feuchte beeinflusst. Von diesen beiden Größen hängt direkt die äquivalent-potentielle Temperatur in der Grenzschicht ab. Die höchste äquivalent-potentielle Temperatur zeigt sich dabei in der Modellsimulation, in der die Bodenfeuchte im Mittel am stärksten abgenommen hat. Die zeitliche Entwicklung der CAPE entspricht in den einzelnen Ensemblesimulationen genau der der äquivalent-potentiellen Temperatur in der Grenzschicht. Dies bedeutet schließlich, dass die bedingte konvektive Energie bei sonst gleichem troposphärischem Zustand größer ist, je höher die Bodenfeuchte und je stärker ihre Abnahme durch Evapotranspiration ist.

Der nicht existierende Zusammenhang zwischen der Bodenfeuchte bzw. den konvektionsrelevanten Kenngrößen und dem Niederschlag in einer Region war schließlich der Anlass, in einer Detailanalyse auf diese Problematik etwas näher einzugehen. Die Untersuchung der Konvektionsauslösung in der Sahelzone am 31. Juli, die von der mit den unveränderten ECMWF-Reanalysen angetriebenen Modellsimulation realitätsnah wiedergegeben wurde, zeigt, dass mehrere Faktoren auf diese einen Einfluss haben. Wichtig ist die Konvergenz des Horizontalwindes in der Grenzschicht, die durch die Überlagerung der thermisch induzierten Sekundärzirkulation mit den großräumigen Strömungsverhältnissen verursacht wird. Ein zyklonaler Wirbel nördlich des Gebietes mit Konvektionsentwicklung führt zu einer nördlichen Anströmung im Norden, das nach Norden gerichtete Ausströmen von Luftmassen aus einem MCS im Süden führte zu einer südlichen Anströmung im Süden. Der zweite wesentliche Prozess für die Konvektionsauslösung ist das Heranführen von Feuchtigkeit innerhalb der südlichen Monsunströmung, die ebenfalls durch das MCS im Süden intensiviert wurde. Der Vergleich der Modellergebnisse mit Satellitenbeobach-

tungen und Meldungen von Bodenstationen bestätigt grundsätzlich die Existenz der verschiedenen Prozesse, die in der Simulation wesentlich zur Konvektionsentwicklung beigetragen haben. Diese Schlussfolgerungen werden indirekt durch die Simulation und Beobachtungen vom 1. August 2006 gestützt. An diesem Tag wurde eine thermisch induzierte Sekundärzirkulation in der Region gemessen und auch modelliert. Im Vorfeld dieser Sekundärzirkulation existiert eine Bodenfeuchteerhöhung im Zusammenhang mit dem Durchzug des beschriebenen konvektiven Systems und dessen Niederschlag. An diesem Tag kam es aber aufgrund des fehlenden Transportes von Feuchte in das Konvergenzgebiet weder in der Simulation zur Ausbildung von hochreichender Konvektion mit Niederschlag noch wurde diese beobachtet.

Damit zeigen diese Detailanalysen, dass nicht ausschließlich regionale Zusammenhänge, sondern durchaus auch zusätzliche Auswirkungen durch meteorologische Prozesse, die in einer entfernteren Region – in diesem Fall bis zu 500 km weiter südlich – ablaufen, für die Auslösung von Konvektion verantwortlich sein können. Diese werden aber durch die Korrelation der Bodenfeuchte und des Niederschlags innerhalb eines begrenzten Gebietes wie die in der vorausgegangen Analyse nicht berücksichtigt. D.h. aber auch, dass keine abschließende Erklärung für die Form der Variation des Gesamtniederschlags im Bodenfeuchteensemble gegeben, sondern nur festgestellt werden kann, dass signifikante Unterschiede im Niederschlag auftreten, wenn verschiedene Bodenfeuchtefelder, im Rahmen der vorhandenen Unsicherheiten, zur Initialisierung der Modellsimulationen herangezogen werden. Neben den Unsicherheiten in der Bodenfeuchte bestehen durchaus deutliche Unsicherheiten im atmosphärischen Antrieb. Zusätzlich zur Sensitivität hinsichtlich des Anfangszustandes der Bodenfeuchte können daher weitere Sensitivitäten hinsichtlich des atmosphärischen Zustandes bei der Initialisierung oder auch in den Randbedingungen für die Erzeugung von Ensemblevorhersagen genutzt werden. Ein Ensemble aus Simulationen eines Ausschnittsmodells, das mit Daten aus verschiedenen atmosphärischen Datensätzen angetrieben wird und in dem durch die Initialisierung mit verschiedenen Bodenfeuchteverteilungen nochmals feinere Unsicherheiten erzeugt werden können, erscheint in diesem Kontext als besonders erfolgversprechend, um die Unsicherheit der Niederschlagsvorhersagen für Westafrika zu erfassen.

A Literaturverzeichnis

- Adler, B. (2010). *Der Einfluss von Landoberflächeninhomogenitäten auf die Auslösung und Entwicklung eines mesoskaligen konvektiven Systems: eine budgetbasierte Modellanalyse*. Diplomarbeit, Universität Karlsruhe, Institut für Meteorologie und Klimaforschung.
- Agustí-Panareda, A. und A. Beljaars (2008). ECMWF's contribution to AMMA. *ECMWF Newsletter 115*, 19–27.
- Agustí-Panareda, A., A. Beljaars, I. Genkova, C. Cardinali und C. Thorncroft (2009b). Impact of assimilating AMMA soundings on ECMWF analyses and forecasts. Internal report, ECMWF. URL <http://www.ecmwf.int/publications/>.
- Agustí-Panareda, A., D. Vasiljevic, A. Beljaars, O. Bock, F. Guichard, M. Nuret, A. G. Mendez, E. Andersson, P. Bechtold, A. Fink, H. Hersbach, J.-P. Lafore, J.-B. Ngamini, D. J. Parker, J.-L. Redelsperger und A. M. Tompkins (2009). Radiosonde humidity bias correction over the West African region for the special AMMA reanalysis at ECMWF. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 135, 595–617. Published online 23 March 2009 in Wiley InterScience (www.interscience.wiley.com).
- AMMA Briefing Report (2006). Briefing Tuesday 01 August 2006 0700UTC. URL http://aoc.amma-international.org/prod_NIAMEY/reports/briefing/morning_briefing/20060801/20060801_morning_Niamey_0800.html.
- AMMA-Homepage (2009). AMMA-Homepage. URL <http://aoc.amma-international.org/observation/mcstracking/>.
- Atkinson, G. D. (2002). *Forecasters' Guide to Tropical Meteorology*. University Press of the Pacific.
- Balsamo, G., P. Viterbo, A. Beljaars, B. van den Hurk, M. Hirschi, A. K. Betts und K. Scipal (2009). A Revised Hydrology for the ECMWF Model: Verification from Field Site to Terrestrial Water Storage and Impact in the Integrated Forecast System. *J. Hydrometeor.* 10, 623–643.
- Beheng, K. D. (2007). *Thermodynamik und Statik der Atmosphäre*. Techn. Ber., Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe. Skriptum zur Vorlesung.
- Bergès, J. C., I. Jobard, F. Chopin und R. Roca (2010). EPSAT-SG: a satellite method for precipitation estimation; its concepts and implementation for the AMMA experiment. *Ann. Geophys.* 28, 289–308.

- Berry, G. J. und C. D. Thorncroft (2005). Case Study of an Intense African Easterly Wave. *Mon. Wea. Rev.* 133, 752–766.
- Berry, G. J., C. D. Thorncroft und T. Hewson (2007). African easterly waves during 2004 - Analysis using objective techniques. *Mon. Wea. Rev.* 135, 1251–1267.
- Bolton, D. (1980). The Computation of Equivalent Potential Temperature. *Mon. Wea. Rev.* 108, 1046–1053.
- Boone, A. und P. de Rosnay (2007). Towards the improved understanding of land-surface processes and coupling with the atmosphere over West Africa. *iLEAPS Newsletters* 3, 33–35.
- Boone, A., P. de Rosnay, G. Balsamo, A. Beljaars, F. Chopin, B. Decharme, C. Delire, A. Ducharne, S. Gascoïn, M. Grippa, Guichard, Françoise, Y. Gusev, P. Harris, L. Jarlan, L. Kergoat, E. Mougin, O. Nasonova, A. Norgaard, T. Orgeval, C. Ottle, I. Pocard-Leclercq, J. Polcher, I. Sandholt, S. Saux-Picart, C. Taylor und Y. Xue (2009). The AMMA Land Surface Model intercomparison Project (ALMIP). *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 90(12), 1865–1880.
- Brodzik, M. J. und K. Knowles (2002). EASE-Grid: A Versatile Set of Equal-Area Projections and Grids. *Discrete Global Grids*, (Hrsg.) M. Goodchild und A. J. Kimerling. A Web Book, Santa Barbara, CA, USA: National Center for Geographic Information & Analysis, Chapter 5. URL http://www.ncgia.ucsb.edu/globalgrids-book/ease_grid/.
- Cappelaere, B., L. Descroix, T. Lebel, N. Boulain, D. Ramier, J.-P. Laurent, G. Favreau, S. Boubkraoui, M. Boucher, I. B. Moussa, V. Chaffard, P. Hiernaux, H. Issoufou, E. L. Breton, I. Mamadou, Y. Nazoumou, M. Oi, C. Otlé und G. Quantin (2009). The AMMA-CATCH experiment in the cultivated Sahelian area of south-west Niger - Investigating water cycle response to a fluctuating climate and changing environment. *J. Hydrol.* 375, 34 – 51. Surface processes and water cycle in West Africa, studied from the AMMA-CATCH observing system, URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-4WK48G6-2/2/ae1f53f22ab4bc815cf09cf1be106b16>.
- Chaboureaud, J.-P., F. Guichard, J.-L. Redelsperger und J.-P. Lafore (2004). The role of stability and moisture in the diurnal cycle of convection over land. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 130, 3105–3117.
- Charney, J. G. (1975). The dynamics of deserts and droughts. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 101, 193–202.
- de Rosnay, P., C. Gruhier, F. Timouk, F. Baup, E. Mougin, P. Hiernaux, L. Kergoat und V. LeDantec (2009). Multi-scale soil moisture measurements at the Gourma meso-scale site in Mali. *J. Hydrol.* 375, 241 – 252. Surface processes and water cycle in West Africa, studied from the AMMA-CATCH observing system, URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-4VDY86R-K/2/7aabf8c09547b264f2311bba09d8c5d8>.

- Doms, G., J. Förstner, E. Heise, H.-J. Herzog, M. Raschendorfer, T. Reinhardt, B. Ritter, R. Schrodin, J.-P. Schulz und G. Vogel (2007). A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM, Part II: Physical Parameterization. *Printed at Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Germany* LM F90 3.20, URL <http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/default.htm>.
- DPREVI/PI, METEO-FRANCE (2008). *Product User Manual for "Rapid Development Thunderstorms"(RDT-PGE11 v2.0)*. SAF/NWC/CDOP/MFT/SCI/PUM/11. Applicable to SAFNWC/MSG version 2009, URL http://www.meteorologie.eu.org/RDT/doc/SAF-NWC-CDOP-MFT-SCI-PUM-11_v2.0.pdf.
- Drusch, M. und P. Viterbo (2007). Assimilation of screen-level variables in ECMWF's Integrated Forecast System: A study on the impact on the forecast quality and analysed soil moisture. *Mon. Wea. Rev.* 135, 300–314.
- DWD-Homepage (2010). DWD-Homepage. URL http://www.dwd.de/bvbw/appmanager/bvbw/dwdwwwDesktop?_nfpb=true&_pageLabel=_dwdwww_spezielle_nutzer_forschung_analyse&T12204037091139841927566gsbDocumentPath=Navigation%2FForschung%2FAnalyse__Modellierung%2FFU__DA__GME__node.html%3F__nnn%3Dtrue.
- Ek, M. und L. Mahrt (1994). Daytime Evolution of Relative Humidity at the Boundary Layer Top. *Mon. Wea. Rev.* 122, 2709–2721. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0493%281994%29122%3C2709%3ADE0RHA%3E2.0.CO%3B2>.
- Eldridge, R. H. (1957). A synoptic study of west african disturbance lines. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 83(357), 303–314.
- Findell, K. L. und E. A. B. Eltahir (2003). Atmospheric Controls on Soil Moisture–Boundary Layer Interactions. Part I: Framework Development. *J. Hydrometeor.* 4, 552–569. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1525-7541%282003%29004%3C0552%3AACOSML%3E2.0.CO%3B2>.
- Fink, A. H. (2006). Das westafrikanische Monsunsystem. *promet* 32, 114–122.
- Fontaine, B., S. Louvet und P. Roucou (2007). Fluctuations in annual cycles and inter-seasonal memory in West Africa: rainfall, soil moisture and heat fluxes. *Theor. Appl. Climatol.* 88, 57–70.
- Gantner, L. und N. Kalthoff (2010). Sensitivity of a modelled life cycle of a mesoscale convective system to soil conditions over West Africa. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 136, 471–482.
- Garratt, J. R. (1994). *The atmospheric boundary layer*. Cambridge atmospheric and space science series.
- Geiger, B., C. Meurey, D. Lajas, L. Franchist'guy, D. Carrer, und J.-L. Roujean (2008). Near real-time provision of downwelling shortwave radiation estimates derived from satellite observations. *Meteorol. Appl.* 15, 411–420.

- Goutorbe, J. P., T. Lebel, A. J. Dolman, J. H. C. Gash, P. Kabat, Y. H. Kerr, B. Monteny, S. D. Prince, J. N. M. Stricker, A. Tinga und J. S. Wallace (1997). An overview of HAPEX-Sahel: a study in climate and desertification. *J. Hydrol.* 188-189, 4 – 17. HAPEX-Sahel, URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-4D03X01-2/2/7214955495c4ff791843ae66c90c8fd8>.
- Gruhier, C., P. de Rosnay, Y. Kerr, E. Mougin, E. Ceschia, J.-C. Calvet, und P. Richaume (2008). Evaluation of AMSR-E soil moisture product based on ground measurements over temperate and semi-arid regions. *Geophys. Res. Lett.* 35, L10405. Doi:10.1029/2008GL033330.
- Guichard, F., N. Asencio, J.-L. Redelsperger, J.-P. Lafore, M. Nuret, A. Boone, B. Decharme, C. Peugeot, O. Bock, X. Cui, A. Morse, M. Garvert, M. A. Gaertner, B. Lamptey, E. Orlandi, J. Sander, S. C. Jones, F. Fierli, G. Balsamo, P. de Rosnay, P. P. Harris und J.-C. Bergès (2010). An Intercomparison of Simulated Rainfall and Evapotranspiration Associated with a Mesoscale Convective System over West Africa. *Wea. Forecasting* 25, 37–60. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/2009WAF2222250.1>.
- Guichard, F., L. Kergoat, E. Mougin, F. Timouk, F. Baup, Hiernaux, P. und F. Lavenu (2009). Surface thermodynamics and radiative budget in the Sahelian Gourma: seasonal and diurnal cycles. *J. Hydrol.* 375, 161–177.
- Guyot, A., J.-M. Cohard, S. Anquetin, S. Galle und C. R. Lloyd (2009). Combined analysis of energy and water balances to estimate latent heat flux of a sudanian small catchment. *J. Hydrol.* 375, 227 – 240. Surface processes and water cycle in West Africa, studied from the AMMA-CATCH observing system, URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-4VF5728-1/2/f98d4acd4616ebc8f12c84aacc03722b>.
- Heise, E. (2002). Die neue Modellkette des DWD I, 4: Parametrisierungen. *promet* 3, 130–141.
- Hess, R. (2001). Assimilation of screen-level observations by variational soil moisture analysis. *Meteorol. Atmos. Phys.* 77, 145–154. URL <http://www.springerlink.com/content/px3b7ntn0pu74tr9>.
- Houze, R. A. (2004). Mesoscale convective systems. *Rev. Geophys.* 42, RG4003.
- Huffman, G., R. Adler, D. Bolvin, G. Gu, E. Nelkin, K. Bowman, Y. Hong, E. Stocker, und D. Wolff (2007). The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *J. Hydrometeor.* 8, 38–55.
- IFS Documentation Part IV (2006). IFS documentation CY31r1 - Part IV: Physical Processes; Chapter 7: Surface Parameterization; Chapter 10: Climatological data. Techn. Ber., European Centre for Medium-Range Weather Forecasts. URL <http://www.ecmwf.int/research/ifsdocs/CY31r1/index.html>.

- Janicot, S., C. D. Thorncroft, A. Ali, N. Asencio, G. Berry, O. Bock, B. Bourles, G. Caniaux, F. Chauvin, A. Deme, L. Kergoat, J.-P. Lafore, C. Lavaysse, T. Lebel, B. Marticorena, F. Mounier, P. Nedelec, J.-L. Redelsperger, F. Ravegnani, C. E. Reeves, R. Roca, P. de Rosnay, H. Schlager, B. Sultan, M. Tomasini, A. Ulanovsky und ACMAD forecasters team (2008). Large-scale overview of the summer monsoon over West Africa during the AMMA field experiment in 2006. *Ann. Geophys.* 26, 2569–2595. URL <http://www.ann-geophys.net/26/2569/2008/>.
- Jobard, I., F. Chopin, J. C. Bergès, A. Ali und R. Roca (2010). An intercomparison of 10 days satellite precipitation products during West African monsoon. *Int. J. Rem. Sens.* in press, n/a.
- Kessler, E. (1995). On the continuity and distribution of water substance in atmospheric circulations. *Atmospheric Research* 38, 109 – 145.
- Kohler, M., N. Kalthoff und C. Kottmeier (2010). The impact of soil moisture modifications on CBL characteristics in West Africa: A case study from the AMMA campaign. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 136, 442–455.
- Koster, R. D., P. A. Dirmeyer, Z. Guo, G. Bonan, E. Chan, P. Cox, C. T. Gordon, S. Kanae, E. Kowalczyk, D. Lawrence, P. Liu, C.-H. Lu, S. Malyshev, B. McAvaney, K. Mitchell, D. Mocko, T. Oki, K. Oleson, A. Pitman, Y. C. Sud, C. M. Taylor, D. Verseghy, R. Vasic, Y. Xue und T. Yamada (2004). Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science* 305, 1138–1140.
- Kraus, H. (2008). *Grundlagen der Grenzschicht-Meteorologie – Einführung in die Physik der Atmosphärischen Grenzschicht und in die Mikrometeorologie*. Springer Verlag Berlin Heidelberg.
- Lafore, J. P., P. Chapelet, Z. Mumba, N. Chapelon, M. Dufresne, R. Agbabu, A. Abdoul-Aziz, H. Hamidou, N. Asencio, F. Couvreux, M. Nuret und A. Garba (2006). Forecaster’s guide for West African Synthetic Analysis/Forecast WASA/F. *unpublished* URL https://www.amma-eu.org/sections/work_packages/process-studies/wp2_1/deliverables/forecaster-s-guide-for/.
- Lafore, J.-P., C. Flamant, V. Giraud, F. Guichard, P. Knippertz, J.-F. Mahfouf, P. Mascart und E. Williams (2010). Introduction to the AMMA Special Issue on „Advances in understanding atmospheric processes over West Africa through the AMMA field campaign“. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 136, 2–7.
- Laing, A. G. und J. M. Fritsch (1993). Mesoscale Convective Complexes in Africa. *Mon. Wea. Rev.* 121, 2254 – 2263.
- Lebel, T., B. Cappelaere, S. Galle, N. Hanan, L. Kergoat, S. Levis, B. Vieux, L. Descroix, M. Gosset, E. Mougin, C. Peugeot und L. Seguis (2009). AMMA-CATCH studies in the Sahelian region of West-Africa: An overview. *J. Hydrol.* 375, 3 – 13. Surface processes and water cycle in West Africa, studied from the AMMA-CATCH observing system, URL <http://www.sciencedirect.com/science/article/B6V6C-4VXTSVC-2/2/259fd6b273418f7c037af5f659236a3c>.

- Lebel, T., D. Parker, C. Flamant, B. Bourlès, B. Marticorena, E. Mougin, C. Peugeot, A. Diedhiou, J. M. Haywood, J. B. Ngamini, J. Polcher, J.-L. Redelsperger und C. D. Thorncroft (2010). The AMMA field campaigns: multiscale and multidisciplinary observations in the West African region. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 136, 8–33.
- Lebel, T., H. Sauvageot, M. Hoepffner, M. Desbois, B. Guillot und P. Hubert (1992). Rainfall estimation in the Sahel: the EPSAT-NIGER experiment. *Hydrol. Sci. J.* 37, 201–215.
- L'Hôte, Y., G. Mahé, B. Somé und J.-P. Triboulet (2003). Analysis of a Sahelian annual rainfall index from 1896 to 2000; the drought continues. *Hydrol. Sci. J.* 47, 563–572.
- Majewski, D., H. Frank, D. Liermann und B. Ritter (2010). Kurze Beschreibung des Globalmodells GME (30 km / L60) und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD. Techn. Ber., Deutscher Wetterdienst. URL http://www.dwd.de/bvbw/generator/DWDWWW/Content/Forschung/FE1/Veroeffentlichungen/Download/GME_DBbeschr__1002,templateId=raw,property=publicationFile.pdf/GME_DBbeschr_1002.pdf.
- Masson, V., J.-L. Champeaux, F. Chauvin, C. Meriguet und R. Lacaze (2003). A Global Database of Land Surface Parameters at 1-km Resolution in Meteorological and Climate Models. *J. Climate* 16, 1261–1282. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0442%282003%2916%3C1261%3AAGDOLS%3E2.0.CO%3B2>.
- Messenger, C., D. J. Parker, Reitebuch, Agusti-Panareda, C. M. Taylor und J. Cuesta (2009). Structure and dynamics of the Saharan atmospheric boundary layer during the West African monsoon onset: observations and analyses from the research flights of 14 and 17 July 2006. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 136, 107–12.
- Mironov, D. und M. Raschendorfer (2001). Evaluation of Empirical Parameters of the New LM Surface-Layer Parameterization Scheme – Results from Numerical Experiments Including the Soil Moisture Analysis. Technical Report 1, Deutscher Wetterdienst. G. Doms and U. Schättler (eds.), URL <http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/techReports/docs/techReport01.pdf>.
- Morel, C., S. Senesi, F. Autones und L. Labatut (2000). The Rapid Developing Thunderstorms (RDT) Product of the Nowcasting SAF. Prototyping activities and quality assessment using GOES images. Eumetsat and CNR, Bologna, Italie, 698–705. The 2000 Meteorological Satellite Data Users' Conference.
- Mounier, F. und R. Roca (2006). AOC-Paris 7-day report n°13. Techn. Ber., IPSL. URL http://aoc.amma-international.org/archive//karim/reports/intraseasonal_weekly/20060805/20060805_AOC-Paris_report_over7D.pdf.

- Nicholson, S. (1993). An Overview of African Rainfall Fluctuations of the Last Decade. *J. Climate* 6, 1463–1466.
- Nicholson, S. (2000). Land surface processes and Sahel climate. *Rev. Geophys.* 38,1, 117–139.
- Njoku, E. (2008, updated daily). AMSR-E/Aqua Daily L3 Surface Soil Moisture, Interpretive Parameters, & QC EASE-Grids V002. Digital media, National Snow and Ice Data Center, Boulder, Colorado USA. Daten vom 27.07.-02.08.2006, URL http://nsidc.org/data/ae_land3.html.
- Njoku, E., T. L. Jackson, V. Lakshmi, T. Chan und S. Nghiem (2003). Soil Moisture Retrieval from AMSR-E. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* 41, 215–229.
- Orlanski, I. (1975). A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 56, 527–530.
- Parker, D. (2002). The response of CAPE and CIN to tropospheric thermal variations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 128, 119–130.
- Parker, D. J., A. Fink, S. Janicot, J.-B. Ngamini, M. Douglas, E. Afiesimama, A. Agusti-Panareda, A. Beljaars, F. Dide, T. Diedhiou, A. and Lebel, J.-L. Polcher, J. and Redelsperger, C. D. Thorncroft und G. A. Wilson (2008). The AMMA radiosonde program and its implications for the future of atmospheric monitoring over Africa. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 89, 1015–1027.
- 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. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 131, 1461–1482.
- Peters, M. (1988). Niederschlagsstrukturen im Sahel und Folgerungen für die Paläosynoptik. *Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover* 34, 104.
- Philippon, N. und B. Fontaine (2002). The relationship between the Sahelian and previous 2nd Guinean rainy seasons: a monsoon regulation by soil wetness? *Ann. Geophys.* 20, 575–582.
- Philippon, N., E. Mougin, L. Jarlan und P.-L. Frison (2005). Analysis of the linkages between rainfall and land surface conditions in the West African monsoon through CMAP, ERS-WSC, and NOAA-AVHRR data. *J. Geophys. Res.* 110, D24115.
- Redelsperger, J.-L., D. B. Parsons und F. Guichard (2002). Recovery Processes and Factors Limiting Cloud-Top Height following the Arrival of a Dry Intrusion Observed during TOGA COARE. *Journal of the Atmospheric Sciences* 59, 2438–2457. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/1520-0469%282002%29059%3C2438%3ARPFLC%3E2.0.CO%3B2>.
- Roca, R., J.-P. Lafore, C. Piriou und J.-L. Redelsperger (2005). Extratropical Dry-Air Intrusions into the West African Monsoon Midtroposphere: An Important Factor for the Convective Activity over

- the Sahel. *J. Atmos. Sci.* 62, 390–407. URL <http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/JAS-3366.1>.
- Schättler, U., G. Doms und C. Schraff (2009). A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM, Part VII: User's Guide. *Printed at Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Germany*. COSMO-Model 4.11, URL <http://www.cosmo-model.org/content/model/documentation/core/default.htm>.
- Schwendike, J., N. Kalthoff und M. Kohler (2010). The impact of mesoscale convective systems on the surface and boundary-layer structure in West Africa: Case-studies from the AMMA campaign 2006. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* , 566–582.
- Segal, M. und R. Arritt (1992). Nonclassical Mesoscale Circulations Caused by Surface Sensible Heat-Flux Gradients. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 73(10), 1593–1604.
- Steppeler, J., G. Doms und G. Adrian (2002). Die neue Modellkette des DWD I, 3: Das Lokal-Modell LM. *promet* 3, 123–128.
- Sultan, B. und S. Janicot (2003). The West African Monsoon Dynamics. Part II: The „Preonset“ and „Onset“ of the Summer Monsoon. *J. Climate* 16, 3407–3427.
- Taylor, C. M. und R. J. Ellis (2006). Satellite detection of soil moisture impacts on convection at the mesoscale. *Geophys. Res. Lett.* 33, L03404.
- 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. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 136, 456–470.
- Taylor, C. M. und T. Lebel (1998). Observational Evidence of Persistent Convective-Scale Rainfall Patterns. *Mon. Wea. Rev.* 126, 1597–1607.
- Taylor, C. M., D. J. Parker und P. P. Harris (2007). An observational case study of mesoscale atmospheric circulations induced by soil moisture. *Geophys. Res. Lett.* 34, L15801.
- Taylor, C. M., D. J. Parker, N. Kalthoff, M. A. Gaertner, N. Philippon, S. Bastin, P. P. Harris, A. Boone, F. Guichard, A. Agusti-Panareda, M. Baldi, P. Cerlini, L. Descroix, H. Douville, C. Flamant, J.-Y. Grandpeix und J. Polcher (2010b). New Perspectives on Land-Atmosphere Feedbacks from the African Monsoon Multidisciplinary Analysis (AMMA). *submitted to Atmos. Sci. Lett.* .
- 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. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 131, 913–937.
- Thorncroft, C. D., J.-P. Lafore, G. Berry, R. Roca, F. Guichard, M. Tomasini und N. Asencio (2007). Overview of African weather systems during the summer 2006. *CLIVAR Exchanges* , 18–20AMMA Special Issue, URL http://eprints.soton.ac.uk/45355/01/Exchanges_41.pdf.

- Timouk, F., L. Kergoat, E. Mougin, C. Lloyd, E. Ceschia, J.-M. Cohard, P. de Rosnay, P. Hiernaux, V. Demarez und C. Taylor (2009). Response of surface energy balance to water regime and vegetation development in a Sahelian landscape. *J. Hydrol.* 375, 178–189.
- Trier, S. B. (2003). Convective Storms – Convective Initiation. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, (Hrsg.) J. R. Holton, J. A. Curry und J. A. Pyle. Elsevier Science Ltd., 548–559.
- Truckenmüller, M. (2008). *Mesoskalige konvektive Systeme während des Westafrikanischen Monsuns: Analyse der Messdaten und Modellergebnisse der AMMA-Episode SOP2*. Diplomarbeit, Universität Karlsruhe, Institut für Meteorologie und Klimaforschung.
- Weisman, M. L. (2003). Convective Storms – Overview. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, (Hrsg.) J. R. Holton, J. A. Curry und J. A. Pyle. Academic Press, Elsevier Science Ltd., 548–559.

Danksagung

Am Ende dieser Arbeit möchte ich mich zuerst bei meinem Referenten Herrn Prof. Kottmeier dafür bedanken, dass er die Arbeit im Voraus bereits gelesen und sehr hilfreiche Korrekturvorschläge gemacht hat. Vielen Dank ebenfalls an Sarah Jones für die Übernahme des Koreferats trotz ihrer Abwesenheit in diesem Semester.

Ganz besonders herzlich bedanke ich mich bei unserem Gruppenleiter Norbert für die wirklich gute Betreuung während des gesamten letzten Jahres und der Zeit während der Ausarbeitung – sei es für die langen Diskussionen, die vielen Vorschläge, die Unermüdlichkeit bei der Fehlersuche oder für die Motivation, bis zuletzt immer neue Verbesserungen anzustreben. Vielen, vielen Dank auch an Leo für seine Hilfsbereitschaft und die Unterstützung bei allen technischen Fragen – von nah und von fern. Auf eine weiterhin gute Zusammenarbeit!

Von Christiam Grams und Juliane Schwendike kamen wertvolle Tips bei manchen Fragestellungen, vielen Dank dafür an die beiden.

Auch Bianca, Daniel und alle anderen im Diplomandenraum haben dazu beigetragen, dass manches einfacher war – vielen Dank für die angenehme Nachbarschaft! Yvonne und Martin waren ebenfalls oft wichtige Ansprechpartner und durch ihre Diskussionsbereitschaft immer eine gute Unterstützung. Außerdem möchte ich mich bei Christian, Peter, Hendrik, Romi, Stefan, Sylvie, Sabine, Katja, Samiro, Max, Kristina, ... für die netten Mittagspausen bedanken.

Schließlich gilt auch allen Fehlersuchern, die z.T. hochwertige literarische Verbesserungsvorschläge machten, ein großes Dankeschön!

Und, last but not least, ein riesen Dankeschön an Tobi für die Geduld beim Ertragen aller meiner Launen und alles andere, was du für mich getan hast, auch während des gesamten Studiums!

Erklärung

Hiermit erkläre ich, dass ich die vorliegende Arbeit selbst verfasst und nur die angegebenen Hilfsmittel verwendet habe.

Außerdem bin ich damit einverstanden, dass die Arbeit in die Bibliothek aufgenommen wird und vervielfältigt werden darf.

Karlsruhe, den 16. Juni 2010

Vera Klüpfel