

Der Einfluss von Landoberflächeninhomogenitäten auf die Auslösung und Entwicklung eines mesoskaligen konvektiven Systems: Eine budgetbasierte Modellanalyse

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

vorgelegt von

Bianca Adler

Februar 2010

INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE - KIT

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung und Motivation	1
2	Das Westafrikanische Monsunsystem und theoretische Grundlagen zur Entstehung von Feuchtkonvektion	5
2.1	Das Westafrikanische Monsunsystem	5
2.2	Konvektionsrelevante Parameter	6
2.2.1	Definition	6
2.2.2	Prinzipielle Abhängigkeit konvektionsrelevanter Parameter von Bodeneigenschaften	8
2.2.3	Untersuchung des Zusammenhangs zwischen Bodeneigenschaften und konvektionsrelevanten Parametern mit einem eindimensionalen Grenzschichtmodell	11
2.3	Auslösung von Feuchtkonvektion	16
2.3.1	Entstehung von Divergenz durch Grenzschichtinhomogenitäten	18
3	Das COSMO-Modell	23
3.1	Modellstruktur und Initialisierung	23
4	Die Auslösung von konvektiver Bewölkung	27
4.1	Die großräumige Entwicklung konvektionsrelevanter Parameter	28
4.2	Die Entwicklung konvektionsrelevanter Parameter in Abhängigkeit von Bodeneigenschaften	34
4.3	Auslösemechanismen für konvektive Bewölkung	38
5	Der Einfluss von Bodenfeuchteinhomogenitäten auf die Entwicklung eines mesoskaligen konvektiven Systems	59
5.1	Die Entwicklung der präkonvektiven Bedingungen	62
5.2	Die Modifikation eines MCS	77
5.3	Die Auslösung von Niederschlagszellen durch Bodenfeuchteinhomogenitäten	84
6	Zusammenfassung	93
A	Abkürzungsverzeichnis	97

B	Symbolverzeichnis	99
C	Abbildungsverzeichnis	101
D	Literaturverzeichnis	107

1 Einleitung und Motivation

Für die Entwicklung von Feuchtkonvektion sind eine instabile Schichtung der Atmosphäre und ein Auslösemechanismus, der die für Konvektion verfügbare Energie (engl.: Convective Available Potential Energy, CAPE) freisetzt, wichtige Voraussetzungen. Ob sich dann flache oder hochreichende Konvektion entwickelt, hängt von der Schichtung der Atmosphäre oberhalb des Kondensationsniveaus, der Existenz und Stärke von Inversionen, die Konvektion unterdrücken können, und der Höhe des Gleichgewichtsniveaus ab (Carlson und Ludlam, 1968). Auslösemechanismen können sowohl Prozesse in der mittleren und oberen Troposphäre als auch Prozesse in der atmosphärischen Grenzschicht sein. Der Zustand der Grenzschicht, vor allem der Wasserdampfgehalt, die Temperatur und die Höhe der Grenzschicht, wirkt sich auf die konvektive und potentielle Instabilität der Atmosphäre aus. Feuchte und Temperatur in der Grenzschicht werden neben Advektionsprozessen hauptsächlich durch die fühlbaren und latenten Wärmeflüsse bestimmt, die unter anderem von den Eigenschaften der Erdoberfläche abhängen (Pielke, 2001). Bodenart, Vegetation und Bodenfeuchte beeinflussen die Albedo und Emission der Oberfläche, die Wärmeleitung im Boden und den Spaltöffnungswiderstand der Pflanzen und somit die Energiebilanz (Gantner und Kalthoff, 2009). In vielen Arbeiten wird gezeigt, dass vor allem die Bodenfeuchte große Auswirkungen auf den Zustand der atmosphärischen Grenzschicht hat (z.B. Siebert et al., 1992). So führt eine höhere Bodenfeuchte eine niedrigere Temperatur und eine höhere Feuchte in der Grenzschicht herbei (Pielke, 2001). Die CAPE ist normalerweise über feuchten Gebieten höher, was darauf hinweist, dass der Einfluss der höheren Feuchte auf die potentielle Instabilität stärker ist als der der niedrigeren Temperatur.

Durch Inhomogenitäten in der Bodenart, Vegetation und/oder Bodenfeuchte kommt es zu horizontalen Gradienten der fühlbaren und latenten Wärmeflüsse und dadurch zu räumlichen Unterschieden im Grenzschichtzustand, wodurch thermische Zirkulationen, ähnlich Land-Seewindzirkulationen, entstehen können. Dies ist sowohl durch Modellstudien (Segal und Arritt, 1992) als auch durch Beobachtungen (Taylor et al., 2007) belegt worden. Durch die thermischen Zirkulationen kommt es zu Bereichen mit Konvergenz und daraus resultierenden Vertikalwinden, die die CAPE freisetzen können (Baker et al., 2001). Es besteht also ein Zusammenhang zwischen Inhomogenitäten der Bodeneigenschaften und der Auslösung und Entwicklung von Feuchtkonvektion.

Bislang liegen mehrere Arbeiten vor, in denen die Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag untersucht worden ist. Dabei muss zwischen Rückkopplungen unterschieden werden, die die Auslösung von konvektiven Systemen bzw. die Modifikation bereits entwickelter Systeme betreffen. Eine positive Rückkopplung bedeutet, dass eine höhere Bodenfeuchte als in der Umgebung, also eine positive

Feuchteanomalie, zur Auslösung von hochreichender Konvektion und Niederschlag oder zur Verstärkung von advehierten Niederschlagszellen führt und sich dadurch die Bodenfeuchte weiter erhöht. Bei einer negativen Rückkopplung erfolgt die Auslösung oder Intensivierung von Niederschlagszellen in Gebieten mit niedrigerer Bodenfeuchte als in der Umgebung, wodurch die anfänglich niedrige Bodenfeuchte ansteigt. Es hat sich gezeigt, dass für die Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag bei der Auslösung von konvektiven Systemen unter anderem die Schichtung der Atmosphäre entscheidend ist (Findell und Eltahir, 2003). Bei einem nahezu trockenadiabatischem Temperaturgradienten in einer Schicht von 1 bis 3 km über Grund entsteht Konvektion bevorzugt über trockenen Gebieten, da es hier durch den hohen fühlbaren Wärmefluss zu einem starken Anwachsen der Grenzschichthöhe kommt und somit das Niveau der freien Konvektion leichter erreicht werden kann. Dies ist in Westafrika der Fall; hier befindet sich eine ausgedehnte trockenadiabatische Schicht oberhalb einer flachen feuchtadiabatischen Monsunschicht (Parker et al., 2005). Je geringer die Temperaturabnahme mit der Höhe ist, desto geringer wird der Einfluss des fühlbaren Wärmeflusses. Bei einer feuchtadiabatischen Schichtung sind Gebiete mit hoher Bodenfeuchte günstiger für Konvektion, da bereits durch eine geringe Zunahme der Feuchte in der Grenzschicht das Niveau der freien Konvektion stark abgesenkt werden kann. Zu ähnlichen Ergebnissen gelangt Haiden (1997): Bei mäßiger bis starker Stabilität setzt Konvektion vor allem über feuchten Flächen ein, während bei schwach stabilen oder labilen Schichtungen trockene Gebiete die Entstehung von Konvektion begünstigen. Cheng und Cotton (2004) finden eine negative Rückkopplung zwischen Konvektionsauslösung und Bodenfeuchte: Über feuchten Flächen mit einem hohen latenten Wärmefluss wird Konvektion unterdrückt, während gleichzeitig durch mesoskalige Zirkulationen verstärkte Aufwinde über den trockenen Flächen entstehen, die Konvektion auslösen können. Eine negative Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Konvektionsauslösung wird auch von Taylor und Ellis (2006) beschrieben: Die Konvektion setzt über trockenen Gebieten in der Umgebung von feuchten Flächen ein. Die feuchten Flächen müssen dabei eine Größenordnung von mehr als 37 km haben. Unterhalb davon kann keine Rückkopplung festgestellt werden.

Dagegen besteht eine positive Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag, wenn voll entwickelte konvektive Systeme über Gebiete mit unterschiedlicher Verdunstung ziehen (Taylor et al., 1997). Sie untersuchen speziell Beziehungen zwischen Feuchtefeldern und hochreichender Konvektion auf einer Längenskala von weniger als 20 km. Durch einen erhöhten latenten Wärmefluss über den feuchten Flächen kommt es zu einer Anreicherung von Feuchte in der Grenzschicht und zu einer Erhöhung der CAPE. Ziehen voll entwickelte konvektive Systeme über diese positiven Feuchteanomalien hinweg, entwickeln sich einzelne konvektive Zellen und verstärken lokal den Niederschlag. Clark et al. (2003) simulieren ebenfalls eine positive Rückkopplung zwischen einer Niederschlagszelle und dem Feuchtegehalt in der Grenzschicht. Zieht die Zelle über ein Feuchtefeld, verstärkt sich der Niederschlag, wobei die größte Zunahme im Lee des Feuchtefeldes beobachtet wird. Am effektivsten ist dieser Effekt, wenn die Längenskala etwa 10 km beträgt. Gaertner et al. (2009) untersuchen anhand von Modellstudien den Einfluss eines Gebietes, in dem die Bodenfeuchte die Feldkapazität erreicht, auf ein konvektives System.

Der Niederschlag lässt in der Nähe und über dem Feuchtefeld nach, was einer negativen Rückkopplung entspricht. Gantner und Kalthoff (2009) finden hingegen ein positives Feedback zwischen einem trockenen Gebiet und dem Niederschlag in einem entwickelten konvektiven System. Wie oben aufgeführt, gibt es in der Literatur bereits zahlreiche Beobachtungs- und Modellstudien zur Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag. Bisher ist aber immer noch nicht völlig geklärt, welche Mechanismen bestimmen, ob die Rückkopplung positiv oder negativ ist; d.h. ob es zur Auslösung bzw. Verstärkung der Niederschlagszellen kommt oder nicht.

Eine starke Kopplung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag ist in Westafrika zu beobachten (Koster et al., 2004) und wurde anhand von Beobachtungen (Taylor et al., 2003) und Modellsimulationen (Taylor und Clark, 2001) untersucht. Gerade in Westafrika ist ein besseres Verständnis des Niederschlags von großer Bedeutung, denn dort tragen konvektive Systeme etwa 80-90 % zum jährlichen Niederschlag bei (Mathon et al., 2002). Das Klima in Westafrika hat sich im letzten halben Jahrhundert stark geändert und zu extrem trockenen Jahren in den letzten Jahrzehnten geführt (Redelsberger et al., 2006). Dies hatte katastrophale Folgen für die Bevölkerung in den betroffenen Ländern, da dort das Bruttosozialprodukt bis zu 80 % von der Landwirtschaft abhängt. Vor diesem Hintergrund ist es sehr wichtig, nutzbare jahreszeitliche Niederschlagsprognosen in Westafrika zu erstellen. Dazu ist das Verständnis des komplexen Westafrikanischen Monsunsystems (engl.: West African Monsoon, WAM) und seiner Auswirkungen auf die Entwicklung von Feuchtkonvektion eine wichtige Voraussetzung. Deshalb wurde 2006 die 'African Monsoon Multidisciplinary Analyses' (AMMA) durchgeführt (Redelsberger et al., 2006). Um alle relevanten Zeit- und Längenskalen des WAM abzudecken, wurden während AMMA im Sommer 2006 spezielle Beobachtungszeiträume eingerichtet. Sie berücksichtigen mehrere Phasen: den Anfang des Monsuns (15. Mai bis 30. Juni), den Hauptmonsun (1. Juli bis 14. August) und die Spätphase des Monsuns (15. August bis 15. September). In der vorliegenden Arbeit wird ein Zeitraum vom 11. - 12. Juni 2006 untersucht, also während der Anfangsphase des Monsuns, in dem sich über Westafrika ein mesoskaliges konvektives System (engl.: Mesoscale Convective System, MCS) entwickelte (Gantner und Kalthoff, 2009).

Das Ziel der Arbeit ist es zu untersuchen, welche Prozesse, bedingt durch Landoberflächeninhomogenitäten, zur Entstehung und Modifikation eines MCS beitragen. Zur Analyse dieser Prozesse werden Budgetrechnungen für die Temperatur und Feuchte durchgeführt. Die Untersuchungen basieren auf Simulationen mit dem COSMO-Modell (Consortium for Small-scale Modeling), in denen verschiedene Bodenfeuchte- und Bodenartverteilung verwendet werden. Die Arbeit ist wie folgt gegliedert: Kapitel 2 enthält einige Grundlagen zum WAM, die Definitionen konvektionsrelevanter Parameter und einige theoretische Betrachtungen über die Abhängigkeit dieser Parameter von verschiedenen atmosphärischen Prozessen und über die Auslösemechanismen für Feuchtkonvektion. Im Kapitel 3 wird ein kurzer Einblick in das COSMO-Modell und die vorgenommenen Einstellungen gegeben. Die Auslösung der ersten Niederschlagszellen, die sich zu einem MCS zusammenschließen, wird in Kapitel 4 für verschiedene Bodenbedingungen untersucht. In Kapitel 5 werden idealisierte Sensitivitätsstudien durchgeführt, an-

hand derer die Rückkopplungen zwischen Inhomogenitäten in der Bodenfeuchte und der Auslösung von Niederschlagszellen und der Modifikation eines MCS analysiert werden. Das letzte Kapitel fasst die wesentlichen Erkenntnisse zusammen.

2 Das Westafrikanische Monsunsystem und theoretische Grundlagen zur Entstehung von Feuchtkonvektion

2.1 Das Westafrikanische Monsunsystem

Das WAM ist, nach dem australisch-asiatischen, das zweitgrößte Monsunsystem der Erde (Fink, 2006). Im Nordsommer wird es durch das Zusammenwirken des afrikanischen Oststrahlstroms (engl.: African Easterly Jet, AEJ), der westwärts wandernden Wellenstörungen (engl.: African Easterly Waves, AEW), der abgehobenen Sahara-Grenzschicht (engl.: Saharan Air Layer, SAL), der bodennahen Monsunströmung und der MCS charakterisiert (Schwendike et al., 2010). Die Position des AEJ, der innertropischen Front, die die Bodenkonfluenzzone zwischen dem feucht-kühlen Südwestmonsun und dem trockenheißen, saharischen Nordostpassat beschreibt, der Zugbahnen der MCS und somit der Niederschläge hängen stark von der jahreszeitlichen Wanderung der innertropischen Konvergenzzone (engl.: Intertropical Convergence Zone, ITCZ) ab. Die ITCZ ist das Gebiet der maximalen troposphärischen Wasserdampfsäulenkonvergenz (Fink, 2006). Sie erreicht ihre nördlichste Lage im August bei etwa $11,0^\circ$ N und wandert im Nordwinter zurück in Richtung Äquator.

Die bodennahe Monsunschicht ist durch feuchte und relativ kühle Luft charakterisiert, die ihren Ursprung im Golf von Guinea hat. Der Monsun stößt im Nordsommer bis maximal $20,0^\circ$ N vor (Fink, 2006), wobei seine vertikale Erstreckung nach Norden hin abnimmt. Innerhalb der feuchtadiabatischen Monsunschicht entwickelt sich im Tagesverlauf eine atmosphärische Grenzschicht, in der die Temperatur meist trockenadiabatisch abnimmt (Parker et al., 2005). Oberhalb der Monsunschicht liegt die trockene und warme SAL, deren Tiefe nach Süden hin abnimmt. In der SAL und der Monsunschicht liegt ein umgekehrter meridionaler Temperaturgradient vor. Dadurch bildet sich im Nordsommer bei etwa $15,0^\circ$ N und 600 hPa der AEJ mit einer maximalen Geschwindigkeit von 12 m s^{-1} im Gebietsmittel aus (Fink, 2006). In der bis zu 5 km hohen Grenzschicht über der Sahara nimmt die Temperatur trockenadiabatisch mit der Höhe ab. Deshalb dreht sich oberhalb von 600 hPa der meridionale Temperaturgradient um und entsprechend der thermischen Windbeziehung werden die Ostwinde mit der Höhe schwächer. Im Jetniveau bilden sich infolge der barotrop-baroklin Instabilität AEW aus (Charney und Stern, 1962). Diese wandern westwärts über das tropische Westafrika hinaus auf den Atlantik und sogar bis in den Ostpazifik.

Die relativ kühle und feuchte Luft der Monsunströmung liegt unterhalb der warmen und trockenen SAL, wodurch sich eine Sperrschicht für Konvektion bildet, die den Aufbau extrem hoher potentieller Instabilität ermöglicht (Fink, 2006). Außerdem besteht aufgrund der bodennahen südwestlichen Monsunströmung und des AEJ in der mittleren Troposphäre eine starke vertikale Windscherung, was ideale Voraussetzungen für die Entstehung von MCS sind. MCS sind konvektive Systeme, die eine horizontale

Ausdehnung von mehr als 100 km x 100 km haben und sich in der Vertikalen über die komplette Troposphäre erstrecken (Houze, 1977). Dazu gehören z.B. die tropischen Böenfronten (engl.: squall lines). Die Auslösung der konvektiven Zellen erfolgt in der Regel durch thermisch direkte Zirkulationen (Redelsperger et al., 2002). Großräumige Konvergenz, wie sie z.B. in den AEW vorkommt, begünstigt die Entstehung hochreichender Konvektion. In der weiteren Entwicklung werden die Abwinde in den Gewitterzellen durch die Verdunstung des Niederschlags in der trockenen Luft der SAL verstärkt, es bildet sich ein Kaltluftkörper (engl.: cold pool) und eine bodennahe Dichteströmung aus, die an der südwestlichen Flanke mit der Monsunströmung zusammenstößt (Fink, 2006). Das führt zu Konvergenz in der Grenzschicht, wodurch starke Aufwinde entstehen, die Luftpakete aus der Grenzschicht hydrostatisch bis zum Niveau der freien Konvektion transportieren. Es lagern sich neue Zellen im Westen und Südwesten an, wodurch sich eine konvexe Linie von Gewitterzellen formt. Der konvektive Teil der Böenfront wird von starkem Niederschlag begleitet und auf der Rückseite der konvektiven Linie folgt ein stratiformes Niederschlagsgebiet mit bodennahem Ostwind. Die ersten Zellen entstehen häufig am Nachmittag und entwickeln sich während der Abend- und frühen Nachtstunden in ein MCS (Laing und Fritsch, 1993). Ihre maximale Ausdehnung erreichen sie oft kurz nach Mitternacht und am nächsten Morgen lösen sie sich auf. Die MCS in Westafrika verlagern sich meist in Richtung Westen, wo die höchste, bodennahe äquivalentpotentielle Temperatur vorliegt und die Energie für die MCS liefert.

2.2 Konvektionsrelevante Parameter

Im Nachfolgenden werden einige konvektionsrelevante Parameter, die für die Entwicklung von hochreichender Konvektion als relevant angesehen werden, ausführlich diskutiert. Diese Parameter werden für die Analyse der COSMO-Simulationen in Kapitel 4 und 5 herangezogen. In den folgenden Ausführungen steht der Begriff Konvektion immer für Feuchtkonvektion.

2.2.1 Definition

Um den Zustand der Atmosphäre in Bezug auf Konvektionsentwicklung zu charakterisieren, werden in dieser Arbeit verschiedene Indizes und Größen verwendet. Zu ihrer Berechnung wird die Paketmethode verwendet, bei der ein Luftpaket adiabatisch gehoben wird (Manzato und Morgan, 2003). Dabei werden folgenden Annahmen gemacht: (i) das Luftpaket mischt sich nicht mit der Umgebung, (ii) der Druck im Luftpaket ist immer gleich dem Umgebungsdruck und (iii) kondensiertes Wasser fällt sofort aus dem Paket aus. Das Luftpaket hat die Temperatur und Feuchte, die in der Ausgangshöhe der Hebung z_0 herrschen. Es wird trockenadiabatisch bis zum Einsetzen von Sättigung gehoben. Diese Höhe wird als Hebungskondensationsniveau (engl.: Lifting Condensation Level, LCL) bezeichnet. Die weitere Hebung erfolgt feuchtadiabatisch. Wird die Dichte des Luftpaketes geringer als die der Umgebung, ist das Niveau der freien Konvektion erreicht (engl.: Level of Free Convection, LFC) und das Luftpaket steigt selbständig weiter auf, bis seine Dichte im Gleichgewichtsniveau (engl.: Equilibrium Level, EL) wieder größer als die Umgebungsichte wird. Die Energie, die aufgebracht werden muss, um ein Luftpaket bis zum

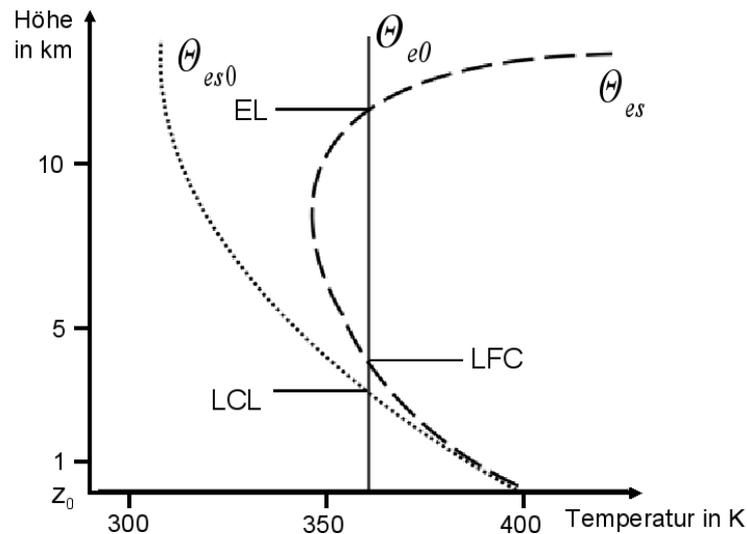


Abb. 2.1: Schematische Darstellung zur Bestimmung des LCL, LFC und EL mithilfe der äquivalentpotentiellen Temperatur. Zur Erläuterung der eingezeichneten Profile von Θ_{e0} , Θ_{es} und Θ_{es0} siehe Kapitel 2.2.1.

LFC zu heben, wird als konvektionshemmende Energie (engl.: Convective Inhibition, CIN) bezeichnet und gemäß

$$\text{CIN} = -g \int_{z_0}^{\text{LFC}} \frac{(\Theta_{v,P}(z) - \Theta_v(z))}{\Theta_v(z)} dz$$

berechnet (Manzato und Morgan, 2003). g ist die Schwerebeschleunigung, $\Theta_{v,P}(z)$ die virtuelle potentielle Temperatur des Luftpaketes und $\Theta_v(z)$ die der Umgebung. Erreicht das Luftpaket das LFC, steht für Konvektion die Energie

$$\text{CAPE} = g \int_{\Theta_{v,P} > \Theta_v} \frac{(\Theta_{v,P}(z) - \Theta_v(z))}{\Theta_v(z)} dz$$

zur Verfügung (Huntrieser et al., 1997). Für die Berechnung der CIN und CAPE wird in dieser Arbeit die Hebung eines Luftpaketes betrachtet, das die mittleren Eigenschaften der unteren 50 hPa über Grund hat.

Die Bestimmung des LCL, LFC und EL erfolgt mithilfe der äquivalentpotentiellen Temperatur Θ_e (Bolton, 1980). Θ_e ist die potentielle Temperatur, die ein Luftpaket annehmen würde, wenn die enthaltene Feuchte komplett kondensieren und die freiwerdende latente Wärme zum Erwärmen des Luftpaketes verwendet werden würde. Für ein Luftpaket, das aus dem Niveau z_0 zuerst trocken- und dann feuchta-diabatisch gehoben wird, bleibt seine äquivalentpotentielle Temperatur Θ_{e0} erhalten (Abb. 2.1). Wäre das Luftpaket immer gesättigt, hätte es die äquivalentpotentielle Temperatur Θ_{es0} , deren Verlauf dem einer trockenadiabatischen Hebung entspricht. Der Schnittpunkt zwischen Θ_{e0} und Θ_{es0} ist das LCL (Manzato und Morgan, 2003). Das LFC ergibt sich aus dem ersten Schnittpunkt zwischen der äquivalentpotentiellen Temperatur der Umgebung bei Sättigung Θ_{es} und Θ_{e0} und das EL aus dem zweiten Schnittpunkt (Holton, 1972). Die Temperaturabnahme in der Grenzschicht verläuft i. Allg. trockenadiabatisch und somit sind in ihr Θ_{es} und Θ_{es0} annähernd identisch. Die Grenzschichthöhe z_i wird als die Höhe definiert, in der Θ_{es} erstmals um mehr als 3 K größer als Θ_{es0} ist. Für die Berechnung des LCL, LFC, EL und z_i hat

das gehobene Luftpaket die mittleren Eigenschaften der Atmosphäre zwischen 975 und 925 hPa.

2.2.2 Prinzipielle Abhängigkeit konvektionsrelevanter Parameter von Bodeneigenschaften

Wie sich die Schichtung der mittleren und oberen Troposphäre auf die konvektionsrelevanten Parameter auswirkt, wird von Parker (2002) analysiert. Hier soll nun die Abhängigkeit der konvektionsrelevanten Parameter vom Zustand in der unteren Troposphäre untersucht werden. Die Eigenschaften des Erdbodens werden durch permanente Parameter wie Höhe, Neigung und Bodenart und variable Größen wie Vegetation, Grundwasserspiegel und Bodenfeuchte bestimmt (Warner, 2004). Diese Größen beeinflussen die einzelnen Terme der Energiebilanz an der Erdoberfläche und - über den fühlbaren und latenten Wärmefluss - die Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht und die Grenzschichthöhe (Abb. 2.2). Der Zustand der Grenzschicht wiederum wirkt sich auf die konvektionsrelevanten Parameter aus und es setzt freie Konvektion ein, sobald die Temperatur in der Grenzschicht die Auslösetemperatur erreicht.

Räumliche Unterschiede der Bodeneigenschaften wirken sich auf die horizontale Verteilung der Energiebilanz am Erdboden und somit auf das Temperatur- und Feuchtefeld in der Grenzschicht aus. Durch horizontale Temperaturgradienten entwickeln sich thermische Zirkulationen mit Aufsteigen über wärmeren und Absinken über kälteren Gebieten. Die Vertikalbewegungen beeinflussen die Temperatur- und Feuchteprofile in und oberhalb der Grenzschicht. Daraus resultiert eine Labilisierung oder Stabilisierung oberhalb der Grenzschicht und eine Änderung der CIN. Gleichzeitig haben Änderungen der Inversionsstärke und Vertikalbewegungen an der Grenzschichtoberseite einen Einfluss auf das Grenzschichtwachstum und dadurch auf die Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht. Dies wirkt sich ebenfalls auf die konvektionsrelevanten Parameter aus. Außerdem ist Aufsteigen in Verbindung mit thermischen Zirkulationen ein möglicher Auslösemechanismus für Konvektion. Im Folgenden werden diese Rückkopplungseffekte näher diskutiert.

Das Verhalten der CIN und CAPE bei Änderungen der Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht, der Grenzschichthöhe und der Temperatur direkt oberhalb der Grenzschicht ist komplex. Deshalb wird zunächst der Einfluss der Änderung einer dieser Größen auf CIN und CAPE schematisch dargestellt. Ein Luftpaket wird aus der Grenzschicht adiabatisch in einer idealisierten Umgebung gehoben, in der die potentielle Temperatur und spezifische Feuchte in der Grenzschicht konstant sind und das LCL oberhalb der Grenzschicht liegt (Abb. 2.3). Eine Zunahme der Temperatur oder der Feuchte in der Grenzschicht, ohne Änderung der Grenzschichthöhe, führt zu einer Abnahme der CIN. Das LFC sinkt und die CAPE nimmt zu (Abb. 2.3a und b). Eine Abnahme der Temperatur oder Feuchte in der Grenzschicht führt dagegen zu einer CIN-Zunahme und CAPE-Abnahme. Wird der Grenzschicht die gleiche Menge Energie zugeführt, wirkt sich eine Temperaturzunahme stärker auf die CIN aus als eine Feuchtezunahme, da sich auch im Bereich der trockenadiabatischen Hebung die CIN ändert (Trier, 2003). Auf der anderen Seite

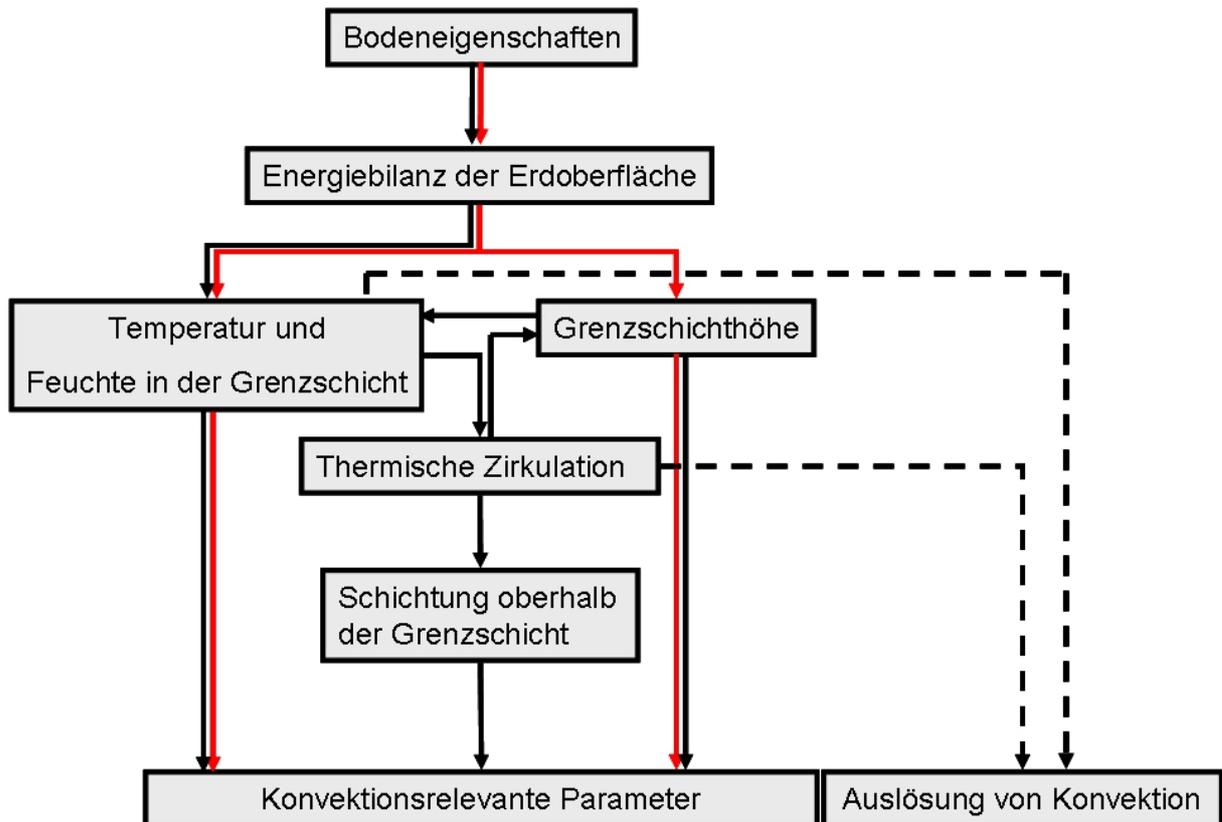


Abb. 2.2: Flussdiagramm zur Veranschaulichung der Auswirkungen von Bodeneigenschaften auf konvektionsrelevante Parameter und Konvektionsauslösung. Die roten Pfeile beschreiben eindimensionale und die schwarzen zweidimensionale Zusammenhänge bezüglich der konvektionsrelevanten Parameter und die gestrichelten Pfeile beziehen sich auf die Auslösung von Konvektion.

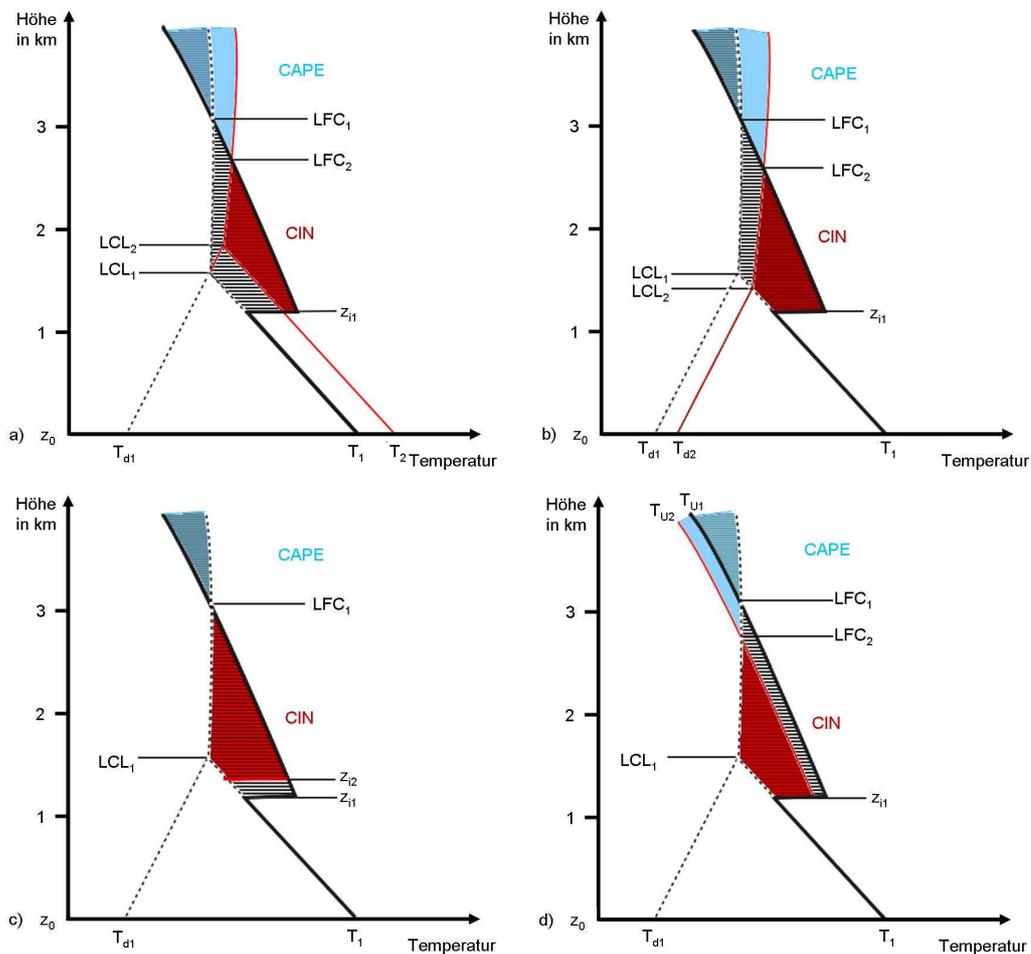


Abb. 2.3: Schematische Darstellung der adiabatischen Hebung eines Luftpaketes aus dem Niveau z_0 in einer idealisierten Atmosphäre bei Änderung verschiedener Parameter. Dargestellt ist ein Ausschnitt der unteren Troposphäre. Der Anfangszustand ist durch die Umgebungstemperatur (dicke schwarze Linie) und die Hebungskurve eines Luftpaketes, das die Temperatur T_1 und den Taupunkt T_{d1} hat (gepunktete Linie) gekennzeichnet. Eingezeichnet sind das dazugehörige LCL_1 , LFC_1 und z_{11} . Der fein linierte Bereich markiert den unteren Teil der CAPE und der grob linierte die CIN des Anfangszustands. Die roten Linien beschreiben die Auswirkungen der geänderten Bedingungen auf die Hebung- und Umgebungskurve: Zunahme der Temperatur von T_1 auf T_2 in der Grenzschicht a), Zunahme des Taupunkts von T_{d1} auf T_{d2} in der Grenzschicht b), Ansteigen der Grenzschichthöhe von z_{11} auf z_{12} c) und Abnahme der Temperatur oberhalb der Grenzschicht von T_{u1} auf T_{u2} d). Die neue CIN (rote Fläche), der neue untere Teil der CAPE (blaue Fläche), das neue LCL_2 und LFC_2 sind, sofern vorhanden, eingezeichnet.

ändert sich die CAPE bei einer Feuchtezunahme stärker als bei einer Temperaturzunahme (Pielke, 2001). Die Änderung der Umgebungskurve durch einen Anstieg der Grenzschichthöhe wirkt sich nicht auf die Hebungskurve eines Luftpaketes aus. LCL, LFC und somit auch die CAPE bleiben gleich. Eine höhere bzw. flachere Grenzschicht führt aber zu einer Reduktion bzw. Erhöhung der CIN (Abb. 2.3c). Eine in allen Höhen oberhalb der Grenzschicht konstante Abkühlung setzt das LFC herab, verringert die CIN und erhöht die CAPE (Abb. 2.3d). Dabei spielt der Bereich der Abkühlung eine große Rolle. Findet die Abkühlung nur direkt oberhalb der Grenzschicht statt und bleibt die Umgebungstemperatur darüber konstant, nimmt die CIN ab, während sich CAPE und LFC nicht ändern. Eine Erwärmung oberhalb der Grenzschicht führt dagegen zu einer CIN-Zunahme und je nach Tiefe des erwärmten Bereiches zu einer CAPE-Abnahme.

2.2.3 Untersuchung des Zusammenhangs zwischen Bodeneigenschaften und konvektionsrelevanten Parametern mit einem eindimensionalen Grenzschichtmodell

Die beschriebenen Änderungen von Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht, der Grenzschichthöhe und der Schichtung oberhalb sind nicht unabhängig voneinander, sondern weisen einen nichtlinearen Zusammenhang auf. Dieser wird nun anhand eines einfachen eindimensionalen Grenzschichtmodells erläutert. Das Modell berechnet die Entwicklung der Temperatur, Feuchte und Grenzschichthöhe im Tagesgang als Funktion des Bowen-Verhältnisses, das über $\beta = \frac{H_0}{E_0}$ die Bodeneigenschaften widerspiegelt. Dabei werden verschiedene Vereinfachungen getroffen. Unter Vernachlässigung kleiner Terme, wie der Divergenz der molekularen Wärmeleitung, der Dissipation von kinetischer Energie in Wärme und einem mit ρ' gebildeten Term, lautet die Budgetgleichung für die mittlere potentielle Temperatur $\bar{\Theta}$ (Garraat, 1992):

$$\frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial y} - \bar{w} \frac{\partial \bar{\Theta}}{\partial z} + \frac{1}{\bar{\rho} c_p} \frac{\partial Q}{\partial z} - \frac{1}{\bar{\rho} c_p} \frac{\partial H}{\partial z} - \frac{L \bar{M}}{\bar{\rho} c_p} \quad [2.1]$$

$$\text{TOT} \qquad \text{HADV} \qquad \text{VADV} \qquad \text{dQdz} \qquad \text{dHdz} \qquad \text{SQ.}$$

c_p ist die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck, $\bar{\rho}$ die mittlere Dichte, \bar{u} , \bar{v} und \bar{w} die mittleren Windkomponenten, Q die Strahlungsbilanz, H der fühlbare Wärmefluss, L die latente Verdampfungswärme des Wasserdampfes und \bar{M} die Menge des Wasserdampfes pro Volumen und Zeit, die durch Phasenumwandlungen von flüssig oder fest in gasförmig entsteht. TOT beschreibt die lokale zeitliche Änderung der mittleren potentiellen Temperatur, HADV den Beitrag zur zeitlichen Änderung durch Horizontaladvektion, VADV den durch Vertikaladvektion, dQdz den durch die Divergenz der Strahlungsbilanz, dHdz den durch die Divergenz des fühlbaren Wärmeflusses und SQ den durch Phasenumwandlungen.

Analog lässt sich eine Budgetgleichung für die mittlere spezifische Feuchte \bar{q} aufstellen, wobei E der latente Wärmefluss ist und der Beitrag durch die Divergenz der Strahlungsbilanz entfällt (Garrat, 1992):

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} = -\bar{u} \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} - \bar{v} \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} - \bar{w} \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} - \frac{1}{L\bar{\rho}} \frac{\partial E}{\partial z} + \frac{\bar{M}}{\bar{\rho}} \quad [2.2]$$

$$\text{TOT} \quad \text{HADV} \quad \text{VADV} \quad \text{dEdz} \quad \text{SQ.}$$

Die Gleichungen 2.1 und 2.2 werden durch Vernachlässigung von HADV und VADV und von Quell- und Senktermen, wie SQ und dQdz, vereinfacht. Anstatt der mittleren Dichte $\bar{\rho}$ wird eine konstante Dichte ρ_0 eingeführt und die mittlere potentielle Temperatur $\bar{\Theta}$ bzw. die mittlere spezifische Feuchte \bar{q} wird durch eine für die ganze Grenzschicht höhenkonstante potentielle Temperatur Θ_m bzw. spezifische Feuchte q_m ersetzt. Außerdem werden nur die turbulenten Flüsse am oberen (Index z_i) und unteren Rand (Index 0) der Grenzschicht betrachtet. Somit ergibt sich nach Integration über die Grenzschichthöhe z_i :

$$\frac{\partial \Theta_m}{\partial t} = \frac{1}{z_i} \frac{1}{\rho_0 c_p} (H_0 - H_{z_i}) \quad [2.3]$$

$$\frac{\partial q_m}{\partial t} = \frac{1}{z_i} \frac{1}{\rho_0 L} (E_0 - E_{z_i}). \quad [2.4]$$

Um die noch offenen Größen in den Gleichungen 2.3 und 2.4 zu bestimmen, geht man von der Energiebilanzgleichung am Erdboden aus (Kraus, 2008):

$$H_0 + E_0 = Q_0 - B_0.$$

Q_0 ist die Strahlungsbilanz am Erdboden und B_0 der Bodenwärmestrom. Für Q_0 wird ein mit der Zeit t sinusförmiger Verlauf angenommen:

$$Q_0 = Q_{\max} \sin\left(2\pi \frac{t-6}{24}\right), \quad t = 7, \dots, 15.$$

Weiter geht man von einer linearen Abhängigkeit für B_0 von Q_0 aus:

$$B_0 = \lambda Q_0.$$

Somit hat man bei Vorgabe von Q_{\max} , λ und β zwei Gleichungen für die zwei Unbekannten H_0 und E_0 , die dann über die Bowen-Verhältnis-Methode (Kraus, 2008) bestimmt werden können:

$$H_0 = \frac{\beta(Q_0 - B_0)}{1 + \beta}$$

$$E_0 = \frac{Q_0 - B_0}{1 + \beta}.$$

Für den fühlbaren Wärmefluss in der Höhe z_i wird ein linearer Ansatz (Garrat, 1992) und für den latenten Wärmefluss in der Höhe z_i ein Zusammenhang nach Kohler et al. (2009) verwendet:

$$H_{z_i} = -\alpha H_0$$

$$E_{z_i} = -\alpha \frac{L}{c_p} \beta \frac{\Delta q}{\Delta \Theta} E_0.$$

α ist ein Faktor, der den Luftmassenaustausch am Oberrand der Grenzschicht beschreibt (engl.: entrainment factor), $\Delta \Theta$ die Inversionsstärke und Δq der Feuchtesprung an der Oberseite der Grenzschicht, die als zeitlich konstant angenommen werden. Einmischen an der Grenzschichtoberseite bewirkt i. Allg. eine Abnahme der Temperatur und eine Zunahme der Feuchte in der Entrainmentschicht. Diese Schicht reicht nach Garrat (1992) von der Grenzschichtoberseite z_i bis in eine Höhe $h_E = 1,3 \cdot z_i$. Für die in der Entrainmentschicht höhenkonstante potentielle Temperatur Θ_E und die Feuchte q_E gilt unter der Annahme, dass die Flüsse an der Oberseite der Entrainmentschicht H_{h_E} und E_{h_E} null sind:

$$\frac{\partial \Theta_E}{\partial t} = -\frac{1}{h_E - z_i} \frac{1}{\rho_0 c_p} (H_{h_E} - H_{z_i}) = \frac{1}{0,3 z_i} \frac{1}{\rho_0 c_p} H_{z_i}$$

$$\frac{\partial q_E}{\partial t} = -\frac{1}{h_E - z_i} \frac{1}{\rho_0 L} (E_{h_E} - E_{z_i}) = \frac{1}{0,3 z_i} \frac{1}{\rho_0 L} E_{z_i}.$$

Zur Bestimmung von Θ_m , q_m , Θ_E und q_E fehlt noch die Kenntnis der Grenzschichthöhe z_i . Das Wachstum der Grenzschicht kann nach Garrat (1992) durch folgende Gleichung beschrieben werden:

$$\frac{\partial z_i}{\partial t} = \frac{1}{\gamma} \frac{\partial \Delta \Theta}{\partial t} + \frac{1}{\gamma z_i \rho_0 c_p} (H_0 - H_{z_i}) + w_{z_i}. \quad [2.5]$$

γ ist der Gradient der potentiellen Temperatur oberhalb der Grenzschicht, der als zeitlich konstant angenommen wird, $\frac{\partial \Delta \Theta}{\partial t}$ die zeitliche Änderung der Inversionsstärke und w_{z_i} die Vertikalbewegung in Höhe z_i . Für die weitere Betrachtung wird die Inversionsstärke als zeitlich konstant angenommen und w_{z_i} gleich null gesetzt. Die Entwicklung der Grenzschichthöhe hängt dann nur vom fühlbaren Wärmefluss am oberen und unteren Rand der Grenzschicht, dem Gradienten der potentiellen Temperatur oberhalb der Grenzschicht und der Grenzschichthöhe selber ab.

Die zeitlichen Änderungen der Grenzschichthöhe, der potentiellen Temperatur und der spezifischen Feuchte in der Grenzschicht und in der Entrainmentschicht werden für verschiedene Strahlungsbilanzen $Q_{\max} = 500, 600, 700 \text{ W m}^{-2}$, für verschiedene Bowen-Verhältnisse $\beta = 0,1, 0,2, \dots, 0,9, 1, 2, 3$ und mit folgenden konstanten Einstellungen berechnet:

$$c_p = 1004 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$$

$$\rho_0 = 1,1 \text{ kg m}^{-3}$$

$$L = 2,5 \cdot 10^6 \text{ J kg}^{-1}$$

$$\lambda = 0,1$$

$$\alpha = 0,2$$

$$\gamma = 0,00655 \text{ K m}^{-1}$$

$$\frac{\Delta q}{\Delta \Theta} = -7 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}.$$

Der Anfangszustand der mittleren potentiellen Temperatur bzw. der spezifischen Feuchte in der Grenzschicht beträgt 300 K bzw. 12 g kg^{-1} . Die Rechnungen werden mit einem Zeitschritt von 10 min durchgeführt und die Änderungen dann zwischen 0700 und 1500 UTC aufsummiert. Um den Einfluss der unterschiedlichen Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht und der Grenzschichthöhe auf CIN und CAPE zu zeigen, wird ein für Westafrika typisches morgendliches Vertikalprofil mit den berechneten Temperatur-, Feuchte- und Grenzschichthöhenänderungen modifiziert, wobei angenommen wird, dass die potentielle Temperatur und spezifische Feuchte in der Grenzschicht höhenkonstant sind. Für das resultierende Vertikalprofil wird CIN, CAPE und LCL mit der Paketmethode berechnet.

Unabhängig von der Größe der Strahlungsbilanz zeigen alle betrachteten Parameter qualitativ die gleiche Abhängigkeit von β (Abb. 2.4a). Um in der Grenzschicht die Gesamtenergie zu beschreiben, wird die feuchtstatische Energie h betrachtet (Kraus, 2008):

$$h = c_p \Theta_e = c_p \Theta_m + Lq_m.$$

h hängt vom Bowen-Verhältnis, von der Grenzschichthöhe und dem Einmischen an der Grenzschichtoberseite ab (Pal und Eltahir, 2001). Mit zunehmendem β nimmt die Grenzschichthöhe zu und die spezifische Feuchte in der Grenzschicht ab, was dazu führt, dass trotz der Zunahme der potentiellen Temperatur in der Grenzschicht die feuchtstatische Energie abnimmt. Die stärksten Änderungen treten bei kleinen β auf. Das liegt daran, dass die Grenzschichthöhe bei kleinen β gering ist und sich Änderungen im Bowen-Verhältnis stark auf Temperatur, Feuchte und Grenzschichtwachstum, und damit auf die feuchtstatische Energie, auswirken. Die Grenzschicht wächst mit zunehmendem fühlbarem Wärmefluss, also zunehmendem β an. Das LCL wird ebenfalls mit zunehmendem β wegen der Abnahme der spezifischen Feuchte und der Zunahme der Temperatur in der Grenzschicht größer. Solange das LCL kleiner als z_i ist, ist die CIN null und die CAPE sehr groß (Abb. 2.4a und b). Zwischen der CAPE und der feuchtstatischen Energie ist ein proportionaler Zusammenhang vorhanden (Williams und Renno, 1993). Liegt das LCL knapp unterhalb von z_i geht die CAPE trotz der hohen feuchtstatischen Energie fast auf null zurück (Abb. 2.4a und c). Der Grund dafür ist die konvektionshemmende Inversion an der Grenzschichtoberseite. Sobald das LCL oberhalb der Grenzschicht liegt, steigt die CIN rasch an und bleibt dann auch für große β etwa konstant (Abb. 2.4a und d). Die theoretisch mögliche CIN-Zunahme durch das Anwachsen der Grenzschicht und die Zunahme der Temperatur wird durch die Abnahme der Feuchte kompensiert. Die CAPE nimmt mit zunehmendem β , analog zur feuchtstatischen Energie, kontinuierlich ab.

Eine höhere Strahlungsbilanz Q_{\max} bewirkt, vor allem bei kleinen β , eine höhere spezifische Feuchte und bei größeren β eine höhere potentielle Temperatur in der Grenzschicht (Abb. 2.4a). Die feuchtstatische Energie ist, trotz der höheren Grenzschicht, für höhere Strahlungsbilanzen größer, was zu einer höheren CAPE führt. Die höhere Feuchte bei kleinen β bewirkt ein tieferes LCL für höhere Strahlungsbilanzen, während bei größeren β die höhere Grenzschichttemperatur, im Fall einer höheren Strahlungsbilanz, ein höheres LCL verursacht. Die CIN nimmt für alle β mit einer Zunahme der Strahlungsbilanz ab. Der Grund dafür ist die höhere Grenzschichttemperatur und die höhere Grenzschicht.

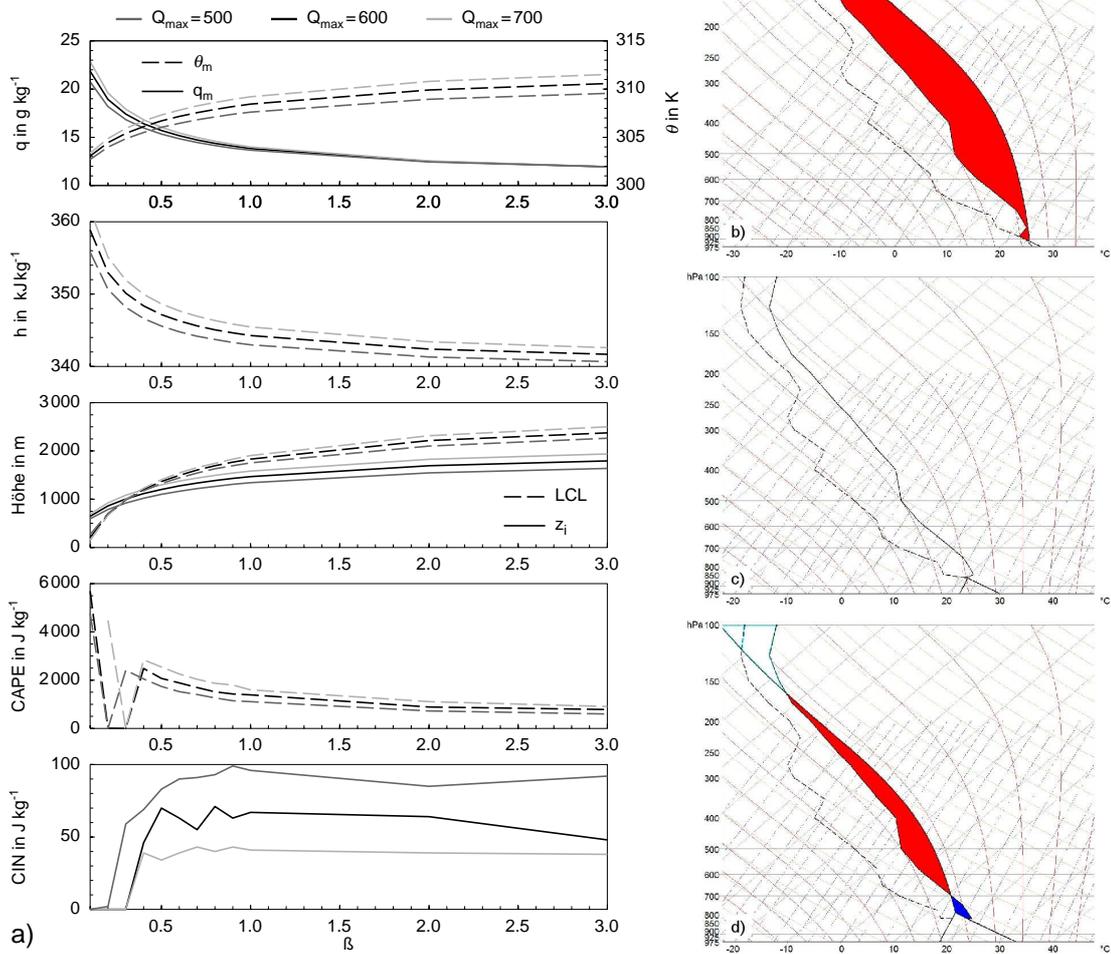


Abb. 2.4: Abhängigkeit verschiedener Größen vom Bowen-Verhältnis für verschiedene Strahlungsbilanzen a) und Vertikalprofil der Temperatur (durchgezogen) und des Taupunkt (gestrichelt) für eine Strahlungsbilanz $Q_{\max} = 600 \text{ W m}^{-2}$ für verschiedene Bowen-Verhältnisse $\beta = 0, 1$ b), $0, 3$ c) und 1 d). Die rote Fläche kennzeichnet die CAPE und die blaue die CIN.

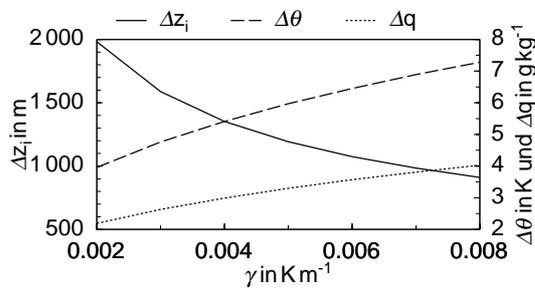


Abb. 2.5: Abhängigkeit der Grenzschichthöhen-, Temperatur- und Feuchteänderung vom Gradienten der potentiellen Temperatur oberhalb der Grenzschicht für eine Strahlungsbilanz $Q_{\max} = 600 \text{ W m}^{-2}$ und ein Bowen-Verhältnis $\beta = 0, 5$.

In dem einfachen Modell wird der Gradient der potentiellen Temperatur oberhalb der Grenzschicht γ konstant gehalten. In Abbildung 2.3d wird aber gezeigt, dass Änderungen von γ direkt oberhalb der Grenzschicht, z.B. durch Horizontal- oder Vertikaladvektion, einen direkten Einfluss auf die CIN haben können. Außerdem hängen Grenzschichthöhenänderungen und damit Änderungen der Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht ebenfalls von γ ab (Gl. 2.3, 2.4 und 2.5). Deshalb wird im oben beschriebenen Modell γ von $0,002 \text{ K m}^{-1}$ bis $0,008 \text{ K m}^{-1}$ für $\beta = 0,5$ und $Q_{\max} = 600 \text{ W m}^{-2}$ variiert. Ein größeres γ bedeutet, dass die Schichtung stabiler ist. Durch die stärkere Stabilität wird das Anwachsen der Grenzschicht gebremst (Abb. 2.5). Die flachere Grenzschicht führt dazu, dass bei gleichem Bowen-Verhältnis die Feuchte und Temperatur, und damit die feuchtstatische Energie, in der Grenzschicht höher wird. Die Grenzschichthöhenänderung und die Änderung des Temperaturgradienten direkt oberhalb der Grenzschicht haben keinen direkten Einfluss auf die CAPE. Das bedeutet insgesamt eine Zunahme der CAPE mit steigendem γ , was von Parker (2002) bestätigt wird. Das Verhalten der CIN ist komplexer. Bei einer Zunahme von γ würden die stabilere Schichtung und die flachere Grenzschicht zu einer höheren CIN führen, gleichzeitig würden aber die Temperatur- und Feuchteerhöhungen in der Grenzschicht eine CIN-Abnahme bewirken. Die Effekte sind gegenläufig. Welcher überwiegt hängt von der jeweiligen Situation ab.

2.3 Auslösung von Feuchtkonvektion

Als nächstes folgt eine Diskussion verschiedener Auslösemechanismen für Konvektion, die bei der Analyse der Modellergebnisse in Kapitel 4 und 5 benötigt werden. Dabei wird unter anderem auf die in Abbildung 2.2 dargestellten Beziehungen zwischen Bodeneigenschaften und Konvektionsauslösung eingegangen.

Es wird zwischen freier Konvektion, die allein durch Dichteunterschiede hervorgerufen wird, und erzwungener Konvektion, die durch mechanische Kräfte erzeugt wird, unterschieden (Foken, 2003). Bei der freien Konvektion erreicht die bodennahe Lufttemperatur die Auslösetemperatur, z.B. durch starke Einstrahlung. Ein Luftpaket kann dann aufgrund seiner geringen Dichte im Vergleich zu seiner Umgebung aus der bodennahen Schicht selbstständig bis zum Gleichgewichtsniveau, in dem es wieder kälter als die Umgebung ist, aufsteigen. Dabei nimmt seine Temperatur bis zum Kumuluskondensationsniveau (engl.: Convective Condensation Level, CCL), in dem Sättigung einsetzt, trockenadiabatisch und darüber feuchtadiabatisch ab. Bei konvektiven Verhältnissen entspricht das CCL etwa dem LFC.

Erzwungene Konvektion wird durch Hebung in der oberen, mittleren und/oder unteren Troposphäre verursacht. Die Auslösung von Konvektion durch Prozesse in der mittleren oder oberen Troposphäre werden an dieser Stelle nicht näher betrachtet. In der unteren Troposphäre kann Konvektion z.B. durch horizontale Advektion warmer Luft oder durch thermische Zirkulationen ausgelöst werden, die durch Baroklinität erzwungen werden (Trier, 2003). Die Skala der thermischen Zirkulationen reicht von der Makro- bis zur Mesoskala. Durch unterschiedliche Erwärmungsraten am Erdboden entstehen horizontale Temperatur- und dadurch Druckgradienten, wodurch es zu bodennaher Konvergenz über den wärmeren und zu Diver-

genz über den kälteren Gebieten kommt. Aus Kontinuitätsgründen gehört zu einem Konvergenzgebiet in Bodennähe ein Divergenzgebiet in der Höhe und umgekehrt. Nach der Kontinuitätsgleichung im p-System

$$\nabla_p \cdot \vec{v} = \nabla_p \cdot \vec{v}_h + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0$$

verursacht horizontale Divergenz eine Änderung des Vertikalwindes. Bei Konvergenz wird Aufsteigen mit der Höhe verstärkt bzw. Absinken abgeschwächt und bei Divergenz nimmt Absinken mit der Höhe zu bzw. Aufsteigen ab. Mit der Annahme, dass vor Aufbau des Druckgradienten keine Vertikalbewegungen vorhanden sind, sinkt die Luft über den kälteren Gebieten ab und steigt über den wärmeren auf (Bendix, 2004). Die Intensität der entstehenden thermischen Zirkulation hängt von der Größe des Temperaturgradienten und der Dicke der Schicht, in der der Temperaturgradient existiert, ab. Die unterschiedliche Erwärmung der bodennahen Luft kann viele Ursachen haben. Neben den in Kapitel 2.2.2 diskutierten Bodeneigenschaften sind dies unter anderem Land-Wasser Gegensätze und räumliche Variationen in der Bewölkung (Trier, 2003). Diese bestimmen die Aufteilung der Strahlungsbilanz auf den fühlbaren und latenten Wärmefluss und den Bodenwärmestrom; so vergrößert z.B. eine erhöhte Bodenfeuchte den latenten und reduziert den fühlbaren Wärmefluss. Auch bei einer homogenen Bodenfeuchteverteilung können Inhomogenitäten in der Bodenart den latenten und fühlbaren Wärmefluss beeinflussen (Mahouf et al., 1987). Die Größe der Strahlungsbilanz spielt bei der Entstehung von horizontalen Temperaturgradienten ebenfalls eine Rolle. Räumliche Unterschiede in der Albedo können schwache thermische Zirkulationen verursachen (Segal und Arritt, 1992). Die stärkste Variation der Strahlungsbilanz am Erdboden entsteht aber durch eine unterschiedliche Globalstrahlung, die meist durch Bewölkung verursacht wird. Segal et al. (1986) beschreiben zweidimensionale Simulationen, in denen mesoskalige Zirkulationen durch einen unterschiedlichen Bedeckungsgrad ausgelöst werden. Wird die Globalstrahlung durch Bewölkung um 60 % reduziert, hat die entstehende Zirkulation eine ähnliche Intensität wie eine Land-seewindzirkulation. Schon zwei Stunden nach Aufzug der Wolken entstehen deutliche thermische Zirkulationen. Schwache Advektion von Bewölkung in das wolkenlose Gebiet hinein ändert die Intensität der thermischen Zirkulation nur wenig.

Starke Vertikalwinde in der Grenzschicht führen aber nicht immer zur Auslösung von hochreichender Konvektion. Um die CAPE freisetzen zu können, muss eventuell vorhandene CIN überwunden werden. In Abwesenheit eines dauerhaften Antriebs ist dafür ein anfänglicher Vertikalwind von

$$w_{CIN} = \sqrt{2 \cdot CIN}$$

nötig (Trier, 2003). Dabei nimmt man an, dass die potentielle Energie der CIN in kinetische Energie reiner Vertikalbewegung umgewandelt wird (Beheng, 2007). Für das Erreichen des LFC muss somit in der Grenzschicht ein Vertikalwind w_{max} existieren, der mindestens so groß wie w_{CIN} ist. Auch wenn keine CIN vorhanden ist, d.h. $w_{CIN} = 0$, kann es vorkommen, dass ein Luftpaket das LFC nicht erreicht.

Dies ist dann der Fall, wenn in der kompletten Grenzschicht Absinken herrscht und $w_{\max} < 0$ ist. Für das Auslösen von hochreichender Konvektion muss die Differenzgeschwindigkeit

$$w_{\text{diff}} = w_{\max} - w_{\text{CIN}}$$

größer oder gleich null sein. In der Realität bedeuten positive w_{diff} -Werte aber nicht automatisch, dass ein Luftpaket das EL erreichen und die Konvektion hochreichend werden kann, da es durch die trockene Umgebungsluft oberhalb der Grenzschicht zu Einmischung und Verdunstung kommt (Chaboureau et al., 2004). Um die Möglichkeit der Wolkenbildung zu beschreiben, kann das Sättigungsdefizit verwendet werden. Für ein größeres Gebiet ist der Mittelwert des Sättigungsdefizits dafür aber nicht geeignet, da ein niedriges Sättigungsdefizit in Teilbereichen des Gebietes durchaus Wolkenbildung zulassen kann, auch wenn das mittlere Sättigungsdefizit groß ist. Deshalb sollte zusätzlich zum Mittelwert die Feuchtevariabilität innerhalb eines Gebietes berücksichtigt werden. Dies geschieht bei dem von Chaboureau et al. (2004) eingeführten normierten Sättigungsdefizit NSD, das sowohl vom flächengemittelten Wasserdampfdefizit $r - r_{\text{sat}}$ als auch von seiner Standardabweichung $\sigma_{r_{\text{sat}} - r}$ abhängt:

$$\text{NSD} = \frac{r_{\text{sat}} - r}{\sigma_{r_{\text{sat}} - r}}$$

r bzw. r_{sat} ist das flächengemittelte Mischungsverhältnis bzw. Sättigungsmischungsverhältnis. Das NSD ist klein, wenn der Mittelwert des Sättigungsdefizits klein und/oder die Standardabweichung des Sättigungsdefizits groß ist. Chaboureau et al. (2004) finden, dass signifikante Bewölkung, gekennzeichnet durch einen Wolkenwassergehalt von mehr als $0,01 \text{ g kg}^{-1}$, erst bei einem NSD von kleiner als 2 auftritt.

2.3.1 Entstehung von Divergenz durch Grenzschichtinhomogenitäten

Gantner und Kalthoff (2009) vermuten, dass die Überlagerung einer thermischen Zirkulation mit einem großräumigen Windfeld, in dem eine starke vertikale Windscherung verbunden mit Impulstransport in der unteren Troposphäre auftritt, die Auslösung von Konvektion modifiziert. Flugzeugmessungen vor dem Einsetzen des Monsuns im Juni in Westafrika zeigen, dass die Grenzschicht, in der eine südwestliche Monsunströmung herrscht, bis in den Bereich mit Ostwind hinein anwächst und die Scherung an der Grenzschichtoberseite sehr groß ist (Saïd et al., 2009).

Um eine mögliche Ursache für die Auslösung von Konvektion durch eine Überlagerung einer thermischen Zirkulation mit einem großräumigen Windfeld, in dem eine Winddrehung mit der Höhe von West auf Ost vorliegt, zu untersuchen, werden schematische West-Ost Vertikalschnitte betrachtet. Es wird eine homogene Umgebung angenommen, in der sich ein Nord-Süd orientierter Streifen mit (i) einer höheren bodennahen Temperatur und Grenzschichthöhe und (ii) einer niedrigeren bodennahen Temperatur und Grenzschichthöhe befindet. Unter der Annahme, dass kein großräumiger Grundstrom vorliegt, sind in Abbildung 2.6a und 2.7a thermische Zirkulationen mit den typischen Verteilungen der Konvergenz- und Divergenzgebiete dargestellt. Wegen der höheren Grenzschicht über den warmen Gebieten kommt es über den kalten Gebieten auch zwischen z_{i1} und z_{i2} , also oberhalb der Grenzschicht, zu Konvergenz. Das

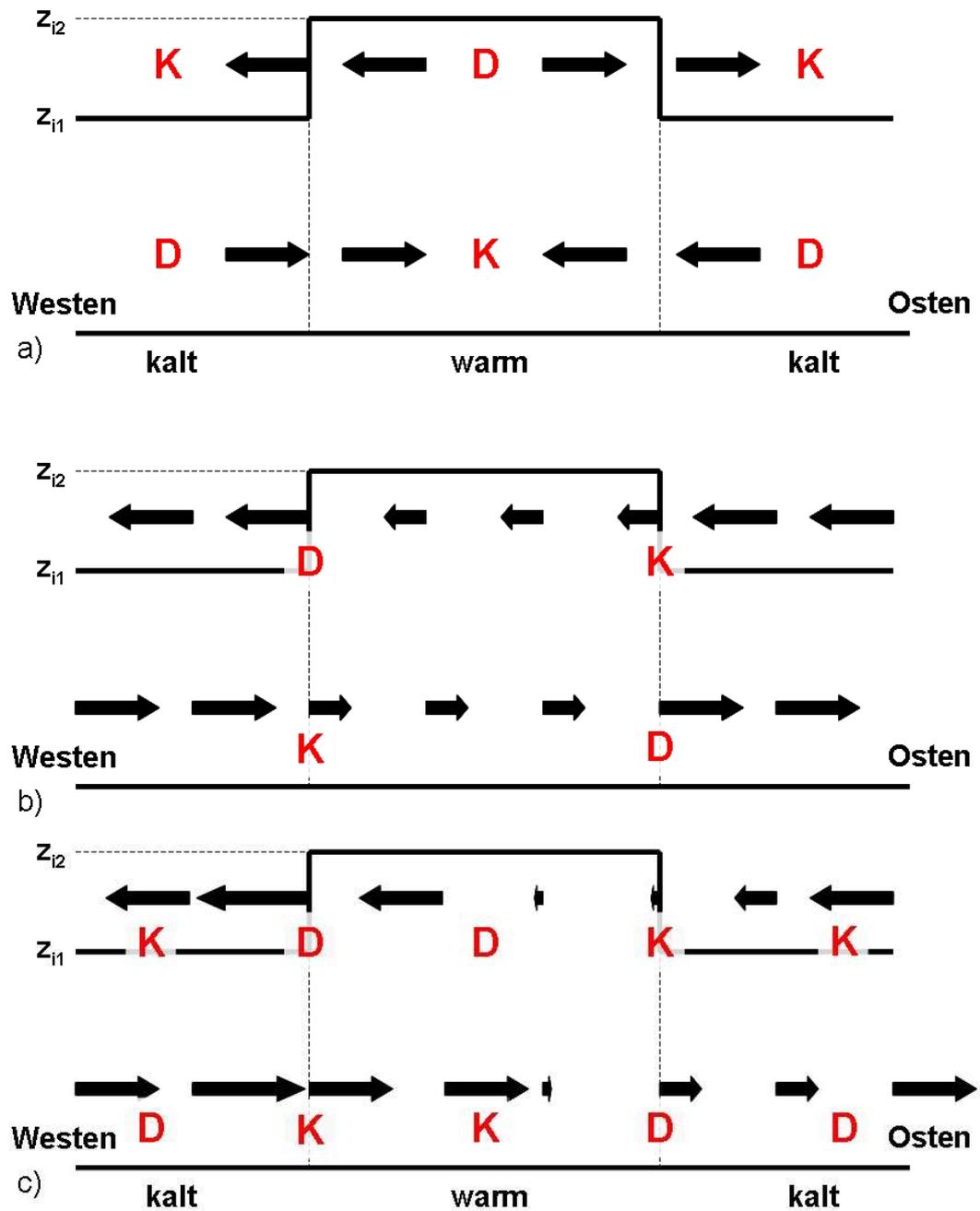


Abb. 2.6: Schematischer Vertikalschnitt der x-Komponente des Horizontalwindes a) in einer thermischen Zirkulation in einer Grenzschicht, die über dem wärmeren Bereich höher (z_{i2}) und über dem kühleren Bereich flacher (z_{i1}) ist, b) in einer Grenzschicht, in der unterhalb der niedrigeren Grenzschichthöhe z_{i1} Westwind und oberhalb Ostwind herrscht und c) in der Überlagerung von a) und b). K bedeutet horizontale Konvergenz und D horizontale Divergenz.

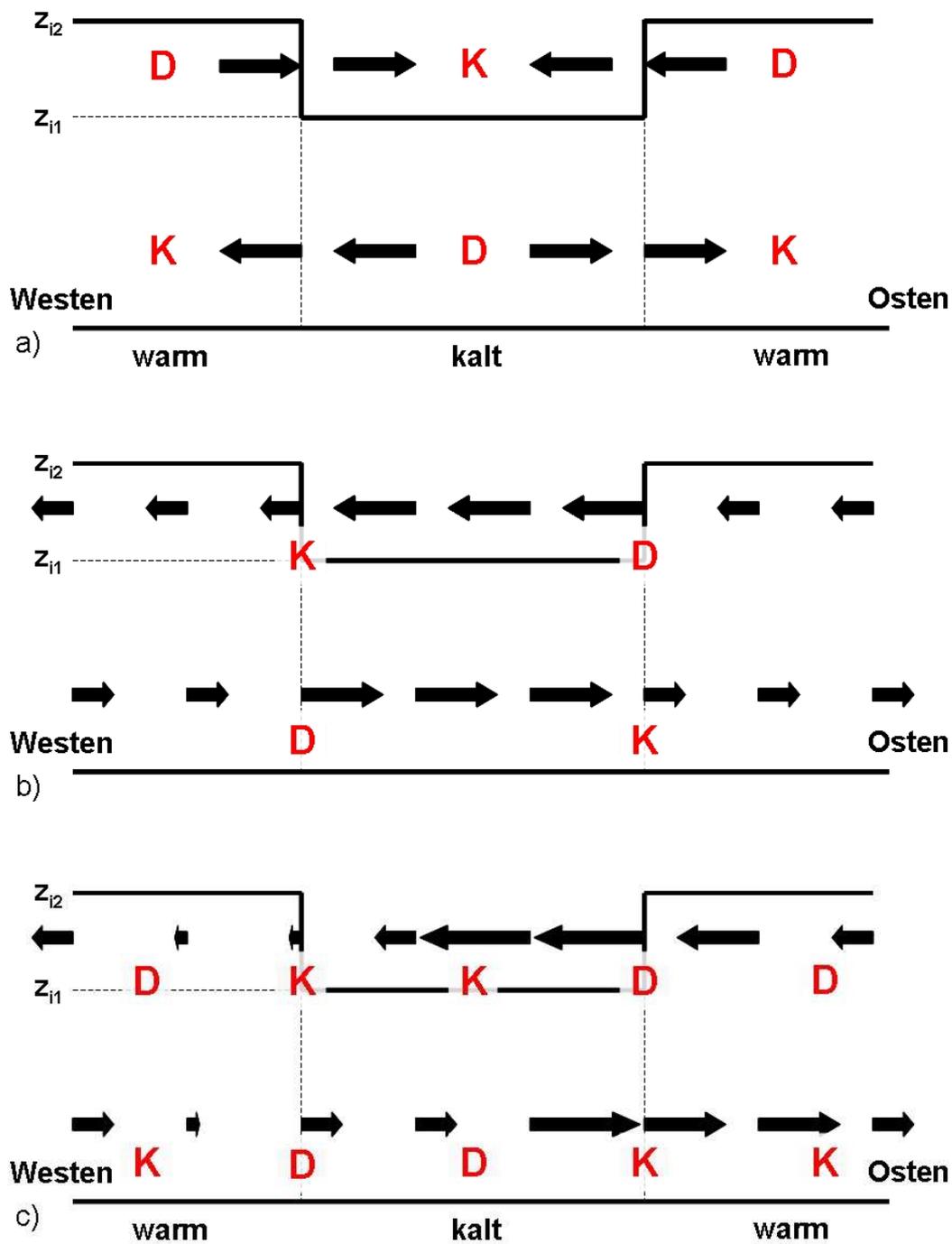


Abb. 2.7: Schematischer Vertikalschnitt der x-Komponente des Horizontalwindes in a) einer thermischen Zirkulation in einer Grenzschicht, die über dem wärmeren Bereich höher (z_{12}) und über dem kühleren Bereich flacher (z_{11}) ist, b) einer Grenzschicht, in der unterhalb der niedrigeren Grenzschichthöhe z_{11} Westwind und oberhalb Ostwind herrscht und c) in der Überlagerung von a) und b). K bedeutet horizontale Konvergenz und D horizontale Divergenz.

bedeutet, dass die resultierende Änderung des Vertikalwindes einen Einfluss auf die Entwicklung der Grenzschichthöhe (Gl. 2.5) und der Temperatur und Feuchte oberhalb der Grenzschicht durch Vertikaladvektion (Gl. 2.1 und 2.2) hat.

Im großräumigen Windfeld herrscht unterhalb der Grenzschichthöhe z_{i1} Westwind und oberhalb Ostwind (Abb. 2.6b und 2.7b). Dabei wird angenommen, dass von Westen nach Osten kein horizontaler Temperaturgradient vorliegt und die Bedingungen am Anfang stationär sind. Wächst die Grenzschicht über z_{i1} hinaus, ändert sich der vertikale Gradient des turbulenten Impulsflusses, was zu einer zeitlichen Änderung der x-Komponente des mittleren Horizontalwindes \bar{u} führt:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} \sim \frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z}.$$

Der turbulente Impulsfluss (Kraus, 2008)

$$\tau_{xz} = -\overline{\rho u' w'}$$

ist in der Prandtlschicht positiv, da \bar{u} mit der Höhe zunimmt. Bei der Drehung des Windes von West auf Ost an der Grenzschichtoberseite ist der vertikale Gradient von \bar{u} negativ und $\tau_{xz} < 0$. Oberhalb der Grenzschicht ist $\tau_{xz} = 0$, da keine Turbulenz vorliegt. In der Schicht mit Westwind ist $\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z}$ kleiner als null und trägt somit zu einer zeitlichen Abnahme von \bar{u} bei. Im Bereich der Grenzschicht mit Ostwind ist $\frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z}$ positiv und liefert einen Beitrag zur zeitlichen Zunahme von \bar{u} , also einer Abnahme des Ostwindes. Der vertikale Impulstransport, hervorgerufen durch Turbulenz, führt zu den Änderungen der x-Komponente des Horizontalwindes im Bereich, in dem die Grenzschicht bis z_{i2} anwächst (Abb. 2.6b und 2.7b). Am westlichen Rand der höheren Grenzschicht kommt es unterhalb von z_{i1} zu Konvergenz und zwischen z_{i1} und z_{i2} zu Divergenz. Am östlichen Rand entsteht unterhalb von z_{i1} Konvergenz und darüber Divergenz.

Die Überlagerung der schematischen Darstellungen in a) und b) in Abbildung 2.6 und 2.7 führt zu einer Verlagerung und Intensitätsänderung der Konvergenz- und Divergenzgebiete (Abb. 2.6c und 2.7c), was verstärktes Aufsteigen am westlichen Rand der höheren Grenzschicht und verstärktes Absinken am westlichen Rand der flacheren Grenzschicht verursacht. Eine räumlich variable Grenzschichthöhe kann also zusammen mit den westafrikanischen Strömungsbedingungen durchaus Auswirkungen auf die Lage der Divergenz- und Konvergenzgebiete haben und zur Erklärung der von Gantner und Kalthoff (2009) beschriebenen Auslösung von Konvektion herangezogen werden (siehe auch Kap. 5.3).

3 Das COSMO-Modell

3.1 Modellstruktur und Initialisierung

Für die hier durchgeführten Rechnungen wird das COSMO-Modell Version 4.0 des Deutschen Wetterdienstes verwendet, dessen Vorläuferversion das Lokalmmodell (LM) war (Schättler et al., 2008). Dabei handelt es sich um ein nichthydrostatisches atmosphärisches Vorhersagemodell. Es wird zum einen für die operationelle numerische Wettervorhersage und zum anderen für verschiedene wissenschaftliche Anwendungen auf der meso- β und meso- γ Skala verwendet. Das Modell basiert auf den thermodynamischen Gleichungen, die eine kompressible Strömung in einer feuchten Atmosphäre beschreiben. Um numerische Fehler zu minimieren, wird von den Gleichungen ein Grundzustand abgezogen, der eine zeitunabhängige, trockene, ruhende, horizontal homogene und vertikal geschichtete Atmosphäre beschreibt, die sich im hydrostatischen Gleichgewicht befindet. Die Gleichungen werden in rotierten Koordinaten, die aus den geographischen Koordinaten durch die Verschiebung des geographischen Nordpols resultieren, und mit einer generalisierten, geländefolgenden Höhenkoordinate formuliert. Da diese zeitunabhängig ist, ergibt sich so ein formtreues Koordinatensystem, in dem Flächen gleicher Höhe im physikalischen Raum fest vorgegeben sind. Die Modellvariablen sind auf einem Arakawa-C Gitter angeordnet, bei dem die Skalare in der Mitte der Gitterbox und die Geschwindigkeitskomponenten auf den Rändern der Gitterboxen definiert sind. Die Ableitungen werden anhand von zentrierten finiten Differenzen durchgeführt.

Die horizontale Auflösung des Modells beträgt $0,025^\circ$ (etwa 2,8 km) und in der Vertikalen werden 50 Modellschichten bis in eine Höhe von 28 km verwendet, wobei die Standardhöhe des Modells vergrößert wird, um hochreichende tropische Konvektion zu ermöglichen. Die zeitliche Auflösung liegt bei 20 s.

Für die Berechnung der Erwärmungsrate durch Strahlung wird das Parametrisierungsschema von Ritter und Geleyn (1992) verwendet. Diese Parametrisierung ist sehr rechenaufwendig und wird deshalb im operationellen Betrieb nur jede Stunde aufgerufen. Die resultierenden Erwärmungsraten bleiben für das gesamte Zeitintervall konstant. Um Wechselwirkungen mit der Bewölkung besser berücksichtigen zu können, werden in den vorliegenden Rechnungen die Erwärmungsraten durch Strahlung in Abständen von 15 min berechnet. Zur Parametrisierung von skaliger Bewölkung und Niederschlag wird eine Bulk-Formulierung mit zwei Kategorien verwendet. Die eine Kategorie beinhaltet die nicht-ausfallenden Bestandteile, wie Wolkenwasser und -eis, die andere die ausfallenden Bestandteile, wie Regen und Schnee. Die Budgetgleichungen werden prognostisch gelöst (Doms et al., 2007). Da die hohe räumliche Auflösung des Modells die explizite Behandlung von hochreichender Konvektion ermöglicht (Weisman et al., 1997), wird von Doms und Förstner (2004) eine modifizierte Form der Parametrisierung nach Tiedtke

Bodenart	Sand	sandiger Lehm	Lehm	lehmiger Ton	Ton
Porenvolumen in Vol.-%	36,4	44,5	45,5	47,5	50,7
Feldkapazität in Vol.-%	19,6	26,0	34,0	37,0	46,3
Permanenter Welkepunkt in Vol.-%	4,2	10,0	11,0	18,5	25,7

Tab. 3.1: Porenvolumen, Feldkapazität und permanenter Welkepunkt für verschiedene Bodenarten in TERRA_ML.

(1989) in COSMO implementiert, die lediglich flache Konvektion parametrisiert. Zur Parametrisierung der vertikalen turbulenten Diffusion wird eine prognostische Schließung der Ordnung 2,5 verwendet (Mellor und Yamada, 1982; Raschendorfer, 2001).

Die Berechnung der turbulenten Flüsse an der Erdoberfläche, die die untere Randbedingung für das atmosphärische Modell vorgeben, wird durch einen Oberflächenflussansatz, der von der Stabilität und der Rauigkeitslänge abhängt, realisiert. Für die Bestimmung der turbulenten Flüsse an der Erdoberfläche müssen Bodentemperatur und -feuchte bekannt sein, die mit dem Bodenmodell TERRA_ML bestimmt werden (Heise et al., 2003). Dabei handelt es sich um ein mehrschichtiges Boden-Vegetationsmodell, das aus zwei Teilen besteht. Zuerst wird die Evaporation von vegetationslosem Boden und die Transpiration von Pflanzen berechnet und danach wird die Wärmeleitungs- und die Richardsgleichung gelöst (Doms et al., 2007). Für die Lösung der Wärmeleitungsgleichung werden sieben und für die Richardsgleichung sechs wirksame Bodenschichten verwendet. Da die meisten Parameter des Bodenmodells stark von der Bodenart abhängen, wird zwischen fünf verschiedenen Bodenarten (Sand, sandiger Lehm, Lehm, lehmiger Ton und Ton) unterschieden (Tab. 3.1). Das Porenvolumen bezeichnet das gesamte, mit Luft oder Wasser gefüllte Hohlraumvolumen eines Bodens (Scheffer und Schachtschabel, 2002). Je nach Porengröße wird zwischen Grob-, Mittel- und Feinporen unterschieden. Je größer das Porenvolumen, desto höher ist der Feinporenanteil. Ist ein Boden gesättigt, entspricht das Porenvolumen dem Wasservolumen. Die Feldkapazität ist die Wassermenge, die ein zunächst gesättigter Boden nach 24 Stunden noch gegen die Schwerkraft halten kann. Die Feldkapazität ist unter anderem von der Porengrößenverteilung abhängig. So ist die Feldkapazität eines Bodens mit hohem Feinporenanteil, wie es bei Ton der Fall ist, größer als z.B. bei Sand, der einen hohen Grobporenanteil aufweist. Bei Bodenarten mit vielen Feinporen können Pflanzen schon bei einer relativ hohen Bodenfeuchte aus dem Boden kein Wasser mehr aufnehmen und beginnen zu welken. Dieser Wert wird permanenter Welkepunkt genannt.

Für die Analyse verschiedener atmosphärischer Prozesse ist es häufig sinnvoll, nicht nur den Zustand der einzelnen meteorologischen Parameter zu kennen, sondern auch die Beiträge, die deren Änderungen bewirkt haben. Um diese Informationen zu erhalten, wird ein erweiterter Modellcode verwendet, so dass die einzelnen Terme, die zur lokalzeitlichen Temperatur- oder Feuchteänderung beitragen, Ausgabegrößen in COSMO sind. Das sind im einzelnen Änderungen durch Horizontal- und Vertikaladvektion, durch Strahlung (nur für das Temperaturbudget), durch die Divergenz der turbulenten Flüsse und durch Phasenübergänge (Gl. 2.1 und 2.2). Aufgrund rechenbedingter Fehler, ist das Budget teilweise nicht komplett

geschlossen. Das Residuum der verwendeten Budgets liegt aber meist bei weniger als 1 % der totalen Änderung.

Als Anfangs- und Randwerte für den atmosphärischen Teil des Modells werden die operationellen Analysen des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (European Centre for Medium-range Weather Forecasts, ECMWF) verwendet. Mittlerweile liegen auch Reanalysen vor, die die Daten des umfangreichen Radiosondennetzwerks, das während AMMA installiert wurde, mittels Datenassimilation berücksichtigen (Agustí-Panareda et al., 2009). Die Initialisierung von COSMO erfolgt am 11. Juni 2006 um 0000 UTC und die Randbedingungen werden alle sechs Stunden aktualisiert. Das Modellgebiet erstreckt sich zwischen $9,0^\circ$ W - $5,0^\circ$ E, $8,0$ - $17,0^\circ$ N. Dies entspricht 561×361 Gitterpunkten und einer Fläche von etwa $1568 \text{ km} \times 1008 \text{ km}$. Die Bodenfeuchte und -temperatur der operationellen ECMWF-Analyse wird als Input für den Präprozessor des Modells verwendet und die daraus resultierenden Felder liefern den Anfangszustand für TERRA_ML.

Um den Einfluss von Bodenfeuchte- und Bodenartinhomogenitäten auf die Auslösung von Konvektion zu untersuchen, werden verschiedene Konfigurationen gewählt. Ein Modelllauf wird mit der COSMO-Bodenartverteilung und original ECMWF-Bodenfeuchte durchgeführt (MOI-Lauf, im Folgenden mit MOI abgekürzt). Im Vergleich mit AMSR-E (Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth observing system) Satellitendaten zeigt sich allerdings, dass die Bodenfeuchte der obersten Schicht im Modell zu hoch ist (Gantner und Kalthoff, 2009). Eine Reduktion der Bodenfeuchte in MOI um 35 % liefert für die Region um $11,0^\circ$ N im Modell eine ähnliche Verteilung der Bodenfeuchte wie die Satellitenmessungen. Das ist der CTRL-Lauf, der im Folgenden kurz CTRL genannt wird. In einem weiteren Modelllauf werden Bodenfeuchte und Bodenart im ganzen Modellgebiet homogen gesetzt; dieser Lauf wird im Folgenden mit HOM bezeichnet. Es wird eine Bodenfeuchte von 12,7 Vol.-% verwendet, was etwa der mittleren Bodenfeuchte in CTRL entlang $11,0^\circ$ N zwischen $4,5^\circ$ W und $4,5^\circ$ E entspricht, und als Bodentyp wird Lehm genommen. Die Bodenfeuchte beträgt somit 37 % der Feldkapazität. Um den Einfluss von Inhomogenitäten in der Bodenfeuchte auf ein entwickeltes konvektives System zu analysieren, wird HOM modifiziert. In einem Streifen zwischen $3,0$ und $1,0^\circ$ W wird die Bodenfeuchte um 35 % auf 8,3 Vol.-% reduziert (BANDT-Lauf, im Folgenden mit BANDT abgekürzt), um 35 % auf 17,1 Vol.-% bzw. bis auf Feldkapazität auf 34,0 Vol.-% (BANDF-Lauf, im Folgenden kurz BANDF genannt) erhöht. In dem trockenen Streifen liegt die Bodenfeuchte unterhalb des permanenten Welkepunkts. In allen Läufen wird die original COSMO-Vegetationsverteilung verwendet. Über diese Verteilung werden dann automatisch die entsprechenden Vegetationseigenschaften wie Wurzeltiefe, Blattflächenindex, Rauigkeitslänge und Bedeckungsgrad mit Pflanzen den entsprechenden Gebieten zugeordnet.

4 Die Auslösung von konvektiver Bewölkung

Am 11. Juni 2006 entwickelt sich, unabhängig von den vorgegebenen Bodenfeuchte- und Bodenartverteilungen, gegen Nachmittag hochreichende Konvektion mit Niederschlag. Der erste Niederschlag fällt in allen Modellläufen zwischen 1600 und 1645 UTC in einem Gebiet zwischen 1,4 - 2,7° E, 11,4 - 12,0° N (Gebiet A in Abb. 4.1). In CTRL entstehen zwei signifikante Niederschlagszellen, die eine zwischen 1600 und 1615 UTC bei etwa 2,0° E, 11,85° N und die andere zwischen 1630 und 1645 UTC bei 1,55° E, 11,6° N (Abb. 4.1a). Beide Zellen erfahren eine rasche Intensivierung und schon etwa 60 min nach dem ersten Niederschlag fallen bis zu 45 mm h⁻¹. In HOM treten ebenfalls zwei Niederschlagszellen auf (Abb. 4.1c). Zwischen 1615 und 1630 UTC fällt bei etwa 2,0° E, 11,9° N und zwischen 1630 und 1645 UTC bei 1,55° E, 11,6° N Niederschlag, der schnell eine Intensität von bis zu 40 mm h⁻¹ erreicht. In MOI entwickelt sich zwischen 1600 und 1615 UTC eine Niederschlagszelle bei etwa 2,3° E, 11,825° N (Abb. 4.1b). Die Zelle hört aber bereits 30 min später wieder auf zu regnen.

In den nächsten Abschnitten wird versucht, die folgenden Fragen zu beantworten: (i) Warum entsteht die hochreichende Konvektion in jedem Lauf im gleichen Gebiet? (ii) Warum erfahren die Niederschlagszellen eine unterschiedliche Entwicklung? (iii) Was bestimmt die Auslösung der einzelnen Niederschlagszellen? Dazu werden die präkonvektiven Bedingungen und die Auslösung von Konvektion anhand der in Kapitel 2.2 und 2.3 eingeführten Parameter und beschriebenen Prozesse untersucht. Die Analyse erfolgt im Wesentlichen anhand der in Abbildung 2.2 dargestellten Hypothese über den Zusammenhang zwischen Landoberflächenprozessen, konvektionsrelevanten Parametern und Konvektionsauslösung; d.h. es wird die Abhängigkeit der Energiebilanz am Erdboden von Bodeneigenschaften untersucht, deren Einfluss auf die Bedingungen in der unteren Troposphäre aufgezeigt und zuletzt deren Auswirkungen auf die konvektionsrelevanten Parameter und die Auslösung von Konvektion diskutiert. In den nachfolgen-

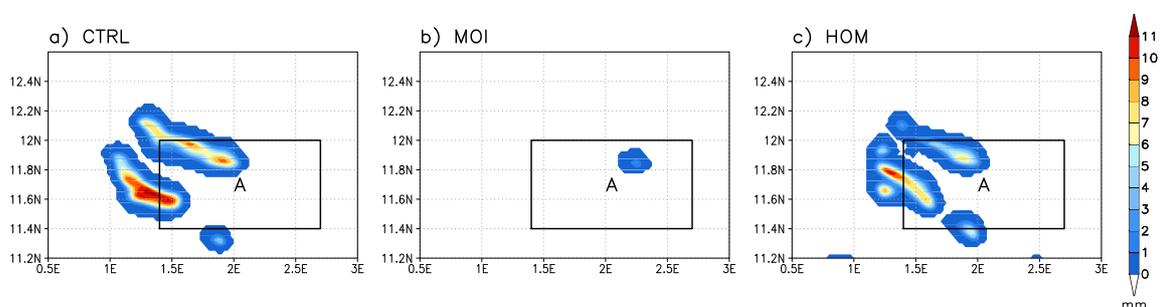


Abb. 4.1: Niederschlagssumme von 0000 bis 1745 UTC in CTRL a), MOI b) und HOM c). Das schwarze Rechteck markiert das Untersuchungsgebiet A.

den Ausführungen wird von flacher Konvektion gesprochen, wenn diese eine vertikale Ausdehnung von 50 hPa nicht überschreitet und ihre Obergrenze unterhalb von etwa 750 hPa liegt. Die Auslösung von hochreichender Konvektion mit Niederschlag ist durch den Zeitpunkt definiert, ab dem die flache Konvektion beginnt über 750 hPa hinaus anzuwachsen.

4.1 Die großräumige Entwicklung konvektionsrelevanter Parameter

Um zu klären, warum Gebiet A für die Entstehung von hochreichender Konvektion günstiger ist als die Umgebung, wird die großräumige Entwicklung der Bedingungen in der unteren Troposphäre in einem Gebiet von 400 km x 400 km in CTRL untersucht.

Die Temperatur in 950 hPa nimmt um 1500 UTC mit einem Gradienten von etwa $0,02 \text{ K km}^{-1}$ von Süden nach Norden zu und die spezifische Feuchte in 950 hPa weist in Richtung Nordwesten eine schwache Abnahme um etwa $0,002 \text{ g kg}^{-1} \text{ km}^{-1}$ auf (Abb. 4.2a und b). Das führt zu einer Zunahme der äquivalentpotentiellen Temperatur von Süden nach Nordwesten (Abb. 4.2c). Erfahrungsgemäß besteht eine starke Korrelation zwischen der äquivalentpotentiellen Temperatur in der Grenzschicht und der CAPE. Das erklärt, warum das räumliche Muster der äquivalentpotentiellen Temperatur in der CAPE-Verteilung wiederzufinden ist (Abb. 4.3a). Im betrachteten Gebiet variieren die CAPE-Werte von 1250 bis 2500 J kg^{-1} ; d.h. das Gebiet A zeichnet sich vor der Entstehung der ersten Niederschlagszellen keineswegs durch die höchste CAPE aus. Die CIN ist im Nordwesten des Gebietes mit stellenweise über 50 J kg^{-1} am höchsten, während sie im Südosten in großen Teilen des Gebietes vollständig verschwindet (Abb. 4.3b). Die räumliche Verteilung der CIN weist also ein großräumiges Muster mit einer Zunahme von Südosten nach Nordwesten auf. Im Detail ist aber kein eindeutiger Zusammenhang mit der Temperatur- oder Feuchteverteilung in der Grenzschicht zu erkennen. Deshalb werden nun flächengemittelte Größen in einem Gebiet, in dem eine relativ große CIN bestehen bleibt (Gebiet B), mit denen in einem Gebiet, in dem die CIN fast komplett abgebaut wird (Gebiet A), verglichen (Abb. 4.3b).

Gebiet A und B unterscheiden sich durch eine verschieden hohe Globalstrahlung und durch unterschiedliche Bodeneigenschaften. Die Globalstrahlung ist in Gebiet A niedriger als in B, was zu einer um bis

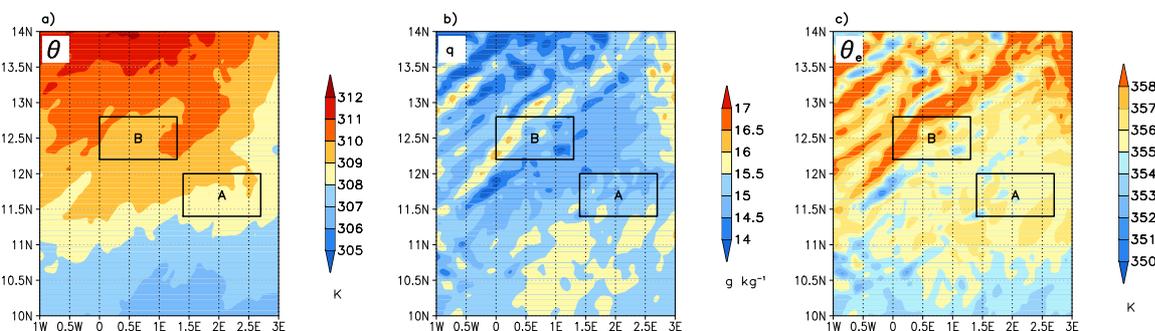


Abb. 4.2: Potentielle Temperatur a), spezifische Feuchte b) und äquivalentpotentielle Temperatur c) in 950 hPa um 1500 UTC in CTRL. Die schwarzen Rechtecke markieren die Untersuchungsgebiete A und B.

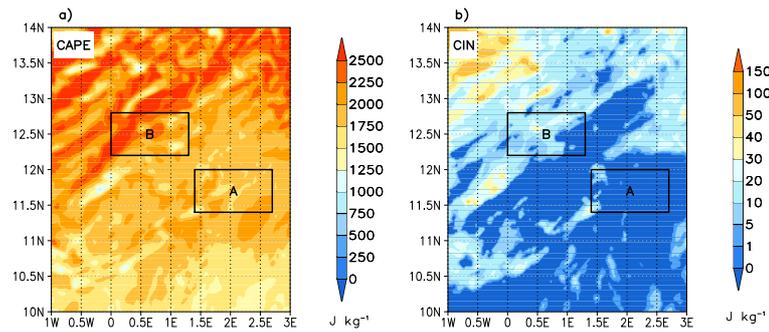


Abb. 4.3: CAPE a) und CIN b) um 1500 UTC in CTRL. Die schwarzen Rechtecke markieren die Untersuchungsgebiete A und B.

zu 75 W m^{-2} niedrigeren Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche führt (Abb. 4.4a). Die Bodenfeuchte ist in der obersten Modellschicht in Gebiet A um etwa 1,5 Vol.-% höher als in B. Neben der höheren Strahlungsbilanz führen unterschiedliche Bodenarten dazu, dass der latente Wärmefluss in Gebiet B (maximal 200 W m^{-2}) trotz einer niedrigeren Bodenfeuchte höher ist als in A (maximal 80 W m^{-2}). Das verursacht zusammen mit einem höheren fühlbaren Wärmefluss in Gebiet A ein Bowen-Verhältnis von $\beta \approx 5,5$ in A und $\beta \approx 1,7$ in B. Da Gebiet B etwa 75 km weiter nördlich liegt und stärker von der SAL beeinflusst wird, ist die Atmosphäre oberhalb der Grenzschicht bis etwa 550 hPa in B wärmer und trockener als in A (Abb. 4.5). Deshalb ist das Einmischen warmer Luft an der Grenzschichtoberseite in Gebiet A schwächer als in B und die Konvergenz des fühlbaren Wärmeflusses in der Grenzschicht trotz des höheren fühlbaren Wärmeflusses am Boden in Gebiet A geringer als in B (Abb. 4.4e). Die größere Temperaturzunahme durch die Konvergenz des fühlbaren Wärmeflusses in Gebiet B wird durch stärkere Kaltluftadvektion verringert, was dazu führt, dass die Nettotemperaturzunahme in 950 hPa in beiden Gebieten im Tagesverlauf etwa gleich groß ist (Abb. 4.4b). In Gebiet A und B nimmt die spezifische Feuchte in der Grenzschicht zwischen etwa 0700 und 1000 UTC zu und danach ab. Die Feuchtezunahme ist in Gebiet B wegen des höheren latenten Wärmeflusses am Erdboden größer als in A, was zu einer höheren spezifischen Feuchte in der Grenzschicht bis etwa 1200 UTC führt. Mit dem Anwachsen der Grenzschicht im Tagesverlauf dominiert in beiden Gebieten netto eine Feuchteabnahme in der Grenzschicht durch Einmischen trockener Luft an der Grenzschichtoberseite (Abb. 4.4b und f). Guichard et al. (2004) finden ein ähnliches Verhalten für den Tagesgang der spezifischen Feuchte in einer konvektiven Grenzschicht. Das Einmischen trockener Luft ist in Gebiet A wegen einer feuchteren Entrainmentschicht schwächer (Abb. 4.5) und die Austrocknung wird zusätzlich durch horizontale Feuchteadvektion abgeschwächt, was netto zu einer geringeren Feuchteabnahme in der Grenzschicht als in Gebiet B führt (Abb. 4.4b und f). In Gebiet A verursacht mittleres Aufsteigen im Bereich der Grenzschichtoberseite trotz der schwächeren Konvergenz des fühlbaren Wärmeflusses (vgl. Gl. 2.5) ein stärkeres Grenzschichtwachstum als in B (Abb. 4.4c). Die flachere Grenzschicht und die höhere Strahlungsbilanz in Gebiet B führen dazu, dass in der Grenzschicht die Energie pro Volumen in B höher ist als in A, was sich in einer höheren äquivalentpotentiellen Temperatur ausdrückt.

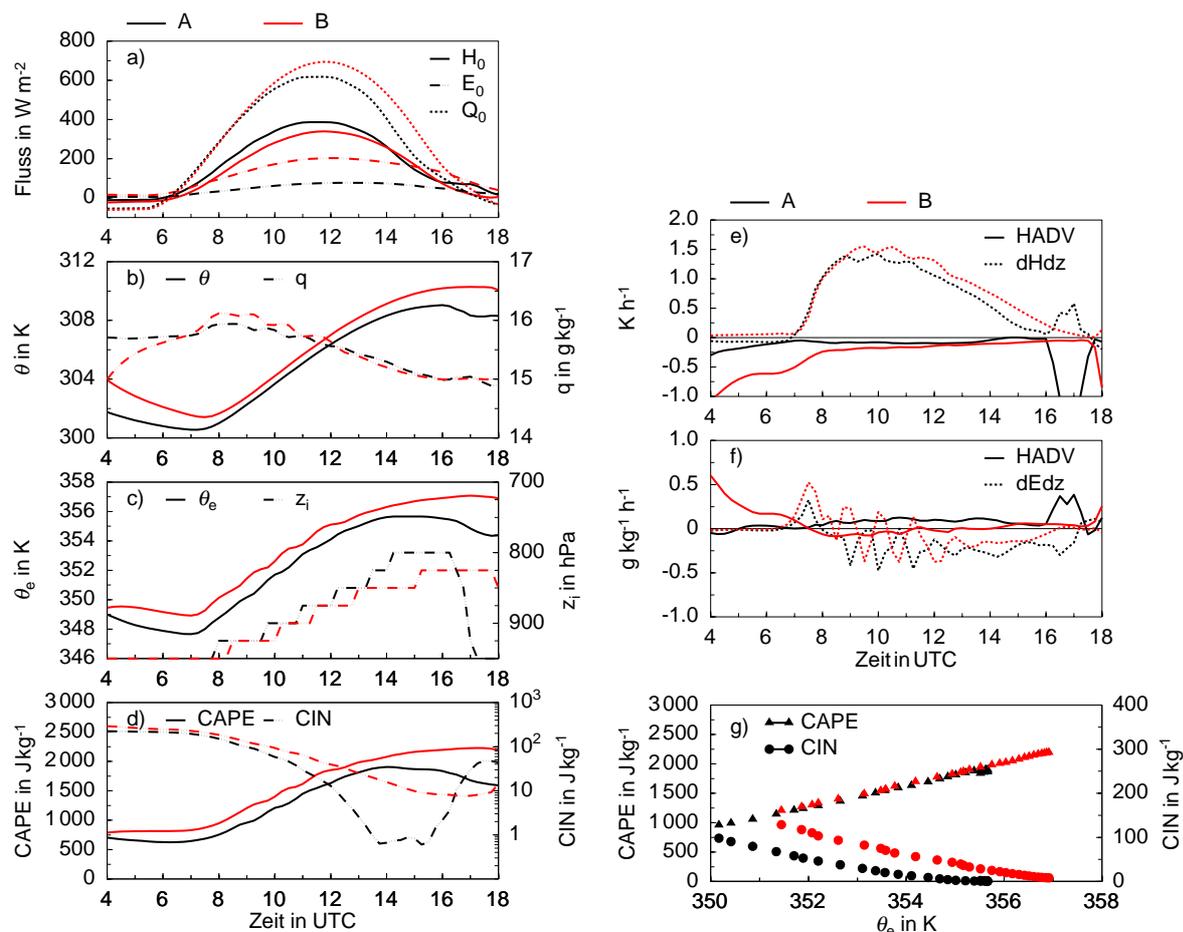


Abb. 4.4: Zeitliche Entwicklung flächengemittelter Größen in Gebiet A und B in CTRL. Im Einzelnen sind das der fühlbare und latente Wärmefluss und die Strahlungsbilanz a), die potentielle Temperatur und spezifische Feuchte in 950 hPa b), die äquivalentpotentielle Temperatur in 950 hPa und die Grenzschichthöhe c), die CAPE und CIN d), die flächengemittelte Tendenz der potentiellen Temperatur e) und der spezifischen Feuchte f) in 950 hPa durch Horizontaladvektion und durch die Divergenz des fühlbaren bzw. des latenten Wärmeflusses und CAPE und CIN als Funktion von Θ_e in 950 hPa zwischen 0900 und 1700 UTC g).

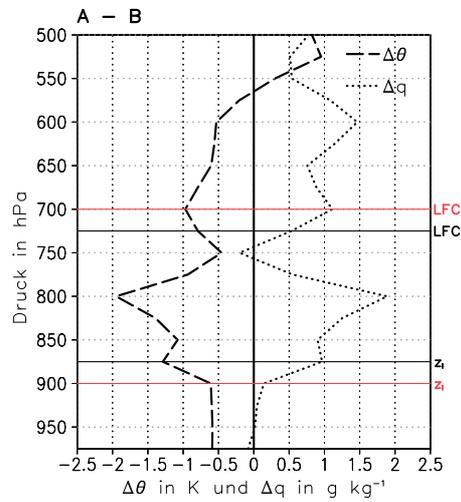


Abb. 4.5: Flächengemitteltetes Profil der Differenz der potentiellen Temperatur und der spezifischen Feuchte zwischen Gebiet A und B um 1100 in CTRL.

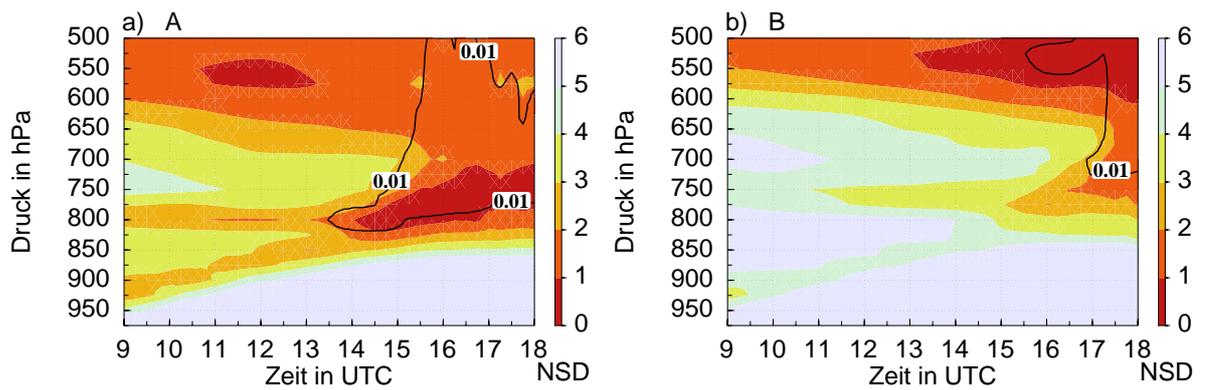


Abb. 4.6: Zeitliche Entwicklung des NSD (farbkodiert) und des flächengemittelten Flüssigwassergehalts (0,01 g kg^{-1} Isolinie) in Gebiet A a) und B b) in CTRL.

Zwischen der CAPE und der äquivalentpotentiellen Temperatur Θ_e in 950 hPa besteht ein linearer Zusammenhang (Abb. 4.4g). Mit ansteigendem Θ_e nimmt die CAPE mit etwa $175 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ zu, was gut mit den von Parker (2002) oder Kohler et al. (2009) für Westafrika gefundenen Zusammenhängen von $180 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ bzw. $159 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ übereinstimmt. Die CIN in Gebiet A und B nimmt mit ansteigendem Θ_e ab, was dem Ergebnis von Parker (2002) entspricht. Allerdings ist die CIN in Gebiet B trotz des höheren Θ_e immer höher als in A (Abb. 4.4c und d). Die niedrigere CIN in Gebiet A kann demnach nicht durch die äquivalentpotentielle Temperatur in der Grenzschicht erklärt werden, sondern ist unter anderem auf die niedrigere Temperatur zwischen Grenzschichthöhe z_i und LFC in Gebiet A zurückzuführen (Abb. 4.5). Nach 1300 UTC ist außerdem die Grenzschicht in Gebiet A um bis zu 50 hPa höher als in B (Abb. 4.4c), was ebenfalls zu einer niedrigeren CIN beiträgt. Um 1330 UTC tritt in Gebiet A erstmals nennenswerte flache Bewölkung auf (Abb. 4.6a). Trotz der sehr niedrigen CIN ($< 1 \text{ J kg}^{-1}$) dauert es noch etwa zwei Stunden, bis die Konvektion hochreichend wird. Um 1400 UTC befindet sich die Untergrenze der Bewölkung zwischen 800 und 825 hPa (WU in Abb. 4.7a). An der Oberseite der Bewölkung in 775 hPa (WO) führt neben horizontaler Kaltluftadvektion Verdunstungsabkühlung zu einer weiteren Labilisierung um 1400 UTC in Gebiet A, die in B nicht vorhanden ist (Abb. 4.7a und b). Parallel zur Feuchteabnahme in der Grenzschicht führt der turbulente Austausch zwischen der Grenzschicht und der freien Atmosphäre zusammen mit Horizontaladvektion zu einer Nettofeuchtezunahme oberhalb des LFC bis etwa 600 hPa um 1500 UTC in Gebiet A (Abb. 4.7c), was zu einer Reduktion des NSD führt (Abb. 4.6a). In Gebiet B nimmt die spezifische Feuchte nur zwischen etwa 750 und 825 hPa zu, d.h. unterhalb des LFC (Abb. 4.7d). Das Anwachsen der Konvektion, das durch die $0,01 \text{ g kg}^{-1}$ Isolinie des Flüssigwassergehalts in Abbildung 4.6 markiert ist, findet in Gebiet A vorwiegend dann statt, wenn das NSD kleiner als 2 ist. Dieses Ergebnis stimmt mit dem von Chaboureau et al. (2004) überein. In Gebiet B entsteht keine hochreichende Konvektion, da die CIN im Tagesverlauf zwar ständig abnimmt aber einen Wert von 8 J kg^{-1} nicht unterschreitet (Abb. 4.4d) und das NSD meist größer als 2 ist (Abb. 4.6b). Die Bewölkung, die ab etwa 1600 UTC in der mittleren Troposphäre in Gebiet B zu beobachten ist, wird advehiert.

Fasst man die wesentlichen Merkmale bzw. Unterschiede zwischen Gebiet A und B zusammen, dann resultiert der komplette CIN-Abbau in Gebiet A aus einer labileren Schichtung zwischen Grenzschichthöhe z_i und LFC und einer höheren Grenzschicht. In Gebiet A entsteht flache Bewölkung. Eine Zunahme der spezifischen Feuchte oberhalb des LFC führt zu einer Reduktion des NSD in Gebiet A und ermöglicht so die Entstehung hochreichender Konvektion.

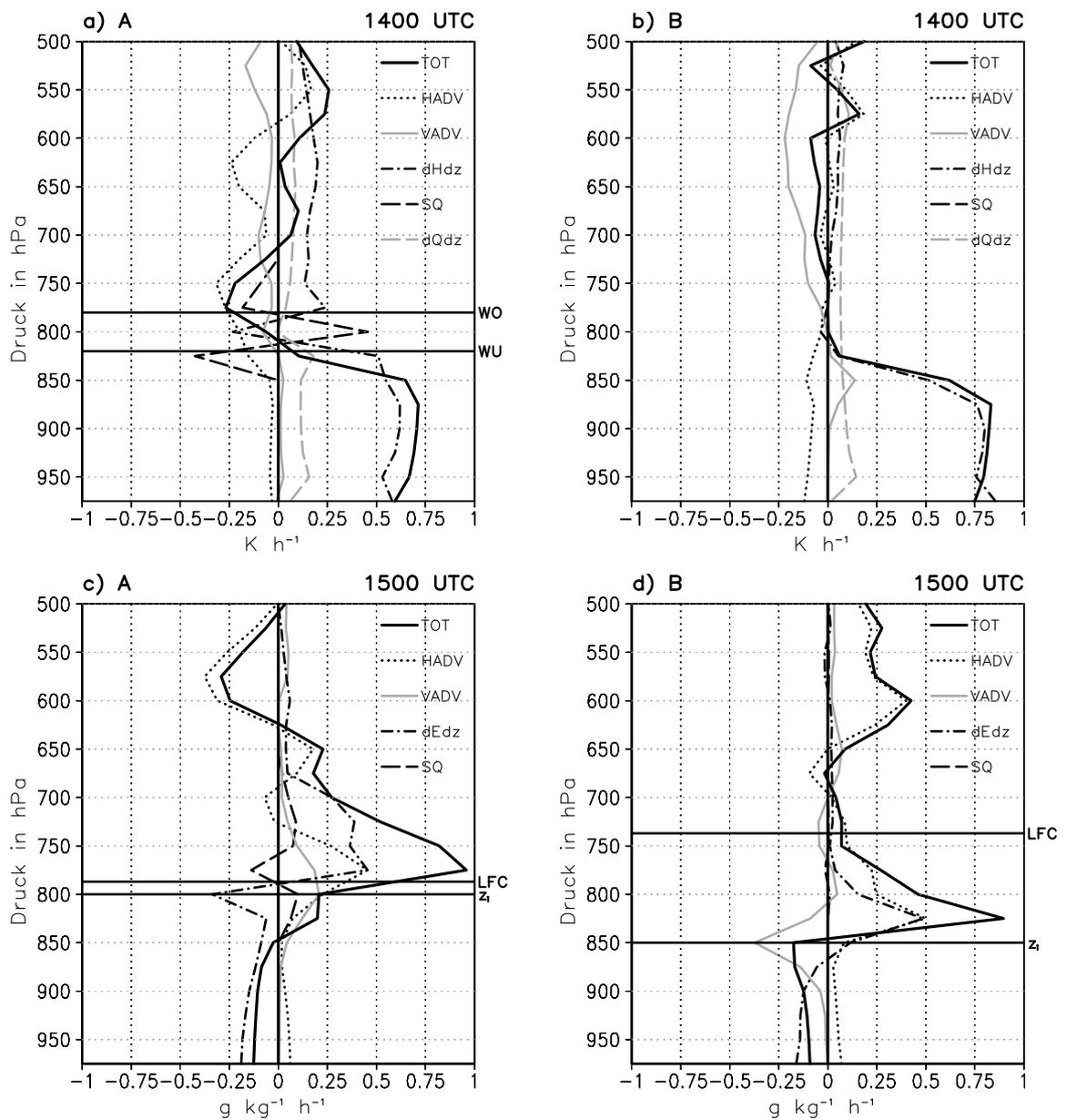


Abb. 4.7: Flächengemittelte Profile der Terme der Budgetgleichung für die potentielle Temperatur um 1400 UTC a) und b) und für die spezifische Feuchte um 1500 UTC c) und d) in Gebiet A und B in CTRL.

4.2 Die Entwicklung konvektionsrelevanter Parameter in Abhängigkeit von Bodeneigenschaften

Die Entstehung und Entwicklung von hochreichender Konvektion mit Niederschlag in Gebiet A verläuft in CTRL, MOI und HOM unterschiedlich (Abb. 4.1). Um die Gründe dafür zu finden, werden die konvektionsrelevanten Parameter in Abhängigkeit der Bodeneigenschaften und der daraus resultierenden Prozesse (siehe Konzeptskizze Abb. 2.2) in Gebiet A analysiert.

Die gemittelte Bodenfeuchte an der Erdoberfläche in Gebiet A beträgt in CTRL 12,2 Vol.-%, in MOI 18,7 Vol.-% und in HOM 12,7 Vol.-%. Die Strahlungsbilanz ist in allen Modellläufen etwa gleich groß, was bedeutet, dass der Einfluss der Bodeneigenschaften auf die Strahlungsbilanz gering ist (Abb. 4.8a). Lediglich ab etwa 1300 UTC gibt es leichte Unterschiede, was auf die unterschiedlich hohe Globalstrahlung durch Bewölkungsentwicklung zurückzuführen ist. Aufgrund der unterschiedlichen Bodeneigenschaften liegt das Bowen-Verhältnis in CTRL bei $\beta \approx 5,5$, in HOM bei $\beta \approx 3,3$ und in MOI bei $\beta \approx 1,6$. Trotz der unterschiedlichen Bowen-Verhältnisse in CTRL und HOM sind Temperatur, Feuchte und somit äquivalentpotentielle Temperatur in der Grenzschicht, Grenzschichthöhe, CIN und CAPE nahezu gleich (Abb. 4.8b, c, d und 4.9a). In MOI ist die Grenzschichthöhe um 1230 UTC mit etwa 875 hPa um 25 hPa niedriger und die Feuchte in der Grenzschicht mit $16,5 \text{ g kg}^{-1}$ um etwa 1 g kg^{-1} höher als in CTRL und HOM. In CTRL und HOM nimmt die Feuchte im Tagesverlauf um etwa 1 g kg^{-1} durch Einmischen trockener Luft ab, während sie in MOI wegen des höheren latenten Wärmeflusses am Erdboden etwa konstant bleibt (Abb. 4.8b und f). Die Grenzschichttemperatur steigt im Tagesverlauf in CTRL und HOM durch die größere Konvergenz des fühlbaren Wärmeflusses stärker an und erreicht bis zu 1,5 K höhere Werte als in MOI (Abb. 4.8b und e). Die Schichtung oberhalb der Grenzschicht ist um 1230 UTC in allen Modellläufen etwa gleich (Abb. 4.9a). Wegen der niedrigeren Temperatur in der Grenzschicht ist die Grenzschichtinversion in MOI aber stärker als in HOM und CTRL. Dies bewirkt, zusätzlich zum Effekt durch die schwächere Konvergenz des fühlbaren Wärmeflusses, ein langsames Anwachsen der Grenzschicht, so dass die Grenzschicht in MOI um 1430 UTC etwa 50 hPa niedriger ist als in CTRL und HOM (Abb. 4.8c und 4.9b). Die äquivalentpotentielle Temperatur ist in MOI aufgrund der hohen Grenzschichtfeuchte höher als in CTRL und HOM. Das führt zu einem niedrigen LFC und einer hohen CAPE von bis zu 2400 J kg^{-1} (Abb. 4.8d und 4.9b). Die CAPE erreicht aber auch in CTRL und HOM am Nachmittag Werte von etwa 1900 J kg^{-1} , was für die Entstehung hochreichender Konvektion ausreichend ist. In allen Modellläufen nimmt durch die Temperaturzunahme in der Grenzschicht die CIN im Tagesverlauf ab und die CAPE zu. In MOI ist die Abnahme der CIN am schwächsten und die Zunahme der CAPE am stärksten. Bis etwa 1230 UTC ist die CIN in MOI niedriger als in den anderen beiden Läufen, was nur an der höheren Feuchte in der Grenzschicht liegen kann, denn die flachere Grenzschicht und niedrigere Temperatur in der Grenzschicht können gemäß Abbildung 2.3 nur zu einer CIN-Erhöhung beitragen. Nach 1230 UTC sinkt die mittlere CIN in CTRL und HOM auf 0,6 bzw. $0,9 \text{ J kg}^{-1}$ ab, während in MOI ein minimaler Wert von $1,7 \text{ J kg}^{-1}$ erreicht wird. Nach diesem Zeitpunkt setzt in allen drei Läufen zwischen etwa 725 und 800 hPa eine Nettoabkühlung ein, die hauptsächlich

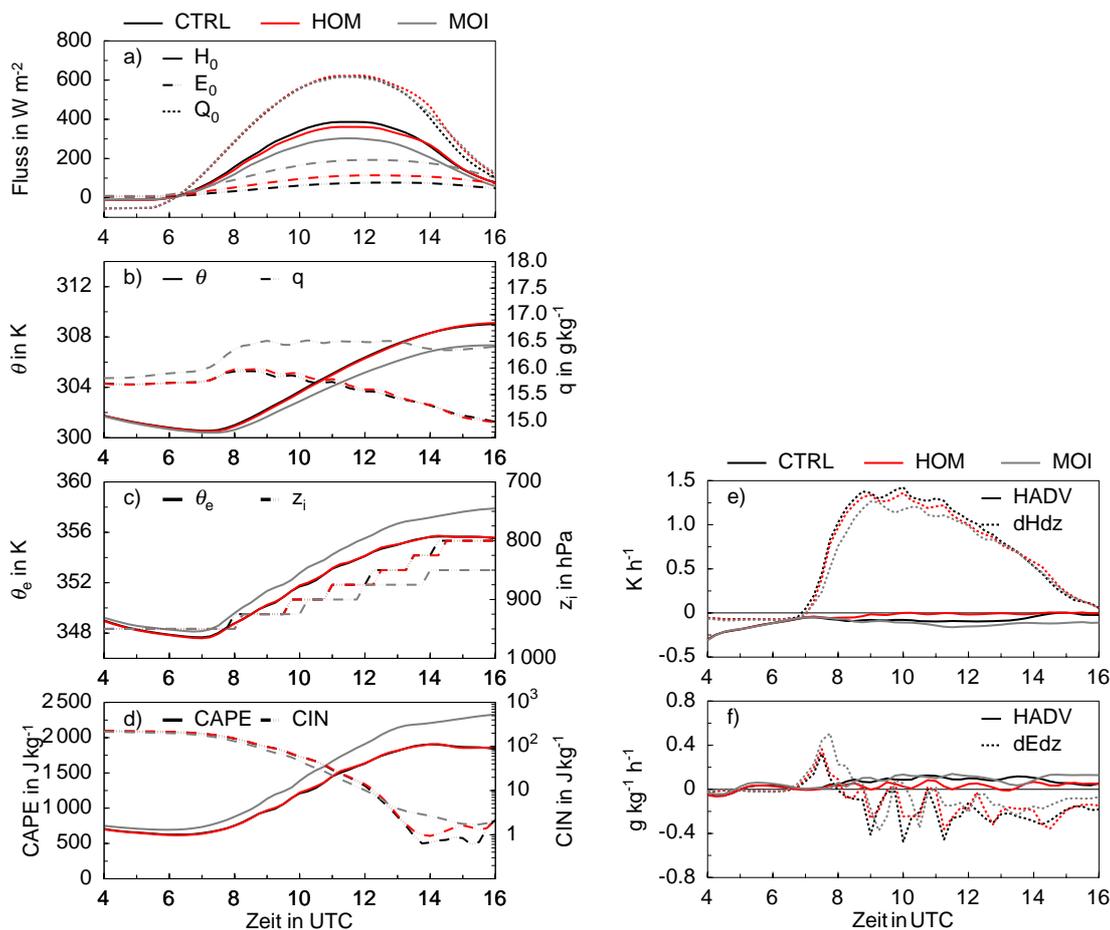


Abb. 4.8: Zeitliche Entwicklung flächengemittelter Größen in Gebiet A in CTRL, MOI und HOM. Im Einzelnen sind das der fühlbare und latente Wärmefluss und die Strahlungsbilanz a), die potentielle Temperatur und spezifische Feuchte in 950 hPa b), die äquivalentpotentielle Temperatur in 950 hPa und die Grenzschichthöhe c), die CAPE und CIN d) und die flächengemittelte Tendenz der potentiellen Temperatur e) und der spezifischen Feuchte f) in 950 hPa durch Horizontaladvektion und durch die Divergenz des fühlbaren bzw. des latenten Wärmeflusses.

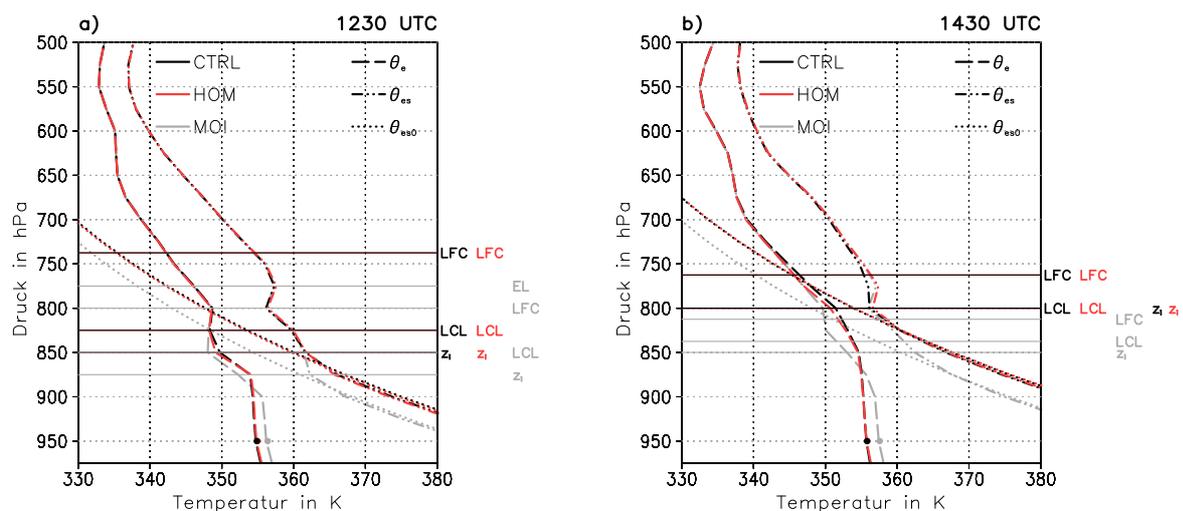


Abb. 4.9: Flächengemittelte Profile von Θ_e , Θ_{es} und Θ_{es0} um 1230 a) und 1430 UTC b) in Gebiet A in CTRL, MOI und HOM. Der Punkt kennzeichnet das zwischen 925 und 975 hPa gemittelte Θ_e .

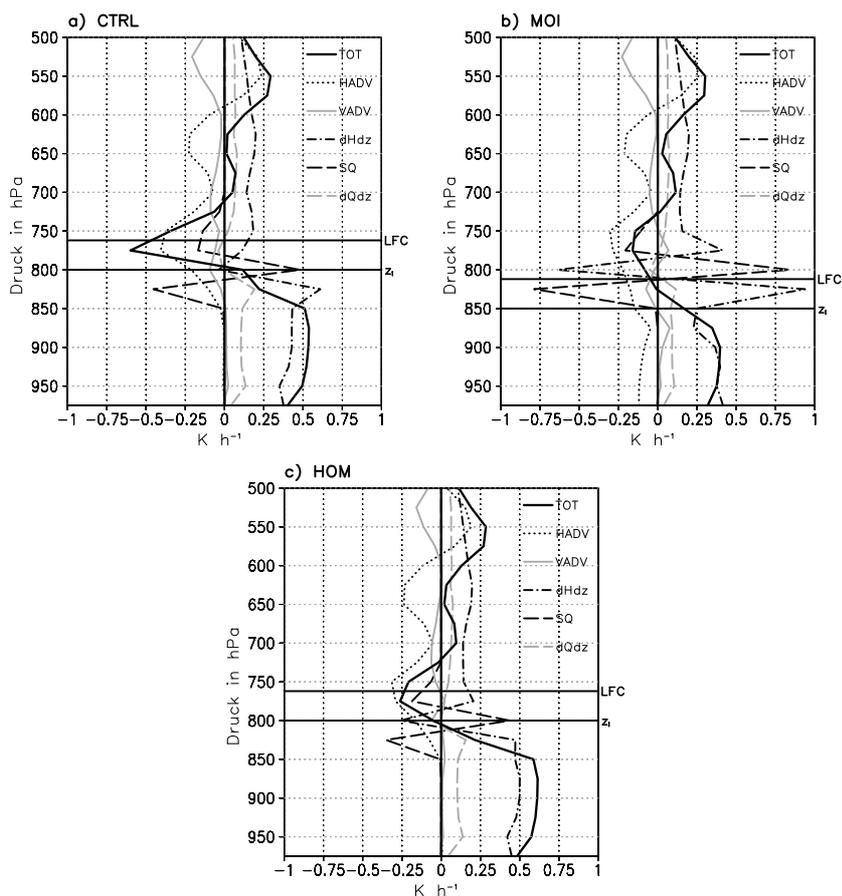


Abb. 4.10: Flächengemittelte Profile der Terme der Budgetgleichung für die potentielle Temperatur um 1430 UTC in Gebiet A in CTRL a), MOI b) und HOM c).

durch Horizontaladvektion verursacht wird (Abb. 4.10). In CTRL ist die Abkühlung am stärksten und führt dazu, dass eine Inversion in etwa 775 hPa in CTRL abgebaut wird, während sie in MOI und HOM bestehen bleibt (Abb. 4.9b). Die Abkühlung findet in CTRL und HOM unter anderem unterhalb des LFC statt und trägt direkt zu einem CIN-Abbau bei. In MOI liegt das LFC ab 1230 UTC unterhalb von 800 hPa und die Abkühlung hat deshalb keinen direkten Einfluss auf die CIN. Die Kombination aus höherer Temperatur in der Grenzschicht, höherer Grenzschicht und niedrigerer Temperatur direkt oberhalb der Grenzschicht ergibt nun in CTRL und HOM trotz der niedrigeren Feuchte in der Grenzschicht eine niedrigere CIN als in MOI. In den theoretischen Überlegungen in Kapitel 2.2.2 wird gezeigt, dass mit zunehmendem Bowen-Verhältnis aber ansonsten gleichen Bedingungen die Feuchte und die feuchtstatische Energie in der Grenzschicht sowie die CAPE abnehmen und die Temperatur in der Grenzschicht und die Grenzschichthöhe zunehmen. Je größer β wird, desto kleiner werden die Änderungen. Dieses generelle Verhalten findet sich auch in den oben dargestellten Modellergebnissen wieder.

In MOI steht wegen der höheren CAPE mehr potentielle Energie für Konvektion zur Verfügung. Trotzdem entsteht nur eine Niederschlagszelle und ihre Entwicklung verläuft weniger intensiv als in CTRL und HOM, in denen die CAPE niedriger ist. Ein entscheidendes Kriterium für die Entstehung und Entwicklung von hochreichender Konvektion ist demnach nicht der Betrag der CAPE sondern der der CIN. Zu einem vergleichbaren Ergebnis gelangt auch Khodayar et al. (2010).

4.3 Auslösemechanismen für konvektive Bewölkung

In Kapitel 4.1 wird gezeigt, warum im südöstlichen Teil des Modellgebietes in Gebiet A die Bedingungen für hochreichende Konvektion günstiger sind als im nordwestlichen Teil in Gebiet B. Was aber bestimmt die Auslösung der Konvektion in CTRL, MOI und HOM? Häufig sind in Westafrika dafür thermische Zirkulationen unterschiedlichen Ursprungs verantwortlich (Redelsperger et al., 2002). Um den Einfluss von thermischen Zirkulationen auf die Auslösung der simulierten hochreichenden Konvektion näher zu untersuchen, werden die möglichen Mechanismen zur Konvektionsauslösung (siehe Abb. 2.2) nun für das Gebiet A analysiert.

In HOM können räumliche Unterschiede in den Termen der Energiebilanz nur durch Unterschiede in der Bewölkung, Orographie und Vegetation verursacht werden, während in CTRL und MOI noch die Effekte durch unterschiedliche Bodenfeuchte und Bodenarten hinzukommen können (Abb. 4.11). Um 1200 UTC ist in allen drei Läufen in Gebiet A bei der Globalstrahlung ein Gefälle von etwa 100 W m^{-2} von Nordwesten nach Südosten vorhanden, das durch schwache Bewölkung verursacht wird (Abb. 4.12a). Vergleicht man die Verteilungen der fühlbaren und latenten Wärmeflüsse mit den Oberflächeneigenschaften, dann ist eine deutliche Abhängigkeit von Bodenfeuchte, Bodenart und Vegetation zu erkennen (Abb. 4.11, 4.12b und c). In allen drei Läufen ist der latente Wärmefluss in Gebieten mit hohem Blattflächenindex am größten und in CTRL und MOI führt die höhere Bodenfeuchte im Südosten zu einer

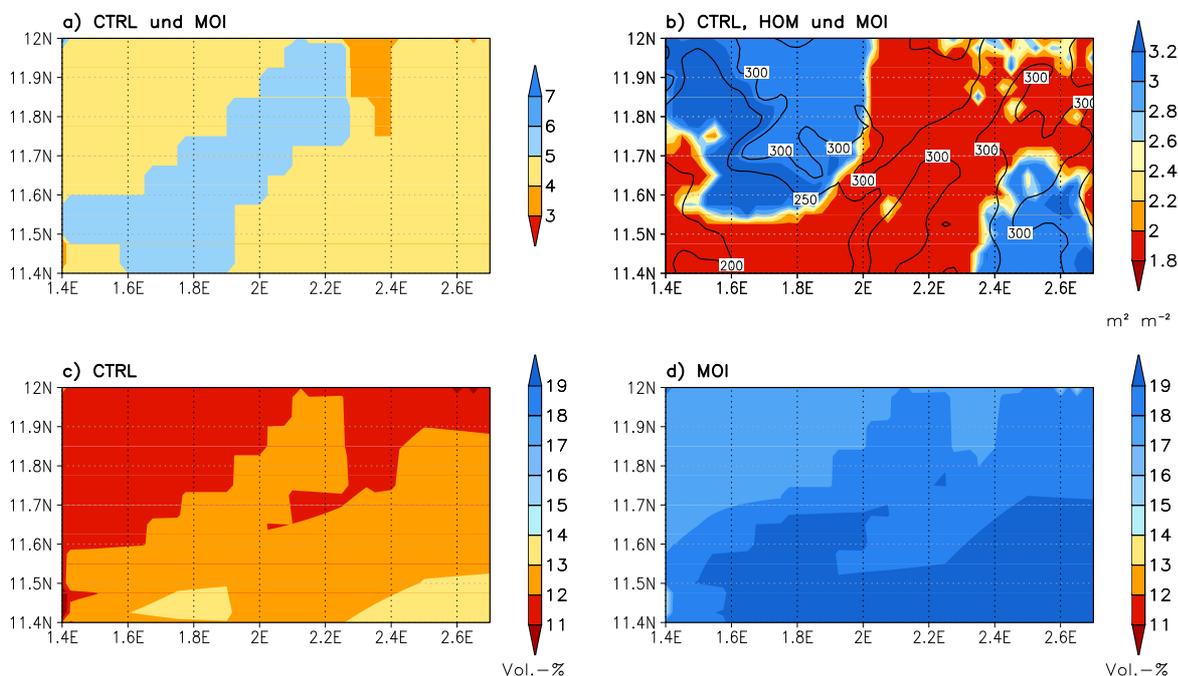


Abb. 4.11: COSMO-Bodenart in CTRL und MOI (3: Sand, 4: sandiger Lehm, 5: Lehm, 6: lehmiger Ton, 7: Ton) a), COSMO-Orographie in m über Meeresniveau (Isolinien) und COSMO-Blattflächenindex (farbkodiert) in CTRL, HOM und MOI b) und Bodenfeuchte in der obersten Schicht von 1 cm Dicke bei Initialisierung in CTRL c) und MOI d) in Gebiet A.

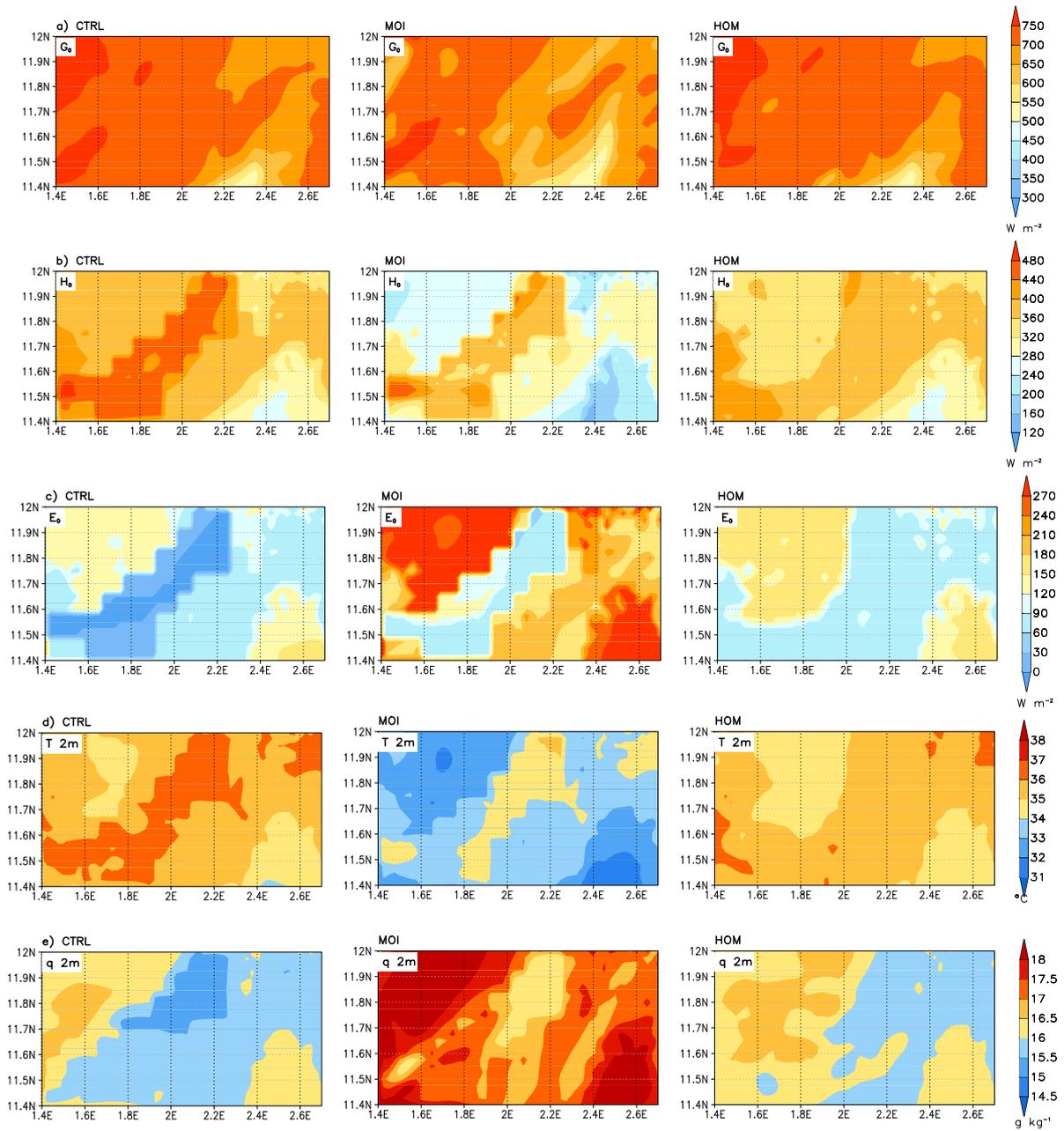


Abb. 4.12: Globalstrahlung a), fühlbarer b) und latenter Wärmefluss c) und Temperatur d) und spezifische Feuchte e) in 2 m um 1200 UTC in Gebiet A in CTRL, MOI und HOM .

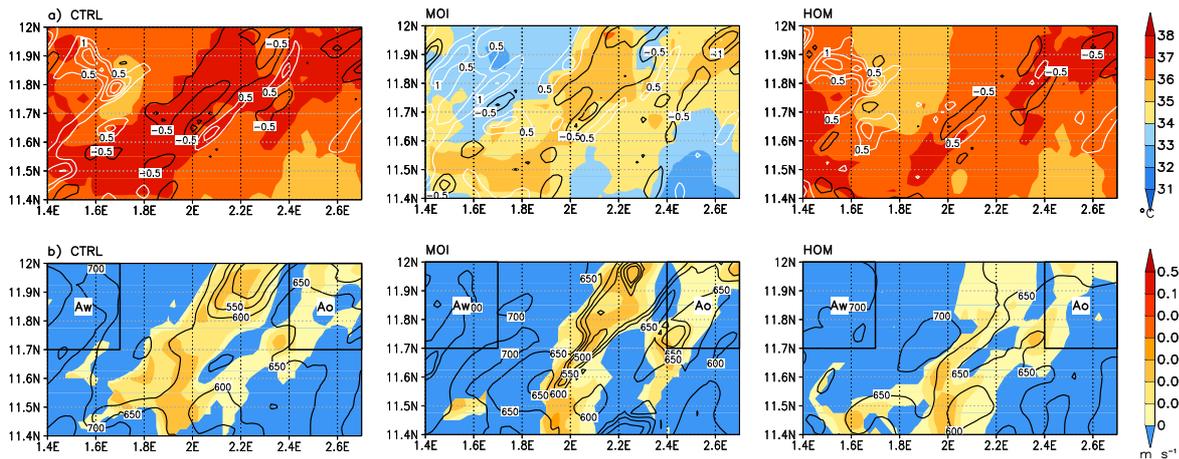


Abb. 4.13: Temperatur in 2 m (farbkodiert) und Divergenz des Horizontalwindes in 10 m in 10^{-4} s^{-1} (Isolinien Schrittweite $0,5 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ohne Null) a) und w_{diff} (farbkodiert) und Globalstrahlung in W m^{-2} (Isolinien) b) um 1300 UTC in Gebiet A in CTRL, MOI und HOM. Die schwarzen Rechtecke in b) kennzeichnen die Untersuchungsgebiete Aw und Ao.

zusätzlichen Erhöhung (Maximalwerte CTRL: 180 W m^{-2} , MOI: 300 W m^{-2} , HOM: 180 W m^{-2}). Der lehmige Ton, in dem von Südwesten nach Nordosten verlaufenden Streifen (Abb. 4.11a), hat in CTRL und MOI, trotz einer höheren Bodenfeuchte (Abb. 4.11c und d), selbst mittags einen sehr niedrigen latenten Wärmefluss (Minimalwerte CTRL: 0 W m^{-2} , MOI: 90 W m^{-2}) und der sandige Lehm im Norden, trotz einer niedrigeren Bodenfeuchte, einen leicht erhöhten latenten Wärmefluss (Abb. 4.12c). Ursache dafür ist das unterschiedliche Porenvolumen (Tab. 3.1). In der Verteilung des fühlbaren Wärmeflusses bilden sich zusätzlich die Inhomogenitäten in der Globalstrahlung ab (Abb. 4.12a und b). Im Südosten, über dem Gebiet mit hohem Blattflächenindex (Abb. 4.11b), werden die niedrigsten Werte erreicht (Minimalwerte CTRL: 240 W m^{-2} , MOI: 120 W m^{-2} , CTRL: 240 W m^{-2}), während sie im Nordwesten wegen der höheren Globalstrahlung und in CTRL und MOI zusätzlich wegen der niedrigeren Bodenfeuchte (Abb. 4.11c und d) etwas höher sind. Der lehmige Ton weist in CTRL und MOI einen deutlich erhöhten fühlbaren Wärmefluss auf (Maximalwerte CTRL: 520 W m^{-2} , MOI: 480 W m^{-2}) und im Gebiet mit sandigem Lehm ist ein leicht reduzierter Wärmefluss zu beobachten. In allen drei Läufen wird die Verteilung der bodennahen Temperatur bzw. der spezifischen Feuchte hauptsächlich durch den fühlbaren bzw. latenten Wärmefluss bestimmt (Abb. 4.12b, c, d und e). Der sehr niedrige latente und der hohe fühlbare Wärmefluss über lehmigem Ton führen zu einem lokalen Minima in der bodennahen spezifischen Feuchte und zu einem Maxima in der bodennahen Temperatur in CTRL und MOI. Die bodennahe Temperatur- und Feuchteverteilung bewirkt hohe Werte der äquivalentpotentiellen Temperatur und der CAPE im Nordwesten von Gebiet A.

Das Gebiet mit der höchsten bodennahen Temperatur und niedrigsten Feuchte in CTRL und MOI liegt etwas höher als die Umgebung (Abb. 4.11b, 4.12d und e). Hier entwickelt sich Konvergenz im Horizontalwindfeld, die durch die südwestliche Monsunströmung stromabwärts über das warme Gebiet hinaus

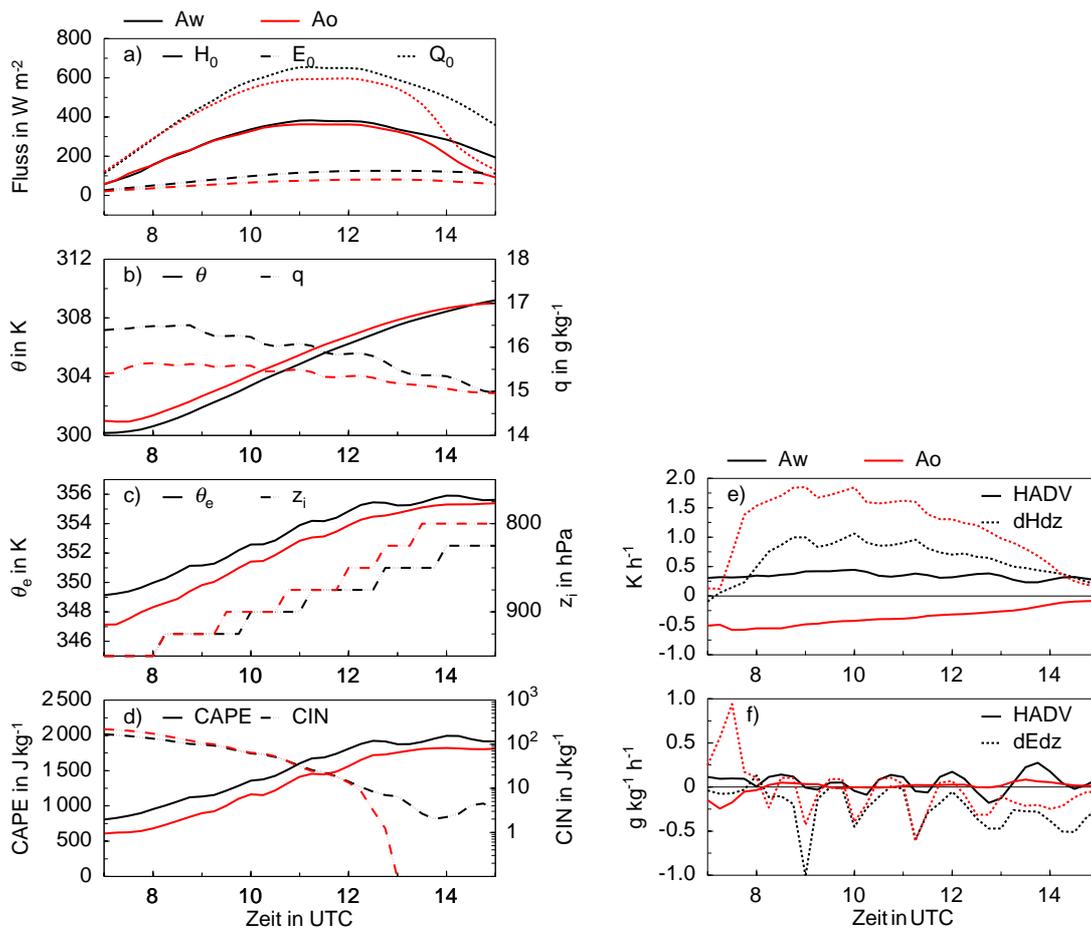


Abb. 4.14: Zeitliche Entwicklung flächengemittelter Größen in Gebiet Aw und Ao in CTRL. Im Einzelnen sind das der fühlbare und latente Wärmefluss und die Strahlungsbilanz a), die potentielle Temperatur und spezifische Feuchte in 950 hPa b), die äquivalentpotentielle Temperatur in 950 hPa und die Grenzschichthöhe c), die CAPE und CIN d) und die flächengemittelte Tendenz der potentiellen Temperatur e) und der spezifischen Feuchte f) in 950 hPa durch Horizontaladvektion und durch die Divergenz des fühlbaren bzw. des latenten Wärmeflusses.

ausgedehnt ist (Abb. 4.13a). Eine solche leeseitige Verlagerung eines Konvergenzgebietes wird auch von Segal et al. (1988) beschrieben. In den Gebieten mit bodennaher Konvergenz werden die w_{diff} -Werte positiv und bis 1300 UTC haben sich ausgedehnte Gebiete, die sich von Südwesten nach Nordosten erstrecken, herausgebildet, in denen $w_{\text{diff}} > 0$ ist (Abb. 4.13b). Über den Gebieten im Nordwesten und Südosten mit erhöhtem Blattflächenindex bleiben die w_{diff} -Werte am längsten negativ. Die Gebiete mit den ersten positiven w_{diff} -Werten korrelieren mit den Gebieten, in denen die CIN abgebaut worden ist. Um das Auftreten der ersten positiven w_{diff} -Werte zu erklären, wird nun der Abbau der CIN anhand von flächengemittelten Größen in einem Gebiet im Westen (Gebiet Aw in Abb. 4.13b) und einem im Osten (Gebiet Ao) in CTRL analysiert. Diese beiden Gebiete werden ausgewählt, da in ihnen die w_{diff} -Werte sehr unterschiedlich sind; in Gebiet Aw bleibt w_{diff} lange negativ, während in Gebiet Ao schon früh po-

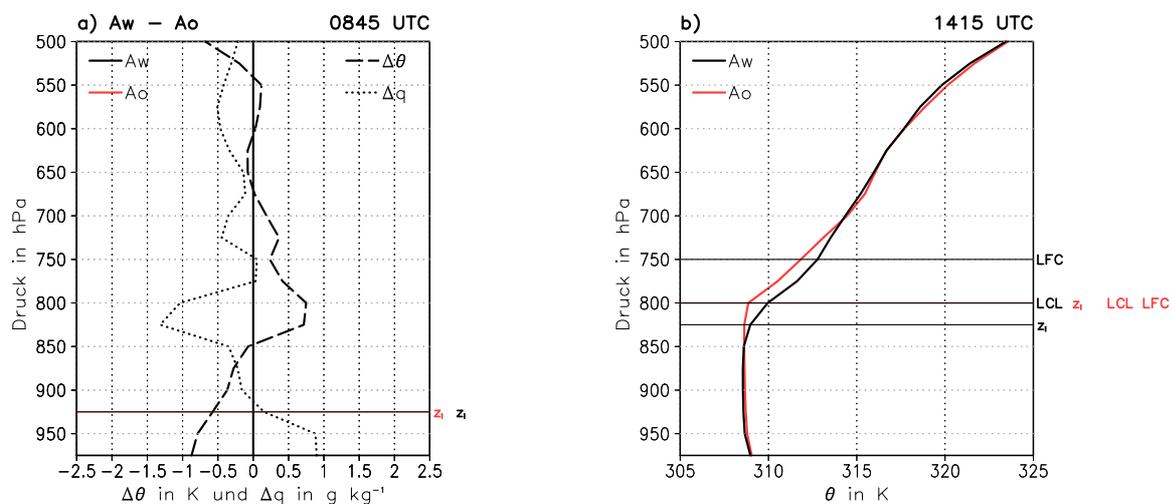


Abb. 4.15: Flächengemittelte Profile der Differenz der potentiellen Temperatur und der spezifischen Feuchte zwischen Gebiet Aw und Ao um 0845 UTC a) und der potentiellen Temperatur in Aw und Ao um 1415 UTC b) in CTRL.

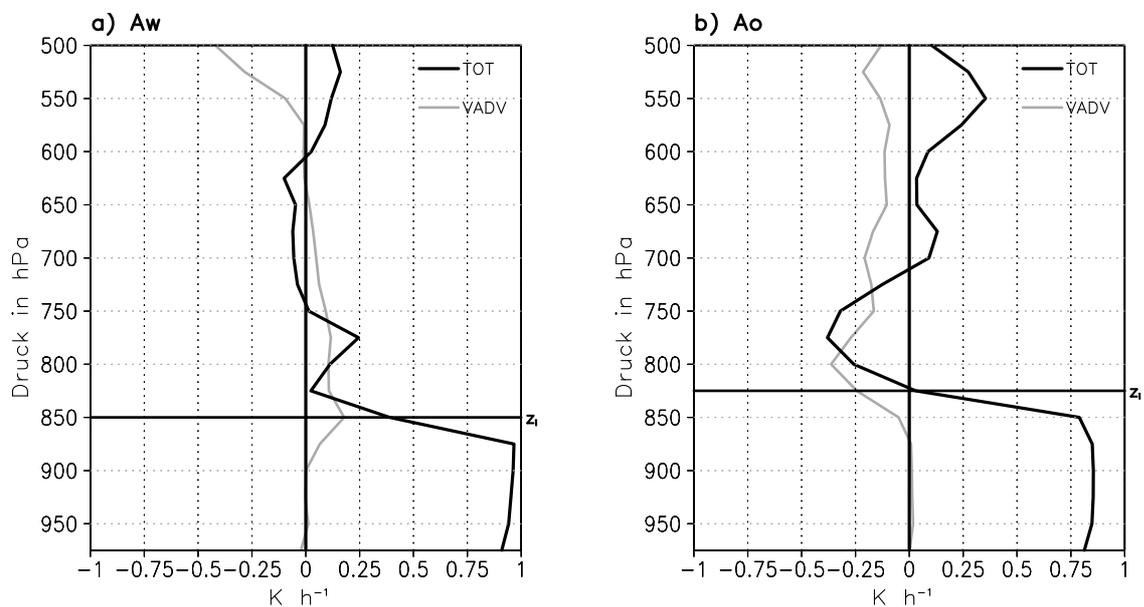


Abb. 4.16: Flächengemittelte Profile der Terme TOT und VADV der Budgetgleichung für die potentielle Temperatur um 1315 UTC in Aw a) und Ao b) in CTRL.

sitive w_{diff} -Werte auftreten. Die Bodenart ist in beiden Gebieten Lehm und die mittlere Bodenfeuchte ist in Gebiet Ao nur geringfügig höher als in Aw (Abb. 4.11a und c). Allerdings ist in Gebiet Aw der Blattflächenindex deutlich größer als in Ao (Abb. 4.11b), was zu einem Bowen-Verhältnis von $\beta \approx 3,5$ in Aw und $\beta \approx 5,0$ in Ao führt. Die Strahlungsbilanz ist in Gebiet Aw aufgrund der höheren Globalstrahlung höher als in Ao (Abb. 4.14a). Die Konvergenz des fühlbaren Wärmeflusses ist in Gebiet Ao trotz des niedrigeren Flusses am Erdboden um fast 1 K h^{-1} stärker als in Aw (Abb. 4.14a und e). Dies ist eine Folge der unterschiedlichen Temperaturprofile, denn die Luft ist in Gebiet Ao unterhalb von 850 hPa wärmer und zwischen 675 und 850 hPa kälter als in Aw (Abb. 4.15a). Dadurch ist das Einmischen warmer Luft an der Grenzschichtoberseite in Gebiet Ao stärker als in Aw. Starke horizontale Kaltluftadvektion führt in Gebiet Ao dazu, dass die Temperatur trotz der großen Konvergenz des fühlbaren Wärmeflusses weniger stark zunimmt als in Aw und die Temperatur um 1400 UTC in beiden Gebieten gleich hoch ist (Abb. 4.14b und e). Die spezifische Feuchte in der Grenzschicht ist in Gebiet Aw höher als in Ao. Die Differenz verschwindet allerdings bis 1400 UTC, da in Gebiet Aw die Grenzschicht wegen einer trockeneren Entrainmentschicht (Abb. 4.15a) stärker austrocknet als in Ao (Abb. 4.14f). In Gebiet Ao wächst die Grenzschicht stärker an als in Aw (Abb. 4.14c). Dafür ist vor 1200 UTC allein die stärkere Konvergenz des fühlbaren Wärmeflusses und danach zusätzlich eine geringere Inversionsstärke und Aufsteigen in Gebiet Ao und Absinken in Aw im Bereich der Grenzschichtoberseite verantwortlich. Die Bedingungen in der Grenzschicht führen zu einer höheren äquivalentpotentiellen Temperatur und CAPE in Gebiet Aw (Abb. 4.14c und d). Die CIN sinkt in Gebiet Ao nach 1200 UTC auf 0 J kg^{-1} ab, während sie in Aw nur bis auf etwa 2 J kg^{-1} zurückgeht. Die Ursache für den starken CIN-Rückgang in Gebiet Ao kann nicht in der Temperatur und/oder Feuchte in der Grenzschicht liegen, da die Unterschiede in den beiden Gebieten im Tagesverlauf eher kleiner werden (Abb. 4.14b). Nach 1200 UTC setzt sich in Gebiet Ao oberhalb der Grenzschicht im Mittel Aufsteigen und in Aw Absinken durch, was zu einer Nettotemperaturabnahme bzw. -zunahme und dadurch zu einer Labilisierung bzw. Stabilisierung führt (Abb. 4.15b und 4.16). Dies und die höhere Grenzschicht in Gebiet Ao erklären den kompletten CIN-Abbau nach 1300 UTC. Grenzschichthöhe, LCL und LFC liegen dann in Gebiet Ao in einer Höhe (Abb. 4.15b). Wegen der trockenadiabatischen Schichtung in der Grenzschicht entspricht diese Höhe dem CCL, was bedeutet, dass Luftpakete aus der Grenzschicht bis zur Sättigung aufsteigen können und Bewölkung entsteht.

Der Abbau der CIN und die Entwicklung konvektiver Bewölkung ab 1300 UTC in Gebieten, in denen $w_{\text{diff}} > 0$ ist, erklärt die Reduktion der Globalstrahlung in diesen Gebieten (Abb. 4.13b). In den nächsten Stunden nimmt die Globalstrahlung in den Gebieten mit positiven w_{diff} -Werten in allen drei Läufen von Nordosten her ab. Der Rückgang der Globalstrahlung ist dort am größten, wo der Wolkenbedeckungsgrad am höchsten und die w_{diff} -Werte am längsten positiv sind. Der Rückgang ist räumlich nicht homogen und in jedem Simulationslauf unterschiedlich. Die Globalstrahlung verringert sich aber in jedem Lauf um über 60 %. Die Ausbreitung der Bewölkung nach Westen und Süden verlangsamt sich bei Erreichen der Gebiete mit höherem Blattflächenindex, da dort die w_{diff} -Werte noch länger negativ bleiben. Nach Segal et al. (1986) kann es unter solchen inhomogenen Einstrahlungsbedingungen zur Ausbildung

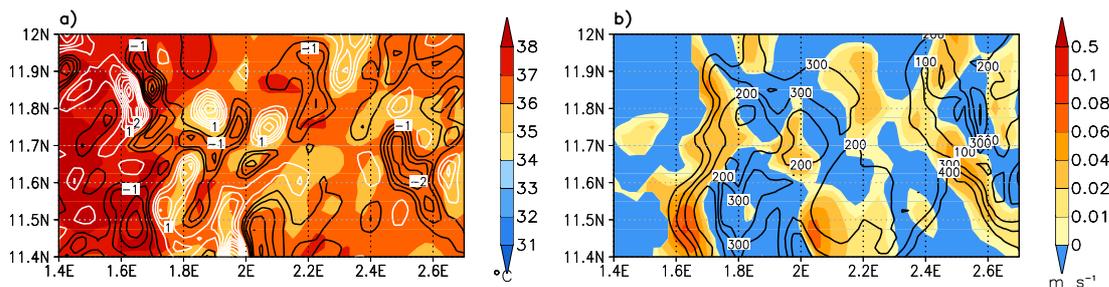


Abb. 4.17: Temperatur in 2 m (farbkodiert) und Divergenz des Horizontalwindes in 10 m in 10^{-4} s^{-1} (Isolinien Schrittweite $0,5 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ohne Null) a) und w_{diff} (farbkodiert) und Globalstrahlung in W m^{-2} (Isolinien) b) um 1500 UTC in Gebiet A in CTRL.

thermischer Zirkulationen durch bodennahe Temperaturgradienten kommen. Die Temperatur unterhalb der Bewölkung ist etwa $1 \text{ }^\circ\text{C}$ niedriger als in der wolkenlosen Umgebung (Abb. 4.17a). Die bewölkten Gebiete sind mit bodennaher Divergenz und die wolkenlosen, wärmeren Gebiete mit bodennaher Konvergenz verbunden. Die stärkste Konvergenz ist im Bereich der Wolkenränder zu beobachten und erklärt die hohen positiven w_{diff} -Werte am Rand der Bewölkung (Abb. 4.17b). Die Divergenz und das damit verbundene Absinken unterhalb der Bewölkung führt dazu, dass die w_{diff} -Werte teilweise negativ werden, obwohl keine CIN vorhanden ist.

Um 1430 UTC verläuft der westliche Rand der Bewölkung in CTRL bei etwa $1,75^\circ \text{ E}$ von Norden nach Süden und in HOM reicht er von etwa $2,1^\circ \text{ E}$ im Norden bis $1,8^\circ \text{ E}$ im Süden (Abb. 4.18a). In MOI hat sich die kräftigere Bewölkung nur bis etwa $2,0^\circ \text{ E}$ im Westen und $11,65^\circ \text{ N}$ im Süden ausgedehnt. Mit Auftreten der hohen positiven w_{diff} -Werte ist ein Anwachsen der flachen Bewölkung nach 1430 UTC in CTRL zu beobachten (Abb. 4.18a und 4.19a). Feuchte aus der Grenzschicht wird mittels Vertikaladvektion in die flache Bewölkung hineintransportiert und es kommt zur Kondensation (Abb. 4.19b). Die Bewölkung wächst weiter nach oben an und sobald sie in den Bereich des AEJ gelangt, verlagert sie sich nach Westen. Innerhalb der nächsten 45 min hat sie sich etwa 20 km nach Westen verlagert und erstreckt sich über einen Höhenbereich von 600 bis 800 hPa (Abb. 4.19c). Zu diesem Zeitpunkt befindet sich westlich der Konvektionsbewölkung ein Gebiet mit negativen w_{diff} -Werten, so dass es zu einer Unterdrückung der positiven Vertikalwinde kommt (Abb. 4.18c und 4.19e). Die Vertikaladvektion von Feuchte in die Wolke verschwindet und es kondensiert kein weiterer Wasserdampf (Abb. 4.19f). Verdunstung führt zu Auflösung der Bewölkung. Das zeigt, dass negative w_{diff} -Werte im Anfangsstadium der Entwicklung von hochreichender Konvektion diese unterdrücken können.

In CTRL und HOM sind am südlichen Rand der Bewölkung um 1500 UTC deutlich zwei Gebiete mit hohen positiven w_{diff} -Werten zu erkennen (Abb. 4.18b). Das eine erstreckt sich in Gebiet A1 von $2,5^\circ \text{ E}$, $11,8^\circ \text{ N}$ bis $2,7^\circ \text{ E}$, $11,45^\circ \text{ N}$ und das andere befindet sich in Gebiet A2 etwa zwischen $2,0 - 2,2^\circ \text{ E}$ und $11,4 - 11,6^\circ \text{ N}$. In diesen Gebieten findet die Auslösung der Zellen statt, die sich anschließend zu

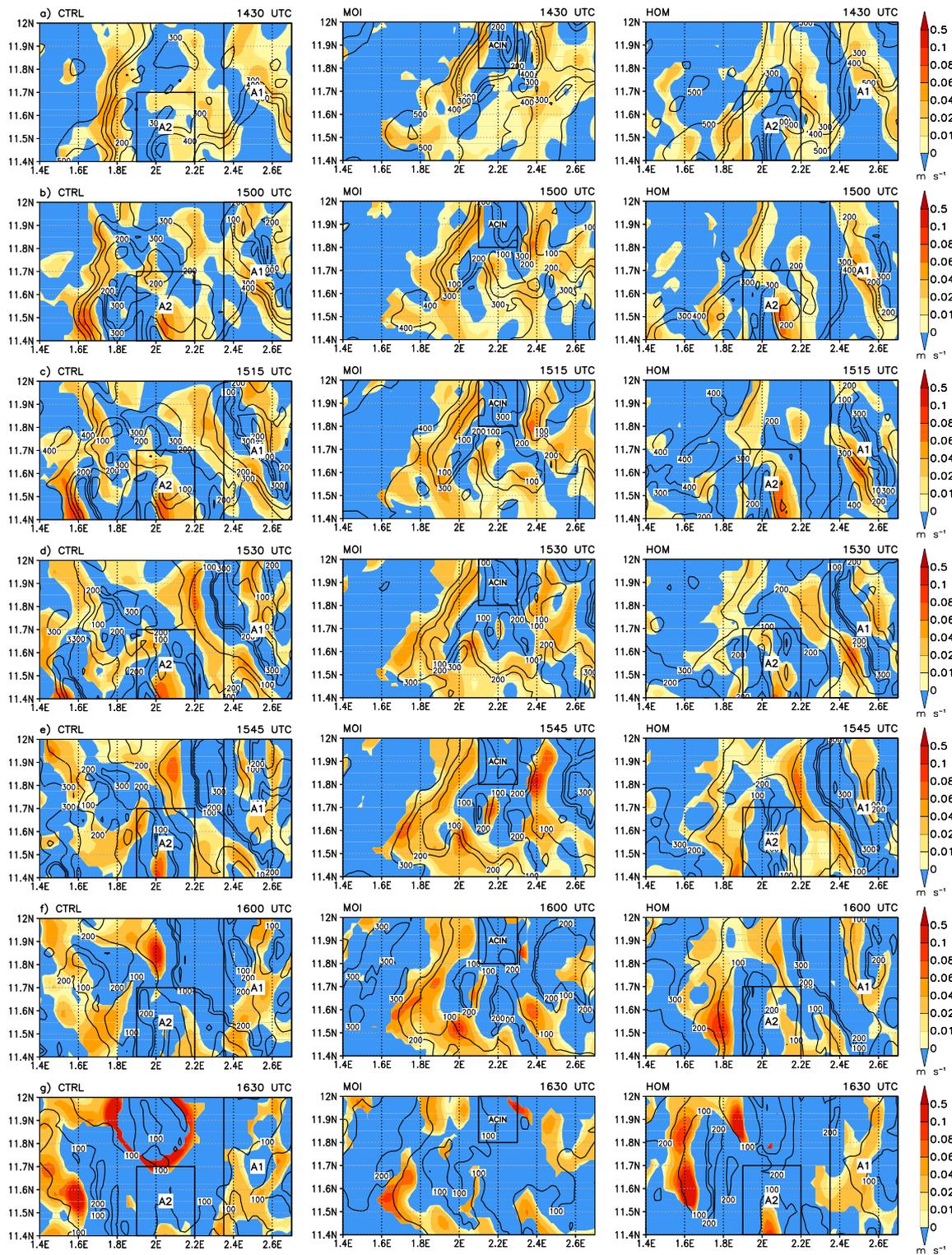


Abb. 4.18: w_{diff} (farbkodiert) und Globalstrahlung in $W m^{-2}$ (Isolinien) um 1430 a), 1500 b), 1515 c), 1530 d), 1545 e), 1600 f) und 1630 UTC g) in Gebiet A in CTRL, MOI und HOM. Die schwarzen Rechtecke kennzeichnen die Untersuchungsgebiete A1, A2 und ACIN.

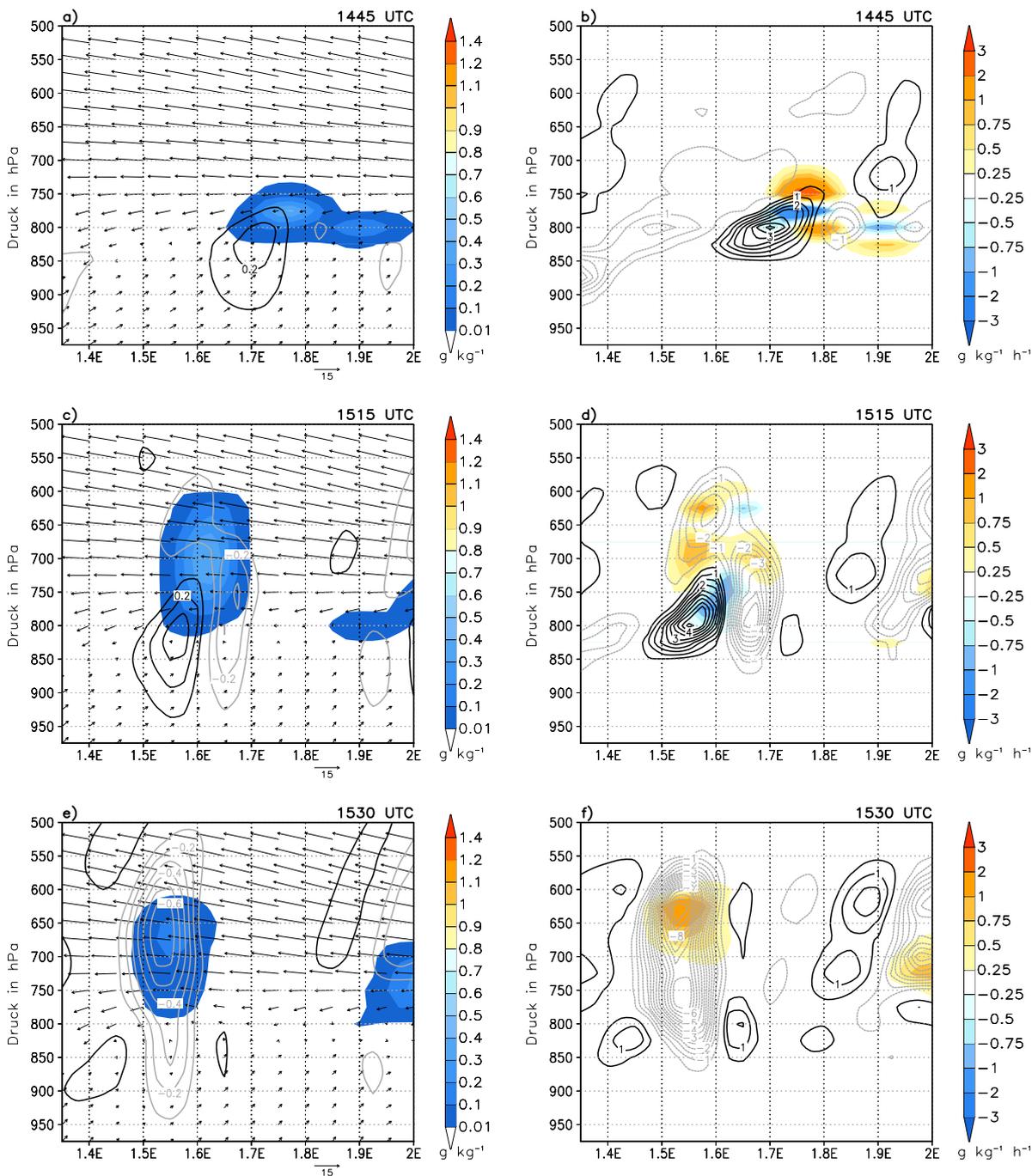


Abb. 4.19: Vertikalschnitt des Flüssigwassergehalts (farbkodiert), des Vertikalwindes in m s^{-1} (Isolinien Schrittweite $0,1 \text{ m s}^{-1}$ ohne Null) und des Horizontalwindes in m s^{-1} (Vektorpfeile) a), c) und e) und der Änderung der spezifischen Feuchte durch Phasenumwandlung (farbkodiert) und durch Vertikaladvektion in $\text{g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (Isolinien Schrittweite in $0,5 \text{ g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ohne Null) b), d) und f) bei $11,5^\circ \text{ N}$ um 1445, 1515 und 1530 UTC in CTRL.

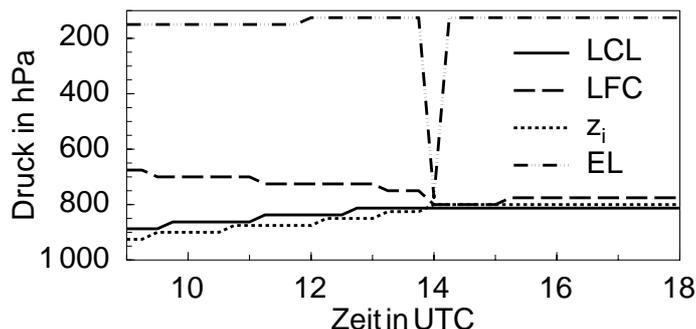


Abb. 4.20: Zeitliche Entwicklung des gemittelten LCL, LFC, z_i und EL in Gebiet A1 in CTRL.

hochreichender Konvektion mit Niederschlag ausbilden (Abb. 4.1a und c), so dass anhand von Detailuntersuchungen ihre Entstehung gut analysiert werden kann.

In Gebiet A1 in CTRL fällt ab etwa 1300 UTC das mittlere LCL ungefähr mit der mittleren Grenzschichthöhe zusammen (Abb. 4.20). Es entsteht flache Konvektion, die ab 1345 UTC einen mittleren Flüssigwassergehalt von mehr als $0,01 \text{ g kg}^{-1}$ hat (Abb. 4.21a). Das LFC liegt vor 1400 UTC oberhalb von 775 hPa (Abb. 4.20 und 4.22a). Danach sinkt es aufgrund einer kontinuierlichen Labilisierung durch Vertikaladvektion oberhalb der Grenzschicht und durch eine Zunahme der äquivalentpotentiellen Temperatur in der Grenzschicht auf Höhe des LCL und z_i in 800 hPa ab (Abb. 4.20 und 4.22). Um 1400 UTC fällt das EL kurzfristig auf 775 hPa ab. Der Grund dafür ist, dass durch das Absinken des LFC auf die Höhe von z_i das EL mit der Obergrenze der Grenzschichtinversion zusammenfällt, erkennbar im Θ_{es0} -Profil in Abbildung 4.22a. Die Inversion wird aber schon kurz danach durch Vertikaladvektion abgebaut, so dass das EL wieder auf 150 hPa ansteigt. Wegen der trockenadiabatischen Schichtung in der Grenzschicht entspricht nach 1400 UTC das LFC dem CCL und es kann freie Konvektion einsetzen. Bis die Konvektion über 775 hPa hinaus anwächst, dauert es noch bis etwa 1445 UTC. Erst eine kontinuierliche Zunahme der mittleren spezifischen Feuchte oberhalb von 775 hPa durch Vertikaladvektion und turbulentes Ausmischen von Feuchte aus der Grenzschicht führt dazu, dass das NSD kleiner als 2 wird (Abb. 4.21a und b) und das Kriterium für hochreichende Konvektion erfüllt ist.

Durch unterschiedliche Bewölkung und turbulente Flüsse entstehen bodennahe Temperaturgradienten von etwa $1 \text{ }^\circ\text{C}$, die mit Konvergenz und Divergenz im bodennahen horizontalen Windfeld verbunden sind (Abb. 4.23a). Um 1515 UTC ist ein deutlicher Zusammenhang zwischen bodennaher Konvergenz, Aufsteigen und Anwachsen der Bewölkung zu erkennen: zwischen $2,45 - 2,6^\circ \text{ E}$, $11,4 - 11,65^\circ \text{ N}$ und $2,25 - 2,35^\circ \text{ E}$, $11,7 - 12,0^\circ \text{ N}$ bewirkt Konvergenz verstärktes Aufsteigen, was sowohl im Vertikalschnitt, der über die Breitengrade gemittelt ist (Abb. 4.24b), als auch in positiven w_{diff} -Werten (Abb. 4.18c) zu erkennen ist. Aber nur in letztgenanntem Bereich ist ein ausreichender Nachschub von Feuchte aus der Grenzschicht in die Wolke durch Vertikaladvektion von über $2 \text{ g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ vorhanden, der für eine Intensivierung der Bewölkung nötig ist (Abb. 4.24a). Mit zunehmender vertikaler Ausdehnung nach oben

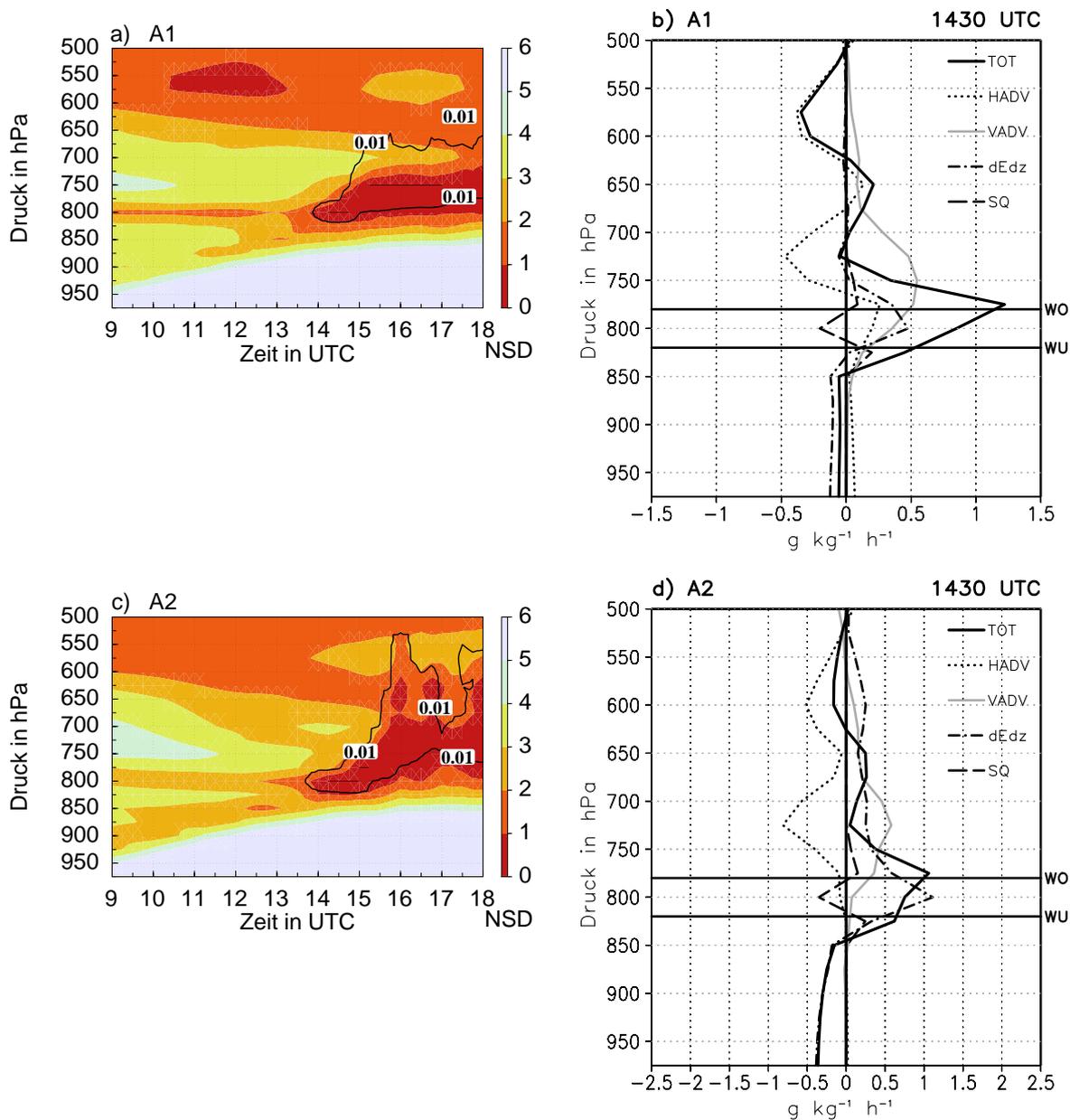


Abb. 4.21: Zeitliche Entwicklung des NSD (farbkodiert) und flächengemittelten Flüssigwassergehalts ($0,01 \text{ g kg}^{-1}$ Isolinie) a) und c) und flächengemittelte Profile der Terme der Budgetgleichung für die spezifische Feuchte b) und d) in den Gebieten A1 und A2 in CTRL.

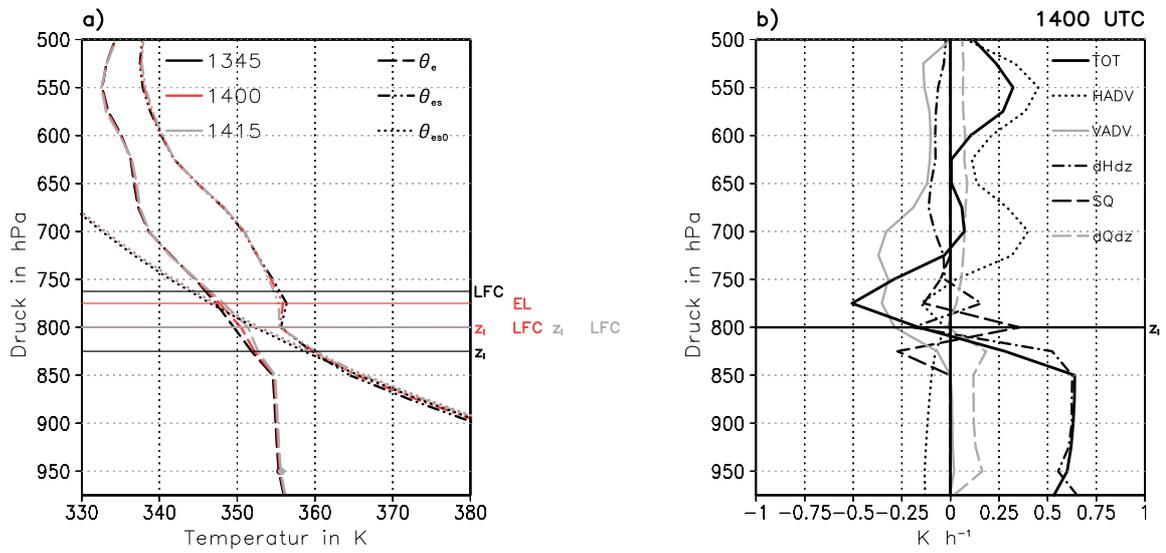


Abb. 4.22: Flächengemittelte Profile von Θ_e , Θ_{es} und Θ_{es0} a) und der Terme der Budgetgleichung für die potentielle Temperatur um 1400 b) in Gebiet A1 in CTRL. Der Punkt in a) kennzeichnet das zwischen 925 und 975 hPa gemittelte Θ_e .

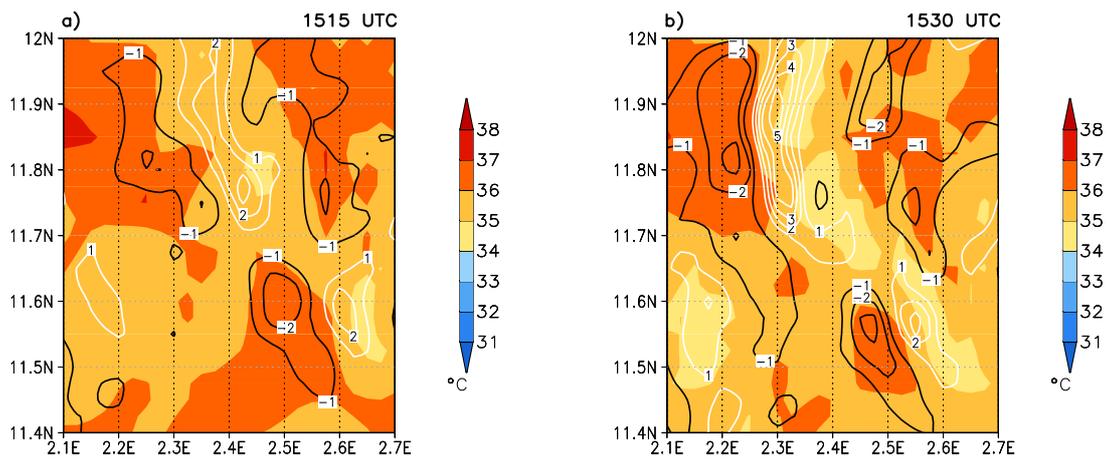


Abb. 4.23: Temperatur in 2 m (farbkodiert) und Divergenz des Horizontalwindes in 10 m in $10^{-4} s^{-1}$ (Isolinien Schrittweite $1 \cdot 10^{-4} s^{-1}$ ohne Null) um 1515 a) und 1530 UTC b) in CTRL.

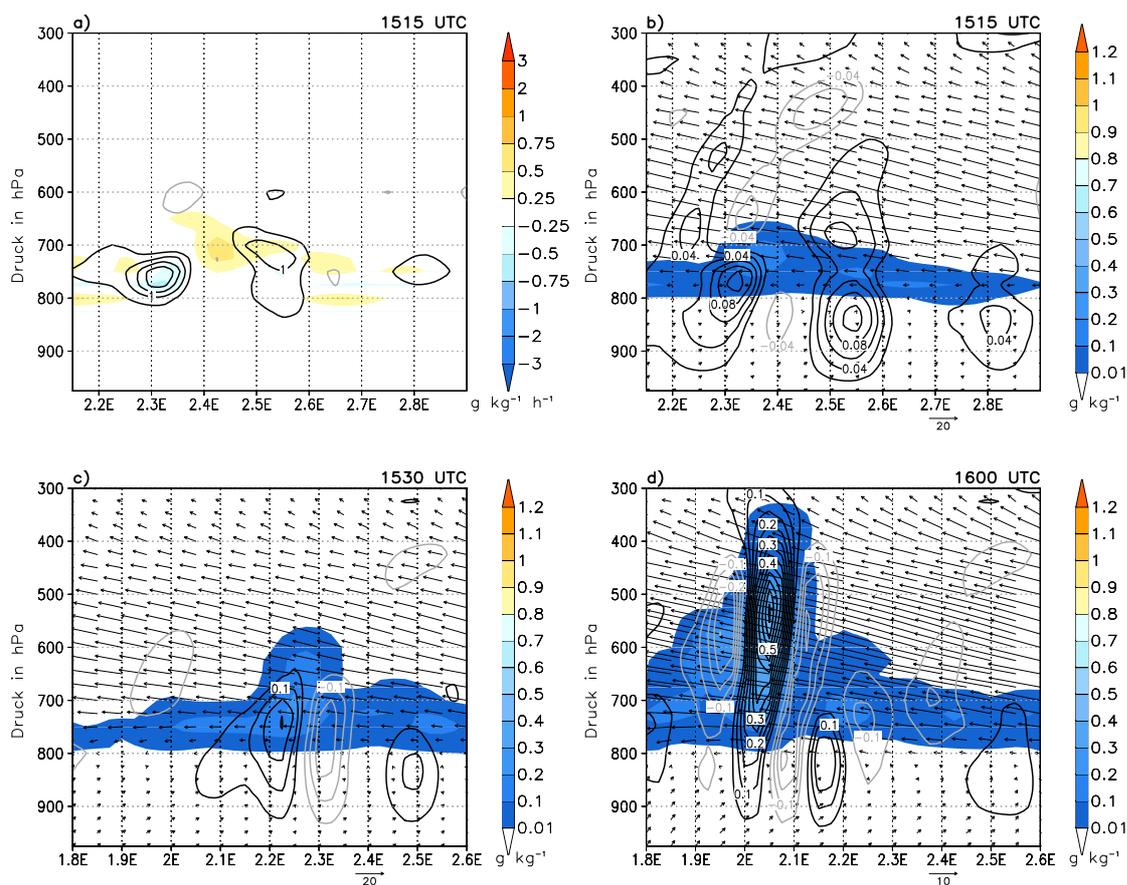


Abb. 4.24: Vertikalschnitt der Änderung der spezifischen Feuchte durch Phasenumwandlung (farbkodiert) und durch Vertikaladvektion in $g\ kg^{-1}\ h^{-1}$ (Isolinien Schrittweite in $0,5\ g\ kg^{-1}\ h^{-1}$ ohne Null) a) und Vertikalschnitt des Flüssigwassergehalts (farbkodiert), des Vertikalwindes in $m\ s^{-1}$ (Isolinien Schrittweite in $0,02$ b) bzw. $0,05\ m\ s^{-1}$ c) und d) ohne Null) und des Horizontalwindes in $m\ s^{-1}$ (Vektorpfeile) b), c) und d) um 1515, 1530 und 1545 UTC gemittelt zwischen $11,4$ und $12,0^\circ\ N$ in CTRL.

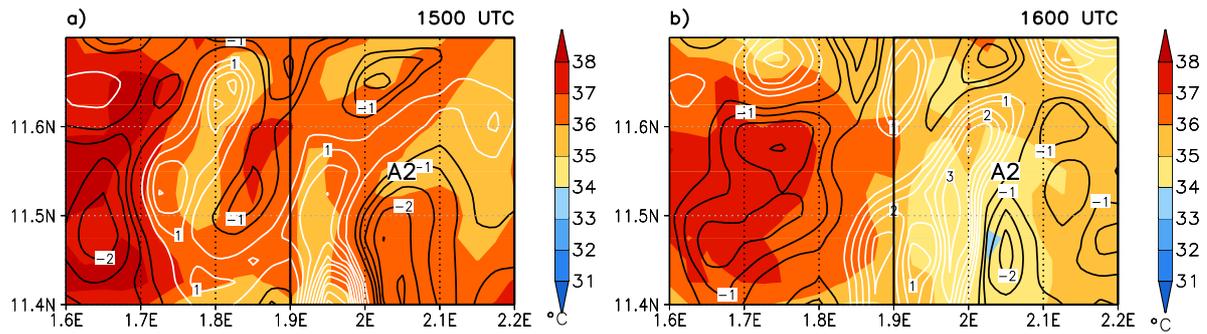


Abb. 4.25: Temperatur in 2m (farbkodiert) und Divergenz des Horizontalwindes in 10 m (Isolinien Schrittweite $0,5 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ohne null) um 1500 a) und 1600 UTC b) in CTRL. Zur Orientierung ist Gebiet A2 markiert.

gelangt die Bewölkung in den Einflussbereich des AEJ, wodurch sie nach Westen verlagert wird. Zwischen 1515 und 1530 UTC verdoppeln sich die gemittelten Vertikalwinde (Abb. 4.24b und c). Die Zelle erreicht dann einen Bereich zwischen $2,1$ und $2,3^\circ \text{ E}$, in dem die bodennahe Temperatur in CTRL aufgrund der Bodeneigenschaften höher als in der Umgebung ist und Konvergenz vorliegt (Abb. 4.23b), was den Vertikalwind verstärkt. Der mittlere Flüssigwassergehalt nimmt bis 1600 UTC auf $0,8 \text{ g kg}^{-1}$ zu (Abb. 4.24d). Danach kommt die Zelle in ein Gebiet mit einer höheren äquivalentpotentiellen Temperatur in der Grenzschicht und es beginnt zu regnen (Abb. 4.1a).

In HOM findet die Auslösung einer Zelle etwa an der gleichen Stelle statt, aber die gesamte Entwicklung verläuft um etwa 15 min verspätet. Ansonsten sind die für die Entwicklung der konvektiven Zelle in CTRL beschriebenen Prozesse sehr ähnlich. Daraus kann gefolgert werden, dass in dem vorliegenden Fall die Bodenfeuchte- oder Bodenartanomalien nicht primär für die Auslösung und Entwicklung der hochreichenden Konvektion verantwortlich sind. So fehlt in HOM die zusätzliche Verstärkung der Zelle durch erhöhte w_{diff} -Werte zwischen $2,2 - 2,3^\circ \text{ E}$, die durch die unterschiedlichen Bodeneigenschaften hervorgerufen werden. Das deutet darauf hin, dass die Eigendynamik der Zelle in diesem Stadium der Entwicklung bereits so groß ist, dass sie sich bei ausreichendem Nachschub von Feuchte selbstständig intensiviert.

Die Niederschlagszelle, die ihren Ursprung in Gebiet A2 hat, entwickelt sich in CTRL und HOM ebenfalls nahezu gleich. Lediglich die Intensivierung findet in HOM 15 min früher statt. In Gebiet A2 verstärken sich die positiven w_{diff} -Werte nach 1430 UTC am südwestlichen Rand kräftiger Bewölkung, die sich zwischen $2,0$ und $2,2^\circ \text{ E}$ und $11,4$ und $11,6^\circ \text{ N}$ befindet (Abb. 4.18b). Dieses Gebiet liegt auf einem Plateau, das etwa 100 m höher als die Umgebung ist (Abb. 4.11a), was möglicherweise zum verstärkten Aufsteigen beiträgt. Westlich davon, über dem flacheren Gelände zwischen $1,9$ und $2,0^\circ \text{ E}$ und unterhalb von Bewölkung, sind um 1500 UTC in CTRL Divergenz im bodennahen Windfeld und negative w_{diff} -Werte vorhanden (Abb. 4.18b und 4.25a). In dem Bereich mit positiven w_{diff} -Werten bildet sich flache, kräftige Bewölkung (Abb. 4.18b und c). Die Berechnung des NSD für das Gebiet A2 in CTRL zeigt, dass

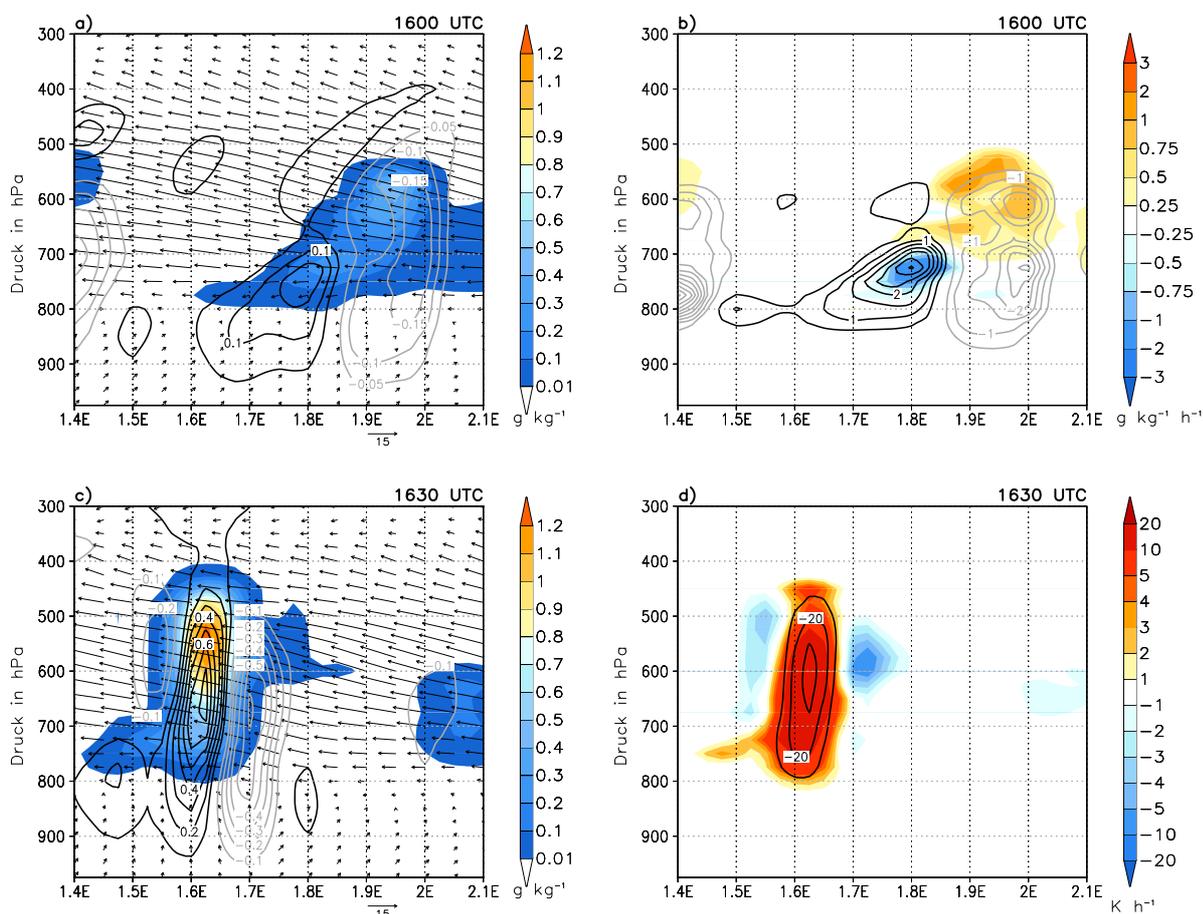


Abb. 4.26: Vertikalschnitt des Flüssigwassergehalts (farbkodiert), des Vertikalwindes in m s^{-1} (Isolinien Schrittweite 0,05 a) bzw. $0,1 \text{ m s}^{-1}$ c) ohne Null) und des Horizontalwindes in m s^{-1} (Vektorpfeile) a) und c), der Änderung der spezifischen Feuchte durch Phasenumwandlung (farbkodiert) und durch Vertikaladvektion in $\text{g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (Isolinien Schrittweite $0,5 \text{ g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ohne Null) b) und der Änderung der potentiellen Temperatur durch Phasenumwandlung (farbkodiert) und durch Vertikaladvektion in K h^{-1} (Isolinien Schrittweite 10 K h^{-1} ohne Null) d) um 1600 und 1630 UTC gemittelt zwischen $11,4$ und $11,7^\circ \text{ N}$ in CTRL.

Bewölkung mit einem Wolkenwassergehalt von mehr als $0,01 \text{ g kg}^{-1}$ in guter Näherung erst bei einem NSD von kleiner als 2 auftritt (Abb. 4.21c und d). Wie in Gebiet A1, wächst die Bewölkung erst nach 1500 UTC mit einer Abnahme des NSD durch eine Zunahme der spezifischen Feuchte oberhalb von 775 hPa durch Vertikaladvektion und turbulentes Ausmischen von Feuchte aus der Grenzschicht an. Hat die Bewölkung sich bis in den Bereich des AEJ ausgedehnt, verlagert sie sich nach Westen und erreicht nach 1545 UTC einen Bereich mit negativen w_{diff} -Werten zwischen etwa $1,9 - 2,0^\circ \text{ E}$ und $11,4 - 11,6^\circ \text{ N}$ (Abb. 4.18e). Innerhalb der Wolke setzt Verdunstung ein. Nördlich und westlich des Gebietes mit negativen w_{diff} -Werten befinden sich Gebiete, die seit etwa 1500 UTC wolkenlos sind und in denen dadurch eine bis zu $3 \text{ }^\circ\text{C}$ höhere bodennahe Temperatur als in der Umgebung herrscht (Abb. 4.25b). Das bodennahe Windfeld ist dort konvergent, was zu Aufsteigen und hohen positiven w_{diff} -Werten führt (Abb. 4.18e und f). Bei Erreichen dieser Gebiete erfährt die Zelle eine starke Intensivierung und wegen der hohen Vertikalwinde setzt Feuchtenachschub aus der Grenzschicht in die Wolke durch Vertikaladvektion von bis zu $3,5 \text{ g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ein (Abb. 4.26a und b). Das führt dazu, dass der Flüssigwassergehalt trotz der Überquerung des Gebietes mit negativen w_{diff} -Werten im Mittel zunimmt und die Bewölkung nach oben anwächst. Die Temperatur in der Wolke nimmt um 1630 UTC durch Kondensation zu und es kommt zu verstärktem Aufsteigen innerhalb der Wolke (Abb. 4.26c und d). Nach 1630 UTC erreicht die Zelle ein Gebiet mit einer höheren äquivalentpotentiellen Temperatur in Bodennähe und es fällt Niederschlag (Abb. 4.1a).

In MOI wird eine Niederschlagszelle (Abb. 4.1b) um 1500 UTC bei etwa $2,8^\circ \text{ E}$ ausgelöst. Der südwestliche Rand flacher Bewölkung wächst, gefördert durch Hebung in der Grenzschicht, bis in den Bereich des AEJ an (Abb. 4.27a). In den nächsten 60 min intensiviert sich die Zelle und verlagert sich nach Westen (Abb. 4.27b und c). Die Zelle liegt um 1545 UTC bei etwa $2,3 - 2,5^\circ \text{ E}$ und $11,7 - 12,0^\circ \text{ N}$ (Abb. 4.18e und 4.27b) und die zwischen $11,6$ und $12,0^\circ \text{ N}$ gemittelten Vertikalwinde erreichen unterhalb der Zelle Werte von maximal $0,3 \text{ m s}^{-1}$. Nach 1600 UTC dringt die Zelle westlich von etwa $2,3^\circ \text{ E}$ in einen Bereich mit negativen w_{diff} - und positiven CIN-Werten ein (Abb. 4.18f). Das hat zur Folge, dass die Vertikalwinde und damit der Feuchtetransport aus der Grenzschicht in die Bewölkung nachlassen (Abb. 4.27c und d). Die Zelle beginnt nach 1600 UTC zu regnen, aber durch den fehlenden Feuchtenachschub löst sich die konvektive Bewölkung auf (Abb. 4.27e und f). Der Niederschlag hält nur etwa 30 min an (Abb. 4.1b). Offensichtlich sind die negativen w_{diff} -Werte dafür verantwortlich, dass sich die Niederschlagszelle auflöst und sich nicht, wie in CTRL und HOM, weiter intensiviert. Da sie für die Auflösung der konvektiven Niederschlagszelle verantwortlich sind, soll die Ursache für die Entwicklung der negativen w_{diff} -Werte bzw. positiven CIN-Werte in einem Gebiet bei $2,1 - 2,3^\circ \text{ E}$ und $11,8 - 12,0^\circ \text{ N}$ (Gebiet ACIN in Abb. 4.18) näher untersucht werden.

In Gebiet ACIN herrscht schon um 1230 UTC aufgrund hoher fühlbarer Wärmeflüsse (Abb. 4.12b) eine um etwa $2 \text{ }^\circ\text{C}$ höhere Temperatur als in der Umgebung, wodurch es zu bodennaher Konvergenz kommt (Abb. 4.28a). Damit verbunden ist horizontale Divergenz an der Grenzschichtoberseite in etwa 850 hPa

(Abb. 4.29a). Westlich davon, über dem kälteren Gebiet, ist der Horizontalwind in der Grenzschicht divergent und darüber konvergent. Das bewirkt im Mittel in Gebiet ACIN bis etwa 775 hPa Aufsteigen und darüber Absinken (Abb. 4.29b). Die damit verbundene Temperaturabnahme zwischen 775 und 850 hPa führt, zusammen mit einer stetigen Temperaturzunahme in der Grenzschicht, zu einem Absinken des LFC auf etwa 800 hPa nach 1245 UTC und zu einem kompletten Abbau der mittleren CIN (Abb. 4.30a, 4.31a und b). Zur gleichen Zeit sinkt das EL auf etwa 775 hPa ab, da in dieser Höhe eine konvektionshemmende Inversion existiert (Abb. 4.31c). Nach 1300 UTC, etwa 60 min nachdem die CIN an einigen Stellen in Gebiet ACIN überwunden worden ist, tritt flache Konvektionsbewölkung auf, deren oberer und unterer Rand in etwa mit den berechneten LCL- und EL-Werten übereinstimmt. Bereits nach 1315 UTC steigt die mittlere CIN in Gebiet ACIN durch einen Rückgang der spezifischen Feuchte in der Grenzschicht durch Einmischen trockener Luft aus der flachen Bewölkung auf etwa 1 J kg^{-1} an (Abb. 4.31a und b). Wegen der Reduktion der Globalstrahlung durch die Bewölkung wird die bodennahe Temperatur in Gebiet ACIN bis zu $3 \text{ }^\circ\text{C}$ kühler als in der Umgebung (Abb. 4.28b). Der Temperaturgradient kehrt sich um, wodurch es in Gebiet ACIN zu Divergenz in Bodennähe und im Mittel zu Absinken unterhalb von 550 hPa kommt (Abb. 4.29c und d), was zu einer Nettotemperaturzunahme oberhalb von 900 hPa führt (Abb. 4.30b). Das ist für den Anstieg der CIN nach 1430 UTC auf etwa 5 J kg^{-1} und die negativen w_{diff} -Werte verantwortlich (Abb. 4.18 und 4.31a). Wenn die Niederschlagszelle um etwa 1600 UTC in den Bereich mit negativen w_{diff} -Werten eindringt, liegt die mittlere CIN bei über 4 J kg^{-1} . Diese Werte sind hoch genug, um die Vertikalwinde zu unterdrücken. Das hat zur Folge, dass die Zelle sich auflöst.

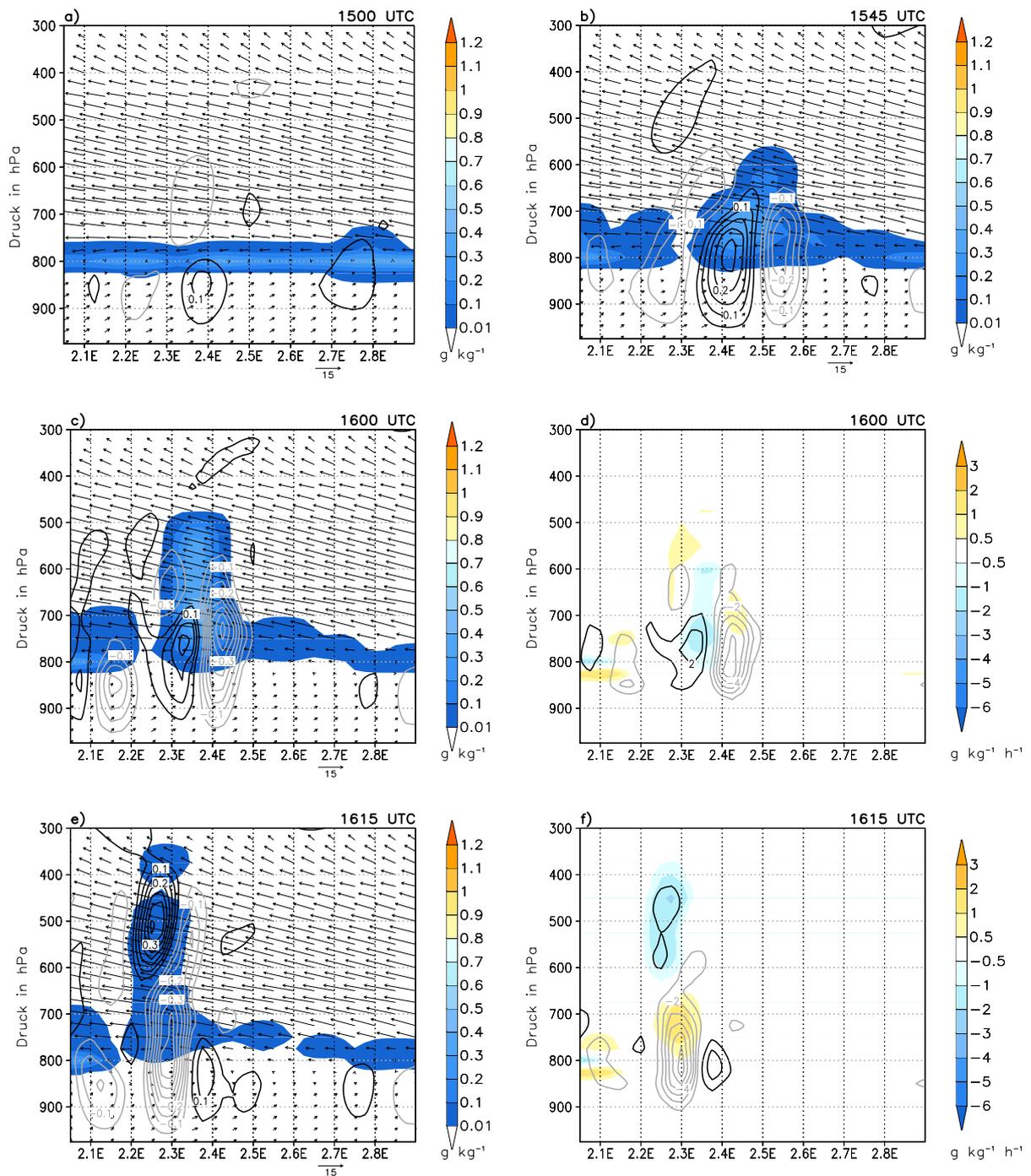


Abb. 4.27: Vertikalschnitt des Flüssigwassergehalts (farbkodiert), des Vertikalwindes in m s^{-1} (Isolinien Schrittweite $0,05 \text{ m s}^{-1}$ ohne Null) und des Horizontalwindes in m s^{-1} (Vektorpfeile) a), b), c) und e) und der Änderung der spezifischen Feuchte durch Phasenumwandlung (farbkodiert) und durch Vertikaladvektion in $\text{g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (Isolinien Schrittweite in $1 \text{ g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ohne Null) d) und f) um 1500, 1545, 1600 und 1615 UTC gemittelt zwischen $11,6$ und $12,0^\circ \text{ N}$ in MOI.

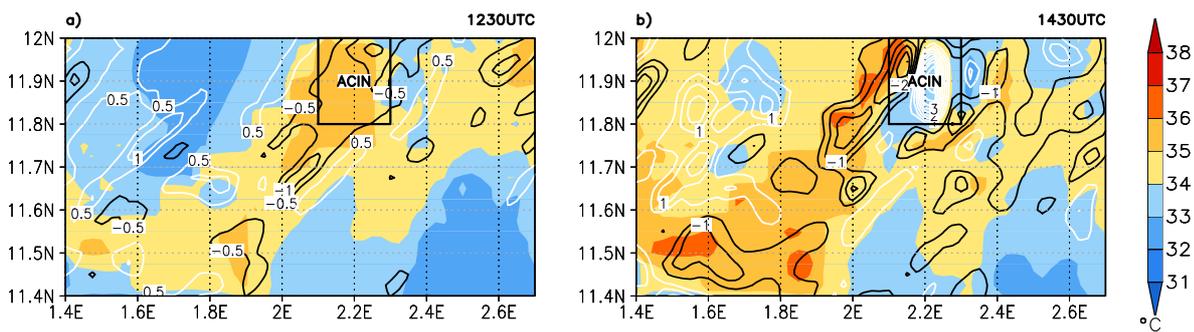


Abb. 4.28: Temperatur in 2 m (farbkodiert) und Divergenz des Horizontalwindes in 10 m in 10^{-4} s^{-1} (Isolinien Schrittweite $0,5 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ohne Null) um 1230 a) und 1430 b) in Gebiet A in MOI. Das schwarze Rechteck kennzeichnet das Untersuchungsgebiet ACIN.

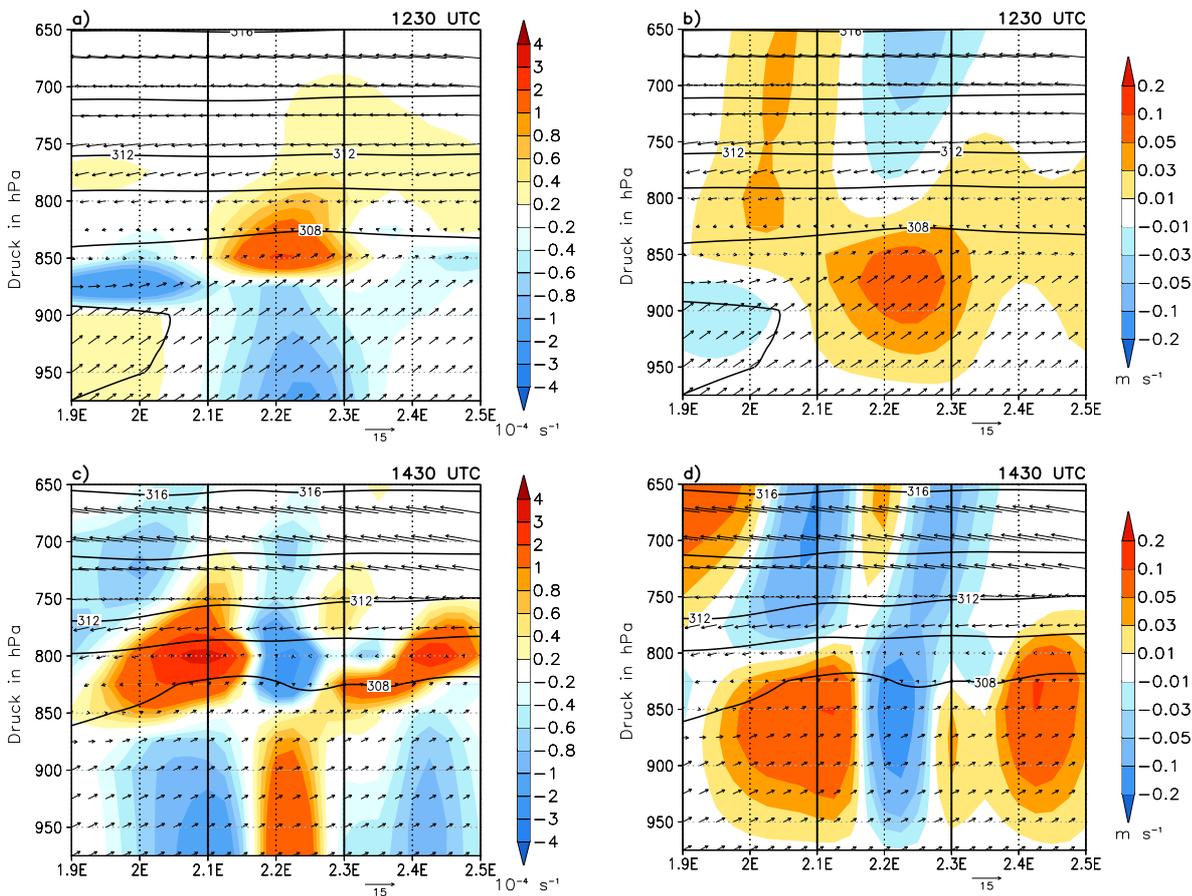


Abb. 4.29: Vertikalschnitt der potentiellen Temperatur in K (Isolinien), des Horizontalwindes in m s^{-1} (Vektorpfeile) und der Divergenz des Horizontalwindes (farbkodiert) a) und c) und des Vertikalwindes (farbkodiert) b) und d) um 1230 und 1430 UTC gemittelt zwischen $11,8$ und $12,0^\circ \text{ N}$ in MOI. Die senkrechten schwarzen Linien markieren den westlichen und östlichen Rand des Gebietes ACIN.

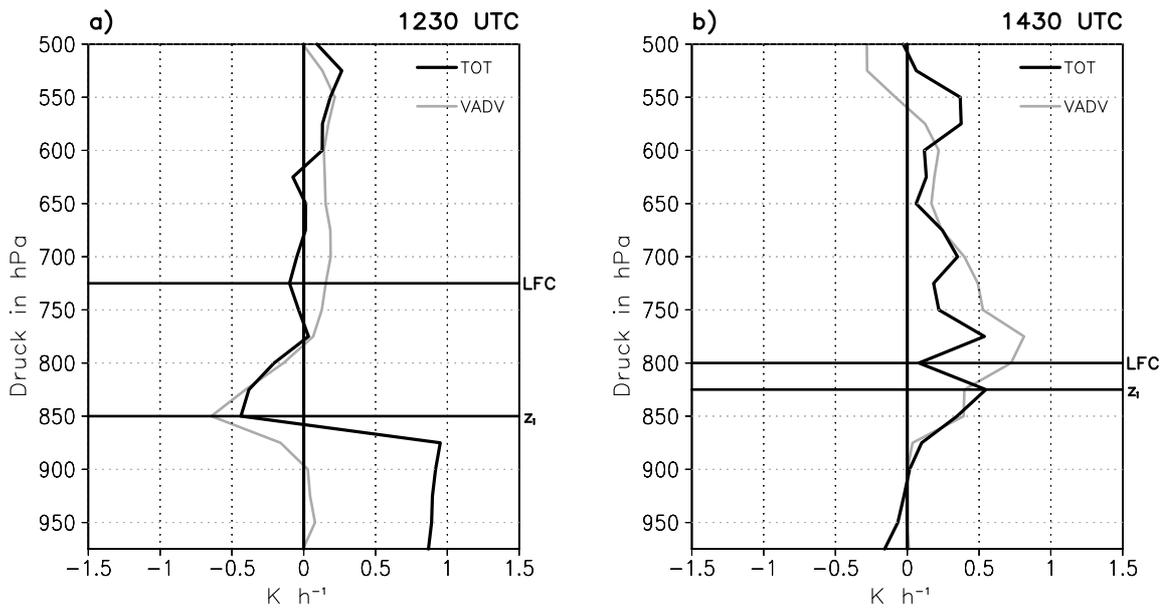


Abb. 4.30: Flächengemittelte Profile der Terme TOT und VADV der Budgetgleichung für die potentielle Temperatur um 1230 a) und 1430 UTC b) in Gebiet ACIN in MOI.

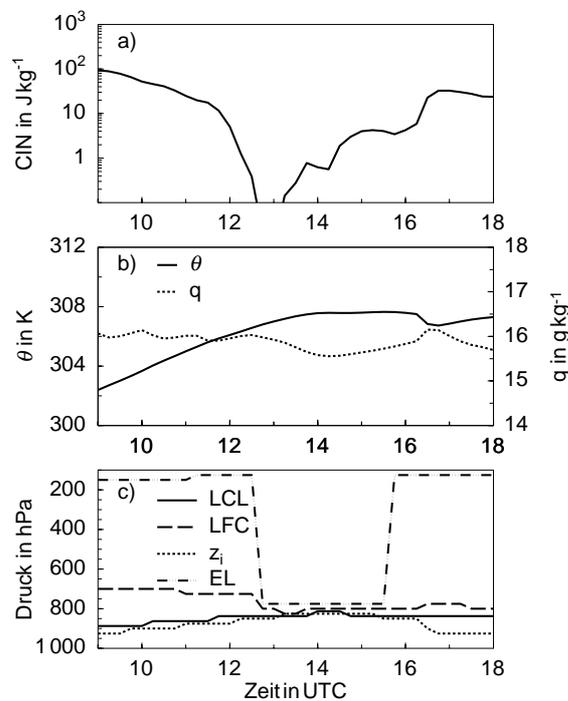


Abb. 4.31: Zeitliche Entwicklung flächengemittelter Größen in Gebiet ACIN in MOI. Im Einzelnen sind das CIN a), potentielle Temperatur und spezifische Feuchte in 950 hPa b) und LCL, LFC, z_i und EL c).

5 Der Einfluss von Bodenfeuchteinhomogenitäten auf die Entwicklung eines mesoskaligen konvektiven Systems

Im CTRL-Lauf entsteht ein MCS, der sich mit dem AEJ nach Westen verlagert. Auch aufgrund von Bodenfeuchte- und Vegetationsinhomogenitäten treten während der Westwärtsverlagerung des MCS in einigen Regionen starke Unterschiede im Niederschlag auf. Um den Einfluss von Bodenfeuchteinhomogenitäten auf die Modifizierung des MCS und seines Niederschlags systematisch zu untersuchen, wird die Bodenfeuchte im Vergleich zum HOM-Lauf in einem Streifen zwischen 3,0 und 1,0° W (i) um 35 % auf 8,3 Vol.-% reduziert (BANDT-Lauf, kurz BANDT) und (ii) auf Feldkapazität auf 34,0 Vol.-% erhöht (BANDF-Lauf, kurz BANDF) (Abb. 5.1). Wie sich zeigt, entsteht durch den Streifen zusätzlicher konvektiver Niederschlag, so dass sowohl die Auslösung von Konvektion als auch die Modifizierung des MCS untersucht werden kann. Analysiert werden, entsprechend den Ausführungen im Theorieteil, die für hochreichende Konvektion als relevant angesehenen Prozesse. Die Untersuchungen werden im Wesentlichen im Vergleich zu den Ergebnissen in HOM diskutiert. Die Vorgehensweise ist wie folgt: (i) Zunächst werden die Niederschlagsfelder in HOM, BANDT, BANDF und CTRL miteinander verglichen. (ii) Dann werden die konvektionsrelevanten, präkonvektiven Bedingungen im Bereich der feuchten und trockenen Streifen analysiert, die Ursachen für ihre Unterschiede diskutiert und die Modifikation, die das MCS erfährt, wenn es sich den trockenen und feuchten Streifen nähert, erörtert. (iii) Abschließend werden die Mechanismen für die Auslösung von zusätzlichem konvektivem Niederschlag untersucht. Ein zwischen 11,5 und 14,0° N gemittelter Hovmöller-Plot zeigt, dass nach 1600 UTC bei etwa 2,0° E in allen Läufen der erste Niederschlag fällt (Abb. 5.2). Die Auslösung dieser Niederschlagszellen in

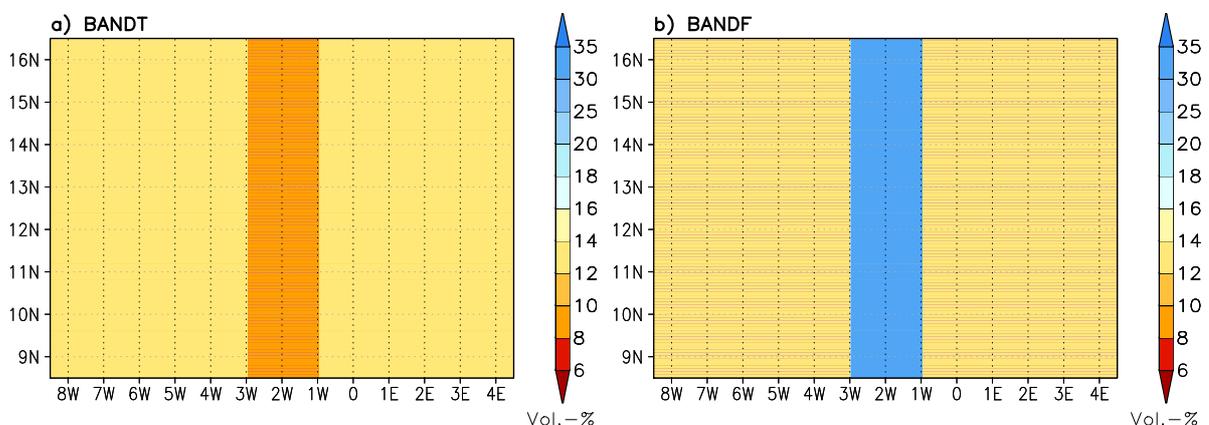


Abb. 5.1: Bodenfeuchte in der obersten Schicht von 1 cm Dicke bei Initialisierung in BANDT a) und BANDF b).

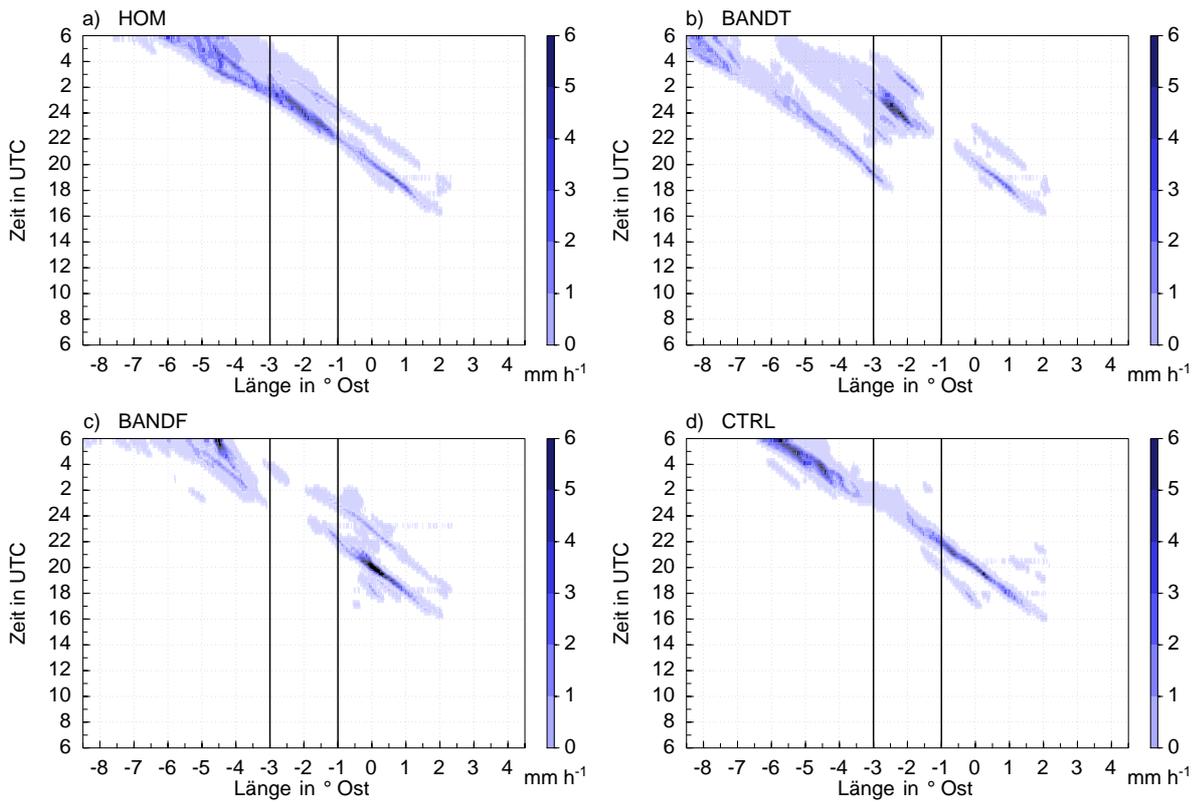


Abb. 5.2: Hovmöller-Plot des Niederschlags gemittelt zwischen 11,5 und 14,0° N von 0600 UTC am 11. Juni bis 0600 UTC am 12. Juni in HOM a), BANDT b), BANDF c) und CTRL d).

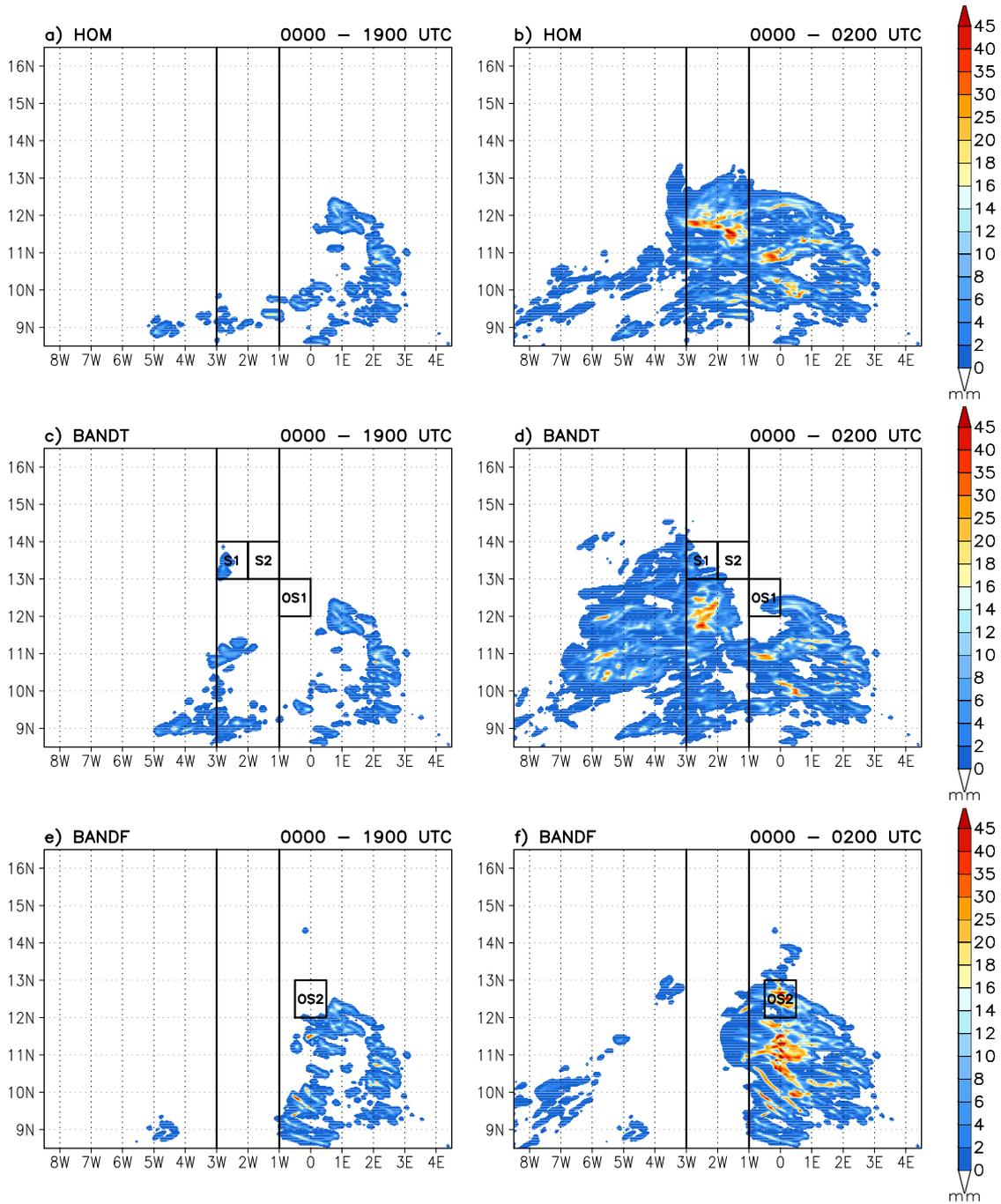


Abb. 5.3: Niederschlagssumme von 0000 UTC bis 1900 UTC am 11. Juni a), c) und e) und bis 0200 UTC am 12. Juni b), d) und f) in HOM, BANDT und BANDF. Die senkrechten schwarzen Linien markieren den Streifen mit geänderter Bodenfeuchte und die schwarzen Rechtecke kennzeichnen die Untersuchungsgebiete S1, S2, OS1 und OS2.

CTRL und HOM wird in Kapitel 4 untersucht. Das Niederschlagsgebiet verlagert sich in den folgenden Stunden nach Westen und hört in BANDT gegen 2100 UTC bei etwa $0,0^\circ$ E auf zu regnen (Abb. 5.2b). Nach 2200 UTC setzt in BANDT bei etwa $1,5^\circ$ W wieder Niederschlag ein, der sich rasch intensiviert und nach Westen verlagert. So entsteht nördlich von $11,5^\circ$ N zwischen etwa $1,5$ und $0,0^\circ$ W eine Lücke in der Niederschlagsverteilung, die in HOM nicht vorkommt (Abb. 5.3b und d). Gegen 1800 UTC entstehen in BANDT zwischen $13,0$ und $14,0^\circ$ N und bei etwa $11,0^\circ$ N weitere Niederschlagszellen über dem trockenen Streifen zwischen $3,0$ und $2,5^\circ$ W, die sich ebenfalls nach Westen bewegen (Abb. 5.2b und 5.3c). In BANDF ist die Niederschlagsintensität zwischen etwa $0,5^\circ$ W und $0,5^\circ$ E größer als in HOM und BANDT (Abb. 5.2c). Das liegt wahrscheinlich daran, dass in diesem Bereich zusätzliche Niederschlagszellen ausgelöst werden, die in HOM und BANDT nicht auftreten und die Zellen, die sich von Osten nähern, stärker regnen (Abb. 5.3e und f). In BANDF lässt der Niederschlag nach 2100 UTC westlich von $0,5^\circ$ W nach und hört schließlich zwischen $3,0$ und $2,0^\circ$ W völlig auf (Abb. 5.2c und 5.3f). Nach 0100 UTC am 12. Juni 2006 setzt westlich von etwa $3,0^\circ$ W wieder Niederschlag ein. Die Entwicklung des MCS in CTRL verläuft qualitativ wie in BANDF (Abb. 5.2d). Der Niederschlag lässt westlich von $1,0^\circ$ W nach und reintensiviert sich westlich von etwa $3,5^\circ$ W. Es wird vermutet, dass die unterschiedlichen Niederschlagsfelder sowohl durch eine Modifikation des MCS durch eine Änderung der konvektionsrelevanten Parametern, wie CAPE und CIN, als auch durch die zusätzliche Auslösung von Niederschlagszellen entstehen. In den nächsten beiden Abschnitten wird die räumliche und zeitliche Entwicklung der konvektionsrelevanten Parameter analysiert und ihre Auswirkungen auf das MCS untersucht.

5.1 Die Entwicklung der präkonvektiven Bedingungen

Die CAPE weist in HOM in einem west-ostorientierten Streifen zwischen $10,0$ und $15,0^\circ$ N die höchsten Werte auf (größer als 1250 J kg^{-1}) (Abb. 5.4a). Die CIN ist den ganzen Tag über im Südosten niedriger als im Nordwesten, wobei im Südosten verbreitet Werte kleiner als 20 J kg^{-1} erreicht werden (Abb. 5.4b). Die hohen Werte im Süden und Osten um 1900 UTC gehören zu Niederschlagszellen, die nach 1600 UTC entstanden sind. Die trockenen und feuchten Streifen wirken sich auf die Verteilung von CAPE und CIN aus. In BANDT ist die CAPE über dem trockenen Streifen stellenweise um mehr als 600 J kg^{-1} niedriger als in HOM, erreicht aber meist immer noch Werte größer als 1000 J kg^{-1} (Abb. 5.4c). Die CIN ist über dem trockenen Streifen reduziert und verschwindet dort bis etwa 1700 UTC in großen Teilen (Abb. 5.4d). Zu diesem Zeitpunkt setzt westlich und östlich des Streifens ein kräftiger CIN-Aufbau ein, der dazu führt, dass um 1900 UTC die CIN in BANDT in einem etwa $1,0^\circ$ breiten Gebiet westlich und östlich des Streifens um bis zu 40 J kg^{-1} erhöht ist. Die Gebiete mit einer um mehr als 100 J kg^{-1} höheren CIN als in HOM über dem trockenen Streifen stehen im Zusammenhang mit Niederschlagszellen, die in HOM nicht auftreten. In BANDF ist die CAPE über dem Streifen und etwa $2,0^\circ$ östlich davon um mehr als 2500 J kg^{-1} höher als in HOM (Abb. 5.4e). Der feuchte Streifen weist um 1900 UTC eine um bis zu 100 J kg^{-1} erhöhte CIN auf, die im nördlichen Teil des Gebietes bis etwa

0,0° W ausgedehnt ist (Abb. 5.4f). Westlich und östlich der erhöhten CIN befinden sich bis zu 2,0° breite Gebiete, in denen die CIN um etwa 20 J kg^{-1} geringer als in HOM ist.

Für die räumliche und zeitliche Entwicklung von CAPE und CIN können die Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht, die Grenzschichthöhe und/oder die Schichtung oberhalb der Grenzschicht verantwortlich sein (Kap. 2.2). Deshalb wird zunächst untersucht, wie die trockenen und feuchten Streifen diese Größen beeinflussen. Bei ungestörten Verhältnissen (HOM) ist die Ausdehnung der Grenzschicht um 1500 UTC mit der der Monsunschicht identisch (Abb. 5.5a). Sie erstreckt sich bis in eine Höhe von etwa 825 hPa. Im westlichen Teil des Modellgebietes herrscht in ihr eine nordwestliche und im östlichen Teil eine südwestliche Strömung vor. Darüber dreht der Wind über Norden auf Osten. Über dem Streifen mit geänderter Bodenfeuchte entwickeln sich modifizierte Grenzschichten, die wegen der Monsunströmung um 1500 UTC um etwa $0,4^\circ$ nach Osten verlagert sind (Abb. 5.5c und e). In BANDT entsteht über dem Streifen mit reduzierter Bodenfeuchte eine wärmere, trockenere und höhere Grenzschicht als in HOM (Abb. 5.5c und d). Wegen der um etwa 25 hPa höheren Grenzschicht in BANDT ist die potentielle Temperatur zwischen 800 und 750 hPa geringer und die spezifische Feuchte höher als in HOM. Östlich und westlich des Streifens befinden sich etwa zwischen 850 und 750 hPa Bereiche, in denen BANDT trockener und wärmer ist als HOM. In BANDF ist die Grenzschicht über dem feuchten Streifen kühler und feuchter als in HOM und reicht um 1500 UTC nur bis etwa 875 hPa (Abb. 5.5e und f). Sie ist somit um etwa 75 hPa niedriger als in HOM. Das führt zu einer höheren Temperatur und niedrigeren Feuchte zwischen etwa 850 und 800 hPa in BANDF im Vergleich zu HOM. Durch die horizontalen Temperaturunterschiede in der Grenzschicht bilden sich in BANDT und BANDF thermische Zirkulationen aus, die an den Differenzen im horizontalen Windfeld in Bezug auf HOM zu erkennen sind (Abb. 5.5c und e). Im unteren Teil der Grenzschicht über dem trockenen Streifen ist der Westwind im westlichen stärker und im östlichen Teil schwächer als in HOM. Über dem feuchten Streifen ist die Verteilung der Horizontalwinddifferenz genau entgegengesetzt. Daraus resultiert eine Konvergenz im Horizontalwind über dem trockenen Streifen unterhalb von 825 hPa (Abb. 5.5d). Zwischen 800 und 750 hPa ist der Ostwind über dem trockenen Streifen deutlich reduziert, was eine kräftige Divergenz bewirkt. Die Konvergenz- und Divergenzgebiete sind im westlichen Teil des trockenen Streifens ausgeprägter, worauf in Kapitel 5.3 näher eingegangen wird. Zwischen $3,5$ und $3,0^\circ$ W tritt in BANDT unterhalb von 850 hPa und zwischen $1,0$ und $0,25^\circ$ W unterhalb von 825 hPa Divergenz auf, oberhalb davon ist bis etwa 750 hPa Konvergenz vorhanden. Unterhalb von 875 hPa herrscht über dem feuchten Streifen in BANDF Divergenz, oberhalb davon Konvergenz (Abb. 5.5f). Außerhalb des feuchten Streifens, d.h. zwischen $1,0$ und $0,0^\circ$ W, ist zwischen 875 und 800 hPa starke Divergenz zu erkennen und weiter westlich zwischen $3,0$ und $2,5^\circ$ W befindet sich in der gleichen Höhe sowohl ein kräftiges Divergenz- als auch ein Konvergenzgebiet. Aus der Divergenz und Konvergenz des Horizontalwindes resultieren Vertikalwinde, die sowohl die Grenzschichthöhe als auch die Schichtung oberhalb der Grenzschicht beeinflussen und sich dadurch auf die konvektionsrelevanten Parameter auswirken.

5 Der Einfluss von Bodenfeuchteinhomogenitäten auf die Entwicklung eines mesoskaligen konvektiven Systems

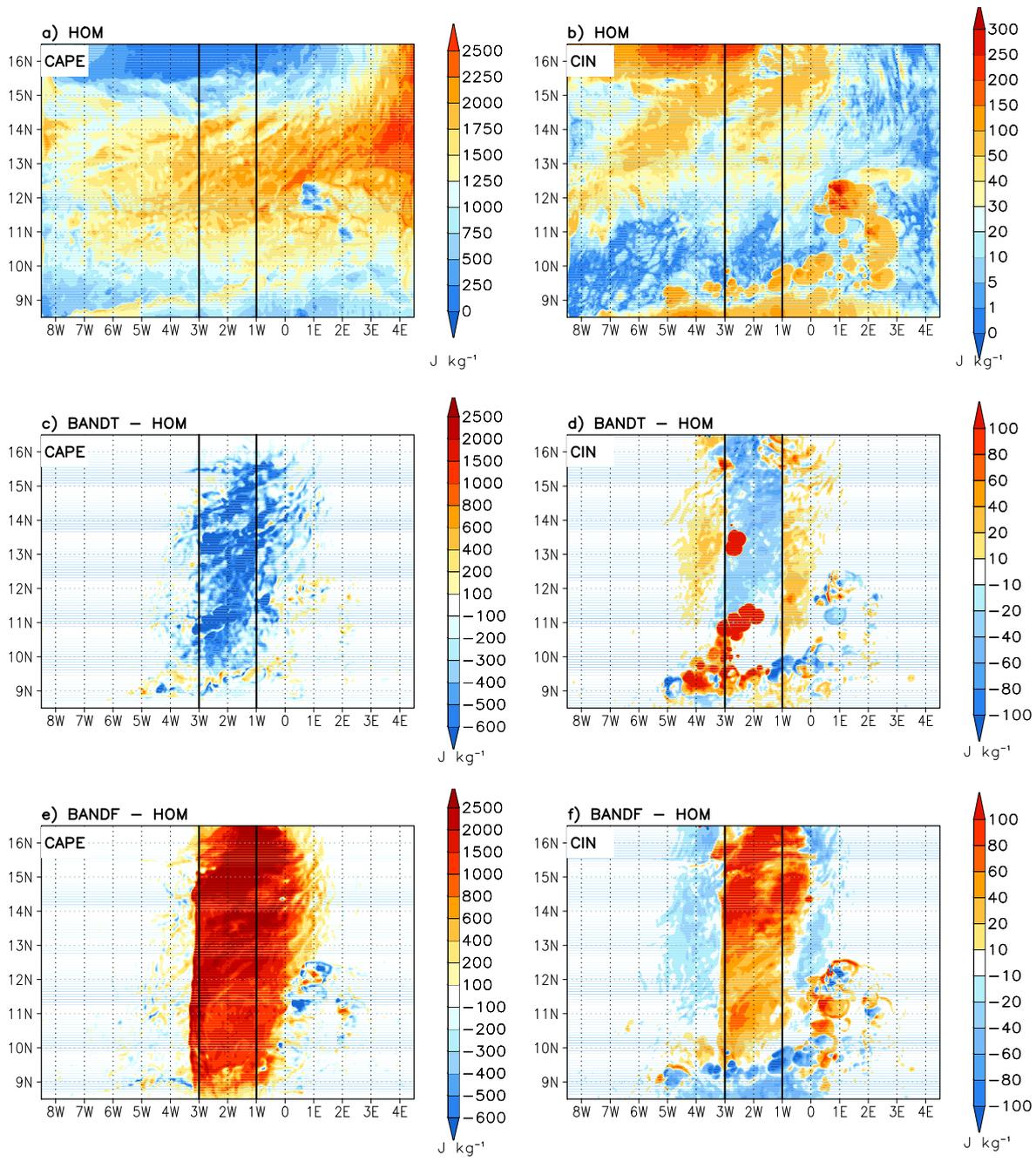


Abb. 5.4: CAPE a) und CIN in HOM b) und Differenz der CAPE und der CIN zwischen BANDT und HOM c) und d) und zwischen BANDF und HOM e) und f) um 1900 UTC. Die senkrechten schwarzen Linien markieren den Streifen mit geänderter Bodenfeuchte.

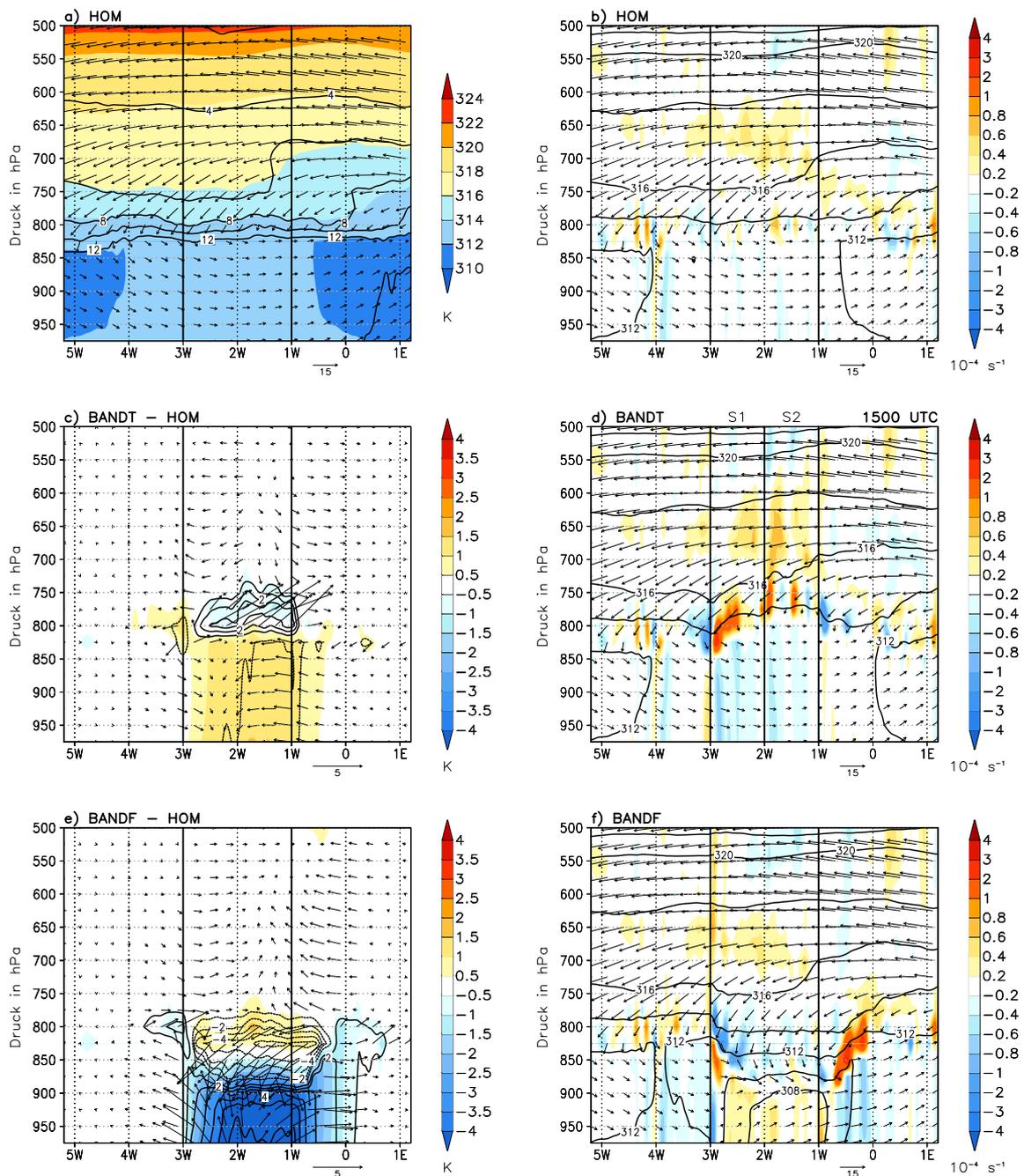


Abb. 5.5: Vertikalschnitt der potentiellen Temperatur (farbkodiert), der spezifischen Feuchte in g kg^{-1} (Isolinien) und des Horizontalwindes in m s^{-1} (Vektorpfeile) in HOM a), der Divergenz des Horizontalwindes (farbkodiert), der potentiellen Temperatur in K (Isolinien) und des Horizontalwindes in m s^{-1} (Vektorpfeile) in HOM b), in BANDT d) und in BANDF f) und der Differenz der potentiellen Temperatur (farbkodiert), der spezifischen Feuchte in g kg^{-1} (Isolinien Schrittweite 1 g kg^{-1} ohne Null) und des Horizontalwindes in m s^{-1} (Vektorpfeile) zwischen BANDT und HOM c) und BANDF und HOM e) um 1500 UTC gemittelt zwischen $13,0$ und $14,0^\circ \text{ N}$. Die senkrechten schwarzen Linien markieren den Streifen mit geänderter Bodenfeuchte.

Um der Frage nachzugehen, warum Unterschiede in Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht, Grenzschichthöhe und Schichtung oberhalb der Grenzschicht in und neben den Streifen auftreten, wie sich diese auf die konvektionsrelevanten Parameter auswirken und wie ihre zeitliche Entwicklung verläuft, wird im Folgenden zunächst die räumliche Verteilung der Energiebilanzterme an der Erdoberfläche bei ungestörten Verhältnissen in HOM analysiert. Danach werden flächengemittelte Größen für verschiedene Gebiete betrachtet. Um die Unterschiede über den feuchten und trockenen Streifen zu untersuchen, werden die Größen in Gebiet S betrachtet (Abb. 5.6). Es hat sich gezeigt, dass östlich des Streifens in BANDT in Gebiet OS1 und in BANDF in OS2 Modifikationen der Niederschlagsfelder des MCS auftreten (Abb. 5.3d und f). Deshalb werden Unterschiede in diesen Gebieten jeweils in Bezug auf HOM diskutiert. Die Analyse der flächengemittelten Größen richtet sich dabei nach der Konzeptskizze in Abbildung 2.2.

In HOM liegt die Strahlungsbilanz in großen Teilen des Simulationsgebietes zwischen 650 und 700 W m^{-2} (Abb. 5.6a). Die stark reduzierten Werte im Südosten sind auf Bewölkung zurückzuführen. Die etwas niedrigere Strahlungsbilanz im Norden resultiert aus der dort leicht erhöhten Albedo aufgrund der geringeren Vegetation. Im gesamten Simulationsgebiet ist das Bowen-Verhältnis am Erdboden erwartungsgemäß größer als eins, d.h. die verfügbare Energie wird primär über den fühlbaren Wärmefluss an die Atmosphäre abgegeben. Die Verteilung des fühlbaren Wärmeflusses (Abb. 5.6b) wird dabei in erster Linie durch die räumliche Verteilung der bodennahen Lufttemperatur bestimmt, die eine großräumige Abnahme von Norden nach Süden aufweist. Der Einfluss der weiteren Faktoren, von denen der fühlbare Wärmefluss abhängt, dem Diffusionskoeffizienten und der Oberflächentemperatur, ist deutlich weniger sichtbar. In der Verteilung des latenten Wärmeflusses (Abb. 5.6c) dagegen spiegelt sich primär die Verteilung des Blattflächenindex wider. Der höchste latente Wärmefluss von etwa 230 W m^{-2} tritt entlang des $12.$ Breitengrades zwischen $0,0$ und $8,0^\circ \text{ W}$ auf. Hier liegt der Blattflächenindex im Simulationszeitraum bei Werten von etwa 3 .

In Gebiet S in BANDT ist die Albedo und die langwellige Ausstrahlung höher und in BANDF niedriger als im entsprechenden Gebiet in HOM. Das bewirkt eine um bis zu 29 W m^{-2} niedrigere Strahlungsbilanz in BANDT und eine um bis zu 48 W m^{-2} höhere Strahlungsbilanz in BANDF als in HOM (Abb. 5.7a). In BANDT ist der fühlbare Wärmefluss um bis zu 106 W m^{-2} höher als in HOM und der latente ist ungefähr null. Das liegt daran, dass die Bodenfeuchte in Gebiet S in BANDT mit $8,3 \text{ Vol.-%}$ niedriger ist als der permanente Welkepunkt (Tab. 3.1). In BANDF ist der fühlbare Wärmefluss bis zu 248 W m^{-2} niedriger und der latente bis zu 392 W m^{-2} höher als in HOM (Abb. 5.7a). Das Bowen-Verhältnis liegt in HOM bei $\beta \approx 2,2$ und in BANDF bei $\beta \approx 0,2$. In BANDT ist es durch den nicht vorhandenen latenten Wärmefluss nicht definiert. Eine Analyse der Budgetterme zeigt, dass die Zunahme der Temperatur im Tagesverlauf in allen Modellläufen hauptsächlich durch die Konvergenz des fühlbaren Wärmeflusses erfolgt (Abb. 5.7b und e). Diese ist in BANDT am stärksten, was die um mehr als 1 K höhere Temperatur in der Grenzschicht erklärt. In BANDF bleibt die Temperatur um über 4 K niedriger als in HOM. In HOM und BANDT trocknet die Grenzschicht im Tagesverlauf durch Einmischen trockener Luft aus

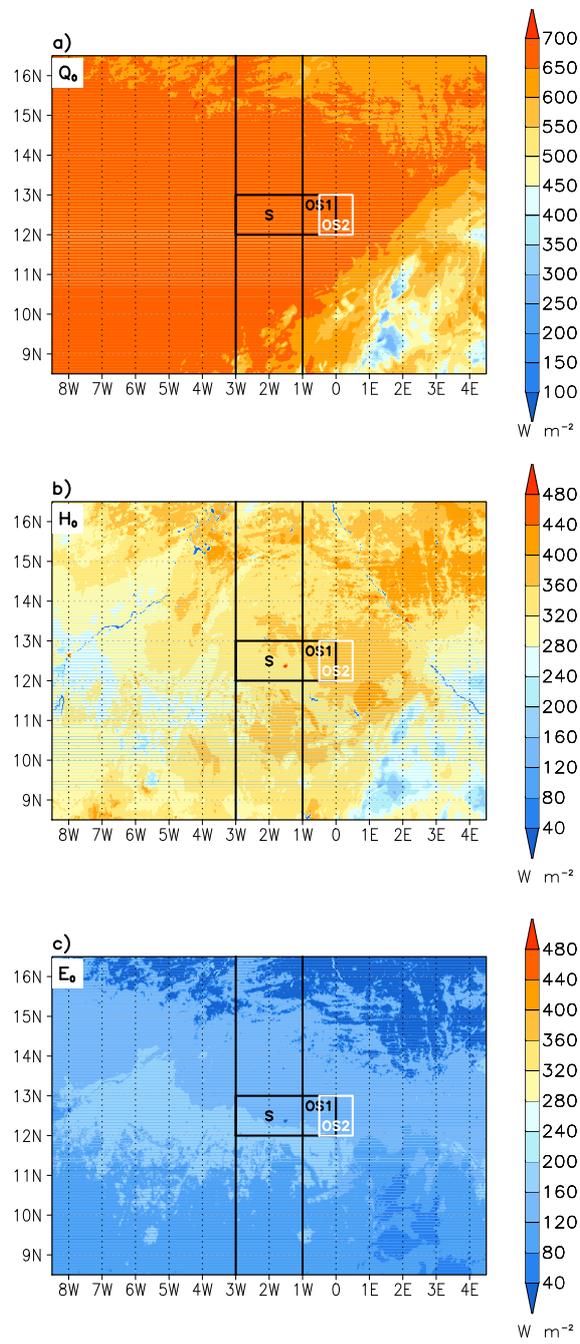


Abb. 5.6: Strahlungsbilanz a) und fühlbarer b) und latenter Wärmefluss c) an der Erdoberfläche in HOM um 1200 UTC. Es sind die Untersuchungsgebiete S, OS1 und OS2 eingezeichnet und die senkrechten schwarzen Linien markieren den Streifen mit geänderter Bodenfeuchte.

der SAL aus (Abb. 5.7b und f). In BANDF überwiegt der hohe latente Wärmefluss am Erdboden und führt zu einer leichten Zunahme der Feuchte in der Grenzschicht, so dass diese am Nachmittag um bis zu 5 g kg^{-1} höher ist als in HOM. Die Grenzschicht wächst in BANDF deutlich langsamer an als in HOM und ist um 1630 UTC um etwa 100 hPa flacher (Abb. 5.7c). In BANDT ist das Grenzschichtwachstum am stärksten, was zu einer um etwa 50 hPa höheren Grenzschicht als in HOM führt. Für das unterschiedliche Grenzschichtwachstum ist zum einen die Konvergenz des fühlbaren Wärmeflusses und zum anderen Vertikalbewegungen an der Grenzschichtoberseite verantwortlich. Über den trockenen und feuchten Streifen bilden sich thermische Zirkulationen aus (Abb. 5.5), wodurch es an der Grenzschichtoberseite in Gebiet S in BANDF zu Absinken und in BANDT zu Aufsteigen kommt. Das Absinken in BANDF bremst das Anwachsen der Grenzschicht (siehe Gl. 2.5) und führt nach 1600 UTC zu einem Absinken der Grenzschichthöhe. Das Aufsteigen an der Grenzschichtoberseite in BANDT trägt dazu bei, dass die Grenzschicht auf bis zu 750 hPa um 1730 UTC anwächst. Durch die Vertikalbewegungen ändert sich außerdem die Schichtung oberhalb der Grenzschicht in BANDT und BANDF. Nach etwa 1400 UTC trägt das Absinken in BANDF zu einer Nettozunahme und das Aufsteigen in BANDT zu einer Nettoabnahme der potentiellen Temperatur oberhalb der Grenzschicht bei (Abb. 5.8c und e). Außerdem bewirkt das Absinken in BANDF eine Abnahme und das Aufsteigen in BANDT eine Zunahme der spezifischen Feuchte oberhalb der Grenzschicht (Abb. 5.8d und f). Die höhere Feuchte in der Grenzschicht in BANDF hat eine höhere äquivalentpotentielle Temperatur in BANDF zur Folge, wodurch auch die CAPE um über 2000 J kg^{-1} höher ist als in HOM (Abb. 5.7c und d). Konsequenterweise sind äquivalentpotentielle Temperatur und CAPE in BANDT geringer als in HOM. Die CIN ist in BANDF bis etwa 1430 UTC geringer als in BANDT und bis etwa 1600 UTC geringer als in HOM, was vermutlich durch die höhere äquivalentpotentielle Temperatur bewirkt wird. Die niedrigere Temperatur in der Grenzschicht und die um etwa 100 hPa flachere Grenzschicht, die theoretisch zu einer höheren CIN führen sollten, sind nicht dominant. Mit Einsetzen der Erwärmung oberhalb der Grenzschicht durch Absinken hört die Abnahme der CIN in BANDF auf und nach etwa 1600 UTC setzt wegen der niedrigen Temperatur in der Grenzschicht, der flachen Grenzschicht und der stabilen Schichtung oberhalb der Grenzschicht eine Zunahme der CIN ein. In BANDT führen nach etwa 1400 UTC die höhere Temperatur in der Grenzschicht, die höhere Grenzschicht und die labilere Schichtung oberhalb der Grenzschicht trotz der geringen Feuchte in der Grenzschicht zu einer starken Abnahme der CIN. Bereits 30 min später ist die CIN in Gebiet S in BANDT niedriger als in HOM und BANDF. Zum Zeitpunkt der niedrigsten CIN und maximalen Grenzschichthöhe entstehen in BANDT im trockenen Streifen die konvektiven Zellen (Abb. 5.2b), was in Kapitel 5.3 näher untersucht wird.

In Gebiet OS1, östlich des Streifens, nimmt die Temperatur im Tagesverlauf in der Grenzschicht in BANDT stärker zu und die Feuchte stärker ab als in HOM (Abb. 5.9a). Die Analyse der Budgetterme der Temperatur und Feuchte in 950 hPa zeigt, dass diese Unterschiede im Wesentlichen auf unterschiedlichen Beiträgen durch Horizontaladvektion basieren (Abb. 5.9d und e). In beiden Modellläufen führen am Morgen die Divergenz des fühlbaren bzw. latenten Wärmeflusses zu einer Erwärmung bzw. Feuchte-

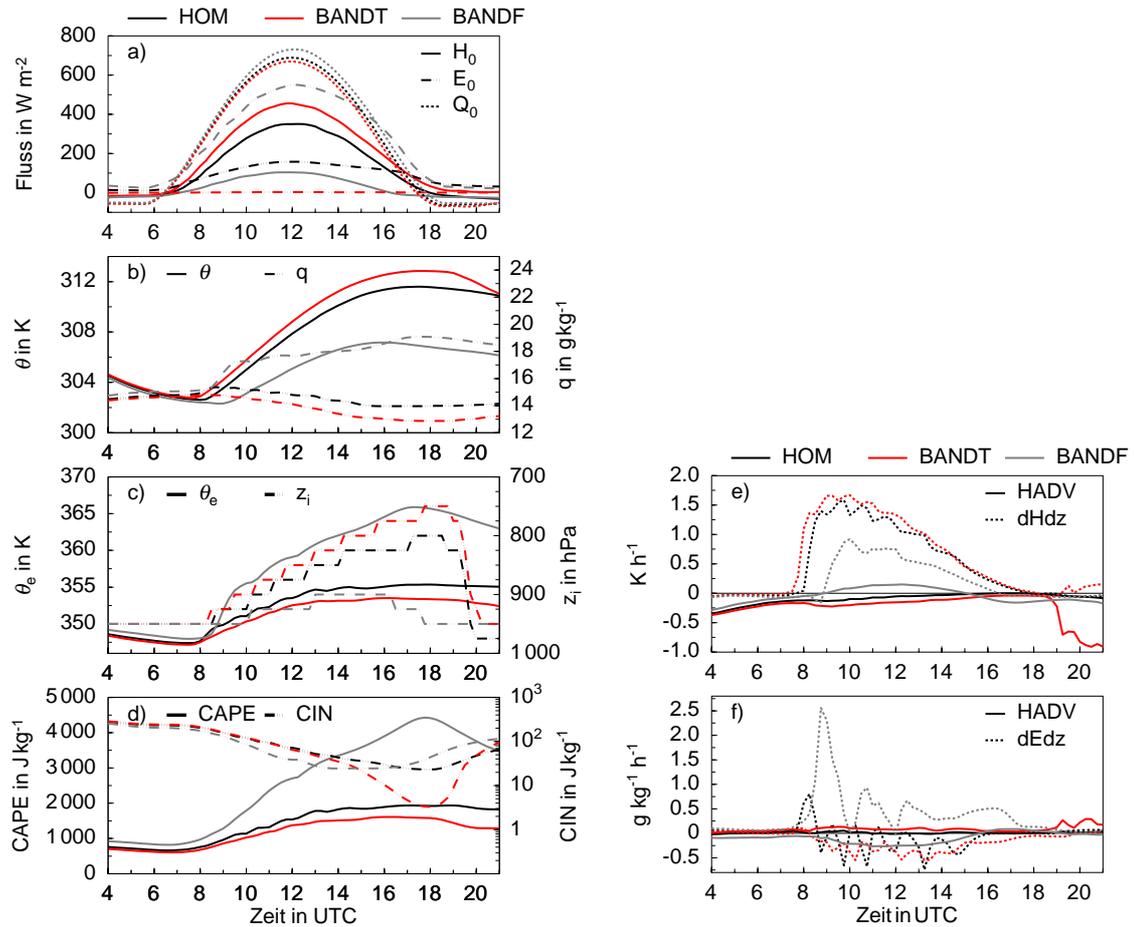


Abb. 5.7: Zeitliche Entwicklung flächengemittelter Größen in Gebiet S in HOM, BANDT und BANDF. Im Einzelnen sind das der fühlbare und latente Wärmefluss und die Strahlungsbilanz a), die potentielle Temperatur und spezifische Feuchte in 950 hPa b), die äquivalentpotentielle Temperatur in 950 hPa und die Grenzschichthöhe c), die CAPE und CIN d) und die flächengemittelte Tendenz der potentiellen Temperatur e) und der spezifischen Feuchte f) in 950 hPa durch Horizontaladvektion und durch die Divergenz des fühlbaren bzw. des latenten Wärmeflusses.

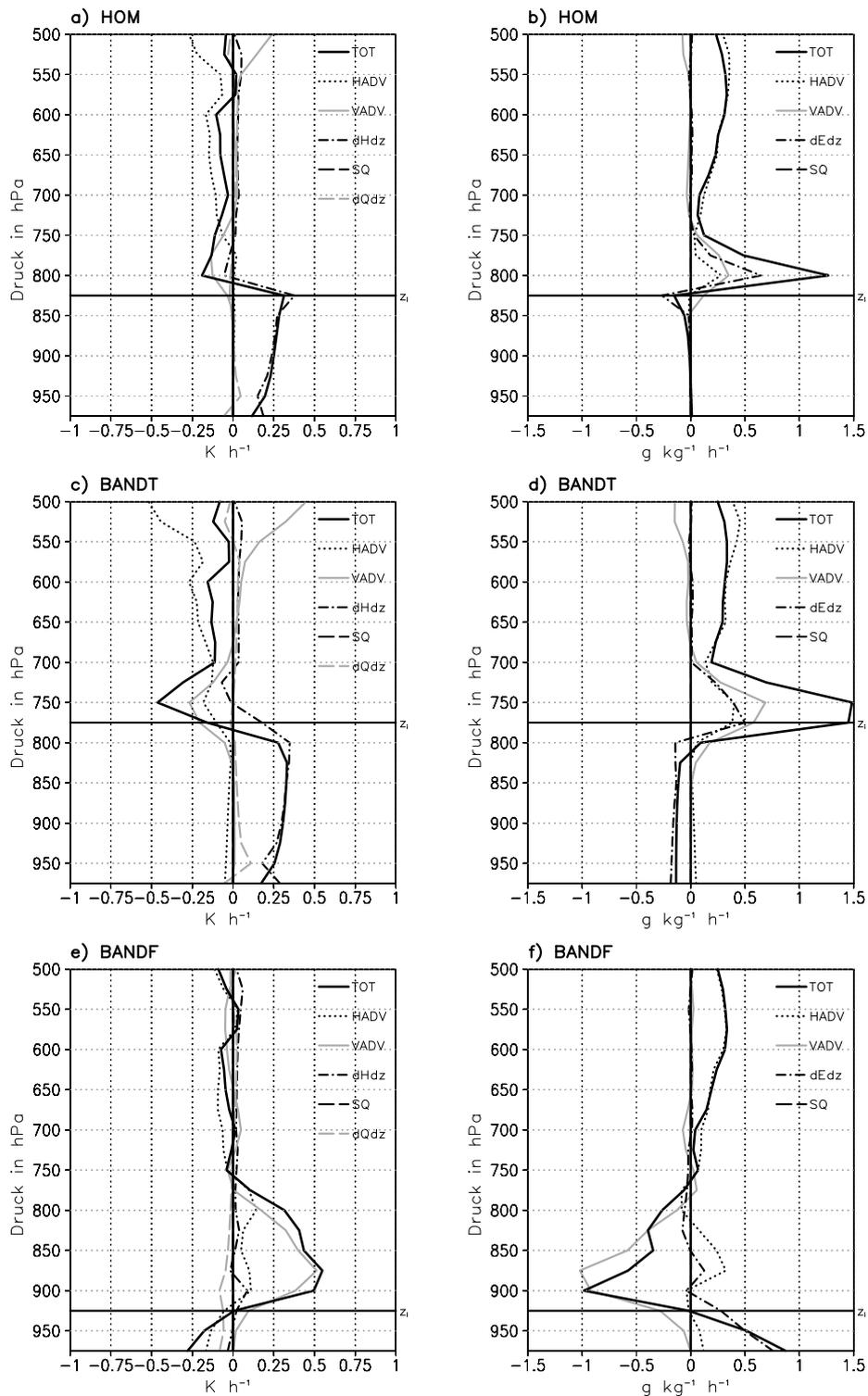


Abb. 5.8: Flächengemittelte Profile der Terme der Budgetgleichung für die potentielle Temperatur a), c) und e) und für die spezifische Feuchte b), d) und f) um 1630 UTC in Gebiet S in HOM, BANDT und BANDF.

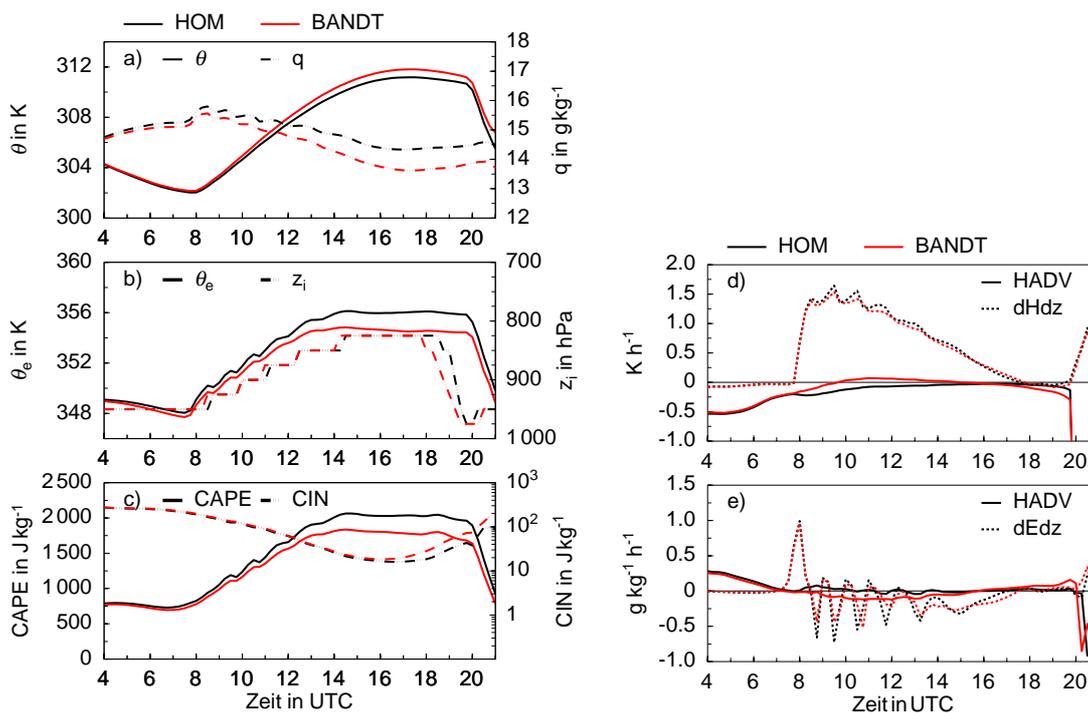


Abb. 5.9: Zeitliche Entwicklung flächengemittelter Größen in Gebiet OS1 in HOM und BANDT. Im Einzelnen sind das die potentielle Temperatur und spezifische Feuchte in 950 hPa a), die äquivalentpotentielle Temperatur in 950 hPa und die Grenzschichthöhe b), die CAPE und CIN c) und die flächengemittelte Tendenz der potentiellen Temperatur d) und der spezifischen Feuchte e) in 950 hPa durch Horizontaladvektion und durch die Divergenz des fühlbaren bzw. des latenten Wärmeflusses.

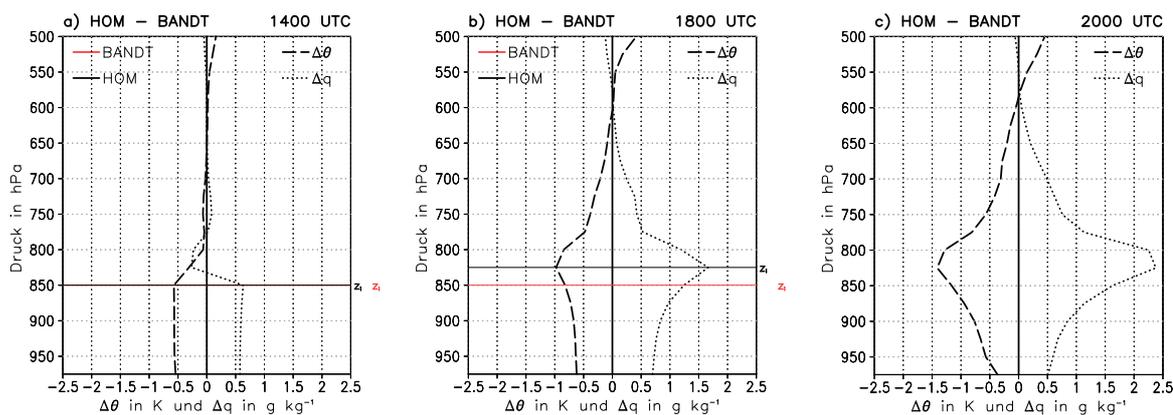


Abb. 5.10: Flächengemittelte Profile der Differenz der potentiellen Temperatur und der spezifischen Feuchte in Gebiet OS1 zwischen HOM und BANDT um 1400 a), 1800 b) und 2000 UTC c).

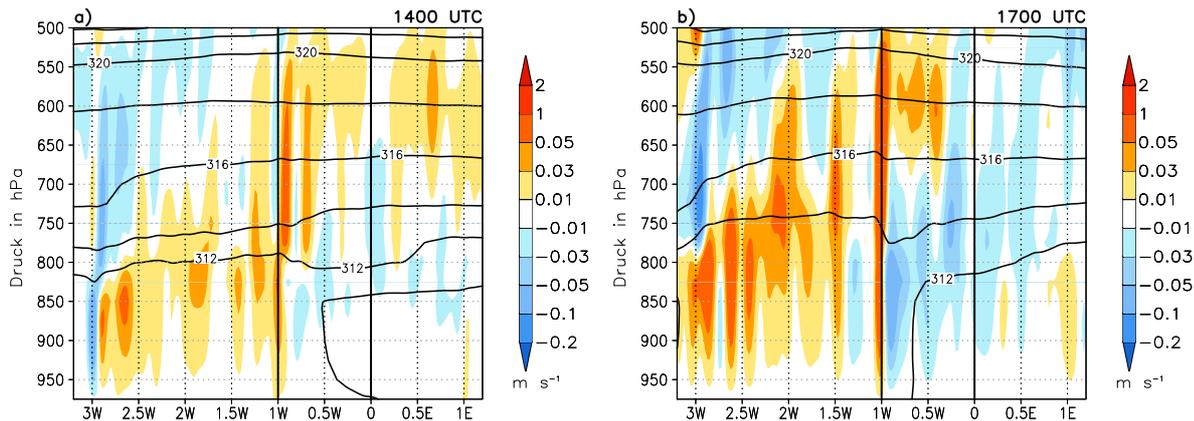


Abb. 5.11: Vertikalschnitt der potentiellen Temperatur in K (Isolinien) und des Vertikalwindes (farbkodiert) um 1400 a) und 1700 UTC b) gemittelt zwischen 12,0 und 13,0° N in BANDT. Die senkrechten Linien markieren den westlichen und östlichen Rand des Gebietes OS1.

abnahme; in BANDT kommt aber in den Mittagsstunden noch eine geringe Advektion von trockener und warmer Luft hinzu, wohingegen in HOM eine geringe Advektion kalter Luftmassen erhalten bleibt. Die Unterschiede sind dadurch zu erklären, dass in Gebiet OS1 die advehierten Luftmassen in der Grenzschicht von westlichen Richtungen kommen und in BANDT sich dort der trockene Streifen befindet, in dem die Temperatur in der Grenzschicht höher ist als in HOM (Abb. 5.7b). Die höhere Feuchte in der Grenzschicht in HOM bewirkt eine höhere äquivalentpotentielle Temperatur und erklärt die CAPE-Werte von ca. 2000 J kg^{-1} (Abb. 5.9a, b und c). Die CAPE liegt aber auch in BANDT bei über 1700 J kg^{-1} . Um die Entwicklung der CIN zu verstehen, müssen erneut die Bedingungen in und oberhalb der Grenzschicht analysiert werden. Die flächengemittelte Grenzschicht ist in beiden Läufen bis etwa 1745 UTC gleich hoch (Abb. 5.9b und 5.10a). Ab etwa 1400 UTC beginnt die Temperatur oberhalb der Grenzschicht in BANDT zuzunehmen. Die Ursache dafür ist Absinken als Teil der thermischen Zirkulation, die sich aufgrund des horizontalen Temperaturgradienten durch den trockenen Streifen ausbildet (Abb. 2.6a und 5.5c). Die Grenzschicht über dem trockenen Streifen ist zu dieser Zeit um weniger als 25 hPa mächtiger als östlich davon, das Absinken in Gebiet OS1 findet vor allem innerhalb der Grenzschicht statt und die Temperaturänderung durch Vertikaladvektion ist daher noch gering (Abb. 5.11a). Trotz der etwas höheren Temperatur oberhalb der Grenzschicht (Abb. 5.10a), die theoretisch zu einer CIN Erhöhung führen sollte, bleibt die CIN bis etwa 1700 UTC in beiden Läufen ungefähr gleich (Abb. 5.9c). Offensichtlich verhindert die höhere Temperatur in der Grenzschicht einen Anstieg der CIN (Abb. 5.9a). Um 1700 UTC beträgt der Unterschied der Grenzschichthöhen zwischen Gebiet OS1 und westlich davon etwa 50 hPa, so dass sich das Absinken in OS1 in den Bereich oberhalb der Grenzschicht ausweitet (Abb. 5.11b). Dieses Absinken in der stabilen Schicht führt zu einer Verstärkung der Temperaturzunahme und bis um 1800 UTC zu einer höheren Temperatur oberhalb der Grenzschicht bis etwa 600 hPa (Abb. 5.10b, 5.12a und c). Durch das Absinken wird auch die spezifische Feuchte (Abb. 5.10b und 5.12d) und der vertikale Feuchtegradient unterhalb von etwa 600 hPa in BANDT stark reduziert. Außerdem hemmt das

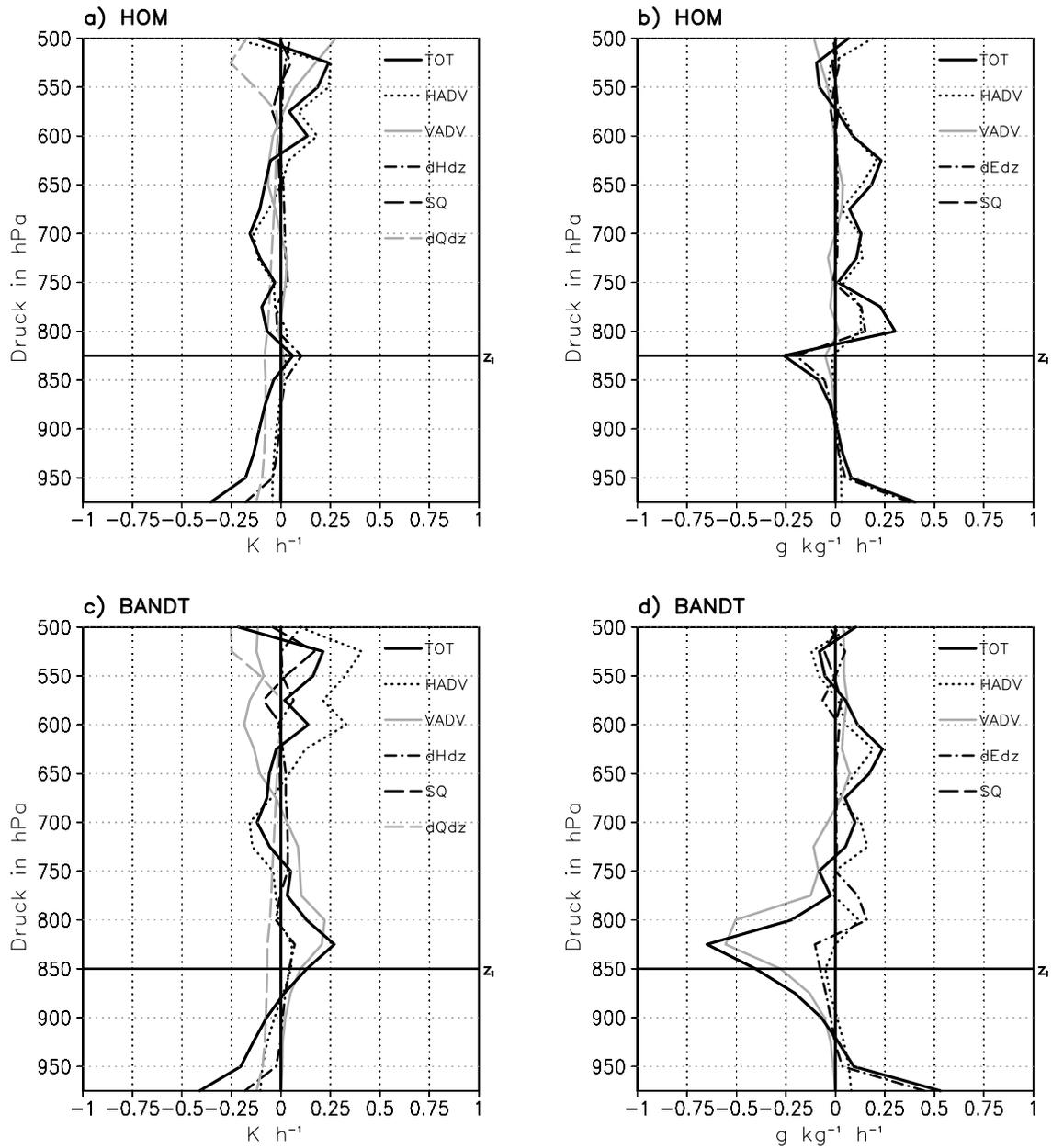


Abb. 5.12: Flächengemittelte Profile der Terme der Budgetgleichung für die potentielle Temperatur a) und c) und für die spezifische Feuchte b) und d) um 1800 UTC in Gebiet OS1 in HOM und BANDT.

Absinken an der Grenzschichtoberseite das Grenzschichtwachstum, so dass nach 1745 UTC in Gebiet OS1 die Grenzschicht in BANDT flacher ist als in HOM. Die niedrigere Grenzschichthöhe und die höhere Temperatur oberhalb der Grenzschicht sind offensichtlich primär für die Zunahme der CIN auf einen Wert von etwa 90 J kg^{-1} um 2000 UTC verantwortlich, denn zu diesem Zeitpunkt ist die Änderung der Temperatur und Feuchte in 950 hPa noch gering und kann keine ausreichende Erklärung für das beobachtete starke CIN-Wachstum sein (Abb. 5.9b und d). Ihr Beitrag an der Erhöhung der CIN nach etwa 1700 UTC kann aus dem Verlauf in HOM ersehen werden. Dort steigt die CIN aufgrund der leichten Temperaturabnahme in 950 hPa bis 2000 UTC nur auf etwa 50 J kg^{-1} an.

In Gebiet OS2 östlich des feuchten Streifens in BANDF (Abb. 5.6) bleibt die spezifische Feuchte in der Grenzschicht durch verstärkte Horizontaladvektion konstant und nimmt nach 1300 UTC zu, während sie in HOM kontinuierlich abnimmt (Abb. 5.13a und e). Gleichzeitig bewirkt Kaltluftadvektion in der Grenzschicht in BANDF eine geringere Temperaturzunahme (Abb. 5.13a und d). Die höhere Feuchte in BANDF führt, trotz der niedrigeren Temperatur im Verlauf des Nachmittags zu einer höheren äquivalentpotentiellen Temperatur und CAPE (Abb. 5.13b und c). Die Grenzschichthöhen sind in beiden Läufen bis etwa 1730 UTC nahezu gleich. In BANDF ist die Temperatur oberhalb der Grenzschicht wegen Horizontaladvektion, die aus dem starken zonalen Gradienten der Grenzschichthöhen in BANDF resultiert, geringer und die spezifische Feuchte größer als in HOM (Abb. 5.14 und 5.15). Die geringere Stabilität zwischen Grenzschichthöhe und LFC bewirkt zusammen mit der feuchteren Grenzschicht die niedrigere CIN in Gebiet OS2 in BANDF (Abb. 5.13c).

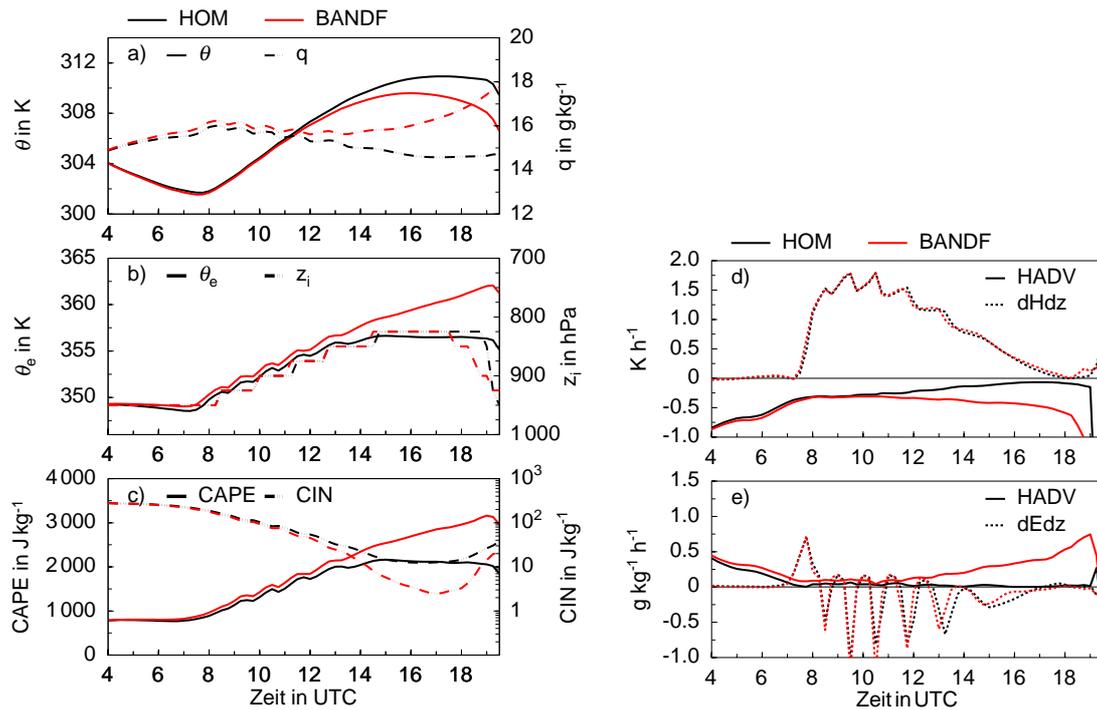


Abb. 5.13: Zeitliche Entwicklung flächengemittelter Größen in Gebiet OS2 in HOM und BANDF. Im einzelnen sind das die potentielle Temperatur und spezifische Feuchte in 950 hPa a), die äquivalentpotentielle Temperatur in 950 hPa und die Grenzschichthöhe b), die CAPE und CIN c) und die flächengemittelte Tendenz der potentiellen Temperatur d) und der spezifischen Feuchte e) in 950 hPa durch Horizontaladvektion und durch die Divergenz des fühlbaren bzw. des latenten Wärmeflusses.

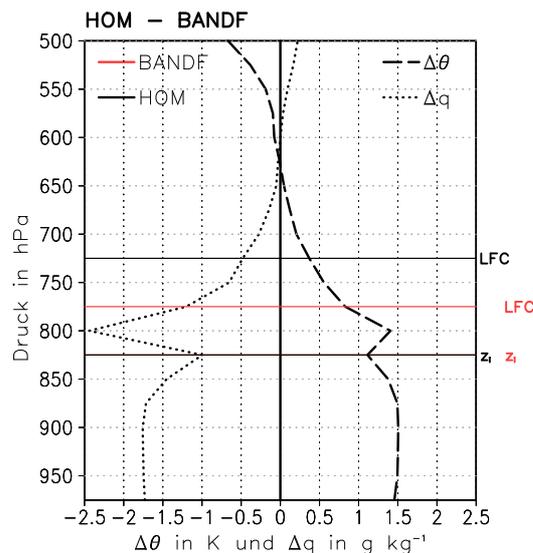


Abb. 5.14: Flächengemittelte Profile der Differenz der potentiellen Temperatur und der spezifischen Feuchte in Gebiet OS2 zwischen HOM und BANDF um 1700 UTC.

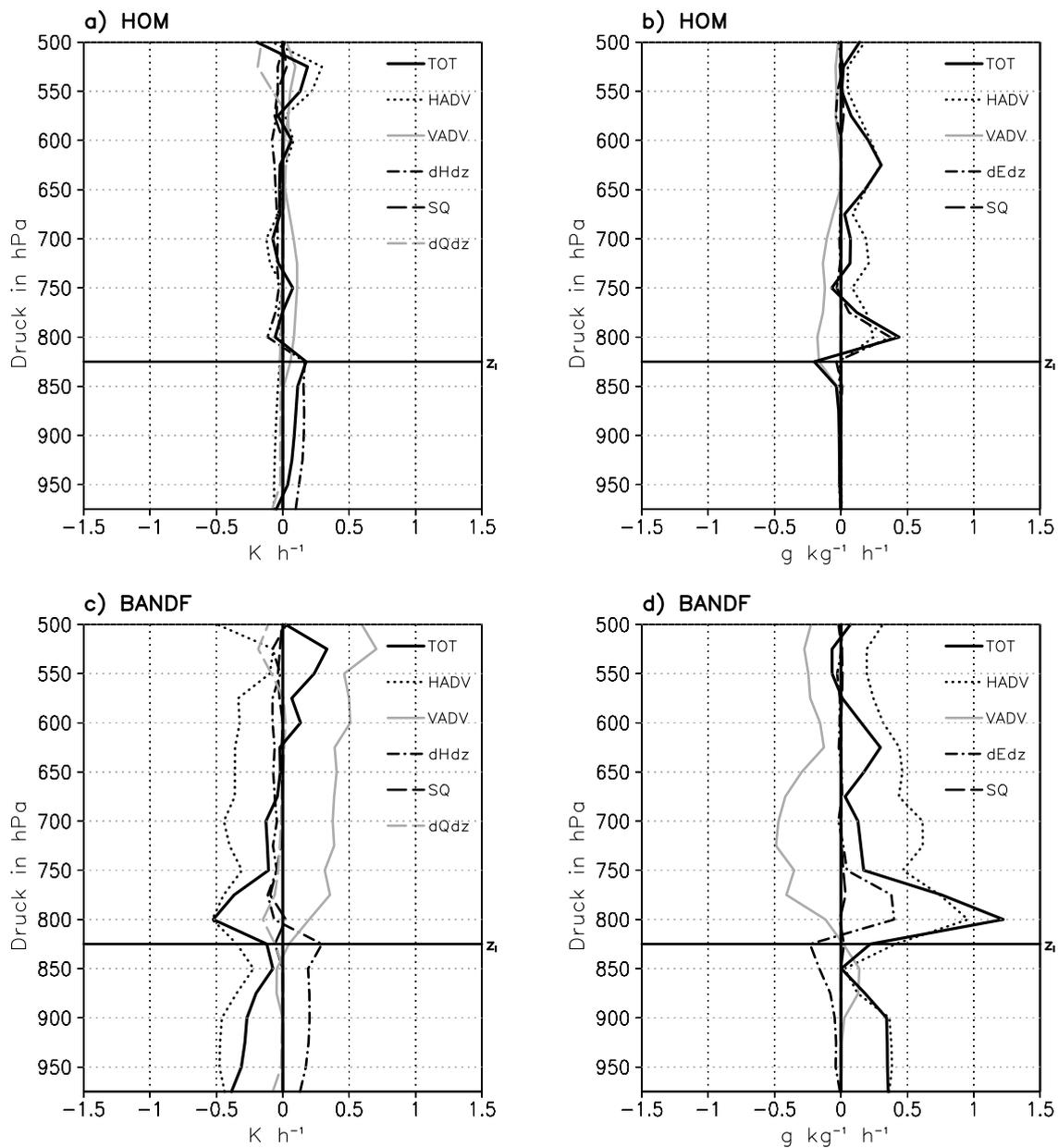


Abb. 5.15: Flächengemittelte Profile der Terme der Budgetgleichung für die potentielle Temperatur a) und c) und die spezifische Feuchte b) und d) um 1700 UTC in Gebiet OS2 in HOM a) und BANDF b).

5.2 Die Modifikation eines MCS

Im vorangegangenen Kapitel werden die konvektionsrelevanten Parameter und Ursachen für ihre Entwicklung über dem Streifen (Gebiet S) und östlich daneben (Gebiet OS1 in BANDT und Gebiet OS2 in BANDF) analysiert (Abb. 5.6). Nun wird untersucht, wie sich die Änderungen, die durch die trockenen und feuchten Streifen entstehen, auf ein MCS auswirken, das sich von Osten nähert.

Um 1945 UTC haben sich die Niederschlagszellen, die etwa 2,5 Stunden vorher zwischen $1,0$ und $2,0^\circ$ E, und $11,0$ und $12,0^\circ$ N ausgelöst worden sind (Abb. 5.2 und 5.3), in HOM, BANDT und BANDF in ein MCS organisiert, das sich ungefähr zwischen $0,0$ und $1,0^\circ$ E befindet (Abb. 5.16). Es sind seine typischen Strukturen zu erkennen (Houze, 2004; Gantner und Kalthoff, 2009). Die bogenförmige konvektive Zone weist in 925 hPa starke Aufwinde mit über $1,2 \text{ m s}^{-1}$ und eine Böenfront mit maximalen Windgeschwindigkeiten von $37,0 \text{ m s}^{-1}$ auf. Die Böenfront ist etwa 15 km breit und erstreckt sich über etwa 90 km Länge von $11,7$ bis $12,8^\circ$ N, wobei sie nördlich von $12,2^\circ$ N stärker ausgeprägt ist. Hinter der Böenfront ist eine ausgedehnte Region mit Absinken erkennbar. Bis zu diesem Zeitpunkt verläuft die Entwicklung des MCS in allen drei Läufen nahezu gleich. Danach werden deutliche Unterschiede in der Entwicklung der Konvektion und des Niederschlags sichtbar. Mit Erreichen des Gebietes OS1 östlich des Streifens in BANDT hört der Niederschlag auf, während er in Gebiet OS2 in BANDF an Intensität gewinnt (Abb. 5.3d und f). Über dem Streifen fängt der Niederschlag in BANDT wieder an und hört in BANDF auf.

Um 1930 UTC nähert sich das MCS Gebiet OS1 und ist in HOM und BANDT unterschiedlichen Bedingungen ausgesetzt, was sowohl CIN und CAPE als auch Grenzschichtprozesse betrifft, wie z.B. Absinken in BANDT als Teil einer thermischen Zirkulation. Schon vor Erreichen des Gebietes OS1 ist der Flüssigwassergehalt in BANDT etwas geringer als in HOM (Abb. 5.17a und b). Ein möglicher Grund dafür ist, dass das MCS sich zu diesem Zeitpunkt in BANDT bereits in einem Bereich mit einer bis zu 20 J kg^{-1} höherer CIN als in HOM befindet (Abb. 5.4d), so dass die konvektiven Aufwinde abgeschwächt werden. Um 2000 UTC erreicht das MCS Gebiet OS1 mit einer um 40 J kg^{-1} höheren CIN und die Bewölkung und die Intensität des Niederschlags nimmt in BANDT in der Folgezeit deutlich ab (Abb. 5.3d und 5.17).

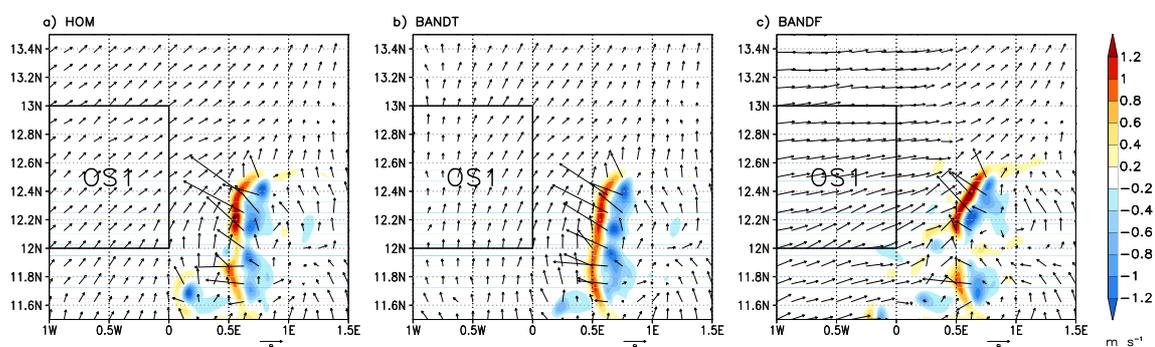


Abb. 5.16: Vertikalwind (farbkodiert) und Horizontalwind in 925 hPa in m s^{-1} (Vektorpfeile) um 1945 UTC in HOM a), BANDT b) und BANDF c).

5 Der Einfluss von Bodenfeuchteinhomogenitäten auf die Entwicklung eines mesoskaligen konvektiven

Systems

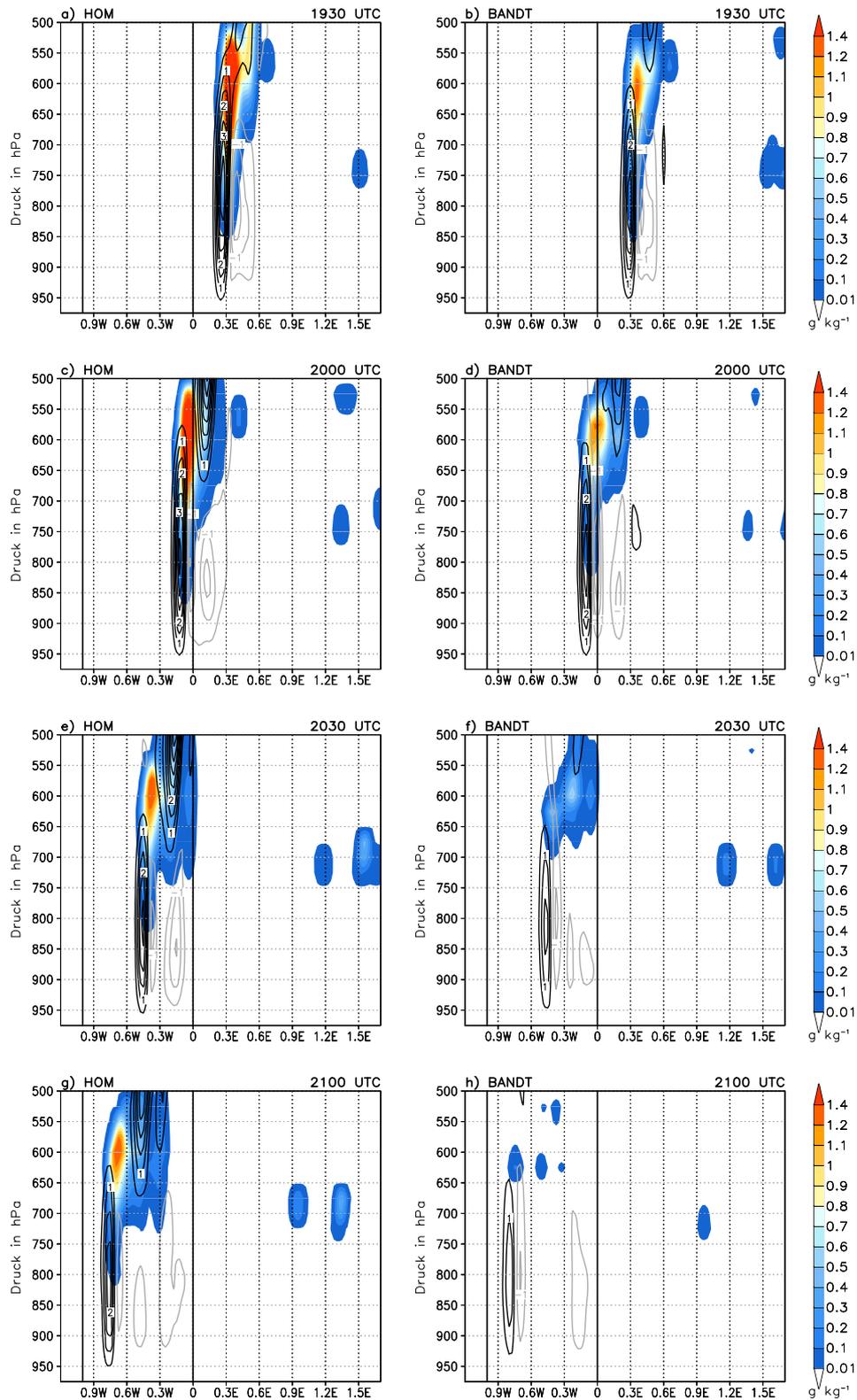


Abb. 5.17: Vertikalschnitt des Flüssigwassergehalts (farbkodiert) und des Vertikalwindes in m s^{-1} (Isolinien Schrittweite $0,5 \text{ m s}^{-1}$ ohne Null) bei $12,5^\circ \text{ N}$ um 1930, 2000, 2030 und 2100 UTC in HOM und BANDT. Die senkrechten Linien markieren den westlichen und östlichen Rand des Gebietes OS1.

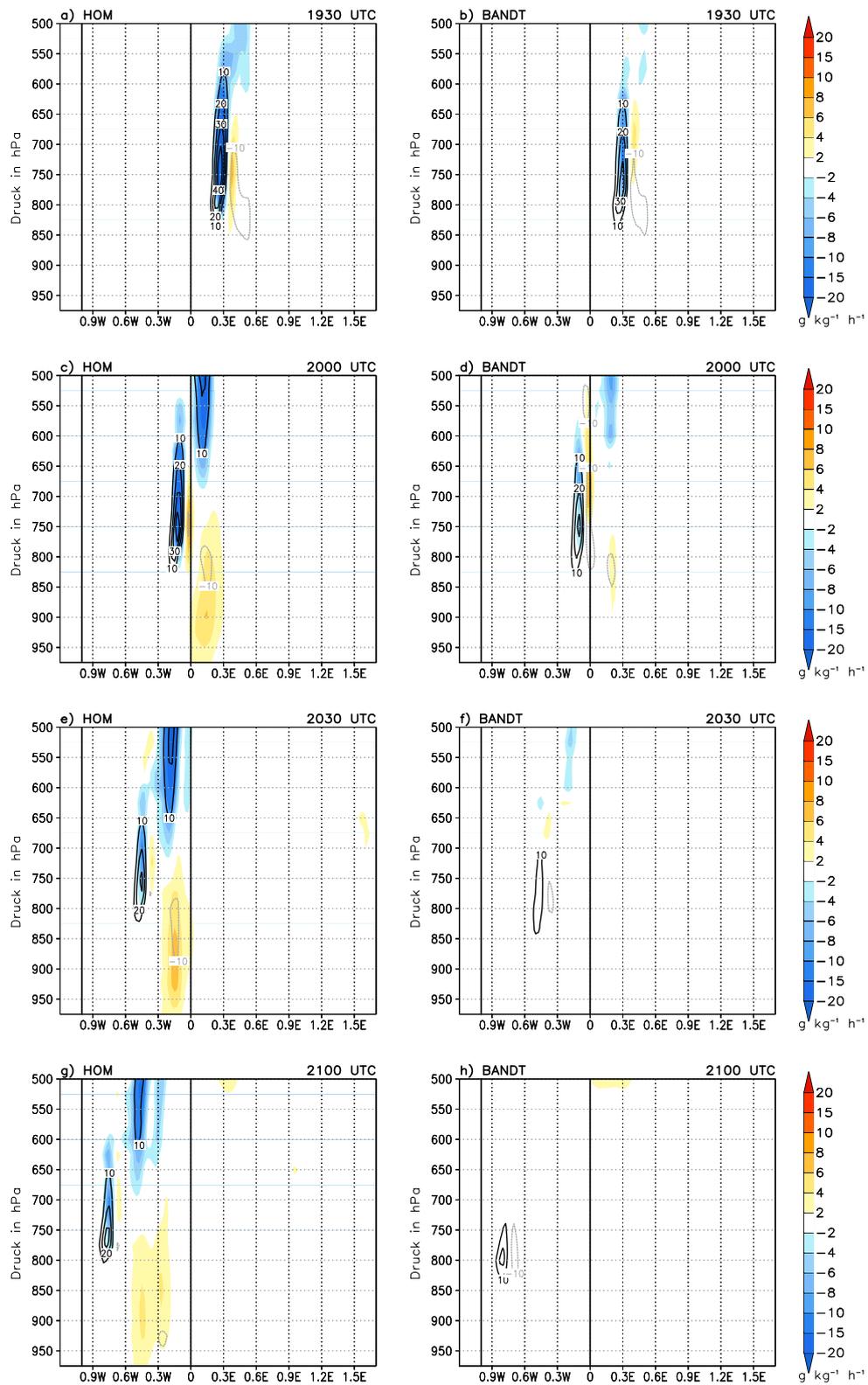


Abb. 5.18: Vertikalschnitt der Änderung der spezifischen Feuchte durch Phasenumwandlung (farbkodiert) und durch Vertikaladvektion in $\text{g kg}^{-1} \text{h}^{-1}$ (Isolinien Schrittweite $10 \text{ g kg}^{-1} \text{h}^{-1}$ ohne Null) bei $12,5^\circ \text{ N}$ um 1930, 2000, 2030 und 2100 UTC in HOM und BANDT. Die senkrechten Linien markieren den westlichen und östlichen Rand des Gebietes OS1.

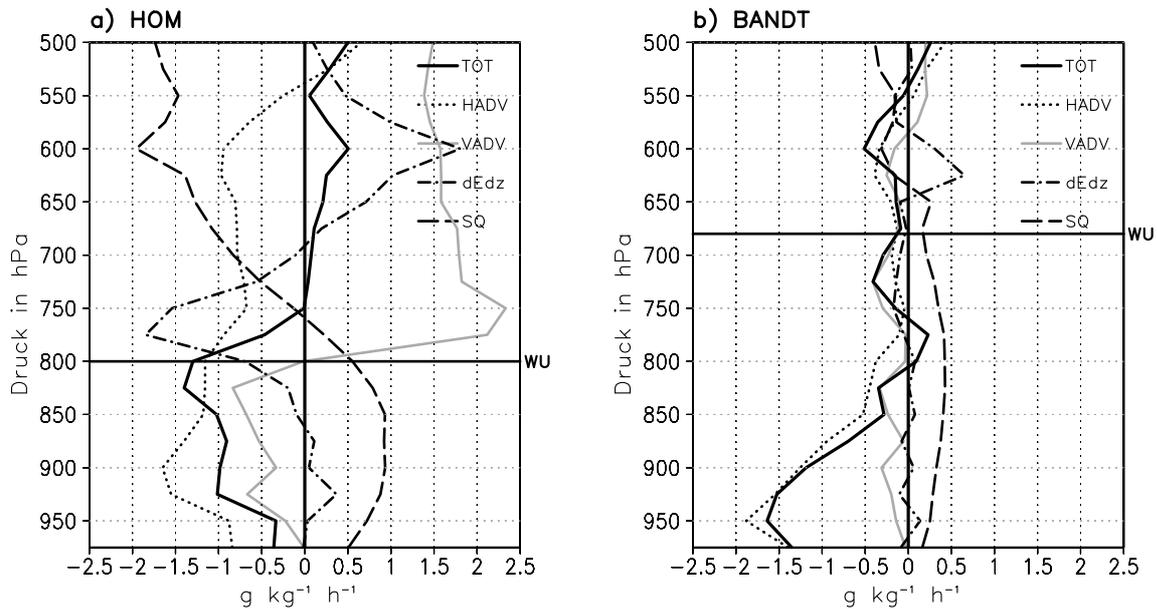


Abb. 5.19: Flächengemittelte Profile der Terme der Budgetgleichung für die spezifische Feuchte um 2100 UTC in Gebiet OS1 in HOM a) und BANDT b).

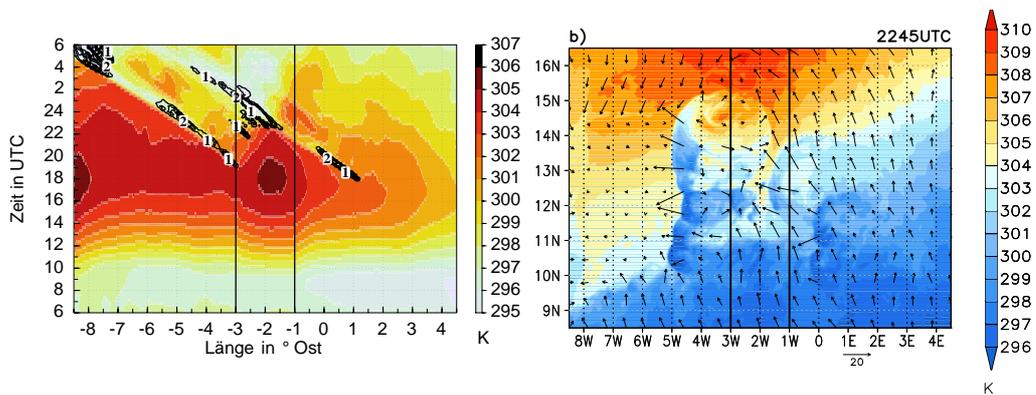


Abb. 5.20: Hovmöller-Plot der Temperatur in 925 hPa (farbkodiert) und des Niederschlags in mm h^{-1} (Isolinien Schrittweite $1,0 \text{ mm h}^{-1}$ ohne Null) gemittelt zwischen $12,0$ und $13,0^\circ \text{ N}$ von 0600 UTC am 11. Juni bis 0600 UTC am 12. Juni a) und Temperatur (farbkodiert) und Horizontalwind in 925 hPa in m s^{-1} (Vektorpfeile) um 2245 UTC b) in BANDT. Die senkrechten Linien markieren den Streifen mit reduzierter Bodenfeuchte.

Dafür gibt es zwei verschiedene Ursachen: Einerseits schwächt die höhere CIN die Aufwinde in BANDT ab (Abb. 5.17) und andererseits führt die geringere Feuchte unterhalb von 650 hPa in BANDT dazu (Abb. 5.10c), dass keine Sättigung eintritt. Der Wasserdampf kondensiert nicht und der Flüssigwassergehalt der Wolken nimmt durch Ausregnen immer mehr ab (Abb. 5.17 und 5.18). Um 2100 UTC ist das Aufsteigen unterhalb von 650 hPa am stärksten und beträgt in BANDT maximal $1,2 \text{ m s}^{-1}$ und in HOM $2,0 \text{ m s}^{-1}$. Die Kombination aus kleinerem vertikalen Feuchtegradient zwischen 800 und 700 hPa und dem schwächeren Aufsteigen in BANDT führt dazu, dass die Vertikaladvektion von Feuchte aus der Grenzschicht um 2100 UTC (maximal $20 \text{ g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$) geringer ist als in HOM (maximal $30 \text{ g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$) (Abb. 5.18e und f). Die Analyse des flächengemittelten Feuchtebudgets für Gebiet OS1 um 2100 UTC (Abb. 5.19) zeigt, dass es nur in HOM zu einer Feuchtezunahme durch Vertikaladvektion innerhalb der Bewölkung kommt. Ein großer Teil der so zugeführten Feuchte kondensiert, zusätzlich bewirkt Horizontaladvektion eine Abnahme der Feuchte, so dass sich insgesamt die Feuchte oberhalb von 750 hPa kaum ändert. In BANDT dagegen nimmt die Feuchte durch Vertikaladvektion leicht ab. Den wesentlichen Beitrag für die Feuchtezufuhr liefert also Vertikaladvektion. Ist diese nicht vorhanden, kommt es nicht zu Kondensation. In BANDT bewirkt das vorangegangene Absinken eine von Anfang an geringere Feuchte oberhalb der Grenzschicht und die höhere CIN unterdrückt den Nachschub von Feuchte durch Vertikaladvektion. Beides zusammen trägt dazu bei, dass keine Sättigung eintritt und die MCS-Bewölkung sich bei Annäherung an den trockenen Streifen auflöst und kein Niederschlag mehr fällt. Der zu dem MCS gehörende Kaltluftkörper, der durch Verdunstung des Niederschlags unterhalb der Wolkenbasis entsteht, bleibt auch nach Aufhören des Niederschlags noch mehrere Stunden erhalten (Abb. 5.20a) und verlagert sich mit der großräumigen Strömung nach Westen. Bei Erreichen des Streifens mit reduzierter Bodenfeuchte nach 2130 UTC regeneriert sich das MCS wieder und es kommt nach 2230 UTC erneut zu Niederschlag. Im Bereich des Streifens ist eine mächtige Residualschicht vorhanden. Dadurch ist die spezifische Feuchte zwischen etwa 700 und 800 hPa über dem trockenen Streifen höher als östlich davon. Dies gewährleistet einen ausreichenden Feuchtenachschub in die Wolke, wodurch wieder Kondensation einsetzt. Gleichzeitig hat sich zwischen etwa $2,0$ und $4,0^\circ$ W ein großes Kaltluftgebiet ausgebreitet (Abb. 5.20), das durch den Niederschlag entstanden ist, der um etwa 1900 UTC im westlichen Teil des Streifens gefallen ist (siehe Kap. 5.3). Der Kaltluftkörper, der sich diametral nach Westen und Osten ausbreitet, ist an diesen beiden Seiten mit Konvergenz verbunden (Abb. 5.20b). Um 2245 UTC haben sich beide Kaltluftgebiete soweit ausgedehnt, dass es dazwischen in einem schmalen Bereich bei etwa $1,5 - 2,0^\circ$ W, $12,0 - 13,0^\circ$ N zu starker Konvergenz kommt. Dadurch wird das herannahende MCS noch verstärkt.

Erreicht das MCS in BANDF Gebiet OS2, nimmt die Niederschlagsintensität zu (Abb. 5.3f). Durch die höhere CAPE steht mehr Konvektionsenergie zur Verfügung und die niedrigere CIN erleichtert die Freisetzung dieser Energie, da Vertikalwinde aus der Grenzschicht das LFC leichter erreichen können (Abb. 5.13c). Durch starke Vertikalwinde in Verbindung mit einer hohen Grenzschichtfeuchte findet ein effektiver vertikaler Feuchtetransport statt. Um 1945 UTC ist dieser in BANDF mit über $60 \text{ g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ um

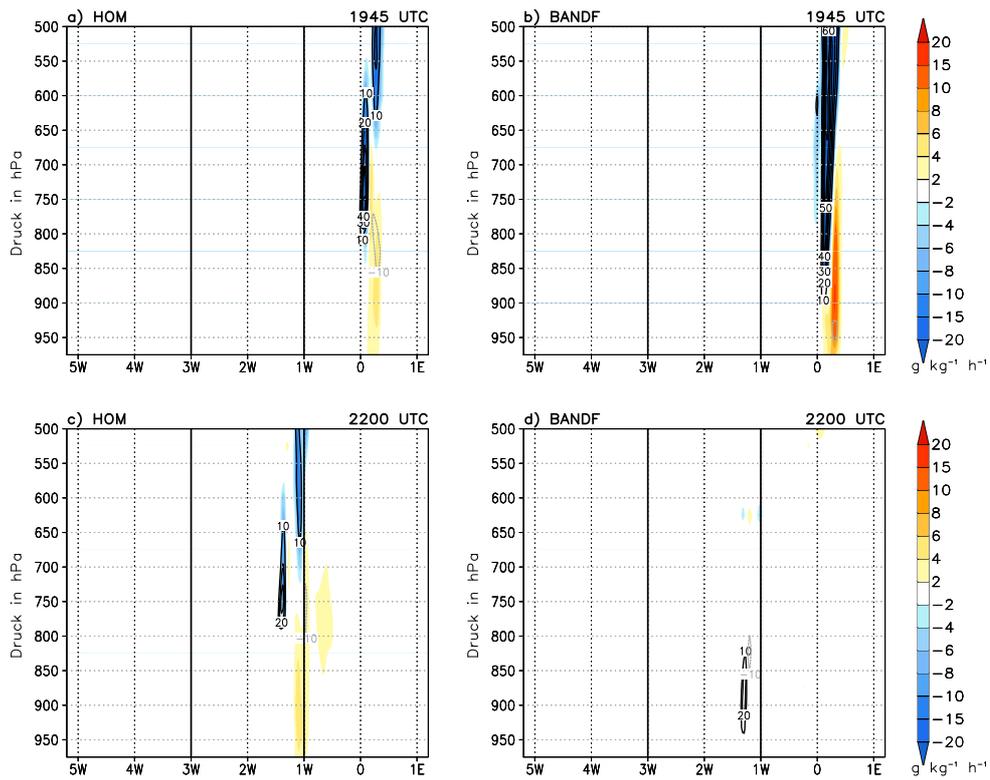


Abb. 5.21: Vertikalschnitt der Änderung der spezifischen Feuchte durch Phasenumwandlung (farbkodiert) und durch Vertikaladvektion in $\text{g kg}^{-1} \text{h}^{-1}$ (Isolinien Schrittweite $10 \text{ g kg}^{-1} \text{h}^{-1}$ ohne Null) bei $12,5^\circ \text{N}$ um 1945 und 2200 UTC in HOM und BANDF. Die senkrechten Linien markieren den westlichen und östlichen Rand des Streifens mit erhöhter Bodenfeuchte.

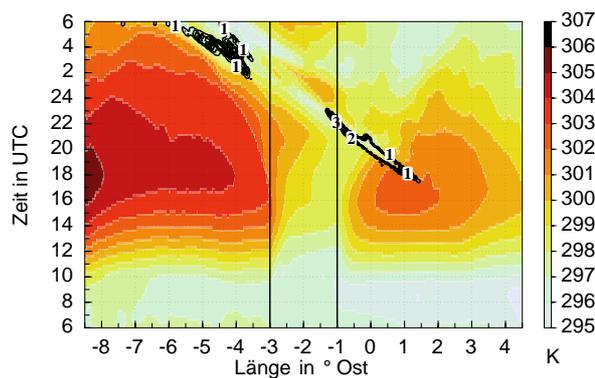


Abb. 5.22: Hovmöller-Plot der Temperatur in 925 hPa (farbkodiert) und des Niederschlags in mm h^{-1} (Isolinien Schrittweite $1,0 \text{ mm h}^{-1}$ ohne Null) gemittelt zwischen $12,0$ und $13,0^\circ \text{N}$ von 0600 UTC am 11. Juni bis 0600 UTC am 12. Juni in BANDF. Die senkrechten Linien markieren den Streifen mit erhöhter Bodenfeuchte.

mehr als $20 \text{ g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ größer und über eine größere Höhe ausgedehnt als in HOM (Abb. 5.21a und b). Gleichzeitig ist der Betrag der Feuchteabnahme durch Verdunstung in BANDF um etwa $20 \text{ g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ größer als in HOM, was bedeutet, dass der Flüssigwassergehalt der Bewölkung in BANDF stärker zunimmt.

Gegen 2100 UTC, wenn das MCS Gebiet S im feuchten Streifen erreicht, ist dieses in BANDF durch eine hohe CIN, eine sehr hohe CAPE (Abb. 5.7d) und eine sehr niedrige spezifische Feuchte zwischen 700 und 900 hPa charakterisiert. Bis 2200 UTC lässt die Vertikaladvektion von Feuchte und die Kondensation in der Wolke in BANDF deutlich nach (Abb. 5.21). Der Grund dafür sind die niedrige Feuchte unterhalb von etwa 700 hPa, was einen sehr geringen vertikalen Feuchtegradienten zwischen 700 und 850 hPa verursacht, und die hohe CIN, die das Aufsteigen unterdrückt und verhindert, dass das LFC erreicht wird. Die hohe CAPE kann nicht freigesetzt werden. Der zu dem MCS gehörende Kaltluftkörper bleibt aber bestehen und verlagert sich weiter nach Westen (Abb. 5.22). Westlich des Streifens erfährt das MCS eine Reintensivierung und es fällt wieder Niederschlag.

Zusätzliche Rechnungen mit einer geringeren Erhöhung der Bodenfeuchte in dem $2,0^\circ$ breiten Streifen haben gezeigt, dass sich der Grad der Bodenfeuchteerhöhung im Streifen auch auf den Grad der Niederschlagsmodifizierung auswirkt. Eine Erhöhung der Bodenfeuchte um 35 % auf 16,7 Vol.-% führt ebenfalls zur Ausbildung einer thermischen Zirkulation, die qualitativ die gleichen Auswirkungen auf die Änderung von CIN und CAPE hat, wie die Erhöhung der Bodenfeuchte auf Feldkapazität. Die Änderungen der CIN, CAPE und Niederschlagsintensität sind jedoch geringer.

5.3 Die Auslösung von Niederschlagszellen durch Bodenfeuchteinhomogenitäten

Im westlichen Teil des trockenen Streifens in BANDT entstehen zusätzliche Niederschlagszellen, die in HOM und BANDF nicht auftreten (Abb. 5.3a, c und e). Um zu untersuchen, warum der Niederschlag nur in diesem Modelllauf auftritt, werden zuerst Modifikationen des Windfeldes durch Änderungen der Bodenfeuchte erläutert, die vermutlich für die Auslösung verantwortlich sind. Danach wird versucht, anhand der Analyse der präkonvektiven Bedingungen und Auslösemechanismen im westlichen Teil des Streifens in Gebiet S1 und im östlichen Teil des Streifens in Gebiet S2 zu zeigen, warum der Niederschlag in Gebiet S1 in BANDT fällt.

Die Monsunschicht mit ihrer westlichen Windkomponente reicht in HOM zwischen 3,0 und 1,0° W (Gebiet S) bis etwa 825 hPa, was der Grenzschichthöhe um 1500 UTC entspricht (Abb. 5.5a und 5.23a). Mit dem Anwachsen der Grenzschicht im Tagesverlauf nimmt der flächengemittelte Westwind in der Grenzschicht ab, d.h. die zeitliche Änderung der x-Komponente des Horizontalwindes \bar{u} ist negativ (Abb. 5.23a und b). In der Schicht, in die die Grenzschicht hineinwächst, kommt es zu einer Zunahme des Westwindes bzw. Abnahme des Ostwindes, so dass ein in der Grenzschicht höhenkonstanter Westwind herrscht. Zwischen etwa 800 und 825 hPa dreht der Wind bis 1500 UTC in HOM von Ost auf West. Das beschriebene Verhalten lässt sich mit dem morgendlichen Anwachsen der Grenzschicht in den Bereich des nächtlichen Strahlstroms vergleichen: die über Nacht entstandene, bodennahe, stabile Schicht wird im Laufe des Vormittags abgebaut und die gut durchmischte Schicht erreicht die Höhe des nächtlichen Strahlstroms. Die hohen Windgeschwindigkeiten lassen dann durch vertikalen Austausch von Impuls im Bereich des nächtlichen Strahlstroms nach und nehmen im Bereich der anwachsenden Grenzschicht zu (Kohler et al., 2009). Wegen des stärkeren Grenzschichtwachstums über dem trockenen Streifen in BANDT bis in den AEJ (Abb. 5.7c) nimmt der Westwind in der Grenzschicht stärker ab und der Ostwind ist um 1500 UTC in etwa 800 hPa, d.h. in der Höhe, in der die Grenzschicht in Gebiet S in BANDT höher ist als in HOM, um mehr als 3 m s^{-1} schwächer (Abb. 5.23c und d). Die Grenzschicht in Gebiet S in BANDF wächst nicht in den Ostwindbereich hinein und die Änderungen von \bar{u} sind geringer als in HOM und BANDT (Abb. 5.23e und f). Der Westwind nimmt vor allem in der oberen Hälfte der Grenzschicht weniger stark ab und um 1500 UTC ist der Ostwind zwischen 875 und 775 hPa über 4 m s^{-1} stärker als in HOM. Es zeigt sich also, dass die Stärke der Änderung des West- bzw. Ostwindes davon abhängt, wie weit die Grenzschicht in den Bereich des AEJ hineinwächst. Anhand der konzeptionellen Überlegungen in Kapitel 2.3 kann die zeitliche Abnahme von \bar{u} im Bereich der Grenzschicht mit Westwind und die Zunahme von \bar{u} im Bereich mit Ostwind durch die vertikale Divergenz des turbulenten Impulsflusses erklärt werden. Die Abnahme des Westwindes in der Grenzschicht in BANDF ist nicht durch turbulenten Impulstransport erklärbar, da die Grenzschicht nicht bis in den AEJ hinein anwächst. Die Abnahme von \bar{u} über dem feuchten Streifen wird hier wahrscheinlich durch Horizontaladvektion ($\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} \sim -\bar{u} \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} < 0$) verursacht, da der Westwind als Folge der thermischen Zirkulation östlich des Streifens stärker ist als westlich davon (Abb. 5.5f).

Die Änderungen des Ostwindes durch die unterschiedlich hohen Grenzschichten in BANDT und BANDF

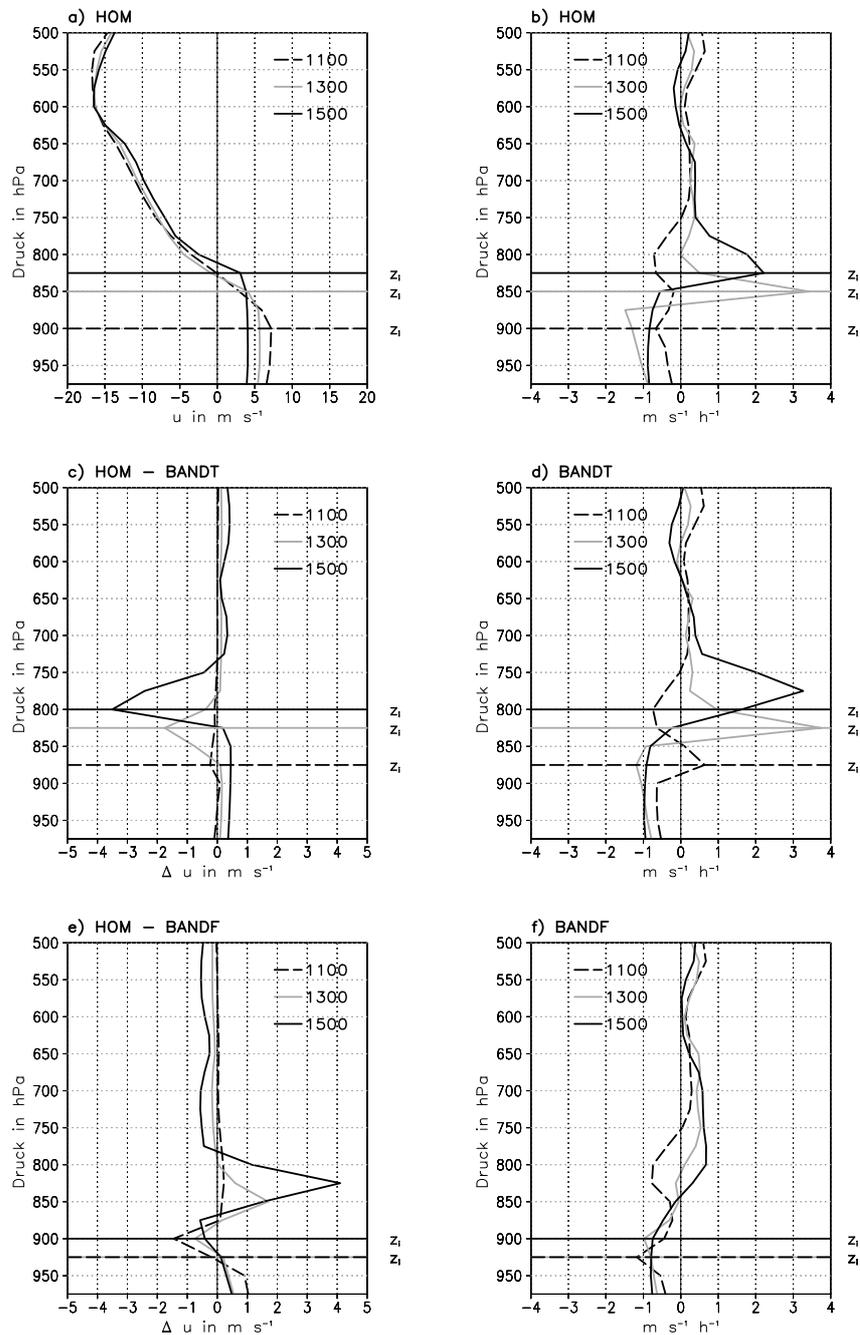


Abb. 5.23: Flächengemittelte Profile der x-Komponente des Horizontalwindes in HOM a), der Differenz der x-Komponente zwischen HOM und BANDT c) und HOM und BANDF e) und der zeitliche Änderung der x-Komponente b), d) und f) um 1100, 1300 und 1500 UTC in HOM, BANDT und BANDF. Die Mittelung erfolgt zwischen 3,0 und 1,0° W und 13,0 und 14,0° N.

sind auch an den Differenzwindpfeilen in 800 hPa bzw. 825 hPa für BANDT - HOM bzw. BANDF - HOM in Abbildung 5.5c und e zu erkennen; in BANDT ist der Ostwind schwächer und in BANDF stärker. Die Modifikation der Grenzschichthöhe und des Horizontalwindes in BANDT bzw. BANDF entsprechen dem in Abbildung 2.6b bzw. 2.7b dargestellten Schema. Durch das räumlich unterschiedlich starke Grenzschichtwachstum in den Bereich des AEJ entstehen Modifikationen des Horizontalwindes, die sich mit den über den Streifen entstehenden thermischen Zirkulationen überlagern. Der resultierende Horizontalwind (Abb. 5.5d und f) gleicht qualitativ dem in Abbildung 2.6c und 2.7c dargestellten. Das erklärt, warum direkt westlich der höheren Grenzschicht die stärkste Divergenz an der Grenzschichtoberseite und die stärkste Konvergenz in der Grenzschicht auftritt (Abb. 5.5d und f). Das führt zu stärkerem Aufsteigen in der Grenzschicht direkt westlich der höheren Grenzschicht. Die Auslösung von Konvektion ist deshalb in diesem Bereich wahrscheinlicher als direkt unter der höheren Grenzschicht, wo Konvergenz und Divergenz etwas schwächer sind. Die oben gemachten Ausführungen können eine Erklärung für die Auslösung der Niederschlagszellen im westlichen Teil des Streifens in Gebiet S1 sein (Abb. 5.3c). Damit hochreichende Konvektion entstehen kann, müssen aber auch die konvektionsrelevanten Parameter, wie CIN und CAPE, günstig sein. Als nächstes wird deshalb die Entwicklung dieser Parameter in Gebiet S1 mit der in S2 in BANDT verglichen und die Gebiete bezüglich des oben beschriebenen Auslösemechanismus untersucht.

Nachts führt horizontale Temperatur- und Feuchteadvektion durch die Monsunströmung in Gebiet S1 und S2 zu einer Temperaturabnahme und einer Feuchtezunahme (Abb. 5.24a, d und e). Die äquivalentpotentielle Temperatur und die CAPE sind deshalb nachts zeitlich nahezu konstant (Abb. 5.24b und c). Nach Sonnenaufgang dominiert der Beitrag durch die Divergenz des fühlbaren und latenten Wärmeflusses die zeitliche Entwicklung der Temperatur und Feuchte, was zu einer Temperaturzunahme und Feuchteabnahme führt. Die starke Feuchteabnahme von mehr als $-0,5 \text{ g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ist auf das Einmischen von trockener Luft aus der SAL in die Grenzschicht zu erklären. Trotz der Feuchteabnahme nehmen aufgrund der starken Temperaturzunahme die äquivalentpotentielle Temperatur und die CAPE insgesamt zu. Die Advektion von feuchter und kalter Luft hält jedoch auch tagsüber an, wobei sich wahrscheinlich die Beiträge durch den Monsun und den der thermischen Zirkulation überlagern. Dadurch ist die Feuchteadvektion im westlichen Teil des Streifens in Gebiet S1 über die gesamten Tagesstunden etwas höher als im östlichen Teil, da westlich des Streifens aufgrund der höheren Verdunstung die Feuchte höher ist. Die höhere Feuchte in S1 lässt sich über den gesamten Bereich der Grenzschicht beobachten (Abb. 5.25a) und hat eine höhere äquivalentpotentielle Temperatur zur Folge. Konsequenterweise liegt dadurch die CAPE in Gebiet S1 höher als in S2. Zur Analyse der Entwicklung der CIN werden erneut die Bedingungen in und oberhalb der Grenzschicht herangezogen. Vor 1700 UTC ist die CIN in Gebiet S1 höher als in S2. Der Grund dafür ist die niedrigere Temperatur in der Grenzschicht, die höhere Temperatur oberhalb der Grenzschicht und die flachere Grenzschicht in Gebiet S1. Die höhere Temperatur oberhalb von 700 hPa in Gebiet S1 kommt durch die großräumige Temperaturverteilung zustande und ist in HOM ebenfalls vorhanden (Abb. 5.25a). Die höhere Temperatur zwischen der Grenzschichtobergrenze und 700 hPa in

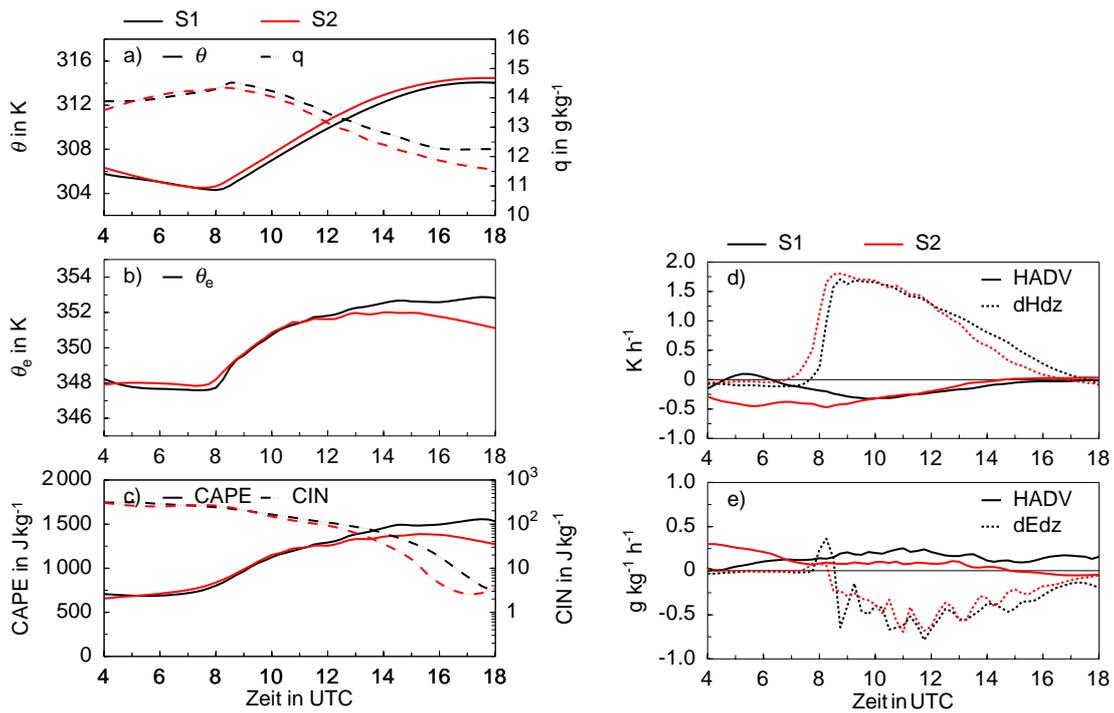


Abb. 5.24: Zeitliche Entwicklung flächengemittelter Größen in Gebiet S1 und S2 in BANDT. Im Einzelnen sind das die potentielle Temperatur und spezifische Feuchte in 950 hPa a), die äquivalentpotentielle Temperatur in 950 hPa b), die CAPE und CIN c) und die flächengemittelte Tendenz der potentiellen Temperatur d) und der spezifischen Feuchte e) in 950 hPa durch Horizontaladvektion und durch die Divergenz des fühlbaren bzw. des latenten Wärmeflusses.

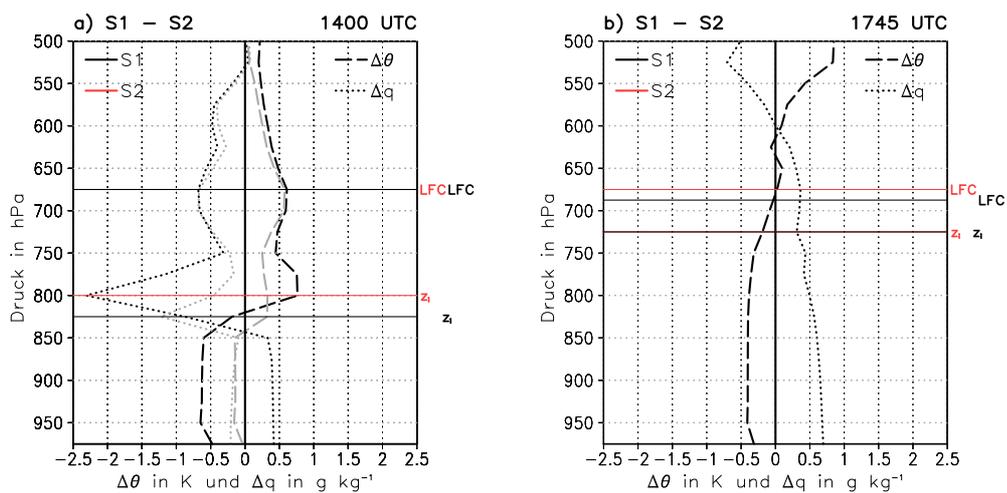


Abb. 5.25: Flächengemittelte Profile der Differenz der potentiellen Temperatur und der spezifischen Feuchte zwischen Gebiet S1 und S2 um 1400 a) und 1745 UTC b) in BANDT. In a) sind zusätzlich die flächengemittelte Profile der Differenzen zwischen Gebiet S1 und S2 in HOM eingezeichnet (grau).

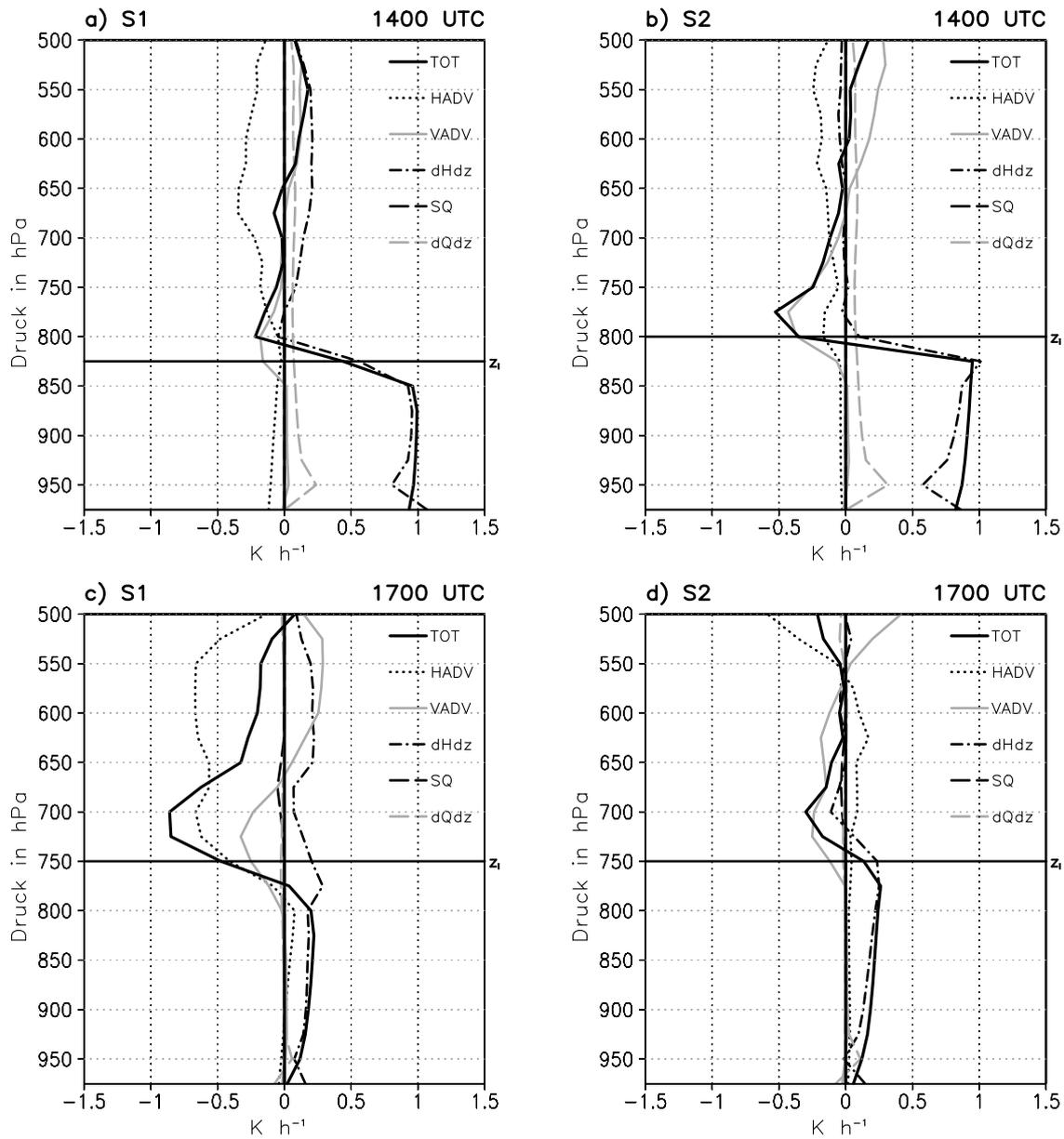


Abb. 5.26: Flächengemittelte Profile der Terme der Budgetgleichung für die potentielle Temperatur um 1400 a) und b) und 1700 UTC c) und d) in Gebiet S1 und S2 in BANDT.

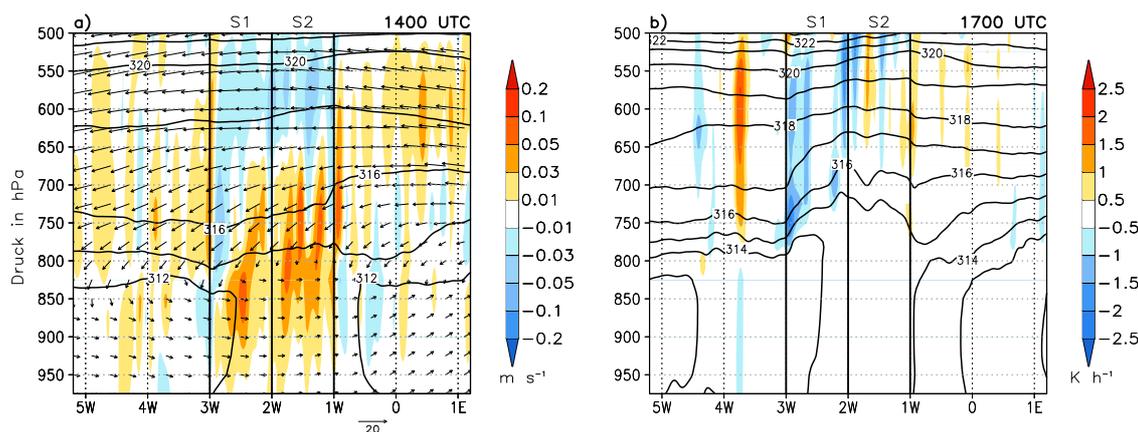


Abb. 5.27: Vertikalschnitt der potentiellen Temperatur in K (Isolinien) und des Vertikalwindes (farbkodiert) um 1400 UTC a) und der potentiellen Temperatur in K (Isolinien) und der Temperaturtendenz durch Horizontaladvektion (farbkodiert) um 1700 UTC b) gemittelt zwischen 13,0 und 14,0° N in BANDT. Die senkrechten Linien markieren die westlichen und östlichen Ränder der Gebiete S1 und S2.

Gebiet S1 entsteht auch durch eine unterschiedlich starke Vertikaladvektion. In Gebiet S2 ist die Abnahme der Temperatur durch Vertikaladvektion um 1400 UTC größer als in S1, da das Aufsteigen stärker ist (Abb. 5.26a, b und 5.27a). Die Grenzschichtinversion ist in Gebiet S1 wegen der niedrigeren Temperatur in und der höheren Temperatur oberhalb der Grenzschicht stärker ausgeprägt. Das führt wahrscheinlich zusammen mit dem schwächeren Aufsteigen zu einem geringeren Grenzschichtwachstum und einer flacheren Grenzschicht in S1 bis etwa 1700 UTC. Um 1730 UTC ist die CIN in Gebiet S1 ungefähr so hoch wie in S2 (Abb. 5.24c). Das liegt vor allem daran, dass dann die Grenzschichthöhen etwa gleich groß sind und die Temperatur oberhalb der Grenzschicht in Gebiet S1 stark abgenommen hat und zwischen Grenzschichtobergrenze und LFC etwa genauso hoch ist wie in Gebiet S2 (Abb. 5.25b). Um 1700 UTC ist das Aufsteigen an der Grenzschichtoberseite in Gebiet S1 lokal stärker als in S2 (Abb. 5.28d). Das führt zusammen mit einer größeren Konvergenz des fühlbaren Wärmeflusses zu einem stärkeren Anwachsen der Grenzschicht in Gebiet S1. Ab etwa 1700 UTC nimmt die Temperatur oberhalb der Grenzschicht vor allem durch Horizontaladvektion in Gebiet S1 deutlich stärker ab als in S2 (Abb. 5.26c und d). Das liegt an der um 1700 UTC bis zu 75 hPa höheren Grenzschicht über dem Streifen in Bezug auf die Gebiete direkt westlich und östlich davon (Abb. 5.27b). Zusammengefasst sind die Bedingungen für hochreichende Konvektion vor 1700 UTC in Gebiet S2 wegen einer niedrigeren CIN günstiger. Nach 1700 UTC sind sie in beiden Gebieten etwa gleich gut. Somit bleibt die Frage zu klären, warum nur in Gebiet S1 nach 1700 UTC hochreichende Konvektion entsteht.

Im Übergangsbereich von der hohen Grenzschicht über dem trockenen Streifen zur niedrigen Grenzschicht westlich davon sind ab etwa 1600 UTC Divergenzen im Horizontalwind zu beobachten, die sich in den nächsten zwei Stunden deutlich verstärken (Abb. 5.28). Zu jedem Divergenzgebiet in der Höhe gehört aus Kontinuitätsgründen ein Konvergenzgebiet im unteren Bereich der Grenzschicht, was mit Aufsteigen verbunden ist. Die Grenzschicht wächst bis 1800 UTC, aus oben erläuterten Gründen, ins-

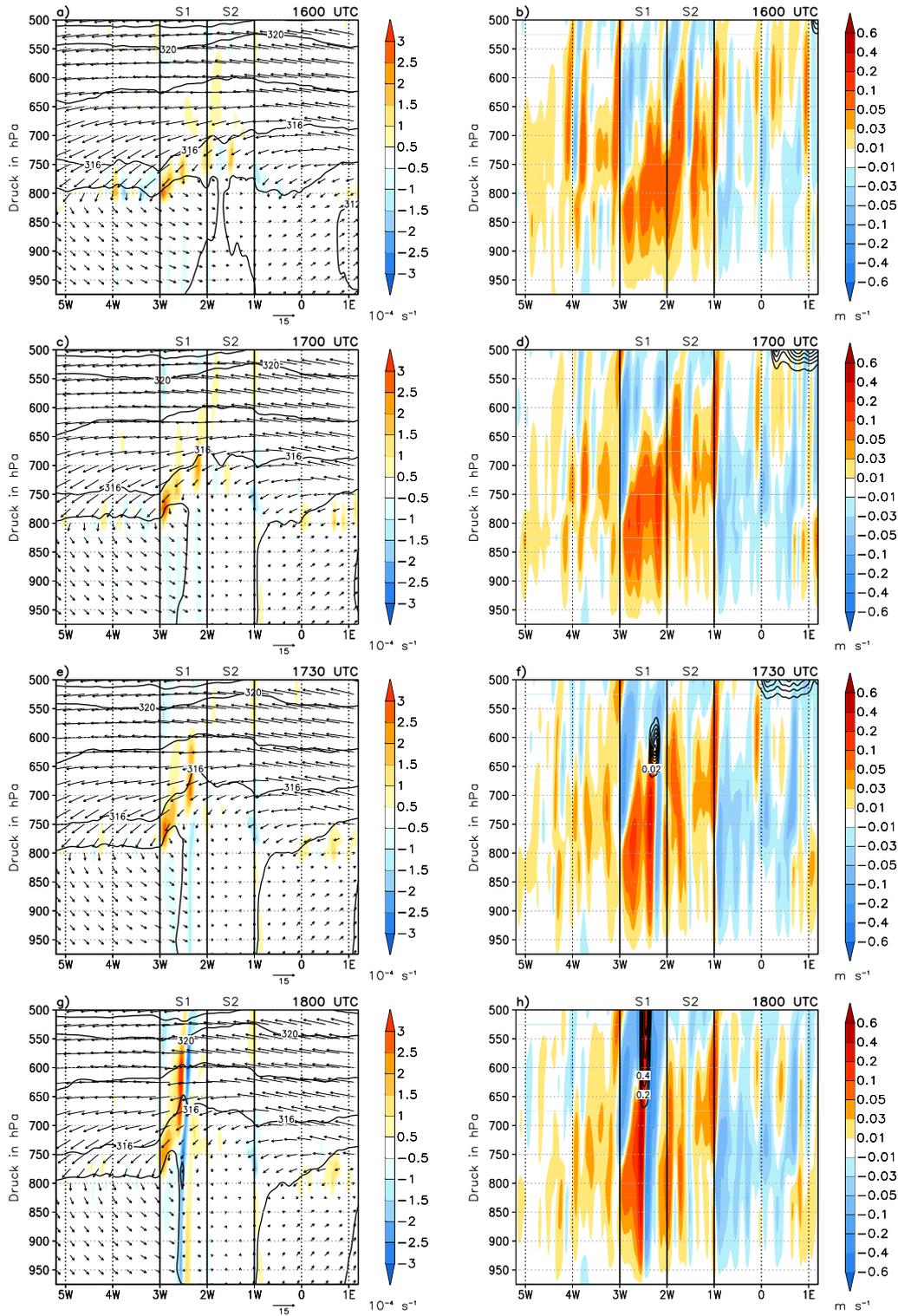


Abb. 5.28: Vertikalschnitt der potentiellen Temperatur in K (Isolinien), des Horizontalwindes in m s^{-1} (Vektorpfeile) und der Divergenz des Horizontalwindes (farbkodiert a), c), e) und g) und des Vertikalwindes (farbkodiert) und des Flüssigwassergehalts in g kg^{-1} (Isolinien Schrittweite $0,01 \text{ g kg}^{-1}$ bei c), d) und f) bzw. $0,1$ bei g) ohne Null b), d), f) und h) um 1600, 1700, 1730 und 1800 UTC gemittelt zwischen $13,0$ und $14,0^\circ \text{ N}$ in BANDT. Die senkrechten Linien markieren die westlichen und östlichen Ränder der Gebiete S1 und S2.

besondere in S1 an und mit ihr verlagern sich die maximalen Divergenz- und Konvergenzgebiete nach Westen. Um 1600 UTC können die Vertikalwinde die stabile Schichtung oberhalb der Grenzschicht nicht überwinden und das LCL nicht erreichen (Abb. 5.28a und b). Nach 1600 UTC wächst die Grenzschicht bis in Höhen mit einem starken Ostwind, was zu einer weiteren Verstärkung der Divergenz und Konvergenz führt. Nach 1700 UTC verstärkt sich die Konvergenz in Bodennähe so stark, dass bei etwa 2,2° W zwischen 875 und 700 hPa starke Vertikalwinde auftreten, die das LCL bei etwa 700 hPa erreichen (Abb. 5.28c und d). Es tritt erste Bewölkung auf. Bis 1800 UTC verlagert sich die Bewölkung mit dem AEJ nach Westen und wird hochreichend (Abb. 5.28e, f, g und h). Der erste Niederschlag fällt um 1845 UTC bei etwa 2,8° W.

6 Zusammenfassung

Um die Vorhersage von konvektivem Niederschlag in Westafrika zu verbessern, ist eine gute Kenntnis der Prozesse, die zur Auslösung und Entwicklung von Niederschlagszellen beitragen, notwendig. Dabei spielen vor allem Rückkopplungen zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag und das Westafrikanische Monsunsystem eine Rolle. Das fehlende Prozessverständnis schließt sowohl Beobachtungen als auch Modellsimulationen ein. In dieser Arbeit werden Rechnungen mit dem COSMO-Modell des Deutschen Wetterdienstes zu einem konvektiven Ereignis aus dem AMMA-Messzeitraum durchgeführt. Während der Anfangsphase des Monsuns am 11. Juni 2006 entwickelte sich über Westafrika ein MCS. Vom Modell wird an diesem Tag ebenfalls ein MCS simuliert. Um die Simulationsergebnisse für eine erweiterte Prozessanalyse nutzen zu können, wird ein erweiterter Modellcode verwendet, so dass die einzelnen Terme, die zur lokalzeitlichen Temperatur- und Feuchteänderung beitragen, Ausgabegrößen des Modells sind.

Das Ziel der Arbeit ist es zu untersuchen, warum und unter welchen Voraussetzungen in den COSMO-Simulationen konvektive Bewölkung entsteht, unter welchen Bedingungen sie sich zu einem MCS entwickelt und unter welchen Umständen sie sich auflöst. Es werden dazu mehrere Modellläufe mit verschiedenen Einstellungen der Bodenfeuchte und Bodenart durchgeführt: die original ECMWF-Bodenfeuchte-daten kombiniert mit der COSMO-Bodenartverteilung (MOI-Lauf, kurz MOI), eine um 35 % reduzierte ECMWF-Bodenfeuchte und COSMO-Bodenartverteilung (CTRL-Lauf, kurz CTRL) und eine homogene Bodenfeuchte- und Bodenartverteilung (HOM-Lauf, kurz HOM). In HOM wird die Landoberfläche somit nur noch durch Orographie und unterschiedliche Vegetation charakterisiert. Zuletzt werden zwei Modellläufe durchgeführt, bei denen die Bodenfeuchte- und Bodenartverteilung wie in HOM ist, aber zusätzlich westlich des Entstehungsgebietes des MCS ein von Norden nach Süden orientierter, 2° breiter Streifen mit einer reduzierten (BANDT-Lauf, kurz BANDT) bzw. erhöhten Bodenfeuchte (BANDF-Lauf, kurz BANDF) eingefügt ist.

In allen Simulationen werden am späten Nachmittag in etwa dem gleichen Gebiet Niederschlagszellen ausgelöst. Dieses Gebiet ist in allen Läufen in Bezug auf die großräumigen Bedingungen durch eine moderate CAPE und eine niedrige CIN charakterisiert. In CTRL, HOM und MOI bestehen aufgrund von Landoberflächeninhomogenitäten räumliche Unterschiede in der Höhe des fühlbaren Wärmeflusses und damit in der bodennahen Temperatur und der Grenzschichthöhe. In den Gebieten mit der höchsten Temperatur und Grenzschicht wird die CIN abgebaut und es entwickelt sich am frühen Nachmittag flache Bewölkung. Durch die räumlich unterschiedliche, bewölkungsbedingte Abschattung einzelner Gebiete entstehen neue Temperaturgegensätze, die zum Aufbau thermischer Zirkulationen und starkem Aufstei-

gen im Randbereich der Bewölkung führen. Daraus resultiert ein Anwachsen der flachen Bewölkung an den Wolkenrändern. Sobald die Konvektionszellen bis in den Bereich des AEJ reichen, verlagern sie sich nach Westen. Ob sich daraus hochreichende Konvektion entwickelt, hängt von den Bedingungen in den Gebieten ab, in die die konvektiven Zellen transportiert werden. Hohe CIN-Werte unterdrücken die Vertikalwinde und verringern dadurch einen Feuchtenachschub aus der Grenzschicht in die Bewölkung, was zur Auflösung der hochreichenden Konvektion führen kann. Dies ist in MOI der Fall: Hier ist ein Gebiet mit hohen CIN-Werten entstanden, verursacht durch Absinken im Bereich der Grenzschichtoberseite. Das Absinken ist eine Folge thermischer Zirkulationen, die aus der räumlich unterschiedlichen Abschattung einzelner Gebiete resultieren. In CTRL und HOM zieht die hochreichende Konvektion in Gebiete, in denen die CIN null und die äquivalentpotentielle Temperatur in der Grenzschicht hoch ist, was zur Folge hat, dass die Zellen sich weiter intensivieren und Niederschlag fällt.

Die weitere Entwicklung der Niederschlagszellen verläuft in CTRL, HOM und MOI unterschiedlich: nur in CTRL und HOM schließen sich die Zellen zu einem MCS zusammen. In MOI entwickelt sich aus oben genannten Gründen kein MCS und es fällt kein nennenswerter Niederschlag. In CTRL lässt der zu dem MCS gehörende Niederschlag etwa vier Stunden nach Auslösung in einem etwa 2° breiten Streifen nach, während aus dem MCS in HOM durchgehend Niederschlag fällt. Als Ursache für die starken Unterschiede in den Niederschlagsfeldern in CTRL und HOM werden Bodenfeuchteinhomogenitäten vermutet. Das Niederschlagsfeld in BANDF zeigt nämlich eine qualitativ ähnliche Verteilung wie das in CTRL. Deshalb wird eine systematische Untersuchung der präkonvektiven Bedingungen und ihr Einfluss auf die Modifikation eines herannahenden MCS für BANDT und BANDF durchgeführt. Dabei zeigt sich, dass die unterschiedlichen Bodenfeuchten in dem 2° breiten Streifen zu einer Änderung der CIN und CAPE über und neben dem Streifen führen. Ein trockener Streifen reduziert die CIN und CAPE über dem Streifen und erhöht die CIN etwa 1° westlich und östlich davon. Eine Erhöhung der Bodenfeuchte führt dagegen zu einer Erhöhung der CIN und CAPE über dem Streifen und zu einer CIN-Erniedrigung und CAPE-Erhöhung etwa 2° westlich und östlich davon. Für die unterschiedlichen Entwicklungen der CIN und CAPE sind die Temperatur und Feuchte in der Grenzschicht, die Grenzschichthöhe und die Temperatur oberhalb der Grenzschicht verantwortlich. Die unterschiedlichen Bodenfeuchten führen zu Unterschieden in der Energiebilanz am Erdboden, wodurch es zu horizontalen Temperatur- und Feuchtegradienten in der Grenzschicht und zu räumlich unterschiedlichen Grenzschichthöhen kommt. Die Feuchte- und Temperaturgradienten wirken sich über Horizontaladvektion auf die umliegenden Regionen aus und die horizontalen Temperaturgradienten verursachen thermische Zirkulationen, die auch über Änderungen der Grenzschichthöhe und der Temperatur oberhalb der Grenzschicht CAPE und CIN beeinflussen. Bei Annäherung an den trockenen Streifen in BANDT am Abend schwächt sich das MCS ab und der Niederschlag lässt nach. Die Ursache dafür ist sowohl eine höhere CIN als auch eine sehr niedrige Feuchte in Höhe der Wolkenbasis. Letztere entsteht durch das Absinken über den kälteren Gebieten außerhalb des Streifens als Teil der thermischen Zirkulation und führt zu einer Abnahme des Flüssigwassergehalts der Bewölkung. Über dem trockenen Streifen reintensiviert sich das MCS, da der zu dem MCS gehö-

rende Kaltluftkörper und die damit verbundene bodennahe Konvergenz bestehen bleiben und da über dem Streifen eine mächtige Residualschicht vorhanden ist. Wegen der Residualschicht ist die spezifische Feuchte zwischen etwa 700 und 800 hPa über dem trockenen Streifen höher als westlich und östlich davon, wo die freie Atmosphäre trockener ist. Somit ist der Feuchtenachschub in die Bewölkung über dem trockenen Streifen gewährleistet. In BANDF nimmt die Niederschlagsintensität östlich des feuchten Streifens zu, weil hier die CAPE höher und die CIN niedriger ist als in HOM. Über dem feuchten Streifen bewirkt eine hohe CIN und eine sehr niedrige Feuchte auf Höhe der Wolkenbasis eine Auflösung der Niederschlagszellen. Demzufolge ist die Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag bezüglich eines entwickelten MCS über den Streifen negativ, denn bei erhöhter Bodenfeuchte lässt der Niederschlag nach und bei reduzierter nimmt er zu.

Über dem westlichen Teil des trockenen Streifens in BANDT entstehen, fast zeitgleich mit den Zellen, die sich zum MCS zusammenschließen, zusätzliche Niederschlagszellen. Der dafür verantwortliche Auslösemechanismus resultiert aus der Überlagerung der über dem Streifen entstehenden thermischen Zirkulation mit dem großräumigen Windfeld. Die höhere Grenzschicht über dem Streifen ändert dort den Impulsaustausch zwischen AEJ und Monsunströmung, wodurch es direkt westlich der höheren Grenzschicht zu horizontaler Divergenz an der Grenzschichtoberseite und zu Konvergenz in Bodennähe kommt. Die Überlagerung der so entstehenden Konvergenz- und Divergenzgebiete mit denen, die durch die thermischen Zirkulationen entstehen, bewirkt, dass die bodennahe Konvergenz im westlichen Teil des trockenen Streifens stärker ist als in der Mitte oder im östlichen Teil. Daraus resultieren starke Vertikalwinde, die zur Entstehung der zusätzlichen Niederschlagszellen führen. Die Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag ist bezüglich der Auslösung von Niederschlagszellen negativ, da über dem trockenen Streifen zusätzliche Niederschlagszellen entstehen.

Die hier durchgeführten Simulationen, einschließlich der Budgetbetrachtungen der Temperatur und Feuchte, erlauben es, die Prozesse und Mechanismen zu verstehen, die zur Auslösung und Modifikation von Konvektionszellen beitragen.

Untersuchungen zur Rückkopplung zwischen Bodenfeuchte und Niederschlag sind derzeit Bestandteil aktueller Forschungsaktivitäten, da sowohl Beobachtungsdaten als auch Simulationsergebnisse keine einheitlichen und eindeutigen Antworten auf die Art der Rückkopplung geben. Die Art der Rückkopplung im Modell, d.h. ob sie positiv oder negativ ist, hängt unter anderem von Faktoren wie Modellauflösung, Konvektionsparametrisierung und Orientierung und Ausdehnung der Bodenfeuchteanomalie ab. Aus Sicht der hier erzielten Ergebnisse wäre es daher sinnvoll, die gefundenen Rückkopplungen mit solchen zu vergleichen, die bei geänderter Form, Dimension, Orientierung und Stärke der Bodenfeuchteanomalie auftreten.

A Abkürzungsverzeichnis

- AEJ** Afrikanischer Oststrahlstrom (engl.: African Easterly Jet)
- AEW** Westwärts wandernde Wellenstörungen in Afrika (engl.: African Easterly Wave)
- AMMA** African Monsoon Multidisciplinary Analyses
- AMSR-E** Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth observing system
- BANDF** Modelllauf wie HOM, aber mit erhöhter Bodenfeuchte in einem Streifen zwischen 3 und 1° W
- BANDT** Modelllauf wie HOM, aber mit reduzierter Bodenfeuchte in einem Streifen zwischen 3 und 1° W
- CAPE** Maximal für Konvektion zur Verfügung stehende Energie (engl.: Convective Available Potential Energy)
- CCL** Kumuluskondensationsniveau (engl.: Convective Condensation Level)
- CIN** Konvektionshemmende Energie (engl.: Convective Inhibition)
- COSMO** Consortium for Small-scale Modeling
- CTRL** Modelllauf mit reduzierter ECMWF-Bodenfeuchte und COSMO-Bodenart
- dEdz** Zeitliche Änderung durch die Divergenz des latenten Wärmeflusses
- dHdz** Zeitliche Änderung durch die Divergenz des fühlbaren Wärmeflusses
- dQdz** Zeitliche Änderung durch die Divergenz der Strahlungsbilanz
- ECMWF** Europäisches Zentrum für mittelfristige Wettervorhersage (engl.: European Centre for Medium-range Weather Forecasts)
- EL** Gleichgewichtsniveau (engl.: Equilibrium Level)
- HADV** Zeitliche Änderung durch Horizontaladvektion
- HOM** Modelllauf mit homogener Bodenfeuchte und Bodenart
- ITCZ** Innertropische Konvergenzzone (engl.: Intertropical Convergence Zone)

LCL Hebungskondensationsniveau (engl.: Lifting Condensation Level)

LFC Niveau der freien Konvektion (engl.: Level of Free Convection)

MCS Mesoskaliges konvektives System (engl.: Mesoscale Convective System)

MOI Modelllauf mit original ECMWF-Bodenfeuchte und COSMO-Bodenart

NSD Normiertes Sättigungsdefizit

SAL Abgehobene Sahara Grenzschicht (engl.: Saharan Air Layer)

SQ Zeitliche Änderung durch Phasenumwandlung

TOT Totale zeitliche Änderung

VADV Zeitliche Änderung durch Vertikaladvektion

WAM Westafrikanisches Monsunsystem (engl.: West African Monsoon)

WO Wolkenobergrenze

WU Wolkenuntergrenze

B Symbolverzeichnis

- α Faktor, der den Luftmassenaustausch am Oberrand der Grenzschicht beschreibt (engl.: entrainment factor)
- β Bowen-Verhältnis
- B_0 Bodenwärmestrom an der Erdoberfläche
- c_p Spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck
- E Latenter Wärmefluss
- E_0 Latenter Wärmefluss an der Erdoberfläche
- γ Gradient der potentiellen Temperatur oberhalb der Grenzschicht
- g Schwerebeschleunigung
- G_0 Globalstrahlung an der Erdoberfläche
- h Feuchtstatische Energie
- H Fühlbarer Wärmefluss
- H_0 Fühlbarer Wärmefluss an der Erdoberfläche
- λ Faktor, der den Zusammenhang zwischen dem Bodenwärmestrom und der Strahlungsbilanz am Erdboden beschreibt
- L Latente Verdampfungswärme von Wasserdampf
- \bar{M} Menge des Wasserdampfes pro Volumen und Zeit, die durch Phasenumwandlungen von flüssig oder fest in gasförmig entsteht
- p Luftdruck
- q Spezifische Feuchte
- Q Strahlungsbilanz
- Q_0 Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche

ρ Luftdichte

r Mischungsverhältnis

r_{sat} Sättigungsmischungsverhältnis

$\sigma_{r_{\text{sat}}-r}$ Standardabweichung des Wasserdampfdefizits

Θ Potentielle Temperatur

Θ_e Äquivalentpotentielle Temperatur

Θ_{e0} Äquivalentpotentielle Temperatur bei adiabatischer Hebung eines Luftpaketes

Θ_{es} Äquivalentpotentielle Temperatur der Umgebung bei Sättigung

Θ_{es0} Äquivalentpotentielle Temperatur bei trockenadiabatischer Hebung eines Luftpaketes

u Windkomponente in x-Richtung

\vec{v}_h Horizontaler Windvektor

\vec{v} Windvektor

ω Vertikale Windkomponente im p-System

w Vertikale Windkomponente im z-System

w_{CIN} Resultierender Vertikalwind bei Umwandlung der potentiellen Energie der CIN in kinetische Energie

w_{diff} Differenzgeschwindigkeit $w_{\text{max}} - w_{\text{CIN}}$

w_{max} Maximale vertikale Windgeschwindigkeit in der Grenzschicht

z_0 Ausgangsniveau der adiabatischen Hebung eines Luftpaketes

z_i Grenzschichthöhe

C Abbildungsverzeichnis

2.1	Schematische Darstellung zur Bestimmung des LCL, LFC und EL mithilfe der äquivalentpotentiellen Temperatur. Zur Erläuterung der eingezeichneten Profile von Θ_{e0} , Θ_{es} und Θ_{es0} siehe Kapitel 2.2.1.	7
2.2	Flussdiagramm zur Veranschaulichung der Auswirkungen von Bodeneigenschaften auf konvektionsrelevante Parameter und Konvektionsauslösung.	9
2.3	Schematische Darstellung der adiabatischen Hebung eines Luftpaketes aus dem Niveau z_0 in einer idealisierten Atmosphäre bei Änderung verschiedener Parameter.	10
2.4	Abhängigkeit verschiedener Größen vom Bowen-Verhältnis für verschiedene Strahlungsbilanzen a) und Vertikalprofil der Temperatur (durchgezogen) und des Taupunkt (gestrichelt) für eine Strahlungsbilanz $Q_{\max} = 600 \text{ W m}^{-2}$ für verschiedene Bowen-Verhältnisse $\beta = 0,1$ b), $0,3$ c) und 1 d).	15
2.5	Abhängigkeit der Grenzschichthöhen-, Temperatur- und Feuchteänderung vom Gradienten der potentiellen Temperatur oberhalb der Grenzschicht für eine Strahlungsbilanz $Q_{\max} = 600 \text{ W m}^{-2}$ und ein Bowen-Verhältnis $\beta = 0,5$	15
2.6	Schematischer Vertikalschnitt der x-Komponente des Horizontalwindes a) in einer thermischen Zirkulation in einer Grenzschicht, die über dem wärmeren Bereich höher (z_{i2}) und über dem kühleren Bereich flacher (z_{i1}) ist, b) in einer Grenzschicht, in der unterhalb der niedrigeren Grenzschichthöhe z_{i1} Westwind und oberhalb Ostwind herrscht und c) in der Überlagerung von a) und b). K bedeutet horizontale Konvergenz und D horizontale Divergenz.	19
2.7	Schematischer Vertikalschnitt der x-Komponente des Horizontalwindes in a) einer thermischen Zirkulation in einer Grenzschicht, die über dem wärmeren Bereich höher (z_{i2}) und über dem kühleren Bereich flacher (z_{i1}) ist, b) einer Grenzschicht, in der unterhalb der niedrigeren Grenzschichthöhe z_{i1} Westwind und oberhalb Ostwind herrscht und c) in der Überlagerung von a) und b). K bedeutet horizontale Konvergenz und D horizontale Divergenz.	20
4.1	Niederschlagssumme von 0000 bis 1745 UTC in CTRL a), MOI b) und HOM c).	27
4.2	Potentielle Temperatur a), spezifische Feuchte b) und äquivalentpotentielle Temperatur c) in 950 hPa um 1500 UTC in CTRL. Die schwarzen Rechtecke markieren die Untersuchungsgebiete A und B.	28

4.3	CAPE a) und CIN b) um 1500 UTC in CTRL. Die schwarzen Rechtecke markieren die Untersuchungsgebiete A und B.	29
4.4	Zeitliche Entwicklung flächengemittelter Größen in Gebiet A und B in CTRL.	30
4.5	Flächengemittelttes Profil der Differenz der potentiellen Temperatur und der spezifischen Feuchte zwischen Gebiet A und B um 1100 in CTRL.	31
4.6	Zeitliche Entwicklung des NSD (farbkodiert) und des flächengemittelten Flüssigwassergehalts ($0,01 \text{ g kg}^{-1}$ Isolinie) in Gebiet A a) und B b) in CTRL.	31
4.7	Flächengemittelte Profile der Terme der Budgetgleichung für die potentielle Temperatur um 1400 UTC a) und b) und für die spezifische Feuchte um 1500 UTC c) und d) in Gebiet A und B in CTRL.	33
4.8	Zeitliche Entwicklung flächengemittelter Größen in Gebiet A in CTRL, MOI und HOM.	35
4.9	Flächengemittelte Profile von Θ_e , Θ_{es} und Θ_{es0} um 1230 a) und 1430 UTC b) in Gebiet A in CTRL, MOI und HOM.	36
4.10	Flächengemittelte Profile der Terme der Budgetgleichung für die potentielle Temperatur um 1430 UTC in Gebiet A in CTRL a), MOI b) und HOM c).	36
4.11	COSMO-Bodenart in CTRL und MOI (3: Sand, 4: sandiger Lehm, 5: Lehm, 6: lehmiger Ton, 7: Ton) a), COSMO-Orographie in m über Meeresniveau (Isolinien) und COSMO-Blattflächenindex (farbkodiert) in CTRL, HOM und MOI b) und Bodenfeuchte in der obersten Schicht von 1 cm Dicke bei Initialisierung in CTRL c) und MOI d) in Gebiet A.	38
4.12	Globalstrahlung a), fühlbarer b) und latenter Wärmefluss c) und Temperatur d) und spezifische Feuchte e) in 2 m um 1200 UTC in Gebiet A in CTRL, MOI und HOM.	39
4.13	Temperatur in 2 m (farbkodiert) und Divergenz des Horizontalwindes in 10 m in 10^{-4} s^{-1} (Isolinien Schrittweite $0,5 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ohne Null) a) und w_{diff} (farbkodiert) und Globalstrahlung in W m^{-2} (Isolinien) b) um 1300 UTC in Gebiet A in CTRL, MOI und HOM.	40
4.14	Zeitliche Entwicklung flächengemittelter Größen in Gebiet Aw und Ao in CTRL.	41
4.15	Flächengemittelte Profile der Differenz der potentiellen Temperatur und der spezifischen Feuchte zwischen Gebiet Aw und Ao um 0845 UTC a) und der potentiellen Temperatur in Aw und Ao um 1415 UTC b) in CTRL.	42
4.16	Flächengemittelte Profile der Terme TOT und VADV der Budgetgleichung für die potentielle Temperatur um 1315 UTC in Aw a) und Ao b) in CTRL.	42
4.17	Temperatur in 2 m (farbkodiert) und Divergenz des Horizontalwindes in 10 m in 10^{-4} s^{-1} (Isolinien Schrittweite $0,5 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ohne Null) a) und w_{diff} (farbkodiert) und Globalstrahlung in W m^{-2} (Isolinien) b) um 1500 UTC in Gebiet A in CTRL.	44
4.18	w_{diff} (farbkodiert) und Globalstrahlung in W m^{-2} (Isolinien) in Gebiet A um 1430 a), 1500 b), 1515 c), 1530 d), 1545 e), 1600 f) und 1630 g) UTC in CTRL, MOI und HOM.	45

4.19	Vertikalschnitt des Flüssigwassergehalts (farbkodiert), des Vertikalwindes in m s^{-1} (Isolinien Schrittweite $0,1 \text{ m s}^{-1}$ ohne Null) und des Horizontalwindes in m s^{-1} (Vektorpfeile a), c) und e) und der Änderung der spezifischen Feuchte durch Phasenumwandlung (farbkodiert) und durch Vertikaladvektion in $\text{g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (Isolinien Schrittweite in $0,5 \text{ g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ohne Null) b), d) und f) bei $11,5^\circ \text{ N}$ um 1445, 1515 und 1530 UTC in CTRL.	46
4.20	Zeitliche Entwicklung des gemittelten LCL, LFC, z_i und EL in Gebiet A1 in CTRL.	47
4.21	Zeitliche Entwicklung des NSD (farbkodiert) und flächengemittelten Flüssigwassergehalts ($0,01 \text{ g kg}^{-1}$ Isolinie) a) und c) und flächengemittelte Profile der Terme der Budgetgleichung für die spezifische Feuchte b) und d) in den Gebieten A1 und A2 in CTRL.	48
4.22	Flächengemittelte Profile von Θ_e , Θ_{es} und Θ_{es0} a) und der Terme der Budgetgleichung für die potentielle Temperatur um 1400 b) in Gebiet A1 in CTRL.	49
4.23	Temperatur in 2 m (farbkodiert) und Divergenz des Horizontalwindes in 10 m in 10^{-4} s^{-1} (Isolinien Schrittweite $1 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ohne Null) um 1515 a) und 1530 UTC b) in CTRL.	49
4.24	Vertikalschnitt der Änderung der spezifischen Feuchte durch Phasenumwandlung (farbkodiert) und durch Vertikaladvektion in $\text{g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (Isolinien Schrittweite in $0,5 \text{ g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ohne Null) a) und Vertikalschnitt des Flüssigwassergehalts (farbkodiert), des Vertikalwindes in m s^{-1} (Isolinien Schrittweite in $0,02 \text{ b}$) bzw. $0,05 \text{ m s}^{-1}$ c) und d) ohne Null) und des Horizontalwindes in m s^{-1} (Vektorpfeile) b), c) und d) um 1515, 1530 und 1545 UTC gemittelt zwischen $11,4$ und $12,0^\circ \text{ N}$ in CTRL.	50
4.25	Temperatur in 2m (farbkodiert) und Divergenz des Horizontalwindes in 10 m (Isolinien Schrittweite $0,5 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$) um 1500 a) und 1600 UTC b) in CTRL.	51
4.26	Vertikalschnitt des Flüssigwassergehalts (farbkodiert), des Vertikalwindes in m s^{-1} (Isolinien Schrittweite $0,05 \text{ a}$) bzw. $0,1 \text{ m s}^{-1} \text{ c}$) ohne Null) und des Horizontalwindes in m s^{-1} (Vektorpfeile) a) und c), der Änderung der spezifischen Feuchte durch Phasenumwandlung (farbkodiert) und durch Vertikaladvektion in $\text{g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (Isolinien Schrittweite $0,5 \text{ g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ohne Null) b) und der Änderung der potentiellen Temperatur durch Phasenumwandlung (farbkodiert) und durch Vertikaladvektion in K h^{-1} (Isolinien Schrittweite 10 K h^{-1} ohne Null) d) um 1600 und 1630 UTC gemittelt zwischen $11,4$ und $11,7^\circ \text{ N}$ in CTRL.	52
4.27	Vertikalschnitt des Flüssigwassergehalts (farbkodiert), des Vertikalwindes in m s^{-1} (Isolinien Schrittweite $0,05 \text{ m s}^{-1}$ ohne Null) und des Horizontalwindes in m s^{-1} (Vektorpfeile) a), b), c) und e) und der Änderung der spezifischen Feuchte durch Phasenumwandlung (farbkodiert) und durch Vertikaladvektion in $\text{g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (Isolinien Schrittweite in $1 \text{ g kg}^{-1} \text{ h}^{-1}$ ohne Null) d) und f) um 1500, 1545, 1600 und 1615 UTC gemittelt zwischen $11,6$ und $12,0^\circ \text{ N}$ in MOI.	55

4.28	Temperatur in 2 m (farbkodiert) und Divergenz des Horizontalwindes in 10 m in 10^{-4} s^{-1} (Isolinien Schrittweite $0,5 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ohne Null) um 1230 a) und 1430 b) in Gebiet A in MOI.	56
4.29	Vertikalschnitt der potentiellen Temperatur in K (Isolinien), des Horizontalwindes in m s^{-1} (Vektorpfeile) und der Divergenz des Horizontalwindes (farbkodiert) a) und c) und des Vertikalwindes (farbkodiert) b) und d) um 1230 und 1430 UTC gemittelt zwischen $11,8$ und $12,0^\circ \text{ N}$ in MOI.	56
4.30	Flächengemittelte Profile der Terme TOT und VADV der Budgetgleichung für die potentielle Temperatur um 1230 a) und 1430 UTC b) in Gebiet ACIN in MOI.	57
4.31	Zeitliche Entwicklung flächengemittelter Größen in Gebiet ACIN in MOI.	57
5.1	Bodenfeuchte in der obersten Schicht von 1 cm Dicke bei Initialisierung in BANDT a) und BANDF b).	59
5.2	Hovmöller-Plot des Niederschlags gemittelt zwischen $11,5$ und $14,0^\circ \text{ N}$ von 0600 UTC am 11. Juni bis 0600 UTC am 12. Juni in HOM a), BANDT b), BANDF c) und CTRL d).	60
5.3	Niederschlagssumme von 0000 UTC bis 1900 UTC am 11. Juni a), c) und e) und bis 0200 UTC am 12. Juni b), d) und f) in HOM, BANDT und BANDF.	61
5.4	CAPE a) und CIN in HOM b) und Differenz der CAPE und der CIN zwischen BANDT und HOM c) und d) und zwischen BANDF und HOM e) und f) um 1900 UTC.	64
5.5	Vertikalschnitt der potentiellen Temperatur (farbkodiert), der spezifischen Feuchte in g kg^{-1} (Isolinien) und des Horizontalwindes in m s^{-1} (Vektorpfeile) in HOM a), der Divergenz des Horizontalwindes (farbkodiert), der potentiellen Temperatur in K (Isolinien) und des Horizontalwindes in m s^{-1} (Vektorpfeile) in HOM b), in BANDT d) und in BANDF f) und der Differenz der potentiellen Temperatur (farbkodiert), der spezifischen Feuchte in g kg^{-1} (Isolinien Schrittweite 1 g kg^{-1} ohne Null) und des Horizontalwindes in m s^{-1} (Vektorpfeile) zwischen BANDT und HOM c) und BANDF und HOM e) um 1500 UTC gemittelt zwischen $13,0$ und $14,0^\circ \text{ N}$	65
5.6	Strahlungsbilanz a) und fühlbarer b) und latenter Wärmefluss c) an der Erdoberfläche in HOM um 1200 UTC.	67
5.7	Zeitliche Entwicklung flächengemittelter Größen in Gebiet S in HOM, BANDT und BANDF.	69
5.8	Flächengemittelte Profile der Terme der Budgetgleichung für die potentielle Temperatur a), c) und e) und für die spezifische Feuchte b), d) und f) um 1630 UTC in Gebiet S in HOM, BANDT und BANDF.	70
5.9	Zeitliche Entwicklung flächengemittelter Größen in Gebiet OS1 in HOM und BANDT.	71
5.10	Flächengemittelte Profile der Differenz der potentiellen Temperatur und der spezifischen Feuchte in Gebiet OS1 zwischen HOM und BANDT um 1400 a), 1800 b) und 2000 UTC c).	71

5.11	Vertikalschnitt der potentiellen Temperatur in K (Isolinien) und des Vertikalwindes (farbkodiert) um 1400 a) und 1700 UTC b) gemittelt zwischen 12,0 und 13,0° N in BANDT.	72
5.12	Flächengemittelte Profile der Terme der Budgetgleichung für die potentielle Temperatur a) und c) und für die spezifische Feuchte b) und d) um 1800 UTC in Gebiet OS1 in HOM und BANDT.	73
5.13	Zeitliche Entwicklung flächengemittelter Größen in Gebiet OS2 in HOM und BANDF.	75
5.14	Flächengemittelte Profile der Differenz der potentiellen Temperatur und der spezifischen Feuchte in Gebiet OS2 zwischen HOM und BANDF um 1700 UTC.	75
5.15	Flächengemittelte Profile der Terme der Budgetgleichung für die potentielle Temperatur a) und c) und die spezifische Feuchte b) und d) um 1700 UTC in Gebiet OS2 in HOM a) und BANDF b).	76
5.16	Vertikalwind (farbkodiert) und Horizontalwind in 925 hPa in m s^{-1} (Vektorpfeile) um 1945 UTC in HOM a), BANDT b) und BANDF c).	77
5.17	Vertikalschnitt des Flüssigwassergehalts (farbkodiert) und des Vertikalwindes in m s^{-1} (Isolinien Schrittweite 0,5 m s^{-1} ohne Null) bei 12,5° N um 1930, 2000, 2030 und 2100 UTC in HOM und BANDT.	78
5.18	Vertikalschnitt der Änderung der spezifischen Feuchte durch Phasenumwandlung (farbkodiert) und durch Vertikaladvektion in $\text{g kg}^{-1} \text{h}^{-1}$ (Isolinien Schrittweite 10 $\text{g kg}^{-1} \text{h}^{-1}$ ohne Null) bei 12,5° N um 1930, 2000, 2030 und 2100 UTC in HOM und BANDT.	79
5.19	Flächengemittelte Profile der Terme der Budgetgleichung für die spezifische Feuchte um 2100 UTC in Gebiet OS1 in HOM a) und BANDT b).	80
5.20	Hovmöller-Plot der Temperatur in 925 hPa (farbkodiert) und des Niederschlags in mm h^{-1} (Isolinien Schrittweite 1,0 mm h^{-1} ohne Null) gemittelt zwischen 12,0 und 13,0° N von 0600 UTC am 11. Juni bis 0600 UTC am 12. Juni a) und Temperatur (farbkodiert) und Horizontalwind in 925 hPa in m s^{-1} (Vektorpfeile) um 2245 UTC b) in BANDT.	80
5.21	Vertikalschnitt der Änderung der spezifischen Feuchte durch Phasenumwandlung (farbkodiert) und durch Vertikaladvektion in $\text{g kg}^{-1} \text{h}^{-1}$ (Isolinien Schrittweite 10 $\text{g kg}^{-1} \text{h}^{-1}$ ohne Null) bei 12,5° N um 1945 und 2200 UTC in HOM und BANDF.	82
5.22	Hovmöller-Plot der Temperatur in 925 hPa (farbkodiert) und des Niederschlags in mm h^{-1} (Isolinien Schrittweite 1,0 mm h^{-1} ohne Null) gemittelt zwischen 12,0 und 13,0° N von 0600 UTC am 11. Juni bis 0600 UTC am 12. Juni in BANDF.	82
5.23	Flächengemittelte Profile der x-Komponente des Horizontalwindes in HOM a), der Differenz der x-Komponente zwischen HOM und BANDT c) und HOM und BANDF e) und der zeitliche Änderung der x-Komponente b), d) und f) um 1100, 1300 und 1500 UTC in HOM, BANDT und BANDF. Die Mittelung erfolgt zwischen 3,0 und 1,0° W und 13,0 und 14,0° N.	85
5.24	Zeitliche Entwicklung flächengemittelter Größen in Gebiet S1 und S2 in BANDT.	87

5.25	Flächengemittelte Profile der Differenz der potentiellen Temperatur und der spezifischen Feuchte zwischen Gebiet S1 und S2 um 1400 a) und 1745 UTC b) in BANDT. In a) sind zusätzlich die flächengemittelte Profile der Differenzen zwischen Gebiet S1 und S2 in HOM eingezeichnet (grau).	87
5.26	Flächengemittelte Profile der Terme der Budgetgleichung für die potentielle Temperatur um 1400 a) und b) und 1700 UTC c) und d) in Gebiet S1 und S2 in BANDT.	88
5.27	Vertikalschnitt der potentiellen Temperatur in K (Isolinien) und des Vertikalwindes (farbkodiert) um 1400 UTC a) und der potentiellen Temperatur in K (Isolinien) und der Temperaturtendenz durch Horizontaladvektion (farbkodiert) um 1700 UTC b) gemittelt zwischen 13,0 und 14,0° N in BANDT.	89
5.28	Vertikalschnitt der potentiellen Temperatur in K (Isolinien), des Horizontalwindes in m s^{-1} (Vektorpfeile) und der Divergenz des Horizontalwindes (farbkodiert a), c), e) und g) und des Vertikalwindes (farbkodiert) und des Flüssigwassergehalts in g kg^{-1} (Isolinien Schrittweite 0,01 g kg^{-1} bei c), d) und f) bzw. 0,1 bei g) ohne Null) b), d), f) und h) um 1600, 1700, 1730 und 1800 UTC gemittelt zwischen 13,0 und 14,0° N in BANDT. . .	90

D Literaturverzeichnis

- Agustí-Panareda, A., A. Beljaars, I. Genkova, C. Cardinali und C. Thorncroft (2009). Impact of assimilating AMMA soundings on ECMWF analyses and forecasts. *Weather and Forecasting*, eingereicht.
- Baker, R. D., B. H. Lynn, A. Boone, W.-K. Tao und J. Simpson (2001). The influence of soil moisture, coastline curvature, and land-breeze circulations on sea-breeze-initiated precipitation. *J. Hydrometeorol.* 2, 193–211.
- Beheng, K. D. (2007). Thermodynamik und Statik der Atmosphäre - Skriptum zur Vorlesung. *Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe*.
- Bendix, J. (2004). *Geländeklimatologie*. Gebrüder Borntraeger Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Bolton, D. (1980). The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Weather Rev.* 108, 1046–1053.
- Carlson, T. N. und F. H. Ludlam (1968). Conditions for the occurrence of severe local storms. *Tellus* 20, 203–226.
- Chaboureau, 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. DOI: 10.1256/qj.03.132.
- Charney, J. und M. Stern (1962). On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere. *J. Atmos. Sci.* 19, 159–172.
- Cheng, W. Y. Y. und W. R. Cotton (2004). Sensitivity of a cloud-resolving simulation of the genesis of mesoscale convective system to horizontal heterogeneities in soil moisture initialization. *J. Hydrometeorol.* 5, 934–958.
- Clark, D. B., C. M. Taylor, A. J. Thorpe, R. J. Harding und M. E. Nicholls (2003). The influence of spatial variability of boundary-layer moisture on tropical continental squall line. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 129, 1101–1121.
- Doms, G. und J. Förstner (2004). Development of a kilometer-scale NWP-system: LMK. *COSMO Newsletter* 4, 168–176. www.cosmo-model.org.

- 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 LM-model, part ii: Physical parametrization. *Deutscher Wetterdienst* www.cosmo-model.org.
- Findell, K. L. und E. A. B. Eltahir (2003). Atmospheric controls on soil moisture-boundary layer interactions. part i: Framework development. *J. Hydrometeorol.* 4, 552–569.
- Fink, A. H. (2006). Das westafrikanische Monsunsystem. *promet* 32, Nr.3/4, 114–122.
- Foken, T. (2003). *Angewandte Meteorologie: Mikrometeorologische Methoden*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg New York.
- Gaertner, M. A., M. Domínguez und M. Garvert (2009). A modelling case study of soil-atmosphere coupling. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, eingereicht.
- Gantner, L. und N. Kalthoff (2009). Sensitivity of a modelled life cycle of a mesoscale convective system to soil conditions over West Africa. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* DOI: 10.1002/qj.425.
- Garrat, J. R. (1992). *The atmospheric boundary layer*. Cambridge University Press.
- Guichard, F., J. C. Petch, J.-L. Redelsperger, P. Bechtold, J.-P. Chaboureau, S. Cheinet, W. Grabowski, H. Grenier, C. G. Jones, M. Köhler, J.-M. Piriou, R. Tailleux und M. Tomasini (2004). Modelling the diurnal cycle of deep precipitating convection over land with cloud-resolving models and single-column models. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 130, 3139–3172. DOI: 10.1256/qj.03.145.
- Haiden, T. (1997). An analytical study of cumulus onset. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 123, 1945–1960.
- Heise, E., M. Lange, B. Ritter und R. Schrodin (2003). Improvement and validation of the multi-layer soil model. *COSMO Newsletter* 3, 198–203. www.cosmo-model.org.
- Holton, J. R. (1972). *An introduction to dynamic Meteorology*, International Geophysics Series, Bd. 16. Academic press, INC. (London) LTD.
- Houze, J. R. (1977). Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Mon. Weather Rev.* 105, 1540–1567.
- Houze, R. J. (2004). Mesoscale convective systems. *Rev. Geophys.* 42. RG4003. DOI: 10.1029/2004RG000150.
- Huntrieser, H., H. H. Schiesser, W. Schmid und A. Waldvogel (1997). Comparison of traditional and newly developed thunderstorm indices for Switzerland. *Am. Meteorol. Soc.* 12, 108–125. DOI: 10.1175/1520-0434(1997)012<0108:COTAND>2.0.CO;2.
- Khodayar, S., N. Kalthoff, J. Wickert, U. Corsmeier, C. J. Morcrette und C. Kottmeier (2010). The increase of spatial data resolution for the detection of the initiation of convection. A case study from CSIP. *Meteorol. Z.*, eingereicht.

- Kohler, M., N. Kalthoff und C. Kottmeier (2009). The impact of soil moisture modifications on CBL characteristics in West Africa: A case-study from the AMMA campaign. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 135. DOI: 10.1002/qj.430.
- 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. Y. (the GLACE Team) (2004). Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science* 305, 1138–1140.
- Kraus, H. (2008). *Grundlagen der Grenzschicht-Meteorologie*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Laing, A. G. und J. M. Fritsch (1993). Mesoscale convective complexes in Africa. *Mon. Weather Rev.* 121, 2254–2263. DOI: 10.1175/1520-0493(1993)121<2254:MCCIA>2.0.CO;2.
- Mahouf, J. F., E. Richard und P. Mascart (1987). The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations. *J. Climate Appl. Meteorol.* 28, 1483–1495.
- Manzato, A. und G. Morgan (2003). Evaluating the sounding instability with the lifted parcel theory. *Atmos. Res.* 67-68, 455–473.
- Mathon, V., H. Laurent und T. Lebel (2002). Mesoscale convective system rainfall in the Sahel. *J. Appl. Meteorol.* 41, 1081–1092.
- Mellor, G. L. und T. Yamada (1982). Development of a turbulence closure model for geophysical flow problems. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20, 831–875. DOI: 10.1175/1520-0493(1993)121<2254:MCCIA>2.0.CO;2.
- Pal, J. S. und E. A. B. Eltahir (2001). Pathways relating soil moisture conditions to future summer rainfall within a model of the land-atmosphere system. *Am. Meteorol. Soc.* 14, 1227–1242.
- Parker, D. J. (2002). The response of CAPE und CIN to tropospheric thermal variations. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 128, 119–130.
- 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.
- Pielke, R. A. (2001). Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. *Rev. Geophys* 39, 151–177.
- Raschendorfer, M. (2001). The new turbulence parameterization of LM. *COSMO Newsletter* 1, 89–97. www.cosmo-model.org.

- Redelsberger, J.-L., C. D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. J. Parker und J. Polcher (2006). African Monsoon Multidisciplinary Analysis: An international research project and field campaign. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 87, 1739–1746.
- Redelsberger, J.-L., A. Diongue, A. Diedhiou, J.-P. Ceron, M. Diop, J.-F. Gueremy und J.-P. Lafore (2002). Multi-scale description of a Sahelian synoptic weather system representative of the West African monsoon. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 128, 1229–1257. DOI: 10.1256/003590002320373274.
- Ritter, B. und J.-F. Geleyn (1992). A comprehensive radiation scheme for numerical weather prediction models with potential applications in climate simulations. *Mon. Weather Rev.* 120, 303–325. DOI: 10.1175/1520-0493(1992)120<0303:ACRSFN>2.0.CO;2.
- Saïd, F., G. Canut, P. Durand, F. Lohou und M. Lothon (2009). Seasonal evolution of boundary-layer turbulence measured by aircraft during the AMMA 2006 Special Observation Period. *Q. J. R. Meteorol. Soc. Published online*. DOI: 10.1002/qj.475.
- Schättler, U., G. Doms und C. Schraff (2008). A description of the nonhydrostatic regional COSMO-Model, part VII: User's Guide. *Deutscher Wetterdienst* www.cosmo-model.org.
- Scheffer, F. und P. Schachtschabel (2002). *Lehrbuch der Bodenkunde*. Spektrum Akademischer Verlag GmbH, Heidelberg, Berlin, 15. Aufl.
- Schwendike, J., N. Kalthoff und M. Kohler (2010). The impact of mesoscale convective systems on the surface and boundary layer structure in West Africa during the AMMA campaign. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* , eingereicht.
- Segal, M. und R. W. Arritt (1992). Nonclassical mesoscale circulations caused by surface sensible heat-flux gradients. *Bull. Am. Meteorol. Soc.* 73, 1593–1604.
- Segal, M., J. F. W. Purdom, J. L. Song, R. A. Pielke und Y. Mahrer (1986). Evaluation of cloud shading effects on the generation and modification of mesoscale circulations. *Mon. Weather Rev.* 114, 1201–1212.
- Segal, M., J. F. W. Purdom, J. L. Song, R. A. Pielke und Y. Mahrer (1988). Evaluation of vegetation effects on the generation and modification of mesoscale circulations. *J. Atmos. Sci.* 45, 2268–2292.
- Siebert, J., U. Sievers und W. Zdunkowski (1992). A one-dimensional simulation of the interaction between land surface processes and the atmosphere. *Boundary-Layer Meteorol.* 59, 1–34.
- Taylor, C. M. und D. B. Clark (2001). The diurnal cycle and African easterly waves: A land surface perspective. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 127, 845–867.
- Taylor, C. M. und R. J. Ellis (2006). Satellite detection of soil moisture impacts on convection at the mesoscale. *Geophys. Res. Lett.* 33, L03404. DOI: 10.1029/2005GL025252.

- Taylor, C. M., R. J. Ellis, D. J. Parker, R. R. Burton und C. D. Thorncroft (2003). Linking boundary-layer variability with convection: A case-study from JET2000. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* *129*, 2233–2253.
- 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., F. Saïd und T. Lebel (1997). Interactions between the land surface and mesoscale rainfall variability during HAPEX-Sahel. *Mon. Weather Rev.* *125*, 2211–2227.
- Tiedtke, M. (1989). A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Weather Rev.* *117*, 1779–1800. DOI: 10.1175/1520-0493(1989)117<1779;ACMFSF>2.0.CO;2.
- Trier, S. B. (2003). Convective storms - convective initiation. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences: Volume 2*, (Hrsg.) J. R. Holton, J. A. Curry und J. A. Pyle. Academic Press, London.
- Warner, T. T. (2004). *Desert Meteorology*. Cambridge University Press.
- Weisman, M. L., W. C. Skamarock und J. B. Klemp (1997). The resolution dependence of explicitly modeled convective systems. *Mon. Weather Rev.* *125*, 527–548.
- Williams, E. und N. Renno (1993). An analysis of the conditional instability of the tropical atmosphere. *Mon. Weather Rev.* *121*, 21–36.

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei all denen bedanken, die mir im Laufe meines Studiums und ganz besonders auch während meiner Diplomarbeit mit Rat und Tat zur Seite standen.

Bei Prof. Dr. Christoph Kottmeier bedanke ich mich für die Vergabe und Betreuung der Diplomarbeit und bei Prof. Dr. Sarah Jones für die Übernahme des Korreferats.

Besonderen Dank schulde ich Dr. Norbert Kalthoff, der mit seiner engagierten Betreuung und steten Diskussionsbereitschaft zum erfolgreichen Gelingen dieser Arbeit beigetragen hat.

Des weiteren danke ich Leonhard Gantner für die umfassende Einweisung in die Modellierung und für die Hilfe bei allen technischen Fragen und Juliane Schwendike für die Erweiterung des Modellcodes und Hilfe bei allen diesbezüglichen Fragen.

Außerdem danke ich Gabi Klinck für die Unterstützung bei allen computerspezifischen Schwierigkeiten und Dr. Christian Barthlott für den Beistand bei vielen kleinen, zeitaufwändigen Problemen.

Ein herzliches Dankeschön geht an Frau Gerber, Frau Birnmeier und Frau Schönbein für die Hilfe bei allen verwaltungstechnischen und auch sonstigen Fragen.

Ein besonderer Dank gilt auch Martina Zieger und Dirk Hambsch für das Korrekturlesen.

Nicht zuletzt bedanke ich mich bei meiner Mutter, die mich während meines gesamten Studiums immer unterstützt hat und immer für mich da war.

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 Diplomarbeit in die Bibliothek aufgenommen wird und vervielfältigt werden darf.

Karlsruhe, im Februar 2010

Bianca Adler