Auswirkungen thermischer und dynamischer Wechselwirkungen benachbarter Inseln auf den konvektiven Niederschlag

Diplomarbeit im Fach Meteorologie
von

Florian Ehmele

August 2013

Karlsruher Institut für Technologie

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

Referent:	Prof. Dr. Christoph Kottmeier
Korreferent:	Prof. Dr. Klaus Dieter Beheng

Inhaltsverzeichnis

1 Motivation und Einleitung **3**

2 Grundlagen **7**

2.1 Das COSMO-Modell 7

2.1.1 Der Präprozessor INT2LM 8

2.1.2 Modellkonfiguration 9

2.1.3 Verwendete Modifikationen und Nomenklatur 12

2.2 Konvektion über Inseln 14

2.2.1 Hochreichende Konvektion 14

2.2.2 Thermisch induzierte Windsysteme 18

2.3 Wichtige Gleichungen in der Synoptik 20

3 Untersuchte Wetterlagen **23**

3.1 Überblick 23

3.2 Synoptische Analyse der ausgewählten Fälle 23

4 Niederschlagssumme **33**

4.1 Vergleich von Modellergebnissen und Messungen 33

4.2 Vergleich der Sensitivitätsläufe untereinander 37

5 Analyse konvektionsrelevanter Variablen **45**

5.1 Tage mit schwachem synoptischem Antrieb 45

5.2 Tage mit starkem synoptischem Antrieb 56

5.3 Weitere Besonderheiten 68

6 Zusammenfassung **77**

A Weitere Abbildungen **83**

Literaturverzeichnis **95**

1. Motivation und Einleitung

Kleinere konvektive Systeme (Gewitter) verursachen nicht selten hohe Schäden durch Hagel, Sturmböen und Überflutungen. Gewitterzellen haben eine begrenzte räumliche Ausdehnung von wenigen Kilometern, sodass die von ihnen verursachten Schäden lokal begrenzt sind. Im Gegensatz dazu können Wettererscheinungen auf größeren Skalen ebenfalls hohes Schadens- und Gefahrenpotential bergen, z. B. im Bereich von mesoskaligen konvektiven Systemen oder auch bei Tiefdruckgebieten. Eine Region Europas, in der es erstaunlich oft zu solchen Extremereignissen kommt, ist der Mittelmeerraum, vor allem in Italien, Südfrankreich und Spanien (Tarolli et al., 2012). Der Mittelmeerraum umfasst die Küstenregionen des Mittelmeers von Spanien im Westen bis Israel im Osten. Die genaue Grenzziehung ist dabei nicht einfach.[1] Im Allgemeinen wird die natürliche Verbreitung des Olivenbaumes als Grenze gewählt, was einer klimatischen Grenze entspricht. Diese Art der Grenzziehung ist nicht immer möglich, sodass die Definition des Mittelmeerraumes eher willkürlich gewählt wurde.

Besonders häufig treten Starkniederschläge im Spätsommer und Herbst zwischen Ende August und Ende November auf (Llasat et al., 2010). Beispiele für Folgen solcher Extremereignisse sind die Überschwemmungen in der Region Gard in Südfrankreich im September 2002 mit beobachteten 700 mm in 24 Stunden (Ducrocq et al., 2008), im Bereich von Genua im November 2011 mit 300 mm in 12 Stunden (Silvestro et al., 2012), im November 2012 in Venetien[2] und im März 2013 im westlichen Mittelmeer.[3] Die Vorhersage solcher Extremereignisse ist immer noch schwierig. Die großräumige Dynamik auf der synoptischen Skala ist relativ gut bekannt, aber welche Faktoren und Prozesse (bzw. deren Zusammenspiel) für die Entstehung von solchen Extremereignissen letztendlich verantwortlich sind, ist unklar. Gründe sind beispielsweise die hohe räumliche Variabilität der Orographie, der Landnutzung und des Bodentyps, die von Modellen nicht ausreichend genau wiedergegeben werden können, aber auch ungenaue Anfangsbedingungen. Die genannten Wettererscheinungen treten in Verbindung mit großskaligen Strukturen auf. Es sind aber trotzdem meist sehr lokale Ereignisse und sie können durch die geringe horizontale Auflösung der Modelle oft nicht richtig wiedergegeben werden. Eine höhere Auflösung ist wegen des hohen Rechenaufwandes zur Zeit nur schwer realisierbar.

Im Herbst 2012 wurde das HyMeX-Projekt (**Hy**drological cycle in the **Me**diterranean e**X**periment) gestartet, an dem auch das Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) des Karlsruher

[1] `http://de.wikipedia.org/wiki/Mittelmeerraum`
[2] `http://www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20121104_e.html`
[3] `http://www.wettergefahren-fruehwarnung.de/Ereignis/20130309_e.html`

Instituts für Technologie (KIT) beteiligt ist. Ziel von HyMeX ist es, den atmosphärischen Ast des Wasserkreislaufes im Mittelmeerraum besser verstehen zu können. Dazu gehören der Wasserhaushalt und die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre. Detaillierte Informationen können auf der Webseite des Projekts eingesehen werden.[4]
Die Landschaft im Mittelmeerraum ist vielfältig: Es gibt hohe Gebirge wie die Pyrenäen im Westen, trockene Wüsten in Nordafrika, sanfte Hügellandschaften wie die Toskana in Italien und unzähligen Inseln. Außerdem ist das Gebiet stark anthropogen geprägt, insbesondere durch Landwirtschaft und Städtebau. Ständiges Problem dieser Region sind die Wasserknappheit und die Extremwetterereignisse. Die Komplexität spiegelt sich in Wechselwirkungen zwischen Boden, Atmosphäre und Ozean sowie Rückkopplungssystemen wider. Aus klimatologischer Sicht ist das Mittelmeer interessant, da Klimasimulationen eine hohe Sensitivität des Mittelmeerraumes für Veränderungen zeigen (Solomon et al., 2007).[5] In die Untersuchung des Wasserkreislaufes eingebettet, sollen auch die Faktoren und Prozesse bei der Entstehung der Extremwetterereignisse untersucht werden, um damit die Vorhersagbarkeit zu erhöhen. Darin enthalten sind Studien und Messungen zu hochreichender Konvektion speziell über orographisch komplexem Gelände, an denen das IMK maßgeblich interessiert und beteiligt ist und in die sich die vorliegende Diplomarbeit eingliedert. Das IMK hatte zu diesem Zweck das Messsystem KITcube[6] auf Korsika installiert.

Im Fokus dieser Arbeit steht Korsika. Der markante Kontrast zwischen Land- und Meeresoberfläche sowie die hohen Berge beeinflussen maßgeblich Zeitpunkt und Intensität konvektiver Niederschläge (Barthlott und Kirshbaum, 2012). Der höchste Berg Korsikas ist der Monte Cinto mit 2706 m. Insgesamt gibt es auf Korsika über 20 Zweitausender, die sich entlang eines Gebirgszuges in Nord-Süd-Richtung gruppieren.[7] Auf Sardinien sind die Berge nicht so hoch, dafür ist die Fläche Sardiniens fast drei Mal so groß wie die Korsikas. Die höchsten Erhebungen Sardiniens konzentrieren sich auf einen Gebirgszug im Norden, der sich in Südwest-Nordost-Richtung erstreckt und ein Bergmassiv im Südosten. Der höchste Berg im Norden ist der Monte Limbara mit 1359 m, im Südosten erreicht der Punta la Marmora eine Höhe von 1829 m.[8] Eine schmale, etwa 8 km breite Meerenge (Straße von Bonifacio) trennt Korsika und Sardinien voneinander.
Die Konzentration der Berge Korsikas auf einen schmalen Gebirgszug hat auf viele meteorologische Variablen einen signifikanten Einfluss (z. B. bodennahe Temperatur, Feuchte und Wind, Konvektionsindizes und lokale, thermisch induzierte Windsysteme wie das Land-Seewind-System). Die größere Ausdehnung Sardiniens führt zu kontinentaleren Verhältnissen. Wegen der größeren Distanz zur Küste kommt es, im Vergleich zu Korsika, beispielsweise zu einer zeitlich verzögerten Bildung von Konvergenzzonen in der Inselmitte (Barthlott und Kirshbaum, 2012). In den Sommermonaten wird eine Phasenverschiebung des Niederschlagsmaximums von 2-3 Stunden gegenüber Korsika beobachtet. Darüber hinaus ist zu erwarten, dass Sardinien als orographisches Hindernis einen enormen Einfluss auf die Strömungsverhältnisse hat. Insbesondere bei einer An-

[4] http://www.hymex.org
[5] http://www.ipcc.ch
[6] http://www.imk-tro.kit.edu/4635.php
[7] http://de.wikipedia.org/wiki/Korsika
[8] http://de.wikipedia.org/wiki/Sardinien

strömung aus südwestlichen bis südöstlichen Richtungen beeinflusst Sardinien die Anströmung Korsikas (Lambert et al., 2011). Ein Teil der Luft wird verstärkt nach Norden abgelenkt und über sekundäre Windsysteme ins korsische Landesinnere transportiert. Zwischen beiden Inseln findet eine Kanalisierung statt und es bildet sich eine fast zonale Strömung aus. Unter Umständen bildet sich auf der Leeseite der Meerenge ein Nachlaufwirbel, der ebenfalls die größerskaligen Strömungsverhältnisse modifiziert. Die veränderte Dynamik beeinflusst die meteorologischen Bedingungen über Korsika. Beide Inseln beeinflussen aber auch die Strömung im weiteren Umfeld und können somit Einfluss nehmen auf das Wettergeschehen über dem Festland.[9] Im Hinblick auf Extremwetterereignisse im Golf von Genua repräsentiert der atmosphärische Zustand über beiden Inseln die vorkonvektiven Bedingungen und es können Rückschlüsse auf die Entstehungsmechanismen solcher Extreme gezogen werden.

Ziel dieser Arbeit ist es, die verschiedenartigen Wechselwirkungen zwischen Sardinien und Korsika zu quantifizieren. Zu diesem Zweck werden Modellsimulationen für mehrere ausgewählte Fälle, an denen hochreichende Konvektion speziell über Korsika beobachtet wurde, durchgeführt und analysiert. Für jeden der ausgewählten Fälle werden drei Sensitivitätsläufe erstellt: Neben einem unveränderten Referenzlauf wird in einem Lauf Sardinien komplett entfernt und in einem anderen Lauf auf ein flaches Plateau reduziert. Diese Modifikationen ermöglichen es, die thermischen und dynamischen Prozesse herauszuarbeiten und deren Rolle bei der Niederschlagsbildung zu validieren. Durch die markantere Orographie eignet sich Korsika besser, um orographisch induzierte Konvektion zu untersuchen. Die geringere Entfernung zum Festland im Norden und Osten ermöglicht die Untersuchung der vorkonvektiven Bedingungen für Ereignisse entlang der Ligurischen Küste. Aus diesem Grund wird „nur“ der Einfluss Sardiniens auf Korsika untersucht. Dies impliziert eine Betrachtung von ausschließlich südlichen Anströmungen. Es ist davon auszugehen, dass umgekehrt Korsika bei nördlichen Anströmungen den Niederschlag über Sardinien beeinflusst, dies ist aber aus zeitlichen Gründen nicht Gegenstand dieser Arbeit.
Nach einer Beschreibung des verwendeten Modells und den durchgeführten Modifikationen werden Grundlagen zu hochreichender Konvektion und lokalen Windsystemen erläutert, danach widmet sich Kapitel 3 dem Auswahlverfahren und der Synoptik der untersuchten Fälle. Im Anschluss werden in Kapitel 4 die Niederschlagssummen der Referenzläufe mit Satellitendaten verglichen und die Unterschiede zwischen den einzelnen Sensitivitätsläufen herausgearbeitet. Der Vergleich zwischen Messdaten und Modellergebnissen dient lediglich zur Feststellung der Qualität des verwendeten Modells. Verbesserungen des Modells oder die Quatifizierung von Modelldefiziten sind nicht Gegenstand dieser Arbeit. Abschließend werden die Modellläufe auf Unterschiede in den konvektionsrelevanten Variablen untersucht und deren Folgen für den Niederschlag analysiert (Kap. 5). Bei einer Modellstudie dieser Art entstehen zahlreiche Abbildungen. An einigen Stellen wird daher auf eine grafische Dastellung verzichtet, da dies den Rahmen dieser Arbeit übersteigen würde. Abbildungen, die nicht unmittelbar für das Textverständnis notwendig sind, sind im Anhang platziert.

[9] `http://www.hymex.org/public/documents/HyMeX_Science_Plan.pdf`

2. Grundlagen

In dieser Arbeit wird das COSMO-Modell (**CO**nsortium for **S**mall-scale **MO**delling) zur Untersuchung von Konvektion verwendet. Zunächst gibt dieses Kapitel einen Überblick über das Modell und Grundlegendes zu Konvektion und Synoptik.

2.1 Das COSMO-Modell

Das COSMO-Modell ist ein nicht-hydrostatisches Wettervorhersagemodell, welches in Zusammenarbeit mehrerer europäischer Wetterdienste (u. a. Deutschland, Italien, Polen, Griechenland und die Schweiz) Ende der 1990er Jahre basierend auf dem Lokal Modell (LM) des Deutscher Wetterdienst (DWD) entwickelt wurde. Es ist speziell für Betrachtungen der meso-β- und meso-γ-Skala (Orlanski, 1975) konzipiert und wird sowohl zu Forschungszwecken als auch für die operationelle Wettervorhersage eingesetzt. Es wird fortlaufend modifiziert bzw. erweitert und kann sowohl für Vorhersagen als auch für Analysen verwendet werden. Im operationellen Vorhersagebetrieb erfolgt eine Datenassimilation in der Regel alle drei Stunden.[1] Die im Rahmen dieser Arbeit verwendete Version des COSMO-Modells (Version 4.18, im Folgenden als COSMO-2,8 bezeichnet) ist dem COSMO-DE des DWD ähnlich und besitzt eine horizontale Maschenweite von $\Delta \mathrm{x} = 0,025°$ ($\approx 2,8\,\mathrm{km}$) und 50 vertikale Schichten bis in 20 km Höhe bei einem Zeitschritt von $\Delta \mathrm{t} = 25\,\mathrm{s}$. Angetrieben wird das COSMO-2,8 durch Daten eines gröber aufgelösten Modells (hier COSMO-EU mit 7 km horizontaler Maschenweite). Dazu werden die Daten des COSMO-EU-Modells mittels des INT2LM-Programms (interpolation to local model, Kap. 2.1.1) auf das 2,8 km-Gitter interpoliert. Sämtliche Simulationen wurden auf dem HC3-Großrechner des Steinbuch Center for Computing (SCC) am KIT durchgeführt. Dabei läuft das Modell im Vorhersagemodus ohne Datenassimilation. Der Vorhersagezeitraum beträgt jeweils 24 Stunden, wobei alle 30 Minuten Daten ausgegeben werden. Die unterschiedliche Maschenweite zwischen COSMO-EU und COSMO-2,8 und die dadurch notwendige Interpolation führen zu einer Einschwingphase von etwa drei Stunden, in der sich das COSMO-2,8 zuerst an die Anfangs- und Randbedingungen anpasst.
Das untersuchte Modellgebiet hat eine Größe von 545 x 595 Gitterpunkten und umfasst den westlichen Mittelmeerraum in etwa zwischen 1° O und 15° O und zwischen 34° N und 47° N (Abb. 2.1, links). Schwerpunkt der Untersuchung ist das Gebiet um Korsika und Sardinien zwischen 6° O und 16° O und zwischen 38° N und 44° N.

[1] `http://www.cosmo-model.org`

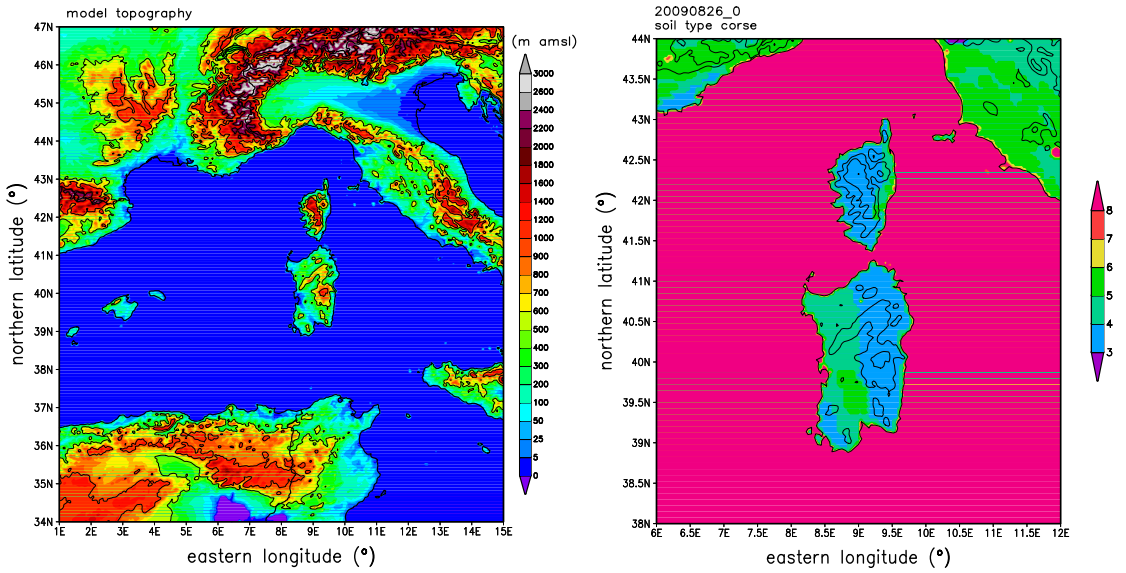

Abbildung 2.1: Modell-Orographie des gesamten Simulationsgebietes (links) in m. ü. M. (engl. amsl, above mean sea level) und Bodentypen auf Korsika und Sardinien (rechts): Typ 1 = Eis, Typ 2 = Fels, Typ 3 = Sand, Typ 4 = sandiger Lehm, Typ 5 = Lehm, Typ 6 = toniger Lehm, Typ 7 = Ton, Typ 8 = Torf, Typ 9 = Wasser.

Der Bodentyp ist entscheidend für den Wasserhaushalt und beeinflusst die Energiebilanz der Erdoberfläche und somit auch die darüber befindliche Luftschicht. Die korrekte Beschreibung der Bodenbeschaffenheit ist ebenso komplex wie die der atmosphärischen Prozesse und wird stark vereinfacht parametrisiert (Abb. 2.1 rechts). Mit aufsteigender Nummerierung nimmt die Wasserspeicherkapazität des Bodens zu. Auf Korsika wird überwiegend ein Boden vom Typ 4 (sandiger Lehm) verwendet, stellenweise auch ein Boden Typ 5 (Lehm). Entlang der Küste wird im Modell der Bodentyp 6 (toniger Lehm) verwendet. Sardinien ist in dieser Hinsicht zweigeteilt. Die Osthälfte besteht im Modell aus Bodentyp 4, die Westseite aus Typ 5 oder 6. An der Küste findet man vereinzelt noch Stellen mit Bodentyp 7 (Ton). Der Bodentyp 9 entspricht einer Wasserfläche (Baldauf et al., 2006).

2.1.1 Der Präprozessor INT2LM

Das INT2LM ist ein Interpolationsprogramm, welches die Daten des gröber aufgelösten COSMO-EU Modells auf das Modellgitter des COSMO-2,8 interpoliert. Es wurde parallel zum COSMO-Modell entwickelt und gründet auf dem GME2LM (global model europe to local model) des DWD. Es beinhaltet drei Gruppen von Daten, die für den Betrieb des COSMO-Modells notwendig sind. Die erste Gruppe enthält externe Daten und Parameter. Dazu zählen Informationen über die Orographie, den Bodentyp, den prozentualen Anteil der Landfläche pro Gitterbox, das Geopotential am Erdboden und die Rauhigkeitslänge z_0. Die zweite Gruppe enthält Informationen über Bodenoberfläche und Bodenschichten, wie die Bodenoberflächentemperatur, die Temperatur in verschiedenen Tiefen im Erdboden, den Pflanzenbewuchs oder den Wasser- bzw. Eisgehalt. Die dritte Gruppe besteht aus atmosphärischen Variablen, wie den zonalen Windkomponen-

ten u und v, dem Vertikalwind w, Temperatur, Druck und spezifische Feuchte für alle Modellschichten. Neben der horizontalen Interpolation aufgrund der unterschiedlichen Maschenweite führt das INT2LM dies auch in der Vertikalen durch, weil sich die Anzahl der Schichten im COSMO-EU und im COSMO-2,8 unterscheiden und somit unterschiedliche Höhen aufweisen. Vor allem das verwendete geländefolgende Koordinatensystem (siehe Kap. 2.1.2) macht dies notwendig. Die COSMO-EU Antriebsdaten beinhalten Datenassimilation. Die Modellergebnisse werden dabei in bestimmten Zeitabständen mit Beobachtungsdaten verglichen und dadurch eine Angleichung der Modellwerte an die Beobachtungen erzielt. Dieses Assimilationsverfahren nennt man „nudging“. Die Antriebsdaten haben eine zeitliche Auflösung von einer Stunde, ebenso die interpolierten Daten des INT2LM.

2.1.2 Modellkonfiguration

Das COSMO-Modell verwendet so genannte primitive hydro-thermodynamische Gleichungen (Grundgleichungen) zur Beschreibung des Zustandes einer nicht-hydrostatischen, kompressiblen und feuchten Atmosphäre. Dazu gehören die dreidimensionale Bewegungsgleichung sowie prognostische Gleichungen für Druck, Temperatur und Feuchtegehalt. Die Vertikalgeschwindigkeit w ist dabei auf Zwischenniveaus, s. g. half levels definiert (Abb. 2.2), während alle anderen Variablen auf den Hauptniveaus (main levels) definiert sind (Arakawa-C-Gitter). Die Zustandsgrößen Lufttemperatur T, Luftdruck p und Luftdichte ρ formuliert man als Summe aus einem Mittelwert oder Grundzustand (z. B. T_0) und einer Abweichung davon, einer Störung (z. B. T'). Dies nennt man Linearisierung (Gl. 2.1). Der Grundzustand repräsentiert dabei eine zeitlich konstante, ruhende Atmosphäre, die horizontal homogen ist und sich im hydrostatischen Gleichgewicht befindet. Der Grundzustand ist somit nur von der Höhe z abhängig, während die Störgrößen zeit- und ortsabhängig sind (Doms et al., 2011; Schraff und Hess, 2011; Schättler, 2011). Die Abweichungen vom Grundzustand (gestrichene Größen) beschreiben das Wetter.

$$T(x,y,z,t) = T_0(z) + T'(x,y,z,t) \tag{2.1a}$$
$$p(x,y,z,t) = p_0(z) + p'(x,y,z,t) \tag{2.1b}$$
$$\rho(x,y,z,t) = \rho_0(z) + \rho'(x,y,z,t) \tag{2.1c}$$
$$q^x(x,y,z,t) = q_0^x(z) + q'^x(x,y,z,t) \tag{2.1d}$$
$$\vec{v}(x,y,z,t) = \vec{v}_0(z) + \vec{v}'(x,y,z,t) \tag{2.1e}$$
$$\vec{v}_0(z) = \vec{0} \;\; ; \;\; q_0^x(z) = 0 \;\; ; \;\; x = v,l,f \tag{2.1f}$$

Die Größen mit Index „0“ bezeichnen den Grundzustand, die gestrichenen Größen die Störung. Der Windvektor $\vec{v}$ ist dreidimensional und besteht aus den horizontalen Komponenten (u,v) und der Vertikalkomponente w. Für den Grundzustand und die Störung gilt die entsprechende Aufteilung. Die Feuchte q^x besteht aus dem spezifischen Anteil für Wasserdampf $x = v$, für Flüssig-

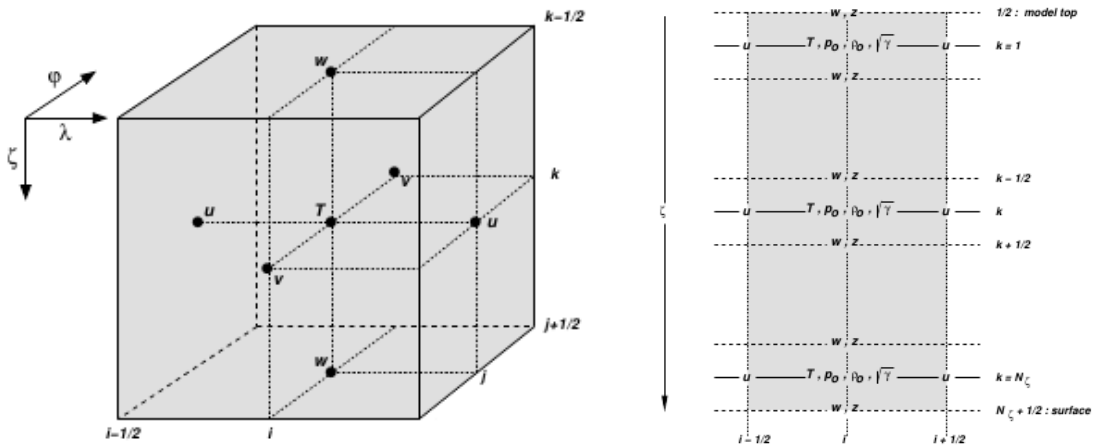

Abbildung 2.2: Schema einer Gitterbox (links), vertikale Verteilung der Modellniveaus (rechts), Quelle: (Baldauf et al., 2006).

wasser $x = l$ und Eis $x = f$. Die Grundzustände von Temperatur, Druck und Dichte hängen über die hydrostatische Approximation und die Glasgleichung zusammen (Gl. 2.2).

$$\frac{\partial p_0}{\partial z} = -\rho_0 \, g = -\frac{g \, p_0}{R_\mathrm{d} \, T_0} \tag{2.2}$$

Dabei ist $g = 9,81 \ \mathrm{m\,s^{-2}}$ die Schwerebeschleunigung und $R_\mathrm{d} = 287 \ \mathrm{J\,kg^{-1}\,K^{-1}}$ die Gaskonstante trockener Luft.

Diese Annahmen verwendet man nun, um die Grundgleichungen zu formulieren, es resultiert ein Gleichungssystem für die Strichgrößen. Um der Kugelgestalt der Erde gerecht zu werden, verwendet man im Allgemeinen sphärische Koordinaten (λ_g, φ_g, z), mit der geographischen Länge λ_g, der geographischen Breite φ_g und der Höhe z. Sphärische Koordinaten führen aber zu großen numerischen Problemen, da die Meridiane an den Polen konvergieren (s. g. Singularitäten). Dies umgeht man, in dem man rotierte Koordinaten (λ_g^N, φ_g^N, z) einführt, mit dem Ziel, dass der Äquator des neuen Koordinatensystems durch das Zentrum des Modellgebiets verläuft, denn am Äquator sind die Meridiane in erster Näherung parallel. Dadurch erhält man nahezu rechtwinklige Gitterboxen, solange man nur einen Ausschnitt um den neuen Äquator betrachtet. Zusätzlich ersetzt man die Höhe z durch eine geländefolgende Vertikalkoordinate ζ. ζ wird so gewählt, dass es eine eindeutige Funktion der Höhe z ist und mit der Höhe abnimmt. Die Transformation aus dem (λ_g, φ_g, z)-System in das gedrehte (λ_g^N, φ_g^N, ζ)-System (im Folgenden nur noch als (λ, φ, ζ)-System bezeichnet) beschreiben die drei Elemente der inversen Jacobi-Matrix J^z (Gl. 2.3).

$$J_\lambda \equiv J_{13}^z = \left(\frac{\partial z}{\partial \lambda}\right)_\zeta \quad ; \quad J_\varphi \equiv J_{23}^z = \left(\frac{\partial z}{\partial \varphi}\right)_\zeta \quad ; \quad J_\zeta \equiv J_{33}^z = \frac{\partial z}{\partial \zeta} = -\sqrt{G} \tag{2.3a}$$

$$\sqrt{G} = |\det J^z| \tag{2.3b}$$

Unter Verwendung der Linearisierung (Gl. 2.1) und nach vollzogener Transformation (Gl. 2.3) erhält man folgenden Satz an Gleichungen für die gestrichenen Größen, mit denen das Modell betrieben wird (Doms, 2011; Schättler et al., 2012). Wegen Gleichung 2.1f können bei den Windkomponenten (u, v, w) und der Feuchte q^x die Striche weggelassen werden.

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \vec{v}\cdot\nabla u - \frac{uv}{a}\tan\varphi - fv = -\frac{1}{\rho a\cos\varphi}\left(\frac{\partial p'}{\partial\lambda} + \frac{J_\lambda}{\sqrt{G}}\frac{\partial p'}{\partial\zeta}\right) + M_\mathrm{u} \tag{2.4a}$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \vec{v}\cdot\nabla v - \frac{u^2}{a}\tan\varphi + fu = -\frac{1}{\rho a}\left(\frac{\partial p'}{\partial\varphi} + \frac{J_\varphi}{\sqrt{G}}\frac{\partial p'}{\partial\zeta}\right) + M_\mathrm{v} \tag{2.4b}$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \vec{v}\cdot\nabla w = \frac{1}{\rho\sqrt{G}}\frac{\partial p'}{\partial\zeta} + B + M_\mathrm{w} \tag{2.4c}$$

$$\frac{\partial p'}{\partial t} + \vec{v}\cdot\nabla p' - g\rho_0 w = -\frac{c_\mathrm{pd}}{c_\mathrm{vd}}pD \tag{2.4d}$$

$$\frac{\partial T'}{\partial t} + \vec{v}\cdot\nabla T' + \frac{\partial T_0}{\partial z}\,w = -\frac{p}{\rho c_\mathrm{vd}}D + Q_\mathrm{T} \tag{2.4e}$$

$$\frac{\partial q^v}{\partial t} + \vec{v}\cdot\nabla q^v = -\left(S^l + S^f\right) + M_{q^v} \tag{2.4f}$$

$$\frac{\partial q^{l,f}}{\partial t} + \vec{v}\cdot\nabla q^{l,f} + \frac{1}{\rho\sqrt{G}}\frac{\partial P_\mathrm{l,f}}{\partial\zeta} = S^{l,f} + M_{q^{l,f}} \tag{2.4g}$$

Dies sind prognostische Gleichungen, also Gleichungen, die eine Ableitung nach der Zeit enthalten. Integriert man diese über die Zeit, kann man eine Vorhersage durchführen. Die Gleichungen enthalten einige neue Größen, für die teilweise weitere Bestimmungsgleichungen existieren. Im Einzelnen sind das:

- a – der mittlere Erdradius ($\approx 6370\ \mathrm{km}$)
- B – die Auftriebsbeschleunigung
- c_pd – die spezifische Wärme trockener Luft bei konstantem Druck
- c_vd – die spezifische Wärme trockener Luft bei konstantem Volumen
- D – die dreidimensionale Divergenz des Windfeldes
- M_ψ – Beiträge aus subskaligen Prozessen (z. B. Turbulenz) mit $\psi = u, v, w, q^x$
- Q_T – Beiträge aus diabatischen Prozessen
- $S^{l,f}$ – Quellen und Senken aus wolkenphysikalischen (mikrophysikalischen) Prozessen
- $P_\mathrm{l,f}$ – Flussdichten des Niederschlags für Flüssigwasser und Eis

Man verwendet dabei die Dichte feuchter Luft ρ (Gl. 2.5), dabei ist R_v die Gaskonstante des Wasserdampfes.

$$\rho = \frac{p}{R_\mathrm{d}T}\left[1 + \left(\frac{R_\mathrm{v}}{R_\mathrm{d}} - 1\right)q^v - q^l - q^f\right]^{-1} \tag{2.5}$$

Der in der vertikalen Bewegungsgleichung (Gl. 2.4c) enthaltene Auftriebsterm B ist gegeben durch:

$$B = g\frac{\rho_0}{\rho}\left[\frac{T'}{T} - \frac{p'T_0}{p_0 T} + \left(\frac{R_\mathrm{v}}{R_\mathrm{d}} - 1\right) q^v - q^l - q^f\right] \tag{2.6}$$

Die dominanten Anteile im Auftriebsterm sind Dichteunterschiede $\rho_0\rho^{-1}$ und Temperaturunterschiede T_0T^{-1}. Die dreidimensionale Divergenz des Windfeldes D und der Advektionsterm $\vec{v}\cdot\nabla$ sind für geländefolgende Koordinaten wie folgt definiert:

$$D = \frac{1}{a\cos\varphi}\left[\frac{\partial u}{\partial\lambda} + \frac{J_\lambda}{\sqrt{G}}\frac{\partial u}{\partial\zeta} + \frac{\partial}{\partial\varphi}\left(v\cos\varphi\right) + \cos\varphi\frac{J_\lambda}{\sqrt{G}}\frac{\partial v}{\partial\zeta}\right] - \frac{1}{\sqrt{G}}\frac{\partial w}{\partial\zeta} \tag{2.7a}$$

$$\vec{v}\cdot\nabla = \frac{1}{a\cos\varphi}\left(u\frac{\partial}{\partial\lambda} + v\cos\varphi\frac{\partial}{\partial\varphi}\right) + \dot{\zeta}\frac{\partial}{\partial\zeta} \tag{2.7b}$$

Dabei ist $\dot{\zeta}$ die Vertikalwindgeschwindigkeit im ζ-System, die gegeben ist durch:

$$\dot{\zeta} = \frac{1}{\sqrt{G}}\left(\frac{J_\lambda}{a\cos\varphi}u + \frac{J_\varphi}{a}v - w\right) \tag{2.8}$$

Oben genannte Gleichungen werden durch Finite-Differenzen-Methoden numerisch gelöst (Schättler et al., 2012). Dabei betrachtet man eine Gitterbox mit Volumen $\Delta V = \Delta\lambda\Delta\varphi\Delta\zeta$. Die Vertikalgeschwindigkeit w wird auf den Zwischenniveaus im Abstand $\pm\Delta\zeta$ vom Gitterpunkt, die horizontalen Komponenten des Windvektors u und v auf den Hauptniveaus im Abstand $\pm\Delta\varphi$ bzw. $\pm\Delta\lambda$ vom Gitterpunkt, alle anderen Variablen werden im Gitterpunkt selbst berechnet (Abb. 2.2).

Im Gegensatz zum COSMO-EU, wo selbst hochreichende Konvektion noch ein subskaliger Prozess ist, wird im COSMO-2,8 nur die Parametrisierung flacher Konvektion verwendet. Die Modellauflösung ist fein genug um hochreichende Konvektion aufzulösen. Nur die flache Konvektion stellt nach wie vor einen subskaligen Prozess dar. Die verwendete Parametrisierung basiert auf dem Tiedtke-Schema (Tiedtke, 1989). Anstatt subskalige konvektionsrelevante Größen wie z. B. die Vertikalgeschwindigkeit explizit zu berechnen, verwendet man die vertikalen Flüsse für Impuls, Wärme, Feuchte und Masse, die die gesuchten Größen beinhalten. Dabei mittelt man die Flüsse über den Bereich einer Gitterbox. Dadurch erhält man den Einfluss aller subskaliger konvektionsrelevanter Prozesse und kann damit auf der verwendeten Skala explizit weiterrechnen (Doms et al., 2011; Tröndle, 2008).

2.1.3 Verwendete Modifikationen und Nomenklatur

Um den Einfluss Sardiniens auf konvektive Niederschläge über Korsika zu untersuchen, werden für jede ausgewählte Wetterlage drei Simulationen durchgeführt: ein Referenzlauf, ein Lauf in

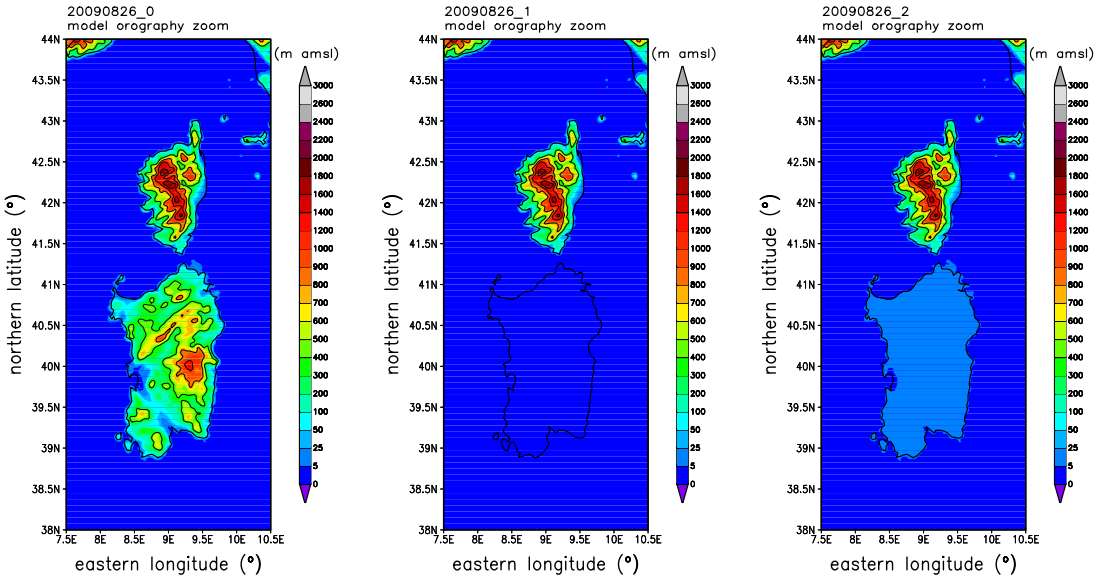

Abbildung 2.3: Modell-Orographie des Referenzlaufes (links), ohne Sardinien (Mitte) und mit Beschränkung Sardiniens auf 10 m. ü. M. (rechts) in m. ü. M. (engl. m amsl, metres above mean sea level).

dem Sardinien komplett entfernt wurde und ein Lauf in dem Sardinien auf eine maximale Höhe von 10 m. ü. M. beschränkt ist. Die Konfiguration des COSMO-Modells bleibt jeweils unverändert, es werden lediglich veränderte Orographiedaten eingelesen. Für den Referenzlauf werden im INT2LM unveränderte Orographiedaten mit einer Auflösung von 2,8 km benutzt. Alle Modelldaten (Antriebsdaten, externe Daten und Ausgabedaten) liegen im GRIB-Format (engl. **GRI**dded **B**inary = komprimiertes, binäres Format) vor. Zur Beschränkung der Orographie auf 10 m. ü. M. erweitert man das Unterprogramm, welches die externen Daten einliest und verarbeitet, um einen Vergleich. In diesem Vergleich wird zuerst das Gebiet (geogr. Koordinaten) festgelegt, in dem die Modifikation durchgeführt werden soll. Anschließend überprüft man die Orographie und setzt alle Werte größer als 10 m. ü. M. auf diesen Wert, während alle Werte unterhalb von 10 m unverändert bleiben (Abb. 2.3 rechts). Die Beschaffenheit des Bodens, also der Bodentyp bleibt unverändert. Das Geopotential am Erdboden modifiziert man auf die gleiche Art und Weise. Um Sardinien komplett aus dem Modell zu entfernen, nimmt man die GRIB-Datei mit den realen Werte und bearbeitet diese mit dem CDO-Programm (**C**limate **D**ata **O**perators). Mit Hilfe des CDO setzt man innerhalb eines definierten Gebietes (hier: Sardinien) alle Variablen auf Werte, die einer Meeresoberfläche entsprechen und speichert das Ergebnis als neue externe Datei ab. Diese neue Datei liest man an Stelle der Originaldatei mit dem INT2LM ein. Zur besseren Orientierung ist in allen Grafiken die Kontur der Insel miteingezeichnet (Abb. 2.3 Mitte). Zur Unterscheidung der einzelnen Modellläufe besteht folgende Nomenklatur:

- Referenzlauf – „**DATUM_0**“ oder „**REF**“
- Lauf in dem Sardinien komplett entfernt wurde – „**DATUM_1**“ oder „**NOSAR**“
- Lauf mit max. Höhe Sardiniens von 10 m. ü. M. – „**DATUM_2**“ oder „**SAR10m**“

Jeder Modelllauf startet um 00 UTC des jeweiligen Tages und endet um 00 UTC des Folgetages. Aus Mangel an zuverlässigen Messdaten wird auf eine Datenassimilation verzichtet. Außerdem werden aus zeitlichen Gründen keine Ensembles, d. h. mehrere Läufe mit identischen Einstellungen, durchgeführt, sondern jeweils nur ein einzelner Lauf realisiert.

Fragestellungen

In den NOSAR-Läufen legt die Luft bei einer Anströmung aus südlichen Richtungen einen deutlich längeren Weg über dem Meer zurück. Ist damit auch ein erhöhter Eintrag an Feuchtigkeit in die unteren Luftschichten verbunden?
Wenn ja, bedeutet dies, dass mehr Energie in Form latenter Wärme in der Atmosphäre zur Verfügung steht. Treffen diese Luftmassen auf Korsika, werden sie durch die Orographie zur Hebung gezwungen. Kann es durch den erhöhten Energiegehalt zur Verstärkung des konvektiven Niederschlags kommen, sofern die Randbedingungen es zulassen?
Neben dem erhöhten Feuchteeintrag in die Grenzschicht ist durch das Fehlen von Sardinien auch eine Veränderung der dynamischen Verhältnisse zu erwarten. Auf welche Art und Weise wird die Strömung modifiziert und was hat das für Auswirkungen auf weitere meteorologische Variablen? Sind damit Änderungen in der Struktur der Land-Seewind-Zirkulation, insbesondere des Seewindes an der Südküste Korsikas verbunden?
Im Kleinräumigen beeinflussen auch konvektive Systeme über Sardinien die dynamischen und thermischen Verhältnisse über dem Süden Korsikas, wenn z. B. der Abwind einer Gewitterzelle über Sardinien in Richtung Korsika strömt und dort weitere Konvektion auslöst. Fehlt diese wechselseitige Beeinflussung, wenn die Höhe Sardiniens reduziert wird?
Der Unterschied wischen den NOSAR-Läufen und den Läufen in denen Sardinien auf 10 m. ü. M. beschränkt ist, könnte darin bestehen, dass durch die vorhandene Landmasse die Dynamik ähnlich der im Referenzlauf ist. Nur bei besonders starken Strömungen wird durch die geringe Höhe der Orographie der Einfluss minimiert. Reicht die geringere Landmasse aus, um hochreichende Konvektion auszulösen? Unterscheiden sich die entstandenen Niederschlagsgebiete in Position, Zeitpunkt und Intensität gegenüber dem Referenzlauf?

2.2 Konvektion über Inseln

2.2.1 Hochreichende Konvektion

Konvektion im Allgemeinen beschreibt die vertikale Bewegung von Luftmassen. Man unterscheidet zwischen flacher Konvektion (vertikale Ausdehnung 0-3 km) und hochreichender Konvektion (vertikale Ausdehnung 10-12 km). Typische Erscheinungsformen flacher Konvektion sind Schönwetterwolken (cumulus humilis), die nur eine geringe vertikale Erstreckung haben und sich auf die untere Troposphäre beschränken. Im Zusammenhang mit Extremwetterereignissen spielt hochreichende Konvektion eine zentrale Rolle. Hochreichende Konvektion umfasst die gesamte Troposphäre bis zur Tropopause. Konvektion wird duch dynamische Kräfte (erzwungene Konvektion) und/oder thermische Kräfte (freie Konvektion) ausgelöst. Zu den dynamischen Kräften

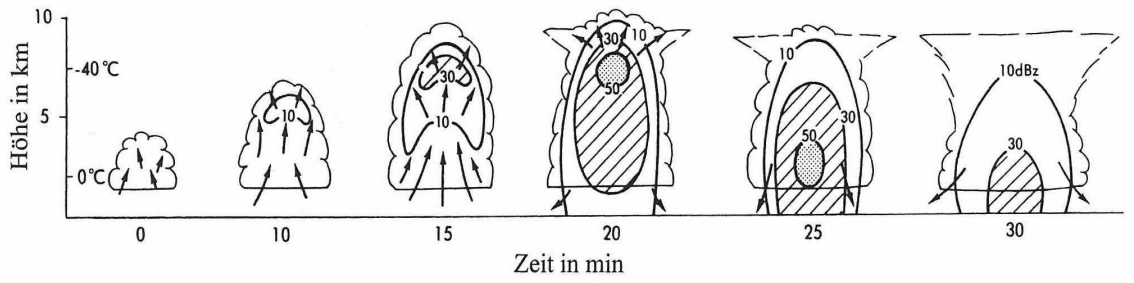

Abbildung 2.4: Entwicklung eines Einzelzellen-Gewitters. Nach Chisholm und Renick (1972). Quelle: Kraus und Ebel (2003).

gehören Hebung an Gebirgen und großräumige, synoptisch-skalige Antriebe, aber auch lokale Strukturen wie Konvergenz im Windfeld, Querzirkulationen an Fronten oder Sekundärzirkulationen wie das Land-Seewind-System (Tripoli und Cotton, 1989; Barthlott et al., 2010; Fovell, 2005; Simpson et al., 1980; Kalthoff et al., 2009). Zu den thermischen Kräften gehören Auftriebskräfte, hervorgerufen z. B. durch Temperatur- und Feuchteunterschiede infolge starker Sonneneinstrahlung oder Kaltluftadvektion in der Höhe. Kommt es während des Aufstiegs zur Kondensation, also zur Wolkenbildung, spricht man von feuchter Konvektion. Es gibt viele unterschiedliche Erscheinungsformen von konvektiven Systemen: Einzelzellen-Gewitter, Multizellen-Gewitter und Superzellen bis hin zu mesoskaligen konvektiven Systemen (MCS) und Gewitterlinien (Houze, 1993; Kraus und Ebel, 2003; Bott, 2012).

Die Entwicklung eines Gewitters ist ein komplexer Prozess. Exemplarisch sei hier die Entwicklung einer Einzelzelle (Abb. 2.4) beschrieben. Wenn die aufsteigende Luft gesättigt ist, kondensiert der überschüssige Wasserdampf und es bilden sich Wolken. Durch Nachströmen weiterer feucht-warmer Luft von unten beginnt die Wolke zu wachsen. Dabei wird der Luft Energie in Form von latenter Wärme entzogen und sie kühlt sich ab. Die kalte Luft sinkt nach unten, es entsteht ein Abwind (engl. "downdraft"). Bei fehlender vertikaler Windscherung unterbricht dieser Abwind den Aufwind, was die Zufuhr feucht-warmer Luft unterbricht. Das System kann sich nicht weiter entwickeln und beginnt sich aufzulösen. Bei ausreichender vertikaler Windscherung werden Auf- und Abwind räumlich getrennt. Dadurch kann es zur Neubildung von Aufwindbereichen kommen, die das System aufrecht erhalten.

Für die Auslösung hochreichender Konvektion gibt es einige Voraussetzungen, die aber nicht alle gleichzeitig erfüllt sein müssen (Kunz et al., 2009; Kurz, 1990; Bott, 2012):

- hoher Feuchtegehalt in bodennahen Schichten
- labile Schichtung: $-\frac{\partial T}{\partial z} > \gamma_\mathrm{t}$ bzw. $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$ wobei $\gamma_\mathrm{t} = \frac{g}{c_{pd}} = 0,98\ \frac{\mathrm{K}}{100\ \mathrm{m}}$ der trockenadiabatische Temperaturgradient und θ die potentielle Temperatur ist
- potenziell instabile Schichtung: $-\frac{\partial T}{\partial z} > \gamma_\mathrm{s}$ bzw. $\frac{\partial \theta_\mathrm{e}}{\partial z} < 0$ wobei $\gamma_\mathrm{s} < \gamma_\mathrm{t}$ der pseudoadiabatische Temperaturgradient ist, der eine Funktion des Feuchtegehaltes ist und θ_e die äquivalent-potentielle Temperatur; typische Werte für γ_s liegen bei 0,4-0,6 $\frac{\mathrm{K}}{100\ \mathrm{m}}$

- dynamischer Hebungsantrieb (Triggermechanismus): orographisch oder synoptisch bedingt
- Erreichen der Auslösetemperatur T_{A} am Boden (thermischer Hebungsantrieb). Dabei ist die Temperatur gemeint, die ein Luftpaket erreichen muss, um vom Boden zum Kumuluskondensationsniveau (KKN) aufsteigen zu können, falls keine großräumigen Hebungsantriebe vorhanden sind

Einen Überblick, welche dieser Voraussetzungen erfüllt ist, erhält man aus Radiosondenaufstiegen und anderen synoptischen Beobachtungen. Die Eigenschaften der Luftmassen (Temperatur, Feuchte), aber auch die Prozesse am Erdboden sind mitbestimmende Faktoren bei der Auslösung von Konvektion. Am wichtigsten ist der Energiehaushalt bzw. der Energieumsatz an der Erdoberfläche, also die Energiebilanz (Gl. 2.9, Arya (2001)) mit den Komponenten Strahlungsbilanz R_N, Flussdichte fühlbarer Wärme H und latenter Wärme H_L und dem Bodenwärmestrom H_G, der hier als Residuum der anderen drei Größen bestimmt wird. Am bedeutensten für atmosphärische Prozesse ist die Energie, die in Form von latenter Wärme gespeichert ist.

$$R_N = H + H_L + H_G \tag{2.9}$$

Zudem gibt es eine Vielzahl an Kenngrößen mit denen man den Zustand der Atmosphäre auf mögliche Schauer- oder Gewitterrisiken analysieren kann. Zu den hier untersuchten Kenngrößen zählen die „convective available potential energy“ (CAPE, dt. konvektiv verfügbare potentielle Energie, Gl. 2.10a), die „convective inhibition“ (CIN, dt. konvektive Hemmung, Gl. 2.10b), der „lifted index“ (LI, Gl. 2.10c), der „Konvektiv-Index“ (KO, Gl. 2.10d) sowie der „humidity index“ ($\mathrm{HI_{low}}$, Gl. 2.10e), das normierte Sättigungsdefizit (NSD, Gl. 2.10f) und eine Differenz-Windgeschwindigkeit w_{diff} (Gl. 2.10g).

$$\mathrm{CAPE} = R \int_{p_{\mathrm{NFK}}}^{p_{\mathrm{NNA}}} (T_{\mathrm{P}} - T_{\mathrm{U}}) \, \mathrm{d} \ln p \tag{2.10a}$$

$$\mathrm{CIN} = R \int_{p_{\mathrm{z_i}}}^{p_{\mathrm{NFK}}} (T_{\mathrm{P}} - T_{\mathrm{U}}) \, \mathrm{d} \ln p \tag{2.10b}$$

$$\mathrm{LI} = T_{\mathrm{P}_{500\mathrm{hpa}}} - T_{\mathrm{U}_{500\mathrm{hpa}}} \tag{2.10c}$$

$$\mathrm{KO} = \frac{1}{2} \left[\Theta_{\mathrm{e,700\ hpa}} + \Theta_{\mathrm{e,500\ hpa}}\right] - \frac{1}{2} \left[\Theta_{\mathrm{e,1000\ hpa}} + \Theta_{\mathrm{e,850\ hpa}}\right] \tag{2.10d}$$

$$\mathrm{HI_{low}} = (T_{950\ \mathrm{hPa}} - \tau_{950\ \mathrm{hPa}}) + (T_{850\ \mathrm{hPa}} - \tau_{850\ \mathrm{hPa}}) \tag{2.10e}$$

$$\mathrm{NSD} = \frac{r_{\mathrm{sat}} - r}{\sigma_{\mathrm{r_{sat}-r}}} \tag{2.10f}$$

$$w_{\mathrm{diff}} = w_{\mathrm{max}} - w_{\mathrm{cin}} \tag{2.10g}$$

Dabei ist R die universelle Gaskonstante, T_{P} die Temperatur des Luftpakets und T_{U} die Temperatur der Umgebungsluft, r_{sat} das Sättigungsmischungsverhältnis, r das aktuelle Mischungsverhältnis, $\sigma_{\mathrm{r_{sat}-r}}$ die Standardabweichung dieser Differenz, T die Lufttemperatur im entsprechenden Druckniveau, τ der Taupunkt auf dem entsprechenden Drucklevel, $w_{\max}$ die maximale Vertikalwindgeschwindigkeit unterhalb des Niveaus der freien Konvektion (NFK) und $w_{\mathrm{cin}} = \sqrt{2 \cdot \mathrm{CIN}}$ die zum Überwinden der CIN notwendige Vertikalwindgeschwindigkeit (Barthlott und Kalthoff, 2011). NNA ist das Niveau des neutralen Auftriebs, p der Luftdruck und $p_{\mathrm{z_i}}$ der Luftdruck am Oberrand der Grenzschicht. $T_{\mathrm{P_{500hpa}}}$ ist die Temperatur eines Luftpaketes in 500 hPa, welches adiabatisch vom Erdboden aus gehoben wurde und $T_{\mathrm{U_{500hpa}}}$ die Temperatur der Umgebungsluft in 500 hPa, $\Theta_{\mathrm{e,p}}$ bezeichnet die äquivalent-potentielle Temperatur, wobei der Index p für das jeweilige Druckniveau steht.

Günstig für die Entwicklung von Gewittern sind CAPE-Werte von mehr als 1000 $\mathrm{J\,kg^{-1}}$. Damit Gewitter entstehen können, muss nicht nur die CAPE hohe Werte annehmen, zuerst muss die CIN überwunden werden können. Bei geringen CIN-Werten reicht meist schon ein geringer z. B. thermisch induzierter Auftrieb zum Überwinden aus, durch externe Kräfte, wie orographisch bedingte Hebung oder großräumige Antriebe können auch höhere CIN-Werte überwunden werden. Während der LI die absolute Instabilität der Atmosphäre beschreibt, beinhaltet der KO-Index die für Konvektion ebenso wichtige potentielle Instabilität.

Das NSD wird ebenfalls für verschiedene Druckniveaus berechnet. Je kleiner der Wert des NSD, desto mehr relative Feuchtigkeit ist in dem Teil der Atmosphäre vorhanden. Wird ein Schwellenwert von $\mathrm{NSD} = 2$ unterschritten, ist ausreichend Feuchtigkeit für die Entstehung von Wolken und Niederschlag vorhanden (Chaboureau et al., 2004), bei $\mathrm{NSD} = 0$ herrscht Sättigung. Das NSD beschreibt den Feuchtegehalt auf einem Niveau, während $\mathrm{HI_{low}}$ den Feuchtegehalt des größten Teils der Grenzschicht, berechnet aus der Taupunktsdifferenz, beinhaltet. Ein Schwellenwert wird mit 15 K angegeben: Liegt der $\mathrm{HI_{low}}$ darunter ist in der Grenzschicht ausreichend Feuchtigkeit für die Initiierung hochreichender Konvektion vorhanden (Findell und Eltahir, 2003).

Eine Möglichkeit festzustellen, ob die vorherrschenden Vertikalwinde ausreichen, um die CIN zu überwinden, ist w_{diff}. Positive Werte bedeuten ausreichend Vertikalbewegung um die CIN zu überwinden (Adler et al., 2011). Es ist zu erwarten, dass diese Variablen in Fällen mit schwachem synoptischem Antrieb größeren Einfluss haben und eine stärkere Korrelation mit den Niederschlagsereignissen eingehen, als in Fällen mit starkem Antrieb.

Welcher Gewittertyp entsteht und wie lange sich ein solches konvektives System am Leben erhält, hängt von der vertikalen Windscherung, genauer gesagt der Richtungsscherung, den atmosphärischen Bedingungen in höheren Schichten (CAPE, CIN, Feuchte, etc.) und dem Energienachschub ab. Bei geringer bis keiner Windscherung entstehen Einzelzellen. Mit zunehmender vertikaler Windscherung entstehen vermehrt größere Systeme wie Multizellen oder Superzellen. Alle größeren Gewittertypen (Multizellen, Superzellen, MCS, Gewitterlinien) sind selbsterhaltende Systeme. Beispielsweise wird bei Multizellen der Aufwind und damit die Energiezufuhr nicht durch den Abwind unterbrochen, sondern induziert einen neuen Aufwind, der eine neue Zelle bildet. Je öfter sich dieser Vorgang wiederholt, desto länger ist die Lebensdauer eines solchen Systems.

Kleine Veränderungen des atmosphärischen Zustandes können große Auswirkungen auf Zeit-

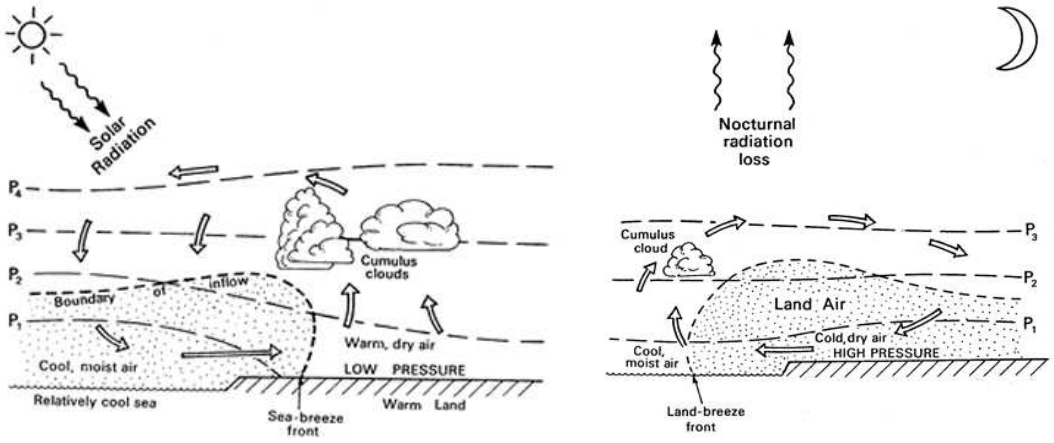

Abbildung 2.5: Schema der Land-Seewind-Zirkulation: Links die Tagsituation, rechts die Nachtsituation; Quelle: `http://www.rmets.org`; Erläuterung siehe Text.

punkt und Intensität von Niederschlagsereignissen haben. Eine nahegelegene Insel wie Sardinien spielt dabei ebenso ein Rolle wie die großräumigen, synoptischen Bedingungen oder die lokale Orographie. Diesen für Konvektion wichtigen Einflussgrößen gilt bei der Untersuchung der Wechselwirkung benachbarter Inseln besondere Aufmerksamkeit.

2.2.2 Thermisch induzierte Windsysteme

Die Orographie induziert unterschiedliche Sekundärzirkulationen. Auf Korsika und Sardinien treten mehrere dieser Zirkulationssysteme in Erscheinung: Die Insellage führt zu einem Land-Seewind-System, das hohe Gebirge zu Berg-Talwind- und Hangwindsystemen. Derartige Systeme haben Einfluss auf die Entstehung von Konvektion (Kottmeier et al., 2000). Die Grundströmung als großräumige Bedingung beeinflusst wiederum die lokalen Windsysteme, in dem diese verstärkt, abgeschwächt oder ganz unterdrückt werden. Ein signifikantes Hindernis wie Sardinien beeinflusst die Grundströmung und somit unterliegen auch die lokalen Windsysteme einer Modifikation.

Land-Seewind-System

Landoberflächen haben eine geringere Wärmeleitfähigkeit als Wasseroberflächen und erwärmen sich deshalb tagsüber stärker als die Wasseroberfläche. Dies bewirkt einen erhöhten Fluss fühlbarer Wärme H_{L}, der die darüber liegenden Luftschichten erwärmt. Die dabei entstehenden Temperatur- und Druckunterschiede zwischen Land- und Wasseroberfläche setzten eine thermisch direkte Zirkulation in Gang (Abb. 2.5). In der Nacht kühlt die Landoberfläche stärker aus als die Wasseroberfläche und die Zirkulationrichtung kehrt sich um. Die Höhe der Land-Seewind-Zirkulation beträgt in der Regel wenige hundert Meter. Der Land- bzw. der Seewind kann bis zu 10 m s^{-1} erreichen (Häckel, 2008; Wallace und Hobbs, 2006; Bott, 2012). Der Seewind transportiert kühle Luft und Feuchtigkeit vom Meer ins Landesinnere. Die Seewind-Front kann als eine schwache Kaltfront betrachtet werden, an der es zu Konvergenz und Aufsteigen kommt, was nicht selten zur

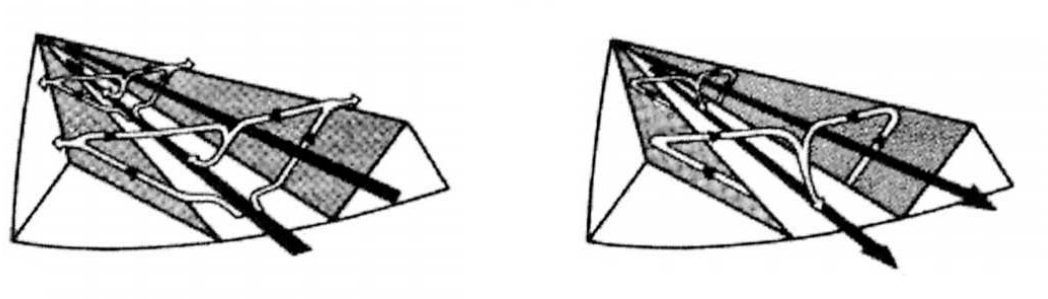

Abbildung 2.6: Hangwind- und Berg-Talwind-Zirkulation, links Situation am Tag, rechts in der Nacht (Defant, 1949), Erläuterung siehe Text.

Auslösung hochreichender Konvektion führt (Rao und Fuelberg, 2000; Kingsmill, 1995). Theoretische und numerische Studien zur Land-Seewind-Zirkulation wurden u. a. von Neumann und Mahrer (1971) durchgeführt. Die direkt von der Küste aufsteigenden Berge auf Korsika führen dazu, dass bei geeigneten Bedingungen (Strömungsgeschwindigkeit, Schichtung) die Luft soweit die Hänge hinaufströmt, dass gewitterhemmende Faktoren wie Inversionen überwunden werden können. Außerdem kommt es zur Überlagerung mit Hangwinden (Quian, 2008).

Hangwinde und Berg-Talwind-Zirkulation

Ähnlich der Land-Seewind-Zirkulation ist auch die Hangwindzirkulation ein thermisch induziertes Windsystem (Defant, 1949). Im Tagesverlauf wird zuerst die Luft über den Gipfeln und den nach Osten zeigenden Hängen erwärmt (Sonnenhang), während die gegenüberliegende Seite noch im Schatten liegt (Schattenhang). Ein so erwärmtes Luftpaket beginnt wegen seiner geringeren Dichte langsam den Hang hinaufzugleiten, vorausgesetzt, dass die horizontale Windgeschwindigkeit gering ist. Bei hohen horizontalen Windgeschwindigkeiten folgt ein Luftpaket der Strömung anstatt aufzusteigen. Mit zunehmender solarer Einstrahlung werden die Luftpakete immer zahlreicher und bilden schließlich den Hangaufwind (Abb. 2.6, links, weiße Pfeile). Gleichzeitig entwickelt sich auf der Schattenseite und im Tal eine Ausgleichsbewegung mit abgleitenden Luftpaketen, sodass eine geschlossene Zirkulation entsteht. Die aufsteigende warme Luft enthält oft viel Wasserdampf, sodass im Tagesverlauf Quellwolken über den Gipfeln entstehen, die sich bei günstigen Bedingungen zu Gewittern entwickeln können. Die Hangwindzirkulation folgt mehr oder weniger dem Querschnitt des Tales. Verläuft ein zweites Tal parallel, kommt es über dem dazwischen liegenden Bergrücken zu einer Konvergenzzone mit verstärkter Konvektion. Der Hauptkamm des korsischen Gebirges mit seiner Nord-Süd-Ausrichtung entspricht einem solchen Bergrücken. Die entstehenden Hangwinde überlagern sich mit dem Land-Seewind-System. In der Nacht kehrt sich die Zirkulationsrichtung um (Abb. 2.6, rechts, weiße Pfeile).
Eine andere Art der Zirkulation im Gebirge ist das Berg-Talwind-System (Defant, 1949). Am Tag erwärmt die Sonne die Luft im Gebirge stärker als in gleicher Höhe über dem Meeresspiegel in der Ebene. Dadurch sinkt der Luftdruck im Gebirge und Luft fließt von der Ebene in Richtung Gebirge (Abb. 2.6, links, schwarze Pfeile). Diese Ausgleichsbewegung nennt man Talaufwind. In der Nacht kühlt sich die Luft im Gebirge schneller ab als auf gleicher Höhe über dem Meeres-

spiegel in der Ebene. Kalte Luft hat bei gleichem Luftdruck eine höhere Dichte, dadurch beginnt die Luft aus den Tälern in Richtung Ebene zu fließen (Abb. 2.6, rechts, schwarze Pfeile). Man nennt diese Talabwinde auch katabatische Winde. In Küstenregionen oder auf Inseln trifft die nächtlich ausströmende Kaltluft (engl. „nocturnal drainage flow“) auf das in der Regel wärmere Meer. Dies führt ähnlich wie beim Land-Seewind-System zur Bildung einer Mikro-Kaltfront mit Konvergenz. Besonders in den frühen Morgenstunden kann somit vor der Küste hochreichende Konvektion entstehen (Simpson et al., 1980; Neumann, 1950; Rampanelli et al., 2004).

2.3 Wichtige Gleichungen in der Synoptik

Zur Beschreibung der großräumigen synoptischen Situation sind die Strömungsverhältnisse in der mittleren bis oberen Troposphäre von entscheidender Bedeutung. Die Struktur des Geopotentials in 500 hPa mit Trögen und Rücken gibt Aufschluss über die vorherrschenden Antriebe für Hebung oder Absinken. Ein synoptisch hervorgerufener Hebungsantrieb kann Konvektion begünstigen bzw. verstärken, während ein Antrieb für Absinken Konvektion unterdrücken kann.
Im Allgemeinen verwendet man für die mathematische Beschreibung ein Koordinatensystem, in dem der Druck p die Vertikalkoordinate ist, das so genannte p-System. Nach der ω-Gleichung im p-System (Gl. 2.11) kommt es zu Hebung ($\omega \approx -\rho\, g\, \mathrm{w} < 0$) bei mit der Höhe zunehmender positiver Vorticity-Advektion (PVA), positiver Schichtdickenadvektion (PSA) und/oder bei diabatischer Wärmezufuhr. Umgekehrt kommt es zu Absinken ($\omega > 0$) bei mit der Höhe abnehmender negativer Vorticity-Advektion (NVA), negativer Schichtdickenadvektion (NSA) und/oder bei diabatischem Wärmeentzug. Damit kommt es häufig vorderseitig eines Troges zu Hebung und rückseitig zu Absinken.

$$\left(\sigma\nabla^2 + f_0^2\frac{\partial^2}{\partial p^2}\right)\omega = -f_0\frac{\partial}{\partial p}(-\vec{v}_\mathrm{g}\cdot\nabla_\mathrm{p}(\zeta_\mathrm{g}+f)) - \frac{R_\mathrm{l}}{p}\nabla^2(-\vec{v}_\mathrm{g}\cdot\nabla_\mathrm{p}T) - \frac{R_\mathrm{l}}{c_\mathrm{p}\,p}\nabla^2 H \quad (2.11)$$

In der ω-Gleichung ist σ der Stabilitätsparameter, f_0 der Coriolisparameter bei geographischer Breite φ_0, f der breitenabhängige Coriolisparameter, $\vec{v}_\mathrm{g}$ der geostrophische Wind, ζ_g die geostrophische Vorticity, p der Luftdruck, R_l die Gaskonstante trockener Luft, c_p die spezifische Wärmekapazität trockener Luft bei konstantem Druck und H eine Funktion, die die diabatischen Wärmeübergänge beschreibt. Für Hebung bzw. Absinken ist es ausreichend, wenn einer der drei Terme dominiert (Kurz, 1990).
Die Betrachtung von Vorticityadvektion und Schichtdickenadvektion in mindestens zwei Niveaus ist also ausreichend, um eine qualitative Aussage über den vorherrschenden Antrieb zu treffen. Problematisch wird es, wenn beide Terme entgegengesetzte Vorzeichen haben und ungefähr gleich groß sind. Um herauszufinden, welcher Term der dominierende ist, müssen die ersten beiden Terme der Gleichung 2.11 einer genaueren Analyse unterzogen werden (Wiin-Nielsen, 1973). Das Resultat ist die ω-Gleichung nach Sutcliffe (1947), in der unter anderem sämtliche Deformationen des Windfeldes vernachlässigt werden (engl. Sutcliffe-Forcing F, Gl. 2.12):

$$F \approx -2\, f_0\, \vec{v}_\mathrm{T} \cdot \nabla \zeta_\mathrm{g} \tag{2.12}$$

Damit ist die Advektion relativer geostrophischer Vorticity ζ_g mit dem thermischen Wind $\vec{v}_\mathrm{T}$ der dominante Antriebsterm für Vertikalbewegungen. Zur Bestimmung von Hebungs- und Absinkgebieten ist es nunmehr nur noch notwendig entsprechende synoptische Karten in einem Höhenniveau zu betrachten.

Eine andere Form der synoptischen Analyse ist die Q-Vektor-Diagnostik. Hoskins et al. (1978) haben diese Form der ω-Gleichung abgeleitet. Der Vorteil gegenüber Gleichung 2.12 besteht u. a. darin, dass alle Effekte, also auch Deformationseffekte in der Strömung berücksichtigt werden. Der Q-Vektor (Gl. 2.13a) beschreibt die Änderung der potentiellen Temperatur Θ innerhalb der Strömung des geostrophischen Windes. Die ω-Gleichung enthält dadurch nur noch die Divergenz des Q-Vektors und einen weiteren Term, der Effekte durch die Corioliskraft beschreibt (Gl. 2.13b). Der dominierende Term ist die Q-Vektordivergenz ($\nabla_\mathrm{h} \cdot \vec{Q} =: \mathrm{FQ}$)

$$\vec{Q} = \frac{R_\mathrm{l}}{p_0} \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\frac{c_\mathrm{V}}{c_\mathrm{P}}} \left(\frac{\partial}{\partial t} + \vec{v}_\mathrm{g} \cdot \nabla_\mathrm{p}\right) \nabla_\mathrm{p} \Theta \tag{2.13a}$$

$$\left(\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right) \omega = -2\, \nabla_\mathrm{h} \cdot \vec{Q} - \frac{R_\mathrm{l}}{p_0} \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\frac{c_\mathrm{V}}{c_\mathrm{P}}} \frac{\partial f}{\partial y} \frac{\partial \Theta}{\partial x} \tag{2.13b}$$

Daraus ergibt sich Hebung bei Konvergenz und Absinken bei Divergenz des Q-Vektors. Der Vorteil dieser Betrachtungsweise liegt darin, dass man mit einer Variablen sofort eine Aussage über die Antriebe treffen kann und nicht wie bei der ursprünglichen Form der ω-Gleichung mehrere Terme vergleichen muss.

Zusätzlich zur Q-Vektor-Diagnostik hat in den letzten Jahren die Analyse mit Hilfe der isentropen potentiellen Vorticity (IPV, Gl. 2.14) an Bedeutung gewonnen (Hoskins et al., 1985). Bei adiabatischen Prozessen ist die IPV eine Erhaltungsgröße. Entscheidend für die Wetterwirksamkeit sind positive Anomalien, also höhere Werte als im klimatologischen Mittel. Als besonders geeignet hat sich die Betrachtung der IPV auf der 320 K-Isentropenfläche ergeben, da diese vom Pol zum Äquator die Tropopause durchschneidet.

$$IPV = -g \eta_\Theta \frac{\partial \Theta}{\partial p} \tag{2.14}$$

Dabei ist g die Schwerebeschleunigung der Erde und η_Θ die absolute Vortivity im Θ-System ist. Das Θ-System ist ein Koordinatensystem, in dem die z-Koordinate durch die potentielle Temperatur Θ ersetzt wird. In der Troposphäre sind Werte von 0 PVU bis 1 PVU (potential vorticity unit, 1 PVU = 10^{-6} K m^2 kg^{-1} s^{-1}), an der Tropopause 2 PVU bis 5 PVU und in der Strato-

sphäre noch höhere Werte typisch. Wichtig ist die Position und die Verlagerung einer positiven Anomalie gegenüber der Strömung in unteren Schichten (Fernwirkung). Setzt man die IPV mit der ω-Gleichung in Beziehung, so folgt wegen der IPV-Erhaltung vorderseitig der Anomalie Hebung und rückseitig Absinken. Auf Grund der Corioliskraft wird damit eine zyklonale Rotation induziert. Im Zusammenspiel mit den bereits erwähnten Hebungsantrieben können somit intensive Wettererscheinungen auftreten.

3. Untersuchte Wetterlagen

Zunächst wird ein Überblick geschaffen, welche Wetterlagen analysiert wurden und wie diese ausgewählt wurden. Im Fokus steht zu Beginn die Betrachtung der synoptischen Situation der ausgesuchten Fälle und deren Einfluss auf konvektive Niederschläge. In einem zweiten Schritt wurde die Güte des Referenzlaufes im Vergleich zu Messdaten untersucht und Unterschiede zwischen den Sensitivitätsläufen herausgearbeitet.

3.1 Überblick

Um den wechselseitigen Einfluss der beiden Inseln Korsika und Sardinien zu untersuchen, wurden mehrere Fälle aus den Jahren 2009 bis 2011 ausgewählt. Dabei wurden sowohl Fälle mit schwachem synoptischem Antrieb und isolierter Konvektion als auch Fälle mit starkem synoptisch-skaligem Antrieb, an denen die Konvektion in größere Tiefdruckgebiete eingelagert ist, betrachtet. Die Tage, an denen hochreichende Konvektion über Korsika auftritt, wurden anhand von Satellitenaufnahmen im sichtbaren und infraroten Bereich herausgefiltert.[1] Ein weiteres Auswahlkriterium war die vorherrschende Anströmrichtung in der unteren Troposphäre, denn nur bei einer überwiegend südlichen Anströmung ist ein Einfluss Sardiniens auf Korsika anzunehmen. Mit Analysen des amerikanischen GFS-Modells ("Global Forecast System")[2] kann an Hand der Druckverteilung die Windrichtung bestimmt werden. Folgende Tage erfüllen die gewünschten Kriterien:

- 26. August 2009
- 27. August 2009
- 15. Juni 2010
- 04. Juli 2011
- 25. Oktober 2011
- 05. November 2011

3.2 Synoptische Analyse der ausgewählten Fälle

Mitentscheidend für das vorherrschende Wetter sind die dynamischen und thermischen Verhältnisse in der mittleren bis oberen Troposphäre. Die Verteilung des Geopotentials in 500 hPa wird für die synoptische Analyse zur Hand genommen, da dieses Niveau als divergenzfrei gilt. Vorderseitig des Höhentroges kommt es zu Hebungsvorgängen und damit verbundener Zyklogenese und Niederschlagsbildung, im Bereich eines Rückens herrscht Absinken, Hochdruckeinfluss

[1] Archiv auf `http://www.sat24.com`
[2] Archiv auf `http://www.wetter3.de`

und damit ruhigeres Wetter. Nach der ω-Gleichung sind Divergenz des Horizontalwindes in der oberen Troposphäre, positive, mit der Höhe zunehmende Vorticityadvektion (PVA) und positive Schichtdickenadvektion die wichtigsten Antriebsterme für Hebung. Zusammengefasst beschreibt dies eine positive Q-Vektordivergenz. Neben den synoptischen Antrieben für Hebung sind CAPE, CIN und LI wichtige Kenngrößen, um zu entscheiden, ob es zu hochreichender Konvektion kommen kann oder nicht.

Fall 1: Trogvorderseite (26. August 2009)

Am 26. August 2009 bestimmt ein breiter Höhentrog in 500 hPa das Wetter im westlichen Mittelmeer (Abb. 3.1, links, schwarze Linien), auch wenn er in diesem Niveau nicht sehr stark ausgeprägt ist. Der Trog verlagert sich im Tagesverlauf langsam Richtung Osten, wobei die Krümmung der Isohypsen zunimmt. Am Abend liegt die Trogachse zwischen Mallorca und Korsika, d. h. die Inseln Korsika und Sardinien liegen ganztägig auf der Trogvorderseite. Noch deutlicher tritt die Trogstruktur in 300 hPa in Erscheinung, die Isohypsen sind sehr stark gekrümmt (Abb. A.1, rechts, schwarze Linien). Am Boden herrscht relativ zur Umgebung (Alpen, Nordafrika, Zentralfrankreich) schwacher Tiefdruckeinfluss (Abb. 3.1, links, weiße Linien).
Eine Analyse der Vertikalbewegungen zeigt, dass es im Untersuchungsgebiet sowohl in 700 hPa als auch in 500 hPa ganztägig zu Hebung kommt (Abb. A.1, links). Die Q-Vektordiagnostik liefert hierzu kein stimmiges Bild, denn die Q-Vektordivergenz (FQ) in 500 hPa ist überwiegend positiv (Abb. 3.1, rechts). Die positive Q-Vektordivergenz verstärkt sich sogar im weiteren Tagesverlauf. Dies hängt mit der stärkeren Krümmung der Isohypsen zusammen (Krümmungsvorticity). Somit ergibt sich für Korsika ein Antrieb für Absinken, was im Widerspruch zur ganztägig beobachteten Hebung steht. Die ganztägige Hebung über Korsika ist vermutlich auf thermische und/oder diabatische Prozesse zurückzuführen. Betrachtet man die Terme der ursprünglichen Form der ω-Gleichung im einzelnen genauer, findet man Gründe für diese Diskrepanz. Die für Hebung notwendige Divergenz des Horizontalwindes in der oberen Troposphäre (300 hPa) ist nicht vorhanden (Abb. A.1, rechts, weiße Linien). Dagegen ist die Vorticity-Advektion im Bereich Korsika meist positiv und mit der Höhe zunehmend, in 300 hPa herrscht stärkere PVA als in 500 hPa (o. Abb). Die Schichtdickenadvektion 500-1000 hPa nimmt ganztägig schwach positive Werte an (o. Abb.). Auf der 320 K-Fläche ist im Bereich des Troges eine kleine positive IPV-Anomalie (2 PVU bis 3 PVU) zu erkennen (o. Abb.). Vorderseitig dieser Anomalie kommt es zu Hebung, das sind aber auch die Gebiete in denen FQ positiv ist.
Die Kenngrößen CAPE, LI und KO-Index zeigen eine potentielle Instabilität der Atmosphäre an. CAPE erreicht Werte von 2000 J kg^{-1} und darüber, der LI liegt unter -4 K und der KO-Index unter -18 K. Die Radiosondenaufstiege von Ajaccio an der Westküste Korsikas um 00 UTC und 12 UTC liefert aber auch CIN-Werte von 60 J kg^{-1} bzw. 124 J kg^{-1}. Diese Werte sind sehr hoch und sprechen gegen die Auslösung hochreichender Konvektion. Allerdings ist die Station und auch der Radiosondenaufstieg stark maritim beeinflusst und spiegelt nicht unbedingt die Verhältnisse im Landesinneren wieder.
Insgesamt ist der Antrieb auf der synoptischen Skala schwach und bewirkt leichtes großräumi-

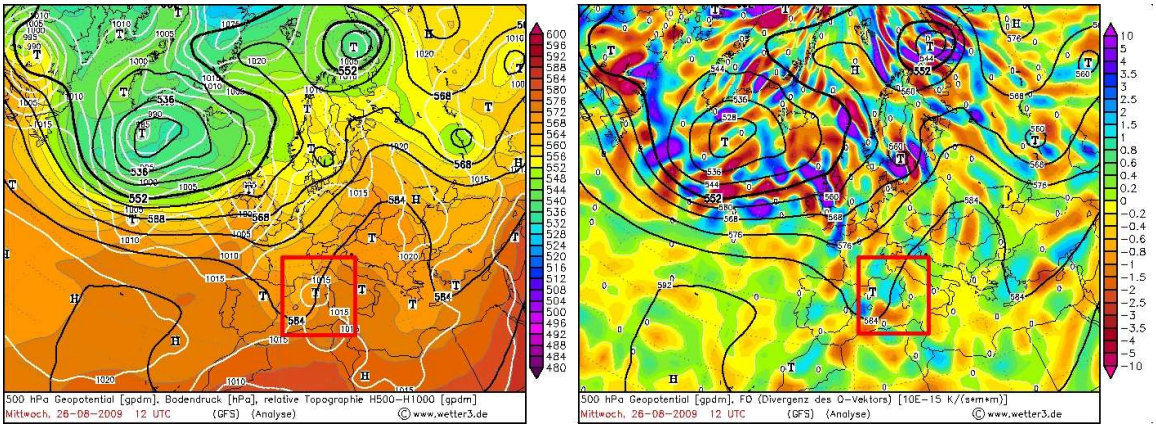

Abbildung 3.1: 500 hPa Geopotential in gpdm (schwarze Linien), Bodendruck in hPa (weiße Linien) und relative Topographie 500-1000 hPa (Farbe) in gpdm (linke Seite) sowie Geopotential in gpdm (dicke Linien) und Q-Vektor-Divergenz in 10^{-15} K s^{-1} m^{-2} (Farbe) in 500 hPa (rechte Seite) jeweils um 12 UTC am 26.08.2009. Der rote Kasten markiert das Untersuchungsgebiet; Quelle: `www.wetter3.de`.

ges Absinken, was Konvektion ebenso unterdrückt wie die hohen CIN-Werte. Die beobachtete hochreichende Konvektion wird durch erzwungene Hebung am Gebirge oder durch thermisch induzierte Windsysteme ausgelöst, weil dadurch die CIN überwunden werden kann.

Fall 2: Kleines Höhentief über Korsika (27. August 2009)

Im Laufe des Vormittags beginnt sich aus dem Trog in 500 hPa, der sich am Vortag von Spanien in Richtung Westen verlagert hat, ein Höhentief abzulösen, welches anschließend ortsfest über Korsika und Sardinien liegt. Das Höhentief wird von mehreren Kurzwellentrögen zyklonal umlaufen (Abb. 3.2, links, schwarze Linien). Auch in 300 hPa löst sich um die Mittagszeit ein Höhentief ab (Abb. A.2, rechts, schwarze Linien). Dieses Höhentief verlagert sich im Tagesverlauf etwas nach Süden. Der Druckgradient am Erdboden ist sehr schwach. Am Nachmittag bildet sich im zentralen Mittelraum ein flaches Tief unterhalb des Höhentiefs (Abb. 3.2, links, weiße Linien).
Im Bereich des Höhentiefs kommt es zu kräftigen Vertikalbewegungen (Hebung) über Korsika (Abb. 3.2, links). Die Q-Vektordiagnostik liefert erneut ein widersprüchliches Bild mit starker Divergenz des Q-Vektors an der Ostflanke des Höhentiefs über Korsika und Sardinien (Abb. 3.2, rechts). Der Betrag der Q-Vektordivergenz verändert sich im Tagesverlauf nur wenig. Anders als am Vortag ist die Divergenz des Horizontalwindes in 300 hPa am 27.08.2009 positiv (Abb. A.2, rechts, weiße Linien), ein notwendiger Hebungsantrieb ist somit gegeben. Sowohl in 500 hPa als auch in 300 hPa herrscht vormittags PVA und nachmittags NVA, jeweils mit der Höhe zunehmend, hinzu kommt eine negative Schichtdickenadvektion (o. Abb.). Die kleine IPV-Anomalie des Vortages besteht weiterhin und liegt westlich von Korsika (o. Abb.). Während die Vorticity-Advektion und die Schichtdickenadvektion Bedingungen für großräumiges Absinken zeigen, liefern IPV und Divergenz des Horizontalwindes in 300 hPa Hebungsantriebe.
Während am Vormittag noch CAPE-Werte über 2000 J kg^{-1} erreicht werden und LI bei -6 K liegt, wird CAPE am Nachmittag abgebaut. Am Abend liegen die Werte um 1000 J kg^{-1} bei einem LI

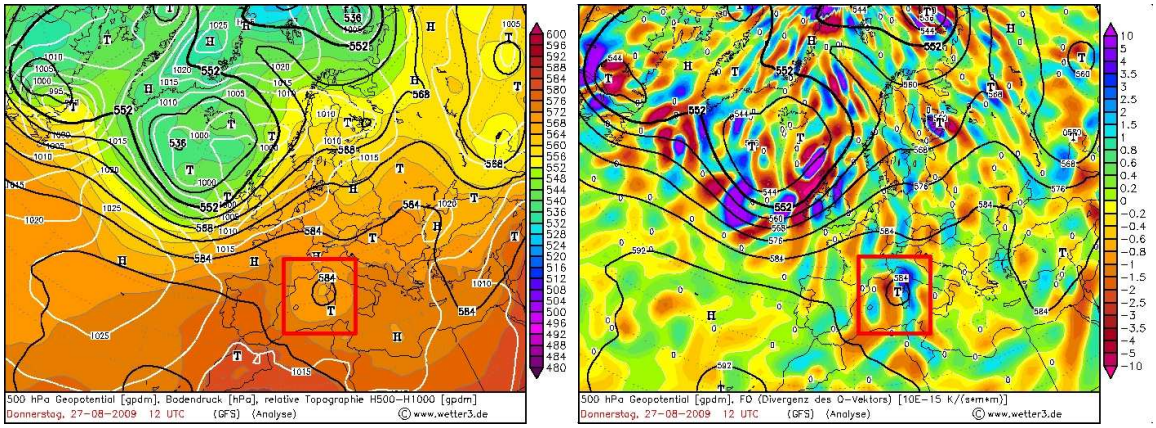

Abbildung 3.2: 500 hPa Geopotential in gpdm (schwarze Linien), Bodendruck in hPa (weiße Linien) und relative Topographie 500-1000 hPa (Farbe) in gpdm (linke Seite) sowie Geopotential in gpdm (dicke Linien) und Q-Vektor-Divergenz in 10^{-15} K s^{-1} m^{-2} (Farbe) in 500 hPa (rechte Seite) jeweils um 12 UTC am 27.08.2009. Der rote Kasten markiert das Untersuchungsgebiet; Quelle: `www.wetter3.de`.

von ca. -2 K. Der KO-Index liegt mit -18 K bei niedrigen Werten. Die Radionsondenaufstiege von Ajaccio dieses Tages liefern hohe CIN-Werte um 50 J kg^{-1}.
Die großräumigen Antriebe bewirken Absinken, wodurch die Konvektion unterdrückt wird. Hohe CAPE und stark negativer KO deuten auf eine große potentielle Instabilität der Atmosphäre hin. Durch erzwungene Hebung an Gebirgen oder durch thermisch induzierte Windsysteme kommt es wie am Vortag zur Überwindung der CIN und zur Auslösung hochreichender Konvektion.

Fall 3: Vorderseite eines markanten Troges über Spanien (15. Juni 2010)

Ein quasistationärer Trog in 500 hPa mit großer Amplitude erstreckt sich von den Britischen Inseln weit nach Süden bis nach Nordafrika (Abb. 3.3, links, schwarze Linien). Ein eingelagerter Kurzwellentrog verlagert sich im Tagesverlauf von der Ostküste der Iberischen Halbinsel ostwärts und erreicht am Abend Korsika und Sardinien. In 300 hPa ist der Trog ebenfalls sehr markant (Abb. A.3, rechts, schwarze Linien), die Krümmung der Isohypsen ist sogar noch stärker als in 500 hPa. Mit der Höhenströmung verlagert sich der Kurzwellentrog wie in 500 hPa nach Osten und verschärft sich am Abend ein wenig. Korsika liegt ganztägig auf der Trogvorderseite in einem Bereich mit großräumigen Hebungsantrieben. Am Boden ist durch Zyklogenese ein schwaches Tiefdruckgebiet entstanden, dass sich ebenfalls ostwärts verlagert und dessen Zentrum und Frontensystem (Kaltfront) am Abend Korsika erreicht (Abb. 3.3, links, weiße Linien).
In 500 hPa und 700 hPa kommt es dementsprechend zu kräftigen Vertikalbewegungen (Hebung), die sich mit Annäherung des Kurzwellentroges verstärken und teilweise mehr als -40 hPa h^{-1} erreichen (Abb. A.3, links). Bis 12 UTC zeigt der Q-Vektor in 500 hPa über Korsika Divergenz, danach, bei Annäherung des Kurzwellentroges, starke Konvergenz (Abb. 3.3, rechts). Damit existiert nur in den Morgenstunden eine Diskrepanz zwischen Vertikalbewegung und Q-Vektordivergenz. In 300 hPa herrscht trogvorderseitig den ganzen Tag über starke Divergenz des Horizontalwindes (Abb. A.3, rechts, weiße Linien). Betrachtet man die einzelnen Terme getrennt, wird deutlich,

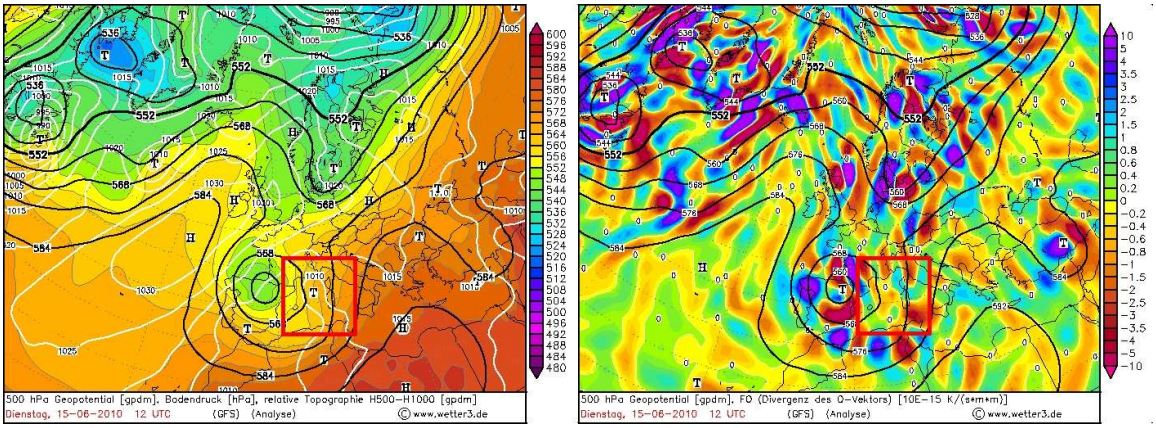

Abbildung 3.3: 500 hPa Geopotential in gpdm (schwarze Linien), Bodendruck in hPa (weiße Linien) und relative Topographie 500-1000 hPa (Farbe) in gpdm (linke Seite) sowie Geopotential in gpdm (dicke Linien) und Q-Vektor-Divergenz in 10^{-15} K s^{-1} m^{-2} (Farbe) in 500 hPa (rechte Seite) jeweils um 12 UTC am 15.06.2010. Der rote Kasten markiert das Untersuchungsgebiet; Quelle: `www.wetter3.de`.

warum der Q-Vektor vormittags konvergiert. Während die Schichtdickenadvektion ganztägig positiv ist, herrscht sowohl in 500 hPa als auch in 300 hPa bis 12 UTC mit der Höhe zunehmende negative Vorticity-Advektion (o. Abb.). Am Nachmittag kehren sich die Verhältnisse um und es kommt zu PVA, die mit der Höhe stark zunimmt. Die NVA sorgt für die Konvergenz des Q-Vektors, jedoch überwiegt der Hebungsantrieb aus Schichtdickenadvektion und Divergenz in 300 hPa.

CAPE erreicht am 15.06.2010 moderate Werte um 1000 J kg^{-1}, der LI liegt bei ca. -2 K, der KO-Index bei ca. -6 K. Aus dem Radiosondenaufstieg von Ajaccio von 12 UTC folgt zudem eine relativ niedrige CIN von ca. 25 J kg^{-1}.

Die Warmluftadvektion in der unteren Troposphäre am Vormittag wölbt vorderseitig des Höhentroges einen kleinen Höhenrücken auf, was Konvektion zunächst unterdrückt. Am Nachmittag wird durch PVA großflächig Hebung ausgelöst und es kommt zu hochreichender Konvektion. Die Atmosphäre ist außerdem leicht instabil geschichtet.

Fall 4: Höhentief über den Ballearen (04. Juni 2011)

Ein stationäres Höhentief in 500 hPa mit Zentrum über den Balearen bestimmt am 04.06.2011 das Wetter im westlichen Mittelmeerraum. Die Isohypsen zeigen im Westen, Süden und Osten lokale Krümmungsmaxima, welche im Tagesverlauf ebenfalls stationär sind. Korsika liegt im Bereich des östlichen Maximums (Abb. 3.4, links, schwarze Linien). Auch in 300 hPa findet man diese Struktur (Abb. A.4, rechts, schwarze Linien). Der Luftdruck am Erdboden ändert sich wenig bei Werten um 1015 hPa (Abb. 3.4, links, weiße Linien).

Im Bereich von Korsika und Sardinien kommt es in allen Druckniveaus ganztägig zu mäßig starker, großräumiger Hebung (Abb. A.4, links). Die Q-Vektordivergenz ist schwach negativ, es herrscht also Konvergenz des Q-Vektors und damit Antrieb für Hebung (Abb. 3.4, rechts). Bei Betrachtung der einzelnen Komponenten ergibt sich ein stimmiges Bild: Die Divergenz des Ho-

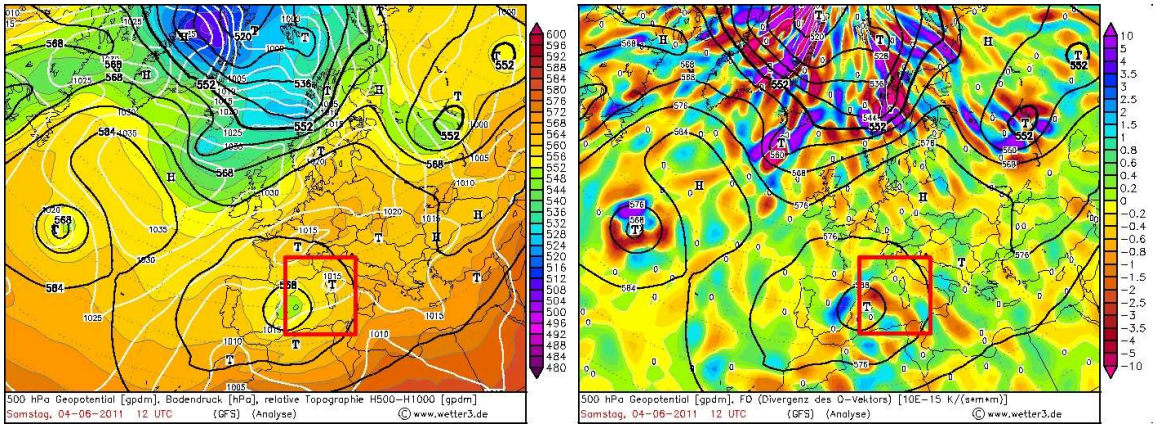

Abbildung 3.4: 500 hPa Geopotential in gpdm (schwarze Linien), Bodendruck in hPa (weiße Linien) und relative Topographie 500-1000 hPa (Farbe) in gpdm (linke Seite) sowie Geopotential in gpdm (dicke Linien) und Q-Vektor-Divergenz in 10^{-15} K s^{-1} m^{-2} (Farbe) in 500 hPa (rechte Seite) jeweils um 12 UTC am 04.06.2011. Der rote Kasten markiert das Untersuchungsgebiet; Quelle: `www.wetter3.de`.

rizontalwindes in der oberen Troposphäre ist positiv und verstärkt sich am Nachmittag etwas (Abb. A.4, rechts, weiße Linien). Die Vorticity-Advektion in 500 hPa ist vormittags schwach positiv und nachmittags schwach negativ, in 300 hPa ganztägig positiv und verstärkt sich am Nachmittag (o. Abb.). Die Vorticity-Advektion ist damit mit der Höhe zunehmend und sorgt zusammen mit der ganztägig positiven Schichtdickenadvektion für Hebung (o. Abb.). Auf der 320 K-Fläche existiert im Bereich des Höhentiefs eine IPV-Anomalie von mehr als 6 PVU (o. Abb.). Korsika liegt vorderseitig in einem Bereich, in dem die Anomalie für Hebung sorgt.
Am 04.06.2011 erreicht die CAPE nur geringe Werte von unter 1000 J kg^{-1}, der LI liegt bei ca. -4 K und der KO-Index bei ca. -6 K. Der Radiosondenaufstieg von Ajaccio um 12 UTC ergibt eine CIN von ca 50 J kg^{-1}.
Die großräumigen Hebungsantriebe sind vorhanden, aber nicht übermäßig stark ausgebildet. Eine leichte Instabilität ist festzustellen. Trotz der hohen CIN und der niedrigen CAPE kommt es auf Grund des mäßigen großräumigen Antriebes zu hochreichender Konvektion über Korsika und Sardinien. Unterstützend bei der Überwindung der CIN wirkt die erzwungene Hebung an den Gebirgen.

Fall 5: Vorderseite eines Langwellentroges über Westeuropa (25. Oktober 2011)

Über Westeuropa liegt ein Langwellentrog mit dem Kern tiefen Geopotentials nordwestlich von Irland. Die Trogachse erstreckt sich vom Zentrum aus nach Südosten über den Golf von Biscaya bis nach Südspanien und verlagert sich im Tagesverlauf nach Nordosten (Abb. 3.5, links, schwarze Linien). Am Abend liegt die Achse auf einer Linie von Irland nach Norditalien. In 300 hPa liegt das Zentrum des tiefen Geopotentials etwas südlicher als in 500 hPa (Abb. A.5, rechts, schwarze Linien). Die Trogachse überquert im Laufe des Abends Korsika. Der eigentlichen Trogachse folgt eingelagert in den Langwellentrog ein kleiner Kurzwellentrog, dessen Achse um 12 UTC über der Iberischen Halbinsel liegt und sich ebenfalls nach Nordosten verlagert. An der Erdoberfläche

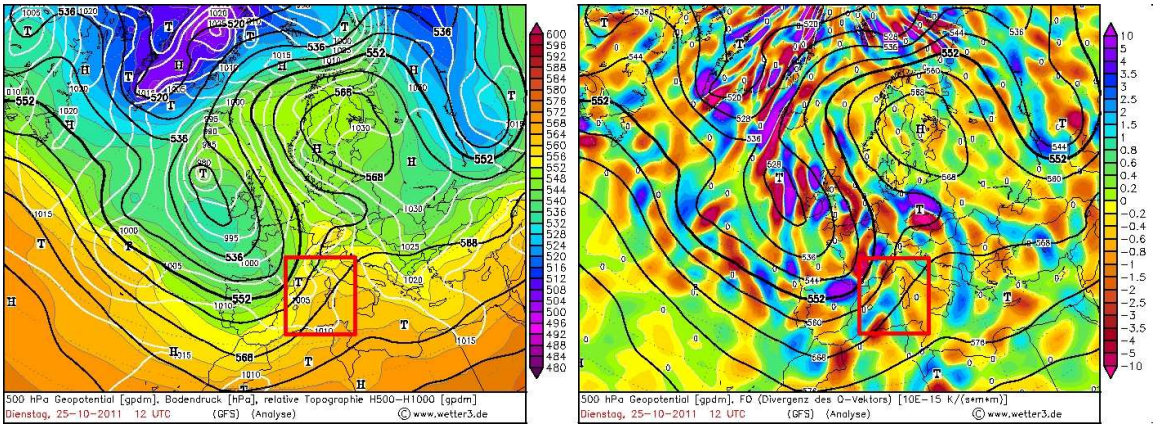

Abbildung 3.5: 500 hPa Geopotential in gpdm (schwarze Linien), Bodendruck in hPa (weiße Linien) und relative Topographie 500-1000 hPa (Farbe) in gpdm (linke Seite) sowie Geopotential in gpdm (dicke Linien) und Q-Vektor-Divergenz in 10^{-15} K s^{-1} m^{-2} (Farbe) in 500 hPa (rechte Seite) jeweils um 12 UTC am 25.10.2011. Der rote Kasten markiert das Untersuchungsgebiet; Quelle: `www.wetter3.de`.

korrespondiert unter dem Zentrum tiefen Geopotentials in der Höhe ein zentrales, steuerndes Bodentief, das von mehreren Randtiefs zyklonal umlaufen wird (Abb. 3.5, links, weiße Linien). Das Zentrum eines dieser Randtiefs befindet sich am Morgen nördlich der Balearen und verlagert sich im Tagesverlauf nach Osten. Die Kaltfront dieses Tiefdruckgebietes erreicht am Abend Korsika und Sardinien.

Auf der Trogvorderseite kommt es über Korsika in allen Niveaus zu kräftiger Vertikalbewegung (Hebung) mit Werten von -30 hPa h^{-1} und darüber (Abb. A.5, links), die am Nachmittag vor allem in 700 hPa am stärksten ist. Der Q-Vektor in 500 hPa zeigt durchgehend Konvergenz (Abb. 3.5, rechts), die zum Abend hin stärker wird, wenn sich der Kurzwellentrog annähert. Die einzelnen Hebungsantriebe überlagern sich positiv: Die horizontale Winddivergenz in 300 hPa ist positiv und wird ebenfalls am Abend maximal (Abb. A.5, rechts, weiße Linien). Es herrscht kräftige positive Schichtdickenadvektion und mit der Höhe zunehmende PVA (o. Abb.).

Die CAPE erreicht um 12 UTC ein Maximum von ca. 500 J kg^{-1}, bei einem LI von -2 K und einem KO-Index von -6 K. Um 12 UTC ergibt die Analyse des Radiosondenaufstieges von Ajaccio eine CIN von ca. 75 J kg^{-1}.

Ähnlich wie am 15.06.2010 kommt es am Mittag wegen der kräftigen großräumigen Antriebe zu eingelagerter Konvektion.

Fall 6: Vorderseite eines Langwellentroges über Westeuropa mit abgeschlossenem Höhentief über Spanien (05. November 2011)

In 500 hPa erstreckt sich ein großer Langwellentrog über Westeuropa von Island bis nach Nordafrika, in dem kleinere Kurzwellentröge eingelagert sind. Im Tagesverlauf löst sich über der Iberischen Halbinsel ein Höhentief ab (Abb. 3.6, links, schwarze Linien) mit lokalen Krümmungsmaxima der Isophypsen im Norden, Westen und Südosten. Die Achse des südöstlichen Maximums ist für das Wetter in Korsika entscheidend und verlagert sich zum Abend hin nach Norden. Korsika

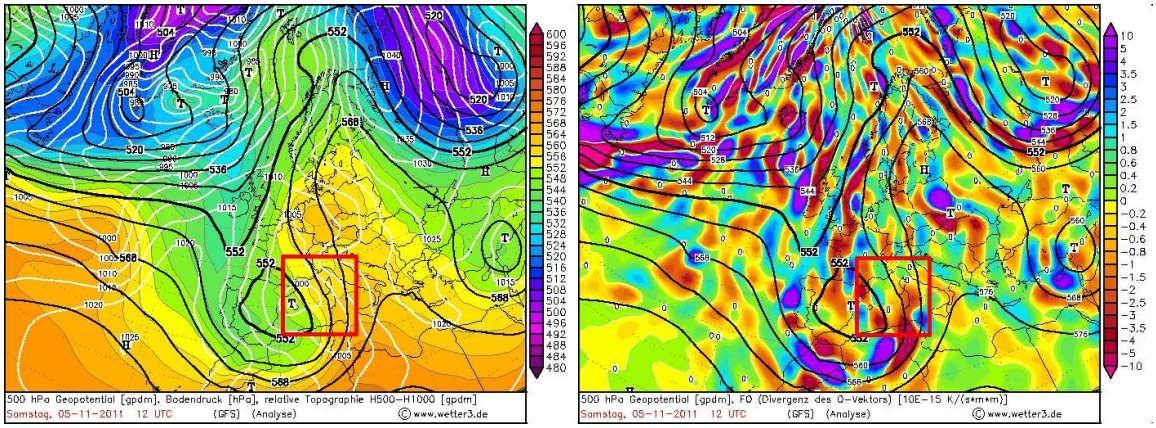

Abbildung 3.6: 500 hPa Geopotential in gpdm (schwarze Linien), Bodendruck in hPa (weiße Linien) und relative Topographie 500-1000 hPa (Farbe) in gpdm (linke Seite) sowie Geopotential in gpdm (dicke Linien) und Q-Vektor-Divergenz in 10^{-15} K s^{-1} m^{-2} (Farbe) in 500 hPa (rechte Seite) jeweils um 12 UTC am 05.11.2011. Der rote Kasten markiert das Untersuchungsgebiet; Quelle: `www.wetter3.de`.

bleibt dabei stets vorderseitig. In 300 hPa findet der Abtropfvorgang erst am Abend statt, entscheidend für das Wettergeschehen ist in dieser Höhe ein Kurzwellentrog, dessen Achse auf einer zonalen Linie von Spanien nach Sizilien liegt (Abb. A.6, rechts, schwarze Linien). Im Einflussbereich des Höhentiefs kommt es zur Zyklogenese. Am Boden hat sich zwischen den Balearen, Korsika und der französischen Mittelmeerküste ein quasistationäres Tiefdruckgebiet entwickelt (Abb. 3.6, links, weiße Linien). Die Kaltfront verläuft zunächst fast meridional nach Nordafrika, verlagert sich im Tagesverlauf nach Nordosten und erreicht am Abend Korsika.

Vorderseitig des Höhentiefs und der Achse des Kurzwellentroges kommt es über Korsika in allen Niveaus zu markantem Aufsteigen mit -40 hPa h^{-1} und mehr (Abb. A.6, links). Die großräumigen Hebungsantriebe überlagern sich positiv: Die Q-Vektordiagnostik ergibt Konvergenz in 500 hPa, die am Nachmittag weiter zunimmt (Abb. 3.6, rechts). In 300 hPa kommt es zu kräftiger Divergenz des Horizontalwindes (Abb. A.6, rechts, weiße Linien) und kräftiger PVA (o. Abb.), in 500 hPa ist die PVA nicht ganz so stark. Die Schichtdickenadvektion nimmt hohe positive Werte an (o. Abb.). Damit sind alle für Hebung relevanten Bedingungen erfüllt. Zusätzlich existiert noch eine IPV-Anomalie von 4 PVU bis 6 PVU südwestlich von Korsika, die vorderseitig (nordöstlich) ebenfalls Hebung begünstigt (o. Abb.).

Das Maximum an CAPE von ca. 1000 J kg^{-1} bei einem LI von ca. -2 K wird schon am Morgen erreicht. Im weiteren Tagesverlauf liegt CAPE bei unter 500 J kg^{-1}. Der KO-Index liegt meist um -6 K und steigt erst am Abend auf Werte nahe 0 K an. Aus den Radiosondenaufstiegen von Ajaccio gehen erneut hohe CIN-Werte hervor.

Die großräumigen Hebungsantriebe sind vorhanden und stark ausgeprägt, eine leichte potentielle Instabilität ist ebenso vorhanden. In den frühen Morgenstunden kann es damit innerhalb der großräumigen Niederschlagsgebiete zu eingelagerter Konvektion kommen, ebenso wie am Abend im Bereich der Kaltfront.

Im Zuge dieser Wetterlage kam es über dem Mittelmeer in den folgenden zwei bis drei Tagen zu

einer kräftigen mesoskaligen Zyklogenese, aus der der erste beobachtete tropische Wirbelsturm des Mittelmeeres entstanden ist (Reinartz, 2013).

Zusammenfassung

Die im Rahmen dieser Arbeit untersuchten Wetterlagen lassen sich nach vorliegender synoptischer Analyse in zwei Kategorien einteilen (Tab. 3.1): Tage mit schwachem synoptischem Antrieb $S-$ und Tage mit starkem synoptischem Antrieb $S+$. Der 26.08.2009, 27.08.2009 und 04.06.2011 fallen in die Kategorie $S-$, der 15.06.2010, 25.10.2011 und 05.11.2011 in die Kategorie $S+$. Innerhalb der Kategorie $S+$ unterscheiden sich die Tage bezüglich der einzelnen Antriebsterme nur wenig. An allen Tagen herrscht mäßige bis starke Divergenz des Horizontalwindes in 300 hPa, kräftige PVA und positive Schichtdickenadvektion. Der Q-Vektor zeigt mäßige bis starke Divergenz. An allen Tagen kann der durch großräumige Hebung induzierte Niederschlag auch eingelagerte konvektive Elemente enthalten.
In der Kategorie $S-$ gibt es vor allem zwischen dem 04.06.2011 mit schwachem Hebungsantrieb (Q-Vektor konvergiert) und dem 26. / 27.08.2009 mit großräumigem Absinken (Q-Vektor divergiert) Unterschiede. Auch die Konvektionsindizes CAPE und KO-Index erreichen am 04.06.2011 deutlich niedrigere Werte. Der synoptische Hebungsantrieb ist zu gering, dass großskalige, stratiforme Niederschläge entstehen, weshalb es an allen Tagen dieser Kategorie zu rein konvektiven Niederschlägen kommt.

Tabelle 3.1: Überblick über die synoptische Situation: Position = Lage Korsikas bzgl. Trog/Rücken, DIV = Divergenz des Horizontalwindes in 300 hPa, VA = Vorticityadvektion, TA = Schichtdickenadvektion, QVD = Q-Vektor-Divergenz und CAPE, Einteilung in +++ für stark positiv bzw. sehr stark bis - - - für stark negativ bzw. sehr schwach, IPV = Anomalie der isentropen potentiellen Vorticity auf der 320 K-Isotropenfläche in [PVU], KO = Konvektiv-Index in [K], Kat = Kategorie: $S+$ = starker, $S-$ = schwacher synoptischer Antrieb:

Datum	**Position**	**DIV**	**VA**	**TA**	**QVD**	**IPV**	**CAPE**	**KO**	**Kat**
26.08.2009	Trogvorderseite	-	-	+	+	2 – 3	+++	-18	$S-$
27.08.2009	unter Höhentief	+	-	+	+	2 – 3	+++	-18	$S-$
15.06.2010	Trogvorderseite	++	++	++	- -	≈ 2	+	-6	$S+$
04.06.2011	vor Höhentief	+	+	+	-	6 – 8	+	-6	$S-$
25.10.2011	Trogvorderseite	+++	+	+++	- - -	0 – 1	+	-6	$S+$
05.11.2011	vor Höhentief	+++	+++	+++	- - -	4 – 6	+	-6	$S+$

4. Niederschlagssumme

Zunächst werden die 24-stündigen Niederschlagssummen der Referenzläufe mit Messungen verglichen, um beurteilen zu können, ob der Referenzlauf die Messdaten hinreichend gut wiedergeben kann und somit eine gute Basis für nachfolgende Sensitivitätsstudien darstellt. Anschließend werden die Sensitivitätsläufe auf Gemeinsamkeiten und Unterschiede hin untersucht.

4.1 Vergleich von Modellergebnissen und Messungen

Zur Anwendung kommen TRMM-Daten (**T**ropical **R**ainfall **M**easuring **M**ission)[1,2] der NASA (**N**ational **A**eronautics and **S**pace **A**dministration) für den akkumulierten Tagesgesamtniederschlag und die 3-stündigen Niederschlagssummen. Der TRMM-Satellit umkreist die Erde auf einem Orbit in 403 km Höhe, was einer Umlaufzeit von ca. 90 Minuten entspricht. Dabei überfliegt der Satellit 16 Mal am Tag einen Punkt auf der Erdoberfläche. Bestückt ist der Satellit mit einem Niederschlagsradar (13,8 GHz), einem Mikrowellen-Radiometer und einem Radiometer für den sichtbaren und infraroten Bereich. Die Messinstrumente haben am Erdboden eine horizontale Auflösung von 0,25° geographischer Breite bzw. Länge (COSMO-2,8: 0,025°). Die verwendeten Niederschlagsdaten sind aufbereitet, wobei neben den TRMM-Daten noch Daten weiterer Mikrowellen-Radiometer auf anderen Satelliten mit einbezogen werden. Trotz der unterschiedlichen Auflösung von Satellit und Modell ist ein qualitativer Vergleich dennoch möglich, um daraus die Güte des Referenzlaufes zu bestimmen, wobei zu beachten ist, dass die Niederschlagsmessung vom Satelliten aus große Fehlerquellen birgt. Studien zur Qualität der TRMM-Daten zeigen eine Abweichung der Niederschlagsmenge gegenüber bodengebundenen Messung von 5 % bis 20 % je nach untersuchtem Zeitraum und Ort (Adler et al., 2000; Nicholson et al., 2003; Islam und Uyeda, 2005). In den meisten Fällen unterschätzt die Satellitenmessung den Niederschlag.
Zusätzlich werden BIAS (engl. für „Verzerrung“, Gl. 4.1a) und RMSE (engl. „**R**oot **M**ean **S**quare **E**rror“, Gl. 4.1b) berechnet. Der BIAS beschreibt dabei die mittlere Abweichung vom Modell zur Messung, der RMSE die mittlere quadratische Abweichung des Modells gegenüber der Satellitenmessung. Zur Bestimmung von BIAS und RMSE wird das TRMM-Gitter über das COSMO-Gitter gelegt. Für jeden TRMM-Gitterpunkt wird der nächstgelegene COSMO-Gitterpunkt ausgewählt und die Werte dieses Gitterpunktes mit den TRMM-Werten verglichen. Ein einfaches Glätten des COSMO-Gitters hätte einen zu hohen Informationsverlust zur Folge.

[1] allgemeine Informationen: `http://trmm.gsfc.nasa.gov`
[2] Datenbank: `http://disc2.nascom.nasa.gov/Giovanni/tovas/`

$$BIAS = \frac{\sum_{i=1}^{N}(x_{i,mod} - x_{i,sat})}{N} \tag{4.1a}$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{N}(x_{i,mod} - x_{i,sat})^2}{N}} \tag{4.1b}$$

Dabei ist N die Anzahl der Messwerte, $x_{i,mod}$ der Modellwert und $x_{i,sat}$ der Satellitenwert.
Die rein optische Betrachtung der 24-stündigen Niederschlagssummen ergibt eine gute Übereinstimmung von Modell- und Satellitendaten. Vor allem an Tagen mit schwachem synoptischem Antrieb sind die Verteilung und die Intensität der Niederschlagsgebiete zufriedenstellend (Abb. 4.1). Die Differenzen konzentrieren sich über Landflächen, während auf dem Meer keine großen Unterschiede erkennbar sind. An den Tagen mit starkem synoptischem Antrieb sind größere Differenzen feststellbar, sowohl in der Intensität als auch in der räumlichen Verteilung (Abb. 4.2). Auch über dem Meer kommt es zu deutlichen Unterschieden zwischen Modell und Satellit. Auch die 3-stündigen Niederschlagssummen zeigen ein ähnliches Muster (Abb. A.7 bis A.10). An Tagen mit schwachem Antrieb ist der zeitliche Verlauf des Niederschlags von Modell und Satellit nahezu identisch, auch die jeweilige Niederschlagsmenge liegt in der gleichen Größenordnung. An Tagen mit starkem Antrieb setzt der Niederschlag im Modell tendenziell später ein als vom Satelliten aus beobachtet. Größere Abweichungen sind vor allem über Sardinien und über dem Meer zu erkennen.
Die Berechnung von BIAS und RMSE für die Tagessummen bestätigt diese erste qualitative Betrachtung (Tab. 4.1). Die Werte liegen an Tagen mit schwachem Antrieb zwischen $-1\ \mathrm{mm}$ und $0\ \mathrm{mm}$ und sind damit deutlich niedriger als an Tagen mit starkem Antrieb mit Werten bis zu $-36\ \mathrm{mm}$. Im Mittel liegt der BIAS an Tagen mit schwachem Antrieb bei $-0,253\ \mathrm{mm}$ und an Tagen mit starkem Antrieb Tagen bei $-21,106\ \mathrm{mm}$. Auch der RMSE ist bei starkem Antrieb mit Werten bis zu $48\ \mathrm{mm}$ erheblich größer, als bei schwachem mit durchschnittlich ca. $6\ \mathrm{mm}$. In Anbetracht der Tatsache, dass auch die Satellitendaten fehlerbehaftet sind, kann man guten Gewissens davon ausgehen, dass das COSMO-Modell zufriedenstellende Ergebnisse liefert.

Tabelle 4.1: BIAS und RMSE der Referenzläufe sowie Einteilung nach starkem oder schwachem synoptischen Antrieb und Mittelwerte beider Kategorien ($\bar{K}$ schwacher, $\bar{S}$ starker Antrieb):

Referenzlauf vom	**BIAS [mm]**	**RMSE [mm]**	**Antrieb**
20090826	-0,666	7,588	schwach
20090827	-0,153	5,594	schwach
20100615	-5,426	18,141	stark
20110604	0,059	6,999	schwach
20111025	-21,590	35,976	stark
20111105	-36,301	48,256	stark
Mittelwert $\bar{K}$	-0,253	6,727	schwach
Mittelwert $\bar{S}$	-21,106	34,124	stark

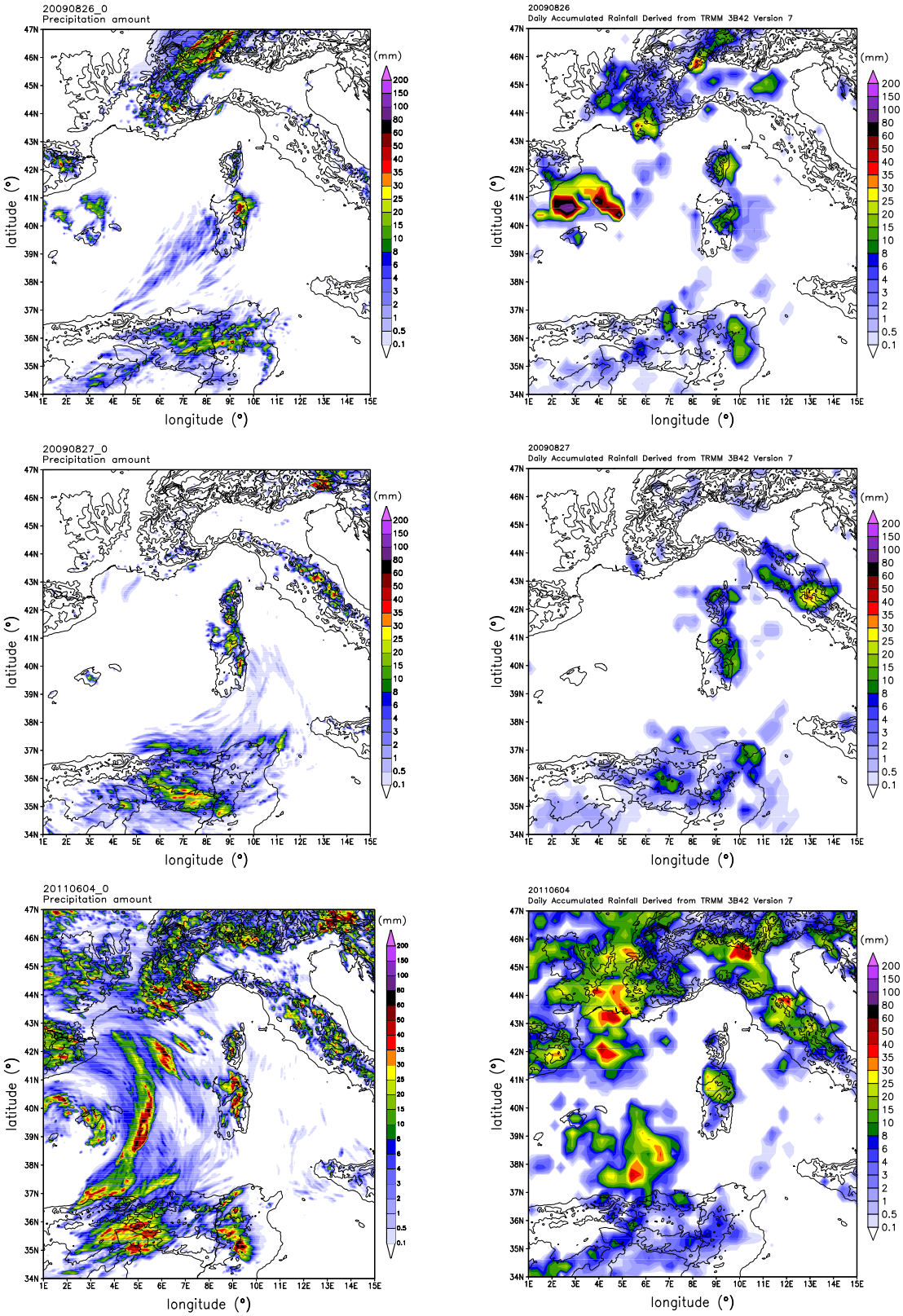

Abbildung 4.1: Vergleich der 24-stündigen Niederschlagssummen zwischen COSMO-Referenzlauf (REF) links und TRMM-Satellitendaten rechts am 26.08.2009 (oben), 27.08.2009 (Mitte) und 04.06.2011 (unten), das sind die Tage mit schwachem synoptischem Antrieb.

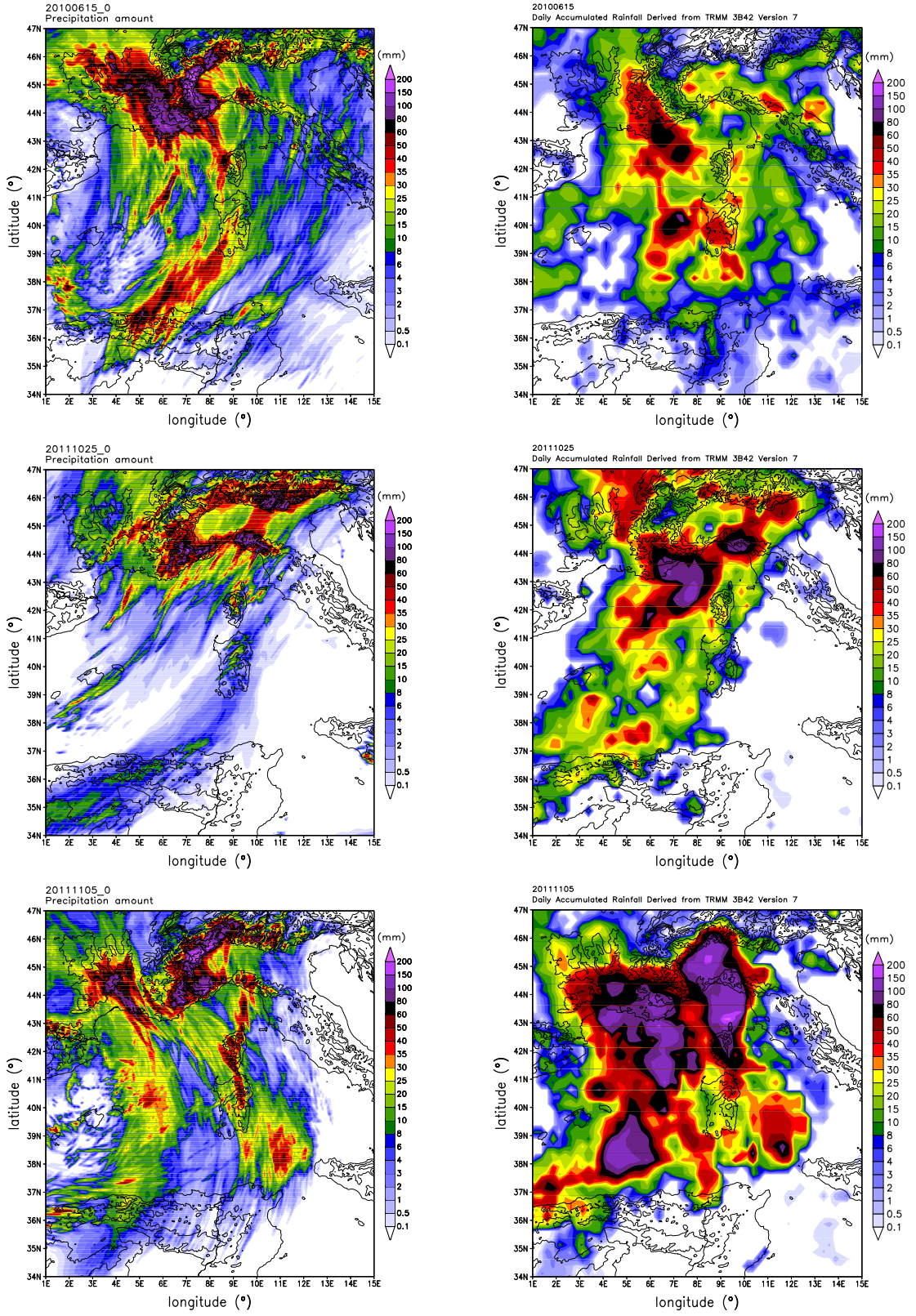

Abbildung 4.2: Vergleich der 24-stündigen Niederschlagssummen zwischen COSMO-Referenzlauf (REF) links und TRMM-Satellitendaten rechts am 15.06.2010 (oben), 25.10.2011 (Mitte) und 05.11.2011 (unten), das sind die Tage mit starkem synoptischem Antrieb.

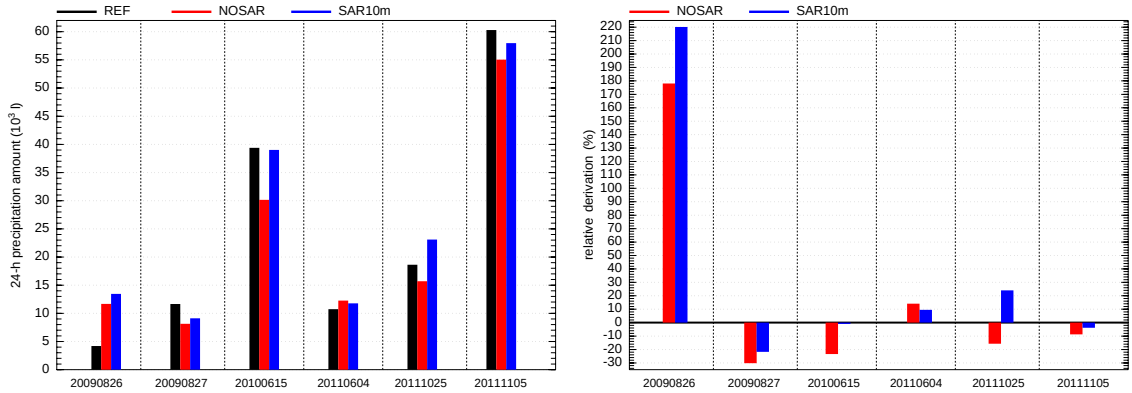

Abbildung 4.3: Gegenüberstellung der aufsummierten 24-stündigen Niederschlagssummen (links) von Referenzlauf (REF), Lauf ohne Sardinien (NOSAR) und Lauf mit maximaler Höhe Sardiniens von 10 m (SAR10m), sowie prozentuale Abweichung von NOSAR und SAR10m vom Referenzlauf (rechts).

4.2 Vergleich der Sensitivitätsläufe untereinander

Eine dynamische und/oder thermische Wechselwirkung zwischen Sardinien und Korsika führt zu einer Verkettung von Veränderungen von meteorologischen Variablen, die zu unterschiedlichen Niederschlagssummen führen. Der Vergleich der einzelnen Sensitivitätsläufe zeigt teilweise deutliche Differenzen zwischen den Läufen untereinander, aber auch zwischen den einzelnen Tagen (Abb. 4.3 links). An den Tagen mit schwachem synoptischem Antrieb (26.08.2009, 27.08.2009, 04.06.2011, siehe Tab. 3.1) fällt in etwa die gleiche Menge an Niederschlag über ganz Korsika (um $10 \cdot 10^3\ \mathrm{m}^3\ \mathrm{Tag}^{-1}$), während an Tagen mit starkem Antrieb (15.06.2010, 05.11.2011) bedeutend mehr Niederschlag fällt (über $30 \cdot 10^3\ \mathrm{m}^3\ \mathrm{Tag}^{-1}$) und die Tage sich untereinander deutlich unterscheiden. Ausnahme bildet der 25.10.2011 mit ca. $20 \cdot 10^3\ \mathrm{m}^3\ \mathrm{Tag}^{-1}$, an dem der Unterschied zu den Tagen mit schwachem Antrieb geringer ist. Der 05. November 2011 hebt sich mit knapp $60 \cdot 10^3\ \mathrm{m}^3\ \mathrm{Tag}^{-1}$ von allen anderen Tagen ab.

Vergleicht man die prozentuale Abweichung der beiden modifizierten Modellläufe vom Referenzlauf, hebt sich ein anderer Tag hervor (Abb. 4.3 rechts): Am 26. August 2009 produziert der Lauf NOSAR ca. 180 %, der Lauf SAR10m sogar knapp 220 % mehr Niederschlag als der Referenzlauf. An den restlichen Tagen liegt die Abweichung zwischen 10 % und 30 %. In der prozentualen Abweichung lässt sich eine Tendenz erkennen: An Tagen mit schwachem synoptischem Antrieb zeigen NOSAR und SAR10m eine positive Abweichung vom Referenzlauf, an Tagen mit starkem Antrieb eine negative Abweichung. Ausnahme ist der 27.8.2009 mit einer Abnahme von 20 % bis 30 %. Innerhalb eines Tages zeigen die Sensitivitätsläufe eine gleichartige Tendenz: Entweder haben beiden Läufe eine positive Abweichung oder eine negative, ausgenommen am 25.10.2011, an dem SAR10m eine positive und NOSAR eine negative Abweichung vom Referenzlauf zeigt. Für eine fundierte Statistik ist die Anzahl der untersuchten Fälle jedoch zu gering.

Auch die Intensität einzelner Niederschlagsereignisse verändert sich (Abb. 4.4). Die 30-minütigen Niederschlagssummen sind in Klassen von jeweils $2\ \mathrm{mm}/30\ \mathrm{min}$ eingeteilt. Zur besseren Lesbarkeit wird im Folgenden jeweils nur der obere Wert einer Klass angegeben (z. B. bedeutet Klasse 4

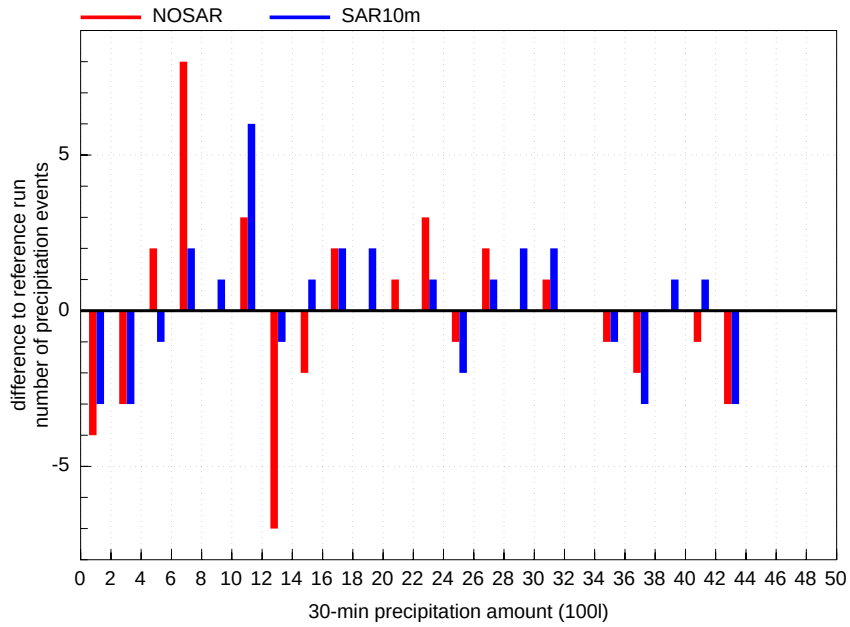

Abbildung 4.4: Häufigkeitsverteilung der 30-minütigen Niederschlagssummen aller Tage gemittelt über ganz Korsika und zusammengefasst in Klassen von jeweils 2 mm.

eine Niederschlagsmenge von $2\ \mathrm{mm}/30\ \mathrm{min}$ bis $4\ \mathrm{mm}/30\ \mathrm{min}$). Die Klassen 2 und 4 kommen in NOSAR und SAR10m weniger oft vor als im REF. Die Klassen 8 bis 12 sind im REF weniger stark vertreten, wobei die Klasse 10 nur in NOSAR öfter vorkommt. In den Klassen 14 und 16 zeigt SAR10m eine deutlich Abnahme. Die Klassen 18 bis 24, 28 bis 32 sowie 40 bis 42 kommen in NOSAR und SAR10m, die Klassen 26, 34 bis 38 und ab 44 im REF häufiger vor. In der Häufigkeitsverteilung der 30-minütigen Niederschlagssummen deutet sich in den modifizierten Läufen somit eine Verschiebung von sehr niedrigen ($< 4\ \mathrm{mm}/30\ \mathrm{min}$) und sehr hohen Intensitäten ($> 32\ \mathrm{mm}/30\ \mathrm{min}$) hin zu mittleren Intensitäten an, wenn Sardinien entfernt oder auf 10 m beschränkt ist. Vor allem die Anzahl von Niederschlagsereignissen der Klassen 6 bis 12 nimmt gegenüber dem Referenzlauf deutlich zu. Dies gilt auch für stärkere Niederschlagsereignisse der Klassen 18 bis 24 und 28 bis 32.

Die Veränderungen in der Gesamtniederschlagssumme spalten sich auf in zeitliche und räumliche Unterschiede. Die räumliche Verteilung der Niederschläge hängt von vielen Faktoren wie z. B. der Windrichtung und der Orographie ab. Trotzdem lässt sich auch bei der räumlichen Verteilung der Niederschläge eine Tendenz erkennen, wo die Unterschiede zwischen den einzelnen Modellläufen liegen. Die folgenden Abschnitte widmen sich nur der Beschreibung zeitlicher und räumlicher Unterschiede zwischen den Modellläufen. Eine detaillierte Analyse möglicher Ursachen folgt anschließend in Kapitel 5.

Tage mit schwachem synoptischem Antrieb

Der zeitliche Verlauf an synoptisch schwach angetriebenen Tagen zeigt auch Gemeinsamkeiten zwischen den einzelnen Modellläufen. Nach Einsetzen des Niederschlags steigt die Intensität

rasch bis zum Maximum an und fällt anschließend ebenso rasch wieder ab. Die absoluten Werte der Maxima der modifizierte Läufe sind höher als in den Referenzläufen, dadurch kommt die positive prozentuale Abweichung der Gesamtniederschlagssumme zu Stande. An diesen Tagen setzt der Niederschlag in allen Sensitivitätsläufen zeitgleich gegen 10 UTC plus/minus einer Stunde ein. Die maximale Intensität wird an allen Tagen zwischen 12 UTC und 14 UTC erreicht, wobei die modifizierten Modellläufe, außer am 26.08.2009, ihr Maximum ca. 30 Minuten früher erreichen (Abb. 4.5). An diesen Tagen nimmt der Niederschlag vor allem entlang der Ostküste und an der Nordwestküste Korsikas deutlich zu (Abb. 4.6).

Am 26.08.2009 steigt die Niederschlagssumme im Lauf NOSAR und im Lauf SAR10m von Beginn an stärker an als im Referenzlauf. Ein erneutes Ansteigen der Niederschlagsaktivität ab 16 UTC in SAR10m führt zu der größeren relativen Abweichung von 220 % gegenüber dem Referenzlauf. Die erhöhte Aktivität am Nachmittag findet ausschließlich über der Südspitze Korsikas statt. Am 26.08.2009 erreicht der Referenzlauf das Maximum ungefähr eine halbe Stunde früher (Abb. 4.5, oben; Abb. 4.6, oben).

Auch am 27.08.2009 folgt die Niederschlagssumme zuerst einmal dem allgemeinen Trend für Tage mit schwachem synoptischem Antrieb, denn NOSAR und SAR10m produzieren mehr Niederschlag (SAR10m wieder etwas mehr als NOSAR) als der Referenzlauf. Ab 14 UTC kommt es erneut über der Südspitze Korsikas zu erhöhter Niederschlagsaktivität, dieses Mal jedoch im Referenzlauf (Abb. 4.5, zweites Bild von oben; Abb. 4.6, Mitte), während es in NOSAR und SAR10m an der Nordwestküste zu mehr Niederschlag kommt. Die Niederschlagsmenge im Süden reicht aus, um am Ende des Tages in der Summe sogar mehr Niederschlag zu produzieren als NOSAR und SAR10m.

In der Reihe der konvektiv geprägten Tage folgt der 04.06.2011 ebenfalls mit größeren Niederschlagssummen in NOSAR und SAR10m, wobei NOSAR am meisten Niederschlag produziert. Zu Beginn der Niederschlagsaktivität zeigen alle Läufe einen identischen Verlauf, aber schon nach etwa einer Stunde steigt die Summe im Referenzlauf langsamer an und erreicht auch im Maximum nicht die Menge der modifizierten Läufe. Der Unterschied ist im Nordwesten Korsikas am deutlichsten (Abb. 4.5, drittes Bild von oben, Abb. 4.6, unten).

Tage mit starkem synoptischem Antrieb

Die Tage mit starkem synoptischem Antrieb zeigen komplexere Zeitreihen (Abb. 4.5). Während an Tagen mit schwachem Antrieb meist nur ein Maximum am Nachmittag auftritt, kommt es hier fortlaufend zu Niederschlagsereignissen meist schwacher Intensität, durchsetzt mit einigen stärkeren Ereignissen. Die Perioden höherer Intensität sind in allen Sensitivitätsläufen nahezu zeitgleich bei einer Abweichung von plus/minus einer Stunde. An allen Tagen mit starkem synoptischem Antrieb zeigen die modifizierten Modellläufe lange Zeit entweder eine stärkere Niederschlagsaktivität als der Referenzlauf oder eine ungefähr gleich starke Niederschlagsaktivität. Erst ab den Nachmittagsstunden kommt es in den Referenzläufen zu höherer Niederschlagsaktivität als in NOSAR und SAR10m, welche schlussendlich die prozentuale Abnahme der Tagesniederschlagssummen von NOSAR und SAR10m gegenüber dem Referenzlauf zur Folge hat. In

synoptisch stark angetriebenen Fällen nimmt der Niederschlag in den modifizierten Läufen vor allem im Norden zu, während der Referenzlauf im Süden stärkere Niederschlagsaktivitäten zeigt (Abb. 4.7). Die Zunahme im Norden in den modifizierten Läufen reicht nicht aus, um mehr Niederschlag als im Referenzlauf zu produzieren.

Am 15.06.2010 produziert der Referenzlauf ab 08 UTC vor allem im Süden Korsikas mehr Niederschlag, NOSAR und SAR10m zeigen bis 14 UTC einen identischen Verlauf. Am Nachmittag ist die Aktivität beim Lauf SAR10m am höchsten, sodass sich die Summen von REF und SAR10m etwas annähern. An der Ostküste Korsikas bildet sich eine zusätzliche Zelle, die diesen Anstieg hervorruft. Die Kurven der Niederschlagssummen von REF und NOSAR verlaufen am Nachmittag näherungsweise parallel. Am Abend zieht eine Zelle über die Nordwestspitze der Insel, die in SAR10m stärker ausgeprägt ist als in REF und somit die Tagessumme beider Läufe am Ende nahezu identisch ist. In NOSAR ist diese Zelle nur schwach ausgeprägt (Abb. 4.5, viertes Bild von oben; Abb. 4.7, oben).

Am 25.10.2011 konzentriert sich der Niederschlag auf zwei Gebiete in der Nordhälfte Korsikas – das eine entlang der Ostküste und das andere entlang des Haupthöhenzuges weiter im Westen. Dieser Tag bildet insofern eine Ausnahme, als dass sich NOSAR und SAR10m nicht gleichartig verhalten, sondern SAR10m eine positive und NOSAR eine negative Abweichung der Tagessumme gegenüber dem Referenzlauf aufweist. Bis in die Abendstunden produzieren die modifizierten Modellläufe mehr Niederschlag als der Referenzlauf. Die Zunahme verteilt sich gleichermaßen auf stärker ausgeprägte Niederschlagsereignisse in beiden Gebieten. Am Abend kommt es im Referenzlauf über dem Gebirge im Nordwesten zu höheren Niederschlagsintensitäten. Dies reicht aus, um in der Summe mehr Niederschlag zu produzieren als NOSAR. Am Nachmittag kommt es im Lauf SAR10m, ebenfalls im Nordwesten, zu einem Niederschlagsereignis, welches in der Summe zu der beschriebenen prozentualen Zunahme dieses Laufes gegenüber dem Referenzlauf führt (Abb. 4.5, zweites Bild von unten; Abb. 4.7, Mitte).

Auch für den 05.11.2011 produzieren NOSAR und SAR10m zuerst mehr Niederschlag als der Referenzlauf. Vor allem die stärker ausgeprägten Niederschlagszellen in den frühen Morgenstunden im Norden Korsikas führen zu mehr Niederschlag. Das erste Niederschlagsmaximum des Tages tritt in den modifizierten Modellläufen deutlich früher ein (ca. 2 Stunden). Zwischen 08 UTC und 18 UTC ist die Niederschlagsaktivität in allen Läufen sehr gering. Am Abend ist die Aktivität im Referenzlauf am größten, die Niederschlagsgebiete verteilen sich über die gesamte Insel, aber vor allem im Süden kommt es im Referenzlauf zu mehr Niederschlag. Die höhere Aktivität am Abend reicht aus, um die bis dato höhere Summe der modifizierten Läufe zu kompensieren und zu übertreffen (Abb. 4.5, unten; Abb. 4.7, unten). Im Gegensatz zum 27.08.2009 kommt es am 05.11.2011 im Referenzlauf zu keiner konvektiven Zelle über Nordsardinien und zur Auslösung weiterer Konvektion durch den Abwind über dem Süden Korsikas. Die höhere Niederschlagssumme des Referenzlaufes ist auf die Modifikation des Frontverlaufes zurückzuführen, die ein stärkeres Zusammenfließen und damit mehr Konvergenz in der Straße von Bonifacio bewirkt.

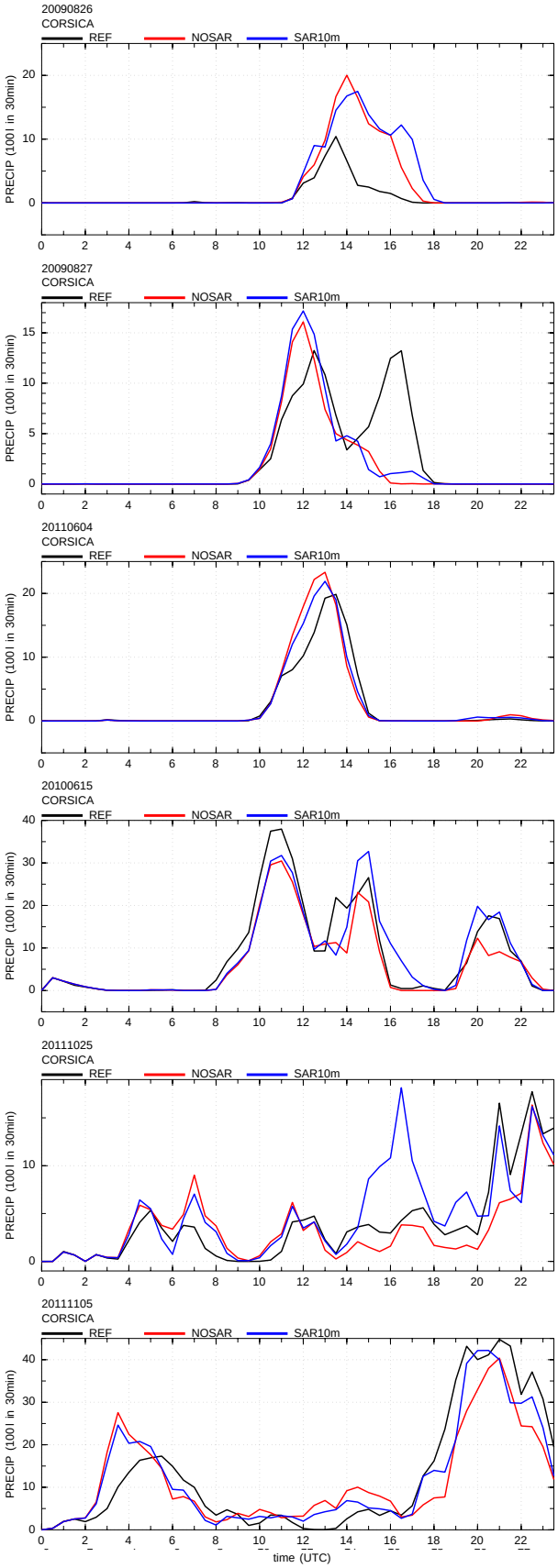

Abbildung 4.5: Zeitreihen der 30-minütigen Niederschlagssummen von oben nach unten am 26.08.2009, 27.08.2009, 04.06.2011 (schwacher synoptischer Antrieb) und 15.06.2010, 25.10.2011 und 05.11.2011 (starker Antrieb).

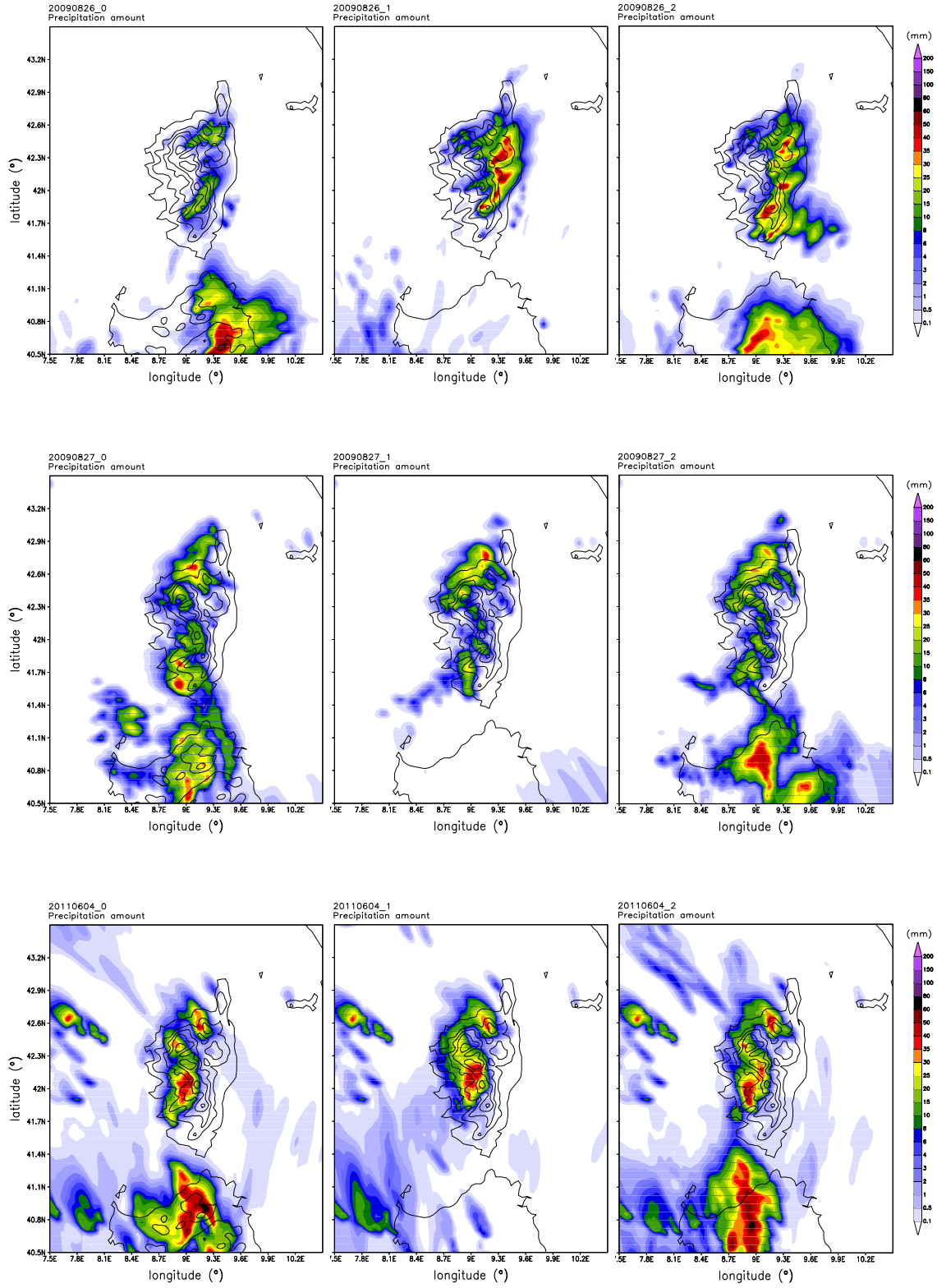

Abbildung 4.6: 24-stündige Niederschlagssumme des Referenzlaufs (links), des Laufes ohne Sardinien (Mitte, die Küstenlinie ist zur Orientierung eingezeichnet), des Laufes in dem Sardinien auf 10 m. ü. M. beschränkt ist (rechts) für den 26.08.2009 (oben), den 27.08.2009 (Mitte) und den 06.04.2011 (unten) - an Tagen mit schwachem synoptischem Antrieb.

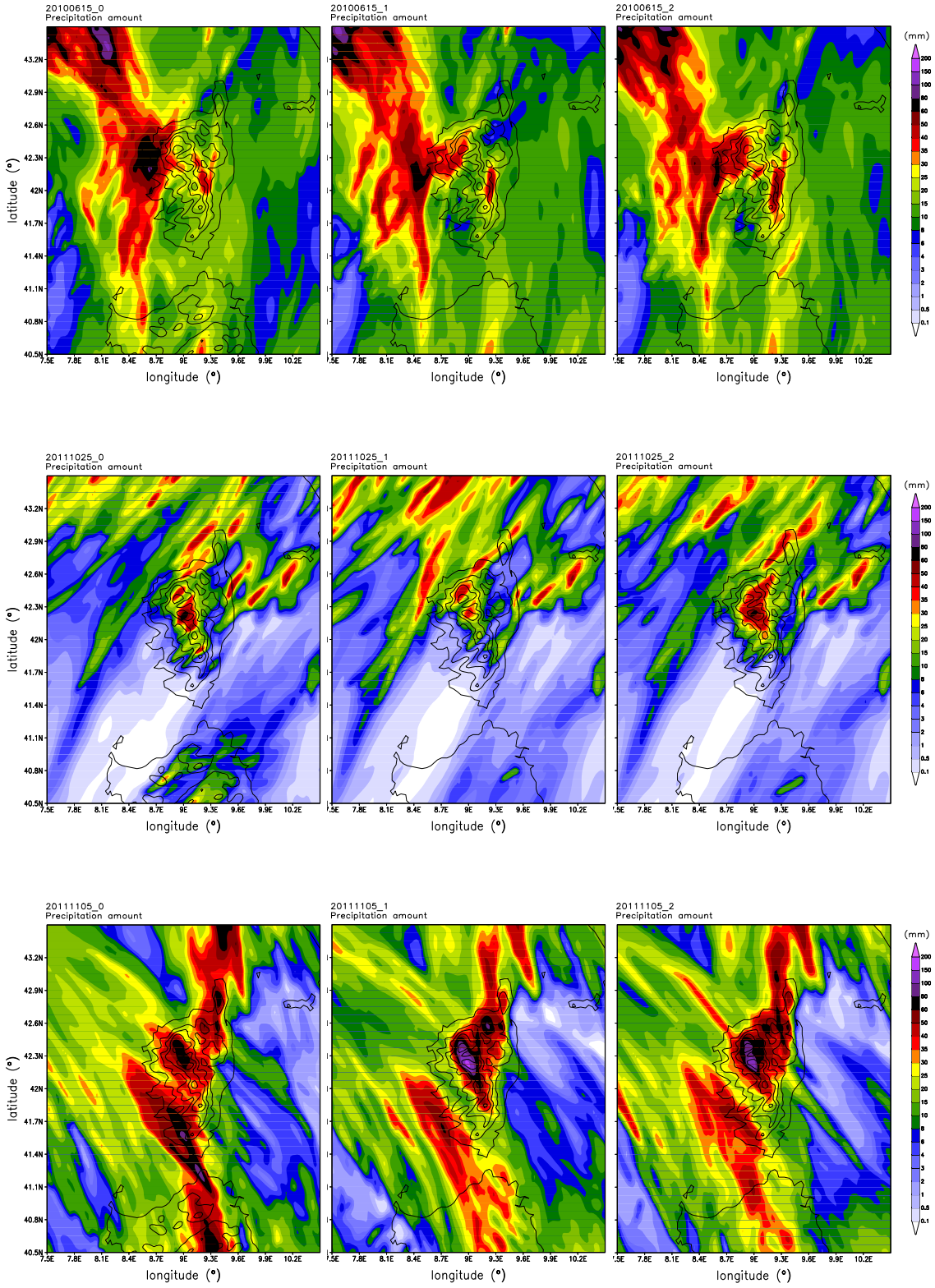

Abbildung 4.7: 24-stündige Niederschlagssumme des Referenzlaufs (links), des Laufes ohne Sardinien (Mitte, die Küstenlinie ist zur Orientierung eingezeichnet), des Laufes in dem Sardinien auf 10 m. ü. M. beschränkt ist (rechts) für den 15.06.2010 (oben), den 25.10.2011 (Mitte) und den 05.11.2011 (unten) - an Tagen mit starkem synoptischem Antrieb.

5. Analyse konvektionsrelevanter Variablen

Es hat sich herausgestellt, dass das Entfernen bzw. die Beschränkung Sardiniens auf 10 m. ü. M. deutlichen Einfluss auf den Niederschlag auf Korsika hat. An Tagen mit schwachem synoptischem Antrieb fällt in den modifizierten Modellläufen mehr Niederschlag, an Tagen mit starkem synoptischem Antrieb fällt weniger Niederschlag als im Referenzlauf. Nun geht es darum, Unterschiede der konvektionsrelevanten Parameter zwischen den Sensitivitätsläufen herauszuarbeiten. Gibt es Veränderungen in der Anströmung? Welchen Einfluss hat dies auf atmosphärische Zustandsvariablen und Konvektionsindizes?
Die Orographie beeinflusst vor allem die Windrichtung in Bodennähe, aber auch andere meteorologische Variablen sehr stark. Um Veränderungen festzustellen, werden zunächst Zeitreihen von Gebietsmitteln betrachtet, die alle Landpunkte Korsikas beinhalten. Im Anschluss werden die in den Gebietsmitteln auftretenden Unterschiede an Hand zweidimensionaler Grafiken räumlich lokalisiert. Die Zeitreihen der Niederschlagssummen, auf die an einigen Stellen hingewiesen wird, sind in Abbildung 4.5 dargestellt, einige weiterführende Abbildungen befinden sich im Anhang.

5.1 Tage mit schwachem synoptischem Antrieb

Horizontalwind

Die Windrichtung in Bodennähe (10 m) der einzelnen Läufe beginnt ab 10 UTC (08 UTC am 26.08.2009) voneinander abzuweichen (Abb. 5.1, links). Die Läufe NOSAR und SAR10m drehen dabei schneller auf südliche Richtungen als der Referenzlauf. Am 26.08.2009 dreht der 10 m-Wind im Referenzlauf von 140° um 08 UTC auf ca. 170° um 10 UTC und anschließend zurück auf 140° um 14 UTC (Abb. 5.1, links oben). Das Niederschlagsmaximum wird um 1330 UTC erreicht. In 850 hPa dreht der Wind von 150° auf ca. 190°, die Richtung ändert sich anschließend bis 14 UTC kaum (Abb. 5.1, rechts oben). Am Nachmittag dreht er zurück auf ca. 160°. In den anderen Läufen dreht der Wind in Bodennähe bis auf 190° um 10 UTC, im Lauf NOSAR weht er anschließend nahezu konstant aus 180° bis 190° und im Lauf SAR10m dreht er ab 12 UTC auf 150°. In 850 hPa dreht der Wind von 150° auf 210° und die Richtung bleibt bis 14 UTC nahezu konstant. Während des Niederschlagsmaximums um 1630 UTC in diesem Lauf weht der Wind in 10 m und in 850 hPa aus ca. 170° bis 180°. Der Wind kommt an diesem Tag also überwiegend

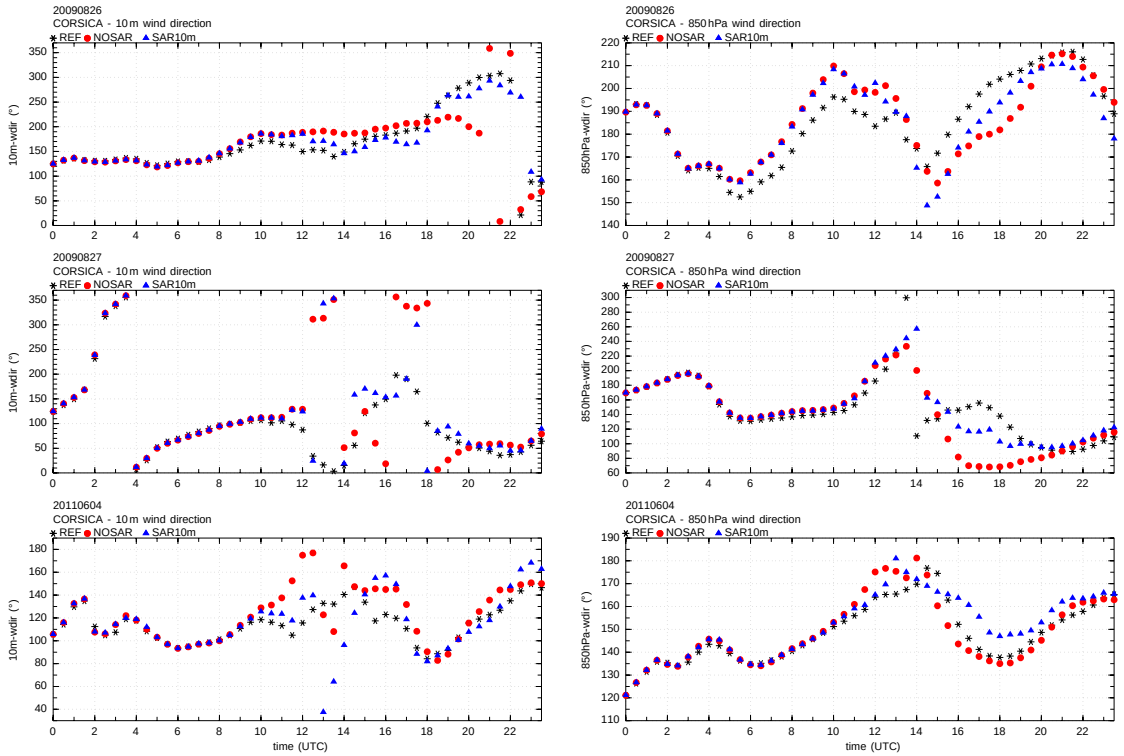

Abbildung 5.1: Zeitreihen der Gebietsmittel von Windrichtung in 10 m Höhe (links) und in 850 hPa (rechts) an Tagen mit schwachem synoptischem Antrieb.

aus Südost, die Differenz der modifizierten Läufe zum Referenzlauf beträgt 10° bis 20°. Je näher die mittlere Windrichtung in beiden Niveaus in den Läufen NOSAR und SAR10m an 180° liegt, desto mehr nimmt die Niederschlagsaktivität zu. Dies gilt nicht für den Referenzlauf.

Am 27.08.2009 gibt es am Nachmittag einen Windsprung in 10 m Höhe von Südost auf Nord (Abb. 5.1, Mitte links). Auch in 850 hPa gibt es einen Windsprung von Süd nach Nord (Abb. 5.1, Mitte rechts). Zu Zeiten des maximalen Niederschlags um 12 UTC weht der Wind im Referenzlauf in Bodennähe aus ca. 90° und in 850 hPa aus ca. 180°, in den anderen Läufen bodennah aus ca. 130° und in der Höhe aus ca. 200°. Am Nachmittag kommt es im Referenzlauf ein weiteres Mal zu kräftigen Niederschlägen. Der Wind weht zu dieser Zeit aus südöstlichen Richtungen (120° bis 150°).

Ein ähnliches Bild zeigt der 04.06.2011. Der Wind in 10 m Höhe im Lauf SAR10m dreht ab 10 UTC von 120° auf ca. 140° um 13 UTC. Der Wind im Lauf NOSAR dreht sogar auf 170° (Abb. 5.1, unten links). In 850 hPa weht der Wind aus 160° bis 180° (Abb. 5.1, unten rechts). Der 10 m-Wind des Referenzlaufes dreht ab 10 UTC von 120° zunächst auf 100°, zeitgleich steigt die Niederschlagsaktivität langsamer an als in den anderen Läufen. Anschließend dreht der Wind auf 130° und die Niederschlagsaktivität nimmt wieder zu. In 850 hPa weht der Wind nahezu konstant aus ca. 160°. Die rasche Abnahme der Niederschlagsaktivität ab 13 UTC geht einher mit einem Windsprung in 10 m. Der Wind dreht von Südost (140° bis 170°) auf Nordost bis Ost (30° bis 100°). In 850 hPa bleibt die Windrichtung in etwa gleich.

Die mittlere Windgeschwindigkeit in 10 m Höhe liegt bei 0,5m s^{-1} bis 2 m s^{-1}, in 850 hPa

bei 2m s^{-1} bis 5 m s^{-1} (o. Abb.). Während des Niederschlagsmaximums besitzt die Windgeschwindigkeit sowohl in 10 m Höhe als auch in 850 hPa ein Minimum. Am 26.08.2009 und am 27.08.2009 ist die mittlere Windgeschwindigkeit in Bodennähe in den Läufen NOSAR und SAR10m jeweils bis 12 UTC größer als im Referenzlauf. Die Differenz beträgt ca. 0,2m s^{-1} bis 0,5 m s^{-1} (o. Abb.). Auf der 850 hPa Druckfläche ist die mittlere Windgeschwindigkeit bis 14 UTC in den modifizierten Läufen größer als im Referenzlauf. Der Unterschied liegt in der gleichen Größenordnung wie in Bodennähe. Am Nachmittag und am 04.06.2011 ist der mittlere Wind im Referenzlauf ca. 0,3m s^{-1} bis 0,4 m s^{-1} stärker (o. Abb.).

Die zweidimensionale Betrachtung zeigt sowohl in 10 m Höhe als auch in 850 hPa ein kräftiges Umströmen Korsikas im Referenzlauf, welches im Lauf SAR10m schwächer ausgeprägt ist. In beiden Läufen kommt zwischen Korsika und Sardinien zur Kanalisierung des Strömung (Abb. A.11, oben links und unten). Im Lauf ohne Sardinien fehlt diese Kanalisierung, die Luft strömt ungehindert aus südlicher Richtung nach Korsika. Der Wind vor der Südküste Korsikas ist wegen der fehlenden Kanalisierung schwächer (Abb. A.11, oben rechts). Die größten Veränderungen auf Korsika sind über dem Süden festzustellen, wo der Wind in den modifizierten Läufen eine größere Südkomponente besitzt. Entlang der Westküste Korsikas weht der Wind im Referenzlauf überwiegend aus West, in den modifizierten Läufen weht er eher aus Südwest und ist kräftiger. Die schwächere Kanalisierung in den Läufen NOSAR und SAR10m führt an der Ostküste zu etwas stärkeren Seewinden. Am Nachmittag sind auch im Gebirge Veränderungen feststellbar, wenn sich die Tal- und Hangaufwinde mit dem modifizierten Seewind überlagern. In 850 hPa gibt es über dem Westen Korsikas die größten Unterschiede zwischen Referenzlauf und modifizierten Läufen (o. Abb.). Die höchsten Erhebungen Sardiniens führen zu einer leichten Umströmung im Referenzlauf, während in den anderen Läufen eine ungehinderte Strömung herrscht. Am 26.08.2009 und am 27.08.2009 bildet sich am Nachmittag im Referenzlauf und im Lauf SAR10m eine kräftige konvektive Zelle über dem Norden Sardiniens, deren Abwind zu einer Veränderung der Strömung im Süden Korsikas führt (o. Abb.). Im Lauf NOSAR fehlt diese Zelle komplett.

Energiebilanz der Erdoberfläche

Die Energiebilanz der Erdoberfläche (alle Komponenten) beeinflusst direkt Temperatur und Feuchte der darüber liegenden Luftschicht. Temperatur und Feuchte können aber auch durch Transportvorgänge aus größerer Entfernung advehiert werden. Die Strahlungsbilanz fällt im Referenzlauf ca. 10 % größer aus als in den modifizierten Läufen, maximal werden Werte um 700 W m^{-2} erreicht (o. Abb.). Gebiete in denen es zu Abweichungen kommt liegen überwiegend an der Westküste (o. Abb.). Ab 10 UTC beginnen die Modellläufe zu divergieren. Dies ist auch ungefähr der Zeitpunkt, an dem die hochreichende Konvektion einsetzt und es zu ersten Niederschlagsereignissen kommt. Ein bestimmender Faktor ist damit der Bedeckungsgrad (Abb. A.13 bis A.15). Am Vormittag gibt es in den modifizierten Läufen mehr Wolken als im Referenzlauf, der Gesamtbedeckungsgrad liegt 5 % bis 10 % höher. Zeitgleich mit dem Niederschlagsmaximum erreicht der Gesamtbedeckungsgrad das Maximum. Am 04.06.2011 kommt es im Lauf NOSAR zu einem

markanten Rückgang des Bedeckungsgrades ab 13 UTC. Der Gesamtbedeckungsgrad setzt sich zusammen aus dem Bedeckungsgrad hoher, mittelhoher und tiefer Wolken. Der Anteil an tiefen Wolken steigt am Vormittag schnell an und erreicht das Maximum ungefähr zum Zeitpunkt der höchsten Niederschlagsaktivität. Im Referenzlauf ist der Bedeckungsgrad tiefer Wolken 5 % bis 10 % niedriger als in den modifizierten Läufen. Auch das Maximum an mittelhohen Wolken wird zum Zeitpunkt maximaler Niederschlagsintensität erreicht. Die Differenz zwischen den Läufen NOSAR und SAR10m und dem Referenzlauf beträgt ebenfalls 5 % bis 10 %. Der maximale Bedeckungsgrad hoher Wolken wird in etwa eine Stunde nach der höchsten Niederschlagsaktivität erreicht. Typische Wolkengattung bei hochreichender Konvektion ist der Cumulonimbus. Im oberen Teil bildet sich der charakteristische Amboss aus, ein weit ausgedehnter Schirm aus Cirruswolken, der auch noch nach Ende der konvektiven Phase längere Zeit erhalten bleibt. In den modifizierten Läufe liegt der Bedeckungsgrad ca. 10 % über dem des Referenzlaufes. Der Rückgang des Gesamtbedeckungsgrades im Lauf NOSAR am 04.06.2011 ist auf eine Reduktion der mittelhohen und hohen Wolken zurückzuführen. Ab 13 UTC sinkt der Bedeckungsgrad der mittelhohen Bewölkung von ca. 80 % auf ca. 5 % ab, der Anteil hoher Wolken reduziert sich von 80 % auf 30 %. Der höhere Wolkenanteil in den modifizierten Läufen führt zu einer geringeren Einstrahlung und damit zu einer reduzierten Strahlungsbilanz und einer niedrigeren Bodenoberflächentemperatur.

Der fühlbare Wärmestrom ist im Referenzlauf höher (Abb. 5.2, links). Die Abweichungen befinden sich überwiegend im Süden Korsikas, aber auch entlang der Ostküste und liegen bei 5 W m^{-2} bis 10 W m^{-2} (o. Abb.). Der fühlbare Wärmestrom erreicht tagsüber lokal sehr hohe Werte von über 500 W m^{-2}. Er ist proportional zur Temperaturdifferenz zwischen Erdoberfläche und untersster Modellschicht. Die Temperatur in 2 m über Grund ist vormittags in den Läufen NOSAR und SAR10m etwas höher als im Referenzlauf (Abb. 5.2, rechts). Das Maximum wird kurz vor Einsetzen des Niederschlags erreicht. Abweichungen zwischen den Sensitivitätsläufen nach Beginn der Niederschlagsaktivität sind mit Vorsicht zu betrachten, da der Niederschlag die Temperatur stark beeinflusst, die Unterschiede entstehen durch das veränderte Niederschlagsmuster der einzelnen Läufe. Die Differenzen sind über dem Süden Korsikas am deutlichsten zu erkennen (o. Abb.). Die geschwächte bzw. fehlende Kanalisierung und die damit schwächeren Seewinde an der Südküste führen dazu, dass sich die Luft trotz der dichteren Bewölkung stärker aufheizen kann und weniger durch die Advektion kühler Meeresluft beeinflusst wird. Durch die höhere 2 m-Temperatur verringert sich der Temperaturgradient der bodennahen Grenzschicht und somit auch die Flussdichte fühlbarer Wärme.

Die modifizierten Läufe berechnen einen höheren latenten Wärmestrom als der Referenzlauf (Abb. 5.3, links). Die Läufe beginnen um die Mittagszeit (10 UTC) von einander abzuweichen, der Unterschied beträgt meist um 5 W m^{-2}, steigt aber kurzzeitig auch auf 20 W m^{-2} an. Die größten Unterschiede existieren an der Ostküste Korsikas, teilweise auch etwas weiter nördlich (o. Abb.). Lokal werden sehr hohe Werte von bis zu 500 W m^{-2} erreicht. Der latente Wärmestrom ist proportional zur Feuchtedifferenz zwischen der Erdoberfläche und der untersten Modellschicht. Der stärkere Seewind transportiert mehr Feuchtigkeit vom Meer heran. Dies zeigt sich auch in der spezifischen Feuchte in 2 m Höhe (Abb. 5.3, rechts). An allen Tagen beginnen die Läufe ab 09 UTC zu

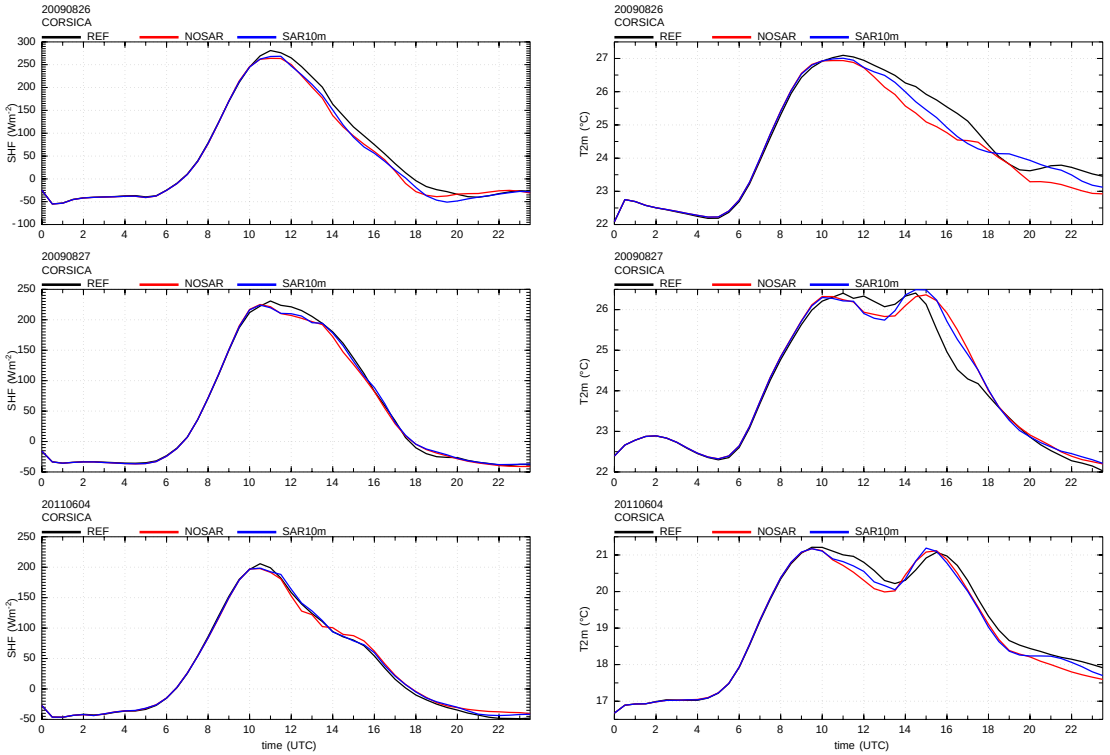

Abbildung 5.2: Zeitreihen der Gebietsmittel der Flussdichte fühlbarer Wärme (links) und der Temperatur in 2 m Höhe (rechts) an Tagen mit schwachem synoptischem Antrieb.

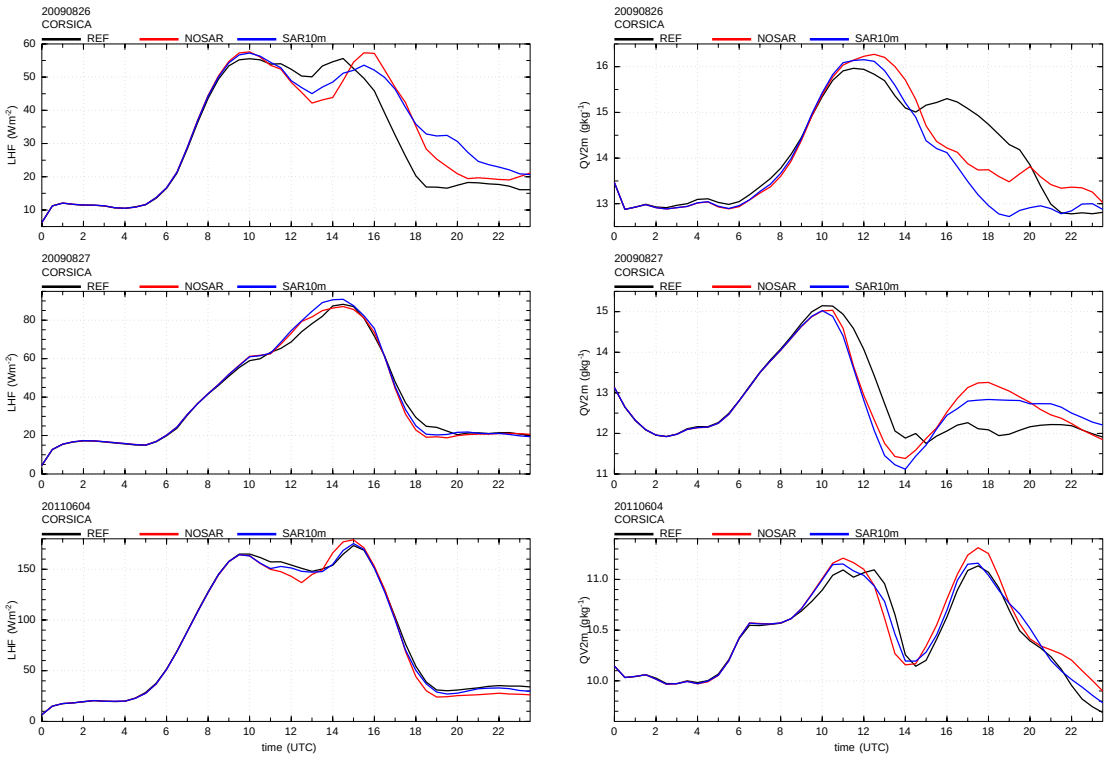

Abbildung 5.3: Zeitreihen der Gebietsmittel der Flussdichte latenter Wärme (links) und spezifische Feuchte in 2 m (rechts) an Tagen mit schwachem synoptischem Antrieb.

divergieren, die spezifische Feuchte ist ab diesem Zeitpunkt in den Läufen NOSAR und SAR10m höher als im Referenzlauf. Die Differenz beträgt meist 0,1 g kg^{-1} bis 0,2 g kg^{-1}, am 26.08.2009 beträgt der Unterschied teilweise 0,4 g kg^{-1} bis 0,5 g kg^{-1}. Das Maximum wird an allen Tagen zwischen 1030 UTC und 1130 UTC erreicht, d. h. zu Beginn oder innerhalb der ersten Stunde der Niederschlagsaktivität. Die größten Unterschiede treten im Süden Korsikas entlang der Küste auf, aber auch in höheren Lagen insbesondere an der Westseite der Gebirge (o. Abb.).

Feuchte in der unteren Troposphäre

Der $\mathrm{HI_{low}}$ unterschreitet in den Morgenstunden, zwei bis drei Stunden vor Einsetzen des Niederschlags den Schwellenwert für ausreichende Feuchtigkeit in der Grenzschicht von 15 K (Abb. 5.4, links). Der Modelllauf mit dem niedrigsten $\mathrm{HI_{low}}$ besitzt das höchste Niederschlagsmaximum. Am 27.08.2009 ist es der Referenzlauf, an den anderen Tagen einer der modifizierten Läufe. Wenn am 26.08.2009 und am 27.08.2009 über dem Süden Korsikas die konvektive Zelle entsteht, erreicht $\mathrm{HI_{low}}$ Werte von 17 K bzw. 21 K, was eigentlich ungünstige Verhältnisse bedeutet. Allerdings ist dies ein Mittelwert über die gesamte Insel, der lokal stark davon abweichen kann.
Das normierte Sättigungsdefizit (NSD) in 925 hPa liegt ganztägig unterhalb von $\mathrm{NSD} = 3$, ein bis zwei Stunden vor Beginn der Niederschlagsaktivität wird der Schwellenwert von $\mathrm{NSD} = 2$ unterschritten. Auch in 850 hPa ist dieses Muster zu erkennen (Abb. 5.4, rechts). In der mittleren Troposphäre (700 hPa und 500 hPa) sind die NSD-Werte etwas höher, aber mit Werten unter $\mathrm{NSD} = 5$ immer noch auf einem niedrigen Niveau (o. Abb.). Bis auf 500 hPa ist demnach, relativ gesehen, ausreichend Feuchtigkeit für Konvektion enthalten. In allen Druckniveaus ist das NSD in den modifizierten Modellläufen NOSAR und SAR10m am geringsten. Ebenso besteht eine zeitliche Korrelation zwischen dem Maximum der Niederschlagsaktivität und dem Minimum des NSD, die zeitgleich auftreten. Besonders in 850 hPa und 700 hPa ist diese Korrelation deutlich ausgeprägt. Während den nachmittäglichen Niederschlagsmaxima am 26.08.2009 und 27.08.2009 ist das NSD nochmals erniedrigt, nachdem es zuvor etwas angestiegen war.

Konvektionsindizes

An den drei Tagen mit schwachem Antrieb ist die CAPE sehr hoch (Abb. 5.5, links). Im Mittel über die gesamte Insel werden Werte von über 2000 J kg^{-1} erreicht, am 26.08.2009 sogar fast 2500 J kg^{-1}. Ausnahme ist der 04.06.2011 an dem die CAPE nur moderate Werte von ca. 800 J kg^{-1} erreicht. Die Maximalwerte werden in etwa zwei Stunden vor dem Niederschlagsmaximum erreicht. Zeitgleich mit dem Maximum an CAPE setzt der Niederschlag ein. Die modifizierten Modellläufe berechnen vor Einsetzen des Niederschlags höhere CAPE als der Referenzlauf, nur am 27.08.2009 ist die CAPE im Referenzlauf höher. Höhere CAPE-Werte sind auf höhere Werte der äquivalent-potentiellen Temperatur Θ_e zurückzuführen (o. Abb.), die von der Temperatur und der Feuchte abhängt. An den hier betrachteten Tagen ist Θ_e in dem Modelllauf höher, in dem auch die spezifische Feuchte höher ist. Manchmal ist in diesem Lauf zeitgleich auch die Temperatur höher, dies trifft aber nicht immer zu. In der Fläche betrachtet erreicht CAPE lokal Werte über 3000 J kg^{-1}, am 04.06.2011 bis 1500 J kg^{-1} (o. Abb.). An genau diesen Stellen setzt

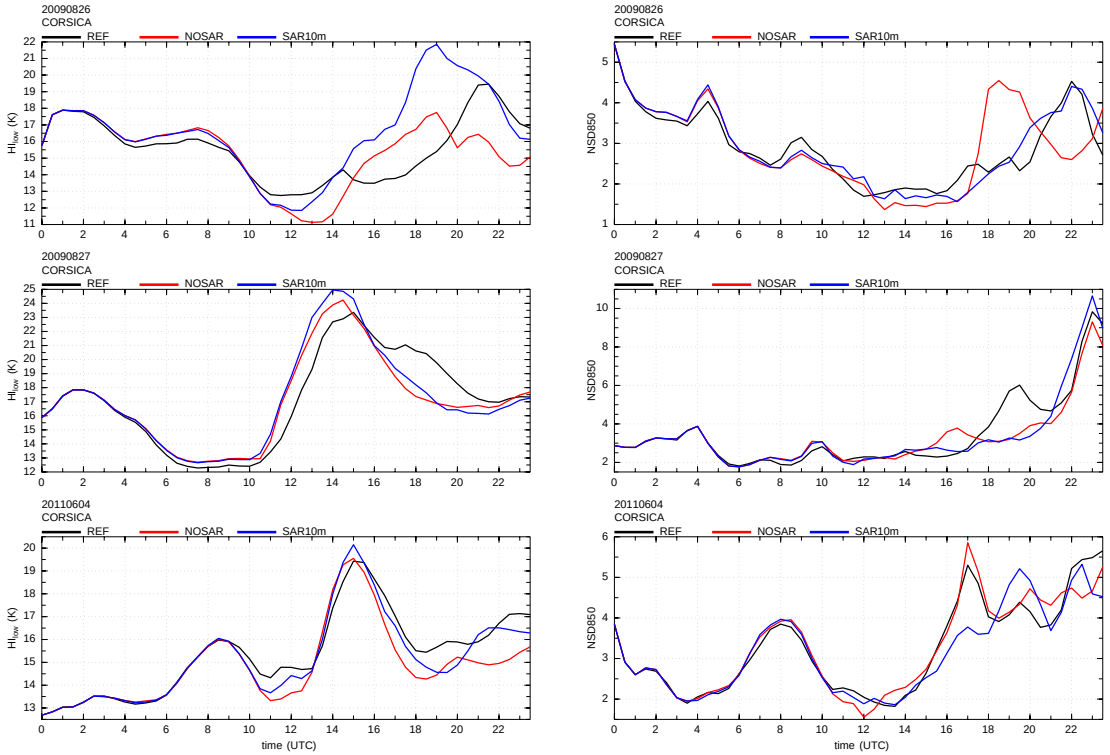

Abbildung 5.4: Zeitreihen der Gebietsmittel von HI_{low} (links) und NSD (rechts) an Tagen mit schwachem synoptischem Antrieb.

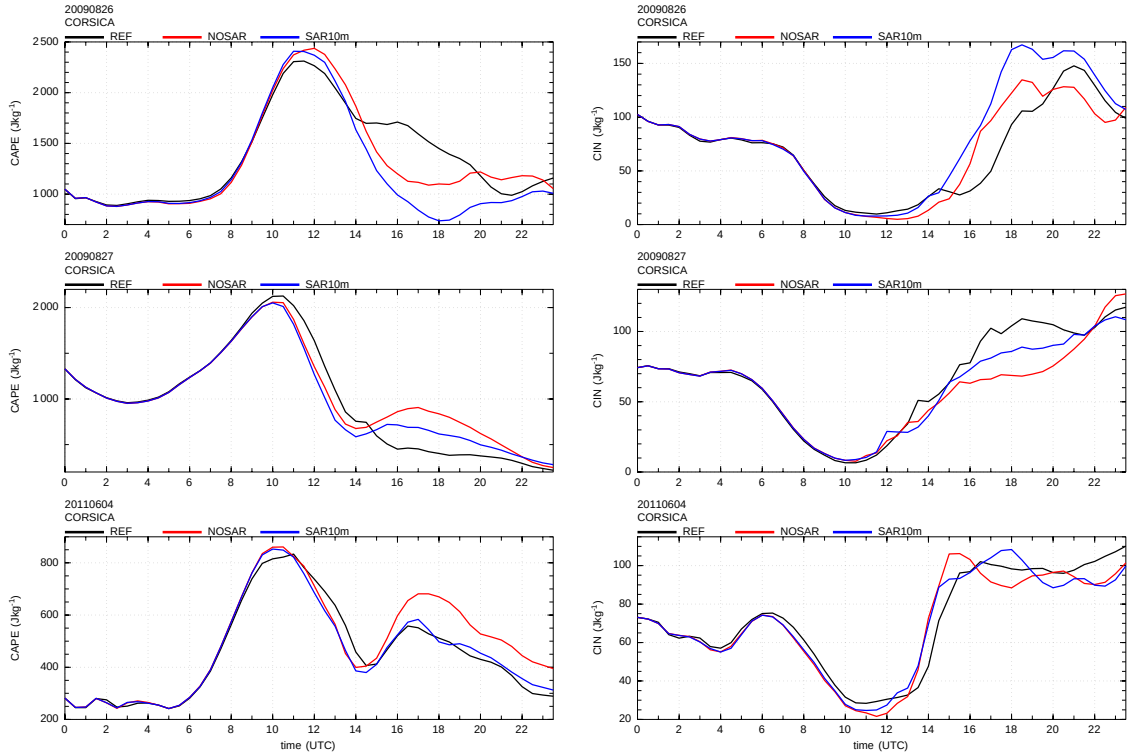

Abbildung 5.5: Zeitreihen der Gebietsmittel von CAPE (links) und CIN (rechts) an Tagen mit schwachem synoptischem Antrieb.

kurze Zeit später der Niederschlag ein. Auch hier berechnen die modifizierten Läufe leicht höhere Werte. Am 26.08.2009 und am 27.08.2009 bildet sich am Nachmittag jeweils eine Zelle über dem Süden Korsikas (o. Abb.). Kurz zuvor ist dort die CAPE im Vergleich zur Umgebung etwas höher. Im Zusammenhang mit der CAPE muss immer auch die CIN betrachtet werden, denn diese muss erst überwunden werden, damit die CAPE freigesetzt werden kann. An allen drei Tagen liegt die CIN um die Mittagszeit bei niedrigen Werten unter 10 J kg^{-1} (Abb. 5.5, rechts). Das Minimum der CIN fällt ungefähr zeitgleich mit dem Maximum der CAPE zusammen, also zu der Zeit, an dem Niederschlag einsetzt und ca. zwei Stunden vor dem Niederschlagsmaximum. Wiederum nimmt die CIN in den modifizierten Läufen die geringeren Werte an. Lokal betrachtet gibt es Gebiete in denen die CIN quasi verschwindet, also ungefähr Null wird (o. Abb.). Dort ist auch die CAPE am größten und kurze Zeit später fällt dort Niederschlag. Am 04.06.2011 ist die CIN mit ca. 30 J kg^{-1} im Mittel etwas höher als an den anderen Tagen, verschwindet aber lokal gänzlich. Im Bereich der nachmittäglichen Zellen am 26.08.2009 und am 27.08.2009 liegt der Mittelwert der CIN bei 100 J kg^{-1}, was sämtliche Konvektion verhindern würde. Lokal betrachtet zeigt sich im Süden Korsikas ein Gebiet sehr niedriger CIN, wodurch dort Konvektion weiterhin möglich ist (o. Abb.).

Horizontale Divergenz und Vertikalbewegungen

Hohe CAPE und kleine CIN allein reichen nicht aus, um hochreichende Konvektion auszulösen. Zusätzlich muss es einen Hebungsantrieb geben, der stark genug ist, um die CIN zu überwinden. Ein Maß dafür ist die differentielle Windgeschwindigkeit w_{diff}, die angibt, ob die maximale Vertikalgeschwindigkeit unterhalb des NFK größer oder kleiner ist, als die zum Überwinden der CIN notwendige Vertikalgeschwindigkeit. In diesem Zusammenhang begünstigen Konvergenz im horizontalen Windfeld und daraus resultierende Vertikalbewegungen die Auslösung hochreichender Konvektion.

Am 26.08.2009 kommt es in den modifizierten Modellläufen ab 10 UTC im Mittel über die gesamte Insel zu höherer Horizontalkonvergenz als im Referenzlauf (Abb. 5.6, oben links). Das Maximum wird um 1130 UTC erreicht, das ist der Zeitpunkt zu dem Niederschlag einsetzt bzw. zwei Stunden vor dem Niederschlagsmaximum. Im Lauf SAR10m kommt es zwischen 1230 UTC und 13 UTC zu einem kleinen Minimum der Horizontalkonvergenz, parallel nimmt die Niederschlagsintensität kurzzeitig nicht weiter zu. Ab 1530 UTC steigt die Konvergenz im Lauf SAR10m erneut an, die Niederschlagssumme zeigt um 1630 UTC ein korrespondierendes Maximum. Die Gebiete mit Konvergenz liegen schwerpunktmäßig im Gebirge (Konvergenz durch Hangaufwinde) und im Süden Korsikas (o. Abb.). Hier tritt die Wechselwirkung beider Inseln besonders hervor: Durch das Fehlen Sardiniens und der dadurch fehlenden Kanalisierung kommt es auf Korsika zu Konvergenz zwischen den Hangwinden von der West- und Ostseite, die durch die nun auch direkt aus Süden wehenden Winde zusätzlich verstärkt wird (o. Abb.).

Auch in 850 hPa kommt es zu Konvergenz. Ab 1230 UTC liegen die Werte der modifizierten Läufe erheblich über denen des Referenzlaufes (Abb. 5.6, oben rechts). Das Maximum wird zwischen 13 UTC und 14 UTC während des Niederschlagsmaximums erreicht. In 850 hPa ist die Konver-

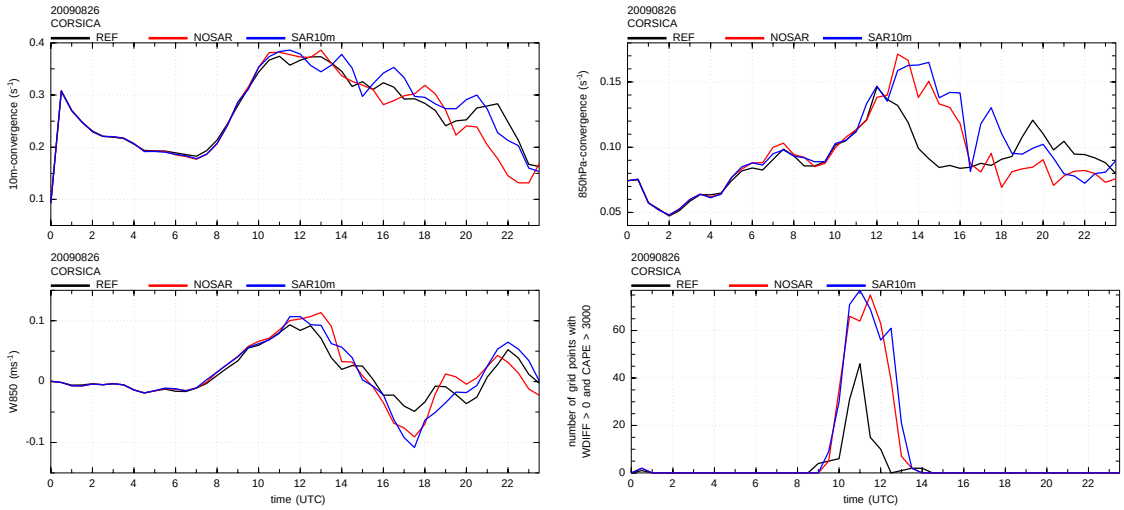

Abbildung 5.6: Zeitreihen der Gebietsmittel der Konvergenz des Horizontalwindes in 10 m (links oben) und 850 hPa (rechts oben), Vertikalwindgeschwindigkeit in 850 hPa (unten links) und Anzahl Gitterpunkte mit $w_{\mathrm{diff}} > 0$ und $\mathrm{CAPE} > 3000$ J kg^{-1}(unten rechts) am 26.08.2009.

genz etwa halb so groß wie am Erdboden, der Schwerpunkt liegt wieder im Gebirge (o. Abb.). Aus der Konvergenz in Bodennähe und in 850 hPa resultieren zum Teil markante skalige Vertikalbewegungen (Abb. 5.6, unten links). Im Mittel kommt es zwischen 08 UTC und 15 UTC zu Hebung über Korsika. Das Maximum wird zwischen 12 UTC und 13 UTC erreicht, also ca. eine Stunde vor dem Niederschlagsmaximum. Die Vertikalbewegung fallen in den modifizierten Läufen kräftiger aus als im Referenzlauf. Die Hebungsgebiete verteilen sich am Tag gleichmäßig über die gesamte Insel mit einem Maximum im Südwesten und einem im Nordosten (o. Abb.). Die größten Unterschiede zwischen den Läufen gibt es im Süden Korsikas.

In den Gebieten mit Horizontalkonvergenz und starker Vertikalbewegung ist w_{diff} deutlich positiv, die Hebung reicht also aus, die CIN zu überwinden und hochreichende Konvektion auszulösen (Abb. 5.7). Es gibt sogar Gitterpunkte, an denen $w_{\mathrm{diff}} > 0$ ist und gleichzeitig die CAPE mehr als 3000 J kg^{-1} beträgt (Abb. 5.6, unten rechts). Die ersten Gitterpunkte mit diesen Eigenschaften gibt es etwa zwei Stunden vor Einsetzen des Niederschlags, die maximale Anzahl an Gitterpunkten wird ebenfalls ca. zwei Stunden vor dem Niederschlagsmaximum erreicht. Dabei gibt es in den modifizierten Modellläufen mehr solche Gitterpunkte als im Referenzlauf, am 26.08.2009 sind es fast doppelt so viele. Die Anzahl der Punkte mit CAPE-Werten über 2000 J kg^{-1} macht dabei den größten Anteil an der Gesamtzahl aus (o. Abb.). Die Zunahme an Gitterpunkten bedeutet eine Zunahme an Fläche mit positiver w_{diff}, es vergrößert sich nur die Fläche der schon vorhandenen Gebiete, es entstehen keine neuen Gebiete mit $w_{\mathrm{diff}} > 0$ (o. Abb.).

Ein ähnliches Bild zeigt sich am 27.08.2009. Die Horizontalkonvergenz in 10 m Höhe und in 850 hPa ist ab 10 UTC in den modifizierten Läufen höher (Abb. 5.8, oben). Das Maximum wird am Boden um 1030 UTC ca. eineinhalb Stunden vor dem Niederschlagsmaximum erreicht, in 850 hPa um 12 UTC während des Niederschlagsmaximums. Zu diesem Zeitpunkt gibt es zwei Gebiete mit starker Konvergenz, eines im Norden und eines im Südwesten (o. Abb.). Ab 14 UTC herrscht im Referenzlauf in beiden betrachteten Niveaus starke Konvergenz im Süden Korsikas,

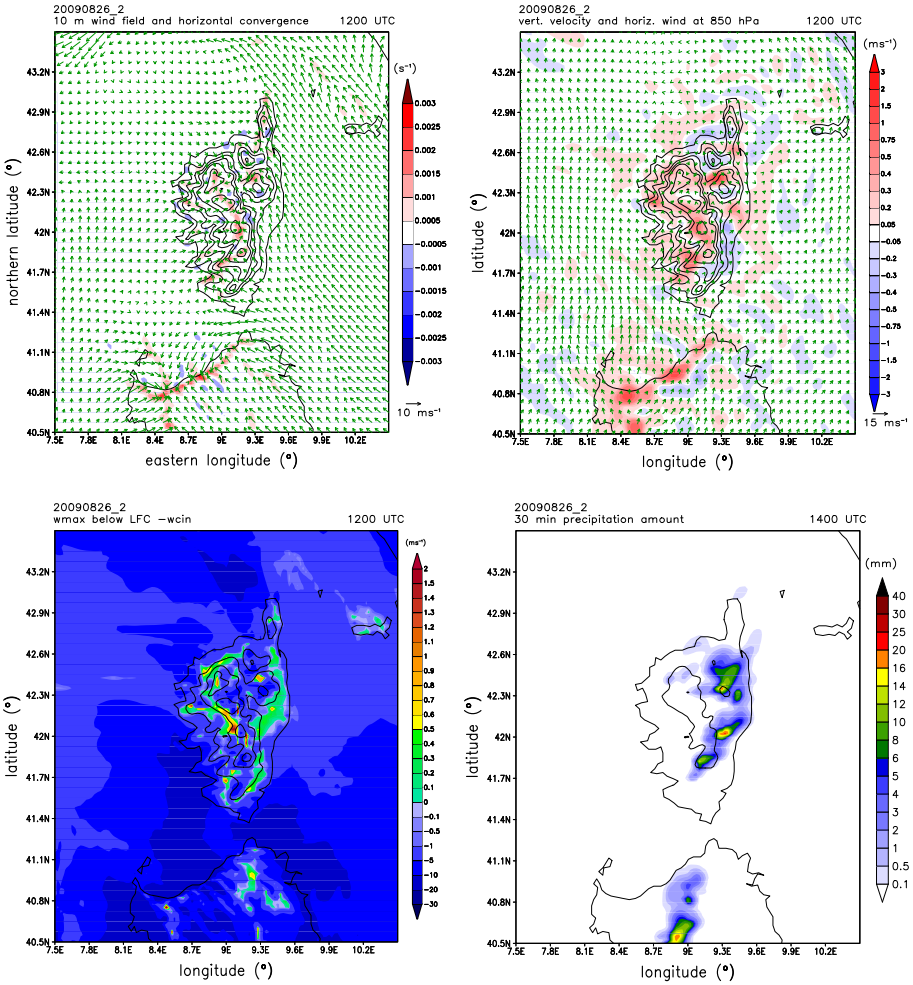

Abbildung 5.7: Horizontale Windkonvergenz in 10 m (oben links), Vertikalbewegung in 850 hPa (oben rechts) und w_{diff} (unten links) um 12 UTC sowie 30-minütige Niederschlagssumme um 14 UTC des Laufes SAR10m am 26.08.2009

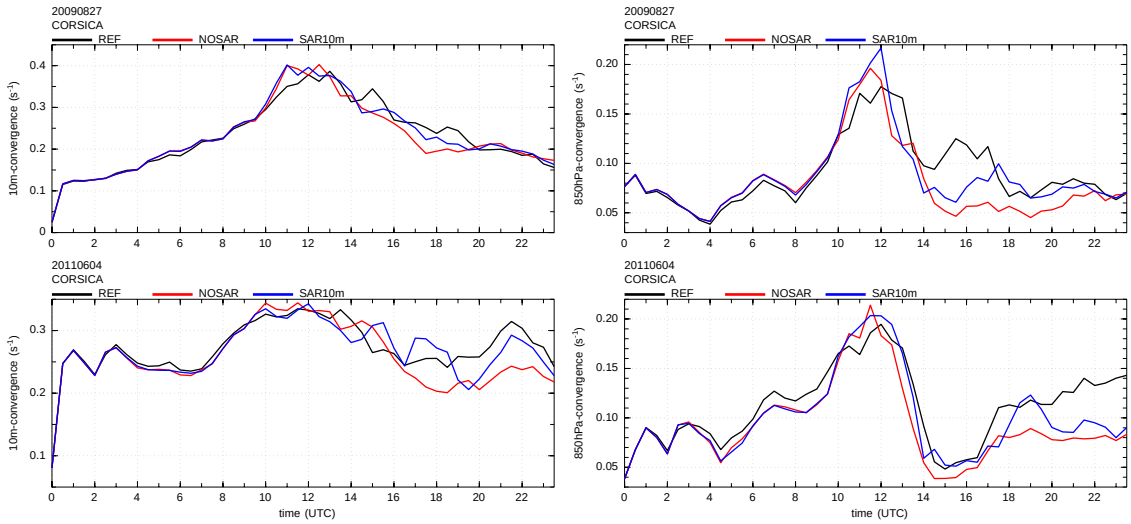

Abbildung 5.8: Zeitreihen der Gebietsmittel der Konvergenz des Horizontalwindes in 10 m am 27.08.2009 (links oben) und 850 hPa (rechts oben) und am 04.06.2011 (unten).

was zu einem zweiten Niederschlagsmaximum am Nachmittag führt (o. Abb.). In den anderen Läufen ist die Konvergenz deutlich geringer. Am Vormittag herrscht in 850 hPa Hebung mit dem Maximum um 11 UTC, das ist eine Stunde vor dem Niederschlagsmaximum, ab 12 UTC überwiegt Absinken (o. Abb.). Ab 14 UTC kommt es im Referenzlauf erneut zu Hebung über dem Süden Korsikas. Dies führt zu dem zweiten Niederschlagsmaximum am Nachmittag. Die Hebung konzentriert sich am 27.08.2009 auf drei Gebiete: eines im Norden, eines im Südwesten und eines an der Westküste (o. Abb.). Die Gebiete im Norden und Südwesten liegen ungefähr dort wo auch schon am Vortag der Hebungsschwerpunkt lag, die Unterschiede zwischen den einzelnen Modellläufen sind auch identisch. In den Gebieten mit starker Horizontalkonvergenz und Vertikalbewegungen gibt es Gebiete mit positiver w_{diff} (o. Abb.). Wie am Vortag existieren Gitterpunkte an denen zusätzlich die CAPE 3000 J kg^{-1} übersteigt (o. Abb.). Die Anzahl der Gitterpunkte mit $w_{\text{diff}} > 0$ und CAPE über 2000 J kg^{-1} macht erneut den größten Teil an der Gesamtgitterpunktzahl aus. In den modifizierten Läufen gibt es mehr solcher Gitterpunkte als im Referenzlauf. Die Unterschiede zwischen den Läufen verhalten sich wie am Vortag (o. Abb.).

Der 04.06.2011 fügt sich ebenfalls in dieses Bild ein. Die Horizontalkonvergenz in Bodennähe ist ab 0930 UTC in den Läufen NOSAR und SAR10m größer als im Referenzlauf und erreicht um 10 UTC das Maximum (Abb. 5.8, unten), was zeitlich mit dem Einsetzen des Niederschlags zusammenfällt. Ab 1330 UTC herrscht im Referenzlauf etwas höhere Konvergenz, was ab 14 UTC zu mehr Niederschlag in diesem Lauf führt (o. Abb.). In 850 hPa divergieren die Modellläufe ab 10 UTC. Wieder sind es die modifizierten Läufe, in denen die Konvergenz höher ist. Das Maximum wird zwischen 1130 UTC und 12 UTC erreicht, das ist eine Stunde vor dem Niederschlagsmaximum. Die Konvergenzgebiete liegen im Gebirge und im Süden der Insel (o. Abb.). Der Unterschied zwischen den Modelläufen ist am südlichen Rand des Gebirges am größten. Verknüpft mit der Horizontalkonvergenz kommt es am Vormittag zu Hebung an der Westflanke des Gebirges (o. Abb.). Das Maximum der Vertikalbewegung wird um 11 UTC ca. zwei Stunden vor dem Niederschlagsmaximum erreicht. Die Vertikalbewegung im Referenzlauf ist etwas niedriger als in den anderen Läufen. Es gibt zwei Gebiete in denen die Hebung besonders markant ist: Das eine liegt im Norden, das andere im Südwesten (o. Abb.). Die Lage dieser Gebiete ist fast identisch mit denen am 26.08.2009. Auch am 04.06.2011 kommt es im Bereich der stärksten Horizontalkonvergenz und Vertikalbewegung zu positiver w_{diff} (o. Abb). Da die CAPE an diesem Tag generell niedriger ist, gibt es keine Gitterpunkte mit $w_{\text{diff}} > 0$ und einer maximalen CAPE von über 2000 J kg^{-1} oder mehr (o. Abb.). Die Anzahl der Gitterpunkte mit $w_{\text{diff}} > 0$ und CAPE größer 1000 J kg^{-1} ist ungefähr so groß wie die Anzahl der Gitterpunkte mit CAPE zwischen 500 J kg^{-1} und 1000 J kg^{-1} (o. Abb.). Die räumliche Verteilung und die Unterschiede zwischen den Sensitivitätsläufen verhalten sich wie am 26.08.2009 (o. Abb.).

In Bodennähe kommt es in allen Läufen meistens zwischen 08 UTC und 18 UTC im Mittel zu Feuchtekonvergenz, innerhalb dieses Zeitraums gibt es am 27.08.2009 und 04.06.2009 kurze Perioden von etwa einer Stunde mit Feuchtedivergenz (o. Abb.). Zum Zeitpunkt wenn Niederschlag einsetzt wird das Maximum an Feuchtekonvergenz erreicht. Wenn die Niederschlagsaktivität maximal ist, zeigt die Konvergenz ein Minimum (o. Abb.). In den modifizierten Läufen NOSAR und SAR10m ist die Feuchtekonvergenz vor allem am Vormittag etwas höher als im Referenzlauf

(o. Abb.), am Abend kehren sich die Verhältnisse um. Die höchste Feuchtekonvergenz wird in den Gebieten erreicht, wo auch die Konvergenz des Horizontalwindes am größten ist (o. Abb.). In den modifizierten Läufen herrscht am 27.08.2009 und 04.06.2011 an der Südwestküste Korsikas deutlich höhere Feuchtekonvergenz als im Referenzlauf (o. Abb.). In diesen Läufen kommt es in diesem Bereich weniger zu einer Kanalisierung der Strömung als im Referenzlauf. Der Wind hat eine größere Südostkomponente und konvergiert damit mehr mit der im Westen Korsikas herrschenden Nordwestströmung. Am 26.08.2009 führt ein kräftiger Nachlaufwirbel im Referenzlauf an der Südwestküste zu höherer Feuchtekonvergenz (o. Abb.). Im Allgemeinen ist die Feuchtekonvergenz auf der Westseite Korsikas größer.

Zusammenfassung

Wie sich herausgestellt hat, führt eine Verkettung von Veränderungen der meteorologischen Variablen an Tagen mit schwachem synoptischem Antrieb zu einer Zunahme des Niederschlags in den modifizierten Modellläufen. Am Anfang dieser Prozesskette steht die veränderte Dynamik durch die modifizierte Orographie Sardiniens. Im Lauf SAR10m setzt eine Kanalisierung der Strömung zwischen beiden Inseln erst später ein und ist schwächer ausgeprägt, im Lauf NOSAR fehlt diese komplett. Im Gebirge Korsikas bilden die Hangwindsysteme der West- und Ostseite eine Konvergenzzone. Diese Konvergenzzone verstärkt sich in den modifizierten Läufen, da nun eine zusätzliche Anströmung aus südlicher Richtung hinzukommt. Durch die fehlende Ablenkung der Strömung werden die Seewinde auf der jeweiligen Luvseite der Insel verstärkt, weil nun ein größerer Teil der Luft an der Luvseite entlang strömt. Die kräftigeren Seewinde überlagern sich im Tagesverlauf mit den Hangwinden, die dadurch ebenfalls verstärkt werden und die Konvergenz im Gebirge weiter erhöhen. Die erhöhte Anströmung aus Süden und die kräftigeren Seewinde erhöhen den Feuchtegehalt in der Grenzschicht und damit auch die äquivalent-potentielle Temperatur, was zu höherer CAPE und niedrigerer CIN führt. Der höhere Bedeckungsgrad verringert die Einstrahlung. Dadurch erwärmt sich die Erdoberfläche nicht so stark wie im Referenzlauf. Dies führt bei gleichbleibender Lufttemperatur zu einem erhöhten fühlbaren Wärmestrom, der wiederum zu einer Erhöhung der Lufttemperatur führt, die zu höheren CAPE- und CIN-Werten beiträgt. In Gebieten hoher bodennaher Konvergenz kommt es zu ausgeprägten Vertikalbewegungen, die ausreichend sind, um die CIN zu überwinden ($w_{\mathrm{diff}} > 0$). Dies sind die Gebiete, in denen es zu hochreichender Konvektion und zu Niederschlägen kommt, die durch die höhere CAPE in den Läufen NOSAR und SAR10m kräftiger ausfallen als im Referenzlauf und es somit zu einer Zunahme der 24-stündigen Niederschlagssumme kommt.

5.2 Tage mit starkem synoptischem Antrieb

Horizontalwind

Die Windrichtung unterscheidet sich an den Tagen mit starkem synoptischem Antrieb nur wenig zwischen den einzelnen Modellläufen (Abb. 5.9). Am 15.06.2010 weht der mittlere Wind in Bodennähe am Vormittag konstant aus 120° bis 130° und dreht bis 12 UTC im Referenzlauf

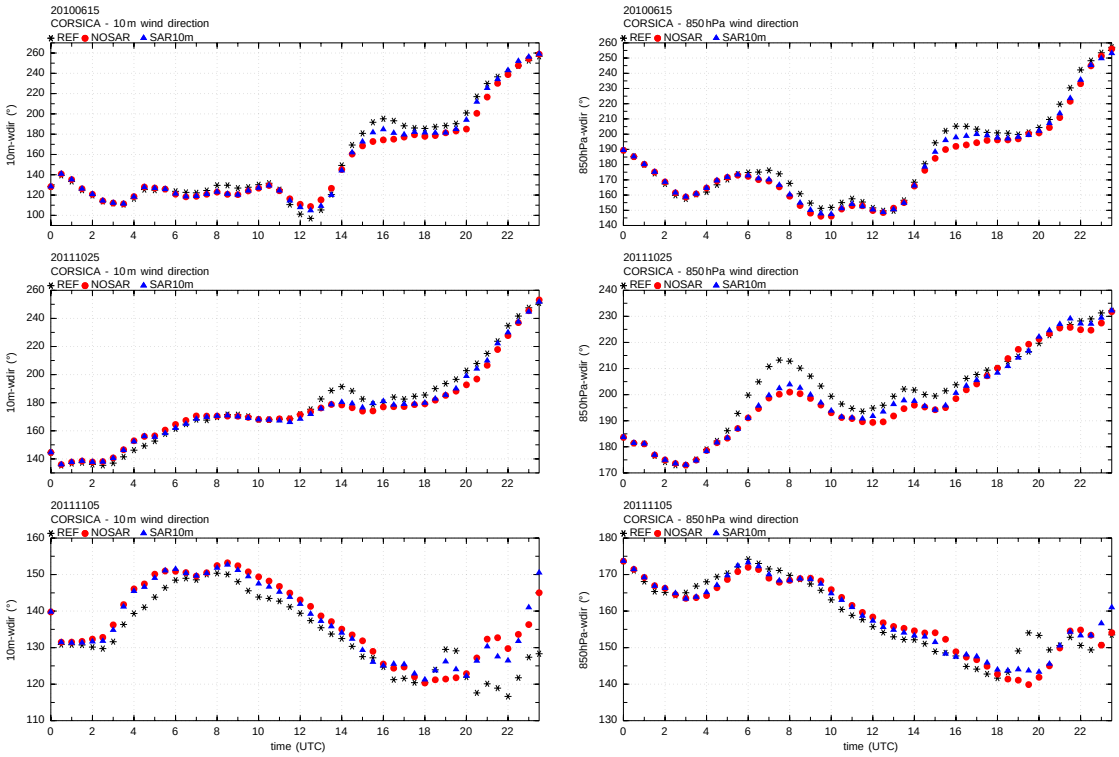

Abbildung 5.9: Zeitreihen der Gebietsmittel von Windrichtung in 10 m Höhe (links) und in 850 hPa (rechts) an Tagen mit starkem synoptischem Antrieb.

auf 100° und in den modifizierten Läufen auf 110° (Abb. 5.9, links oben). Während des ersten Niederschlagsmaximums um 11 UTC weht der Wind im Mittel aus Südost. Zwischen 12 UTC und 16 UTC gibt es die größten Unterschiede: Der Referenzlauf dreht kontinuierlich auf 200°, während der Lauf SAR10m auf ca. 185° und der Lauf NOSAR nur auf 175° dreht. Das zweite Niederschlagsmaximum des Tages um 15 UTC ist im Lauf SAR10m am größten, gefolgt vom Referenzlauf. Der Wind weht zu diesem Zeitpunkt fast direkt aus Süd. Nach 16 UTC bleibt die Windrichtung zunächst konstant und dreht dann am Abend auf 250°. Während des Niederschlagsmaximums am Abend weht der Wind aus Südwest. In 850 hPa dreht der Wind bis 14 UTC in allen Läufen allmählich von ca. 170° auf 150° (Abb. 5.9, rechts oben). Ab 14 UTC verändert der Wind seine Richtung wie in 10 m Höhe.

Am 25.10.2011 dreht der Wind bodennah von 140° auf 170° um 12 UTC (Abb. 5.9, Mitte links). Im Referenzlauf weht der Wind zwischen 13 UTC und 15 UTC kurzzeitig aus ca. 190°, während die Windrichtung in den modifizierten Läufen gleichbleibend bei ca. 170° liegt. Am Abend dreht der Wind auf westliche Richtungen. In 850 hPa dreht der Wind in den Läufen NOSAR und SAR10m kontinuierlich von 170° am Vormittag auf 230° am Abend (Abb. 5.9, Mitte rechts). Im Referenzlauf kommt es kurzzeitig zu einer schnellen Änderung der Windrichtung von 190° auf 220° und wieder zurück auf 200°. Am Nachmittag kommt es im Lauf SAR10m zu einem Niederschlagsmaximum, der Wind weht zu dieser Zeit fast direkt aus Süd.

Am 05.11.2011 ändert sich die Windrichtung nur wenig (Abb. 5.9, unten). Der Wind weht am Vormittag konstant aus ca. 140° und dreht am Nachmittag auf 150°. Am Abend weht der Wind

im Referenzlauf aus 120° bis 130°, während in den modifizierten Läufen die Windrichtung auf 150° dreht. In 850 hPa dreht der Wind im Tagesverlauf langsam von Süd nach Südwest. An allen Tagen unterscheiden sich die Windrichtungen in größeren Höhen (700 hPa, 500 hPa) nicht und bleiben nahezu konstant.

Die mittlere Windgeschwindigkeit liegt in Bodennähe bei 3 m s^{-1} bis 6 m s^{-1}, in 850 hPa werden meist 10 m s^{-1} bis 15 m s^{-1} erreicht (o. Abb.). Am 05.11.2011 ist die mittlere Windgeschwindigkeit höher und liegt bodennah bei 6 m s^{-1} bis 10 m s^{-1} und 17 m s^{-1} bis 25 m s^{-1} in 850 hPa (o. Abb.). Am Abend dieses Tages liegen nach der Frontpassage die mittleren Werte im Bereich der anderen Tage. Die modifizierten Modellläufe berechnen am Tag die meiste Zeit eine höhere Windgeschwindigkeit als der Referenzlauf, am Abend ist die Windgeschwindigkeit an allen Tagen im Referenzlauf am größten. Die Differenz zwischen den Modellläufen beträgt 0,5 m s^{-1} bis 2 m s^{-1}, am 25.10.2011 ist der Unterschied am Nachmittag in 850 hPa mit 3 m s^{-1} bis 4 m s^{-1} deutlich größer (o. Abb.).

Das zweidimensionale Windfeld zeigt am 15.06.2010 und am 25.10.2011 eine Kanalisierung der Strömung in 10 m Höhe zwischen Sardinien und Korsika, die im Referenzlauf stärker ausgeprägt ist als im Lauf SAR10m und im Lauf NOSAR komplett fehlt (o. Abb.). Am 25.10.2011 findet die Kanalisierung nur im Referenzlauf statt, die Grundströmung ist stark genug, dass dieser Effekt im Lauf SAR10m nicht auftritt (o. Abb.). Am 05.11.2011 ist die Grundströmung sogar so kräftig, dass selbst im Referenzlauf keine Kanalisierung stattfindet (Abb. A.12). In Folge dessen kommt es in den modifizierten Läufen an allen Tagen zu höheren Windgeschwindigkeiten an der Ostküste, außerdem hat der Wind eine größere küstenparallele Komponente. Die stärkere Umströmung im Referenzlauf und die daraus resultierende Wellenbildung im Lee führt dort zu einem stärkeren auflandigen Wind. Im Nordwesten Korsikas bildet sich ein markanter Windschatten auf der Leeseite der Insel. Vor der Front am 05.11.2011 weht der Wind aus Südost und damit nahezu frontparallel, an der Front kommt es zu einem zyklonalen Windsprung auf Südwestliche Richtungen (o. Abb.). Geschwindigkeit und Form der Front werden an beiden Inseln modifiziert (o. Abb.): Im Referenzlauf verlangsamt sich die Front im Bereich Sardiniens. Dadurch kommt es zu einer Drehung des Frontverlaufs, der nordwestliche Teil über dem Meer verlagert sich schneller in Richtung Korsika. Erreicht die Front Korsika, tritt auch hier eine Verlangsamung ein. Über der Insel verläuft die Front entlang des Gebirges fast meridional, während der Teil nordwestlich auf dem Meer weiterhin die nordwest-südost-Ausrichtung besitzt. In den modifizierten Läufen wird die Front an Sardinien nicht abgebremst und behält die ursprüngliche Ausrichtung bei. An Korsika kommt es zu einer Modifikation des Frontverlaufes, die wegen der höheren Verlagerungsgeschwindigkeit des südöstlichen Teiles nicht so deutlich ausfällt. Die Dauer der Frontpassage ist damit reduziert und es kommt zu weniger Niederschlag. In 850 hPa ist an allen Tagen eine leichte Umströmung Sardiniens und eine damit verbundene Wellenbildung zu erkennen (o. Abb.).

Energiebilanz der Erdoberfläche

Die Strahlungsbilanz ist am 15.06.2010 in den modifizierten Läufen, an den anderen Tagen im Referenzlauf größer (o. Abb.). Der Unterschied beträgt jeweils ca. 30 W m^{-2}, das Maximum

wird zwischen 09 UTC und 10 UTC erreicht. Die größten Unterschiede befinden sich entlang aller Küsten Korsikas. Auch hier spielt der Bedeckungsgrad eine entscheidende Rolle (Abb. A.16 bis A.18). Der Gesamtbedeckungsgrad ist am 15.06.2011 in den modifizierten Läufen, an den anderen Tagen im Referenzlauf geringer, was eine höhere Einstrahlung und damit eine höhere Strahlungsbilanz bewirkt. Der Unterschied beträgt jeweils um 5 W m^{-2}. Am 05.11.2011 sinkt die Gesamtbewölkung ab 11 UTC innerhalb von zwei Stunden auf 10 % ab, bleibt anschließend bis 15 UTC auf diesem niedrigen Niveau und erreicht ab 17 UTC wieder den Bedeckungsgrad vom Vormittag. Ab den frühen Morgenstunden ist der Anteil tiefer Bewölkung in den modifizierten Läufen höher als im Referenzlauf. Der Unterschied beträgt etwa 10 %, am 25.10.2011 auch mehr. Der Bedeckungsgrad mittelhoher Wolken unterschiedet sich nur am Vormittag, in den modifizierten Läufen ist er ca. 10 % höher als im Referenzlauf. Zwischen 14 UTC und 18 UTC am 15.06.2010 ist die mittelhohe Bewölkung im Lauf NOSAR deutlich reduziert. Die Unterschiede in der hohen Bewölkung sind minimal. Der Einbruch des Gesamtbedeckungsgrades am 05.11.2011 ist maßgeblich auf eine Veränderung der hohen Wolken zurückzuführen. Ab 11 UTC reduziert sich in allen Läufen der Bedeckungsgrad hoher Wolken von ca. 90 % auf quasi 0 % und steigt ab 15 UTC innerhalb von zwei Stunden wieder auf 90 %. Auch in den mittelhohen Wolken ist in dieser Zeit eine leichte Abnahme zu erkennen.

Während die tiefe Bewölkung von bodennahen Verhältnissen und damit verbundener Konvektion beeinflusst wird, scheint es aus der oberen Troposphäre heraus einen Antrieb für Absinken zu geben, der bis in die mittlere Troposphäre durchgedrungen ist. Eine mögliche Ursache ist das Einmischen trockener stratosphärischer Luft im Bereich einer IPV-Anomalie. In der Tat zeigt die synoptische Analyse (Kap. 3.2) eine solche Anomalie über dem westlichen Mittelmeer, an deren Südostflanke keine hohen Wolken analysiert sind (o. Abb.). Für die hier betrachteten Fälle ist die IPV vom Modell nicht berechnet worden, an Hand von Vertikalprofilen der spezifischen Feuchte und des Vertikalwindes erkennt man aber eine solche Einmischung trockener stratosphärischer Luft in die obere Troposphäre (Abb. 5.10). Oberhalb von 12000 m liegt die spezifische Feuchte quasi bei 0 g kg^{-1}, darunter steigt sie schnell auf Werte über 0,5 g kg^{-1} unterhalb von 7000 m an. Ab 1130 UTC sinkt die trockene Luft von 12000 m auf 7000 m um 13 UTC, erst ab 1530 UTC nimmt die Feuchte in 7000 m bis 12000 m wieder zu. Zeitgleich mit dem Rückgang der Feuchte herrscht in dieser Höhe Absinken. Hinzu kommt eine Zunahme der Windgeschwindigkeit des Horizontalwindes von ca. 22 m s^{-1} auf ca. 35 m s^{-1} in 9000 m Höhe (o. Abb.), die nach der IPV-Theorie im Bereich einer positiven Anomalie bestehen muss. Alles zusammen bestätigt die Vermutung, dass die Auflösung der hohen Wolken auf das Einmischen stratosphärischer Luft zurückzuführen ist.

Der fühlbare Wärmestrom ist am 15.06.2010 ab 0730 UTC in den Läufen NOSAR und SAR10m im Mittel ca. 10 W m^{-2} höher als im Referenzlauf (Abb. 5.11, oben links). Am deutlichsten ist der Unterschied im Norden Korsikas und am Westrand des Gebirges (o. Abb.). Die geringere Gesamtbewölkung und die dadurch höhere Einstrahlung führen zu einer im Mittel ca. 1 K höheren 2 m Temperatur in diesem Bereich (Abb. 5.11, oben rechts). An den anderen beiden Tagen ist der fühlbare Wärmestrom im Referenzlauf am größten (Abb. 5.11, Mitte links und unten links). Die Differenz zu den anderen Läufen ist auf der Westseite Korsikas von der Südspitze bis in den

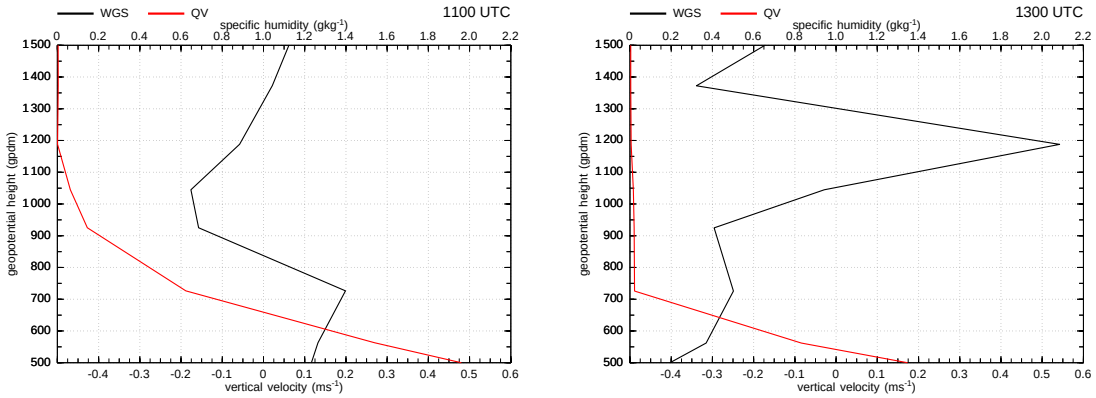

Abbildung 5.10: Vertikalprofil von spezifischer Feuchte (QV) in g kg^{-1} und vertikaler Windgeschwindigkeit (WGS) in m s^{-1} am 05.11.2011 um 11 UTC (links) und um 13 UTC (rechts) für einen beliebig ausgesuchten Ort auf Korsika (hier: 42,15° N; 9,3° O). Auf der Ordinate ist die geopotentielle Höhe in gpdm aufgetragen.

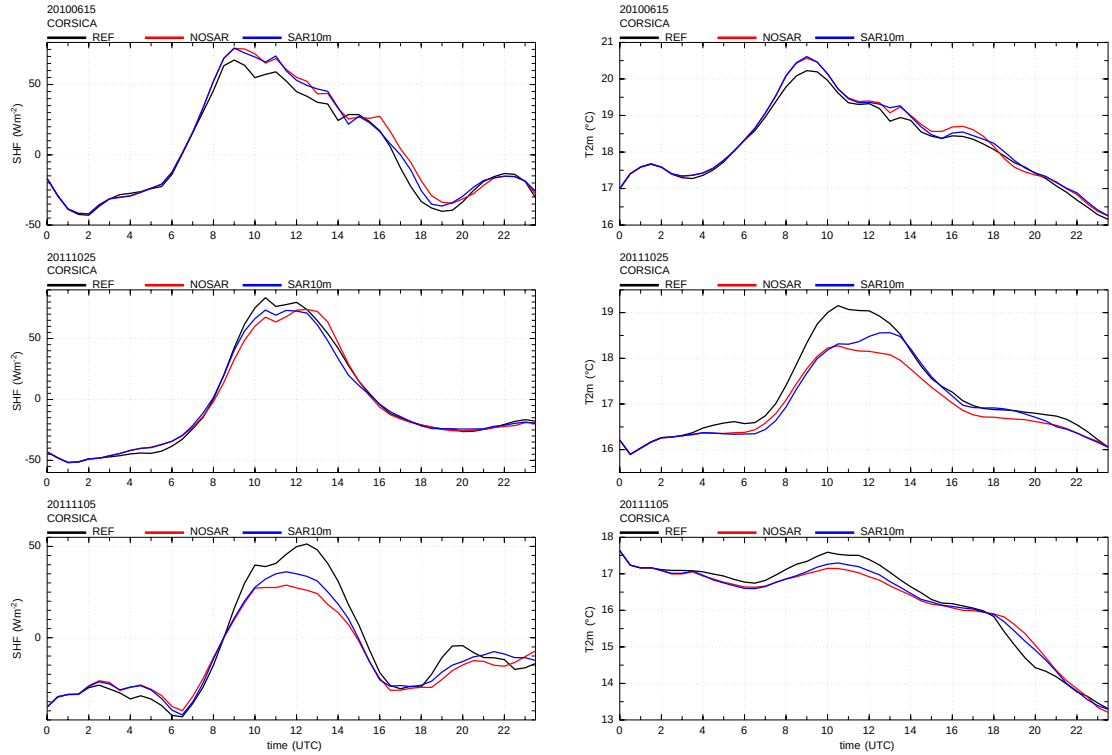

Abbildung 5.11: Zeitreihen der Gebietsmittel der Flussdichte fühlbarer Wärme (links) und der Temperatur in 2 m Höhe (rechts) an Tagen mit starkem synoptischem Antrieb.

Norden am deutlichsten zu erkennen und beträgt im Mittel 10 W m^{-2} bis 20 W m^{-2} (o. Abb.). Die Temperatur in 2 m über Grund entlang der Westküste ist im Referenzlauf im Mittel um 1 K höher (Abb. 5.11, Mitte rechts). Am Abend des 05.11.2011 kommt es an der Kaltfront zu einem markanten Temperaturrückgang von 3 K, welcher im Referenzlauf stärker und schneller ausfällt (Abb. 5.11, unten rechts). Die höhere Lufttemperatur in 2 m verringert den vertikalen Temperaturgradienten und damit auch den fühlbaren Wärmestrom, der proportional zum Temperaturgradienten ist.
Der latente Wärmstrom ist fast immer in den modifizierten Läufen größer als im Referenzlauf, Ausnahme bildet der Vormittag des 25.10.2011 (Abb. 5.12, linke Seite). Die Differenz ist mit 3 W m^{-2} bis 5 W m^{-2} im Mittel gering, am 15.06.2010 mit bis zu 10 W m^{-2} deutlich größer. Die Unterschiede konzentrieren sich auf die Küstenstreifen rund um die Insel, am Nachmittag findet man auch weiter im Landesinneren Abweichungen zwischen den Modellläufen (o. Abb.). Dies führt dazu, dass an allen Tagen die spezifische Feuchte in 2 m Höhe im Referenzlauf überwiegend geringer ist als in den modifizierten Läufen, nur am Vormittag des 15.06.2010 ist sie höher (Abb. 5.12, rechte Seite). Der Unterschied beträgt meist um 0,5 g kg^{-1} und ist entlang der Küsten (außer im Norden) am größten, wo auch der latente Wärmestrom am deutlichsten abweicht (o. Abb.). Am Abend des 05.11.2011 kommt es nach Durchzug der Kaltfront zu einer deutlichen Reduktion der spezifischen Feuchte (o. Abb.).

Feuchtegehalt der unteren Troposphäre

Der HI_{low} liegt an allen Tagen ganztägig unterhalb des Schwellenwertes von 15 K, dabei sind die Werte der modifizierten Läufe fast durchgehend niedriger als die des Referenzlaufes (Abb. 5.13, linke Seite). Das größte Niederschlagsmaximum besitzt immer der Lauf mit dem niedrigsten HI_{low}, wobei das Minimum ein bis zwei Stunden vor dem Niederschlagsmaximum erreicht wird. Die Korrelation ist nicht so stark ausgeprägt wie an den Tagen mit schwachem synoptischem Antrieb.
Auch das NSD zeigt für die Fälle mit starkem synoptischem Antrieb die gleichen Schemata wie für die Fälle mit schwachem synoptischem Antrieb (Abb. 5.13, rechte Seite). In 925 hPa liegt es dauerhaft unter $\mathrm{NSD} = 2$ (o. Abb.). Der Lauf mit den niedrigsten Werten produziert zu diesen Zeiten auch am meisten Niederschlag. Am Morgen und tagsüber sind es die modifizierten Läufe, am Abend ist der Referenzlauf, relativ gesehen, deutlich feuchter (niedrigstes NSD). Zeitlich betrachtet erreicht das NSD das Minimum kurz vor dem Niederschlagsmaximum. In 850 hPa und auch in 700 hPa verhält sich das NSD genau wie in 925 hPa. Selbst in 500 hPa hat das normierte Sättigungsdefizit fast immer Werte um $\mathrm{NSD} = 2$. Die mittlere Troposphäre ist damit relativ gesehen sehr feucht (o. Abb.).

Konvektionsindizes

Im Vergleich zu den Tagen mit schwachem synoptischem Antrieb ist die CAPE an den Tagen mit starkem Antrieb mit Werten unter 500 J kg^{-1} im Mittel niedriger (Abb. 5.14, linke Seite). An allen Tagen liegt das Maximum in den Abendstunden. Generell fällt die CAPE im Referenzlauf

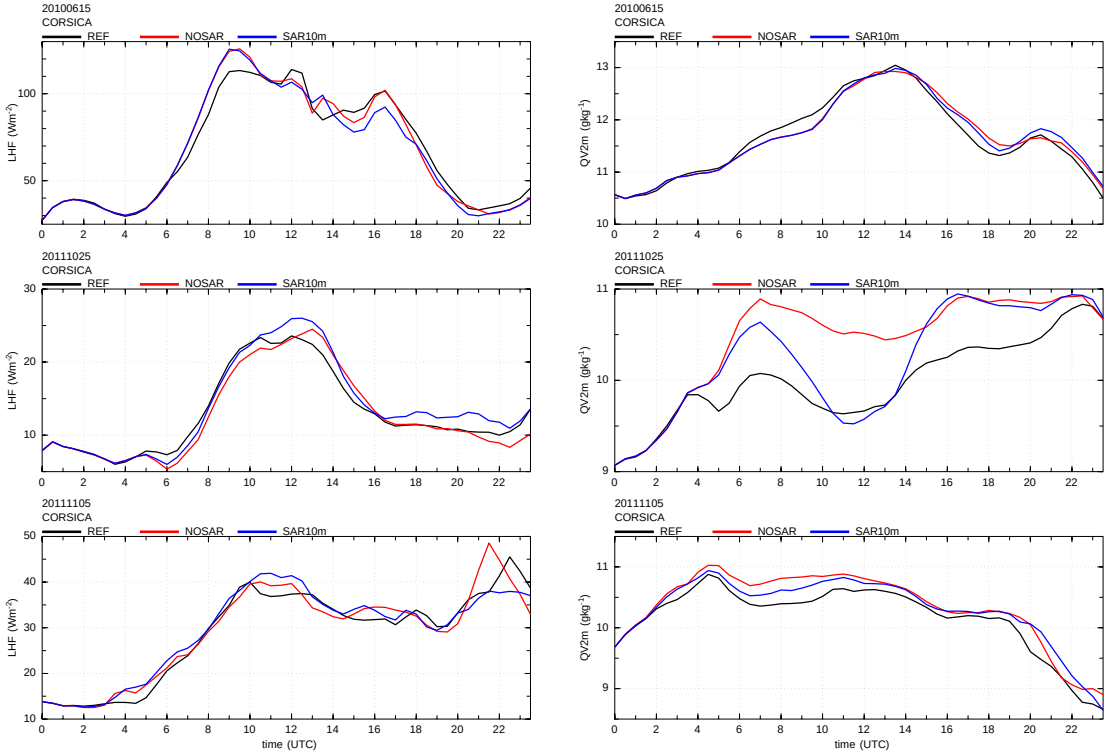

Abbildung 5.12: Zeitreihen der Gebietsmittel der Flussdichte latenter Wärme (links) und spezifische Feuchte in 2 m (rechts) an Tagen mit starkem synoptischem Antrieb.

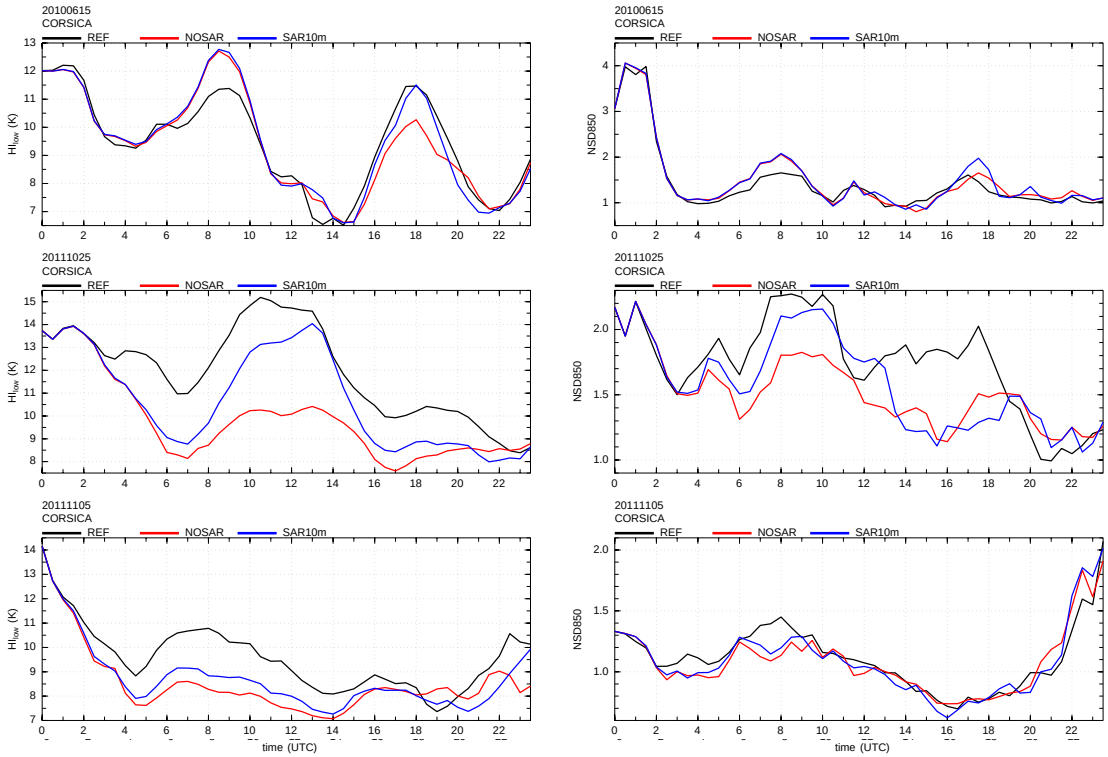

Abbildung 5.13: Zeitreihen der Gebietsmittel von HI_{low} (links) und NSD (rechts) an Tagen mit starkem synoptischem Antrieb.

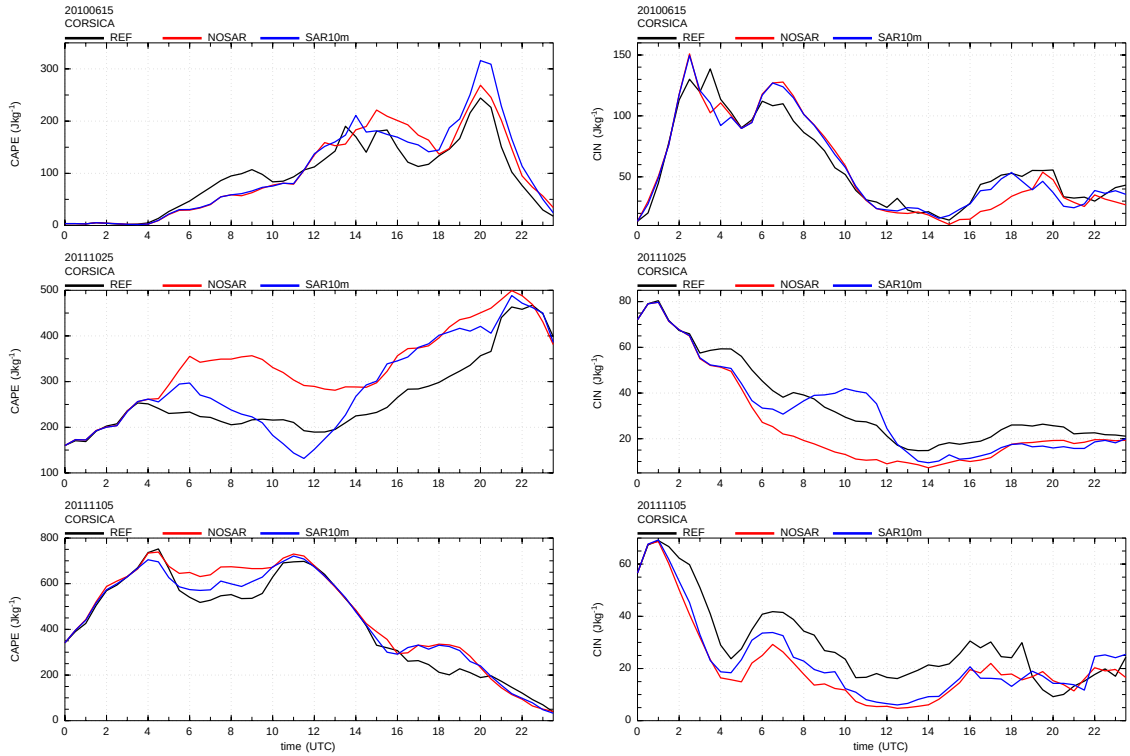

Abbildung 5.14: Zeitreihen der Gebietsmittel von CAPE (links) und CIN (rechts) an Tagen mit starkem synoptischem Antrieb.

niedriger aus als in den modifizierten Läufen. Die räumliche Verteilung der CAPE ist in allen Läufen nahezu identisch, nur am Morgen und am Abend gibt es kleine Differenzen (o. Abb.). In den modifizierten Läufen nehmen die höheren CAPE-Werte vor allem im Osten der Insel eine etwas größere Fläche ein als im Referenzlauf.

Die CIN ist an diesen Tagen sehr hoch (Abb. 5.14, rechte Seite). Nur kurzzeitig sinkt die CIN am Tag unter 20 J kg^{-1}. Das Minimum der CIN fällt zeitlich mit dem Maximum der CAPE zusammen. Die Fläche, auf der die niedrigsten CIN-Werte erreicht werden, ist im Referenzlauf deutlich kleiner (o. Abb.). Die räumliche Verteilung verhält sich wie die der CAPE. Im Osten der Insel werden die geringsten Werte erreicht, kleinere Unterschiede gibt es vor allem am Morgen.

Horizontale Divergenz und Vertikalbewegung

Am 15.06.2010 kommt es in den modifizierten Läufen zwischen 06 UTC und 1130 UTC zu höherer Konvergenz des Horizontalwindes in 10 m Höhe (Abb. 5.15, oben links), die Niederschlagsmenge ist zu dieser Zeit im Referenzlauf größer (o. Abb.). Die Gebiete, in denen die Konvergenz in den modifizierten Läufen größer ist als im Referenzlauf, liegen an der Westflanke des Gebirges (o. Abb.). Ab 1130 UTC herrscht im Referenzlauf größere Horizontalkonvergenz mit dem Maximum um 14 UTC. Im Horizontalwindfeld ist eine Konvergenzlinie erkennbar die von Westen her in Richtung Korsika zieht (o. Abb.). Diese Konvergenzlinie ist im Referenzlauf stärker ausgeprägt als in den anderen Läufen, weil das Umströmen Sardiniens in diesem Lauf kräftiger ist, was im Lee Sardiniens zu einem stärkeren Zusammenfließen der Luft führt. Ab 18 UTC nimmt

die Konvergenz bis zum Niederschlagsmaximum um 20 UTC deutlich zu, der Unterschied ist an der Ostküste am größten (o. Abb.). In den modifizierten Läufen besitzt der Wind in 10 m Höhe eine größere küstenparallele Komponente, während die auflandige Komponente im Referenzlauf größer ist (o. Abb.). Die Konvergenz des Seewindes mit den einsetzenden Talabwinden fällt dadurch stärker aus als in den modifizierten Läufen. In 850 hPa ist die Konvergenz den ganzen Tag über im Referenzlauf größer als in den anderen Läufen (Abb. 5.15, oben rechts). In diesem Niveau gibt es eine Korrelation zum Niederschlag: Einem Maximum an Konvergenz folgt ein bis zwei Stunden später ein Niederschlagsmaximum. Der Lauf mit dem größten Maximum an Konvergenz produziert am meisten Niederschlag (11 UTC und 20 UTC im Referenzlauf, 15 UTC im Lauf SAR10m). Die stärkste Konvergenz tritt entlang der Westflanke des Gebirges und am Cape Corse (Nordspitze Korsikas) auf (o. Abb.). Das Maximum um 08 UTC liegt über dem Süden, das um 13 UTC über der Westseite und das um 2030 UTC über der Ostküste jeweils auf halber Länge der Insel in Nord-Süd-Richtung gesehen (o. Abb.). In 850 hPa herrscht von 12 UTC bis 15 UTC und von 19 UTC bis 22 UTC Hebung, das Maximum wird um 14 UTC erreicht (o. Abb.). Im Lauf mit der stärksten Konvergenz treten zeitgleich die stärksten Vertikalbewegungen auf und es fällt mehr Niederschlag. An diesem Tag herrscht in 850 hPa eine südöstliche Anströmung. Die Täler auf der Westseite Korsikas verlaufen von Südwest nach Nordost in etwa 90° zur Anströmung (o. Abb.). Die Hebungsgebiete konzentrieren sich auf die luvseitigen Talhänge und fallen im Lauf SAR10m am kräftigsten und im Lauf NOSAR am schwächsten aus. Am Abend kommt es über der gesamten Westhälfte von Korsika zu Hebung, die beim Referenzlauf am markantesten ist (o. Abb.).

Die Horizontalkonvergenz in 10 m Höhe ist am 25.10.2011 in den modifizierten Modellläufen bis 11 UTC und zwischen 14 UTC und 20 UTC höher als im Referenzlauf (Abb. 5.15, unten links). Zu diesen Zeiten kommt es im Lauf SAR10m auch zu mehr Niederschlag (Abb. 4.5). Von 11 UTC bis 14 UTC und ab 20 UTC ist die Konvergenz im Referenzlauf am größten, ebenso die Niederschlagssumme. Die höchsten Werte werden entlang der Ostflanke des Hauptgebirgskammes erreicht (o. Abb.). Dort unterscheiden sich die Modellläufe auch am meisten. Auch in 850 hPa besteht eine Korrelation zwischen Konvergenz und Niederschlag (o. Abb.). Von 04 UTC bis 12 UTC herrscht in den modifizierten Läufen höhere Konvergenz und es wird auch mehr Niederschlag simuliert. Im Lauf SAR10m gibt es zwischen 15 UTC und 16 UTC ein Konvergenz- und ein Niederschlagsmaximum. Die Konvergenz ist zu diesem Zeitpunkt deutlich größer als in den anderen Läufen (Abb. 5.15, unten rechts). Ab 20 UTC ist die Horizontalkonvergenz und auch die Niederschlagssumme im Referenzlauf am größten. Die Gebiete größter Konvergenz liegen an den beiden Flanken des Hauptgebirgsrückens (o. Abb.). Die Differenz zwischen den Modellläufen ist in der nördlichen Hälfte der Westseite am markantesten. Das Maximum im Lauf SAR10m am Nachmittag befindet im Zentrum der Insel (o. Abb.). Die Umströmung Sardiniens bewirkt im Referenzlauf ein kräftigeres Umströmen Korsikas. Umströmung und Überströmung führen zu höherer Konvergenz an der Ostseite, da die Umströmung im Referenzlauf kräftiger ist (o. Abb.). Im Bereich der größten Horizontalkonvergenz kommt es zu kräftigen Vertikalbewegungen (o. Abb.). Die Vertikalgeschwindigkeit im Referenzlauf übertrifft bis 14 UTC die der modifizierten Läufe (o. Abb.). Von 14 UTC bis 20 UTC ist die Hebung im Lauf SAR10m, ab 20 UTC im Lauf

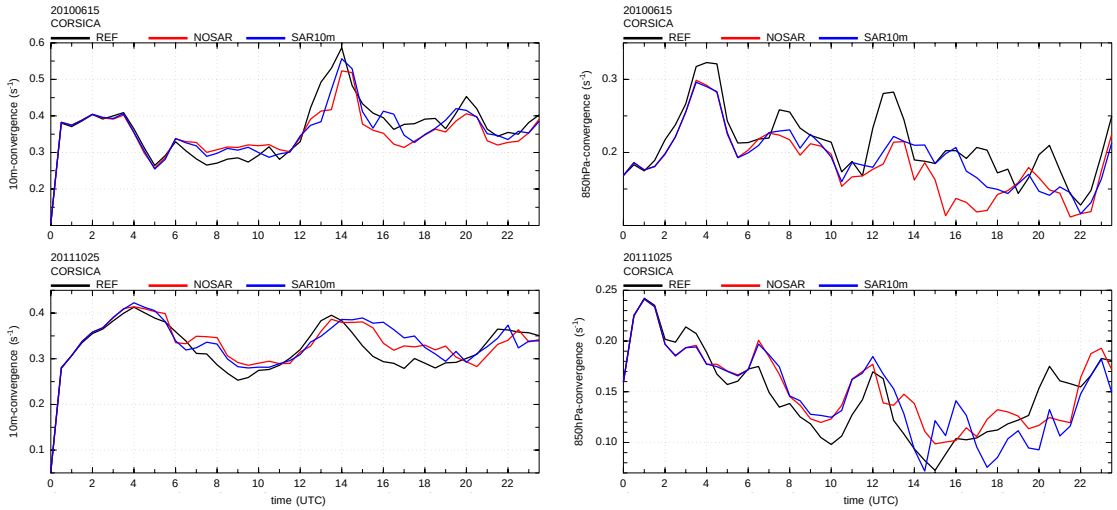

Abbildung 5.15: Zeitreihen der Gebietsmittel der Konvergenz des Horizontalwindes in 10 m (links) und 850 hPa (rechts) am 15.06.2010 (oben) und am 25.10.2011 (unten).

NOSAR am stärksten. Am Nachmittag besteht eine Korrelation zum Niederschlag: Der Lauf mit der stärksten Hebung simuliert am meisten Niederschlag (o. Abb.). Am Vormittag trifft dies in 850 hPa nicht zu, jedoch besteht in höheren Luftschichten (700 hPa, 500 hPa) diese Korrelation den gesamten Tag über (o. Abb.). Es kommt vorwiegend über der Westhälfte Korsikas zu Hebung, am Vormittag besitzt der Referenzlauf im Südwesten ein lokales Maximum. Am Abend kommt es über der gesamten Westseite der Insel zu Hebung, die stellenweise kräftiger ist, als die Hebung an der Ostseite im Gebiet stärkster Konvergenz (o. Abb.).

Der 05.11.2011 fügt sich nur bedingt in dieses Bild ein. Im Mittel ist die Konvergenz in 10 m Höhe in den modifizierten Läufen bis 1630 UTC größer als im Referenzlauf, danach kleiner und zwischen 1930 UTC und 21 UTC wieder größer (Abb. 5.16, links). Mehr Konvergenz führt auch am 05.11.2011 zu mehr Vertikalbewegungen und zu mehr Niederschlag. Die Gebiete hoher Konvergenz liegen im Westen Korsikas und an der Ostküste (o. Abb.). Auch im Norden gibt es ein kleines Maximum, wo die Umströmung auf den Seewind trifft. Dieses Maximum verstärkt sich am Abend im Bereich der Kaltfront im Referenzlauf mehr als in den anderen Läufen. In 850 hPa ist die Konvergenz im Referenzlauf zwischen 03 UTC und 10 UTC und ab 18 UTC größer als in den anderen Läufen, dazwischen aber kleiner (Abb. 5.16, rechts). Vor allem am Abend besteht eine Korrelation zwischen Konvergenz und Niederschlag (o. Abb.). Der Wind weht nahezu direkt aus Süd. Das Gebirge auf Korsika erstreckt sich im leichten Winkel zur Meridionalen von Nordwest nach Südost. Dadurch kommt es an der Westseite zu Konvergenz und an der Ostseite zu Divergenz (o. Abb.). Die Frontalzone ist auch in 850 hPa gut zu erkennen und verläuft im Referenzlauf nahezu meridional über Korsika hinweg, während sie in den anderen Läufen von Nordwest nach Südost verläuft (o. Abb.). Dadurch kommt es im Referenzlauf am Abend auf der gesamten Länge des Gebirges zu Konvergenz, während es in den modifizierten Läufen nur im südlichen Teil zu Konvergenz kommt. Die Vertikalbewegung in 850 hPa korreliert mit der Niederschlagssumme (o. Abb.). Bis 05 UTC ist die Hebung in den Läufen NOSAR und SAR10m am stärksten und die Niederschlagssumme am größten. Am Abend kehren sich die Verhältnisse

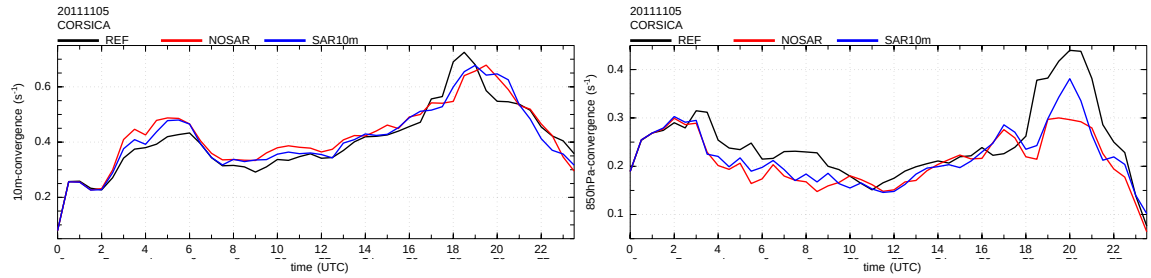

Abbildung 5.16: Zeitreihen der Gebietsmittel der Konvergenz des Horizontalwindes in 10 m (links) und 850 hPa (rechts) am 05.11.2011.

um, die Hebung und der Niederschlag sind im Referenzlauf höher. Diese Korrelation besteht auch in anderen Höhen (o. Abb.). Betrachtet man die Vertikalbewegung im Zweidimensionalen, so fällt auf, dass die Hebungsgebiete in 850 hPa an der Ostflanke des Gebirges in einem Bereich mit starker Divergenz in diesem Niveau liegen (o. Abb.). Die Hebung wird maßgeblich durch die Konvergenz in unteren Schichten angetrieben. Am Abend kommt es vor der Kaltfront zu kräftigen Vertikalbewegungen, bewirkt durch die frühzeitige Hebung der Luft an der Luftmassengrenze (o. Abb.).

An den Tagen mit starkem synoptischem Antrieb liegt der Schwerpunkt bei Gitterpunkten mit $w_{\text{diff}} > 0$ und CAPE unter 500 J kg^{-1}, nur vereinzelt gibt es Gitterpunkte mit positiver w_{diff} und CAPE über 1000 J kg^{-1} (o. Abb.). Auch an den Tagen mit starkem synoptischem Antrieb ist die Fläche mit $w_{\text{diff}} > 0$ in den modifizierten Läufen größer (o. Abb.). Die Gebiete, in denen w_{diff} positiv ist, liegen innerhalb der Gebiete mit starker Konvergenz und Hebung (Abb 5.17). In den Läufen NOSAR und SAR10m ist die Fläche mit $w_{\text{diff}} > 0$ am Mittag am größten, im Referenzlauf ist sie am Abend am größten (o. Abb.). Am Westhang der höchsten Erhebung gibt es ein Gebiet, in dem w_{diff} fast immer positiv ist (o. Abb.). An den Tagen mit starkem synoptischem Antrieb wird die Grenze von $w_{\text{diff}} = 0$ deutlicher überschritten, als an Tagen mit schwachem Antrieb. Insbesondere im Vorfeld der Kaltfront am Abend des 05.11.2011 werden großflächig sehr hohe Werte erreicht (o. Abb.). Eine eindeutige zeitliche Korrelation zwischen w_{diff} und dem Niederschlag ist nicht ersichtlich (o. Abb.). Die Konvektion und damit die Niederschlagsbildung wird an diesen Tagen nicht ausschließlich von Prozessen innerhalb der Grenzschicht gesteuert, der markante großräumige Hebungsantrieb in der mittleren und oberen Troposphäre spielt eine entscheidende Rolle.

In 10 m Höhe kommt es am 15.06.2010 zwischen 12 UTC und 16 UTC sowie ab 23 UTC zu Feuchtekonvergenz (o. Abb.). Das Maximum wird um 14 UTC und um 20 UTC jeweils kurz vor dem Niederschlagsmaximum erreicht (o. Abb.) und fällt in allen Modellläufen nahezu gleich groß aus. Der Modelllauf mit höherer Feuchtekonvergenz produziert auch mehr Niederschlag oder umgekehrt. Im Lauf NOSAR fällt zwischen 19 UTC und 20 UTC deutlich weniger Niederschlag als in den anderen Läufen. Zu dieser Zeit ist die Feuchtekonvergenz dieses Laufes ebenfalls deutlich niedriger (o. Abb.). Auch am 25.10.2011 gibt es eine Korrelation zwischen Feuchtekonvergenz und Niederschlag (o. Abb.). Am Nachmittag kommt es im Lauf SAR10m zu deutlich mehr Niederschlag. Die Feuchtekonvergenz ist in diesem Lauf ist deutlich größer. Der 05.11.2011 zeigt ein

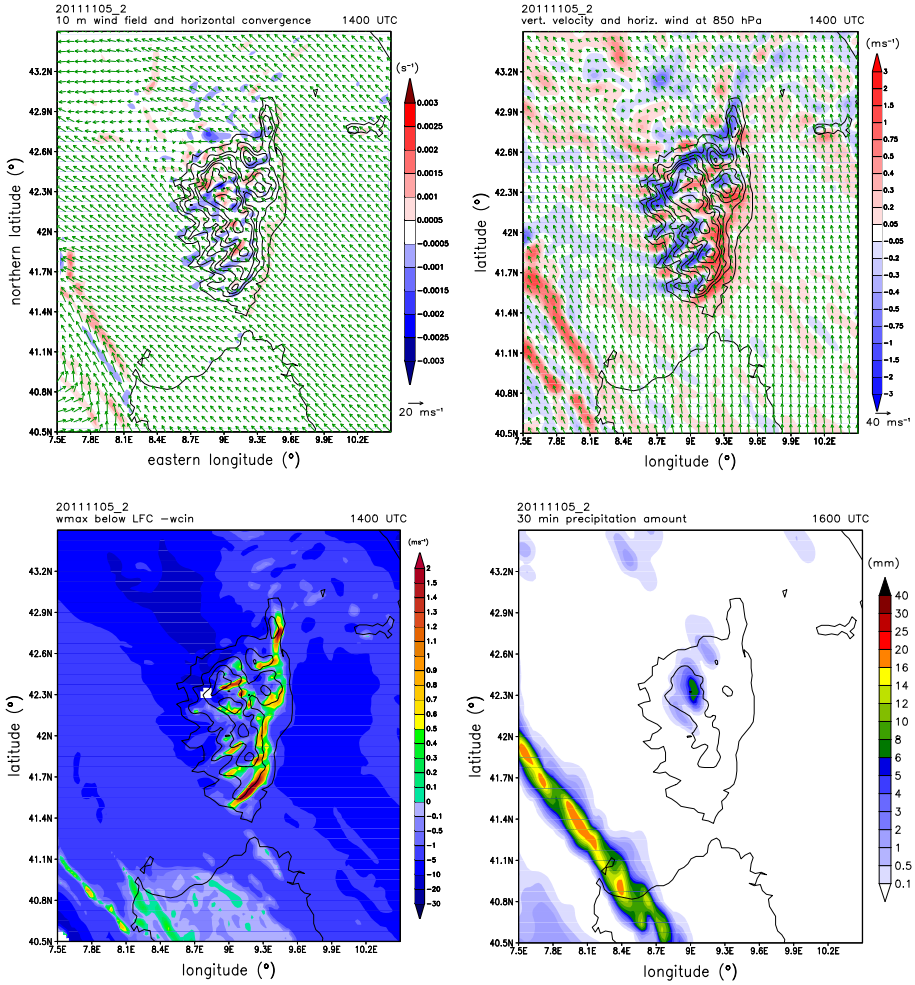

Abbildung 5.17: Horizontale Windkonvergenz in 10 m (oben links), Vertikalbewegung in 850 hPa (oben rechts) und w_{diff} (unten links) um 14 UTC sowie 30-minütige Niederschlagssumme um 16 UTC (unten rechts) des Laufes SAR10m am 05.11.2011.

ähnliches Muster: In dem Lauf mit dem meisten Niederschlag, ist auch die Feuchtekonvergenz am größten. Am Abend kommt es zu den höchsten Werten im Bereich der Kaltfront (o. Abb.). Da die Feuchtekonvergenz proportional zur Horizontalwindkonvergenz ist, liegen die Gebiete mit hoher Feuchtekonvergenz in den Gebieten mit hoher Horizontalwindkonvergenz (o. Abb.).

Zusammenfassung

An Tagen mit starkem synoptischem Antrieb kommt es zu einer Abnahme der 24-stündigen Niederschlagssumme der modifizierten Modellläufe gegenüber dem Referenzlauf, hervorgerufen durch eine Reihe von Veränderungen der meteorologischen Variablen. Einige dieser Veränderungen zeigen ein ähnliches Signal wie an Tagen mit schwachem Antrieb, was an diesen Tagen zu einer Zunahme des Niederschlags führte. In der Tat liegt die Niederschlagssumme der modifizierten Läufe am 25.10.2011 und am 05.11.2011 zunächst über der des Referenzlaufes. Erst am Abend kommt es im Referenzlauf zu stärkeren Niederschlagsereignissen, die dazu führen, dass

die Gesamtniederschlagssumme des Tages größer ist, als die der modifizierten Läufe. Am Anfang der Prozesskette steht erneut das veränderte Strömungsmuster. Die Modellläufe unterscheiden sich an den Tagen mit starkem Antrieb nur leicht. Generell herrscht an diesen Tagen eine deutlich kräftigere Grundströmung als an Tagen mit schwachem Antrieb, die ausreichend sein kann, eine Kanalisierung in der Straße von Bonifacio zu verhindern (Lauf SAR10m am 25.10.2011 und alle Läufe am 05.11.2011). Dies führt zu einer Verstärkung der Seewinde auf der jeweiligen Luvseite Korsikas in den modifizierten Läufen. Gleichzeitig schwächen sich die Seewinde auf der Leeseite ab, weil sich kein Nachlaufwirbel ausbildet. In den Referenzläufen (außer am 05.11.2011) bildet sich ein solcher Nachlaufwirbel im Lee der Straße von Bonifacio, dadurch verstärken sich die Seewinde auf dieser Seite der Insel. Zu beiden Seiten der Insel überlagern sich zudem die Seewinde im Tagesverlauf mit den Hangwinden und es kommt zu einer Konvergenzzone im Gebirge, welche im Referenzlauf markanter ausgeprägt ist, da es zu keiner Abschwächung der Windsysteme im Lee kommt. Die kräftigere Konvergenz führt zu mehr Vertikalbewegung und schließlich zu mehr Niederschlag.
Der Bedeckungsgrad über Korsika ist in den modifizierten Läufen höher als im Referenzlauf. Dadurch ist die Einstrahlung reduziert und die Strahlungsbilanz nimmt ab und die Erdoberfläche wird nicht so stark aufgeheizt. Die kräftigen Seewinde advehieren kühle, feuchte Meeresluft, was zu einer Abnahme der Temperatur und des fühlbaren und zu einer Zunahme des latenten Wärmestroms und der spezifischen Feuchte führt. Die Feuchtezunahme gegenüber dem Referenzlauf ist ausreichend, um Θ_e zu erhöhen, obwohl die 2 m Temperatur abnimmt. Die höhere äquivalentpotentielle Temperatur führt zu höherer CAPE und niedrigerer CIN in den modifizierten Modellläufen. Gleichzeitig ist der Feuchtegehalt der Grenzschicht, angezeigt durch kleine HI_{low}-Werte, in den Läufen NOSAR und SAR10m größer. Die konvektionsrelevanten Variablen CAPE, CIN und HI_{low} ergeben also in den modifizierten Läufen die besseren Bedingungen, allein die Konvergenz des Horizontalwindes ist im Referenzlauf größer und an diesen Tagen entscheidend für die höheren Niederschlagssummen der Referenzläufe.
Am 05.11.2011 zieht am Abend eine Kaltfront über beide Inseln hinweg, deren Verlagerungsgeschwindigkeit und -richtung im Referenzlauf durch Sardinien verändert wird, während in den modifizierten Läufen der ursprüngliche Frontverlauf und die Zuggeschwindigkeit erhalten bleiben. Die Front benötigt im Referenzlauf deutlich länger um über Korsika hinwegzuziehen, gleichzeitig verstärkt sich die Konvergenz über der Insel und es fällt mehr Niederschlag.

5.3 Weitere Besonderheiten

An allen Tagen kommt es in allen Modellläufen in den frühen Morgenstunden zu einer Konvergenzlinie vor der Ostküste Korsikas (Abb. 5.18). Diese entsteht wenn die kalten, nächtlichen Talabwinde (katabatische Winde) auf die südöstliche Grundströmung über dem Meer treffen. Je kräftiger diese Talabwinde sind, desto weiter liegt die Konvergenzlinie vor der Küste: Am 26.08.2009 ist die Grundströmung vergleichsweise schwach und die Konvergenzlinie liegt weit vor der Küste, während am 25.10.2011 die Grundströmung relativ stark ist und die Konvergenzlinie somit direkt an der Küste liegt. Auf einem schmalen Bereich begrenzt, kommt es an der Konvergenzlinie zu

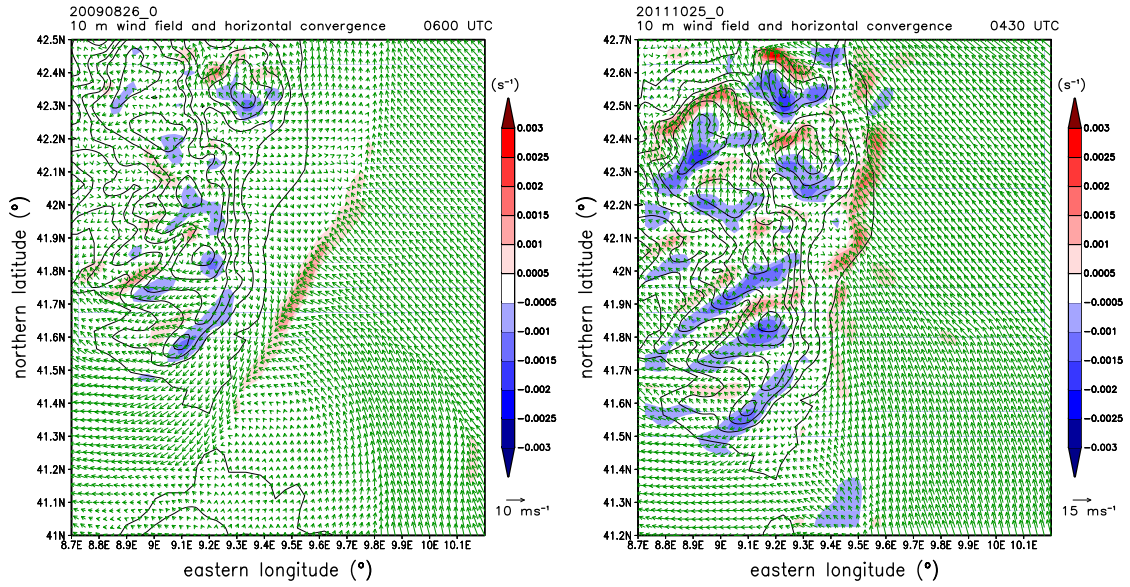

Abbildung 5.18: Konvergenzlinie vor der Ostküste Korsikas im Referenzlauf am 26.08.2009 06 UTC (links) und am 25.10.2011 0430 UTC (rechts).

markanten Vertikalbewegungen (o. Abb.). Reicht die Hebung bis in eine Höhe von über 5000 m, entsteht Niederschlag (26.08.2009 und 25.10.2011), erreicht sie diese Höhe nicht, fällt kein Niederschlag (o. Abb.). Die Konvergenzlinie löst sich noch am Vormittag mit dem Abschwächen der Landwinde auf.

Im Lauf SAR10m ist das Land-Seewind-System über Sardinien an Tagen mit schwachem synoptischem Antrieb gut zu erkennen (Abb. 5.19). Mit Einsetzen des Seewindes am Vormittag bildet sich entlang der Küste eine Konvergenzlinie, die so genannte Seewindfront. An welcher Küste diese Konvergenzlinie entsteht, hängt von der Richtung und von der Stärke der Grundströmung ab: Am 26.08.2009 bildet sich die Konvergenzlinie bei mäßiger Südostströmung an der West- und an der Nordküste, am 27.08.2009 bei schwacher Südostströmung an der West- und an der Ostküste und am 04.06.2011 an der West- und an der Nordküste. An den Tagen mit starkem synoptischen Antrieb unterdrückt die kräftige Südostströmung den Seewind an der flachen Insel und es kommt zu keiner Konvergenz. Im Tagesverlauf verlagert sich die Seewindfront mit den stärker werdenden Seewinden weiter ins Landesinnere. An der Seewindfront kommt es zu kräftigen Vertikalbewegungen und Niederschlag.

Am 26.08.2009 kommt es im Referenzlauf und im Lauf SAR10m zur Auslösung kräftiger hochreichender Konvektion mit Starkregen über dem Norden Sardiniens (Abb. 5.20). Der darauffolgende Abwind induziert am Erdboden eine nahezu halbkreisförmige Böenfront mit entsprechenden Konvergenzen, die nach Nordosten aufs Mittelmeer zieht. Ein Teil dieser Konvergenzlinie erreicht den Süden Korsikas und induziert dort im Lauf SAR10m hochreichende Konvektion und Niederschlag. Der Norden Sardiniens ist geprägt von einem Gebirgszug, der sich von Südost nach Nordwest erstreckt. Ob der Abwind einer Zelle über Sardinien bis nach Korsika gelangt, hängt also davon ab, wo sich die Zelle befindet. Im Referenzlauf am 26.08.2009 liegt die Zelle südöstlich dieses Gebirgszuges, weshalb der Abwind nicht nach Norden in Richtung Korsika ausströmen

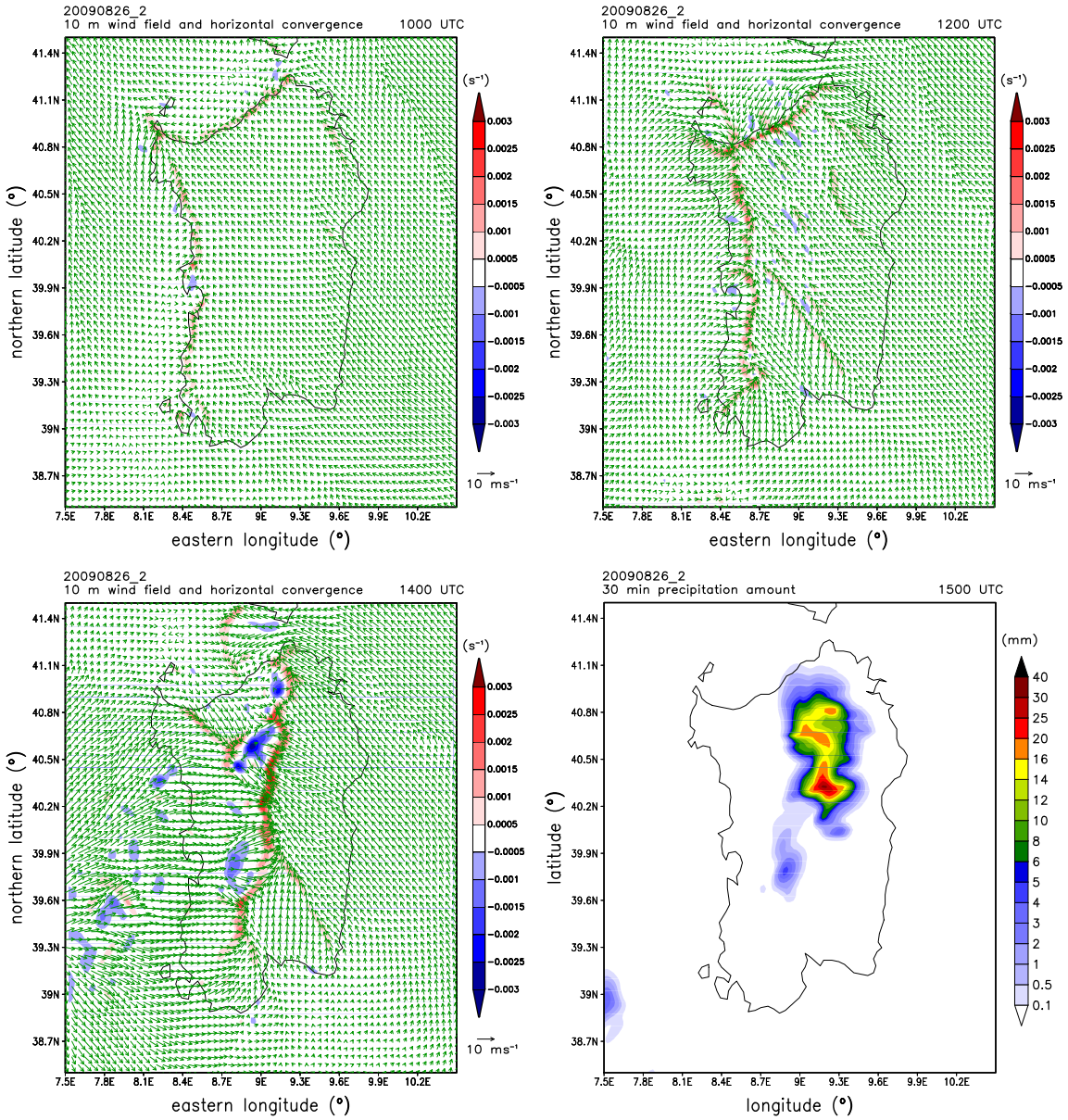

Abbildung 5.19: Konvergenz an der Seewindfront im Lauf SAR10m am 26.08.2009 um 10 UTC (oben links), 12 UTC (oben rechts) und 14 UTC (unten links), sowie 30-minütige Niederschlagssumme um 15 UTC.

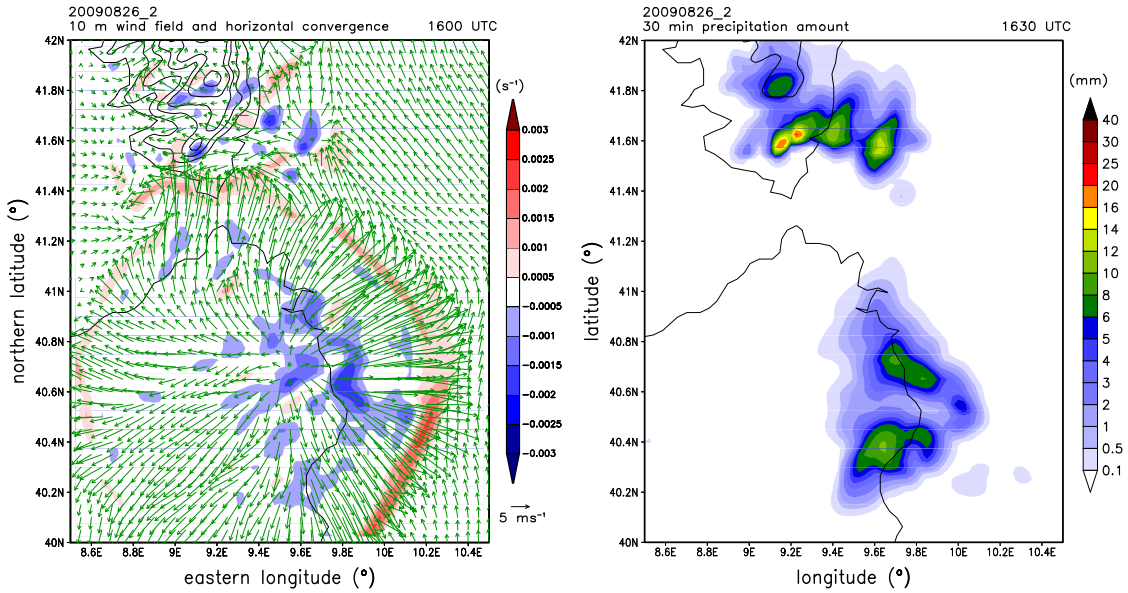

Abbildung 5.20: Eine Zelle über Nordostsardininen induziert über dem Süden Korsikas hochreichende Konvektion (26.08.2009, Lauf SAR10m): 10 m Windfeld und Konvergenz um 16 UTC (links) und 30-minütige Niederschlagssumme um 1630 UTC (rechts).

kann (o. Abb.). Im Lauf SAR10m ist die Zelle über Sardinien etwas nach Nordwesten verschoben, da die Anströmung aus Südost über der flachen Insel stärker ist als im Referenzlauf. Das Fehlen des Gebirges ermöglicht zudem das ungehinderte Ausströmen des Abwindes nach Norden. In Folge dessen fällt der Teil der Konvergenzlinie, der Korsika erreicht, größer und kräftiger aus als im Referenzlauf und es kommt zu weiterer Konvektion.

Am Nachmittag des 27.08.2009 kommt es ebenfalls zu einer solchen Konvektionszelle über Nordsardinien (o. Abb.). Da die Grundströmung an diesem Tag schwach ist, ist die Konvergenz im Lauf SAR10m über Sardinien gering, Konvektion und Niederschlag sind schwächer als im Referenzlauf. Der Abwind dieser Zelle erreicht den Süden Korsikas, die dadurch hervorgerufene Konvergenz reicht aber nicht aus um weitere hochreichende Konvektion auszulösen. Im Referenzlauf kommt es zur Überlagerung des Seewindes mit Hangwinden, was zu mehr Konvergenz führt und die Konvektion stärker ausgeprägt ist (o. Abb.). Der Abwind und die damit verbundene Konvergenz über dem Süden Korsikas reichen aus, um weitere Konvektion und Niederschlag auszulösen.

Auch im Norden Korsikas existiert eine Wechselwirkung des Land-Seewind-Zirkulation mit den Hangwindsystem. Am 27.08.2009 entsteht im Norden Korsikas am Ausgang des großen Tales eine konvektive Zelle mit starkem Niederschlag, die in den modifizierten Läufen kräftiger ausgeprägt ist (Abb. 5.21). Die südöstliche Anströmung induziert ein markantes Umströmen der Nordspitze am Cape Corse, in Folge dessen der nördliche Seewind im Bereich dieses Talausganges markanter ist und dadurch eine stärkere Konvergenzzone mit den katabatischen Winden aus Südwest entsteht. Am 26.08.2009 kommt es entlang dieses großen Tales in den modifizierten Läufen verstärkt zu hochreichender Konvektion und Niederschlag (o. Abb.). Die markante Südostströmung und der daraufhin kräftige Seewind an der Ostküste reicht um die Mittagszeit weit

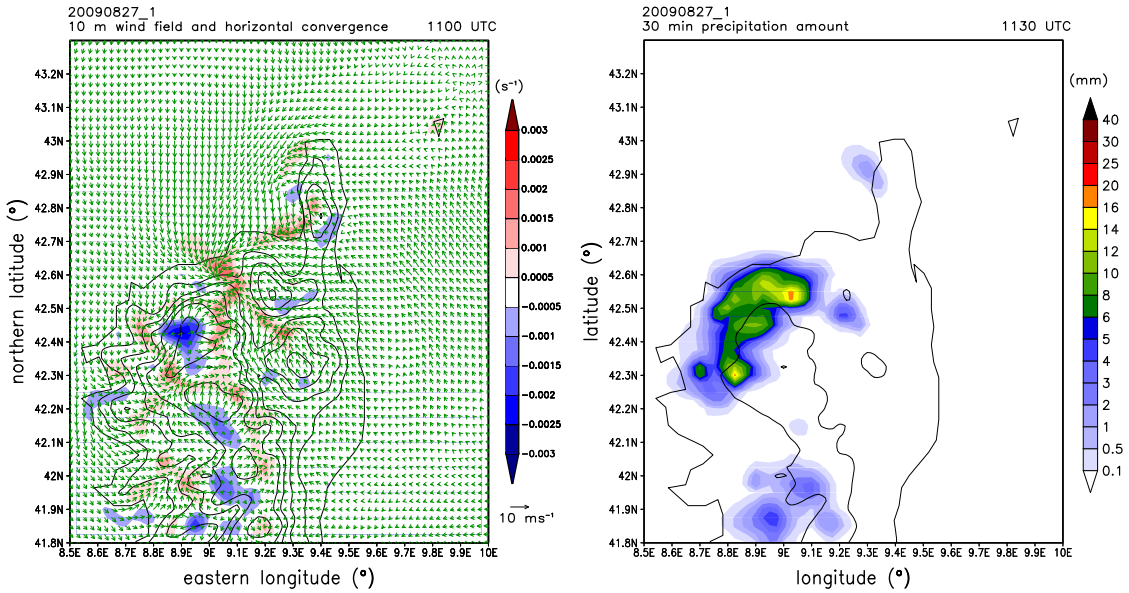

Abbildung 5.21: Hochreichende Konvektion am nördlichen Ausgang des großen Tales im Lauf NOSAR des 27.08.2009: 10 m Windfeld und Konvergenz um 11 UTC (links) und 30-minütige Niederschlagssumme um 1130 UTC (rechts).

das Tal hinauf und bildet dort mit dem Seewind der Nordküste eine Konvergenzzone mit kräftigen Vertikalbewegungen.

Wie sich herausgestellt hat, beeinflusst Sardinien den meteorologischen Zustand und den Niederschlag Korsikas. Dass die Präsenz beider Inseln auch Einfluss auf das Festland hat, zeigt sich am 15.06.2010. Im gesamten Gebiet um Korsika und Sardinien weht der Wind in 10 m Höhe am Vormittag schwach aus südlicher Richtung. Zwischen beiden Inseln wird die Strömung kanalisiert und durch den Düseneffekt beschleunigt. Im Norden umströmt die Luft das Cape Corse von Osten nach Westen und es bildet sich ein Leewirbel. Im Golf von Genua strömt die Luft zyklonal nahezu parallel zur Küste des Festlandes. Um die Mittagszeit (ca. ab 09 UTC) nimmt die Windgeschwindigkeit von Süden her kontinuierlich zu. Östlich von Sardinien verlagert sich das Gebiet höherer Windgeschwindigkeit etwas schneller nach Norden als westlich von Sardinien. Mit der zunehmenden Windgeschwindigkeit verstärkt sich auch die Kanalisierung in der Straße von Bonifacio (11 UTC). In etwa zeitgleich mit der Verstärkung der zonalen Winde in der Meerenge nimmt die südwestliche Anströmung an der Nordwestspitze Sardiniens deutlich zu. Durch das Zusammenfließen dieser beiden Luftmassen kommt es zu kräftiger Konvergenz am westlichen Ausgang der Straße von Bonifacio (Abb. 5.22, oben links). Die Konvergenzzone verlagert sich im weiteren Verlauf mit der Südwestströmung entlang der Westküste Korsikas nach Norden (Abb. 5.22, oben rechts). Östlich beider Inseln verlagert sich das Gebiet hoher Windgeschwindigkeiten immer noch schneller nach Norden als westlich davon. Im Norden verstärkt sich dadurch die Umströmung und damit auch der Nachlaufwirbel. Um 15 UTC erreicht die Konvergenzzone mit südwestlichen Winden den Nordwesten Korsikas und trifft auf den zu diesem Zeitpunkt schon kräftigeren Leewirbel mit östlichen Winden. In Folge des Aufeinandertreffens von südwestlicher und östlicher Strömung bildet sich über dem Meer zwischen Korsika und dem Festland ein rotierendes System mit kräf-

tiger Konvergenz (Abb. 5.22, unten links), welches im weiteren Verlauf in Richtung Ligurische Küste zieht und dort zu Starkniederschlägen führt (Abb. 5.23, links).
Es besteht der Verdacht, dass es sich hierbei um eine Superzelle handelt. Der Durchmesser dieses Wirbels beträgt ca. 0,5° $\approx$ 50 km. Das Einströmen der Luft in den Aufwindbereich geschieht zyklonal aus nordöstlicher Richtung, die Luft legt zuvor einen relativ weiten Weg über dem Meer zurück. Erreicht der Kern des Wirbels die Küste (18 UTC), löst sich das gesamte System rasch auf, weil das Einfließen in den Kern und damit die Energiezufuhr unterbunden wird (Abb. 5.22, unten rechts).
Bei genauerer Betrachtung weiterer meteorologischer Variablen im Bereich des Wirbels verdichten sich die Hinweise darauf, dass es sich hierbei tatsächlich um eine Superzelle handelt. Im Zentrum des Wirbels herrscht Hebung, an der westlichen und südöstlichen Flanke jeweils Absinken (Abb. 5.23, rechts). Diese Aufteilung in einen Aufwind- und zwei Abwindbereiche ist typisch für Superzellen. Der Bereich höchster Niederschlagsintensität liegt in Zugrichtung links vom Kern, auch das ist ein Merkmal von Superzellen. Die Radarreflektivität und auch die tiefen Wolken zeigen Anzeichen für das charakteristische Hakenecho, einem klaren Indiz für einen rotierenden Aufwind (Abb. 5.24). Eine Zusammenstellung weiterführender Literatur zu diesem Thema kann bei Markowski (2002) nachgelesen werden, eine Beschreibung der Dynamik im Bereich von Superzellen findet man u. a. bei Houze (1993).
Die Auflösung des hier verwendeten COSMO-Modells von 2,8 km ist nicht ausreichend, um die Struktur von Gewitterzellen im Detail zu untersuchen, weshalb nicht mit Sicherheit gesagt werden kann, ob es sich tatsächlich um eine Superzelle handelt oder nicht. Ein Superzelle unterliegt außerdem schnellen Veränderungen, die mit der zeitlichen Auflösung von 30 Minuten nicht wiedergegeben werden können. Es ist zu erwähnen, dass ein solcher Wirbel auch in den Läufen NOSAR und SAR10m entsteht. In den modifizierten Läufen ist die Umströmung Korsikas aber nicht so deutlich ausgeprägt, wodurch der Wirbel schwächer ausfällt und nicht die für Superzellen charakteristischen Merkmale aufweist (o. Abb.).

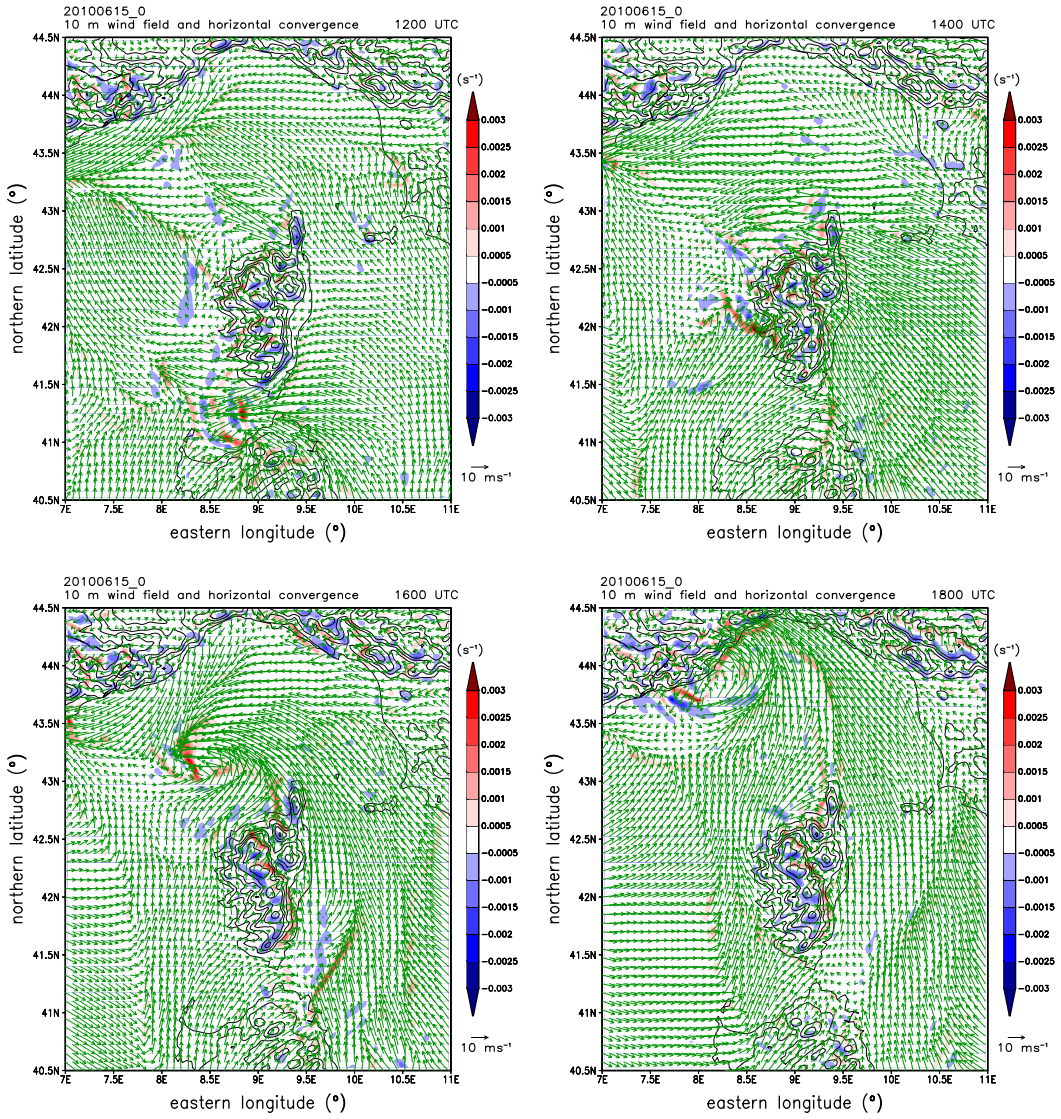

Abbildung 5.22: Entstehung eines kräftigen Wirbels im Golf von Genua aus einer Konvergenzzone heraus, die sich von der Straße von Bonifacio nach Norden verlagert: Horizontales Windfeld in 10 m Höhe und Konvergenz um 12 UTC (links), 14 UTC (Mitte) und 16 UTC (rechts).

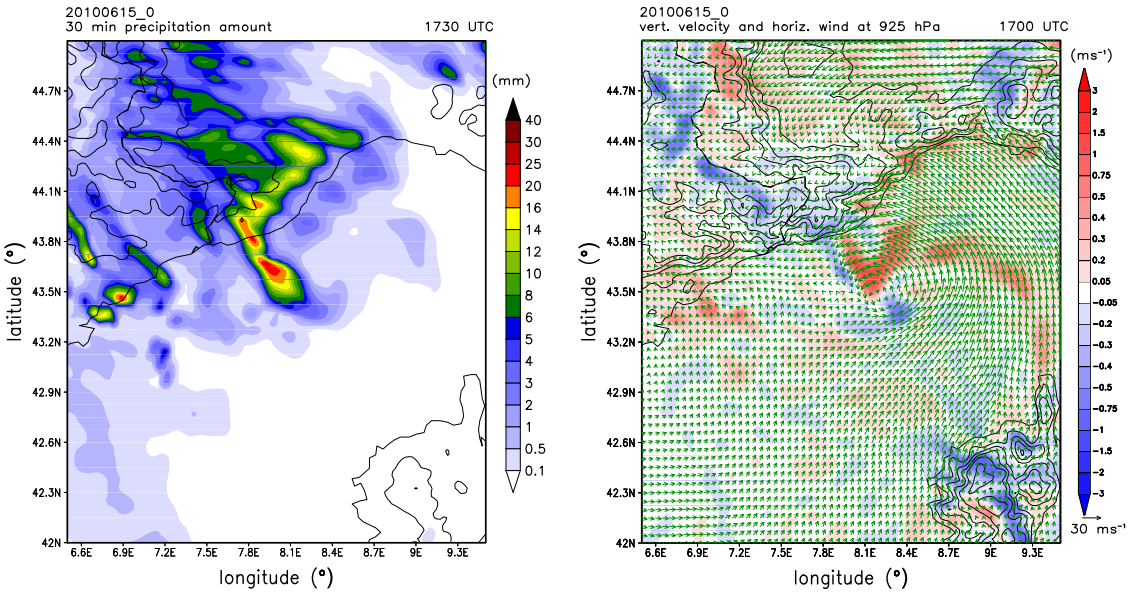

Abbildung 5.23: Die Umströmung Korsikas führt am 15.06.2010 zur Bildung einer Mesozyklone im Golf von Genua mit kräftiger Konvergenz und Starkniederschlägen: 30-minütige Niederschlagssumme um 1730 UTC mit Starkniederschlag an der Ligurischen Küste (links). Die Vertikalbewegungen in 925 hPa zeigen eine räumliche Trennung in einen Aufwind und zwei Abwindbereiche nordwestlich und südöstlich davon (rechts).

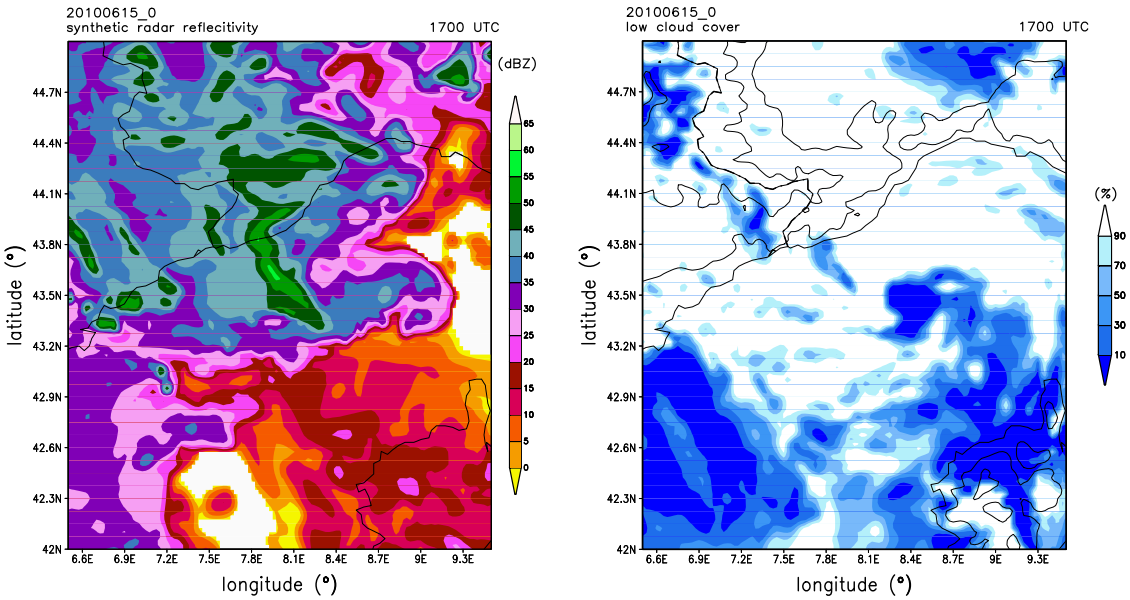

Abbildung 5.24: In der Radarreflektivität (links) und dem Bedeckungsgrad tiefer Wolken (rechts) deutet sich ein Hakenecho an; Abbildungen jeweils um 17 UTC am 15.06.2010.

6. Zusammenfassung

Im Mittelmeerraum kommt es vor allem im Spätsommer und Herbst häufig zu Starkniederschlägen und Überschwemmungen. Mehrere Hundert Millimeter Niederschlag in kürzester Zeit sind keine Seltenheit. Im Rahmen des HyMex-Projekts untersucht das IMK Konvektion über orographisch gegliedertem Gelände und stationierte den KITcube auf Korsika. Ziel des HyMex-Projekts ist es unter anderem, den Entstehungsprozess von Extremereignissen besser zu verstehen. Durch die hohen Berge auf Korsika besteht ein markanter Kontrast zwischen Land- und Meeresoberfläche, der Zeitpunkt und Intensität von Niederschlagsereignissen signifikant beeinflusst. Südlich von Korsika liegt die Insel Sardinien, die fast drei Mal so groß ist wie Korsika. Beide Inseln sind durch eine schmale, ca. 8 km breite Meerenge voneinander getrennt. Bei einer Anströmung aus südlichen Richtungen ist davon auszugehen, dass Wechselwirkungen zwischen beiden Inseln bestehen, die Einfluss auf die Niederschlagsbildung haben. Ziel dieser Arbeit war es, diese thermischen und dynamischen Wechselwirkungen herauszuarbeiten und den Einfluss auf den Niederschlag auf Korsika zu untersuchen. Dafür wurden Simulationen mit dem COSMO-Modell durchgeführt und für jeden der ausgesuchten Tage drei Modellläufe gestartet: einen Referenzlauf ohne Veränderungen, einen Lauf in dem Sardinien komplett entfernt wurde (NOSAR) und einen Lauf in dem Sardinien als flache Insel von 10 m Höhe enthalten ist (SAR10m).
Die ausgewählten Wetterlagen lassen sich nach dem vorherrschenden synoptischen Antrieb in zwei Kategorien einteilen: Tage mit schwachem Antrieb und weitestgehend isolierter hochreichender Konvektion über Korsika und Sardinien und Tage mit starkem Antrieb und großräumigen Niederschlagsgebieten, in denen konvektive Elemente eingelagert sind. Es hat sich herausgestellt, dass Sardinien einen signifikanten Einfluss auf den Niederschlag über Korsika hat, der Einfluss in den beiden Kategorien aber unterschiedlich ist.

An Tagen mit schwachem Antrieb, außer am 27.08.2009, fällt in den Läufen NOSAR und SAR10m mehr Niederschlag als im Referenzlauf. Die Zunahme beträgt 20 % bis 30 %, nur am 26.08.2009 fällt in den modifizierten Läufen um 200 % mehr Niederschlag. Am 27.08.2009 simulieren die modifizierten Läufe anfangs ebenfalls mehr Niederschlag als der Referenzlauf, in dem es aber am Nachmittag zu hochreichender Konvektion über dem Süden Korsikas kommt, ausgelöst durch starke Konvergenz des Abwindes einer Zelle über Nordsardinien mit der Grundströmung (siehe unten).
Durch die große Landmasse Sardiniens kommt es zwischen beiden Inseln zu einer Kanalisierung. Diese fehlt im Lauf NOSAR komplett und ist im Lauf SAR10m deutlich schwächer ausgeprägt.

Das veränderte Strömungsmuster führt zu kräftigeren Seewinden an der Ostküste Korsikas und damit verbunden zu einem höheren Feuchteeintrag in die untere Grenzschicht über Land. Zusätzlich zu den Hangwinden an der West- und Ostseite Korsikas dominiert nun eine Anströmung aus südlicher Richtung. Damit verbunden ist eine stärkere Konvergenz im Gebirge, die eine wichtige Einflussgröße bei der Entstehung von hochreichender Konvektion und Niederschlägen ist. Im Bereich der Südküste Korsikas reduziert sich die Windgeschwindigkeit gegenüber dem Referenzlauf, da es zu keiner Kanalisierung kommt. Die Luft wird in der Folge stärker aufgeheizt und unterliegt weniger dem Einfluss des nahen Meeres.
In Bodennähe gibt es eine bevorzugte Windrichtung: In den modifizierten Modellläufen fällt mehr Niederschlag, wenn der Wind aus einer Richtung weht, die näher an der direkten Südanströmung von 180° liegt. Auch in 850 hPa liegen die modifizierten Läufe näher an 180° als der Referenzlauf. Die bevorzugte Windrichtung in dieser Höhe ist Südwest bis Südost (200° bis 120°). Eine detaillierte Analyse des Zusammenhanges zwischen Anströmrichtung und Niederschlag kann bei Metzger (2013) nachgelesen werden.
Im Tagesverlauf werden die Hangwinde durch den landeinwärts wandernden Seewind verstärkt. Ein kräftigerer Seewind in den Läufen NOSAR und SAR10m führt also auch zu kräftigeren Hangwinden. Über dem Gebirge führen die Hangwinde aus Westen und Osten zu einer Konvergenzzone, die dementsprechend stärker ausfällt, als im Referenzlauf. Dies führt zu ausgeprägteren Vertikalbewegungen im Bereich dieser Konvergenzzonen.
Durch die veränderte Dynamik und die damit verbundenen Änderungen der Temperatur und Feuchte in Bodennähe, kommt es zu Veränderungen bei konvektionsrelevanten Variablen wie CAPE und CIN. Die CAPE ist sowohl im Lauf NOSAR, als auch im Lauf SAR10m höher und die CIN gleichzeitig niedriger als im Referenzlauf, sodass in diesen Läufen mehr Energie freigesetzt werden kann, sobald das Niveau der freien Konvektion erreicht wird. Die Anzahl der Gitterpunkte mit ausreichend Vertikalbewegung, um die CIN zu überwinden ($w_{\mathrm{diff}} > 0$), ist in den Läufen NOSAR und SAR10m ebenfalls höher, hochreichende Konvektion kann somit vermehrt ausgelöst werden. Die Gebiete, in denen solche Gitterpunkte existieren, liegen überwiegend an den Hängen der Gebirge. Es gibt aber teilweise auch über der Ebene und dem Meer ausreichend Vertikalbewegung um die CIN zu überwinden. Diese Gebiete sind deckungsgleich mit den Gebieten starker horizontaler Konvergenz.
Eine veränderte Anströmung modifiziert also viele meteorologische Variablen. Es gibt aber noch eine weitere Wechselwirkung zwischen Sardinien und Korsika: Der Abwind kräftiger konvektiver Zellen über dem Norden Sardiniens kann über dem Süden Korsikas weitere hochreichende Konvektion und Niederschlag induzieren, obwohl die Bedingungen (CAPE, CIN, etc.) dafür primär schlecht sind. Ob hochreichende Konvektion über dem Süden Korsikas ausgelöst wird, hängt davon ab, wo sich diese Zelle genau befindet. Im Norden Sardiniens verläuft ein Höhenzug von Südwest nach Nordost, der im Referenzlauf eine entscheidende Rolle spielt. Liegt die Zelle südlich davon, wird das Ausströmen des Abwindes nach Norden in Richtung Korsika blockiert und es kommt zu keiner Wechselwirkung. Am Nachmittag des 27.08.2009 liegt im Referenzlauf eine solche Zelle direkt über diesem Gebirgszug und der Abwind induziert weitere hochreichende Konvektion über Südkorsika. Die Zelle ist der Grund, warum der Referenzlauf des 27.08.2009 in

der Summe mehr Niederschlag als die Läufe NOSAR und SAR10m simuliert. Ohne diese Zelle würde dieser Tag in das Schema für Tage mit schwachem synoptischem Antrieb passen. Der Abwind einer solchen Zelle führt zu starker horizontaler Konvergenz mit der Grundströmung. Diese reicht aus, um ausreichend Vertikalbewegungen zu erzeugen, um z. B. die CIN zu überwinden. Auch im Lauf SAR10m kommt es am 26.08.2009 und am 27.08.2009 zu kräftiger hochreichender Konvektion über Nordsardinien. Am 27.08.2009 ist der Seewind im Norden Sardinien so kräftig, dass die Zelle weiter ins Innere der Insel verschoben ist. Die größere Entfernung und der Seewind an der Nordküste Sardiniens führen dazu, dass der Abwind die Südküste Korsikas nicht erreicht und somit keine weitere hochreichende Konvektion ausgelöst wird. Am 26.08.2009 kommt es zu weiterer hochreichender Konvektion über dem Süden Korsikas durch den Abwind einer solchen Zelle, da diese näher an der Nordküste Sardiniens liegt und der Seewind dort schwächer ist als am 27.08.2009.
Es hat sich herausgestellt, dass sich Zeitpunkt und Ort der Niederschlagsbildung zwischen den Modellläufen nicht unterscheiden. In allen Läufen beginnt der Niederschlag zeitgleich, die Niederschlagsgebiete sind in allen Läufen nahezu identisch. In den modifizierten Läufen gibt es keine Gebiete, in denen nicht auch im Referenzlauf Niederschlag fällt und umgekehrt. Die einzelnen Zellen fallen lediglich kräftiger aus.

An Tagen mit starkem synoptischem Antrieb kommt es in den modifizierten Läufen zu einer Abnahme der 24-stündigen Niederschlagssumme gegenüber dem Referenzlauf. Die prozentuale Abnahme ist mit 10 % bis 20 % geringer als an Tagen mit schwachem Antrieb. Die absoluten Niederschlagssummen liegen teilweise deutlich über denen der Tage mit schwachem Antrieb. Der 25.10.2011 ist der einzige Tag, an dem die modifizierten Läufe ein unterschiedliches Verhalten zeigen: der Lauf NOSAR zeigt die erwähnte Abnahme, der Lauf SAR10m eine Zunahme gegenüber dem Referenzlauf. Diese Zunahme ist auf ein kräftiges Niederschlagsereignis am Nachmittag im Nordwesten der Insel zurückzuführen. Außer einer kräftigeren Konvergenz des bodennahen Horizontalwindes, zeigen alle meteorologischen Variablen in diesem Lauf schlechtere Bedingungen für hochreichende Konvektion an, als die anderen beiden Modellläufe. Zusammen mit dem analysierten starken synoptischen Antrieb für Hebung scheint dies ausreichend zu sein, um Konvektion und Niederschlag auszulösen.
Die Windrichtung unterscheidet sich an Tagen mit starkem Antrieb nur minimal und nur für kurze Perioden von ca. zwei Stunden zwischen den einzelnen Modellläufen. Die mittlere Windgeschwindigkeit ist gegenüber den Tagen mit schwachem Antrieb deutlich höher. Am 15.06.2010 und am 25.10.2011 kommt es zwischen beiden Inseln zur Kanalisierung der Strömung im Referenzlauf und im Lauf SAR10m, die im Referenzlauf markanter ist und im Lauf NOSAR fehlt. Am 05.11.2011 ist die Grundströmung sehr stark mit Werten um 10 m s^{-1} im Mittel in Bodennähe und um 20 m s^{-1} in 850 hPa. Dadurch kommt es zu keiner Kanalisierung zwischen Korsika und Sardinien. Auf Grund der höheren Windgeschwindigkeiten ist der Windschatten im Nordwesten Korsikas, der durch die Umströmung der Insel entsteht, deutlich größer und schärfer abgegrenzt als an Tagen mit schwachem Antrieb. Im Bereich dieses Windschattens kommt es am 15.06.2010 im Referenzlauf zur Ausbildung eines kräftigen Wirbels mit weitreichenden Auswirkungen auf

die Niederschlagssumme an der Küste des Festlandes. Es besteht die Möglichkeit, dass es sich bei diesem Wirbel um eine Superzelle handelt: Mehrere Faktoren wie z. B. die Aufteilung in einen Aufwind und zwei Abwinde oder das Strömungsmuster in den Aufwindbereich hinein sprechen dafür. Allerdings ist es schwer, bei der verwendeten räumlichen und zeitlichen Auflösung eine detailierte Aussage darüber zu treffen.
Am 05.11.2011 zieht am Nachmittag eine Kaltfront über beide Inseln hinweg, die über dem Meer einen nahezu geradlinigen Verlauf von Nordwest nach Südost hat. Geschwindigkeit und Form der Front werden an beiden Inseln modifiziert, die Veränderungen an Sardinien haben Einfluss auf Korsika, die Veränderungen an beiden Inseln haben unter Umständen im weiteren Verlauf Einfluss auf das Wetter über dem Festland.
Entlang der Küste Korsikas kommt es zu sichtbaren Veränderungen von Feuchte und Temperatur. Die kräftigere Anströmung (Seewind) führt zu mehr Feuchtigkeit und niedrigeren Temperaturen als im Referenzlauf. Dementsprechend fallen der fühlbare Wärmestrom geringer und der latente Wärmestrom höher aus. Der erhöhte Feuchteeintrag in die untersten Schichten in den modifizierten Läufen führt zu einem höheren Feuchtegehalt der gesamten Grenzschicht. Der Lauf mit der feuchtesten Grenzschicht produziert am meisten Niederschlag. Die CAPE ist an Tagen mit starkem Antrieb deutlich niedriger, die CIN zeitgleich höher als an Tagen mit schwachem Antrieb. Die modifizierten Läufe zeigen bei beiden Parametern für hochreichende Konvektion günstigere Werte als der Referenzlauf.
An Tagen mit starkem Antrieb kommt es sowohl zu Advektion von großräumigen Niederschlagsgebieten, als auch zu Konvektion über Korsika. Eine eindeutige Festlegung, wie groß die jeweiligen Anteile an der Gesamtniederschlagssumme ist, ist nicht möglich. Zwischen den einzelnen Modellläufen kann es bei beiden Niederschlagsarten zu Abweichungen kommen. Auf welche der Beiden der Einfluss Sardiniens größer ist, kann nicht gesagt werden.

Es hat sich gezeigt, dass Konvergenzen im bodennahen Windfeld eine entscheidende Rolle bei der Auslösung hochreichender Konvektion spielen. An Tagen mit schwachem Antrieb führt eine höhere Konvergenz in den modifizierten Modellläufen zusammen mit höherer Grenzschichtfeuchte, höherer CAPE und niedrigerer CIN zu einer Zunahme der Niederschlagssumme. An Tagen mit starkem Antrieb besitzen die modifizierten Modellläufe mit mehr CAPE, weniger CIN und mehr Feuchte scheinbar ebenfalls bessere Bedingungen für hochreichende Konvektion. Nur die Konvergenz des bodennahen Windes ist deutlich geringer als im Referenzlauf und bewirkt eine Abnahme der Niederschlagssumme.
Die Präsenz zweier Inseln mit großer räumlicher Ausdehnung und hohen Bergen beeinflusst die Strömungsverhältnisse in der unteren Troposphäre. Damit existieren nicht nur Wechselwirkungen zwischen den Inseln, sondern auch mit dem Festland: Die Mesozyklone am 15.06.2010 und die Modifikation des Frontverlaufes am 05.11.2011, jeweils im Referenzlauf, machen dies deutlich. Es ist sinnvoll, hier weitere Simulationen und Analysen durchzuführen, mit besonderem Augenmerk darauf, wie die Beeinflussung meteorologischer Variablen durch die beiden Inseln mit Extremereignissen im Golf von Genua zusammenhängt. Zu diesem Zweck kann man die hier verwendete Methodik erweitern und beispielsweise beide Inseln komplett entfernen.

In dieser Arbeit wurde nur der Einfluss Sardiniens auf Korsika bei südlicher Antrömung untersucht. Es ist interessant zu überprüfen, ob sich ähnliche Verhaltensmuster ergeben, wenn man Korsika entfernt und die Veränderungen auf Sardinien bei nördlicher Anströmung untersucht. Des Weiteren könnte man diese Art der Analyse auf andere Inselgruppen (z. B. auch kleinere Inseln, die näher an der Küste liegen) erweitern und untersuchen, ob dies zu ähnlichen Ergebnissen führt. Neben orographischen Veränderungen sollte dabei auch die Auflösung des Modells erhöht werden, um die bei einer Maschenweite von 2,8 km immer noch subskaligen Prozesse auflösen zu können.

A. Weitere Abbildungen

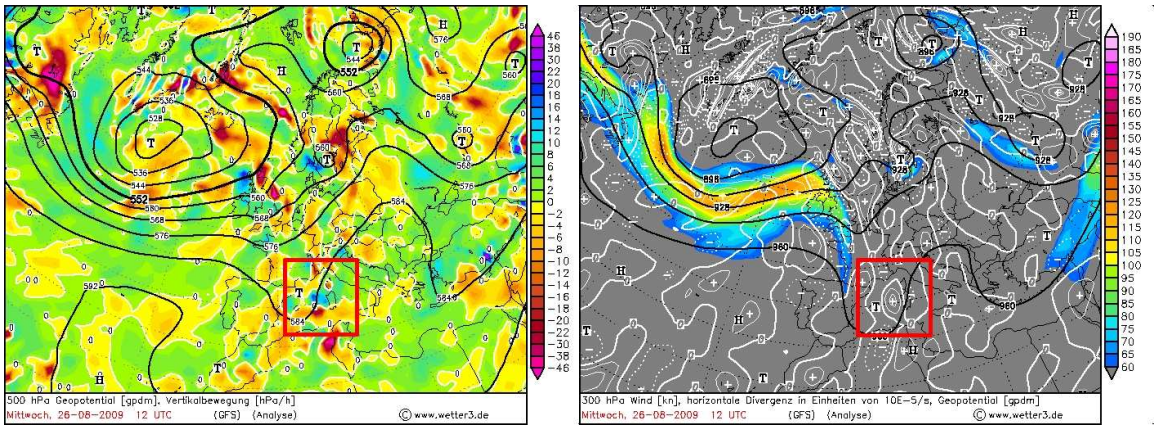

Abbildung A.1: 500 hPa Geopotential in gpdm (schwarze Linien) und Vertikalbewegung (Farbe) in hPa h^{-1} (linke Seite) sowie Windgeschwindigkeit in kn auf 300 hPa (Farbe), horizontale Divergenz in 10^{-5} s^{-1} (weiße Linien) und 300 hPa Geopotential (schwarze Linien) in gpdm (rechte Seite) jeweils um 12 UTC am 26.08.2009. Der rote Kasten markiert das Untersuchungsgebiet; Quelle: `www.wetter3.de`.

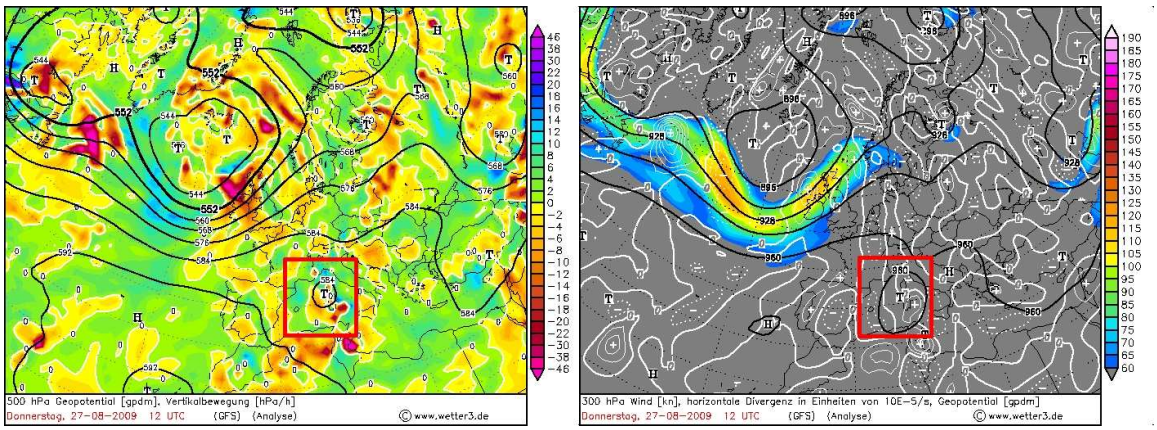

Abbildung A.2: 500 hPa Geopotential in gpdm (schwarze Linien) und Vertikalbewegung (Farbe) in hPa h^{-1} (linke Seite) sowie Windgeschwindigkeit in kn in 300 hPa (Farbe), horizontale Divergenz in 10^{-5} s^{-1} (weiße Linien) und 300 hPa Geopotential (schwarze Linien) in gpdm (rechte Seite) jeweils um 12 UTC am 27.08.2009. Der rote Kasten markiert das Untersuchungsgebiet; Quelle: `www.wetter3.de`.

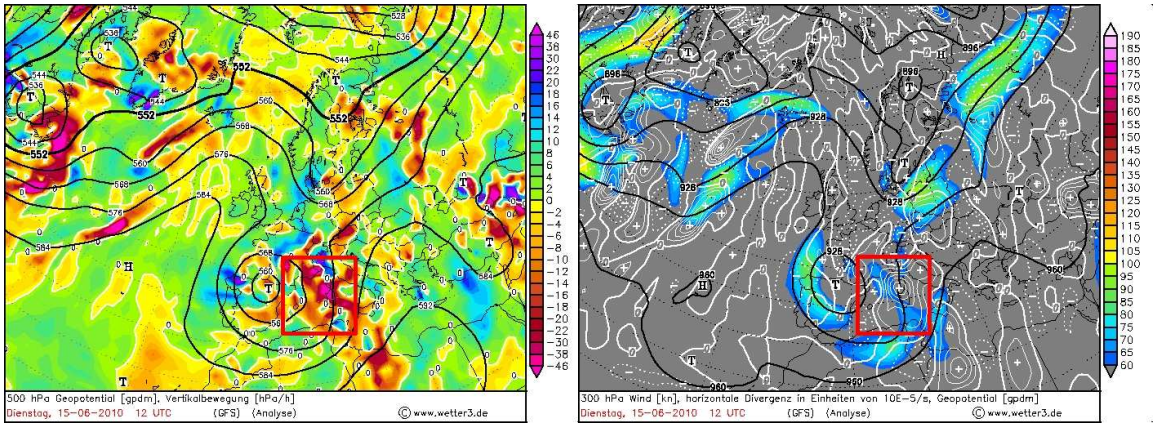

Abbildung A.3: 500 hPa Geopotential in gpdm (schwarze Linien) und Vertikalbewegung (Farbe) in hPa h^{-1} (linke Seite) sowie Windgeschwindigkeit in kn in 300 hPa (Farbe), horizontale Divergenz in 10^{-5} s^{-1} (weiße Linien) und 300 hPa Geopotential (schwarze Linien) in gpdm (rechte Seite) jeweils um 12 UTC am 15.06.2010. Der rote Kasten markiert das Untersuchungsgebiet; Quelle: `www.wetter3.de`.

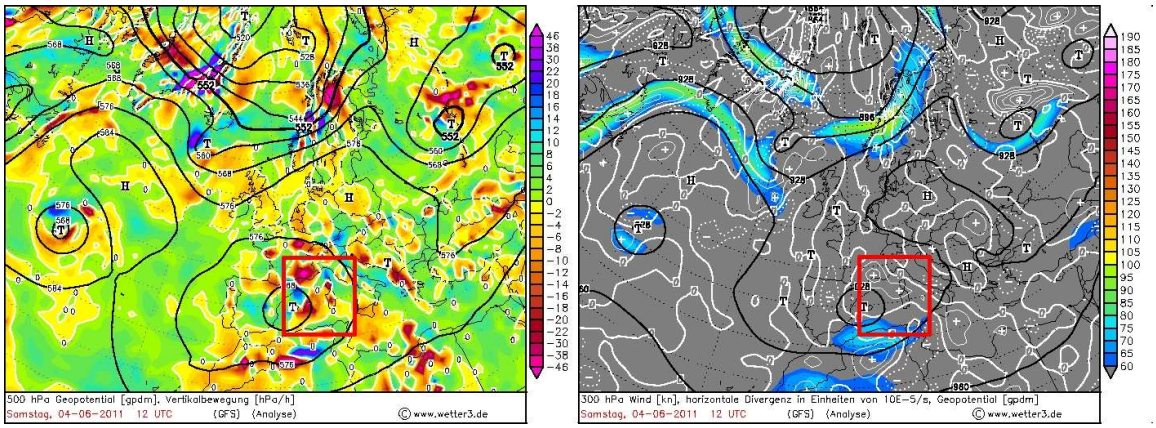

Abbildung A.4: 500 hPa Geopotential in gpdm (schwarze Linien) und Vertikalbewegung (Farbe) in hPa h^{-1} (linke Seite) sowie Windgeschwindigkeit in kn in 300 hPa (Farbe), horizontale Divergenz in 10^{-5} s^{-1} (weiße Linien) und 300 hPa Geopotential (schwarze Linien) in gpdm (rechte Seite) jeweils um 12 UTC am 04.06.2011. Der rote Kasten markiert das Untersuchungsgebiet; Quelle: `www.wetter3.de`.

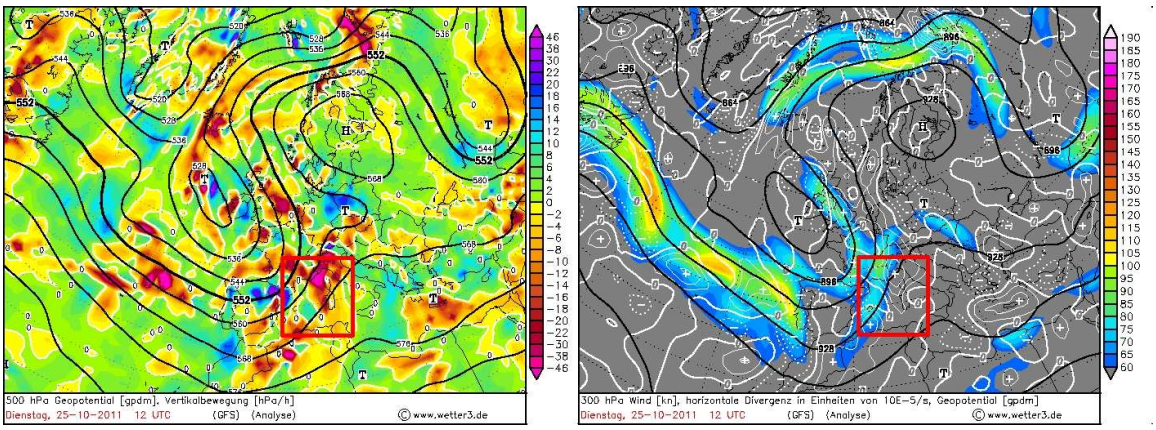

Abbildung A.5: 500 hPa Geopotential in gpdm (schwarze Linien) und Vertikalbewegung (Farbe) in hPa h^{-1} (linke Seite) sowie Windgeschwindigkeit in kn in 300 hPa (Farbe), horizontale Divergenz in 10^{-5} s^{-1} (weiße Linien) und 300 hPa Geopotential (schwarze Linien) in gpdm (rechte Seite) jeweils um 12 UTC am 25.10.2011. Der rote Kasten markiert das Untersuchungsgebiet; Quelle: `www.wetter3.de`.

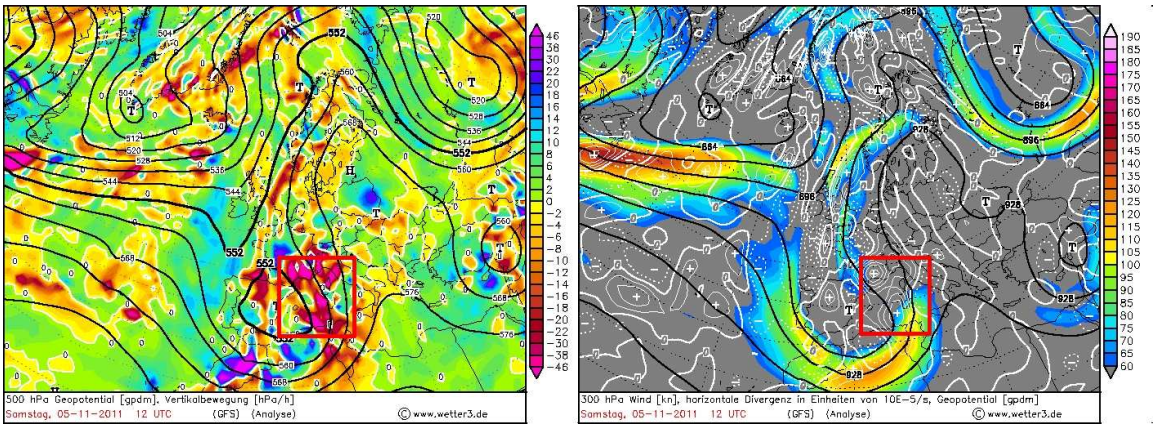

Abbildung A.6: 500 hPa Geopotential in gpdm (schwarze Linien) und Vertikalbewegung (Farbe) in hPa h^{-1} (linke Seite) sowie Windgeschwindigkeit in kn in 300 hPa (Farbe), horizontale Divergenz in 10^{-5} s^{-1} (weiße Linien) und 300 hPa Geopotential (schwarze Linien) in gpdm (rechte Seite) jeweils um 12 UTC am 05.11.2011. Der rote Kasten markiert das Untersuchungsgebiet; Quelle: `www.wetter3.de`.

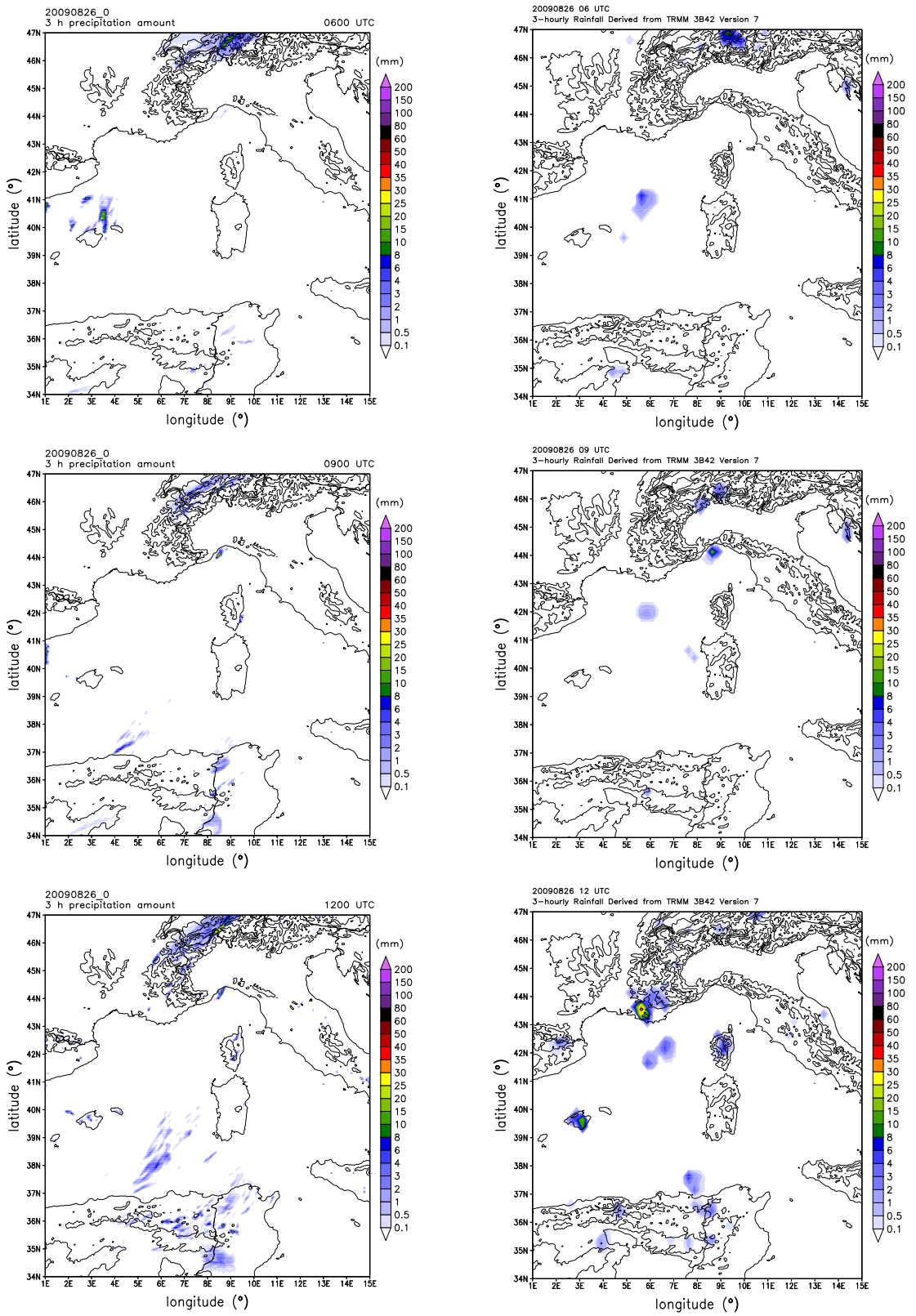

Abbildung A.7: Vergleich der 3-stündigen Niederschlagssummen zwischen COSMO-Referenzlauf (links) und TRMM-Satellitendaten (rechts) am 26.08.2009, exemplarisch für alle Fälle mit schwachem synoptischem Antrieb, um 06 UTC (oben) und um 09 UTC (Mitte) und 12 UTC (unten).

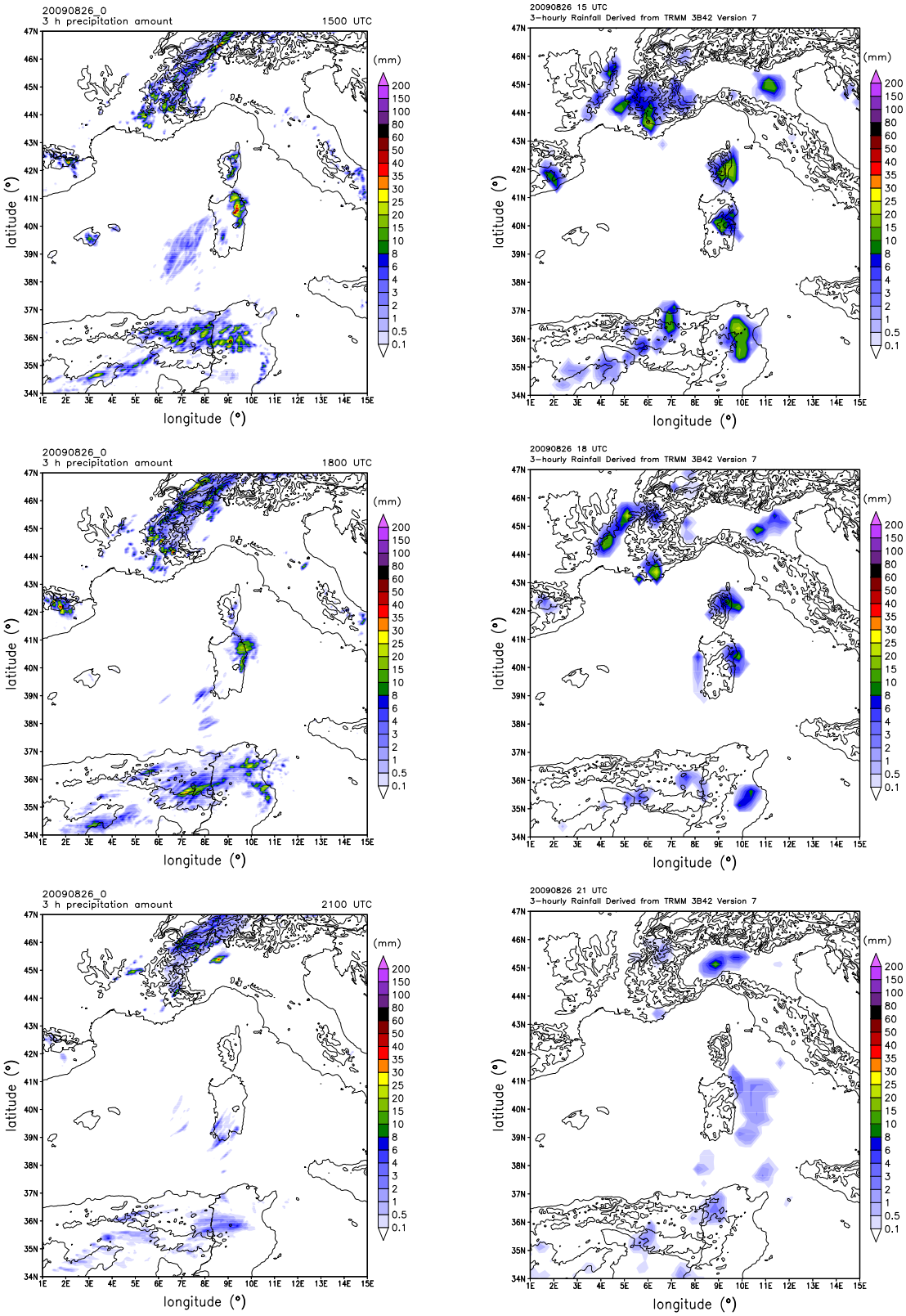

Abbildung A.8: Vergleich der 3-stündigen Niederschlagssummen zwischen COSMO-Referenzlauf (links) und TRMM-Satellitendaten (rechts) am 26.08.2009, exemplarisch für alle Fälle mit schwachem synoptischem Antrieb, um 15 UTC (oben), 18 UTC (Mitte) und 21 UTC (unten).

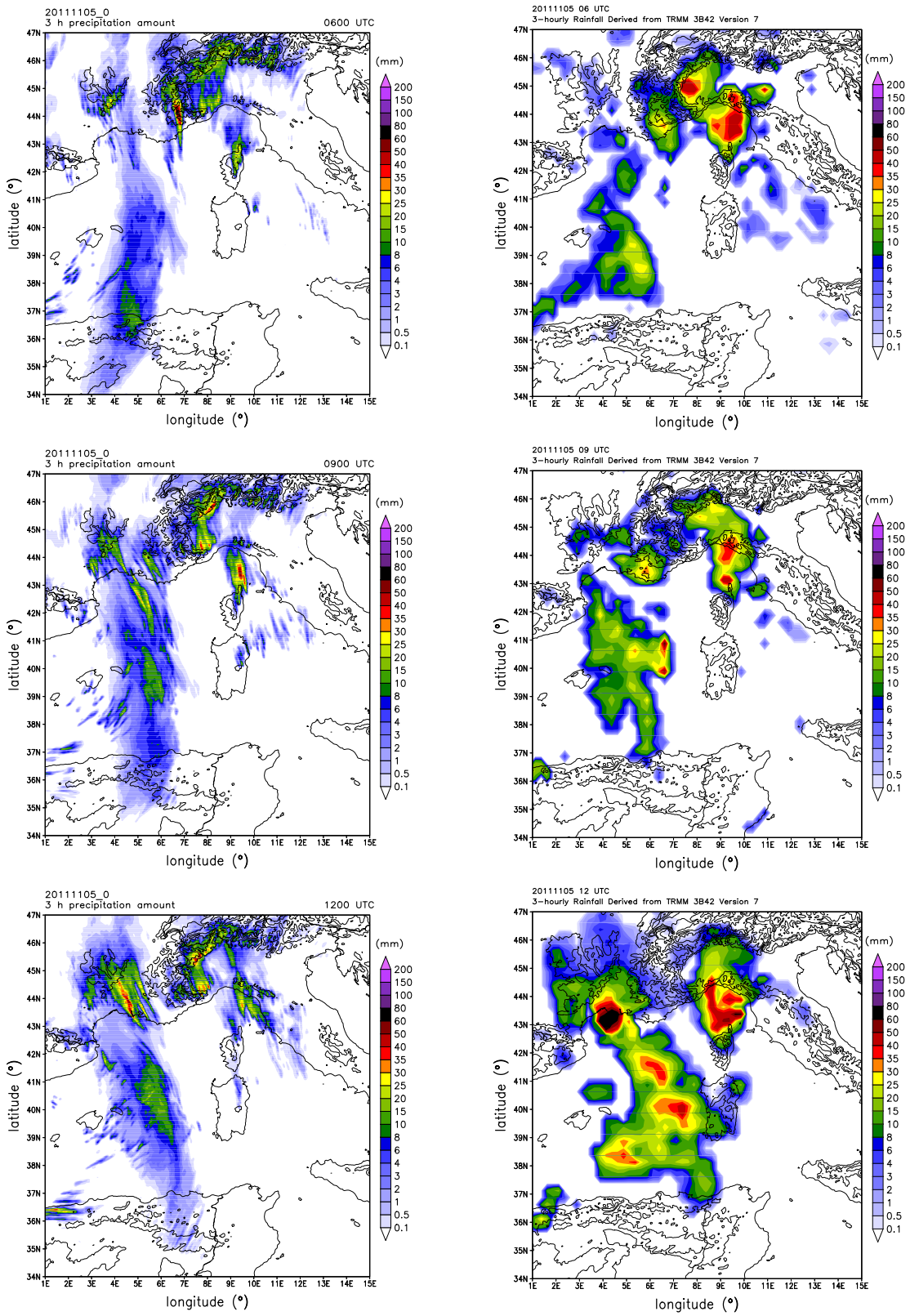

Abbildung A.9: Vergleich der 3-stündigen Niederschlagssummen zwischen COSMO-Referenzlauf (links) und TRMM-Satellitendaten (rechts) am 05.11.2011, exemplarisch für alle Fälle mit starkem synoptischem Antrieb, um 06 UTC (oben), 09 UTC (Mitte) und 12 UTC (unten).

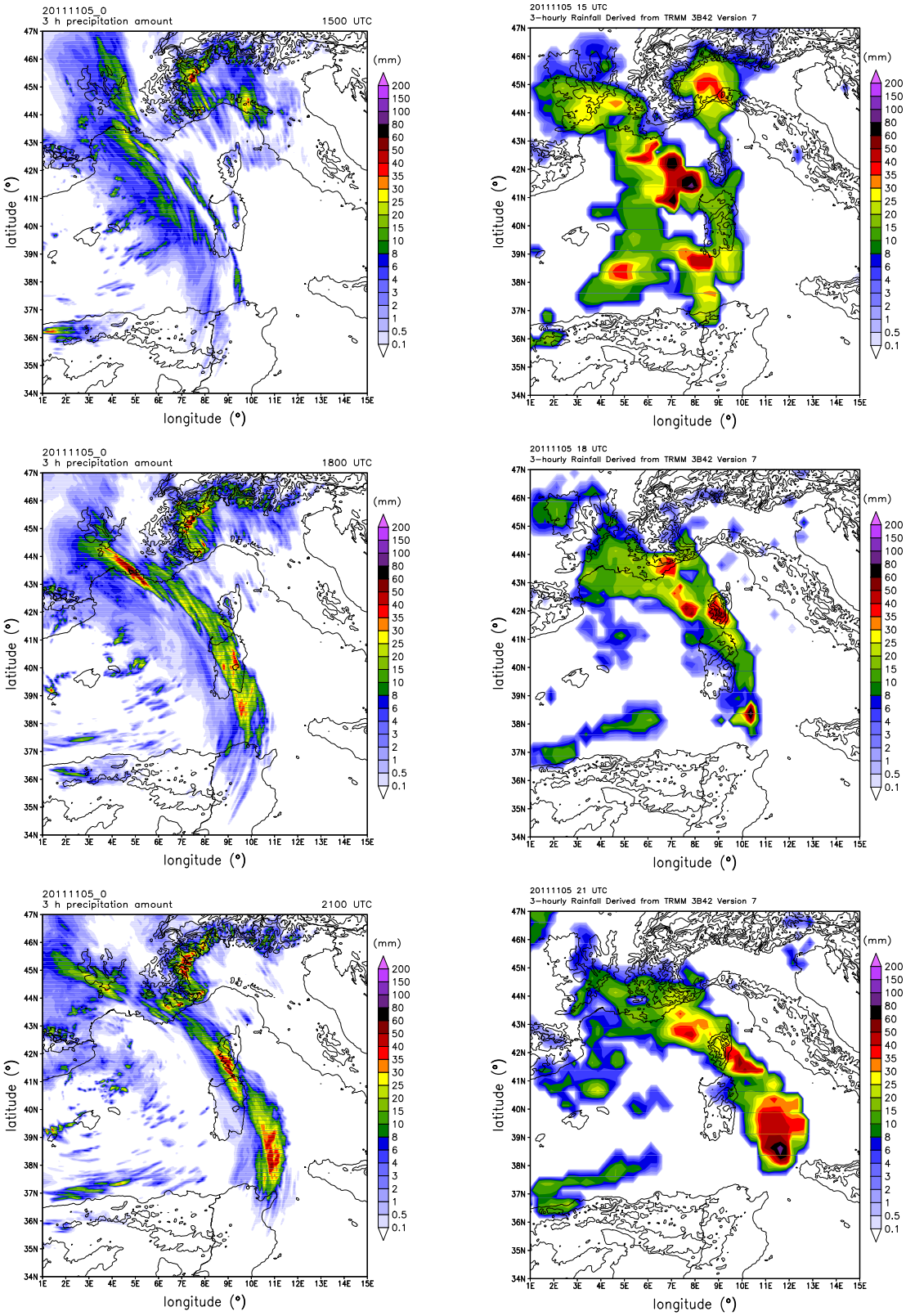

Abbildung A.10: Vergleich der 3-stündigen Niederschlagssummen zwischen COSMO-Referenzlauf (links) und TRMM-Satellitendaten (rechts) am 05.11.2011, exemplarisch für alle Fälle mit starkem synoptischem Antrieb, um 15 UTC (oben), 18 UTC (Mitte) und 21 UTC (unten).

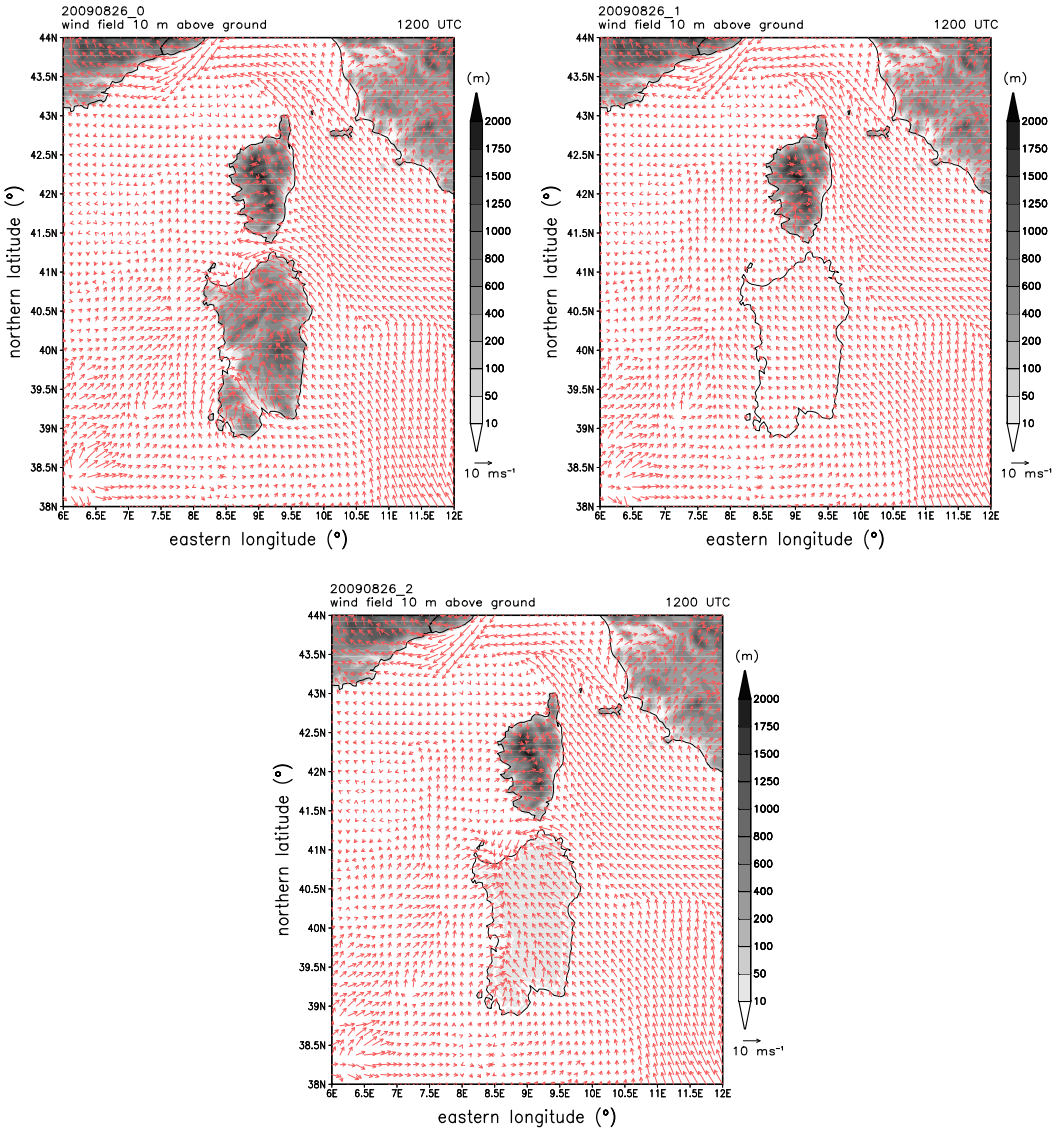

Abbildung A.11: Unterschiedliche Strömungsbedingungen in 10 m Höhe im Referenzlauf (links), dem Lauf NOSAR (Mitte) und dem Lauf SAR10m (rechts) am 26.08.2009 12 UTC exemplarisch für alle Tage mit schwachem synoptischem Antrieb.

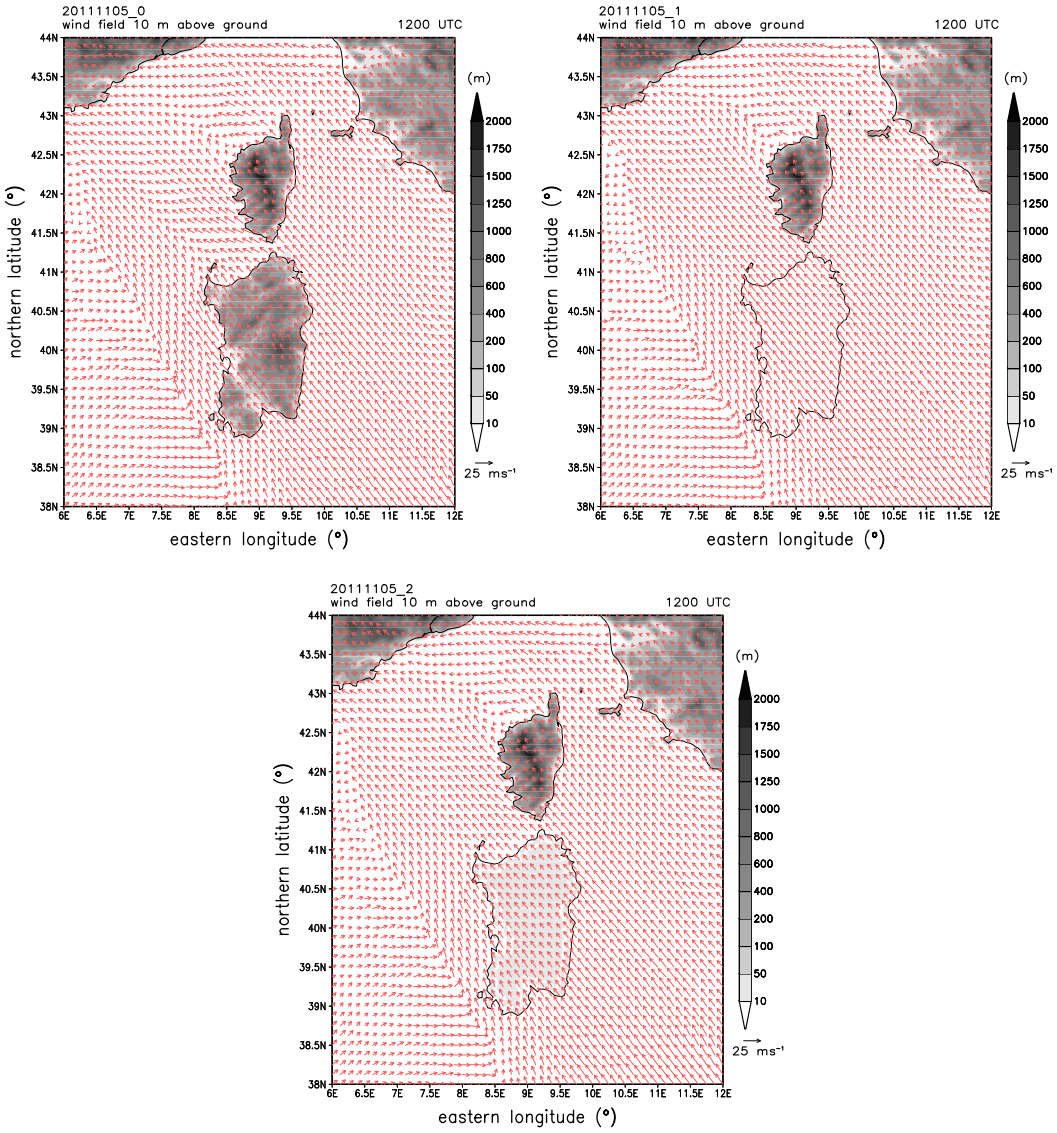

Abbildung A.12: Unterschiedliche Strömungsbedingungen in 10 m Höhe im Referenzlauf (links), dem Lauf NOSAR (Mitte) und dem Lauf SAR10m (rechts) am 05.11.2011 12 UTC exemplarisch für alle Tage mit starkem synoptischem Antrieb.

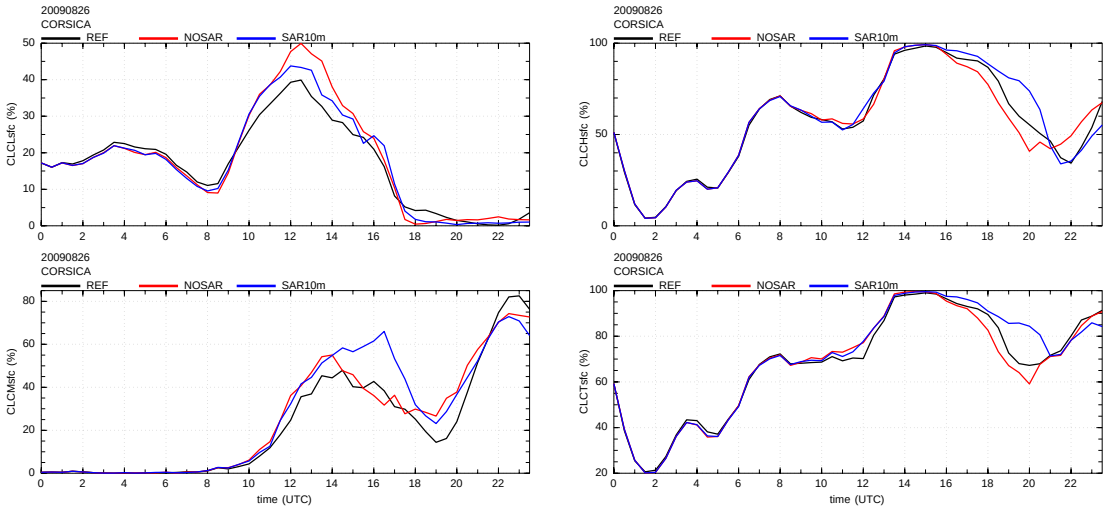

Abbildung A.13: Gebietsmittel des Bedeckungsgrades tiefer Wolken (oben links), mittelhoher Wolken (oben rechts), hoher Wolken (unten links) und des Gesamtbedeckungsgrades (unten rechts) für den 26.08.2009 (schwacher Antrieb).

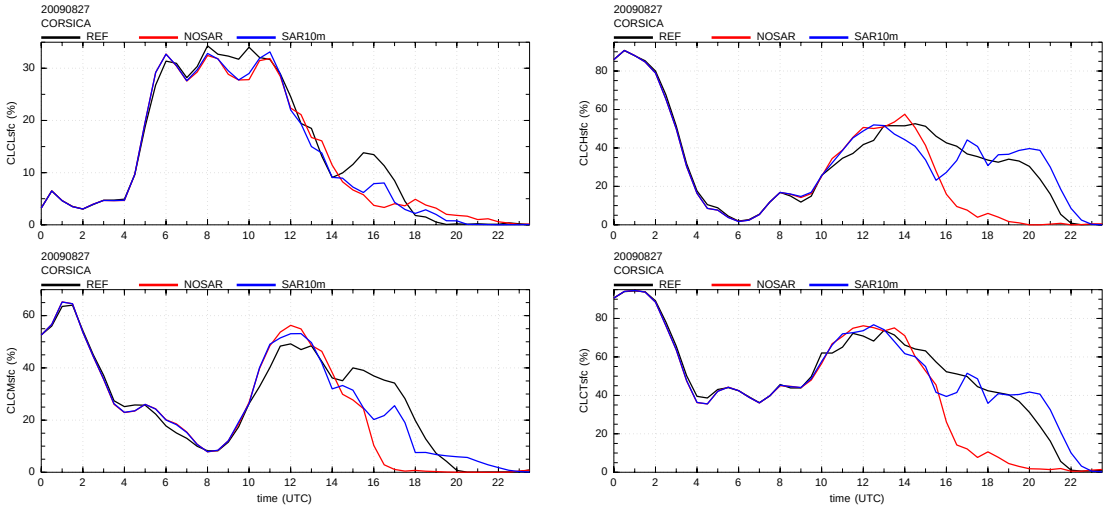

Abbildung A.14: Gebietsmittel des Bedeckungsgrades tiefer Wolken (oben links), mittelhoher Wolken (oben rechts), hoher Wolken (unten links) und des Gesamtbedeckungsgrades (unten rechts) für den 27.08.2009 (schwacher Antrieb).

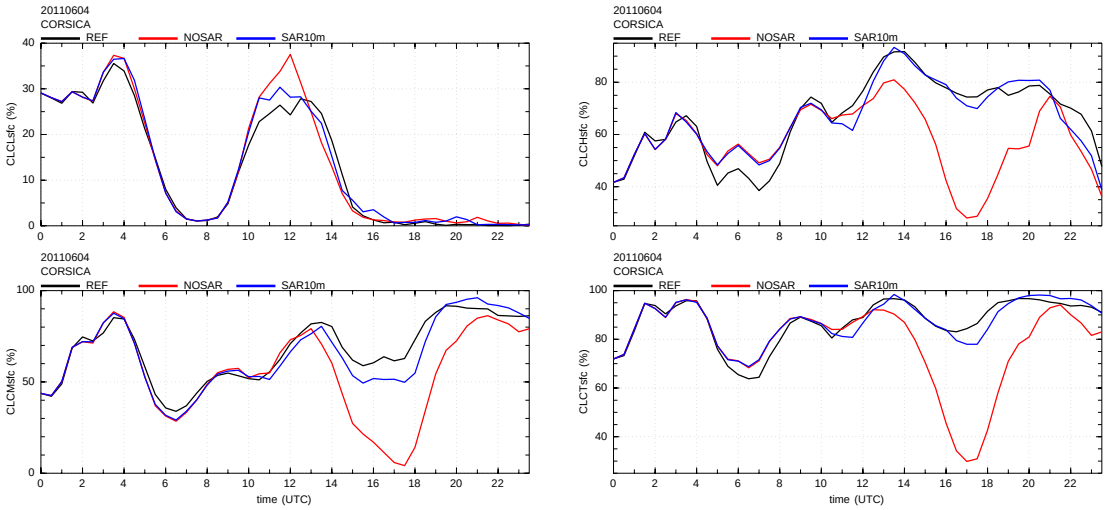

Abbildung A.15: Gebietsmittel des Bedeckungsgrades tiefer Wolken (oben links), mittelhoher Wolken (oben rechts), hoher Wolken (unten links) und des Gesamtbedeckungsgrades (unten rechts) für den 04.06.2011 (schwacher Antrieb).

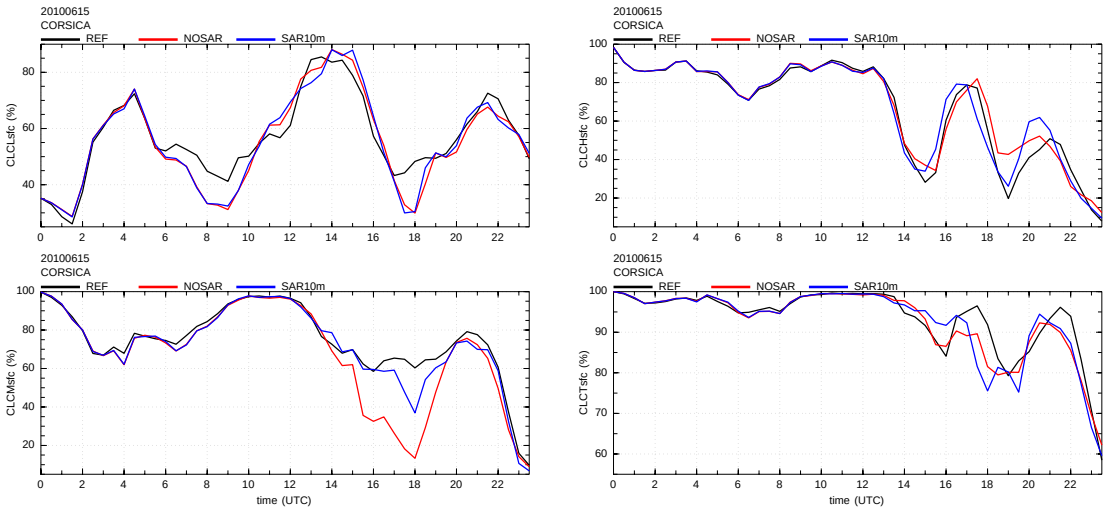

Abbildung A.16: Gebietsmittel des Bedeckungsgrades tiefer Wolken (oben links), mittelhoher Wolken (oben rechts), hoher Wolken (unten links) und des Gesamtbedeckungsgrades (unten rechts) für den 15.06.2010 (starker Antrieb).

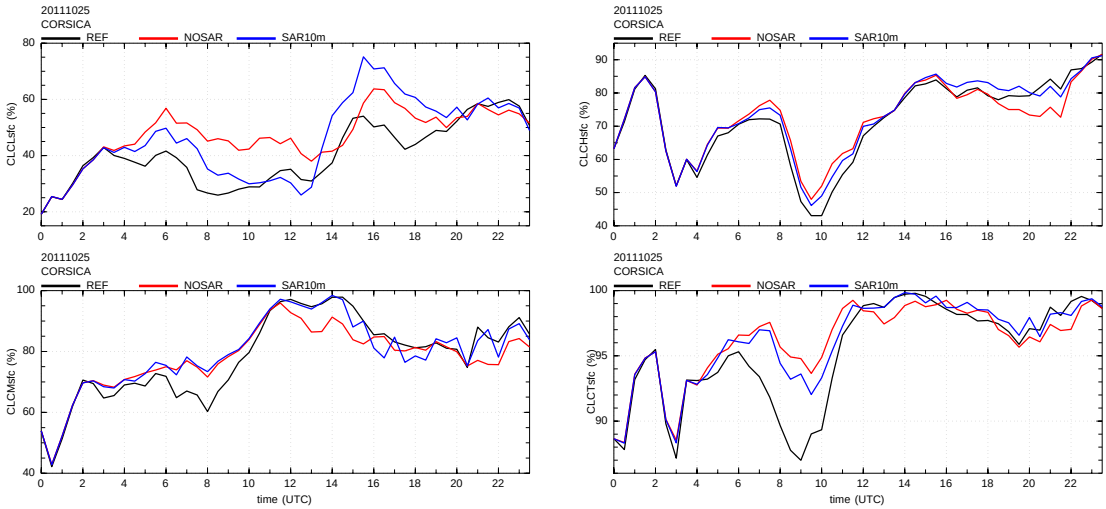

Abbildung A.17: Gebietsmittel des Bedeckungsgrades tiefer Wolken (oben links), mittelhoher Wolken (oben rechts), hoher Wolken (unten links) und des Gesamtbedeckungsgrades (unten rechts) für den 25.10.2011 (starker Antrieb).

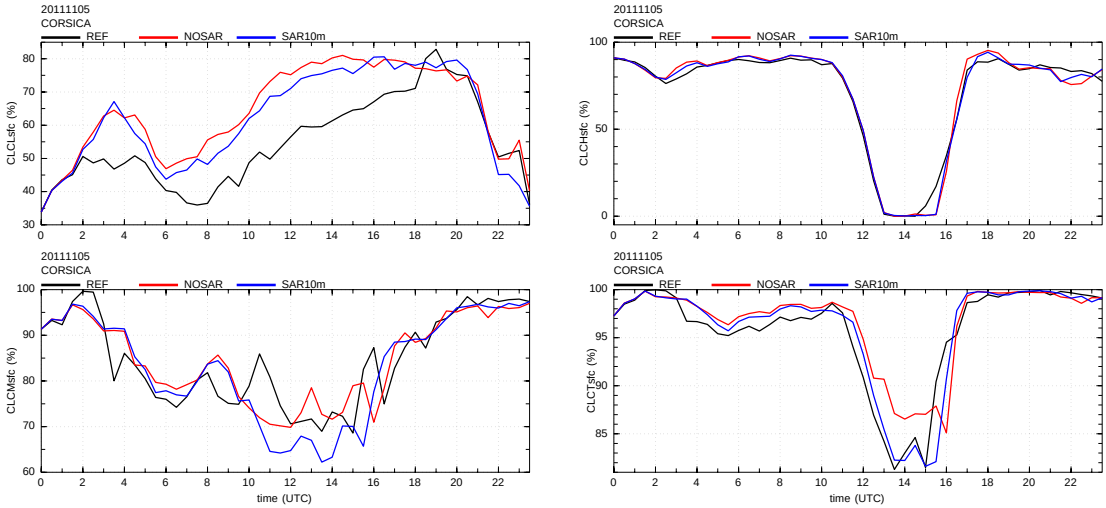

Abbildung A.18: Gebietsmittel des Bedeckungsgrades tiefer Wolken (oben links), mittelhoher Wolken (oben rechts), hoher Wolken (unten links) und des Gesamtbedeckungsgrades (unten rechts) für den 05.11.2011 (starker Antrieb).

Literaturverzeichnis

Adler, B., N. Kalthoff, und L. Gantner, 2011: Initiation of deep convection caused by land-surface inhomogeneities in West Africa: a modelled case study. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **112**, 15–27.

Adler, R. F., G. J. Huffman, D. T. Bolvin, S. Curtis, und E. J. Nelkin, 2000: Tropical Rainfall Distributions Determined Using TRMM Combined with Other Satellite and Rain Gauge Information. *J. Appl. Meteor.*, **39**, 2007–2023.

Arya, S. P., 2001: Introduction to micrometeorology. 2nd edition, Academic Press, London, 420 p.

Baldauf, M., J. Förster, S. Klink, T. Reinhardt, C. Schraff, A. Seifert, und K. Stephan, 2006: *Kurze Beschreibung des Lokal-Modells-Kürzestfrist LMK und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD*. Verfügbar unter `http://www.dwd.de`, letzter Zugriff: 01.08.2013.

Barthlott, C. und N. Kalthoff, 2011: A numerical sensitivity study on the impact of soil moisture on convection-related parameters and convective precipitation over complex terrain. *J. Atmos. Sci.*, **68**, 2971–2987.

Barthlott, C. und D. Kirshbaum, 2012: Sensitivity of deep convection to terrain forcing over mediterranean islands. *Submitted to Q. J. R. Meteorol. Soc.*

Barthlott, C., J. W. Schipper, N. Kalthoff, B. Adler, C. Kottmeier, A. Blyth, und S. Mobbs, 2010: Model representation of boundary-layer convergence triggering deep convection over complex terrain: A case study from COPS. *Atmos. Res.*, **95**, 172–185.

Bott, A., 2012: *Synoptische Meteorologie*. Springer-Verlag Berlin, 485 S.

Chaboureau, J.-P., F. Guichard, J.-L. Redelsperger, und J.-L. Lafore, 2004: The role of stability and moisture in the diurnal cycle of convection over land. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 3105–3117.

Chisholm, A. J. und J. H. Renick, 1972: The kinematics of multicell and supercell Alberta hailstorms. *Res. Council Alberta Hail Studies, Edmonton, Kanada*, **72–2**, 24–31.

Defant, F., 1949: Zur Theorie der Hangwinde, nebst Bemerkungen zur Theorie der Berg- und Talwinde. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **1**, 421–450.

Doms, G., 2011: *A description of the non-hydrostatic regional COSMO-model, Part I: Dynamics and Numerics*. Verfügbar unter `http://www.cosmo-model.org`, letzter Zugriff: 01.08.2013.

Doms, G., J. Förstner, E. Heise, H.-J. Herzog, M. Raschendorfer, T. Reinhardt, B. Ritter, R. Schrodin, J.-P. Schulz, und G. Vogel, 2011: *A description of the non-hydrostatic regional COSMO-model, Part II: Physical Parameterization*. Verfügbar unter `http://www.cosmo-model.org`, letzter Zugriff: 01.08.2013.

Ducrocq, V., O. Nuissier, D. Ricard, C. Lebeaupin, und S. Anquetin, 2008: A numerical study of three catastrophic precipitating events over southern France. 2: Mesoscale triggering and stationarity factors. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **134**, 131–145.

Findell, K. L. und E. A. B. Eltahir, 2003: Atmospheric controls on soil moisture-boundary layer interactions. Part I: Framework development. *J. Hydrometeor.*, **4**, 552–569.

Fovell, R. G., 2005: Convective initiation ahead of sea-breeze front. *Mon. Wea. Rev.*, **133**, 264–278.

Häckel, H., 2008: *Meteorologie*. 6th ed., UTB - Verlag Eugen Ulmer Stuttgart, 447 S.

Hoskins, B. J., I. Draghici, und H. C. Davies, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **111**, 877–946.

Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, und A. W. Robertson, 1978: A new look at the ω-equation. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **104**, 31–38.

Houze, A. R., 1993: *Cloud Dynamics*. Academic Press, San Dieago, California, 573 p.

Islam, M. N. und H. Uyeda, 2005: Comparison of TRMM 3B42 Products with Surface Rainfall over Bangladesh. *International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 6*, **art. No. 1525819**, 4112–4115.

Kalthoff, N., B. Adler, C. Barthlott, U. Corsmeier, S. Mobbs, S. Crewell, K. Träumner, C. Kottmeier, A. Wieser, und V. Smith, 2009: The impact of convergence zones on the initiation of deep convection: A case study from COPS. *Atmos. Res.*, **93**, 680–694.

Kingsmill, D. E., 1995: Convection initiation associated with a sea-breeze front, a gust front, and their collision. *Mon. Wea. Rev.*, **123**, 2913–2933.

Kottmeier, C., P. Palacio-Sese, N. Kalthoff, U. Corsmeier, und F. Fiedler, 2000: Sea breezes and coastal jets in southeastern Spain. *Int. J. Climatol.*, **20**, 1791–1808.

Kraus, H. und U. Ebel, 2003: *Risiko Wetter - Die Entstehung von Stürmen und anderen atmosphärischen Gefahren*. Springer-Verlag Berlin, 250 S.

Kunz, M., C. Hauck, und C. Kottmeier, 2009: *Skript zur Vorlseung Meteorologische Naturgefahren WS 2009/10*. Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie, Karlsruhe, 109 S.

Kurz, M., 1990: Synoptische Meteorologie 2nd edition. Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Band 8, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main, 197 S.

Lambert, D., M. Mallet, V. Ducrocq, F. Dulac, F. Gheusi, und N. Kalthoff, 2011: CORSiCA: a Mediterranean atmospheric and oceanographic observatory in Corsica within the framework of HyMeX and ChArMEx. *Adv. Geosci.*, **26**, 125–131.

Llasat, M. C., M. Llasat-Botija, M. A. Prat, F. Porcú, C. Price, A. Mugnai, K. Lagouvardos, V. Kotroni, D. Katsanos, S. Michaelides, Y. Yair, K. Savvidou, und K. Nicolaides, 2010: High-impact floods and flash floods in Mediterranean countries: the FLASH preliminary database. *Adv. Geosci.*, **23**, 47–55.

Markowski, P. M., 2002: Hook echoes and rear-flank downdrafts: A review. *Mon. Wea. Rev.*, **130**, 852–876.

Metzger, J., 2013: Sensitivität des konvektiven Niederschlags über Korsika in Abhängigkeit von den Anströmbedingungen. *Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie, KIT*.

Neumann, J., 1950: Land breezes and nocturnal thunderstorms. *J. Meteorol.*, **8**, 60–67.

Neumann, J. und Y. Mahrer, 1971: A theoretical study of the land and sea breeze circulation. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 532–542.

Nicholson, S. E., B. Some, J. McCollum, E. Nelkin, D. Klotter, Y. Berte, B. M. Diallo, I. Gaye, G. Kpabeba, O. Ndiaye, J. N. Noukpozounkou, M. M. Tanu, A. Thiam, A. A. Toure, und A. K. Traore, 2003: Validation of TRMM and Other Rainfall Estimates with a High-Density Gauge Dataset for West Africa. Part II: Validation of TRMM Rainfall Products. *J. Appl. Phys.*, **42**, 1355–1368.

Orlanski, I., 1975: A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527–530.

Quian, J.-H., 2008: Why precipitation is mostly concentrated over islands in the maritime continent. *J. Atmos. Sci.*, **65**, 1428–1441.

Rampanelli, G., D. Zardi, und R. Rotunno, 2004: Mechanisms of up-valley winds. *J. Atmos. Sci.*, **61**, 3097–3111.

Rao, P. A. und H. E. Fuelberg, 2000: An investigation of convection behind the Cape Canaveral sea-breeze front. *Mon. Wea. Rev.*, **128**, 3437–3458.

Reinartz, T., 2013: Numerische Analyse troposphärischer Antriebe für die Entwicklung von Mittelmeerzyklonen mit Potenzial für extreme Niederschlagsereignisse. *Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie, KIT*.

Schättler, U., 2011: *A description of the non-hydrostatic regional COSMO-model, Part V: Preprocessing: Initial and Boundary Data for the COSMO-Model*. Online verfügbar unter `http://www.cosmo-model.org`, letzter Zugriff: 01.08.2013.

Schättler, U., G. Doms, und C. Schraff, 2012: *A description of the non-hydrostatic regional COSMO-model, Part VII: User's Guide*. Online verfügbar unter `http://www.cosmo-model.org`, letzter Zugriff: 01.08.2013.

Schraff, C. und R. Hess, 2011: *A description of the non-hydrostatic regional COSMO-model LM, Part III: Data Assimilation*. Verfügbar unter `http://www.cosmo-model.org`, letzter Zugriff: 01.08.2013.

Silvestro, F., S. Gabellani, F. Giannoni, A. Parodi, N. Rebora, R. Rudari, und F. Siccardi, 2012: A hydrological analysis of the 4 November 2011 event in Genoa. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **12**, 2743–2752.

Simpson, J., N. E. Westcott, R. J. Clerman, und R. A. Pielke, 1980: On cumulus mergers. *Arch. Meteor. Geophys. Bioklim.*, **29A**, 1–40.

Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor, und H. L. Miller, 2007: *Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 p.

Sutcliffe, R. C., 1947: A contribution to the problem of development. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **73**, 370–383.

Tarolli, P., M. Borga, E. Morin, und G. Delrieu, 2012: Analysis of flash flood regimes in the North-Western and South-Eastern Mediterranean regions. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, **12**, 1255–1265.

Tiedtke, M., 1989: A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in large-scale models. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 1779–1800.

Tripoli, G. J. und W. R. Cotton, 1989: Numerical study of an observed orogenic mesoscale convective system. Part 1: Simulated genesis and comparison with observations. *Mon. Wea. Rev.*, **117**, 272–304.

Tröndle, T. W., 2008: Parametrisierung der subskaligen Konvektion für Spurenstoffe mittels des Tiedtke-Schemas in COSMO-Art. *Diplomarbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung, Karlsruher Institut für Technologie, KIT*, 81 S.

Wallace, J. M. und P. V. Hobbs, 2006: *Atmospheric science - an introductory survey*. 2. ed., Elsevier Academic Press, San Diego, California, 483 S.

Wiin-Nielsen, A., 1973: Compendium of meteorology Vol.I part 1 - Dynamic meteorology. *WMO*, **364**.

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich mich bei all denjenigen bedanken, die mich während meines Studiums begleitet haben und die mir mit Rat und Tat beiseite standen.
An erster Stelle gilt mein Dank Herrn Prof. Kottmeier, der diese Arbeit ermöglicht hat. Ferner bedanke ich mich bei Herrn Prof. Beheng für die freundliche Übernahme des Korreferats. Weiter möchte ich mich bei Dr. Ulrich Corsmeier bedanken, der die Arbeit ebenfalls ermöglicht hat und der mit Ideen und Vorschlägen zur Seite stand. Der gesamten Arbeitsgruppe „Konvektive Systeme“ danke ich für die Diskussionen in den Gruppensitzungen, für die freundliche, harmonische Atmosphäre und für so manchen hilfreichen Tipp.

Besonderer Dank geht an Dr. Christian Barthlott für die umfassende Betreuung der Diplomarbeit, der Seminararbeit, für die zahlreichen Ideen und Verbesserungsvorschläge, für die Weitergabe der Kenntnisse im Bereich der Modellierung und der graphischen Aufarbeitung von Modellergebnissen und für die Hilfe bei Problemen im Bereich der Programmierung. Danke auch für das aufmerksame Korrekturlesen der Arbeit, ich hatte nie das Gefühl kritisiert zu werden, sondern nahm die konstruktiven Vorschläge stets gerne entgegen.

Für das Korrekturlesen danke ich außerdem Adrian Wassenberg, Daniel Lassahn und Daniel Köbele. Für die angenehme Arbeitsatmosphäre im Diplomantenraum am Campus Nord, für Tipps und Hinweise und spannende Diskussionen rund ums Wetter (nicht nur zum Thema der Diplomarbeit) danke ich Gabriel Hinze und Jutta Metzger. Für die humorvollen Kaffeepausen bei wechselnder Gesellschaft sei allen gedankt, die daran beteiligt waren, sie haben einen Gegenpol geschaffen zur Ernsthaftigkeit der Arbeit.
Meinen Freunden vom Chor danke ich für die vielen schönen Stunden in den Proben, an den Probenwochenenden, bei den Konzerten und anderen Unternehmungen. Danke für den Meteorologen-Stammtisch, der den Kontakt zwischen den unterschiedlichen Semestern gefördert hat, der stets sehr lustig war und aus dem heraus viele neue, wunderbare Freundschaften entstanden sind.
Ich danke auch meinem Vermieter und meinen Mitbewohnern, die mich die ganze Zeit ausgehalten haben.

Zum Schluss gilt meine herzlichster Dank meinen engsten Freunden Adrian, Daniel und Babsy, für die Unterstützung in allen Lebenslagen und für ein stets offenes Ohr und natürlich meiner ganzen Familie für alles, was sie für mich getan hat.

Erklärung

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

Ich bin damit einverstanden, dass diese Arbeit in Bibliotheken eingestellt wird und vervielfältigt werden darf.

Karlsruhe, den 12. August 2013

Florian Ehmele