

**Feuchtetransportpfade innerhalb von
Mittelmeerzyklonen während HyMeX**

-

**Humidity Transport Pathways within
Mediterranean Cyclones during HyMeX**

Masterarbeit im Fach Meteorologie
von

B. Sc. Kai-Uwe Norbert Nerding

April 2014



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

Referent:
Korreferent:

Prof. Dr. Christoph Kottmeier
PD Dr. Michael Kunz

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	5
2	Theoretische Grundlagen	7
2.1	Lebenszyklus einer extratropischen Zyklone	7
2.2	Wetter und Klima im Mittelmeerraum	11
2.3	Methode der Trajektorienanalyse	13
2.3.1	Funktionsweise Lagranto	14
2.3.2	Trajektorienberechnung Lagranto	15
2.4	Datengrundlage und Modelle	17
3	Analyse und Ergebnisse	25
3.1	Übersicht über HyMeX	25
3.2	Fallstudie kleinskaliger Hebung	27
3.2.1	Synoptische Analyse	28
3.2.2	Feuchtetransporte	33
3.3	Fallstudie großskaliger Hebung	41
3.3.1	Synoptische Analyse	43
3.3.2	Feuchtetransporte	45
3.4	Statistischer Vergleich beider Fallstudien	58
4	Zusammenfassung und Ausblick	61
A	Anhang	71

1. Einleitung

Synoptischskalige Wettersysteme stellen den größten Beitrag zum dreidimensionalen Wassertransport in den Mittleren Breiten und beeinflussen so den regionalen und globalen Wasserkreislauf. Insbesondere dem Mittelmeer wird bezüglich seines gesamten Wasserkreislaufes eine zentrale Rolle hinsichtlich der Niederschlagsereignisse und Naturkatastrophen im Mittelmeerraum sowie dem globalen Klima zugesprochen. Daher ist es in erster Linie wichtig, die Prozesse der Niederschlags erzeugung mit den speziellen Begebenheiten des Mittelmeerraums zu verstehen.

In dieser Arbeit werden Feuchtetransportpfade von Mittelmeerzyklonen während der HyMeX-SOP1 (Herbst 2012) untersucht. Dabei kann die Arbeit in den Bereich „Heavy Precipitation and Flash-flooding“ (Abb. 2.8) eingeordnet werden. In diesem Rahmen geht es unter anderem um das Aufspüren von Transportbändern für Wärme und Feuchte (Warm Conveyor Belts (WCBs) und Tropospheric Rivers (TRs)) und abgeleitet daraus um die Verbesserung der Vorhersagbarkeit von Starkniederschlagsereignissen (Heavy Precipitation Events (HPEs)) welche im westlichen Mittelmeerraum häufig im Herbst auftreten (Drobinski et al., 2008). Die dynamische Struktur und Entwicklung solcher HIW-Zyklonen ist komplex. Sie sind schwierig zu analysieren und vorherzusagen. Viele Faktoren der Entstehung, Entwicklung und Vorhersagbarkeit von Starkniederschlägen sind noch unvollständig geklärt und kaum verstanden. Daher ist ein Ziel dieser Arbeit, die Prozesse, denen ein Luftpaket ausgesetzt ist, nachzuvollziehen und Umwandlungen von Wasserdampf in Wasser (Kondensation, Wolkenbildung, Niederschlagsbildung) und umgekehrt (Verdunstung von Mittelmeer- oder Atlantikoberflächenwasser) zu untersuchen. Aufstiegsgebiete der Luftpakete sollen in den unterschiedlichen Lebensstufen einer Zyklone gefunden und schließlich statistisch ausgewertet werden. Dabei kommt es vor, dass synoptischskalige Hebung mit eingebetteter mesoskaliger Hebung begleitet von Konvektion auftritt. Auch sollen die advektiven und konvektiven Anteile von niederschlags erzeugenden Prozessen in dieser Masterarbeit unterschieden werden. Hauptsächlich soll durch diese Arbeit gezeigt werden, von wo Feuchte hertransportiert wird und zu welchen Prozessen es während des Lebenszyklus einer Mit-

telmeerzyklone kommt, um ein besseres Verständnis der unterschiedlichen Einflussfaktoren wie Orographie, Land- und Meeresoberfläche auf Zyklonen beziehungsweise auf unterschiedliche Niederschlagsprozesse zu erhalten. Unterschieden werden soll daher zwischen konvektiv geprägten Luftmassen mit wenige Stunden bis ein Tag andauernden Niederschlägen und advektiv geprägten Luftmassen mit bis zu mehreren Tagen andauernden Niederschlägen.

In dieser Arbeit werden Prozessstudien vorgenommen und betrachtet, was mit einer Zyklone passiert bis es zur Niederschlagsbildung kommt. Mit diesem Verständnis und der Betrachtung der Besonderheiten des Mittelmeers kann geprüft werden, ob die Modellprognosen dies wiedergeben mit dem letztlichen Ziel die Niederschlagsprognose starker Niederschlagsereignisse zu verbessern und ein besseres Verständnis der Vorgänge von der Entstehung bis zur Auflösung solcher Niederschläge zu erhalten. Hierdurch können Schäden, ökonomischer sowie ökologischer Art und Personenschäden gemindert werden.

Zur Untersuchung der Feuchtetransportpfade wird die spezifische Feuchte und die Vertikalbewegung des Luftvolumens im Zeitverlauf unter Verwendung von Vorwärtstrajektorien betrachtet. Als Verhältnis der Wasserdampfmasse zur Masse der feuchten Luft ist die spezifische Feuchte gut zum Studium von Feuchteänderungen in aufsteigenden Luftmassen geeignet, da sie unabhängig von weiteren meteorologischen Variablen wie Temperatur und Druck ist. Die Trajektorien werden mit dem von Wernli und Davies (1997) entwickelten Programm Lagranto (Lagrangian Analysis Tool) lagrange berechnet (Abschnitt 2.3). Im Theorieteil (Kapitel 2) werden neben der Methode der Trajektorienrechnung auch die für die Arbeit relevanten Grundlagen und verwendeten Daten beschrieben.

Im Ergebnisteil (Kapitel 3) folgt die Untersuchung der HPEs. Hierbei wird zunächst eine Sichtung der Wetterlagen während der HyMeX-Messperiode des Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) vom 15. August bis 5. November 2012 vorgenommen (Abschnitt 3.1). Danach werden die Fälle mit HPEs identifiziert und synoptisch dokumentiert. Mit diesem Vorwissen kann nach Beschaffung von Vorhersagen auf stündlicher Basis für einzelne, als interessant befundene Fälle, die Trajektorienberechnung durchgeführt werden (Abschnitt 3.2 und 3.3). Die Trajektorienstartfelder können hier durch die zuvorige Beschreibung der Synoptik gezielt festgelegt werden. Mit einem statistischen Vergleich beider Fallstudien schließt der Ergebnisteil ab. Letztlich wird eine Zusammenfassung der Ergebnisse und ein Ausblick für zukünftige Arbeiten (Kapitel 4) gegeben.

2. Theoretische Grundlagen

In diesem Kapitel werden zunächst Entstehungsmechanismen von Zyklonen und deren interne Struktur beleuchtet, konvektive und advektive Niederschläge unterschieden und typische Wetterlagen des Mittelmeerraumes beschrieben. In den danach folgenden Abschnitten werden die verwendeten Methoden und Programme zur Auswertung vorgestellt. Darunter fällt die Trajektorienanalyse mit dem Programm Lagranto (Wernli und Davies, 1997). Detailliert wird hier auf die Funktionsweise und Einstellmöglichkeiten von Lagranto eingegangen. Wie werden Trajektorien berechnet, welche Art von Trajektorien gibt es und was sagen sie aus? Danach folgt in Abschnitt 2.4 ein Überblick über die verwendeten Daten. Wie wurden sie verarbeitet und wie fließen sie in die Auswertemethode ein? Dann wird die Auswertemethode an dieser Stelle ebenfalls im Detail erklärt, um in Kapitel 3 die Ergebnisse dieser Auswerterroutine zu präsentieren.

2.1 Lebenszyklus einer extratropischen Zyklone

Der meridionale Wärme- und Energieaustausch erfolgt je nach geographischer Breite auf unterschiedliche Weisen. In den Tropen und Subtropen sorgt hierfür die Hadley-Zelle. Zwischen den Polargebieten und den Subtropen findet der Ausgleich über die Bildung von extratropischen Zyklonen statt (Kurz, 1990). Bereits Fitzroy (1863) erkannte ein „Aufeinanderströmen“ zweier unterschiedlich temperierter Luftmassen, welches zur Tiefdruckbildung in den Mittleren Breiten führt. Beide, warme subtropische und kalte polare, Luftmassen werden demnach in den Tiefdruckwirbel eingezogen. Aus späteren Untersuchungen von Bjerknes und Solberg (1922) entwickelte sich eine detailliertere Beschreibung des Lebenszyklus von Zyklonen und die Polarfronttheorie der atmosphärischen Zirkulation, welche sich allerdings auf die Analyse von Bodenstationismeldungen beschränkte. Erst durch Untersuchungen über die vertikale Struktur der Atmosphäre lieferten eine verbesserte Beschreibung der Mechanismen, die zur außertropischen Tiefdruckbildung führen.

Folgende Beschreibungen stammen hauptsächlich aus Bott (2012) und Kurz (1990). Durch unterschiedliche solare Einstrahlung zwischen Nordpol und Äquator kommt es zu einem großen Temperaturgegensatz. Die Energiebilanz der Erdoberfläche gerät dadurch in ein thermisches Ungleichgewicht, welches nach einem Ausgleich bestrebt ist. Eine barokline Zone baut sich auf (Isobaren werden vertikal von Isothermen geschnitten (Abb. 2.1)) welche als Frontalzone bezeichnet wird. Die Frontalzone ist innerhalb der Troposphäre gewöhnlich zur kalten Luft geneigt, wobei die Neigung umso flacher verläuft, je größer der Temperaturgradient ist. Gleichzeitig kommt es aufgrund des thermischen Winds zur Ausbildung eines Starkwindbands (Jet) unterhalb der Tropopause. Das entstandene Strömungsfeld in der oberen Troposphäre sorgt für Divergenz vorderseitig eines Trops in der Höhe, ein Massendefizit in der mittleren Troposphäre und folglich Konvergenz am Boden. Es kommt zur Zyklogenese mit der Ausbildung der Bodenfronten und ihren charakteristischen Wettererscheinungen. Die während der Frontogenese aufgebaute verfügbare potentielle Energie, wird durch Schwerpunktverlagerung aufgrund Hebung der leichteren Warmluft gegenüber der schwereren Kaltluft in kinetische Energie umgewandelt (Abb. 2.2). Durch Advektion warmer Luftmassen, diabatische Erwärmung und positive Vorticityadvektion mit der Höhe zunehmend kommt es zur großräumigen Hebung. Eine Gleichung, die die großräumige Verteilung von Vertikalbewegungen beschreibt, ist die Omegagleichung:

$$\left(\sigma \nabla^2 + f_0^2 \frac{\partial^2}{\partial p^2}\right) \omega = \underbrace{-f_0 \frac{\partial}{\partial p} [-\vec{v}_g \cdot \nabla_p (\zeta_g + f)]}_{(i)} \quad \underbrace{-\frac{R}{p} \nabla^2 [-\vec{v}_g \cdot \nabla_p T]}_{(ii)} \quad \underbrace{-\frac{R}{c_p p} \nabla^2 H}_{(iii)}. \quad [2.1]$$

Wobei σ der Stabilitätsparameter, f_0 der Coriolisparameter, p der Druck, ω die Vertikalgeschwindigkeit im p-System, \vec{v}_g der geostrophische Wind, ζ_g die relative geostrophische Vorticity, f der breitenabhängige Coriolisparameter, R die allgemeine Gaskonstante, T die Temperatur, c_p die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck und H die spezifische Änderung der Wärmeenergie.

Die Omegagleichung setzt sich zusammen aus den bereits genannten Antrieben: (i) differentielle Vorticityadvektion, (ii) Temperaturadvektion und (iii) diabatischen Prozessen. Es kommt zur Hebung bei (i) vertikal zunehmender positiver Vorticityadvektion, (ii) im Bereich maximierter Warmluftadvektion und (iii) maximaler adiabatischer Erwärmung. Zu Absinken kommt es bei (i) vertikal zunehmender negativer Vorticityadvektion, (ii) im Bereich maximierter Kaltluftadvektion und (iii) maximaler adiabatischer Abkühlung. So kommt es vorderseitig eines Trops zu Hebungsprozessen und

rückseitig zu Absinken. Die Bildung und Verlagerung der Bodenzyklone wird hierdurch bestimmt, da es im Bereich der Hebung zu bodennahem Druckfall kommt.

Im Herbst verlagert sich der Polarjet weiter nach Süden, dadurch nimmt der Einfluss der Trog- und Rückenstrukturen im Mittelmeerraum zu. Zu dieser Jahreszeit kommt es meist zu Langwellentrögen mit einer langen Verweildauer. Es kommt so zu länger anhaltenden Hebungsprozessen an einem Ort. Starkniederschläge sind die Folge.

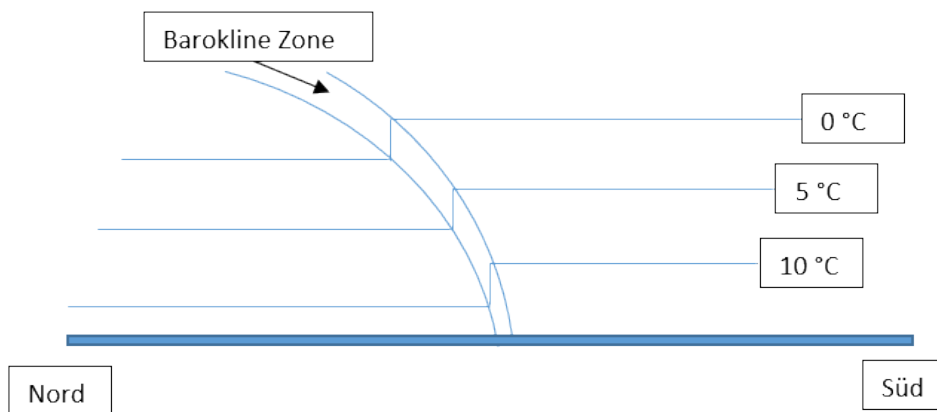


Abbildung 2.1: Schema der baroklinen Zone zweier aufeinandertreffender unterschiedlich temperierter Luftmassen.

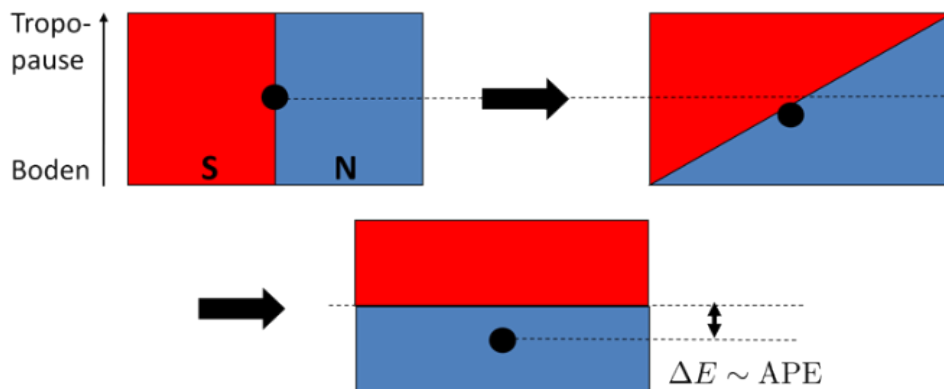


Abbildung 2.2: Schema der Energietransformation bei horizontal unterschiedlich temperierten Luftmassen. Warme Luft (rot) wird über kältere dichtere Luft (blau) gehoben. Dabei senkt sich der Schwerpunkt (schwarzer Punkt) des Systems und verfügbare potentielle Energie wird in kinetische umgewandelt (Kunz, 2012).

Skalenabhängigkeit der Niederschläge

Durch die Ausbildung der Warm- beziehungsweise Kaltfront, kommt es zu unterschiedlichen Niederschlagsformen. Großskalige Niederschläge treten in sich entwickelnden Tiefdruckgebieten vorderseitig und entlang der Warmfront sowie im Warmsektor auf. Die Betrachtung der Vorgänge folgt meist durch WCBs. Diese wurden 1973 erstmals von Harrold beschrieben (Harrold, 1973). Bei quasistationären Zyklonen sind diese auch mittels Trajektorien gut identifizierbar. Am Beispiel der Warmfront verläuft das WCB zunächst senkrecht zur Warmfront. Mit seinem Anfang im Warmsektor verlagert es sich unter Hebung Richtung Warmfront und überquert diese von der Rück- zur Vorderseite (Abb. 2.3, Kurz (1990)). Mehrerer Kriterien definierte Wernli (2013), die für ein WCB erfüllt sein müssen. Innerhalb von zwei Tagen soll eine Hebung größer 600 hPa, ein polwärtsgerichteter Transport größer 3 500 km und ein Freiwerden latenter Wärme von mehr als 20 K erfüllt sein. Diese Definition schränkt die ursprüngliche WCB-Definition stark ein. Kaum ein Fall während HyMeX würde demnach diese strenge Definition von Wernli erfüllen. Deshalb wird in dieser Arbeit zur Identifikation großräumiger Hebung lediglich das Kriterium einer Hebung von größer 600 hPa angewendet.

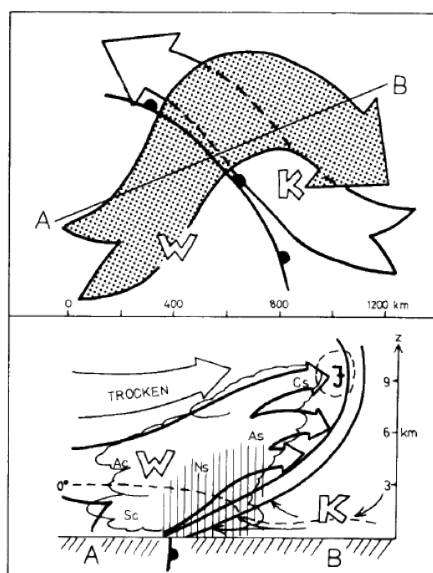


Abbildung 2.3: Schema einer Warmfront. Oben Verlauf des WCB (gerastert); unten Vertikalschnitt durch die Warmfront (Kurz, 1990).

Kleinskalige Niederschläge stehen meist in Verbindung mit Kaltfronten, können aber auch abseits großskaliger Hebungsprozesse auftreten. Sie sind eher lokal und von kurzer Dauer. Sie unterscheiden sich in ihrer Intensität wesentlich von großskaligen häufig

advektiven Niederschlägen. Differenziert wird zwischen freier und erzwungener Konvektion. Wobei hierin nochmal unterschieden wird in flache (Cumulusbildung) und hochreichende (Cumulonimbusbildung) Konvektion. Beispiele für erzwungene Konvektion ist die Hebung an Bergen oder Gebirgszügen und durch Konvergenz bodennahe Luftmassen. Freie Konvektion tritt dann auf, wenn sich eine bodennahe Luft soweit aufheizt, dass die konvektive Hemmung (CIN) abgebaut wird und das Luftpaket adiabatisch bis zur Wolkenobergrenze gehoben werden kann (Markowski und Richardson, 2011).

Großskalige Hebungsantriebe vorderseitig von Langwellentrögen, die zu langanhaltenden Niederschlägen führen, werden von den Vorhersagemodellen gut wiedergegeben. Während Wettervorhersagemodelle mit einer Gitterweite von mehr als 7 km die Konvektion parametrisieren, kann sie von konvektionsauflösenden Modellen direkt auch als Lösung der Modellgleichungen berechnet werden. Allerdings haben auch konvektionsauflösende Modelle Probleme, Gewitter räumlich und zeitlich gut wiederzugeben. Meist treten Mischformen von beiden Niederschlagsarten auf. Nach Doswell III (1987) ist Konvektion eingebettet in großskaliger Hebung die häufigste Erscheinungsform von Konvektion. Dies zeigt auch die Übersicht in Kapitel 3. Modelle haben genau hier Probleme. So gibt es unverstandene Interaktionen, die zur Abschwächung oder Verstärkung des prognostizierten Niederschlags führen können.

2.2 Wetter und Klima im Mittelmeerraum

Im Herbst und Winter verschiebt sich die Polarfront und der Jet häufig weit nach Süden. Das Mittelmeer wird in dieser Zeit zusehens von Trögen und starken Niederschlägen beeinflusst. In den Sommermonaten ist das Mittelmeerklima trocken und warm. Dies entspricht der Definition eines csb-Klimas nach Köppen et al. (1930). Hinsichtlich des westlichen Mittelmeers, welches sich von 5°W bis 16°O und von 35°N bis 43°N erstreckt und von Europa (Italien, Frankreich, Spanien) und Afrika (Marokko, Algerien, Tunesien) umgeben ist, können jahreszeitlich sich ändernde regionale Wetter- und Klimabedingungen zu unterschiedlicher Ausprägung von Zyklonen führen. So erreichen die Wasseroberflächentemperaturen Mitte August ihr Maximum mit gemittelten 27 °C über das gesamte Mittelmeer (ingv.it, 2014). Durch Verlagerung des Jets nach Süden kommt es zu vermehrten Vorstößen kalter Luft in den Mittelmeerraum. Über dem warmen Mittelmeer kommt es daher vornehmlich in den Herbst- und Wintermonaten zu kräftigen Niederschlägen. Diese sind im Herbst von September bis November insbe-

sondere geprägt durch „lower tropospheric cyclones“. Sie bilden sich durch großskalige Hebungsmechanismen vorderseitig weit nach Süden reichender Langwellentröge und sorgen zum Beispiel durch Anströmen eines Gebirges für starke lokale Niederschläge, welche zu Überflutungen, Hangrutschungen und Sturzfluten führen können. Im Winter von Dezember bis Februar sind die Zyklonen eher stark ausgeprägt, weisen einen tiefen Kerndruck auf und sind an schnell wandernde Kurzwellentröge gekoppelt. Dabei bilden sich diese rasch und passieren mit einer südwestlichen Grundströmung das westliche Mittelmeer meist innerhalb eines Tages. Es kommt hier vor allem durch starke Stürme und Überflutungen im Küstenbereich zu Schäden (Drobinski et al., 2008).

Die „lower tropospheric cyclones“ entstehen eher in schwachen Grundströmungen und können zu sogenannten „High Impact Weather“ Systemen (HIWs), also Wettersysteme mit großen Folgewirkungen, führen. Wirkungen bezüglich verursachtem Schaden, besonders durch vorausgehenden starken Niederschlagsereignissen (Heavy Precipitation Events (HPEs)).

Die Vorhersagbarkeit solcher HPEs durch Wettervorhersagemodelle ist nach wie vor recht schlecht, aufgrund der Beteiligung von sehr kleinskaligen Prozessen und deren nicht-linearen Interaktionen mit großskaligen Abläufen (Drobinski et al., 2008). Das bedeutet zum Beispiel, dass Konvektion innerhalb großskaliger Hebung stattfindet. Ein Phänomen, das im Mittelmeerraum auftritt und ein großes Problem für Wettermodelle darstellt. Großflächige Niederschläge werden in der Regel gut wiedergegeben.

Die höchste Auftretenswahrscheinlichkeit an Zyklonen tritt weltweit in der Mittelmeerregion vor allem im Winter auf (Petterssen, 1956). Die Region rund um Genua hat sich in diversen klimatologischen Untersuchungen (z. B. Alpert et al. (1990) und Trigo und Davies (1999)) als Herd für Zyklonen herausgestellt. An zweiter Stelle folgt sodann der Löwengolf (Jansa, 1986). Der südfranzösische Raum ist häufig von HPEs betroffen. Diesbezüglich untersuchte Ricard et al. (2012) die monatliche Auftretenswahrscheinlichkeit von HPEs im südfranzösischen Raum (Abb. 2.4). Es zeigt sich ein Maximum von HPEs mit über 150 mm d^{-1} zwischen September und Dezember.

Bezüglich klimatologischen Veränderungen gilt das Mittelmeer neben Nordosteuropa als einer von zwei Brennpunkten bezüglich interannualer Variabilität (Giorgi, 2006). Die Temperaturen und Dürren werden demnach stark in Raum und Zeit zunehmen. Auch eine Zunahme des Auftretens von Überflutungen ist möglich.

Überflutungen und deren Folgen stellen weltweit nach wie vor auch im Jahr 2012 mit 49,4% den größten Prozentsatz an Naturkatastrophen. Ein ähnliches Bild zeigt sich bei der Betrachtung der durch hydrologische Ereignisse betroffenen Personen. Dies waren im Jahr 2012 weltweit 51,9% aller Betroffenen durch Naturkatastrophen (Abb. 2.5

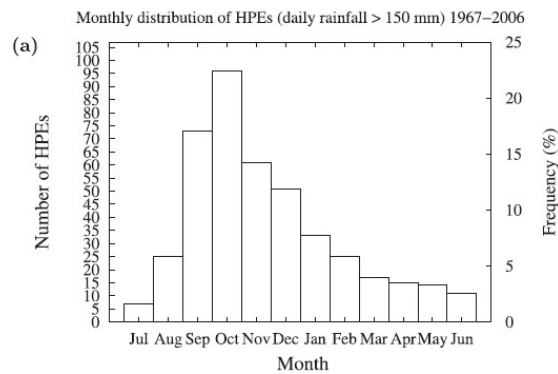


Abbildung 2.4: Monatliche Verteilung der Anzahl der Tage mit HPEs über 150 mm d^{-1} . Der Untersuchungszeitraum beinhaltet die Jahre 1967 bis 2006 (Ricard et al., 2012).

(a)). Durch hydrologische Ereignisse getötete Menschen machen 42,2% aller Getöteter durch Naturkatastrophen aus (Guha-Sapir, 2013). 100 000 waren allein in Europa 2012 durch Überflutungen betroffen, was allerdings nur etwa einem Drittel des dekadischen Mittels von 2002 bis 2011 entspricht (Guha-Sapir, 2013). Nach einer Untersuchung des Zentrums für Forschung zur Epidemiologie von Katastrophen¹ stellen Überflutungen in Europa die größte Schadensumme. Insgesamt lässt sich ebenfalls eine Zunahme der hydrologischen Ereignisse seit 1980 erkennen, wie eine Graphik der Münchner Rückversicherungs-Gesellschaft² zeigt (Abb. 2.5 (b)). All dies zeigt die Wichtigkeit, die Vorhersagbarkeit von Starkniederschlagsereignissen zu verbessern (Leaning und Guha-Sapir, 2013). Diesbezüglich sind als ein erster Schritt Studien zum Erhalt eines besseren Prozessverständnis von starkniederschlags erzeugenden Vorgängen durchzuführen und deren Besonderheiten im Mittelmeerraum zu charakterisieren.

2.3 Methode der Trajektorienanalyse

Den Weg eines individuellen Luftpakets in Abhängigkeit von meteorologischen Größen kann mittels Trajektorienanalyse berechnet werden. Bereits Shaw (1903) erkannte anhand der Untersuchung eines Wintersturmereignisses die Wichtigkeit der Unterscheidung zwischen dem Weg eines Luftpakets innerhalb einer Zyklone (Trajektorie) und dem zurückgelegten Weg der Zyklone. Im Unterschied zu den meisten Wettervorhersagemodellen, die den Zustand der Atmosphäre zu einem bestimmten Zeitpunkt in Vorhersagekarten beschreiben (Eulersche Betrachtung), bedienen sich die Trajektorienmodelle der Lagrangeschen Betrachtungsweise. Die zeitliche Entwicklung der atmo-

¹<http://www.emdat.be/natural-disasters-trends>

²<https://www.munichre.com/>

sphärischen Zustandsgrößen entlang des Weges eines einzelnen Luftpakets steht hier im Vordergrund. Trajektorienberechnungen fanden am IMK bereits statt (u. a. Čampa (2013) und Ehmann (2012)).

2.3.1 Funktionsweise Lagranto

Lagranto basiert auf Shell-Skripten und wurde von Wernli an der Johannes Gutenberg-Universität Mainz zur Berechnung von Vorwärts- bzw. Rückwärtstrajektorien entwickelt (Wernli und Davies, 1997). Lagranto berechnet diese Trajektorien auf Lagrange'sche Art, das heißt, es wird ein Luftpartikel im Zeitverlauf verfolgt. Demgegenüber stehen die für die Trajektorienberechnung verwendeten Modelldaten, welche zu jedem Berechnungsschritt ein Gesamtbild des Atmosphärenzustands durch die Zustandsparameter an jedem einzelnen Gitterpunkt geben. Mit der Methode der Trajektorienberechnung werden also aus Eulerschen Modelldaten Lagrangesche Bewegungsmuster abgeleitet.

Zur Trajektorienberechnung müssen entsprechende Modelldaten im für Lagranto notwendigen netCDF-Format vorliegen. Zum Programmaufruf von Lagranto müssen Start- und Endzeitpunkt, Startgebiet und -höhe der Trajektorien sowie verschiedene Auswahlkriterien festgelegt werden. Die Auswahlkriterien umfassen unter anderem auch, welche meteorologische Größen entlang der Trajektorien mitberechnet werden sollen. Zur Verfügung stehen in den sogenannten P (primary) und S (secondary) Dateien die Größen Druck, spezifische Feuchte, relative Feuchte, dreidimensionaler Wind und Temperatur. Hier sind die Windkomponenten, die Temperatur und der Druck direkt aus der Modellausgabe zu erhalten. Andere Größen, die diagnostisch aus den P-Dateien berechnet werden können, sind in den S-Dateien zusammengefasst.

Lagranto besteht aus mehreren Unterprogrammen. Zum Beispiel werden zunächst zu einem Startzeitpunkt die Trajektorienstartpunkte in einem ebenfalls festzulegenden Startgebiet bestimmt. Das Startgebiet umfasst Längen- und Breitengradangaben sowie die gewünschten Drucklevel, auf denen die Trajektorien gestartet werden sollen. In einem nächsten Programmschritt werden die Trajektorien im ausgewählten Zeitraum für alle erfassten Gitterpunkte berechnet. Auf die Art der Berechnung wird im nächsten Abschnitt 2.3.2 detailliert eingegangen. Nachdem die Trajektorien in Raum und Zeit berechnet sind, werden die gewünschten meteorologischen Größen auf diese Positionen interpoliert. In einem letzten Schritt werden dann Auswahlkriterien getroffen, die die Anzahl der berechneten beziehungsweise dargestellten Trajektorien begrenzen und die Blicke auf die zu untersuchenden Strömungsmuster lenken sollen. Für den westlichen

Mittelmeerraum von 5°W bis 15°O und 35°N bis 45°N ergeben sich 12 800 Datenpunkte für ein Level des IFS-Modells mit einer Maschenweite von 0,125° x 0,125°. Auswahlkriterien wären beispielsweise horizontale oder vertikale Wegstrecke; die Distanz zum Startpunkt; ein Überwinden oder Unterschreiten eines definierten Schwellenwerts oder eine Kombination mehrerer Kriterien. Diese können grundsätzlich auf alle berechneten Größen angewandt werden. Für diese Arbeit ist als geeignetes Kriterium eine Auswahl nach überwindener Höhe sinnvoll, weil sich die Niederschlagsereignisse in Abhängigkeit von Vertikalbewegung und Vertikalgeschwindigkeit der Luftmassen ausbilden. Dazu wird ein minimal zu überwindender Hektopaskalwert festgelegt. Danach werden alle Trajektorien ausgewählt, die vom Anfangspunkt bis zum Endpunkt mindestens einmal diesen Wert überstiegen. Zweckmäßig sind hier 600 hPa zu wählen. Dies entspricht auch der gängigen Definition von Warm Conveyor Belts (Wernli, 2013). Außerdem sei erwähnt, dass in allen Untersuchungen die Undurchlässigkeit des Bodens berücksichtigt wird. Das bedeutet, dass Trajektorien, die in den Boden treten würden (Druck > Bodendruck), 10 hPa gehoben werden und weiter dem Trajektorienensemble erhalten bleiben (Wernli und Davies, 1997).

2.3.2 Trajektorienberechnung Lagranto

Folgende Beschreibung ist angelehnt an Wernli und Davies (1997), Wernli (2007) und Wernli (2014). Die Grundidee dieser Berechnung stammt aus Pettersen (1956). Die Trajektorien werden mittels einer semi-lagrangischen Iteration (Kalnay, 2003) berechnet (Abb. 2.6). Ausgehend von einem Punkt des gleichmäßigen Modellgitters \vec{x} wird mit dem Wind $\vec{u}(\vec{x}, t)$, der diesem Gitterpunkt aufgeprägt ist, ein Zeitschritt Δt in die Zukunft gerechnet,

$$\vec{x}^* = \vec{x} + \vec{u}(\vec{x}, t) \cdot \Delta t. \quad [2.2]$$

Dieser Zeitschritt Δt beträgt etwa ein Zehntel des Ausgabeintervalls des vorliegenden Modells $\Delta t_{\text{Ausgabe}}$ und ist damit konsistent mit den Anforderungen von Seibert (1993) zur Schrittweite der Trajektorienberechnung. In dieser Arbeit ist $\Delta t_{\text{Ausgabe}} = 1$ Stunde und $\Delta t = 6$ Minuten. Dem dadurch errechneten Punkt \vec{x}^* wird der dort herrschende Wind $\vec{u}(\vec{x}^*, t + \Delta t)$ durch bilineare Interpolation aus den umliegenden Modellgitterpunkten bestimmt und dient dann als Berechnungshilfe des mittleren Winds \vec{u}^* entlang der Trajektorie von \vec{x} nach \vec{x}^* ,

$$\vec{u}^* = \frac{1}{2} [\vec{u}(\vec{x}, t) + \vec{u}(\vec{x}^*, t + \Delta t)]. \quad [2.3]$$

Mit diesem Wind folgt durch Einsetzen in Gleichung (2.2) eine neue Endposition der Trajektorie. Diese Iteration wird analog 3 mal fortgeführt, wobei jeweils der gemittelte Wind \bar{u}^* zwischen dem ursprünglichen Punkt \bar{x} und dem Zeitpunkt der letzten Iteration \bar{x}^* benutzt wird. Danach wird die Iteration abgebrochen, weil bei den meisten Windverhältnissen das Ergebnis dann zufriedenstellend ist. Durch verringern des Zeitintervalls Δt beziehungsweise erhöhen der Iterationsschritte verbessert sich die Trajektorienberechnung und kommt immer näher an die Realität. Allerdings ist dies auch mit höherem Rechenaufwand verbunden.

Trajektorieninterpretation Lagranto

Zur Veranschaulichung der Trajektorien wird die Lagranto-Ausgabe in ein MatLab³-Plot-Programm übergeben. Dabei müssen noch die Druckwerte in die entsprechende Höhe übertragen werden. Diese Berechnung erfolgt mithilfe der barometrische Höhenformel. Wobei jeweils die Temperatur- und Feuchtwerte der jeweils nächsten Modellenebene herangezogen wurden. Schwierigkeiten und Probleme bei der Interpretation von Trajektorien treten bei der Betrachtung der zeitlichen Abfolge von Bewegungsvorgängen auf, wenn zum Beispiel Trajektorien nach ihrer Initialisierung zu unterschiedlichen Zeiten an einem bestimmten Ort ankommen, sind diese nur schwer voneinander zu trennen. Eine Lösung des Problems wird in den Fallstudien in Kapitel 3 gezeigt. Werden die Trajektorien in niedrigen Höhen gestartet, sodass die Geländehöhe oberhalb des angegebenen Startniveaus der Trajektorien liegt, können dort keine Trajektorien initialisiert werden. Sind sie aber gestartet und würden rechnerisch ins Gelände eintreten, so können diese Trajektorien um 10 hPa gehoben werden und gehören physikalisch sinnvoller Weise weiter dem Trajektorienbündel an. Außerdem ist es wichtig, die Trajektorien im zeitlichen Verlauf der sich ändernden meteorologischen Variablen zu sehen und nicht eine einzelne Wetterkarte zur Interpretation heranzuziehen. In Abbildung 2.7 ist beispielhaft ein Trajektorienbündel dargestellt, welches vom Boden bis zur Tropopause spiralförmig gehoben wird. In Farbe ist die spezifische Feuchte in $g\ kg^{-1}$ abgebildet, grau stellt die Höhe der Orographie in m dar und die schwarzen Linien veranschaulichen die x-y-Position des Luftpartikels in der Höhe.

³<http://www.mathworks.de/products/matlab/>

2.4 Datengrundlage und Modelle

Projektbeschreibung HyMeX

Aufgrund der zentralen Rolle des Mittelmeerwasserkreislaufs für das regionale Wetter und Klima und einiger Unzulänglichkeiten bei der Vorhersage des Niederschlags soll während der Untersuchung des hydrologischen Kreislaufs im Mittelmeergebiet (HyMeX (HYdrological cycle in the Mediterranean EXperiment)) von 2010 bis 2020 über mehrere Messphasen hinweg ein neuer aktueller Satz an Messdaten mit hoher zeitlicher sowie räumlicher Auflösung gewonnen werden, um Wechselwirkungen zwischen Atmosphäre, Meer- und Landoberfläche besser zu quantifizieren. Meteorologische, ozeanographische, hydrologische oder klimatologische Fragen werden in fünf Arbeitsgruppen (Abb. 2.8) untersucht. Ein besonderes Interesse wird auf High-Impact Weather (HIW) events und deren regionale Auswirkungen gelegt (Drobinski et al., 2008).

Im September 2010 begann der operationelle Betrieb von HyMeX mit dem langzeitlichen Untersuchungszeitraum (Long-term Observation Period (LOP)) (Drobinski et al., 2008).

Fünf Arbeitsgruppen (Working Groups (WG)) sind am Projekt mit unterschiedlichen Aufgabengebieten beteiligt. Die vorliegende Arbeit fällt in den Bereich von WG3 (Starkniederschläge und Sturzfluten) und behandelt im Großen vier wissenschaftliche Fragen. Was sind die Charakteristiken von hydrometeorologischen Ereignissen im Mittelmeerraum? Welche Prozesse bestimmen Starkregenereignisse und wie kann deren Vorhersagbarkeit verbessert werden? Wie kann die Vorhersagbarkeit des hydrologischen Kreislaufs im Bereich des westlichen Mittelmeers verbessert werden und wie entwickeln sich extreme hydrometeorologische Ereignisse unter zukünftigen Klimaverhältnissen im 21. Jahrhundert (Richard, 2008). Beteiligt am Projekt sind Frankreich, Italien, Deutschland, Griechenland, Kroatien, Spanien, Marokko, Zypern und die USA.

Geplant sind mehrere miteinander verzahnte Messzeiträume. Der langzeitliche Untersuchungszeitraum umfasst den gesamten operationellen Teil von HyMeX, das heißt von 2010 bis 2020. Dieser ist unterteilt in zwei erweiterte Untersuchungszeiträume (Enhanced Observation Periods (EOPs)) und diese sind unterteilt in mehrere Sonderuntersuchungszeiträume (Special Observation Periods (SOPs)) mit unterschiedlichen Untersuchungsgebieten und Zielen (Abb. 2.9). In der ersten Phase der EOP soll der Blick auf meteorologische, in der zweiten Phase auf hydrologische Aspekte gelenkt werden. Dabei werden die Untersuchungsgebiete das westliche und östliche Mittelmeer sein.

Die Daten der vorliegenden Arbeit stammen aus SOP1. Dieser Sonderuntersuchungs-

zeitraum fand vom 5. September bis 6. November 2012 statt. Der Fokus lag hier auf Starkniederschlägen und Sturzfluten sowie der Untersuchung des Ozeanzustands vor der Bildung dichten Wassers („dense water formation“) im westlichen Mittelmeerraum. Innerhalb der SOPs wurden sogenannte intensive Untersuchungszeiträume (Intensive Observation Period (IOP)) festgelegt. Die Entscheidung darüber wurde vom HyMeX-Operationszentrum (HyMeX Operation Centre (HOC)) gefällt. IOPs wurden bei prognostizierten Starkniederschlagsereignissen (Heavy Precipitation Events (HPEs)), bei orographisch induzierten Niederschlägen (Shallow Orographic Precipitations (ORPs), Sturzflutereignissen (Flash-Flooding Events (FFE)) oder auch bei Starkwindereignissen (Strong Wind Events (SWEs)) ohne auffällige Niederschlagssummen angesetzt (Ricard, 2012). Letztere werden in dieser Arbeit nicht betrachtet. Das Hauptaugenmerk wurde auf HPEs gelegt.

Datengrundlage

Zur Beschaffung eines synoptischen Überblicks (Abschnitt 3.1) über den gesamten IMK-HyMeX-Messzeitraum werden Radar- und Satellitendaten visuell erfasst, subjektiv ausgewertet und mit Niederschlagsdaten von Bodenstationen verglichen. Als Datengrundlage dient die HyMeX-Datenbank⁴. Sie liefert für diese Arbeit vor allem Niederschlagsbilder des HyMeX-Radarverbunds und Satellitendaten von EUMETSAT⁵ (The European Organisation for Meteorological Satellites). Einige Daten liegen erst ab offiziellem Messbeginn der SOP am 5. September vor. Messungen des IMK fanden bereits seit dem 15. August 2012 statt.

Die untersuchten Fallbeispiele werden zunächst synoptisch detailliert beschrieben, dabei kommen zusätzlich Bodenstationsdaten aus dem HyMeX-Messverbund zum Einsatz. Bei der Interpretation der Trajektorien werden außerdem Radiosondenaufstiege in Betracht gezogen. Diese liegen ebenfalls auf der HyMeX-Datenbank zur Verfügung oder werden von der Universität von Wyoming⁶ besorgt.

Verwendete Modelle

Zur Berechnung der Feuchtetransportpfade werden IFS-Modellvorhersagen (integrated Forecasting System (Barros et al., 1995)) des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersagen in Reading⁷ (EZMW) herangezogen. Diese liegen in einer räum-

⁴<http://sop.hymex.org/>

⁵<http://www.eumetsat.int/website/home/index.html>

⁶<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>

⁷<http://www.ecmwf.int>

lichen Auflösung von $0,125^\circ \times 0,125^\circ$ (in Mittleren Breiten etwa 10 km bis 15 km) und einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde vor. Das Modell deckt die gesamte Nordhemisphäre ab. Aus diesem Grund wird zur Begrenzung der Datenmenge das Modellgebiet dem jeweiligen Untersuchungsgebiet angepasst. Zusätzlich werden nur die als notwendig erachteten Variablen ausgewählt und der Zeitraum auf die zwei Intensivmesszeiträume IOP 8 vom 28. September bis 29. September 2012 und IOP 19 vom 3. November bis 5. November 2012 begrenzt. Die enthaltenen meteorologischen Variablen sind die Temperatur T , relative Feuchte RH , spezifische Feuchte q , der Druck p und der dreikomponentige Windvektor (u, v, ω) auf 91 Modellebenen (1013,25 hPa bis 0 hPa) sowie der Bodendruck PS . Bei der Auswahl des Zeitraums muss auf eine ausreichende Datenmenge von etwa zwei bis drei Tagen vor und nach dem Event geachtet werden. Die besorgten Modellvorhersagen setzen sich aus den zwischen 6 UTC und 18 UTC herausgegriffenen stündlichen Vorhersagen eines um 0 UTC gestarteten Vorhersagelaufs und den zwischen 18 UTC und 6 UTC Vorhersagen eines um 12 UTC gestarteten Vorhersagelaufs zusammen. Es werden also jeweils um 0 UTC und 12 UTC Modellläufe gestartet. Nach Sicherstellung der Vermeidung von Einschwingproblemen des Modells, werden nach jeweils 6 Stunden die Vorhersagen der darauffolgenden 12 Stunden herausgegriffen und zusammengesetzt.

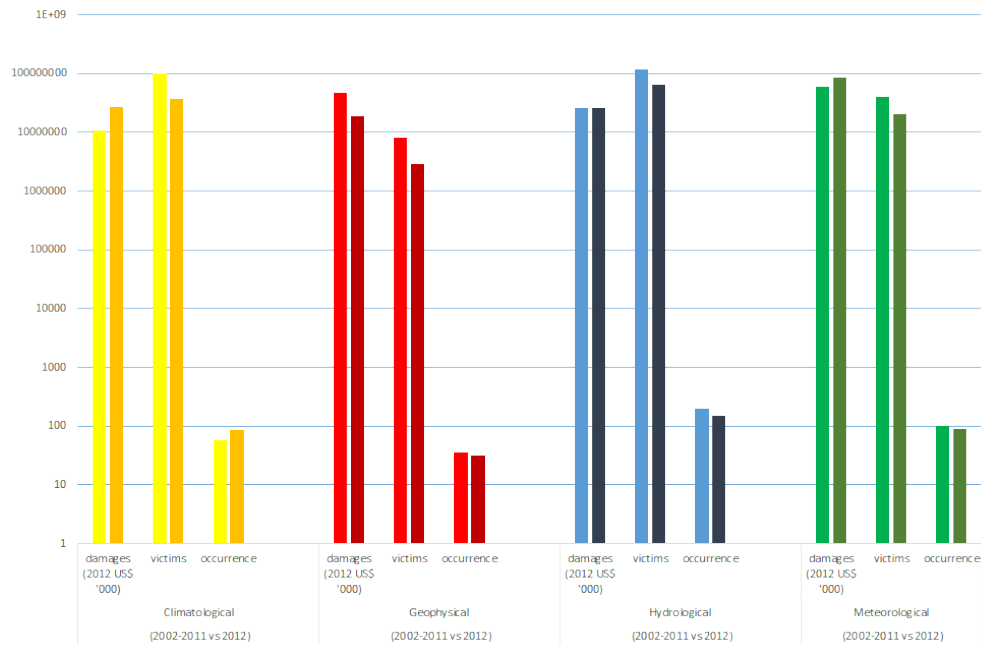
In der weitergehenden Interpretation der Ergebnisse der Trajektorienrechnung, werden - der Begrenzung der Variablen geschuldet - weitere Modelldaten herangezogen, was unweigerlich zu Differenzen bei der Detailbetrachtung führt. Diese Differenzen können aufgrund unterschiedlicher Modellalgorithmen und unterschiedlicher Gitterweite auftreten. Die zusätzlichen Modelldaten dienen der Interpretation der gegenwärtigen Synoptik im zeitlichen Verlauf beider Fallstudien. Ausgewertet werden Analysen des Globalen Vorhersagesystems (Global Forecast System⁸ (GFS)) der National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) (Kanamitsu, 1989) mit einer räumlichen Auflösung von $0,5^\circ \times 0,5^\circ$, welche in den Mittleren Breiten etwa 40 km bis 50 km entspricht. Vorhersagen des AROME⁹-WMED (Fourrié et al., 2013), welches eine spezielle Version des Modells AROME (Application of Research to Operations at Mesoscale (Seity et al., 2011)) vom CNRM (Centre National de Recherches Météorologiques (Nationales Zentrum für meteorologische Forschung)) darstellt, werden zur Beschreibung der Synoptik im westlichen Mittelmeerraum verwendet. Sie liegen in einer Auflösung von 2,5 km vor. Ein weiteres Modell ist das mesoskalige nicht-hydrostatische Modell (mesoscale non-hydrostatic model (MESO-NH¹⁰)) mit einer räumlichen Auflösung von eben-

⁸<http://www.emc.ncep.noaa.gov/index.php?branch=GFS>

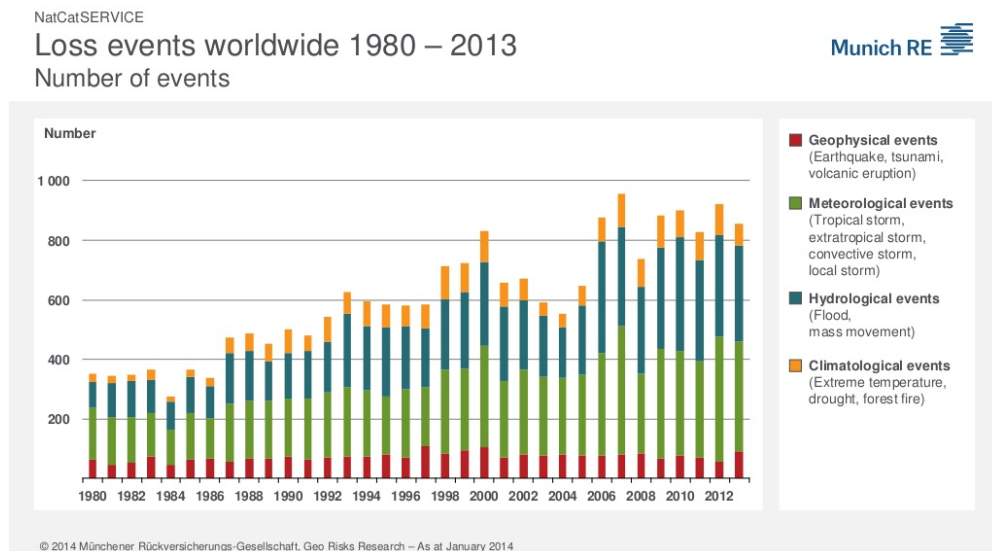
⁹<http://www.cnrm.meteo.fr/arome/>

¹⁰<http://mesonh.aero.obs-mip.fr/mesonh410>

falls 2,5 km. Das Modell BOLAM ($\Delta x = 0,07^\circ$) von Institut für Umweltschutz und -forschung (ISPRA) steht für Bologna Limited Area Model und wurde ebenfalls in die synoptischen Betrachtungen einbezogen.



(a)



(b)

Abbildung 2.5: (a) Weltweite Naturkatastrophen aufgeteilt in vier Hauptkategorien (klimatologische, geophysikalische, hydrologische und meteorologische Ereignisse) und jeweils drei Unterkategorien (Schadenssummen in kUS\$ pro Jahr, betroffene Personen pro Jahr, Fälle pro Jahr). Der erste Balken pro Gruppe entspricht dem zehnjährigen Mittel von 2002 bis 2011, der zweite Balken repräsentiert die Statistik des Jahres 2012 (Guha-Sapir, 2013).

(b) Weltweite Schadenereignisse von 1980 bis 2013 aufgeteilt in vier Kategorien. Die hydrologischen Ereignisse nehmen demnach tendenziell zu und nehmen Platz zwei in der Rangliste ein (Munich RE; Haemmerle, 2014).

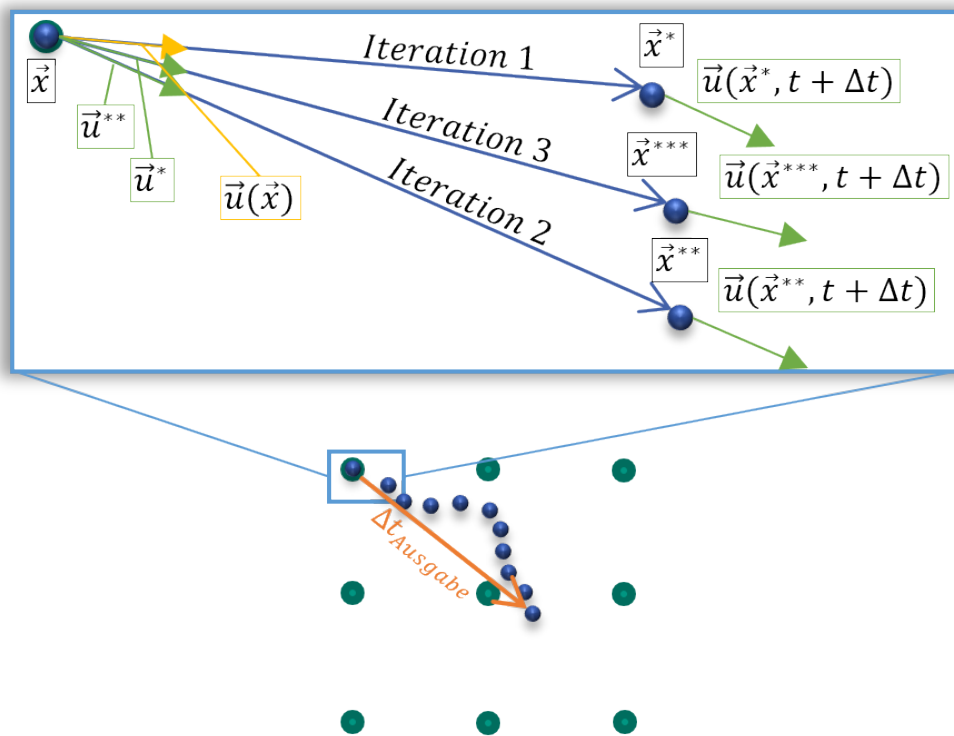


Abbildung 2.6: Dargestellt ist das Schema der Trajektorienberechnung mittels Lagran-to (nach Wernli und Davies (1997)). Der untere Bildabschnitt stellt das Modellgitter (grün gepunktet), die Trajektorienentwicklung einer ausgewählten Startposition (blaue Kugeln) innerhalb der zehn Iterationsschritte und die Trajektorie nach einem Zeitschritt $\Delta t_{Ausgabe}$ (orangener Pfeil) dar. Der obere Bildabschnitt ist ein vergrößerter Ausschnitt, in dem die detaillierte Iterationsmethode für die Berechnung eines Zeitschritts Δt veranschaulicht wird (Details siehe Text).

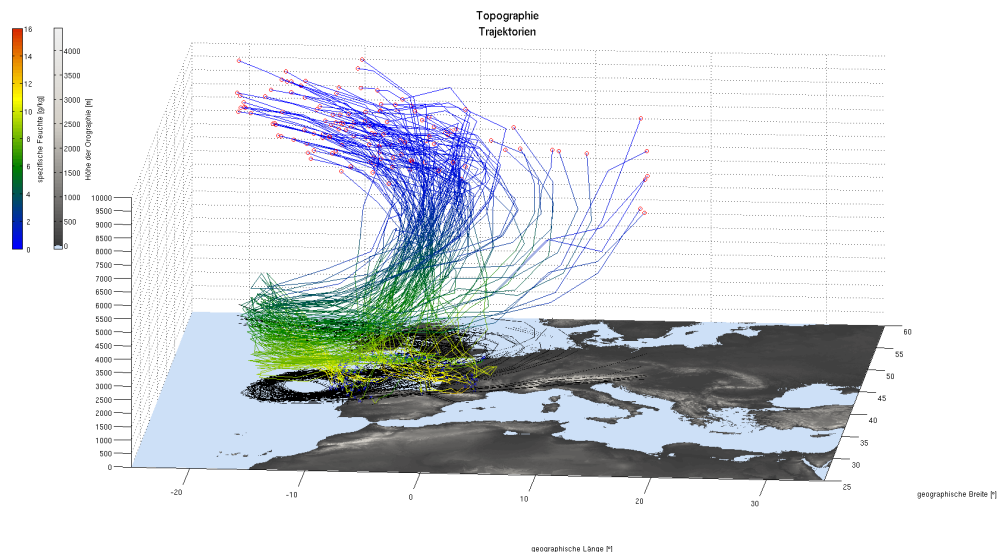


Abbildung 2.7: Beispiel vom am 23. September 2012 gestarteten Trajektorien (colortiert) über Orographie in m (grau). Eingefärbt sind die Trajektorien nach spezifischer Feuchte in $g\ kg^{-1}$. Die schwarzen Linien zeigen die x-y-Projektion auf $z = 0\ m$.

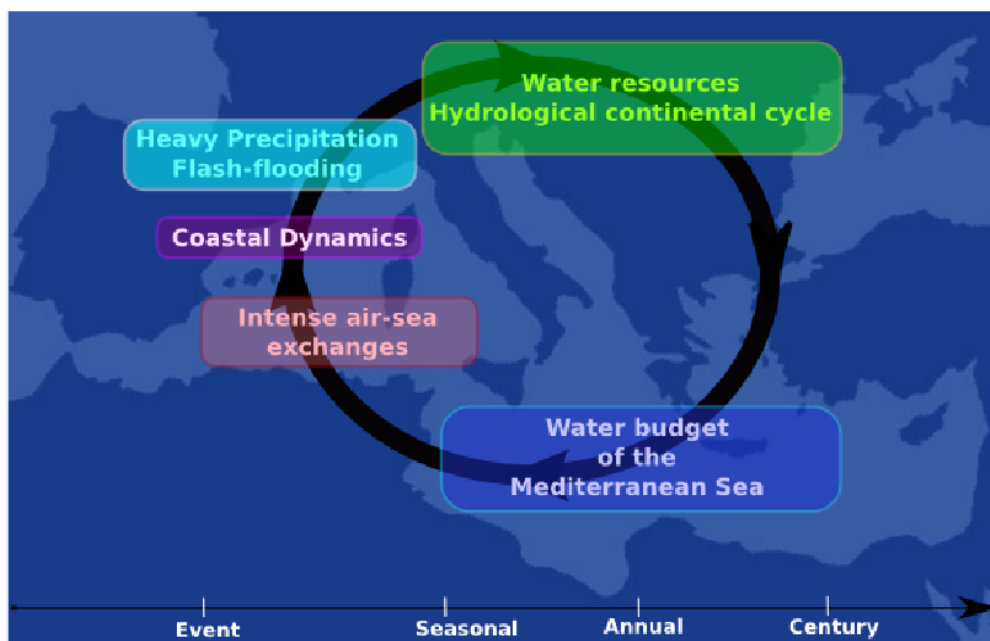


Abbildung 2.8: HyMeX-Arbeitsgruppen und Einordnung in die jeweilige dem Event zugehörige Zeitskala (Drobinski et al., 2008).

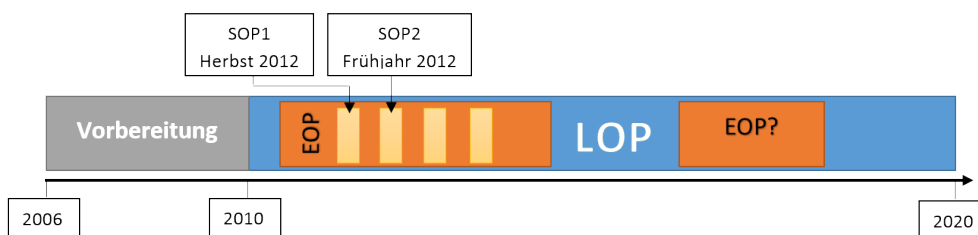


Abbildung 2.9: Zeitplan HyMeX. Gegliedert in Vorbereitung und die LOP. Innerhalb der LOP sind EOPs und innerhalb derer wiederum SOPs definiert.

3. Analyse und Ergebnisse

In diesem Kapitel wird zunächst ein Überblick der Niederschlagsereignisse über den gesamten SOP1-Zeitraum vom 5. September bis 6. November 2012 gegeben. Danach werden zwei hinsichtlich ihrer synoptischen Ausgangslage unterschiedliche Fallbeispiele (IOP 8 und IOP 19) mittels Trajektorienrechnung detailliert untersucht. Es werden zur Untersuchung die in Abschnitt 2.3 beschriebenen Hilfsmittel zur Berechnung von Vorwärts- beziehungsweise Rückwärtstrajektorien verwendet. Zuletzt wird ein Vergleich des Trajektorienverlaufs mittels statistischer Methoden beider IOPs vorgenommen.

3.1 Übersicht über HyMeX

Dieser Abschnitt bezieht sich auf Tabelle A.1 im Anhang. Um einen Überblick über den gesamten IMK-Messzeitraum (15. August bis 12. Oktober 2012) zu erhalten, sind zunächst Radarbilder des HyMeX-Radarverbunds herangezogen worden, um zu sehen wo und wann es zu Niederschlägen kam. Dies brachte zusammen mit Satellitenbildern bereits eine erste Einschätzung über die Art der Niederschlagsauslösung, ob konvektiv geprägt oder durch großskalige Hebung und/oder Advektion ausgelöst. Die Lage der Gebirge ermöglicht die Identifizierung von Niederschlagsgebieten durch orographische Hebung. Bodendruckanalysen und 500 hPa Geopotentialverteilungen festigten diese Vermutungen oder ergänzen sie zum Beispiel durch Informationen über die Position eines Troges oder Bodentiefs, woraus Erkenntnisse über die Strömungsverhältnisse abzuleiten sind. Die Lage der Drucksysteme wird dann zur Festlegung der Startgebiete der Trajektorien und zu Vorabüberlegungen der Bewegungsrichtung der Luftpakete verwendet. Dabei zeigt Tabelle A.1 nur eine Kurzfassung der gesamten Übersicht. So sind beispielsweise die Tage ohne Niederschläge herausgenommen. In der ersten Spalte von links ist die IOP aufgetragen, wobei nicht jedes Niederschlagsereignis während einer IOP stattfand. Andere IOPs, wie zum Beispiel IOP 9 und IOP 17, tauchen

zwar in der Übersicht auf, zeichnen sich allerdings nicht durch Niederschlagsereignisse aus. In den nächsten Spalten folgt eine Auflistung unterschiedlicher Mittelmeerregionen. Zusammengefasst zeigen die Spalten 3 bis 12 primär in welchen Regionen die Niederschläge an den besagten Tagen auftraten und sekundär in welcher zeitlichen Abfolge die Niederschlagsereignisse auftraten. Zieht beispielsweise eine Front von Frankreich übers Mittelmeer Richtung Korsika, so würde Frankreich mit einer Eins belegt, der Löwengolf mit einer Zwei und Korsika mit der Drei. Bei etwa gleichzeitig auftretenden Ereignissen bekommen alle dieselbe Kennung. In der Ereigniszusammenfassung sind die Niederschlagsgebiete nur mit einem Kreuz gekennzeichnet. In der nächsten Spalte werden konvektive von advektiven und orographischen Niederschlägen unterschieden. Dabei ist eine deutliche Trennung oftmals nicht möglich. Rund 30% (19 von 64 Tagen) der Fälle mit Niederschlägen im westlichen Mittelmeerraum zeigen sowohl advektive als auch konvektive Anteile. Etwa 38% (24 von 64 Tagen) waren nur konvektiver und gerade mal 14% (9 von 64 Tagen) rein advektiver Natur. Bei mindestens 28% aller Tage mit Niederschlag spielt die Orographie eine wesentliche Rolle. Insgesamt sind vier Niederschlagsereignisse mit über 100 mm binnen 24 Stunden mittels Satellitendaten (Tropical Rainfall Measuring Mission¹ (TRMM)) festzustellen (zweite Spalte von rechts). Dazu muss gesagt werden, dass TRMM-Daten in den Wintermonaten für Europa bei geringen Niederschlagssummen meist eine relative mediale Standardabweichung von 100% bis 150% und bei Niederschlagssummen über 50 mm immer noch von 50% haben (Tian und Peters-Lidard, 2010). Die Kerndrucke der eventuell aufgetretenen Tiefdruckgebiete sind in der letzten Spalte der Tabelle eingetragen. Die Druckwerte sind dann eingetragen, wenn die Niederschläge in Verbindung mit einem im Bodendruckfeld erkennbarem Tief standen. Bei der Ereigniszusammenfassung, steht der geringste Druckwert repräsentativ für das gesamte Ereignis.

Tendenziell stieg die Häufigkeit der Niederschläge über den gesamten Zeitraum mit fortschreitender Jahreszeit an. Dies bestätigt auch eine Vielzahl an Klimatologien z. B. von Homar et al. (2007), Homar et al. (2006) von Starkniederschlägen im Mittelmeerraum. Auch die Intensität der Niederschläge nahm, wie die verstärkte Tiefdruckbildung mit tiefem Kerndruck, im Mittelmeerraum zu. Das Resultat der Zunahme der Niederschlagsintensität spiegelt Untersuchungen von Homar et al. (2010) wider. Im Beobachtungszeitraum von 1995 bis 2003 zeigte Campins et al. (2006) eine sukzessive mittlere Zunahme von tiefen Druckgebilden zwischen Herbst und Frühjahr im Mittelmeerraum. Die Sichtung der Wetterlagen legte nahe, zwei Detailstudien zu Starkniederschlagsereignissen mit unterschiedlicher Natur durchzuführen, mit dem Ziel die Charakteristika

¹<http://trmm.gsfc.nasa.gov/>

der Niederschlagsmuster von Zyklonen im Mittelmeerraum zu erkennen. Hierfür wurden IOP 8, ein konvektiv geprägtes Ereignis, und IOP 19, ein eher advektiv geprägtes Fallbeispiel mit konvektiven Einlagerungen und späterer orographischer Hebung am Apennin, ausgewählt. IOP 8 wurde am IMK bereits von Raff (2013) hinsichtlich anderer Aspekte untersucht. IOP 19 ist ebenfalls Bestandteil aktueller Forschung des IMK beispielsweise von Čampa (2013). Die Ergebnisse der Untersuchungen der hier vorliegenden Arbeit folgen in den nächsten zwei Abschnitten (3.2 und 3.3).

3.2 Fallstudie kleinskaliger Hebung

Die IOP 8 vom 28. September bis 29. September 2012 stellt einen Fall mit bodennaher Windkonvergenz und daraus resultierender Hebung dar, wie er typisch für den spanischen Raum im Spätsommer ist. Die Hebung führte zur Auslösung von Konvektion. Niederschlagssummen über 200 mm d^{-1} wurden beobachtet. In Andalusien und Murcia sorgten die Niederschläge durch Überschwemmungen für 120 Millionen Euro Sachschaden. Elf Menschen kamen ums Leben. Ein Tornado wurde in Gandia (Region Valencía) registriert (HyMeX, 2012).

3.2.1 Synoptische Analyse

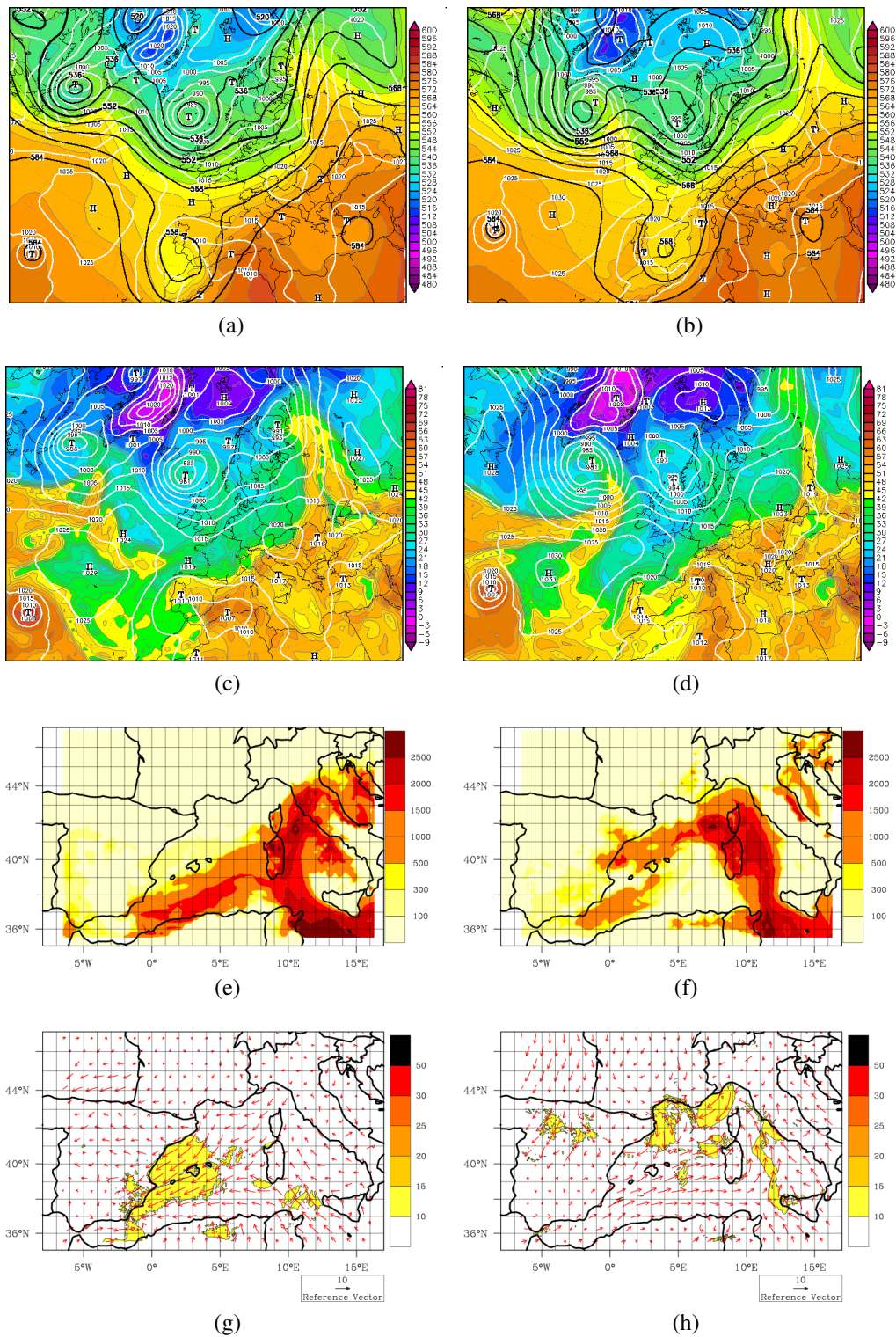


Abbildung 3.1: (a) und (b) GFS-Analysen: 500 hPa Geopotential in gdam (schwarze Linien), Bodendruck in hPa (weiße Linien) und relative Topographie 500-1000 hPa in gdam (coloriert); (c) und (d) GFS-Analysen: 850 hPa pseudopotenitielle Temperatur in $^{\circ}\text{C}$ (coloriert) und Bodendruck (weiße Linien); (e) und (f) MESO-NH-Vorhersagen: CAPE in J kg^{-1} (coloriert); (g) und (h) MESO-NH-Vorhersagen: 10-m-Mittelwind in m s^{-1} (coloriert und rote Pfeile). Linke Spalte zum Zeitpunkt 28. September 2012 um 12 UTC; rechte Spalte 24 Stunden später.

Bereits am 25. September 2012 etablierte sich ein Langwellentrog westlich des europäischen Festlands über dem Nordostatlantik. Von diesem begann sich zum 27. September ein abgeschlossenes Höhentief vor der Westküste Portugals abzuschließen. Um 18 UTC des 27. September ist dieses vollständig abgeschlüsselt und tritt mit einem korrespondierenden Bodentief in Erscheinung, welches zunächst noch vorderseitig des Langwellentroges liegt (ohne Abb., wetter3.de, 2014). Am 28. September um 12 UTC liegt das Höhentief über dem südlichen bis südwestlichen Teil der Iberischen Halbinsel kurz vor der Meerenge von Gibraltar (Abb. 3.1 (a)). Die Schichtung wird durch Zufuhr feuchtwarmer Luftmassen in Bodennähe zusehends labiler. Dies ist am Verlauf der pseudopotentiellen Temperatur in 850 hPa ersichtlich (Abb. 3.1 (c)). Es stellt sich eine trockenstabile aber feuchtlabile Luftschichtung ein, welche anhand von Radiosondenaufstiegen sichtbar wird (ohne Abb., weather.uwyo.edu, 2014). Teilweise tritt sogar eine trockenlabile (überadiabatische) Schichtung auf. Neben der Temperatur nimmt außerdem die Feuchte mit steigender Höhe stark ab. Es wird hier von potentieller Instabilität gesprochen. Dieses Phänomen tritt häufig in maritimen und subtropischen oder tropischen Luftmassen auf, die aufgrund ihrer hohen Temperaturen viel Wasserdampf aufnehmen können (DWD, 2014). Über dem Mittelmeer und dem betrachteten Atlantikabschnitt lagen die spezifischen Feuchten bodennah bei etwa 14 g kg^{-1} . Die Wassertemperatur betrug rund $25 \text{ }^\circ\text{C}$ in Nähe der Balearen (ohne Abb., AROME-WMED, 2014). Die niedrigsten Wasseroberflächentemperaturen sind zum Zeitpunkt 28. September 0 UTC im Löwengolf, aufgrund des Einflusses des Mistral, und bei Gibraltar mit knapp $21 \text{ }^\circ\text{C}$ vorzufinden. Setzt in dieser Situation großskalige Hebung ein, bewirkt dies, dass sich die tieferen, feuchten Luftschichten nach Kondensation des Wasserdampfes aufgrund der freiwerdenden latenten Wärmeenergie weniger stark als höhere, trockenere Luftschichten abkühlen. Die Schichtung wird zusehends labilisiert (DWD, 2014). So auch in diesem Fall. Vorderseitig des abgeschlossenen Höhentiefs kommt es Richtung Osten durch Warmluftadvektion zu großskaliger Hebung. Zur Auslösung von Konvektion benötigt es allerdings noch einen Auslösemechanismus. Dieser ist durch bodennahe Windkonvergenz gegeben, welche sich im weiteren Verlauf weiter Richtung Nordosten entlang der spanischen Ostküste auch über das Wasser verlagert (Abb. 3.1 (g) und (h)). In diesem Bereich kommt es zu erzwungener Hebung feuchtwarmer Luft und in der Folge zur Auslösung von Konvektion. Die Vertikalbewegung nimmt bei einer CAPE von 500 J kg^{-1} bis 2000 J kg^{-1} südöstlich von Spanien (Abb. 3.1 (e)) stark zu und kann große Cumulonimben und mesoskalige konvektive Systeme (MCSs) auslösen. Die konvergenten Luftmassen am 28. September südlich von Spanien stammen bodennah aus dem zentralen bis nördlichen Mittelmeer und vom Golf von Cádiz (Abb.

3.1 (g)). Bei etwa 850 hPa ist eine starke Warmluftadvektion aus dem nordafrikanischen in den südspanischen Raum zu sehen. In diesem Fall kommt es zusätzlich zu den bereits genannten Hebungsmechanismen zu einer weiteren erzwungenen Form der Hebung. Die Betische Kordillere, auch Andalusisches Faltengebirge genannt, spielt hier eine zentrale Rolle. Durch Anströmung dieser Erhebung aus südlicher Richtung werden die Luftmassen gehoben und lösen aufgrund geringer CAPE flache Konvektion aus. Im weiteren Zeitverlauf verlagert sich das Höhentief zusammen mit dem Bodentief und der Konvergenzzone entlang der spanischen Ostküste nach Nordosten. Das Bodentief befand sich dabei zu jedem Zeitpunkt zirka 100 km nordöstlich des Höhentiefs. Der Bereich der maximalen CAPE verlagert sich von der algerischen Küste über das zentrale westliche Mittelmeer an die Westküste Korsikas am 29. September um 12 UTC (Abb. 3.1 (f)). Dies erklärt auch das Auftreten der stärksten Konvektion in diesen Regionen. Nach Erreichen des Höhentiefs der Region um València kommt es am 29. September ab 12 UTC von der Südspitze Frankreichs bis zum Golf von València zur Auslösung von Konvektion durch Mistralunterstützung. Im nördlichen Teil kam es dazu durch Advektion aus dem Golf von Ligurien, im südlichen Teil durch bodentiefunterstützende Advektion aus Südwest (Abb. 3.1 (h)). An der südostspanischen Küste ist unterdessen kühlere trockene Luft aus Nordwesten eingeflossen, während an der südfranzösischen Küste noch hohe pseudopotentielle Temperaturen vorherrschen (3.1 (d)). Am 30. September verlor das Höhentief langsam an Dynamik. IOP 8 war damit beendet.

Die Vorhersage der mit dieser Entwicklung verbundenen Niederschlagsfelder war nicht zufriedenstellend (ohne Abb., AROME, 2014). Bei der räumlichen Lokalisierung des Bodentiefs und dessen weiterer Verlagerung liefen die Modelle IFS, GFS und ARP teilweise weit auseinander. So waren auch die Konvergenzonen nur schwer zu identifizieren. Radiosondenaufstiege waren für eine bessere Lokalisierung der Konvergenzlinie gut geeignet.

Wettererscheinungen

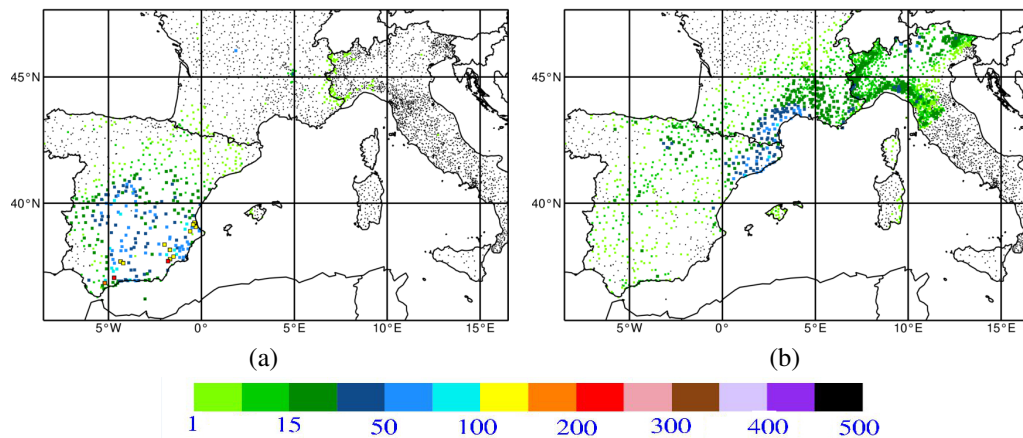


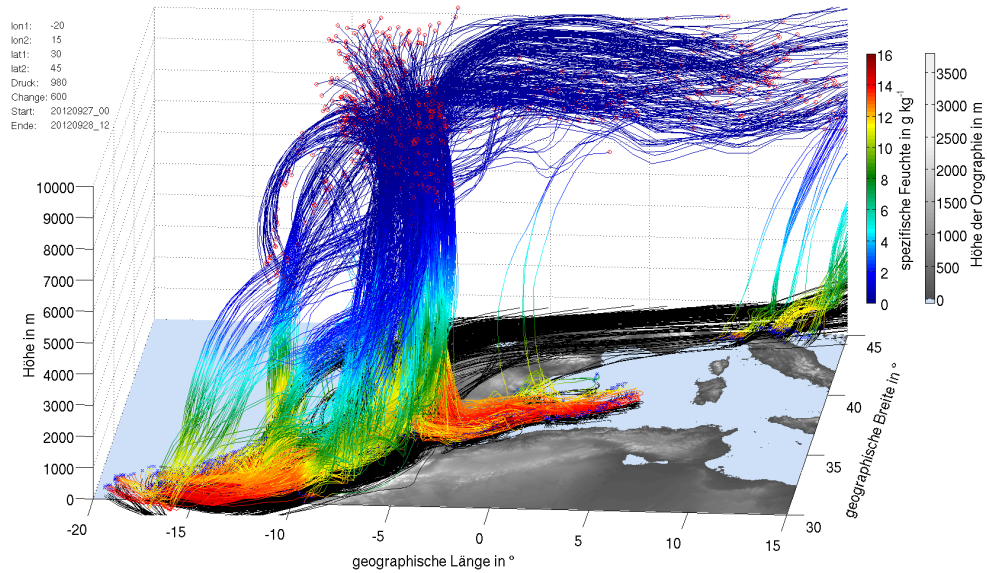
Abbildung 3.2: Beobachtungsdaten der 24-stündigen Niederschlagssummen in mm. Links beginnend am 28. September 2012; rechts beginnend am 29. September 2012.

In der Nacht zum 28. September kam es bereits zu ersten orographisch induzierten Niederschlägen auf dem Spanischen Festland im südlichen Teil Andalusiens zwischen Gibraltar und Málaga. Diese waren über mehrere Stunden hinweg quasi stationär und verlagerten sich nur zögerlich Richtung Osten. Ab 6 UTC kam es auch bei Almería zur Niederschlagsauslösung. Ab etwa 12 UTC kam es zur Bildung einer Gewitterlinie von Almería bis 200 km nach Osten auf das Mittelmeer, die zum späten Abend eine Linie von Teruel bis Palma de Mallorca erreichte und dann zerfiel. Der über die gesamte Luftsäule integrierte Wasserdampf betrug um 12 UTC über 50 mm im Südostküstenbereich Spaniens (ohne Abb., MESO-NH, 2014). Durch kontinuierliche Verdunstung vom Mittelmeer und Advektion feuchter Luftmassen kamen erhebliche Niederschlagssummen zustande. So wurden an Stationen rund um Murcia und Alicante des Öfteren mehr als 50 mm h^{-1} gemeldet. In der 24-stündigen Summe machte dies 200 mm bis 250 mm aus. Auch in der Nähe von Gibraltar waren diese Niederschlagsmaxima erreicht worden (Abb. 3.2 (a)). Niederschläge im zentralspanischen Raum waren stratiformer Natur und reichten bis knapp 100 mm. Die Beobachtung von Radar- und diverser Satellitenbilder bestätigte die bereits beschriebene quasi stationäre Bodenkonvergenz. In größeren Höhen zeigte sich eine starke Divergenz.

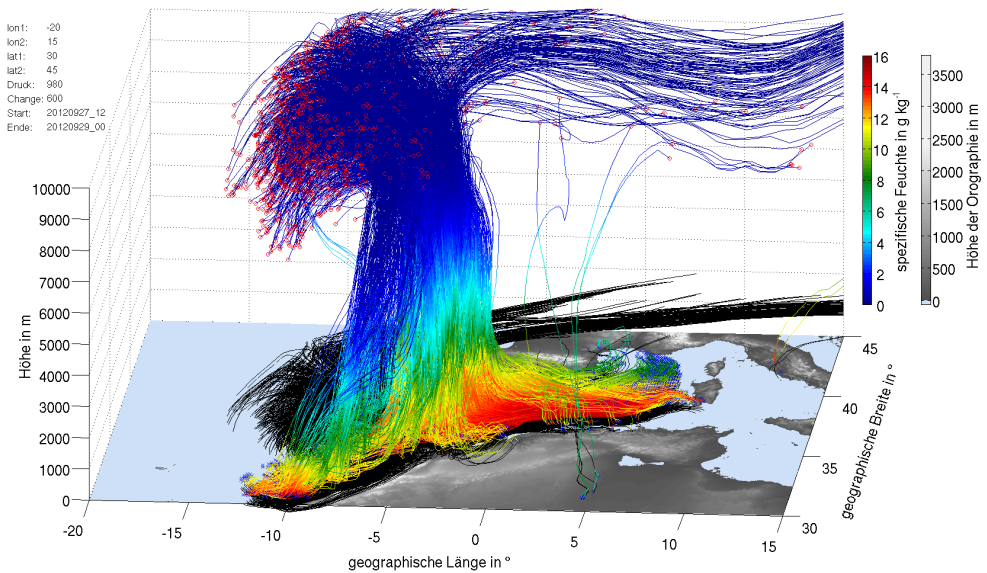
Am 29. September kam es zwischen 3 UTC und 4 UTC zu Niederschlägen über den Balearen. Der integrierte Wasserdampf erreichte erneut Spitzenwerte von 50 mm nord-nordöstlich der Balearen. Ab 4 UTC bildete sich eine Konvergenzlinie nördlich der Balearen. Aus dieser entwickelte sich bereits zum frühen Morgen ein neues MCS. Ma-

ximale Radarreflektivitäten von 64 dBZ waren über dem Mittelmeer zu sehen. Kurz nach 10 UTC kam es an der nordostspanischen und südfranzösischen Küste zu starken Niederschlägen mit Radarreflektivitäten um 50 dBZ. So kamen bis in die Nacht auch hier große Niederschlagsmengen von knapp 100 mm zustande.

3.2.2 Feuchtetransporte

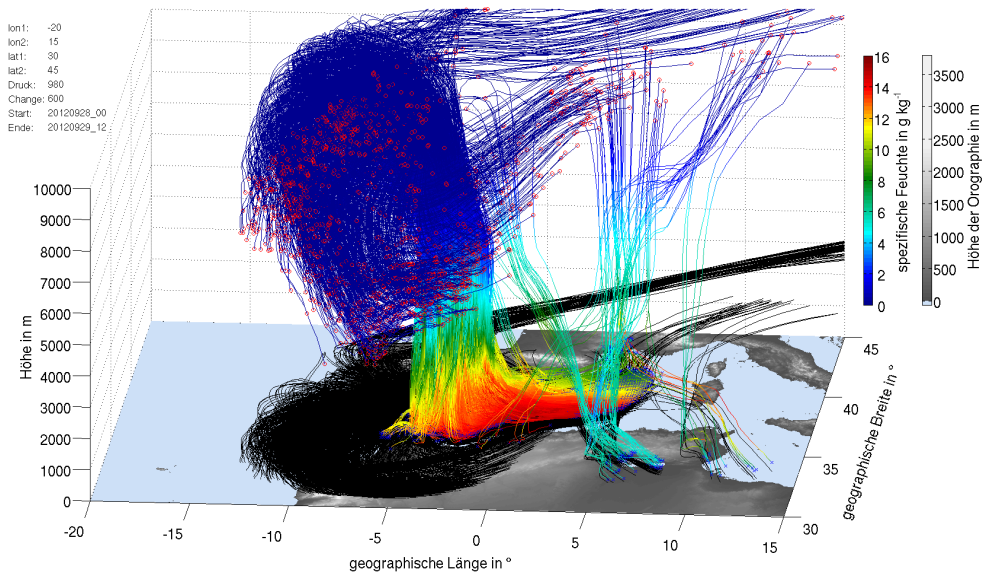


(a)

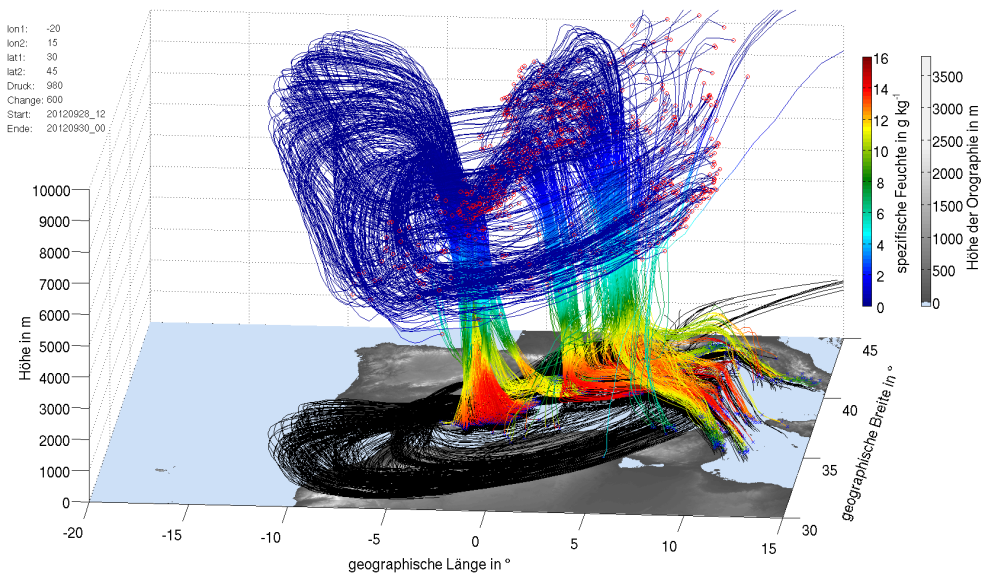


(b)

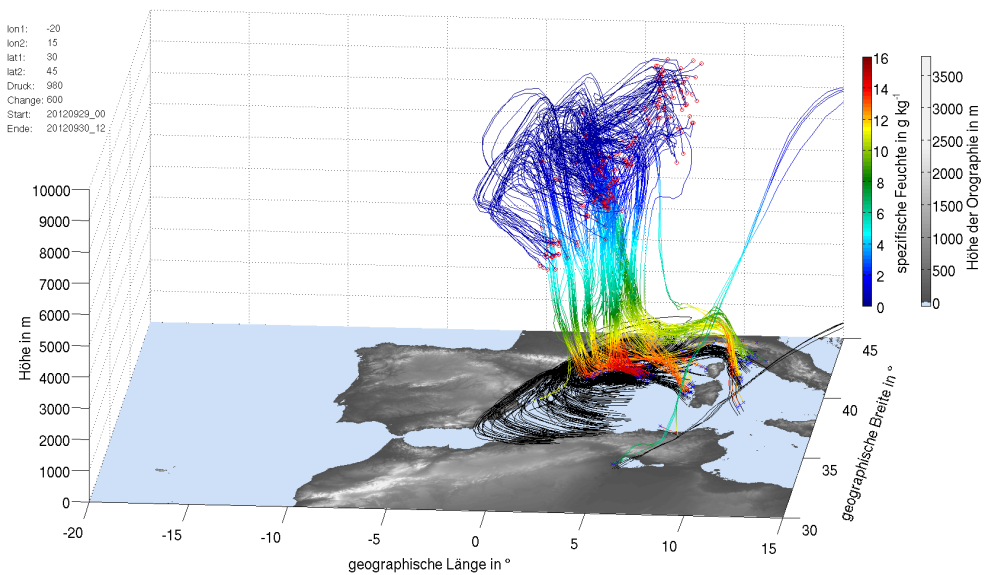
Abbildung 3.3: Vorwärtstrajektorien der spezifischen Feuchte in g kg^{-1} (coloriert) für jeweils 36 Stunden; x-y-Projektion der Trajektorien auf $z = 0 \text{ m}$ (schwarz) und Orographie in m (grau) zu unterschiedlichen Startzeitpunkten: (a) 27. September 2012, 0 UTC; (b) 27. September 2012, 12 UTC; (c) 28. September 2012, 0 UTC; (d) 28. September 2012, 12 UTC; (e) 29. September 2012, 0 UTC.



(c)



(d)



(e)

Die Trajektorien in Abbildung 3.3 sind alle auf 980 hPa in einem Startgebiet von 25°W bis 15°O und von 30°N bis 45°N gestartet. So werden die Bedingungen in Bodennähe repräsentiert, denen besondere Bedeutung bei der Betrachtung von Feuchtetransportpfaden zugesprochen werden müssen, weil hier die Anreicherung der Troposphäre mit Feuchte geschieht. Es werden Trajektorien dargestellt, die innerhalb der 36-stündigen Berechnungszeit einen Aufstieg von 600 hPa durchmachen. Damit erfüllen sie die Bedingung für ein WCB. Zur Veranschaulichung der sich ändernden Strömungsverhältnisse in Bodennähe zu Startzeitpunkten, die in der Bildfolge von (a) bis (e) jeweils zwölf Stunden auseinanderliegen, dient Abbildung 3.3. Zu sehen ist bei den Trajektorien, die am 27. September um 0 UTC gestartet sind, eine Komponente aus der Region südlich der Balearen und eine Komponente vom Atlantik. Diese laufen aufeinander zu und sorgen so für die Wind- und Feuchtekonvergenz in Bodennähe. Alle Trajektorien, die in Abbildung 3.3 zu sehen sind, konnten nicht an Stellen gestartet werden, die dem Modell zufolge ein Bodendruck unter 980 hPa aufwiesen. Das bedeutet, dass Trajektorien aus dem Landesinneren von Afrika und Spanien eher selten in Erscheinung treten, da dort die Orographiehöhe meist die zulässigen Druckwerte unterschreitet. Was wiederum die Diskrepanz zwischen der synoptischen Analyse in Unterabschnitt 3.2.1 und den hier dargestellten Trajektorien erklärt, welche keine Anteile aus Afrika enthalten. Beim Aufeinandertreffen werden die Trajektorien gezwungen aufzusteigen. Die Luftpakete verlieren rasch an Feuchte. Das ist das Resultat des Einsetzens von Kondensation sowie Konvektion. Diese sorgt, wie noch zu sehen sein wird, für eine Beschleunigung der Vertikalbewegung. Zum Ende des Aufstiegs in Tropopausenhöhe weisen die Trajektorien nur noch eine spezifische Feuchte von knapp über 0 g kg^{-1} gegenüber 13 g kg^{-1} bis 14 g kg^{-1} vor Beginn des Aufstiegs auf. Weiter ist an den Schattenlinien, also der x-y-Projektion der Trajektorien auf $z = 0 \text{ m}$, ersichtlich, wie die Trajektorien in der Höhe verlaufen. Zum Zeitpunkt (a) findet sich eine Vielzahl von Trajektorien, die vom Atlantik stammend eine antizyklonale Zugbahn gegen Ende des Aufstiegs einschlagen und sich von der Südspitze Spaniens über den Westen Spaniens, die Biskaya nach Südfrankreich weiter nach Osten fortbewegen. Sie verlaufen hier unter einem schwachen Höhenrücken. Es ist vorstellbar, dass diese Trajektorien eher für die stratiformen Niederschläge im Binnenland Spaniens verantwortlich sind, während die aus dem Mittelmeer stammenden Luftmassen mehr konvektive Niederschläge im Küstenbereich und über dem Meer brachten. Dies ist an den steil aufsteigenden Trajektorien über Südostspanien ersichtlich. Darüberhinaus könnten auch die Trajektorien, die, wie in der synoptischen Analyse zu erkennen, aus Afrika stammen, eher für eine flache orographische Hebung am Andalusischen Faltengebirge sorgen und ebenfalls für Nie-

derschläge in Zentralspanien verantwortlich sind. Zur Verifizierung müssten allerdings Trajektorien in beispielsweise 850 hPa gestartet werden.

Im weiteren Verlauf nimmt die Anzahl der Trajektorien vom Atlantik ab und die Konvergenzzone verlagert sich etwa entlang der spanischen Ostküste (Abb. 3.3 (b) bis (e)). Zum Zeitpunkt (b) und (c) ist die Abnahme der Trajektorien vom Atlantik deutlich gegenüber (a) zu erkennen. Gleichzeitig nimmt die Anzahl der Trajektorien, die 600 hPa binnen 24 Stunden zu einem beliebigen Zeitpunkt überwinden und aus dem Mittelmeer stammen, zu. Die Trajektorien haben jetzt teilweise ihren Ursprung im Löwengolf. Von dort aus nehmen sie auf ihrem südwestlichen Weg 8 g kg^{-1} bis 10 g kg^{-1} spezifische Feuchte auf. Die spezifische Feuchte liegt zu Beginn etwa bei 6 g kg^{-1} bis 8 g kg^{-1} und erreicht vor dem Aufstieg Werte um 15 g kg^{-1} . Diese Trajektorien schlagen beim Aufstieg eine nordwestliche Richtung mit etwa 170° ein. Danach beschreiben die meisten eine zyklonale Bahn und ändern ihre Richtung um 280° auf Nordost (Abb. 3.4 und 3.6 (d)).

Zum Zeitpunkt (d) sind im Bereich der Balearen immer noch Trajektorien sichtbar, welche jedoch eine geneigtere Bahn im Raum zu haben scheinen, was auf eine geringere vertikale beziehungsweise größere horizontale Geschwindigkeit hindeutet. Ihr Ursprung liegt im Umkreis von 100 km um das Aufstiegsgebiet, was auf eine geringe Grundströmung schließen lässt. Das Konvergenzgebiet liegt inzwischen etwa auf der Linie von Valencia nach Palma. Daneben formiert sich ein neues Konvergenzgebiet leicht nördöstlich der Balearen. Ob dies zum gleichen Zeitpunkt, wie in der synoptischen Analyse beschrieben, nämlich am 29. September um 12 UTC, übereinstimmt, müssen weitere Untersuchungen zeigen. Die Luftpakete, die zum Aufsteigen nördlich der Balearen gezwungen werden, stammen ursprünglich aus dem Golf von Tunis. Diese Erkenntnis wurde erst durch die Trajektorienrechnung möglich. Ein Vorteil gegenüber der klassischen Eulerischen Betrachtungsweise in üblichen Wetterkarten wird hier deutlich. Mit den hier gerechneten Trajektorien auf Lagrangesche Art wird die der Realität näher kommende tatsächliche Luftpartikelbewegung abgebildet, was bei Eulerscher Betrachtungsweise nur im Falle stationärer Strömung möglich wäre. Die in der synoptischen Übersicht beschriebene Gegenströmung aus dem Golf von Ligurien aufgrund des wirkenden Mistral, wird jedoch mit dieser Methode nicht sichtbar. Begründet liegt dies in einer Art Blockierung, insofern, dass die kühleren trockeneren und damit schwereren Luftmassen sich keilförmig unter die Warmluft schieben. So werden diese Trajektorien hier nicht sichtbar, da sie keine 600 hPa innerhalb 36 Stunden überwinden.

Die am 29. September um 0 UTC gestarteten Trajektorien (Abb. 3.3 (e)) weisen drei Ursprungsregionen auf. Eine stammt östlich von Korsika, eine zweite westlich Sardi-

niens und eine dritte aus dem zentralnördlichen Westmittelmeer. Alle drei Luftmassen erreichen die Region der Hebung auf unterschiedlichen Wegen. Dabei sind die Trajektorien aus dem zentralnördlichen Westmittelmeer mit rund 14 g kg^{-1} am meisten mit Feuchtigkeit angereichert. Danach zerfallen die Hebungsgebiete innerhalb weniger Stunden.

Im Folgenden werden Höhe, Windrichtung, horizontale sowie vertikale Windgeschwindigkeit und die Zeit, die seit dem Trajektorienstart vergangen ist, auf die Trajektorien geplottet. Zwei Trajektorienstartzeitpunkte werden hier detailliert beschrieben. Zunächst folgt der 27. September um 12 UTC, danach der 28. September ebenfalls um 12 UTC.

Jetzt werden die Details im Strömungsmuster sichtbar, die nur mithilfe von Lagrangeschen Trajektorien herausgearbeitet werden können. Allein durch Abbildung 3.4 (a) wird offensichtlich, dass sich die Konvergenzzone stationär verhält. Dies bestätigt die oft geringe Verlagerungsgeschwindigkeit solcher Konvergenzbereiche. Vom Atlantik und Mittelmeer strömen Luftpakete (Regionen A) bodennah aufeinander zu und werden nach etwa 6 Stunden gehoben. Es handelt sich um die teilweise verdeckten rot eingefärbten Trajektorien, welche durch einen roten Pfeil markiert sind (Abb. 3.4 (a)). Es kommt zur Auslösung der nächtlicher lokal kräftiger Hebung am Andalusischen Faltengebirge, übereinstimmend mit der synoptischen Übersicht ab 0 UTC am 28. September. Diese Trajektorien werden während und nach ihrem Anstieg bei Gibraltar weiter nach Nordwesten über Zentralspanien advehiert (Abb. 3.4 (d); orangener Pfeil). Stratiforme Niederschläge in Zentralspanien waren die Folge. Der Aufstieg auf etwa 7 000 m bis 9 000 m (ohne Abb.) erfolgte innerhalb 6 bis 12 Stunden (Abb. 3.4 (a); roter Pfeil). Ein klarer Hinweis auf flache orographische Hebung. Einige Stunden später erreichen die zum selben Zeitpunkt gestarteten Trajektorien aus dem Atlantik (Region B) das Konvergenzgebiet an ähnlicher Stelle (Abb. 3.4 (a)). Diese beschreiben eine ebenfalls antizyklonale Bahn, verlaufen allerdings weiter westlich über Portugal und Westspanien (Abb. 3.4 (a); blauer Pfeil). Die Trajektorien aus der Mittelmeerregion B kommen nach etwa 18 Stunden im Hebungsgebiet an (Abb. 3.4 (a)). Die bodennahe Grundströmung von 20 km h^{-1} bis 30 km h^{-1} ist in Abbildung 3.4 (b) zu sehen und ist relativ schwach. Weiter östlich des bisherigen Hebungsgebiets kommt es jetzt zur Hebung und Auslösung neuer Zellen (Abb. 3.4 (a); grüner Pfeil). Die Hebung verläuft innerhalb 2 bis 3 Stunden wesentlich rasanter. Auch das Erreichen von 10 000 m Höhe gibt bereits ein deutliches Bild von hochreichender Konvektion, wie sie auch auf Satellitenbildern zu sehen ist (Abb. 3.5).

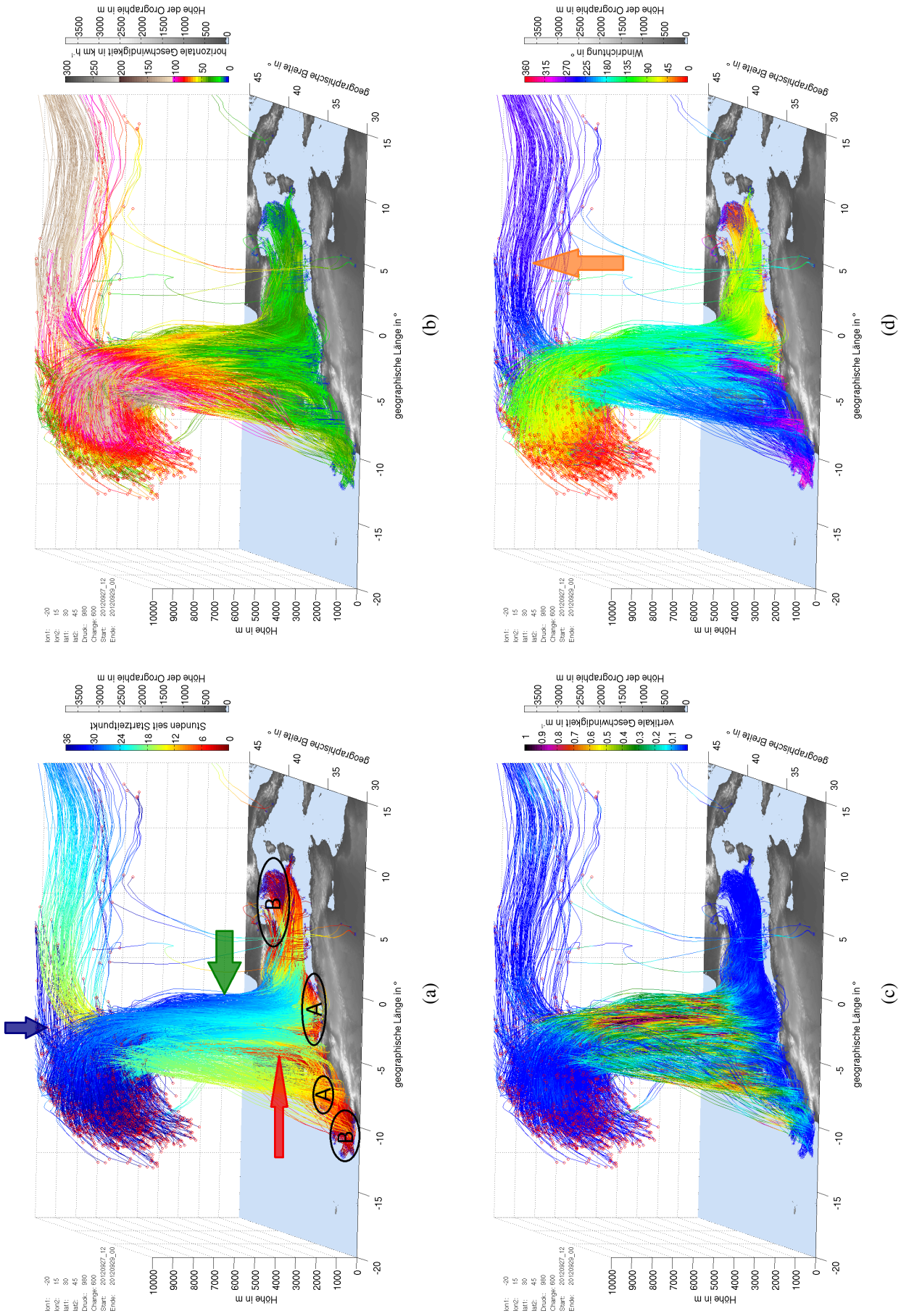


Abbildung 3.4: Vorwärtstrajektorien (coloriert) vom 27. September 2012, 12 UTC bis 29. September 2012, 0 UTC und Orographie in m (grau). (a) Stunden seit Startzeitpunkt; (b) horizontale Windgeschwindigkeit in km h^{-1} ; (c) vertikale Windgeschwindigkeit in km h^{-1} ; (d) Windrichtung in $^\circ$.

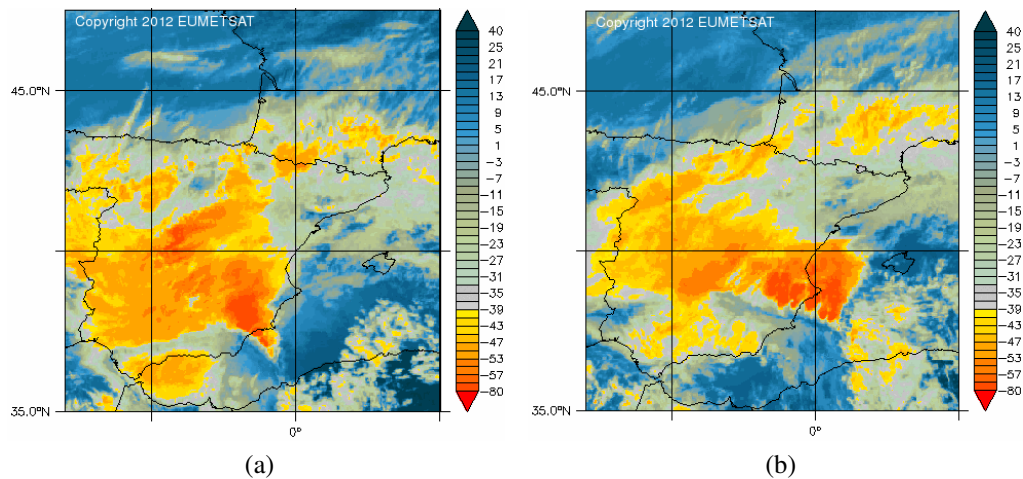


Abbildung 3.5: Satellitenbilder des EUMETSAT-CMS-IPSL der Strahlungstemperatur (Brightness Temperature) ($10,8 \mu\text{m}$) in $^{\circ}\text{C}$ (coloriert) vom (a) 28. September 2012 um 12 UTC und vom (b) 28. September 2012 um 15 UTC.

Die Vertikalgeschwindigkeit (Abb. 3.4 (c)) spricht ebenfalls für hochreichende Konvektion. Vertikalgeschwindigkeiten von über 1 m s^{-1} in Höhen von 500 hPa deuten auf freiwerdende CAPE hin. Die Trajektorien schwenken ab 7 000 m Höhe auf eine zyklonale Bahn als Ergebnis der sich geänderten Höhenströmung durch Heranrücken des abgeschnürten Höhentiefs ein. Das Aufstiegsgebiet um Murcia wird ebenfalls zeitlich und räumlich gut getroffen. Es muss jedoch darauf hingewiesen werden, dass die verfügbaren Daten zur Trajektorienberechnung Vorhersagen des IFS-Modells des EZMW sind. Der Trajektorienverlauf hängt somit von der Vorhersagegüte auf der entsprechenden Skala ab.

Die am 28. September um 12 UTC gestarteten 36-stündigen Vorwärtstrajektorien zeigen ebenfalls Luftpakete, die sich bereits zu Beginn oder 2 bis 3 Stunden nach ihrem Start im Aufstieg befinden und in Murcia große Niederschläge brachten. Die horizontalen Geschwindigkeiten (Abb. 3.6 (b)) sind jedoch tatsächlich, wie zuvor vermutet, wesentlich höher und liegen in Bodennähe teilweise schon bei über 50 km h^{-1} aus nordöstlicher Richtung (Abb. 3.6 (d)) und bei 40 km h^{-1} aus südöstlicher Richtung. In 1 000 m bis 2 000 m Höhe nimmt die horizontale Geschwindigkeit zu auf 80 km h^{-1} . Auch die Vertikalgeschwindigkeit übersteigt mancherorts die 1 m s^{-1} (Abb. 3.6 (c)). Die ablandige Windkomponente fehlt auch hier aufgrund des 980 hPa Niveaus auf denen die Trajektorien gestartet sind. Es muss genauer untersucht werden, ob diese nicht existent ist, das Auswahlkriterium von 600 hPa nicht erfüllt werden kann oder ob die Wahl des Startniveaus dafür verantwortlich ist. Wenige 10 km ins Landesinnere erstreckt sich bereits das Andalusische Faltengebirge, welches auch in diesem Fall als

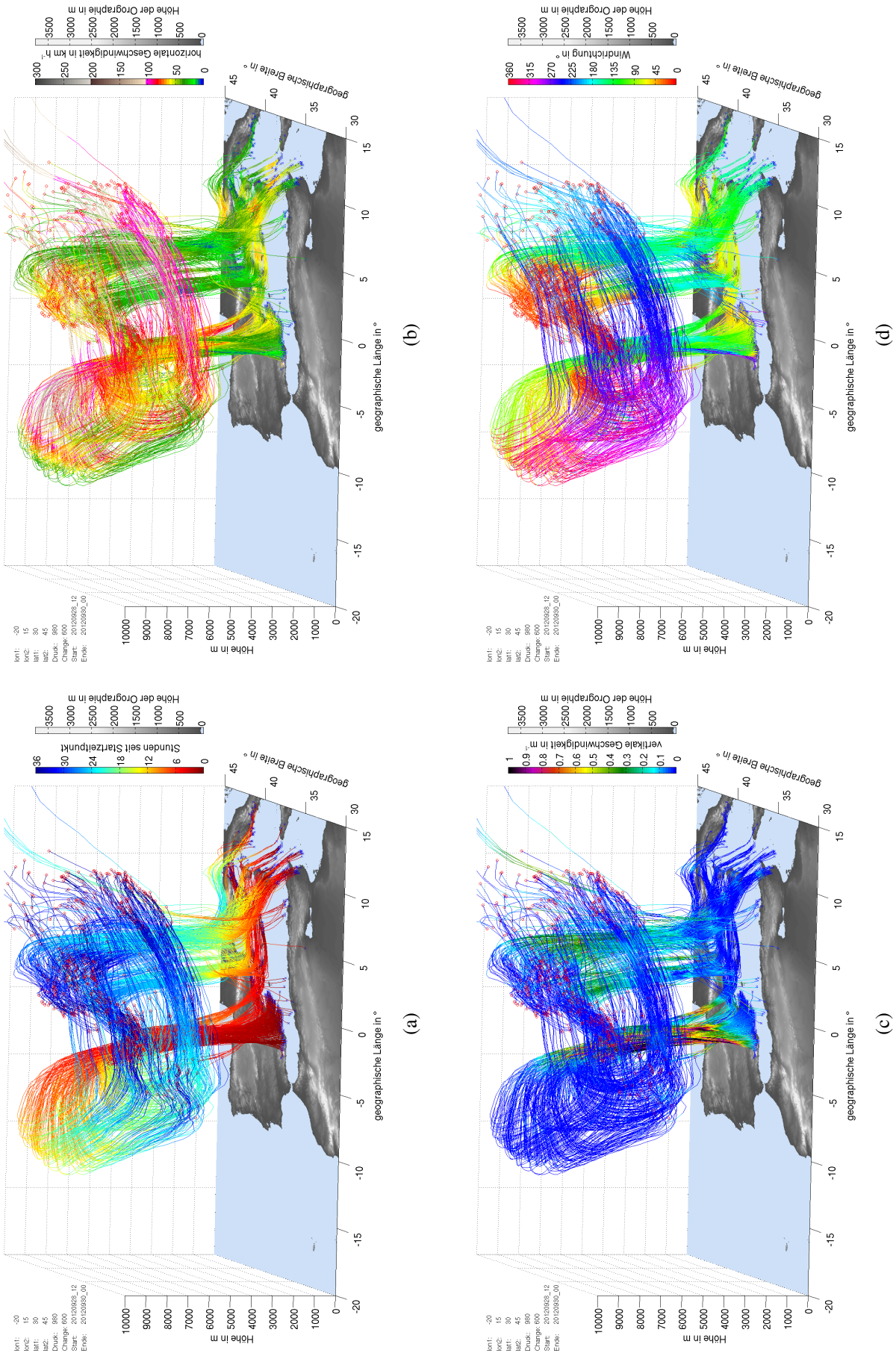


Abbildung 3.6: Vorwärtstrajektorien (coloriert) vom 28. September 2012, 12 UTC bis 30. September 2012, 0 UTC und Orographie in m (grau). (a) Stunden seit Startzeitpunkt; (b) horizontale Windgeschwindigkeit in km h^{-1} ; (c) vertikale Windgeschwindigkeit in m s^{-1} ; (d) Windrichtung in $^\circ$.

weiterer Hebungsmechanismus in Betracht gezogen werden muss. Auch ohne das Gebirge ist die Windkonvergenz in 980 hPa durch die konvergenten Trajektorien deutlich sichtbar. Die Trajektorien steigen bis in rund 9 000 m auf und schlagen dann ebenfalls wie zum vorher betrachteten Zeitpunkt (Abb. 3.4) eine zyklonale Zugbahn ein. Die Höhe der Trajektorien wird dabei gefächert in 5 000 m bis 9 000 m. Es kommt zu einem Absinken mancher Luftpakete. Das System schwächt sich ab.

Die Trajektorien, die bei den Balearen und nördlich davon im Verlauf des 29. September das Strömungsmuster und damit das resultierende Wetter bestimmen, haben völlig andere Ursprungsgebiete und Eigenschaften als das System in Südostspanien. Die Balearen werden von Trajektorien beeinflusst, die aus dem Golf von Ligurien bis westlich von Korsika stammen. Dies ist in Abbildung 3.6 (d) gut zu sehen. Die Trajektorien zur MCS-Bildung nördlich der Balearen mit Zugbahn auf Südostfrankreich stammen aus dem Golf von Tunis und teilweise von der Westküste Italiens. Sie erreichen Modellwindgeschwindigkeiten von 75 km h^{-1} . Diese beiden Luftmassen sind konvergent im Löwengolf und werden dort 24 Stunden nach Start der Trajektorien gehoben (Abb. 3.6 (a)). Es wird also etwa am 29. September um 12 UTC lokal verstärkte Vertikalbewegung ausgelöst. Der Horizontalwind bleibt während des Aufstiegs konstant bei 40 km h^{-1} , dreht auf Süd und nimmt nach Erreichen von rund 8 000 m Höhe auf etwa 80 km h^{-1} zu (Abb. 3.6 (b) und (d)). Die Trajektorien erreichen in diesem Stadium des abgeschlossenen Höhentiefs nur noch geringere Höhen zwischen 7 000 m und 8 500 m. Auch die Vertikalgeschwindigkeiten sind wesentlich geringer. Nur noch $0,5 \text{ m s}^{-1}$ werden in Spitzen erreicht (Abb. 3.2 (c)). Woher die Niederschläge über Nordostspanien stammen, die in Abbildung 3.2 (a) zu sehen sind, geht aus den Betrachtungen nicht hervor.

Eine so detaillierte Identifizierung von Herkunftsgebieten für Feuchte in der Troposphäre wäre aus reiner Kenntnis von Schnapsschüssen über mehrere Vorhersageschritte in Form von Vorhersagekarten nicht möglich. Weiterhin kann die Abhängigkeit der Größe des Einzugsgebiet vom Entwicklungsstadium synoptischer Systeme mittels Trajektorienrechnung getroffen werden. Je größer das Einzugsgebiet für die Trajektorien ist, desto weniger ist das Tief in seiner Entwicklung fortgeschritten.

3.3 Fallstudie großskaliger Hebung

Zur Fallstudie großskaliger Hebung wurde IOP 19 vom 3. November bis 5. November 2012 ausgewählt. Sie stellt im Gegensatz zum zuvor betrachteten Fall eine Situation

mit advektiv herangeführten Luftmassen und orographischer Hebung andauernd über mehrere Tage dar. In Friaul wurden Niederschlassummen von knapp 200 mm d^{-1} gemessen (Abb. 3.7 (b)). Meteo.fvg (2014) meldet von 372,5 mm vom 4. November um 7 UTC bis zum 5. November um 7 UTC. In Ligurien und der Toskana kam es zu über 350 mm Niederschlag innerhalb von zwei Tagen und in Mittel- und Südspanien zu großflächig über 75 mm in 24 Stunden vom 3. November, 6 UTC bis 4. November, 6 UTC und 150 mm in 48 Stunden vom 3. November, 6 UTC bis 5. November, 6 UTC (Abb. 3.7 (a) und (b)).

Im Folgenden soll wie bei IOP 8 in Abschnitt 3.2 zunächst die synoptische Lage im besagten Zeitraum untersucht werden. Danach folgt wieder die Untersuchung der Feuchtettransportpfade, der hier betrachteten IOP.

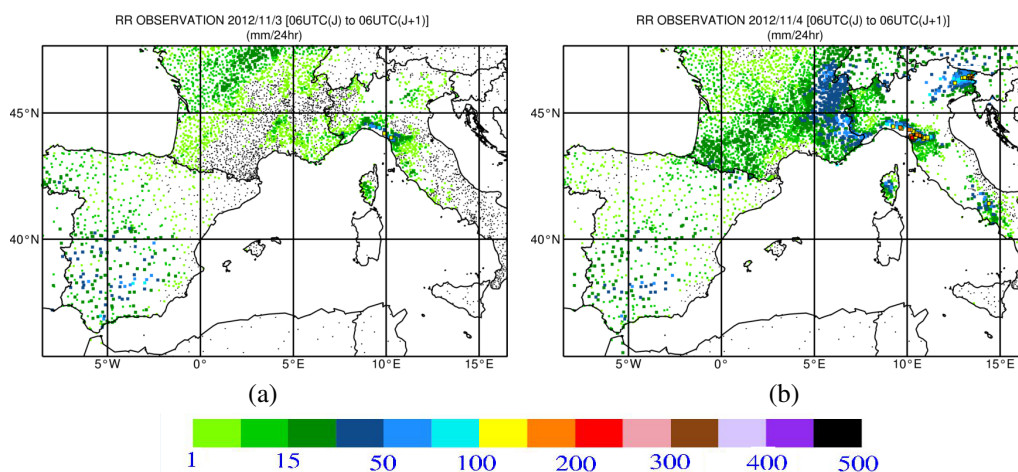


Abbildung 3.7: Beobachtungsdaten der 24-stündigen Niederschlagssummen in mm. Links vom 3. bis 4. November jeweils um 6 UTC; rechts vom 4. bis 5. November 2012 jeweils um 6 UTC.

3.3.1 Synoptische Analyse

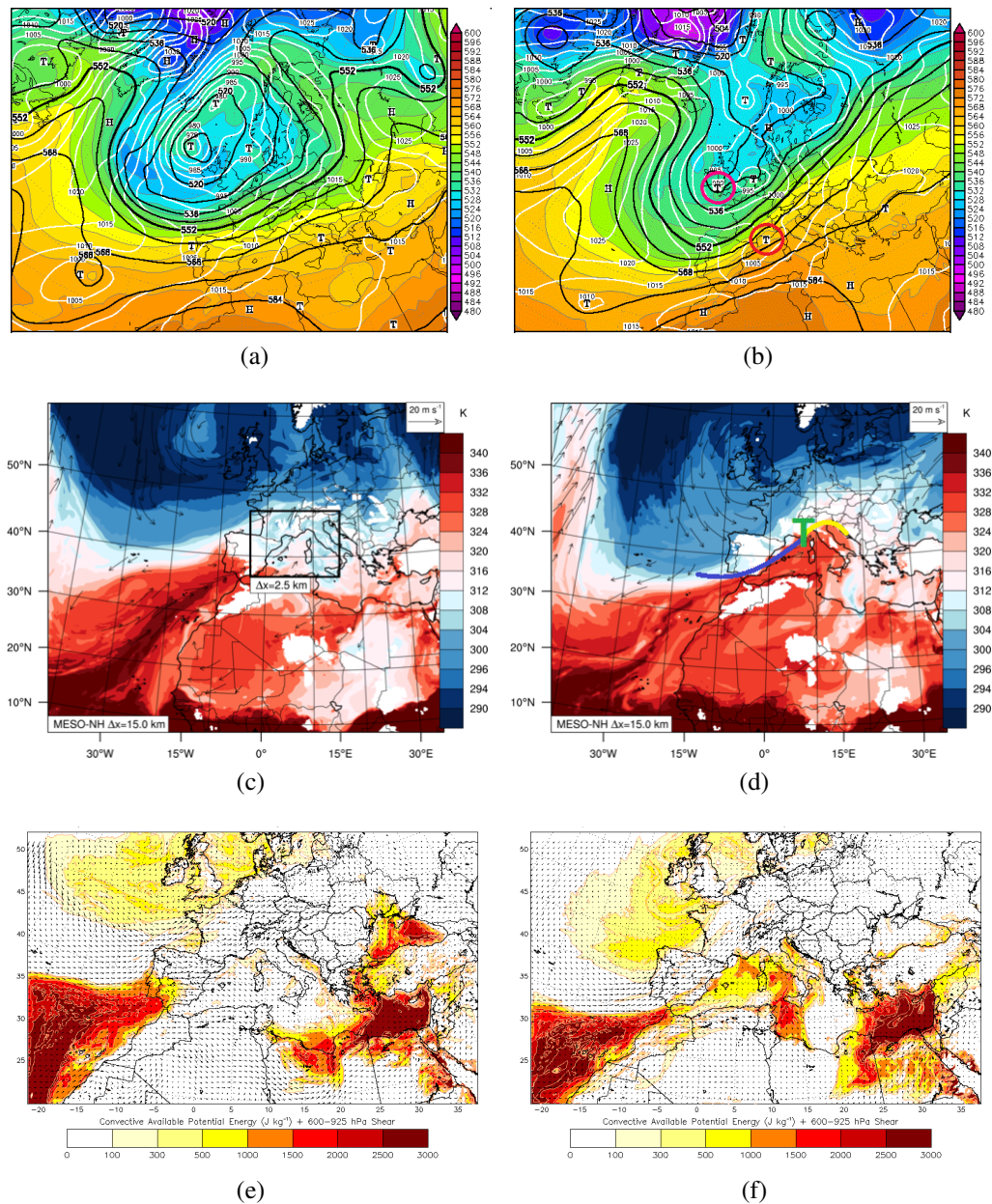


Abbildung 3.8: (a) und (b) GFS-Analysen: 500 hPa Geopotential in gdam (schwarze Linien), Bodendruck in hPa (weiße Linien) und relative Topographie 500-1000 hPa in gdam (coloriert); (c) und (d) MESO-NH-Vorhersagen: 925 hPa pseudopotentielle Temperatur in K (coloriert) und Wind größer 10 m s^{-1} (schwarze Pfeile); (e) und (f) BOLAM-Vorhersagen: CAPE in J kg^{-1} (coloriert) und 600-925 hPa Scherung (schwarze Pfeile). Linke Spalte zum Zeitpunkt 3. September 2012 um 6 UTC; rechte Spalte zum Zeitpunkt 4. September 2012 um 18 UTC.

Bereits vor dem 1. November 2012 befand sich ein Höhentief mit korrespondierendem Bodentief mit senkrechter Trogachse im westlichen später im zentralen Nordatlantik und machte den Weg frei für feuchtwarme subtropische bis tropische Luftmassen von der Westküste Afrikas in den Mittelmeerraum (ohne Abb., wetter3.de, 2014). Vom 2. November bis 3. November 2012 formierte sich unter Angliederung des Höhentiefs ein Langwellentrog über dem Nordostatlantik mit Zentrum nordwestlich der Britischen Inseln und korrespondierendem Bodentief (Abb. 3.8 (a)). Dieser advehierte vorderseitig bis zum 5. November 2012 in mehreren Etappen warme und feuchte Luft aus West- bis Südwest in den Mittelmeerraum. Dabei verlagerte sich der Langwellentrog nur sehr langsam Richtung Osten. Am 4. November 2012 befand sich der Trog etwa auf einer Linie von Irland bis zu den Azoren. Die Kaltfront des zugehörigen steuernden Tiefs verläuft von Großbritannien bis Spanien und überquert im Verlauf des 4. November Frankreich und Spanien von West nach Ost. Eine vorderseitig des Trogs eingelagerte Störung führte am 4. November um etwa 12 UTC zu einer erneut kräftigen Warmluftadvektion mit gleichzeitiger positiver Vorticityadvektion in die südostfranzösische Küstenregion (ohne Abb., wetter3.de, 2014). Die dadurch ausgelöste Hebung (Gl. 2.1) in 500 hPa trägt zur Zyklogenese eines Randtiefs im Löwengolf bei (Abb. 3.8 (b)). In dessen Warmsektor wurde nochmals sehr feuchtwarme bodennahe Luft aus dem Südwesten Richtung Korsika, Ligurien und Norditalien herangeführt. Hierdurch kam es am 4. November 2012 zwischen 18 UTC und 0 UTC des Folgetages auf der Luvseite des nördlichen Apennin und der Luvseite der Friauler Alpen zu den stärksten Niederschlägen während dieses Ereignisses. Zwischen 19 UTC und 20 UTC am 4. November meldete eine Station in der Toskana 50 mm Niederschlag. Auch auf Korsika gab es Niederschläge durch orographische Hebung bis 75 mm während eines Tages (Abb. 3.7 (b)). Der Bodendruck lag im Tiefkern bei etwa 1000 hPa. Die Kalt- und Warmfront des Randtiefs sind gut mithilfe der Vorhersagekarten der pseudopotentiellen Temperatur in 925 hPa zu identifizieren und sind in Abbildung 3.8 (d) nochmal kenntlich gemacht durch die gelbe (Warmfront) und blaue (Kaltfront) Linie. Die Lage des Randtiefs ist mit einem grünen T markiert. So liegt das Tief am 4. November um 18 UTC etwa bei Marseille, von wo aus die Warmfront entlang der Küstenlinie über Cannes, Monaco bis zur Ostküste des Adriatischen Meers verläuft. Dies erklärt auch die Niederschläge an den französischen Alpen mit 75 mm d^{-1} durch präfrontale Niederschläge (Abb. 3.7 (b)). Die Kaltfront verläuft in einem Bogen vom Rhonetal bis zur Costa Brava entlang der spanischen Küste (Abb. 3.8 (d)). Das Einfließen kälterer und trockenerer Luft mit Durchzug der Kaltfront setzte bereits am 4. November 2012 um 14 UTC in den untersten Luftschichten ein. Beginnend im Löwengolf mit dem Einsetzen der Tramon-

tana aus den Pyrenäen und dem Mistral übers Rhonetal mit Wind aus Nordwest wird die Zufuhr feuchtwarmer Luft beendet und die vorherrschende Strömung im westlichen Mittelmeer stellt sich um (ohne Abb.). Über dem französischen Festland kommt es postfrontal zu Schauern. Kurz nach Beginn des bodennahen Einströmens setzte auch in der Höhe Einfließen kälterer Luft durch Annäherung des Trogs ein. Im Verlauf des 6. November 2012 verlagerte sich der Trog dann zusehens nach Nordosten. Später bildete sich ein abgeschlossenes Höhentief vor der Küste Portugals (ohne Abb., wetter3.de, 2014).

Somit lässt sich dieser Fall für den nordöstlichen Bereich des westlichen Mittelmeers in drei Phasen unterteilen. In der ersten Phase am 3. November 2012 kommt es zur Formierung des Trogs über dem Nordostatlantik mit heranziehen feuchtwarmer bodennaher Luftmassen vom Atlantik ins Mittelmeer. Die zweite Phase zeigt sich am 4. November 2012 mit einer Zyklonogenese in Pyrenäennähe unter Forcierung der Südwestströmung und Anströmung des nördlichen Apennin mit großen Niederschlagssummen durch orographische Hebung. Das Bodentief ist um 12 UTC beziehungsweise 18 UTC in den Bodenwetteranalysen des Deutschen Wetterdienstes (ohne Abb., wetter3.de, 2014) zu erkennen. Die dritte Phase beginnt am 5. November mit dem Einfließen der trockenkaltten Luft aus Westnordwest und der allmählichen Abschwächung der Niederschlagssysteme. In Spanien kam es vom 3. November bis einschließlich 4. November innerhalb von 48 Stunden zu Niederschlagssummen von 150 mm und mehr. Dies war die Folge des sehr langsam nach Osten wandernden Langwellentrogs. So wurde vorderseitig stetig feuchtwarme Luft vom Atlantik über den südlichen Teil der iberischen Halbinsel transportiert. Bei anhaltender synoptischskaliger Hebung kam es in den südlichen Landesteilen Spaniens zu langanhaltenden stratiformen Niederschlägen.

Die Wasseroberflächentemperatur lag bei rund 20 °C im zentralen und südlichen Bereich des westlichen Mittelmeers und bei rund 16 °C im nördlichen Westmittelmeer (ohne Abb., AROME_WMED, 2014). Bei diesem Starniederschlagsereignis, war die Vorhersagegüte zeitlich sowie räumlich zufriedenstellend.

3.3.2 Feuchttransporte

In dieser Fallstudie werden die Feuchttransportpfade wie bereits in IOP 8 durch Vorwärtstrajektorien gestartet auf 980 hPa untersucht. Anders als in IOP 8 werden die hier gezeigten Vorwärtstrajektorien für 48 Stunden berechnet, um den Niederschlägen, die auf einer größeren Zeitskala ablaufen, gerecht zu werden. Aufgrund der Übersichtlich-

keit werden die Trajektorien je nach Startgebiet getrennt betrachtet. Es wird zwischen über dem Atlantik und über dem Mittelmeer gestarteten Trajektorien unterschieden. Im ersten Abschnitt werden die im Atlantik gestarteten Trajektorien zwischen 25°W und 5°W sowie zwischen 25°N und 45°N betrachtet. Im zweiten Abschnitt werden dann die Trajektorien detailliert untersucht, die im Mittelmeer zwischen 5°W und 15°O sowie zwischen 35°N und 43°N gestartet wurden.

Im Anhang findet sich unter Abbildung A.1 eine Komposition beider Startgebiete mit Angabe der spezifischen Feuchte als transportierter Größe. Der Auswahl der Trajektorien liegt wiederum das Kriterium eines Aufstiegs von mindestens 600 hPa innerhalb von 48 Stunden zugrunde.

Atlantiktrajektorien

Die zeitliche Abfolge der Atlantiktrajektorien ist mit Abbildung 3.9 gegeben. Trajektorien, die am 2. November um 0 UTC gestartet sind, zeigt Abbildung 3.9 (a). Die südlicher gestarteten Trajektorien weisen eine höhere spezifische Feuchte auf. Die Werte liegen bei 14 g kg^{-1} , weiter nördlich liegen diese bei 8 g kg^{-1} . Die zugehörigen Wassertemperaturen am 3. November um 15 UTC abgelesen, weisen 19°C westlich Portugal auf und 16°C in der Bucht von Biskaya. Ein weiterer Grund für die unterschiedlichen spezifischen Feuchten auf 980 hPa ist die Lage der Frontalzone (Abb. 3.8 (c)), die hier gut zu identifizieren ist und für eine Drängung der Isothermen mit wärmerer feuchter Luft im Süden und kälterer trockenerer Luft im Norden verantwortlich ist. Weiter sind auf dem Atlantik zwei Aufstiegsgebiete (Gebiet A) zu erkennen, die eher konvektiver Natur sind. Die Begründung dieser Behauptung liefert die Betrachtung der CAPE, die mehrere 100 km westsüdwestlich der Iberischen Halbinsel ihr Maximum von 3000 J kg^{-1} annimmt (Abb. 3.8 (e) und (f)). Auch die erhöhte Vertikalgeschwindigkeit gegenüber den anderen Aufstiegsgebieten bestätigt dies (ohne Abb.). Ein weiteres Aufstiegsgebiet befindet sich an der portugiesischen Westküste (Gebiet B). Die Trajektorien beschreiben hier augenscheinlich eine flachere Bahn als die Trajektorien, die konvektiv eingestuft wurden. Das würde bedeuten, dass entweder die horizontale Windgeschwindigkeit größer oder die vertikale Windgeschwindigkeit geringer ist oder beides zutrifft. Während des Aufstiegs verlieren die Luftpakete schnell an spezifischer Feuchte, was auf ein tiefes Hebungskondensationsniveau und damit auf eine tiefe Wolkenuntergrenze hindeutet. Südlich von Lissabon treffen die Trajektorien dann auf Land und verlaufen auf ihrem weiteren Weg während und nach dem Aufstieg in Richtung Ostnordost über Zentralspanien, das nördliche und zentrale Mittelmeer nach Mittelita-

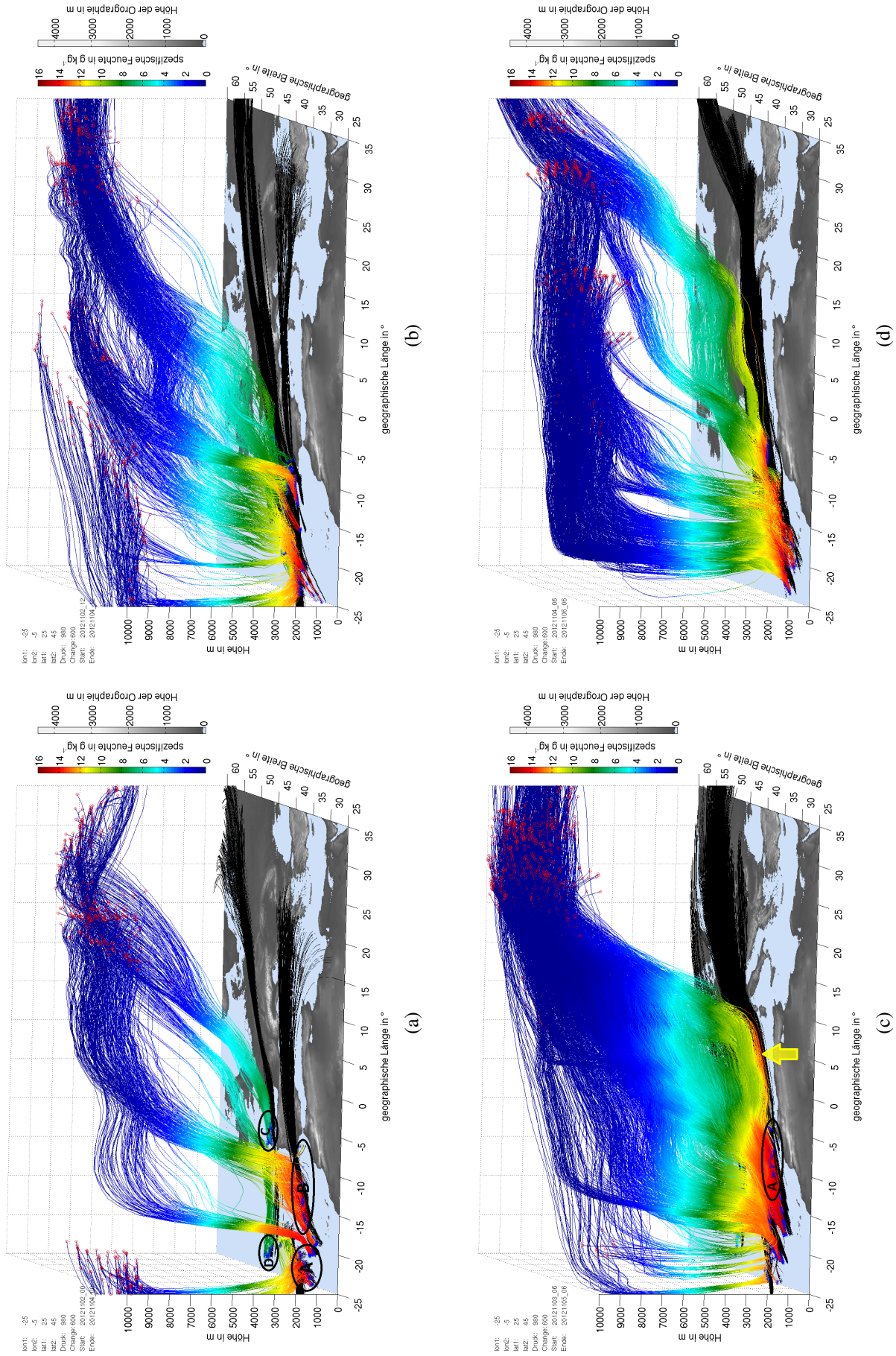


Abbildung 3.9: Vorwärtstrajektorien der spezifischen Feuchte in g kg^{-1} (coloriert) gestartet über dem Atlantik in 980 hPa für jeweils 48 Stunden, x-y-Projektion der Trajektorien auf $z = 0 \text{ m}$ (schwarz) und Orographie in m (grau) zu unterschiedlichen Startzeitpunkten: (a) 2. November 2012, 0 UTC; (b) 2. November 2012, 12 UTC; (c) 3. November 2012, 6 UTC; (d) 4. November 2012, 6 UTC.

lien. Die nördlicher gestarteten Trajektorien, sei es in der Bucht von Biskaya (Gebiet C) oder auf selber geographischer Breite bei 20°W (Gebiet D), verlaufen am flachsten und überqueren die Mitte Frankreichs, Deutschlands, weiter nach Nordosteuropa. Hier fällt, wie bei den meisten Trajektorien, nahezu der gesamte Wasserdampf aus. Es fällt auf, dass die spezifische Feuchte von 0 g kg^{-1} bis 2 g kg^{-1} bereits bei 7 000 m erreicht wird, die Trajektorien dennoch weitere 1 000 bis 1 500 m aufsteigen.

Die Trajektorien in Abbildung 3.9 (b) sind 12 Stunden später am 2. November um 12 UTC gestartet. Die Strukturen sind ähnlich. Größter Unterschied ist allerdings die Verlagerung und Zunahme der flach aufsteigenden Trajektorien im Norden und eine Abnahme der Trajektorien im Süden. Die Trajektorien verlaufen jetzt großteils über das nördliche Spanien, die Pyrenäen und weiter über Südfrankreich vorbei an den nördlichen Alpen.

Am 3. November um 6 UTC (Abb. 3.9 (c)) verlaufen die Trajektorien vornehmlich aus südwestlicher Richtung über Spanien über das zentrale westliche Mittelmeer, schlagen vor Korsika eine zyklonale Bahn ein, um im weiteren Verlauf bei Ligurien und Toskana über Land zu verlaufen (Abb. 3.10 (c)). Dort wird die Bahn antizyklonal. Hauptsächlich kann diese Bewegungsrichtung den Trajektorien zugeordnet werden, die über eine weite Strecke vom Atlantik bis ins Ligurische Meer bodennah verharren (Bereich A). Die sind vor allem Trajektorien, die Südspanien, ohne stark gehoben zu werden, überqueren und dennoch 2 g kg^{-1} bis 3 g kg^{-1} spezifische Feuchte ausfällen; danach erneut leicht absinken und wieder 2 g kg^{-1} bis 3 g kg^{-1} spezifische Feuchte über dem Mittelmeer neu aufnehmen (gelber Pfeil), bis sie zum Aufsteigen im Golf von Ligurien gezwungen werden. Bei weiterer Analyse wäre hier eine genauere Selektierung der einzelnen Startgebiete sinnvoll, um noch weitere Details zu erhalten. So wäre es denkbar mit dieser Methode die nördlicher liegenden Trajektorien besser hervorzuheben.

Auch Trajektorien, die erst am 4. November gestartet sind (Abb. 3.9 (d)), überqueren das spanische Festland. So kam es, dass über einen mehrtägigen Zeitraum in mehreren Phasen feuchtwarme Luft beim Übergang Spaniens gehoben wurde und Niederschläge ausfielen. Diese waren meist stratiformer Art, wie der flache Aufstieg der Trajektorien vermuten lässt. Anfangs verliefen die Trajektorien auch nach Mittel und Norditalien (Abb. 3.9 (a)), waren allerdings nicht mehr sehr wetteraktiv, weil der wesentliche Teil der Feuchte auf dem bisherigen Weg schon ausgefallen war. Später änderte sich dies, als die Trajektorien auch nach dem Übergang Spaniens noch bodennah oder in 1 bis 2 km Höhe (Abb. 3.9 (d)) verliefen und keine Feuchte ausfiel. An dem nördlichen Apennin erfolgte dann stärkere Hebung und dort wurden hohe Niederschlagssummen erreicht.

Zu zwei Zeitpunkten wird nun das Bewegungsmuster der Feuchtetrajektorien im Detail

studiert.

Die erste Detailbetrachtung wird für den 2. November, 18 UTC vorgenommen. Die gerade beschriebenen Niederschläge in mehreren Etappen, sind hier im zeitlichen Verlauf zu erkennen (Abb. 3.10 (c)). Ein Trajektorienbündel westlich von Portugal steigt direkt nach Initialisierung auf (rötliche Färbung). Weitere Niederschläge über der Iberischen Halbinsel werden erst 27 Stunden später durch westnordwestlich der Kanaren gestartete Trajektorien ausgelöst (bläuliche Färbung beim Aufstieg). Es ist in Abbildung 3.10 (b) auch zu sehen, dass im Mittel zwar geringere Vertikalgeschwindigkeiten um $0,2 \text{ m s}^{-1}$ bis $0,4 \text{ m s}^{-1}$ auftreten, im Gegensatz zur Fallstudie von IOP 8, allerdings auch Anteile größerer Vertikalgeschwindigkeiten um $0,6 \text{ m s}^{-1}$ bis $0,8 \text{ m s}^{-1}$ vorzufinden sind. Dies gibt ein Anzeichen auf eingebettete konvektive Zellen und damit schauerartig verstärkte Niederschläge.

Die zweite Detailbetrachtung stammt vom 3. November um 6 UTC (Abb. 3.11). Hier wird nochmal deutlich, dass es weiter zu Hebung über Spanien gekommen ist und die eingebetteten Gebiete stärkerer Vertikalbewegung sind ebenfalls zu erkennen (Abb. 3.11 (b)). Am Mittag des 4. Novembers, so zeigte die synoptische Analyse, begann eine Zyklognese im Mittelmeerraum mit Ausbildung einer Warm- und Kaltfront. Die beim Überblick des zeitlichen Verlaufs der Trajektorien beschriebene zyklonale und schließlich wieder antizyklonale Bahn insbesondere derjenigen Trajektorien, die sich bodennah im Mittelmeerraum befinden, kann dadurch erklärt werden. Die betrachteten Trajektorien starten im Atlantikgebiet A (Abb. 3.9 (c)). Etwa 27 Stunden nach Trajektorienstartzeitpunkt um 9 UTC am 4. November ändern die Trajektorien ihre Richtung von rund 250° entsprechend Westsüdwest auf 200° entsprechend Südsüdwest (Abb. 3.11 (a) und (c)). Weitere 12 Stunden später am 4. November um 21 UTC kommt es zur antizyklonalen Bewegung. Der Wind dreht zwischen 3 000 m und 8 000 m von 200° auf 270° entsprechend einem Westwind (Abb. 3.11 (c)). Die beschriebene Struktur passt detailliert auf die WCB-Beschreibung nach Kurz (1990). Wobei die Warmfront von hinten nach vorne durchströmt wird. Die bodennahe Luftströmung im Warmsektor ist etwa senkrecht zur Warmfront gerichtet. Kurz vor der Warmfront kommt es zu einer zyklonalen Drehung und das Luftpaket wird gehoben. Kondensation und stratiforme Niederschläge sind die Folge. Anschließend wird die bodennahe Warmfront in etwa 3 km bis 4 km überquert, eine antizyklonale Drehung, die kräftiger als die zyklonale ist, setzt ein. Die Hebung endet etwa im Jetniveau.

Die Lage des Jets wird in Abbildung 3.11 (d) beim höchsten Horizontalwind in 9 000 m mit über 200 km h^{-1} im Nordwesten sichtbar (hellgraue Trajektorien). Dieser verlagert sich im weiteren Verlauf weiter nach Süden (ohne Abb.) und erreicht Spitzen von

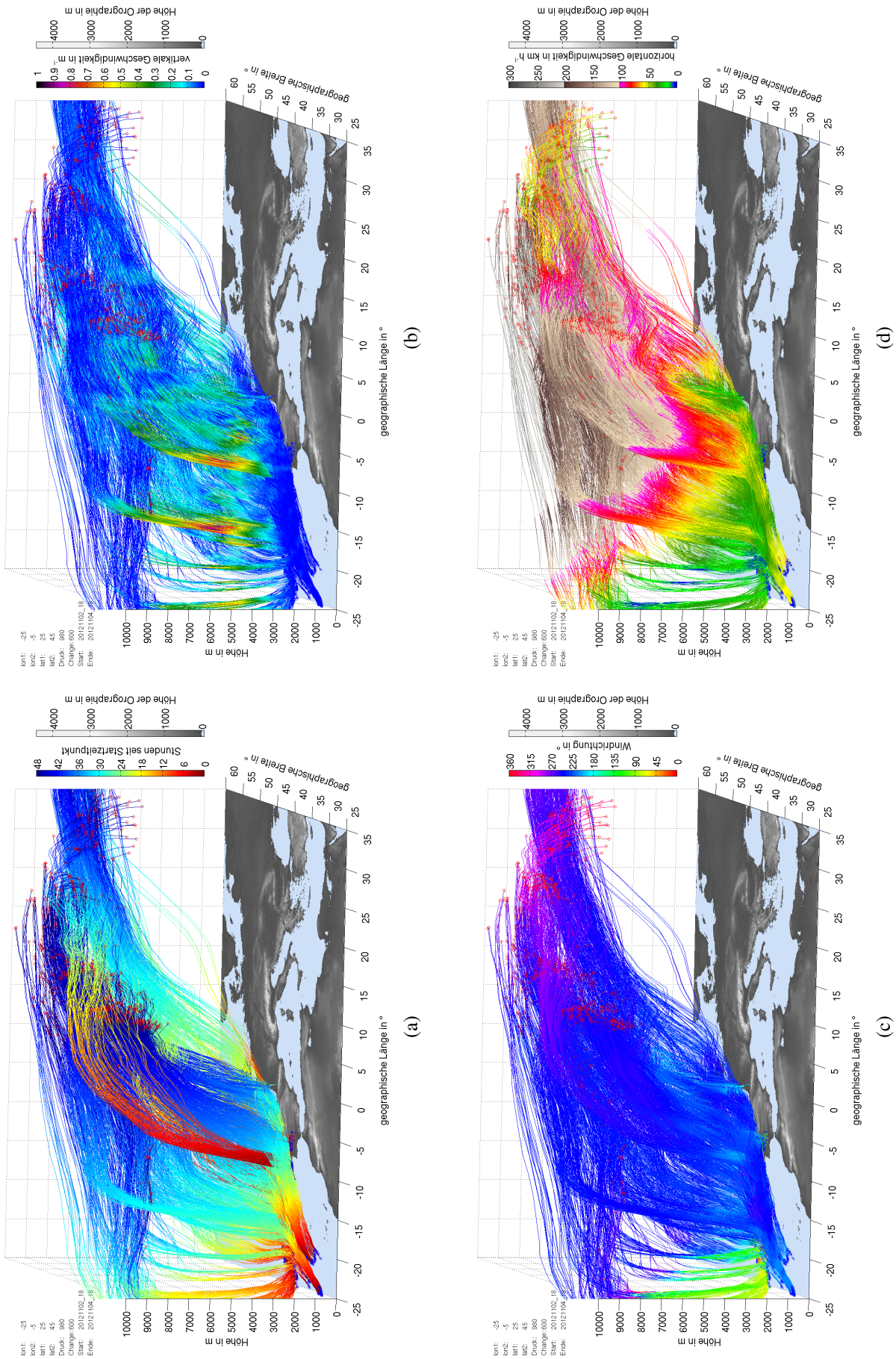


Abbildung 3.10: Vorwärtstrajektorien (coloriert) gestartet über dem Atlantik in 980 hPa vom 2. November 2012, 18 UTC bis 4. November 2012, 18 UTC und Orographie in m (grau). (a) Stunden seit Startzeitpunkt; (b) vertikale Windgeschwindigkeit in $m s^{-1}$; (c) Windrichtung in $^{\circ}$; (d) horizontale Windgeschwindigkeit in $m s^{-1}$.

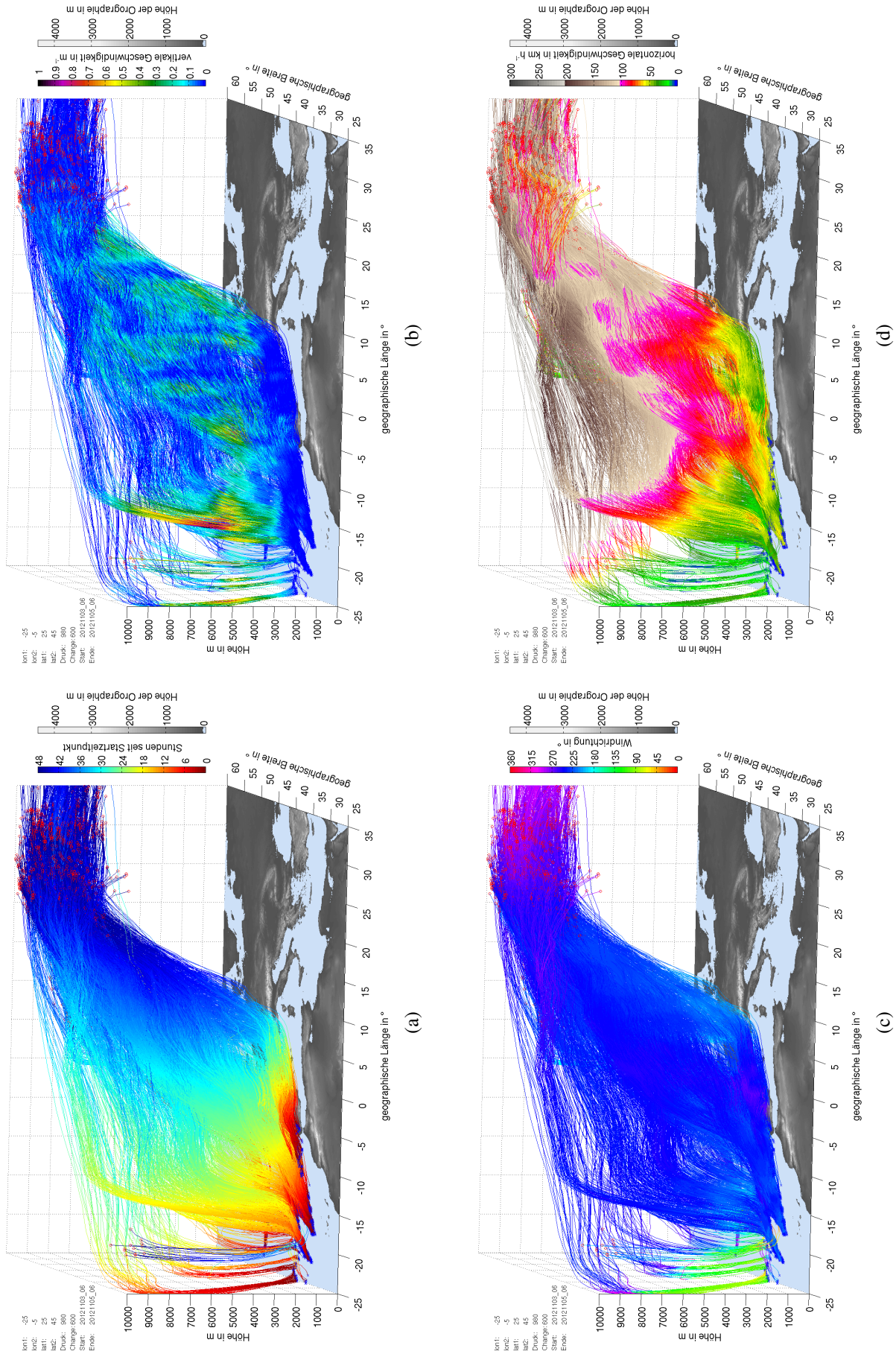


Abbildung 3.11: Vorwärtstrajektorien (coloriert) gestartet über dem Atlantik in 980 hPa vom 3. November 2012, 6 UTC bis 5. November 2012, 6 UTC und Orographie in m (grau). (a) Stunden seit Startzeitpunkt; (b) vertikale Windgeschwindigkeit in $m s^{-1}$; (c) Windrichtung in $^{\circ}$; (d) horizontale Windgeschwindigkeit in $km h^{-1}$.

nahe 300 km h^{-1} . Anhand der bräunlichen Trajektorienfärbung, Windgeschwindigkeiten zwischen 100 km h^{-1} und 200 km h^{-1} , kann der Trog identifiziert werden. Hier kommt es vorderseitig zu Divergenz, nachfolgend zu Hebung und Bodentiefentstehung.

Für zukünftige Untersuchungen wäre es sinnvoll, ein Startgebiet der Trajektorien zu wählen, welches weiter nördlich liegt und die gesamte Biskaya mit einschließt. So könnten auch die Luftpakete untersucht werden, die ebenfalls für Niederschläge im Untersuchungsgebiet sorgen könnten. Weiter wäre zu unterteilen der Gebiete von Nord nach Süd von Vorteil, da die im Vordergrund verlaufenden Trajektorien, jene dahinterliegenden verdecken, wie zum Beispiel in Abbildung 3.9 (c) zu sehen.

Mittelmeertrajektorien Nach der Analyse der Atlantiktrajektorien folgt die Betrachtung der Mittelmeertrajektorien, erneut zu Beginn mit der Übersicht über einen ausgewählten zeitlichen Verlauf der spezifischen Feuchte entlang 48-stündiger Vorwärtstrajektorien 3.12. Die Trajektorien in Abbildung 3.12 (a) sind am 3. November um 0 UTC gestartet und zeigen Hebungsgebiete im Bereich der französischen Mittelmeerküste um Marseille dabei weisen die Luftpakete spezifische Feuchten um 12 g kg^{-1} in Bodennähe und bereits in 5000 m Höhe nahe 0 g kg^{-1} auf. Der Ursprung der Luftpakete liegt in küstennahen Gebieten Südostspaniens und bei den Balearen. Einzelne Pakete erfahren eine Anreicherung an Feuchte auf dem Weg ins Hebungsgebiet. Nachdem die Trajektorien nördlich der Balearen eine zyklonale Bahn beschrieben haben, kommt es beim Aufsteigen zum antizyklonalen Abdrehen in der Höhe nördlich vorbei an den Alpen. Die auffällige, zunächst steil ansteigende später flacher auslaufende, Bahn der Luftpakete kann durch das Zusammenwirken zweier Faktoren beschrieben werden. Nach dem Einsetzen von Kondensation nach 1000 m bis 2000 m wird latente Wärme frei, wodurch die Vertikalgeschwindigkeit zunimmt. Sobald die Luftpakete ihre Feuchte nahezu vollständig ausgefällt haben, nimmt die Vertikalgeschwindigkeit wieder ab. Zusätzlich nimmt mit zunehmender Höhe der Horizontalwind zu. Spätere Untersuchungen werden diese Aussage unterstützen. Ein Feuchtetransport vom südwestlichen Westmittelmeer ins nordöstliche Westmittelmeer findet vom Startzeitpunkt der Trajektorien innerhalb von 18 Stunden statt. Der integrierte Wasserdampfgehalt liegt anfänglich im südwestlichen Westmittelmeer bei 40 mm und im Löwengolf bei 15 mm , 18 Stunden später sind auch im im Löwengolf 35 mm vorzufinden (ohne Abb., MESO-NH, 2014). Niederschläge an der Alpenwestseite werden durch diese Luftmassen verursacht.

Ein ähnliches Bild bietet sich bei der Betrachtung der Trajektorien zum Startzeitpunkt 3. November um 6 UTC (Abb. 3.12 (b)). Diese erreichen das Ligurische Meer, über dem sie gehoben werden. Dabei liegt der integrierte Wasserdampfgehalt im Liguri-

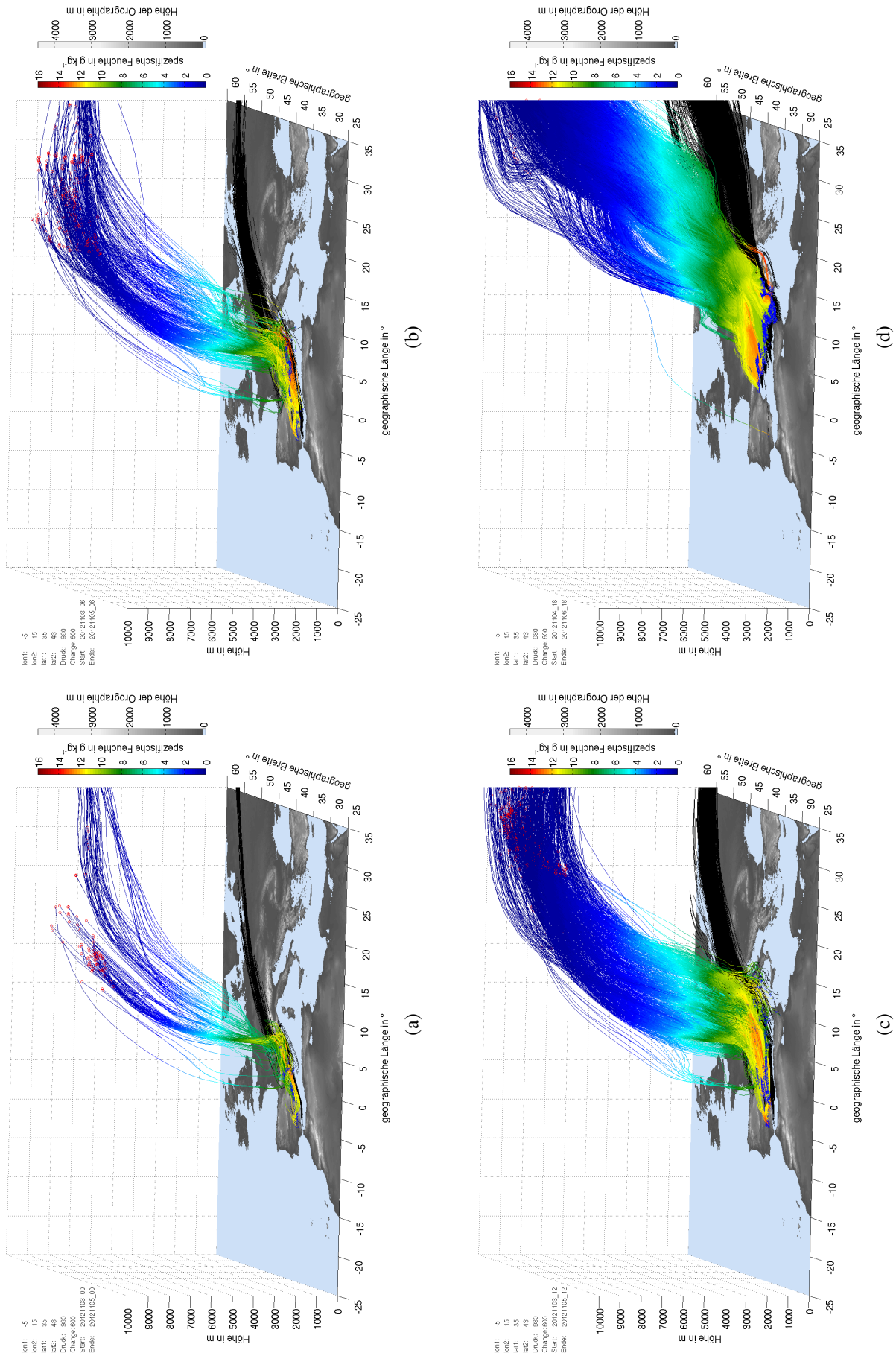


Abbildung 3.12: Vorwärtstrajektorien der spezifischen Feuchte in $g\ kg^{-1}$ (coloriert) gestartet über dem Mittelmeer in 980 hPa für jeweils 48 Stunden, x-y-Projektion der Trajektorien auf $z = 0\ m$ (schwarz) und Orographie in m (grau) zu unterschiedlichen Startzeitpunkten: (a) 3. November 2012, 0 UTC; (b) 3. November 2012, 6 UTC; (c) 3. November 2012, 12 UTC; (d) 4. November 2012, 18 UTC.

schen Meer bei 15 mm zum Startzeitpunkt der Trajektorien, 30 Stunden später am 4. November um 12 UTC bei 35 mm. Am 4. November um 21 UTC erreichen die Werte des integrierten Wasserdampfgehalts knapp 45 mm ihr Maximum im Golf von Ligurien und im Tyrrhenischen Meer (ohne Abb., MESO-NH, 2014). Weitere Niederschläge an der Alpenwestseite sind die Folge. Ein Teil der hier beschriebenen Trajektorien sorgen ebenfalls in Ligurien für Niederschläge.

Das Trajektorieneinzugsgebiet der Trajektorien, die mittlerweile fast ausnahmslos westlich von Italien gehoben werden, vergrößert sich zum nächsten Zeitschritt am 3. November um 12 UTC weiter (Abb. 3.12 (c)). Es reicht von Gibraltar bis zum Golf von Tunis. Die spezifischen Feuchten liegen zwischen 10 g kg^{-1} und 13 g kg^{-1} mit ihrem Maximum südwestlich von Korsika. Beim Aufstieg, welcher hier zudem orographisch induziert ist, zeigt sich das bekannte Bild: Einsetzen der Kondensation in 500 m bis 1 500 m, schnelles Ausfällen des Wasserdampfs bis in 5 000 m Höhe, danach abflachende Zugbahn der Trajektorien. Auch hier schwenken die Trajektorien in bodennähe zyklonal ab und verlaufen später auf einer antizyklonalen Bahn.

Der letzte Startzeitpunkt zeigt spät gestartete Trajektorien am 4. November um 18 UTC und wurde gewählt, da diese nochmal die orographische Hebung in den Vordergrund stellen (Abb. 3.12 (d)). Zu diesem Zeitpunkt kam es bereits zum Einfließen trockenkalter Luft aus dem Nordosten in den Löwengolf und beendete später die IOP. Entlang der gesamten Apennin werden die Luftpakete gehoben auf etwa 1 000 m verlieren dabei rund 3 g kg^{-1} spezifische Feuchte. Nach verharren über mehrere Stunden in diesem Niveau, kommt es unter anderem an den Friauler und Slowenischen Alpen sowie dem Dinarischen Gebirge zu erneutem orographischen Heben und Ausfällen weiterer 6 g kg^{-1} spezifischer Feuchte. Dies erklärt auch einen Teil der gemessenen Niederschläge in Nordostitalien. Niederschläge am Dinarischen Gebirge sind hier nicht weiter betrachtet worden.

Tendenziell scheinen die Niederschläge südlich der Alpen vorwiegend verursacht durch Feuchte aus dem westlichen Mittelmeer. Diese Vermutung wäre übereinstimmend mit Sodemann und Zubler (2010). Sie untersuchten die saisonalen mittleren Feuchtequellen für Niederschläge im Südalpenraum und zeigten, dass das Gebiet stärkster Feuchteanreicherung in den Monaten September, Oktober und November im Umfeld der Balearen zu finden ist. Vermutlich sind nicht alle Niederschlagssummen durch Beschreibung der hier gefundenen Trajektorien erklärt. Insbesondere die Niederschläge in Friaul und Richtung Slowenien sind noch nicht ausreichend mittels der dargestellten Trajektorien belegt. Für weitere Untersuchungen und zur Spezifizierung der Feuchteanreicherungsgebiete sollten diesbezüglich Trajektorien im Adriatischen Meer gestartet werden.

Erwähnt sei noch die Zunahme des horizontalen Mittelwinds von etwa 30 km h^{-1} bis 60 km h^{-1} am 3. November um 12 UTC auf 50 km h^{-1} bis 80 km h^{-1} am 4. November um 18 UTC (ohne Abb.). Diese Zunahme repräsentiert die verstärkte Drängung der Isobaren infolge der Zyklonogenese im nördlichen Westmittelmeer und sorgt für eine kräftige Anströmung der Apennin. Die im Vergleich zum 2. November um 12 UTC zugenommen CAPE im Mittelmeerraum bis zu 2000 J kg^{-1} im Tyrrhenischen Meer und auch die Zunahme im nördlichen Adriatischen Meer ist in dieser Fallstudie eher nebensächlich (Abb. 3.7 (e) und (f)). Sie ist aber mit verantwortlich für die konvektiven Einlagerungen, die in der erhöhten Vertikalgeschwindigkeit in Abbildung 3.13 (c) und (d) zu beobachten sind.

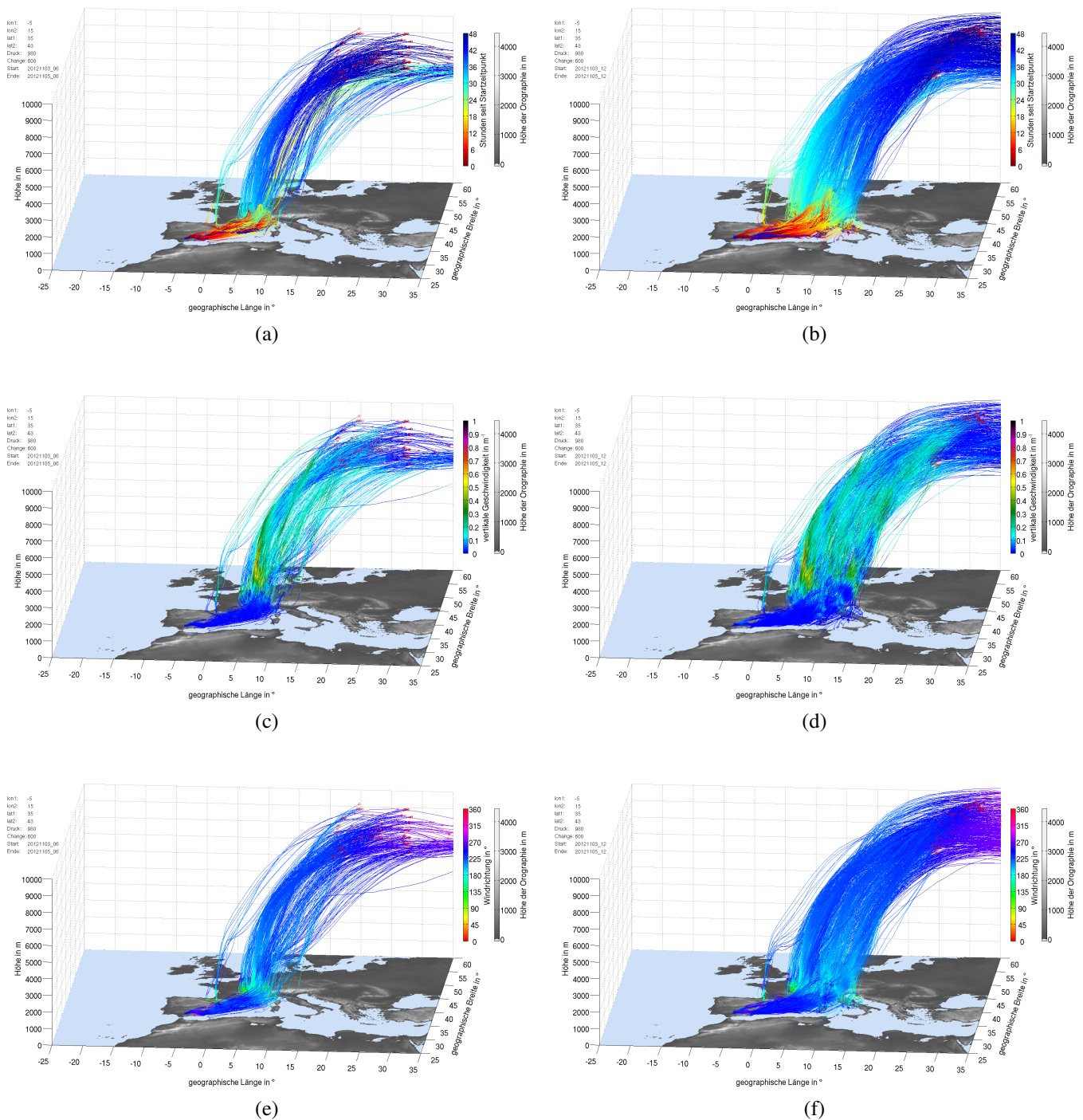


Abbildung 3.13: Jeweils Vorwärtstrajektorien (coloriert) gestartet über dem Mittelmeer in 980 hPa und Orographie in m (grau). (a) Stunden seit Startzeitpunkt; (b) vertikale Windgeschwindigkeit in m s^{-1} ; (c) Windrichtung in $^{\circ}$. Linke Spalte: Vom 3. November 2012, 6 UTC bis 5. November 2012, 6 UTC, rechte Spalte: Vom 3. November 2012, 12 UTC bis 5. November 2012, 12 UTC.

Zur Spezifizierung mancher Einschätzungen nach der Betrachtung des zeitlichen Verlaufs der Trajektorien zu unterschiedlichen Startzeitpunkten unter Beachtung der spezifischen Feuchte folgt in Abbildung 3.13 die Detailbetrachtung der Startzeitpunkte 3. November 6 UTC (linke Spalte) beziehungsweise 12 UTC (rechte Spalte). Zum Vergleich dienen die Abbildungen (b) und (c) aus Abbildung 3.12.

Unter Betrachtung der Stunden seit Startzeitpunkt der Trajektorien ist zu erkennen, dass die Luftpakete nach etwa 30 Stunden also am 4. November um 9 UTC im Löwengolf gehoben werden (Abb. 3.13 (a)). Dies entspricht exakt dem oben beschriebenen Zeitpunkt des Maximums des integrierten Wasserdampfgehalts im Löwengolf. Da der beschriebene Verlauf der Trajektorien einen WCB nahelegt, begann vermutlich bereits vor dem 4. November um 12 UTC der Prozess der Zyklogenese mit Hebung und Druckabfall in Bodennähe. Die sechs Stunden später gestarteten Trajektorien werden bereits nach zirka 24 Stunden gehoben (Abb. 3.13 (b)), was letztlich dem selben Hebungszeitpunkt wie in (a) entspricht. Die Trajektorien beschreiben kurz vor Beginn der Hebung eine zyklonale Bahn (Abb. 3.13 (e) und (f)). Die Westsüdwestströmung (dunkelblaue Färbung) dreht auf Süd bis teilweise Südost (grünliche Färbung). Während dem Aufstieg beginnen die Luftpakete antizyklonal auf West (violette Färbung) zu drehen. Der Aufstieg erfolgt auch im Mittelmeerraum mit durchschnittlich $0,2 \text{ m s}^{-1}$ bis $0,4 \text{ m s}^{-1}$ mit bereits beschriebenen Ausnahmen. Hier liegen die Vertikalgeschwindigkeiten bei bis zu $0,7 \text{ m s}^{-1}$ (Abb. 3.13 (c) und (d)). Nochmal, die Vertikalgeschwindigkeiten liegen wesentlich unterhalb der für Konvektion üblichen Windgeschwindigkeiten. Der hier dargestellte Vertikalwind ist ein Mittelwind und gibt nicht die Spitzenböen wieder. Daher dient diese Größe nur als ein Indiz auf konvektive Zellen.

3.4 Statistischer Vergleich beider Fallstudien

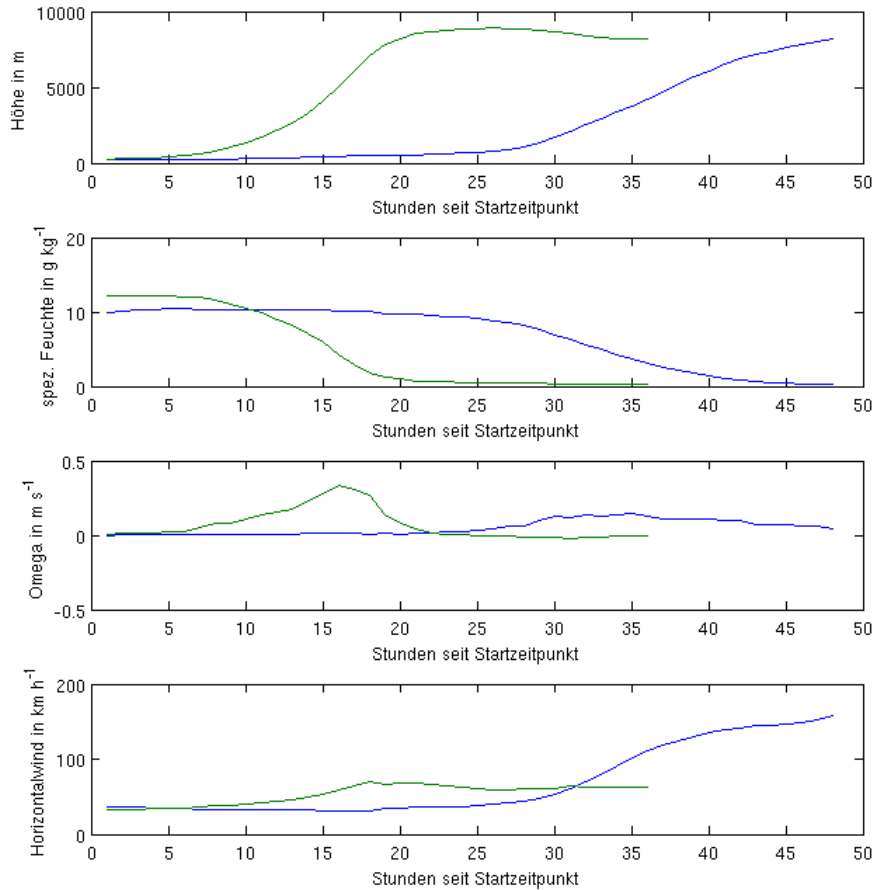


Abbildung 3.14: Statistischer Vergleich der Fallstudie IOP 8 (grün) mit der Fallstudie IOP 19 (blau). Unterschiedliche Größen im zeitlichen Verlauf: Höhe, spezifische Feuchte, Vertikalwindgeschwindigkeit und Horizontalwindgeschwindigkeit (von oben nach unten).

Ein abschließender Vergleich der beiden Fallstudien IOP 8 (Abschnitt 3.2) und IOP 19 (Abschnitt 3.3) verdeutlicht die bereits genannten Unterschiede (Abb. 3.14). Zum Vergleich wurde jeweils ein Trajektorienstartzeitpunkt aus IOP 8 und einer aus IOP 19 verwendet, der visueller Inspektion einen Trajektorienverlauf mit für die IOP typischer Entwicklung widerspiegelt. Bei beiden stammen die zur Hebung beitragenden Luftpakete fast ausschließlich aus dem Mittelmeerraum. Für IOP 8 ist der Startzeitpunkt 28. September 2012 um 0 UTC (siehe Abb. 3.3 (c)) gewählt und der 3. November 2012 um 12 UTC repräsentiert IOP 19 (siehe Abb. 3.12 (c) und 3.13; rechte Spalte). Zur Erzeugung der Graphiken wurde zu jedem Zeitpunkt ein Mittel über die entsprechen-

de Variable aller Trajektorien zu diesem Zeitpunkt gebildet. So ergeben sich mittlere zeitliche Verläufe der betrachteten Größen. Für IOP 8 sind nur 36-stündige Vorhersage-trajektorien gestartet worden und 48-stündige für IOP 19 (blaue Linien). Die Verläufe von IOP 8 enden daher nach 36 Stunden (grüne Linien).

Die mittlere Höhe zeigt deutlich das nach wenigen Stunden beginnende Aufsteigen der Trajektorien von IOP 8. Der Hebungsprozess dauert hier etwa 6 bis 10 Stunden. Dem gegenüber stehen die Trajektorien der IOP 19. Hier beginnen die Trajektorien erst später aufzusteigen und benötigen zum Überwinden der etwa gleichen vertikalen Strecke rund 18 Stunden. Analysen des WCB mittels Trajektorien von Schäfler et al. (2011) zeigen ein vergleichbares Aufstiegsverhalten der Trajektorien auf der hier gezeigten Zeitskala von rund 18 Stunden (Abb. 3.14). Die spezifische Feuchte ist bei IOP 8 anfänglich mit zirka 12 g kg^{-1} ungefähr 2 g kg^{-1} höher. Dieses Ergebnis ist eine direkte Folge der höheren Wasseroberflächentemperatur im September im Vergleich zu den Wasseroberflächentemperaturen im November am Ende der SOP1-Messkampagne, zu der IOP 19 stattfand. Die spezifische Feuchte nimmt bei beiden Fällen nach Einsetzen der Hebung ab und erreicht jeweils spezifische Feuchten von knapp über 0 g kg^{-1} in etwa 8 000 m. Die Vertikalgeschwindigkeit erreicht während IOP 8 am 28. September am Nachmittag gegen 16 UTC eine gemittelte Spitzengeschwindigkeit von knapp $0,4 \text{ m s}^{-1}$. IOP 19 hingegen erreicht nur knapp die Hälfte der Vertikalgeschwindigkeiten von IOP 8. Hierfür dauert der Hebungsprozess wesentlich länger und läuft flacher aus. Dieses Resultat zeigt ebenfalls die von Harrold (1973) getroffene Aussage, dass zwischen 700 hPa und 500 hPa die aufsteigende Warmluft ihre maximale Vertikalgeschwindigkeit von durchschnittlich etwa 10 cm s^{-1} erreicht. Als letzte Größe ist der Horizontalwind aufgetragen. Zu sehen ist eine wesentlich geringere Advektion der Luftmassen ab Aufstiegsbeginn während IOP 8 gegenüber IOP 19.

All diese Eigenschaften weisen eine deutliche Differenzierung der niederschlags erzeugenden Prozesse während der beiden Fallbeispiele auf. Dementsprechend kann IOP 8 eher einer kürzeren Zeitskala zugeordnet werden als IOP 19. Die niederschlagsbildenden Prozesse laufen bei IOP 8 schneller ab, was die Unterscheidung zwischen eher konvektiven Niederschlagsprozessen bei IOP 8 und eher advektiven Niederschlägen bei IOP 19 nahe legt.

4. Zusammenfassung und Ausblick

Das Ziel dieser Masterarbeit ist es, Feuchtetransportpfade im Mittelmeerraum während HyMeX zu untersuchen, um ein besseres Verständnis der Herkunft, der Feuchteanreicherungsgebiete und der Umwandlungsprozesse in Luftpaketen, die zu Niederschlag führen, in den Mittelmeerregionen zu erlangen.

Zunächst wurde eine Übersicht über alle stärkeren Niederschlagsereignisse des gesamten IMK-HyMeX-Messzeitraums vorgenommen. Im Anschluss an diese Übersicht konnten zwei Fälle herausgegriffen werden, die als Detailstudien zur Untersuchung der Feuchtetransportpfade dienen: IOP 8 vom 28. September 2012 bis 29. September 2012 und IOP 19 vom 3. November 2012 und 5. November 2012. Hierzu wurden Vorwärtstrajektorien mithilfe von Lagranto auf Langrangesche Art berechnet. Bei den zur Trajektorienberechnung verwendeten Daten handelt es sich um Vorhersagedaten des Modells IFS des EZMW mit einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde und einer räumlichen Auflösung von $0,125^\circ \times 0,125^\circ$. Die beiden Fälle wurden so gewählt, dass sie sich bezüglich ihrer Niederschlagssummen möglichst unterscheiden. IOP 8 stellt hierbei einen Fall mit hochreichender Konvektion dar, ausgelöst durch eine Interaktion zwischen bodennaher Wind- und Feuchtekonvergenz warmer Luftmassen sowie dem etwas westlich davon befindlichen abgeschnürten Höhentief und vorderseitiger Divergenz. Die Niederschlagsart war daher eher konvektiv. IOP 19 steht als Beispiel für advektiv über weite Strecken herangeführte Luftmassen. Diese Wetterlage war über mehrere Tage quasi-stationär mit einem weit nach Süden reichenden Langwellentrog im Nordatlantik und einem steuerndem Tief über Großbritannien. Die Niederschlagsart war eher stratiform in Spanien und dem Mittelmeer mit eingebetteten konvektiven Niederschlägen. Zu einem späteren Zeitpunkt begann mit Heranrücken des Langwellentrog und eingebettetem Kurzwellentrog eine Zyklonogenese im Löwengolf. Die dadurch verstärkte Südwestströmung sorgte am Apennin und den Westalpen in Frankreich und Südalpen Nordostitaliens für orographisch induzierte Niederschläge.

In der Fallstudie IOP 8 fand ein bodennahes konvergentes Zuströmen zunächst im Umfeld der Straße von Gibraltar aus dem Mittelmeer und dem Atlantik statt. Die Mit-

telmeertrajektorien hatten dabei ihr Ursprungsgebiet im Löwengolf bis Korsika. Eine kräftige Anreicherung von Feuchte konnte für die bodennahen Trajektorien beobachtet werden, bevor sie zum Aufsteigen gezwungen wurden. Aufgrund des Andalusischen Faltengebirges kam es aber auch in dieser Fallstudie zu orographischem Heben, welches sicherlich der Auslösung von Konvektion zuträglich war. Das Hebungskondensationsniveau war gut zu identifizieren. Nach dem Aufstieg bis 8 000 m war die spezifische Feuchte auf knapp über 0 g kg^{-1} abgesunken und die veränderten Strömungsmuster aufgrund des abgeschnürten Höhentiefs wurden sichtbar. Im weiteren zeitlichen Verlauf verlagerte sich die Konvergenzzone mit dem abgeschlossenen Höhentief entlang der spanischen Ostküste Richtung Südfrankreich. Die dort für konvektive Niederschläge sorgenden Luftmassen waren anderer räumlicher Herkunft. Der Atlantik spielte keine Rolle mehr. Aus dem Löwengolf, dem Golf von Ligurien und dem Golf von Tunis strömten die Luftmassen im nördlichen Bereich des westlichen Mittelmeers bodennah zusammen. Die Vertikalgeschwindigkeiten lagen insgesamt höher als während IOP 19 zu beobachten war. Da es sich jedoch um mittlere Vertikalgeschwindigkeiten handelt, können diese nur ein Indiz für konvektive Niederschläge bilden. Hohe Vertikalgeschwindigkeiten lässt die Modellauflösung nicht zu.

Die Fallstudie zu IOP 19 wurde aufgeteilt in Trajektorien gestartet im Atlantik und jene, die im Mittelmeer ihren Ursprung haben. Dabei zeigten die Atlantiktrajektorien ein vornehmlich über dem spanischen Raum aufsteigende Struktur und sind als verantwortlich für die flächigen Niederschläge über dem Spanischen Festland anzusehen. Zu späteren Zeitpunkten nehmen auch die Trajektorien zu, die den Mittelmeerraum in Bodennähe überstreichen und im Bereich der Französischen Riviera gehoben werden. Dort bildete sich unterdessen ein Randtief, sodass die beobachtete Zugbahn auf das Auftreten eines WCB schließen ließ. Die Betrachtung der Mittelmeertrajektorien, die ebenfalls zunächst eine bodennahe zyklonale Bahn einschlugen, um später während sowie nach der Hebung antizyklonal abgelenkt zu werden, bestätigt die zuvor gefundene Behauptung. Insgesamt sind die Trajektorienbündel hier flacher geneigt, was auf eine schwächere Vertikalgeschwindigkeit beziehungsweise größere Horizontalgeschwindigkeiten schließen lässt. Beide Faktoren wurden mit den entsprechenden Größen belegt. Die Niederschläge an den Friauler und Slowenischen Alpen konnten nicht vollständig mit den gestarteten Trajektorien belegt werden. Dazu wären noch Trajektorien im Adriatischen Meer zu starten.

In beiden Fallstudien konnte festgestellt werden, dass das Einzugsgebiet der Luftmassen, die letztlich zum Aufstieg gezwungen wurden, umso größer ist, je früher sich die Zyklogese in ihrer Entwicklung befindet. Mittels der Trajektorienanalyse mit Lagran-

to können Trajektorien identifiziert und damit Strömungsmuster und Niederschlagsverteilungen erklärt werden, die auf rein Eulersche Art durch Betrachtung von gewöhnlichen Wetterkarten nicht beschreibbar sind.

Zuletzt sind die beiden Fallstudien IOP 8 und IOP 19 einander gegenüber gestellt und statistisch ausgewertet worden. Dabei wurde eine weitere Methode zur Trajektorienanalyse gezeigt, welche gut geeignet ist, eine Vielzahl von Trajektorien übersichtlich darzustellen. So wurden die mittleren Eigenschaften hervorgehoben, die wesentlich für die Beschreibung von IOP 8 und IOP 19 waren, die auf unterschiedlichen räumlichen sowie zeitlichen Skalen abliefen.

Für weitere Untersuchungen wäre wünschenswert, eine größere Anzahl von Fällen zu analysieren. So könnte eine Art Klimatologie für den westlichen Mittelmeerraum erstellt werden. Eine Klimatologie, mit der Aussagen getroffen werden können, bei welchen meteorologischen Bedingungen es zum Beispiel an der Nordwestküste Italiens zu Niederschlägen von über 100 mm innerhalb 6 Stunden kommt. Ziel wäre somit die Verbesserung der Vorhersagbarkeit zukünftiger Starkniederschlagsereignisse im westlichen Mittelmeerraum, welche insbesondere für konvektive Ereignisse teilweise noch recht schlecht von den Wettermodellen vorhergesagt werden. Die in dieser Arbeit beschriebenen Starkniederschlagsereignisse sind nur ein erster Schritt zum Erreichen dieses Ziels, welches innerhalb des HyMeX-Projekts verfolgt wird. Manche Modelle unterscheiden sich in der zeitlichen Abfolge und dem räumlichen Auftreten des Ereignisses derart, dass Vorhersagen teilweise erst kurz vor dem Eintreffen des Ereignisses möglich sind.

Außerdem wäre stellenweise eine detailreichere Analyse der Trajektorien erstrebenswert. So könnten Trajektorien beispielsweise in unterschiedlichen Höhen gestartet werden, andere Auswahlkriterien getroffen werden bis hin zur Untersuchung von trockenkalten Absinkprozessen beispielsweise entlang einer Kaltfront oder sogenannter Dry Intrusions. Eine tiefergehende statistische Auswertung der Trajektorien zu unterschiedlichen Startzeitpunkten bis hin zu einem Vergleich zwischen Atlantik und Mittelmeer, horizontalen und vertikalen zurückgelegten Wegstrecken beziehungsweise Geschwindigkeiten und zwischen mehreren Ereignissen wäre wünschenswert.

Literaturverzeichnis

- Alpert, P., B. Neeman, und Y. Shay-El, 1990: Climatological analysis of Mediterranean cyclones using ECMWF data. *Tellus A*, **42** (1), 65–77.
- Barros, S. R. M., D. Dent, L. Isaksen, G. Robinson, G. Mozdzyński, und F. Wollenweber, 1995: The IFS model: A parallel production weather code. *Parallel Computing*, **21** (10), 1621–1638.
- Bjerknes, J. und H. Solberg, 1922: *Life cycle of cyclones and the polar front theory of atmospheric circulation*. Grondahl.
- Bott, A., 2012: *Synoptische Meteorologie: Methoden der Wetteranalyse und -prognose*. Springer.
- Čampa, J., 2013: Moisture transport in Mediterranean Cyclones leading to extreme precipitation and flooding events.
- Campins, J., A. Jansà, und A. Genovés, 2006: Three-dimensional structure of western Mediterranean cyclones. *International journal of climatology*, **26** (3), 323–343.
- Doswell III, C. A., 1987: The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: A case study example. *Weather and Forecasting*, **2** (1), 3–16.
- Drobinski, P., et al., 2008: Hydrological cycle in Mediterranean experiment (HyMeX): Towards a major field experiment in 2010-2020: white book, draft 1.3. 2.
- DWD, 2014: Potentielle Labilität (konvektive Labilität). <http://www.deutscher-wetterdienst.de/lexikon/> (Abruf: 11.4.2014).
- Ehmann, C., 2012: Vergleich der Entwicklung von Zyklonen mit Potenzial für Sturm und extreme Niederschlagsereignisse im Mittelmeerraum. Masterarbeit, Karlsruher Institut für Technologie.

- Fitzroy, R., 1863: *The Weather Book: A Manual of Practical Meteorology*. Nr. Bd. 2 in *The Weather Book: a Manual of Practical Meteorology*, Longman, Green, Longman, Roberts, & Green.
- Fourrié, N., E. Bresson, E. Sevault, und N. Mathieu, 2013: Arome WMED, a model dedicated to the HyMeX campaign.
- Giorgi, F., 2006: Climate change hot-spots. *Geophysical Research Letters*, **33** (8).
- Guha-Sapir, P. B. R., Debarati; Hoyois, 2013: Annual Disaster Statistical Review 2012: The Numbers and Trends. *Brussels: CRED*.
- Harrold, T., 1973: Mechanisms influencing the distribution of precipitation within baroclinic disturbances. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **99** (420), 232–251.
- Homar, V., A. Jansa, J. Campins, A. Genovés, und C. Ramis, 2007: Towards a systematic climatology of sensitivities of Mediterranean high impact weather: a contribution based on intense cyclones. *Natural Hazards and Earth System Science*, **7** (4), 445–454.
- Homar, V., A. Jansa, J. Campins, und C. Ramis, 2006: Towards a climatology of sensitivities of Mediterranean high impact weather- first approach. *Advances in Geosciences*, **7** (7), 259–267.
- Homar, V., C. Ramis, R. Romero, und S. Alonso, 2010: Recent trends in temperature and precipitation over the Balearic Islands (Spain). *Climatic Change*, **98** (1-2), 199–211.
- HyMeX, 2012: IOP8 overview summary.
- ingv.it, 2014: Last year Sea Surface Temperature [°C] basin mean daily evolution. http://gnoo.bo.ingv.it/mfs/B4G_indicators/SST.htm (Abruf: 21.4.2014).
- Jansa, A., 1986: Genoa cyclones and other western Mediterranean cyclones. *WMO/TD128, Append*, **8**, 59–70.
- Kalnay, E., 2003: *Atmospheric Modeling, Data Assimilation and Predictability*. Cambridge University Press.
- Kanamitsu, M., 1989: Description of the NMC global data assimilation and forecast system. *Weather and Forecasting*, **4** (3), 335–342.

- Köppen, W. P., R. Geiger, M. Milankovitch, V. Conrad, W. Borchardt, K. Wegener, und A. Wagner, 1930: *Handbuch der Klimatologie*, Vol. 3. Gebrüder Borntraeger Berlin, Germany.
- Kunz, M., 2012: Meteorologische Naturgefahren.
- Kurz, M., 1990: *Synoptische Meteorologie*. Deutscher Wetterdienst Offenbach, Main: Leitfäden für die Ausbildung im Deutschen Wetterdienst, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes.
- Leaning, J. und D. Guha-Sapir, 2013: Natural disasters, armed conflict, and public health. *New England journal of medicine*, **369** (19), 1836–1842.
- Markowski, P. und Y. Richardson, 2011: *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes*. Advancing Weather and Climate Science, Wiley.
- Munich RE; Haemmerle, M., 2014: .
- Petterssen, S., 1956: *Weather Analysis and Forecasting. Vol. 1. Motion and Motion Systems*. 2. ed., McGraw Hill, 27-29 S.
- Raff, F., 2013: Untersuchung atmosphärischer Prozesse hinsichtlich des Auftretens von starkregenerzeugenden WWettersysteme im westliwest Mittelmeerraum. Masterarbeit, Kalsruher Institut für Technologie.
- Ricard, D., 2012: *HyMeX Operation Plan*. Hy.
- Ricard, D., V. Ducrocq, und L. Auger, 2012: A Climatology of the Mesoscale Environment Associated with Heavily Precipitating Events over a Northwestern Mediterranean Area. *Journal of Applied Meteorology & Climatology*, **51** (3).
- Richard, 2008: WG3 - Heavy precipitation, falsh-floods and floods. 30.
- Schäfler, A., A. Dörnbrack, H. Wernli, C. Kiemle, und S. Pfahl, 2011: Airborne lidar observations in the inflow region of a warm conveyor belt. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **137** (658), 1257–1272.
- Seibert, P., 1993: Convergence and accuracy of numerical methods for trajectory calculations. *Journal of Applied Meteorology*, **32** (3), 558–566.
- Seity, Y., P. Brousseau, S. Malardel, G. Hello, P. Béénard, F. Bouttier, C. Lac, und V. Masson, 2011: The AROME-France Convective-Scale Operational Model. *Monthly Weather Review*, **139** (3).

- Shaw, W., 1903: The meteorological aspects of the storm of February 26–27, 1903. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **29 (128)**, 233–262.
- Sodemann, H. und E. Zubler, 2010: Seasonal and inter-annual variability of the moisture sources for Alpine precipitation during 1995–2002. *International Journal of Climatology*, **30 (7)**, 947–961.
- Tian, Y. und C. D. Peters-Lidard, 2010: A global map of uncertainties in satellite-based precipitation measurements. *Geophysical Research Letters*, **37 (24)**.
- Trigo, I. F. und T. D. Davies, 1999: Objective climatology of cyclones in the Mediterranean region. *Journal of Climate*, **12 (6)**.
- Wernli, H., 2007: Wettersysteme in den mittleren Breiten – Kapitel 4 - Die Lagrange'sche Perspektive.
- Wernli, H., 2013: The relevance of warm conveyor belts for heavy precipitation events in the Mediterranean.
- Wernli, H., 2014: Re: Berechnung Trajektorien mit Lagranto (18.3.2014).
- Wernli, H. und H. C. Davies, 1997: A Lagrangian-based analysis of extratropical cyclones. I: The method and some applications. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **123 (538)**, 467–489.

Abbildungsverzeichnis

2.1	Schema der baroklinen Zone.	9
2.2	Schema der Energietransformation bei unterschiedlich temperierten Luftmassen.	9
2.3	Schema eines WCB.	10
2.4	Monatliche Verteilung der HPEs über 150 mm d^{-1}	13
2.5	(a) Weltweite Naturkatastrophen aufgeteilt in vier Hauptkategorien. (b) Weltweite Schadenereignisse von 1980 bis 2013.	21
2.6	Schema zur Trajektorienberechnung.	22
2.7	Beispiel von Trajektorien über Orographie.	23
2.8	HyMeX-Arbeitsgruppen.	23
2.9	Zeitplan HyMeX.	24
3.1	GFS-Analysen und MESO-NH-Vorhersagen zu IOP 8.	28
3.2	Beobachtungsdaten der 24-stündigen Niederschlagssummen.	31
3.3	Vorwärtstrajektorien der spezifischen Feuchte.	33
3.3	Fortsetzung.	34
3.4	Vorwärtstrajektorien vom 27. September 2012, 12 UTC bis 29. September 2012, 0 UTC.	38
3.5	Satellitenbilder des EUMETSAT-CMS-IPSL während IOP 8.	39
3.6	Vorwärtstrajektorien vom 28. September 2012, 12 UTC bis 30. September 2012, 0 UTC.	40
3.7	Beobachtungsdaten der 24-stündigen Niederschlagssummen.	42
3.8	GFS-Analysen, MESO-NH und BOLAM-Vorhersagen zu IOP 19.	43

3.9	Vorwärtstrajektorien der spezifischen Feuchte gestartet im Atlantik. . .	47
3.10	Vorwärtstrajektorien gestartet im Atlantik vom 2. November 2012, 18 UTC bis 4. November 2012, 18 UTC.	50
3.11	Vorwärtstrajektorien gestartet im Atlantik vom 3. November 2012, 6 UTC bis 5. November 2012, 6 UTC.	51
3.12	Vorwärtstrajektorien der spezifischen Feuchte gestartet im Mittelmeer. .	53
3.13	Vorwärtstrajektorien gestartet im Mittelmeer vom 3. November 2012, 6 UTC bis 5. November 2012, 6 UTC und vom 3. November 2012, 12 UTC bis 5. November 2012, 12 UTC.	56
3.14	Statistischer Vergleich der Fallstudie IOP 8 mit der Fallstudie IOP 19. .	58
A.1	Vorwärtstrajektorien der spezifischen Feuchte während IOP 19 zu un- terschiedlichen Startzeitpunkten.	74

A. Anhang

Tabelle A.1: Übersicht über Niederschlagsereignisse während der IMK-HyMeX-Messkampagne. Die Zahlen stehen für die zeitliche Abfolge der Ereignisse. Der Luftdruck ist stellvertretend für den jeweils zusammengefassten Zeitraum einmal angegeben und repräsentiert den niedrigsten aufgetretenen Luftdruck während des Ereignisses. Details im Text (Abschnitt 3.1).

IOP	Zeitraum	Festland Spanien	Festland Frankreich	Italien	Korsika	Sardinien	Balearen	Ligurisches Meer	Löwengolf	zentrales Mittelmeer	Pyrenäen	konv (k)/adv (a)/oro (o)	RR24h_max in mm	Luftdruck in hPa
	15.8.-16.8.2012		x									k	>20	-
	15.8.2012		1									k	>20	-
	16.8.2012		1									k	-	-
	17.8.2012						1					a	-	-
	19.8.2012		2				1				2	o/k	>20	-
	20.8.2012		2								1	o/k	>20	-
	22.8.2012		1									k	>10	-
	25.8.-26.8.2012		x	x			x					o/k	>40	<1010
	25.8.2012		1									k	>30	-
	26.8.2012			1			1					o/k	>40	-
	28.8.2012			2					2		1	o/k	>20	-
	30.8.-1.9.2012		x	x	x		x	x	x	x	x	a/o/k	>100	-
	30.8.2012		1				3	3	2	3	1	a/k	>100	-
	31.8.2012		2	1			1	1				o/k	>100	-
	1.9.2012		3		2		1	3				k	>40	-
	2.9.-6.9.2012				x		x	x		x		k	>100	<1010
	2.9.2012				2		2	1		1		k	>60	-
	3.9.2012							1		2		k	>50	-

IOP	Zeitraum	Festland Spanien	Festland Frankreich	Italien	Korsika	Sardinien	Balearen	Ligurisches Meer	Löwengolf	zentrales Mittelmeer	Pyrenäen	konv (k)/adv (a)/oro (o)	RR24h_max in mm	Luftdruck in hPa
	4.9.2012				1		2			1		k	>80	-
	5.9.2012				1							k	>50	-
	6.9.2012				1							k	>30	-
	9.9.2012	1			1	1					1	o/k	>50	-
	10.9.2012		2								1	o/k	>15	-
1	11.9.2012		1								2	k	>5	-
2	12.9.2012		1		4		5			3	2	a/o/k	>30	-
3/4	13.9.-14.9.2012		x	x		x	x					a/k	>80	<1000
3	13.9.2012		1			3	2					k	>60	-
4	14.9.2012			1								a	>60	-
	18.9.-19.9.2012		x	x	x						x	a/o/k	>15	<1010
	18.9.2012		1								2	a/k	>15	-
	19.9.2012			2	1							o/k	>15	-
5/6	23.9.-24.9.2012	x	x									a/k	>50	<1005
5/6	23.9.2012	1	2									a/k	>15	-
6	24.9.2012		1									a/k	>50	-
	25.9.2012		1	3	2							a/o/k	>20	-
7a/b/8	26.9.-30.9.2012	x	x	x	x		x		x	x		a/k	>100	anfangs:
7a	26.9.2012		1		2		3					a/k	>15	<1000
7b	27.9.2012				3		1			2		a	>20	sonst:
8	28.9.2012	2	2		3		1					k	>70	>1005
8	29.9.2012		x		x		x		x			k	>70	-
	30.9.2012		2	3	2		1			2		k	>100	-
	1.10.2012				1			2				k	>40	-
9	2.10.2012											-	-	-
	7.10.2012		1						1			a/k	>10	-
	8.10.2012		1									k	>5	-
	9.10.2012		1	3	2							o/k	>30	-
	10.10.2012	1										k	>60	-
12a	11.10.2012				2			2				k	>50	<1010
12a/b	12.10.-13.10.2012	x		x	x		x			x		k	>100	<1010
12a/b	12.10.2012	4		2	1		3			4		k	>100	-
12a/b	13.10.2012			2			1					k	>50	-

IOP	Zeitraum	Festland Spanien	Festland Frankreich	Italien	Korsika	Sardinien	Balearen	Ligurisches Meer	Löwengolf	zentrales Mittelmeer	Pyrenäen	konv (k)/adv (a)/oro (o)	RR24h_max in mm	Luftdruck in hPa
13	14.10.-16.10.2012	x	x	x	x		x	x	x	x		a/k	>70	<1005
13	14.10.2012	1	1	3				2	3			a/k	>70	-
13	15.10.2012			2	1	1	1			1		a/k	>40	-
13	16.10.2012											-	-	-
14	17.10.2012	1									1	o/k	>15	-
14	18.10.2012	2	1				1				1	a/o/k	>30	-
14/15	19.10.-24.10.2012	x	x		x	x	x		x		x	a/o/k	>100	<1010
14	19.10.2012	1										a/o/k	>30	-
15a	20.10.2012	1					2					a/k	>30	-
15b	21.10.2012	1	2			4	3		2		2	a/k	>80	-
15b/c	22.10.2012		1		3	2						a/k	>40	-
15c	23.10.2012				1							k	>15	-
	24.10.2012	2			1							a/k	>80	-
16a	25.10.-26.10.2012	x	x	x	x					x	x	a/k	>80	<995
16a	25.10.2012	1										a	>10	-
16a	26.10.2012		3	5	4					2	1	k	>80	-
16b/c	27.10.-28.10.2012			x	x			x				a/k	>60	<985
16b/c	27.10.2012			3	2			1				k	>60	-
16b/c	28.10.2012			3	2			1				a	>15	-
17	29.10.2012											-	>10	-
18	30.10.-31.10.2012	x	x	x			x					a/o/k	>80	<985
18	30.10.2012	1					2					a	>20	-
18	31.10.2012		2	2			1					a/o/k	>80	-
18	1.11.2012		1									a	>15	-
	2.11.2012	1										o/k	>15	-
19	3.11.-5.11.2012	x	x		x		x	x				a/o/k	>70	<1000
19	3.11.2012	2	5		3		1	4				a	>30	-
19	4.11.2012	1	2		3							a	>30	-
19/20	5.11.2012		1				2					o/k	>30	-
	6.11.2012		3				1					a/o/k	>30	-

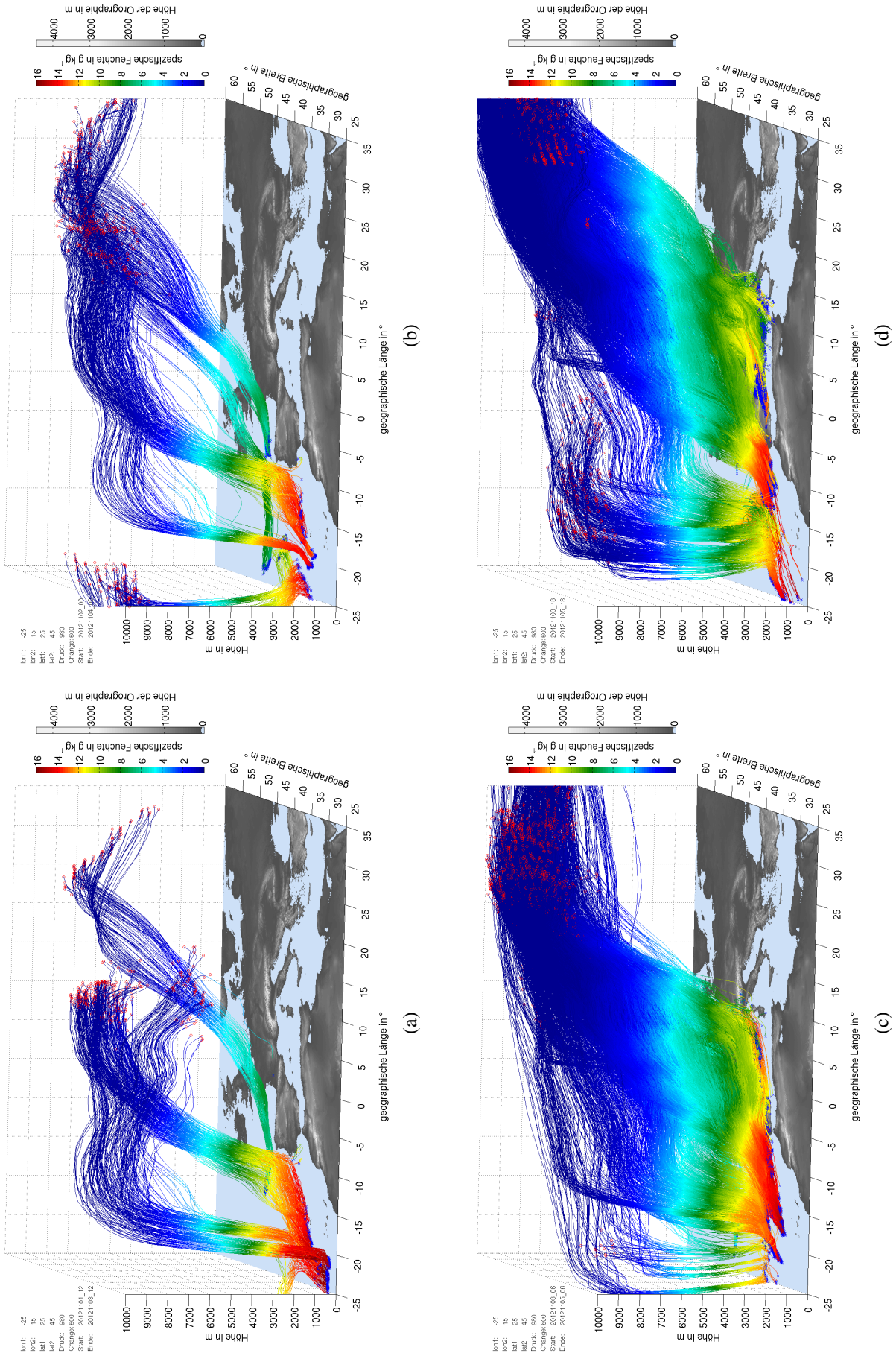


Abbildung A.1: Fortsetzung auf nächster Seite.

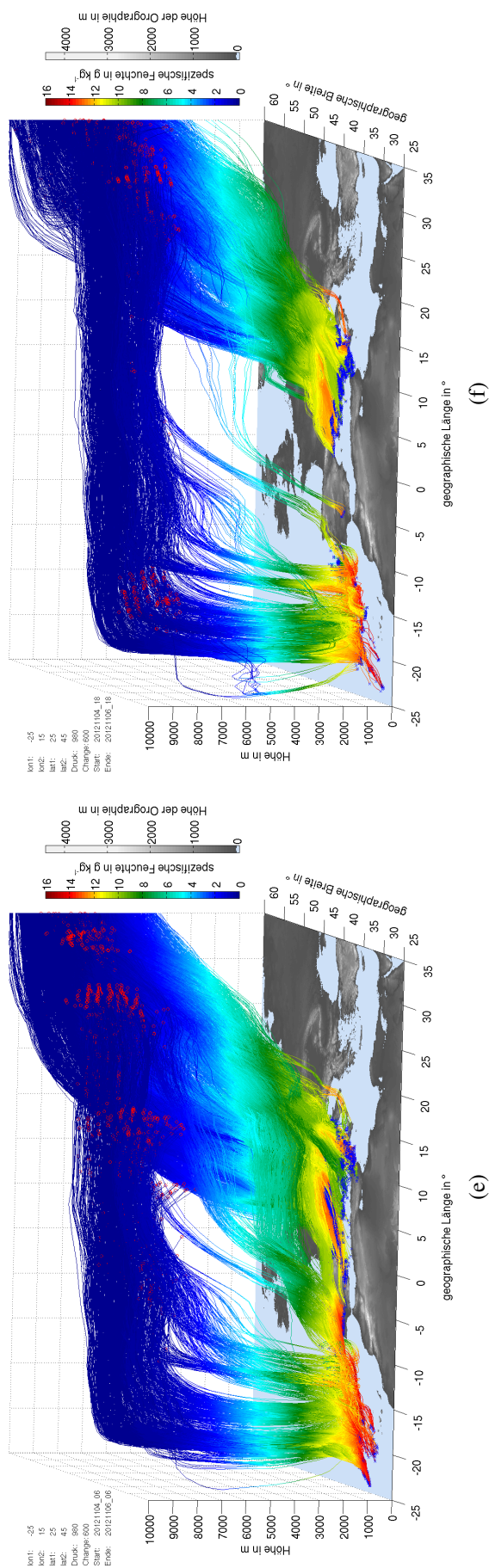


Abbildung A.1: Vorwärtstrajektorien der spezifischen Feuchte in g kg^{-1} (coloriert) gestartet über dem Mittelmeer in 980 hPa für jeweils 48 Stunden und Orographie in m (grau) zu unterschiedlichen Startzeitpunkten: (a) 1. November 2012, 12 UTC; (b) 2. November 2012, 0 UTC; (c) 3. November 2012, 6 UTC; (d) 3. November 2012, 18 UTC; (e) 4. November 2012, 6 UTC; (f) 4. November 2012, 18 UTC.

Danksagung

Zu guter Letzt möchte ich noch einigen Personen, die mich in der Zeit der Masterarbeit unterstützt haben, danken.

Vielen Dank an meinen Referenten Prof. Dr. Christoph Kottmeier und auch an PD Dr. Michael Kunz aufgrund der Übernahme des Korreferats.

Ein großer Dank geht an Dr. Ulrich Corsmeier, der mir ermöglicht hat, meine Masterarbeit am IMK-TRO in seiner Arbeitsgruppe *Konvektive Systeme* anzufertigen. Du, Ulli, hast oft einen derart motivierenden und faszinierenden Optimismus an den Tag gelegt. Dabei fehlte dir auch in angespannten Lagen nicht die Ruhe, den Überblick zu wahren und Wege aus problematischen Situationen zu finden. Danke, für dein Know-how in den Einzelgesprächen, wie auch Gruppenrunden.

Wo ich gerade davon spreche, auch ein Dank an die Gruppenrunden, in denen ein Austausch der Forschungsthemen erfolgte. Bei so manchen Problemen konnten so unterschiedliche Einwände zum gewünschten Erfolg und Weiterkommen führen.

Ein besonderer Dank gilt hier Friederike, Gabriel und Florian auszurichten. Vielen Dank für die Gespräche zwischendurch auch an Peter. Diese waren immer wieder gut, um vom Thema abzukommen und dann erneut zu Taten gedrungen durchzustarten. Nicht fehlen darf in dieser Runde auch Rowell. Schön waren insbesondere die frühmorgendlichen Minuten mit einem Kaffee und angeregten Gesprächen. Danke für deinen passenden Humor und die Witzeleien!

Insbesondere dir, Tobi 'kommst-du-mit-essen?' Schad, möchte ich danken. Erstens, für die fast täglichen Anfragen, ob ich mitkommen wolle zum Essen und zweitens, die schönen Gespräche mit dir. Deine Einstellungen zum Leben, Freundlichkeit und dein Frohsinn sind kaum übertroffen. Vielen Dank!

Jana Čampa. Eine vielbeschäftigte, unentbehrliche Frau, die dennoch in jeglichem Stress noch Zeit gefunden hat, mir bei meinen aufkommenden Problemen mit Lagranto und dessen Installation zu helfen. Du hast mir die von Christian Barthlott - ein Dank an dieser Stelle an dich Christian - beschafften Modelldaten soweit möglich in ein für

Lagranto lauffähiges Format umgewandelt und selbst Modelldaten besorgt, die ich für meine Trajektorienrechnungen verwendet habe. Einen sehr großen Dank für deine Bemühungen!

Danke auch an Christian Ehmann, der sich nach Ende seiner Diplomarbeit ein paar Stunden Zeit genommen hat, mich in die Grundlagen von Lagranto einzuweisen.

Vielen Dank an Luisa, Friederike und Peter bei Hilfestellungen rund um MatLab. Auch danken möchte ich Gabi Klinck für die Bereitstellung und Inbetriebnahme des Rechners und der Unterstützung bei Problemen mit demselben!

Meinen am Campus Süd arbeitenden Mitstudenten Daniel, Marlon, Lisa und Sarah, die teilweise schon fast zu Bewohnern des Diplomantenraums geworden sind, möchte ich für aufbauende Worte, lustige Momente danken. Ein besonderer Dank gilt hier dir, Sarah, entgegenzubringen. Du hast die Hoffnung nie verloren und mir viel Hilfreiches zuteilwerden lassen. Sei es ein gutes ausgiebiges Gespräch oder eine nette Geste, du warst da und hast dir auch noch Zeit zum Korrekturlesen meiner Arbeit genommen. Die wöchentlichen Treffen auf einen Kaffee werde ich nicht vergessen. Vielen herzlichen Dank!

Abschließend möchte ich noch meinen Eltern danken. Vielen Dank für das Entgegenkommen auf jegliche Art und Weise während meiner Zeit der Masterarbeit. Insbesondere die letzten Wochen der Masterarbeit waren schwierig. Der Abschluss dieser Masterarbeit wäre ohne euch nicht möglich gewesen.

Erklärung

Der Unterzeichner versichert, dass er die Arbeit selbständig verfasst und keine anderen als die angegebenen Quellen und Hilfsmittel benutzt hat, wörtlich oder inhaltlich übernommene Stellen als solche kenntlich gemacht und die Satzung des KIT zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis in der gültigen Fassung (Amtliche Bekanntmachungen, Nr. 36, 2010) beachtet hat.

Karlsruhe, den 22. April 2014

Kai-Uwe Nerding