Dynamik eines großskaligen Staubsturmes in der Sahara

DIPLOMARBEIT

Gregor Gläser



Institut für Physik der Atmosphäre Johannes Gutenberg-Universität Mainz

09. März 2009

Zusammenfassung

Im März 2004 ereignete sich ein außergewöhnlich großskaliger Saharastaubausbruch, infolgedessen Mineralstaub aus Gebieten südlich des Atlasgebirges hinaus auf den tropischen und subtropischen Atlantik transportiert wurde. Wetterstationen auf der Südseite des Atlas beobachteten starke Niederschläge und sehr hohe Windgeschwindigkeiten zu Beginn des Ereignisses sowie ungewöhnlich niedrige Temperaturwerte über der Sahara an den folgenden Tagen. Analysekarten des 500 hPa-Geopotentials zeigen einen Höhentrog, dessen Achse von Mitteleuropa bis nach Marokko reicht. Diese Wettersituation war mit dem Eindringen einer Kaltfront über das Atlasgebirge in den afrikanischen Kontinent sowie der Bildung einer Zyklone an der Vorderund einer Antizyklone an der Rückseite des Troges verbunden.

Das Verständnis der dynamischen Prozesse der Starkwinderzeugung ist ausschlaggebend für die numerische Modellierung von Staubemission und stellt den Kern dieser Arbeit dar. Der Staubausbruch im März 2004 wird mit dem COSMO Modell des Deutschen Wetterdienstes (DWD) simuliert. Der Vergleich von Modellsimulation mit diversen Beobachtungsdaten zeigt, dass die Wettersituation sehr gut reproduziert wird. Mithilfe zweier Sensitivitätsexperimente werden einzelne Prozesse auf ihre Bedeutung bei diesem Staubausbruch hin untersucht. Dabei zeigt sich, dass die Luft über weiten Teilen der Sahara durch Verdunstung von frontalen Niederschlägen massiv abgekühlt wird, wodurch sich eine Dichteströmung ausbildet, die wesentlich zur Mobilisierung von Staub beiträgt. Durch die Überströmung des Atlasgebirges entsteht eine Föhnsituation, welche die Trockenheit im Lee des Atlas erhöht. Somit steigt das Potential für Verdunstung und die Auswirkungen der latenten Prozesse werden intensiviert. Außerdem entstehen in Folge der Gebirgsüberströmung hydraulische Sprünge, mit denen sehr hohe Windgeschwindigkeiten auf der Südseite des Atlas verknüpft sind. Der Beitrag dieser Starkwinde zur Staubmobilisierung ist jedoch als gering einzuschätzen, da die Emission von Staubpartikeln aus dem von vorangegangenen Niederschlägen angefeuchteten Erdboden erschwert ist.

Inhaltsverzeichnis

In	haltsverzeichnis	ii
1	Einleitung	1
	1.1 Der Staubausbruch im März 2004	1
	1.2 Mobilisierung von Staub und dessen Auswirkungen in der Atmosphäre	3
	1.3 Klassische Kaltfronttheorie	4
	1.4 Grundlegendes über Dichteströmungen	6
	1.5 Grundlagen der Gebirgsüberströmung	11
	1.6 Ziele, Methodik und Gliederung der Arbeit	15
2	Daten und Modell	17
	2.1 Das COSMO Modell	17
	2.1.1 Modellformulierung	18
	2.1.2 Parametrisierung subskaliger Prozesse	19
	2.1.3 Weitere Unterschiede zwischen COSMO 7,0 und COSMO 2,8	21
	2.2 Daten	22
	2.2.1 EUMETSAT Satellitendaten	22
	2.2.2 TRMM Satellitendaten	22
	2.2.3 EZMW-Analysen	23
	2.2.4 Stationsmeldungen	24
	2.2.5 Europäischer Wetterbericht	25
3	Synoptische Situation	27
4	Evaluierung des Kontrolllaufes	31
	4.1 Vergleich von Modellausgabe mit EUMETSAT-Satellitenbildern \ldots	31
	4.2 Vergleich von Modellausgabe mit EZMW-Analysen	34
	4.3 Vergleich von Modellausgabe mit TRMM-Niederschlagsraten	36
	4.4 Vergleich von Modellausgabe mit Stationsbeobachtungen	38
5	Analyse der Auswirkungen latenter Prozesse	43

	5.1	Ergebnisse des Kontrolllaufes	43		
		5.1.1 Einfluss auf das Windfeld	43		
		5.1.2 Einfluss auf die großskalige Ausbreitung der Kaltluft	52		
	5.2	Sensitivitätsexperiment 1: "latentes Kühlen"	59		
		5.2.1 Modellmodifikation und Erwartungen an die Resultate	59		
		5.2.2 Vergleich von Sensitivitätsexperiment und Kontrolllauf	60		
6	An	alyse der Auswirkungen der Gebirgsüberströmung	69		
	6.1	Ergebnisse des Kontrolllaufes	69		
	6.2	Sensitivitätsexperiment 2: "Gebirgsüberströmung"	76		
		6.2.1 Modellmodifikation und Erwartungen an die Resultate	77		
		6.2.2 Vergleich von Sensitivitätsexperiment und Kontrolllauf	78		
7	Scł	llussfolgerungen und Ausblick	85		
	7.1	Schlussfolgerungen und Fazit	85		
	7.2	Ausblick	87		
\mathbf{A}	CC	SMO 7,0 und EZMW: 500 hPa-Geopotential	89		
В	3 COSMO 7,0: sechsstündiger Niederschlag 93				
С	EU	METSAT RGB-Komposit	96		
Abbildungsverzeichnis 1					
Tabellenverzeichnis 1					
Lit	erat	turverzeichnis	105		

Einleitung

1.1 Der Staubausbruch im März 2004

Satellitenbilder zeigen am 02. März 2004 den Ursprung einer Staubfront südlich des Atlasgebirges, welche sich in den nächsten Tagen in südliche und westliche Richtungen ausbreiten wird. Abbildung 1.1 zeigt die Situation am 05. März 2004 um 12:00 UTC; auf diesem Satellitenbild ist Staub in der Atmosphäre in Magenta dargestellt¹. In dieser Arbeit wird die Dynamik dieses außergewöhnlich großskaligen Staubausbruches in der Sahara untersucht. Die Ergebnisse dieser Fallstudie lassen eventuell Rückschlüsse auf andere vergleichbare Ereignisse zu.

Die Staubfront erstreckt sich am 05. März über eine Länge von mehreren tausend Kilometern und reicht in einem Halbkreis von der portugiesischen Küste über den Atlantik bis zur Küste Guineas und von dort aus in zonaler Richtung in den afrikanischen Kontinent hinein. Ein solches Ereignis bringt große Mengen an Staub in die Atmosphäre ein, wo dieser direkt und indirekt Wetter und Klima beeinflusst.

Die synoptische Situation, die zu diesem spektakulären Staubausbruch führte, lässt sich folgendermaßen umreißen: Ein Höhentrog erstreckt sich von Mitteleuropa bis in den afrikanischen Kontinent hinein. Damit verbunden überquert eine Kaltfront das Atlasgebirge und bringt Niederschläge im Lee. Die Frontpassage ist mit einem sehr starken Druckgradienten über der Sahara verbunden. Daraus resultieren Starkwinde auf der Mesoskala, die große Mengen an Mineralstaub aufwirbeln. Ein ausgeprägtes Hochdruckgebiet über Nordwestafrika mobilisiert zusätzlich Staub und sorgt in den folgenden Tagen für den weiteren Transport des Staubes bis hinaus auf den Atlantik. (Knippertz und Fink 2006)

In der Veröffentlichung "Synoptic and dynamic aspects of an extreme springtime Saharan dust outbreak" (Knippertz und Fink 2006) wird dieses eindrucksvolle Ereignis beschrieben und Spekulationen über die Ursachen aufgestellt. Die Autoren behaupten, dass die Staubfront zu Anfang auf eine Dichteströmung zurückzuführen ist, welche durch die Verdunstung des Niederschlages im Lee des Atlasgebirges und die

¹Für Details zu diesem speziellen Satellitenprodukt, das in der Arbeit des Öfteren gezeigt wird, siehe Kapitel 2.2.1.



Abbildung 1.1: Staubfront am 05. März 2004 12:00 UTC. Dieses EUMETSAT RGB-Komposit zeigt Staub in der Atmosphäre in Magenta-Farbtönen.

damit verbundene Abkühlung erzeugt wurde. Das hohe Potential für Verdunstung in dieser sehr trockenen Region soll durch eine vorherrschende Föhnsituation, die die Trockenheit erhöhte, verstärkt worden sein. Des Weiteren wird vermutet, dass die Orographie des Atlasgebirges einen Beitrag zur Beschleunigung der Dichteströmung lieferte. Diese Spekulationen zu überprüfen stellt einen zentralen Teil dieser Arbeit dar. Dazu wird die Fallstudie mit dem COSMO Modell², dem operationellen Modell des Deutschen Wetterdienstes (DWD), numerisch simuliert. Sensitivitätsexperimente mit dem Modell liefern Aussagen über die Beiträge einzelner Prozesse zur Starkwinderzeugung, wobei die volle Nichtlinearität der Atmosphäre berücksichtigt wird. Die Kombination mehrerer Faktoren führt also zu den Starkwinden, die in dieser Fallstudie für die enorme Staubmobilisierung sorgen. Um im Hauptteil der Arbeit diese Prozesse detailliert analysieren zu können, folgen theoretische Hintergründe und Grundlagen zu den Themen Staubmobilisierung, Kaltfronten, Dichteströmung und Gebirgsüberströmung.

²Eine Ausführliche Beschreibung des Modells folgt in Kapitel 2.1.

1.2 Mobilisierung von Staub und dessen Auswirkungen in der Atmosphäre

Auf die Masse bezogen bestehen etwa 40 % der globalen atmosphärischen Aerosolpartikel aus Mineralstaub (Seinfeld und Pandis 1997). Als Mineralstaub werden Partikel bezeichnet, welche aus Materialien bestehen, die in der Erdkruste vorkommen im Wesentlichen Feldspat, Quarz und Karbonate - und deren Äquivalentdurchmesser kleiner als 10 μ m sind (Zhang et al. 2006).

Staubaerosol nimmt direkt oder indirekt Einfluss auf eine Vielzahl atmosphärischer Prozesse. Die wichtigsten sind die atmosphärische Strahlung, die Wolkenmikrophysik sowie die atmosphärische Chemie, welche wiederum die Energiebilanz, die atmosphärische Dynamik und Wolkenprozesse beeinflussen, wodurch der Staub in der Atmosphäre Auswirkungen auf Wetter und Klima hat (Heintzenberg 2007).

Die wichtigste Quellregion für Mineralstaubpartikel ist die Sahara (Prospero et al. 2002, Washington et al. 2003). Modellberechnungen zeigen, dass massenanteilig 42 % des globalen Staubaerosols hier emittiert werden, gesamt Nordafrika sorgt für 64 % der globalen Staubemission (Ginoux et al. 2004).

Bei der Frage nach der Mobilisierung von Staub und somit der Emission in die Atmosphäre stößt man auf ein Schwellwertproblem. Die horizontale Windgeschwindigkeit, die nötig ist, um Partikel aufzuwirbeln, hängt von der Korngröße ab. Grundsätzlich gilt, je größer und somit schwerer Partikel sind, desto höherer Windgeschwindigkeiten bedürfen sie, um mobilisiert zu werden. Sehr feine Partikel sind allerdings durch Kohäsionskräfte stärker aneinandergebunden, wodurch ihr Auslösen aus der Erdoberfläche erschwert wird. Das Wechselspiel dieser Prozesse führt zu einem optimalen Partikeldurchmesser, bei dem der Schwellwert zur Mobilisierung am niedrigsten ist. Dieser liegt, in Abhängigkeit von der Partikeldichte, im Bereich von 75 bis 100 μ m (Cornelis et al. 2004). Partikel dieser Größe fallen allerdings aufgrund ihres Gewichtes schnell wieder aus der Atmosphäre aus. Die kinetische Energie bei ihrem Aufprall auf die Erdoberfläche kann die Kohäsionskräfte der kleineren Partikel überwinden und diese somit aufwirbeln. Dieser Prozess heißt Saltation und ist maßgeblich dafür verantwortlich, dass signifikante Mengen an feinen Mineralstaubpartikeln mobilisiert werden. Diese feinen Partikel sedimentieren nur sehr langsam und können daher lange - in der Größenordnung von 8 Tagen - in der Atmosphäre verbleiben (Iversen und White 1982). Der resultierende vertikale Massenfluss von Staubpartikeln ist im Wesentlichen proportional zur dritten Potenz der horizontalen Reibungsgeschwindigkeit (Alfaro und Gomes 2001, White 1979). Modellberechnungen von Grini et al. (2002) zeigen, dass bei einer Erhöhung der 10-m-Windgeschwindigkeit von 13 auf 17 ms⁻¹ der vertikale Massenfluss feiner Partikel um eine Größenordnung zunimmt (siehe Abb. 1.2). Unterhalb von 13 ms⁻¹ werden keine signifikanten Mengen an Staub mobilisiert. Der vertikale Massenfluss steigt monoton mit der Windgeschwindigkeit an. In der Sahara gibt es verschiedene meteorologische Phänomene, bei denen ausrei-



Abbildung 1.2: Modellsimulation des vertikalen Massenflusses feiner Staubpartikel in Abhängigkeit der 10-m-Windgeschwindigkeit bei 28°N; 1°W (nach Grini et al. (2002)).

chend hohe Horizontalwinde auftreten, um Staub aufzuwirbeln. Die Verstärkung des Harmattans im nordhemisphärischen Winter spielt dabei auf der größten Skala eine Rolle (Afeti und Resch 2000). Ebenfalls hauptsächlich im Winter führt das Eindringen von kaltfrontalen Tiefdrucksystemen, die häufig mit Niederschlägen verbunden sind, aus den mittleren Breiten in den afrikanischen Kontinent zu Starkwindereignissen auf der synoptischen Skala (Goudie und Middleton 2001). Auf der Mesoskala kann es in den Sommermonaten durch unterschiedliche Prozesse zu Feuchtkonvektion in der Sahara kommen. Der dabei verdunstende Niederschlag erzeugt ein Kaltluftbecken, das in der warmen, trockenen Umgebung der Wüste in Form einer Dichteströmung zu Staubmobilisierung führt (Knippertz 2007). Noch kleinskaliger mit einer Ausdehnung bis zu einigen hundert Metern führen Staubteufel und Staubfahnen zur Aufwirbelung von Staub (Koch und Renno 2005). Diese können durch die trockenkonvektive Durchmischung der Grenzschicht tagsüber entstehen.

1.3 Klassische Kaltfronttheorie

Im Folgenden werden einige Grundlagen erläutert, welche die Prozesse der Frontpropagation und der Erzeugung starker Winde an der Frontalzone verdeutlichen sollen. In Bodenwetterkarten markieren Fronten die Übergangszone zwischen zwei Luftmassen, die sich in Dichte und Temperatur deutlich unterschieden. Bei der Analyse von Fronten wird häufig vereinfacht mit Frontlinien bzw. Frontflächen gearbeitet. Hier müssten sich die Eigenschaften der Luft sprunghaft ändern, was nicht realistisch ist. Die Annahme, dass es sich bei einer Front um eine scharfe Grenze handelt, erscheint aber berechtigt, wenn man den Maßstab der Karten berücksichtigt und die Tatsache, dass der Kontrast von Dichte und Temperatur zwischen den Luftmassen häufig auf engstem Raum konzentriert ist (Kurz 1990). Diese Annahme wird nun zunächst beibehalten.

Im geostrophischen Gleichgewicht, das heißt, wenn sich Druckgradientkraft und Corioliskraft balancieren, verläuft die Frontfläche stets im Raum geneigt, und zwar derart, dass die potentiell kältere Luft keilförmig unter der wärmeren Luft liegt. Für den Winkel α , unter dem sich die kältere Luft unter die wärmere Luft schiebt, lässt sich die nachstehende Margules-Formel herleiten (Kurz 1990).

$$tan(\alpha) = \frac{f}{g} \cdot \frac{\rho' V_g' - \rho V_g}{\rho - \rho'}$$
(1.1)

Dabei stehen mit einem Strich versehene Größen für die kalte Luftmasse, die Größen ohne Strich für die warme. f bezeichnet den Coriolisparameter, g die Erdbeschleunigung, ρ die Dichte der Luft und V_g den Betrag des geostrophischen Windes. Die Gleichgewichtsneigung der Frontfläche wird somit einerseits durch die Scherung der geostrophischen Strömung, andererseits durch den Dichteunterschied zwischen den beiden Luftmassen bestimmt. Typische Werte für die Eigenschaften der Luftmassen ergeben eine mittlere Neigung der Frontfläche von 1:150. Sie schwankt allerdings von 1:50 (steil) und 1:300 (flach). (Emrich 2006, Kurz 1990)

Die Propagationsgeschwindigkeit der Kaltfront ist zunächst von der Advektion durch die großskalige geostrophische Strömung bestimmt. Ageostrophische Windkomponenten können dazu führen, dass sich die Kaltluft in Bodennähe schneller unter die Warmluft schiebt, als dies durch die geostrophische Strömung alleine der Fall wäre. Daraus resultiert eine sehr flache Neigung der Frontfläche. Verschiedene ageostrophische Windkomponenten werden nun erläutert, die zu einer flachen Neigung der Frontfläche führen, bzw. dazu, dass die Propagation der Kaltfront insgesamt schneller geschieht als bei einer rein geostrophischen Strömung.

Die erste ageostrophische Komponente liefert der isallobarische Wind. Dieser weht senkrecht zu den Linien gleicher Luftdruckänderung, den Isallobaren, und weist vom Steig- zum Fallgebiet. Diese Windkomponente führt bei einer propagierenden Kaltfront in der Regel zu einer Beschleunigung der Ausbreitungsgeschwindigkeit der Kaltluft (Kurz 1990). Zweitens trägt die für eine Kaltfront typische Sekundärzirkulation ihren Teil zu einer flachen Neigung der Frontfläche bei. Um die thermische Windbalance zu gewährleisten, entwickeln sich Divergenzen und Konvergenzen im Windfeld sowie Vertikalbewegungen. Die Struktur der entstehenden Zirkulation wird durch die Sawyer-Eliassen-Gleichung bestimmt und ist in Abbildung 1.3 (oben) dargestellt (Holton 2004, Schultz und Zilitinkevich 2008). In Bodennähe addieren sich Advektion und Sekundärzirkulation, in der Höhe wirkt die Sekundärzirkulation der Advektion entgegen. Dadurch wird die Propagationsgeschwindigkeit am Boden erhöht, in der Höhe verlangsamt.



Abbildung 1.3: Schematische Darstellung der Sekundärzirkulation an Kaltfronten (oben) und der Auswirkungen latenten Kühlens (unten) (nach Schultz und Zilitinkevich (2008)).

Das Verdunsten von Niederschlag an der Vorderkante der Front führt zu einer Verstärkung der Dichteunterschiede. Durch die Verdunstung wird die Luft latent gekühlt, was zu einer Dichtezunahme führt (siehe Abb. 1.3 (unten)) (Schultz und Zilitinkevich 2008). Das Ausfließen der dichteren Luft in die warme Umgebung geschieht in Form einer Dichteströmung. Der alleinige Effekt einer durch Verdunstungskühlung erzeugten Dichteströmung liefert in dieser Fallstudie einen wesentlichen Beitrag zur Staubmobilisierung. Die Grundlagen zu diesem Thema werden im nächsten Kapitel ausführlich diskutiert.

1.4 Grundlegendes über Dichteströmungen

Allgemein treten Dichteströmungen auf, wenn zwei Fluide unterschiedlicher Dichten aufeinandertreffen. Dies ist im Prinzip auch an einer Kaltfront der Fall. Der Unterschied besteht darin, dass für die Entstehung einer Dichteströmung die Corioliskraft nicht relevant ist. Daher kann eine Dichteströmung in Laborexperimenten folgendermaßen erzeugt werden: In einem Wassertank wird Salzwasser durch eine vertikale Trennwand von Süßwasser, dessen Dichte um 1 % geringer ist als die des Salzwassers, separiert. In Abbildung 1.4 (oben) ist dieser Versuchsaufbau dargestellt. Links sieht man das rot eingefärbte Salzwasser, rechts der Trennwand befindet sich Süßwasser. Wird die Trennwand entfernt, so fließt das Salzwasser aufgrund seiner höheren Dichte unter das Süßwasser (Abb. 1.4 Mitte). Dies ist in der schematischen Zeichnung in Abbildung 1.4 (unten) noch einmal gezeigt, anhand jener charakteris-



Abbildung 1.4: Dichteströmung in Laborexperiment und Schemazeichnung: Ausgangssituation: im Wassertank befindet sich links rot eingefärbtes Salzwasser, rechts Süßwasser (oben), Seitenansicht des Ausfließens des Salzwassers (Mitte) (Internet: *Meteorologielabor*, Stand: 27.02.2009). Schematische Darstellung des Ausfließens (unten) (nach Smith und Reeder (1988)).

tische Eigenschaften einer Dichteströmung aufgezeigt werden sollen. Der sogenannte "Kopf" bildet den vorderen Teil der Dichteströmung und bleibt durch den Zufluss mit der Ursprungsregion des dichteren Mediums verbunden. Die vordere Kante der Strömung bildet die typische Form einer "Nase" aus. Im Bereich oberhalb des Zuflusses hinter dem Kopf findet turbulentes Mischen statt. Die Geschwindigkeit des Zuflusses u ist oberhalb einer Reibungsschicht größer als die Propagationsgeschwindigkeit des Kopfes c.

Auch in der Atmosphäre können solche Situationen auftreten, wenn Luftmassen unterschiedlicher Dichten aufeinandertreffen. Die Verdunstung von Niederschlag unterhalb der Wolkenbasis stellt einen Mechanismus dar, der eine Situation erzeugen kann, die den in Abbildung 1.4 oben dargestellten Bedingungen entspricht. Durch die Verdunstung wird die Luft latent gekühlt, wodurch ihre Dichte zunimmt, gleichzeitig jedoch auch angefeuchtet, was zu einer Dichteabnahme führt.

Im Folgenden wird gezeigt, dass der erstgenannte Prozess der Dichtezunahme im Allgemeinen überwiegt und sich so ein Kaltluftbecken mit - im Vergleich zu seiner Umgebung - erhöhter Dichte bildet. Dies geschieht anhand einer Beispielrechnung, in deren Rahmen die Auswirkungen auf die synoptische Situation und insbesondere den Horizontalwind berechnet werden. Abbildung 1.5 soll dabei der Veranschaulichung dienen. Für diese Rechnung wird die Annahme getroffen, dass die Temperatur der Umgebung T_U 300 Kelvin betrage.³ Des Weiteren werde eine Box von 200 hPa vertikaler Mächtigkeit durch latente Prozesse gleichmäßig um $\Delta T = -5$ K



Abbildung 1.5: Schematische Darstellung der Erzeugung eines Kaltluftbeckens.

abgekühlt, wodurch ein sogenanntes Kaltluftbecken erzeugt wird. Als erstes wird nun berechnet, wie viel Wasser verdunsten muss, um diese Abkühlung zu erzeugen. Dazu muss die Masse der Luft bekannt sein, die abgekühlt werden soll. Durch ihre Gewichtskraft wird ein Druck von 200 hPa erzeugt. Dividiert man diesen durch die Erdbeschleunigung g, so erhält man das Gewicht der trockenen Luftsäule pro Quadratmeter m_t .

$$m_t = \frac{200 \text{ hPa}}{9.8 \text{ ms}^{-2}} = 2041 \text{ kgm}^{-2}$$

³Im Folgenden stehen mit U indizierte Variablen stets für die Umgebung, mit S indizierte für die Luftsäule, die gekühlt wird.

Die Wassermasse m_w , die verdunsten muss, um diese Luftsäule um $\Delta T = -5$ K abzukühlen, berechnet sich nach der Formel

$$m_w = \frac{\Delta T \cdot m_t \cdot c_p}{L} \quad , \tag{1.2}$$

wobei c_p für die spezifische Wärmekapazität von Luft bei konstantem Druck steht, L für die spezifische Verdampfungsenthalpie von Wasser. Mit den angenommenen Werten erhält man $m_w = 4.2 \text{ kgm}^{-2} = 4.2 \text{ mm}$ Wasser, das in der Luftsäule verdunsten muss, wodurch die Luft gleichzeitig angefeuchtet wird. Die folgende Formel beschreibt den Auftrieb B eines Luftpaketes aufgrund unterschiedlicher potentieller Temperatur und Feuchtevariablen im Vergleich zu seiner Umgebung (Weisman und Rotunno 2004). Der Auftrieb kann in Analogie zur Veränderung der Dichte verwendet werden; eine Erhöhung der Dichte erzeugt negativen, Abnahme der Dichte positiven Auftrieb.

$$B = g \cdot \left(\frac{\Delta\Theta}{\Theta_U} + 0, 61 \cdot \Delta q_d - q_w - q_r\right)$$
(1.3)

Dabei beschreibt $\Delta\Theta$ die Differenz der potentiellen Temperaturen von Luftsäule und Umgebung (= $\Theta_S - \Theta_U$), Δq_d die Differenz der Wasserdampfmischungsverhältnisse (= $q_{dS} - q_{dU}$), q_w und q_r die Mischungsverhältnisse von Wolken- bzw. Regenwasser in der Luftsäule und g die Erdbeschleunigung. Es wird weiter angenommen, dass auch der Rückgang der potentiellen Temperatur durch latente Prozesse $\Delta\Theta = -5$ K betrage⁴. Die Änderung des Wasserdampfmischungsverhältnisses kann in diesem Fall, in dem die Menge an verdampftem Wasser bekannt ist, explizit berechnet werden, als

$$\Delta q_d = \frac{m_w}{m_d} = \frac{4.2 \text{ kgm}^{-2}}{2041 \text{ kgm}^{-2}} = 2 \text{ gkg}^{-1}$$

Der erste Term in Gleichung (1.3) beträgt 0,016, der zweite ist um etwa eine Größenordnung kleiner, mit 0,0012. q_w und q_r sind typischerweise jeweils noch einmal eine Größenordnung geringer und werden fortan vernachlässigt. Dies zeigt, dass der Einfluss der Temperaturänderung auf den Auftrieb um mehr als einen Faktor Zehn größer ist als jener der Anfeuchtung. Entsprechend ist die temperaturbedingte Dichtezunahme deutlich größer als die Dichteabnahme aufgrund der höheren Feuchte. In Abbildung 1.4 (Mitte und unten) sind die Auswirkungen einer solchen Situation zu sehen: Der Bereich mit erhöhter Dichte, also negativem Auftrieb, erfährt eine vertikale Beschleunigung nach unten. Trifft die absinkende Luft (bzw. das absinkende Salzwasser im Laborexperiment) auf die Erdoberfläche, so wird die vertikale Geschwindigkeit in die Horizontale umgelenkt, die Luft fließt also aus dem Kaltluftbecken in die Umgebung aus. Dort wird also warme, trockene Umgebungsluft durch

⁴Berechnet man für ein Druckverhältnis von 1000:900 aus einem ΔT von -5 K ein $\Delta \Theta$, so erhält man einen Wert von -5,15 K. Der Unterschied zwischen absoluter und potentieller Temperatur beträgt also 3 % und wird hier vernachlässigt.

kältere, feuchtere Luft ersetzt, weshalb in Stationsmessungen während einer solchen Situation unter anderem folgende Veränderungen zu erwarten sind:

- Rückgang der Temperatur,
- Anstieg der Taupunkttemperatur,
- Druckanstieg,
- Anstieg der Windgeschwindigkeit und
- Änderung der Windrichtung.

Die Geschwindigkeit, mit der sich die kalte Luft dabei ausbreitet, ist die Propagationsgeschwindigkeit der Dichteströmung c, für die

$$c^{2} = 2 \cdot \int_{0}^{H} (-B) \, dz \tag{1.4}$$

gilt (Weisman und Rotunno 2004), wobe
iH für die Höhe des Kaltluftbeckens steht. In diesem Fall eines uniformen Kaltluftbeckens fällt das Integral weg und man erhält

$$c^2 = -2 \cdot H \cdot B \quad . \tag{1.5}$$

Die unteren 200 h Pa der Atmosphäre umfassen eine Schicht von etwa 2000 m. Dieser Wert wird nun für die Höhe des Kaltluftbeckens H eingesetzt. Für die theoretische Propagationsgeschwindigkeit der Dichteströmung c ergibt sich

$$c = \sqrt{-2 \cdot 2000 \text{ m} \cdot 9,8 \text{ ms}^{-2} \cdot \left(\frac{-5 \text{ K}}{300 \text{ K}} + 0,61 \cdot 0,002 \text{ kgkg}^{-1}\right)} = 24,6 \text{ ms}^{-1} \quad .$$

Die Windgeschwindigkeiten überschreiten diese Propagationsgeschwindigkeit der Dichteströmung in Bereichen hinter der Vorderkante der Front und oberhalb einer Reibungsschicht sogar noch (Smith und Reeder 1988), d.h. es resultieren Starkwinde, die bei entsprechender Bodenbeschaffenheit große Mengen an Mineralstaub aufwirbeln können.

Anhand einer idealisierten Situation (siehe Abb. 1.6) soll nun berechnet werden, wie lange die Atmosphäre benötigt, bis sie eine Dichteströmung balanciert hat. Die Reichweite einer Dichteströmung unter dem Einfluss der Corioliskraft wird durch den Rossbyradius der Deformation λ_R beschrieben. Das Ausfließen aus dem Kaltluftbecken (hellblau in Abb. 1.6) geschieht zunächst, zum Zeitpunkt t_0 , senkrecht zum Druckgradienten. Die Corioliskraft wird die Ausflussrichtung solange beeinflussen, bis sie parallel zum Druckgradienten verläuft (siehe t_2 in Abb. 1.6). An diesem Punkt herrscht geostrophisches Gleichgewicht und es wird kein weiteres Ausbreiten der Kaltluft stattfinden. Der Rossbyradius wird nach der Formel

$$\lambda_R = \frac{\sqrt{g \cdot H \cdot \frac{|\Delta\Theta|}{\Theta_U}}}{f_c} \tag{1.6}$$



Abbildung 1.6: Einfluss der Corioliskraft auf den Rossbyradius λ_R .

berechnet (Internet: AMS Glossary: rossby radius of deformation, Stand: 25.02.2009). Der Coriolisparameter f_c beträgt bei 30°N 7,3·10⁻⁵ s⁻¹. Setzt man obige Werte in Gleichung (1.6) ein, so erhält man $\lambda_R \approx 250$ km. Die Zeit, die es bis zur Balancierung dauert, entspricht gerade $\frac{1}{f_c}$, was bei 30°N etwas weniger als vier Stunden sind, bei 25°N etwa viereinhalb Stunden.

Fallstudien haben gezeigt, dass Kaltfronten unter bestimmten Umständen die genannten Strukturen einer Dichteströmung aufweisen (Smith und Reeder 1988). Dies zeigt die enge Verknüpfung zweier Prozesse, die zu diesem großskaligen Staubausbruch führten. Einen Beitrag zu den Starkwinden liefert die mit der Front verknüpfte großskalige Hintergrundströmung, einen zweiten die Dichteströmung, die durch die Verdunstungskühlung erzeugt wird. Wenn in dieser Arbeit also von Dichteströmung die Rede ist, so bezieht sich dies stets nur auf die Auswirkungen der Verdunstungskühlung. Um abzuschätzen, wie diese Dichteströmung das Windfeld modifiziert, wird das in Kapitel 5.2 beschriebene Sensitivitätsexperiment durchgeführt, bei dem die Verdunstung von Niederschlag unterhalb der Wolkenbasis nicht stattfinden kann.

1.5 Grundlagen der Gebirgsüberströmung

Seit langer Zeit beschäftigen sich Meteorologen mit Wettersituationen, bei denen ein Gebirge überströmt wird. So erschien bereits im Jahre 1866 in der Zeitschrift der österreichischen Gesellschaft für Meteorologie ein Artikel von Hann mit dem Thema "Zur Frage über den Ursprung des Föhns". Im Folgenden sollen neben dem Föhn die Begriffe Grenzschichthöhe sowie Blockierung einer Strömung und hydraulischer



Abbildung 1.7: Atlasgebirge topographisch und politisch (Internet: *Algeria Topo-graphy* - modifiziert, Stand: 02.03.2009).

Sprung eingeführt werden, die bei der Untersuchung der Modellresultate in Hinblick auf die Überströmung des Atlasgebirges von Interesse sein werden. Zunächst wird jedoch der Atlas selbst etwas näher beschrieben.

In der Fallstudie wird das Atlasgebirge, das sich entlang der nordwestafrikanischen Küstenlinie erstreckt, von Norden her angeströmt. Die Orographie der Region ist in Abbildung 1.7 dargestellt. Die höchste Erhebung mit 4165 Metern über dem Meeresspiegel liegt mit dem *Djebel Toubkal* im Hohen Atlas etwas südwestlich des Zentrums von Marokko. Unmittelbar an der algerischen Mittelmeerküste verläuft der Tellatlas mit einer maximalen Höhe von 2328 Metern. Diese bildet der *Djebel Chélia* im Nordosten Algeriens. Südlich des Tellatlas verläuft der Saharaatlas mit bis zu 2008 Metern Höhe (*Djebel Ksel*). Auf diese drei Gebirgsketten wird im Laufe dieser Arbeit in Kapitel 6 Bezug genommen. Dabei ist zu beachten, dass die Gebirgszüge in der Modellorographie aufgrund der limitierten horizontalen Auflösung nicht die hier angegebenen Höhen erreichen (siehe Abb. 2.1).

Föhn

Als Föhn werden Fallwinde auf der Leeseite von Gebirgen bezeichnet, die mit hohen Windgeschwindigkeiten und Trockenheit der Luft einhergehen. Es gibt viele verschiedene Arten der Theorien über die Entstehung einer Föhnsituation. Hier soll die klassische thermodynamische Föhntheorie nach Hann erläutert werden.

Durch die Anströmung eines Gebirges wird eine Luftmasse zum Aufsteigen gezwungen, wobei sie zunächst so lange trockenadiabatisch abgekühlt wird, bis Sättigung herrscht. Steigt die Luft weiter an, so wird sie dabei feuchtadiabatisch abgekühlt. Wasserdampf kondensiert und es kommt zu Wolken- und Niederschlagsbildung. Dieser Niederschlag heißt Steigungsregen. Auf der Leeseite sinkt die Luftmasse ab und wird trockenadiabatisch erwärmt. Da der feuchtadiabatische Temperaturgradient geringer ist als der trockenadiabatische und die Luft durch das Ausregnen Feuchtigkeit verloren hat, ist die abgesunkene Luftmasse im Lee des Gebirges wärmer und trockener als sie es vor Gebirgsüberströmung im Luv war. (Liljequist und Cehak 1984, Steinacker 2006)

Grenzschichthöhe

Die planetarische oder atmosphärische Grenzschicht bezeichnet eine Schicht von bis zu einigen Kilometern vertikaler Mächtigkeit oberhalb des Erdbodens. Die Effekte der Erdoberfläche (Reibung, Wärmeflüsse) nehmen direkt Einfluss auf diese Schicht, in der signifikante Mengen an Impuls, Wärme und Masse durch turbulente Prozesse transportiert werden. Oberhalb dieser Grenzschicht liegt die sogenannte freie Atmosphäre, die keine direkten Auswirkungen der Erdoberfläche erfährt. (Azad 1993, Garratt 1992)

Es gibt viele mathematische Definitionen der Grenzschichthöhe (GSH), mit Hilfe derer man die GSH aus den Daten eines numerischen Modells bestimmen kann. In dieser Arbeit wird die GSH nach der Methode der Gradient-Richardson-Zahl Ri_g berechnet, die auch im operationellen Betrieb des COSMO Modells beim DWD verwendet wird. Die Gradient-Richardson-Zahl ist nach Vogelzang und Holtslag (1996) folgendermaßen definiert:

$$Ri_g = \frac{\frac{g}{\Theta_{v1}} \cdot (\Theta_{v2} - \Theta_{v1}) \cdot (h_2 - h_1)}{(u_2 - u_1)^2 + (v_2 - v_1)^2} \quad .$$
(1.7)

In der Gleichung steht g für die Erdbeschleunigung, Θ_v für die virtuelle potentielle Temperatur, h für die Höhe über dem Erdboden und u bzw. v für die zonale und die meridionale Windgeschwindigkeit. Mit 1 indizierte Größen beschreiben den Wert der jeweiligen Variable in einer Höhe von 20 m (Vogelzang und Holtslag 1996). Die Daten des Modells liegen auf Modellflächen vor, deren Höhe über dem Erdboden variiert. Die Höhe der zweituntersten Modellfläche beträgt durchschnittlich etwa 20 m, sodass die Werte der Variablen auf dieser Fläche in die Formel eingehen. Index 2 durchläuft die Modellflächen von der drittuntersten nach oben. Die GSH, also der Übergang von dynamisch und/oder thermisch angeregter turbulenter Grenzschicht zur stabilen freien Atmosphäre darüber, wird als die Höhe definiert, bei der Ri_g einen festgelegten kritischen Wert Ri_g^{krit} überschreitet. Im COSMO Modell ist dieser kritische Wert als $Ri_g^{krit.} = 0,38$ definiert. Nachts, wenn die Grenzschicht sehr flach ist, lässt sich diese Methode häufig nicht anwenden. Bei der Diskussion der GSH in Kapitel 6 werden aus diesem Grund nur 12:00 UTC Termine betrachtet. (Baars et al. 2008)

Blockierung einer Strömung und hydraulischer Sprung

Steht ein Hindernis wie ein Gebirge einer Strömung im Wege, so kann die Strömung teilweise oder vollständig blockiert werden. Zur theoretischen Betrachtung solch einer Situation mit einem hydraulischen Konzept werden einige Annahmen getroffen.



Abbildung 1.8: Fünf Strömungsregime eines Ein-Schicht-Flachwassersystems in Abhängigkeit von F und M. Regime A: superkritische Strömung, Regime B: Strömung mit stromauf und stromab propagierenden hydraulischen Sprüngen, Regime C: Strömung mit stromauf propagierendem Sprung und stromab stationärem Sprung, Regime D: komplett blockierte Strömung und Regime E: subkritische Strömung (nach Lin (2007)).

In einem Flachwassersystem ströme der Grundstrom der Höhe H mit der Geschwindigkeit U auf einen idealisierten Berg der Höhe h_m zu. Inwiefern der Berg die Strömung beeinflusst, wird durch die Flachwasser-Froude-Zahl F und die dimensionslose Höhe des Berges M gemäß den Gleichungen (1.8) bzw. (1.9) bestimmt.

$$F = \frac{U}{\sqrt{g \cdot H}} \tag{1.8}$$

$$M = \frac{h_m}{H} \tag{1.9}$$

g steht für die Erdbeschleunigung. Die Froudezahl F beschreibt das Verhältnis der Quadratwurzeln von kinetischer und potentieller Energie des ungestörten Grundstromes. Das heißt, bei einem großen F ist es für die Strömung leichter das Hindernis zu überströmen, bei kleinem F dagegen schwerer, wobei jeweils auch die Höhe des Hindernisses h_m die Überströmung beeinflusst. Man unterscheidet zwischen fünf Regimen, die für verschiedene Kombinationen von F und M stehen. Diese sind in Abbildung 1.8 dargestellt. In Regime A hat der gesamte Grundstrom genügend kinetische Energie (KE), um den Berg zu überströmen, wobei KE in potentielle Energie (PE) umgewandelt wird. Dadurch wird die Schicht oberhalb des Berges angehoben und erreicht ihre minimale Geschwindigkeit über dem Bergkamm. Strömungen in diesem Regime heißen superkritisch. Wird F kleiner oder M größer, so gelangt man in Regime B. Die Strömung wird teilweise blockiert und es bilden sich stromauf und stromab propagierende hydraulische Sprünge aus. Es werden sehr hohe Geschwindigkeiten über dem Leehang des Berges produziert, da die PE des Grundstromes akkumuliert und nach Passieren des Bergkammes in KE umgewandelt wird. Die Verbindung von sehr flacher Schicht und hoher Geschwindigkeit oberhalb des Leehanges stellt einen instabilen Zustand dar, der in einem turbulenten Prozess, dem hydraulischen Sprung, in einen stabilen Zustand mit mächtigerer Schicht und geringerer Geschwindigkeit übergeht. Mathematisch stellt ein hydraulischer Sprung eine Flachwasserwelle dar. Nimmt F weiter ab, so wird der Sprung stromab aufgrund von schwächerer Advektion durch den anfänglichen Grundstrom stationär (Regime C). Auch Strömungen dieses Regimes werden teilweise blockiert und erreichen sehr hohe Geschwindigkeiten im Lee des Berges. Für ein sehr kleines F und M > 1 wird der gesamte Grundstrom blockiert (Regime D). In Regime E ist dagegen M < 1. Diese Strömungen heißen subkritisch. Die PE des Grundstromes wird in KE umgewandelt, um den Berg zu überströmen. Dabei nimmt die vertikale Mächtigkeit der Schicht über dem Berg ab und die Geschwindigkeit erreicht oberhalb des Bergkammes ihr Maximum. (Lin 2007)

Ein hydraulischer Sprung kann großen Einfluss auf die Lage der Isentropen nehmen. Typischerweise werden diese im Lee des Hindernisses zunächst heruntergezogen und steigen oberhalb des Sprunges wieder an. So bildet sich eine wellenartige Struktur im Isentropenfeld aus. (Lin 2007)

Bei dieser theoretischen Herangehensweise werden einige Annahmen getroffen, die grobe Vereinfachungen der atmosphärischen Verhältnisse darstellen und daher Probleme bei der Anwendung nach sich ziehen. Zunächst ist die Orographie in der Regel weit von einem idealisierten Berg entfernt und kleinräumiger gegliedert, wodurch kleinskalige Effekte auftreten, die hier nicht behandelt werden. Das größte Problem ist jedoch, dass für die exakte Anwendbarkeit dieses Konzeptes der Grundstrom homogen sein muss, das heißt er muss neutral geschichtet sein und nur einen Wert für Dichte und Geschwindigkeit aufweisen. Von der benachbarten Schicht muss der Grundstrom durch einen Dichtesprung getrennt sein. Da ein solcher Dichtesprung in der Realität nicht auftritt, kann der Grundstrom nicht von der darüberliegenden Atmosphäre entkoppelt werden, wodurch das hydraulische Konzept an seine Grenzen stößt. (Mayr und Gohm 2006)

1.6 Ziele, Methodik und Gliederung der Arbeit

Ein besseres Verständnis der dynamischen Prozesse der Starkwinderzeugung ist wichtig für die numerische Modellierung des Staubzyklus. Das Begreifen der dynamischen Prozesse, die zu dem außergewöhnlichen und spektakulären Staubausbruch im März 2004 führten, stellt den Kern dieser Arbeit dar. Die von Knippertz und Fink (2006) aufgestellten Thesen werden zu diesem Zweck überprüft. Die Fragen, die in diesem Rahmen geklärt werden sollen, lauten: Zu welchem Anteil werden die durch die Frontpassage erzeugten Starkwinde zusätzlich von einer durch Verdunstungskühlung verursachten Dichteströmung beschleunigt? Welchen Einfluss nimmt das Atlasgebirge auf die Strömung und was bedeutet das Überströmen des Gebirges für die Staubmobilisierung? Die Arbeit soll diese Fragen beantworten und ist folgendermaßen gegliedert.

In Kapitel 2 werden das COSMO Modell, mit dem das Ereignis numerisch simuliert wird, sowie die verwendeten Daten beschrieben. Die synoptische Situation wird in Kapitel 3 detailliert analysiert. Anschließend werden in Kapitel 4 die Ergebnisse des mit der vollen Physik des Modells durchgeführten Laufes, dem Kontrolllauf, mit Hilfe von Beobachtungs- und Analysedaten evaluiert. Wie sich zeigt, wird die Situation vom Modell sehr gut wiedergegeben, wodurch neben den Beobachtungsdaten auch eine Vielzahl an Modelldaten für die Analyse zur Verfügung steht. Die Prozesse, die in der ersten oben gestellten Frage aufgeführt sind, werden in **Kapitel 5** anhand dieser Daten untersucht und ihr Beitrag zur Staubmobilisierung abgeschätzt. Außerdem werden die Ergebnisse des ersten Sensitivitätsexperimentes diskutiert, bei dem im Modell das Verdunsten von Niederschlag unterhalb der Wolkenbasis in einem festgelegten Gebiet unterdrückt wird. So erhält man Daten des nichtlinearen Modells, in dem im Vergleich zum Kontrollauf das Erzeugen einer Dichteströmung aufgrund latenter Prozesse verhindert wird. Der Vergleich dieses Modelllaufes mit dem Kontrollauf ermöglicht quantitative Aussagen über den Beitrag der Dichteströmung zur Staubmobilisierung. Kapitel 6 beschreibt die Auswertung des Kontrolllaufes in Hinblick auf die Überströmung des Atlasgebirges sowie die Ergebnisse der zweiten Sensitivitätsstudie. Die Veränderungen im Modell bestehen in diesem Falle darin, dass der Atlas in der Modellorographie "geebnet" wird. Wiederum im Vergleich zum Kontrolllauf können so Effekte untersucht werden, wie sie bei der Gebirgsan- und -überströmung auftreten. Dies sind zum Beispiel der Föhn und das (teilweise) Blockieren der Strömung im Luv.

Diese Arbeit untersucht die Auswirkungen der beschriebenen Prozesse zum ersten Mal mit Hilfe von Sensitivitätsexperimenten, wodurch bislang einzigartige Daten eines nichtlinearen numerischen Modells zu dieser Fallstudie zur Verfügung stehen. Abschließend folgt in **Kapitel 7** eine Zusammenfassung der Ergebnisse, Schlussfolgerungen und ein Ausblick, der unter anderem eine weitergehende Untersuchung dieser Fallstudie motiviert.

Daten und Modell

2.1 Das COSMO Modell

Das Konsortium für kleinskalige Modellierung (engl.: Consortium for Small-scale Modelling COSMO) wurde im Oktober 1998 gegründet, um ein nicht-hydrostatisches regionales Atmosphärenmodell zu entwickeln. Das COSMO Modell basiert auf dem Lokal Modell (LM) des DWD und dient den Mitgliedern des Konsortiums sowohl zur operationellen Vorhersage als auch zu Forschungszwecken. (Internet: *COSMO Public area*, Stand: 17.02.2009)

Als erster Wetterdienst führte der DWD das COSMO Modell am 01. Dezember 1999 als operationelles Modell mit einer horizontalen Auflösung von $\Delta x = 0,0625^{\circ} \approx 7,0$ km unter dem Namen COSMO-EU ein. Das Modellgebiet von COSMO-EU umfasst beinahe das gesamte Europa sowie Teile Nordafrikas. Seit April 2007 wird außerdem das Modell COSMO-DE für operationelle Kürzestfristvorhersagen für Deutschland und den Alpenraum mit einer Auflösung von $\Delta x = 0,025^{\circ} \approx 2,8$ km betrieben. Da es sich beim COSMO Modell um ein Regionalmodell handelt, werden für einen Modelllauf neben Anfangs- auch Randdaten benötigt. COSMO-EU wird dazu in ein Globalmodell "genestet", COSMO-DE wiederum in COSMO-EU. Das übergeordnete Modell liefert dann jeweils die benötigten Daten, um die höher aufgelöste Modellversion anzutreiben. (Internet: *Operational Applications within COSMO*, Stand: 24.07.2008)

In dieser Arbeit wird das COSMO Modell in der Version 4.3 verwendet, die seit dem 25. Februar 2008 operationell ist. Es werden sowohl Simulationen mit $\Delta x =$ 7,0 km als auch mit $\Delta x = 2,8$ km durchgeführt und mit COSMO 7,0 bzw. COSMO 2,8 bezeichnet (in Titeln von Abbildungen mit C_7,0 bzw. C_2,8). Die jeweiligen Modellgebiete sind in Abbildung 2.1 dargestellt. Als Anfangs- und Randdaten für COSMO 7,0 dienen Analysen des EZMW (siehe Kap. 2.2.3). Die Randdaten werden zu jedem Ausgabezeitpunkt benötigt. Da hier jeweils EZMW-Analysen eingehen, handelt es sich bei den Modellläufen nicht um Vorhersagen im eigentlichen Sinne, weil die Analysen zum Startzeitpunkt der Simulation noch nicht existierten. Im Folgenden wird daher von "Modellsimulation oder -lauf" gesprochen.



Abbildung 2.1: Modellgebiete von COSMO 7,0 (links) und COSMO 2,8 (rechts). In Farbe dargestellt ist die Modellorographie in Metern über Normalnull.

2.1.1 Modellformulierung

Das COSMO Modell basiert auf den primitiven hydro-thermodynamischen Gleichungen, die kompressible, nicht-hydrostatische Strömungen in einer feuchten Atmosphäre beschreiben. Diese Gleichungen werden in Raum und Zeit diskretisiert und auf einem rotierten Koordinatensystem mit den Koordinaten (λ , φ) berechnet. Die Rotation erfolgt derart, dass der rotierte Äquator das Modellgebiet in etwa halbiert. Dies hat den Vorteil, dass der Effekt der polwärts zusammenlaufenden Längenkreise das Modellgebiet kaum beeinflusst. Die rotierten Gitterpunkte können in guter Näherung als äquidistant angesehen werden. In der Vertikalen wird eine geländefolgende Höhenkoordinate ζ eingeführt, die nicht zeitlich variabel ist. Man erhält ein prognostisches Gleichungssystem für den dreidimensionalen Wind $\vec{v} = (u, v, w)^T$, die absolute Temperatur *T*, den Druck *p* und verschiedene Feuchtevariablen q^x (Doms und Schättler 2002, S. 13). Die Variablen q^x werden in Kap 2.1.2 detailliert behandelt. Dieses Gleichungssystem wird numerisch mit Hilfe der Methode der finiten Differenzen gelöst, für die konstante Inkremente ($\Delta\lambda$, $\Delta\varphi$, $\Delta\zeta$) verwendet werden. Die Position der Gitterpunkte wird folgendermaßen festgelegt:

$$\lambda_i = \lambda_0 + (i-1)\Delta\lambda \quad , \qquad i = 1, \cdots, N_\lambda$$

$$\varphi_j = \varphi_0 + (j-1)\Delta\varphi \quad , \qquad j = 1, \cdots, N_\varphi$$

$$\zeta_k = k \quad , \qquad \qquad k = 1, \cdots, N_\zeta$$

Dabei definiert (λ_0, φ_0) die südwestliche Ecke des Modellgebietes, N_{λ} , N_{φ} und N_{ζ} geben die Anzahl an Gitterpunkten in der entsprechenden Richtung an, das heißt N_{ζ} steht für die Anzahl der Modellflächen. In dieser Arbeit beträgt N_{ζ} für COSMO 7,0 und COSMO 2,8 jeweils 40.

Ein Punkt $(\lambda_i, \varphi_j, \zeta_k)$ repräsentiert den Mittelpunkt einer Gitterbox. Die oben genannten Variablen sind nicht alle an einem solchen Punkt definiert, sondern auf einem sogenannten Arakawa-C/Lorenz-Gitter teilweise gegeneinander versetzt. Abbildung 2.2 zeigt diese Versetzung der Variablen. Die skalaren Größen T, p und q^x sind im Zentrum einer Gitterbox definiert, die Windgeschwindigkeitskomponenten u, vund w jeweils an einer der Flächen der Gitterbox. Durch diese Versetzung der Variablen zueinander wird der numerische Diskretisierungsfehler reduziert. Die Zeitintegration geschieht ebenfalls durch einen konstanten Zeitschritt Δt .



Abbildung 2.2: Arakawa-C/Lorenz Versetzung der Modellvariablen in einer Gitterbox (nach Schättler et al. (2008)).

Als Integrationsschema wird in dieser Arbeit das Zwei-Zeitlevel Runge-Kutta-Schema verwendet, und zwar in der die totale Varianz verringernden Variante dritter Ordnung. (Doms und Schättler 2002)

2.1.2 Parametrisierung subskaliger Prozesse

Vorgänge in der Atmosphäre umfassen horizontale Skalen von der molekularen bis zur planetaren Ebene und zeitliche Skalen von weniger als einer Sekunde bis zu mehreren Jahren. Nun ist die zeitliche und räumliche Auflösung von numerischen Modellen begrenzt, weshalb einige wichtige atmosphärische Prozesse bei der Lösung der diskretisierten Gleichungen nicht berücksichtigt werden. Dies betrifft Abläufe auf molekularer Ebene wie Strahlung, Wolkenmikrophysik und Geschehnisse in der laminaren Grenzschicht sowie Turbulenz und Konvektion. Die nicht aufgelösten, sogenannten "subskaligen" Prozesse, die für die Resultate des Modells als relevant erachtet werden, müssen parametrisiert werden. (Doms et al. 2007)

Die Parametrisierungen für *skalige Bewölkung und Niederschlag* sowie *Feuchtkonvektion* werden in dieser Arbeit im Rahmen des ersten Sensitivitätsexperimentes "latentes Kühlen" modifiziert und daher hier näher erläutert.

Skalige Bewölkung und Niederschlag

Für die Parametrisierung von skaliger Bewölkung und Niederschlag werden die verschiedenen atmosphärischen Wasser- und Eisteilchen in sechs Kategorien von Wassersubstanzen eingeteilt: Wasserdampf, Wolkenwasser, Regenwasser, Wolkeneis, Schnee und Graupel. Die Partikel dieser Kategorien interagieren miteinander durch



Abbildung 2.3: Mikrophysikalische Prozesse der Wolken- und Niederschlagsbildung in COSMO 2,8 (nach Baldauf et al. (2006)).

verschiedene mikrophysikalische Prozesse, die in Abbildung 2.3 dargestellt sind und welche wiederum auf die Thermodynamik rückwirken. Die Parametrisierung dieser mikrophysikalischen Prozesse geschieht durch Massentransferraten zwischen den einzelnen Kategorien. Da es drei Kategorien für gefrorene Partikel gibt, spricht man von einem Drei-Kategorien-Eisschema. Im COSMO 7,0 wird ein Zwei-Kategorien-Eisschema verwendet, in dem die Graupel-Kategorie nicht enthalten ist. Das Schema der mikrophysikalischen Prozesse für COSMO 7,0 ist bis auf die Prozesse, die Graupel enthalten, identisch zu dem in Abbildung 2.3 gezeigten. Für das Sensitivitätsexperiment wird das Modell derart verändert, dass die in Abbildung 2.3 rot eingefärbten Übergänge unterhalb der Wolkenbasis nicht stattfinden können.

Feuchtkonvektion

Feuchtkonvektion wird mit Hilfe des Tiedtke-Massenfluss-Schemas parametrisiert. Dabei handelt es sich um ein einfaches stationäres Wolkenmodell, das die Auswirkungen der vertikalen Flüsse von Masse, Wärme, Feuchte und Impuls in Auf- und Abwinden auf die vertikale Struktur von Temperatur- und Feuchtevariablen berechnet (Schulz und Schättler 2005). Es wird zwischen drei Arten von Feuchtkonvektion unterschieden, und zwar hochreichender, mittelhoher und flacher Konvektion. Die ersten beiden Arten können im Modell Niederschlag produzieren, letztere nicht. Für das erste Sensitivitätsexperiment wird wieder die Verdunstung dieses Niederschlages unterhalb der Wolkenbasis unterdrückt. Bei einer Auflösung von 2,8 km wird hochreichende und mittelhohe Konvektion explizit berechnet und muss nicht parametrisiert werden. Flache Konvektion wird dagegen weiterhin parametrisiert, produziert aber keinen Niederschlag. Daher muss die Konvektionsparametrisierung von COSMO 2,8 für das Sensitivitätsexperiment nicht modifiziert werden. (Doms et al. 2007, Schättler et al. 2008)

2.1.3 Weitere Unterschiede zwischen COSMO 7,0 und COSMO 2,8

Neben den bereits erwähnten Unterschieden besteht eine Reihe weiterer Differenzen zwischen COSMO 7,0 und COSMO 2,8. Bei der Interpretation der Modellresultate in Hinblick auf den Einfluss der Verdunstungsabkühlung auf die Staubmobilisierung wird die Variable ΔT_{lP} eine entscheidende Rolle spielen (siehe Kapitel 5.1). Diese beschreibt die Temperaturänderungen aufgrund latenter Prozesse und steht nur für COSMO 2,8 zur Verfügung. Tabelle 2.1 stellt die wichtigsten Eigenschaften von COSMO 7,0 und COSMO 2,8 gegenüber.

	COSMO 7,0	COSMO 2,8
Modellversion	4.3	4.3
Anfangs- und Randdaten	EZMW-Analysen	COSMO 7,0-Simulationen
Simulationszeitraum	01. März 2004 00:00 UTC bis	02. März 2004 06:00 UTC bis
	07. März 2004 00:00 UTC	03. März 2004 00:00 UTC
horizontale Auflösung	$0,0625^{\circ} \approx 7,0 \text{ km}$	$0,025^{\circ} \approx 2.8 \text{ km}$
Gitterpunktanzahl	780×632	441×341
Anzahl vertikaler Schichten	40	40
Zeitschritt	30 Sekunden	30 Sekunden
Konvektionsparametrisierung	Tiedtke-Massenfluss-Schema	nur flache Konvektion
Eisschema	Zwei-Kategorien	Drei-Kategorien

Tabelle 2.1: Für diese Arbeit gewählte Einstellungen und Eigenschaften von COS-MO 7,0 und COSMO 2,8.

2.2 Daten

2.2.1 EUMETSAT Satellitendaten

Zwei Datensätze der Europäischen Organisation für die Verwertung Meteorologischer Satelliten (engl.: European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites EUMETSAT) finden in dieser Arbeit Verwendung.

Zum einen werden bei der Evaluierung des Kontrolllaufes "Meteosat Second Generation" (MSG) Infrarot-Bilder der Wellenlänge 10,8 μm mit den synthetischen Satellitenbildern des COS-MO Modells verglichen. Zum anderen wird das spezielle Staubprodukt von EUMETSAT verwendet. Dabei handelt es sich um ein Rot-Grün-Blau-Komposit (RGB-Komposit) verschiedener Infrarot-Wellenlängen, die zu einem Satellitenbild zusammengefügt werden. Dabei wird Rot durch die Differenz der Wellenlängen 12,0 μ m - 10,8 μ m erzeugt, Grün durch 10,8 μ m - 8,7 μ m und Blau stellt den 10,8 μ m-Kanal dar. Das Besondere an diesen Bildern ist, dass in der Atmosphäre befindlicher Staub und



Abbildung 2.4: EUMETSAT RGB-Komposit am 03. März 2004 um 12:00 UTC mit Legende für Staubaerosol und hohe Wolken.

Wolken verschiedener Eigenschaften sowohl tags als auch nachts stets in derselben Farbe dargestellt werden. Abbildung 2.4 zeigt den Staubsturm am 03. März 2004 um 12:00 UTC. Magentafarbene Bereiche zeigen das Staubaerosol, bräunliche Farbtöne, optisch dicke hohe Wolken. (Internet: *Dust RGB Product*, Stand: 27.02.2009)

2.2.2 TRMM Satellitendaten

TRMM steht für "Tropical Rainfall Measuring Mission" und liefert dreistündige Niederschlagsdaten zwischen 50 Grad Süd und 50 Grad Nord mit einer horizontalen Auflösung von 0.25×0.25 Grad. In dieser Arbeit wird die "Dreistündige TRMM und Andere Niederschlagsschätzung (3B42 V6)" zu einem sechsstündigen Niederschlagsdatensatz akkumuliert, welcher zur Beschreibung der synoptischen Situation und bei der Evaluation des Kontrolllaufes verwendet wird. Über diese sowohl zeitlich als auch räumlich hohe Auflösung verfügt kein anderes Niederschlagsprodukt in diesem Gebiet. Wie der Name schon sagt, werden bei der Erzeugung dieser Daten diverse Satellitenmessungen kombiniert. Geostationäre Satelliten liefern Infrarot-Strahlungstemperaturen mit einer hohen zeitlichen Auflösung, aus denen alleine allerdings nur Niederschlagsdaten mit einer hohen Unsicherheit errechnet werden können. Gerade für die höheren Breiten (nördlich bzw. südlich von etwa 40°N / 40°S) steigen die Unsicherheiten aufgrund des flachen Einfallswinkels an. Ein Algorithmus verknüpft diese IR-Messungen mit den Daten des TRMM Satelliten. Der erdumlaufende TRMM Satellit ist mit einem Niederschlagsradar und einem Mikrowellensensor ausgestattet, wodurch hochqualitative dreidimensionale Niederschlagsraten sowohl über dem Meer als auch über Land gemessen werden können. Hier ist allerdings die zeitliche Auflösung schlecht. Jeder Ort wird höchstens einmal pro Tag überflogen. Die Information von TRMM wird durch den Algorithmus zeitlich ausgedehnt. Bleibt beispielsweise die IR-Strahlungtemperatur einer Wolke über mehrere Stunden in etwa konstant und misst der TRMM Satellit in dieser Zeit bei einem Überflug ein Niederschlagssignal, so wird davon ausgegangen, dass die gemessene Niederschlagsrate für mehrere Stunden repräsentativ ist. (TRMM Data Users Handbook 2001)

Bei der Interpretation dieses Datensatzes ist zu beachten, dass auch nach Kombination der verschiedenen Satellitenmessungen noch immer Unsicherheiten vorliegen. Der Niederschlag kann in Einzelfällen deutlich über- oder unterschätzt werden, da zu den meisten Zeitpunkten nur die geostationären Satelliten aktuelle Daten liefern. So ist es durchaus möglich, dass die Temperatur der Wolkenobergrenze über einen gewissen Zeitraum zwar wenig variiert, die Niederschlagsrate in dieser Zeit aber deutlichen Schwankungen unterworfen ist. Überfliegt der TRMM Satellit die Wolke dann zu einem Zeitpunkt, an dem die Niederschlagsrate gerade sehr hoch (niedrig) ist, so wird der gesamte Niederschlag, den diese Wolke produziert, eventuell stark über- (unter-)schätzt. Außerdem findet eine Skalierung der dreistündigen Daten statt. Dabei werden diese so verändert, dass sie mit monatlichen Werten konsistent sind. Für die monatlichen Werte wird der 3B42 V6-Datensatz für den Kalendermonat aufsummiert und anschließend mit Stationsmessungen des Niederschlages adjustiert. (Huffman und Bolvin 2008, Interface Control Specification Between the TSDIS and TSU 2007)

2.2.3 EZMW-Analysen

Einen weiteren wichtigen Datensatz liefern operationelle Analysen des Europäischen Zentrums für Mittelfristige Wettervorhersage (EZMW). Diese Daten liegen sechsstündig auf einem 1×1 Grad-Gitter vor und werden mit Hilfe der vierdimensionalen Datenassimilation (4Dvar) erzeugt. Dabei wird eine sechsstündige Vorhersage des globalen Modells des EZMW, das sogenannte Hintergrundfeld, mit Beobachtungen kombiniert und dient dann als Anfangs- und Randbedingung für die nächste Prognose. Bei 4Dvar gehen in die Kombination der beiden Felder auch Beobachtungsdaten ein, die nicht zu synoptischen Zeiten (00:00, 06:00, 12:00 und 18:00 UTC) vorliegen. Die Anfangsbedingung nennt man üblicherweise Analyse. Sie findet in dieser Arbeit bei der Evaluation des Kontrolllaufes Verwendung, wo unter anderem das Geopotential und die Temperatur auf 500 hPa mit den entsprechenden Feldern des COSMO Modells verglichen werden. Außerdem wird das COSMO Modell mit EZMW-Analysen angetrieben (siehe Kap. 2.1). (Persson und Grazzini 2007, Wernli 2007)

In Kapitel 4.2 wird die Wurzel des Mittleren Quadratischen Fehlers (WMQF) als Gütemaß für die COSMO-Simulation berechnet.

$$WMQF = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^{n} (x_i^{COSMO} - x_i^{EZMW})^2}{n}}$$
 (2.1)

Dabei durchläuft der Index *i* die *n* Gitterpunkte, über die WMQF berechnet wird, x_i^{COSMO} steht für den Wert der Variable *x*, den das COSMO Modell am Gitterpunkt *i* simuliert und x_i^{EZMW} für den Wert der EZMW-Analyse am Gitterpunkt *i*. WMQF gibt nach dieser Formel also den Fehler in einem Gebiet zu einem festen Zeitpunkt an. (Wilks 2006)

2.2.4 Stationsmeldungen

Synoptische Stationsmeldungen von verschiedenen WMO¹-Messstationen in Nordafrika werden einerseits wieder als Vergleichsdatensatz zur Evaluierung des Kontrolllaufes benutzt. Andererseits lassen sich anhand dieser, im besten Fall dreistündigen Meldungen, die synoptischen Bedingungen sehr gut beschreiben. In Tabelle 2.2 sind diejenigen Stationen in Nordafrika aufgeführt, die in dieser Arbeit Verwendung finden.

Name	WMO-Nummer	Koordinaten	Höhe ü. NN
Adrar	60620	$27,53^{\circ}N; 0,17^{\circ}O$	283 m
Bechar	60571	$31,37^{\circ}N; 2,14^{\circ}O$	816 m
Biskra	60525	$34,48^{\circ}N; 5,44^{\circ}O$	89 m
El Golea	60590	$30,34^{\circ}N; 2,52^{\circ}O$	$403 \mathrm{\ m}$
Gafsa	60745	$34,25^{\circ}N; 8,49^{\circ}O$	$314 \mathrm{m}$
Ghardaia	60566	$32,23^{\circ}N; 3,49^{\circ}O$	$469~\mathrm{m}$
Hassi Mel	60563	$32,56^{\circ}N; 3,17^{\circ}O$	764 m
Hassi Messaoud	60581	$31,40^{\circ}N; 6,09^{\circ}O$	144 m
Ouargla	60580	$31,55^{\circ}N; 5,24^{\circ}O$	148 m

 Tabelle 2.2:
 WMO-Stationen und ihre geographische Lage in Nordafrika.

Unter anderem werden folgende Variablen gemeldet und in der Auswertung benötigt: Temperatur und Taupunkttemperatur auf zwei Metern Höhe, Windstärke und

¹World Meteorological Organization

-richtung in zehn Metern Höhe, auf Meeresniveau reduzierter Bodendruck, Gesamtbedeckung des Himmels sowie Sichtweite und aktuelles Wetter. Auf zwei Symbole zur Meldung des gegenwärtigen Wetters, die in den späteren Analysen erwähnt werden, soll hier bereits besonders aufmerksam gemacht werden: bedeutet, dass Staub oder Sand durch Wind an oder nahe der Station zum Zeitpunkt der Beobachtung aufgewirbelt wurde; steht für einen leichten oder mäßigen Staubsturm, der innerhalb der vergangenen Stunde begonnen oder sich intensiviert hat. (Internet: *Synop-ww-key: weather*, Stand: 25.02.2009)

Das Gütemaß, mit dem COSMO- mit Stationsdaten in Kapitel 4.4 verglichen werden, ist der Mittlere Fehler MF, der sich nach folgender Formel berechnet:

$$MF = \frac{\sum_{i=1}^{n} \left(x_i^{COSMO} - x_i^{Station} \right)}{n} \quad . \tag{2.2}$$

Im Gegensatz zu WMQF wird nun der Fehler einer Variable an einem festen Ort über einen gewissen Zeitraum berechnet. Der Index *i* durchläuft die *n* Zeitpunkte, x_i^{COSMO} beschreibt hier den Wert der Variable *x*, den das COSMO Modell zum Zeitpunkt *i* für den Ort der ausgewählten Station simuliert, $x_i^{Station}$ steht für beobachteten Wert an der Station zur Zeit *i*. (Sachs 2004)

2.2.5 Europäischer Wetterbericht

Bei der Beschreibung der synoptischen Situation werden Karten des Europäischen Wetterberichtes (EWB) gezeigt, die vom DWD produziert werden. Dabei handelt es sich um tägliche Boden- und Höhenkarten von Europa bzw. der Nordhalbkugel. Die Höhenkarten mit farblicher Orographie, Höhenfeldanalysen und Wettereintragungen gemäß des Höhenstationsmodells liegen für die 12:00 UTC Termine vor, während die Bodenkarten mit Analysen des Bodenluftdruckfeldes und Bodenwettereintragungen (schwarz-weiß mit Küstenkonturen, Fronten und Eintragungen gemäß des Bodenwetter-Stationsmodells) für 00:00 und 12:00 UTC vorhanden sind. (Internet: *Europäischer Wetterbericht*, Stand: 25.02.2009)

Synoptische Situation

Von Knippertz und Fink (2006) wird die synoptische Situation der Fallstudie im März 2004 ausführlich geschildert. Die Darstellungen der Autoren werden hier aufgeführt und stellenweise, zum Beispiel durch die Analyse von Bodenwetterkarten des Europäischen Wetterberichtes (EWB), ergänzt. Des Weiteren werden Höhenkarten des EWB, Satellitendaten, Analysefelder des EZMW sowie Stationsbeobachtungen analysiert. Im nachfolgenden Kapitel werden diese Daten dann verwendet, um den Kontrolllauf zu evaluieren. Die Dynamik des Staubausbruches wird anschließend noch detaillierter anhand der Modelldaten untersucht. In Abbildung 3.1 sind diverse Wetterkarten und Satellitenprodukte zusammengestellt, anhand derer die Wetterbedingungen erläutert werden sollen.

Das Geopotential auf 500 hPa am 01. März um 12:00 UTC (Abb. 3.1 (a)), einen Tag bevor die ersten Staubsignale in Satellitenbildern zu beobachten sind, weist einen ausgeprägten Höhentrog auf, der sich von Mitteleuropa bis in den afrikanischen Kontinent hinein erstreckt. Die Bodenkarten (Abb. 3.1 (c) und (d)) zeigen, dass dieser Trog mit einer Kaltfront verbunden ist, die parallel zur nordafrikanischen Küste verläuft. Die Front verlagert sich vom 01. März 00:00 UTC zum 02. März 00:00 UTC von der Küste ins Landesinnere, wobei sie das Atlasgebirge überquert. Zwölf Stunden später, am 02. März um 12:00 UTC, hat sich die Front weiter nach Süden bewegt (und damit aus dem Kartenausschnitt des EWB heraus) und bringt Niederschläge in das Gebiet südlich des Atlas. Zwischen 12:00 und 18:00 UTC zeigt der TRMM-Datensatz (3B42 V6) die frontale Struktur des Niederschlages mit Maximalwerten von mehr als 40 mm (siehe Abb. 3.1 (b)). Stationsmeldungen aus unter anderem Biskra und Hassi Messaoud lassen allerdings vermuten, dass diese Maximalwerte den tatsächlichen Niederschlag in der Region deutlich überschätzen. Die Stationen melden für die 24 Stunden zwischen dem 02. und 03. März 06:00 UTC 13 mm bzw. 6 mm Niederschlag (nicht gezeigt).

An der Vorderseite des Höhentroges entwickelt sich ein Tiefdruckgebiet, das sich in den nächsten Tagen nach Osten verlagern wird. Während des 03. März 2004 dringt die Kaltluft rasch in südliche Richtungen vor. Maßgeblichen Anteil daran hat die explosive Entwicklung einer Antizyklone im Lee des Hohen Atlas mit einem An-



Abbildung 3.1: (a) EWB: Geopotential auf 500 hPa, 01. März 2004 12:00 UTC. (b) TRMM: Niederschlag innerhalb der vergangenen sechs Stunden, 02. März 2004 18:00 UTC und 1000 m-Isolinie der COSMO 7,0 Orographie (fette schwarze Linie). (c) und (d) EWB: Bodenwetterkarte, 01. bzw. 02. März 2004 00:00 UTC. (e) und (f) EUMETSAT RGB-Komposit, 03. bzw. 05. März 2004 12:00 UTC.

stieg des Geopotentials auf 925 hPa von mehr als 60 gpm zwischen 00:00 und 12:00 UTC (nicht gezeigt). Dadurch wird zum einen der Druckgradient über Nordafrika verstärkt, zum anderen resultieren isallobarische Winde von mehr als 4 ms^{-1} (Knippertz und Fink 2006). Dies zeigt, dass das Windfeld während dieser Zeit stark durch

die explosive Antizyklogenese beeinflusst wird.

Infolge des starken Druckgradienten zwischen dem Tief im Osten und dem Hoch im Westen wird die Kaltluft und der mobilisierte Staub in südliche und westliche Richtungen verfrachtet. Das Hochdruckgebiet verbleibt in den Folgetagen stationär südlich des Atlas und sorgt in Verbindung mit dem starken Druckgradienten für weitere Mobilisierung und anhaltenden Transport von Staub bis hinaus auf den atlantischen Ozean. Die Satellitenbilder in Abbildung 3.1 (e) und (f) zeigen diese Entwicklung vom 03. auf den 05. März jeweils um 12:00 UTC.

Nach dieser Schilderung der großskaligen synoptischen Situation soll nun speziell auf Ereignisse auf der Mesoskala eingegangen werden. Bevor die Front das Gebiet der nördlichen Sahara südlich des Atlasgebirges erreicht, liegt hier eine warme und trockene Luftmasse. Die Station Adrar (27,53°N; 0,17°O) meldet am 02. März um 15:00 UTC 25°C und einen Taupunkt von -11°C. Zur Zeit der ersten deutlichen Staubsignale in den Satellitenbildern, also am Nachmittag des 02. März 2004 (siehe Anhang C), fällt Niederschlag in diese Luftmasse, die ein sehr hohes Potential für Verdunstung hat. In den Grundlagen in Kapitel 1.4 wurde erläutert, welche Konsequenzen eine solche Situation für die synoptischen Variablen der Temperatur, des Taupunktes, des Bodendrucks sowie der Windstärke und -richtung haben kann. In den späten Nachmittagsstunden des 02. März 2004 passiert die Dichteströmung Adrar. Anhand der Stationsmeldungen um 15:00 UTC und 18:00 UTC (siehe Abb. 3.2) lassen sich die in den Grundlagen aufgeführten Merkmale einer Dichteströmung noch einmal sehr gut erläutern.

Die 2-m-Temperatur geht innerhalb der drei Stunden von 25°C auf 12°C, also um 13°C zurück, die 2-m-Taupunkttemperatur steigt hingegen von -11°C auf 1°C um 12°C an. Dies zeigt, dass die Station von der durch Verdunstung stark abgekühlten und angefeuchteten Luftmasse passiert wurde. Des Weiteren steigt der Druck um 5,3 hPa an. Dieser Druckanstieg ist durch den Luftmassenaustausch zu erklären. Wärmere Luft wird durch kältere Luft mit ent-



Abbildung 3.2: Stationsmeldung von Adrar am 02. März 2004 um 15:00 und 18:00 UTC.

sprechend höherer Dichte ersetzt, was zu einer Massenzunahme in der gesamten Luftsäule führt. Das Ausfließen der Kaltluft ist mit sehr hohen Windgeschwindigkeiten verbunden, das heißt die frontalen Winde werden durch den Dichteeffekt des verdunstenden Niederschlages verstärkt. In Adrar beträgt die mittlere 10-m-Windgeschwindigkeit um 18:00 UTC 35 kn, was 18 ms⁻¹ entspricht. Das Symbol für gegenwärtiges Wetter \$ zeigt um 15:00 UTC an, dass Staub oder Sand durch Wind an oder nahe der Station zum Zeitpunkt der Beobachtung aufgewirbelt wurde; |\$ um 18:00 UTC steht für einen leichten oder mäßigen Staubsturm, der innerhalb der vergangenen Stunde begonnen oder sich intensiviert hat. Die Sichtweite beträgt zu diesem Zeitpunkt 100 m und der Himmel ist nicht sichtbar.

Zusammenfassend lässt sich konstatieren, dass eine mit einem Hohentrog verbundene Kaltfront Niederschläge über der Sahara bringt. Durch die Verdunstung des Niederschlages und durch Advektion bildet sich so ein großes Kaltluftbecken aus, das einen enormen Temperaturunterschied im Vergleich zu seiner Umgebungsluft ausweist. Durch diesen Temperatur- bzw. Dichtekontrast entwickelt sich eine Dichteströmung, die mit Starkwinden verbunden ist, durch welche große Mengen an Staub mobilisiert werden. Eine starke Antizyklone im Lee des Atlasgebirges sorgt in den nächsten Tagen für weitere Staubmobilisierung und für anhaltenden Transport von aufgewirbeltem Staub bis hinaus auf den Atlantik.
Evaluierung des Kontrolllaufes

In diesem Kapitel wird der Kontrolllauf des COSMO Modells mit Hilfe von Beobachtungsdaten evaluiert. Dies geschieht teils subjektiv durch Gegenüberstellung von Modellvariablen und Satellitenbildern, teils objektiv durch die Vergleiche von Modellausgabe mit EZMW-Analysen bzw. Stationsdaten, für die Fehlermaße berechnet werden, die in Kapitel 2.2 eingeführt wurden.

4.1 Vergleich von Modellausgabe mit EUMETSAT-Satellitenbildern

Zunächst wird das 10-m-Windfeld des Modells mit dem RGB-Komposit von EU-METSAT verglichen. Dieser ungewöhnliche Vergleich ist sehr qualitativ und begründet sich darin, dass in den Satellitenbildern tags wie nachts eine klare frontale Struktur des mobilisierten Staubes zu erkennen ist. Es ist also zu erwarten, dass falls das Modell die Situation gut reproduziert - in Regionen mit aufgewirbeltem Staub auch hohe Werte im 10-m-Wind herrschen, wodurch der Staub sowohl mobilisiert als auch transportiert wird. Abbildung 4.1 zeigt links das 10-m-Windfeld des Modells, rechts das EUMETSAT RGB-Komposit am 02. März 2004 um 18:00 UTC (oben) und am 03. März 2004 um 12:00 UTC (unten).

Die ersten Staubsignale sind schon einige Stunden vor dem ersten gezeigten Zeitpunkt zu erkennen, allerdings liegt die Modellausgabe des COSMO 7,0 nur sechsstündig vor, weshalb hier der 18:00 UTC-Termin gezeigt ist. Die Staubfront bildete sich unterhalb des kaltfrontalen Wolkenbandes, hat sich bereits nach Süden ausgedehnt und umfasst eine Länge von etwa 1000 Kilometern. Der 10-m-Wind des Modells weist ebenfalls eine frontale Struktur auf. Die Bereiche mit den höchsten Windgeschwindigkeiten überlagern sich in großen Teilen mit den Regionen unterhalb und südlich des Wolkenbandes, in denen das Satellitenbild mobilisierten Staub zeigt. Maximale Windgeschwindigkeiten von 15 ms⁻¹ werden simuliert. 18 Stunden später (Abb. 4.1 unten) zeigt das Satellitenbild, wie der Staub in Verbindung mit der Ausdehnung der Kaltfront weiter in südliche Richtungen transportiert wird die Staubfront erstreckt sich über etwa 3000 Kilometer. Auch der Wind wird vom



Abbildung 4.1: links: COSMO 7,0: 10-m-Windfeld (Der Betrag ist in Farbe dargestellt, die Richtung durch Windpfeile.), 1000 m-Isolinie der Modellorographie (fette schwarze Linie). rechts: EUMETSAT RGB-Komposit. Oben ist jeweils der 02. März 2004 18:00 UTC dargestellt, unten der 03. März 2004 12:00 UTC.

Modell in dieser Struktur reproduziert, was an den Gebieten mit hohen Windgeschwindigkeiten zu sehen ist, deren Position wieder größtenteils mit der Lage der Staubfront übereinstimmt.

Die beiden Bilder in Abb. 4.1 unten liefern weitere Indizien dafür, dass der Kontrolllauf eine realistische Simulation der Wettersituation liefert. So weist das 10-m-Windfeld eine zyklonale Struktur über dem nordwestlichen Libyen auf. Diese ist auch im Satellitenbild sichtbar. Des Weiteren gibt es im COSMO-10-m-Wind ein zweites Maximum im Lee des Saharaatlas, westlich der Zyklone, mit Windgeschwindigkeiten zwischen 12 und 14 ms⁻¹. Das Satellitenbild zeigt in diesem Gebiet Staub, was dafür spricht, dass hier auch in der Realität starke Winde herrschen.

Das COSMO Modell erzeugt mit Hilfe eines Strahlungstransfermodells synthetische Satellitenbilder, die zum Vergleich mit MSG-Satellitenbildern herangezogen werden

MET8 03 MAR 2004 1200 IR-108-2



Abbildung 4.2: COSMO 7,0: synthetisches Satellitenbild (links), MSG Satellitenbild (rechts) (© 2004 EUMETSAT). Dargestellt sind jeweils Infrarot-Kanäle der Wellenlänge 10,8 μ m am 03. März 2004 um 12:00 UTC. Der COSMO 7,0-Ausschnitt ist bis zur nördlichen Grenze des Modellsgebietes an das MSG-Satellitenbild angepasst.

können (Keil et al. 2006). In Abbildung 4.2 ist links das synthetische Satellitenbild des Modells dargestellt, rechts das MSG-Satellitenbild, jeweils am 03. März 2004 um 12:00 UTC.

Die beiden Bilder zeigen Übereinstimmungen in den großskaligen Strukturen der hochreichenden Bewölkung. Die zwei Wolkenbänder im östlichen Bildausschnitt werden richtig simuliert, allerdings ist die zyklonale Struktur über Westalgerien im Modell kaum zu erkennen. Über Spanien, Portugal und dem angrenzenden Atlantik produziert das Modell Bewölkung, die auch im MSG-Bild zu sehen ist. Im MSG-Bild ist auch die Staubfront sehr deutlich anhand der helleren Bereiche im unteren Bildausschnitt zu identifizieren. Das Eindringen der Kaltluft in den afrikanischen Kontinent sorgt für eine Auskühlung der Erdoberfläche, was hellere Grautöne im IR-Satellitenbild zur Folge hat. Außerdem "sieht" der Satellit hier den Staub, der sich über einen gewissen Höhenbereich der Atmosphäre erstreckt und in den oberen Bereichen mit einer entsprechend geringeren Temperatur abstrahlt, wodurch das Signal im Satellitenbild weiter aufgehellt wird. Auch im synthetischen Satellitenbild ist diese Struktur zu erkennen, obwohl im Modell kein Staub mobilisiert wird. Hier sind die von Süden nach Norden heller werdenden Grautöne alleine durch das Ausbreiten der Kaltfront und damit verbundener Auskühlung der Erdoberfläche zu erklären. Auch dieser Vergleich zeigt, dass die großskalige Dynamik dieser Wettersituation vom Modell richtig reproduziert wird.

4.2 Vergleich von Modellausgabe mit EZMW-Analysen

Nachdem das 10-m-Windfeld der COSMO-Ausgabe untersucht wurde, folgt nun die Evaluierung des Geopotentials und der Temperatur in der mittleren Troposphäre auf 500 hPa. Dazu werden in Abbildung 4.3 die COSMO-Daten mit EZMW-Analysen verglichen. Im obigen Abschnitt wurden die 24 Stunden nach den ersten Staubsignalen in den Satellitenbildern, also Zeitpunkte zwischen dem 02. und 03. März 2004 12:00 UTC, untersucht. Hier wird die Analyse nun zeitlich ausgedehnt auf die Zeit 12 Stunden vor Beginn des Ereignisses (02. März 2004 00:00 UTC) bzw. drei Tage später (05. März 2004 00:00 UTC). So soll geprüft werden, ob das Modell sowohl die Ursachen für den Staubausbruch als auch diesen selbst über einen längeren Zeitraum richtig simuliert.

Die EZMW-Daten liegen auf einem regelmäßigen Länge-Breite-Gitter vor, mit einer Auflösung von 1×1 Grad. Um sie mit COSMO-Ausgabefeldern vergleichen zu können, werden diese auf ein regelmäßiges Gitter derselben Auflösung interpoliert. Die Bilder auf der rechten Seite in Abb. 4.3 stellen die Differenzen von EZMW-minus COSMO-Daten dar, d.h. positive Bereiche zeigen Gebiete, in denen die Werte der EZMW-Daten größer sind als die der COSMO-Daten, negative entsprechend umgekehrt. Bei der Interpretation ist zu beachten, dass das COSMO Modell, wie in Kapitel 2.1 beschrieben, mit EZMW-Analysen angetrieben wird. Dies bedeutet, dass zu jedem Vorhersagezeitpunkt die entsprechende EZMW-Analyse als Randbedingung in das Modell eingeht, weshalb zu erwarten ist, dass die Unterschiede zwischen der Modellsimulation und den Analysen geringer ausfallen, als dies bei einer COSMO-Vorhersage der Fall wäre, die mit den Vorhersagen eines globalen Modells angetrieben wird.

Am 02. März 2004 um 00:00 UTC zeigen Temperatur- und Geopotentialfeld auf 500 hPa beide den Hohentrog, der aus den mittleren Breiten in den afrikanischen Kontinent hineinreicht. Nennenswerte Unterschiede im Temperaturfeld gibt es zu diesem Zeitpunkt im südwestlichen Bereich des Troges sowie über Tunesien, wo die Temperatur im COSMO Modell bis zu drei Grad Celsius niedriger sind als in den EZMW-Daten. Anhand der Differenzen des Geopotentials lassen sich die Temperaturunterschiede erklären: Der Trog ist in den COSMO-Daten etwas ausgeprägter als in den EZMW-Daten, der Unterschied beträgt bis zu 20 gpm über Sardinien. Außerdem reicht der Trog im COSMO Modell zu weit nach Süden, was an der +5-Isolinie über Nordmauretanien und Nordmali zu sehen ist. So wird an der Rückseite des Troges die kalte Luft aus Norden im COSMO Modell weiter nach Süden transportiert, wodurch der Temperaturunterschied entsteht. Tunesien wird zu diesem Zeitpunkt ebenfalls von kalter Luft überströmt, die ihren Ursprung in den mittleren Breiten hat. Der insgesamt stärker ausgeprägte Trog in den COSMO-Daten macht somit auch die Temperaturunterschiede in diesem Gebiet plausibel. Alles in allem sind die Unterschiede aber in beiden Variablen recht gering, d.h. der Trog, mit dem



Abbildung 4.3: links: EZMW: Temperatur (Farbe) und Geopotential (Isolinien alle 40 gpm) auf 500 hPa. rechts: Differenzen (EZMW - COSMO 7,0) der Temperatur (Farbe) und des Geopotentials (durchgezogene und gestrichelte Isolinien alle 5 gpm) auf 500 hPa. Oben ist jeweils der 02. März 2004 00:00 UTC dargestellt, unten der 05. März 2004 00:00 UTC. Die weißen Flächen rechts liegen außerhalb des COSMO 7,0-Modellgebietes.

die Kaltfront einhergeht, wird bis auf kleine Differenzen richtig simuliert. Auch die Differenzen in der Temperatur sollten auf die Entstehung des Staubsturmes keinen entschiedenden Einfluss haben, da simulierte Struktur und Absolutwerte weitestgehend mit den EZMW-Analysen übereinstimmen.

Auch in den folgenden Tagen wird die Wettersituation prinzipiell richtig wiedergegeben. Dies sieht man in Abb. 4.3 unten rechts an den großen Gebieten, in denen keine wesentlichen Unterschiede in Temperatur- oder Geopotentialfeld vorliegen. Am 05. März 2004 00:00 UTC beträgt der Simulationszeitraum bereits vier Tage. Für diese Zeit sind Differenzen im Geopotential von 10 gpm, wie sie im südöstlichen Modellgebiet vorliegen, sehr wenig. Die Wurzel des Mittleren Quadratischen Fehlers (WMQF) wird nach Gleichung (2.1) für das Gebiet von 10°N bis 40°N und von 15°W bis 25°O berechnet und beträgt zu diesem Zeitpunkt 8,3 gpm. Bei operationellen Vorhersagen des COSMO-EU Modells liegt der WMQF des Geopotentials auf 500 hPa bereits nach zwei Vorhersagetagen durchschnittlich bei etwa 20 gpm (Damrath und Pflüger 2007, Schultz 2008). Hierin zeigt sich der Einfluss der Randbedingungen, die den Kontrolllauf immer wieder in die Richtung der EZMW-Analysen verschieben. Allerdings fallen zwei Gebiete ins Auge, in denen die Unterschiede deutlicher sind. Im Zentrum des Modellgebietes an der libysch-algerischen Grenze gibt es eine Dipolstruktur im Differenzenfeld des Geopotentials, verbunden mit einem Gebiet, in dem die Temperaturen der EZMW-Analyse niedriger sind als die des COSMO Modells. In Anhang A finden sich die Absolutwerte des Geopotentials, mit Hilfe derer die Situation folgendermaßen interpretiert wird: Der Trog hat sich im COSMO Modell stärker antizyklonal gekrümmt als in den EZMW-Daten. Dadurch entsteht eine Verschiebung der Südspitze des Troges, was wiederum zu der Dipolstruktur im Differenzenfeld führt. Die Temperaturdifferenzen entsprechen dieser Situation, denn die Advektion kalter Luft aus dem Norden reicht in der COSMO-Simulation nicht so weit nach Süden wie in den EZMW-Daten, folglich ist die Temperatur der EZMW-Analyse hier niedriger. Ein zweites Gebiet mit deutlichen Unterschieden liegt über dem östlichen Mittelmeer. Dies zeigt, dass die Austrogung in der COSMO-Simulation weiterhin stärker ist als in den Analysen. Die dadurch auftretenden Fehler haben sich innerhalb der letzten drei Tage fortgepflanzt. An der Trogvorderseite bedeutet dies stärkere Warmluftadvektion im COSMO Modell als in den EZMW-Daten, was zu den Temperaturunterschieden führt.

Im Vergleich von COSMO-Ausgabe mit EZMW-Analysen ergeben sich wie erwartet, bzw. erhofft keine gravierenden Unterschiede. Auch nach vier Simulationstagen stimmen Temperatur- und Geopotentialfelder in der mittleren Troposphäre noch immer verhältnismäßig gut überein. Unterschiede sind von kleinskaliger Struktur oder recht geringer Intensität und wirken sich nicht entscheidend auf die synoptische Entwicklung des Staubausbruches aus.

4.3 Vergleich von Modellausgabe mit TRMM-Niederschlagsraten

Als nächstes wird der Niederschlag untersucht. Dazu werden in Abbildung 4.4 der sechsstündige Modellniederschlag und das sechsstündige TRMM-Niederschlagsprodukt gegenübergestellt.

Auf den ersten Blick gibt es bei den Niederschlagsfeldern eine deutlich schlechtere Übereinstimmung, als es bei den bisherigen Vergleichen der Fall war. In großen Bereichen über dem Mittelmeer ist ein Signal im Modellniederschlag zu sehen, während TRMM keinen Niederschlag zeigt, so in Gebieten südöstlich der Balearen, östlich von Sardinien und in einem Streifen von Tunesien bis nach Sizilien. Aufgrund der beschriebenen Unsicherheiten im TRMM-Datensatz gerade in höheren Breiten (vgl. Kap. 2.2.2) ist es nicht auszuschließen, dass das Signal des COSMO Modells hier,



Abbildung 4.4: COSMO 7,0: sechsstündiger Niederschlag (links), sechsstündiges TRMM-Niederschlagsprodukt (rechts). Der Zeitraum ist jeweils 12:00 bis 18:00 UTC am 02. März 2004. In beiden Fällen ist die 1000 m-Isolinie der Modellorographie eingezeichnet (fette schwarze Linie).

nördlich von 35°N, näher an der Wirklichkeit liegt als die TRMM-Daten. Im unteren Kartenausschnitt stimmen die beiden Datensätze besser überein. Das TRMM-Produkt zeigt Niederschläge über der Elfenbeinküste, Benin, dem westlichen Nigeria und südlichen Niger. In diesen Regionen simuliert auch das COSMO Modell Niederschlag, wenngleich in der kleinskaligen Struktur, den Intensitäten und der exakten räumlichen Verteilung deutliche Unterschiede vorliegen. Von großer Wichtigkeit ist auch, dass im Gebiet südlich des Saharaatlas sowohl in der COSMO Modellausgabe als auch im TRMM-Produkt ein Niederschlagssignal zu sehen ist, das in beiden Fällen eine frontale Struktur aufweist. Dieser ist mit der das Atlasgebirge überquerenden Kaltfront verknüpft und die Verdunstung des Niederschlages in dieser Region verstärkt die Temperatur- und Dichteunterschiede der beiden Luftmassen nördlich und südlich der Front. Die Niederschlagsintensitäten unterscheiden sich allerdings auch in dieser Region stark. Das Modell erzeugt ein flächigeres Niederschlagsfeld mit Maximalwerten von 4 mm in den vergangenen sechs Stunden¹, während TRMM kleinskaligere Strukturen mit Niederschlagsmengen zeigt, die im Maximum 40 mm überschreiten. Unter den in Kapitel 2.2.2 angesprochenen Unsicherheiten beim TRMM-Produkt kann man mit diesem Ergebnis durchaus zufrieden sein, insbesondere mit der Tatsache, dass entlang der Kaltfront sowohl in den Modell- als auch in den Satellitendaten ein Niederschlagssignal zu sehen ist. Dass die TRMM-Daten hier um einen Faktor Zehn höhere Niederschläge zeigen als das Modell, muss nicht unbedingt bedeuten, dass das Modell den Niederschlag stark unterschätzt. Gerade weil eine große Menge verdunstet, ist es möglich, dass TRMM

¹Die Einheit des Niederschlages im COSMO Modell ist kgm⁻², was bei einer Dichte des Niederschlages von 1000 kgm⁻³ gerade der Einheit mm entspricht. Es fällt Niederschlag in flüssiger Form, wodurch die beiden Einheiten nahezu fehlerfrei eins zu eins verwendet werden können.

die Werte überschätzt, da eventuell die Verdunstung in den unteren Schichten vom Satelliten nicht richtig erfasst wird, falls der TRMM-Satellit in diesem Zeitraum das Gebiet nicht überflogen hat und somit keine Radarmessung zur Verfügung steht. Die Stationen Ghardaia und Hassi Mel liegen in der Region, die am Nachmittag des 02. März von der Front passiert wird und melden jeweils 1 mm Niederschlag für die Zeit zwischen 06:00 und 18:00 UTC. TRMM zeigt an diesen Orten bis zu 20 mm, was ein deutliches Anzeichen für das Überschätzen des Niederschlages in diesem Datensatz darstellt. In den Modelldaten ist zwischen 12:00 und 18:00 UTC hier kein Signal zu sehen, allerdings liegen die Niederschlagswerte zwischen 06:00 und 12:00 UTC im Bereich von 1 bis 2 mm (siehe Anhang B). Diese Ergebnisse stimmen also sehr viel besser mit den Stationsbeobachtungen überein, was ein weiteres Indiz dafür ist, dass das Modell die wahre Situation möglicherweise besser wiedergibt als die TRMM-Daten.

4.4 Vergleich von Modellausgabe mit Stationsbeobachtungen

Als weiterer Datensatz zur Evaluierung des Kontrolllaufes dienen Stationsbeobachtungen. Stellvertretend für alle zur Verfügung stehenden Stationen wird hier die Station Adrar im Detail untersucht, auf die in Kapitel 3 bereits eingegangen wurde. Abbildung 4.5 zeigt für die Zeit vom 01. bis zum 05. März 2004 00:00 UTC die 2-m-Temperatur (oben links), die 2-m-Taupunkttemperatur (oben rechts) und den 10-m-Wind (unten).

Folgende Aussagen ergeben sich aus der Analyse der 2-m-Temperatur: Der zeitliche Verlauf wird richtig reproduziert. Das Tagesmaximum wird an jedem der vier Tage mit einer Abweichung von weniger als 1 K simuliert, jedoch sind die Temperaturen im Modell nachts stets höher als die Beobachtung. Die Unterschiede sind mit 4 K am 02. und 03. März um 06:00 UTC besonders groß. Der Mittlere Fehler (MF) nach Gleichung (2.2) beträgt im beobachteten Zeitraum +1,06 K, das Modell ist also durchschnittlich etwa 1 K wärmer als die Stationsbeobachtung. Zu dieser Abweichung trägt im Wesentlichen die systematische nächtliche Überschätzung der Modelltemperatur bei, weshalb zu vermuten ist, dass das Modell Probleme mit der nächtlichen Ausstrahlung hat. Eine andere mögliche Ursache ist, dass die starke Bodeninversion über der Wüste während der Nacht nicht korrekt simuliert wird.

Die Auswertung der kompletten Stationsmeldung (siehe Kapitel 3) sowie stündlicher Satellitenbilder (siehe Anhang C) besagt, dass die Front Adrar am 02. März 2004 gegen 18:00 UTC erreicht, verbunden mit einem Temperatursturz von 13 K in den letzten drei Stunden. Das Modell produziert in diesem Zeitraum lediglich einen Rückgang der Temperatur von 5,3 K. Hier geschieht der Frontdurchgang geringfügig später. So ist die größte Temperaturdifferenz innerhalb einer Stunde zwischen 18:00 und 19:00 UTC mit 3,7 K zu verzeichnen. In einem Drei- bzw. Vierstundenintervall nähert sich der Temperatursturz den beobachteten Werten an, wenngleich diese ex-



Abbildung 4.5: Zeitlicher Verlauf der 2-m-Temperatur (oben links), der 2-m-Taupunkttemperatur (oben rechts) und der 10-m-Windgeschwindigkeit (unten) vom 01. bis zum 05. März 2004 00:00 UTC an der Station Adrar. + stehen für die dreistündigen Synops-Meldungen, × für die stündliche Modellausgabe von COSMO 7,0. Unten ist zusätzlich die Variable v_{10m}^{max} in Form von \triangle dargestellt.

tremen Werte nicht reproduziert werden. Zwischen 16:00 und 19:00 UTC beträgt der Rückgang der Temperatur 8,2 K, zwischen 16:00 und 20:00 UTC immerhin 10,4 K. Es ist möglich, dass Unsicherheiten des Modells bei der nächtlichen Ausstrahlung oder der Bodeninversion einen Teil der Unterschiede bewirken. Die typischen Auswirkungen einer Kaltfrontpassage werden vom COSMO Modell jedoch simuliert, wenngleich diese geringer ausfallen als in den Beobachtungen. Dies zeigt sich vor allem darin, dass der Temperaturrückgang im Modell am Tag vor der Frontpassage zwischen 16:00 und 20:00 UTC nur 5,2 K beträgt, was die "normalen" Verhältnissen an dieser Station repräsentieren dürfte, d.h. durch die Frontpassage wird die tagesgangbedingte Abkühlung in diesem Zeitraum um 100 % verstärkt. Des Weiteren ist der Tagesgang im Modell an keinem Tag so ausgeprägt wie in den Beobachtungen. Man kann vermuten, dass der durch die Frontpassage bedingte Temperatursturz besser getroffen würde, falls auch der Tagesgang insgesamt besser simuliert würde. Im 2-m-Taupunkt (Abb. 4.5 (oben rechts)) zeigen sich insgesamt größere Unterschiede zwischen Modell und Beobachtungen als in der Temperatur. Zu einzelnen Zeitpunkten beträgt die Differenz bis zu 6 K. Der Tagesgang des Taupunktes ist sehr viel komplexer als der der Temperatur und ist größeren, kurzfristigen Schwankungen unterworfen. MF beläuft sich auf +0.04 K, das heißt über den Zeitraum von vier Tagen gleichen sich die zeitweise sehr großen Unterschiede zwischen Modell und Beobachtung beinahe völlig aus. Am Tage der Frontpassage wird der Taupunkt zunächst, bis 09:00 UTC, mit Abweichungen von weniger als 1,5 K simuliert. In den Beobachtungen geschieht dann zwischen 09:00 und 15:00 UTC eine Austrocknung und die Taupunkttemperatur fällt von -4°C auf -11°C. Eine mögliche Erklärung hierfür sind starke trockene Abwinde, die in Bereiche südlich der Kaltfront eindringen. Solche Abwinde können durch die Verdunstung von Niederschlag entstehen, der aus hohen Wolken an der Frontvorderseite fällt. In Bereichen, in welche die Abwinde am Boden vorstoßen, bleiben die Temperaturen nahezu konstant, währen die relative Feuchte zurückgeht. Diese Abwinde weisen sehr kleinskalige Strukturen auf (Srivastava 1985). Das COSMO Modell produziert diesen Rückgang des Taupunktes in Adrar nicht, was daran liegen kann, dass die trockenen Abwinde gar nicht oder nicht in der richtigen Region simuliert werden. Der beobachtete starke Anstieg des Taupunktes von 12 K zwischen 15:00 und 18:00 UTC fällt im Modell wegen der nicht simulierten Austrocknung entsprechend geringer aus. Er beträgt in diesen drei Stunden 4,4 K und immerhin 8,4 K zwischen 15:00 und 19:00 UTC. In Übereinstimmung mit der 2-m-Temperatur ist auch die Veränderung des 2-m-Taupunktes in der Simulation nicht so extrem wie in den Beobachtungen.

In Abbildung 4.5 (unten) sind die Zeitreihe der Stationsmessungen sowie der mittlere 10-m-Wind und die maximalen Böen in zehn Metern Höhe innerhalb der vergangenen Stunde des COSMO Modells dargestellt. Die höchsten Windgeschwindigkeiten werden in Adrar am 02. März um 18:00 UTC mit etwa 18 ms⁻¹ gemessen. MFzwischen Stationsmeldung und mittlerem Modellwind beträgt -3.18 ms⁻¹, zwischen Stationsmeldung und maximalen Böen $+0.67 \text{ ms}^{-1}$. Für dieses Fehlermaß stimmen also die 10-m-Böen des Modells besser mit den beobachteten Windgeschwindigkeiten überein als der mittlere 10-m-Wind. In jeder der drei Zeitreihen ist zwischen 12:00 und 18:00 UTC am 02. März ein sehr starker Anstieg zu sehen. Allerdings liegen die Beobachtungen bereits zwischen 09:00 und 15:00 UTC um mehrere ms^{-1} über den simulierten Winden. Um 18:00 UTC stimmen Beobachtung und Böen des Modells bis auf 1 ms⁻¹ überein. Der mittlere Modellwind beträgt immerhin etwa 12 ms⁻¹. Um 19:00 UTC betragen die maximalen Böen 19 ms⁻¹, womit sie die höchsten beobachteten Windgeschwindigkeiten sogar noch übertreffen. Die enormen Anstiege von 11 ms^{-1} in der mittleren 10-m-Windgeschwindigkeit und 16 ms⁻¹ in den maximalen 10-m-Böen des COSMO Modells zwischen 12:00 und 18:00 UTC liefern ein weiteres Indiz dafür, dass die Station Adrar im Modell in etwa zur selben Zeit von der Front passiert wird, wie es in der Realität der Fall ist.

Alles in allem ist das erfreuliche Ergebnis dieses Vergleiches, dass das Modell für die Station Adrar über den gesamten Zeitraum eine realitätsnahe Vorhersage liefert.

Die Frontpassage wird zeitlich und in ihren Auswirkungen auf die beschriebenen Variablen zufriedenstellend simuliert.

Das Fazit der Evaluierung des Kontrolllaufes lautet: Die Modelldaten liegen genügend nahe an der Wirklichkeit, um in Sensitivitätsexperimenten Aussagen über den Einfluss einzelner Prozesse treffen zu können. Die gesamte Wettersituation, sowohl vor als auch während und nach Auslösen des Staubsturmes wird sehr gut simuliert. Der Vergleich von Modellausgabe mit verschiedenen Satelliten- und Analysedaten liefert große Übereinstimmungen. Kleine strukturelle Unterschiede sind beispielsweise im Geopotential auf 500 hPa nach einer Vorhersagezeit von vier Tagen zu sehen, haben aber keinen Einfluss auf die großskalige synoptische Entwicklung. Gleiches gilt für die aufgeführten Unterschiede zwischen Modell- und Stationsdaten.

Analyse der Auswirkungen latenter Prozesse

In diesem Kapitel werden die Auswirkungen der latenten Prozesse untersucht. Zunächst werden aus den Modelldaten des Kontrolllaufes die Auswirkungen der Verdunstungskühlung abgeschätzt (Kap. 5.1), anschließend werden diese Abschätzungen mithilfe der Ergebnisse des ersten Sensitivitätsexperimentes überprüft (Kap. 5.2).

5.1 Ergebnisse des Kontrolllaufes

5.1.1 Einfluss auf das Windfeld

Es soll zunächst abgeschätzt werden, inwiefern die durch Verdunstungskühlung erzeugte Dichteströmung das 10-m-Windfeld modifiziert. Dazu wird die in Kapitel 1.4 eingeführte theoretische Propagationsgeschwindigkeit der Dichteströmung c nach Gleichung (1.4) aus den Modelldaten berechnet. Die wichtigen Formeln für diese Berechnung werden hier noch einmal wiederholt.

$$c^2 = 2 \cdot \int_0^H (-B) \, dz \tag{5.1}$$

$$B = g \cdot \left(\frac{\Delta\Theta}{\Theta_U} + 0, 61 \cdot \Delta q_d - q_w - q_r\right) \quad \text{(Auftrieb)} \tag{5.2}$$

$$\Delta \Theta = \Theta_S - \Theta_U \quad \text{(potentielle Temperatur)} \tag{5.3}$$

$$\Delta q_d = q_{dS} - q_{dU} \quad \text{(Wasserdampfmischungsverhältnis)} \tag{5.4}$$

 q_w und q_r bezeichnen die Mischungsverhältnisse von Wolken- bzw. Regenwasser im Kaltluftbecken, H die Höhe des Beckens und g die Erdbeschleunigung.

Hier wird der Kontrolllauf von COSMO 2,8 mit einer zeitlichen Auflösung von einer Stunde ausgewertet. Für Θ_U wird ebenso wie in der Einleitung ein Wert von 300 K eingesetzt¹. Dieser repräsentiert die Bedingungen in der unteren Troposphä-

¹Die 2-m-Temperatur in Adrar beträgt am 02. März um 15:00 UTC $25^{\circ}C = 298,15$ K. Bei einem beobachteten Bodendruck von etwa 980 hPa und einem Referenzdruck von 1000 hPa ergibt sich daraus eine potentielle Temperatur von 299,88 K. Dieser Wert kann als repräsentativ für die turbulente Grenzschicht angesehen werden.

re über der Sahara sehr gut. Selbst für den Fall, dass der tatsächliche Wert um \pm 10 K davon abweichen sollte entsteht dadurch ein Fehler von weniger als 5 %. q_w und q_r liefert das Modell direkt. Komplizierter wird es bei den anderen Größen, die für die Berechnung benötigt werden. Es sollen hier lediglich die Auswirkungen der latenten Prozesse eine Rolle spielen. Für $\Delta\Theta$ soll also der durch latentes Kühlen bedingte Temperaturunterschied zwischen Kaltluftbecken und Umgebung eingesetzt werden. Während dieser Temperaturänderungen durch Phasenübergänge laufen in der Atmosphäre natürlich viele weitere Prozesse ab, die mit den Auswirkungen der Verdunstungskühlung wechselwirken.

Es wird im Folgenden ein Gedankenexperiment durchgeführt, in dem diese Wechselwirkungen nicht stattfinden sollen. Zu einem Zeitpunkt t_i werde angenommen, die Atmosphäre sei in einem ungestörten Zustand mit einer uniformen Verteilung der potentiellen Temperatur in einem großen Gebiet mit dem Mittelwert Θ_U (Abb. 5.1 links).



Abbildung 5.1: Schematische Darstellung des Gedankenexperimentes. Ungestörte Atmosphäre mit uniformer Verteilung der potentiellen Temperatur (links), durch latente Prozesse erzeugte Temperaturänderung bei ansonsten gleichbleibenden Bedingungen (Mitte), Ausfließen der Luft aus dem Kaltluftbecken (rechts).

Eine Stunde später, zum Zeitpunkt t_{i+1} , sei die potentielle Temperatur in einem festgelegten Gebiet, dem Kaltluftbecken, durch latente Prozesse um $\Delta \Theta = -5$ K gefallen, während sich die Bedingungen in der Atmosphäre innerhalb dieser Stunde ansonsten nicht veränderten (Abb 5.1 Mitte). Man nehme außerdem an, dass während der Stunde des Abkühlens die Luft nicht aus dem Kaltluftbecken ausfließen kann. Die Luft innerhalb des Kaltluftbeckens hat nun also eine höhere Dichte als die Umgebung und die imaginäre Trennwand zwischen Kaltluftbecken und Umgebung werde nun entfernt. Die Kaltluft wird wie in Abbildung 5.1 (rechts) in Form einer Dichteströmung in die Umgebung ausfließen (vgl. Abb. 1.4). $\Delta \Theta$ kann in Gleichung (5.1) eingesetzt werden, um die Ausbreitungsgeschwindigkeit der Kaltluft zu berechnen.

Das COSMO Modell mit $\Delta x = 2,8$ km liefert die Variable ΔT_{lP} , welche die Temperaturänderung aufgrund latenter Prozesse beschreibt. Sie wird in jedem Zeitschritt

berechnet und gibt die durch Phasenübergänge freiwerdende bzw. verbrauchte Wärme an. Die Temperaturänderungen werden nach jedem Zeitschritt akkumuliert; zu den Ausgabezeitpunkten t_i erhält man also die gesamte Temperaturänderung seit Vorhersagestart. Um die Temperaturänderung zwischen zwei Ausgabezeitpunkten zu erhalten, wird die Differenz

$$\Delta T_{lP}^i = \Delta T_{lP}(t_i) - \Delta T_{lP}(t_{i-1}) \quad , \ i = 2, n$$

gebildet, wobei n für die Gesamtzahl der Ausgabezeitpunkte steht. ΔT_{lP} kann als die Temperaturdifferenz aufgefasst werden, die im Gedankenexperiment zwischen Kaltluftbecken und Umgebung herrscht. Dazu muss ΔT_{lP} allerdings zunächst noch in eine Änderung der potentiellen Temperatur $\Delta \Theta_{lP}$ umgerechnet werden². $\Delta \Theta_{lP}$ kann nun verwendet werden, um die theoretische Propagationsgeschwindigkeit einer Dichteströmung c nach Gleichung (5.1) zu berechnen, die alleine durch die innerhalb der vergangenen Stunde abgelaufenen latenten Prozesse erzeugt wurde. Die Annahme, dass sich die Atmosphäre während dieser Zeit ansonsten in einem Zustand der Ruhe befindet, stellt natürlich eine grobe Vereinfachung dar. Daher können die Resultate für c lediglich als eine Abschätzung angesehen werden und im besten Fall die Größenordnung der Auswirkungen wiedergeben.

Für das Wasserdampfmischungsverhältnis gibt es keine solche Modellvariable, die Veränderungen von q_d aufgrund latenter Prozesse beschreibt. Daher wird Δq_d für jeden Gitterpunkt über $q_d(i, j, k) - q_{dU}(k)$ berechnet. $q_{dU}(k)$ steht dabei für den Mittelwert von q_d über dem südlichen Modellgebiet (etwa von 26°N bis 27°N und von 5°W bis 8°O) auf jeder Modellfläche. In die Formel eingesetzt stellt dieser Term den Auftrieb einer Gitterbox dar, den sie aufgrund unterschiedlicher Mischungsverhältnisse im Vergleich zur Umgebung erfährt. Dies berücksichtigt nicht allein die Veränderung des Wasserdampfmischungsverhältnisses durch latente Prozesse, sondern auch die Veränderung von q_d aufgrund von Advektion und anderen Prozessen. Das heißt der gewünschte Effekt kann nicht isoliert berechnet werden. Die Abschätzung in Kapitel 1.4 hat allerdings gezeigt, dass der Wasserdampf-Term um eine Größenordnung kleiner ist als der temperaturabhängige Term, sodass diese Unsicherheiten für die Grundaussage der nachfolgenden Analysen nicht relevant sind.

Es wird nun also berechnet, mit welcher Geschwindigkeit die Luft aus diesem Kaltluftbecken in die Umgebung ausfließt. Abbildung 5.2 zeigt zunächst einmal einen Nord-Süd-Schnitt der Variable ΔT_{lP} am 02. März 2004 um 18:00 UTC von 27°N bis 33°N (x-Achse) bei 4°O über einen Höhenbereich von 1020 bis 400 hPa (y-Achse). Dies entspricht einem Querschnitt durch die Kaltfront, die sich in südöstliche Richtungen verlagert. Dieses Bild ist repräsentativ für alle Querschnitte an einem beliebigen Längengrad entlang der Front. Die positiven Werte oberhalb von etwa 700 hPa

²Die Umrechnung erfolgt mit der Formel $\Delta \Theta_{lP} = \Delta T_{lP} \cdot \left(\frac{p_0}{p}\right)^{\kappa}$, mit einem Referenzdruck p_0 von 1000 hPa, p dem Druck am jeweiligen Gitterpunkt und $\kappa \approx 2/7$ der Poisson-Konstanten.



Abbildung 5.2: COSMO 2,8: Vertikalschnitt der Modellvariable ΔT_{lP} , die die Temperaturänderung aufgrund latenter Prozesse innerhalb der vergangenen Stunde darstellt. Zu sehen ist der 02. März 2004 um 18:00 UTC, der Querschnitt verläuft bei 4°O von 27°N bis 33°N. Die blaue Linie zeigt den Bereich des Kaltluftbeckens.

zeigen Bereiche, in denen durch Kondensation, Gefrieren und Resublimation latente Wärme freigesetzt wird, negative Werte darunter stellen das latente Kühlen durch Verdunstung, Schmelzen und Sublimation dar. Die diabatische Abkühlungsrate erreicht im Maximum Werte von mehr als 3,0 Kh⁻¹. Die blaue Linie zeigt den Bereich, in dem innerhalb der vergangenen Stunde Verdunstungskühlung stattgefunden und diese zur Ausbildung eines Kaltluftbeckens beigetragen hat. Der Auftrieb *B* wird nun für alle Gitterpunkte nach Gleichung (5.2) berechnet. Anschließend wird *B* von der untersten bis zu der Modellfläche, bei der *B* zum ersten Mal positiv wird, aufsummiert und dabei mit der jeweiligen Schichtdicke multipliziert. Dies entspricht der Integration über die Höhe des Kaltluftbeckens *H* in Gleichung (5.1). Die oberste Modellfläche, auf der *B* negativ ist, entspricht gerade der Höhe *H*. Durch die Integration über die Höhe kann ein dreidimensionales Kaltluftbecken somit in zwei Dimensionen dargestellt werden. Die Größenabschätzungen in Kapitel 1.4 zeigen, dass dies im Wesentlichen die Variable ΔT_{IP} widerspiegelt. Die Ergebnisse dieser Berechnungen sind in Abbildung 5.3 für den 02. März 2004 um 12:00, 15:00 und 18:00 UTC dargestellt.

Die auf diese Weise berechnete Geschwindigkeit c beschreibt also die Propagationsgeschwindigkeit einer Dichteströmung, die sich durch das Ausfließen kalter Luft bildet. Die Temperaturdifferenz von Kaltluftbecken zu Umgebung entsteht dabei alleine durch diabatische Kühlung innerhalb der vergangenen Stunde. In den Gebieten, welche die maximalen Werte für c aufweisen, findet zwischen 17:00 und 18:00 UTC so starke diabatische Abkühlung statt, dass einzig durch den Effekt des Ausfließens dieser kalten Luft - ohne Berücksichtigung der Dynamik der restlichen Atmosphäre eine Dichteströmung mit einer Propagationsgeschwindigkeit von im Maximum mehr als 14 ms⁻¹ gebildet würde (siehe Abb. 5.3 unten). Da in die Berechnung von cdie Temperaturänderung pro Stunde eingeht, ist bei der Interpretation dieser Bilder außerdem darauf zu achten, dass Gebiete mit großem c im Prinzip die Produktionsstätten kalter Luft darstellen. Die südliche dieser Produktionsstätten wird für 15:00 und 18:00 UTC durch ein Gebiet definiert, das sich vom Maximum von c jeweils einen dreiviertel Breitengrad nach Norden und Süden erstreckt (fette schwarze Linien in Abb. 5.3 Mitte und unten). Der Mittelwert von c innerhalb dieses Gebietes beträgt um 15:00 UTC 7,7 ms⁻¹ und um 18:00 UTC 6,0 ms⁻¹.

Der Rossbyradius der Deformation λ_R wird nun für 15:00 und 18:00 UTC aus den Modelldaten gemäß der Formel

$$\lambda_R = \frac{\sqrt{g \cdot H \cdot \frac{|\Delta\Theta|}{\Theta_U}}}{f_c} \tag{5.5}$$

berechnet (vgl. Kap. 1.4). Für $\Delta\Theta$ wird der Mittelwert von $\Delta\Theta_{lP}$ über das Kaltluftbecken gebildet, das durch das in Abbildung 5.3 (Mitte, bzw unten) eingezeichnete Gebiet begrenzt ist. Für H wird die mittlere Höhe dieses Beckens eingesetzt, für Θ_U weiterhin 300 K. Der Coriolisparameter f_c beträgt bei 30°N 7,3·10⁻⁵ s⁻¹, das heißt die Zeitskala $\frac{1}{f_c}$ liegt im Bereich von vier Stunden. Die Berechnung liefert die folgenden Ergebnisse.

Zeitpunkt	H, m	$\Delta \Theta, \mathbf{K}$	λ_R , km
02. März 2004 15:00 UTC	2611	-0,32	$71,\!6$
02. März 2004 18:00 UTC	1469	-0,27	49,3

Diese Werte sind recht klein - man könnte daher vermuten, eine durch Verdunstungskühlung gebildete Dichteströmung habe einen Einflussradius von weniger als 100 km und sie "überlebe" nicht lange. Bei der Interpretation dieser Werte muss allerdings berücksichtigt werden, dass diese Situation über mehrere Stunden vorherrscht und ständig neue Kaltluft durch Verdunstungskühlung produziert wird, die das Kaltluftbecken speist. Es steht also immer neuer "Treibstoff" für die Dichteströmung zur Verfügung, sodass diese über mehrere Stunden erhalten werden kann. Ihre



Abbildung 5.3: COSMO 2,8: Propagationsgeschwindigkeit der Dichteströmung nach Gleichung (5.1) am 02. März 2004 um 12:00 UTC (oben), 15:00 UTC (Mitte) und 18:00 UTC (unten). Für 15:00 und 18:00 UTC ist das Maximum von c im südlichen frontalen Gebiet eingetragen, sowie das Gebiet, das sich von diesem Maximum um 0,75° nach Norden und Süden erstreckt (fette schwarze Linie).

Vorderkante wird dabei mit der Quellregion der Kaltluft in Verbindung bleiben, wie in den Grundlagen in Kapitel 1.4 erläutert. Um 18:00 UTC hat sich also durch die ständige Neuproduktion diabatisch abgekühlter Luft bereits ein großes Kaltluftbecken gebildet. Die Mittelwerte von *c* geben die Größenordnung an, mit der sich die alleine durch Verdunstungskühlung erzeugte Dichteströmung insgesamt ausbreiten würde, wobei die Struktur des Feldes zeigt, dass in einzelnen Gebieten stärker und in anderen weniger stark gekühlt wird. Somit entstehen lokale Unterschiede, die sich darin äußern, dass die Front nicht die Form einer einheitlichen Linie aufweist, sondern in Bereichen mit besonders starker Abkühlung schneller nach Süden propagiert als in anderen.

Wegen der angesprochenen Annahmen, die für die Verwendung von ΔT_{lP} zur Berechnung von c getroffen werden, stellt dieser Ansatz lediglich eine Abschätzung für die Propagationsgeschwindigkeit der Dichteströmung dar.

Es wird nun untersucht, ob im 10-m-Windfeld die Effekte der Dichteströmung zu sehen sind und ob diese in derselben Größenordnung liegen wie die Ergebnisse der Abschätzung. Es sollen zunächst die Erwartungen für die Auswirkungen auf das Windfeld formuliert werden. Mit dem Eindringen der Kaltfront in den afrikanischen Kontinent ist, wie bereits erwähnt, eine starke Hintergrundströmung verbunden. Abbildung 5.4 zeigt das Geopotential auf 850 hPa am 02. März um 18:00 UTC. Es liegt eine deutliche Drängung der Isohypsen über großen Teilen Algeriens vor, mit einer Ausrichtung von Nord-Ost nach Süd-West, was der geostrophischen Windrichtung entspricht. Reibungseffekte führen dazu, dass die Hintergrundströmung in Bodennähe in Richtung des tieferen Drucks abgelenkt wird.

Die Kaltfront hat zu diesem Zeitpunkt den Atlas überquert und besitzt in dem Gebiet, in dem Niederschläge fallen, ebenfalls eine Ausrichtung von Nord-Ost nach Süd-West. Diese Situation ist in Abbildung 5.5 noch einmal schematisch dargestellt. Entlang der Front wird das Kaltluftbecken durch die Verdunstung des Niederschlages erzeugt. Es resultiert eine Superposition der Hintergrundströmung v_H und der durch latente Prozesse erzeugten Dichteströmung v_D . Für das Windfeld heißt das, dass ein Maximum südlich des Kaltluftbeckens und ein Minimum nördlich davon zu erwarten ist. Im Süden addieren sich die beiden Strömungen, im Norden blockiert das Ausfließen die Hintergrundströmung.

Abbildung 5.6 zeigt den 10-m-Wind am 02. März 2004 um 18:00 UTC. Die Lage des Kaltluftbeckens ist subjektiv bestimmt, wobei ein Ergebnis des ersten Sensitivitätsexperimentes, das in Kapitel 5.2.2 in Abbildung 5.11 ausführlich diskutiert wird, berücksichtigt wurde. Man erkennt sehr deutlich die höchsten Windgeschwindigkeiten von bis zu 16 ms⁻¹ südlich und die niedrigsten von weniger als 2 ms⁻¹ nördlich des Beckens. Dies deckt sich mit den Erwartungen. Im linken Bilddrittel, westlich von 0°O, ist diese Struktur sehr viel weniger stark ausgeprägt. Hier ist die Atmosphäre nicht oder nur kaum von der Verdunstungskühlung gestört. Die durchschnittlichen Windgeschwindigkeiten betragen hier 8 bis 10 ms⁻¹. Ein weite-



Abbildung 5.4: COSMO 7,0: Geopotential auf 850 hPa am 02. März 2004 um 18:00 UTC und 1000 m-Isolinie der Modellorographie (fette schwarze Linie).



Abbildung 5.5: Auswirkungen einer durch latente Prozesse erzeugten Dichteströmung auf die Hintergrundströmung.



Abbildung 5.6: COSMO 2,8: 10-m-Windfeld und subjektiv bestimmte Position des Kaltluftbeckens.

res Anzeichen für einen großen ageostrophischen Anteil durch die Dichteströmung liefert die Windrichtung. Sowohl an der Vorderkante der Dichteströmung als auch im Bereich, in dem das Ausfließen der Luft aus dem Kaltluftbecken blockierend auf die Strömung wirkt, weichen die Windrichtungen stark von der ungestörten nordnordöstlichen Strömung ab. Im südlichen Bereich drehen die Winde um mehr als 45 Grad auf nordwestliche Richtungen, während sie im Norden nicht ganz so stark in die andere Richtung abgelenkt werden. Dadurch, dass die Windgeschwindigkeiten hier deutlich geringer sind, sinkt der Einfluss der Bodenreibung und die Windrichtung nähert sich hier wieder der geostrophischen Strömungsrichtung Nord-Ost an. (Das Feld des reduzierten Bodendrucks, aus dem die geostrophische Windrichtung hervorgeht, ist nicht dargestellt.)

Der Vergleich der Windgeschwindigkeiten in den beiden Gebieten mit und ohne Verdunstungskühlung liefert Folgendes: Das Ausströmen des Kaltluftbeckens erzeugt Winde, die um 6 bis 8 ms⁻¹ höher sind als die Windgeschwindigkeiten, die in den Bereichen ohne Verdunstung herrschen. Die Berechnung der Propagationsgeschwindigkeit c nach Gleichung (5.1) brachte Ergebnisse in der selben Größenordnung.

Die Analyse des 10-m-Windfeldes sowie die Berechnung der theoretischen Propagationsgeschwindigkeit der Dichteströmung beantworten die am Anfang des Kapitels gestellte Frage, inwiefern die Auswirkungen der latenten Prozesse das Windfeld modifizieren, wie folgt: Die von Verdunstungseffekten kaum oder gar nicht gestörte Hintergrundströmung westlich von 0°O erreicht Windgeschwindigkeiten von durchschnittlich 8 bis 10 ms⁻¹. Die maximalen bzw. minimalen 10-m-Windgeschwindigkeiten östlich von 0°O weichen um \pm 6 bis 8 ms⁻¹ von den Werten der Hintergrundströmung ab, was auf das Ausfließen der durch Verdunstung abgekühlten Luft zurückzuführen ist. Die Ergebnisse der Berechnung der theoretischen Propagationsgeschwindigkeit c nach Gleichung (5.1) liegen in derselben Größenordnung. Das Gebietsmittel von c über einen von Verdunstungseffekten stark beeinflussten Bereich zeigt, dass alleine durch die latenten Prozesse, die innerhalb von nur einer Stunde ablaufen, die Luft enorm abgekühlt wird. Durch die damit verbundene Dichtezunahme würde in einer ruhenden Atmosphäre eine Dichteströmung mit einer Ausflussgeschwindigkeit von ebenfalls 6 bis 8 ms^{-1} entstehen. Die Temperaturänderung durch latente Prozesse $\Delta \Theta_{lP}$, die in die Berechnung von c eingeht, bezieht sich auf die Zeit von einer Stunde. Dieses Zeitintervall ist willkürlich gewählt. Dass die Ergebnisse für den Einfluss der latenten Prozesse sowohl aus der Betrachtung des Windfeldes als auch aus der Berechnung von c dieselben Zahlenwerte von 6 bis 8 ms⁻¹ liefern, ist daher sicherlich etwas zufällig. Darin zeigt sich aber, dass beide Vorgehensweisen zu Resultaten in derselben Größenordnung führen. In Kapitel 5.2 wird diese Fragestellung erneut aufgegriffen. Die Ergebnisse des Sensitivitätsexperimentes sollen die hier erzielten Ergebnisse überprüfen, wobei die Auswirkungen der latenten Prozesse unter Berücksichtigung der vollen Nichtlinearität der Atmosphäre untersucht werden können.

5.1.2 Einfluss auf die großskalige Ausbreitung der Kaltluft

Es folgen in diesem Kapitel weitere Analysen des Kontrolllaufes, in denen die Ausbreitung der Kalt- bzw. Staubfront noch tiefer gehend untersucht wird. Zunächst wird bestimmt, mit welcher Geschwindigkeit sich die Kaltfront in südliche Richtungen fortbewegt. Im vorherigen Kapitel wurde gezeigt, dass sich die Kaltluft in Form einer Dichteströmung ausbreitet. In Abbildung 5.7 breitet sich die Dichteströmung von rechts nach links mit der Geschwindigkeit c aus. Die schwarzen Pfeile stellen Stromlinien dar, die andeuten, dass die Windgeschwindigkeiten im Bereich des Zuflusses oberhalb einer Reibungsschicht größer sind als die Propagationsgeschwindigkeit c. In einem Bezugssystem, das sich mit der Dichteströmung mitbewegt, strömt nicht nur die Kaltluft aktiv auf die Warmluft zu, sondern auch die Warmluft tut dies umgekehrt genauso. Es entsteht im Bereich der "Nase" Konvergenz (oranger Bereich



Abbildung 5.7: Schematische Darstellung des Eindringens kalter Luft in eine warme Umgebung in Form einer Dichteströmung (nach Smith und Reeder (1988), vgl. Abb. 1.4 (unten)).

in Abb. 5.7), was ein Aufsteigen der Warmluft (roter Bereich) nach sich zieht. Die Konvergenz und das Aufsteigen stellen zwei Parameter dar, die nun aus den Modelldaten bestimmt werden sollen, um daraus die Propagationsgeschwindigkeit der Kaltfront zu berechnen.

Konvergenz entspricht negativer Divergenz, welche aus dem horizontalen Windfeld $\vec{v} = (u, v)^T$ nach folgender Formel berechnet wird:

$$\vec{\nabla}_H \bullet \vec{v} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y}$$

Die Einheit der Divergenz $\vec{\nabla}_H \bullet \vec{v}$ ist s⁻¹ und zusammenhängende, linienhafte Gebiete mit negativer Divergenz werden als Konvergenzlinien bezeichnet (Internet: AMS Glossary: convergence line, horizontal divergence, Stand: 25.02.2009). Im Bereich der "Nase" der Dichteströmung kann man entlang der Kaltfront stark negative Werte der Divergenz, also eine Konvergenzlinie, erwarten. Aus den Modelldaten wird die Divergenz auf Modellflächen berechnet. Um Bereiche mit starker Konvergenz in den unteren Schichten deutlich zu machen, werden die Gitterpunkte, an denen die Divergenz auf der untersten Fläche negativ ist, bestimmt. Für diese Gitterpunkte wird dann das Mittel über alle Flächen gebildet, von der untersten bis zu derjenigen, die unterhalb der ersten Fläche liegt, auf der die Divergenz nicht mehr negativ ist. Bereiche mit starken Aufwinden an der Vorderkante der Dichteströmung werden identifiziert, indem Gitterpunkte unterhalb von 700 hPa mit Vertikalwinden $w > 0,25 \text{ ms}^{-1}$ eine Markierung erhalten. Dieses dreidimensionale Feld wird ebenso wie das Divergenzfeld auf zwei Dimensionen reduziert, indem alle Orte, an denen mindestens auf einer Fläche das Kriterium erfüllt ist, markiert werden (Knippertz et al. 2009). Der Schwellenwert von 0.25 ms^{-1} ist dabei subjektiv gesetzt. Bei höheren Werten fällt das Signal zu schwach aus, wählt man ihn niedriger, so wird es stark verrauscht.

Diese beiden Felder sind in Abbildung 5.8 für den 02. März 2004 um 18 UTC und den 03. März um 00:00 und um 06:00 UTC dargestellt. Am 02. März um 18:00 UTC ist noch keine einheitliche frontale Struktur im Bereich der stärksten Verdunstungskühlung, der sich hier im oberen rechten Teil des Bildes befindet (vgl. Abb. 5.3



Abbildung 5.8: COSMO 7,0: Über die unteren Flächen mit negativen Werten gemittelte Divergenz (Farbe) und Orte, an denen mindestens auf einem Niveau unterhalb von 700 hPa der Aufwind mehr als 0,25 ms⁻¹ beträgt (schwarze Linie). Die Zeitpunkte sind der 02. März 2004 18:00 UTC (oben), der 03. März 2004 00:00 UTC (Mitte) und 06:00 UTC (unten).

unten, zu beachten sind die unterschiedlichen Kartenausschnitte), erkennbar. Konvergenzlinie und Aufwindbereiche weisen hier vielmehr eine wellenartige Struktur auf. Diese passt sehr gut mit der Struktur der theoretischen Propagationsgeschwindigkeit der Dichteströmung c zusammen (vgl. Abb. 5.3 unten). Bei diesem Vergleich ist zu beachten, dass die beiden Abbildungen unterschiedliche Kartenausschnitte zeigen. Die Dichteströmung entlang der Kaltfront wird in ihrer kleinskaligen Struktur von der regional sehr unterschiedlichen Niederschlags- bzw. Verdunstungsintensität geprägt. Sechs Stunden später sind diese kleinen Strukturen verschwunden und es hat sich eine Konvergenzlinie ausgebildet, die sich in einem großen Bogen von etwa 2°W und 23,5° bis 24°N nach 3°O und 24,5 bis 25°N erstreckt. Die Bereiche mit starken Aufwinden stimmen sehr gut mit dieser Linie überein. Westlich von 2°W ist eine schwache frontale Struktur erkennbar, die sich mit Unterbrechungen bis zu einem Punkt bei 6°W und 24°N verfolgen lässt. Weitere sechs Stunden später ist die Konvergenzlinie noch immer sehr ausgeprägt und auch ihr westlicher Teil schließt sich nun ohne Unterbrechung an. Zwischen 3 und 0°W und von 20 bis 20,5°N ist auch ein Signal im Aufwind zu sehen, die Konvergenz erstreckt sich noch weiter bis etwa 2,5°O und 21°N. In dieser lang gezogenen frontalen Struktur gibt es zwischen 2 und 3° W eine Einbuchtung, die auch um 00:00 UTC schon bei etwa 2° W und 23,5 bis 24°N zu erkennen ist. Der Bereich östlich davon stellt den Teil der Kaltfront dar, der von den Auswirkungen der Dichteströmung betroffen ist, während der Bereich westlich der Einbuchtung nicht von Verdunstungseffekten beeinflusst ist. Diese Vermutung lässt sich folgendermaßen begründen: Die Werte der Konvergenz sind im östlichen Teil um bis zu einem Faktor fünf größer als im westlichen Teil, was dafür spricht, dass hier nicht nur die Kaltfront alleine für die Konvergenz verantwortlich ist, sondern auch die durch Verdunstungskühlung hervorgerufene Dichteströmung einen Beitrag liefert. Auch die Bereiche, in denen Aufwinde von mehr als 0,25 ms⁻¹ herrschen, sind im östlichen Teil deutlich größer. Dies spricht auch dafür, dass hier der Effekt des Aufgleitens von Warmluft an der Kaltfront durch die ageostrophischen Beiträge der Dichteströmung, wie in Abbildung 5.7 beschrieben, unterstützt wird. Falls die Vermutung richtig ist, sollte im Sensitivitätsexperiment die Konvergenzlinie im östlichen Bereich nicht so weit südlich liegen wie in Abbildung 5.8. Dies wird in Kapitel 5.2 überprüft.

Für die Propagationsgeschwindigkeit der Kaltfront wird nun sozusagen der "Schwerpunkt" der Konvergenzlinie per Augenmaß aus Abbildung 5.8 bestimmt. Diese Abschätzung ergibt die nachstehenden Werte für die "Schwerpunkte".

Zeitpunkt	°Nord	°Ost
02. März 2004 18:00 UTC	27,5	2,5
03. März 2004 00:00 UTC	24,0	$1,\!0$
03. März 2004 06:00 UTC	20,5	$0,\!0$

Die Entfernung zwischen diesen Punkten wird nun nach dem Satz des Pythagoras berechnet. Die Distanz in meridionaler Richtung beträgt jeweils 3,5°. Der Abstand zwischen zwei Breitenkreisen misst etwa 111 km, sodass sich ein Abstand zwischen zwei Punkten von 388,5 km ergibt. Bei 25°N beträgt der Abstand zwischen zwei Längenkreisen etwa 100 km, d.h. die Verlagerung des Schwerpunktes in zonaler Richtung beträgt zwischen den ersten beiden Zeitpunkten 150 km, zwischen den zweiten 100 km. Innerhalb der ersten sechs Stunden legt die Front also eine Strecke von etwa

$$\sqrt{(388,5 \text{ km})^2 + (150 \text{ km})^2} = 416 \text{ km}$$

zurück, zwischen 00:00 und 06:00 UTC am 03. März sind es

$$\sqrt{(388,5 \text{ km})^2 + (100 \text{ km})^2} = 401 \text{ km}$$

Somit ergibt sich eine Propagationsgeschwindigkeit der Kaltfront von zunächst 19,2 ms⁻¹, später 18,6 ms⁻¹. Mit diesem Wissen soll jetzt noch einmal ein typisches Merkmal einer Dichteströmung untersucht werden, das in Kapitel 1.4 genannt wurde, und zwar, dass die Geschwindigkeit des Zuflusses oberhalb einer Reibungsschicht größer ist als die Propagationsgeschwindigkeit der Dichteströmung. Abbildung 5.9 zeigt zu diesem Zweck Vertikalschnitte der potentiellen Temperatur Θ , des Betrages der horizontalen Windgeschwindigkeit $\sqrt{u^2 + v^2}$ und des Vertikalwindes w zu den drei Zeitpunkten, die auch in Abbildung 5.8 dargestellt sind. Die x-Achse verläuft vom Startpunkt links (19°N; 1,5°W) zum Endpunkt rechts (29°N; 1,5°O) entlang des Großkreises³, der die beiden Punkte verbindet.

Im oberen Bild sieht man die etwa 200 hPa mächtige Grenzschicht am 02. März 2004 um 18:00 UTC. Am rechten Bildrand sind die ersten Anzeichen der Dichteströmung zu erkennen. Hier gibt es direkt über dem Erdboden einen Bereich mit Windgeschwindigkeiten von mehr als 15 ms⁻¹. Bei Kilometer 950 entlang des Großkreises verläuft die 15 ms⁻¹-Isolinie senkrecht über einen Höhenbereich von etwa 100 hPa. Diese steile Vorderkante zeigt Ähnlichkeit zu der typischen Form des "Kopfes" einer Dichteströmung (vgl. Abb. 5.7). An dieser Vorderkante des Windmaximums treten Aufwinde von mehr als $0,25 \text{ ms}^{-1}$ auf, was ebenfalls ein Merkmal einer Dichteströmung darstellt. Entlang des Großkreises von 925 km bis 975 km beträgt der horizontale Gradient der potentiellen Temperatur etwa 5 K auf 50 km. Sechs Stunden später, am 03. März um 00:00 UTC (Abb. 5.9 Mitte), haben sich die Merkmale einer Dichteströmung noch verdeutlicht: In den Windgeschwindigkeiten ist die steile Vorderkante weiterhin zu erkennen, an der sich ein großer Bereich mit starken Aufwinden ($w > 0,25 \text{ ms}^{-1}$) gebildet hat. Aus der Analyse der Konvergenzlinien in Abbildung 5.8 ergibt sich eine Propagationsgeschwindigkeit der Kaltfront von etwa

³Ein Großkreis stellt auf einer Kugel, als welche die Erde hier angesehen wird, die kürzeste Verbindung zweier Punkte dar und der Mittelpunkt eines solchen Kreises entspricht dem Mittelpunkt der Kugel (Bronstein et al. 2001).



Abbildung 5.9: COSMO 7,0: Vertikalschnitte der potentiellen Temperatur Θ (Farbe), der horizontalen Windgeschwindigkeit $\sqrt{u^2 + v^2}$ (braune Isolinien für 15 und 19 ms⁻¹) und des Vertikalwindes w (rote Isolinien für 0,25 ms⁻¹). Die x-Achse verläuft entlang eines Großkreises von 19°N; 1,5°W nach 29°N; 1,5°O. Aufgetragen ist die Entfernung vom Startpunkt entlang dieses Großkreises in Kilometern. Die Zeitpunkte sind der 02. März 2004 18:00 UTC (oben), der 03. März 2004 00:00 UTC (Mitte) und 06:00 UTC (unten).

19 ms⁻¹. Die Windgeschwindigkeiten sind hier oberhalb einer Reibungsschicht noch größer als dieser Wert, was ein weiteres typisches Anzeichen einer Dichteströmung darstellt. Der horizontale Gradient von Θ beträgt nun etwa 7,5 K zwischen 525 km und 575 km entlang des Großkreises. Bei einer Propagationsgeschwindigkeit von 19 ms⁻¹ ≈ 68 kmh⁻¹ bedeutet dies, dass an einem Ort die potentielle Temperatur innerhalb einer Stunde um mehr als 7,5 K zurückgeht. Denselben Wert erhält man aus dem unteren Bild in Abbildung 5.9 für den 03. März um 06:00 UTC, wenn man das Gebiet zwischen 125 km und 175 km entlang des Großkreises betrachtet. Auch hier ist die positive relative Zuflussgeschwindigkeit oberhalb einer Reibungsschicht sichtbar, der Bereich mit starken Aufwinden an der Vorderkante des Windmaximums ist etwas kleiner als um 00:00 UTC, aber noch immer deutlich erkennbar.

Die beschriebenen Bereiche mit den stärksten horizontalen Temperaturgradienten, in denen auch starkes Aufsteigen stattfindet und die Vorderkante der Windmaxima zu finden ist, liegen zwischen den drei Zeitpunkten jeweils 400 km voneinander entfernt. Daraus ergibt sich eine Propagationsgeschwindigkeit von 18,5 ms⁻¹, was sehr genau mit den Werten übereinstimmt, die bei Betrachtung der Konvergenzlinien gefunden wurden.

In den Grundlagen über Kaltfronten (siehe Kapitel 1.3) wurde der Neigungswinkel der Frontfläche eingeführt. Dabei wurde erläutert, dass eine flache Frontfläche dafür spricht, dass ageostrophische Windkomponenten für eine Beschleunigung der Frontpropagation in Bodennähe sorgen. Zeichnet man in den Querschnitten für den 03. März 2004 um 00:00 UTC und um 06:00 UTC subjektiv Frontflächen ein, so erhält man die nachfolgend aufgelisteten Werte.

Zeitpunkt am 03. März 2004	Boden $(x; z)$	Höhe $(x; z)$
00:00 UTC	(500 km; 970 hPa)	(1100 km; 600 hPa)
06:00 UTC	(50 km; 970 hPa)	(1050 km; 600 hPa)

Die Koordinaten in den Spalten "Boden" und "Höhe" geben jeweils die Position der Front am Boden und in der mittleren Troposphäre an. Aus den Koordinaten erhält man einen Abstand in der Horizontalen Δx und einen in der Vertikalen Δz , woraus man die Neigung als Verhältnis $\frac{\Delta z}{\Delta x}$ bestimmen kann. Zu beiden Zeitpunkten erhält man eine Höhendifferenz Δz von 370 hPa, was etwa 4 km entspricht. Um 00:00 UTC beträgt Δx 600 km, woraus sich eine Neigung der Frontfläche von 1:150 ergibt. Dies entspricht genau dem typischen Wert einer Kaltfront, der in den Grundlagen eingeführt wurde. Sechs Stunden später beträgt der horizontale Abstand Δx 1000 km, das heißt die Frontfläche verläuft nun flacher. Dies zeigt an, dass die ageostrophischen Windkomponenten dafür gesorgt haben, dass die Front in Bodennähe schneller propagiert als in der mittleren Troposphäre, wodurch die flachere Neigung zustande kommt.

5.2 Sensitivitätsexperiment 1: "latentes Kühlen"

Nun werden die Abschätzungen über den Einfluss der latenten Prozesse auf das Windfeld und die Propagation der Kaltluft aus Kapitel 5.1 anhand der Ergebnisse des ersten Sensitivitätsexperimentes überprüft. Zunächst wird nun genauer beschrieben, inwiefern das Modell verändert wurde und welche Erwartungen damit verbunden sind. Es folgen Vergleiche zwischen Sensitivitätsexperiment und Kontrolllauf, anhand derer geprüft wird, ob diese Erwartungen erfüllt werden. Differenzen zwischen den beiden Modellläufen zeigen die Unterschiede sehr gut auf. Die Abbildungen in Kapitel 5.2.2 stellen daher zumeist die Differenz von Kontrolllauf minus Sensitivitätsexperiment verschiedener Variablen dar.

5.2.1 Modellmodifikation und Erwartungen an die Resultate

Im Modell werden unterhalb der Wolkenbasis alle Phasenübergänge unterdrückt, bei denen der Luft latente Wärme entzogen wird. Das heißt flüssiger Niederschlag kann nicht verdunsten, fester Niederschlag kann weder schmelzen noch sublimieren (siehe auch Kap. 2.1.2). Als erstes ist also eine Erhöhung des Niederschlages zu erwarten. Das Sensitivitätsexperiment wird sowohl für COSMO 7,0 als auch für COSMO 2,8 durchgeführt. Im COSMO 2,8 werden die beschriebenen Phasenübergänge im gesamten Modellgebiet unterdrückt. Da das Modellgebiet des COSMO 7,0 sehr groß ist und um hier nicht mehr als nötig in die Dynamik der Atmosphäre einzugreifen, wird der Bereich, in dem die Phasenübergänge nicht stattfinden können, auf eine Region begrenzt. Diese umfasst das Gebiet südlich des Atlasgebirges, in dem die Verdunstung des Niederschlages zu der Dichteströmung führt. Die Region ist in Abbildung 5.10 als fette braune Linie dargestellt.

Das Stichwort Dichteströmung führt zur nächsten Erwartung. Aus der Erhöhung der Dichte resultiert eine Gewichtszunahme der Luftsäule, woraus sich wiederum eine Erhöhung des Bodendrucks ergibt. So sollte der Bodendruck im Kontrollauf in den Regionen, in denen Niederschlag verdunstet, höher sein als im Sensitivitätsexperiment. Die Auswirkungen auf das 10-m-Windfeld wurden in den Kapiteln 1.4 und 5.1.1 bereits ausführlich diskutiert. Wenn die Verdunstungskühlung nicht stattfindet, sollten die Effekte der Dichteströmung schwächer ausfallen. Es ist allerdings nicht zu erwarten, dass im Sensitivitätsexperiment überhaupt keine Anzeichen eines solchen Ereignisses mehr zu sehen sind, denn, wie in Kapitel 1.3 erläutert, führt auch die Kaltluftadvektion zu großen horizontalen Temperaturgradienten, die eine Dichteströmung nach sich ziehen. Auch die Propagation der Kaltfront geschieht im Sensitivitätsexperiment theoretisch nicht so schnell wie im Kontrolllauf. Die Verdunstungskühlung sorgt für einen stärkeren Temperaturkontrast zwischen eindringender Kaltluft und warmer Umgebungsluft, wodurch die Ausbreitung in südliche Richtungen beschleunigt wird. Präzise Erwartungen, in welchem Umfang die Propagation von der Verdunstung beeinflusst wird, lassen sich aufgrund der Komplexität



Abbildung 5.10: COSMO 7,0: Differenz des Niederschlages (Kontrolllauf minus Sensitivitätsexperiment) für die Zeit zwischen 12:00 und 18:00 UTC am 02. März 2004. Die Abbildung zeigt außerdem das Gebiet, innerhalb dessen die genannten Phasenübergänge unterdrückt werden (fette braune Linie) und die 1000 m-Isolinie der Modellorographie (fette schwarze Linie).

der Atmosphäre nur schwer formulieren. Eine separierte Betrachtung der latenten Prozesse ist an dieser Stelle nicht möglich, da die Atmosphäre ein nichtlineares System darstellt. Viele Faktoren müssen hier berücksichtigt werden. Um herauszufinden, inwiefern all diese Faktoren von der Verdunstung des Niederschlages beeinflusst werden, ist es notwendig, ein Sensitivitätsexperiment mit einem numerischen Modell durchzuführen.

5.2.2 Vergleich von Sensitivitätsexperiment und Kontrolllauf

Als erstes soll nun untersucht werden, ob die Erwartung erfüllt wird, dass im Sensitivitätsexperiment mehr Niederschlag fällt als im Kontrolllauf. Dazu ist in Abbildung 5.10 die Differenz des sechsstündigen Niederschlages zwischen 12:00 und 18:00 UTC am 02. März 2004 dargestellt. Positive (negative) Werte zeigen an, dass der Niederschlag im Kontrolllauf höher (geringer) ist als im Sensitivitätsexperiment. Die fette braune Linie kennzeichnet die Region, innerhalb derer das Verdunsten, Schmelzen und Sublimieren von Niederschlag unterdrückt wird. Man sieht, dass innerhalb dieser Region der Niederschlag im Sensitivitätsexperiment beinahe überall höher ist als im Kontrolllauf, was der Erwartung entspricht. Es gibt aber auch kleine Gebiete, in denen dies nicht der Fall ist und außerdem größere Bereiche außerhalb der Region, in denen der Niederschlag eine räumliche Verschiebung erfährt. So gibt es ein Niederschlagsband, das im Kontrolllauf über Nordwestägypten liegt, im Sensitivitätsexperiment aber größtenteils vor der ägyptischen Küste. Darin zeigt sich, dass die Atmosphäre ein komplexes System ist, in dem dieser Eingriff auch Auswirkungen auf Regionen hat, in denen das Modell nicht verändert wurde.

Als nächstes wird die Differenz des reduzierten Bodendruckes betrachtet, die in Abbildung 5.11 (oben links) für den 02. März 18:00 UTC dargestellt ist. Die Abbildung zeigt außerdem oben rechts den 10-m-Wind des Kontrolllaufes und unten das Differenzenfeld des 10-m-Windes. Um die Auswirkungen der Druckunterschiede auf das Windfeld später einfacher analysieren zu können, werden diese drei Felder hier direkt nebeneinander präsentiert. Es wird nun zunächst das Druckdifferenzenfeld beschrieben. Positive (negative) Werte treten dort auf, wo der Druck im Kontrollauf höher (niedriger) ist als im Sensitivitätsexperiment. Die Abbildung zeigt, dass das Verdunsten von Niederschlag im Kontrolllauf zu einer Erhöhung des Bodendruckes führt. Das gesamte Gebiet, in dem ein positives Signal zu sehen ist, stellt sehr gut die Position des durch Verdunstungskühlung erzeugten Kaltluftbeckens zu diesem Zeitpunkt dar. (Diese Abbildung wurde auch verwendet, um bei der Auswertung des Kontrolllaufes das Kaltluftbecken in Abbildung 5.6 einzutragen.) Sehr auffällig ist ein von Südwest nach Nordost ausgerichteter Streifen bei etwa 29°N; 4°O mit Druckunterschieden von mehr als 3 hPa. Dieser stellt den Bereich dar, in dem die Verdunstungskühlung in der vergangenen Stunde besonders stark ist (vgl. Abb. 5.3 (unten)). Hier liegt die Vorderkante der Dichteströmung, was zu einer starken Beeinflussung des Windfeldes in dieser Region führt. Der 10-m-Wind in Abbildung 5.11 (rechts) zeigt südöstlich dieses Streifens die höchsten Windgeschwindigkeiten von mehr als 14 ms^{-1} . Außerdem liegt die gesamte frontale Struktur der hohen Windgeschwindigkeiten entlang der südöstlichen Grenze der Druckunterschiede. Hier führt also die Superposition von Hintergrundströmung und ageostrophischer Dichteströmung zu dem beobachteten Windmaximum. Die Ageostrophie zeigt sich auch anhand der Windrichtung, die entlang der Front auf Nordwest dreht. Diese Auswirkungen der Verdunstungskühlung wurden bereits in Kapitel 5.1.1 ausführlich diskutiert. Das erwartete Windmaximum spiegelt sich auch im Differenzenfeld des 10-m-Windes wider. Hier gibt es ebenfalls einen frontalen Streifen an der südöstlichen Vorderkante der Front, in dem die Windgeschwindigkeit im Kontrollauf höher ist als im Sensitivitätsexperiment. Die Unterschiede betragen im Maximum mehr als 12 ms^{-1} , was beinahe den maximalen absoluten Werten des Kontrolllaufes entspricht. Direkt hinter den maximalen positiven Abweichungen liegt ein sehr schmaler Bereich, in dem die Winde im Sensitivitätsexperiment etwa 4 ms^{-1} höher sind als im Kontrollauf. Darin zeigt



Abbildung 5.11: COSMO 2,8: Differenz des reduzierten Bodendrucks (Kontrolllauf minus Sensitivitätsexperiment) (oben links). 10-m-Windfeld des Kontrolllaufes (oben rechts). Differenz des 10-m-Windfeldes (Kontrolllauf minus Sensitivitätsexperiment) (unten). Zeitpunkt ist jeweils der 02. März 2004 18:00 UTC.

sich, dass die Front schneller propagiert, wenn die Verdunstungskühlung stattfindet. Die Region mit negativen Werten ist sehr viel kleiner als die mit positiven und die Unterschiede sind im Betrag ebenfalls deutlich geringer. Daraus lässt sich schließen, dass in diesem Gebiet die 10-m-Windgeschwindigkeit im Kontrolllauf durchschnittlich um einiges höher ist als im Sensitivitätsexperiment.

Das Blockieren der Hintergrundströmung durch das Ausfließen der Dichteströmung in nördliche Richtungen ist aus diesen Abbildungen auch ersichtlich. Die Differenzen des Windes zeigen negative Werte in einem Streifen von etwa 30,5°N; 2°O nach $32^{\circ}N$; 4°O nordwestlich des Kaltluftbeckens. Dessen Position ist, wie bereits erwähnt, durch die positiven Werte im Differenzenfeld des Druckes markiert. Hier sind die Windgeschwindigkeiten im Sensitivitätsexperiment um 4 bis 6 ms⁻¹, im Maximum über 6 ms⁻¹ höher als im Kontrolllauf. Die absoluten Windgeschwindigkeiten im Kontrolllauf betragen hier etwa 2 bis 4 ms⁻¹, das heißt im Sensitivitätsexperiment



Abbildung 5.12: COSMO 7,0: Differenz der horizontalen Winddivergenz (Kontrolllauf minus Sensitivitätsexperiment) am 03. März 2004 um 00:00 UTC (links) und um 06:00 UTC (rechts).

liegen sie bei 6 bis 10 ms⁻¹. Dies entspricht den Werten der Hintergrunströmung, wie sie in Kapitel 5.1.1 abgeschätzt wurden. Da im Sensitivitätsexperiment keine Dichteströmung durch Verdunstung erzeugt wird, kann sich die nördliche Hintergrundströmung hier ungehindert ausbreiten.

Die Abbildung der theoretischen Dichteströmungsgeschwindigkeit (Abb. 5.3) zeigt kaum Verdunstung westlich von 0°O. Daher wurde vermutet, dass sich das Windfeld des Sensitivitätsexperimentes hier nicht von dem des Kontrolllaufes unterscheidet. Das Differenzenfeld zeigt in diesem Gebiet ein Signal mit Werten zwischen $\pm 4 \text{ ms}^{-1}$. Die Unterschiede sind sehr diffus und kleinskalig, was bedeutet, dass hier in der Tat kein systematischer Einfluss der Verdunstungskühlung stattfindet.

Nun soll die Propagationsgeschwindigkeit der Kaltfront untersucht werden. In diesem Kapitel wurde bereits die Vermutung geäußert, dass sich der Einfluss der Verdunstungskühlung im Wesentlichen auf Regionen östlich des 0°-Längenkreises beschränken sollte, das heißt hier ist die Erwartung, dass die Vorderkante der Kaltfront im Sensitivitätsexperiment weiter nördlich liegt als im Kontrolllauf. Abbildung 5.12 zeigt die Differenzen der Divergenzen des Horizontalwindes. Negative Divergenz bedeutet Konvergenz, die hier als Kriterium zur Bestimmung der Frontvorderkante herangezogen wird (vgl. Kap. 5.1.1). Daher bedeuten in dieser Abbildung nun positive (negative) Werte, dass die Konvergenz im Kontrollauf geringer (stärker) ist als im Sensitivitätsexperiment. Dargestellt ist der 03. März 00:00 UTC (links) und 06:00 UTC (rechts). Um 00:00 UTC liegt die Konvergenzlinie im Kontrollauf östlich von etwa 2,5°W geringfügig weiter südlich als im Sensitivitätsexperiment. Weiter westlich ändern sich diese Verhältnisse und zwischen 5°W und 7°W scheint die Front im Sensitivitätsexperiment schneller propagiert zu sein als im Kontrolllauf. Das Signal ist hier allerdings sehr diffus. Um 06:00 UTC ist das Signal etwas klarer. Östlich von 1°W liegt die Konvergenzlinie des Kontrollaufes etwa ein halbes Grad weiter südlich als die des Sensitivitätsexperimentes. Das bedeutet also, dass die Kaltfront im Kontrolllauf in diesem Bereich etwa 55 km weiter nach Süden propagierte. Zwischen 6°W und 1°W ist diese Tendenz noch zu sehen, allerdings ist sie nicht mehr ganz so deutlich ausgeprägt. Westlich von 6°W hat sich die Front dagegen im Sensitivitätsexperiment etwas schneller ausgebreitet als im Kontrolllauf. Die größten Unterschiede werden also wie erwartet im östlichen Bereich der Kaltfront beobachtet, jedoch sind diese recht gering. Es zeigen sich wiederum die nichtlinearen Effekte in der Atmosphäre. Dass die Unterschiede zwischen beiden Modellläufen nicht allzu groß sind, dürfte in erster Linie an Reibungseffekten liegen. Die Reibung ändert sich nicht linear mit der Geschwindigkeit, sondern mit einer höheren Potenz. Das heißt die Geschwindigkeiten der ohnehin schon starken Hintergrundströmung und der durch latente Prozesse erzeugten Dichteströmung addieren sich ebenfalls nicht linear. Der Einfluss der Reibung auf die kombinierte Strömung ist stärker als auf die Hintergrundströmung alleine. Daher ist die Propagationsgeschwindigkeit der Kaltfront im Kontrolllauf nicht wesentlich höher als im Sensitivitätsexperiment.

Nach der bisherigen Auswertung dieses Sensitivitätsexperimentes lassen sich folgende Aussagen treffen: Zu Beginn des Ereignisses sind die absoluten Windgeschwindigkeiten südöstlich des Niederschlagsgebietes, also dort, wo sich Hintergrundströmung und Ausfluss der Dichteströmung positiv überlagern, im Maximum um mehr als 12 ms⁻¹ höher, wenn die Verdunstungskühlung nicht unterdrückt wird. Nordwestlich des Niederschlagsgebietes zeigt sich das Blockieren der Hintergrundströmung in einer Abschwächung des Windes um teilweise mehr als 6 ms⁻¹. Westlich des 0°-Längenkreises ist kaum ein Unterschied in den beiden Modellläufen zu sehen, da hier kein Niederschlag fällt und somit auch keine Verdunstungskühlung stattfindet. Betrachtet man die Entwicklung bis zum Morgen des 03. März, so zeigt sich, dass die Propagationsgeschwindigkeit der Kaltfront im Kontrolllauf zwar höher ist als im Sensitivitätsexperiment, diese Unterschiede jedoch recht klein sind. Eine mögliche Ursache hierfür liegt im Einfluss der Reibung.

Als Abschluss dieses Kapitels folgt nun eine Abschätzung über den Einfluss der Verdunstungskühlung auf die Staubmobilisierung. In den Grundlagen in Kapitel 1.2 ist die Abhängigkeit des vertikalen Massenflusses feiner Partikel vom 10-m-Wind in Abbildung 1.2 dargestellt. Daraus geht hervor, dass der Schwellwert für Staubmobilisierung bei etwa 12,5 ms⁻¹ liegt. Darunter werden keine signifikanten Mengen an Staub mobilisiert. Tabelle 5.1 zeigt diese Abhängigkeit für Windgeschwindigkeiten zwischen 12,5 und 18 ms⁻¹, wobei zu beachten ist, dass diese Werte alleine aus der Graphik bestimmt wurden und daher mit einem gewissen Fehler durch die Ableseungenauigkeit behaftet sind. Die Zahlenwerte, die der Graphik zugrunde liegen, sind leider nicht bekannt, für eine Abschätzung reicht die Genauigkeit aber aus. Die Tabelle zeigt, dass beispielsweise eine Erhöhung des 10-m-Windes von 13,0 auf 16,0 ms⁻¹ ein Verfünffachen des vertikalen Massenflusses nach sich zieht.

vert. Massenfluss
$10^{-8} \text{ kgm}^{-2} \text{s}^{-1}$
< 1,0
1,5
2,0
3,0
4,0
5,0
6,0
7,5
8,5
10,0
10,0
10,5

Tabelle 5.1: Abhängigkeit des vertikalen Massenflusses feiner Staubpartikel von der 10-m-Windgeschwindigkeit (Abschätzung nach Grini et al. (2002)).

Um die Unterschiede im Massenfluss zwischen Kontrollauf und Sensitivitätsexperiment quantifizieren zu können, wird folgendermaßen verfahren. Zwischen 14:00 und 19:00 UTC am 02. März 2004 ist das Signal in der theoretischen Dichteströmungsgeschwindigkeit c besonders deutlich, daher wird für diese Zeitpunkte das frontale Gebiet mit großem Einfluss der Verdunstungskühlung bestimmt. Wie die Definition dieses Gebietes genau lautet, wurde in Kapitel 5.1.1 anhand von Abbildung 5.3 bereits erläutert. Für die Staubmobilisierung ist nicht der mittlere Wind in zehn Metern Höhe entscheidend, sondern die maximalen Windgeschwindigkeiten. Das Modell liefert diese Böen in Form der Variable v_{10m}^{max} , welche die maximale 10-m-Windgeschwindigkeit an einem Gitterpunkt innerhalb der letzten Stunde beschreibt. Von dieser Variable wird nun für den markierten Bereich das Gebietsmittel für Kontrollauf und Sensitivitätsexperiment berechnet. Tabelle 5.2 zeigt außer der Größe des frontalen Gebietes jeweils für Kontrollauf und Sensitivitätsexperiment die Mittelwerte der 10-m-Windgeschwindigkeit $|v_{10m}|$ und der Böen v_{10m}^{max} . Außerdem sind der zu v_{10m}^{max} gehörige vertikale Massenfluss entsprechend Tabelle 5.1 in kgm⁻²s⁻¹ und der vertikale Massenfluss innerhalb des Gebietes in kgs⁻¹ aufgelistet. Die Größe des Gebietes beträgt im Mittel über die sechs Stunden 65000 km², was in etwa der Fläche Bayerns entspricht. v_{10m}^{max} ist im Kontrolllauf durchschnittlich 3,1 ms⁻¹ höher als im Sensitivitätsexperiment. Die über sechs Stunden zeitlich gemittelten vertikalen Massenflüsse innerhalb dieses Gebietes betragen im Kontrolllauf

(gelbe Zellen in Tabelle 5.2) 5392 kgs⁻¹ und im Sensitivitätsexperiment 1717 kgs⁻¹. Im Kontrolllauf ist nach dieser Rechnung der vertikale Massenfluss feiner Partikel 3,14 mal höher als im Sensitivitätsexperiment. Nun beruht diese Zahl auf der Variable v_{10m}^{max} , welche die maximalen Windgeschwindigkeiten innerhalb der vergangenen

		Kontrolllauf			
Zeit	Gebiets-	$ v_{10m} $	$v_{10\mathrm{m}}^{max}$	vert. Massenfluss	vert. Massenfluss
	größe				im Gebiet
UTC	$10^{10} {\rm m}^2$	ms^{-1}	ms^{-1}	$10^{-8} \text{ kgm}^{-2} \text{s}^{-1}$	kgs ⁻¹
14:00	$5,\!55$	7,9	13,5	2,0	1110
15:00	6,96	8,6	15,3	6,0	4176
16:00	7,62	9,6	17,0	10,0	7620
17:00	7,10	9,8	17,3	10,0	7100
18:00	6,02	10,2	17,9	10,5	6321
19:00	5,74	10,3	18,1	10,5	6027
Ø	6,5	9,4	16,5	8,2	5392

		Sensitivitätsexperiment			
Zeit	Gebiets-	$ v_{10m} $	$v_{10\mathrm{m}}^{max}$	vert. Massenfluss	vert. Massenfluss
	größe				im Gebiet
UTC	$10^{10} {\rm m}^2$	$\rm ms^{-1}$	$\rm ms^{-1}$	$10^{-8} \text{ kgm}^{-2} \text{s}^{-1}$	kgs ⁻¹
14:00	5,55	6,4	10,6	0,0	0
15:00	6,96	7,3	11,9	0,0	0
16:00	7,62	8,3	13,8	3,0	2290
17:00	7,10	8,3	14,2	3,0	2130
18:00	6,02	8,4	14,7	5,0	3010
19:00	5,74	8,5	15,1	5,0	2870
Ø	6,5	7,9	13,4	2,7	1717

Tabelle 5.2: $|v_{10m}|$ und v_{10m}^{max} sowie daraus resultierende vertikale Massenflüsse feiner Staubpartikel in einem frontalem Gebiet, jeweils für Kontrolllauf (oben) und Sensitivitätsexperiment (unten) von COSMO 2,8.

Stunde angibt, das heißt diese Verhältnisse sind nicht repräsentativ für den gesamten Zeitraum. Dieselbe Berechnung wird daher auch für den mittleren 10-m-Wind $|v_{10m}|$ durchgeführt, mit dem Ergebnis, dass die Gebietsmittel von $|v_{10m}|$ den Schwellwert von 12,5 ms⁻¹ zu keiner Zeit überschreiten. Allerdings ist auch für diese Variable der Durchschnittswert über die sechs Stunden im Kontrolllauf noch immer 1,5 ms⁻¹ größer als im Sensitivitätsexperiment.

Exakte Zahlen für die Auswirkungen der durch Verdunstungskühlung erzeugten Dichteströmung auf den vertikalen Massenfluss feiner Staubpartikel können nicht geliefert werden. Jedoch zeigt sich, dass der mittlere 10-m-Wind über einen Zeitraum von sechs Stunden in einem sehr großen, von der Verdunstungskühlung beeinflussten Gebiet durchschnittlich um 1,5 ms⁻¹, die maximalen Böen sogar um 3,1 ms⁻¹ höher sind, wenn die Verdunstung stattfindet. In diesem Gebiet wird der vertikale Massenfluss dadurch zeitweise mehr als verdreifacht. Um den Einfluss der Verdunstung auf die Menge an mobilisiertem Staub genauer quantifizieren zu können, müsste
das hier vorgestellte Sensitivitätsexperiment mit einem numerischen Modell durchgeführt werden, mit dem auch Staubemissionen berechnet werden können.

Analyse der Auswirkungen der Gebirgsüberströmung

6.1 Ergebnisse des Kontrolllaufes

Nach der ausführlichen Untersuchung des Kontrolllaufes in Hinblick auf den Einfluss der Verdunstungskühlung folgt in diesem Kapitel die Diskussion der Auswirkungen der Gebirgsüberströmung.

Am 02. und 03. März 2004 herrscht eine starke Nordanströmung des Atlasgebirges. In Abbildung 6.1 ist das Windfeld auf der 925 hPa-Fläche für 12:00 UTC am 02. März (links) und am 03. März (rechts) gezeigt. Daraus geht hervor, dass die Anströmung am 02. März im Wesentlichen zwischen 0°O und 5°O mit Windgeschwindigkeiten von mehr als 14,5 ms⁻¹ erfolgte. Am 03. März fällt die Anströmung mit Geschwindigkeiten von durchschnittlich 9,5 bis 12 ms⁻¹ östlich von 3°O schwächer aus.

In den Grundlagen in Kapitel 1.5 wurden die Begriffe des Föhns, der Blockierung einer Strömung durch ein Gebirge und des hydraulischen Sprungs eingeführt. Es wird nun abgeschätzt, welchen Einfluss diese Prozesse auf die Staubmobilisierung haben. Dazu werden die folgenden Fragen gestellt, die mit Hilfe der Daten des Kontrolllaufes beantwortet werden sollen: Gibt es einen Föhneffekt, erhöht dieser das Potential für Verdunstung und verstärkt somit die Auswirkungen der durch latente Prozesse erzeugten Dichteströmung? Werden die Windgeschwindigkeiten im Lee des Atlas und damit die Staubmobilisierung dadurch reduziert, dass ein signifikanter Anteil der Nordströmung blockiert und das Eindringen der Kaltluft in den afrikanischen Kontinent so gehemmt wird? Gibt es hydraulische Sprünge im Lee von Sahara- und Tellatlas und tragen diese maßgeblich zu einem zweiten Maximum im 10-m-Wind bei, das in Kapitel 4 bereits erwähnt wurde?

Zunächst wird untersucht, ob es im Gebiet südlich des Atlas Anzeichen für eine Föhnsituation gibt. Ein erstes Indiz hierfür ist, dass verschiedene Stationen südlich des Saharaatlas in den Morgenstunden des 02. März Winde von bis zu 20 Knoten aus nördlichen Richtungen melden (siehe Tabelle 6.1), die auch im Kontrolllauf in der richtigen Größenordnung simuliert werden (nicht gezeigt). Aus dem zeitlichen Verlauf der 2-m-Taupunkttemperatur geht hervor, dass in der betrachteten Region während des 02. März eine Austrocknung der Atmosphäre simuliert wird. Abbil-



Abbildung 6.1: COSMO 7,0: Windfeld auf 925 hPa am 02. März 2004 (links) und am 03. März 2004 (rechts) jeweils um 12:00 UTC. Flächen in Dunkelgrau stellen Bereiche dar, in denen die 925 hPa-Fläche unterhalb der Modellorographie liegt. In beiden Fällen ist die 1000 m-Isolinie der Modellorographie eingezeichnet (fette schwarze Linie).

Station	UTC	Wind, kn	Wind, ms^{-1}	Windrichtung
Bechar	06:00	14,8	7,6	NNO
Ghardaia	06:00	15,9	8,2	Ν
El Golea	09:00	16,9	8,7	NO
Ouargla	09:00	17,9	9,2	NNW

Tabelle 6.1: Meldungen von 10-m-Windstärke und -richtung am Morgen des 02.März 2004 an Stationen südlich des Saharaatlas.

dung 6.2 zeigt den Taupunkt des Kontrolllaufes zwischen dem 02. und 04. März 00:00 UTC für die Stationen Ghardaia (links) und Ouargla (rechts). In Ghardaia geht der Taupunkt zwischen 08:00 und 16:00 UTC von $+1^{\circ}$ C auf -18° C zurück, in Ouargla zwischen 10:00 und 18:00 UTC von -2° C auf -16° C. Solch starke Rückgänge der Taupunkttemperatur innerhalb von acht Stunden werden während des restlichen Simulationszeitraumes nicht noch einmal produziert, was dafür spricht, dass am 02. März eine besondere Wettersituation vorlag. Beobachtungen und Modellergebnisse von Wind und Taupunkt lassen also darauf schließen, dass in der Zeit vor dem Staubausbruch am 02. März 2004 eine Föhnsituation geherrscht hat. Die damit verbundene Austrocknung der Atmosphäre kann das Potential für die Verdunstung von Niederschlag erhöht haben. Es ist also möglich, dass durch die Auswirkungen des Föhns die Effekte der Verdunstungskühlung verstärkt wurden. Ob dies tatsächlich der Fall war, wird bei der Analyse des zweiten Sensitivitätsexperimentes in Kapitel 6.2.2 untersucht.

Anhand vertikaler Querschnitte entlang von Längenkreisen sollen als nächstes die An- und Überströmung des Atlasgebirges betrachtet werden. Die Angabe eines Strö-



Abbildung 6.2: COSMO 7,0: 2-m-Taupunkttemperatur für die Stationen Ghardaia und Ouargla zwischen dem 02. und 04. März 2004 00:00 UTC.

mungsregimes nach der Methode aus Kapitel 1.5 stellt sich als schwierig heraus. Die vertikale Mächtigkeit des Grundstromes H lässt sich nur sehr vage bestimmen, somit auch dessen durchschnittliche Geschwindigkeit U. Die Höhe der Grenzschicht nach der in Kapitel 1.5 erläuterten Methode kann nicht als H eingesetzt werden, da die Anströmung auch oberhalb der Grenzschicht erfolgt. Aus den Feldern der horizontalen Windgeschwindigkeit zu den in diesem Kapitel untersuchten Zeitpunkten geht ein H von etwa 1500 m und ein U von 14 ms⁻¹ hervor (nicht gezeigt). Setzt man diese Werte in die Gleichungen (1.8) und (1.9) ein, so erhält man F = 0.12 und M = 0.73, wobei die Höhe des Berges h_m 1100 m beträgt. Dazu ist zu sagen, dass die Modellorographie weit von einem idealisierten Berg, wie er bei der theoretischen Betrachtung der Strömungsregime Verwendung findet, entfernt ist und die Verhältnisse in der Atmosphäre deutlich komplexer sind, was in Kapitel 1.5 diskutiert wurde. Der Punkt, der durch F = 0.12 und M = 0.73 in Abbildung 1.8 beschrieben wird, liegt auf der Grenze zwischen den Regimen C und E¹. Es können also keine klaren Erwartungen an die Eigenschaften der Strömung formuliert werden, allerdings ist zu vermuten, dass es sich entweder um eine unterkritische Strömung oder um eine teilweise blockierte Strömung mit einem hydraulischen Sprung im Lee handelt.

Zunächst soll die Anströmung des Saharaatlas am 02. März um 12:00 UTC detaillierter betrachtet werden. Abbildung 6.3 zeigt die potentielle Temperatur Θ , die horizontale Windgeschwindigkeit und die Grenzschichthöhe, die nach Gleichung (1.7) bestimmt wird. Die Querschnitte verlaufen entlang von 4°O und repräsentieren damit die Situation im Bereich der Nordanströmung des Saharaatlas, der seine höchste Erhebung hier zwischen 34,5°N und 35,0°N mit etwa 1100 m erreicht. Die Grenzschichthöhe über dem Mittelmeer, im Luv des Atlas, zeigt eine sehr unruhige Struktur und liegt im Mittel etwa auf dem Niveau des angeströmten Kammes

 $^{^{1}}$ Zur Erinnerung: Regime C steht für eine teilweise blockierte Strömung mit einem stationären hydraulischen Sprung im Lee des Berges, Regime E bezeichnet eine unterkritische Strömung.



Abbildung 6.3: COSMO 7,0: Nord-Süd-Schnitt der potentiellen Temperatur Θ (Farbe), der horizontalen Windgeschwindigkeit $\sqrt{u^2 + v^2}$ (braune Isolinien alle 5 ms⁻¹) und Grenzschichthöhe GSH (rote Linie) bei 4°O. Zeitpunkt ist der 02. März 2004 12:00 UTC.

bei $36,5^{\circ}$ N. Es hängt nun von der Schichtung des Grundstromes ab, wie leicht oder schwer es für die das Gebirge anströmenede Luft ist, aufzusteigen und das Gebirge zu überströmen. Obige Abschätzungen für F und M deuten an, dass ein Teil der Strömung im Luv des Atlas blockiert wird. Ein anderer Teil, im Wesentlichen Luft oberhalb der Grenzschicht, kann den Atlas hingegen überströmen, wird dabei allerdings von der Orographie beeinflusst. So ist beispielsweise die 286 Kelvin-Isentrope bei $34,5^{\circ}$ N zunächst um 60 hPa heruntergezogen, um dann um 120 hPa anzusteigen. Ein solcher Verlauf der Isentropen ist ein typisches Merkmal eines hydraulischen Sprunges, wie in Kapitel 1.5 beschrieben wurde. Im Bereich des Sprunges wächst die Höhe der Grenzschicht stark an. Am Kamm des Saharaatlas bei $34,5^{\circ}$ N ist die Grenzschicht etwa 110 hPa mächtig, südlich des hydraulischen Sprunges etwa 220 hPa. Die Konsequenzen für das Windfeld sind deutlich sichtbar. Die Strömung wird über dem Kamm wie in einer Düse kanalisiert, wodurch direkt im Lee die Windgeschwindigkeiten in Bodennähe 10 bis 15 ms⁻¹ betragen. Durch das Anwachsen der Grenzschicht verteilt sich die kinetische Energie der Strömung im Bereich des Sprunges und südlich davon auf einen größeren Hohenbereich und die Windgeschwindigkeiten gehen auf Werte unterhalb von 10 ms⁻¹ zurück. Auch stromaufwärts im Bereich des Tellatlas zeigen potentielle Temperatur und Grenzschichthöhe eine wellenartige Struktur. Die orographische Gliederung des Geländes ist hier sehr kleinskalig und man kann vermuten, dass jeder der beiden Kämme des Tellatlas einen eigenen hydraulischen Sprung bewirkt. Da die Grenzschichthöhe aber auch über dem Mittelmeer eine starke Struktur aufweist, werden diese kleinen Signale nicht als sichere Anzeichen für Sprünge angesehen.

Diese Analyse lässt den Schluss zu, dass es sich um eine Strömung handelt, deren Eigenschaften denen des Flussregimes C am nächsten kommen, wenngleich es sich aus verschiedenen Gründen als sehr schwierig herausstellt, die Realität mit der in den Grundlagen beschriebenen idealisierten Situation zu vergleichen. Über den Einfluss des Windmaximums im Lee des Saharaatlas auf die Staubmobilisierung lässt sich keine sichere Aussage treffen. Um 12:00 UTC liegt das frontale Wolkenband über dieser Region, sodass eventuelle Staubsignale im Satellitenbild nicht sichtbar sind. Einen Tag später zeigen die Satellitenbilder, dass dieses Gebiet sehr wohl eine potentielle Quellregion für Staub ist, das heißt mit den simulierten Windgeschwindigkeiten von bis zu 15 ms⁻¹ können durchaus aufgrund des orographischen Einflusses signifikante Mengen an Staub aufgewirbelt worden sein.

Als Nächstes wird die Anströmung des Tellatlas am 03. März um 12:00 UTC analysiert. Die Bestimmung eines Flussregimes ist auch in diesem Fall nicht weniger problematisch. Auch hier werden für H und U die oben genannten Werte bestimmt, die mit einer großen Unsicherheit behaftet sind. Bei 7°O entspricht der Tellatlas allerdings sehr viel besser einem idealisierten Berg, da der Südhang deutlich steiler abfällt als der des Saharaatlas bei 4°O (vgl. Abb. 6.3 mit 6.4). Auch ist der Tellatlas mit 1300 m zwischen 35,0°N und 35,5°N höher als der Saharaatlas, wodurch der Wert für M nun 0,87 beträgt. Da sich der Wert für F im Vergleich zur Situation am 02. März nicht verändert, liegt der Punkt, den F und M nun in Abbildung 1.8 beschreiben, weiter rechts. Das heißt es handelt sich um eine Strömung des Regimes C, wobei die Unsicherheit bei der Bestimmung von F und M weiterhin groß ist. Anhand des Querschnittes bei 7°O (siehe Abb. 6.4) wird die An- und Überströmung

Annahd des Querschnittes bei 7 O (siehe Abb. 6.4) wird die Ah- und Oberströhnung des Tellatlas im Folgenden näher untersucht. Die Auswirkungen der Orographie auf Isentropen, Grenzschichthöhe und Windfeld sind im Vergleich zur Überströmung des Saharaatlas am Vortag dramatisch. So wird die 286 Kelvin-Isentrope um etwa 150 hPa heruntergezogen und die Auswirkungen auf die potentielle Temperatur sind in der gesamten unteren Troposphäre unterhalb von etwa 650 hPa sichtbar. Die Grenzschicht ist nördlich des Kammes durchschnittlich etwa 170 hPa mächtig, schrumpft über dem Kamm und direkt im Lee auf etwa 100 hPa zusammen und wächst im Bereich des hydraulischen Sprunges und südlich davon auf bis zu 200 hPa an. Dieser



Abbildung 6.4: COSMO 7,0: Nord-Süd-Schnitt der potentiellen Temperatur Θ (Farbe), der horizontalen Windgeschwindigkeit $\sqrt{u^2 + v^2}$ (braune Isolinien alle 5 ms⁻¹) und Grenzschichthöhe GSH (rote Linie) bei 7°O. Zeitpunkt ist der 03. März 2004 12:00 UTC.

Düseneffekt führt zu einem enormen Windmaximum am Südhang des Tellatlas. Die Windgeschwindigkeiten betragen hier in Bodennähe mehr als 25 ms⁻¹ und gehen mit der nach Süden hin mächtiger werdenden Grenzschicht rapide zurück auf Werte von weniger als 15 ms⁻¹. Diese Strömung zeigt die Eigenschaften des Flussregimes C also noch wesentlich deutlicher als die Anströmung des Saharaatlas bei 4°O am 02. März. Aufgrund von Bewölkung über der Region im Lee des Tellatlas lässt sich allerdings auch hier nicht belegen, dass die starken, orographisch bedingten Winde Staub mobilisieren. Obwohl die absoluten Windgeschwindigkeiten den Schwellwert der Staubmobilisierung deutlich überschreiten, spricht ein Grund dagegen, dass hier tatsächlich Staub aufgewirbelt wurde. Stationsmeldungen zeigen in diesem Gebiet für den Zeitraum vor dem 03. März 12:00 UTC Niederschläge an. So meldet zum Beispiel Gafsa (34,25°N; 8,49°O) am 03. März 00:00 UTC 16 mm Niederschlag. Der Schwellwert zur Mobilisierung von angefeuchtetem Sand und Staub liegt deutlich höher als der von trockenem, da interpartikulär wirkende Kapillarkräfte die Teilchen stärker zusammenhalten, als dies bei trockenem Material der Fall ist, wodurch einzelne Partikel erst bei höheren Windgeschwindigkeiten aus diesem Verbund ausgelöst werden können (Fecan et al. 1999). Daher ist zu bezweifeln, dass hier große Mengen an Staub aufgewirbelt wurden.

Abbildung 6.4 zeigt außerdem, dass die 15 ms⁻¹-Isolinie südlich von etwa 33°N wieder näher über dem Erdboden liegt. Auch Querschnitte bei 3°O, 4°O, 5°O und 6°O (nicht gezeigt) liefern ein ähnliches Ergebnis. Es gibt also zwei Windmaxima; eines direkt im Lee, das mit großer Wahrscheinlichkeit durch den Düseneffekt bedingt ist, ein zweites weiter südlich, dessen Ursache vermutlich nicht in der Gebirgsüberströmung liegt. An dieser Stelle sei vorweggenommen, dass die Differenz des Windfeldes zwischen Kontrolllauf und dem Sensitivitätsexperiment "Gebirgsüberströmung" in dieser Region kaum Unterschiede zeigt (siehe Abb. 6.9 (unten links)). Dieses zweite Windmaximums ist mit Staubmobilisierung verbunden, wie das Satellitenbild am 03. März um 12:00 UTC zeigt (siehe Abb. 4.1 (unten rechts)).

Die Ursache für die hohen Windgeschwindigkeiten ist vermutlich die Entstehung eines nächtlichen Low-Level Jets $(LLJ)^2$. Abbildung 6.5 zeigt das vertikale Windprofil bei 32,5°N; 3,0°O am 03. März um 06:00 UTC (blaue durchgezogene Linie) und um 12:00 UTC (rote gestrichelte Linie). Um 06:00 UTC liegt die maximale Windgeschwindigkeit von 24 ms⁻¹ in einer Höhe von 500 m über dem Erdboden. Oberund unterhalb sind die Windgeschwindigkeiten deutlich geringer - die Kriterien für einen LLJ sind also erfüllt. Das Maximum liegt zu diesem Zeitpunkt oberhalb der sehr flachen Grenzschicht. Das Minimum an der Erdoberfläche beträgt weniger als 9 ms⁻¹. Durch die Sonneneinstrahlung wird die Grenzschicht zwischen 06:00 und 12:00 UTC angehoben und Impuls aus größeren Höhen in niedrigere eingemischt. So werden auch in Bodennähe hohe Windgeschwindigkeiten von mehr als 12 ms^{-1} erzeugt. Mit dem Anwachsen der Grenzschicht wird auch die Schicht mit den höchsten Windgeschwindigkeiten angehoben und liegt um 12:00 UTC in einer Höhe von etwa 1500 m. Aus den Daten geht hervor, dass der Wert von 15 $\rm ms^{-1}$ um 06:00 $\rm UTC$ oberhalb von 160 m erreicht wird, um 12:00 UTC dagegen schon ab einer Höhe von 50 m. Durch turbulente Prozesse innerhalb der Grenzschicht können diese hohen Geschwindigkeiten um 12:00 UTC leicht nach unten gemischt werden und Staub mobilisieren, der im Satellitenbild sichtbar ist.

²Wenn ein vertikales Windprofil ein lokales Maximum unterhalb von 1500 m zeigt, das die Windgeschwindigkeiten darüber und darunter um mindestens 2 ms^{-1} übertrifft, spricht man von einem *LLJ* (Andreas et al. 2000, Stull 1988). Verschiedene Prozesse, die einen *LLJ* verursachen können, sind in Stull (1988) aufgelistet. Einen wesentlichen Bestandteil bei der Bildung eines *LLJs* stellt eine flache, stabile Grenzschicht dar, die aufgrund der nächtlichen Ausstrahlung entsteht. Die Schicht darüber wird so von der Bodenreibung entkoppelt und es können hohe Windgeschwindigkeiten in relativ niedrigen Höhen auftreten. Im vorliegenden Fall liegt die Ursache für die starken Winde wahrscheinlich in der Baroklinität über abschüssigem Terrain.



Abbildung 6.5: COSMO 7,0: Windprofile bei 32,5°N; 3,0°O am 03. März 2004 um 06:00 UTC (blaue durchgezogene Linie) und um 12:00 UTC (rote gestrichelte Linie).

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass es am 02. März Anzeichen für eine Föhnsituation gibt, die das Potential für Verdunstung und somit auch deren Auswirkungen auf das Windfeld erhöht. Die Orographie nimmt sowohl am 02. als auch am 03. März Einfluss auf die Isentropen, die Grenzschichthöhe und somit die Windgeschwindigkeiten. Ein Teil der Strömung wird durch das Atlasgebirge blockiert. Welchen Einfluss dies auf die Ausbreitung der Kaltluft oder die Staubmobilisierung hat, lässt sich jedoch nur schwer abschätzen. Am 03. März werden durch den Düseneffekt, der auf die Strömung wirkt, in Bodennähe Windgeschwindigkeiten von mehr als 25 ms⁻¹ im Lee des Tellatlas erzeugt. Das Gebiet, in dem die Winde in Bodennähe aufgrund dieses Effektes deutlich an Stärke gewinnen, ist allerdings auf den Südhang des Atlas begrenzt. Schon in einer Entfernung von 100 km zum Atlaskamm haben die Windgeschwindigkeiten um deutlich mehr als 10 ms⁻¹ abgenommen. Es gibt ein zweites Windmaximum weiter südlich, für das wahrscheinlich die Entstehung eines nächtlichen *LLJs* verantwortlich ist, dessen hohe Windgeschwindigkeiten mit dem Anwachen der Grenzschicht am Vormittag zum Erdboden heruntergemischt werden.

6.2 Sensitivitätsexperiment 2: "Gebirgsüberströmung"

In diesem Kapitel folgt die Analyse des zweiten Sensitivitätsexperimentes, die mehr Klarheit über den Einfluss der Orographie auf das Windfeld bringen soll. Zunächst werden wieder die Veränderungen des Modells beschrieben und die Erwartungen an die Ergebnisse dieses Modelllaufes formuliert. Ebenso wie bei der Auswertung des ersten Sensitivitätsexperimentes werden anschließend Kontrolllauf und Sensitivitätsstudie anhand der Differenzen der beiden Modellläufe miteinander verglichen.



Abbildung 6.6: Original (links) und Modifikation (rechts) der Orographie von COS-MO 7,0. Die rote Linie zeigt jeweils die südliche Grenze der Modifikation.

6.2.1 Modellmodifikation und Erwartungen an die Resultate

Das Modell soll derart verändert werden, dass die orographischen Effekte des Atlasgebirges nicht auftreten. Zu diesem Zweck wird der Atlas aus der Modellorographie entfernt. Abbildung 6.6 stellt das Original (links) und die Modifikation (rechts) der Modellorographie mit einer horizontalen Auflösung von 7 km gegenüber. Von einer Linie südlich des Atlas, von 25°N; 12°W nach 34°N; 10°O (rote Linie in Abbildung 6.6 (links)), wird die Orographie nach Norden linear auf Meeresniveau interpoliert. Der Anstieg der modifizierten Modellorographie von der Küstenlinie nach Süden geschieht unter einem sehr geringen Winkel, sodass das Gelände hier nun in guter Näherung als Ebene angesehen werden kann. Die als Anfangsdaten benötigten atmosphärischen Variablen des EZMW werden bei dieser Prozedur ebenfalls an die neue Orographie angepasst. Aus dem Unterschied zwischen original und modifizierter Modellorographie wird zunächst über die barometrische Höhenformel der neue Bodendruck berechnet. Feuchtevariablen auf den unteren EZMW-Modellflächen, die innerhalb der Grenzschicht liegen, werden unverändert auf das neue Niveau verschoben. Temperatur und Windfelder werden linear extrapoliert.

Es ist davon auszugehen, dass es wegen des nicht-vorhandenen Föhneffektes zu einer Umverteilung des Niederschlages kommt. Steigungsregen führt im Kontrolllauf zu starken Niederschlägen im Luv des Atlas. Im Lee ist die Luft daher trockener, weshalb hier weniger Niederschlag fällt. Hinzu kommt, dass in der trockeneren Luftmasse mehr Verdunstung stattfindet, was zu einer weiteren Abschwächung des Signals führt. Der Niederschlag sollte im Sensitivitätsexperiment gleichmäßiger verteilt sein, das heißt im Luv sollte weniger, im Lee mehr Niederschlag fallen als im Kontrolllauf. Der zweite Effekt, die Blockierung der Nordströmung durch den Atlas, sollte im Sensitivitätsexperiment nicht auftreten. Die Kaltluft müsste ungehindert in den afrikanischen Kontinent eindringen und somit schneller propagieren können als im Kon-



Abbildung 6.7: COSMO 7,0: Differenz des sechsstündigen Niederschlages (Kontrolllauf minus Sensitivitätsexperiment) für 06:00 UTC (links) und 18:00 UTC (rechts) am 02. März 2004. Die Abbildung zeigt außerdem die 1000 m-Isolinie der ursprünglichen Modellorographie (fette schwarze Linie).

trolllauf. Die Intensität der Merkmale einer Kaltfront nimmt eventuell zu, da im Kontrolllauf ein Teil der Kaltluft blockiert wird und dieser nicht zu dem Temperaturkontrast zwischen Warm- und Kaltsektor beiträgt. Im Sensitivitätsexperiment könnten dadurch der mit der Front verbundene Temperatursprung und auch die Spitzenwindgeschwindigkeiten stärker ausfallen als im Kontrolllauf, was wiederum Einfluss auf die Staubmobilisierung hätte.

Im Sensitivitätsexperiment sollten außerdem keine hydraulischen Sprünge simuliert werden. Diese haben im Kontrolllauf einen großen Einfluss auf den Verlauf der Isentropen und erzeugen lokal sehr starke Winde, über deren Wirkung auf die Staubmobilisierung jedoch keine sichere Aussage getroffen werden kann.

6.2.2 Vergleich von Sensitivitätsexperiment und Kontrolllauf

Als erstes werden die Auswirkungen der Orographie auf den Niederschlag untersucht. Abbildung 6.7 zeigt dazu die Differenz des sechsstündigen Niederschlages am 02. März 2004 um 06:00 UTC (links) und um 18:00 UTC (rechts). Um 06:00 UTC gibt es diffuse Unterschiede zwischen den beiden Modellläufen nördlich der afrikanischen Küste. Kleinskalige Verschiebungen der Niederschlagsfelder zueinander sorgen für dieses Signal. Im Luv des Atlas, westlich von etwa 2°O, wird in großen Gebieten im Kontrolllauf bis zu 8 mm mehr Niederschlag simuliert als im Sensitivitätsexperiment, was ein deutliches Zeichen für im Kontrolllauf produzierten Steigungsregen ist. Im Lee von Sahara- und Tellatlas fällt der Niederschlag des Kontrolllaufes dagegen um 1 bis 2 mm geringer aus. Um 18:00 UTC ist dieser Effekt noch wesentlich stärker sichtbar. Großflächig ist der Niederschlag im Kontrolllauf um 4 bis 8 mm, stellenweise sogar über 8 mm geringer als im Sensitivitätsexperiment. Diese Unterschiede sind sicherlich einerseits dadurch zu erklären, dass im Kontrolllauf ein Großteil der



Abbildung 6.8: COSMO 7,0: 2-m-Taupunkttemperatur für die Station Ouargla zwischen dem 02. und 04. März 2004 00:00 UTC. × zeigen das Ergebnis des Kontrollaufes, \diamond stehen für das Sensitivitätsexperiment.

Feuchtigkeit in der Luft im Luv des Atlas ausgeregnet ist. Möglicherweise trägt aber auch die im Kontrollauf höhere Verdunstung zu den Unterschieden bei. Die Variable ΔT_{lP} steht nur für die Modellversion mit einer horizontalen Auflösung von 2,8 km zur Verfügung und kann daher leider nicht zum Vergleich dieser beiden COSMO 7,0-Läufe herangezogen werden. Daher wird die Taupunkttemperatur als Maß für die Trockenheit der Atmosphäre herangezogen. Je niedriger diese ist, desto trockener ist die Luft und desto höher ist das Potential für Verdunstung. Der Vergleich der simulierten 2-m-Taupunkttemperatur zwischen Kontrollauf und Sensitivitätsexperiment an der Station Ouargla³ in Abbildung 6.8 belegt, dass im Kontrollauf eine Austrocknung der Atmosphäre stattfindet, die im Sensitivitätsexperiment nicht geschieht, wodurch das Potential für Verdunstung im Kontrolllauf erhöht wird. Der Taupunkt des Sensitivitätsexperimentes liegt während des 02. und 03. März beinahe immer über dem des Kontrollaufes. Der durchschnittliche Unterschied beträgt 5,1 K, was die größere Trockenheit im Kontrollauf zeigt. Der signifikante Anstieg im Kontrollauf entfällt im Sensitivitätsexperiment. Berechnet man die Abweichungen separat für den 02. und den 03. März, so werden die Auswirkungen des Föhns am 02. März noch deutlicher. Am 02. März ist die Taupunkttemperatur des Kontrolllaufes

³Ouargla liegt südlich des Gebietes, in dem die Modellorographie verändert wurde. Die Höhenlage der Station Ghardaia, an der im Kontrolllauf ebenfalls eine starke Austrocknung stattfindet (siehe Abb. 6.2), liegt in der modifizierten Orographie etwa 250 m niedriger als in der original Orographie, weshalb ein Vergleich des 2-m-Taupunktes hier nicht sinnvoll erscheint.

um 8,7 K geringer als die des Sensitivitätsexperimentes, am 03. März beträgt der Unterschied nur 1,6 K.

Abbildung 6.9 zeigt die Unterschiede in den Windfeldern und dem reduzierten Bodendruck der beiden Modellläufe am 02. März um 12:00 UTC (oben), am 03. März um 00:00 UTC (Mitte) und um 12:00 UTC (unten). Anhand dieser Felder sollen unter anderem die Effekte analysiert werden, die durch die Blockierung der Strömung durch das Atlasgebirge auftreten. Am 02. März um 12:00 UTC sind die 10-m-Windgeschwindigkeiten des Kontrolllaufes südlich des Atlasgebirges in einer Region um 30° N und 5° O zwischen 4 und 6 ms⁻¹ höher als die des Sensitivitätsexperimentes. Hier ist auch der reduzierte Bodendruck im Kontrolllauf um bis zu 5 hPa höher, was als sicheres Zeichen dafür gedeutet werden kann, dass hier die Dichtezunahme der Luft durch latente Kühlung stärker ausfällt, wenn das Atlasgebirge die Strömung beeinflusst. Man kann davon ausgehen, dass in diesem Fall durch die höheren Windgeschwindigkeiten in dieser Region mehr Staub mobilisiert wird. Südlich des Hohen Atlas zwischen etwa 5°W und 10°W bildet sich im Kontrollauf eine Leezyklone aus. Der Druck ist hier stellenweise mehr als 6 hPa geringer, wenn der Atlas der Strömung im Wege steht. Die mit der Leezyklone verbundene Zirkulation führt dazu, dass im Kontrolllauf die Hintergrundströmung aus nördlichen Richtungen westlich der Zyklone verstärkt, östlich davon abgeschwächt wird. Der Einfluss auf das Windfeld liegt im Bereich von 4 bis 6 ms^{-1} . So entstehen in einem recht großen Gebiet um 25°N und 5°W im Sensitivitätsexperiment stärkere Winde als im Kontrollauf, das heißt die Menge an mobilisiertem Staub wird durch diesen Effekt des Atlasgebirges eventuell verringert. Eine weitere interessante Aussage lässt sich aus der Differenz des reduzierten Bodendruckes treffen. Im Luv des Atlas östlich von etwa 5°W ist der Druck im Kontrollauf um bis zu 4 hPa höher als im Sensitivitätsexperiment. Dies zeigt die teilweise Blockierung der Hintergrundströmung. Nördlich des Atlas bildet sich im Kontrolllauf ein Kaltluftbecken aus, während die Kaltluft im Sensitivitätsexperiment ungehindert nach Süden strömen kann. Durch die höhere Dichte kalter Luft im Vergleich zu warmer Luft entsteht das beobachtete Signal.

Zwölf Stunden später hat sich in der Differenz der Windgeschwindigkeiten eine klare frontale Struktur ausgebildet. Die Kaltluft propagiert im Sensitivitätsexperiment schneller nach Süden als im Kontrolllauf. Dies äußert sich im Differenzenfeld des 10-m-Windes in einer fronthaften Struktur, die in einem Bogen von etwa 25°N; 5°O nach 30°N; 10°W verläuft. Hier sind die Windgeschwindigkeiten im Kontrolllauf um 4 bis 6 ms⁻¹ geringer als im Sensitivitätsexperiment. Im Bereich östlich von etwa 5°O sind Signale in Wind- und Druckdifferenzen zu sehen, die vermutlich noch immer auf die unterschiedliche Verdunstung zurückzuführen sind. Nördlich des Hoggargebirges ist der Druck im Kontrolllauf um bis zu 5 hPa höher als im Sensitivitätsexperiment. Im Windfeld gibt es ein positives Signal südöstlich und ein negatives nordwestlich dieses Gebietes. Es ist möglich, dass hier die Hintergrundströmung derart beein-



Abbildung 6.9: COSMO 7,0: Differenzen (Kontrolllauf minus Sensitivitätsexperiment) des 10-m-Windfeldes (links) und des auf Meeresniveau reduzierten Bodendruckes (engl.: pressure mean sea level: PMSL) (rechts) für den 02. März 2004 12:00 UTC (oben) sowie den 03. März 2004 00:00 UTC (Mitte) und 12:00 UTC (unten). Die Abbildungen zeigen außerdem die 1000 m-Isolinie der ursprünglichen Modellorographie (fette schwarze Linie).

flusst wird, wie es in Kapitel 5.1.1 beschrieben wurde: Der Ausfluss von Luft aus einem Kaltluftbecken verstärkt die Hintergrundströmung südöstlich des Beckens und schwächt sie nordwestlich davon ab. Über den Einfluss der Atlasüberströmung auf die Staubmobilisierung zu diesem Zeitpunkt lässt sich keine klare Aussage treffen. Zwar gibt es einen recht großen frontalen Bereich, in dem die Windgeschwindigkeiten im Sensitivitätsexperiment höher sind als im Kontrolllauf, allerdings zeigt dies lediglich eine schnellere Propagation der Kaltluft an. Die absoluten Werte überschreiten den Schwellwert für Staubmobilisierung von 12,5 ms⁻¹ nicht, das heißt es werden wahrscheinlich keine signifikanten Mengen an Staub aufgewirbelt.

Am 03. März 2004 um 12:00 UTC sind im Bereich der großskaligen Staubfront kaum noch Unterschiede in den Windfeldern der beiden Modellläufe zu erkennen. Dagegen weichen die Windgeschwindigkeiten nordwestlich des Hohen Atlas um stellenweise mehr als \pm 6 ms⁻¹ voneinander ab. Die Anströmung des Gebirges erfolgt zu diesem Zeitpunkt aus östlichen Richtungen und es bildet sich im Kontrollauf wiederum eine Leezyklone aus, die für eine Verringerung des reduzierten Bodendruckes im Kontrolllauf von mehr als 6 hPa sorgt. Im Sensitivitätsexperiment liegt eine gleichmäßige Ostströmung vor, während diese im Kontrollauf nördlich der Zyklone verstärkt und südlich von ihr abgeschwächt wird, was zu den beobachteten Signalen im Windfeld führt. Im nordöstlichen Bereich des Kartenausschnitts ist der Druck im Kontrolllauf in einem großen Gebiet um einige hPa höher als im Sensitivitätsexperiment. Falls das Atlasgebirge die Strömung nicht blockiert, bildet sich offenbar eine stärkere Zyklone an der Trogvorderseite aus. Eine mögliche Erklärung hierfür liefern Unterschiede in der Luftfeuchtigkeit. Kuo et al. (1991) haben anhand des Queen Elisabeth-II Sturmes gezeigt, dass Feuchteprozesse für einen Großteil der Druckabnahme in einem Tiefdrucksystem verantwortlich sein können. Es ist denkbar, dass im Sensitivitätsexperiment mehr latente Wärme freigesetzt wird, da die Luft südlich des Atlasgebirges feuchter ist als im Kontrolllauf. Dadurch steht der Zyklone mehr Energie zur Verfügung und sie intensiviert sich im Sensitivitätsexperiment stärker als im Kontrolllauf. Über der Südspitze Tunesiens betragen die Druckunterschiede mehr als 6 hPa. Durch die stärkere zyklonale Zirkulation wird eine schnellere Ausbreitung der Kaltluft in südliche und östliche Richtungen bewirkt. Daraus resultiert im Sensitivitätsexperiment ein höherer Druck in Regionen südlich der Zyklone, etwa östlich des Hoggargebirges. Die Staubmobilisierung wird von diesen Prozessen vermutlich nicht beeinflusst. In Regionen nordöstlich des Hoggargebirges, in denen signifikante Differenzen der Windgeschwindigkeiten zu sehen sind, ist der Boden durch Niederschläge angefeuchtet. Auch die um teilweise mehr als 10 ms^{-1} stärkeren Winde im Sensitivitätsexperiment werden daher wohl keinen Staub mobilisieren können.

Erwartungsgemäß tritt im Sensitivitätsexperiment kein hydraulischer Sprung auf. In Abbildung 6.10 sind die Resultate des Sensitivitätsexperimentes (links) im Nord-Süd-Schnitt bei 7°O am 03. März 2004 um 12:00 UTC denen des Kontrolllaufes



Abbildung 6.10: COSMO 7,0: Vergleich von Sensitivitätsexperiment (links) und Kontrolllauf (rechts). Nord-Süd-Schnitt der potentiellen Temperatur Θ (Farbe), der horizontalen Windgeschwindigkeit $\sqrt{u^2 + v^2}$ (braune Isolinien alle 5 ms⁻¹) und Grenzschichthöhe GSH (rote Linie) bei 7°O. Zeitpunkt ist der 03. März 2004 12:00 UTC.

(rechts) gegenübergestellt. Die potentielle Temperatur zeigt im Sensitivitätsexperiment wie erwartet keine stark wellenartige Struktur. Auch das Windfeld verhält sich über dem Kontinent wesentlich ruhiger als im Kontrolllauf. Im Sensitivitätsexperiment liegt die 15 ms⁻¹-Isolinie südlich von etwa 36°N sehr gleichmäßig etwas oberhalb der Erdoberfläche. Im Kontrolllauf dagegen schwankt die bodennahe Windgeschwindigkeit zwischen weniger als 10 ms⁻¹ und mehr als 25 ms⁻¹ durch den Einfluss des Tellatlas. Die Grenzschichthöhe steigt im Sensitivitätsexperiment südlich von etwa 37°N an, was durch die stärkere Erwärmung des Kontinentes im Vergleich zum Mittelmeer zu erklären ist. Südlich von etwa 32°N schrumpft die Grenzschicht zusammen und ist auch im Vergleich zum Kontrolllauf deutlich niedriger. Dies kann durch die stärkere Abkühlung aufgrund stärkerer Advektion im Sensitivitätsexperiment bedingt sein. Auch in der mittleren Troposphäre zeigen sich die kälteren Temperaturen. Bei 30°N liegt die 298 K-Isentrope im Sensitivitätsexperiment in einer Höhe von 610 hPa, im Kontrolllauf auf 550 hPa.

Die Ergebnisse der Sensitivitätsstudie bestätigen die formulierten Erwartungen und die Resultate der Auswertung des Kontrolllaufes in Hinblick auf die Gebirgsüberströmung. An der Station Ouargla führt der Föhneffekt zu einer Reduktion des Taupunktes um 8 K während des 02. März. In der trockeneren Luft findet stärkere Verdunstung statt und die durch latente Prozesse erzeugte Dichteströmung ist intensiver, wodurch die Windgeschwindigkeiten im Kontrolllauf um bis zu 6 ms⁻¹ höher sind als im Sensitivitätsexperiment. Es ist daher davon auszugehen, dass durch den Einfluss des Atlas lokal mehr Staub mobilisiert wird. Südlich des Hohen Atlas bildet sich eine Leezyklone aus. Die damit verbundene Zirkulation bewirkt eine gebietsweise Abschwächung der Hintergrundströmung. Dies geschieht im Sensitivitätsexperiment nicht, weshalb die Auswirkungen des Atlas hier wahrscheinlich die Menge an mobilisiertem Staub verringern. Die teilweise Blockierung der Strömung sorgt für eine verlangsamte Ausbreitung der Kaltluft in südliche Richtungen. Die absoluten Windgeschwindigkeiten und damit die Mobilisierung von Staub werden davon allerdings kaum beeinflusst. Ein hydraulischer Sprung im Lee des Tellatlas erzeugt lokal sehr starke Winde. Da der Boden hier aufgrund von Niederschlägen feucht ist, muss allerdings bezweifelt werden, dass im vorliegenden Fall durch diesen Effekt Staub mobilisiert wird. Ein zweites, mit der Mobilisierung von Staub verknüpftes Windmaximum südlich des Atlas am Mittag des 03. März entsteht aufgrund eines *LLJs*. Dessen hohe Windgeschwindigkeiten werden im Zuge des morgendlichen Anwachsens der Grenzschicht bis zum Erboden heruntergemischt.

Schlussfolgerungen und Ausblick

Mineralstaub trägt massenanteilig etwa die Hälfte zu den globalen, natürlichen Aerosolpartikeln bei. Die größte Quellregion für Mineralstaubpartikel ist die Sahara, wo zirka 50 % der globalen Menge emittiert werden. Unter anderem nimmt Staubaerosol direkt und indirekt Einfluss auf Wetter und Klima, trägt zur Düngung tropischer Regenwälder bei und beeinflusst im Kontext der Feinstaubdiskussion auch die menschliche Gesundheit. Quantitative Aussagen über den Einfluss des Staubes auf diese Prozesse lassen sich bislang bestenfalls mit einem sehr großen Fehler angeben. Es gilt daher den Staubzyklus von der Emission über den Aufenthalt in der Atmosphäre bis zur Deposition in numerischen Atmosphärenmodellen zu berücksichtigen bzw. diese Modelle zu verbessern. So können die Angaben über die emittierte Menge und die Auswirkungen auf das Erdsystem präzisiert werden. Dazu ist es besonders wichtig, dass bodennahe Starkwinde, die zur Mobilisierung des Staubes notwendig sind, richtig simuliert werden.

7.1 Schlussfolgerungen und Fazit

Diese Arbeit stellt eine Fallstudie dar, welche die Dynamik eines außerordentlich großskaligen Saharastaubausbruches im März 2004 untersucht. Das Hauptziel der Arbeit lag in dem Verständnis der dynamischen Prozesse der Starkwinderzeugung in diesem Fall. Knippertz und Fink (2006) stellen Hypothesen auf, nach denen eine durch Verdunstungskühlung erzeugte Dichteströmung die Staubfront initiierte. Die mit der Überströmung des Atlasgebirges einhergehende Föhnsituation soll die Trockenheit südlich des Atlas und somit die Auswirkungen der Verdunstung verstärkt haben. Um diese Behauptungen zu überprüfen, wurde das spektakuläre Ereignis mit dem COSMO Modell simuliert und weiterhin zwei Sensitivitätsexperimente durchgeführt. Die Sensitivitätsstudien hatten die Untersuchung der Auswirkungen von erstens Verdunstungskühlung und zweitens Atlasüberströmung auf das bodennahe Windfeld zum Ziel.

Zunächst wurde die synoptische Situation anhand von Wetterkarten und Beobachtungsdaten erörtert. Daraus ging hervor, dass die anfängliche Staubmobilisierung am 02. März 2004 mit dem Eindringen eines Höhentroges und einer Bodenkaltfront über das Atlasgebirge in den afrikanischen Kontinent hinein verbunden war. Zyklogenese an der Vorderseite und Antizyklogenese an der Rückseite des Troges führten zu einem enormen Druckgradienten und starken isallobarischen Winden über der Sahara, wodurch zusätzlich Staub mobilisiert und bis auf den angrenzenden tropischen und subtropischen Atlantik transportiert wurde.

Die Evaluierung des Kontrolllaufes des COSMO Modells zeigte hohe Übereinstimmungen beim Vergleich von Simulation mit Beobachtungs- und Analysedaten. Somit stand in den Modellergebnissen eine Vielzahl an realitätsnahen atmosphärischen Variablen zur Verfügung. Die Auswertung derer in Verbindung mit den Resultaten des ersten Sensitivitätsexperimentes "latentes Kühlen" ließ Abschätzungen über den Beitrag der Effekte von Verdunstungskühlung zur Staubmobilisierung zu. Es wurde gezeigt, dass die Luft über großen Teilen der Sahara durch Verdunstung, Schmelzen und Sublimieren von Niederschlag innerhalb einer Stunde um maximal mehr als 3 K abgekühlt wurde. Durch diese Temperaturabnahme erlangte die Luft eine höhere Dichte und floss in Form einer Dichteströmung in die Umgebung aus, was eine Verstärkung der frontalen Winde bewirkte. Dadurch lagen in einem Gebiet, das flächenmäßig in etwa die Größe Bayerns umfasst, über einen Zeittraum von sechs Stunden die Geschwindigkeiten der Windböen im Mittel um 3,1 ms⁻¹ höher als im Sensitivitätsexperiment. Der vertikale Massenfluss feiner Staubpartikel könnte so zeitweise mehr als verdreifacht worden sein.

Weitere interessante Aspekte brachte die Untersuchung der Überströmung des Atlasgebirges im zweiten Sensitivitätsexperiment "Gebirgsüberströmung" zu Tage, wenngleich keine eindeutigen Resultate in Hinblick auf die Staubmobilisierung erzielt wurden.

- Mit der Überströmung des Atlas gingen hydraulische Sprünge einher. Diese waren im Lee des östlichen Tellatlas mit 10-m-Windgeschwindigkeiten von bis zu 17 ms⁻¹ und mehr als 25 ms⁻¹ in etwas größeren Höhen verbunden. Durch diese starken Winde wurde allerdings vermutlich wenig Staub mobilisiert, da der Erdboden in der betroffenen Region durch vorangegangene Niederschläge angefeuchtet war, was die Mobilisierung von Partikeln erschwerte.
- Es konnte gezeigt werden, dass durch die vorherrschende Föhnsituation eine Austrocknung der Atmosphäre auf der Südseite des Atlas erfolgte. Somit wurde das Potential für Verdunstung erhöht und die Auswirkungen der durch latente Prozesse erzeugten Dichteströmung verstärkt.
- Durch die teilweise Blockierung der Strömung im Luv des Atlasgebirges wurde die Geschwindigkeit, mit der sich die Kaltluft in südliche Richtungen ausbreitete, abgebremst. Die Staubmobilisierung war von diesem Prozess allerdings wohl kaum beeinflusst. Die Sahararegion wurde im Sensitivitätsexperiment lediglich etwas früher von der Kaltluft überströmt. Die absoluten Windgeschwindigkeiten, die mit der Front einhergingen, wurden durch die Blockierung kaum beeinflusst.

• Die Entwicklung einer Leezyklone südlich des Hohen Atlas bewirkte wahrscheinlich ebenfalls weder eine Steigerung noch eine Verringerung der Menge mobilsierten Staubes. Lokal wurden die Windgeschwindigkeiten zwar erhöht, überschritten jedoch nicht den Schwellwert zur Staubmobilisierung.

Am Mittag des 03. März 2004 zeigen Satellitenbilder weitere Staubmobilisierung südlich des Saharaatlas. Diese ist auf die Einmischung von Impuls des nächtlichen *Low-Level Jet* in bodennahe Schichten durch das Anwachsen der Grenzschicht am Vormittag zurückzuführen. Damit ist ein großflächiger Anstieg der bodennahen Windgeschwindigkeiten über den Schwellwert zur Staubmobilisierung verbunden.

Das Fazit dieser Arbeit lautet zum einen, dass die von Knippertz und Fink (2006) aufgestellten Thesen bestätigt werden können. Sowohl die deutlichen Auswirkungen der Verdunstungskühlung als auch die Verstärkung dieses Effektes durch den Föhn werden anhand der Modelldaten belegt. Aufgrund dieser Effekte geschieht eine signifikante Erhöhung der 10-m-Windgeschwindigkeiten in großen Gebieten über der Sahara, wodurch wahrscheinlich auch die Menge an emittiertem Staub beträchtlich zunimmt. Zum anderen lassen sich für diverse weitere Prozesse, die in Verbindung mit der Überströmung des Atlasgebirges auftreten, keine solch klaren Angaben in Hinblick auf die Staubmobiliserung machen.

7.2 Ausblick

Um präzisere Aussagen über den Einfluss von Verdunstung und Gebirgsüberströmung auf die Staubmobilisierung in diesem Fall treffen zu können, wird es nötig sein, das Ereignis mit einem numerischen Modell zu simulieren, das in der Lage ist, Staubemission zu berechnen. Führt man mit einem solchen Modell die beschriebenen Sensitivitätsstudien durch, so kann man die Auswirkungen der Prozesse auf die Menge an emittiertem Staub quantifizieren.

Anschließende Untersuchungen dieser Fallstudie können weiteren Aufschluss über die Dynamik des Staubausbruches liefern. Der Einfluss des Mittelmeeres auf die Überströmung des Atlasgebirges ist ein Aspekt, den es zu erforschen gilt. Nachts ist die Meeresoberfläche noch relativ warm und wird von kalter Luft aus Norden überströmt, wobei sensible Wärmeflüsse stattfinden. Die zu beantwortende Frage in diesem Zusammenhang ist, ob durch die sensiblen Wärmeflüsse eine Labilisierung der unteren Troposphäre entsteht und so die Grenzschicht eventuell angehoben wird. Die Höhe der Grenzschicht und die Schichtung des Grundstromes insgesamt haben Einfluss auf den Anteil der Strömung, der vom Gebirge blockiert wird. Je stabiler der Grundstrom geschichtet ist, desto schwieriger ist es für die Luft aufzusteigen und das Gebirge zu überströmen. Inwiefern dieser Prozess die Situation in der vorliegenden Fallstudie beeinflusst, könnte im Rahmen eines Sensitivitätsexperimentes untersucht werden, in dem die Meeresoberflächentemperatur kontrolliert herabgesetzt wird.

Die Anwendung der Methoden dieser Arbeit auf weitere Fallstudien stellt ein lohnenswertes Ziel dar. Spannend werden besonders diejenigen Fälle sein, in denen eine Nordanströmung des Atlas vorliegt und hydraulische Sprünge mit sehr hohen Windgeschwindigkeiten im Lee erzeugt werden. Falls einer solchen Situation keine Niederschläge auf der Südseite des Atlas vorangingen, so ist anzunehmen, dass große Mengen an Staub mobilisieren werden. Beispielsweise im März 2006 ereignete sich ein weiterer sehr großskaliger Staubausbruch, der von Slingo et al. (2006) und Tulet et al. (2008) beschrieben wird. Es wäre interessant zu sehen, wo Gemeinsamkeiten und Unterschiede der beiden Fallstudien liegen.

Tompkins et al. (2005) zeigen, dass eine verbesserte Behandlung des Staubes im operationellen Vorhersagesystem des EZMW eine signifikante Erhöhung der Vorhersagequalität für Westafrika bedeutet. Eine Herausforderung für Wettervorhersagemodelle wird also künftig sein, die Konzentration von Staubaerosol, dessen Transport und den Einfluss auf die Strahlung gut vorhersagen zu können. In Modellen wird die Erzeugung von Starkwinden, die zur Staubmobilisierung nötig sind, daher einen großen Stellenwert haben. Findet man bei der Untersuchung mehrerer großskaliger Staubausbrüche mit den in dieser Arbeit durchgeführten Methoden Gesetzmäßigkeiten, so können diese Erkenntnisse in die Weiterentwicklung von Wettervorhersagemodellen einfließen.

Appendix

Α





5300, 5360, 5420, 5480, 5540, 5600, 5660, 5720, 5780, 5840, 5900, gpm



5300, 5360, 5420, 5480, 5540, 5600, 5660, 5720, 5780, 5840, 5900, gpm



5300, 5360, 5420, 5480, 5540, 5600, 5660, 5720, 5780, 5840, 5900, gpm



5300, 5360, 5420, 5480, 5540, 5600, 5660, 5720, 5780, 5840, 5900, gpm

Abbildung A.1: 500 hPa-Geopotential. Kontrolllauf von COSMO 7,0 (links) und EZMW-Analysen (rechts). Dargestellt sind 00:00 UTC- und 12:00 UTC-Termine vom 01. März 2004 12:00 UTC bis zum 06. März 2004 12:00 UTC.)

COSMO 7,0: sechsstündiger Niederschlag







Abbildung B.1: Sechsstündiger Niederschlag des Kontrolllaufes von COSMO 7,0 für die Zeit vom 01. März 2004 12:00 UTC bis zum 05. März 2004 06:00 UTC.

EUMETSAT RGB-Komposit

EUMETSAT RGB-Komposit 20040302_12





EUMETSAT RGB-Komposit 20040302_14



EUMETSAT RGB-Komposit 20040302_15



EUMETSAT RGB-Komposit 20040302_17



EUMETSAT RGB-Komposit 20040302_19



EUMETSAT RGB-Komposit 20040302_18



EUMETSAT RGB-Komposit 20040302_21



EUMETSAT RGB-Komposit 20040302_20







EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_00



EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_01



EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_02



EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_03





EUMETSAT RGB-Komposit 20040302_22 EUMETSAT RGB-Komposit 20040302_23

EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_05



EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_07



EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_04

EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_06



EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_09



EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_08







EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_13



EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_10

EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_12



EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_15



EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_14





EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_11

EUMETSAT RGB-Komposit 20040303 17



EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_19



EUMETSAT RGB-Komposit 20040303 16

EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_18



EUMETSAT RGB-Komposit 20040303_{20}



Abbildung C.1: EUMETSAT RGB-Komposit, stündlich vom 02. März 2004 12:00 UTC bis zum 03. März 2004 21:00 UTC.
Abbildungsverzeichnis

1.1	EUMETSAT RGB-Komposit, 05.03.2004 12:00 UTC	2
1.2	Vertikaler Massenfluss vs. 10-m-Windgeschwindigkeit	
	(Modellsimulation)	4
1.3	Schematische Darstellung sekundärer Prozesse an Kaltfronten	6
1.4	Dichteströmung in Laborexperiment und Schemazeichnung	7
1.5	Schematische Darstellung der Erzeugung eines Kaltluftbeckens	8
1.6	Einfluss der Corioliskraft auf den Rossbyradius λ_R	11
1.7	Atlasgebirge topographisch und politisch	12
1.8	Fünf Strömungsregime eines Ein-Schicht-Flachwassersystems	14
2.1	Modellgebiete von COSMO 7,0 und COSMO 2,8	18
2.2	Arakawa-C/Lorenz Versetzung der Modellvariablen in einer Gitterbox	19
2.3	Mikrophysikalische Prozesse der Wolken- und Niederschlagsbildung	20
2.4	EUMETSAT RGB-Komposit, 03.03.2004 12:00 UTC	22
3.1	Zusammenstellung diverser Karten zur synoptischen Analyse	28
3.2	Stationsmeldung Adrar, 02.03.2004 15:00 und 18:00 UTC	29
4.1	COSMO 7,0: 10-m-Windfeld und EUMETSAT RGB-Komposit	32
4.2	COSMO 7,0: synthetisches Satellitenbild und MSG Satellitenbild	33
4.3	EZMW: T, GP 500 hPa und Differenzen (EZMW - COSMO 7,0)	35
4.4	COSMO 7,0 und TRMM: 6h-Niederschlag	37
4.5	COSMO 7,0: Simulation verschiedener Variablen und	
	Stationsbeobachtung in Adrar	39
5.1	Schematische Darstellung des Gedankenexperimentes	44
5.2	COSMO 2,8: Vertikalschnitt der Temperaturänderung durch latente	
	Prozesse ΔT_{lP}	46
5.3	COSMO 2,8: Propagationsgeschwindigkeit der Dichteströmung c	48
5.4	COSMO 7,0: GP 850 hPa, 02.03.2004 18:00 UTC	50
5.5	Auswirkungen einer Dichteströmung auf die Hintergrundströmung	50

5.6	COSMO 2,8: 10-m-Windfeld und Position des Kaltluftbeckens	51
5.7	Schematische Darstellung einer Dichteströmung	53
5.8	COSMO 7,0: Hor. Wind divergenz und Bereiche mit $w>0,25~{\rm ms}^{-1}$	54
5.9	COSMO 7,0: Vertikalschnitte von Θ , $\sqrt{u^2 + v^2}$ und w	57
5.10	COSMO 7,0: Differenz des Niederschlages, 02.03.2004 18:00 UTC \ldots	60
5.11	COSMO 2,8: Differenzen von reduziertem Bodendruck und	
	10-m-Windfeld sowie 10-m-Windfeld des Kontrolllaufes	62
5.12	COSMO 7,0: Differenz der horizontalen Winddivergenz	63
6.1	COSMO 7,0: Windfeld 925 hPa	70
6.2	COSMO 7,0: Simulation des 2-m-Taupunktes für Ghardaia und	
	Ouargla	71
6.3	COSMO 7,0: Nord-Süd-Schnitt von Θ , $\sqrt{u^2 + v^2}$ und GSH bei 4°O	72
6.4	COSMO 7,0: Nord-Süd-Schnitt von Θ , $\sqrt{u^2 + v^2}$ und GSH bei 7°O	74
6.5	COSMO 7,0: Windprofile, 03.03.2004 06:00 und 12:00 UTC	76
6.6	Original und Modifikation der Orographie von COSMO 7,0	77
6.7	COSMO 7,0: Differenz des Niederschlages, 02.03.2004 06:00 und	
	18:00 UTC	78
6.8	COSMO 7,0: Simulation des 2-m-Taupunktes in Ouargla von	
	Kontrollauf und Sensitivitätsexperiment	79
6.9	COSMO 7,0: Differenzen des 10-m-Windfeldes und des reduzierten	
	Bodendruckes	81
6.10	COSMO 7,0: Nord-Süd-Schnitte von Sensitivitätsexperiment und	
	Kontrolllauf	83
A.1	COSMO 7,0 und EZMW: 500 hPa-Geopotential	92
B.1	COSMO 7,0: sechsstündiger Niederschlag	95
C.1	EUMETSAT RGB-Komposit	101

Tabellenverzeichnis

2.1	Eigenschaften von COSMO 7,0 und COSMO 2,8	21
2.2	WMO-Stationen in Nordafrika	24
$5.1 \\ 5.2$	Vertikaler Massenfluss vs. 10-m-Windgeschwindigkeit Vertikale Massenflüsse in frontalem Gebiet	65 66
6.1	Stationsmeldungen des 10-m-Windes am Morgen des 02.03.2004 \ldots .	70

Literaturverzeichnis

- Afeti, G. und F. Resch (2000). Physical characteristics of Saharan dust near the Gulf of Guinea. Atmospheric Environment 34(8), 1273–1279.
- Alfaro, S. und L. Gomes (2001). Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distributions in source areas. *Journal* of Geophysical Research-Atmospheres 106 (D16), 18075–18084.
- Andreas, E., K. Claffy und A. Makshtas (2000). Low-level atmospheric jets and inversions over the western Weddell Sea. Boundary-Layer Meteorology 97(3), 459–486.
- Azad, R. (1993). The Atmospheric Boundary Layer for Engineers. Kluwer Academic Publishers.
- Baars, H., A. Ansmann, R. Engelmann und D. Althausen (2008). Continuous monitoring of the boundary-layer top with lidar. *Atmospheric Chemistry and Phy*sics 8(23), 7281–7296.
- Baldauf, M., J. Förstner, S. Klink, T. Reinhardt, C. Schraff, A. Seifert und K. Stephan (2006). Kurze Beschreibung des Lokal-Modells Kürzestfrist LMK und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD. Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Deutschland.
- Bronstein, I., K. Semendjajew, G. Musiol und H. Mühling (2001). Taschenbuch der Mathematik, 5. Auflage. Harri Deutsch.
- Cornelis, W., D. Gabriels und R. Hartmann (2004). A parameterisation for the threshold shear velocity to initiate deflation of dry and wet sediment. *Geomor*phology 59(1-4), 43–51.
- Damrath, U. und U. Pflüger (2007, 07. Mär.). Long-Term Verification of LM/LME. COSMO User Seminar, BTZ Langen, Deutschland, 05.-07. Mär. 2007. Vortrag.

- Doms, G., J. Förstner, E. Heise, H.-J. Herzog, M. Raschendorfer, T. Reinhardt, B. Ritter, R. Schrodin, J.-P. Schulz und G. Vogel (2007). A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM, Part II: Physical Parameterization. LM_F90 3.20, Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Deutschland.
- Doms, G. und U. Schättler (2002). A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM, Part I: Dynamics and Numerics. LM_F90 2.18, Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Deutschland.
- Emrich, P. (2006). Synoptik. Johannes Gutenberg-Universität Mainz. Vorlesungsskript.
- Fecan, F., B. Marticorena und G. Bergametti (1999). Parametrization of the increase of the aeolian erosion threshold wind friction velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas. Annales Geophysicae-Atmospheres Hydrospheres and Space Sciences 17(1), 149–157.
- Garratt, J. (1992). The atmospheric boundary layer. Cambridge University Press.
- Ginoux, P., J. Prospero, O. Torres und M. Chin (2004). Long-term simulation of global dust distribution with the GOCART model: correlation with North Atlantic Oscillation. *Environmental Modelling & Software 19*(2), 113–128.
- Goudie, A. und N. Middleton (2001). Saharan dust storms: nature and consequences. Earth-Science Reviews 56(1-4), 179–204.
- Grini, A., C. Zender und P. Colarco (2002). Saltation Sandblasting behavior during mineral dust aerosol production. *Geophysical Research Letters* 29(18).
- Heintzenberg, J. (2007). Wenn Europa verstaubt ... forschung Das Magazin der Deutschen Forschungsgemeinschaft 2/2007.
- Holton, J. (2004). An Introduction to Dynamical Meteorology (Vierte Ed.). Elsevier Academic Press.
- Huffman, G. und D. Bolvin (2008). TRMM and Other Data Precipitation Data Set Documentation. Laboratory for Atmospheres, NASA Goddard Space Flight Center and Science Systems and Applications, Inc..
- Interface Control Specification Between the TSDIS and TSU (2007). Volume 4: File Specifications for TRMM Products - Level 2 and Level 3. 6.09, National Aeronautics and Space Administration Goddard Space Flight Center.
- Internet: Algeria Topography (Stand: 02.03.2009). http://commons.wikimedia.org/wiki/File:Algeria_Topography.png.

- Internet: AMS Glossary of Meteorology: convergence line (Stand: 25.02.2009). http://amsglossary.allenpress.com/glossary/search?id=convergence-line1.
- Internet: AMS Glossary of Meteorology: horizontal divergence (Stand: 25.02.2009). http://amsglossary.allenpress.com/glossary/search?id=horizontal-divergence1.
- Internet: AMS Glossary of Meteorology: rossby radius of deformation (Stand: 25.02.2009). http://amsglossary.allenpress.com/glossary/search?id=rossby-radius-of-deformation1.
- Internet: COSMO Public area (Stand: 17.02.2009). http://cosmo-model.cscs.ch/.
- Internet: *Dust RGB Product* (Stand: 27.02.2009). http://oiswww.eumetsat.org/SDDI/html/doc/dust_interpretation.pdf.
- Internet: *Europäischer Wetterbericht* (Stand: 25.02.2009). http://www.dwd-shop.de/details/0095d.html.
- Internet: *Meteorologielabor* (Stand: 27.02.2009). http://www.meteo.physik.unimuenchen.de/~robert/meteorologielabor/labor.html.
- Internet: Operational Applications within COSMO (Stand: 24.07.2008). http://cosmo-model.cscs.ch/content/tasks/operational/default.htm.
- Internet: Synop-ww-key: weather (Stand: 25.02.2009). http://www.4robert.de/synop/syn_ww/syn_ww.htm.
- Iversen, J. und B. White (1982). Saltation Threshold on Earth, Mars and Venus. Sedimentology 29(1), 111–119.
- Keil, C., A. Tafferner und T. Reinhardt (2006). Synthetic satellite imagery in the Lokal-Modell. Atmospheric Research 82(1-2, Sp. Iss. SI), 19–25.
- Knippertz, P. (2007, 28. Jun.). Meteorologische Bedingungen f
 ür Staubmobiliserung in der Sahara. Meteorologisches Institut, Ludwig-Maximilians-Universit
 ät M
 ünchen, Deutschland. Vortrag.
- Knippertz, P. und A. H. Fink (2006). Synoptic and dynamic aspects of an extreme springtime Saharan dust outbreak. *Quaterly Journal of the Royal Meteorological Society* 132(617, Part B), 1153–1177.
- Knippertz, P., J. Trentmann und A. Seifert (2009). High-Resolution Simulations of Convective Cold Pools over the Northwestern Sahara. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres, doi: 10.1029/2008JD011271.* im Druck.
- Koch, J. und N. Renno (2005). The Role of Convective Plumes and Vortices on the Global Aerosol Budget. *Geophysical Research Letters* 32(18).

- Kuo, Y., M. Shapiro und E. Donall (1991). The Interaction between Baroclinic and Diabatic Processes in a Numerical Simulation of a Rapidly Intensifying Extratropical Marine Cyclone. *Monthly Weather Review* 119(2), 368–384.
- Kurz, M. (21990). *Synoptische Meteorologie* (Zweite Ed.). Selbstverlag des DWD, Offenbach, Deutschland.
- Liljequist, G. und K. Cehak (1984). *Allgemeine Meteorologie*. Vieweg Verlagsgesellschaft mbH, Braunschweig-Wiesbaden, Deutschland.
- Lin, Y. (2007). Mesoscale Dynamics. Cambridge University Press.
- Mayr, G. und A. Gohm (2006, Mär.). Schnelle Strömungen durch Gebirgseinschnitte. promet - meteorologische fortbildung, Deutscher Wetterdienst 32(1/2), 3–10.
- Persson, A. und F. Grazzini (2007). User Guide to ECMWF forecast products 4.0. Meteorological Bulletin M3.2.
- Prospero, J., P. Ginoux, O. Torres, S. Nicholson und T. Gill (2002). Environmental characterization of global sources of atmospheric soil dust identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) absorbing aerosol product. *Reviews of Geophysics* 40(1).
- Sachs, L. (2004). Angewandte Statistik, 11. Auflage. Springer.
- Schultz, D. und S. Zilitinkevich (2008, 22. Sep.). Why Do Cold Fronts Move Faster than Warm Fronts? 14th Cyclone Workshop, Sainte-Adèle, Quebec, Kanada, 21.-26. Sep. 2008. Vortrag.
- Schultz, J. (2008). Introducing sub-grid scale orographic effects in the COSMO model.
- Schulz, J. und U. Schättler (2005). Kurze Beschreibung des Lokal-Modells LME und seiner Datenbanken auf dem Datenserver des DWD. *Deutscher Wetterdienst*, *Offenbach*, *Deutschland*.
- Schättler, U., G. Doms und C. Schraff (2008). A Description of the Nonhydrostatic Regional Model LM, Part VII: User's Guide. COSMO-Model 4.2, Deutscher Wetterdienst, Offenbach, Deutschland.
- Seinfeld, J. und S. Pandis (1997). Atmospheric Chemistry and Physics. From Air Pollution to Climate Change. Wiley-Interscience.
- Slingo, A., T. P. Ackerman, R. P. Allan, E. I. Kassianov, S. A. McFarlane, G. J. Robinson, J. C. Barnard, M. A. Miller, J. E. Harries, J. E. Russell und S. Dewitte (2006). Observations of the impact of a major Saharan dust storm on the atmospheric radiation balance. *Geophysical Research Letters* 33(24).

- Smith, R. und M. Reeder (1988). On the Movement and Low-Level Structure of Cold Fronts. Monthly Weather Review 116(10), 1927–1944.
- Srivastava, R. (1985). A Simple Model of Evaporatively Driven Downdraft: Application to Microburst Downdraft. Journal of Atmospheric Sciences 42(10), 1004–1023.
- Steinacker, R. (2006, Mär.). Alpiner Föhn Eine neue Strophe zu einem alten Lied. promet - meteorologische fortbildung, Deutscher Wetterdienst 32(1/2), 3–10.
- Stull, R. (1988). An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Tompkins, A., C. Cardinali, J. Morcrette und M. Rodwell (2005). Influence of aerosol climatology on forecasts of the African Easterly Jet. *Geophysical Research Letters* 32(10).
- TRMM Data Users Handbook (2001). NASDA National Space Development Agency of Japan, Earth Observation Center.
- Tulet, P., M. Mallet, V. Pont, J. Pelon und A. Boone (2008). The 7-13 March 2006 dust storm over West Africa: Generation, transport, and vertical stratification. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres 113*.
- Vogelzang, D. und A. Holtslag (1996). Evaluation and model impacts of alternative boundary-layer height formulations. *Boundary Layer Meteorology* 81, 245–269.
- Washington, R., M. Todd, N. Middleton und A. Goudie (2003). Dust-storm source areas determined by the total ozone monitoring spectrometer and surface observations. Annals of the Association of American Geographers 93(2), 297–313.
- Weisman, M. und R. Rotunno (2004). "A Theory for Strong Long-Lived Squall Lines" Revisited. Journal of the Atmospheric Sciences 61(4), 361–382.
- Wernli, H. (2007). Atmosphärische Strömungen III Numerische Methoden, Datenassimilation und Vorhersagbarkeit. Johannes Gutenberg-Universität Mainz. Vorlesungsskript.
- White, B. (1979). Soil Transport by Winds on Mars. Journal of Geophysical Research 84 (NB9), 4643–4651.
- Wilks, D. (2006). *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences* (Zweite Ed.). Elsevier Academic Press.
- Zhang, Q., C. Zhao, X. Tie, Q. Wei, M. Huang, G. Li, Z. Ying und C. Li (2006). Characterizations of aerosols over the Beijing region: A case study of aircraft measurements. *Atmospheric Environment* 40(24), 4513–4527.

Danksagung

Ich möchte einigen Personen danken, ohne die mir das Beendigen meines Studiums mit dem Fertigstellen dieser Arbeit nicht gelungen wäre.

Ein großes Dankeschön geht an meine Familie und meine Freundin Saskia. Sie haben mir stets die Hilfe und Unterstützung gegeben, die notwendig sind, um das Studium der Meteorologie erfolgreich durchzuführen.

Dr. habil. Peter Knippertz danke ich für die Aufnahme in seine Arbeitsgruppe. Schon seit dem Frühjahr 2006 gab er mir die Möglichkeit im Rahmen eines HiWi-Jobs aktiv an der meteorologischen Forschung teilzunehmen. Während meiner Diplomarbeit wurde ich bestens betreut. Bei Fragen und Problemen fand ich bei ihm immer ein offenes Ohr und die erhoffte Hilfestellung. Vielen Dank, Peter!

Ich danke allen, die an diesem Institut zu der angenehmen Atmosphäre beitragen, die es ermöglicht jeden Morgen mit Freude an die Arbeit zu gehen. Dazu gehören, unter vielen anderen, die Mitglieder der Arbeitsgruppe von Prof. Heini Wernli, denen mein Dank auch für zahlreiche Ratschläge und Anregungen während der Gruppensitzungen gilt. Insbesondere bedanke ich mich bei Florian Meier. Er stand mir bei allen Fragen bezüglich der Installation und der Modifikation des COSMO Modells sowie bei den vielen weiteren Problemen in diesem Zusammenhang stets hilfreich zur Seite und kümmerte sich sofort um meine Sorgen. Auch einige Mitarbeiter des DWD konnten mir bei so manchen Schwierigkeiten mit dem Modell weiterhelfen. Danke!

Ich habe mich sehr gefreut, dass ich meinen Arbeitsplatz im Büro von Jana Čampa und Matthias Zimmer einrichten durfte. Obwohl das Zimmer nur für zwei Personen ausgelegt ist, haben wir uns hier auch zu dritt immer sehr gut verstanden und konnten uns gelegentlich auch einmal von der Arbeit ablenken, falls dies nötig war.

Schließlich bedanke ich mich bei Christian Buchner für das Korrekturlesen dieser Arbeit, wodurch er allen, die meine Arbeit lesen, einen großen Dienst erwiesen hat. Herzlichen Dank euch allen!

Erklärung zur Diplomarbeit

Hiermit versichere ich, die vorliegende Diplomarbeit ohne Hilfe Dritter nur mit den angegebenen Quellen und Hilfsmitteln angefertigt zu haben. Alle Stellen, die aus den Quellen entnommen wurden, sind als solche kenntlich gemacht worden. Diese Arbeit hat in gleicher Form noch keiner Prüfungsbehörde vorgelegen.

Mainz, den 09. März 2009

prepor flaso

Gregor Gläser