



DIPLOMARBEIT

Der Transport von Mineralstaub und die
Wechselwirkung zwischen Strahlung und
Dynamik - eine Modellstudie ueber Westafrika
im Juni 2006

Vorgelegt von: Manuel Schmidberger

Fach: Meteorologie

Referent: Prof. Dr. Sarah Jones

Korreferent: Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Abgabedatum: 22. März 2010

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	1
2	Grundlagen	5
2.1	Der westafrikanische Monsun	5
2.1.1	Die “Inter Tropical Discontinuity” (ITD)	7
2.1.2	Der “African Easterly Jet”	7
2.1.3	Die “Saharan Air Layer” (SAL)	9
2.1.4	Das “Mesoscale Convective System” MCS	10
2.2	Staubstürme in Westafrika	13
2.2.1	Die Quellgebiete	14
2.2.2	Transport	17
2.2.3	Deposition	18
2.2.4	Der Einfluss auf die Strahlung - der direkte, der semi-direkte und der indirekte Aerosoleffekt	20
2.2.4.1	Ergebnisse einer 1-dimensionalen Sensitivitätsstudie	22
2.2.5	Der Einfluss auf die Umwelt	23
3	Die Beschreibung des Modellsystems COSMO-ART	25
3.1	Das Vorhersagemodell COSMO	25
3.1.1	Die Grundgleichungen	26
3.1.2	Die Strahlung im COSMO Modell	29
3.1.3	Die Aerosole in COSMO	30
3.2	Das Zusatzmodul “ART”	31
3.2.1	Emission von Mineralstaub	31
3.2.2	Der Transport von Partikeln in COSMO-ART	33

4	Die Entstehung und der Verlauf der Staubepisode	35
4.1	Die zeitliche Entwicklung der Staubepisode vom 9.-13. Juni 2006	40
4.2	Die räumliche und zeitliche Ausbreitung des Staubes in COSMO-ART . . .	44
4.2.1	Die zeitliche Entwicklung	44
4.2.2	Die vertikale Staubverteilung	49
4.3	Die synoptische Situation aus den ECMWF Analysedaten	52
4.4	Vergleich der ECMWF Analyse mit COSMO-ART	61
5	Der Einfluss der Strahlungswechselwirkung auf die Dynamik - Bildung eines MCS	65
5.1	Strahlung	66
5.2	Temperatur	73
5.2.1	Wechselwirkung zwischen Strahlung und Dynamik	78
5.3	Die Weiterentwicklung des MCS und der Einfluss des cold pools auf die ITD	84
5.4	Die Emission von Mineralstaub	93
6	Zusammenfassung und Ausblick	99
	Literaturverzeichnis	103

Kapitel 1

Einleitung

Die Emission von Mineralstaub in die Atmosphäre wird seit einiger Zeit mit großem wissenschaftlichen Interesse verfolgt. Nur sehr wenige numerische Modelle sind in der Lage, die Emission, den Transport und die Deposition von Mineralstaubpartikeln akzeptabel wiederzugeben. Neben Meersalz ist Mineralstaub massenmäßig das bedeutendste Aerosol in der Atmosphäre (Seinfeld und Pandis, 1998).

Nach der Emission haben die Partikel eine mittlere Verweildauer von etwa 3-7 Tagen in der Atmosphäre (Zender et. al, 2004). In dieser relativ langen Zeit können sie über weite Strecken transportiert werden. Dabei werden sie bis über den Atlantik nach Süd- und Nordamerika, aber auch nach Süd-, Mittel- und bis nach Nordeuropa transportiert. Auch in Deutschland kommt es nicht selten zur Deposition von Staub, häufig sogar Mengen, die beispielsweise auf Autos gut sichtbar sind.

Während des Transports ändern sich mit zunehmender Entfernung vom Quellgebiet die optischen Eigenschaften der Staubschicht. Von großem Interesse ist der Einfluss der Mineralstaubpartikel auf die dynamischen und thermodynamischen Prozesse der Atmosphäre. Dabei spielen der direkte, der semi-direkte und der indirekte Aerosoleffekt eine entscheidende Rolle. Diese Effekte nehmen durch Modifikation der Strahlungsflüsse, der Feuchte und der Wolkenbedeckung Einfluss auf die Strahlungsbilanz am Erdboden und rufen Temperaturunterschiede hervor. Inhomogenitäten der Temperatur können thermische Zirkulationen hervorrufen. In einem so komplexen großräumigen Zirkulationsmuster, wie es über dem nordafrikanischen Kontinent zu finden ist, können diese mineralstaubinduzier-

ten Wechselwirkungen eine große Rolle in der weiteren Entwicklung der physikalischen Prozesse stromab spielen.

Einige Arbeiten beschäftigen sich mit der Frage, wie sich die Bildung von sogenannten mesoskaligen konvektiven Systemen (MCS) auf die Emission von Mineralstaub auswirkt. Als besondere Begleiterscheinung eines MCS ist der Kältepol (“cold pool”) zu nennen, welcher sich durch stark absinkende Luftmassen unter dem MCS ausbildet. Seine Ränder sind gekennzeichnet von Gebieten mit starker Konvergenz und in Folge dessen durch Hebung. Die Entwicklung eines solchen MCS kann die Emission von Mineralstaub in die Atmosphäre und dessen Transport beeinflussen.

Der vom afrikanischen Kontinent aus stromab transportierte Mineralstaub kann zum Beispiel die Struktur der SAL über dem Atlantik beeinflussen. Eine Vielzahl von wissenschaftlichen Arbeiten beschäftigt sich mit der Entstehung von Tropischen Wirbelstürmen vor der Westküste Afrikas. Dabei wird vermutet, dass die “Saharan Air Layer” (SAL) eine Rolle in der Entwicklung und der Intensivierung von Hurrikanen spielen kann. Aber nicht nur die staubige und trockene Saharaluftschicht kann die Entstehung von Hurrikanen beeinflussen, auch eine Änderung der vertikalen Windscherung, welche an der Grenze zur SAL aufgrund des großen Temperaturgradienten sehr stark ausgeprägt ist, kann eine entscheidende Rolle in der Bildung von Hurrikanen spielen.

In dieser Arbeit wird ein Staubereignis, welches sich am 9. Juni 2006 in der Bodélé Depression im Tschad ereignet hat, untersucht. Dieser Staubausbruch wird mit dem Modellsystem COSMO-ART simuliert. Das Ziel dieser Arbeit ist es, einen Beitrag zum besseren Verständnis des Einflusses der aerosolinduzierten Wechselwirkung zwischen Strahlung und Dynamik auf die Emission und den Transport von Mineralstaubpartikeln zu leisten. Des Weiteren soll die horizontale und vertikale Ausbreitung des Staubes nach seiner Emission quantifiziert werden. Dabei werden zwei unterschiedliche Modellsimulationen des Modellsystems COSMO-ART zur Auswertung herangezogen. Nach einer kurzen Beschreibung der für Nordafrika relevanten Wettersysteme in Kapitel 2 folgt eine genauere Erläuterung des vom Deutschen Wetterdienst (DWD) operationell eingesetzten Wettermodells COSMO und der Modifikation ART in Kapitel 3. In Kapitel 4 wird ein Überblick über die synoptische Situation während des relevanten Zeitraumes sowie eine Beschreibung der Staubepisode gegeben. Mineralstaub in der Atmosphäre lässt sich mittels Satellitenbilder gut nachweisen, sodass hier ein erster Modellvergleich mit der Realität folgt. In Kapi-

tel 5 werden die deutlichen Unterschiede beider Simulationen diskutiert werden. Dabei spielt vor allem die Änderung der Strahlung, der Temperatur und daraus resultierend die Änderung der Dynamik eine wichtige Rolle.

Kapitel 2

Grundlagen

2.1 Der westafrikanische Monsun

Der westafrikanische Monsun ist nach dem australisch-asiatischen Monsunkomplex das zweitgrößte Monsunsystem der Erde. Sein Einflussbereich reicht von Kap Verde im Westen bis zum Fuß des äthiopischen Hochlandes im Osten. Im Süden macht sich das Einflussgebiet bis zum Golf von Guinea bemerkbar. Im Norden wird die Monsunregion durch die Sahara bei etwa 20° N begrenzt. Einen wesentlichen Einfluss auf die Niederschlagssummen hat Orographie. Abbildung 2.1 zeigt den mittleren Jahresniederschlag in dem Zeitraum von 1951-1989 über Westafrika basierend auf den Daten von 890 Niederschlagsmessern. Besonders hohe Niederschlagsraten treten im Luv der beiden Gebirgssysteme (Oberguineagebirge im Westen und das Kamerungebirge am östlichen Rand) sowie in den Küstenregionen mit den stärksten auflandigen Monsunwinden auf.

Seine Entstehung verdankt der Monsun in Westafrika der unterschiedlichen Erwärmung der Land- und Ozeanoberflächen. Die Landoberflächen reagieren deutlich sensibler auf die eintreffende solare Strahlung und heizen sich schneller auf. Die Temperatur der Ozeanoberfläche reagiert aufgrund ihrer wesentlich höheren Wärmekapazität viel langsamer auf die Temperaturschwankungen der Umgebung. Während des Nordsummers wandert die Zone der maximalen Einstrahlung über den Äquator nordwärts bis zum nördlichen Wendekreis. Diesem Maximum wandert zeitversetzt die Innertropische Konvergenzzone (engl. "InterTropical Convergence Zone", ITCZ) hinterher. Die ITCZ erreicht dabei die

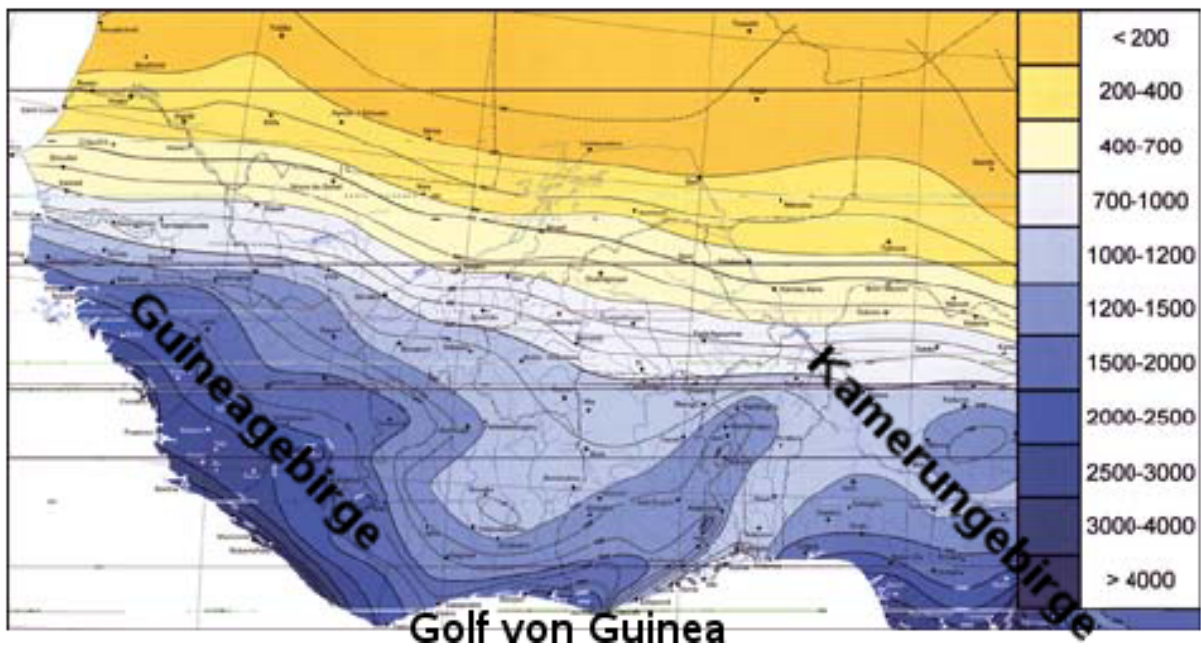


Abbildung 2.1: Mittlerer Jahresniederschlag in [mm] von 1951-1989 (Abb. 2-3 aus Fink, 2006)

nördlichste Position etwa im August bei 11° N. Innerhalb der ITCZ steigt feuchtheiße Luft auf und kühlt sich dabei ab. In den unteren Schichten entsteht dadurch ein äquatorialer Trog. Erreicht die aufsteigende Luft die Tropopause, strömt sie zu den Seiten polwärts weg, wobei ein Teil in den Subtropen wieder absinkt. Dies führt zur Ausbildung der subtropischen Antizyklonen, von welchen aus die Luft in den mittleren und unteren Schichten äquatorwärts zurück in den äquatorialen Trog strömt. Die Corioliskraft gibt dieser meridionalen Strömung eine zonale Komponente und lenkt diese auf der Nordhalbkugel in Stromrichtung nach rechts ab zu den sog. Passatwinden. In Nordafrika nennt man die Nordost-Passate auch “Harmattan-Winde”. Wandert die ITCZ im Nordsommer nach Norden, überströmen die Südost-Passate der Südhalbkugel den Äquator und werden zu Südwest-Passaten abgelenkt. Bei dieser Lage der ITCZ strömt die kühle und feuchte Ozeanluft vom Golf von Guinea bis weit ins afrikanische Festland hinein. Man nennt diese Strömung Monsunströmung. An der ITCZ, wo der trockenheiße Harmattan-Wind auf die feuchtkühle Monsunströmung trifft, entsteht durch die konvergierenden Luftmassen hochreichende Feuchtkonvektion.

2.1.1 Die “Inter Tropical Discontinuity” (ITD)

Unter der “Inter Tropical Discontinuity” (ITD) versteht man eine Zone, in der die feuchte Monsunströmung aus südlichen Richtungen und die trockene Harmattanströmung aus nördlichen Richtungen aufeinander treffen (Abbildung 2.2). Sie kennzeichnet die nördlichste Lage der Monsunluftmasse. Die ITD ist in ihrer vertikalen Ausdehnung nur gering ausgeprägt und erreicht an ihrer nördlichsten Position nur eine Mächtigkeit von teilweise weniger als 1000 *m*. Nach Süden hin nimmt die vertikale Ausdehnung zu. Weitere Charakteristika zur Detektion der ITD sind geringe Windgeschwindigkeiten am Boden sowie eine Taupunktstemperaturdifferenz $T - T_d = 17 \text{ K}$. Ihre nördlichste Lage erreicht die ITD im Juli/August bei etwa 20° N. Im Februar befindet sich die ITD hingegen nur bei etwa 5° N an der Küste von Guinea. Dieser jahreszeitlichen Variation überlagert, weist die ITD, verbunden mit der Ausbildung des Saharahitzetiefs (“saharain heat low”, SHL), einen Tagesgang in ihrer meridionalen Ausbreitung auf. Somit liegt die ITD in der Nacht um etwa 1°-2° weiter nördlich als tagsüber.

2.1.2 Der “African Easterly Jet”

Der “African Easterly Jet” (AEJ) ist ein Oststrahlstrom in der mittleren Troposphäre, welcher sich während des Sommers auf der Nordhalbkugel ausbildet. Das Maximum der Windgeschwindigkeit beträgt rund 12 $m \text{ s}^{-1}$; es befindet sich bei 15° N und in einem Niveau von 600 hPa (Peters, 1988). Zeit- und gebietsweise können auch Windgeschwindigkeiten bis 20 $m \text{ s}^{-1}$ erreicht werden. Seine Entstehung lässt sich durch den meridionalen Temperaturgradienten zwischen der kühlen und feuchten Monsunströmung im Süden und der trockenen und heißen Saharaluft im Norden erklären. Im Bereich der ITD entsteht dadurch ein starker meridionaler Temperaturgradient welcher bis in eine Höhe von etwa 3 *km* stark ausgeprägt ist (Tetzlaff et al., 1985), darüber jedoch verschwindet.

Abbildung 2.3 (a) zeigt die mittlere Verteilung der zonalen Winde in einem Querschnitt zwischen 10° S und 50° N. Nördlich des Äquators weht bodennah eine westliche Strömung, bei der es sich um die abgelenkte Monsunströmung handelt. Darüber finden wir bei etwa 15° N in einer Höhe von 600 hPa den AEJ mit seinem ausgeprägten Maximum. Weiter nördlich schließt sich die Westwindzone der mittleren Breiten an. Abbildung 2.3

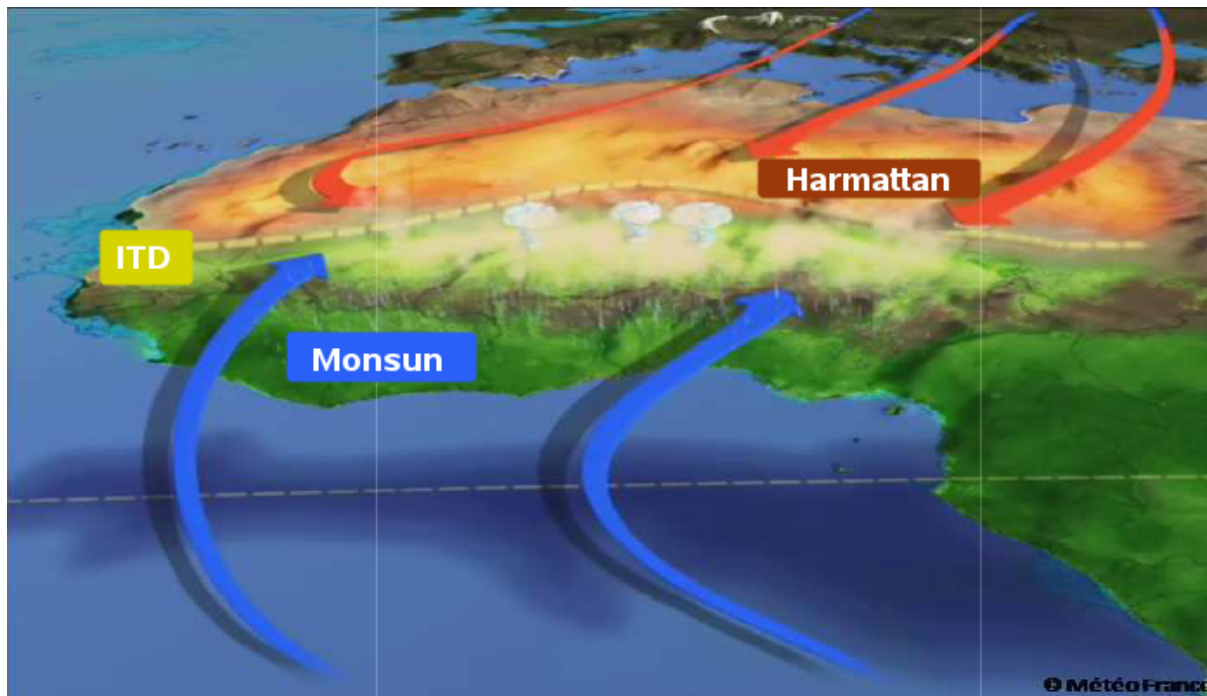


Abbildung 2.2: Schematische Darstellung der ITD (Abb. 1-5 aus Diana Bou Karam, 2008; Quelle: Meteofrance).

(b) zeigt über dem selben Gebiet den meridionalen Temperaturgradienten, der bis etwa 650 hPa stark ausgeprägt ist, darüber aber fast komplett verschwindet. In Abbildung 2.3 (c) ist zusätzlich ein Vertikalprofil der mittleren spezifischen Feuchte dargestellt in dem zu sehen ist, dass feuchte Luft etwa bis 17° N transportiert wird. Daran schließt sich die extrem trockene Saharaluft an, bis sich ab etwa 30° N wieder der maritime Einfluss von Atlantik und Mittelmeer bemerkbar macht.

Die Entstehung des AEJ ist aber laut Thorncroft und Blackburn (1999) nicht nur durch die Baroklinität zu erklären. Vielmehr fanden sie heraus, dass zwei diabatisch angetriebene Meridionalzirkulationen für die Entstehung und die Erhaltung des AEJ verantwortlich sind; zum einen die turbulenten Flüsse in Verbindung mit der trockenen Konvektion im Bereich des Sahara Hitzetiefs, zum anderen die hochreichende Feuchtkonvektion der ITCZ auf der Südseite des AEJ. Betrachtet man Abbildung 2.3 (d), erkennt man eine positive PV Anomalie in der mittleren Troposphäre bei etwa 11° N im Bereich der ITCZ. Weiter nördlich befindet sich eine sehr geringe PV Anomalie nahe Null. Dazwischen liegt ein starker negativer PV Gradient vor. Dieser starke PV Gradient befindet sich gerade dort, wo der AEJ sein Maximum besitzt. Diese Prozesse, welche zur Entstehung des AEJ führen,

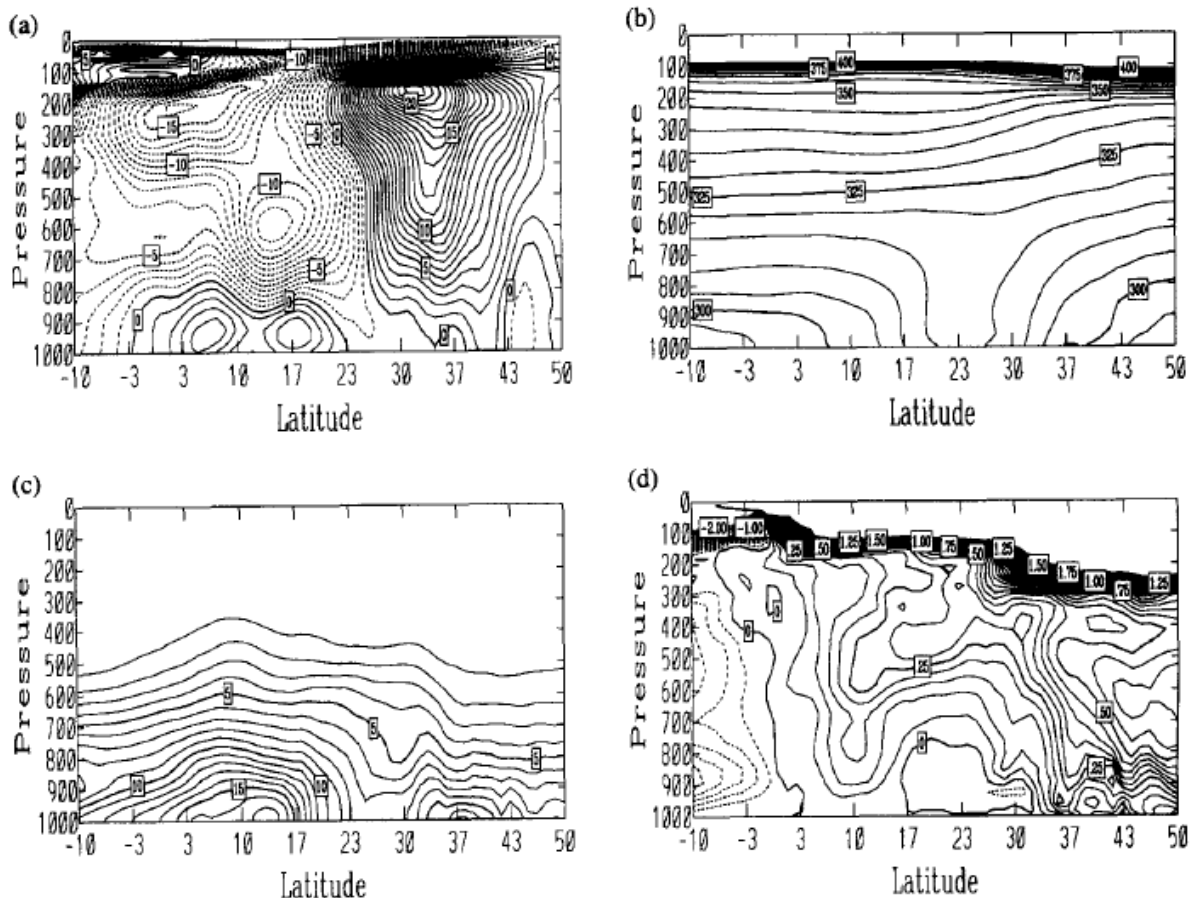


Abbildung 2.3: Vertikalschnitte zwischen 10° S und 50° N, gemittelt zwischen 10° W und 10° E, basierend auf ECMWF-Analysen um 12 UTC vom 16. bis 31. August 1995. (a) Zonalwind, wobei Ostwinde gestrichelt dargestellt sind, Westwinde ausgezogen, (b) potentielle Temperatur in K, (c) spezifische Feuchte in $g\ kg^{-1}$ und (d) potentielle Vorticity nach Ertel in PV Einheiten (Aus Thorncroft und Blackburn (1999)).

wurden durch Parker et al. (2005) bestätigt und durch Flugzeugdaten belegt.

2.1.3 Die “Saharan Air Layer” (SAL)

Der Begriff “Saharan Air Layer” (SAL) beschreibt eine trockene, gut durchmischte, warme und staubhaltige Luftschicht, die sich vom späten Frühling bis in den frühen Herbst hinein über der Sahara ausbildet. Die ab dem späten Frühjahr zunehmende solare Einstrahlung hat die Ausbildung eines Hitzetiefs über der Sahara zur Folge und bodennah bildet sich eine Konvergenzzone aus. Der dadurch aufgewirbelte Staub gelangt in höhere Luftschichten

bis etwa 500 hPa (Karyampudi et al., 1999). Des Weiteren führt die starke Erwärmung der Oberfläche zur Trockenkonvektion in einer Schicht vom Boden bis etwa 500 hPa. All diese Prozesse lassen die SAL zur einer gut durchmischte Luftschicht mit einer durchschnittlichen potentiellen Temperatur zwischen 315 K und 319 K werden. Durch den aus Südwesten heranströmenden Monsun und dem aus Norden kommenden Harmattan gleitet die SAL an ihrem südlichen Rand entlang der ITD auf die feuchte und kühle Monsunströmung auf und wird in höhere Luftschichten transportiert. Von dort gelangt sie mit dem AEJ auf den Atlantik und erreicht nicht selten die Karibischen Inseln, sowie Teile Nord- und Südamerikas (Carlson und Prospero, 1972; Dunion und Velden, 2004). Die charakteristische Untergrenze der SAL liegt typischerweise zwischen 800 hPa und 900 hPa und steigt über dem Atlantik an. Abbildung 2.4 zeigt eine schematische Darstellung zur Ausbildung der SAL aus der Arbeit von Karyampudi, 1999.

Abbildung 2.5 zeigt ein Tephigramm, welches während eines Flugzeugaufstieges am 25. August 2000 bei der Messkampagne “JET2000” aufgenommen wurde. Die durchgezogene Linie stellt die Temperatur dar und die gestrichelte Linie gibt den Taupunkt wieder. Typisch für die SAL ist eine Inversion an ihrem unteren und oberen Rand. An ihrer Untergrenze ist die SAL in etwa 900 hPa um etwa 8° C wärmer als die darunterliegende, kühlere und feuchtere Luftschicht. Charakteristisch für die SAL ist eine Temperaturzunahme von 5° C bis 10° C an ihrer Untergrenze. Die hohen Temperaturen innerhalb der SAL lassen auf die Herkunft der Luftmassen schließen, nämlich die Sahara. Durch Absorption kurzwelliger Strahlung und gleichzeitiger Emission langwelliger Strahlung durch den enthaltenen Mineralstaub bleibt die hohe Temperatur erhalten. Da die Erwärmung tagsüber durch solare Einstrahlung die Abkühlung durch langwellige Ausstrahlung übersteigt, erwärmt sich die SAL und die Temperaturinversion an der Untergrenze wird verstärkt.

2.1.4 Das “Mesoscale Convective System” MCS

Beobachtungen in den Tropen haben gezeigt, dass sich Konvektion als isoliertes Gewitter, oder auch als organisierte Systeme wie Gewitterlinien (“squall lines”) oder Mesoskalige Konvektive Systeme (“mesoscale convective systems” - MCS) ausbilden können (Tompkins, 2001). MCSs haben in der Regel eine Ausdehnung von etwa 100 km x 100 km. Über

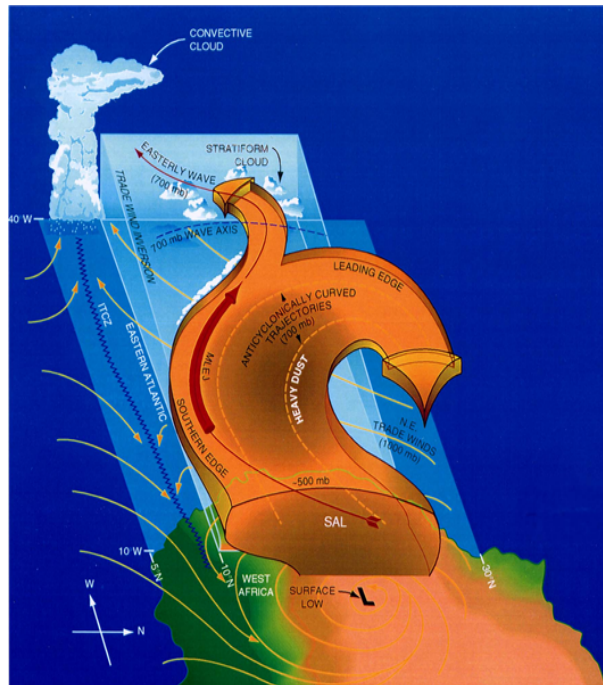


Abbildung 2.4: Schematische Darstellung der SAL aus der Arbeit von Karyampudi, 1999

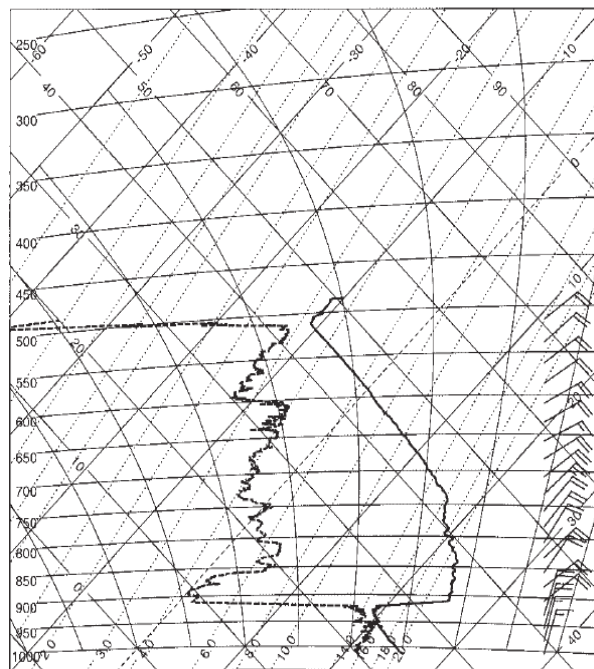


Abbildung 2.5: Tephigram während eines Flugzeugaufstieges am 25. August 2000 bei der Flugzeugmesskampagne "JET2000" in Afrika. Die ausgezogene Linie beschreibt die Temperatur, die gestrichelte Linie die Taupunktstemperatur (Aus Thorncroft, 2003).

Westafrika organisieren sich MCSs häufig zu weiteren mesoskaligen Systemen wie beispielweise den sog. “mesoscale convective complexes” MCCs (engl. Mesoskalige Konvektive Komplexe). MCCs lassen sich, basierend auf dem Wolkenschirm der auf Satellitenbildern zu sehen ist, über ihre Größe, ihre Lebensdauer und ihre Exzentrizität definieren (Maddox, 1980). Im zentralen Sahel tragen die MCSs zu 80% – 90% der Niederschläge bei (Gantner, 2009). MCSs bestehen aus einem konvektiven und einem stratiformen Bereich. Im Bereich der hochreichenden Konvektion kommt es zu starken Niederschlägen, während im stratiformen Bereich zwar länger anhaltender, aber weniger intensiver Niederschlag fällt. Durch eine geringere vertikale Ausdehnung ist hier eine geringere Tropfengröße zu beobachten. Im konvektiven Bereich des Systems kommt es zu starken Aufwinden. Hier werden feuchte Luftmassen aus der bodennahen Grenzschicht in die mittlere und obere Troposphäre transportiert, wo es zur Kondensation kommt. Beim Ausfallen des gebildeten Niederschlages aus dem stratiformen Bereich des MCS kommt es zur Verdunstung in der relativ trockenen, mittleren Troposphäre. Dies führt zur Abkühlung und zur Ausbildung starker Abwinde (“downdrafts”). Diese verhältnismäßig kalten Abwinde sinken zu Boden und divergieren dort radial. Bodennah bildet sich ein sogenannter Kältepol (“cold pool”) aus. Im vorderen Teil des Systems bildet sich eine Böenfront (“gustfront”) aus, welche zur Erhaltung des Systems beiträgt (Hastenrath, 1985).

Die Entstehung von Feuchtkonvektion benötigt eine Instabilität und ein Auslösemechanismus, wie beispielweise die Vertikalbewegung. Ob sich hochreichende Konvektion letztendlich ausbilden kann, hängt unter anderem von der atmosphärischen Schichtung oberhalb des Kondensationsniveaus ab. Aber nicht nur die Bedingungen in der mittleren und oberen Troposphäre sind von großer Bedeutung. Vielmehr spielt der Einfluss der Erdoberflächeneigenschaften sowie die konvektive Grenzschicht eine bedeutende Rolle in der Auslösung von Konvektion. Die räumliche Verteilung und die zeitliche Entwicklung des Wasserdampfgehaltes in der konvektiven Grenzschicht ist für die Entwicklung von Konvektion von großer Bedeutung. Wasserdampf kann zum einen advektiv einem bestimmten Gebiet zugeführt werden, oder er kann der Atmosphäre lokal durch Evapotranspiration vom Boden und der Vegetation zugeführt werden. Ein horizontaler Gradient der Bodenfeuchte kann beispielsweise zu einer mesoskaligen Sekundärzirkulation (ähnlich einer Land-See Zirkulation) führen. Weitere wichtige Faktoren für die Auslösung von MCSs sind die tageszeitlich bedingte Aufheizung der Erdoberfläche, topographische Erhebungen und großräumige He-

bung (z.B. im Zusammenhang mit AEWs). Die “convective available potential energy” CAPE (engl. Labilisierungsenergie) stellt eine wichtige Größe zur Konvektionsbestimmung dar. Sie repräsentiert die Menge an positiver Auftriebsenergie zwischen dem Niveau der freien Konvektion und dem Gleichgewichtsniveau. Im Zusammenhang mit der CAPE ist die “convective inhibition” CIN (engl. Konvektionshemmung) zu nennen. Diese beschreibt die Arbeit, die von der Umgebung verrichtet werden muss, um ein Luftpaket bis zum Niveau der freien Konvektion anzuheben.

Weitere Faktoren, wie beispielsweise die vertikale Windscherung und das Einmischen trockenerer Luft auf die sich entwickelnde Konvektion werden bereits gut verstanden. Welchen Einfluss der sich ausbildende cold pool z.B. auf die CIN ausübt, ist weitaus weniger bekannt. Der cold pool ist eines der markantesten Begleiterscheinungen eines MCS. Er entwickelt sich direkt unter oder etwas hinter dem Bereich der stärksten Konvektion und beeinflusst die Zugbahn der Gewitterzelle in großem Maße. Innerhalb der Zelle markiert er den Bereich, in dem die Luftpakete negativen Auftrieb erfahren und zu Boden sinken. Viele Studien haben sich mit den Charakteristika von Böenfronten beschäftigt. Es wurde herausgefunden, dass die Geschwindigkeit der absinkenden Luftmassen innerhalb des konvektiven Systemes stark vom Dichteunterschied der Abwinde und der sie umgebenden Luft abhängt. Somit lässt sich dem Abwindbereich und dem damit verbundenen Ausströmen aus dem cold pool die Charakteristik einer Dichteströmung zuschreiben (Corfidi, 2003).

2.2 Staubstürme in Westafrika

Mineralstaub gelangt in den Wüstengebieten der Erde während starker Stürme in die Atmosphäre und wirkt sich auf die solare Einstrahlung am Boden aus. Dadurch entsteht auch ein Einfluss auf die Dynamik und Thermodynamik der Atmosphäre. Auf der ganzen Welt gelangen häufig durch klein- und großskalige Prozesse Mineralstaubpartikel in die Atmosphäre. Die wohl weltweit bedeutendsten Quellgebiete für Mineralstaub liegen in Nordafrika.

2.2.1 Die Quellgebiete

Quellgebiete für Mineralstaub auf der Erde lassen sich durch mehrere Verfahren ausmachen. Beispielsweise kann aus Messungen der infraroten Strahlung mittels Satelliten der **“Infra-Red Difference Dust Index”** (IDDI) abgeleitet werden (Brooks und Legrand, 2000). Dazu wird die Differenz zwischen der gemessenen infraroten Strahlungstemperatur der Atmosphäre und der Strahlungstemperatur, die sich bei einer aerosolfreien Atmosphäre einstellen würde, gebildet. Mit Hilfe dieses Verfahrens wurden das zwischen Tibesti und Lake Chad gelegene Tiefland, die sog. **“Bodélé Depression”**, sowie Teile von Mauretanien, Mali und Südalgerien als wichtige Quellregionen identifiziert (Goudie und Middleton, 2001).

Eine weitere Möglichkeit, Quellgebiete zu detektieren bietet das **“Total Ozone Mapping Spectrometer“** (TOMS). Dieses befand sich auf dem Nimbus 7-Satelliten und machte Messungen zwischen November 1978 und Mai 1993 (Herman et al., 1997). Das Instrument detektiert absorbierendes Aerosol durch die Differenz der spektralen Strahldichten im 340 nm und im 380 nm UV Kanal. Aus diesen Messungen wird der **“Aerosol Index“** (AI) abgeleitet. Der TOMS AI stellt somit eine integrale Größe des atmosphärischen Staubgehaltes in der Luftsäule dar und ist linear proportional zur aerosol-optischen Dicke (**“aerosol optical thickness“**, AOT) (Herrmann et al., 1999). Der Vorteil dieser Methode liegt darin, dass Informationen über die Verteilung von Staubpartikeln sowohl über Land als auch über Wasser gesammelt werden können. Noch unklar ist hingegen, ob mit dieser Methode eine verlässliche Aussage über die gesamte Luftsäule getroffen werden kann. Nach Herman et al. (1997) kann durch diese Methode kein UV-absorbierendes Aerosol nahe der Erdoberfläche (unterhalb von etwa 1,5 km) detektiert werden. Torres et al. (2002) vertreten hingegen die Meinung, dass Aerosolpartikel wie zum Beispiel Mineralstaubpartikel, bei denen die optischen Eigenschaften stark von der Wellenlänge abhängen, auch nahe der Oberfläche detektiert werden können. Die bedeutendsten Quellregion in Nordafrika, welche mittels des TOMS AI bestimmt wurden stimmen mit denen die mittels des IDDI bestimmt wurden überein. Aus oben genannten Gründen kann es jedoch zu einem potentiellen Fehler in jenen Regionen kommen, in denen bodennah relevanter Staubtransport stattfindet.

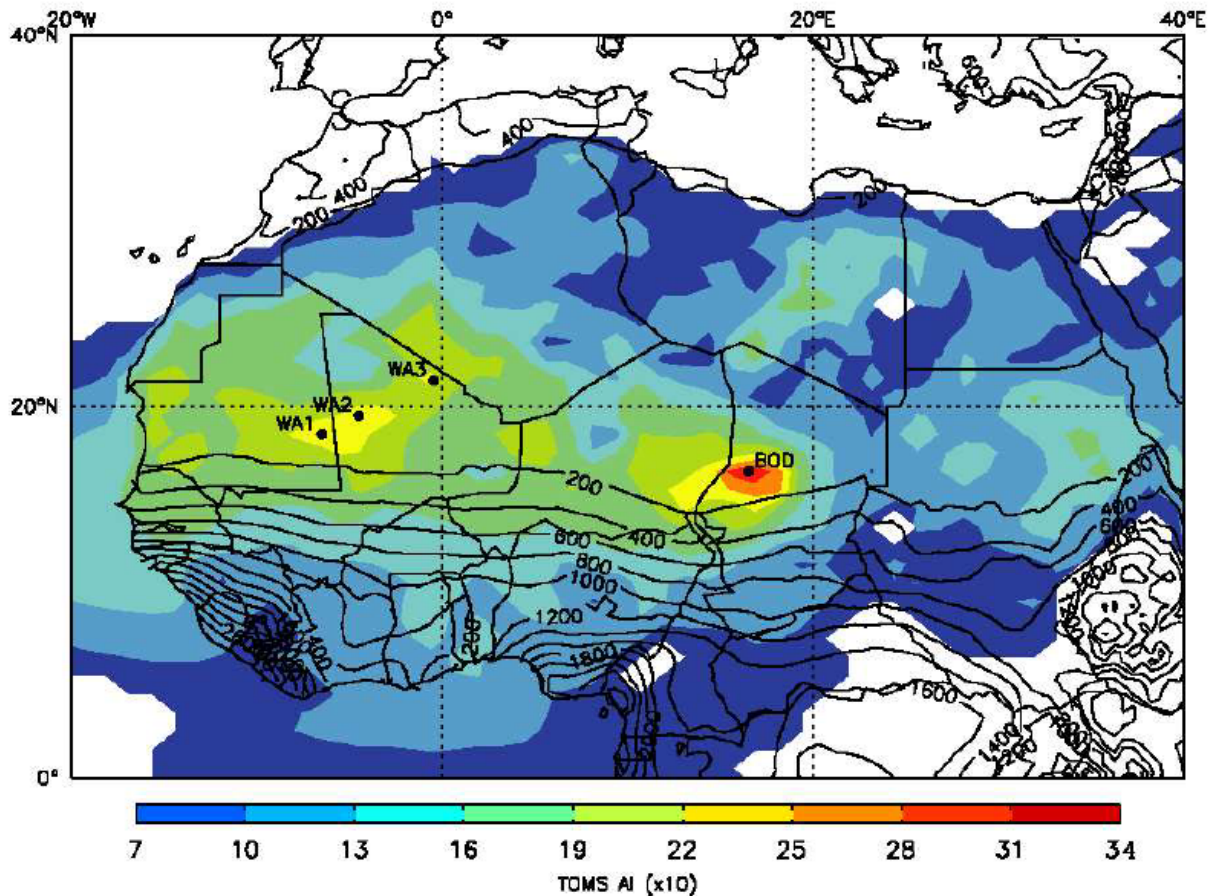


Abbildung 2.6: Mittel des TOMS AI ($\times 10$) über Nordafrika. Zusätzlich sind die Isohyeten eingezeichnet. Sie stammen aus einem Datensatz von New et al. (1999) und stellen das langjährige Mittel des Jahresniederschlags von 1961 bis 1990 dar. (Aus Engelstaeder und Washington, 2007).

Die Bedeutung der Bodélé Depression als Quellregion lässt sich durch mehrere Faktoren begründen. Zum einen befindet sich die Bodélé in einem der niederschlagsärmsten Gebiete der Welt. Die Station Faya etwa kann lediglich durchschnittlich 17 mm pro Jahr an Niederschlag verzeichnen. Zum anderen befindet sich dort ein großes Reservoir an losem, sandigen Material, welches zum Abtransport bereit steht (Goudie und Middleton, 2001). Abbildung 2.6 zeigt die Verteilung des TOMS AI auf dem nordafrikanischen Kontinent zu sehen. Die angesprochenen wichtigsten Quellregionen in der Sahara treten deutlich hervor.

Die Emission von Staub in die Atmosphäre unterliegt einem Jahresgang. Dieser Jahresgang wird durch die unterschiedlichen synoptischen Bedingungen über die Jahreszeiten

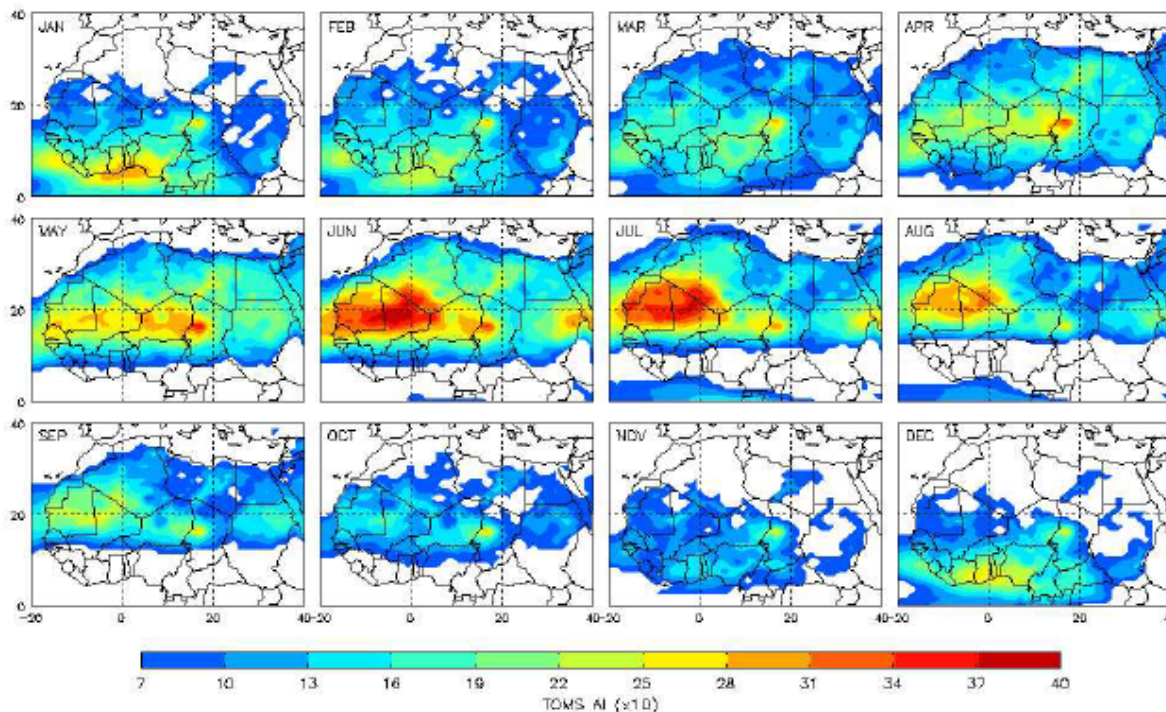


Abbildung 2.7: Mittel des TOMS AI ($\times 10$) über Nordafrika für die Monate Januar bis Dezember. Zeitraum: 1980-1992. (Aus Engelstaeder und Washington, 2007).

hinweg hervorgerufen (Engelstaeder und Washington, 2007). In den Wintermonaten der Nordhalbkugel wehen die trockenheißen Harmattanwinde bis auf den Golf von Guinea hinaus und transportieren den Staub bis weit nach Süden (Fink, 2006). Nicht nur die veränderte Vegetation und die Variation in der Bodenfeuchte sind ausschlaggebend für die Emission von Staub, sondern auch die großräumigen meteorologischen Bedingungen (Marsham et al., 2008). Abbildung 2.7 zeigt den TOMS AI für die einzelnen Monatsmittelwerte im Zeitraum von 1980-1992. In den Wintermonaten Dezember, Januar und Februar wird der meiste Staub sehr weit südlich emittiert. In den Monaten Oktober und November findet die geringste Emission von Mineralstaub in die Atmosphäre statt. In der Bodélé Depression wird das ganze Jahr über Staub in die Atmosphäre emittiert, das Maximum der Emission liegt im Mai. In den heißen Sommermonaten, in denen sich das Saharahitzetief über der westlichen Sahara ausbildet, treten besonders die Gebiete um Südalgerien, Niger und Mali hervor.

2.2.2 Transport

Mineralstaubpartikel, welche aus den bekannten Quellregionen Nordafrikas stammen, werden meist in drei bevorzugte Richtungen transportiert. Einmal vom Boden abgelöst, tragen die dynamischen und thermodynamischen Eigenschaften der Saharagrenzschicht ("saharan planetary boundary layer" SPBL) den Staub in größere Höhen. Sehr häufig findet der stärkste Vertikaltransport entlang der Isentropen an der ITD statt. In dem Konvergenzbereich von Monsunströmung aus dem Südwesten und den Harmattanwinden aus dem Nordosten gelangen die Staubpartikel über die bodennahe Monsunschicht in die SAL. Erreichen sie das Niveau von etwa 600 hPa, transportiert dort der AEJ die Partikel auf den Atlantik hinaus. Verschiedene Arbeiten beschäftigen sich intensiv mit dem Einfluss des Mineralstaubes auf die Bildung von tropischen Wirbelstürmen vor der Küste Afrikas.

Mineralstaub, der in den Sommermonaten Juli und August in die Atmosphäre gelangt, erreicht etwa bei 15° N bis 20° N größere Höhen und wird mit dem AEJ und den damit verbundenen Störungen, den **African Easterly Waves** (AEW), auf den Atlantik transportiert; die ITD erreicht zu dieser Zeit ihre nördlichste Lage. Mineralstaub, welcher im Juli und August emittiert wird, driftet bevorzugt nach Nordamerika. So kommen jährlich schätzungsweise 20 Millionen Tonnen Saharastaub in der Karibik an (Schlatter, 1995). Für diese Reise benötigen die Partikel in etwa 5 - 7 Tage. Messungen in Miami (USA) und auf Barbados (Abbildung 2.8) zeigen ein Maximum der Mineralstaubkonzentration im Juli und August und festigen diese Annahme (Prospero und Carlson, 1981).

Die Emission von Mineralstaub folgt einem deutlichen Jahrgang. Im März liegen die Hauptquellgebiete deutlich südlicher als in den Sommermonaten. Staub der im März in die Atmosphäre gebracht wird, zieht bevorzugt über den Atlantik nach Südamerika. Messungen an der Station Cayenne (Französisch Guyana) zeigen die höchsten Konzentrationen an Mineralstaub im März (Abbildung 2.8). An der afrikanischen Westküste hingegen ist kein klarer Jahrgang in der Mineralstaubkonzentration zu erkennen. Sowohl die Station Dakhla als auch Nouadhibou und Nouakchott zeigen über das Jahr hinweg ähnlich große Staubkonzentrationen ohne eindeutige Maxima in einzelnen Monaten. Am meisten Staub wird in dem Breitenkreislänge zwischen 10° N und 25° N von Afrika auf den Atlantik hintransportiert. Eine Quellregion, aus welcher der Staub bevorzugt über den Atlantik transportiert wird, ist nicht bekannt (Goudie und Middleton, 2001).

Nicht selten macht sich Saharastaub auch in Europa bemerkbar. Häufig werden Partikel aus der Sahara über Südeuropa durch Niederschlag ausgewaschen (Goudie und Middleton, 2001). Seltener findet Deposition von Saharastaub hingegen auf den Britischen Inseln, in den Niederlanden und in Deutschland statt. In ganz seltenen Fällen erreicht der Mineralstaub sogar Teile Skandinaviens.

Der Staubtransport nach Europa kann auf zwei verschiedene Arten erfolgen. Zum einen können beim Transport durch die AEWs Richtung Nordamerika die Partikel so weit nach Norden gebracht werden, bis sie unter den Einfluss des Azorenhochs gelangen. Mit der antizyklonalen Strömung wird die staubgeladene Luft bis nach Westeuropa weitertransportiert. Der Transport in die einzelnen Regionen Europas hängt zum anderen stark von der Quellregion ab. Die Quellstärke der Sahara wird für den Transport nach Europa auf 80 - 120 Million Tonnen im Jahr geschätzt (D'Almeida, 1986). Die zwei Hauptquellgebiete für den Staubtransport nach Westeuropa liegen im südlichen Marokko und in Südalgerien zwischen dem Hoggar und Adrar des Iforas. Avila et al. (1997) haben für im nordöstlichen Spanien ausgefallene Partikel mit Hilfe von Rückwärtstrajektorien drei Hauptquellgebiete identifiziert: die Westsahara, den marokkanischen Atlas und Zentralalgerien. Diesen Quellgebieten entstammt auch der auf den Britischen Inseln gefundene Saharastaub (Goudie und Middleton, 2001). Häufiger kommt Staubtransport nach Südeuropa vor. Auf Korsika haben Bergametti et al. (1989) in einem Jahr 20 Staubereignisse beobachtet. Dabei wurde festgestellt, dass die Partikel aus drei verschiedenen Quellgebieten stammen. Eins dieser Quellgebiete befindet sich auf dem Gebiet von Ostalgerien, Tunesien und Westlibyen. Ein weiteres Quellgebiet liegt zwischen Marokko und Westalgerien. Generell kann ein Bereich südlich von 30° N als Quellregion identifiziert werden.

2.2.3 Deposition

Die bevorzugten Depositionsgebiete von Mineralstaub hängen stark vom Transport der Partikel ab und somit von der Jahreszeit, in der sie emittiert werden. Erwartungsgemäß nimmt die Depositionsrate mit zunehmendem Abstand zum Quellgebiet ab. Abbildung 2.9 zeigt eine Tabelle aus der Arbeit von Goudie und Middleton (2001).

Die Depositionsrate für Westeuropa (z.B. Zentralfrankreich und die Alpen) liegt unter

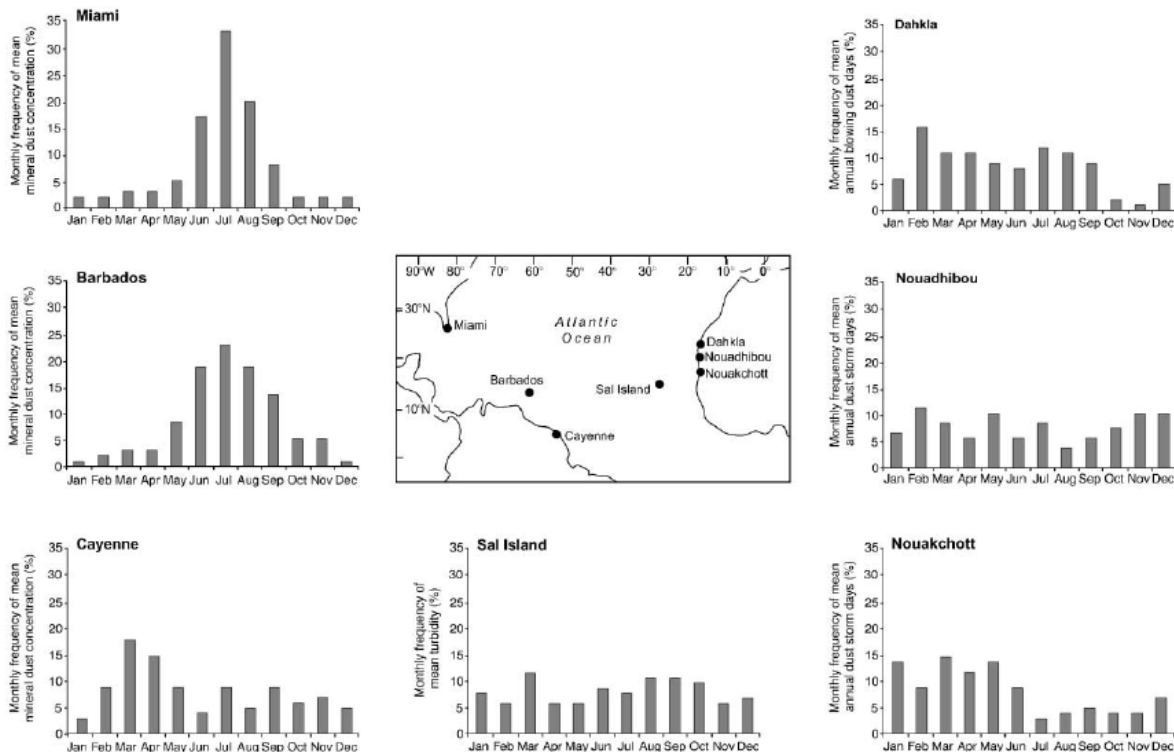


Abbildung 2.8: Jahreszeitabhängigkeit von Staubausschüben über dem Nordatlantik und der Westküste Afrikas (Aus Goudie und Middleton, 2001).

einem Wert von $1 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Weiter südlich in Nordost Spanien erreicht sie bereits einen Wert von $5,1 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$. Über Sardinien, Korsika und Kreta steigen die Werte schon auf 10 und $40 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ an. Südlich der Quellregionen der Sahara werden Werte um die 100 bis $200 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$ erreicht. In Richtung des Golf von Guinea nehmen diese Werte stark ab. Leider liegen für die Depositionsraten von Mineralstaubpartikel in vielen Gebieten keine langfristigen Messungen vor. Dazu gehören beispielsweise Gebiete über dem Ozean und dem Mittelmeer. Hier wurden Abschätzungen durch Modellsimulationen zur Hilfe genommen (Prospero, 1996a). Abbildung 2.10 zeigt die Modellergebnisse für die simulierten jährlichen Depositionsraten von Aerosolpartikeln über dem Atlantischen Ozean. Für das Mittelmeer berechnet das Modell Depositionsraten von $3 - 14 \text{ g m}^{-2} \text{ a}^{-1}$, welche mit den direkten Messungen übereinstimmen (Goudie und Middleton, 2001). Die höchsten Modellwerte treten in dem Gebiet von $10 - 20^\circ \text{ N}$ und $10 - 20^\circ \text{ W}$ auf. Dies entspricht etwa dem Küstenstreifen von Westafrika, über dem hinweg viel Staub mit dem AEJ in Richtung Atlantik transportiert wird.

Dust deposition amounts		
Source	Location	Annual deposition (g m^{-2})
Nihlen and Olsson (1995)	Aegean Sea	11.2–36.5
Le-Bolloch et al. (1996)	Southern Sardinia	6–13
Wagenbach and Geis (1989)	Swiss Alps	0.4
De Angelis and Gaudichet (1991)	French Alps	0.2
Avila et al. (1996)	NE Spain	5.1
Bergametti et al. (1989)	Corsica	12
Löye-Pilot et al. (1986)	Corsica	12.5
Bücher and Lucas (1984)	Central France	1
Pye (1992)	Crete	10–100
Herut and Krom (1996)	Israeli coast	72
Herut and Krom (1996)	SE Mediterranean	36
Measures and Brown (1996)	Gulf of Guinea	3.4–11.5
Maley (1982)	South Chad	109
McTainsh and Walker (1982)	Northern Nigeria	137–181
Drees et al. (1993)	SW Niger	200

Abbildung 2.9: Abschätzung der Staubdepositionsrate für einige Gebiete in unterschiedlicher Entfernung zur Sahara in $\text{g m}^{-2} \text{a}^{-1}$ (Aus Goudie und Middleton, 2001).

2.2.4 Der Einfluss auf die Strahlung - der direkte, der semi-direkte und der indirekte Aerosoleffekt

Wie alle Partikel in der Atmosphäre nehmen auch die Aerosolpartikel Einfluss auf die Strahlung. Dabei spielen drei Aerosoleffekte eine wichtige Rolle. Zunächst nimmt der direkte Aerosoleffekt (DRE) durch Streuung und Absorption der vom Weltraum einfallenden Strahlung unmittelbar Einfluss auf die Strahlungsbilanz des Systems Erde-Atmosphäre (Stanelle, 2008). Der direkte Aerosoleffekt lässt sich mittels Einfachstreueralbedo, dem Extinktionskoeffizienten und der Streufunktion bestimmen. Mineralstaubpartikel, welche die Strahlung auch absorbieren, können einen negativen DRE am Oberrand der Atmosphäre und über dunklen Oberflächen (Ozean, Wälder, etc.) haben. Helle Oberflächen (Eis, Schnee, Wüste, etc.) rufen einen positiven DRE hervor. Als Folge des direkten Aerosoleffektes führt beim sog. semi-direkten Aerosoleffekt die Absorption von Strahlung durch die Aerosolpartikel zu einer Erwärmung der Troposphäre. Dadurch kommt es zu Änderungen

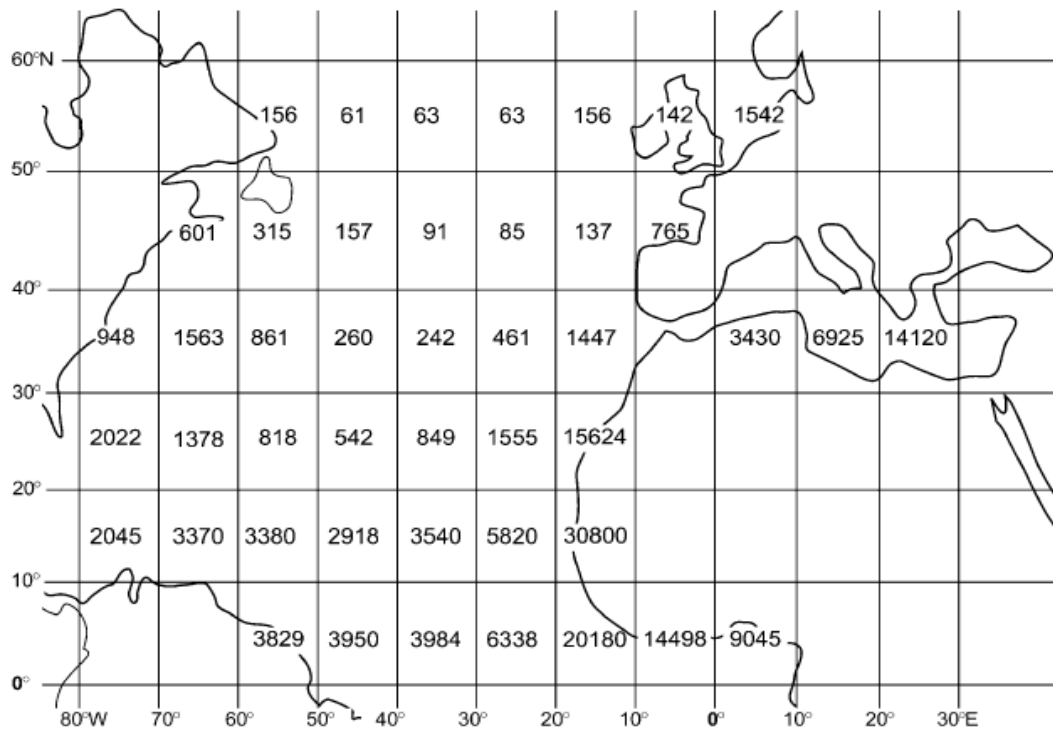


Abbildung 2.10: Jährliche Depositionsraten von Aerosolpartikel in $g m^{-2} \times 10^3$ über dem nordatlantischen Ozean (aus Goudie und Middleton (2001), abgeleitet von Prospero (1996), Tabelle 2B).

in der Feuchte und der thermischen Stabilität was wiederum die Bildung von Wolken sowie deren Lebensdauer beeinflusst (Helmert et al., 2007).

Beim indirekten Aerosoleffekt nehmen die Partikel Einfluss auf die Mikrophysik der Wolken und ändern somit ihre Strahlungseigenschaften, ihre Anzahl und Lebensdauer. Mit zusätzlichen Aerosolpartikeln steigt die Zahl der Wolkenkondensationskerne und die Wolkenalbedo wächst. Bei diesem auch als "Twomey Effekt" bekannten Phänomen erhöht sich die Anzahl der Wolkentröpfchen, der Flüssigwassergehalt bleibt aber konstant. Durch die größere Tropfenanzahl wird die Mehrfachstreuung des Lichtes verstärkt und schließlich die Wolkenalbedo erhöht. Beim zweiten indirekten Aerosoleffekt wachsen Mächtigkeit und Lebensdauer der Wolken an. Durch die Reduktion der Tropfengröße wegen der hohen Konzentrationen an Kondensationskernen verringert sich die Wahrscheinlichkeit für ein Ausregnen der Wolke, was wiederum deren Lebensdauer verlängert. Sowohl der direkte als auch der indirekte Aerosoleffekt führen tendenziell zu einer Abkühlung der Atmosphäre, während der semi-direkte Aerosoleffekt zu einer Erwärmung beiträgt.

2.2.4.1 Ergebnisse einer 1-dimensionalen Sensitivitätsstudie

Im Rahmen einer Dissertation wurde von Stanelle (2008) eine 1-dimensionale Sensitivitätsstudie mit Hilfe eines Säulenmodelles durchgeführt. Dabei sollte mit einem einfachem Modell der Einfluss von variierenden Brechungsindizes und Größenverteilungen von Mineralstaubpartikeln auf die Heizraten, Strahlungsfelder und das Temperaturprofil untersucht werden. Der meteorologische Teil des 1-dimensionalen Modells basiert auf dem mesoskaligen Modell KAMM. Dies wurde mit einer 1-dimensionalen Version des Strahlungsmodells GRAALS gekoppelt. Die Mineralstaubpartikel können durch ihre mineralogische Zusammensetzung, durch ihre Größe, ihre Konzentration und durch die Lage der Staubschicht in der Atmosphäre Einfluss auf die Strahlungsbilanz nehmen. Um diesen Sachverhalt besser zu verstehen sind im Rahmen dieser Studie mehrere Konfigurationen miteinander verglichen worden. Um die Bedeutung der Absorption von kurzwelliger Strahlung und die Bedeutung der langwelligen Strahlung für das Temperaturprofil explizit herauszufinden sind zwei Extremfälle untersucht worden. In einem Fall wurde für den kurzwelligen Spektralbereich angenommen, dass die Partikel im kurzwelligen Strahlungsbereich keine Strahlung absorbieren, die Einfachstreueralbedo hat somit den Wert 1. Im zweiten Fall wurde der Einfluss der Mineralstaubpartikel auf den langwelligen Spektralbereich vernachlässigt, der Extinktionskoeffizient nimmt im langwelligen Spektralbereich also den Wert 0 an. Auch der Einfluss der Lage der Staubschicht in der Atmosphäre spielt eine Rolle. Hierfür wurde das Modell mit einer bodennahen und einer abgehobene Staubschicht betrieben. Die Staubschichten wurden nach einer Vorlaufzeit von 24h in das Modellsystem eingefügt und blieben während des gesamten Simulationszeitraums räumlich und zeitlich konstant. Ebenfalls wurde für die Studie die mineralogische Zusammensetzung der Partikel, ihre Größenverteilung und die Konzentration der Partikel variiert.

In Abbildung 2.11 sind die Ergebnisse der Sensitivitätsstudie grafisch dargestellt. Die Pfeile geben jeweils an, in welchem Verhältnis das Ergebnis aus den Studien A-E zum entsprechenden Ergebnis aus der Kontrollsimulation steht. Die Globalstrahlung ist am höchsten, wenn kein Staub in der Atmosphäre ist. Wird viel kurzwellige Strahlung am Tage innerhalb einer Staubschicht absorbiert, erhöht sich die langwellige Ausstrahlung in der Nacht. Für die Bestimmung der Nettostrahlungsflussdichte spielt die Höhe der Staubschicht eine kleinere Rolle. Die Höhenlage der Staubschicht ist entscheidend für

die Bestimmung der Temperatur an der Erdoberfläche und innerhalb der Staubschicht. Befindet sich eine abgehobene Staubschicht am Tage in der Atmosphäre wird die Globalstrahlung, die am darunterliegenden Erdboden ankommt, reduziert. Dies führt zu einer Reduktion der Temperatur an der Erdoberfläche und den bodennahen Schichten. Die Oberflächentemperatur reduziert sich in diesem Fall stärker als bei Vorhandensein einer bodennahen Staubschicht. Innerhalb der Staubschicht führt die Absorption solarer Strahlung an den Partikeln am Tage sowohl innerhalb der abgehobenen Staubschicht, als auch in der bodennahen Staubschicht zu einer Erhöhung der Temperatur. Dieser Sachverhalt führt zu einer Stabilisierung der thermischen Schichtung am Unterrand der Staubschicht und zu einer Labilisierung am Oberrand (Stanelle, 2008). Auch die Größe und die chemische Zusammensetzung der Staubpartikel verändern die Strahlungsflussdichten und das Temperaturprofil.

2.2.5 Der Einfluss auf die Umwelt

Atmosphärischer Mineralstaub hat verschiedene Auswirkungen auf unsere Umwelt. Er kann einen entscheidenden Einfluss auf die Dynamik der Atmosphäre nehmen. Verschiedene Arbeiten beschäftigen sich unter anderem mit dem Einfluss der SAL auf die Bildung von tropischen Wirbelstürmen. Bis heute ist noch unklar, ob und ggf. wie groß der Einfluss der SAL auf die Bildung und Intensivierung respektive Abschwächung der Stürme ist. Stürme, welche sich während ihrer gesamten Lebensdauer im Einfluss der SAL befinden, erreichen häufig keine Intensität die für Mensch und Umwelt eine Bedrohung darstellen könnte. Stürme, deren Entwicklung anfangs durch die SAL unterdrückt wurde und welche später nicht mehr von der SAL beeinflusst werden, können sich hingegen sehr schnell intensivieren (Dunion und Velden, 2004).

Des Weiteren übt der Mineralstaub nach seiner Deposition Einfluss in teilweise weit vom Quellgebiet entfernte Region aus. So erhöht sich zum Beispiel nach Sedimentation von Mineralstaub auf Gletschern deren Schmelzprozess durch Verminderung ihrer Albedo. Zudem enthalten Mineralstaubpartikel sehr viele Nährstoffe, die als Dünger dienen können. Beispielsweise wird das Amazonasbecken zu einem großen Teil durch Mineralstoffe aus der Sahara gedüngt (Koren et al., 2006). Die Deposition von Mineralstaub über Gewässern kann sogar zu einem Fischsterben in Folge von vermehrter Algenbildung führen.

	Standard-simulation		Änderung der Größenverteilung		Änderung des Brechungsindex		keine Absorption der kurzwelligen Strahlung		kein Einfluss auf die langwellige Strahlung	
	A		B		C		D		E	
	boden-nah	abgehoben	boden-nah	abgehoben	boden-nah	abgehoben	boden-nah	abgehoben	boden-nah	abgehoben
maximale Heizrate in K/h	0,56	0,95	0,67	1,13	0,76	1,22	- 0,29	- 0,21	0,94	1,23
solare Nettostrahlungsflussdichte an der Erdoberfläche	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓
terrestrische Nettostrahlungsflussdichte an der Erdoberfläche	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓
T am Erdboden	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↓
	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓
T in Grenzschicht	↑	↓	↑	↓	↑	↓	↓	↓	↑	↓
	↑	↓	↑	↓	↑	↓	↓	↓	↑	↓
T in Staubschicht	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↑	↑	↑
	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↑	↑	↑
Grenzschicht-höhe	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↑	-	↓	↓
	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↑	-	↓	↓

Abbildung 2.11: Zusammenfassung der Ergebnisse der 1-dimensionalen Sensitivitätsstudien A-E für eine bodennahe und eine abgehobene Staubschicht aus Stannelle (2008). Ein nach unten gerichteter Pfeil (blau) bedeutet eine Abnahme, ein nach oben gerichteter Pfeil eine Zunahme der links aufgeführten Variablen in der jeweiligen Simulation.

Kapitel 3

Die Beschreibung des Modellsystems COSMO-ART

In der vorliegenden Arbeit wurden zur Modellierung der meteorologischen Größen sowie der zeitlichen Änderung der Aerosolkonzentration das am **Karlsruher Institut für Technologie (KIT)** entwickelte Modellsystem COSMO-ART verwendet. Das Modellsystem besteht aus dem operationellen Wettervorhersagemodell des **Deutschen Wetterdienstes (DWD)** COSMO (**CO**nsortium for **S**mall-scale **MO**delling) und dem Aerosolmodell ART (**A**erosol and **R**eactive **T**race gases).

3.1 Das Vorhersagemodell COSMO

Zur operationellen Wettervorhersage nutzt der DWD seit 1999 das **Lokalmodell (LM)**. In Zusammenarbeit mit zehn weiteren europäischen meteorologischen Einrichtungen wurde das LM weiterentwickelt und seit 2007 offiziell unter dem Namen COSMO betrieben. Das COSMO Modell ist ein nicht-hydrostatisches, regionales Vorhersagemodell und kann mit einer horizontalen Auflösung von weniger als 10 km betrieben werden. Bei der Entwicklung von COSMO lag das Hauptaugenmerk auf den Prozessen der Skala meso- β und meso γ . Auf diesen Skalen beginnen die nicht-hydrostatische Effekte eine wesentliche Rolle in der Entwicklung der atmosphärischen Strömungen zu spielen. Dabei soll es sowohl für die operationelle Vorhersage als auch für Forschungszwecke einsetzbar sein. Das COSMO Modell

basiert auf den einfachen thermo- und hydrodynamischen Gleichungen zur Beschreibung kompressibler Flüsse in einer feuchten Atmosphäre (Kapitel 3.1.1). Die Modellgleichungen sind in sphärische Koordinaten formuliert. In der Vertikalen greift COSMO auf eine allgemeine, zeitunabhängige und geländefolgende Koordinate zurück. Um eine Vielzahl physikalischer Prozesse zu berücksichtigen, bedient sich das COSMO Modell diverser Parametrisierungsschemata.

Regionale Vorhersagemodelle wie COSMO benötigen Randwerte um den Einfluss großskaliger Prozesse außerhalb des Modellgebietes auf das Modellgebiet zu berücksichtigen (z.B. Jet, etc.). Diese Information bekommt das COSMO Modell von Globalmodellen; sie stellen sowohl die Randbedingungen als auch die Anfangsbedingungen für das COSMO Modell zur Verfügung. Das Globalmodell übergibt dem Regionalmodell zu jedem Zeitschritt die Informationen über die Ränder (Doms und Schätter, 2002; Stanelle, 2008).

3.1.1 Die Grundgleichungen

Die grundlegenden Gleichungen für das COSMO Modell setzen sich aus den ungefilterten, prognostischen Eulerschen Gleichungen der Hydro-Thermodynamik zusammen. Um eine geeignete mathematische Beschreibung der Atmosphäre zu erhalten, wird diese als ein mehrkomponentiges Kontinuum aus trockener Luft, Wasserdampf, flüssigem Wasser und gefrorenem Wasser betrachtet. Externe Kräfte wie Gravitation und Corioliskraft nehmen eben so Einfluss auf das System wie interne Prozesse. Unter internen Prozessen versteht man den Transfer von Wärme, Masse und Impuls sowie die Phasenumwandlung von Wasser. Der Einfluss von kleinskaliger Turbulenz berücksichtigt das mesoskalige COSMO Modell in den Modellgleichungen über die Reynoldsmittelung. Hierfür ist es nötig, die Variablen in einen Ensemblemittelwert und eine Abweichung vom Mittelwert aufzuspalten; letzterer beschreibt die turbulente Fluktuation. Jede Variable lässt sich in folgender Form darstellen:

$$\psi = \bar{\psi} + \psi' \quad (3.1)$$

Das Ensemblemittel $\bar{\psi}$ kann hier ersetzt werden durch ein Integral über einen numerischen Zeitschritt Δt und über das Volumenelement ΔV . Es ergibt sich für die Reynoldsmittelung

also

$$\psi = \frac{1}{\Delta V \Delta t} \int \int \psi dt dV + \psi' \quad (3.2)$$

Per Reynoldskonvention gilt für das Mittel der Abweichung: $\bar{\psi}' = 0$.

Neben der Reynoldsmittelung wird für die Geschwindigkeit und weitere massenspezifische Zustandsvariablen wie Enthalpie, innere Energie und die Massenmischungsverhältnisse ein weiteres, "gewogenes" Mittel benutzt. Es gilt die Zerlegung

$$\psi = \widehat{\psi} + \psi'' \quad (3.3)$$

mit

$$\widehat{\psi} = \bar{\rho} \psi / \bar{\rho} \quad \text{und} \quad \widehat{\psi}'' = 0 \quad (3.4)$$

wobei $\widehat{\psi}$ das massengewichtete Mittel von ψ ist und ψ'' die Abweichung von ψ von seinem massengewichteten Mittelwert.

Nach weiteren Vereinfachungen lauten die Grundgleichungen, welche das Modell für die Gitterpunkte löst:

Bewegungsgleichung:

$$\bar{\rho} \frac{d\widehat{\vec{v}}}{dt} = -\vec{\nabla} \bar{p} + \bar{\rho} \vec{g} - 2\vec{\Omega} \times (\bar{\rho} \widehat{\vec{v}}) - \vec{\nabla} \cdot (\widehat{\vec{T}}), \quad (3.5)$$

Drucktendenzgleichung:

$$\frac{d\widehat{\bar{p}}}{dt} = -\frac{\widehat{c}_{pd}}{\widehat{c}_{vd}} \bar{p} \vec{\nabla} \cdot \widehat{\vec{v}} + \left(\frac{\widehat{c}_{pd}}{\widehat{c}_{vd}} - 1 \right) \bar{Q}_h, \quad (3.6)$$

Dichte feuchter Luft:

$$\bar{\rho} = \bar{p} \left[R_d \left(1 + \left(\frac{R_v}{R_d} - 1 \right) \widehat{q}^v - \widehat{q}^l - \widehat{q}^f \right) \widehat{T} \right]^{-1}, \quad (3.7)$$

Bilanzgleichungen für die verschiedenen Phasen des Wassers:

$$\bar{p} \widehat{c}_{pd} \frac{d\widehat{T}}{dt} = \frac{d\widehat{\bar{p}}}{dt} + \bar{Q}_h, \quad (3.8)$$

$$\bar{p} \frac{d\widehat{q}^{l,f}}{dt} = -\vec{\nabla} \cdot (\widehat{\vec{J}}^{l,f} + \widehat{\vec{A}}^{l,f}) + \widehat{I}^{l,f}, \quad (3.9)$$

Wärmegleichung:

$$\bar{p} \widehat{c}_{pd} \frac{d\widehat{T}}{dt} = \frac{d\widehat{\bar{p}}}{dt} + \bar{Q}_h, \quad (3.10)$$

mit der diabatische Wärmeproduktion

$$\overline{Q_h} = \widehat{L}_v \overline{I^l} + \widehat{L}_s \overline{I^f} - \vec{\nabla} \cdot (\vec{H} + \vec{F}), \quad (3.11)$$

und dem turbulenten fühlbarem Wärmefluss

$$\vec{H} = \widehat{c_{pd}} \overline{\rho v'' T}. \quad (3.12)$$

Die verwendeten Variablen haben dabei folgende Bedeutung:

- t - Zeit
- P - Druck
- T - Temperatur
- ρ^x - Partialdichten der einzelnen Komponenten x des Gemischs
- \vec{v} - baryzentrische Geschwindigkeit (relativ zur Erdrotation)
- $\vec{\Omega}$ - konstante Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation
- J^x - Diffusionsfluss der Komponente x
- I^x - Quellen/Senken der Komponente x
- $q^x = \frac{\rho^x}{\rho}$ - Massenbruch der Komponente x
- $x = v, l, f, d$ - Wasserdampf, Flüssigwasser, Eis, trockene Luft
- \vec{g} - Gravitationsbeschleunigung
- c_{vd}, c_{pd} - spezifische Wärme für trockene Luft bei konstantem Volumen bzw. konstantem Druck
- R_d, R_v - Gaskonstante für trockene Luft und Wasserdampf
- \vec{T} - turbulenter Impulsfluss für welchen gilt: $\vec{T} = \overline{\rho v'' v''}$
- $\vec{A}^x = \overline{\rho v'' x''}$ - turbulenter Fluss anderer Skalare
- \widehat{d} / dt - Lagrangescher Differentialoperator unter Berücksichtigung des massengewichteten baryzentrischen Geschwindigkeit \vec{v} :

$$\widehat{d} / dt = \partial / dt + \vec{v} \cdot \vec{\nabla}$$
- ∂ / dt - Eulerscher Differentialoperator
- Q_h - diabatische Erwärmung
- L_v - latente Verdampfungswärme,
- L_s - latente Sublimationswärme,
- \vec{F} - Strahlungsflussdichte.

Das COSMO-Modell nutzt ein rotiertes, sphärisches, geländefolgendes Koordinatensystem. Um dafür brauchbare Bewegungsgleichungen zu erhalten, werden zwei Koordinatentransformationen durchgeführt. Die erste transformiert ein kartesisches Koordinatensystem (X, Y, Z) mit dem Ursprung im Erdmittelpunkt und einer Z -Achse entlang der Erdrotationsachse (z.B. in Richtung des Nordpols) in ein neues kartesisches Koordinatensystem $(\bar{X}, \bar{Y}, \bar{Z})$. Der Ursprung des neuen Koordinatensystem liegt ebenfalls im Erdmittelpunkt, aber die \bar{Z} -Achse ist gegenüber der Z -Achse gedreht. Die neue Achse zeigt so zu einem Punkt $P_N = (\lambda_g^N, \phi_g^N)$, wobei λ_g^N die geographische Länge und ϕ_g^N die geographische Breite festlegt. P_N definiert so den Nordpol des rotierten Koordinatensystem. Im zweiten Schritt wird das $(\bar{X}, \bar{Y}, \bar{Z})$ -System in orthogonal-sphärische Koordinaten (λ, ϕ, r) transformiert, wobei λ die Länge, ϕ die Breite und r den Abstand zum Erdmittelpunkt beschreibt. Nach der Diskretisierung werden die transformierten Modellgleichungen numerisch integriert.

Viele Prozesse, wie zum Beispiel die Niederschlagsbildung, benötigen Parametrisierungen um weitere Rechenzeit zu sparen. Eine detaillierte Beschreibung des gesamten COSMO Modell mit all seinen Transformationen, Parametrisierungen, der Numerik, Dynamik, Thermodynamik, den Lösungsverfahren und vielem mehr findet man in den mehrteiligen Modellbeschreibungen von Doms und Schättler von 2002.

3.1.2 Die Strahlung im COSMO Modell

Um im Modell den Einfluss der Strahlung richtig zu erfassen, muss die Strahlungsübertragungsgleichung (SÜG) gelöst werden. Dabei handelt es sich um eine Integrodifferentialgleichung, für deren Lösung Randbedingungen benötigt werden. Für diese nimmt man an, dass am Oberrand der Atmosphäre nur direkte Strahlung einfällt, also der nach unten gerichtete diffuse Strahlungsfluss gleich Null ist. Die untere Randbedingung ist durch das Reflexionsvermögen der Erdoberfläche gegeben, das in den Modellen meist als winkelunabhängig angesehen wird und somit näherungsweise als Lambertscher Reflektor behandelt werden kann. Das Strahlungsschema im COSMO Modell basiert auf der Parametrisierung von Ritter und Geleyn (1992) und ist unter dem Namen GRAALS (**G**eneral **R**adiative **A**lgorithm **A**dapted to **L**inear-type **S**olutions) bekannt. Es beruht auf der Methode des

δ -Zweistromverfahrens für die SÜG. Dieses Verfahren berücksichtigt Streuung, Absorption und Emission von Aerosolpartikel, Gasen und Wolkentropfen (Doms und Schättler, 2002).

In COSMO-ART werden der spezifische Extinktionskoeffizient, die Einfachstreueralbedo und der Asymmetrieparameter, welche die Strahlungsroutine GRAALS für die Lösung der SÜG benötigt, für die drei Staubmoden und die acht spektrale Bänder mit Hilfe von Mie-Rechnungen aus den Brechungsindizes gewonnen. Die Rechnungen benötigen sehr viel Rechenzeit und werden einmalig offline durchgeführt und ihre Ergebnisse anschließend in Tabellenform in COSMO-ART verwendet.

3.1.3 Die Aerosole in COSMO

In der Strahlungsroutine GRAALS werden fünf verschiedene Aerosoltypen berücksichtigt: kontinentales, maritimes, urbanes, vulkanisches und stratosphärisches Hintergrundaerosol. Dabei gehen die optischen Eigenschaften der acht spektralen Intervalle dieser Aerosoltypen ein. Mineralstaub wird als Bestandteil des kontinentalen Aerosoltyps behandelt. Die Komponenten der Aerosole sind vertikal in der Troposphäre und in der Stratosphäre als Höhenprofil mit exponentiell abnehmendem Verlauf vorgegeben. Die horizontale Verteilung wird dem Global Aerosol Data Set (Koepke et al, 1997) entnommen.

Wüstenaerosol spielt die wichtigste Rolle der bedeutendste kontinentale Aerosoltyp im operationellen COSMO Modell. In der Zentralsahara nimmt die optische Dicke für das Wüstenaerosol Werte bis 0,75 an, was etwa 80% der aerosol-optischen Dicke ("aerosol optical thickness" - AOT) in der verwendeten Klimatologie ausmacht. Während starker Staubstürme, wie sie in der vorliegenden Arbeit behandelt werden, sind Werte für die AOT von bis zu 3,0 und mehr möglich. Während Staubausrüchen unterschätzt das COSMO Modell die AOT deutlich.

3.2 Das Zusatzmodul “ART”

COSMO-ART wurde als vollständig online gekoppeltes Modellsystem entwickelt, um die Wechselwirkung von Aerosolpartikeln mit der Atmosphäre zu untersuchen. COSMO-ART stellt eine Weiterentwicklung des mesoskaligen Modellsystems KAMM/DRAIS/MADEsoot/dust (Riemer et al., 2003a; Vogel et al., 2006) dar. Das meteorologische Modul des älteren Systems wurde durch das operationelle Wettervorhersagesystem COSMO ersetzt. Die Gasphasenchemie und die Aerosoldynamik ist in COSMO-ART online an die operationelle Version des COSMO Modells gekoppelt. Zusätzlich zu dem Transport nichtreaktiver Spurengase kann die Dispersion von chemisch reaktiven Gattungen und Aerosolen berechnet werden. Sekundäraerosole, welche aus der Gasphase heraus entstanden sind, und emittierte Komponenten wie Ruß, Mineralstaub, Seesalz und biologisches Material werden alle durch eine lognormal-Verteilung beschrieben. Zusätzlich werden Prozesse wie Koagulation, Kondensation und Sedimentation beachtet. Die Emission von biogenen VOCs (“volatile organic compounds”), Staubpartikel, Seesalz und Pollen wird ebenfalls online zu jedem Zeitschritt als Funktion der meteorologischen Variablen berechnet. Die Modulstruktur von COSMO-ART erlaubt es, spezifische Prozesse wie Chemie oder Aerosoldynamik durch alternative Parametrisierungen zu ersetzen, was eine Optimierung des Modells in Bezug auf die den Nutzer interessierende Fragestellung zulässt (Vogel et al., 2009; Stanelle, 2008).

3.2.1 Emission von Mineralstaub

Die Emission von Mineralstaub in die Atmosphäre hängt von der Schubspannungsgeschwindigkeit und den Bodeneigenschaften ab. Hierfür werden die Mineralstaubpartikel durch drei Moden mit anfänglichen Mediandurchmessern von $1,7\mu m$, $6,7\mu m$ und $14,2\mu m$ (nach Alfaro und Gomes, 2001) repräsentiert. Zur Berechnung der Emission von Staubpartikeln sind zwei individuelle Flüsse zu berechnen: Zum einen der vertikal integrierte Fluss von Saltationspartikeln parallel zur Oberfläche F_h , zum anderen der vertikale Fluss von kleineren Partikeln in die Atmosphäre F_v . Abbildung 3.1 zeigt schematisch die beiden Flüsse. Der horizontale Saltationsfluss wird in Abhängigkeit eines Grenzwertes für die Schubspannungsgeschwindigkeit $u_{*ts}(d_p)$ parametrisiert. Bei idealen Bedingungen (d.h. ei-

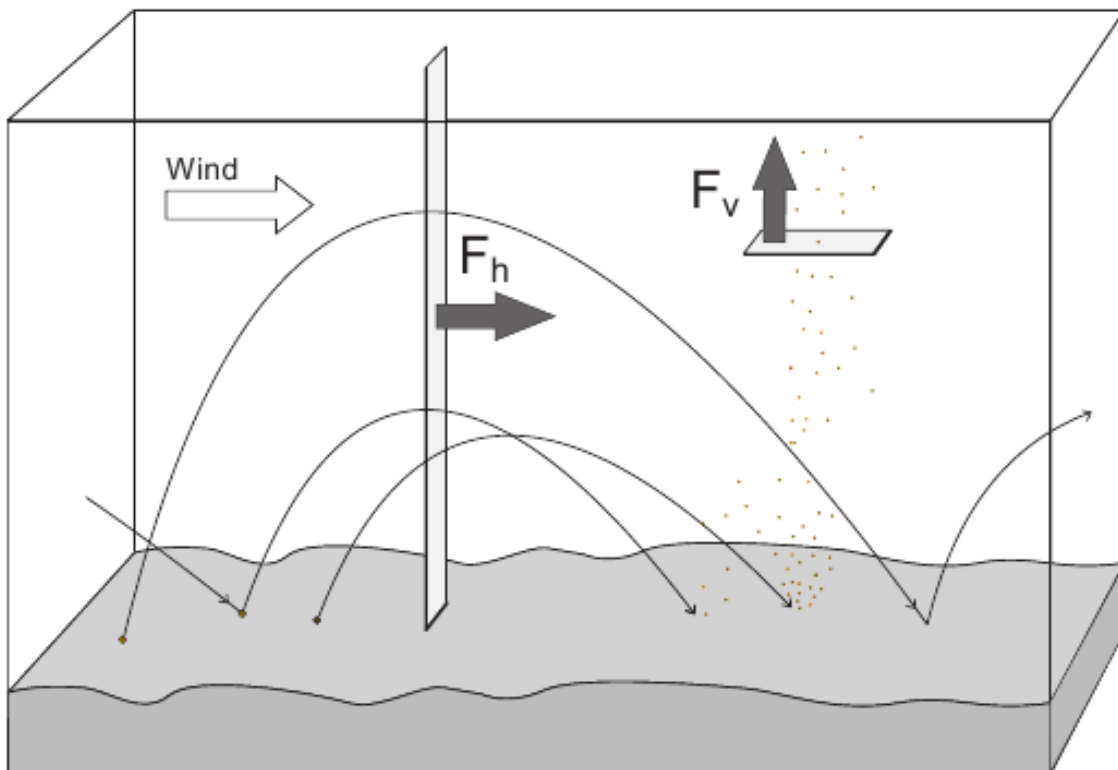


Abbildung 3.1: Darstellung des vertikal integrierten horizontalen Flusses von Saltationspartikel F_h und der vertikale Fluss emittierter Staubpartikel F_v (aus Vogel et al., 2006)

ne glatte und trockene Oberfläche) gilt für die Schubspannungsgeschwindigkeit nach Shao und Lu (2000)

$$u_{*ts}(d_p) = \sqrt{A_n \cdot \left(\frac{\rho_p}{\rho_a} g d_p + \frac{\gamma}{\rho_a \cdot d_p} \right)} \quad (3.13)$$

mit den empirisch bestimmten Parametern $A_n = 0,0123$ und $\gamma = 3 \cdot 10^{-4} \text{kg s}^{-2}$ sowie der Dichte für die Mineralstaubpartikel ρ_p und der Luftdichte ρ_a . Die Schubspannungsgeschwindigkeit hängt vom Partikeldurchmesser d_p ab. Für nicht ideale Bedingungen muss der Wert für $u_{*ts}(d_p)$ zusätzlich durch die Rauigkeitslänge z_0 und die Bodenfeuchte modifiziert werden. Daraus folgt für die Schubspannung

$$u_{*t}(d_p) = \frac{f_n \cdot u_{*ts}(d_p)}{f_{z_0}} \quad (3.14)$$

wobei die Faktoren f_n und f_{z_0} die beiden Modifikationen repräsentieren. Die Information über die Bodenfeuchte und die Schubspannung werden im COSMO Modell bestimmt und zu jedem Zeitschritt an die Emissionsroutine übergeben. Für den horizontalen Saltations-

fluss gilt dann:

$$F_h(d_p) = C \cdot \frac{\rho_a}{g} \cdot u_*^3 \cdot \left(1 + \frac{u_{*t}(d_p)}{u_+}\right) \cdot \left(1 - \frac{u_{*t}^2(d_p)}{u_*^2}\right) \quad (3.15)$$

Unter idealisierten Bedingungen nimmt die Konstante C den Wert 2,61 an. Um den horizontalen Saltationsfluss in Feldmessungen nachzubilden, muss allerdings ein deutlich geringerer Wert für C angenommen werden (Gomes et al., 2003). Den gesamten horizontalen Saltationsfluss F_{th} erhält man durch Integration über die gesamte Partikelgrößenverteilung, gewichtet nach ihrem Durchmesser und ihrem Anteil an der Bodenfläche.

Der Berechnung des gesamten vertikalen Staubflusses F_{tv} basiert auf der Aufteilung der kinetischen Energie auf die drei Staubmodi. Der vertikale Massenfluss für die Staubmode i , in Abhängigkeit des Partikeldurchmessers, ist gegeben durch:

$$F_{v,i}(d_p) = \frac{\pi}{6} \cdot \rho_p \cdot d_{d,i}^3 \cdot \frac{p_i(d_p) \cdot E(d_p)}{e_i} \quad (3.16)$$

Dabei beschreibt $E(d_p)$ den kinetischen Energiefluss der Saltationspartikel mit Durchmesser d_p und ist näherungsweise proportional zum horizontalen Saltationsfluss. e_i ist die Bindungsenergie der Mode i , $d_{p,i}$ der dazugehörige Mediandurchmesser. Um den gesamten vertikalen Staubfluss F_{tv} zu erhalten, wird $F_{v,i}$ über die gesamten Partikelgrößen der Saltationspartikel integriert (Vogel et al., 2006; Stanelle, 2008)

In COSMO-ART können in jeder Gitterzelle bis zu fünf verschiedene Bodenarten vorliegen. Der Datensatz beinhaltet 13 verschiedene Klassifizierung von Sandböden. Darin sind Informationen über den Mediandurchmesser sowie über die Standardabweichung der Partikelverteilung am Boden enthalten (Stanelle, 2008).

3.2.2 Der Transport von Partikeln in COSMO-ART

Die Gleichungen für den Transport von Staubpartikeln in COSMO-ART wird in dem Modul MADEsoot gelöst. Dazu wird ein modaler Ansatz verwendet, um die Dispersion von Mineralstaubpartikeln zu beschreiben. Dafür werden zusätzliche prognostische Gleichungen für die reynoldsgemittelte Anzahldichte \overline{N}_i und Massendichte \overline{m}_i gelöst. In ihnen sind die drei Windgeschwindigkeitskomponenten sowie der turbulente Wärmeaustauschkoeffizient K_h enthalten; K_h wird dem meteorologischen Teil des Modells entnommen. Die jeweiligen prognostischen Gleichungen hängen von der Sedimentationsgeschwindigkeit $\nu_{sN,i}$

für die Anzahldichte respektive der Sedimentationsgeschwindigkeit für die Massendichte $\nu_{sm,i}$ ab. Zusätzlich wird die gegenwärtige Änderung der Anzahldichte ($E_{N,i}$) bzw. der Massendichte ($E_{m,i}$) durch die Emission berücksichtigt. Im Falle von Mineralstaub ist die Emission nur an der Oberfläche größer als Null.

Sowohl die Anzahldichte als auch die Massendichte wird für alle drei Modi als lognormal-Verteilung angenommen. Die jeweiligen Sedimentationsgeschwindigkeiten sind durch das Stokes'sche Gesetz unter der Verwendung des Cunningham-Korrekturfaktors gegeben, integriert über die lognormal Verteilung (Binkowski und Shankar, 1995).

Kapitel 4

Die Entstehung und der Verlauf der Staubepisode

In dem für die Arbeit relevanten Zeitraum vom 8. Juni 2006 bis zum 14. Juni 2006 kommt es besonders über der Bodélé zu zahlreichen Staubereignissen. Staubwolken in Afrika lassen sich hervorragend mittels des SEVIRI Staubprodukts beschreiben und mit den Ergebnissen von COSMO-ART vergleichen. Der SEVIRI (**S**pinning **E**nhanced **V**isible and **I**nfrared **I**mager) befindet sich an Bord des “**M**eteosat **S**econd **G**eneration”-Satelliten (MSG) und hat zwölf Spektralkanäle. Acht dieser Kanäle arbeiten im thermischen Infrarot, um mehr Informationen über die Temperatur der Wolken, der Landoberfläche oder der Meeresoberfläche zu gewinnen. Die Staubprodukte werden durch die IR 8,7, 10,8 und 12,0 μm Bänder mit Hilfe des Eumetsat Staubproduktalgorithmus generiert. Dieser beruht auf einer RGB Farbcodierung, bei der die Differenzen zwischen den drei Infrarotbändern einen RGB-Farbwert zugewiesen bekommen. Dadurch ergibt sich eine Farbverteilung wie sie in Abbildung 4.1 zu sehen ist. Mineralstaub erscheint in den RGB Bildern in Magenta Farbtönen.

Diese Arbeit beschäftigt sich mit dem Einfluss von Mineralstaub auf die Strahlung und die Dynamik in Nordafrika. Das Modellgebiet erstreckt sich von 40° W bis 40° O und vom Äquator bis nach 35° N (Abbildung 4.2). Horizontal wurde COSMO-ART mit einer Auflösung von 0,25° betrieben, was etwa einem Gitterpunktsabstand von 28 km entspricht.

Dust Product Interpretation
Thick high-level cloud
Thin cirrus, contrail
Thick mid-level cloud
Thin mid-level cloud
Low cloud (cold atmosphere)
Low cloud (warm atmosphere)
Dust storm
Ocean
Cold Desert
Warm Desert
Cold Land
Warm Land

Abbildung 4.1: SEVIRI RGB Farbcodierung, festgelegt durch den Eumetsat Algorithmus für Staubprodukte.

Vertikal ist die Atmosphäre in 50 Modellschichten unterteilt. Beide Modellläufe werden am 8. Juni 2006, 12 UTC, initialisiert und umfassen einen Vorhersagezeitraum von 144 Stunden. Die zeitliche Auflösung beträgt 45 s. Zur Parametrisierung der Konvektion wurde das Schema nach Tiedtke (Tiedtke, 1989) verwendet. Angetrieben wird das Modell durch Analysedaten des ECMWF. Um die ECMWF-Daten auf dem Gitterpunktsmodell des COSMO Modellsystems zu nutzen, werden diese mit Hilfe eines Interpolationsprogramms für das Modellgebiet und für die Auflösung aufbereitet. Eine Simulation betrachtet die Strahlungswechselwirkung mit dynamisch simuliertem Staub (Sww). Das bedeutet, dass zum Startzeitpunkt kein Staub im Modellgebiet vorhanden ist, und im Modell der Staub zuerst entstehen muss. In einer zweiten Simulation (nT) liegt eine klimatologisch begründete Staubverteilung bereits am Anfang vor. Hier findet eine Strahlungswechselwirkung lediglich mit dieser konstanten Staubverteilung statt, der dynamisch generierte Staub wird zwar emittiert und transportiert, nimmt aber keinen Einfluss auf die Strahlungsfelder. In die Strahlungsroutine von COSMO-ART geht dabei direkt die optische Dicke bei 550 nm ein. In Abhängigkeit von dieser werden dann die optischen Dicken der einzelnen Strahlungsbänder bestimmt. Abbildung 4.3 zeigt die horizontale Verteilung der

in der Strahlungsroutine GRAALS verwendeten Aerosol optischen Dicke der Wüstenae-
rosole. Die maximalen Werte von bis zu 0,7 findet man im zentralen Bereich der Sahara
wieder. In Afrika kann die optische Dicke während starker Staubereignisse Werte von über
3,0 annehmen. Die räumliche und zeitliche Verteilung unterliegt einer hohen Variabilität,
so dass bei Verwendung dieser zeitlich konstanten Werte der AOT der Einfluss von Mine-
ralstaub auf die Strahlungsflüsse deutlich unterschätzt wird (Stanelle, 2008). Abbildung
4.4 gibt Auskunft über die vertikale Verteilung der klimatologischen AOT. Ihr Maximum
erreicht die optische Dicke in einer Höhe von 2 km über der Erdoberfläche und nimmt dann
exponentiell mit der Höhe ab. Aus Kapitel 3 ging für die Emission der Mineralstaubpar-
tikel eine Abhängigkeit von den Bodeneigenschaften hervor. Diese stehen dem Modell in
einer Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$ aus einem Datensatz von Marticorena zur Verfügung.

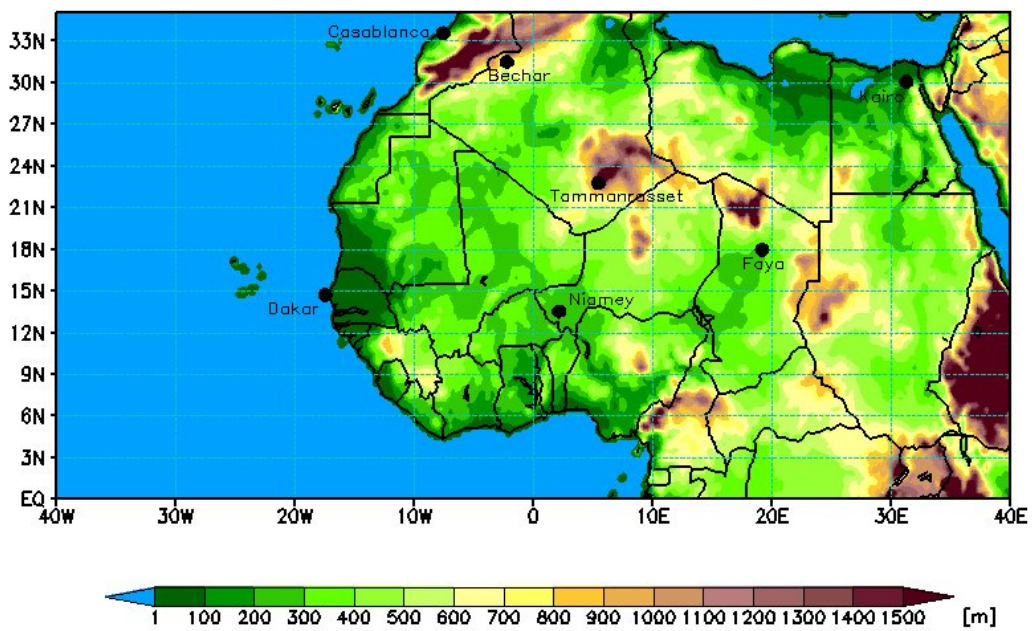


Abbildung 4.2: Physikalische Karte des Modellgebietes in COSMO (oben) und politische Karte von Nordafrika (unten).

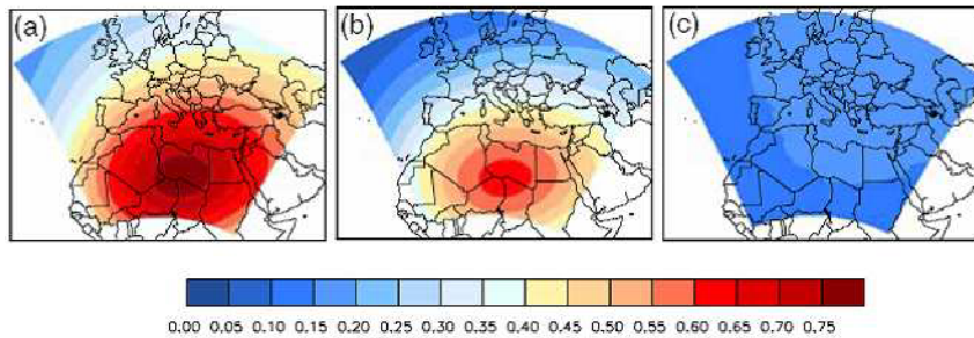


Abbildung 4.3: AOT bei 550 nm in GRAALS: a) Summe aller Aerosole, b) nur das Wüsten aerosol, c) Summe aller Aerosole abzüglich der Wüsten aerosole (Abb.1 in Helmert et al., 2007).

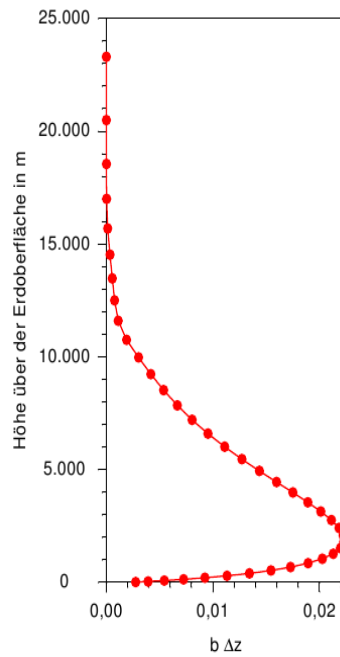


Abbildung 4.4: Vertikale Verteilung des zeitlich konstanten Wüsten aerosols in GRAALS bei einer gesamt optischen Dicke von 0,7 (Stanelle, 2008).

4.1 Die zeitliche Entwicklung der Staubepisode vom 9.-13. Juni 2006

Abbildung 4.5 zeigt den dreistündigen Verlauf der SEVIRI Staubprodukte am 9. Juni 2006. Gemäß der RGB Farbcodierung aus dem Eumetsat Algorithmus erscheint Staub in Magenta Farbtönen. Die dunkelroten Farbtöne werden Wolken mit großer vertikaler Ausdehnung, wie beispielsweise den MCSs, zugeordnet. Hellbraune Farbtöne repräsentieren tiefe Wolke in einer kühlen Umgebung, die purpurnen Farben geben die Lage von tiefen Wolken in einer warmen Umgebung wieder. Um 09 UTC erstreckt sich eine Staubwolke von Mali bis nach Algerien. An ihrer nördlichen Flanke befinden sich einige tiefe Wolkenreste. Im Süden zeichnen sich einige hochreichende Konvektionszellen im Bereich der ITCZ ab. Das für diese Arbeit relevante Staubereignis (1) ist weiter im Westen über der Bodélé zu sehen (Abbildung 4.5a). Nördlich schließt sich das Tibesti Gebirge an, welches vom nördlichen Tschad bis in den Süden Libyens hineinreicht. Östlich der Bodélé liegt das Ennedi Gebirge, ein sich von Nord nach Süd erstreckendes Gebirge, das bis an die sudanesischen Grenze reicht. Eine weitere Staubwolke über dem Sudan hat ihr Quellgebiet im Norden des Landes (Flamant, 2009). Zwischen 9 UTC und 12 UTC findet die stärkste Mineralstaubemission über der Bodélé Depression statt.

Um 15 UTC breitet sich der Staub weiter in Richtung Westen aus. Südwestlich der Staubfront befinden sich immer noch einige konvektive Systeme über dem südlichen Niger (MCC); auch über Algerien bilden sich konvektive Zellen aus, während sich im Süden des Sudan ein neuer konvektiver Komplex (2) formiert (Abbildung 4.5c), der in den folgenden drei Stunden zu einem ausgeprägten MCS heranwächst. Der Staub erreicht in der Zwischenzeit den zentralen Bereich des Niger. Zwischen dem MCS über dem Süden des Tschads und dem großen MCC, der vom südlichen Niger unter Abschwächung weiter nach Westen zieht, entsteht ein wolkenfreies Gebiet (Abbildung 4.5e und 4.5f). Die Staubwolke (1) bewegt sich zum einen westwärts und kann zum anderen auch vorderseitig des MCS (2) etwas nach Süden vorstoßen. Große Teile Südalgeriens liegen unter Wolken.

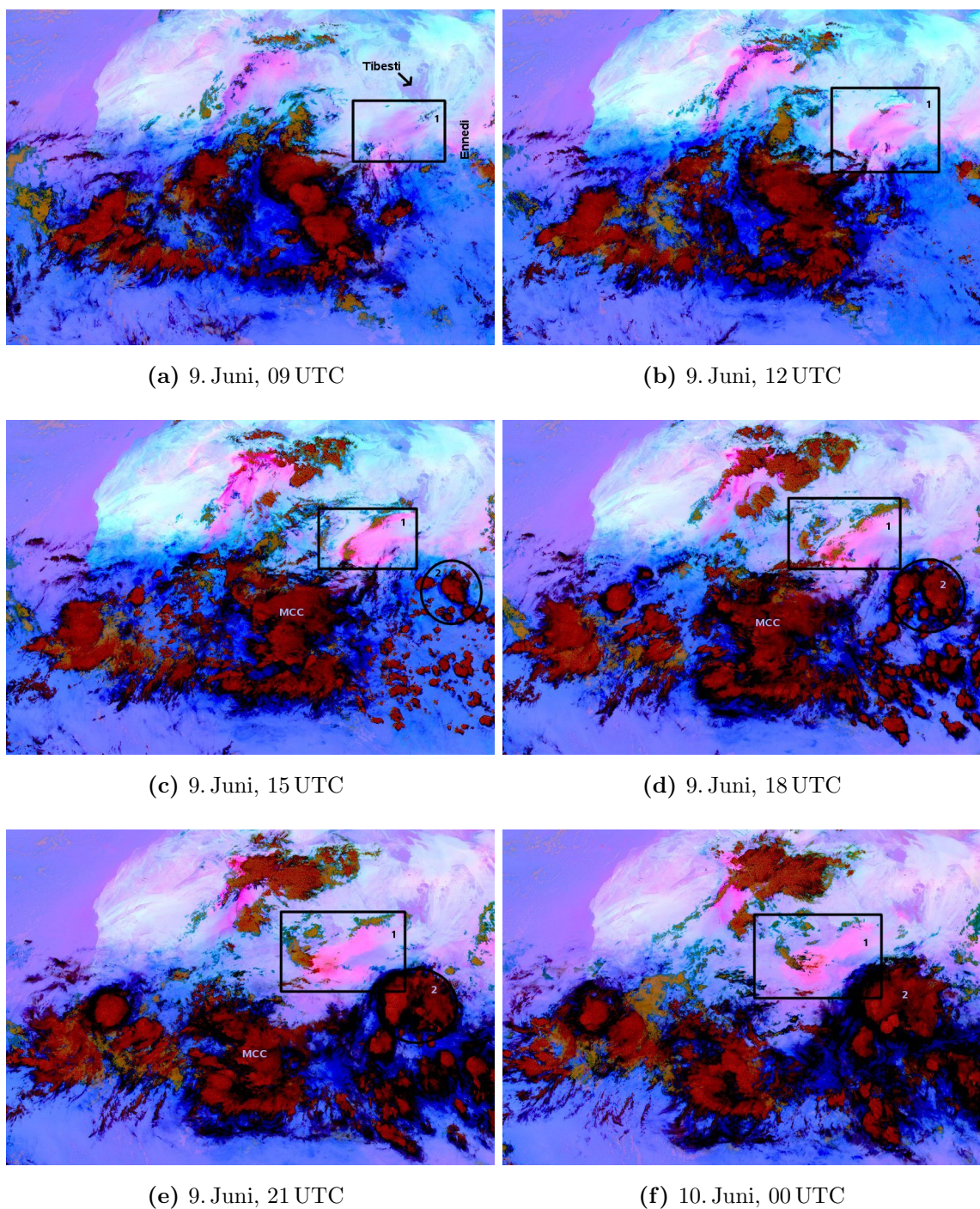


Abbildung 4.5: SEVIRI Staubprodukt vom 09. Juni 2006, 09 UTC, bis zum 10. Juni 2006, 00 UTC.

Abbildung 4.6 zeigt die Staubprodukte vom 10. Juni 2006, 12 UTC, bis zum 13. Juni 2006, 00 UTC, in jeweils zwölfstündigem Abstand. Zum ersten Zeitpunkt bewegt sich der südliche Teil der Staubwolke weiter nach Westen. Der nördliche Rand bekommt eine leicht nördliche Komponente und bewegt sich über den Norden des Nigers weiter in Richtung Algerien. Über der Bodélé kommt es erneut zur Emission von Mineralstaub (3). Die Staubwolke über Algerien wird weiter in Richtung Marokko advehiert. Zwischen ihr und dem aus Süden herantransportierten Staub (1b) befindet sich ein Bereich mit etwas feuchteren Luftmassen.

Während der nächsten zwölf Stunden verlagert sich die Staubwolke 1a weiter nach Westen und bedeckt am 11. Juni 2006, 00 UTC, den Niger und fast das gesamte Mali. Der nördliche Rand der Wolke (1b) zieht weiter über den nördlichen Niger nach Algerien bis fast zum Hoggar-Gebirge im Süden des Landes. Die neu emittierte Staubwolke (3) bewegt sich zunächst kompakt Richtung Westen. Südlich von 3 hat sich ein Wolkenschirm bis in das Staubgebiet geschoben; an seiner westlichen Flanke handelt es sich dabei um tiefe Wolken, während sich nach Osten hin noch weiter hochreichende Konvektion befindet.

Gegen Mittag des 11. Juni 2006 hat sich dieses Wolkensystem fast komplett aufgelöst, auch sind von dem Wolkenband über Algerien nur noch Reste zu erkennen. Die Staubwolke 1b zieht weiter nach Norden und bleibt dort relativ stationär. Die blauen Farben deuten zwischen 1a und 3 auf ein Bereich mit einer relativ feuchten und kühlen Luftmasse hin. Westlich davon driftet der Staub in der Wolke 1a weiter nach Westen und Südwesten in Richtung Atlantik, während über der Bodélé eine weitere Staubwolke (4) entsteht; auch sie bewegt sich mit kleinem Abstand zu 3 nach Westen. Später kommt es südlich des Sahel verbreitet zur Wolkenauflösung. Von der sich weiter nach Westen bewegenden Staubwolke 4 gelangt ein Teil der Partikel weit nach Süden. Aufgrund der dort vorherrschenden kühlen Temperaturen am Boden (blaue Farbtöne) lässt sich daraus schließen, dass diese Staubschicht über die kühle Monunschicht am Boden gehoben wird.

Über der Bodélé kommt es am 12. Juni 2006, 12 UTC, erneut zur Staubemission. Diese neue kleine Staubwolke zerfällt recht schnell und ist zwölf Stunden später kaum noch als eigenständige Staubwolke zu erkennen. Der südliche Teil der zu Beginn des Beobachtungszeitraums emittierte Staubwolke (1) erreicht am 13. Juni 2006, 00 UTC, etwa die Atlantikküste. Ihr nördlicher Teil (1b) und Staubwolke 3 lassen sich nach erneuter Wolkenbildung über Algerien (Abbildung 4.6d) nicht mehr eindeutig identifizieren.

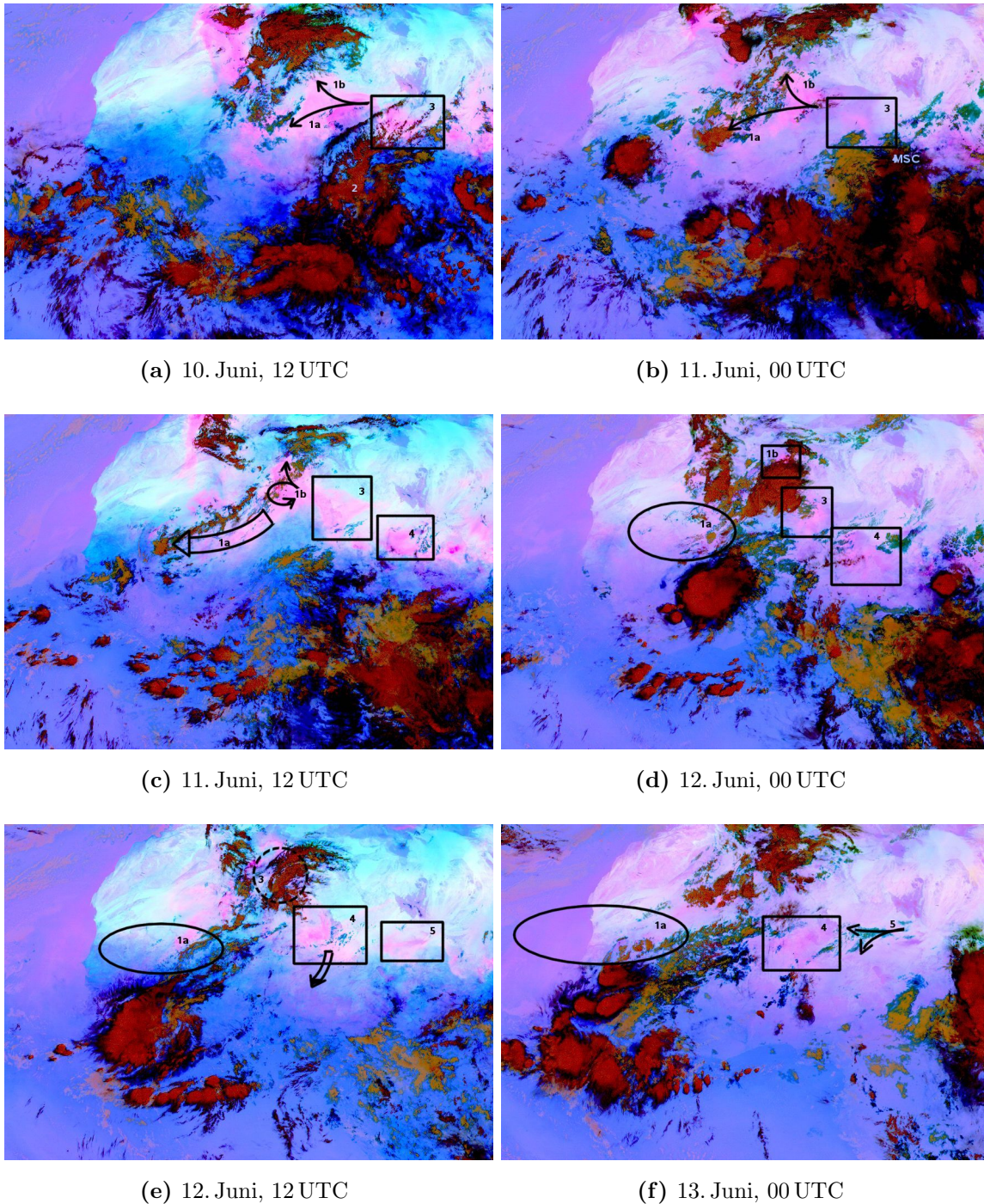


Abbildung 4.6: SEVIRI Staubprodukt vom 10. Juni 2006, 12 UTC, bis zum 13. Juni 2006, 00 UTC.

4.2 Die räumliche und zeitliche Ausbreitung des Staubes in COSMO-ART

4.2.1 Die zeitliche Entwicklung

Zu Beginn des Beobachtungszeitraums am 9. Juni 2006, 09 UTC, (Abbildung 4.7a) simuliert das Modell eine Staubfahne (1), die sich mit einer AOT von 1,5 bis 2 von der Gegend um Faya aus nach Südwesten ausbreitet. Zu diesem Zeitpunkt wehen dort bodennah kräftige Winde aus Nordost. Weiter im Westen dringt die südliche Monsunströmung verhältnismäßig weit nach Norden bis nach Südalgerien vor. Auch COSMO-ART simuliert die stärkste Emission zwischen 09 UTC und 12 UTC. In Abbildung 4.7b ist die AOT westlich von Faya in einem großen Gebiet auf deutlich über 2,5 gestiegen. Verglichen mit dem SEVIRI Staubprodukt (Abbildung 4.5b) wird die Lage der Staubwolke (1) sehr gut wiedergegeben. Die Staubwolke über Algerien hingegen taucht im Modell nicht auf, da diese bereits vor dem 9. Juni 2006 durch die Böenfront eines konvektiven Systems (ohne Abbildung) hervorgerufen wurde. Aufgrund der relativ groben Auflösung des Modells wurde das konvektive System und die dazugehörige Böenfront nicht aufgelöst. In den kommenden zwölf Stunden bewegt sich die Staubwolke weiter in Richtung Südwesten. Nordwestlich von Tamanrasset (TR) bleibt ein recht großer Bereich staubfrei, der gut mit dem Gebiet übereinstimmt, in dem es über Algerien zur Wolkenbildung kommt. Zwischen 15 UTC und 18 UTC kommt es auch über dem Sudan zur Emission von Staub. Lokal wird eine optische Dicke von über 1,5 erreicht. In den SEVIRI Satellitenbildern zeichnet sich nordöstlich vom Ennedi-Gebirge ebenfalls eine kontinuierliche Staubemission ab. Diese Staubemission sorgt dafür, dass in der Nacht zum 10. Juni 2006 große Teile des nördlichen Tschad unter einer Staubwolke mit einer optischen Dicke von vielfach über 1,0 liegen.

Abbildung 4.8 zeigt die Entwicklung der AOT aus der Simulation Sww für den 10. Juni 2006, 12 UTC, bis zum 13. Juni, 00 UTC, dargestellt. Südwestlich von Tamanrasset dreht der Wind auf Südost und transportiert vor allem den nördlichen Teil von Staubwolke 1 in nach Nordwesten. Der südliche Rand breitet sich weiter in Richtung Südwesten aus. Das Satellitenbild (Abbildung 4.6a) zeigt einen ähnlichen Verlauf. Die Tatsache, dass am süd-

westlichen Rand der Staubwolke der Wind in 1000 hPa aus Südwest weht, weist darauf hin, dass die Staubwolke an dieser Stelle bereits über die bodennahe Luftschicht gehoben wurde. Über der Bodélé kommt es zu einer weiteren Emission von Staub. Die optische Dicke erreicht dort erneut Werte über 2,5.

Am 11. Juni 2006 breitet sich 1a etwas weiter nach Südwesten aus, während die nördlichen Teile (1b) weiter nach Norden bis zum Hoggar-Gebirge transportiert werden. Mit zunehmendem Abstand zur Quelle nimmt auch die optische Dicke bei 1a ab. Vor allem Partikel mit großem Durchmesser fallen während des Transports entsprechend früher aus. Im Norden von Algerien kommt es zu einer starken Emission von Mineralstaub, was die Satellitenbilder allerdings nicht bestätigen. Die Staubwolke 3 bewegt sich weiter nach Westen.

Ab dem 11. Juni 2006, 00 UTC, simuliert COSMO-ART durchgängig Staub in der Gegend der Bodélé, was die SEVIRI Staubprodukte belegen. So kommt es besonders um 00 UTC (Abbildung 4.8b) großräumig zur Staubemission. Die Lage der Staubwolke 3 wird vom Modell bereits etwas zu weit nördlich bestimmt. Zwölf Stunden später detektiert der Satellit eine neue, eigenständige Staubwolke, die sich auch in der vom Modell simulierten AOT erkennen lässt. Allerdings simuliert das Modell dieses Maximum wieder etwas zu weit nördlich am Rande des Tibesti-Gebirges. Die nach Norden verfrachtete Staubwolke 1b bewegt sich östlich von Tamanrasset nach Norden, bleibt dort aber im weiteren Verlauf annähernd stationär. Auch Staubwolke 3 wird überwiegend nach Norden transportiert. 1b und 3 lassen sich am 12. Juni 2006, 12 UTC, auch in den Satellitenbildern nicht mehr auseinander halten. In den SEVIRI Staubprodukten ist es aufgrund der Wolkenbildung über Algerien kaum möglich zu erkennen, ob sich der Staub noch in der Atmosphäre befindet. Sowohl Messungen der AERONET Stationen (**“Aerosol Robotic Network”**) als auch die beiden Modellsimulationen geben für Tamanrasset eine AOT von rund 1,5 an, was darauf schließen lässt, dass sich dort weiterhin Staub in der Atmosphäre befindet. Weiter im Osten simuliert das Modell mit Werten bis zu 2,5 nach wie vor hohe optische Dicken für dieses Gebiet am östlichen Rand des Hogars. Zusätzlich emittiert Simulation Sww zum Ende des betrachteten Zeitraumes viel Staub über Libyen, was sich in den Satellitendaten nicht erkennen lässt. Die Staubwolke 1a wird weiter nach Westen transportiert und erreicht zwischen dem 12. Juni 2006, 12 UTC, und dem 13. Juni 2006, 00 UTC, die Atlan-

tikküste.

Am 12. Juni 2006, 12 UTC, simuliert das Modell abermals ein kleines Maximum der AOT nordwestlich von Faya. Abbildung 4.6e zeigt eine kleine Staubwolke (5) südlich des Tibesti, die mit der vom Modell simulierten zeitlich zwar gut übereinstimmt, allerdings ist auch hier die Lage zu weit nördlich simuliert. Zum Ende des betrachteten Zeitraumes breitet sich in Abbildung 4.8f der Staub insbesondere zwischen dem Niger, Ostmali, Südalgerien und dem Süden Libyens aus. Dabei werden vermehrt optische Dicken von über 1,0 erreicht. Passend dazu verteilt sich der Staub auch in den Satellitenbildern zum Ende des Zeitraumes mit geringeren Intensitäten großflächig. Die Lage von Staubwolke 4 und 5 berechnet das Modell zwar zu weit nördlich, die Staubverteilung dieser beiden kleinen Staubereignisse gibt es jedoch gut wieder. Zum einen vermischen sich beide Wolken zum 13. Juni 2006 und zum anderen breitet sich besonders Staubwolke 4 weiter nach Süden aus. Da die Winde bodennah entgegen der Ausbreitungsrichtung wehen, liegt der Schluss nahe, dass sich die Staubschicht hier am südlichen Ende bereits vom Boden abgehoben hat.

4.2 Die räumliche und zeitliche Ausbreitung des Staubes in COSMO-ART

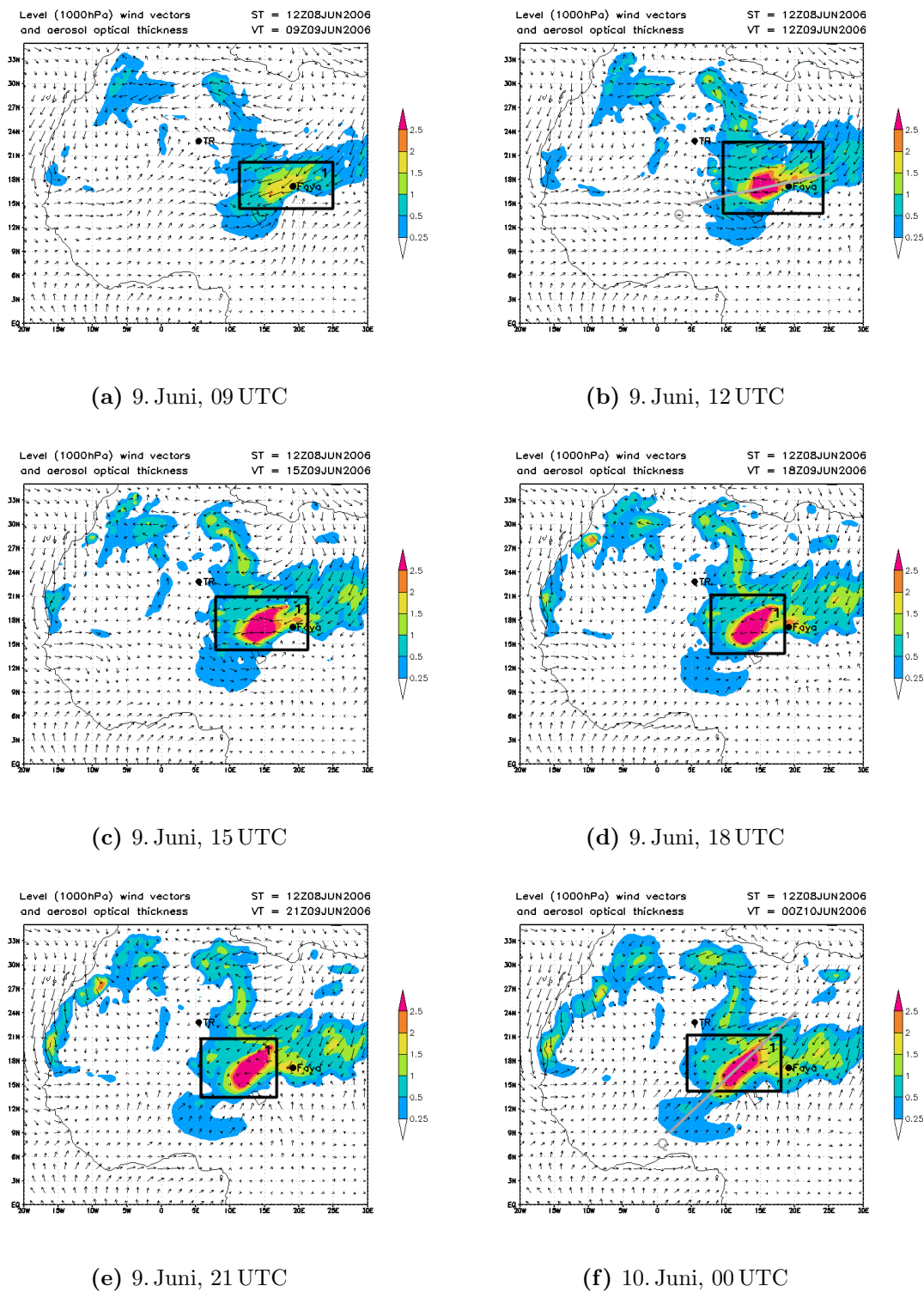


Abbildung 4.7: Berechnete AOT bei 450 nm aus Simulation Sww vom 9. Juni 2006, 09 UTC, bis zum 10. Juni 2006, 00 UTC, dreistündig.

4.2 Die räumliche und zeitliche Ausbreitung des Staubes in COSMO-ART

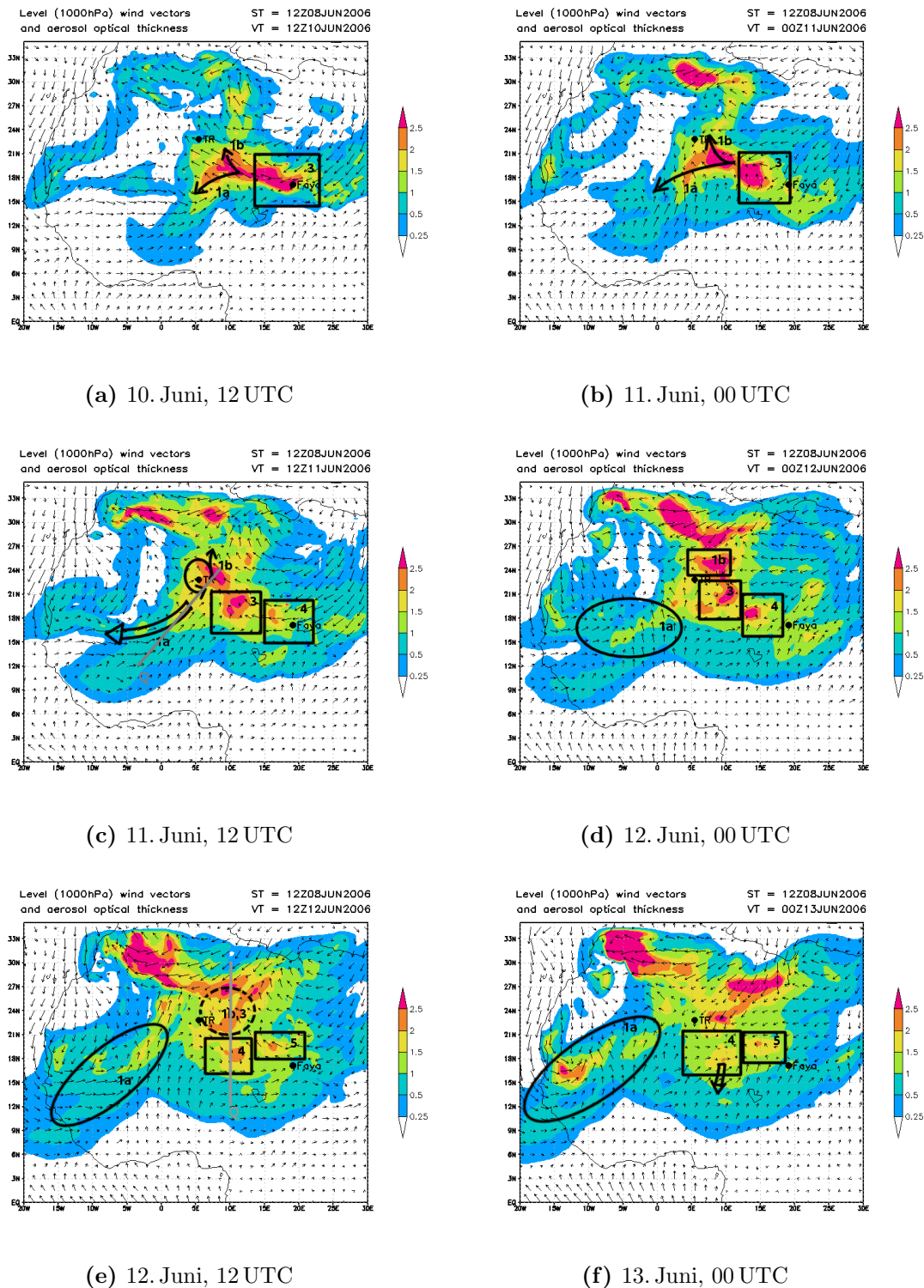


Abbildung 4.8: Berechnete AOT bei 450 nm aus Simulation Sww vom 10. Juni 2006, 12 UTC, bis zum 13 Juni 2006, 00 UTC, zwölfstündig.

4.2.2 Die vertikale Staubverteilung

Querschnitte liefern weitere Informationen über die vertikale Verteilung des Staubes in dem Zeitraum. Dabei ist die Lage der Querschnitte zum jeweiligen Zeitpunkt in der entsprechenden Darstellung der AOT in den Abbildungen 4.7 und 4.8 mit einer grauen Linie markiert.

Am 9. Juni 2006, 12 UTC, wird der meiste Staub an die Atmosphäre abgegeben. Besonders zwischen 800 km und 1500 km treten mit über $1500 \mu\text{gm}^{-3}$ hohe Konzentrationen auf. Der Staub befindet sich zu diesem Zeitpunkt fast ausschließlich unterhalb von 850 hPa. Mit der bodennahen Strömung wird er weiter nach Westen bzw. Südwesten transportiert, wo sich der Einfluss der ITD bemerkbar macht. Die bodennahen Winde konvergieren bei 350 km; in dieser baroklinen Zone kommt es zu Hebung. Dadurch kann der Staub über die feuchtkalte Monsunluft gelangen. Die eigentliche Staubfront ist aber noch über 200 km von der ITD entfernt.

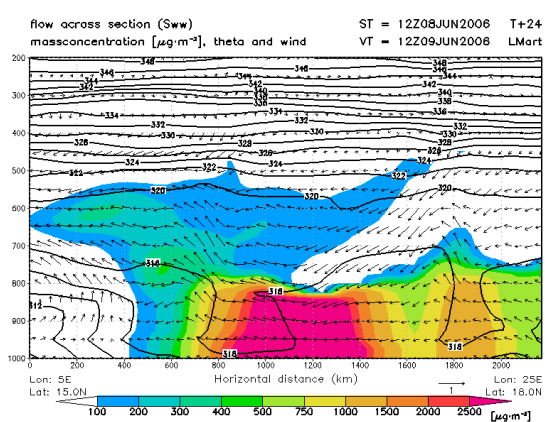
Zwölf Stunden später hat sich die kompakte Staubwolke weiter in Richtung Südwesten verlagert. Abbildung 4.9b zeigt den Querschnitt am 10. Juni 2006, 00 UTC. Trotz der nächtlichen Abkühlung liegt die bodennahe Temperatur zwischen 1200 km und 2000 km unterhalb der Staubschicht deutlich höher als in anderen Gebieten. Innerhalb der warmen und staubigen Saharaluft kommt es zur Hebung; der Mineralstaub gelangt mit den aufsteigenden Luftmassen bis zum Oberrand der SPBL in etwa 500 hPa. Von dort breitet er sich mit einer horizontalen Strömung in Richtung Süden aus. Der Staub oberhalb der Monsunschicht wird durch die nächtliche Durchmischung der nach Norden wandernden Monsunluftschicht teilweise in diese eingemischt. So kommt es mit bis zu $500 \mu\text{gm}^{-3}$ in der Monsunluft zwischen 150 km und 500 km zu verhältnismäßig hohen Konzentrationen. Da besonders der bodennahe Wind nördlich der ITD eine nur kleine meridionale Komponente besitzt, wird der Staub an der Grenze zwischen der Monsunluft und der Saharaluft nach Westen transportiert. Dadurch steigt verhältnismäßig wenig Staub entlang der ITD auf. Der primäre Staubtransport in Richtung Süden spielt sich hier also am Oberrand der Saharagrenzschicht ab.

Am 11. Juni 2006, 12 UTC, befindet sich ein großer Teil des Staubereignisses 1 nordöstlich von Tamanrasset. Von Südwesten her dringt die kühle Monsunströmung sehr weit nach Norden vor. Bodennah wehen entlang des kompletten Vertikalschnittes südwestliche Winde, die den Staub weiter nach Nordosten transportieren. Am Oberrand der SPBL wird der Staub entgegengesetzt nach Süden transportiert. In einer Höhe von 550 hPa erstreckt sich ein Staubschirm bis weit nach Süden. Mit bis zu $500 \mu\text{gm}^{-3}$ werden hier für dieses Niveau hohe Staubkonzentrationen erreicht. Darunter befindet sich ein weiteres Maximum der Massenkonzentration am südlichen Rand des Vertikalschnittes. Zwischen 900 hPa und 800 hPa wird mit bis zu $400 \mu\text{gm}^{-3}$ dennoch eine geringer Massenkonzentration wie in 550 hPa simuliert.

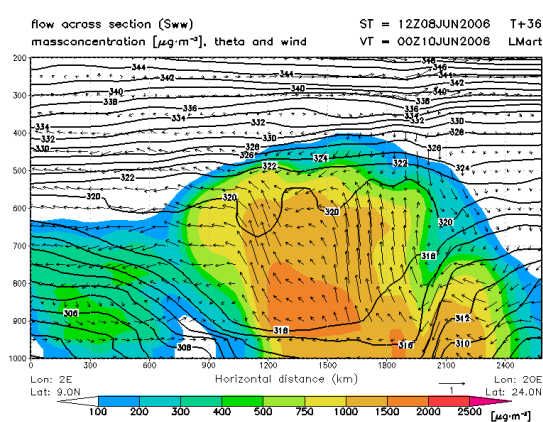
Dass sich einen Tag später, am 12 Juni 2006, 12 UTC, über Mauretanien kleine Staubwolken lösen (Abbildung 4.8e), kann im SEVIRI Staubprodukt nicht bestätigt werden. Die gehobene Staubschicht aus Abbildung 4.9c verlagert sich weiter in Richtung Atlantik (ohne Abbildung). Der Querschnitt in Abbildung 4.9d zeigt die Vertikalstruktur des Mineralstaubes in einem Nord-Süd Schnitt durch die gesamte Staubregion. Inzwischen hat sich der Staub in der gut durchmischten Saharagrenzschicht verteilt. Zwischen 16°N und 28°N erreicht die Massenkonzentration flächendeckend Werte von über $500 \mu\text{gm}^{-3}$. Im Bereich zwischen 17°N und 22°N wird Staubwolke 4 mit bis zu $1500 \mu\text{gm}^{-3}$ durch den Querschnitt transportiert. Am südlichen Rand dieser Staubwolke bei $15,5^\circ\text{N}$ befindet sich die ITD, an der es durch die konvergierenden Luftmassen in den untersten Schichten zur Hebung kommt. Bodennah haben die Winde zwischen 18°N und 22°N eine schwache nördliche Komponente. Ab 20°N gerät der Staub auf dem Weg in Richtung Süden unter den Einfluss der Hebung. Südlich von 20°N werden bis zur Obergrenze des SPBL Massenkonzentration bis über $1000 \mu\text{gm}^{-3}$ simuliert. Bei 12°N befindet sich in einer Höhe von 600 hPa ebenfalls ein lokales Maximum. Zwischen 26°N und 28°N kommt es bodennah zur starken Emission von Mineralstaub. Dieser Staub lässt sich in Beobachtungen nicht bestätigen.

Besonders die Emission wird zeitlich gut vom Modell wiedergegeben wird. Die Lage der

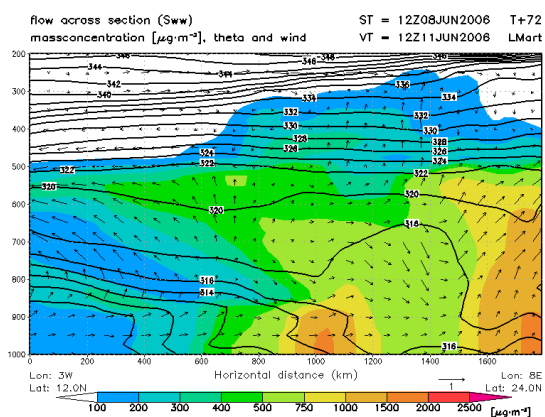
Quellgebiete wird mit zunehmender Vorhersagezeit schlechter wiedergegeben. Die räumliche Ausbreitung der Mineralstaubpartikel ist besonders im Bereich der weit nach Norden vordringenden Monsunluftmassen über Mali und Südalgerien mit Unsicherheiten belegt. Das Modell transportiert vor allem gegen Ende des Vorhersagezeitraumes zuviel Staub nach Libyen und in den Norden von Algerien. Zusätzlich kommt es in diesen Gebieten zur Emission von Staubpartikeln, was sich durch Satellitenbilder nicht bestätigen lässt. Die Transportwege bodennah entlang der ITD und in den höheren Niveaus mit dem AEJ wird vom Modell zufriedenstellend erfasst.



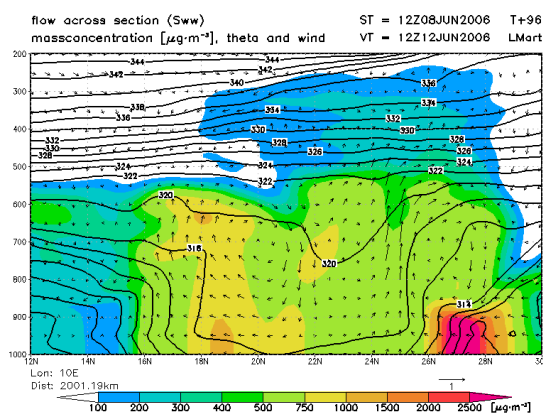
(a) 9. Juni, 12 UTC (Abbildung 4.7b)



(b) 10. Juni, 00 UTC (Abbildung 4.7f)



(c) 11. Juni, 12 UTC (Abbildung 4.8c)



(d) 12. Juni, 12 UTC (Abbildung 4.8e)

Abbildung 4.9: Querschnitte der Massenkonzentration (farbig), Theta (Kontur) und Wind entlang der Schnittfläche (Vektoren) vom. Die Lage des Querschnittes ist entsprechend den Abbildungen 4.7 und 4.8 zu entnehmen.

4.3 Die synoptische Situation aus den ECMWF Analysedaten

Die stärkste Emission von Mineralstaub findet am 9. Juni zwischen 09 UTC und 12 UTC statt. Ab diesem Zeitpunkt wird sowohl über dem nördlichen Sudan, als auch in der Bodélé mehr oder weniger kontinuierlich Staub in die Atmosphäre eingebracht. Dies kann zu deutlichen Unterschieden in der Strahlungsbilanz am Boden führen und darüber hinaus erhebliche Unterschiede in beiden COSMO-ART Simulationen mit sich bringen. Ein synoptischer Überblick soll die Entstehung der Staubwolke (1) verdeutlichen.

Am 8. Juni 2006, 12 UTC, befindet sich ein Hochdruckgebiet mit Zentrum vor der tunesischen Küste und erstreckt sich bis Ägypten (Abbildung 4.10a). Dadurch wird relativ kühle und etwas feuchtere Mittelmeerluft nach Nordostafrika transportiert. Die Luft strömt von Ägypten ins Innere des Kontinents in Richtung Tschad. Über dem Zentraltschad befindet sich der Kern eines Tiefdruckgebietes, das zu einem Tiefdrucksystem über Nordostafrika gehört. Dieses erstreckt sich vom Tschad weiter nach Nordosten über den Sudan bis nach Ägypten. Diese beiden Druckgebilde sind verantwortlich für einen relativ kräftigen Druckgradienten der sich vom Tschad aus nach Nordosten bis nach Ägypten erstreckt. Dadurch kommt es zu einer Verstärkung der Nordostströmung in diesem Bereich, die stellenweise 20 ms^{-1} erreicht. Über Mali befindet sich der Kern des SHL, dessen Druckminimum über dem Gebiet der höchsten Temperaturen zu finden ist (Abbildung 4.11a). An seiner Ostflanke wird die Monsunströmung um das Wirbelzentrum herum bis weit nach Norden geführt, zwischen dem Nullmeridian und 5° O gelangt diese bis nach 25° N . In Verbindung mit dem SHL sorgt das Mittelmeerhoch nördlich des Hoggar ebenfalls für einen kräftigen Druckgradient, der die östlichen Winde über Libyen sowie die Nordostwinde über Zentralalgerien verstärkt. In 200 hPa befindet sich der Rest eines seichten Troges dessen Achse zwischen dem Hoggar und Tunesien liegt (Abbildung 4.12a). Er gehört zu dem Haupttrog mit Achse von Nordlibyen bis nach Europa. Über Marokko schließt sich stromauf ein Rücken an, während über dem Atlantik ein weiterer Trog in das Modellgebiet hineinwandert.

Zwölf Stunden später verlagert sich das SHL über Mali weiter nach Norwesten (Abbildung 4.10b) und führt an seiner östlichen Seite weiterhin feuchte Monsunluft nach Norden. In Abbildung 4.11b erreicht die spezifische Feuchte bei 5° O und 20° N bereits 6 gkg^{-1} . Das Hoch über dem Mittelmeer bleibt mit Zentrum vor der libyschen Küste. Über dem Osten von Libyen und über Ägypten fällt der Druck ab und mit ihm die Windgeschwindigkeit des Nordwindes über Ägypten. Weiter südlich in Richtung Sudan und besonders in Richtung Tschad bleiben die Windgeschwindigkeiten unverändert hoch. Das Tief mit Zentrum über dem Tschad hat sich etwas nach Westen verlagert. Sein Minimum hat sich noch etwas vertieft; der Druckgradient zwischen dem Zentralschad und Südlibyen bleibt groß. In Abbildung 4.12b bewegt sich der Trog in 200 hPa weiter in Richtung Osten. Über dem Atlantik nähert sich der Trog weiter Afrika. Dadurch wird der Rücken über Marokko schmaler.

Am 9. Juni ,12 UTC, hat sich das Tief über dem Tschad weiter nach Westen verlagert (Abbildung 4.10c). Unmittelbar nördlich des Tiefdruckzentrums hat der Wind von Nordost auf Ost gedreht. Dadurch können die stärksten Winde über der Bodélé auftreten, wodurch es zur Staubaufwirbelung kommt. Zu diesem Zeitpunkt hat das Tief seinen Minimaldruck erreicht. Das Hochdruckgebiet über dem Mittelmeer hat sich im Kern zwar etwas abgeschwächt, bleibt aber konstant vor der Küste Libyens liegen. Das Hitzetief über Mali zieht unterdessen weiter in Richtung Mauretanien. Rückseitig wird die Monsunluft bereits bis 27° N transportiert. In Abbildung 4.11c reicht eine Zunge mit hohen Werten der spezifischen Feuchte entlang 2° W weit nach Norden. Sowohl die 6 gkg^{-1} , 9 gkg^{-1} und 12 gkg^{-1} -Isolinien der spezifischen Feuchte haben sich im Vergleich zur Situation 24h zuvor sehr weit nach Norden verlagert. Über dem Ostniger wird hingegen trockene Luft vorderseitig des Tiefs mit Zentrum über dem Tschad nach Süden transportiert, rückseitig kommt es zur Advektion feuchter Luft nach Norden. Das feuchte Gebiet, welches sich 24 Stunden zuvor nördlich des Hoggar von Algerien bis nach Libyen erstreckt hat, verlagert sich hingegen in die Küstenregion Nordafrikas. In Abbildung 4.12c hat sich der Randtrog in 200 hPa zum einen weiter nach Osten verlagert, zum anderen in seiner Amplitude etwas verstärkt. Der Trog über der Küste von Libyen verlagert sich nur wenig, so dass der über dem Atlantik herannahende Trog den dazwischenliegenden Rücken weiter verschmälert und seine Amplitude weiter abbaut.

In der Nacht zum 10. Juni 2006 befindet sich das SHL über Mauretanien (Abbildung 4.10d). Über dem Atlantik verstärkt sich unter dem sich in 200 hPa aufwölbenden Rücken (Abbildung 4.12d) das Azorenhoch (Abbildung 4.10d), und mit ihm die nördliche Strömung entlang der westafrikanischen Küste. Das Tief mit Zentrum über dem Tschad ist unter Abschwächung weiter nach Westen gezogen und liegt nun mit Zentrum über dem Niger. Ein zweites Gebiet mit einem Druckminimum befindet sich weiterhin über dem Zentralschad. Das Hochdruckgebiet über dem Mittelmeer weicht langsam tieferem Druck und verlagert sich etwas nach Osten. Besonders der Hochdruckeinfluss über Nordalgerien und Tunesien lässt zunehmend nach. Zwischen Mauretanien und Mali gelangt weiterhin feuchte Luft nach Norden (Abbildung 4.11d). Zwischen 13° O und 23° O sorgen die kräftigen nordöstlichen Winde für einen stark ausgeprägten Feuchtegradienten entlang des 15. Breitengrades. In 200 hPa weicht der Rücken dem vom Atlantik herannahenden Trog, dessen Achse sich vom Norden Mauretaniens bis nach Marokko erstreckt. Die Höhenströmung bekommt zunehmend ein Muster, welches durch einen langwelligen Trog charakterisiert wird; an diesem werden mehrere kleine Randtröge vorbeigeführt.

Am Mittag des 10. Juni 2006 hat sich der Druck in den Zentren der Tiefdruckgebiete abgeschwächt (Abbildung 4.10e). Das Hitzetief über dem Norden Mauretaniens transportiert rückseitig feuchte Luft bis fast zum Atlasgebirge nach Marokko (Abbildung 4.11e). Südwestlich des SHL liegt ein weiteres Tiefdruckzentrum mit Kern über dem Niger, östlich davon herrscht über dem Sudan der tiefste Druck. Insgesamt betrachtet bilden diese drei Tiefdruckzentren eine Tiefdruckrinne, die sich von Mauretanien in Richtung Südosten nach Mali und von dort aus bis in den Sudan erstreckt. Die Zyklogenese in der ITD-Region resultiert aus der starken horizontalen Windscherung in den unteren Niveaus. Die Tiefdruckrinne führt an ihrer nördlichen Flanke zu einer überwiegend östlichen bodennahen Strömung. Ab dem Nullmeridian geraten die Luftmassen unter den Einfluss der sich rückseitig des SHL über Mauretanien nach Norden ausbreitenden Monsunströmung. Die Lage der Tiefdruckzentren macht sich auch im Feuchtefeld bemerkbar. In Abbildung 4.11e befindet sich der stärkste Feuchtegradient östlich des Nullmeridian bei etwa 15° N. Bei 6° O und 18° O gelangt die feuchte Luft jeweils rückseitig eines Tiefs weiter nach Norden, vorderseitig etwas trockenere Luft nach Süden. Zwischen 7° W und dem Nullmeridian

dringt die feuchte Monsunluft nach wie vor weit nach Norden in die Sahara vor. In 200 hPa (Abbildung 4.12e) ist der Rücken über Nordalgerien nicht mehr innerhalb des Ausschnittes sichtbar, stattdessen ein Trog mit seiner Achse von Mauretanien bis nach Tunesien. Über dem Atlantik wölbt sich weiter der Rücken auf.

Am 11. Juni um 00 UTC wandert der Trog unter Vergrößerung seiner Amplitude weiter nach Osten (Abbildung 4.12f). Vorderseitig verstärkt sich der Jet zwischen Mali und Libyen. Die Satellitenbilder zeigen ein Gebiet mit verstärkter Wolkenbildung über Afrika, das sich von Mali bis an die Mittelmeerküste bei Tunesien erstreckt (Abbildung 4.6b). Am Boden bleibt das Tiefdrucksystem mit den drei Zentren bestehen (Abbildung 4.10f), sie wandern etwas weiter nach Westen.

4.3 Die synoptische Situation aus den ECMWF Analysedaten

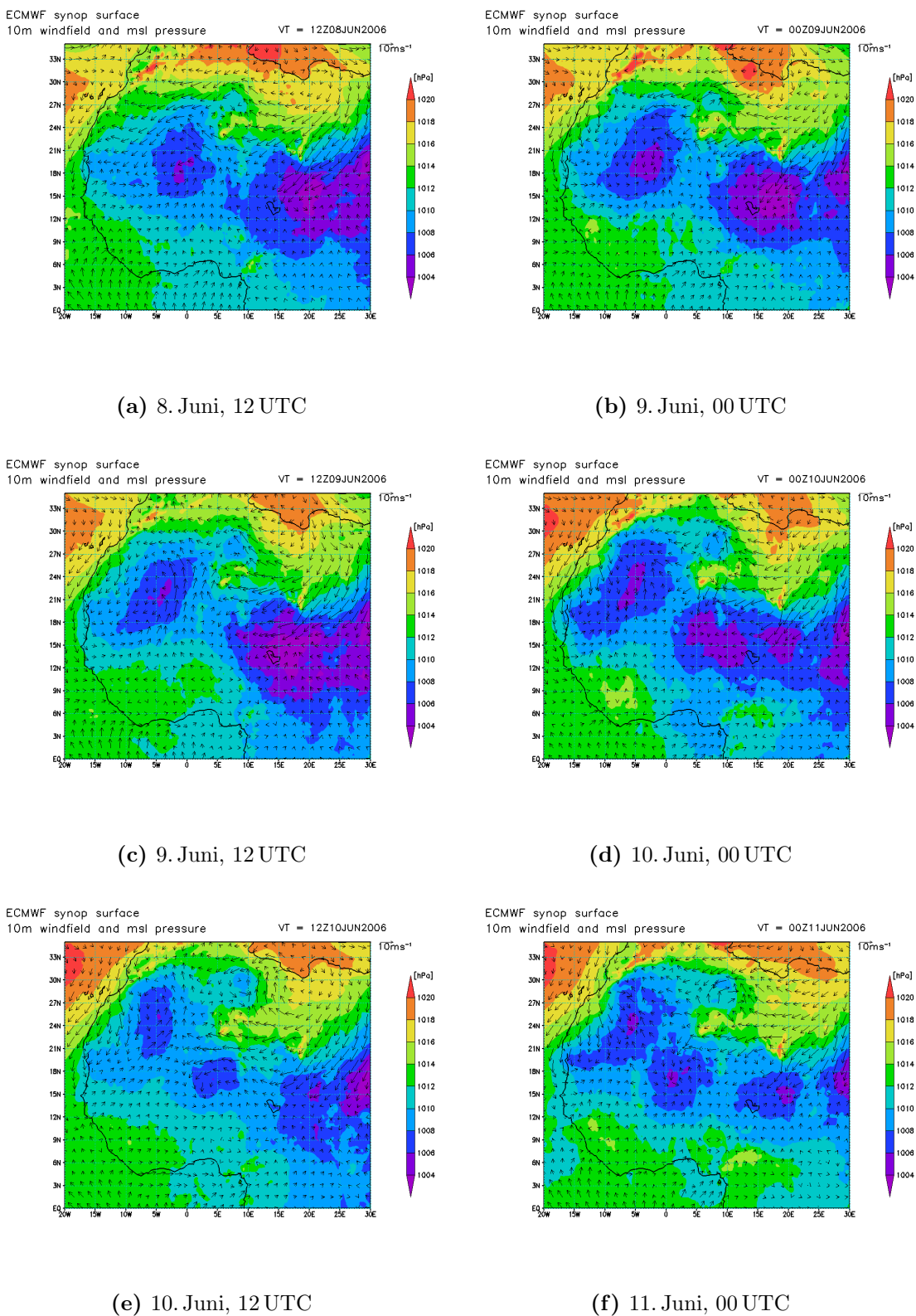
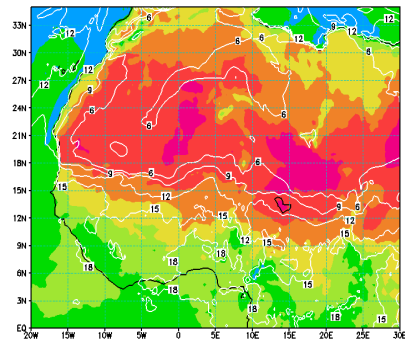


Abbildung 4.10: Bodendruck reduziert auf NN in hPa (farbig) und Windvektoren des 10 m-Windes aus den ECMWF-Analysedaten vom 8. Juni 2006, 12 UTC bis zum 11. Juni 2006, 00 UTC.

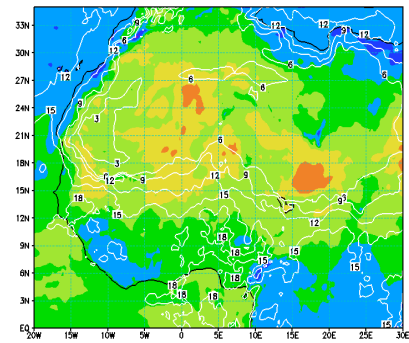
4.3 Die synoptische Situation aus den ECMWF Analysedaten

ECMWF synop surface
2m temperature spec. hum. VT = 12Z08JUN2006



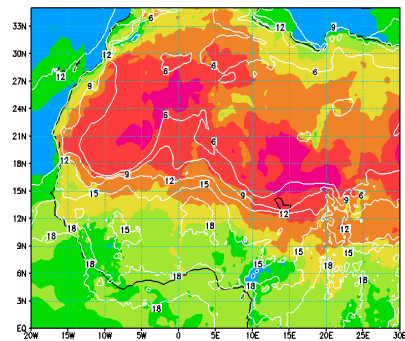
(a) 8. Juni, 12 UTC

ECMWF synop surface
2m temperature spec. hum. VT = 00Z09JUN2006



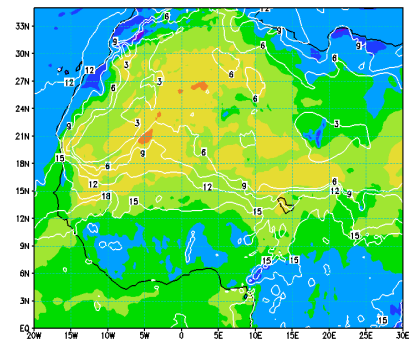
(b) 9. Juni, 00 UTC

ECMWF synop surface
2m temperature spec. hum. VT = 12Z09JUN2006



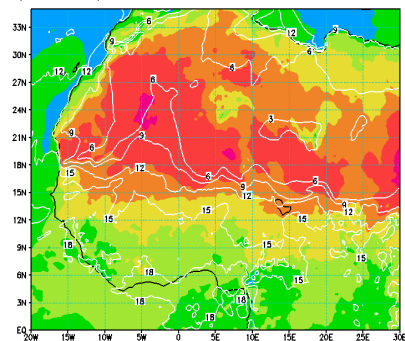
(c) 9. Juni, 12 UTC

ECMWF synop surface
2m temperature spec. hum. VT = 00Z10JUN2006



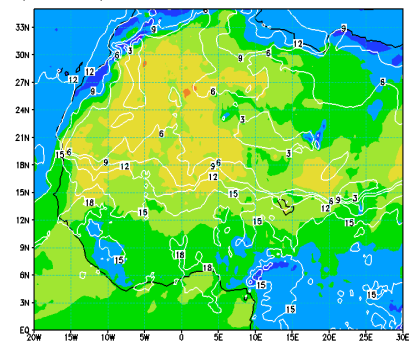
(d) 10. Juni, 00 UTC

ECMWF synop surface
2m temperature spec. hum. VT = 12Z10JUN2006



(e) 10. Juni, 12 UTC

ECMWF synop surface
2m temperature spec. hum. VT = 00Z11JUN2006



(f) 11. Juni, 00 UTC

Abbildung 4.11: 2 m-Temperatur (farbig) und Isolinien der spezifischen Feuchte (weiße Konturlinien) in 2 m Höhe aus den ECMWF Analysedaten vom 8. Juni 2006, 12 UTC bis zum 11. Juni 2006, 00 UTC.

4.3 Die synoptische Situation aus den ECMWF Analysedaten

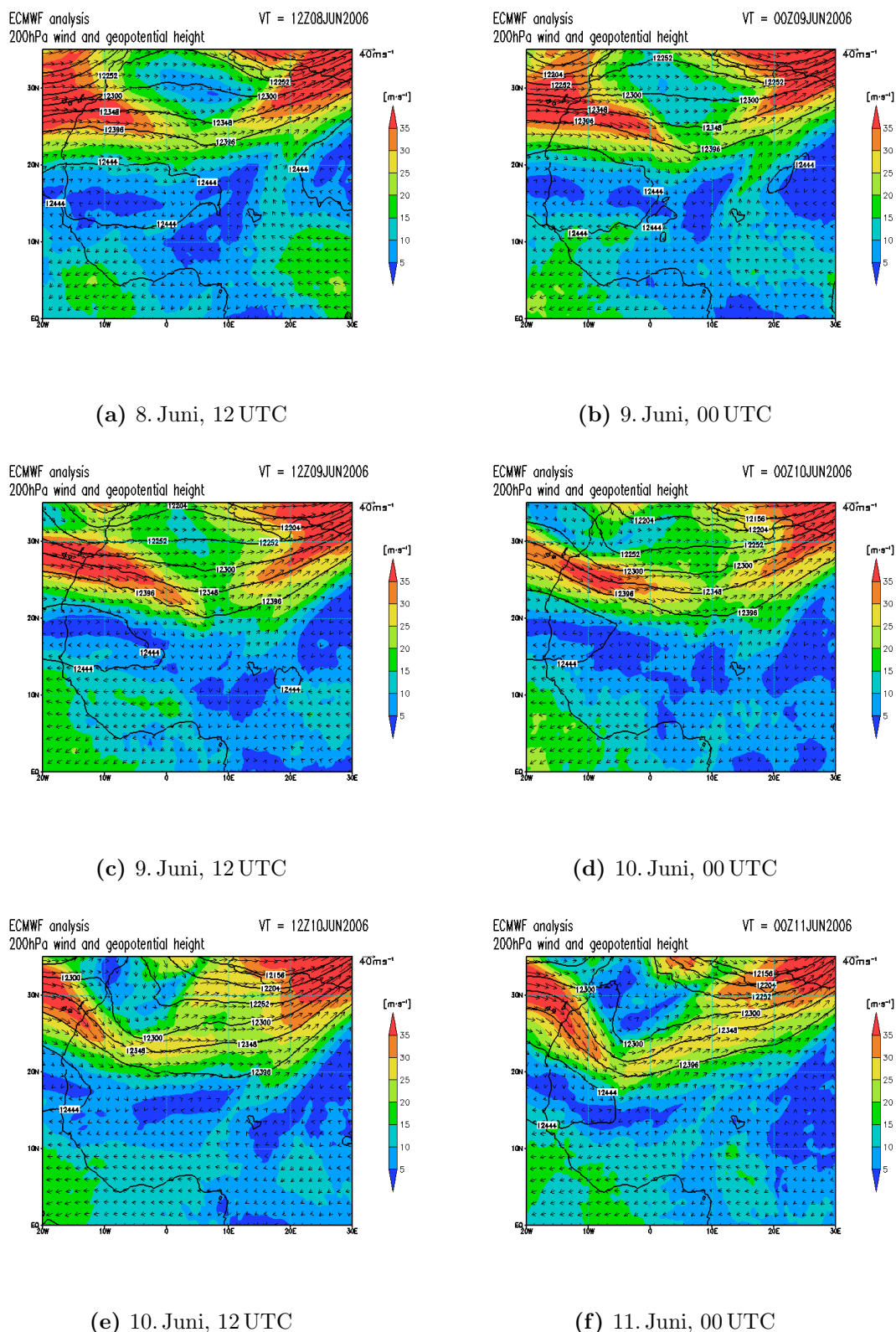


Abbildung 4.12: Betrag der Windgeschwindigkeit auf der 200 hPa Druckfläche (farbig) und geopotentielle Höhe der 200 hPa Druckfläche (schwarze Kontur) aus den ECMWF-Analysedaten vom 8. Juni 2006, 12 UTC bis zum 11. Juni 2006, 00 UTC.

Der orographische Einfluss auf die Bodélé

Die Bodélé liegt am Ausgang eines Tales zwischen dem Tibesti und dem Ennedi. Die vorherrschende Luftdruckverteilung sorgt im klimatologischen Mittel für einen Nordost-Wind.

In dieser Fallstudie wird die Anströmung aus Nordosten durch den hohen Druckgradienten zwischen dem Sudan und Libyen verstärkt. In Abbildung 4.13a ist die Modellorographie aus dem COSMO-Modell dargestellt. Nördlich der Bodélé befindet sich das Tibesti Gebirge, etwa 500 km weiter im Südosten an der Grenze zum Sudan das Ennedi Gebirge. Diese beiden Gebirge sorgen für eine zusätzliche Kanalisierung des horizontalen Windes. Abbildung 4.13 zeigt zusätzlich die Modellergebnisse aus Simulation Sww für den 9. Juni 2006, 09 UTC. Das Tiefdruckgebiet liegt hier mit seinem Zentrum etwas nordöstlich des Tschadsees. Bei etwa 19° O und 21° N divergiert die Strömung und sie stößt auf die höchsten Erhebungen des Tibesti. Ein Teil der Strömung wird durch den "Strömungskanal" zwischen Tibesti und Ennedi abgelenkt. Durch die Kanalisierung der Strömung kommt es zu einer Erhöhung der Windgeschwindigkeit. Diese macht sich in der Bodélé Depression bemerkbar und führt am Ende des Tals zur starken Ablösung von Mineralstaub (Abbildung 4.13b). Im Windfeld tritt zudem die Konvergenzzone zwischen der Monsunluft im Süden und der Wüstenluft im Norden in Erscheinung. Die Lage dieser Konvergenzzone deckt sich mit der Lage des Feuchtegradienten in Abbildung 4.13d. Östlich des Tiefdruckzentrums wird die Monsunluft nach Norden geführt, auf der Nordseite des Tiefs wird der Harmattanwind zusätzlich verstärkt.

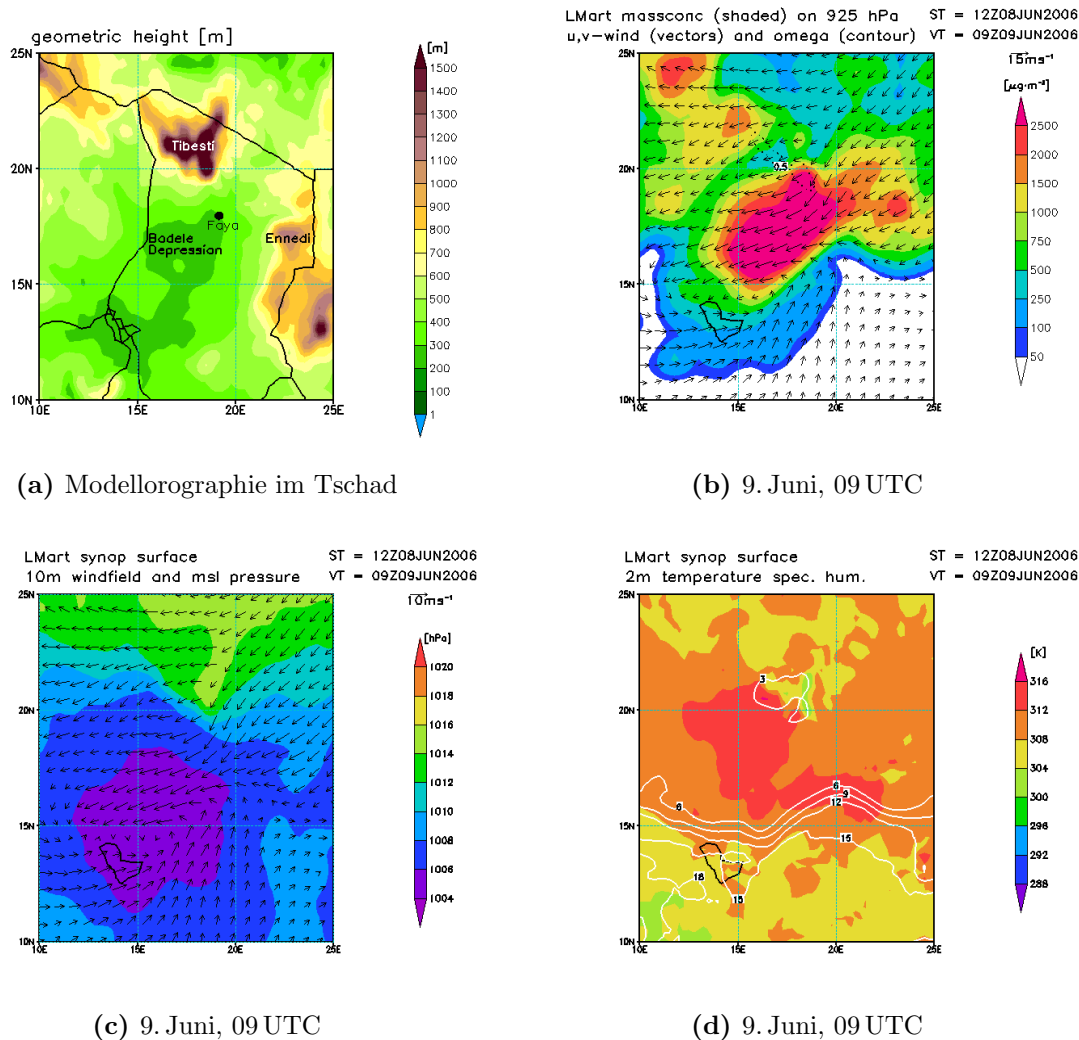


Abbildung 4.13: Ausschnitt des relevanten Gebietes für Staubereignis 1, a) Modellorographie aus COSMO-ART, b) gesamte Massenkonzentration auf 925 hPa und Windvektoren für den 9. Juni 2006 um 09 UTC, c) 10m Wind und Bodendruck reduziert auf NN für den 9. Juni 2006, 09 UTC und d) spezifische Feuchte und Temperatur in 2 m Höhe am 9. Juni 2006, 09 UTC.

4.4 Vergleich der ECMWF Analyse mit COSMO-ART

Ein Vergleich der meteorologischen Felder der ECMWF-Analysedaten mit den Modelloutput von COSMO-ART zeigt, dass die synoptische Situation im Großen und Ganzen gut wiedergegeben wird. In Abbildung 4.14 sind links die Felder aus den ECMWF Analysedaten und rechts die Ergebnisse aus Modellsimulation Sww beispielhaft für den 9. Juni 2006, 12 UTC dargestellt. Die Windgeschwindigkeitsmaxima sind in der Simulation Sww etwas weniger ausgeprägt als in den Analysedaten des ECMWF. Die bodennahe spezifische Feuchte wird vom Modell sehr gut wiedergegeben. Beide Modellsimulationen überschätzen die bodennahen Temperaturen besonders in den Wüstengebieten. Dadurch resultieren auch leichte Unterschiede im Luftdruck. Eine mögliche Ursache liegt in der vom COSMO Modell verwendeten diffusen Bodenalbedo. Diese wird phänologisch bestimmt und ergibt sich aus den jeweiligen Bodenbeschaffenheiten; sie hängt vom Bodenwassergehalt und von der Pflanzen- und Schneebedeckung ab. Im COSMO-Modell ist die Albedo per Definition kleiner als 0,3. Messungen mit dem **M**oderate Resolution **I**maging **S**pectrometer (MODIS), welches sich an Bord des Terra und Aqua Satelliten befindet, ergaben höhere Werte für die diffuse Albedo in der Wüste, sie liegt mit bis zu 0,6 deutlich über den Werten der im COSMO-Modell verwendeten diffusen Albedo (Abbildung 4.15). Auch das ECMWF verwendet eine Albedo, welche sich von der des COSMO-Modells durch etwas höhere Werte unterscheidet (Stanella, 2008). Durch die geringere Albedo wird weniger Strahlung am Erdboden reflektiert, und die Strahlungsflussdichten am Erdboden dadurch überschätzt; es kommt zu höheren Temperaturen am Boden. Durch die starke Aufheizung des Erdbodens am Tage liegen die Temperaturen entsprechend Nachts ebenfalls über denen aus den ECMWF-Analysen. In den Tropen- und Küstengebieten stimmt die Temperatur deutlich besser mit den Analysen überein.

4.4 Vergleich der ECMWF Analyse mit COSMO-ART

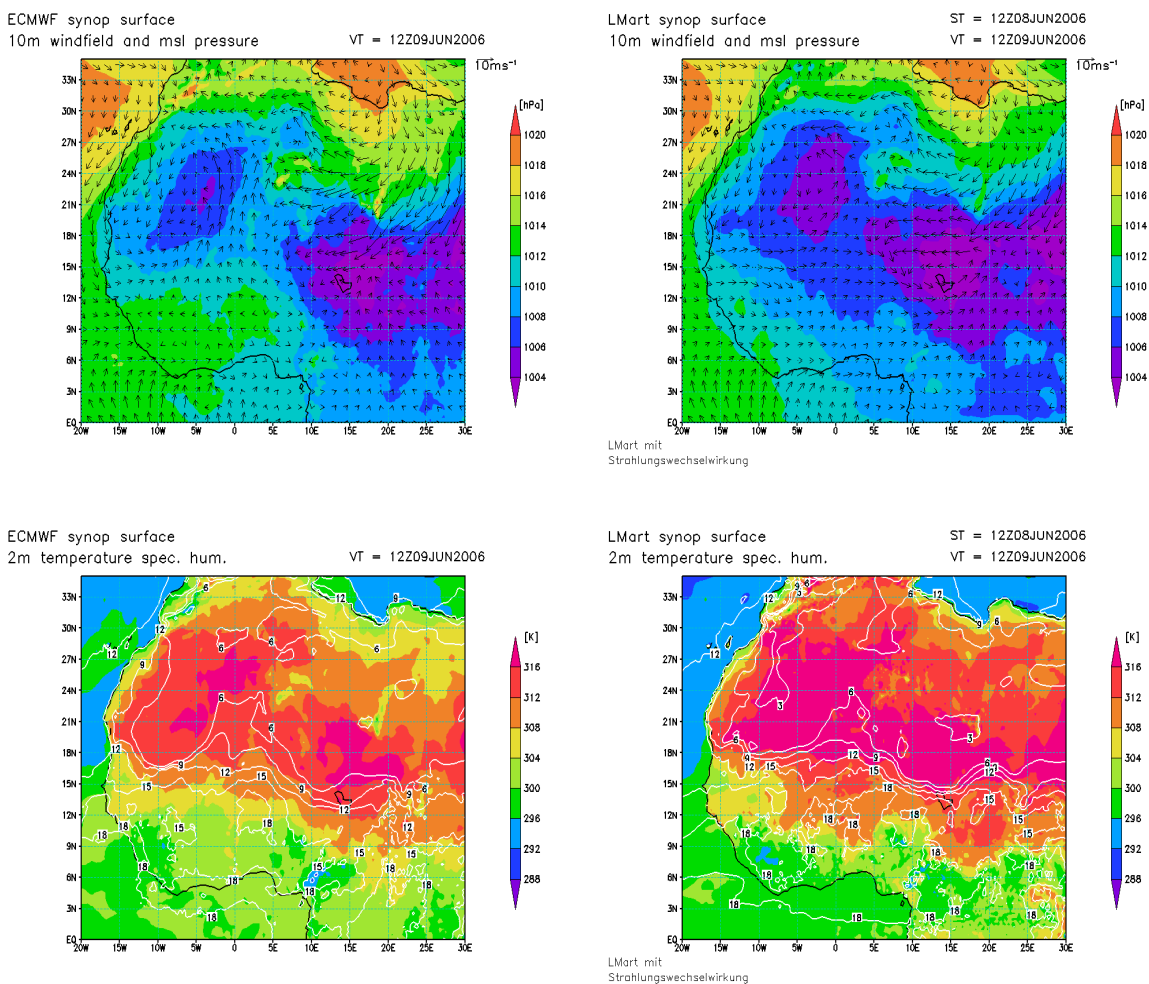


Abbildung 4.14: Vergleich zwischen COSMO-Art Simulation Sww (rechts) und ECMWF-Analysedaten (links) am 9. Juni 2006, 00 UTC. Oben: Bodendruck reduziert auf NN und 10 m Windvektoren. Unten: Temperaturfeld und spezifische Feuchte in 2 m Höhe.

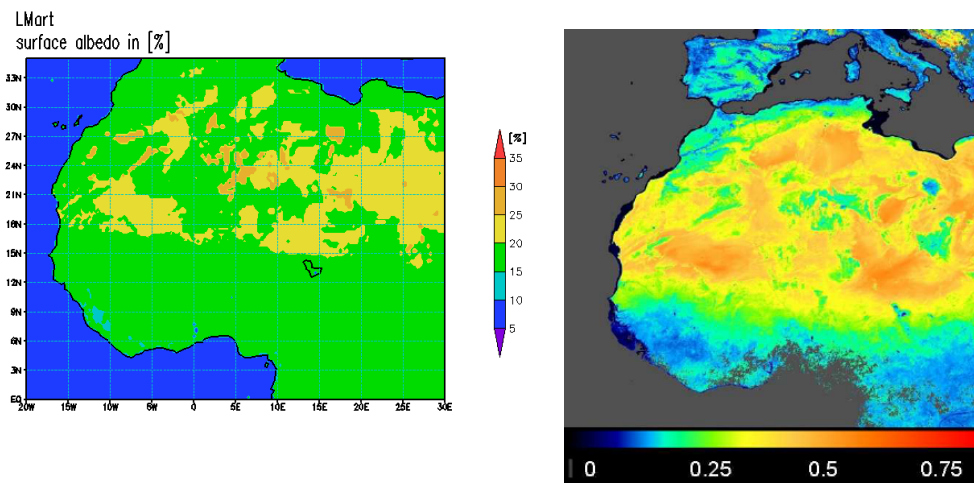


Abbildung 4.15: Vergleich zwischen der im COSMO verwendeten diffusen Bodenalbedo (links) und der vom MODIS gemessenen diffusen Albedo (rechts)

Kapitel 5

Der Einfluss der Strahlungswechselwirkung auf die Dynamik - Bildung eines MCS

Im vorigen Kapitel wurde gezeigt, wo die Staubereignisse beginnen und welche synoptischen Bedingungen zur Staubemission in der Bodélé Depression führen. Der Staub breitet sich in dieser Episode in zwei Richtungen aus. Ein Teil gerät unter den Einfluss der ITD. Dadurch wird er über die Monsunschicht bis ins Niveau des AEJ gehoben und weiter nach Westen transportiert. Der größere Teil des Staubes wird bedingt durch die zunehmend zonale bodennahe Strömung nördlich der ITD nach Westen transportiert. Durch die gute Durchmischung der Saharagrenzschicht wird der Staub vertikal in der gesamten SPBL verteilt. An deren Oberrand gelangt ein Teil des Staubes mit der laminaren Strömung nach Süden und wird dort ebenfalls nach Westen in Richtung Atlantik transportiert. Über der Bodélé kommt es im gesamten Simulationszeitraum zur Emission von Mineralstaub.

Dieses Kapitel beschäftigt sich damit, die beiden COSMO-ART Simulationen miteinander zu vergleichen und den Einfluss von Strahlungswechselwirkung an den dynamisch emittierten Mineralstaubpartikeln zu verdeutlichen. Dabei treten deutliche Unterschiede auf, sowohl was die Mineralstaubkonzentration als auch die daraus resultierende Temperaturverteilung angeht. In Kapitel 4 wurde die Staubwolke anhand der AOT visualisiert.

Die AOT wurde aus den Massenkonzentrationen der drei Staubmoden auf jedem der 50 Modelllevel berechnet. In der Simulation nT muss zusätzlich die klimatologische Staubverteilung, welche Einfluss auf die Strahlung nimmt, berücksichtigt werden. Über die AOT lassen sich lediglich Aussagen bezüglich der horizontalen Verteilung des Mineralstaubes treffen, nicht aber über die vertikale Verteilung. Die Ergebnisse der 1-dimensionalen Sensitivitätsstudie von Stanelle (2008) haben gezeigt, dass die Kenntnis der Höhenlage, in der sich die Staubschicht befindet, wichtig ist, um eine Aussage über den Einfluss des direkten und semi-direkten Aerosoleffekts auf die Strahlungsfelder zu treffen. Durch die veränderte Strahlungsbilanz ändert sich das Temperaturfeld. Daraus resultierend können thermische Zirkulationen angeregt werden, welche eine Änderung der Dynamik in der Atmosphäre zur Folge haben können. Dieser Zusammenhang soll in diesem Kapitel anhand einiger Beispiele erläutert werden.

5.1 Strahlung

Zum Initialisierungszeitpunkt der Simulationen ist in Simulation Sww kein Staub vorgegeben, in Simulation nT hingegen eine Staubklimatologie, welche die Strahlung beeinflusst. In Kapitel 4 wurde bereits sowohl die horizontale als auch die vertikale Verteilung der optischen Dicke gezeigt. Zu klären bleibt der Einfluss der Staubklimatologie auf die Strahlung zum Zeitpunkt $t = 0$. Abbildung 5.1 zeigt die Differenz beider Simulationen (Sww-nT) in der kurzwelligen Nettostrahlungsflussdichte am Erdboden am 8. Juni 2006, 12 UTC, und am 13. Juni 2006, 12 UTC. Zu Beginn des Simulationszeitraums ist die Atmosphäre in Simulation Sww frei von Staub, da dieser erst durch dynamische Prozesse, wie sie in Kapitel 3 diskutiert worden sind, erzeugt werden muss. Simulation nT beinhaltet hingegen eine klimatologische Staubverteilung, die über den gesamten Simulationszeitraum zeitlich konstant bleibt. Die maximalen Werte für die vorgegebenen AOT findet man gemäß Abbildung 4.3 in einem großen Bereich Nordafrikas. Die AOT bei 550 nm geht dabei direkt in die Strahlungsroutine GRAALS ein. In Simulation Sww erreicht zunächst also die gesamte einfallende kurzwellige Strahlung ungehindert den Erdboden, während sie in Simulation nT durch Streuung und Absorption teilweise um mehr als 200 W m^{-2} vermindert wird. Nach 120 Stunden Simulationszeit wurde in beiden Simulationen bereits eine große Menge

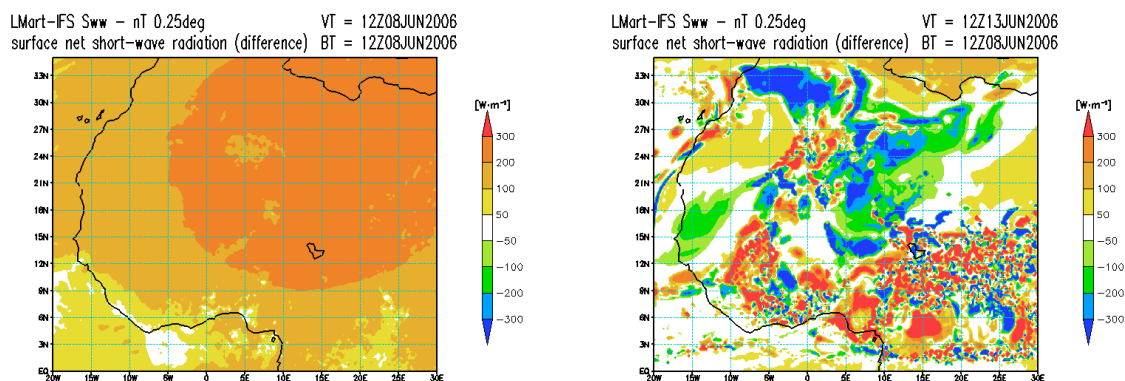


Abbildung 5.1: Differenz Sww-nT der kurzwelliger Nettostrahlungsflussdichten am Erdboden am 8. Juni 2006, 12 UTC, (links) und nach 120 Stunden am 13. Juni 2006, 12 UTC, (rechts).

Mineralstaub dynamisch in die Atmosphäre emittiert. Die durch diesen Staub berechnete optische Dicke geht in Simulation Sww in die Strahlungsroutine ein und beeinflusst die Strahlungsfelder. Die optische Dicke liegt am 13. Juni, 12 UTC, in einem großen Teil des Simulationsgebiets bereits bei 0,5 oder höher. Die daraus resultierende Differenz der kurzwelliger Strahlungsflussdichten beider Simulationen am Erdboden ist in Abbildung 5.1 rechts gegeben. Der dynamisch generierte Staub in Simulation Sww erreicht über fast dem gesamten nordafrikanischen Kontinent eine höhere optische Dicke als die klimatologisch bedingte Staubverteilung in Simulation nT. Lediglich über Mauretanien, in Richtung Ägypten und über dem Mittelmeer findet sich in Simulation Sww wenig Staub. Dies hat zur Folge, dass dort die klimatologische optische Dicke in Simulation nT höher ist als in Simulation Sww und dadurch in Simulation Sww mehr Strahlung den Boden erreicht. Die räumlich sehr großen Änderungen der Nettostrahlungsflüsse im Süden des Modellgebiets und über Algerien resultieren aus den Unterschieden im Bedeckungsgrad beider Simulationen. Besonders die Ausbildung von Konvektion in den Tropen unterliegt einer sehr hohen Variabilität, denn schon geringe Änderungen im Temperatur- und Feuchtefeld in den Simulationen können zur Auslösung von Konvektion führen.

Der Einfluss der Staubschicht auf die kurz- und langwellige Strahlungsflussdichten wird im Folgenden für den 10. Juni um 12 UTC diskutiert. Die Mineralstaubverteilung zu diesem Termin ist in Abbildung 5.2a für Simulation Sww und in Abbildung 5.2b für Simulation nT dargestellt. In Abbildung 5.3 ist zusätzlich die Massenkonzentration in 600 hPa und 925 hPa aus Simulation Sww gegeben, um die Lage der Staubschicht in der Atmosphäre zu erfassen. In der bodennahen Schicht (925 hPa) befindet sich mit über $2500 \mu\text{gm}^{-3}$ ein Gebiet mit hohen Staubkonzentrationen zwischen 3°O und 23°O und zwischen 16°N und 22°N . In Simulation Sww erreicht die AOT in diesem Bereich Werte von über 2,5 und liegt deutlich höher als die klimatologisch bedingte Staubverteilung in Simulation nT (Abbildung 5.2a). Am südlichen Rand ist eine markante Grenze zwischen hohen und niedrigen Staubkonzentrationen zu erkennen. An dieser Stelle befindet sich die ITD, an der die trockene und staubhaltige Saharaluft auf die feuchtkühle Monsunluftschicht trifft. In 600 hPa hat sich der Staub weiter nach Südwesten hin ausgebreitet (Abbildung 5.3a). Auch hier finden sich mit bis zu $1500 \mu\text{gm}^{-3}$ relativ hohe Staubkonzentrationen. Die AOT liegt zwischen 0,5 am südlichen Ende der abgehobenen Staubschicht und 2,0 in dem Bereich, in dem in 600 hPa die höchsten Konzentrationen zu finden sind. Bodennah wird der Staub zunächst nach Westen transportiert. Bei 9°O und 17°N findet am südlichen Ende der Staubwolke vermehrt Transport von Staub durch Hebung in größere Höhen statt.

Die damit verbundenen Strahlungsflüsse sind in Abbildung 5.2 in der Mitte (kurzwellig) und unten (langwellig) dargestellt. In Simulation Sww werden deutlich geringere Werte der solaren Einstrahlung in einem Streifen von 5°E bis 22°E und zwischen 16°N und 22°N erreicht. In diesem Bereich erreicht die bodennahe Mineralstaubkonzentration die maximalen Werte. Die Mineralstaubpartikel verhindern durch Rückstreuung und Absorption eine ungehemmte solare Einstrahlung in diesem Gebiet, und es werden lediglich Werte zwischen 500 und 700Wm^{-2} erreicht. Die optische Dicke des emittierten Mineralstaubes liegt in diesem Gebiet um bis zu 2,0 höher als in der klimatologischen Staubverteilung in Simulation nT.

Die reduzierte solare Einstrahlung ist auch unterhalb der abgehobenen Staubschicht zu erkennen. Der bei 9°O und 17°N angehobene Staub breitet sich mit der Strömung am

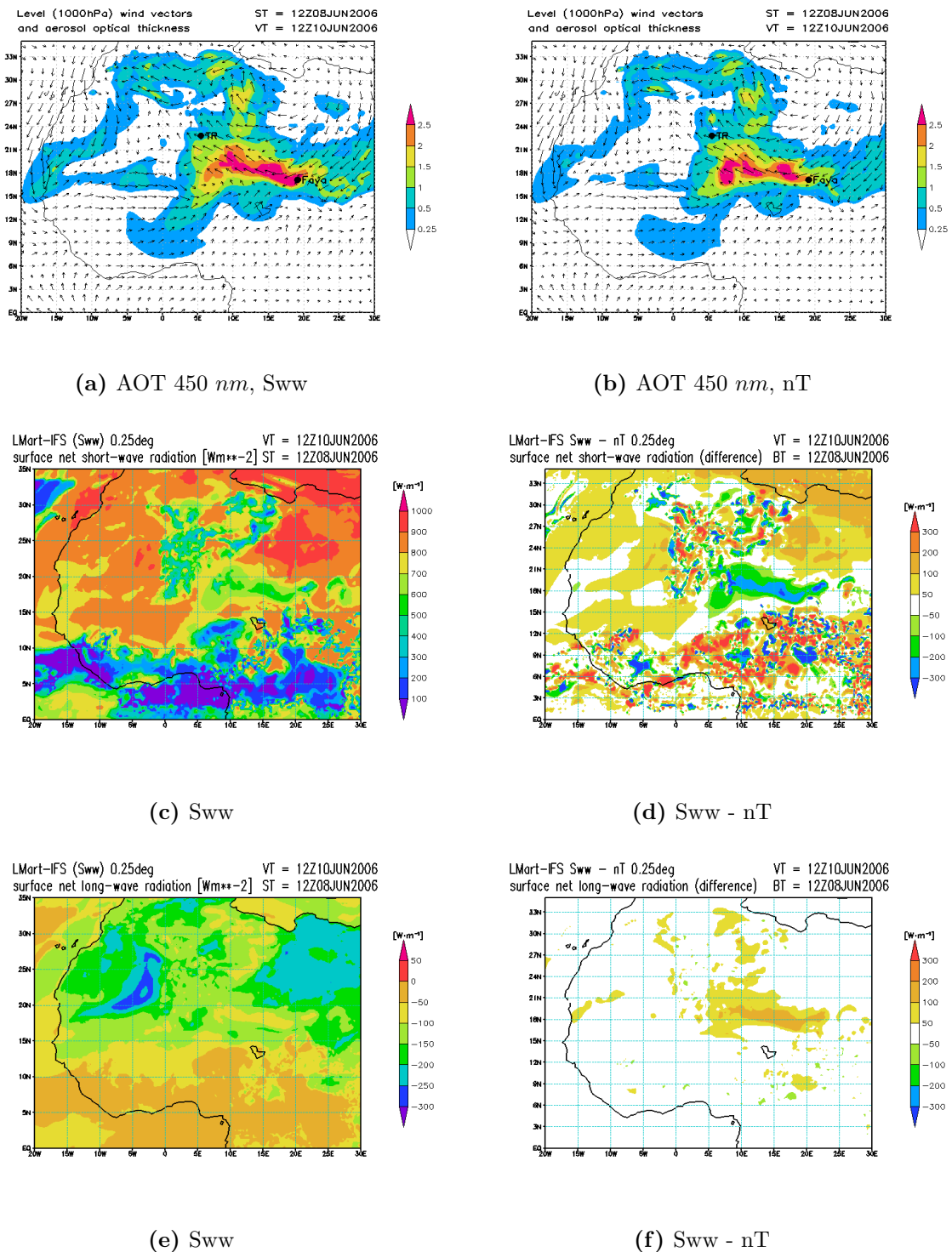


Abbildung 5.2: a) AOT bei 450 nm aus Simulation Sww und b) nT. c) Kurzwellige Nettostrahlungsflussdichte an der Erdoberfläche in Wm^{-2} am 10. Juni 2006, 12 UTC, aus Simulation Sww und d) Differenzen zwischen Simulation Sww und nT. e) Langwellige Nettostrahlungsflussdichte an der Erdoberfläche in Wm^{-2} am 10. Juni 2006, 12 UTC, aus Sww und f) Differenz zwischen Simulation Sww und nT (Sww-nT).

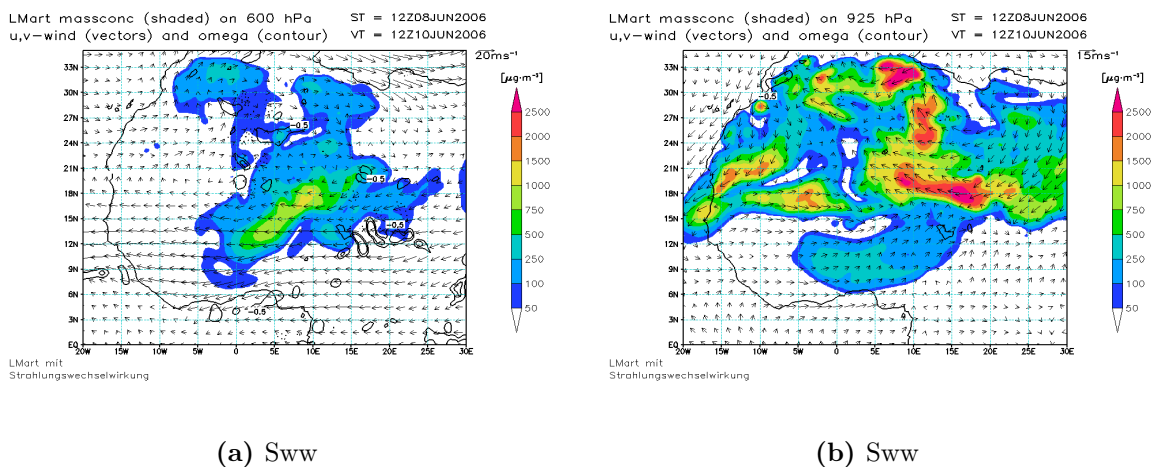


Abbildung 5.3: Massenkonzentration von Staub in 600 hPa (links) und in 925 hPa (rechts) aus Simulation Sww am 10. Juni 2006, 12 UTC.

Oberrand der SPBL über der Monsunschicht nach Südwesten hin aus. Zwischen 9°O , 17°N und 2°O , 12°N nimmt die kurzwellige Strahlung, welche die Erdoberfläche erreicht, immer mehr zu. Dort sinkt die optische Dicke von knapp 2,0 auf rund 0,6, was etwa der optischen Dicke der Klimatologie bei 2°O und 12°N entspricht. Aufgrund dessen ist dort die Nettostrahlungsflussdichte in beiden Simulationen annähernd gleich groß. Der großflächige Bereich mit reduzierter Globalstrahlung über Mali bis nach Algerien entsteht durch die angesprochene Monsunluft, welche rückseitig des Hitzetiefs mit Kern über dem Norden von Mauretanien nach Norden geführt wird. In diesem Bereich kommt es vermehrt zu Wolkenbildung. In der Differenz beider Läufe entsteht dadurch ein Gebiet mit hohen Variabilitäten, die sich durch Unterschiede in der Wolkenbedeckung erklären lassen.

Der direkte Aerosoleffekt der dynamisch emittierten Mineralstaubpartikel lässt sich also in der kurzweligen Nettostrahlungsflussdichte an der Erdoberfläche gut erkennen. In den Bereichen, in denen die AOT in Simulation Sww die klimatologische AOT in Simulation nT übersteigt, liegt sie in Simulation Sww um bis zu 300 Wm^{-2} unter der aus Simulation nT. Anhand der berechneten optischen Dicke wird auch deutlich, dass die klimatologische Staubverteilung den Einfluss von Staub bei diversen Ereignissen stark unterschätzt.

Im langwelligen Bereich befindet sich ungefähr an der Stelle, wo im kurzweligen Bereich ein Minimum vorliegt, ein Maximum. Die bodennahe Staubschicht streut und absorbiert die kurzwellige Strahlung, was zur angesprochenen Reduktion der kurzweligen Strahlung

führt. Da der Staub gleichzeitig thermische Strahlung emittiert (direkter Aerosoleffekt), befindet sich im Bereich der höchsten Konzentrationen ein deutlich erkennbares Maximum in der langwelligen Nettostrahlungsflussdichte am Erdboden. Diese erhöht sich in den meisten Gebieten um 50 bis 100 Wm^{-2} , teilweise auch um höhere Werte.

Am Oberrand der Atmosphäre kommt es ebenfalls zu einer Änderung in den Nettostrahlungsflussdichten (Abbildung 5.4). Die eingehende solare Strahlungsflussdichte am Oberrand der Atmosphäre ist in beiden Simulationen identisch. Per Definition ist die eingehende langwellige Strahlungsflussdichte am Oberrand der Atmosphäre null. Eine Erhöhung der Nettostrahlungsflussdichten kommt also durch eine Reduktion der ausgehenden Strahlungsflüsse zustande. In der solaren Nettostrahlungsflussdichte kommt es mit Werten zwischen 0 und 50 Wm^{-2} nur zu geringen Änderungen. Im langwelligen Spektralbereich treten signifikantere Unterschiede auf. Über dem staubhaltigen Gebiet liegt die langwellige Nettostrahlungsflussdichte in Simulation Sww um 25 Wm^{-2} bis teilweise über 100 Wm^{-2} höher als in Simulation nT. Dies liegt in der Emission von thermischer Strahlung durch die Mineralstaubpartikel begründet.

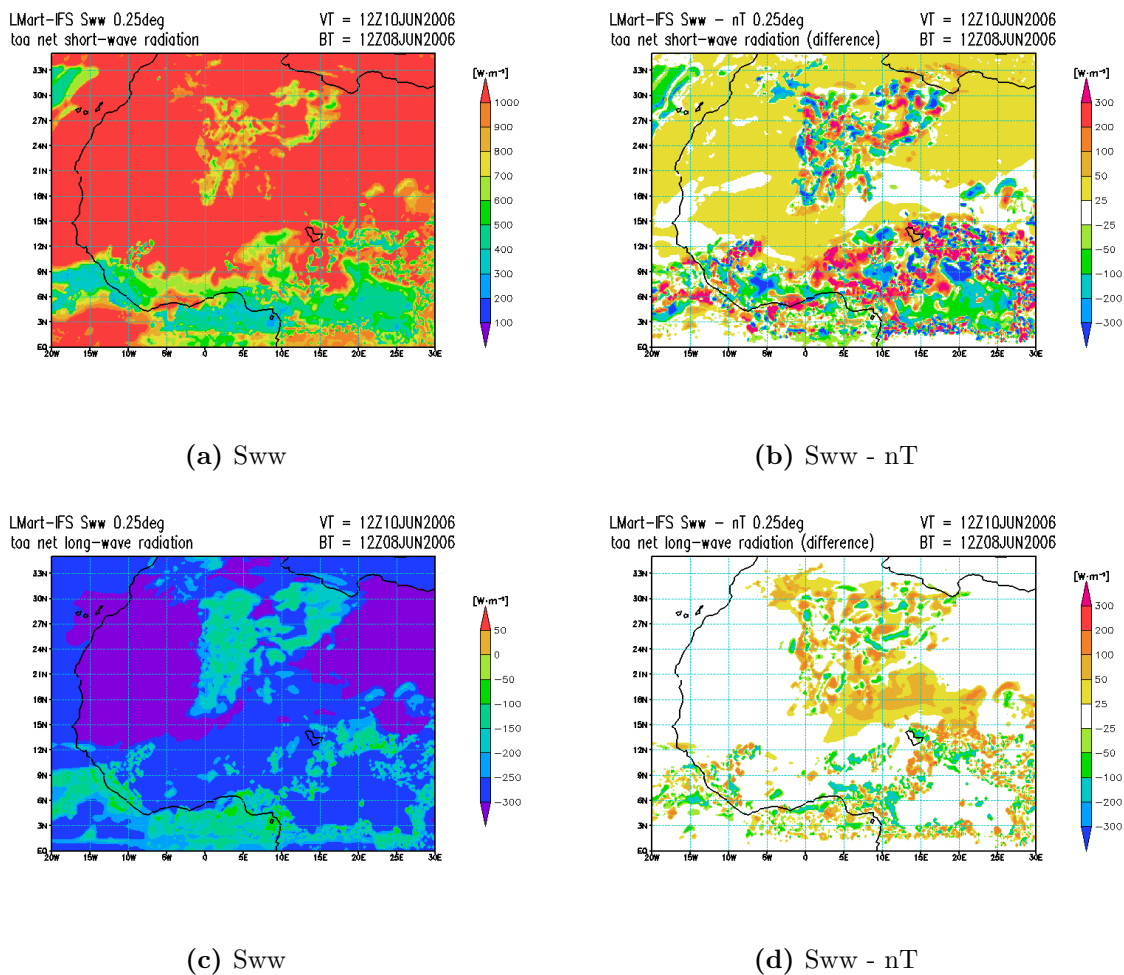


Abbildung 5.4: a) Kurzwellige Nettostrahlungsflussdichte am Oberrand der Atmosphäre in Wm^{-2} aus Simulation Sww und b) Differenzen zwischen Simulation Sww und nT. c) Langwellige Nettostrahlungsflussdichte am Oberrand der Atmosphäre in Wm^{-2} aus Sww und d) Differenz zwischen Simulation Sww und nT (Sww-nT), jeweils für den 10. Juni 2006, 12 UTC.

5.2 Temperatur

Um den Einfluss des direkten Aerosoleffekts auf die Dynamik und die Thermodynamik zu beschreiben, ist es sinnvoll, zunächst den Einfluss der veränderten Globalstrahlung auf die Temperatur zu betrachten. Die 1-dimensionale Sensitivitätsstudie führte zu dem Ergebnis, dass die Lage und vertikale Ausdehnung der Staubschicht von essenzieller Bedeutung für die Änderung der Temperatur ist. Die Mineralstaubpartikel absorbieren und streuen die einfallende Solarstrahlung. Durch den direkten Aerosoleffekt kommt es innerhalb der Staubschicht zu einer Erwärmung durch das Emittieren von thermischer Strahlung. Nachts kommt es in den Gebieten, in denen sich die Staubwolke nahe am Boden befindet, zu einer Erwärmung. Die Mineralstaubschicht unterbindet eine ungehinderte Ausstrahlung und reflektiert sowie absorbiert einen Teil der langwelligen Ausstrahlung.

In Abbildung 5.5b ist die Temperaturdifferenz der 2 m-Temperatur zwischen den Simulationen Sww und nT dargestellt. Die horizontalen Massenkonzentrationen sind in Abbildung 5.3 gezeigt. Bei etwa 7° O und 16° N erkennt man eine Temperaturabweichung von bis zu -2 K in Simulation Sww. An dieser Stelle findet man auf dem 600 hPa-Niveau eine Staubkonzentration von bis zu $1000 \mu\text{gm}^{-3}$ (Abbildung 5.3a). Etwas nordöstlich bei etwa 10° O und 18° N liegt zu diesem Zeitpunkt mit bis zu $1500 \mu\text{gm}^{-3}$ die höchste Staubkonzentration auf 600 hPa vor. Dort erreichen die Temperaturen in Simulation Sww um bis zu 3 K höhere Werte (Abbildung 5.5a). Ein Teil der einfallenden solaren Strahlung wird an den Mineralstaubpartikeln absorbiert und gleichzeitig emittieren die Partikel thermische Strahlung. Dadurch kommt es zu der angesprochenen Erwärmung innerhalb der Staubschicht in 600 hPa. Die in der Höhe vorhandenen Staubpartikel reduzieren die kurzweilige Strahlungsflussdichte am Boden und führen somit zu der Abkühlung von bis zu 2 K unter der Staubschicht.

Ein Blick auf die Vertikalschnitte in Abbildung 5.5 gibt mehr Aufschluss über den Sachverhalt. Bei etwa 1000 km erkennt man mit über $2500 \mu\text{gm}^{-3}$ bodennah den Bereich der größten Konzentrationen (Abbildung 5.5c). Der Staubtransport findet in den unteren Niveaus entlang der ITD statt. Die bodennahe Staubschicht erstreckt sich von Kilometer

600 bis etwa Kilometer 1600 und bis in eine Höhe von 750 hPa. In Abbildung 5.5d ist die Differenz der potentiellen Temperatur zwischen Simulation Sww und nT gegeben. Im Bereich der Staubschicht ist die Temperatur in Simulation Sww ab Kilometer 600 um bis zu 2 K höher als in der Simulation, in welcher die Strahlung mit dem dynamisch erzeugten Staub nicht in Wechselwirkung tritt. Die staubklimatologische optische Dicke in Simulation nT ist in diesem Bereich um mehr als 2,0 geringer als in Simulation Sww. In der Mitte des Querschnittes liegt der Bereich mit den stärksten Aufwinden, mit denen der Staub angehoben wird. Die laminare Strömung am Oberrand der Grenzschicht transportiert den Staub dort nach Süden. Die erhöhten Temperaturen innerhalb der Staubschicht stimmen gut mit der Lage der höchsten Konzentrationen überein. Durch den direkten Aerosoleffekt kommt es zur Erwärmung innerhalb der Staubschicht. An der Obergrenze der abgehobenen Staubschicht ist die Abkühlungsrate maximal. Dementsprechend liegen die Temperaturen in Simulation Sww dort unter den Temperaturen aus Simulation nT. Im bodennahen Bereich, in dem sich kein Staub befindet, kommt es zu einer Abkühlung durch die verminderte solare Einstrahlung. Die daraus resultierende inhomogene Temperaturverteilung kann eine thermische Zirkulation induzieren. Typischerweise entsteht über der Wärmequelle ein Hebungsgebiet, welches in den unteren Niveaus zur horizontalen Konvergenz führt. Durch die tageszeitliche Variation der ITD gerät die Staubschicht nachts unter den Einfluss der in Richtung Norden voranschreitenden barokline Zone. Diese schiebt sich auf ihrem Weg nach Norden unter die Staubschicht. Am Tage wandert die ITD wieder etwas nach Süden. Reste der nächtlich aufgleitenden Staubschicht sind zwischen 0 km und 400 km sowie in einer Höhe von 750 hPa bis etwa 650 hPa mit bis zu $500 \mu\text{g m}^{-3}$ zu erkennen (Abbildung 5.5c). Da der Staub mit dem AEJ weiter nach Westen transportiert wurde, erreicht die Konzentrationen zu diesem Zeitpunkt nur relativ geringe Werte. Anhand der Massenkonzentrationen in 600 hPa (Abbildung 5.3a) erkennt man, dass am südlichen Ende des Vertikalschnittes in Richtung Westen höhere Konzentrationen zu finden sind.

Ein erneuter Blick auf die Temperaturdifferenz in 2 m (Abbildung 5.5b) zeigt bei etwa 20°O und 15°N eine über 4 K niedrigere Temperatur in Simulation Sww als in Simulation nT. Zudem befindet sich in diesem Gebiet keine oder nur eine gering ausgeprägte Staubschicht, so dass diese Differenz nicht auf den direkten Aerosoleffekt zurückgeführt werden kann. Dieser Sachverhalt wird im Folgenden näher betrachtet.

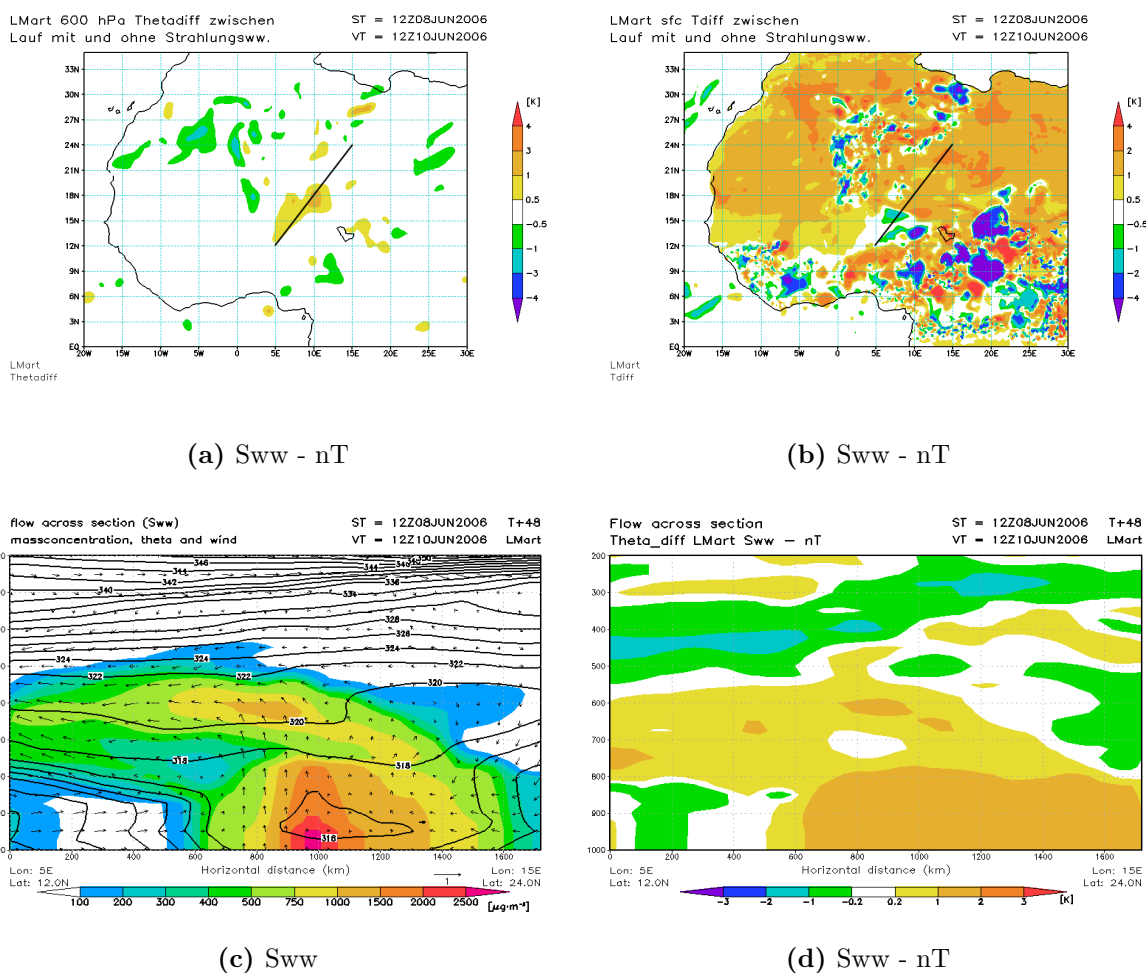


Abbildung 5.5: a) Differenz der potentiellen Temperatur in 600 hPa und b) Differenz der 2-m-Temperatur zwischen Simulation Sww und nT. c) Vertikalschnitt der Massenkonzentration aus Simulation Sww. d) Vertikalschnitt der Differenz der potentiellen Temperatur zwischen Simulation Sww und nT (Sww-nT), jeweils für den 10. Juni 2006, 12 UTC.

Zunächst ist ein Blick auf die Situation am 10 Juni 2006, 21 UTC von Vorteil. In Abbildung 5.7a befindet sich bei 15° O und 19° N ein Maximum in der Mineralstaubkonzentration in Simulation Sww, welches in Simulation nT nicht zu finden ist. Mit Werten von bis zu $1500 \mu\text{g}\cdot\text{m}^{-3}$ erreicht der Staubgehalt dort hohe Konzentrationen. Bodennah hat sich die Konvergenzzone der bodennahen Horizontalwinde zwischen 12° O und 19° O im Vergleich zu 12 UTC um etwa 2° weiter nach Norden verlagert. Nördlich der Konvergenzzone befindet sich auch in 925 hPa ein Maximum in der Staubkonzentration (Abbildung 5.7b).

5.2 Temperatur

Schaut man sich die Temperaturdifferenz beider Simulationen in dem Gebiet der höchsten Staubkonzentrationen an, liegt die Temperatur in Simulation Sww um bis zu 4 K und mehr über der Temperatur aus Simulation nT (Abbildung 5.6b). Durch die bodennahe Staubschicht wird eine ungehinderte langwellige Ausstrahlung verhindert. Dadurch bleibt die Temperatur der Erdoberfläche erhöht. Zusammen mit der durch solare Einstrahlung am Tage erwärmten bodennahen Staubschicht und der zusätzlichen Absorption der langwelligen Ausstrahlung erhöht sich die Temperatur in der Staubschicht deutlich.

Sehr markant ist der Temperaturunterschied zwischen 15° N und 19° N und zwischen 12° O

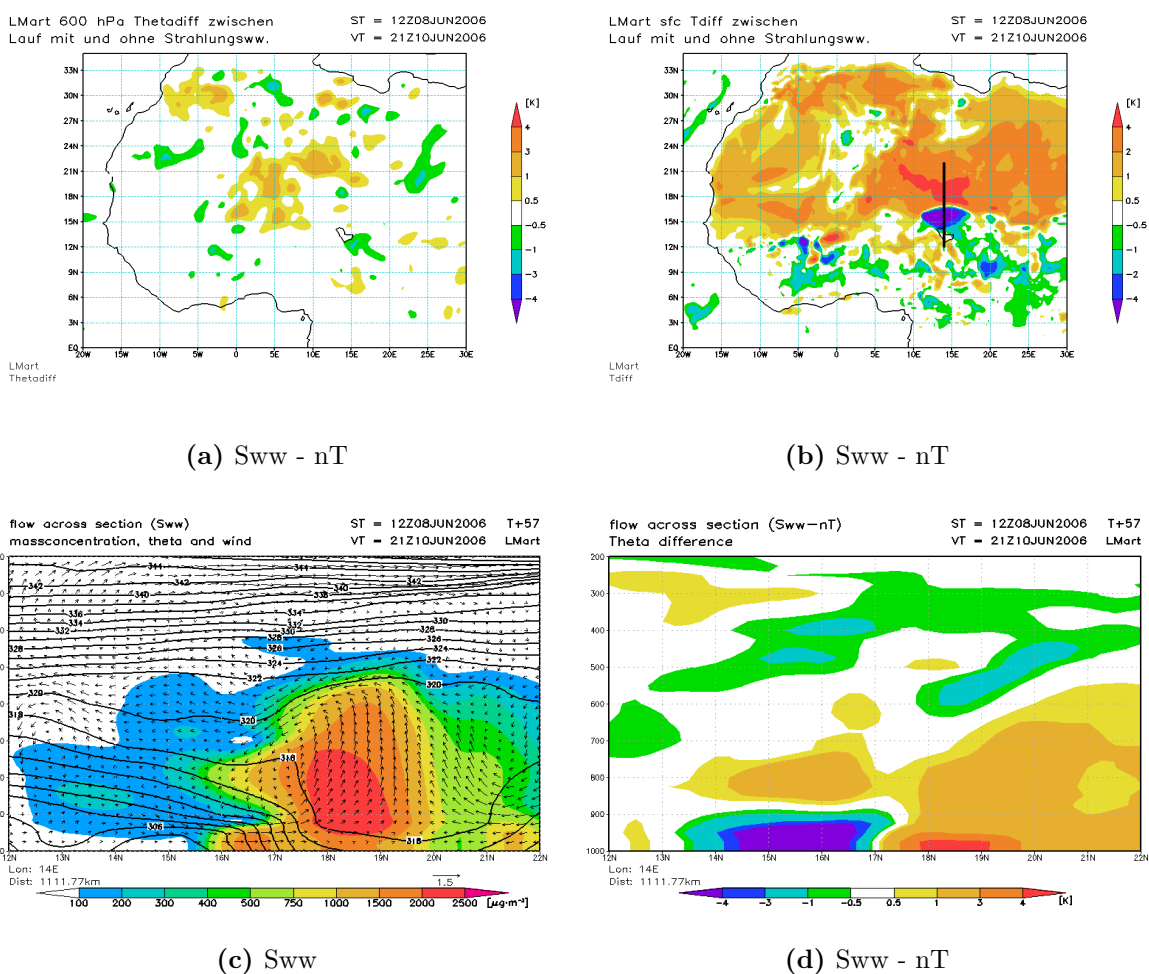


Abbildung 5.6: a) Differenz der potentiellen Temperatur in 600 hPa und b) Differenz der 2-m-Temperatur zwischen Simulation Sww und nT. c) Vertikalschnitt der Massenkonzentration aus Simulation Sww. d) Vertikalschnitt der Differenz der potentiellen Temperatur zwischen Simulation Sww und nT, jeweils für den 10. Juni 2006, 21 UTC.

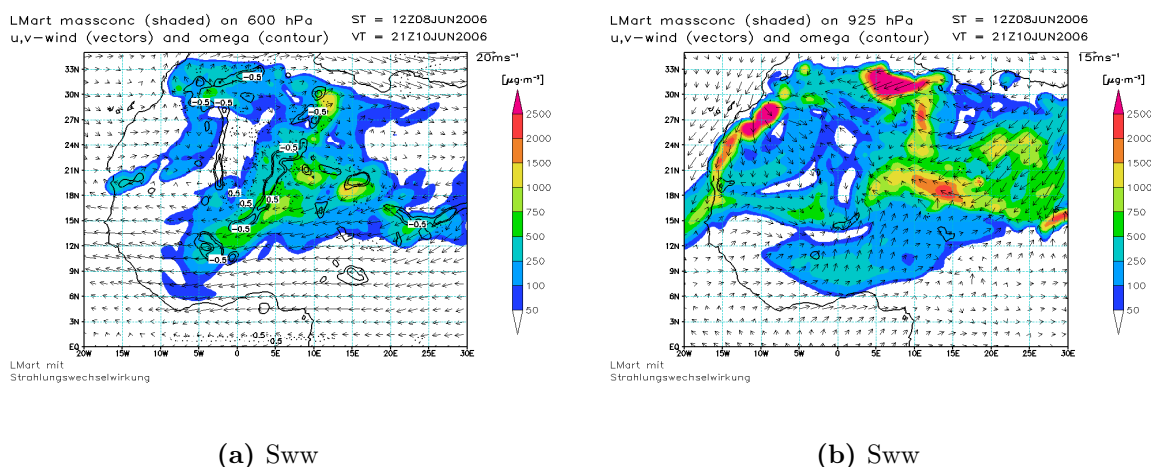


Abbildung 5.7: Massenkonzentration von Staub in 600 hPa (links) und in 925 hPa (rechts) aus Simulation Sww am 10. Juni 2006, 21 UTC.

und 16° O von über 8 K (Abbildung 5.6b). Südlich des Gebietes mit der maximalen Temperaturerhöhung durch Strahlungswechselwirkung findet man höhere Temperaturen in der Simulation, in der keine Strahlungswechselwirkung mit dem generierten Staub berücksichtigt wird. In dem Bereich, in dem die Temperatur um mehr als 4 K unter der Temperatur aus Simulation nT liegt, befindet sich mit maximal $250\text{ }\mu\text{g m}^{-3}$ nur sehr wenig Staub. Hier kann weder der Staub in der Höhe noch eine bodennahe Staubschicht direkten Einfluss auf das Temperaturfeld nehmen. Aus dem Vertikalprofil entlang von 14° O in Abbildung 5.6c ist ersichtlich, dass sich bis etwa 16° N kaum Staub in der Atmosphäre befindet. Vergleicht man den Vertikalschnitt der Massenkonzentration mit dem Vertikalschnitt der Temperaturdifferenzen (Abbildung 5.6d) erkennt man, dass sich zwischen $13,5^\circ$ N und 16° N in einer Höhe von 850 hPa bis 750 hPa höhere Temperaturen in Simulation Sww wiederfinden, die bodennahe Luftschicht sich aber stark abgekühlt hat.

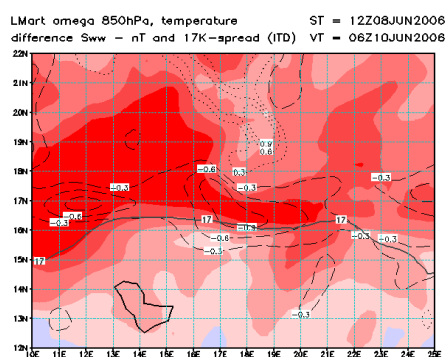
5.2.1 Wechselwirkung zwischen Strahlung und Dynamik

Abbildung 5.8a zeigt für den Ausschnitt von 10° O bis 25° O und von 12° N bis 22° N die Differenz der 2 m-Temperatur beider Simulationen am 10. Juni 2006, 06 UTC. Nördlich der ITD, hier repräsentativ dargestellt durch die Isolinie der 17 K-Taupunktstemperaturdifferenz, schließt sich ein Gebiet mit über 4 K höheren Temperaturen in Simulation Sww an. In diesem Bereich liegt die AOT in Simulation Sww über 2,5 (ohne Abbildung) und ist somit deutlich größer als die klimatologisch begründete AOT von 0,65 im Bereich der Bodélé Depression. Über dieser Wärmequelle befindet sich ein sich von West nach Ost erstreckendes Hebungsgebiet entlang des 17. Breitengrades. Südlich der ITD, in der feuchten Monsunluft, unterscheiden sich die Temperaturen beider Simulationen nicht wesentlich. Drei Stunden später hat sich bei 21° O und 15° N bereits ein kräftiger cold pool gebildet, über dem sich ein Gebiet mit absinkenden Luftmassen befindet (Abbildung 5.8b). Westlich schließt sich ein Hebungsgebiet an. Das Muster der Vertikalbewegung in Verbindung mit einer Temperaturabnahme am Boden in Simulation Sww deutet auf die Bildung eines MCS hin.

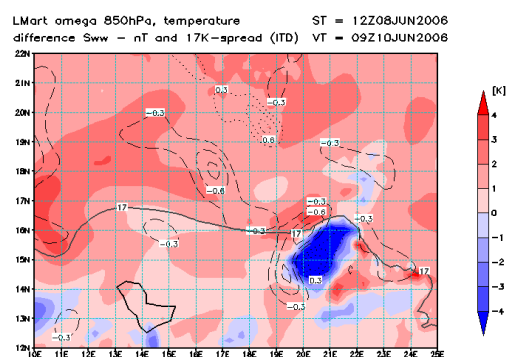
In den nächsten drei Stunden zieht der MCS weiter südwestwärts (Abbildung 5.8c). Zwischen 17° O und 18° O erstreckt sich der Bereich der stärksten Hebung von Nord nach Süd. Dieser Bereich kennzeichnet das Ausströmen des MCS und die damit verbundene Entwicklung einer Böenfront. Durch das dadurch entstehende Hebungsgebiet kann sich der MCS selber am Leben halten. Die ITD ist zu diesem Zeitpunkt um bis zu 2° südwärts gewandert. Im Bereich zwischen 18° O und 23° O hat der MCS die tageszeitlich bedingte Variation der ITD beeinflusst, so dass sich diese dort 2° weiter nördlich befindet.

Bis 15 UTC bewegt sich der MCS weiter in Richtung Nordwesten (Abbildung 5.8d). Es kommt vorderseitig zu einer Verlagerung der ITD nach Norden. Nach weiteren drei Stunden hat sich der MCS weiter nach Nordwesten bewegt. Diesen Kurs behält er bis um 21 UTC bei (Abbildung 5.8e und 5.8f) und trifft auf die trockenheiße Saharaluft.

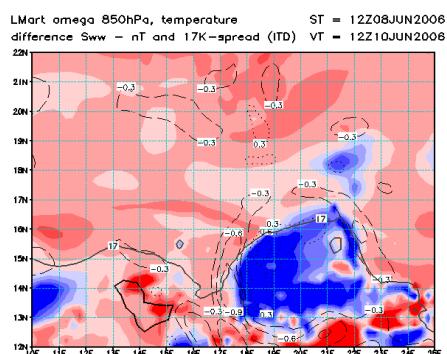
Abbildung 5.9 zeigt einen Vergleich der 850 hPa Vertikalbewegung und des Horizontalwindes in 10 m Höhe beider Simulationen für den Ausschnitt zwischen 10° O bis 25° O und von 12° N bis 22° N. Um 04 UTC liegt die ITD in beiden Simulationen entlang des 16. Breitengrades (Abbildung 5.9a und 5.9b). Etwas nördlich der ITD kommt es zu Konvergenz im



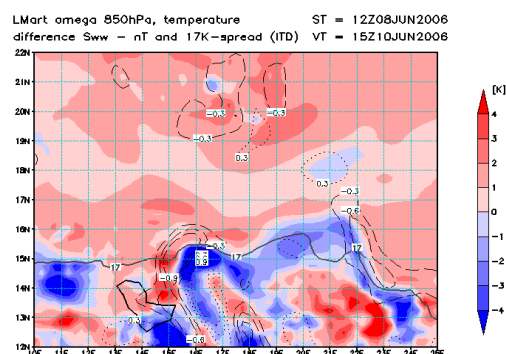
(a) 10. Juni, 06 UTC



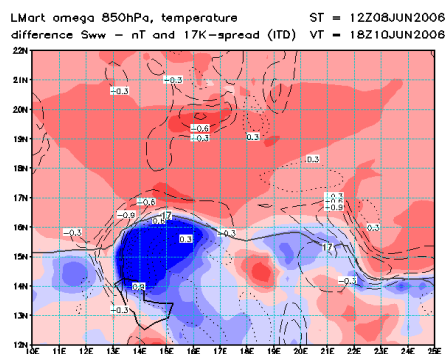
(b) 10. Juni, 09 UTC



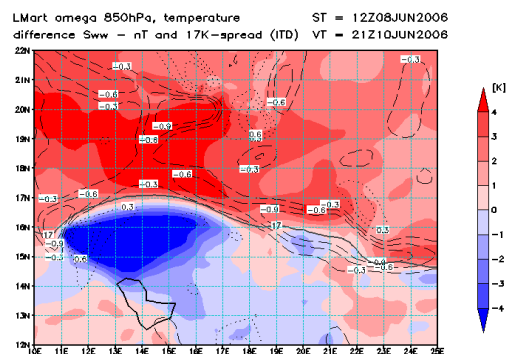
(c) 10. Juni, 12 UTC



(d) 10. Juni, 15 UTC



(e) 10. Juni, 18 UTC



(f) 10. Juni, 21 UTC

Abbildung 5.8: 2-m-Temperaturdifferenz Sww - nT zwischen beiden Simulationen (farbig), vertikale Windgeschwindigkeit in 850 hPa in [Pa/s] aus Simulation Sww (Hebung gestrichelt; Absinken punktiert) und Isolinie der 17 K-Taupunktstemperaturdifferenz aus Sww, repräsentativ für die Lage der ITD vom 10. Juni 2006, 06 UTC, bis 21 UTC.

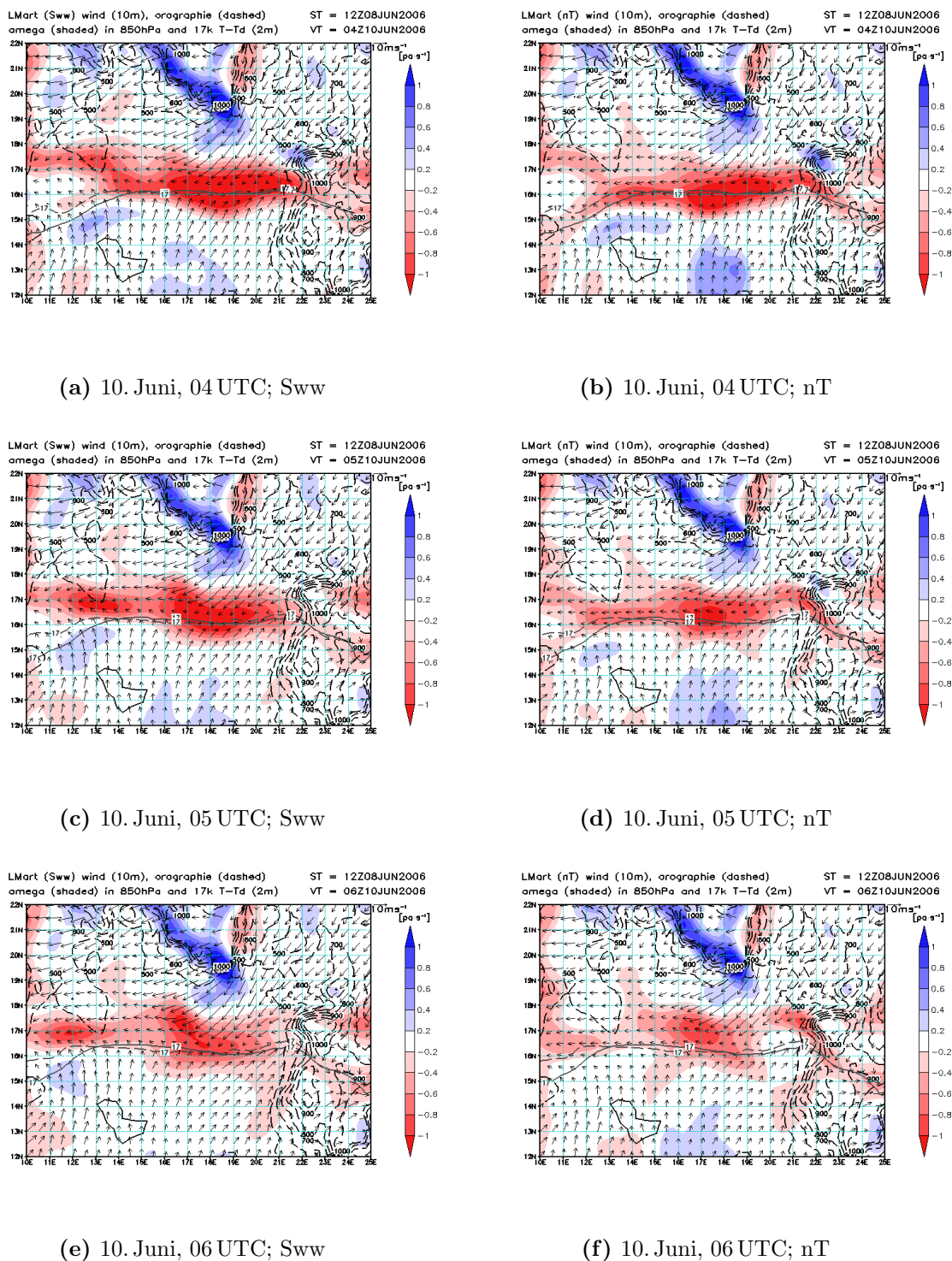


Abbildung 5.9: Vertikalbewegung in 850 hPa (farbig), Horizontalwind in 10 m Höhe (Vektoren), Isolinien der 17 K-Taupunktstemperaturdifferenz aus Sww (graue durchgezogene Linie) und nT (graue gestrichelte Linie) repräsentativ für die Lage der ITD und Orographie (schwarze gestrichelte Linien) für Simulation Sww (links) und nT (rechts) am 10. Juni 2006, 04 UTC, 05 UTC und 06 UTC.

Bodenwindfeld und damit verbunden zur Hebung entlang der ITD. Die 2 m-Temperatur liegt in Simulation Sww um mehr als 4 K über der Temperatur in Simulation nT, was dort zu einer höheren Vertikalbewegung führt; es kommt zu einer Verstärkung der bodennahen Winde südlich und nördlich des Hebungsgebietes.

Eine Stunde später nimmt die Vertikalbewegung in Simulation nT zwischen 20° O und 22° O und zwischen 15,5° N und 16,5° N ab, während sie in Simulation Sww nur wenig an Intensität verliert (Abbildung 5.9c und 5.9d). Dadurch reduziert sich die horizontale Windgeschwindigkeit in nT südlich der ITD entlang des Ennedi Gebirges.

Um 06 UTC unterscheiden sich beide Simulationen deutlich (Abbildung 5.9e und 5.9f). Die Vertikalbewegung in Simulation Sww ist entlang der ITD über den gesamten Ausschnitt höher als in Simulation nT. In einem Bereich zwischen 20° O und 22° O und zwischen 15° N und 17° N findet in nT keine oder nur eine sehr geringe Hebung statt. In Simulation Sww hingegen kommt es hier weiterhin zu Hebung. Der Horizontalwind weht südlich der ITD zwischen 18° O und 21° O in Simulation Sww stärker als in nT. Zu diesem Zeitpunkt liegen die Temperaturen in Simulation Sww um rund 3 K höher als in Simulation nT (Abbildung 5.8a). Entlang der ITD erreicht die AOT in Simulation Sww Werte von 1,5 bis örtlich über 2,5.

In den Abbildungen 5.9 ist zusätzlich zu den meteorologischen Größen die Orographie eingezeichnet. Ab 21° O erstreckt sich das Ennedi-Gebirge in Richtung Osten. Bei 22° O und 17° N befindet sich relativ steiles Gelände. Die Orographie spielt in der Entstehung des MCS sicherlich eine wichtige Rolle. In dem gesamten Bereich um die Bodélé kommt es immer wieder zur Emission von Mineralstaub. Zusätzlich werden Staubpartikel, welche aus Quellgebieten aus dem Sudan stammen, in das betrachtete Gebiet transportiert. Durch die verminderte nächtliche Ausstrahlung kommt es zu erhöhten Temperaturen nahe der Erdoberfläche. Bedingt durch das Einbringen dieser Wärmequelle reduziert sich die Vertikalgeschwindigkeit in Simulation Sww nicht in dem Maße, in dem sie es in nT tut. Dadurch kommt es bodennah weiterhin zu stärkeren horizontalen Windgeschwindigkeiten, die im Bereich südlich der ITD eine zonale Komponente aufgeprägt bekommen. Die Anströmung des Ennedi-Gebirges ist in Simulation Sww höher als in nT.

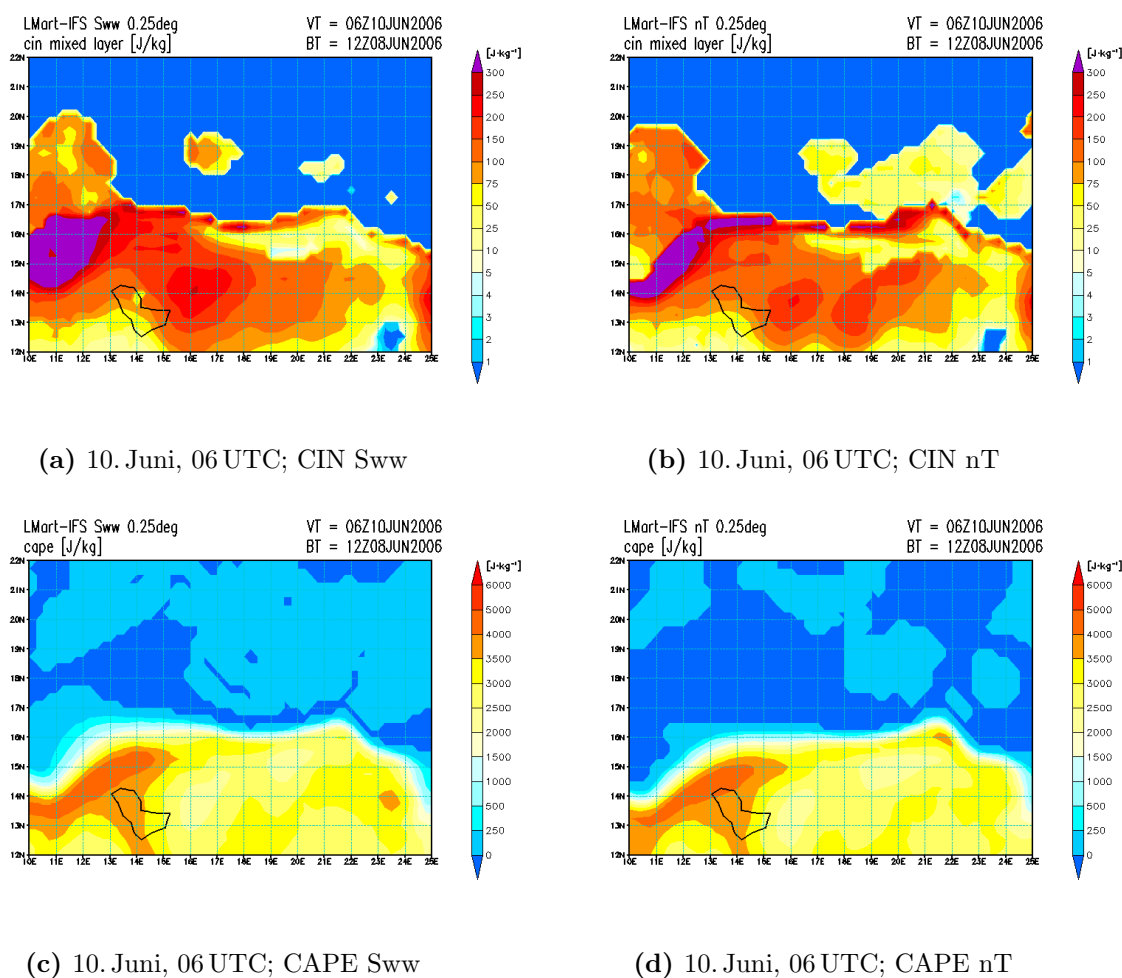


Abbildung 5.10: CIN aus Simulation Sww (a) und nT (b), sowie CAPE aus Simulation Sww (c) und nT (d) am 10. Juni 2006, 06 UTC.

Die Abbildung 5.10 zeigt die Werte für die CIN und die CAPE beider Simulation am 10. Juni 2006, 06 UTC. In Simulation Sww ist die CIN in einem Streifen von 21° O und 22° O entlang von 16° N mit Werten zwischen 10 und 25 Jkg^{-1} deutlich weiter abgebaut als in Simulation nT. Dort erreicht die CIN Werte zwischen 25 und 50 Jkg^{-1} . Die CAPE liegt in diesem Gebiet in Simulation Sww zwischen 2500 und 3500 Jkg^{-1} . In Simulation nT erreicht die CAPE mit Werten zwischen 3000 und teilweise über 3500 Jkg^{-1} sogar höhere Werte als in Sww. Die CAPE ist also für die Ausbildung von Konvektion in beiden Simulationen ausreichend. Da die CIN in Simulation nT nicht soweit abgebaut wird wie in Simulation Sww, kommt es in nT nicht zur Auslösung der Konvektion. Auch in Simulation Sww ist die CIN nicht vollständig abgebaut, dennoch kommt es zur Auslösung hochreichender Konvektion. Die erhöhte Vertikalgeschwindigkeit in Simulation Sww

infolge von thermisch bedingter Hebung durch die erhöhten Temperaturen innerhalb der Staubschicht in Sww führt zu einer höheren Horizontalgeschwindigkeit am Boden. Durch die erhöhte Anströmung des Ennedi-Gebirges aus Südwesten kommt es zu erzwungener Hebung. Dadurch können die Luftpakete über das Niveau der freien Konvektion gehoben werden und weiter aufsteigen.

5.3 Die Weiterentwicklung des MCS und der Einfluss des cold pools auf die ITD

Nachdem sich der MCS bei etwa $21,5^\circ$ O und 16° N gebildet hat, wandert er zunächst in Richtung Südwesten. Abbildung 5.11a zeigt den deutlich ausgebildeten Abwindbereich (“*downdraft*”) bei $20,5^\circ$ O und 15° N. Diese Abwinde divergieren bodennah, was im Horizontalwindfeld deutlich zu erkennen ist. Sie sorgen für den Transport von kühler Luft zum Boden. Die Ausbildung dieses Abwindbereiches gibt Hinweise auf die bereits eingesetzte Niederschlagstätigkeit. Der gebildete Niederschlag verdunstet in der verhältnismäßig trockenen mittleren Troposphäre, die in diesem Bereich durch die SAL gekennzeichnet ist. Durch die Verdunstung wird der Umgebung Wärme entzogen, und es bilden sich starke Abwinde aus, die abgekühlten Luftmassen werden nach unten transportiert. Innerhalb dieses cold pools können die Temperaturen um bis zu 10 K sinken. Zu diesem Zeitpunkt liegt die 2 m-Temperatur innerhalb des cold pools um bis zu 8 K unter der Umgebungstemperatur (ohne Abbildung).

Abbildung 5.8b zeigt den Temperaturunterschied zwischen beiden Simulationen um 09 UTC; im Bereich des cold pools liegt die Temperatur in Simulation Sww um mehr als 4 K niedriger. Am äußeren Rand des MCS bildet sich durch die divergierenden Luftmassen eine Böenfront aus (Abbildung 5.11a). Sie bildet zusammen mit der aus Südwesten heranströmenden Monsunluft einen Konvergenzbereich, in dem es zur Hebung kommt. Durch diese Hebung können sich am Rand des MCS neue konvektive Zellen bilden, die den MCS weiter am Leben erhalten.

In Abbildung 5.11b ist die Situation zeitgleich in Simulation nT dargestellt. Hier erkennt man keine derartige Struktur im dreidimensionalen Windfeld. Die ITD liegt zu diesem Zeitpunkt in beiden Simulationen an einer fast identischen Position.

In den kommenden sechs Stunden bewegt sich der MCS weiter südwestwärts und erreicht das Gebiet nordöstlich des Tschadsees (Abbildung 5.11c). Die ITD in Simulation Sww liegt zwischen 17° O und 20° O, bedingt durch die Abkühlung und den Niederschlag in Simulation Sww weiter nördlich als in Simulation nT, und wird in ihrem Tagesgang beeinflusst. Das dreidimensionale Windfeld behält währenddessen seine Struktur bei. Die

5.3 Die Weiterentwicklung des MCS und der Einfluss des cold pools auf die ITD

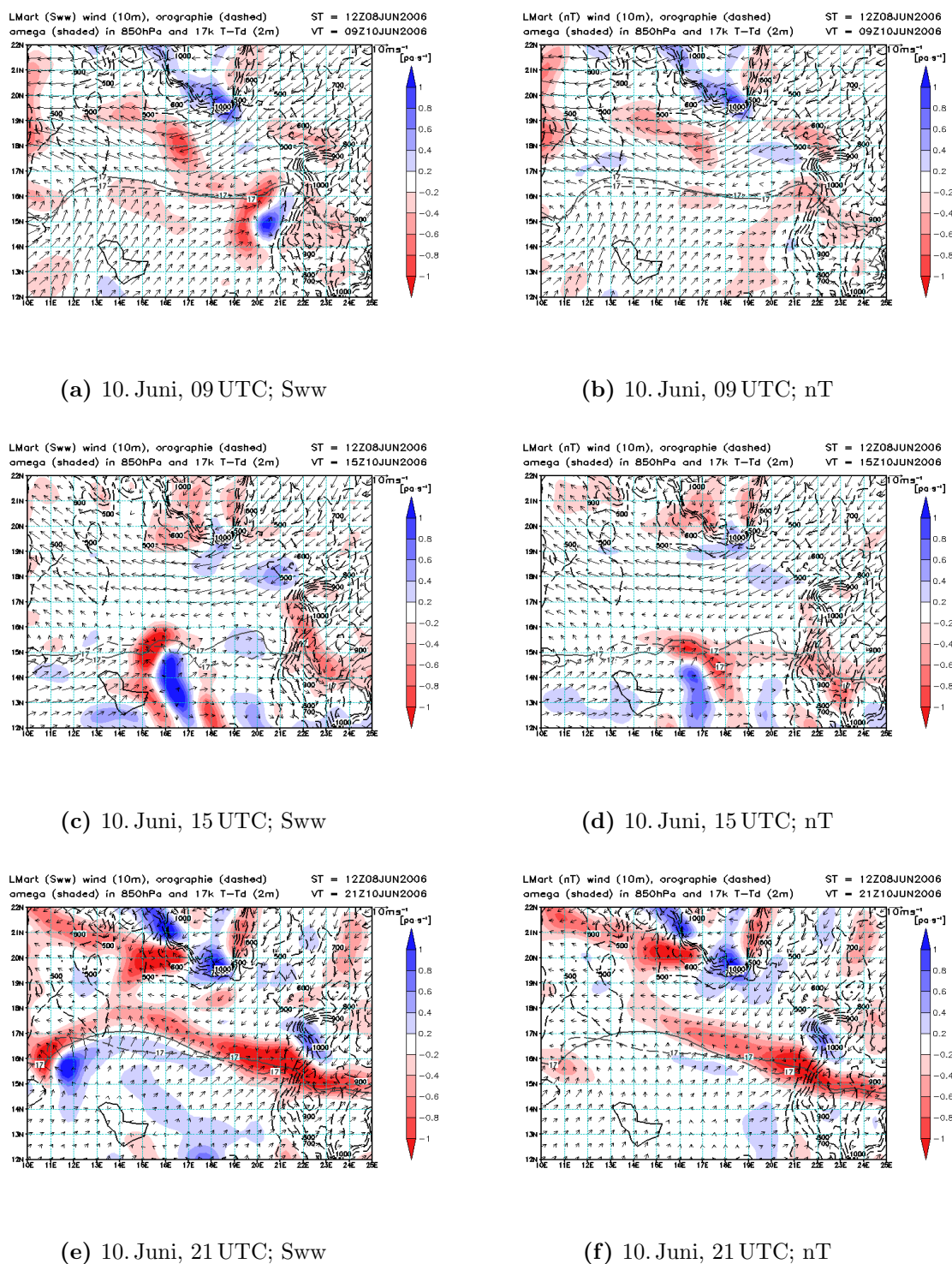


Abbildung 5.11: Vertikalbewegung in 850 hPa (farbig), Horizontalwind in 10 m Höhe (Vektoren), Isolinien der 17 K-Taupunktstemperaturdifferenz aus Sww (graue durchgezogene Linie) und nT (graue gestrichelte Linie) repräsentativ für die Lage der ITD und Orographie (schwarze gestrichelte Linien) für Simulation Sww (links) und nT (rechts) am 10. Juni 2006, 09 UTC, 15 UTC und 21 UTC.

Böenfront umschließt fast den gesamten Abwindbereich. Die Zugbahn des MCS ist zu diesem Zeitpunkt in Richtung Nordwesten gerichtet. Dort erreicht die Böenfront bereits die ITD. Das in Abbildung 5.11d erkennbare Konvergenzgebiet, welches sich bei 15° N von der ITD aus in Richtung Südosten erstreckt, wird in den betrachteten Ausschnitt advehiert und hat mit dem betrachteten System nichts zu tun.

Am Abend des 10. Juni 2006, 21 UTC, befindet sich der MCS bei $11,5^\circ$ O und 16° N (Abbildung 5.11e). Zu diesem Zeitpunkt beginnt sich der MCS abzuschwächen. Nördlich von 15° N erreichen die Temperaturen tagsüber in 2 m über Grund Werte von bis zu 316 K (ohne Abbildung), innerhalb des cold pools liegen die Temperaturen um 300 K . Auf seinem Weg nach Norden trifft der MCS auf die staubhaltige, trockenheiße Luft. Diese wird durch die voranschreitende Böenfront über den cold pool gehoben, so dass es zu einer Stabilisierung der Atmosphäre kommt (ohne Abbildung). Während sich der MCS vom Tschadsee aus in Richtung Norden verlagert, beeinflusst die Böenfront die Lage der ITD. Durch das Ausströmen aus dem cold pool kommt es zur Überlagerung der Böenfront mit der tageszeitlichen Variation der ITD in einem Bereich zwischen $12,5^\circ$ O und 18° O. In diesem Fall kann sich die ITD im weiteren Verlauf um etwas mehr als 1° weiter nach Norden verlagern als in Simulation nT. Nördlich der ITD kommt es zusätzlich zur Hebung durch die verstärkt konvergierenden bodennahen Winde; diese sind in SwW fast im gesamten Ausschnitt südlich der ITD deutlich stärker als in nT. Die Überlagerung der Dichteströmung aus dem cold pool mit der nach Norden wandernden ITD haben Flamant et al. (2009) durch Beobachtungen über Mali beschrieben. Die ITD hat sich durch den Einfluss des cold pool um 200 km weiter nach Norden geschoben.

In Simulation nT bleibt eine derartige Entwicklung, wie sie hier beschrieben wurde, aus (Abbildung 5.11f).

Niederschlagsbildung

Die Abbildungen 5.12a und 5.12b zeigen den Vergleich des Wolkenbedeckungsgrades beider Simulationen; es handelt sich fast ausschließlich um Wolken mit großer vertikalen Ausdehnung (ohne Abbildung). Simulation Sww simuliert bei 20° O und 15° N einen Wolkenschirm mit etwa 250 km Durchmesser. Dieser erstreckt sich vertikal bis weit in die obere Troposphäre hinein. Dadurch bekommt der MCS seine Zugbahn vom AEJ aufgeprägt, welcher zu diesem Zeitpunkt mit einer leicht südlichen Komponente im Wesentlichen zonal verläuft (ohne Abbildung). In Simulation nT befindet sich dort nur sehr wenig Bewölkung (Abbildung 5.12b). Wie bereits angesprochen wurde, entsteht der Abwindbereich eines MCS durch die Niederschlagsabkühlung in der mittleren Troposphäre. Abbildung 5.12c zeigt, dass in Sww zwischen 06 UTC und 09 UTC bereits Niederschlagsmengen von bis zu 10 kgm^{-2} erreicht werden. Ein Vergleich mit Abbildung 5.12d verdeutlicht den Unterschied zwischen den Simulationen nochmals. Die Niederschlagssummen werden in Simulation nT mit maximal $0,5 \text{ kgm}^{-2}$ vernachlässigbar klein simuliert.

In Abbildung 5.13 zeigen zwei Schnitte durch das konvektive System dessen vertikale Struktur. In Abbildung 5.13a befindet sich bodennah die feuchte Monunluft. Bei 19° O befindet sich das Gebiet mit der stärksten Hebung. Die Luft wird bis in das Niveau des AEJ, der in 600 hPa von Ost nach West strömt, gehoben. Der eine Teil der Luft bewegt sich mit dem AEJ westwärts und der andere, großer Teil wird weiter bis an den Oberrand der Troposphäre gehoben. Zwischen 700 hPa und 400 hPa befindet sich eine Schicht mit relativ trockener Luft. Innerhalb dieser Luftschicht verdunstet der Niederschlag, und es kommt zur Abkühlung und nachfolgend zu Absinkvorgängen. Den Bereich des stärksten Absinkens findet man zwischen 20° O und 21° O. Weiter in Richtung Osten schließt sich durch das Ennedi-Gebirge ein orographisch bedingtes Hebungsgebiet an. Zusätzlich verläuft die ITD (Abbildung 5.11a) an dieser Stelle von Nordwest nach Südost, so dass der gezeigte Querschnitt am östlichen Rand die ITD schneidet.

In Abbildung 5.13b ist der Vertikalschnitt entlang des 20. Längengrades dargestellt. Im Norden befindet sich die trockenheiße Saharaluft. Ihr steht südlich von $16,5^\circ$ N die feucht-

kalte Monsunluft gegenüber. Dort konvergiert der Harmattanwind aus Norden mit der aus dem MCS ausströmenden Luft. Diese wird an der ITD gehoben und strömt entlang der ITD nach Süden, wo sie in den Bereich der stärksten Hebung gelangt und weiter aufsteigt. In der trockenen Saharaluft kommt es innerhalb der SPBL zu einer guten Durchmischung. Die nach Süden strömende trockene und staubhaltige Luft gleitet entlang der ITD auf die Monunsschicht auf. Durch das Absinken innerhalb des MCS mischt sich bei 15° N trockene Luft in die feuchte Monsunluft ein.

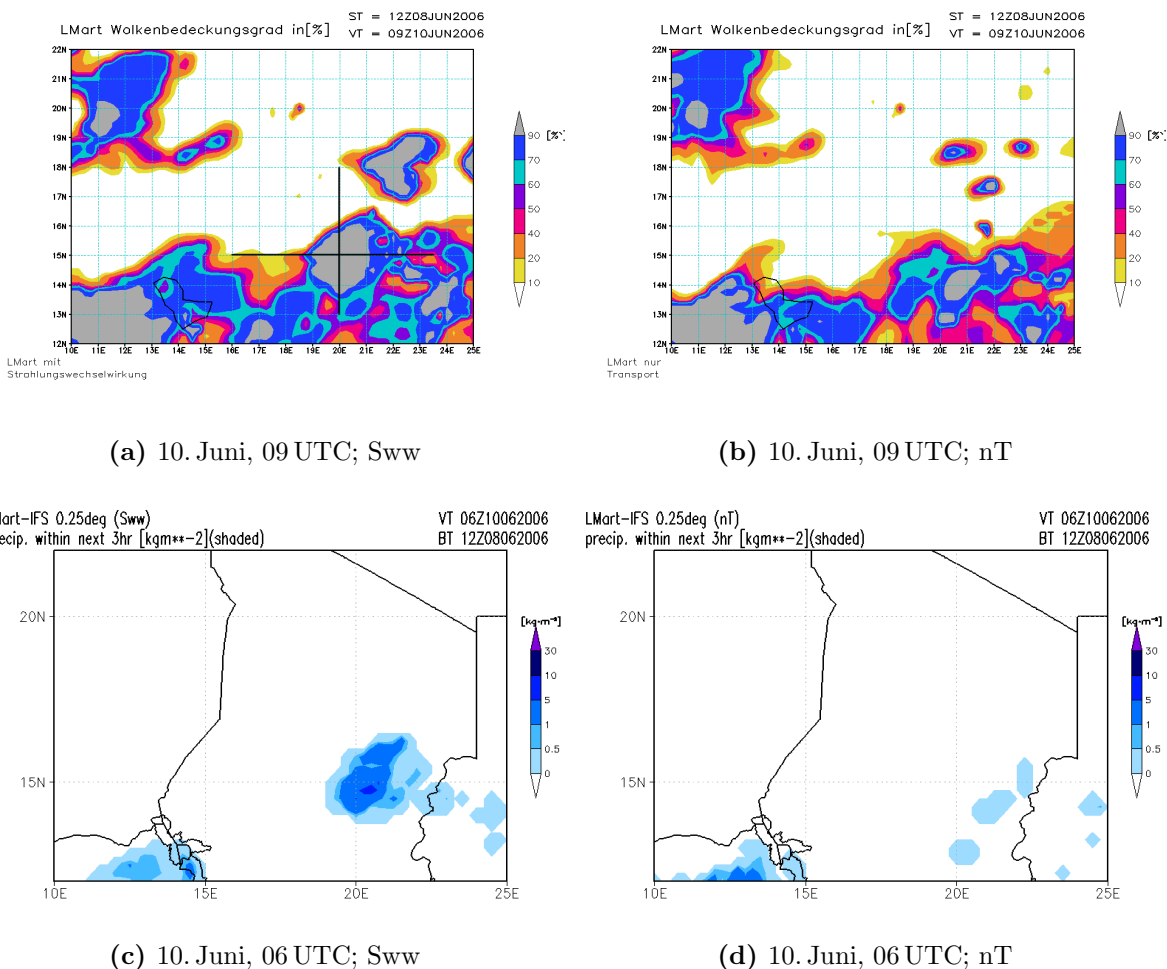


Abbildung 5.12: Gesamter Wolkenbedeckungsgrad in [%] aus Simulation Sww (a) und nT (b) am 10. Juni 2006, 09 UTC, sowie Niederschlagssumme der folgenden drei Stunden für Simulation Sww (a) und Simulation (b) am 10. Juni 2006, 06 UTC. Die schwarzen Linien in a) markieren die Lage der Querschnitte in Abbildung 5.13.

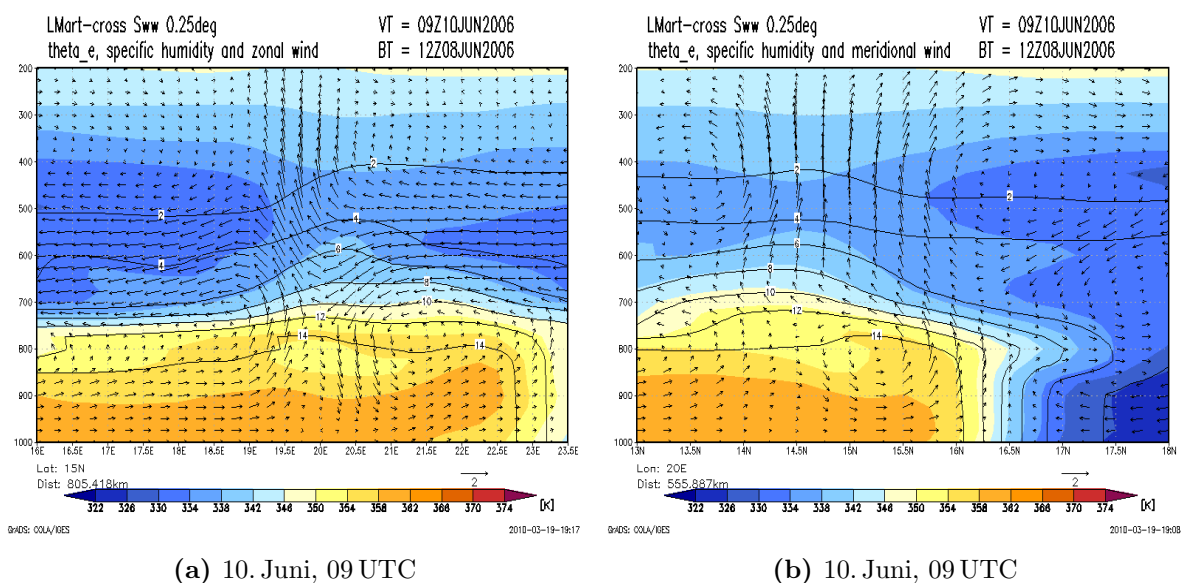


Abbildung 5.13: Querschnitt der äquivalentpotentiellen Temperatur (farbig), der spezifischen Feuchte (durchgezogene Linien) und des Windes parallel zur Schnittfläche entlang a) 15° N und b) 20° O aus Simulation Sww für den 10. Juni 2006, 00 UTC. Die Lage der Querschnitte ist in Abbildung 5.12a durch die schwarzen Linien markiert.

Der Einfluss des cold pools auf die Lage der ITD

Die Querschnitte entlang 14° O in Abbildung 5.14 geben Informationen über den Einfluss des cold pools auf die vertikalen Zirkulationsmuster an der ITD. Die Abbildungen 5.14a und 5.14b zeigen einen Vergleich der vertikalen Zirkulation um 15 UTC. Zu dieser Zeit erreicht der MCS mit seinem äußeren Rand 14° O. In Simulation Sww schiebt sich der cold pool bodennah von Südwesten her in den Querschnitt herein. Zwischen 13° N und 14° N erreicht der vorderste Ausläufer der Böenfront den $14.$ Längengrad, und es kommt zur Hebung. Südlich davon ist der Abwindbereich über dem herannahenden cold pool zu sehen. Die ITD befindet sich in Simulation Sww zu diesem Zeitpunkt etwas weiter im Süden als in Simulation nT (Abbildung 5.11c). Direkt an und etwas nördlich der ITD ist die bodennahe Windgeschwindigkeit nahe null. Nördlich von 17° N liegt in Simulation Sww die potentielle Temperatur aufgrund der dort vorhandene Staubschicht höher als in Simulation nT.

Abbildung 5.14c zeigt den Querschnitt aus Simulation Sww drei Stunden später um 18 UTC. Der cold pool des MCS liegt zwischen $13,5^\circ$ N und $15,5^\circ$ N. Durch die Verlagerung in nördliche Richtung nähert er sich der Lage der ITD, welche sich zu diesem Zeitpunkt bei $16,3^\circ$ N befindet (ohne Abbildung). Der Bereich nördlich der ITD wird von der heißen und staubbeladenen Saharaluft dominiert, in der die Temperatur bodennah bis zu 318 K erreicht. Die starke Abkühlung der Luft auf unter 308 K südlich der ITD ruft durch das Voranschreiten des MCS in Richtung Nordwesten einen stark ausgeprägten meridionalen Temperaturgradienten hervor. Über dem cold pool sind die stark absinkenden Luftmassen zu sehen, welche für die geringen bodennahen Temperaturen verantwortlich sind. Am Boden wird diese Luft, mit der Monsunströmung überlagert, nach Norden transportiert. Die Advektion der verhältnismäßig kalten Luft nach Norden induziert eine Labilisierung der Schichtung entlang der Luftmassengrenze. Dort werden die Luftpakete gehoben, bis sie den Unterrand der SAL erreichen und in einer Höhe von 650 hPa wieder nach Süden strömen. Die cold pool Zirkulation liegt zu diesem Zeitpunkt mit ihrem Schwerpunkt noch südlich der ITD. Der Gradient der spezifischen Feuchte liegt in beiden Simulationen bei etwa 17° N, das heißt, die ausströmende Luft aus dem cold pool hat die Lage der ITD hier noch nicht beeinflusst.

In Abbildung 5.14d ist zum Vergleich die Situation in Simulation nT dargestellt. Dadurch, dass sich hier kein MCS und damit verbunden kein cold pool ausgebildet hat, sind die Zirkulationsmuster beider Simulationen grundlegend unterschiedlich. Bodennah kommt es zu tageszeitlich bedingter Abkühlung und zur Stabilisierung der Troposphäre. Darüber schließt sich zwischen 950 hPa und 850 hPa die abgehobene durchmischte Grenzschicht an. In Simulation Sww wird die tageszeitliche Abkühlung nördlich von 17° N durch die Mineralstaubpartikel unterdrückt.

Nach weiteren drei Stunden, am 10. Juni 2006, 21 UTC, ist die cold pool Zirkulation in Simulation Sww über der ITD zu finden (Abbildung 5.14e). Das Zentrum der Zirkulation befindet sich bei 17,5° N in einer Höhe von 750 hPa. Südlich davon kommt es weiterhin zu absinkenden Luftbewegungen über dem cold pool. Der MCS ist zu diesem Zeitpunkt weiter nach Westen gezogen, so dass der Querschnitt den rückseitigen Teil des Systems beschreibt. Bodennah liegen die höchsten Windgeschwindigkeiten an der ITD und überlagern sich mit deren tageszeitlich bedingter Ausbreitung nach Norden. Im Vergleich zu Simulation nT (Abbildung 5.14f) findet man beispielsweise die 14 gkg^{-1} -Isolinie in Simulation Sww etwas nördlich von 17° N, während sie in nT bei etwa 16,3° N zu finden ist. In beiden Simulationen entsteht ein nächtliches Zirkulationsmuster, das in Simulation Sww durch die Böenfront und den starken Temperaturgradienten deutlich verstärkt wird. So findet man im Bereich der staubhaltigen Luft im Norden kräftige Aufwinde bis an den Oberrand der SPBL. Durch die Zirkulation wird oberhalb der Monsunschicht trockene Luft eingemischt, und die Mächtigkeit der Monsunschicht reduziert sich.

In Simulation nT kommt es bodennah weiterhin zur ungehinderten langwelligen Ausstrahlung und folglich zur Stabilisierung der unteren Schichten. Die durch tageszeitliche Erhitzung gut durchmischte Luftschicht wird weiter abgehoben.

5.3 Die Weiterentwicklung des MCS und der Einfluss des cold pools auf die ITD

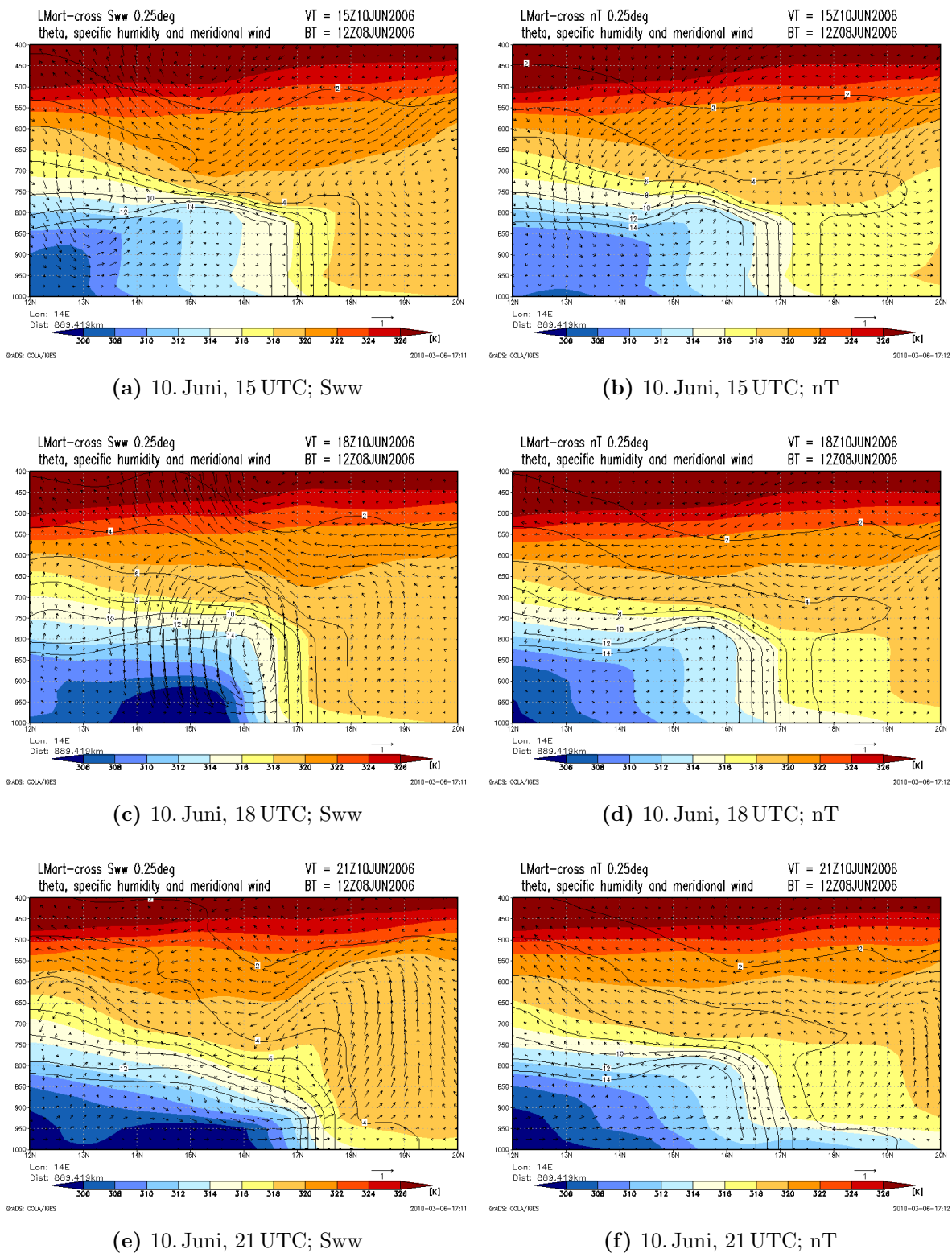


Abbildung 5.14: Querschnitte der potentiellen Temperatur (farbig), der spezifischen Feuchte (durchgezogene Linien) und des Windes in der y-z-Ebene entlang des 14. Längengrades am 10. Juni 2006, 15 UTC, 18 UTC, 21 UTC aus Simulation Sww (a,c,e) und nT (b,d,f).

5.4 Die Emission von Mineralstaub

Der starke Einfluss der ausströmenden Luftmassen aus dem cold pool auf die Sekundärzirkulation und daraus resultierend auf die Lage der ITD lässt den Schluss offen, inwiefern sich die vertikale Verteilung der Staubpartikel modifiziert. Zudem kann es durch die entstehende Böenfront zur weiteren Emission von Mineralstaub kommen.

Abbildung 5.15 zeigt die Situation bezüglich der Mineralstaubkonzentrationen. Durch die starke cold pool Zirkulation in Simulation Sww um 18 UTC südlich der ITD erreichen die bodennahen Windgeschwindigkeiten deutlich höhere Werte als in Simulation nT (Abbildung 5.15a und 5.15b); es kommt zur Emission von Mineralstaub in Simulation Sww. Zwischen 15° N und 17° N erreicht die Massenkonzentration Werte um $500 \mu\text{g m}^{-3}$. In Simulation nT wird im Vergleich dazu kein Staub emittiert. Auch die vertikale Verteilung der Staubpartikel nördlich der ITD unterscheidet sich in beiden Simulationen. Die höchsten Staubkonzentrationen befinden sich in Simulation nT in der abgehobenen konvektiven Grenzschicht, unter der es durch nächtliche Abkühlung zur Stabilisierung kommt. Auch die Staubschicht hebt sich mit der konvektiven Grenzschicht an (Abbildung 5.15b und 5.15d).

In Simulation Sww beginnt sich die Zirkulation über dem cold pool auf die Sekundärzirkulation an der ITD auszuwirken. Im Bereich des MCS kommt es oberhalb von 600 hPa zur Hebung, darunter befindet sich der Abwindbereich des MCS. Dadurch wird die südwärtsgerichtete Strömung am Oberrand der SPBL verstärkt. Durch die erhöhten Temperaturen innerhalb der Staubschicht und dem verstärkten laminaren Fluss in Richtung Süden am Oberrand der SPBL kommt es in Simulation Sww zu einer stärkeren Durchmischung. Zusätzlich dazu wird die Auskühlung am Boden verhindert, so dass eine Stabilisierung der Atmosphäre im unteren Bereich unterdrückt wird. Innerhalb der Staubschicht ist die Atmosphäre bis etwa 600 hPa neutral geschichtet.

Um 21 UTC erhöht sich die Staubemission zwischen $15,5^{\circ}$ N und 17° N aufgrund der weit nach Norden dringenden Dichteströmung aus dem cold pool. Die Massenkonzentration erreicht inzwischen Werte von über $1500 \mu\text{g m}^{-3}$. Der aufgewirbelte Staub wird bodennah mit der Dichteströmung nach Norden bis in die Saharaluft transportiert. Durch den star-

5.4 Die Emission von Mineralstaub

ken Temperaturgradienten (Abbildung 5.14e) zwischen den beiden Luftmassen und der überlagerten cold pool Zirkulation wird die Sekundärzirkulation nördlich der ITD deutlich verstärkt. Dadurch kann schließlich mehr Staub bis an den Oberrand der SPBL transportiert werden. Von dort wird er nach Süden transportiert und kann mit dem AEJ weiter nach Westen in Richtung Atlantik transportiert werden (ohne Abbildung).

Abbildung 5.16 zeigt den Transport von Mineralstaub senkrecht zum Querschnitt bei 10° O am 11. Juni 2006, 00 UTC, 06 UTC. In Simulation Sww befindet sich der AEJ bei

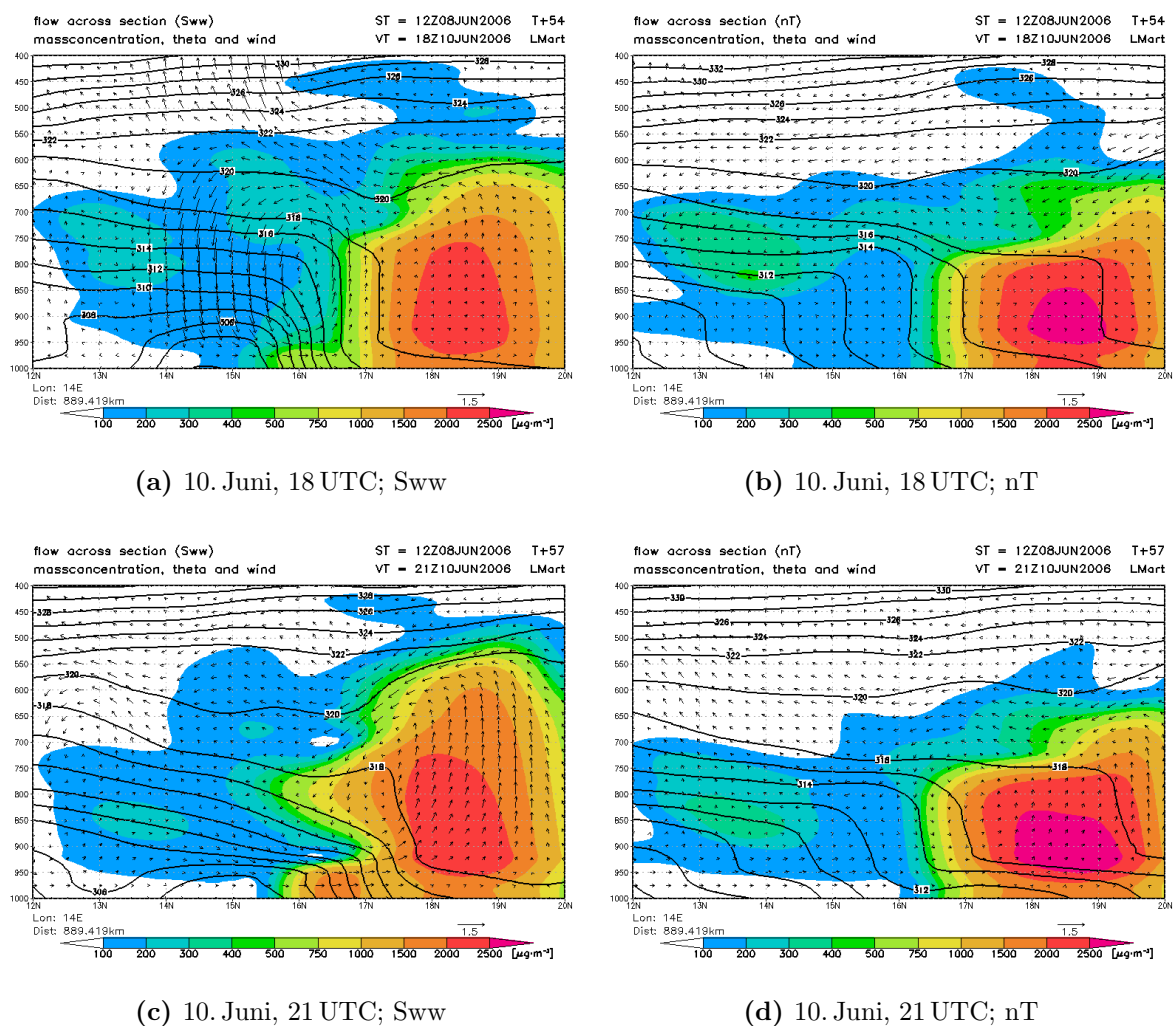


Abbildung 5.15: Querschnitte der gesamten Massenkonzentration (farbig), der potentiellen Temperatur (durchgezogene Linien) und des Windes in der y - z -Ebene entlang des 14° Längengrades am 10. Juni 2006, 18 UTC, 21 UTC aus Simulation Sww (a,c) und nT (b,d).

15° N in einer Höhe von 600 hPa mit einer maximalen Windgeschwindigkeit von über 18 m s^{-1} (Abbildung 5.16a). Im Bereich des AEJ kommt es zwischen 12° N und 16° N zum Transport von Mineralstaub in Richtung Westen. Nördlich der ITD, die etwa bei 16° N liegt, wird bis in eine Höhe von 500 hPa Staub durch den Querschnitt in Richtung Westen transportiert.

In Simulation nT (Abbildung 5.16b) fällt das Maximum des AEJ bei 15° N mit etwas über 15 m s^{-1} geringer aus. Vertikal hat der Staubtransport sowohl über der Monsunschicht als auch innerhalb der SPBL eine geringere Mächtigkeit in Simulation nT. Zwischen 18,5° N und 20° N befindet sich hingegen bei 850 hPa ein Maximum im Massenfluss. Die geringere Mächtigkeit der konvektiven Grenzschicht in Simulation nT verhindert den Transport von Mineralstaubpartikeln bis an den Oberrand der SPBL. Dadurch vollzieht sich der Transport in Simulation nT hauptsächlich nördlich der ITD innerhalb der konvektiven Grenzschicht.

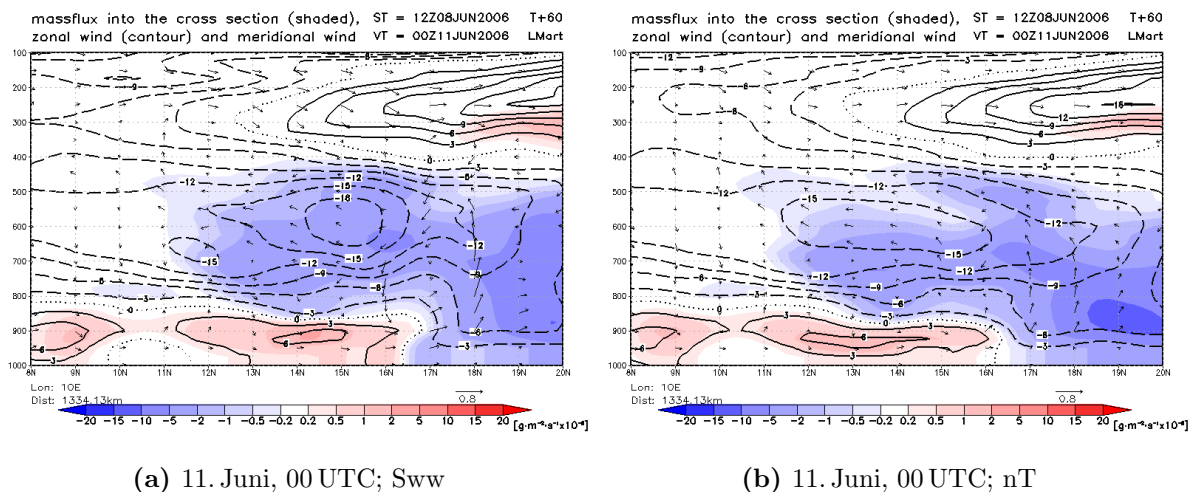


Abbildung 5.16: Querschnitte der Massenflüsse (farbig; blau - in die Zeicheneben hinein, rot - aus der Zeicheneben heraus), des Betrages des Zonalwindes (Ostwind gestrichelt, Westwind durchgezogene Linie) und des Windes in der y-z-Ebene entlang 10° O am 11. Juni, 00 UTC aus Simulation Sww (a) und nT (b).

Ein Vergleich der Modellsimulationen mit Messungen von Aeronet-Stationen ("aerosol robotic network") ist in Abbildung 5.17 dargestellt. Abbildung 5.17a zeigt die optischen Dicken für die Station Dakar, Senegal. Zu Beginn des Zeitraumes ist im Modell kein Staub enthalten. Wie der Verlauf der simulierten Staubereignisse in Abbildung 4.7 und 4.8 gezeigt hat, gelangt Staubwolke 1a etwa am 13. Juni 2006 an die westafrikanischen Atlantikküste. Davor simuliert das Modell keine oder nur sehr geringe Staubkonzentrationen für den Bereich um Dakar. Am 13. Juni 2006 (entspricht dem 164. Julianischen Tag) gelangt Staubwolke 1a in Simulation Sww in Dakar an (rot), etwa sechs Stunden vor der Staubwolke in Simulation nT. Um etwa 12 UTC erreicht in Sww die AOT den Wert 1,0. Dies stimmt mit der gemessenen AOT gut überein. Kurz danach steigt die AOT in Simulation Sww weiter an. Dieser Anstieg begründet sich durch Staub, welcher nördlich von Dakar zusätzlich emittiert wurde, so dass die simulierte AOT in Sww zum 14. Juni 2006 zu hoch liegt. Simulation nT unterschätzt die optische Dicke jedoch deutlich. Abbildung 5.15 gab zu erkennen, dass der Vertikaltransport innerhalb der Staubschicht in nT geringer ausfällt als in Sww. Dadurch kann weniger Staub am Oberrand der SPBL nach Süden transportiert werden. Als Resultat gelangt weniger Staub in den AEJ und der Transport oberhalb der Monsunschicht ist geringer. Bodennah verhindert die über Mali nach Algerien vordringende Monsunströmung den Staubtransport nach Westen.

Abbildung 5.17b zeigt den Vergleich zwischen den Modelldaten und den Beobachtungen für Tamanrasset im Süden Algeriens. Die Staubwolke im Modell erreicht hier etwa am 10. Juni 2006, 12 UTC, Tamanrasset. Am 11. Juni 2006, 12 UTC, werden von der Aeronet-Station optische Dicken von bis zu 3,5 gemessen. Das Maximum wird hier besonders von Simulation Sww unterschätzt. Simulation nT trifft dieses Ereignis deutlich besser und simuliert mit einer AOT von 3,0 relativ gute Werte. In beiden Simulationen nimmt die AOT zum 12. Juni 2006 (entspricht dem 163. Julianischen Tag) zu früh wieder ab. Zum Ende des betrachteten Zeitraumes erkennt man in der von Aeronet gemessenen AOT eine Tendenz zu höheren Werten. Rund neun Stunden später sinkt die AOT wieder. Dazwischen sind die Messwerte der Aeronetstation lückenhaft. Im Modell steigt die AOT besonders in Simulation Sww stark an. Ein Vergleich mit Beobachtungen ist hier aber nicht möglich.

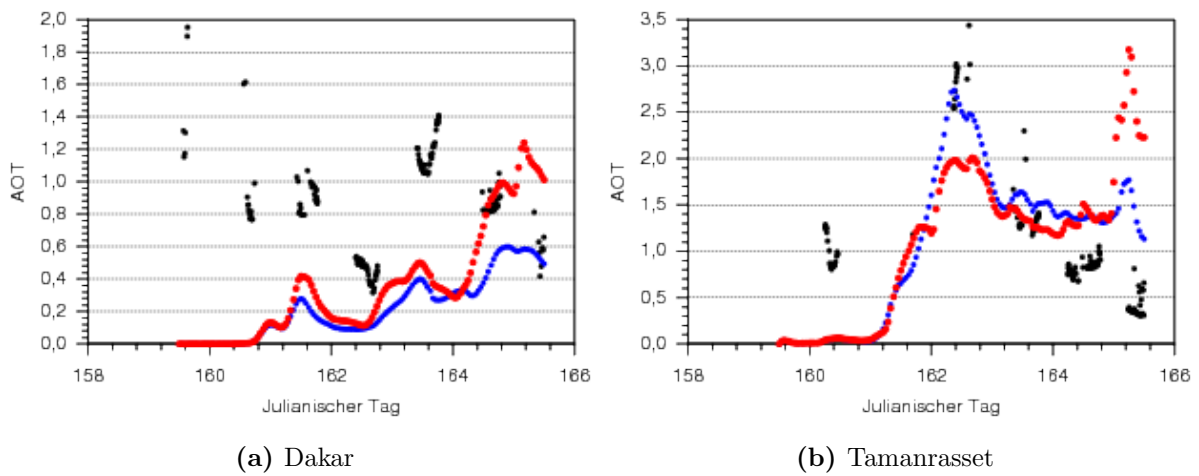


Abbildung 5.17: AOT bei 440 nm für Dakar und Tamanrasset aus Messungen der Aeronetstationen (schwarze Punkte). AOT bei 450 nm für Dakar und Tamanrasset aus Simulation Sww (rot) und nT (blau). Auf der Abszisse ist die Zeit in Julianischen Tagen aufgetragen, beginnend am 8. Juni 2006 (Tag 158), 12 UTC, bis zum 14. Juni 2006 (Tag 166), 12 UTC.

Kapitel 6

Zusammenfassung und Ausblick

Die Emission von Mineralstaubpartikeln in die Atmosphäre spielt in den Wüstengebieten dieser Erde eine wichtige Rolle. Operationell eingesetzte numerischer Wettervorhersagesysteme unterschätzen bisher den Einfluss von mineralstaubbedingter Wechselwirkung zwischen Strahlung und Dynamik stark. Um den Einfluss des direkten Aerosoleffektes auf die Thermodynamik und die Dynamik der Atmosphäre zu untersuchen, wurden zwei verschiedene Simulationen mit dem Modell COSMO-ART miteinander verglichen. In Simulation Sww nahm der dynamisch generierte Staub Einfluss auf die Strahlungsfelder. Zum Zeitpunkt $t = 0$ lag in dieser Simulation keine Staubverteilung vor. In einer weiteren Simulation (nT) war die Wechselwirkung zwischen Strahlung und den dynamisch erzeugten Mineralstaubpartikeln ausgeschaltet. Der Staub wurde also emittiert, transportiert und deponiert, beeinflusste die Strahlungsfelder aber nicht. In dieser Simulation lag zum Zeitpunkt $t = 0$ eine klimatologisch begründete, zeitlich konstante optische Dicke vor, welche die Strahlungsfelder beeinflusste.

In dieser Arbeit wurden Staubereignisse in dem Zeitraum vom 8. Juni 2006, 12 UTC, bis zum 14. Juni 2006, 12 UTC, betrachtet. In dieser Zeitspanne kam es besonders über der Bodélé Depression immer wieder zu starker Mineralstaubemission. Diese Staubereignisse wurden mit beiden Modellkonfigurationen simuliert. Ein Vergleich mit den SEVIRI Staubprodukten hat gezeigt, dass COSMO-ART die Staubemission, welche durch großskalige Prozesse ausgelöst wurden, gut wiedergegeben hat. Mit zunehmender Vorhersagezeit

stimmte zwar der Zeitpunkt der Emission weiterhin gut mit den vom SEVIRI detektierten Staubwolken überein, jedoch wurde die Lage der Quellgebiete zunehmend zu weit nördlich simuliert. Die synoptische Situation hat COSMO-ART gut wiedergegeben. Unterschiede in der diffusen Albedo haben dazu beigetragen, dass die Temperatur in COSMO-ART vor allem in Wüstengebieten überschätzt wird.

Ein Vergleich der Nettostrahlungsflüsse beider Simulationen hat ergeben, dass die Mineralstaubwolke den am Erdboden ankommenden kurzwelligen Nettostrahlungsfluss bei einer optischen Dicke von 2,5 um bis zu 300 W m^{-2} reduzieren kann. Innerhalb der Staubschicht kam es durch Absorption der einfallenden kurzwelligen Strahlung und durch Re-emission von langwelliger Strahlung zu einer Erhöhung der Temperatur. Befand sich die Staubschicht in Bodennähe, erhöhte sich die Temperatur in der konvektiven Grenzschicht. Bei einer bereits angehobenen Staubschicht reduzierte sich die Temperatur darunter aufgrund der geringeren Globalstrahlung. Auch innerhalb der abgehobenen Staubschicht ist es zu einer strahlungsbedingten Erwärmung gekommen.

Der Einfluss der Mineralstaubpartikel auf die langwelligen Ausstrahlung am Boden ist signifikanter ausgefallen. Nachts kam es im Bereich einer bodennahen Staubwolke zur verminderten langwelligen Ausstrahlung, was eine Erhöhung der bodennahen Temperatur um teilweise mehr als 4 K zur Folge hatte. Durch diese Inhomogenitäten in der Temperaturverteilung am Boden wurden neue thermische Zirkulationen hervorgerufen oder bereits bestehende verstärkt.

Im Zuge dieser Arbeit wurde gezeigt, dass solche strahlungsbedingten Unterschiede deutliche Änderungen in der Dynamik der Atmosphäre hervorrufen können. So kam es durch die erhöhte bodennahe Temperatur in Simulation Sww am 10. Juni 2006 zur Entstehung eines MCS an der Westseite des Ennedi-Gebirges. Dieser Entwicklungszyklus konnte in Simulation nT nicht beobachtet werden. Durch die bodennahe Staubschicht nördlich der ITD reduzierte sich in der Nacht vom 9. Juni 2006 auf den 10. Juni 2006 die langwellige Ausstrahlung und damit verbunden kam es zu einer Erhöhung der Temperatur in 2 m Höhe um bis zu 4 K . Die daraus resultierende Änderung der Sekundärzirkulation entlang der ITD war für die Entstehung des MCS entscheidend.

Innerhalb des MCS wurde die Ausbildung eines Abwindbereiches gezeigt. Dieser transpor-

tierte die durch Niederschlagsverdunstung in der mittleren Troposphäre abgekühlte Luft zu Boden. Somit konnte sich ein cold pool unter dem MCS ausbilden. Die nach außen konvergierenden Luftmassen bildeten eine Böenfront um den MCS und sorgten für Hebung um den cold pool herum. Im weiteren Verlauf driftete der MCS weiter nach Nordwesten und traf auf die staubhaltige und heiße Saharaluft nördlich der ITD. Zwischen dieser und dem von Süden herannahenden cold pool konnte ein großer Temperaturgradient entstehen. Dadurch kam es zur Labilisierung im Bereich der ITD und infolgedessen zu starker Vertikalbewegung. Der tageszeitlichen Ausbreitung der ITD nach Norden wurde zunehmend die cold pool Zirkulation überlagert, was ein weiteres Vorstoßen der ITD nach Norden zur Folge hatte. Bodennah kam es zusätzlich zur Emission von Mineralstaub, bedingt durch die hohen Windgeschwindigkeiten. Durch die verstärkte Sekundärzirkulation infolge der überlagerten cold pool Zirkulation und des starken Temperaturgradienten, wurde innerhalb der SPBL der Staub bis an deren Oberrand transportiert. Ein Vergleich mit Messungen in Dakar hat gezeigt, dass dadurch der Transport in Richtung Westen durch Simulation Sww besser wiedergegeben wurde als in Simulation nT.

Zusammenfassend kann man sagen, dass COSMO-ART in der Lage ist Staubemission vielversprechend wiederzugeben. Sehr interessant ist die Wechselwirkung zwischen Strahlung und Dynamik. In Wüstengebieten in denen es praktisch das ganze Jahr über zur Emission von Mineralstaub kommen kann, stellt die Vorhersagbarkeit des Wetters eine besondere Herausforderung dar. Der Einfluss der Mineralstaubpartikel wird im operationellen COSMO während der starken Emission von Mineralstaub in die Atmosphäre sicherlich deutlich unterschätzt. Diese Arbeit hat gezeigt, welches Ausmaß lediglich die Strahlungswechselwirkung annehmen kann. Durch den MCS kommt es zusätzlich zur Emission von Mineralstaub, welcher sich wiederum auf die Strahlungsfelder auswirkt. Wird der emittierte Staub bis auf den Atlantik hinaus transportiert, kann er unter Umständen die Entstehung von extremen Wetterereignissen, wie beispielsweise Hurrikanen, beeinflussen. Um die Vorhersagbarkeit des Wetters weiter zu verbessern, sollte diesem Bereich weiterhin großes Interesse gewidmet werden. Vor allem hochaufgelöste Simulationen bekannter Quellregionen und den Region stromabwärts würden zum besseren Verständnis der thermodynamischen und dynamischen Prozesse führen.

Literaturverzeichnis

- [1] ALFARO, S. C. UND L. GOMES (2001): *Modeling mineral aerosol production by wind erosion: Emission intensities and aerosol size distributions in source areas*. J. Geophys. Res., **106**, 18075-18084
- [2] AVILA, A., I. QUERALT-MITJANS UND M. ALARCOÓN: *Mineralogical composition of African dust delivered by red rains over northeastern Spain*. J. Geophys. Res., **102**, 21977-21996
- [3] BERGAMETTI, G., L. GOMES, E. REMOUDAKI, M. DESBOIS, D. MARTIN UND P. BUAT-MÉNARD (1989): *Paleoclimatology and paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport, Kapitel Present transport and deposition patterns of African dusts to the north-western Mediterranean*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, S. 227-252
- [4] BINKOWSKI, F. S. UND U. SHANKAR (1995): *The Regional Particulate Matter Model 1. Model description and preliminary results*. J. Geophys. Res., **100**, 26,191-26,209
- [5] BOU KARAM, D., C. FLAMANT, P. KNIPPERTZ, O. REITEBUCH, J. PELON, M. CHONG UND A. DABAS (2008): *Dust emissions over the Sahel associated with the West African Monsoon inter-tropical discontinuity region: a representative case study*. Q. J. R. Meteorol. Soc., **134**, 621-634
- [6] BROOKS, N. UND M. LEGRAND (2000): *Linking Land Surface Change to Climate Change, Kapitel Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, S. 1-25

- [7] CARLSON, T. N. UND J. M. PROSPERO (1972): *The Large-Scale Movement of Saharan Air Outbreaks over the Northern Equatorial Atlantic*. J. Appl. Meteor., **16**, 1368-1371
- [8] D'ALMEIDA, G. A. (1986): *A model for Saharan dust transport*. J. Climate Appl. Meteor., **25**, 903-916
- [9] DOMS, G. UND U. SCHÄTTLER (2002): *A description of the nonhydrostatic regional model LM Part I: Dynamics und Numerics*. Deutscher Wetterdienst, Offenbach [verfügbar unter: www.cosmo-model.org]
- [10] DUNION, J. P. UND C. S. VELDEN (2004): *The impact of the saharan air layer on atlantic tropical cyclone activity*. Bull. Amer. Meteorol. Soc. **85**, 353-365
- [11] ENGELSTAEDTER, S. UND R. WASHINGTON (2007): *Atmospheric controls on the annual cycle of North African dust*. J. Geophys. Res., **112**, D03103
- [12] FINK, A. H. (2006): *Das Westafrikanische Monsunsystem*. promet, Jahrg. **32**, Heft 3/4
- [13] FLAMANT C., J.-P. CHABOUREAU, D. J. PARKER, C. M. TAYLOR, J.-P. CAMMAS, O. BOCK, F. TIMOUK UND J. PELON (2007): *Airborne observations of the impact of a convective system on the planetary boundary layer thermodynamics and aerosol distribution in the inter-tropical discontinuity region of the West African Monsoon*. Q. J. R. Meteorol. Soc., **133**, 1175-1189
- [14] FLAMANT, C., P. KNIPPERTZ, D. J. PARKER, J.-P. CHABOUREAU, C. LAVAYSSE, A. AGUSTI-PANAREDA UND L. KERGOAT (2009): *The impact of a mesoscale convective system cold pool on the northward propagation of the intertropical discontinuity over West Africa*. Q. J. R. Meteorol. Soc., **135**, 139-159
- [15] GANTNER, L. UND N. KALTHOFF (2009): *Sensitivity of a modelled life cycle of a mesoscale convective system to soil conditions over West Africa*. Q. J. R. Meteorol. Soc., DOI:10.1002/qj.425

-
- [16] GOMES, L., J. L. RAJOT, S. C. ALFARO UND A. GAUDICHET (2003): *Validation of a dust production model from measurements performed in semi-arid agricultural areas of Spain and Niger*. *Cantena*, **57**, 257-271
- [17] CORFIDI, S. F. (2003): *Cold Pools and MCS Propagation: Forecasting the Motion of Downwind-Developing MCSs* *Weather and Forecasting*, **18**, 997-1017
- [18] GOUDIE, A. S. UND N. J. MIDDLETON (2001): *Saharan dust storms: nature and consequences*. *Earth Sci. Rev.*, **56**, 179-204
- [19] HASTENRATH, S. (1985): *Climate and Circulations of the Tropics* D. Reidel Publishing Company Dordrecht, 455 Seiten
- [20] HELMERT, J., B. HEINOLD, I. TEGEN, O. HELLMUTH UND M. WENDISCH (2007): *On the direct and semidirect effects of Saharan dust over Europe: A modeling study*. *J. Geophys. Res.*, **112**, 13208
- [21] HERMAN, J. R., P. K. BHARTIA, O. TORRES, C. HSU UND C. SEFTOR (1997): *Global distribution of UV-absorbing aerosols from Nimbus 7/TOMS data*. *J. Geophys. Res.*, **102(D14)**, 16911-16922
- [22] HERMANN, L., K. STAHR UND R. JAHN (1999): *The importance of source region identification and their properties for soil-derived dust: the case of Harmattan dust sources for eastern West Africa.* *Contributions to Atmospheric Physics*, **72**, 141-150
- [23] KARYAMPUDI, V. M. UND T. M. CARLSON (1988): *Analysis and Numerical Simulations of the Saharan Air Layer and Its Effect on Easterly Wave Disturbances*. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3102-3136
- [24] KOEPKE, P., M. HESS, I. SCHULT UND E. P. SHETTLE (1997): *Global Aerosol Data Set*. Report No. 243, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg
- [25] KOREN, I., Y. J. KAUFMANN, R. WASHINGTON, M. C. TODD, Y. RUDICH, J. V. MARTINS UND D. ROSENFELD (2006): *The Bodélé depression: a single spot in the Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest*. *Environmental Research Letters*, **1**, 014005

- [26] LAVAYSSE, C., C. FLAMANT, S. JANICOT, D. J. PARKER, J.-P. LAFORE, B. SULTAN, J. PELON (2009): *Seasonal evolution of the West African heat low: a climatological perspective* Springer Clim. Dyn., **33**, 313-330
- [27] MADDOX, R. (1980): *Mesoscale convective complexes*. Bull. Amer. Meteorol. Soc. **61**, 1374-1387
- [28] PARKER, D. J., C. D. THORNCROFT, R. R. BURTON UND A. DIONGUE-NIANG (2005): *Analysis of the african easterly jet, using aircraft observations from the jet2000 experiment*. Q. J. R. Meteorol. Soc., **131**, 1461-1482
- [29] PROSPERO, J. M. (1996): *The Impact of Desert Dust Across the Mediterranean, Kapitel Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean and Mediterranean: on Overview*. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht, S. 133-151
- [30] PROSPERO, J. M. UND T. M. CARLSON (1981): *Saharan air outbreaks over the tropical North Atlantic*. PAGEOPH., **119**, 677-691
- [31] RIEMER, N., H. VOGEL, B. VOGEL UND F. FIEDLER (2003A): *Modelling aerosols on the mesoscale- γ : Treatment of soot aerosol and its radiative effects*. J. Geophys. Res., **109**, 4601
- [32] RITTER, B. UND J.-F. GELEYN (1992): *A Comprehensive Radiation Scheme for Numerical Weather Prediction Models with Potential Applications in Climate Simulations*. Mon. Weather Rev., **120**, 303-325
- [33] SCHÄTTLER, U., G. DOMS UND C. SCHRAFF (2008): *A description of the nonhydrostatic regional COSMO-Model Part VII: User's Guide*. Deutscher Wetterdienst, Offenbach [verfügbar unter: www.cosmo-model.org]
- [34] SCHLATTER, T. (1995): *Long distance dust*. Weatherwise, **48**, 38-39
- [35] SEINFELD, J. H. UND S. N. PANDIS (1998): *Atmospheric chemistry and physics*. John Wiley and Sons, 1326 pp
- [36] SHAO, Y. UND H. LU (2000): *A simple expression for wind erosion threshold friction velocity*. J. Geophys. Res., **105**, 22,437-22,443

- [37] STANELLE, T. (2008): *Wechselwirkung von Mineralstaubpartikeln mit thermodynamischen und dynamischen Prozessen in der Atmosphäre über Westafrika*. Dissertation, Institut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe
- [38] TETZLAFF, G., M. PETERS UND L. J. ADAMS (1985): *Meteorologische Aspekte der Sahel Problematik*. Die Erde, **116**, 109-120
- [39] THORNCROFT, C. D. UND M. BLACKBURN (1999): *Maintenance of the african easterly jet*. Q. J. R. Meteorol. Soc., **125**, 763-786
- [40] THORNCROFT, C. D., D. J. PARKER, R. R. BURTON, M. DIOP, J. H. AYERS, H. BARJAT, S. DEVEREAU, A. DIONGUE, R. DUMELOW, D. R. KINDRED, N. M. PRICE, M. SALOUM, C. M. TAYOR UND A. M. TOMPKINS (2003): *The jet2000 project - Aircraft observations of the african easterly jet and african easterly waves*. Bull. Amer. Meteorol. Soc. **84**, 337-351
- [41] TIEDTKE, M. (1989): *A comprehensive mass flux scheme for cumulus parametrization in largescale models*. Mon. Weather Rev., **117**, 1779-1800
- [42] TOMPKINS, A. M. (2001): *Organization of Tropical Convection in Low Vertical Wind Shears: The Role of Cold Pools*. J. Atmos. Sci, **58**, 1650-1672
- [43] TORRES, O., P. K. BHARTIA, J. R. HERMAN, A. SINYUK, P. GINOX UND B. HOLBEN (2002): *A long-term record of aerosol optical depth from TOMS observations and comparison to AERONET measurements*. J. Atmos. Sci., **59**, 398-413
- [44] VOGEL B., C. HOOSE, H. VOGEL UND C. KOTTMEIER (2006): *A model of dust transport applied to the Dead Sea Area*. Meteorol. Z., **6**, 611-624
- [45] VOGEL, B., H. VOGEL, D. BÄUMNER, M. BANGERT, K. LUNDGREN, R. RINKE UND T. STANELLE (2009): *The comprehensive model system COSMO-ART - Radiative impact of aerosol on the state of the atmosphere on the regional scale*. Atmos. Chem. Phys., **9**, 8661-8680
- [46] ZENDER, C. S., R. L. MILLER UND I. TEGEN (2004): *Quantifying mineral dust mass budgets: systematic terminology, constraints and current estimates*. EOS, **85**, 509-512

Danksagung

Mein besonderer Dank gebührt Prof. Dr. Sarah Jones für die intensive Betreuung der Diplomarbeit, besonders in der Endphase. Auch neun Stunden Zeitverschiebung konnten nicht verhindern, dass Du mir nützliche Tipps geben konntest und immer mit Rat und Tat zur Seite standst. Vielen Dank.

Vielen Dank auch an Prof. Dr. Christoph Kottmeier für die Übernahme des Korreferats. Bedanken möchte ich mich auch bei Juliane Schwendike für ihre geduldige Einweisung in die Arbeit mit COSMO und COSMO-ART sowie für die schnelle Hilfe bei kleinen Fragen. Ebenfalls danken möchte ich Leo Gantner für die Beschaffung der ECMWF-Analysedaten und für weitere Hilfe bezüglich des COSMO-Modells.

Bernhard Vogel und Tanja Stanelle danke ich für die schnelle Hilfe bei Fragen rund um das Modell COSMO-ART.

Christian Grams möchte ich für seine große Hilfsbereitschaft bei Fragen aller Art danken. Ein besonderer Dank gilt Bernhard Mühr und Holger Mahlke, die viel Zeit investiert haben, um die sprachlichen Raffinessen dieser Arbeit zu korrigieren. Ebenfalls danken möchte ich Heinz Zimmermann für ihr Hilfe beim Korrigieren der Diplomarbeit.

Herrn Brückel danke ich für seine Unterstützung bei computerspezifischen Problemen. Bedanken möchte ich mich auch bei meinen Komilitonen Thomas Aschenbrenner, Markus Engelhardt und Simon Jandt für eine lustige Studienzeit. Ein weiteres Dankeschön geht an die Mitstreiter im Diplomandenraum, die für eine lockere Arbeitsatmosphäre gesorgt haben.

Nicht zuletzt möchte ich meiner Familie, insbesondere meinen Eltern, für die moralische und finanzielle Unterstützung während des gesamten Studiums danken. Ohne Euch wäre ein erfolgreiches Studium niemals möglich gewesen. Vielen Dank!

Erklärung

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

Ich bin damit einverstanden, dass die Arbeit in die Bibliothek eingestellt wird und vielfältigt werden darf.

Karlsruhe, den 22. März 2010

Manuel Schmidberger