

**Wechselwirkungen von Mineralstaubpartikeln
mit thermodynamischen und dynamischen Prozessen
in der Atmosphäre über Westafrika**

Zur Erlangung des akademischen Grades eines
DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN
der Fakultät für Physik der Universität (TH) Karlsruhe

genehmigte

DISSERTATION

von

Dipl.-Met. Tanja Stanelle

aus

Hamburg

Tag der mündlichen Prüfung:

Referent:

Korreferent:

21.11.2008

Prof. Dr. Christoph Kottmeier

Prof. Dr. Sarah Jones

Zusammenfassung

Mineralstaubpartikel sind aufgrund ihrer Größe und ihrer langen mittleren Verweildauer in der Atmosphäre sehr bedeutend für die atmosphärischen Strahlungsflüsse. Es gibt jedoch nur wenige Modellsysteme, in denen die zeitlich und räumlich variierenden optischen Eigenschaften der Mineralstaubpartikel bei der Berechnung der Strahlungsflüsse berücksichtigt werden. Vernachlässigt man in Modellsimulationen für Westafrika die räumliche und zeitliche Variabilität der optischen Eigenschaften der Mineralstaubpartikel, so führt dies zu einer falschen Prognose der Strahlungsfelder und somit der thermodynamischen und dynamischen Prozesse. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde das auf der regionalen Skala betriebene Modellsystem COSMO-ART um die Behandlung von Mineralstaubpartikeln erweitert. COSMO-ART kann jetzt den direkten Aerosoleffekt der im Modellsystem bestimmten Mineralstaubverteilung berücksichtigen und so eine realistischere Berechnung der kurz- und langwelligen Strahlungsflüsse liefern.

Die durchgeführten 1-dimensionalen Sensitivitätsstudien zeigen, dass die Höhenlage der Staubschicht eine wichtige Rolle für die Bestimmung des Temperaturprofils in der Atmosphäre spielt. Befindet sich die Staubschicht in Bodennähe, so führt dies zu einer Erhöhung der Temperatur innerhalb der konvektiven Grenzschicht. Eine abgehobene Staubschicht führt dagegen am Tage zu einer Reduktion der Temperatur innerhalb der Grenzschicht. Dies ist mit einer Verringerung der Grenzschichthöhe verbunden. Die Erwärmung innerhalb der Staubschicht bewirkt eine Stabilisierung der thermischen Schichtung am Unterrand der Staubschicht.

In 3-dimensionalen Studien mit COSMO-ART wurden zwei Staubereignisse über Westafrika simuliert. Eine Validierung mit Messungen ergab eine gute Übereinstimmung von Simulation und Beobachtung. Es konnte gezeigt werden, dass eine bodennahe Staubschicht in Gebieten, die über mehrere Tage hinweg unter dem Einfluss eines Staubsturms stehen, am Tage zu einer Temperaturerhöhung an der Erdoberfläche führen kann. Dies ist zunächst überraschend, denn durch Streuung und Absorption der Strahlung an den Partikeln wird die Globalstrahlung an der Erdoberfläche reduziert. Dadurch ist die Erdoberfläche bei Vorhandensein einer Staubschicht am ersten Simulationstag jeweils kälter als in einer Kontrollsimulation, in der keine Mineralstaubpartikel die Strahlungsflüsse beeinflussen. In der Nacht kommt es jedoch als Folge der Reduktion der terrestrischen Ausstrahlung durch die Staubschicht zu einer geringeren Temperaturabnahme an der Erdoberfläche im Vergleich zur Kontrollsimulation. Dieser Effekt wirkt über die Nacht hinaus bis zum darauf folgenden Tag und kann dann in Kombination mit der durch Absorption erwärmten Luftschicht zu einer höheren Oberflächentemperatur im Vergleich zur Kontrollsimulation ohne Mineralstaubpartikel führen.

Während des Staubsturms im Sommer wird der meridionale Temperaturgradient an der Erdoberfläche durch die Strahlungswirksamkeit der Mineralstaubpartikel verstärkt. Dies führt zu einer Verstärkung der Sekundärzirkulation in der Region der Innertropischen Front. Durch die Verstärkung der Sekundärzirkulation wird die vertikale Verteilung der Partikel modifiziert. Es konnte zudem gezeigt werden, dass die Staubbeladung zu einer Verlagerung der Position der Jetachse des afrikanischen Oststrahlstroms führt.

Mit dem erweiterten Modellsystem ist es nun möglich, jeden beliebigen Mineralstaubsturm unter Berücksichtigung von Strahlungswechselwirkungen zu simulieren. Unter Kenntnis von Anfangs- und Rand-

bedingungen können Vorhersagen für Staubstürme erstellt werden.

Summary

Mineral dust particles can have a strong influence on atmospheric radiative processes. However, the spatial-temporal variability of optical properties of dust particles is considered only in few model systems. The most significant source for mineral dust particles is the Sahara in West Africa. If the spatial and temporal variability of the optical properties of mineral dust particles is neglected in model experiments, the calculation of radiative fluxes and of thermodynamic and dynamic processes is incorrect. In the present study the regional model system COSMO-ART was extended in order to explicitly account for mineral dust particles. Now COSMO-ART is able to consider the direct aerosol effect of the online calculated mineral dust concentration which allows for a more realistic description of short- and longwave radiative fluxes.

The performed 1-dimensional sensitivity studies show the influence of the altitude of the dust layer on the temperature profile. A dust layer located close to the surface induces a warming in the convective boundary layer due to absorption of radiation by dust particles. An elevated dust layer leads to a cooling in the convective boundary layer and to a decrease in boundary layer height. The warming of the elevated dust layer produces a stabilisation at the lower boundary of the dust layer.

In addition to 1-dimensional sensitivity experiments 3-dimensional studies with COSMO-ART were performed for two different dust events in North-Western Africa. A comparison of these simulations, which include the radiative forcing of the actual dust concentration, to observations, shows a good agreement. A detailed analysis of the 3-dimensional experiments revealed that a dust layer located close to the surface can lead to an increase in temperature at the earth's surface even during the day if the surface is influenced by the dust layer for several days. At first view this is surprising because the reduction in global radiation due to scattering and absorption of light by dust particles should generally lead to a decrease of temperature. This happens during the first simulation day. In the following night the nocturnal cooling is reduced by the presence of a near-surface dust layer which is caused by a reduction of longwave radiation losses. The combination of this effect extending into the following day and the presence of the heated daytime dust layer close to the surface leads to an increase of both surface temperature and near-surface air temperature.

During the analysed dust storm in summer 2007 the meridional temperature gradient at the surface is intensified. This induces an intensification of the secondary circulation in the region of the Inner Tropical Front (ITF). This in turn leads to a modification of the vertical distribution of dust particles. Moreover it is shown that the radiative forcing of dust particles induces a dislocation of the axis of the African Easterly Jet.

The adjusted model system COSMO-ART now allows for a realistic simulation of dust storms. With knowledge of initial and boundary conditions dust storms can be even forecasted by the model system.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	i
Summary	iii
1 Einleitung	1
2 Staubstürme in Westafrika	5
2.1 Die Quellgebiete	5
2.2 Der Jahresgang	6
2.3 Horizontaltransporte	10
2.4 Depositionsraten	11
2.5 Beeinflussung der Strahlungsfelder	12
2.6 Auswirkungen auf die Umwelt	14
2.7 Natürliche und anthropogene Einflüsse auf den Staubgehalt in der Atmosphäre	15
3 Beschreibung des Modellsystems COSMO-ART	16
3.1 Das Wettervorhersagemodell COSMO	16
3.1.1 Grundgleichungen	17
3.2 Behandlung von Mineralstaubpartikeln in COSMO-ART	18
3.2.1 Kopplung des Emissionsmoduls an COSMO-ART	19
3.2.2 Transport von Mineralstaubpartikeln in COSMO-ART	21
3.3 Strahlung im COSMO Modell	23
3.3.1 Das δ -Zweistromverfahren	24
3.3.2 Behandlung von Wolken	31
3.3.3 Behandlung von Gasen	31

3.3.4	Behandlung von Aerosolen	32
3.4	Strahlung in COSMO-ART	32
3.4.1	Mie-Rechnungen	32
3.4.2	Bestimmung der optischen Parameter	35
4	Optische Eigenschaften von Mineralstaubpartikeln	37
4.1	Abhängigkeit der optischen Eigenschaften vom Brechungsindex	37
4.2	Abhängigkeit der optischen Eigenschaften von der Größe der Partikel	42
5	1-dimensionale Sensitivitätsstudien	45
5.1	Heizraten	46
5.2	Strahlung	49
5.3	Potentielle Temperatur	52
5.4	Zusammenfassung der Ergebnisse der 1-dimensionalen Simulationen	56
6	3-dimensionale Simulationen mit dem erweiterten Modellsystem COSMO-ART	59
6.1	Beschreibung der durchgeführten Simulationen	59
6.1.1	Modellkonfiguration	59
6.1.2	Änderung der Bodenalbedo	59
6.1.3	Durchgeführte Fallstudien	62
6.2	Die synoptische Situation	62
6.2.1	März 2006	62
6.2.2	Juni 2007	64
6.3	Zeitliche Entwicklung der Staubstürme	66
6.3.1	März 2006	66
6.3.2	Juni 2007	72
6.4	März 2006: Vergleich der Simulationen mit bodengebundenen Messungen	79
6.4.1	Zeitlich hochaufgelöste Strahlungsmessungen in Niamey	79
6.4.2	Vergleich mit Daten von SYNOP-Stationen	92
6.5	Juni 2007: Vergleich der Simulationen mit Messungen	93
6.5.1	Die GERBILS-Kampagne	93
6.5.2	Flugzeugmessungen	94

6.5.3	Vergleich mit Fallsondendaten	98
6.6	Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und den Zustandsgrößen der Atmosphäre	100
6.6.1	Strahlung	100
6.6.2	Temperatur	105
6.6.3	Bewölkung	109
6.6.4	Dynamische Prozesse	111
6.6.5	Emission von Mineralstaubpartikeln	118
6.6.6	Konzentration von Mineralstaubpartikeln	121
6.7	Zusammenfassung	124
7	Schlussbetrachtung	126
	Symbolverzeichnis	130
	Abbildungsverzeichnis	134
	Tabellenverzeichnis	140
	Literaturverzeichnis	141
	Danksagung	155

1 Einleitung

Mineralstaub ist neben Meersalz das massenmäßig bedeutendste Aerosol in der Atmosphäre (Seinfeld und Pandis, 1998). In den Wüstengebieten der Erde gelangen Mineralstaubpartikel während starker Stürme in die Atmosphäre. Staubstürme sind auf Satellitenbildern gut sichtbar. Die bedeutendsten Quellgebiete von Mineralstaubpartikeln liegen in Nordafrika (Goudie und Middleton, 2001).

Luftgetragene Mineralstaubpartikel haben im Mittel eine Größe von $0,1 \mu\text{m}$ bis $50 \mu\text{m}$. Ihre mittlere Verweildauer in der Atmosphäre ist mit 3 - 7 Tagen verhältnismäßig lang (Zender et al., 2004). Diese Eigenschaften machen Mineralstaubpartikel sehr bedeutend für die sich einstellenden Strahlungsflüsse. Die Partikel bewirken Absorption und Streuung von solarer Strahlung und Absorption und Re-Emission von langwelliger Strahlung. Dies wird als der direkte Aerosoleffekt bezeichnet. Mineralstaubpartikel können auch als Wolkenkondensationskerne dienen und so die Bildung, Lebensdauer und Albedo von Wolken beeinflussen. Dies wird als der indirekte Aerosoleffekt bezeichnet.

Die Frage nach der globalen Auswirkung des direkten Aerosoleffektes von Mineralstaubpartikeln auf die Strahlungsbilanz kann noch nicht klar beantwortet werden. Nach aktuellen Abschätzungen des „Zwischenstaatlichen Ausschusses zu Klimaveränderungen“ (IPCC) variiert ihr direkter Strahlungseffekt (DRE) im globalem und jährlichem Mittel in den verschiedenen Modellstudien zwischen $-0,56 \text{ W/m}^2$ und $+0,1 \text{ W/m}^2$ (Forster et al., 2007). Der DRE gibt den Einfluss von Mineralstaubpartikeln aus natürlichen und anthropogenen Quellen auf die Strahlungsflussdichte an. Er wird berechnet, indem die stratosphärischen Temperaturen an das Strahlungsgleichgewicht angeglichen und alle troposphärischen Eigenschaften auf ihren ungestörten Werten konstant gehalten werden. Das Vorzeichen und die Größe des DRE hängen von den optischen Eigenschaften und der vertikalen Verteilung der Staubpartikel ab. Die optischen Eigenschaften hängen von der chemischen Zusammensetzung und der Größe der Mineralstaubpartikel ab. Die chemische Zusammensetzung variiert je nach Ursprungsort der Partikel erheblich.

Die durch den direkten Aerosoleffekt hervorgerufenen Änderungen in den Strahlungsflüssen wirken sich auf die dynamischen und thermodynamischen Prozesse in der Atmosphäre aus. Für die Bestimmung des direkten Aerosoleffektes von Mineralstaubpartikeln und seiner Auswirkungen ist neben der Kenntnis der optischen Eigenschaften eine realistische Beschreibung der Mineralstaubverteilung in der Atmosphäre notwendig. Für eine detaillierte Vorhersage der Mineralstaubverteilung müssen die Oberflächeneigenschaften und Transportprozesse genau aufgelöst werden (Tegen et al., 2002; Zender et al., 2003b; Marticorena et al., 2004). Diese detaillierte Auflösung kann im Gegensatz zu Globalmodellen in Regionalmodellen realisiert werden.

Für Westafrika existieren einige regionale Staubvorhersagesysteme, von denen manche auch operativ betrieben werden. Einige dieser Modelle basieren auf einer modifizierten Version des ETA-Modells (Mesinger, 1997) und einem Staubmodul, das von Nickovic und Dobricic (1996) entwickelt worden ist. Zu diesen Staubmodellen gehören das regionale Wettervorhersagesystem SKIRON der Universität

Athen (Rodriguez et al., 2001; Kallos et al., 2006), das im Euro-Mediterranean Center on Insular Cloud Dynamics (ICoD) verwendete Dust REgional Atmospheric Model (DREAM) (Nickovic et al., 2001) und das TAU (Tel Aviv University) (Kishcha et al., 2005), das bis Ende 2005 das Staubvorhersagesystem der Universität Tel Aviv darstellte. Die neueren Versionen von DREAM und SKIRON sind mit größen aufgelösten Staubverteilungen ausgestattet, das SKIRON mit 4 (Kallos et al., 2006) und das DREAM mit 8 Größenklassen (Pérez et al., 2006). DREAM ist vollständig eingebettet in die prognostischen Gleichungen des atmosphärischen Modells NCEP/ETA (NCEP: National Centers for Environmental Prediction). Die Emission von Mineralstaubpartikeln wird in diesem Modellsystem hauptsächlich durch den Bodentyp, Vegetationstyp, Bodenwassergehalt und die atmosphärische Turbulenz an der Oberfläche bestimmt. Zur Bestimmung des direkten Aerosoleffektes von Mineralstaubpartikeln wurde am Goddard Climate and Radiation Branch ein Strahlungstransfermodell entwickelt und in das NCEP/ETA atmosphärische Modell implementiert (Pérez et al., 2006).

Das chemische Transportmodell ChimereDust des Laboratoire Interuniversitaire des Systemes Atmosphériques (LISA) Créteil in Frankreich beinhaltet ein Staubemissionsmodul, das von Marticorena und Bergametti (1995) entwickelt wurde (Bessagnet et al., 2004; Menut et al., 2005). Dieses Staubmodul liefert auch die Grundlage für das am Leibniz Institut für Troposphärenforschung in Leipzig entwickelte Modellsystem LM-MUSCAT-DES (Tegen et al., 2006; Heinold et al., 2007). Die in LM-MUSCAT-DES verwendete Emissionsroutine wurde von Tegen et al. (2002) entwickelt. Der Transport der Staubpartikel wird in MUSCAT (Multiscale Chemistry Aerosol Transport Model, Wolke et al. (2004)) beschrieben. MUSCAT ist online mit dem nichthydrostatischen, meteorologischen Modell LM (Lokal Modell, mittlerweile COSMO-Modell genannt, Consortium for Small-scale MOdelling) gekoppelt. Allerdings operieren beide Modelle auf unterschiedlichen Rechengittern und mit voneinander unabhängigen Zeitschritten. Das Kopplungsschema zwischen LM und MUSCAT stellt zeitlich gemittelte Windfelder und zeitlich interpolierte Felder anderer meteorologischer Variablen (vertikaler Austauschkoefizient, Temperatur, Feuchte, Dichte der Luft) bereit. Die Kopplung zwischen dem meteorologischen und dem Chemietransport-Modell findet zu jedem Advektionszeitschritt statt. Dieser umfasst zwei Zeitschritte des LM. So werden die meteorologischen Größen, die die Emission und den Transport kontrollieren, nur alle zwei Zeitschritte aktualisiert. Staubpartikel werden in diesem System als Tracer in fünf verschiedenen Größenklassen transportiert. Prozesse wie Koagulation und physikochemische Prozesse werden nicht berücksichtigt. Der direkte Aerosoleffekt ist in dem Modellsystem integriert, der indirekte wird vernachlässigt.

Auch an das Regionale Klimamodell RegCM (Regional Climate Model), das am National Center for Atmospheric Research (NCAR) und später am Abdus Salam International Centre for Theoretical Physics (ICTP) entwickelt worden ist, wurde ein Staubmodul gekoppelt (Zakey et al., 2006). Der horizontale Saltationsfluss basiert auf den Parametrisierungen von Marticorena und Bergametti (1995). Der vertikale Emissionsfluss wird nach Alfaro und Gomes (2001) bestimmt. Der direkte Aerosoleffekt von Mineralstaubpartikeln wird in der aktuellen Version des Modellsystems nur im kurzwelligen Spektralbereich berücksichtigt (Konare et al., 2008).

Ein weiteres kürzlich entwickeltes Modellsystem ist das MesoNH-ORILAM. Meso-NH (Mesoscale, Non Hydrostatic atmospheric model) ist ein nichthydrostatisches Modell, das mit dem Aerosolschema ORILAM gekoppelt ist (Tulet et al., 2005). Der Transport der Mineralstaubpartikel wird unter Verwendung von drei Staubmoden nach Alfaro und Gomes (2001) parametrisiert (Tulet et al., 2008). Für die Be-

rechnung der Staubemissionen wird das DEAD Modell (Dust Entrainment and Deposition, Zender et al. (2003a)) verwendet. Auch in diesem Modellsystem wird der direkte Aerosoleffekt berücksichtigt. Dafür werden im kurzwelligen Spektralbereich Brechungsindizes aus der AERONET¹-Datenbank verwendet, im Langwelligen wird ein Anteil der aerosol-optischen Dicke bei 550 nm zu der optischen Dicke von CO₂ und H₂O addiert, um die Absorption und Re-Emission langwelliger Strahlung zu bestimmen (Tulet et al., 2008). Dieser Anteil ist konstant für alle Bänder im langwelligen Spektrum (Grini et al., 2006). Der Brechungsindex von Mineralstaubpartikeln weist aber in der Realität auch im langwelligen Bereich Variationen bei Veränderung der Wellenlänge auf (Kapitel 4). Auch die Größenabhängigkeit der optischen Eigenschaften der Partikel verändert sich in Abhängigkeit von der Wellenlänge. So dominieren kleinere Partikel den Einfluss auf die kurzwellige Strahlung und größere Partikel den auf die langwellige Strahlung. In dem in MesoNH-ORILAM verwendeten Ansatz wird dieser Effekt umgekehrt. Dies führt zu Fehlern bei der Bestimmung des direkten Aerosoleffektes auf das terrestrische Spektrum und soll in einer zukünftigen Version von MesoNH-ORILAM korrigiert werden (Grini et al., 2006).

Es existieren somit nur wenige Modelle, die in der Lage sind, die Emissionen, den Transport und die Wechselwirkungen mit den Zustandsgrößen der Atmosphäre, die sich durch den direkten Aerosoleffekt einstellen, detailliert zu beschreiben. In weiten Teilen Afrikas und über dem Ozean existieren kaum Messungen des Aerosolgehaltes und meteorologischer Parameter. Daher sind Modellstudien für das Verständnis der dortigen Zirkulation besonders wichtig. Hierfür benötigt man Modelle, die die physikalischen Prozesse möglichst gut beschreiben. Durch die Häufigkeit des Auftretens von Staubstürmen in Afrika und die Strahlungswirksamkeit der Partikel sind sie ein wichtiger Bestandteil des dortigen Klimasystems. Wie bereits erwähnt ist der genaue Einfluss von Mineralstaubpartikeln auf die Strahlungsbilanz nur unzureichend quantifiziert. Diese Tatsachen motivierten zu der vorliegenden Arbeit. So wurde ein Modellsystem zur Behandlung von Mineralstaubpartikeln entwickelt, das auf der regionalen Skala die Emission, den Transport und den direkten Aerosoleffekt von Mineralstaubpartikeln detailliert beschreibt. Dafür wurde das am Institut für Meteorologie und Klimaforschung entwickelte Modellsystem COSMO-ART um Mineralstaubpartikel erweitert. Die Abkürzung ART steht für „Aerosol and Reactive Trace gases“.

COSMO-ART ist eines der wenigen regionalen Modellsysteme, die vollständig gekoppelt operieren und dabei den Einfluss von Mineralstaubpartikeln auf die Strahlungsflüsse sowohl im kurzwelligen als auch im langwelligen Spektralbereich beschreiben. Die Emission von Staubpartikeln wird direkt im Modell mit derselben räumlichen und zeitlichen Auflösung wie der des meteorologischen Modells beschrieben. Auch der Transport der Partikel wird innerhalb des meteorologischen Modells berechnet. Dieses Verfahren bietet den großen Vorteil, dass das Modell physikalisch konsistent ist, es werden keine Ungenauigkeiten durch zeitliche und/oder räumliche Interpolation bzw. Mittelung oder durch die Verwendung verschiedener Zeitintegrationsverfahren verursacht. Die Tatsache, dass COSMO-ART online gekoppelt ist, erlaubt die Untersuchung der Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern. Die Modifikation der Strahlungsflüsse führt zu Änderungen der Zustandsgrößen der Atmosphäre. Dadurch werden wiederum die Emissionsrate und der Transport der Mineralstaubpartikel beeinflusst.

Mit dem neuen Modellsystem wird in der vorliegenden Studie der direkte Aerosoleffekt von Mineralstaubpartikeln mit Hilfe zweier Fallstudien näher untersucht. Dafür wird den folgenden Fragen nachgegangen:

¹AERONET: AErosol RObotic NETwork

- Wieviel Masse von Mineralstaubpartikeln wird während starker Stürme von der Atmosphäre aufgenommen?
- Wie wirken sich die Partikel infolge des direkten und semi-direkten Aerosoleffektes auf die Strahlungsbilanz aus?
- Wie wirken sich die Modifikationen der Strahlungsflüsse auf die thermodynamischen und dynamischen Prozesse in der Atmosphäre aus?
- Wie stark wirken sich die Änderungen der Prozesse auf die Mineralstaubverteilung aus?

Zur Beantwortung dieser Fragen werden die Analysen von zwei verschiedenen Staubstürmen in Westafrika vorgestellt.

Im Rahmen der AMMA-Kampagne (Afrikanischer Monsun: Multidisziplinäre Analyse, Redelsperger et al. (2006)) wurde im Jahr 2006 ein Messprogramm in Westafrika durchgeführt. Im März 2006 ereignete sich ein für diese Jahreszeit typischer Staubsturm, der sich über ganz Westafrika ausbreitete. Die Untersuchungen dieses Ereignisses werden exemplarisch für einen synoptisch induzierten Staubsturm während der Trockenzeit gezeigt. Die Messungen werden zur Validierung des Modellsystems COSMO-ART verwendet. Hierbei ist hervorzuheben, dass in diesem Zeitraum in Niamey, Niger, zeitlich hochaufgelöste Messungen der Strahlungsflussdichten stattfanden. Diese Daten bieten die Möglichkeit, die in der vorliegenden Arbeit modifizierte Strahlungsroutine zu überprüfen.

Im Juni 2007 fand in Westafrika eine weitere Messkampagne statt. Diese trägt den Namen GERBILS (Geostationary Earth Radiation Budget Experiment Intercomparison of Longwave and Shortwave radiation) und fand in Kooperation mit dem AMMA-Projekt statt. Im Rahmen der GERBILS-Kampagne wurden im Juni 2007 mehrere Messflüge durch den im Rahmen der vorliegenden Arbeit untersuchten Staubsturm durchgeführt. Der Vergleich mit den Messungen erlaubt, die Grenzen und Möglichkeiten des Modells zu verstehen und somit die Ergebnisse der Simulationen zu interpretieren.

In Kapitel 2 der vorliegenden Arbeit wird ein allgemeiner Überblick über Staubstürme in Westafrika gegeben. Im dritten Kapitel werden die für die Beschreibung von Mineralstaubpartikeln relevanten Prozesse im Modellsystem COSMO-ART beschrieben. Dies beinhaltet eine ausführliche Beschreibung des Strahlungsmodells GRAALS und der darin durchgeführten Modifikationen zur Bestimmung der Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern. In Kapitel 4 wird die Auswahl der in COSMO-ART verwendeten optischen Eigenschaften der Partikel diskutiert.

Simulationen mit einem Säulenmodell, die in Kapitel 5 vorgestellt werden, tragen zum Verständnis der Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern bei. In dem verwendeten Säulenmodell wird der Einfluss von zwei sich in verschiedenen Höhen befindlichen, zeitlich und räumlich konstanten Staubschichten auf meteorologische Größen untersucht. Die Konzentration der Partikel und die optischen Parameter wurden variiert. Die Ergebnisse der Simulationen der Staubeignisse im Winter 2006 und im Sommer 2007, die mit dem Modellsystem COSMO-ART erzielt worden sind, werden im sechsten Kapitel präsentiert. Der anschließende Vergleich der Ergebnisse mit verschiedenen Messungen bildet die Basis für die abschließende Analyse der Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und den thermodynamischen und dynamischen Prozessen in der Atmosphäre über Westafrika. Im letzten Kapitel werden die gewonnenen Erkenntnisse zusammengefasst und ein Ausblick auf zukünftige Forschungsperspektiven gegeben.

2 Staubstürme in Westafrika

2.1 Die Quellgebiete

In den letzten Jahren wurden erhebliche Fortschritte bei der Bestimmung der Quellgebiete von atmosphärischen Mineralstaubpartikeln gemacht. Hierzu wurden Messungen der infraroten Strahlung mit Hilfe von Satelliten herangezogen. Aus Messungen von METEOSAT wird der „Infra-Red Difference Dust Index“ (IDDI) (Brooks und Legrand, 2000) abgeleitet. Dieser ergibt sich aus der Differenz der gemessenen infraroten Strahlungstemperatur (= Temperatur, die ein Schwarzkörper annehmen müsste, damit er die gleiche Strahldichte aussendet wie der eigentliche Körper) der Atmosphäre und der Strahlungstemperatur, die sich bei einer aerosolfreien Atmosphäre einstellen würde. Mit Hilfe des IDDI wurden das Tiefland (Bodélé Depression) zwischen Tibesti und Lake Chad und Teile von Mauretanien, Mali und Südalgerien als wichtige Quellregionen identifiziert. Die Bedeutung der Bodélé Depression wurde auch von anderen Autoren (z.B. Herrmann et al., 1999) erwähnt.

Eine andere Methode, Quellregionen zu detektieren, ergibt sich durch 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. Ein Vorteil dieses Indexes ist, dass er eine Information über die Verteilung von Staubpartikeln sowohl über Land als auch über Wasser über einen relativ langen Zeitraum liefert. Der TOMS AI ist eine integrale Größe des atmosphärischen Staubgehaltes über die Luftsäule. Er gibt somit nur Informationen über die horizontale Verteilung der Partikel. Es ist allerdings nicht vollständig geklärt, wie gut der TOMS AI Staubpartikel, die sich nahe der Oberfläche (unterhalb von 1,5 km) befinden, repräsentiert. Herman et al. (1997) vertreten die Meinung, dass durch diese Methode, kein UV-absorbierendes Aerosol nahe der Oberfläche detektiert werden kann. Torres et al. (2002) weisen dagegen darauf hin, dass „farbige“ Aerosolpartikel wie Mineralstaubpartikel, deren optische Eigenschaften stark von der Wellenlänge abhängen, auch nahe der Oberfläche erfasst werden können. Durch den potentiellen Fehler könnte der atmosphärische Staubgehalt in Regionen mit bodennahem Staubtransport unterschätzt werden. Aus den TOMS AI Daten kann man die Bodélé Depression mit Werten von über 3 als eine sehr intensive Quelle für Mineralstaubpartikel in der Sahara ausmachen (Abb. 2.1). Eine weitere bedeutende Quellregion in der Sahara befindet sich in dem Dreiländereck Mauretanien, Mali und Algerien. Die mit dieser Methode ermittelten Quellregionen stimmen mit den aus dem IDDI detektierten Quellregionen überein.

Die Bedeutung der Bodélé als Quelle von Mineralstaubpartikeln ergibt sich aus mehreren Faktoren. Zum Einen fällt in der Region, wie auch in den anderen Quellregionen, nur sehr wenig Niederschlag (Abb. 2.1). Zum Anderen gibt es in dieser Region den breiten Tschadsee, in dem eine große Menge von losem, sandigem Material zum Abbau zur Verfügung steht (Goudie und Middleton, 2001). Der Tschadsee erreicht heute nur noch einen kleinen Teil seiner ursprünglichen Ausdehnung von etwa 20.000 m². Die

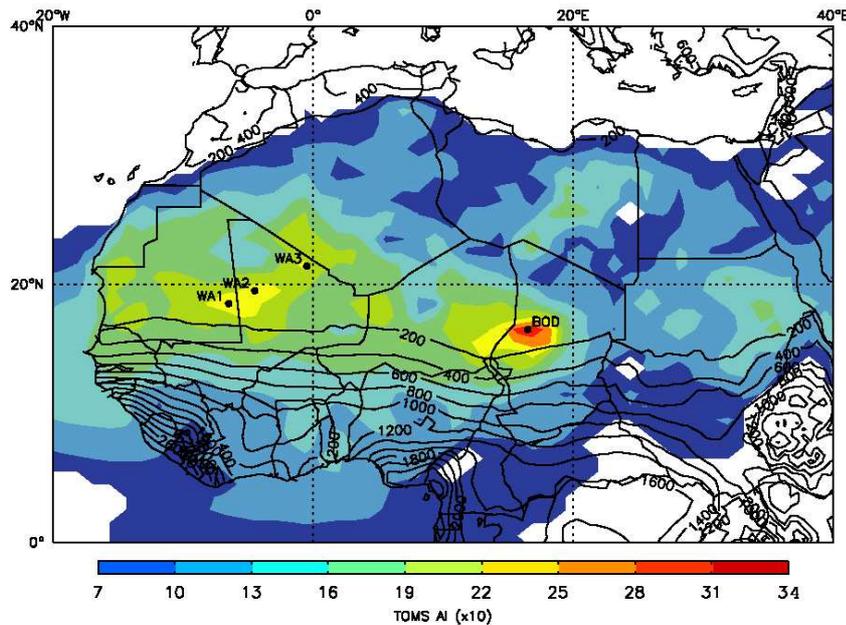


Abbildung 2.1: Langzeitliches Mittel (1980 - 1992) des TOMS AI ($\times 10$) über Nordafrika. Die schwarzen Isohyeten stellen das langzeitliche Mittel (1961 - 1990) des Niederschlages dar, die aus einem Datensatz von New et al. (1999) ermittelt worden sind. Die Abbildung wurde der Arbeit von Engelstaedter und Washington (2007) entnommen.

Bodélé wird von zwei Gebirgsrücken begrenzt, dem Tibesti Gebirge im Norden und dem Ennedi im Osten. So entsteht im Nordosten eine enge Öffnung. Dies führt zu einer Kanalisierung der Passatwinde und so zu einer Erhöhung ihrer Geschwindigkeit (Koren und Kaufmann, 2004). Die Gründe für die Bedeutung der anderen Quellregionen sind noch nicht so gut verstanden. Man vermutet, dass ein Grund darin besteht, dass diese Gebiete mit niedrigem Relief im Norden und im Osten vom Hochland begrenzt sind. Auch wenn diese Hochländer nicht selber als Quelle fungieren können, wird durch Trockentäler Treibsand in die Quellgebiete transportiert (Goudie und Middleton, 2001). Ebenso gibt es in diesen Gebieten Ebenen mit enormen Dünenfeldern, die ebenfalls eine Staubquelle darstellen.

Es ist nicht nur von großer Bedeutung, die Quellregionen zu kennen, man benötigt auch Informationen über deren Stärke. Es gibt verschiedene Modellstudien zur Abschätzung der Emissionsraten von Mineralstaubpartikeln (Tabelle 2.1). Die Ergebnisse dieser Studien unterscheiden sich sehr. Eine alternative Methode zum Vergleich der Quellstärken ist, wie bereits erwähnt, der TOMS AI. Dieser ist in Tabelle 2.2 für verschiedene Regionen der Erde dargestellt. Man erkennt, dass drei der vier bedeutendsten Staubquellen in der Sahara liegen. Dieses unterstreicht die besondere Bedeutung Afrikas als Quellregion und auch als Einflussgebiet von Mineralstaubpartikeln.

2.2 Der Jahresgang

Die Staubemissionen in Nordafrika weisen einen klaren Jahresgang auf. Dies wird sowohl von Satellitenbeobachtungen als auch durch Stationsmessungen belegt. Es gibt Perioden mit starken Staubemissionen im Frühsommer (besonders in der westlichen Sahara) und fast staubfreie Perioden im November und

Tabelle 2.1: Abschätzung der jährlichen globalen Staubemissionen in die Atmosphäre (nach Goudie und Middleton, 2001).

Autor	Menge in Millionen Tonnen pro Jahr
Schütz (1980)	bis zu 5000
Peterson und Junge (1971)	500
Andreae (1995)	1500
Duce (1995)	1000 - 2000
D'Almeida (1986)	1800 - 2000
Tegen und Fung (1994)	3000

Tabelle 2.2: Maximale Mittelwerte des TOMS AI für die stärksten globalen Staubquellen (nach Goudie und Middleton, 2001).

Region	TOMS AI
Bodélé Depression in der Zentralsahara	> 3
Westsahara in Mali und Mauritien	> 2,4
Arabien (Südlicher Oman, Saudische Grenze)	> 2,1
Ostsahara (Libyen)	> 1,5
Südwest Asien (Makran Küste)	> 1,2
Taklamakan, Tarim Basin	> 1,1
Etosha Pan (Namibia)	> 1,1
Lake Eyre Basin	> 1,1
Mkgadikgadi Basin (Botswana)	> 0,8
Salar de Uyuni (Bolivien)	> 0,7
Great Basin (USA)	> 0,5

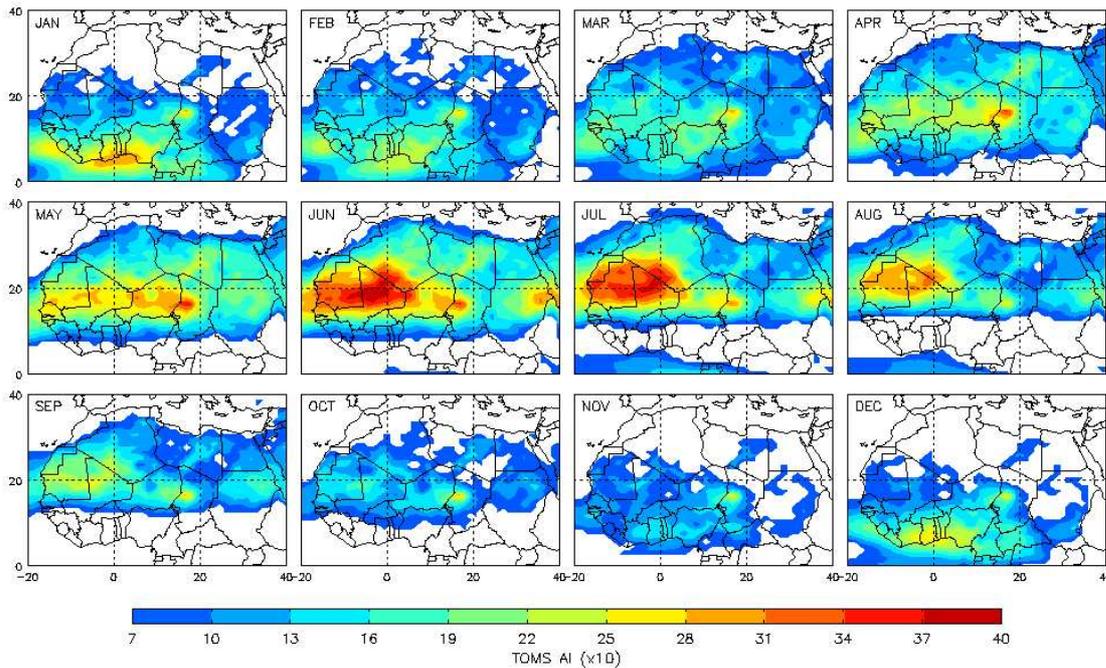


Abbildung 2.2: Langzeitliches Mittel (1980 - 1992) über die Werte des TOMS AI ($\times 10$) für die Monate Januar bis Dezember über Nordafrika. Die Abbildung wurde der Arbeit von Engelstaedter und Washington (2007) entnommen.

Dezember (Abb. 2.2).

In der Bodélé Depression werden das gesamte Jahr über Staubpartikel freigesetzt, das Maximum der Aktivität wird dort im Mai erreicht (Abb. 2.2). Der Hauptgrund für die Schwankungen der Emissionen in der Bodélé Depression liegt im bodennahen nordöstlichen Jet, der durch die dortige Orographie beschleunigt wird. Bei einem Vergleich der Monate Januar, Februar, März und April der Jahre 1979 bis 1992 mit dem höchsten und niedrigsten Staubgehalt stellt man fest, dass die Stärke des bodennahen Jets (engl. Low Level Jet, LLJ) in den Monaten mit hohem Staubgehalt um über $3 \frac{m}{s}$ stärker ist, als während der Monate mit niedrigem Staubgehalt (Washington und Todd, 2005).

Der Jahresgang der Staubemissionen in Westafrika kann nicht durch die Änderungen in der Pflanzenbedeckung und in der Bodenfeuchte erklärt werden (Marshall et al., 2008). Die jahreszeitlichen Unterschiede in der Strömung spielen dagegen eine entscheidene Rolle (Engelstaedter und Washington, 2007). Im Winter werden Staubstürme häufig von synoptisch skaligen Ereignissen ausgelöst. Dann kann es zu eindrucksvollen Staubstürmen kommen, die über ganz Westafrika hinwegziehen. Während solcher Ereignisse kann der staubreiche, trockene saharische Nordostpassat (Harmattan-Wind) über die Küste hinaus auf den Golf von Guinea wehen (Fink, 2006). Normalerweise bleibt die Region um die Guineaküste nahezu ganzjährig im Bereich der Südwestmonsunwinde und somit feuchtwarmer Luftmassen. Anfang März 2004 ereignete sich eine besonders eindrucksvolle Episode atmosphärischen Staubtransports auf den Golf von Guinea und den Atlantik hinaus. Die synoptische Situation wurde von Knippertz und Fink (2006) beschrieben. Auch im März 2006 trat ein ähnlicher Staubsturm auf. Dieser wird im Laufe der vorliegenden Arbeit ausführlich beschrieben und untersucht.

Im Sommer entstehen meist lokale Staubstürme. Sie sind häufiger als die synoptisch induzierten Staub-

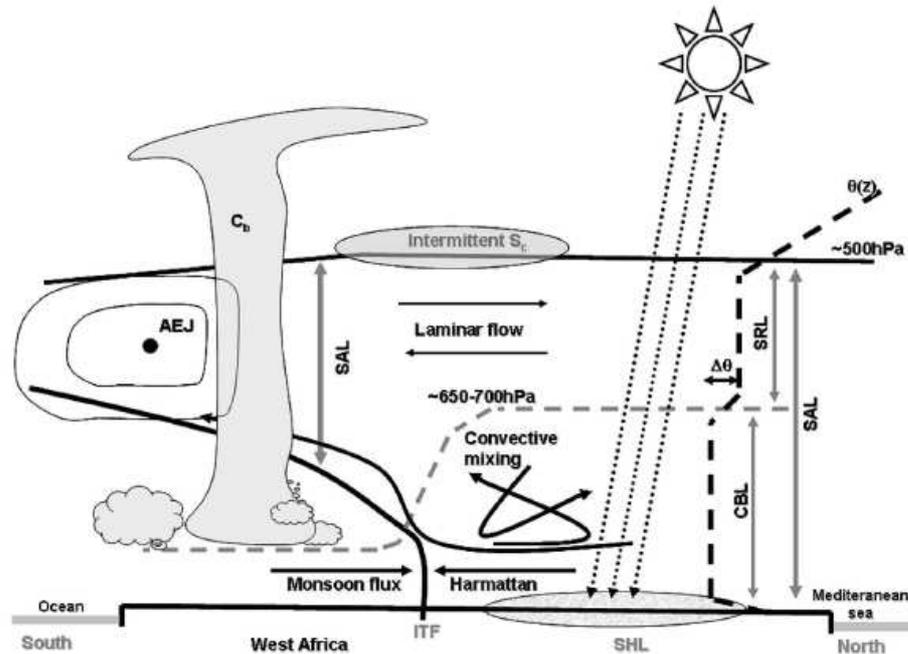


Abbildung 2.3: Schematischer Querschnitt entlang eines Längengrades durch den westafrikanischen Monsun aus Messenger et al. (2007). Die grau gestrichelte Linie stellt die Höhe der konvektiven Grenzschicht (CBL) dar. Die Sahara Grenzschicht (SPBL) besteht aus der CBL und der Residuumschicht (SRL).

stürme im Winter und die Partikel können während dieser Stürme in große Höhen transportiert werden. Die maximale Erwärmung des Erdbodens aufgrund solarer Einstrahlung tritt in der Sahara im Juni auf. Es entsteht ein Hitzetief (Saharan Heat Low, SHL). In der Sahara kommt es so zu vermehrter trockener Konvektion, während es im Sahel aufgrund der Monsunströmung, die feuchte Luft herantransportiert, zu feuchter Konvektion innerhalb der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) kommt. Die Innertropische Front (ITF), die nördlich der ITCZ liegt, ist als Bodenkonfluenzzone des feuchtkühlen Südwestmonsuns und der trockenheißen Harmattan-Winde definiert (Fink, 2006). Durch das SHL werden die Harmattan-Winde verstärkt. Durch die trockene und feuchte Konvektion entstehen sekundäre Zirkulationen. Im Sommer werden die luftgetragenen Staubpartikel innerhalb der sekundären Zirkulation transportiert. So gelangen die Staubpartikel in große Höhen. Die Schicht der Saharaluft (engl.: Saharan Air Layer, SAL) wird an der ITF zusammen mit den Mineralstaubpartikeln in die Höhe transportiert. Die SAL befindet sich dann zwischen der Monsunschicht und der oberen Troposphäre. Sie ist durch eine neutrale thermische Schichtung charakterisiert. In der SAL werden die Mineralstaubpartikel oberhalb der feuchten Passatwinde transportiert (Carlson und Prospero, 1972; Prospero und Carlson, 1972; Dunion und Velden, 2004). Die Untergrenze der SAL liegt über dem Ozean höher als über dem Festland. An ihrem südlichen Rand befindet sich der afrikanische Oststrahlstrom (engl. African Easterly Jet, AEJ) der mittleren Troposphäre (Abb. 2.3).

Die stärksten Staubemissionen in den westafrikanischen Staubquellen (WA1 und WA2 aus Abb. 2.1) finden im Juni statt. Zu dieser Zeit kommt es in der Region der ITF zu der starken bodennahen Konvergenz der Harmattan-Winde und der feuchtkühlen Monsunströmung. Bou Karam et al. (2008) vermuten, dass das Maximum im Jahresgang der Staubbilddung in Verbindung mit kleinskaligen konvektiven Starkwindereignissen steht. Die Dichteströmungen, durch die die Starkwindereignisse ausgelöst

werden, entstehen in der Region der ITF an der vorderen Flanke der Monsunströmung. Wenn die Monsunströmung im Juni die Sahelzone erreicht, ist die Troposphäre dort trockener als bei ihrem Rückzug im Herbst. Der Feuchtegradient ist im Juni höher. Dies führt dazu, dass die Fallwinde aus den sich ausregnenden Cumulus Congestus Wolken im Juni stärker sind als bei dem Rückzug der Monsunströmung im Herbst. Knippertz et al. (2007), Flamant et al. (2007) und Bou Karam et al. (2008) untermauern, dass die kühlen Fallwinde aus sich ausregnenden Cumulus Congestus Wolken sichtbare Emissionen von Staubpartikeln zur Folge haben.

2.3 Horizontaltransporte

Mineralstaubpartikel werden meist in eine von drei bevorzugten Richtungen aus den Quellregionen Afrikas bis in weit entlegene Gebiete transportiert: westwärts über den nordatlantischen Ozean nach Nord- (Perry et al., 1997) und Südamerika (Swap et al., 1992), Richtung Norden über das Mittelmeer nach Süd- und Mitteleuropa (Avila et al., 1997; Rodriguez et al., 2001) sowie über das östliche Mittelmeer hinweg bis in den mittleren Osten (Ganor et al., 1991).

Bis in die Karibik gelangen geschätzte 20 Millionen Tonnen Partikel jährlich (Schlatter, 1995). Für diese Strecken benötigen die Partikel in etwa 5 - 7 Tage (Prospero und Carlson, 1981). Die geographische Breite, in der dieser Transport stattfindet, variiert mit der Jahreszeit. Daher findet man das Maximum der jährlichen Mineralstaubkonzentration in Miami und auf Barbados im Juli und August (Prospero und Carlson, 1981; Prospero et al., 1987; Prospero, 1999) und das im weiter südlich gelegenen Cayenne dagegen bereits im März (Prospero et al., 1972). Aus dem Breitengürtel zwischen 10°N und 25°N werden die meisten Staubpartikel aus Afrika hinaus transportiert. Spezifische Quellgebiete für transatlantische Mineralstaubfahnen sind nicht klar bekannt. Den klaren saisonalen Verlauf der Mineralstaubkonzentrationen an der westlichen Küste des Atlantiks findet man nicht in den Gebieten der afrikanischen Küste (Goudie und Middleton, 2001).

Partikel aus der Sahara werden häufig über Südeuropa durch Niederschlag ausgewaschen (Goudie und Middleton, 2001). Manchmal gelangen sie aber auch weiter in den Norden, teilweise bis nach Deutschland (Littmann, 1991), Grossbritannien (Wheeler, 1986), in die Niederlande (Reiff et al., 1986) und in seltenen Fällen nach Nord-Skandinavien (Franzen et al., 1994). Die Quellstärke der Sahara wird für den Transport nach Europa auf 80 - 120 Millionen Tonnen im Jahr geschätzt (D'Almeida, 1986). Es gelangen somit weniger Partikel nach Norden als nach Westen. Die meisten Mineralstaubpartikel, die nach Westeuropa transportiert werden, werden in Südalgerien, zwischen Hoggar und Adrar des Iforhas emittiert. Eine weitere Quelle liegt in der Westsahara und in Marokko. Avila et al. (1997) haben im nordöstlichen Spanien ausgefallene Partikel mit Hilfe von Trajektorien auf drei verschiedene Hauptquellgebiete zurückverfolgt: die Westsahara, den marokkanischen Atlas und Zentralalgerien. Sehr viel häufiger kommen Staubtransporte nach Südeuropa vor. Bergametti et al. (1989) haben in einem Jahr in Korsika beobachtet, dass die Partikel aus drei verschiedenen Quellgebieten stammen: Ostalgerien/Tunesien/Westlibyen, Marokko/Westalgerien und allgemein südlich von 30°N.

Der Transport von Mineralstaubpartikeln aus Nordafrika in die östliche Mittelmeerregion geschieht vorwiegend im Frühjahr und steht meist in Verbindung mit der ostwärtigen Passage der Front eines Tiefdrucksystems. Zentralalgerien ist die bedeutendste Quellregion für Partikel, die bis nach Israel

Tabelle 2.3: Deposition von Mineralstaubpartikeln (nach Goudie und Middleton, 2001).

Quelle	Region	Depositionsrate ($\text{g}/(\text{m}^2\text{a})$)
Nihlen und Olsson (1995)	Ägäisches Meer	11,2-36,5
Le-Bolloch et al. (1996)	Südsardinien	6-13
Wagenbach und Geis (1989)	Schweizer Alpen	0,4
De Angelis und Gaudichet (1991)	Französische Alpen	0,2
Avila et al. (1996)	NO Spanien	5,1
Bergametti et al. (1989)	Korsika	12
Löye-Pilot et al. (1986)	Korsika	12,5
Bücher und Lucas (1984)	Zentralfrankreich	1
Pye (1992)	Kreta	10-100
Herut und Krom (1996)	Israelische Küste	72
Herut und Krom (1996)	SO Mittelmeerregion	36
Measures und Brown (1996)	Golf von Guinea	3,4-11,5
Maley (1982)	Süd Tschad	109
Mc Tainsh und Walker (1982)	Nordnigeria	137-181
Drees et al. (1993)	SW Niger	200

gelangen (Ganor et al., 1991).

2.4 Depositionsraten

In Tabelle 2.3 sind Abschätzungen der jährlichen Depositionsmenge von Staubpartikeln aus der Sahara für verschiedene Regionen dargestellt. Wie zu erwarten, sind die Depositionsraten in Gebieten, die weit entfernt von den Quellregionen liegen, geringer als in nahe gelegenen Gebieten. So sind die Raten für Westeuropa, z.B. Zentralfrankreich mit unter $1 \text{ g}/(\text{m}^2\text{a})$ sehr gering. Im Nordosten Spaniens beträgt die jährliche Depositionsraten in etwa $5,1 \text{ g}/(\text{m}^2\text{a})$. In Korsika, Sardinien, Kreta und der südöstlichen Mittelmeerregion liegen die am häufigsten dokumentierten Werte zwischen 10 und $40 \text{ g}/(\text{m}^2\text{a})$. Südlich der Quellregionen der Sahara werden Depositionsraten von 100 bis $200 \text{ g}/(\text{m}^2\text{a})$ erreicht. Nur während einiger Tage im Nordwinter und -frühjahr wehen die staubreichen Harmattanwinde über die Guineaküste hinaus auf den Golf von Guinea (Fink, 2006), daraus resultieren mit $3,5$ bis $11,5 \text{ g}/(\text{m}^2\text{a})$ relativ geringe Depositionsraten.

Da es keine langfristige Messung der Depositionsraten in vielen Gebieten wie z.B. über den Ozeanen gibt, muss man Berechnungen der Depositionsraten aus Modellsimulationen zu Hilfe nehmen. In Abb. 2.4 sind die simulierten jährlichen Depositionsraten von Aerosolpartikeln über dem atlantischen Ozean dargestellt. Das Modell berechnet eine Depositionsraten von $3 - 14 \text{ g}/(\text{m}^2\text{a})$ für das Mittelmeer, diese Berechnung ist vergleichbar mit direkten Messungen (Goudie und Middleton, 2001). Die meisten Aerosolpartikel fallen an der Westküste Afrikas in den atlantischen Ozean aus, aber auch in weiter entfernte Gebiete des tropischen atlantischen Ozeans fallen mit bis zu $4 \text{ g}/(\text{m}^2\text{a})$ noch viele Partikel aus.

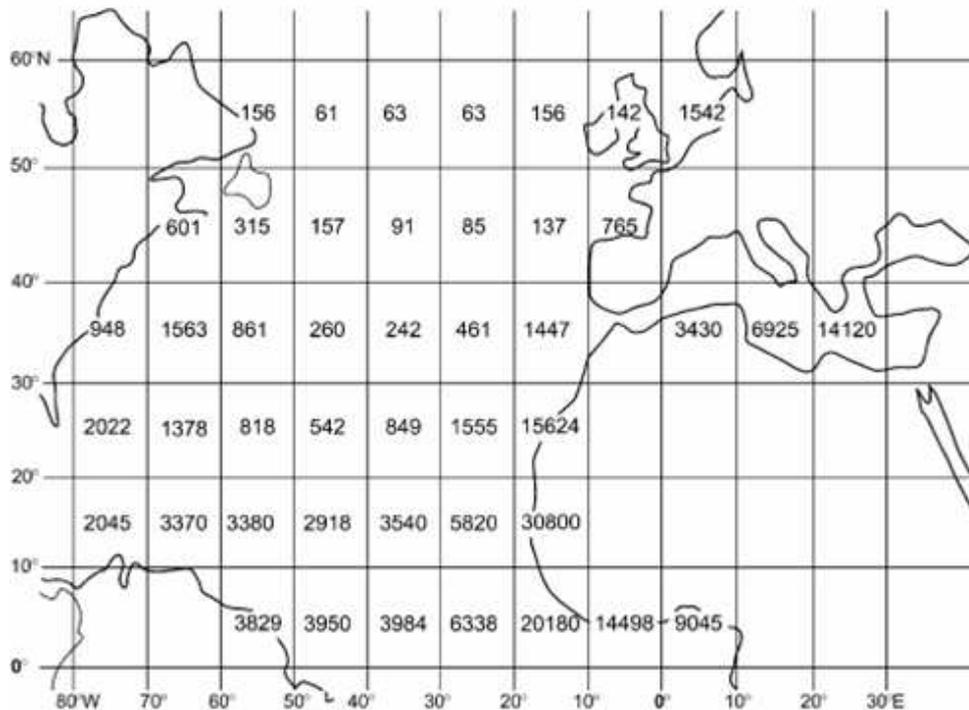


Abbildung 2.4: Jährliche Depositionsraten von Aerosolpartikeln in $\text{mg}/(\text{m}^2\text{a})$ über dem nordatlantischen Ozean (aus Goudie und Middleton (2001), abgeleitet von Prospero (1996), Tabelle 2B).

2.5 Beeinflussung der Strahlungsfelder

Die Strahlungswirksamkeit von Aerosolpartikeln wird im Allgemeinen in zwei verschiedene Effekte unterteilt: In den direkten und indirekten Aerosoleffekt. Der semi-direkte Aerosoleffekt ist eine Folge des direkten Effektes. In Abbildung 2.5 sind die verschiedenen Aerosoleffekte graphisch dargestellt.

Als den direkten Effekt bezeichnet man die Streuung und Absorption von kurz- und langwelliger Strahlung. Dadurch wird die Strahlungsbilanz des Systems Erde-Atmosphäre verändert. Die Schlüsselgrößen zur Bestimmung des direkten Strahlungseffektes (DRE) von Aerosolen sind die Einfachstreueralbedo, der Extinktionskoeffizient und die Streufunktion. Diese optischen Eigenschaften der Aerosole sind eine Funktion der Wellenlänge, Feuchte, Aerosolbeladung und der Verteilung der Aerosole in der Horizontalen und Vertikalen. Die optischen Eigenschaften sind zeitlich variabel (Forster et al., 2007, und darin enthaltene Referenzen). Streuende Aerosole haben einen negativen DRE. Aerosolpartikel, wie Mineralstaubpartikel, die die Strahlung auch absorbieren, können einen negativen DRE am Oberrand der Atmosphäre (TOA) über dunklen Oberflächen wie Ozeanen oder dunklen Wäldern, und einen positiven DRE an der TOA über hellen Oberflächen wie z.B. Eis, Schnee, Wüste haben. Die Globalstrahlung wird durch Streuung und Absorption reduziert.

Als indirekten Aerosoleffekt bezeichnet man den Mechanismus, bei dem die Aerosole die Mikrophysik der Wolken und damit ihre Strahlungseigenschaften, ihre Anzahl und ihre Lebenszeit beeinflussen. Auch Mineralstaubpartikel können durch den indirekten Aerosoleffekt die Strahlungsflüsse beeinflussen (Rosenfeld et al., 2001). Eine wichtige Größe zur Bestimmung des indirekten Aerosoleffektes ist die Wirksamkeit eines Aerosolpartikels als Wolkenkondensationskern. Diese Eigenschaft hängt von der

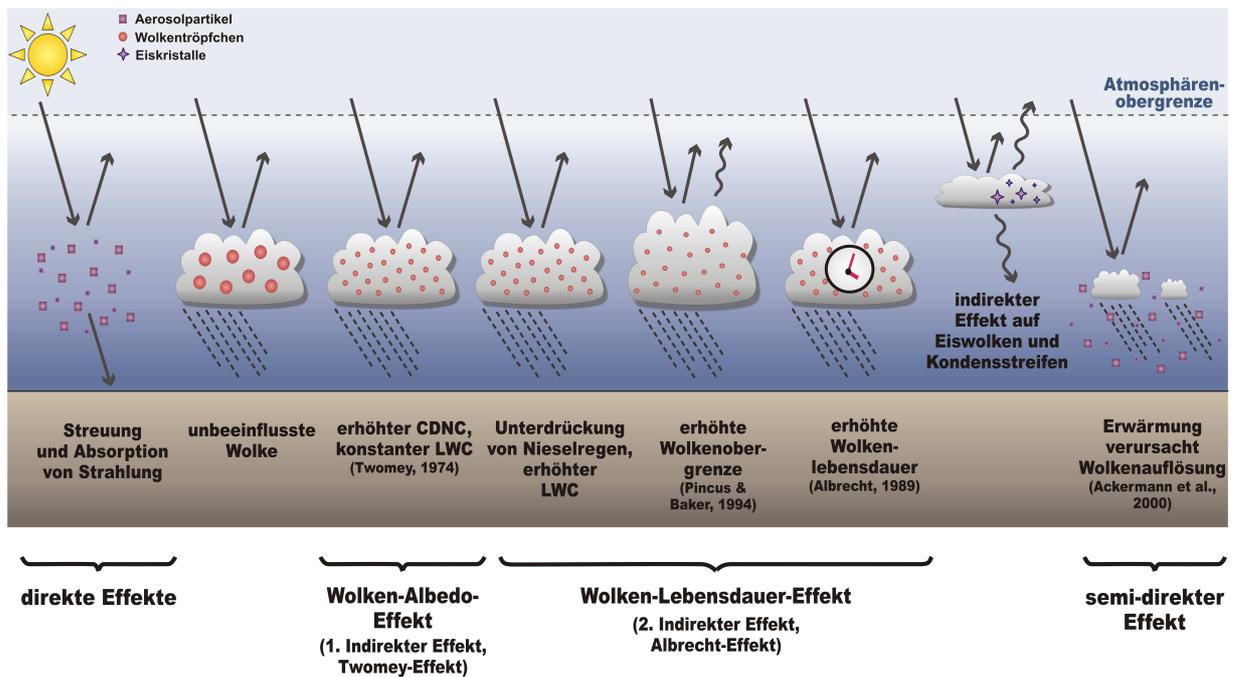


Abbildung 2.5: Schematische Darstellung des direkten, semi-direkten und indirekten Aerosoleffekts (modifiziert nach Forster et al. (2007)). Die geraden Pfeile repräsentieren die ankommende und reflektierte solare Strahlung, die geschwungenen Pfeile die langwellige Strahlung. Die gestrichelten grauen Linien stellen Niederschlag dar. LWC bedeutet Flüssigwassergehalt, CCN Wolken Kondensationskerne und CDNC Anzahlkonzentration der Wolkentropfen.

Größe, der chemischen Zusammensetzung, dem Mischungszustand der Partikel und den äußeren Bedingungen ab (Penner et al., 2001). Bei der Betrachtung des indirekten Aerosoleffekts unterscheidet man meist zwei verschiedene Arten des Effekts (siehe auch Abb. 2.5). Der mikrophysikalisch induzierte Effekt, durch den die Anzahlkonzentration der Wolkentropfen vergrößert, der Flüssigwassergehalt aber konstant gehalten wird, wird der „erste indirekte Aerosoleffekt“ (z.B. Ramaswamy et al., 2001), der „Wolken-Albedo-Effekt“ (Lohmann und Feichter, 2005) oder „Twomey Effekt“ (Twomey, 1977) genannt. Die Vergrößerung der Tropfendichte verstärkt die Mehrfachstreuung des Lichts, somit wird die Wolkenalbedo erhöht. Der mikrophysikalisch induzierte Effekt, durch den der Flüssigwassergehalt, die Höhe der Wolken und ihre Lebensdauer verändert werden, wird als der „zweite indirekte Aerosoleffekt“ (z.B. Ramaswamy et al., 2001), der „Wolken-Lebensdauer-Effekt“ (Lohmann und Feichter, 2005) oder „Albrecht Effekt“ (z.B. Albrecht, 1989) bezeichnet. Er wird durch die Reduktion der Tropfengröße hervorgerufen. Die Wahrscheinlichkeit für ein Ausregnen der Wolke wird gesenkt. Damit wird die Lebensdauer der Wolke erhöht. Dadurch erhöht sich die durchschnittliche Bewölkung über der Erde. Beide indirekten Aerosoleffekte reduzieren die kurzweilige Strahlungsflussdichte an der Erdoberfläche.

Die Absorption von kurzweiliger Strahlung durch troposphärische Aerosole führt zu einer Erwärmung der Troposphäre. Dadurch kommt es zu Änderungen in der relativen Feuchte und der thermischen Stabilität der Troposphäre. Dies beeinflusst sowohl die Bildung von Wolken als auch deren Lebenszeit. Dieser Effekt wird der semi-direkte Aerosoleffekt genannt (z.B. Hansen et al., 1997; Ackerman et al., 2000; Jacobson, 2002; Menon et al., 2003; Cook und Highwood, 2004; Johnson et al., 2004; Helmert et al., 2007).

Die Auswirkungen des direkten Aerosoleffektes von Mineralstaubpartikeln auf die Strahlungsfelder hängen von den optischen Eigenschaften der Partikel ab. Diese variieren je nach chemischer Zusammensetzung und Größenverteilung der Partikel (Kapitel 4). Die Stärke und das Vorzeichen des direkten Strahlungsantriebs von Mineralstaubpartikeln hängen außerdem von der vertikalen Verteilung der Partikel, der Albedo der Erdoberfläche und der Präsenz von Wolken ab (z.B. Tegen et al., 1996; Liao und Seinfeld, 1998).

Die Untersuchung des direkten Aerosoleffektes von Mineralstaubpartikeln ist komplex. In letzter Zeit wurden vermehrt Messkampagnen in Westafrika durchgeführt, um u.a. den direkten Aerosoleffekt von Mineralstaubpartikeln näher zu untersuchen. Zu diesen Kampagnen gehörten die AMMA und die GERBILS-Kampagne. Auf diese Messungen wird in Kapitel 6 dieser Arbeit eingegangen. Den direkten Aerosoleffekt von Mineralstaubpartikeln kann man nicht nur mit Hilfe von Beobachtungen untersuchen, sondern auch mit Modellstudien. Es gibt allerdings nur wenige Regionalmodelle, die die Wechselwirkungen zwischen aktueller Mineralstaubverteilung und Strahlungsfeldern berücksichtigen (Kapitel 1). Das im Rahmen der vorliegenden Arbeit um die Behandlung von Mineralstaubpartikeln erweiterte Modellsystem COSMO-ART ist eines dieser Modelle. Der direkte Aerosoleffekt von Mineralstaubpartikeln und die sich daraus ergebenden Änderungen der thermodynamischen und dynamischen Prozesse stehen im Mittelpunkt dieser Studie und werden im weiteren Verlauf der Arbeit untersucht werden.

2.6 Auswirkungen auf die Umwelt

Mineralstaubpartikel haben einen großen Einfluss auf den Strahlungshaushalt der Erde und dadurch auf ihre Energiebilanz. Aber auch andere Prozesse des Klimasystems und der Umwelt werden durch Mineralstaubpartikel beeinflusst.

Mineralstaubpartikel aus Nordafrika enthalten neben ihren Hauptbestandteilen auch Calciumcarbonat (CaCO_3), dadurch wird der pH-Wert des Niederschlags in Korsika (Löye-Pilot et al., 1986) und in Erdemli, Türkei (Oezsoy und Saydam, 2000) erhöht. Staubpartikel aus der Sahara werden als eine bedeutende Quelle für atmosphärischen Phosphor (P) angesehen, der so beispielsweise in das Mittelmeer gelangen kann (Mignon und Sandroni, 1999). In Gewässern steht die Produktion von Biomasse meist direkt mit der verfügbaren Menge an Phosphor in Zusammenhang.

Staubpartikel aus der Sahara transportieren Nährstoffe bis in den tropischen Regenwald im Amazonas. Sie stellen dort die Hauptquelle für Mineralstoffe, die zur Düngung des Amazonasbeckens beitragen, dar (Koren et al., 2006). Der Düngeeffekt kann aber auch massive Algenblüten hervorrufen, die zum Fischsterben an der US-Küste führen. Das Fischsterben ist dort mit dem Niederschlag eisenhaltiger Staubwolken aus Afrika korreliert (Walsh und Steidinger, 2001). Durch eisenhaltigen Staub können im Wasser Giftalgen entstehen. Die sogenannte rote Algenflut (engl. red tide) ist der Auslöser für Ereignisse mit Sterben von Fischen und Muscheln im Golf von Mexiko.

Staubpartikel haben auch einen Einfluss auf die Lebensbedingungen der Menschen, die in der Sahara und in den umgebenen Gebieten leben. Die Mineralstoffpartikel verringern die Sichtweite mit Folgen z.B. für den Luftverkehr, und sie beeinträchtigen die Gesundheit der Lebewesen.

Gletscher werden ebenfalls von ausgefallenen Mineralstaubpartikeln beeinflusst. Mineralstaubpartikel,

die über Gletschern ausfallen, können den Schneeflächen einen Braunton geben (z.B. Paul et al., 2005). Dunklere Oberflächen haben eine niedrigere Albedo als helle Oberflächen, sie absorbieren somit mehr Strahlung. Dies kann zu einer verstärkten Schneeschmelze führen. Painter et al. (2007) zeigen, dass der Zeitraum der Schneebedeckung der San Juan Mountains (USA) durch die Deposition von Wüstenstaub merkbar reduziert wird.

Die SAL kann sowohl einen negativen als auch einen positiven Einfluss auf die Bildung und Intensivierung tropischer Wirbelstürme haben. Die SAL kann zu einer Abschwächung der Stürme führen (Dunion und Velden, 2004). Tropische Wirbelstürme können mit der SAL auf verschiedene Arten in Wechselwirkung treten. Einige Stürme befinden sich während ihres gesamten Lebenszyklus im Einflussgebiet der SAL. Diese erreichen häufig keine Stärke, die über die eines tropischen Sturms (17 - 32 m/s) hinausgeht (z.B. tropischer Sturm Chantal, 2001). Andere werden von der sich schneller bewegenden SAL überholt und schwächen sich ab (z.B. Hurrikan Joyce, 2000). Tropische Wirbelstürme, die sich zu Beginn ihres Lebenszyklus im Einflussbereich der SAL befinden und zu einem späteren Zeitpunkt nicht mehr, können sich dann sehr schnell intensivieren (z.B. Hurrikan Erin, 2001, Dunion und Velden (2004)).

2.7 Natürliche und anthropogene Einflüsse auf den Staubgehalt in der Atmosphäre

Es ist nicht leicht abzuschätzen, ob Änderungen in der Häufigkeit des Auftretens von Staubstürmen natürliche oder anthropogene (z.B. Änderungen in der Landnutzung) Ursachen haben. Middleton (1985) und Goudie und Middleton (1992) haben gezeigt, dass die steigende Anzahl von Staubstürmen in der Sahel, die seit Mitte der 1960er Jahre zu verzeichnen ist, mit dem häufigeren Auftreten von Dürreperioden einhergeht. Der Staubgehalt in der Atmosphäre ist eine Funktion von mehreren klimatischen Parametern. Ein klimatischer Parameter ist beispielsweise die Nordatlantische Oszillation (NAO) (Moulin et al., 1997). Bei einem positiven NAO-Index verstärken sich die Passatwinde über Nordafrika, dadurch können die Staubpartikel aus der Sahara besonders weit auf den Atlantik geweht werden. Auch die El Niño Southern Oscillation (ENSO) beeinflusst das Entstehen von Staubstürmen. So traten einige der staubintensivsten Jahre in Barbados in El Niño Jahren auf (Prospero, 2006). Die Häufigkeit des Auftretens von Staubstürmen kann aber auch von natürlichen oder anthropogen bedingten Veränderungen in der Landnutzung abhängen (Tegen und Fung, 1995).

Tegen und Fung (1995) haben den anthropogenen Anteil am gesamten atmosphärischen Mineralstaubgehalt auf 30 bis 50 % geschätzt. In einer neueren Studie korrigieren Tegen et al. (2004) diesen Wert auf 5 bis 7 %. Yoshioka et al. (2005) zeigen, dass der nordafrikanische TOMS AI am besten von Modellsimulationen repräsentiert wird, in denen die Emissionen aus anthropogenen Quellen, die durch Veränderungen im Vegetationsbedeckungsgrad oder durch die Landnutzung entstehen, in der Sahel 0 bis 15 % der Gesamtemissionen in Nordafrika ausmachen.

Die Klimaänderung und damit verbunden die Variationen im CO₂-Gehalt kann die Pflanzenbedeckung in den semiariden Regionen verändern. Dadurch kann eine größere Fläche verändert werden als durch Änderungen in der Landnutzung. Dies könnte in Zukunft zu einem Anstieg der anthropogenen Staubemissionen führen (z.B. Tegen et al., 2004).

3 Beschreibung des Modellsystems COSMO-ART

Die 3-dimensionalen Modellsimulationen dieser Arbeit wurden mit dem am Institut für Meteorologie und Klimaforschung (IMK) der Universität Karlsruhe und des Forschungszentrums Karlsruhe entwickelten Modellsystem COSMO-ART durchgeführt. Dieses Modellsystem setzt sich aus dem operationellen Wettervorhersagemodell des Deutschen Wetterdienstes (DWD) COSMO (COntortium for Small-scale MOdelling) und dem Aerosolmodell ART (Aerosol and Reactive Trace gases) zusammen.

3.1 Das Wettervorhersagemodell COSMO

Seit 1999 verwendet der DWD das Lokalmmodell (LM) als operationelles Wettervorhersagemodell. Das LM wurde in Zusammenarbeit mit mehr als 10 weiteren europäischen meteorologischen Einrichtungen weiterentwickelt und wird seit 2007 zur Verdeutlichung der gemeinschaftlichen Entwicklung COSMO genannt. Das COSMO Modell ist ein nicht-hydrostatisches, kompressibles Ausschnittmodell und kann in horizontalen Auflösungen von weniger als 10 km betrieben werden. Für die operationelle Wettervorhersage verwendet der DWD eine horizontale Auflösung von 7 km, in der vorliegenden Arbeit wurde aufgrund der Rechenzeit eine Auflösung von 28 km gewählt.

Eine genaue Beschreibung des Modells ist in Doms und Schättler (2002) zu finden. Im Folgenden wird ein kurzer allgemeiner Überblick über COSMO gegeben. Unterkapitel 3.3 enthält eine Beschreibung der im COSMO Modell verwendeten Strahlungsroutine GRAALS, die für die vorliegende Arbeit besonders wichtig ist.

Regionale Vorhersagemodelle benötigen Randwerte, über die die größerskaligen Prozesse außerhalb des Modellgebiets Einfluss nehmen. Die Informationen hierfür liefern Globalmodelle. Diese Modelle, die in der Regel eine geringere Auflösung als das Regionalmodell haben, stellen die Randwerte und die Anfangsbedingungen. Das Regionalmodell erhält zu jedem Zeitschritt Informationen über die Ränder. Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Simulationen erhielten ihre Randwerte und Anfangsbedingungen aus dem Globalmodell IFS (Integrated Forecast System, IFS, 2003) des ECMWF (European Centre for Medium Range Weather Forecasting).

Wenn das Modellgebiet eine Fläche von mehreren Millionen Quadratkilometern umfasst, wie es in dieser Arbeit der Fall ist, muss die Erdkrümmung berücksichtigt werden. Deswegen werden die Modellgleichungen in sphärischen Koordinaten formuliert. Bedingt durch die Konvergenz der Meridiane nimmt die Größe der Gitterzellen zu den Polen hin ab. Um relativ konstante Gitterzellgrößen zu haben, werden in den horizontalen Raumrichtungen rotierte Koordinaten verwendet. Der Nordpol wird so verschoben, dass der Äquator durch das Simulationsgebiet verläuft. In der vorliegenden Arbeit wurde als Modellgebiet Westafrika gewählt. Es konnte somit auf die Verlagerung des Pols verzichtet werden. In der Vertikalen wird eine verallgemeinerte geländefolgende Höhenkoordinate verwendet. Die Vertikalkoordinate ist zeitunabhängig.

3.1.1 Grundgleichungen

Das COSMO Modell beruht auf den ungefilterten Eulerschen Gleichungen der Hydro-Thermodynamik. Die Atmosphäre wird als ein mehrkomponentiges Kontinuum aus trockener Luft, Wasserdampf, flüssigem Wasser und gefrorenem Wasser betrachtet. Externe Kräfte wie die Gravitations- und Corioliskraft und interne Prozesse durch den Transfer von Wärme, Masse und Impuls und Phasenumwandlungen von Wasser haben einen Einfluss auf das System.

Um die kleinskaligen turbulenten Fluktuationen, die durch das mesoskalige COSMO-Modell nicht aufgelöst werden können, in dem Gleichungssystem zu berücksichtigen, wird die Reynoldsmittelung (Reynolds, 1895) verwendet. Die thermodynamischen Variablen werden dabei in einem vom Modell auflösbaren Ensemblemittelwert und eine vom Modell nichtauflösbare turbulente Fluktuation aufgespalten. Für jede Variable ψ gilt dabei

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

Dabei ist

$$\bar{\psi} = \frac{1}{\Delta V \Delta t} \int \int \psi dt dV \quad (3.2)$$

das über das vom numerischen Gitter aufgespannte Volumenelement ΔV und dem numerischen Zeitschritt Δt gebildete Mittel der Variable repräsentiert. Für die turbulente Fluktuation gilt: $\bar{\psi}' = 0$.

Für die Ensemblemittel der Geschwindigkeit, der Temperatur und der Massenmischungsverhältnisse der einzelnen Komponenten der feuchten Luft wird das von Hesselberg (1926) vorgeschlagene mit der Dichte ρ des betreffenden Mediums „gewogene“ Mittel verwendet. Dabei gilt

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

mit $\hat{\psi} = \overline{\rho\psi}/\bar{\rho}$ und $\hat{\psi}'' = 0$.

Für die Aufstellung des Gleichungssystems werden außerdem die folgenden Vereinfachungen gemacht:

1. Alle molekularen Flüsse außer der diffusiven Flüsse flüssiger und fester Formen des Wassers werden vernachlässigt. 2. Die spezifische Wärme feuchter Luft wird durch die spezifischen Wärme trockener Luft ersetzt. 3. Alle Druckänderungen verursacht durch Änderungen in den Wasserkonzentrationsfeldern aufgrund von Phasenübergängen werden vernachlässigt. Die gemittelten Grundgleichungen im COSMO Modell lauten dann:

Bewegungsgleichung:

$$\bar{\rho} \frac{d\hat{v}}{dt} = -\bar{\nabla}\bar{p} + \bar{\rho}\bar{g} - 2\bar{\Omega} \times (\bar{\rho}\hat{v}) - \bar{\nabla} \cdot (\bar{T}), \quad (3.4)$$

Drucktendenzgleichung:

$$\frac{d\hat{p}}{dt} = -\frac{\hat{c}_{pd}}{\hat{c}_{vd}} \bar{\nabla} \cdot \hat{v} + \left(\frac{\hat{c}_{pd}}{\hat{c}_{vd}} - 1\right) \bar{Q}_h, \quad (3.5)$$

Wärmegleichung:

$$\bar{\rho}\hat{c}_{pd} \frac{d\hat{T}}{dt} = \frac{d\hat{p}}{dt} + \bar{Q}_h, \quad (3.6)$$

Bilanzgleichungen für die verschiedenen Phasen des Wassers:

$$\bar{\rho} \frac{d\hat{q}^v}{dt} = -\bar{\nabla} \cdot \bar{A}^v - (\bar{I}^l + \bar{I}^f), \quad (3.7)$$

$$\bar{\rho} \frac{d\hat{q}^{l,f}}{dt} = -\bar{\nabla} \cdot (\bar{J}^{l,f} + \bar{A}^{l,f}) + \bar{I}^{l,f}, \quad (3.8)$$

Dichte feuchter Luft:

$$\bar{\rho} = \bar{p} [R_d (1 + (\frac{R_v}{R_d} - 1) \hat{q}^v - \hat{q}^l - \hat{q}^f) \hat{T}]^{-1}, \quad (3.9)$$

mit

P - Druck,

T - Temperatur,

\vec{v} - baryzentrische Geschwindigkeit,

$\vec{\Omega}$ - konstante Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation,

J^x - Diffusionsfluss der Komponente x ,

I^x - Quelle/Senke der Komponente x ,

q^x - Massenmischungsverhältnis der Komponente x ($= \frac{\rho^x}{\rho}$),

\vec{g} - Gravitationsbeschleunigung,

c_{vd}, c_{pd} - spezifische Wärme für trockene Luft bei konstantem Volumen bzw. konstantem Druck,

R_d, R_v - Gaskonstanten für trockene Luft und Wasserdampf.

Der Index x repräsentiert die verschiedenen Phasen des Wassers ($x = v$: Wasserdampf; $x = l$: Flüssigwasser; $x = f$: Wasser im festen Zustand).

Der Differentialoperator \hat{d}/dt bedeutet hier das Lagrangesche Differential unter Berücksichtigung der massengewichteten baryzentrischen Geschwindigkeit \vec{v} : $\hat{d}/dt = \partial/\partial t + \vec{v} \cdot \vec{\nabla}$. Die diabatische Erwärmung Q_h des Systems setzt sich aus dem latenten Wärmefluss und der Divergenz des turbulenten fühlbaren Wärmeflusses ($\vec{H} = \widehat{c}_{pd} \overline{\rho v'' T}$) und der Strahlungsflussdichte (\vec{F}) zusammen:

$$\overline{Q_h} = \widehat{L}_v \overline{I^l} + \widehat{L}_s \overline{I^f} - \vec{\nabla} \cdot (\vec{H} + \vec{F}), \quad (3.10)$$

mit L_v, L_s - latente Verdampfungswärme und latente Sublimationswärme bei der Referenztemperatur T_0 . Das im COSMO Modell verwendete Strahlungsmodell zur Ermittlung der Strahlungsflussdichten wird in Kapitel 3.3 beschrieben.

Der turbulente Impulsfluss \underline{T} ist gegeben durch:

$$\underline{\vec{T}} = \overline{\rho v'' v''}. \quad (3.11)$$

Der turbulente Fluss anderer Skalare ist gegeben durch:

$$\vec{A}^x = \overline{\rho v'' x''}. \quad (3.12)$$

Um die Gleichungen im COSMO Modell verwenden zu können, werden sie in das sphärische, gelände-folgende Koordinatensystem transformiert und nach der Diskretisierung numerisch integriert. Genauere Informationen sind Doms und Schättler (2002) zu entnehmen.

3.2 Behandlung von Mineralstaubpartikeln in COSMO-ART

COSMO-ART ermöglicht das Studium der Wechselwirkungen zwischen meteorologischen Feldern und gas- und partikelförmigen Spurenstoffen mittels vollständig online gekoppelter Simulationen. Das be-

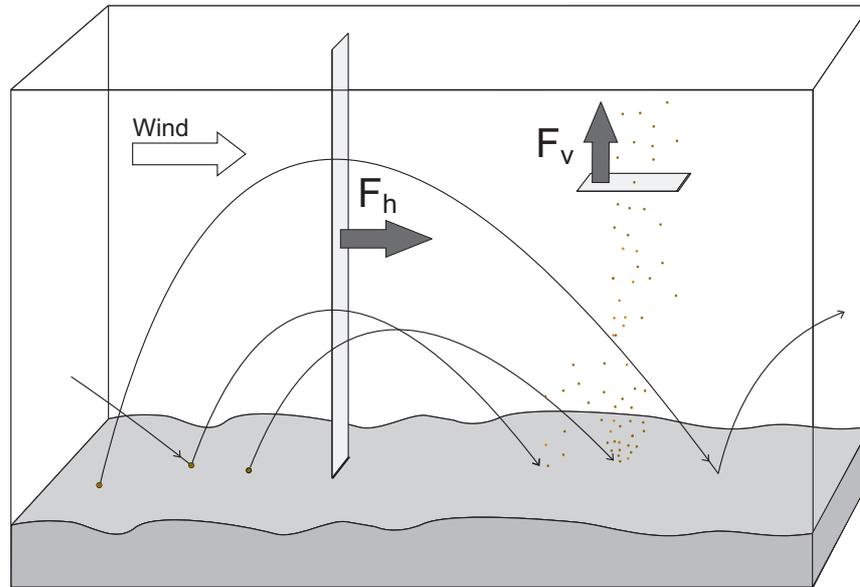


Abbildung 3.1: Darstellung des horizontalen Saltationsflusses und des vertikalen Flusses von emittierten Partikeln (aus Vogel et al. (2006)).

sondere an dem Modellsystem ist, dass identische numerische Schemata und Parametrisierungen für Prozesse wie Advektion und turbulente Diffusion für alle Komponenten verwendet werden (Vogel, 2006). Eine weitere Besonderheit dieses Modellsystems ergibt sich aus der modularen Struktur, die eine Optimierung des Modells in Bezug auf die den Nutzer interessierenden Fragestellungen zulässt.

3.2.1 Kopplung des Emissionsmoduls an COSMO-ART

Das verwendete Emissionsmodul für Mineralstaubpartikel wurde von Vogel et al. (2006) entwickelt. Für die Berechnung der Emissionen wird eine Parametrisierung des Grenzwertes der Schubspannungsgeschwindigkeit nach Lu und Shao (1999) mit einer Parametrisierung der Saltationsprozesse von Alfaro und Gomes (2001) kombiniert.

Zur Berechnung der Emissionen von Mineralstaubpartikeln müssen zwei individuelle Flüsse bestimmt werden. Diese Flüsse sind der vertikal integrierte Fluss von Saltationspartikeln parallel zur Oberfläche F_h , im Folgenden horizontaler Saltationsfluss genannt, und der vertikale Fluss von kleineren Partikeln in die Atmosphäre F_v . Beide Flüsse sind in Abbildung 3.1 dargestellt.

Der horizontale Saltationsfluss wird in Abhängigkeit eines Grenzwertes für die Schubspannungsgeschwindigkeit $u_{*t}(d_p)$ parametrisiert. Dieser ist abhängig vom Partikeldurchmesser d_p . Für ideale Bedingungen (keine Rauigkeit und trockene Oberfläche) lässt sich der Grenzwert der Schubspannungsgeschwindigkeit $u_{*ts}(d_p)$ für Partikel mit Durchmesser d_p unter Verwendung der empirisch bestimmten Parameter $A_n = 0,0123$ und $\gamma = 3 \cdot 10^{-4} \text{ kg/s}^2$ nach Shao und Lu (2000) folgenderweise berechnen:

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

ρ_p stellt dabei die Dichte der Mineralstaubpartikel und ρ_a die Luftdichte dar. Für nicht ideale Bedingungen muss der Grenzwert $u_{*ts}(d_p)$ modifiziert werden, er hängt dann zusätzlich von der Rauigkeitslänge

z_0 der Oberfläche und der Bodenfeuchte ab. Dieses wird mit Hilfe der Faktoren f_{z_0} und f_η ausgedrückt:

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

Der Einfluss der variierenden Oberflächenrauigkeit auf den Grenzwert der Schubspannungsgeschwindigkeit kann mit einer empirischen Beziehung nach Alfaro und Gomes (1995) bestimmt werden:

$$f_{z_0} = 1 - 0,55 \cdot (z_0)^{0,4} \cdot \ln\left(\frac{z_0}{z_{0s}}\right), \quad (3.15)$$

dabei ist der Wert für z_0 in Millimetern anzugeben. Die Rauigkeitslänge für ebene Bedingungen, z_{0s} , wurde von Vogel et al. (2006) als 1/30 des Durchmessers des größten Partikels am Boden (in mm) angenommen. In einem Satz von Bodenparametern, der uns in einer Auflösung von $1^\circ \times 1^\circ$ von Marticoarena (persönliche Mitteilung) zur Verfügung gestellt wurde, werden Werte für z_{0s} für 10 verschiedene Bodentypen explizit angegeben und wurden in die Parametrisierung integriert. Der Datensatz wurde im Rahmen dieser Arbeit für die derzeitige Modellauflösung von $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ aufbereitet.

Die Bodenfeuchte beeinflusst ebenfalls den Grenzwert der Schubspannungsgeschwindigkeit (Gleichung 3.14). Ihr Einfluss wird nach Fécan et al. (1999) durch den folgenden Faktor berücksichtigt

$$f_\eta = \sqrt{1 + 1,21 \cdot (\eta - \eta')^{0,68}}. \quad (3.16)$$

Dies gilt für $\eta > \eta'$, ansonsten beträgt der Wert 1. Dabei stellt η den gravimetrischen Wassergehalt in % des maximalen Wassergehalts dar und η' den Minimalwert von η , der vom Lehmanteil im Boden abhängt. Der Lehmanteil für die verschiedenen Bodentypen ist ebenfalls in den Daten von Marticoarena enthalten. Nähere Informationen über diese Daten sind Fécan et al. (1999) zu entnehmen. Für die Berechnung der Emissionsflüsse werden Informationen über die Bodenfeuchte und die Schubspannungsgeschwindigkeit u_* benötigt. Diese Größen werden im COSMO-Modell bestimmt und zu jedem Zeitschritt in die Emissionsroutine übergeben.

Der horizontale Saltationsfluss für Partikel des Durchmessers d_p wird dann folgenderweise parametrisiert

$$F_h(d_p) = C \cdot \frac{\rho_a}{g} \cdot u_*^3 \cdot \left(1 + \frac{u_{*t}(d_p)}{u_*}\right) \cdot \left(1 - \frac{u_{*t}^2(d_p)}{u_*^2}\right). \quad (3.17)$$

Die Konstante C hat unter idealisierten Bedingungen den Wert 2,61. Allerdings muss dieser Wert deutlich reduziert werden, um Feldmessungen des horizontalen Saltationsflusses nachzubilden ($C = 0,02$) (Gomes et al., 2003). Die Durchführung mehrerer Simulationen ergab, dass eine gute Übereinstimmung zwischen Messung und Simulation vorliegt, wenn für C ein Wert von 0,8 verwendet wird. Der gesamte horizontale Saltationsfluss F_{th} wird durch Integration der Beiträge von $F_h(d_p)$, gewichtet nach ihrem Anteil an der Bodenfläche, über den Durchmesser d_p berechnet

$$F_{th} = \int_{-\infty}^{\infty} F_h(d_p) \cdot \frac{\frac{\pi}{4} \cdot d_p^2 \cdot n_s^*(\ln d_p)}{\int_{-\infty}^{\infty} \frac{\pi}{4} \cdot d_p^2 \cdot n_s^*(\ln d_p) d \ln d_p} d \ln d_p. \quad (3.18)$$

Die Partikelgrößenverteilungen am Boden werden von mehreren Lognormalverteilungen mit festem Mediandurchmesser und fester Standardabweichung repräsentiert. Dabei stellt $n_s^*(\ln d_p)$ die Größenverteilung der Partikel am Boden dar. Der vertikale Massenfluss für Saltationspartikel mit dem Durchmesser d_p ist gegeben durch

$$F_{v,i}(d_p) = \frac{\pi}{6} \cdot \rho_p \cdot d_{d,i}^3 \cdot \frac{p_i(d_p) \cdot E(d_p)}{e_i}. \quad (3.19)$$

Der Fluss kinetischer Energie $E(d_p)$ der Saltationspartikel mit Durchmesser d_p wird als proportional zum horizontalen Saltationsfluss approximiert:

$$E(d_p) = \beta \cdot F_h(d_p), \quad (3.20)$$

mit $\beta = 163 \frac{m}{s^2}$. Die Bindungsenergie der Mode i wird durch e_i und der Mediandurchmesser der entsprechenden Mode durch $d_{d,i}$ dargestellt. Der Wert von $p_i(d_p)$ hängt von der mittleren kinetischen Energie der Saltationspartikel mit dem Durchmesser d_p und der Bindungsenergien der Partikel der jeweiligen Mode ab. Der vertikale Staubfluss ($F_{tv,i}$) ergibt sich aus der Integration obiger Gleichung zu

$$F_{tv,i} = \int_{-\infty}^{\infty} F_{v,i}(d_p) \cdot \frac{\frac{\pi}{4} \cdot d_p^2 \cdot n_s^*(\ln d_p)}{\int_{-\infty}^{\infty} \frac{\pi}{4} \cdot d_p^2 \cdot n_s^*(\ln d_p) d \ln d_p} d \ln d_p. \quad (3.21)$$

Die Anzahldichte der Partikel am Boden $n_s^*(\ln d_p)$ kann durch die Massendichte $m_s^*(\ln d_p)$ berechnet werden:

$$n_s^*(\ln d_p) = m_s^*(\ln d_p) \cdot \frac{6}{\pi \cdot \rho_p \cdot d_p^3}, \quad i = 1, 2, 3. \quad (3.22)$$

Somit ergibt sich der vertikale Staubfluss zu

$$F_{tv,i} = \int_{-\infty}^{\infty} F_{v,i}(d_p) \cdot \frac{1}{d_p} \cdot \frac{m_s^*(\ln d_p)}{\int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{d_p} m_s^*(\ln d_p) d \ln d_p} d \ln d_p, \quad i = 1, 2, 3. \quad (3.23)$$

In COSMO-ART können in jeder Gitterzelle bis zu fünf verschiedene Bodenarten vorliegen. Der Datensatz von Marticorena (persönliche Mitteilung) gibt Auskunft darüber, welche Bodenarten in der jeweiligen Gitterzelle vorliegen und welchen Anteil a die Fläche jeder Bodenart an der Gesamtfläche der Gitterzelle einnimmt. Der Datensatz beinhaltet 13 verschiedene Klassifizierungen von Sandböden. Er beinhaltet Informationen über den Mediandurchmesser und die Standardabweichung der Partikelverteilung am Boden. Nähere Informationen sind Chatenet et al. (1996) zu entnehmen. Der vertikale Staubfluss wird für jede Bodenart in der Gitterzelle berechnet. Die berechneten Flüsse werden mit a gewichtet und danach zum Gesamtfluss $F_{tv,i,ges}$ aufsummiert

$$F_{tv,i,ges} = \sum_{j=1}^5 F_{tv,i,j} \cdot a(j), \quad i = 1, 2, 3. \quad (3.24)$$

Die Divergenz $E_{m,i}$ des vertikalen Massenflusses ergibt sich aus dem vertikalen Emissionsfluss:

$$E_{m,i} = -\frac{\partial F_{tv,i,ges}}{\partial z} \approx \frac{F_{tv,i,ges}}{\Delta z_s}, \quad (3.25)$$

dabei ist Δz_s die Höhe der untersten Modellschicht. Genauere Informationen zur Parametrisierung sind Vogel et al. (2006) und Hoose (2004) zu entnehmen.

3.2.2 Transport von Mineralstaubpartikeln in COSMO-ART

Für die Berechnung der Ausbreitung von Luftbeimengungen werden in COSMO-ART zusätzliche prognostische Gleichungen für die betrachteten Substanzen gelöst. Diese werden als Aerosoldynamikgleichung bezeichnet. Die Änderungen der Partikelgrößenverteilung werden in dem Modul MADEsoot (Ackermann et al., 1998; Riemer, 2002) berechnet. Für Mineralstaubpartikel werden einige Prozesse

Tabelle 3.1: In COSMO-ART verwendete Parameter der Verteilungsfunktionen für die Moden von Mineralstaubpartikeln.

Mode	geom. Standardabweichung	Mediandurchmesser der Massendichteverteilung
1	1,5	1,7 μm
2	1,6	6,7 μm
3	1,7	14,2 μm

vernachlässigt. Dazu gehören die Koagulation, Kondensation und Evaporation. Außerdem durchlaufen Mineralstaubpartikel in COSMO-ART weder selbst chemische Reaktionen noch können Reaktionen auf ihnen stattfinden.

Die Deposition wird in nasse und trockene Deposition unterteilt. Die trockene Deposition wird unter Berücksichtigung der Sedimentation und der Brownschen Diffusion nach Slinn und Slinn (1980) berechnet. Aufgrund der Größe von Mineralstaubpartikeln ist hier die Sedimentation der dominierende Prozess. Die Parametrisierung der nassen Deposition wurde erst kürzlich von Rinke (2008) entwickelt, so konnte sie in den hier gezeigten Simulationen nicht verwendet werden.

In dem Modul MADEsoot werden die aerosoldynamischen Gleichungen für spezielle Momente der Partikelverteilung gelöst. Dabei wird ein modaler Ansatz verwendet. Die Gesamtverteilungen der Mineralstaubpartikel werden durch drei sich überlagernde Einzelverteilungen beschrieben. Dabei wird jede einzelne Mode durch eine kontinuierliche Verteilungsfunktion approximiert. Diese Verteilungsfunktionen sind wie bereits erwähnt Lognormalverteilungen. Die einzelnen Verteilungsfunktionen werden durch den Mediandurchmesser der Anzahldichteverteilung $d_{g,i}$ bzw. der Massendichteverteilung $d_{g3,i}$, die Gesamtanzahldichte N_i bzw. die Gesamtmasendichte m_i und die geometrische Standardabweichung σ_i eindeutig festgelegt. Die geometrische Standardabweichung wird als konstant angenommen. Die für Mineralstaubpartikel verwendeten Werte nach Alfaro und Gomes (2001) sind in Tabelle 3.1 dargestellt.

Für den Transport von Mineralstaub werden in MADEsoot die Erhaltungsgleichungen für das nullte Moment (Gesamtanzahldichte) und das dritte Moment (proportional zur Gesamtmasendichte) gelöst. Die Anzahlverteilung ist gegeben durch

$$n_i^*(\ln d_p) = \frac{N_i}{\sqrt{2\pi} \cdot \ln \sigma_i} \cdot \exp\left(-\frac{(\ln d_p - \ln d_{g,i})^2}{2 \cdot \ln^2 \sigma_i}\right) \quad (3.26)$$

und die Verteilung der Massendichte wird durch

$$m_i^*(\ln d_p) = \frac{m_i}{\sqrt{2\pi} \cdot \ln \sigma_i} \cdot \exp\left(-\frac{(\ln d_p - \ln d_{g3,i})^2}{2 \cdot \ln^2 \sigma_i}\right) \quad (3.27)$$

dargestellt. Der Index i steht für die drei verschiedenen Moden. Dabei ist $n_i^*(\ln d_p)$ die Anzahl der luftgetragenen Partikeln pro Volumeneinheit mit einem Durchmesser d_p , dessen Logarithmus zwischen $\ln d_p$ und $\ln d_p + d \ln d_p$ liegt. Sie kann auch durch $n_i^*(\ln d_p) = \frac{dN_i}{d \ln d_p}$ ausgedrückt werden. Der Median einer Lognormalverteilung entspricht nicht dem mittleren arithmetischen Durchmesser. Der mittlere arithmetische Durchmesser der Anzahlverteilung kann aus $\bar{d} = d_g \exp\left(\frac{\ln^2 \sigma}{2}\right)$ bestimmt werden. Die Verteilung der Massendichte $m_i^*(\ln d_p)$ hat dieselbe Standardabweichung σ wie die Anzahlverteilung, aber einen anderen Median: $d_{g3} = d_g \exp(3 \ln^2 \sigma)$.

Der Mediandurchmesser ist sowohl räumlich als auch zeitlich variabel, er wird beschrieben durch:

$$d_{g,i} = \sqrt[3]{\frac{m_i}{\frac{\pi}{6} \cdot \rho_s \cdot \exp\left(\frac{9}{2} \cdot \ln^2 \sigma_i\right) \cdot N_i}}. \quad (3.28)$$

Die Reynolds-gemittelten Bilanzgleichungen für das normierte nullte Moment $q^{M_{0,i}}$ und dritte Moment $q^{M_{3,i}}$ für Mineralstaubpartikel lauten

$$\frac{\partial \widehat{q^{M_{0,i}}}}{\partial t} = -\widehat{v} \cdot \widehat{\nabla} \widehat{q^{M_{0,i}}} - \overline{v_{s,M_{0,i}}} \frac{\partial \widehat{q^{M_{0,i}}}}{\partial z} + \widehat{\nabla} \cdot A^{M_{0,i}}, \quad (3.29)$$

$$\frac{\partial \widehat{q^{M_{3,i}}}}{\partial t} = -\widehat{v} \cdot \widehat{\nabla} \widehat{q^{M_{3,i}}} - \overline{v_{s,M_{3,i}}} \frac{\partial \widehat{q^{M_{3,i}}}}{\partial z} + \widehat{\nabla} \cdot A^{M_{3,i}}. \quad (3.30)$$

Das nullte Moment $M_{0,i}$ der Mode i wird dabei mit der Gesamtanzahldichte N der Luftmoleküle und Partikel in m^{-3} und das dritte Moment $M_{3,i}$ mit der Dichte ρ der feuchten Luft in kg/m^3 normiert

$$q^{M_{0,i}} = \frac{M_{0,i}}{N}, \quad (3.31)$$

$$q^{M_{3,i}} = \frac{M_{3,i}}{\rho}. \quad (3.32)$$

Die zeitliche Änderung der Momente geschieht durch Advektion, durch Sedimentation und durch den turbulenten Fluss für das nullte ($A^{M_{0,i}}$) bzw. dritte Moment ($A^{M_{3,i}}$). $\overline{v_{s,M_{0,i}}}$ und $\overline{v_{s,M_{3,i}}}$ sind die gemittelten Sedimentationsgeschwindigkeiten des nullten bzw. dritten Moments. Diese werden durch das Stokes'sche Gesetz unter Verwendung des Cunningham-Korrekturfaktors für Nichtkontinuumseffekte bestimmt (Seinfeld und Pandis, 1998). Die über die lognormal Verteilung integrierten Sedimentationsgeschwindigkeiten lauten dann (Kramm et al., 1992; Binkowski und Shankar, 1995, und darin enthaltene Referenzen):

$$v_{s,M_{0,i}} = \frac{g \cdot \rho_p}{18 \cdot \nu \cdot \rho_a} \cdot [\exp(2 \cdot \ln^2 \sigma_i) + 1, 246 \cdot \frac{2 \cdot \lambda}{d_{g,i}} \cdot \exp\left(\frac{1}{2} \cdot \ln^2 \sigma_i\right)], \quad (3.33)$$

$$v_{s,M_{3,i}} = \frac{g \cdot \rho_p}{18 \cdot \nu \cdot \rho_a} \cdot [\exp(8 \cdot \ln^2 \sigma_i) + 1, 246 \cdot \frac{2 \cdot \lambda}{d_{g,i}} \cdot \exp\left(\frac{7}{2} \cdot \ln^2 \sigma_i\right)]. \quad (3.34)$$

Dabei ist ν die kinematische Viskosität von Luft. Die Emission von Mineralstaubpartikeln geht als untere Randbedingung in die Bilanzgleichung des 3. Moments ein. Die Divergenz des vertikalen Massenflusses (Gleichung 3.25) kommt dort als zusätzlicher Summand hinzu. Nun existieren zusätzlich zu den Grundgleichungen im COSMO Modell prognostische Gleichungen zur Beschreibung der Verteilung von Mineralstaubpartikeln.

3.3 Strahlung im COSMO Modell

Das Ziel dieser Arbeit ist es, die Wechselwirkungen von Mineralstaubpartikeln und den dynamischen und thermodynamischen Prozessen in der Atmosphäre zu untersuchen. Hierfür ist die Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung (SÜG) von essentieller Bedeutung. Dies ist für den allgemeinen Fall nicht trivial, da es sich bei der SÜG um eine Integrodifferentialgleichung handelt. Für die Lösung werden verschiedene, meist numerische Lösungsverfahren verwendet. Diese Lösungsverfahren werden Strahlungstransportmodelle genannt.

Zur Lösung der SÜG sind Randbedingungen nötig. Als obere Randbedingung wird beispielsweise angenommen, dass der nach unten gerichtete diffuse Strahlungsfluss am Oberrand der Atmosphäre gleich Null ist. Somit fällt am Oberrand nur direkte Strahlung ein. Die untere Randbedingung ist durch das Reflexionsverhalten der Erdoberfläche gegeben. Dabei wird in den Modellen meist angenommen, dass die Reflexionsfunktion winkelunabhängig ist. So ist die Erdoberfläche näherungsweise ein Lambertscher Reflektor und kann deswegen mit der spektralen Bodenalbedo beschrieben werden. Die Bodenalbedo ist definiert als das Verhältnis der Strahlungsflussdichte, die auf den Erdboden auftrifft, zu derjenigen, die von ihm nach oben zurückgeworfen wird. In mehrdimensionalen Strahlungstransportmodellen sind auch seitliche Randbedingungen notwendig.

Das im COSMO Modell verwendete Strahlungsschema basiert auf Parametrisierungen von Ritter und Geleyn (1992) und trägt den Namen GRAALS (General Radiative Algorithm Adapted to Linear-type Solutions). Der Transfer von kurz- und langwelliger Strahlung wird separat für bewölkte und unbewölkte Bedingungen berechnet. Das Schema basiert auf der Lösungsmethode des δ -Zweistromverfahrens für die Strahlungsübertragungsgleichung (SÜG). Streuung, Absorption und Emission von Aerosolpartikeln, Gasen und Wolkentropfen werden dabei berücksichtigt. Die Strahlungsrechnungen werden für sogenannten Banden durchgeführt. Das solare Spektrum ist hierfür in drei Banden unterteilt, diese decken den Wellenlängenbereich zwischen $0,25 \mu\text{m}$ und $4,64 \mu\text{m}$ ab (Tabelle 3.2). Das terrestrische Spektrum beinhaltet den Wellenlängenbereich zwischen $4,64 \mu\text{m}$ und $104,5 \mu\text{m}$ und ist in fünf verschiedene Banden unterteilt.

3.3.1 Das δ -Zweistromverfahren

Bei der Verwendung des δ -Zweistromverfahrens wird das Strahlungsfeld durch zwei Gleichungen beschrieben. Eine Gleichung beschreibt die Strahlungsflussdichte in den oberen und die andere in den unteren Halbraum. Die Strahldichten sind in der Realität sowohl vom Zenitwinkel ν (mit $\cos(\nu) = \mu$) als auch vom Azimutwinkel φ abhängig. Dabei wird eine planparallele Atmosphäre vorausgesetzt. Dies bedeutet, dass für den gegebenen Ort die horizontalen Variationen in der Struktur der Atmosphäre vernachlässigt werden. Es wird angenommen, dass alle relevanten Strahlungseigenschaften nur von der Vertikalkoordinate abhängen. Außerdem wird die Erdkrümmung vernachlässigt. Die folgenden Gleichungen gelten jeweils für eine bestimmte Frequenz der elektromagnetischen Strahlung. Für die planparallele Atmosphäre lautet die SÜG

$$\begin{aligned} \mu \frac{dI(\tau, \mu, \varphi)}{d\tau} = & I(\tau, \mu, \varphi) - \frac{\omega}{4\pi} \int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P(\mu, \varphi, \mu', \varphi') I(\tau, \mu', \varphi') d\mu' d\varphi' \\ & - \frac{\omega}{4\pi} P(\mu, \varphi, -\mu_0, \varphi_0) S \exp\left(-\frac{\omega}{4\pi}\right) - (1 - \omega)B(\tau), \end{aligned} \quad (3.35)$$

Dabei stellt $I(\mu, \varphi)$ die Strahldichte der Strahlung in die Richtung μ, φ und $I(\mu', \varphi')$ die Strahldichte aus der Richtung μ', φ' dar. B ist die Planckfunktion als Funktion der Frequenz. Die Strahlungsflussdichte der direkten Sonnenstrahlung wird durch S dargestellt, als μ_0 und φ_0 wird der Kosinus des Zenitwinkels und der Azimutwinkel der direkten Sonnenstrahlung bezeichnet. Das negative Vorzeichen vor μ_0 soll ausdrücken, dass die Strahldichte der direkten Sonnenstrahlung nach unten gerichtet ist (Zdunkowski et al., 2007). Als Vertikalkoordinate wird die optische Dicke τ verwendet, diese ergibt sich

aus dem Integral des Extinktionskoeffizienten b über die Höhe dh :

$$\tau = \int_{h_1}^{h_2} b dh, \quad (3.36)$$

mit $h_1 > h_2$. Der Extinktionskoeffizient ist die Summe aus dem Absorptions- b_a und dem Streukoeffizienten b_s

$$b = b_a + b_s. \quad (3.37)$$

Für die Einfachstreuung ω gilt

$$\omega = \frac{b_s}{b}. \quad (3.38)$$

Die Streufunktion $P(\mu, \varphi, \mu', \varphi')$ gibt die Streuung aus Richtung μ', φ' in die Beobachtungsrichtung μ, φ an.

Die Strahldichte einer bestimmten Frequenz wird beim Durchschreiten eines Mediums der optischen Dicke τ durch Mehrfachstreuung, einfach gestreuter Sonnenstrahlung und durch Emission von Strahlung beeinträchtigt (Gleichung 3.35).

Bei der Verwendung der δ -Zweistromapproximation entfällt die Abhängigkeit vom Azimutwinkel. Die Strahldichte I^0 hängt dann nur noch vom Zenitwinkel ab, d.h.

$$I^0(\tau, \mu) \equiv \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} I(\tau, \mu, \varphi) d\varphi. \quad (3.39)$$

Unter der Annahme eines azimuthal isotrop streuenden Mediums ergibt sich die azimuthal gemittelte Phasenfunktion P^0 mit $\Delta\varphi = \varphi - \varphi'$ zu:

$$P^0(\mu, \mu') \equiv \frac{1}{2\pi} \int_0^{2\pi} P(\mu, \mu', \Delta\varphi) d(\Delta\varphi). \quad (3.40)$$

Mit diesen Annahmen ergibt sich die azimuthal gemittelte SÜG zu (Zdunkowski et al., 2007)

$$\begin{aligned} \mu \frac{dI^0(\tau, \mu)}{d\tau} = & I^0(\tau, \mu) - \frac{\omega}{2} \int_{-1}^1 P^0(\mu, \mu') I^0(\tau, \mu') d\mu' - \frac{\omega}{4\pi} S \exp\left(-\frac{\tau}{\mu_0}\right) P^0(\mu, -\mu_0) \\ & - (1 - \omega) B(\tau). \end{aligned} \quad (3.41)$$

Bei Verwendung der Zweistromapproximation wird die Annahme getroffen, dass die Strahldichte innerhalb der beiden Hemisphären jeweils als konstant angenommen werden kann. Dies ist in Abbildung 3.2 schematisch dargestellt. In der Realität gibt es eine Abhängigkeit vom Zenitwinkel, aber diese ist meist wellenlängenabhängig und kann gut mit einem Mittelwert von μ approximiert werden (Petty, 2006).

Zur Lösung der Drucktendenz- und der Wärmeleichung (Gleichungen 3.5 und 3.6) werden die Nettostrahlungsflussdichten benötigt. Die Strahlungsflussdichten F_1 (aufwärts) und F_2 (abwärts) sind definiert als (Zdunkowski et al., 2007)

$$F_1 = 2\pi \int_0^1 \mu I^0(\tau, \mu) d\mu, \quad (3.42)$$

$$F_2 = 2\pi \int_0^1 \mu I^0(\tau, -\mu) d\mu. \quad (3.43)$$

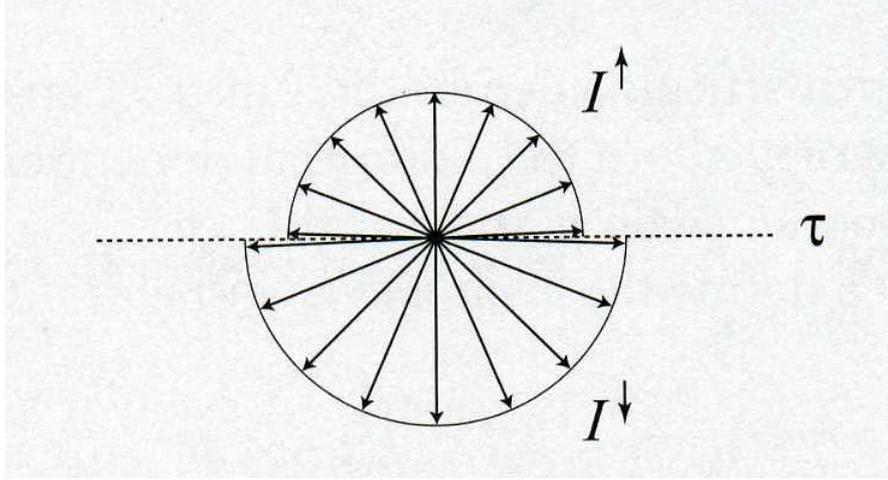


Abbildung 3.2: Angenommene Winkelabhängigkeit der Strahlendichte I in der Zweistromapproximation (aus Petty (2006)).

Die netto Strahlungsflussdichte F_{net} ergibt sich aus

$$F_{net} = F_1 - F_2 - \mu_0 S \exp\left(-\frac{\tau}{\mu_0}\right). \quad (3.44)$$

Bei Integration von Gleichung 3.41 und über den oberen Halbraum und Vernachlässigung der thermischen Emission $((1 - \omega)B)$ ergibt sich

$$\frac{dF_1}{d\tau} = 2\pi \int_0^1 I^0(\tau, \mu) d\mu - \omega\pi \int_0^1 \int_{-1}^1 P^0(\mu, \mu') I^0(\tau, \mu') d\mu' d\mu - S \exp\left(-\frac{\tau}{\mu_0}\right) \frac{\omega}{2} \int_0^1 P^0(\mu, -\mu_0) d\mu. \quad (3.45)$$

Da es nur wenige Anwendungen gibt, bei der die Berücksichtigung von Streuung und Emission zur selben Zeit notwendig ist (Petty, 2006), können das solare und infrarote Spektrum leicht getrennt voneinander behandelt werden (Zdunkowski et al., 2007). Für das kurzwellige Spektrum kann die thermische Emission somit in der SÜG vernachlässigt werden. Eine entsprechende Gleichung kann auch bei Integration über den unteren Halbraum aufgestellt werden. Mit Hilfe dieser Gleichung kann die Änderung der Strahlungsflussdichte beim Durchschreiten eines Mediums der optischen Dicke τ bestimmt werden. Im Folgenden soll die Methode erläutert werden, mit deren Hilfe die Gleichungen in GRAALS gelöst werden.

Die von Ritter und Geleyn (1992) entwickelte Parametrisierung basiert auf einem Konzept von Zdunkowski et al. (1980). Aus Gründen der Rechenzeiterparnis werden nicht die von Zdunkowski et al. (1980) aufgestellten Gleichungen gelöst, die eine explizite Formulierung des δ -Zweistromverfahrens repräsentieren. Stattdessen wird in GRAALS eine implizite Formulierung verwendet. Auch in dem in GRAALS verwendeten δ -Zweistromverfahren werden der solare und infrarote Strahlungsfluss getrennt voneinander betrachtet. Dies drückt sich in den Unterscheidungen der Koeffizienten für die solare und infrarote Strahlung aus.

Die Phasenfunktion für die Streuung von elektromagnetischer Strahlung hat für Wolkentropfen oder Aerosole eine deutliche Spitze in der Vorwärtsrichtung (Zdunkowski et al., 2007). Für die genaue Behandlung eines Strahlungsfeldes mit diesen Eigenschaften müßte die Phasenfunktion, wenn man sie durch eine Reihe von Legendre Polynomen ausdrückt, aus einer hohen Anzahl von Entwicklungstermen

bestehen. In der δ -Zweistromapproximation wird dieses Problem umgangen, indem primär gestreutes Sonnenlicht, das nährungsweise die Richtung der direkten Sonnenstrahlung hat, wieder der direkten Sonnenstrahlung hinzugefügt wird. Die Strahlungsenergie entspricht dann dem prozentualen Energieanteil f des Primärstreufeldes. Entzieht man diesen Anteil dem solaren Primärstreufeld und fügt ihn wieder der direkten Strahlung hinzu, so ergeben sich zwei Konsequenzen: Die Gleichung für das Primärstreufeld wird vereinfacht und es entsteht ein zusätzlicher Term für die Berechnung der direkten Strahlung, was zu einer Modifikation des Bouguer-Lambertschen Gesetzes führt (Zdunkowski und Korb, 1985). Außerdem wird dadurch die optische Dicke modifiziert. Um dies zum Ausdruck zu bringen wird die reduzierte optische Dicke δ eingeführt. Behandelt man einen Teil der erstmalig gestreuten Strahlung wieder als direkte Strahlung, so verringert sich der Streukoeffizient und damit auch die optische Dicke.

Die Phasenfunktion wird nicht mehr explizit in den Gleichungen verwendet. Die Streurichtung wird in Vorwärts- und Rückwärtsrichtung unterteilt. Diese Unterscheidungen werden durch die Koeffizienten β und $1 - \beta$ zum Ausdruck gebracht.

Die Grundgleichungen für die Änderungen der Strahlungsflussdichten beim Durchschreiten eines Mediums der reduzierten optischen Dicke lauten nach Ritter und Geleyn (1992) dann

$$\frac{dF_1}{d\delta} = \alpha_1 F_1 - \alpha_2 F_2 - \alpha_3 J, \quad (3.46)$$

$$\frac{dF_2}{d\delta} = \alpha_2 F_1 - \alpha_1 F_2 + \alpha_4 J, \quad (3.47)$$

$$\frac{dS}{d\delta} = -\frac{S}{\mu_0}. \quad (3.48)$$

Dabei gilt:

$$\alpha_1 = U[1 - \omega'(1 - \beta_0)] \quad \text{solar und infrarot,}$$

$$\alpha_2 = U\beta_0\omega' \quad \text{solar und infrarot,}$$

$$\alpha_3 = \begin{cases} \omega'\beta(\mu_0) & \text{solar} \\ U(1 - \omega') & \text{infrarot} \end{cases},$$

$$\alpha_4 = \begin{cases} \omega'[1 - \beta(\mu_0)] & \text{solar} \\ U(1 - \omega') & \text{infrarot} \end{cases},$$

$$J = \begin{cases} \frac{S}{\mu_0} & \text{solar} \\ \pi B & \text{infrarot} \end{cases},$$

$$\delta = (1 - \omega f)\tau,$$

$$\omega' = \frac{\omega(1 - f)}{1 - \omega f}.$$

F_1 und F_2 - Strahlungsflussdichte diffuser aufwärts bzw. abwärts gerichteter Strahlung,

S - Strahlungsflussdichte der direkten Strahlung,

μ_0 - Kosinus des solaren Zenitwinkels,

$U = \frac{1}{\bar{\mu}}$ - Diffusivitätsfaktor, Kehrwert des Kosinus des mittleren Zenitwinkels,

$\beta_0 = \frac{4+g}{8(1+g)}$ - mittlerer prozentualer Rückwärtsstreukoeffizient für diffuse Strahlung,

$\beta(\mu_0) = \frac{1}{2} - \frac{3g}{4(1+g)}$ - mittlerer prozentualer Streukoeffizient, der in den oberen Halbraum primär gestreuten Strahlung,

$1 - \beta_0$ bzw. $1 - \beta(\mu_0)$ - entsprechende Koeffizienten der in Vorwärtsrichtung bzw. in den unteren Halbraum gestreuten Strahlung,

g - Asymmetriefaktor der Phasenfunktion,

f - Prozentualer Energieanteil, der in der Diffractionsspitze der Phasenfunktion enthalten ist.

Zur Lösung der Gleichungen 3.46 - 3.48 wird die Atmosphäre in Schichten mit konstanten optischen Eigenschaften unterteilt. Für die Betrachtung der langwelligen Strahlung werden zwei zusätzliche Flussdichten eingeführt. Diese stellen die Differenz aus der Strahlungsflussdichte eines Schwarzkörpers und des tatsächlichen Körpers dar. Sie lauten

$$\tilde{F}_1 = \pi B - F_1, \quad (3.49)$$

$$\tilde{F}_2 = \pi B - F_2. \quad (3.50)$$

Im solaren Spektralbereich gilt: $\pi B = 0$. Unter Annahme einer linearen Beziehung zwischen der Schwarzkörperstrahlung und der optischen Dicke können die Gleichungen 3.46 - 3.48 analytisch für jede Schicht integriert werden. Die linearen Koeffizienten, die die Änderung der Flüsse beschreiben, lassen sich durch analytische Funktionen der optischen Eigenschaften dieser Schicht ausdrücken. Für die auf die Schicht $j+1$ diskretisierten Gleichungen erhält man das folgende Gleichungssystem (Ritter und Geleyn, 1992)

$$\begin{pmatrix} S_{j+1} \\ \tilde{F}_{2,j+1} \\ \tilde{F}_{1,j} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \bar{a}_1 & 0 & 0 \\ \bar{a}_2 & \bar{a}_4 & \bar{a}_5 \\ \bar{a}_3 & \bar{a}_5 & \bar{a}_4 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Q_j \\ \tilde{F}_{2,j} \\ \tilde{F}_{1,j+1} \end{pmatrix}, \quad (3.51)$$

mit

$$\begin{aligned} Q_j &= \begin{cases} S_j & \text{solar} \\ \pi(B_{j+1} - B_j) & \text{infrarot} \end{cases} \\ \bar{a}_1 &= \begin{cases} a_1 & \text{solar} \\ 0 & \text{infrarot} \end{cases} \\ \bar{a}_2 &= \begin{cases} -a_2 & \text{solar} \\ a_6 & \text{infrarot} \end{cases} \\ \bar{a}_3 &= \begin{cases} -a_3 & \text{solar} \\ a_6 & \text{infrarot} \end{cases} \\ \bar{a}_4 &= a_4 \quad \text{solar und infrarot} \\ \bar{a}_5 &= a_5 \quad \text{solar und infrarot} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
a_1 &= \exp(-\Delta_j \delta / \mu_0) \\
a_2 &= -a_4 \gamma_2 - a_5 \gamma_1 a_1 + a_1 \gamma_2 \\
a_3 &= -a_5 \gamma_2 - a_2 \gamma_1 a_1 + \gamma_1 \\
a_4 &= \frac{\exp(-\sqrt{\alpha_1^2 - \alpha_2^2} \Delta_j \delta) (1 - [\frac{\alpha_2}{\alpha_1 + \sqrt{\alpha_1^2 - \alpha_2^2}}]^2)}{1 - [\exp(-\sqrt{\alpha_1^2 - \alpha_2^2} \Delta_j \delta)]^2 [\frac{\alpha_2}{\alpha_1 + \sqrt{\alpha_1^2 - \alpha_2^2}}]^2} \\
a_5 &= \frac{\frac{\alpha_2}{\alpha_1 + \sqrt{\alpha_1^2 - \alpha_2^2}} (1 - [\exp(-\sqrt{\alpha_1^2 - \alpha_2^2} \Delta_j \delta)]^2)}{1 - [\exp(-\sqrt{\alpha_1^2 - \alpha_2^2} \Delta_j \delta)]^2 [\frac{\alpha_2}{\alpha_1 + \sqrt{\alpha_1^2 - \alpha_2^2}}]^2} \\
a_6 &= \frac{1 - a_4 + a_5}{(\alpha_1 + \alpha_2) \Delta_j \delta} \\
\gamma_1 &= \frac{\alpha_3 - \mu_0 (\alpha_1 \alpha_3 + \alpha_2 \alpha_4)}{1 - (\alpha_1^2 - \alpha_2^2) \mu_0^2} \\
\gamma_2 &= \frac{-\alpha_4 - \mu_0 (\alpha_1 \alpha_4 + \alpha_2 \alpha_3)}{1 - (\alpha_1^2 - \alpha_2^2) \mu_0^2}
\end{aligned}$$

Der direkte Strahlungsfluss der Schicht $j+1$ hängt somit beispielsweise vom direkten Strahlungsfluss in der darüberliegenden Schicht j und der Schwächung durch Streuung und Absorption in der Schicht selbst ab. Unterteilt man die Atmosphäre in N Schichten, erhält man ein Gleichungssystem von $3N+3$ linearen Gleichungen. Diese können unter Verwendung von Randbedingungen numerisch gelöst werden. Am Oberrand der Atmosphäre soll gelten:

$$S_1 = \mu_0 S_0 \quad \text{und} \quad \tilde{F}_{2,1} = F_{2,1} = 0 \quad \text{solar}, \quad (3.52)$$

$$\tilde{F}_{2,1} = \pi B \quad \text{d.h.} \quad F_{2,1} = 0 \quad \text{infrarot}. \quad (3.53)$$

Als untere Randbedingung ($j = N + 1$) soll gelten:

$$\tilde{F}_{1,N+1} = -F_{1,N+1} = -A_s(\mu_0) S_{N+1} - A_s F_{2,N+1} \quad (\text{solar}), \quad (3.54)$$

$$\tilde{F}_{1,N+1} = (1 - E_s) \tilde{F}_{1,N+1} \quad \text{d.h.} \quad F_{1,N+1} = (1 - E_s) F_{2,N+1} + E_s \pi B_s \quad (\text{infrarot}). \quad (3.55)$$

Mit

S_0 - Solarkonstante (1368 W/m^2),

$A_s(\mu_0)$, A_s - Oberflächenalbedo der Erde für die direkte bzw. die diffuse Strahlung,

E_s - Emissivität der Erdoberfläche,

B_s - Schwarzkörperstrahlung für die Temperatur an der Erdoberfläche.

Am Oberrand der Atmosphäre trifft nur direkte Sonnenstrahlung (Gleichung 3.52, 3.53) ein. Im solaren Spektralbereich hängt die untere Randbedingung von der direkten bzw. der diffusen Albedo der Erdoberfläche ab (Gleichung 3.54). Die Emission langwelliger Strahlung am unteren Rand der Atmosphäre wird als die Summe der von oben eintreffenden und am Erdboden reflektierten infraroten Strahlung und der Wärmestrahlung der Erdoberfläche dargestellt (Gleichung 3.55).

Tabelle 3.2: Auflistung der im Strahlungsmodell verwendeten spektralen Intervalle und die dort berücksichtigten Bestandteile der Atmosphäre (nach Ritter und Geleyn, 1992)

Intervall- nummer	Spektral- bereich (μm)	Gase Absorption	Tropfen Streuung	Tropfen Absorption	Rayleigh- Streuung	Aerosole Streuung	Aerosole Absorption
1	1,53 - 4,64	H ₂ O, CO ₂ , CH ₄ , N ₂ O	ja	ja	ja	ja	ja
2	0,7 - 1,53	H ₂ O, CO ₂ , O ₂	ja	ja	ja	ja	ja
3	0,25 - 0,7	H ₂ O, O ₃ , O ₂	ja	ja	ja	ja	ja
4	20,0 - 104,5	H ₂ O	ja	ja	nein	ja	ja
5	12,5 - 20,0	H ₂ O, CO ₂ , N ₂ O	ja	ja	nein	ja	ja
6	8,33 - 9,01 10,31 - 12,5	H ₂ O, CO ₂ , N ₂ O	ja	ja	nein	ja	ja
7	9,01 - 10,31	H ₂ O, O ₃ , CO ₂ , N ₂ O	ja	ja	nein	ja	ja
8	4,64 - 8,33	H ₂ O, CH ₄ , N ₂ O, CO ₂	ja	ja	nein	ja	ja

Die beschriebene Vorgehensweise gibt die Lösungen für eine bestimmte Frequenz der elektromagnetischen Strahlung an. Um die Flüsse für das gesamte Spektrum zu erhalten, muss das Gleichungssystem 3.51 für kleine Intervalle mit konstanten optischen Eigenschaften und einer konstanten Quellfunktion gelöst werden. Da diese Strahlungsrechnungen verhältnismäßig viel Rechenzeit beanspruchen, kann in numerischen Wettervorhersagemodellen keine hohe Anzahl von Intervallen verwendet werden. Die Planckfunktion und die optischen Eigenschaften von Wolkentropfen und Aerosolen verändern sich nur langsam mit der Wellenlänge, so können sie über relativ große Intervalle definiert werden, ohne dass ein zu großer Fehler dabei entstehen würde. Dies gilt nicht für die Absorption von Gasen, die eine starke spektrale Abhängigkeit aufweist. Aus diesem Grund werden die Strahlungsrechnungen in GRAALS mit Hilfe eines Bandenmodells durchgeführt (Ritter und Geleyn, 1992).

Das solare Spektrum wird dabei in drei, das thermische Spektrum in fünf Intervalle unterteilt. Der Spektralbereich der einzelnen Intervalle und eine Aufzählung der berücksichtigten Streu- und Absorptionsprozesse ist in Tabelle 3.2 gegeben. Die im Mittelpunkt der vorliegenden Studie stehende Streuung und Absorption an Aerosolen wird im gesamten Spektralbereich berücksichtigt. Zur Berechnung der Strahlungsflussdichten muss man die optischen Eigenschaften der Aerosole, Wolken und Gase kennen. Diese variieren sowohl in der Horizontalen als auch in der Vertikalen. Sie gehen als optische Dicke τ (über den Extinktionskoeffizienten b), Einfachstreueralbedo ω und Asymmetrieparameter g in die Koeffizienten α_i aus dem Gleichungssystem 3.51 ein. Zur Lösung des Gleichungssystems ist ihre Kenntnis von elementarer Bedeutung.

Der wesentliche Vorteil bei der Verwendung eines Zweistromverfahrens besteht in dem relativ geringen Rechenaufwand, wodurch die Verwendung in numerischen Wettervorhersagemodellen ermöglicht

ist. Allerdings kann durch die vereinfachenden Annahmen die Genauigkeit der Ergebnisse, verglichen mit anderen Berechnungsmethoden, reduziert werden. Hinsichtlich der Rechengenauigkeit erweisen sich das δ -Zweistromverfahren ($f \neq 0$) den gewöhnlichen Zweistromverfahren ($f = 0$) als deutlich überlegen. Der Grund hierfür liegt in der besseren Erfassung der Auswirkungen der Diffraktionsspitze der Phasenfunktion im δ -Verfahren (Zdunkowski und Korb, 1985).

3.3.2 Behandlung von Wolken

Die Präsenz von Wolken kann in dem zuvor beschriebenen Verfahren berücksichtigt werden. Dafür wird jede Schicht j durch zwei verschiedene Sätze von optischen Eigenschaften charakterisiert, einen für den wolkenfreien und den anderen für den bewölkten Anteil. Diese Behandlung der Bewölkung in der Strahlungsrechnung wurde erstmalig von Geleyn und Hollingsworth (1980) eingeführt. Dabei ist die Kenntnis über die geometrische Beziehung zwischen bewölktem und wolkenlosem Anteil in jeder Modellschicht selbst, aber auch in den benachbarten Schichten, nötig. Nach der Definition dieser Beziehung erhält man die eingehenden Flüsse für den bewölkten und wolkenfreien Anteil in einer Schicht als eine Zusammensetzung der ausgehenden Flüsse der angrenzenden Schichten. Zur Definition der geometrischen Beziehung wird hier angenommen, dass die Wolken in benachbarten Modellschichten eine maximale Überlagerung haben. Das bedeutet, dass bei einem Bedeckungsgrad von 40 % der Schicht A und 20 % der Schicht B der Gesamtbedeckungsgrad dieser Schichten bei 40 % liegt. Wolken in Schichten, die durch wolkenfreie Schichten voneinander getrennt sind, werden unabhängig voneinander betrachtet.

Die korrekte Modellierung der Strahlungswirksamkeit von Wolken ist unerlässlich für eine erfolgreiche Parametrisierung der Strahlungsübertragung in Wettervorhersagemodellen. Als Strahlungswirksamkeit von Wolken wird der Einfluss von Wolken auf die Strahlungsflussdichte am Oberrand der Atmosphäre (TOA) und der dazugehörige Wolken-Strahlung-Wechselwirkungsmechanismus bezeichnet. In der Realität stellen die optischen Eigenschaften von Wolkentropfen eine Funktion der Größenverteilung der Tropfen und der betrachteten Wellenlänge dar. Im Modell wird die Annahme getroffen, dass die Wolkentropfen eine sphärische Form haben. So können Mie-Rechnungen dem Modell geeignete Werte der spektral gemittelten optischen Eigenschaften von Wolken liefern. Allerdings bedeuten online durchgeführte Mie-Rechnungen einen sehr hohen Rechenaufwand. Ritter und Geleyn (1992) verwenden daher von Stephens (1979) bereitgestellte optische Eigenschaften von Wolken. In der Arbeit werden acht verschiedene Wolkentropfenverteilungen berücksichtigt. Diese Verteilungen beinhalten verschiedene Wolkentypen und die dazugehörigen Flüssigwassergehalte. Eine genauere Erörterung der optischen Eigenschaften von Wolken befindet sich in Ritter und Geleyn (1992).

3.3.3 Behandlung von Gasen

Die Absorption von Strahlung an Wasserdampf, Kohlenstoffdioxid, Kohlenstoffmonoxid, Methan, Distickstoffmonoxid, Sauerstoff und Ozon wird in GRAALS im gesamten Spektralbereich berücksichtigt. Die Streuung an Gasen wird nur im solaren Spektralbereich betrachtet, sie wird durch die Rayleigh-Streuung beschrieben. Die Strahlungswirksamkeit der Gase hängt sehr stark vom Wellenlängenbereich ab. In den einzelnen Banden werden nur die Gase berücksichtigt, die dort signifikant absorbieren (Ta-

belle 3.2). Zur Behandlung der Absorption von Gasen in einem großen Spektralbereich wird die k -Verteilungsmethode verwendet. Der einfachste praktische Ansatz dieser Methode ist die Berechnung der mittleren Transmissionsfunktion der Gase im jeweiligen Spektralbereich. Diese Version der Methode wird exponentielle Summen-Fitting Technik (ESFT) genannt, sie wird näher in Wiscombe und Evans (1977) beschrieben. Ritter und Geleyn (1992) verwenden in GRAALS eine schnellere Version der ESFT.

3.3.4 Behandlung von Aerosolen

Zur Bestimmung des Einflusses von Streuung und Absorption durch Aerosole auf den Strahlungstransfer wird in GRAALS ein Ansatz von Tanre et al. (1984) gefolgt. Darin werden fünf verschiedene Typen von Aerosolen berücksichtigt: kontinentales, maritimes, urbanes, vulkanisches und stratosphärisches Hintergrundaerosol. In das Strahlungsschema gehen die optischen Eigenschaften für die acht spektralen Intervalle dieser Aerosoltypen ein. Mineralstaubpartikel sind Bestandteil des kontinentalen Aerosoltyps, zu diesem gehören außerdem ländliches Aerosol und troposphärisches Hintergrundaerosol.

Im operationellen Modus verwendet GRAALS zeitlich konstante Aerosoleigenschaften. Die Hintergrundaerosole werden als horizontal homogen angenommen. Die Aerosolkomponenten sind vertikal in der Troposphäre (desert, ural, urban, maritim) und der Stratosphäre (vulkanisch, stratosphärisches Hintergrundaerosol) als exponentiell abnehmendes Höhenprofil vorgegeben. Die horizontale Verteilung der einzelnen Aerosoltypen wird dem Global Aerosol Data Set (Koepke et al., 1997) entnommen. Diese Daten werden innerhalb des COSMO Modells für das entsprechende Modellgebiet unter Verwendung von Legendre- und Fouriertransformationen vom sphärischen auf das Modellgitter gebracht.

Das Wüstenaerosol dominiert den kontinentalen Aerosoltyp im operationellen COSMO Modell (Helmert et al., 2007). In der Zentralsahara nimmt die optische Dicke für das Wüstenaerosol alleine bei einer Wellenlänge von 550 nm Werte von bis zu 0,75 an. Damit macht es etwa 80% der aerosol-optischen Dicke (AOD) in dieser Region in der verwendeten Klimatologie aus. Ausgehend von der Zentralsahara werden kreisförmig abnehmende Werte angenommen (Abbildung 3.3). Dies ist für mittlere Verhältnisse eine sinnvolle Annahme. Während starker Staubstürme wird die optische Dicke so allerdings stark unterschätzt. In Europa wird ein Anteil des Wüstenaerosols an der AOD von bis zu 50 % angenommen. Hier sollten allerdings eher städtisches und ländliches Aerosol dominieren, der Anteil des Wüstenaerosols wird also vermutlich überschätzt (Helmert et al., 2007). In Abbildung 3.4 ist der vertikale Verlauf der optischen Dicke von Mineralstaub aus der in GRAALS verwendeten Verteilung dargestellt. Sie erreicht ihr Maximum in 2 km Höhe über der Erdoberfläche und nimmt dann exponentiell mit der Höhe ab.

3.4 Strahlung in COSMO-ART

3.4.1 Mie-Rechnungen

In Afrika kann die optische Dicke während starker Mineralstaubeignisse Werte von über 3,0 annehmen. Die räumliche und zeitliche Verteilung unterliegt dann einer hohen Variabilität. Während solcher Ereignisse ist die Verwendung zeitlich konstanter Werte für die optische Dicke von Mineralstaub unrealistisch, der Einfluss auf die Strahlungsflüsse wird größtenteils unterschätzt. Dies führt zu signifikanten Fehlern bei der Berechnung der Strahlungsflüsse. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde es ermög-

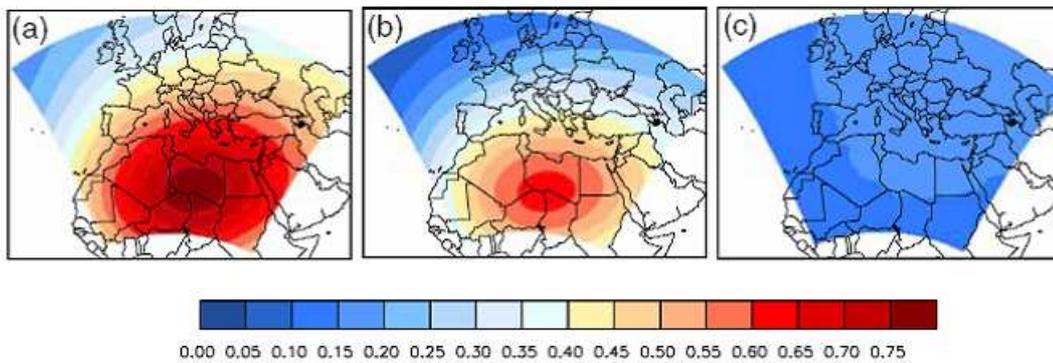


Abbildung 3.3: AOD in GRAALS: a) Summe aller Aerosole, b) nur das Wüstenaerosol, c) Summe aller Aerosole mit Ausnahme des Wüstenaerosols (aus Helmert et al. (2007)).

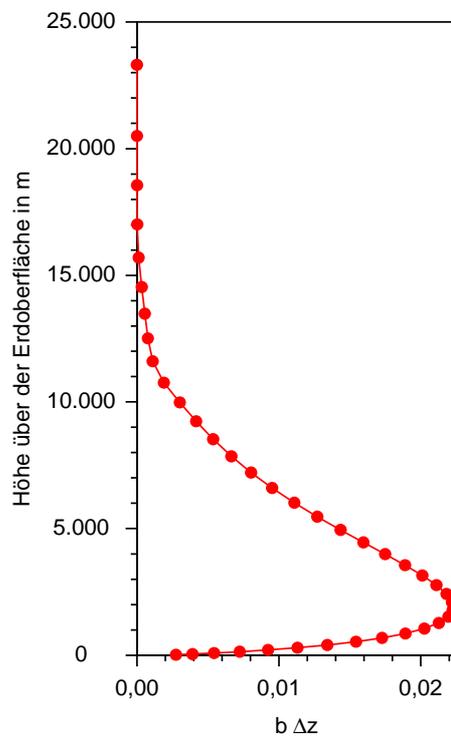


Abbildung 3.4: Angenommene, zeitlich konstante, vertikale Verteilung des Wüstenaerosols in GRAALS. Die gesamt optische Dicke beträgt 0,7.

licht, die zeitlich konstanten Werte für die optischen Eigenschaften von Mineralstaubpartikeln mit den im Modell berechneten optischen Eigenschaften der aktuellen Mineralstaubverteilung zu ersetzen.

Strahlungsübertragungsmodelle wie GRAALS benötigen die folgenden Parameter für die Lösung der SÜG: Extinktionskoeffizient b , Einfachstreueralbedo ω und Asymmetriefaktor g . Diese Parameter müssen für jede Modellschicht und jedes spektrale Band bekannt sein. Für ihre Bestimmung müssen der komplexe Brechungsindex, die Dichte, die Größenverteilung und die Verteilung der Mineralstaubpartikel bekannt sein.

Wie in Abbildung 3.5 dargestellt, werden der spezifische Extinktionskoeffizient (Massenextinktionskoeffizient), die Einfachstreueralbedo und der Asymmetrieparameter für die 3 Staubmoden und die 8 spektralen Bänder mit Hilfe von Mie-Rechnungen aus den Brechungsindizes berechnet. Aufgrund der Tatsache, dass Mie-Rechnungen sehr viel Rechenzeit benötigen, werden sie einmalig offline durchgeführt. Die ermittelten Werte werden dann in tabellierter Form in COSMO-ART verwendet.

Als Eingabegrößen für die Mie-Rechnungen werden der Medianradius der Massendichteverteilung und ihre Standardabweichung, der komplexe Brechungsindex und die Dichte benötigt. Für die Dichte von Mineralstaubpartikeln wird ein Wert von $2,65 \text{ g/cm}^3$ angenommen (Vogel et al., 2006). Der verwendete numerische Code für die Mie-Rechnungen basiert auf Bohren und Huffman (1983). Der in dieser Studie verwendete Originalcode zur Mie-Rechnung wurde bereits in den Arbeiten von Bäumer et al. (2007) und Li et al. (2001) verwendet.

Die Mie-Theorie gilt für sphärische Partikel. Nach Mishchenko et al. (1995) ist die Annahme, dass Mineralstaubpartikel sphärisch sind, für die Berechnung von Strahlungsflüssen zulässig, da sich bei der Integration über die Raumwinkel die unterschiedlichen Streueigenschaften der sphärischen und nicht-sphärischen Partikel nahezu aufheben. Allerdings führt die Annahme bei der Berechnung von winkelabhängigen Strahlungsparametern zu nicht vernachlässigbaren Fehlern. Die Anwendung der Mie-Theorie ist für die Bestimmung der optischen Eigenschaften von Mineralstaubpartikeln bei Verwendung eines Zweistromverfahrens legitim (Mishchenko, 2008, persönliche Mitteilung).

Der spezifische Extinktionskoeffizient, die Einfachstreueralbedo und der Asymmetrieparameter sind von der Wellenlänge abhängig. Einzelne Spektralbereiche werden in GRAALS in Banden zusammengefasst (Tabelle 3.2). Zur Bestimmung der optischen Eigenschaften der einzelnen Banden werden die optischen Eigenschaften der einzelnen Wellenlängen interpoliert und mit der solaren Strahldichte für die entsprechenden Wellenlängen gewichtet (Li et al., 2001). Im terrestrischen Bereich werden die optischen Eigenschaften für die einzelnen Wellenlängen nur interpoliert. Die Berechnung wird für jede der drei Staubmoden separat durchgeführt.

In den 3-dimensionalen Simulationen der vorliegenden Studie wird eine konstante mineralogische Zusammensetzung der Mineralstaubpartikel im gesamten Modellgebiet angenommen. Auch die Größenverteilung der Mineralstaubpartikel wird für die Mie-Rechnungen als zeitlich und räumlich konstant innerhalb der jeweiligen Mode angenommen. Der Mediandurchmesser d_{g3} jeder Größenverteilung variiert zwar während des Transportes, dies wird aber für die Berechnung der optischen Eigenschaften nicht berücksichtigt. Wie bereits erwähnt benötigen Mie-Rechnungen sehr viel Rechenzeit, so ist es nicht möglich bei jedem Aufruf der Strahlungsroutine Mie-Rechnungen durchzuführen. Dies müsste aber geschehen, damit die räumlich und zeitlich variierende Größenverteilung der Partikel bei der Bestimmung der optischen Eigenschaften berücksichtigt werden kann. Die chemische Zusammensetzung

der Partikel ist räumlich variabel. Um dies bei der Berechnung der Strahlungsflüsse im Modellsystem zu berücksichtigen, müsste man weitere Moden für Mineralstaubpartikel in das Modellsystem einfügen. Auch dies würde die Rechenzeit erhöhen. Der Einfluss von verschiedenen optischen Eigenschaften auf die Strahlungsflüsse wird in den folgenden Kapiteln diskutiert.

3.4.2 Bestimmung der optischen Parameter

Die offline berechneten Parameter gehen als Eingabegrößen in COSMO-ART ein. Dort werden aus diesen Parametern und der aktuellen Mineralstaubverteilung die optische Dicke für Mineralstaub τ_d , die optische Dicke für Streuung $\tau_{d,streue}$ und für Absorption $\tau_{d,abs}$ und der Asymmetriefaktor der Gesamtverteilung $g_{d,ges}$ für jede Gitterzelle berechnet. Dieses findet in einer im Rahmen der vorliegenden Arbeit entwickelten Routine in COSMO-ART statt. In dieser werden die folgenden Gleichungen für die acht Spektralbereiche gelöst:

$$b_{ges}(x, y, z) = \sum_{i=1}^3 b_i \cdot m_i(x, y, z), \quad (3.56)$$

$$\omega_{ges}(x, y, z) = \sum_{i=1}^3 \omega_i \cdot fr_i(x, y, z), \quad (3.57)$$

$$g_{d,ges}(x, y, z) = \sum_{n=1}^3 g_i \cdot fr_i(x, y, z), \quad (3.58)$$

$$\tau_d(x, y, z) = b_{ges}(x, y, z) \cdot (h(x, y, z) - h(x, y, z - 1)), \quad (3.59)$$

$$\tau_{d,streue}(x, y, z) = \omega_{ges}(x, y, z) \cdot \tau_d(x, y, z), \quad (3.60)$$

$$\tau_{d,abs}(x, y, z) = \tau_d(x, y, z) - \tau_{d,streue}(x, y, z). \quad (3.61)$$

Die Moden für Mineralstaub werden mit dem Index i bezeichnet. Mit $h(x, y, z)$ ist die Höhe des Oberandes der Modellschicht über dem Boden, mit b_i der Massenextinktionskoeffizient und mit b_{ges} der Volumenextinktionskoeffizient bezeichnet. Hierbei ist $m_i(x, y, z)$ die aktuelle Massendichte der Mode i in der Gitterbox und $fr_i(x, y, z)$ ist der Anteil der Mode i an der Gesamtkonzentration. Der Volumenextinktionskoeffizient der aktuellen Mineralstaubverteilung ergibt sich aus dem Produkt des Massenextinktionskoeffizienten der jeweiligen Mode und der aktuellen Massendichte der entsprechenden Mode der Mineralstaubpartikel. Der Volumenextinktionskoeffizient für die Gesamtverteilung ergibt sich aus der Summe der Volumenextinktionskoeffizienten der drei Moden. Die Einfachstreueralbedo und der Asymmetriefaktor der Gesamtverteilung werden aus den jeweiligen Werten der einzelnen Moden bestimmt, dabei gehen die Werte in Abhängigkeit des Anteils der Masse der jeweiligen Mode an der Gesamtmasse ein. So werden die Änderungen in der Größenverteilung indirekt mit berücksichtigt. Die Berechnung der aktuellen optischen Eigenschaften von Mineralstaub wird online bei jedem Aufruf der Strahlungsroutine durchgeführt.

Die berechneten optischen Dicken werden an die modifizierte Strahlungsroutine im COSMO Modell übergeben. In dieser werden die zeitlich konstanten Werte der optischen Eigenschaften der Mineralstaubverteilung durch die aktuellen optischen Eigenschaften ersetzt. Aus diesen und den optischen Eigenschaften der anderen Aerosole, Gase und Wolken wird die gesamt optische Dicke bestimmt. Diese

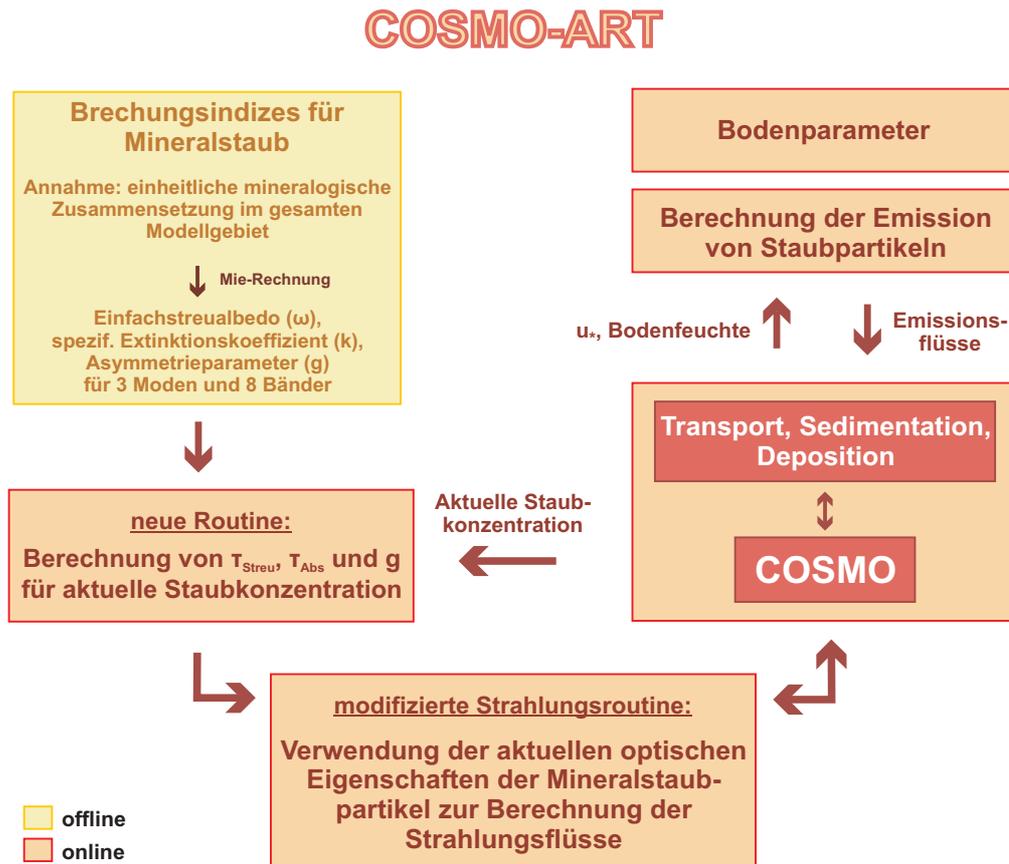


Abbildung 3.5: Schematische Darstellung der Wechselwirkungen zwischen aktueller Mineralstaubverteilung und den Zustandsgrößen der Atmosphäre.

geht anschließend in die Berechnung der Strahlungsflussdichten ein. Der aktuell berechnete Asymmetrieparameter geht in die Bestimmung des Streukoeffizienten ein. Die absorptionsoptische Dicke als $\delta \cdot (1 - \omega)$ und die streuoptische Dicke als $\delta \cdot \omega$ werden zur Berechnung der Koeffizienten α_x aus dem Gleichungssystem 3.51 und somit für die Berechnung der Strahlungsflussdichten verwendet. Die Divergenz der Strahlungsflussdichten geht neben dem latenten und fühlbaren Wärmestrom als diabatischer Term Q_h in die Drucktendenzgleichung und die Wärmeleichung (Gleichungen 3.5 und 3.6) direkt ein.

Durch die Veränderungen in den Strahlungsfeldern werden u.a. die Windgeschwindigkeiten und die thermische Stabilität modifiziert. Das führt zu Änderungen in der Schubspannungsgeschwindigkeit u_* . Diese und die Bodenfeuchte gehen, wie in Kapitel 3.2 erwähnt, in die Berechnung der Staubemissionen ein. Dort sind sie neben den Bodenparametern die entscheidenden Größen für die Berechnung der Emissionsflüsse der drei Mineralstaubmoden. Der Transport der Mineralstaubpartikel wird in COSMO-ART berechnet. Aus der in COSMO-ART berechneten Massendichte werden bei jedem Aufruf der Strahlungsroutine die optischen Eigenschaften bestimmt (Abbildung 3.5).

4 Optische Eigenschaften von Mineralstaubpartikeln

Zur Bestimmung des direkten Aerosoleffektes von Mineralstaubpartikeln und der daraus resultierenden Auswirkungen auf den Zustand der Atmosphäre ist die Kenntnis der optischen Eigenschaften von Mineralstaubpartikeln erforderlich. Diese hängen hauptsächlich vom Brechungsindex und somit von der chemischen Zusammensetzung der Partikel und von ihrer Größe ab.

4.1 Abhängigkeit der optischen Eigenschaften vom Brechungsindex

Die chemische Zusammensetzung von Mineralstaubpartikeln variiert beträchtlich. Sie hängt sehr stark von der jeweiligen Quellregion ab (z.B. Moreno et al., 2006). Staubpartikel können auch zusammen mit Aerosolen aus Biomasseverbrennung auftreten, dieses beeinflusst dann die chemische Zusammensetzung und somit den Brechungsindex von Mineralstaubpartikeln (Formenti et al., 2008).

Die Hauptbestandteile von Mineralstaubpartikeln aus Westafrika oder Europa sind Siliziumdioxid (SiO_2) und Aluminiumoxid (Al_2O_3) (Goudie und Middleton, 2001). Die Dominanz von SiO_2 zeigt die Bedeutung von Quarz in äolischem Staub. Außerdem enthalten Staubpartikel aus der Sahara noch nennenswerte Mengen von Eisenoxid (Fe_2O_3), Magnesiumoxid (MgO) und Calciumoxid (CaO).

Daten, die während der AMMA-Kampagne in Banizoumbou, Niger, gewonnen wurden, illustrieren die Variabilität der chemischen Zusammensetzung je nach Quellregion. Formenti et al. (2008) zeigen, dass die Unterschiede besonders im Calcium- und Eisengehalt deutlich werden. Kalkspat und Dolomit sind häufig in Staub aus Nordafrika angereichert, wohingegen Eisenoxide (in der Gestalt von Hämatit und Goethit) in Staub aus der Sahelzone angereichert sind. Eisenoxide sind ebenfalls in Staubpartikeln anzutreffen, die in Mauretanien emittiert worden sind. In Staubaerosolen, die von der Bodélé Niederung nach Niger transportiert wurden, sind sie dagegen kaum enthalten. Die Kenntnis des Anteils an Eisenoxiden ist besonders wichtig bei der Bestimmung der optischen Eigenschaften der Partikel im sichtbaren Wellenlängenbereich, da sie die Absorptionseigenschaften kontrollieren (z.B. Sokolik und Toon, 1999; Alfaro et al., 2004; Lafon et al., 2006).

Caquineau et al. (1998) fanden heraus, dass Staubpartikel aus der nördlichen und der westlichen Sahara die höchste Menge an Illiten aufweisen. Kaolinite dominieren bei Staubpartikeln aus der Sahel. An der Küste von Westafrika nimmt die Konzentration von Kaoliniten zwischen 25°N und 30°S in Richtung Äquator zu, wogegen diejenige von Illiten abnimmt (Chester et al., 1972).

Entlang eines Profils in der Sahara von 19°N - 35°N haben Goudie und Middleton (2001) vier Sektoren unterschieden. In Nordalgerien machen Illite und Chlorite etwa 70 - 75 % des Tongehaltes aus, der Rest entfällt auf Kaolinite (über 15 %) und Attapulgit (10 - 15 %). Weiter im Süden, in der Region um Beni Abbes und In Salah, machen Attapulgit 20 - 25 % aus. In der Region um Tamanrasset, Tessalit

und In Guezzam, die sich noch weiter südlich befindet, dominieren ebenfalls Illite und Chlorite, aber nur noch mit 60 - 70 %, Attapulgiten machen einen Anteil von nur 5 - 10 % aus und Kaolinite schon von 25 - 30 %. Südlich des Hoggars dominieren Smekтите, mit einem Anteil von 20 - 25 % folgen Kaolinite, gefolgt von Illiten (10 - 25 %), Attapulgiten (10 - 15 %) und Chloriten (5 %).

Der Brechungsindex wird durch eine komplexe Zahl dargestellt. Der Realteil \Re beschreibt die Brechung, d.h. die Richtungsänderung und das Reflexionsverhalten einer elektromagnetischen Welle beim Treffen auf eine Grenzfläche zweier verschiedener Medien. Er beschreibt das Verhältnis zwischen der Phasengeschwindigkeit des Lichts im Vakuum c_0 und seiner Phasengeschwindigkeit im jeweiligen Medium c , d.h.

$$\Re = \frac{c_0}{c}. \quad (4.1)$$

Der Imaginärteil \Im beschreibt die Absorptionseigenschaften des Partikels, er steht im Zusammenhang mit dem Absorptionskoeffizienten b_a aus dem Bouguer-Lambertschen Gesetz

$$\Im = \frac{b_a \cdot \lambda}{4\pi}, \quad (4.2)$$

wobei λ die Wellenlänge des einfallenden Lichts ist. Der Brechungsindex hängt von der chemischen Zusammensetzung des Mediums ab.

Obwohl der Imaginärteil des Brechungsindex von Partikeln eine der Schlüsseleigenschaften bei der Bestimmung der optischen Eigenschaften darstellt, ist sein Wert für Mineralstaubpartikel sehr unsicher. Er variiert zwischen einem Wert von kleiner als 0,001 bis zu 0,01 bei einer Wellenlänge von 550 nm (Petzold et al., 2008). Dubovik et al. (2002), Balkanski et al. (2007) und Todd et al. (2007) haben gezeigt, dass die Werte, die in vielen Studien für den Imaginärteil des Brechungsindex verwendet worden sind (z.B. Patterson et al., 1977; D'Almeida et al., 1991), die Absorption des Lichts durch Mineralstaubpartikel überschätzen. Die Variabilität des Imaginärteils hängt vorrangig vom Eisengehalt der Partikel ab (Alfaro et al., 2004; Lafon et al., 2006; Linke et al., 2006).

Der komplexe Brechungsindex von Mineralstaubpartikeln wurde sowohl in Labormessungen als auch in Feldmessungen bestimmt (z.B. Volz, 1973; Patterson et al., 1977; Sokolik und Toon, 1999; Dubovik et al., 2002; Petzold et al., 2008). Patterson et al. (1977) haben im Labor den Brechungsindex einer Probe von Mineralstaubpartikeln mit unbekannter Zusammensetzung im sichtbaren Spektralbereich gemessen und Volz (1973) im infraroten Bereich. Die Bestimmung des Brechungsindex mit Hilfe von Feldmessungen erfordert die Lösung eines inversen Problems. Dabei werden die optischen und strahlungsspezifischen Eigenschaften der Partikel vermessen und daraus der Brechungsindex ermittelt (Sokolik et al., 1993). Der Vorteil dieser Methode liegt darin, dass so die Brechungseigenschaften von Partikeln in der Atmosphäre ermittelt werden können. Die Variabilität im Imaginärteil des Brechungsindex kommt nicht nur durch die Unterschiede in der chemischen Zusammensetzung der einzelnen Partikel, sondern auch durch die Unterschiede in den verwendeten Messmethoden zustande (Sokolik et al., 1993).

Sokolik und Toon (1999) erstellten einen Datensatz für Brechungsindizes von verschiedenen Mineralien. Aus diesen Daten haben sie für verschiedene gemessene Zusammensetzungen von Mineralstaubpartikeln den Brechungsindex ermittelt. Dabei haben sie unter Verwendung der Bruggeman-Approximation den Brechungsindex für eine interne Mischung aus Kaolinit (90 und 99 %) und dem stark absorbierenden Hämatit (10 und 1 %) bestimmt. Helmert et al. (2007) haben auf der Grundlage dieser Daten einen

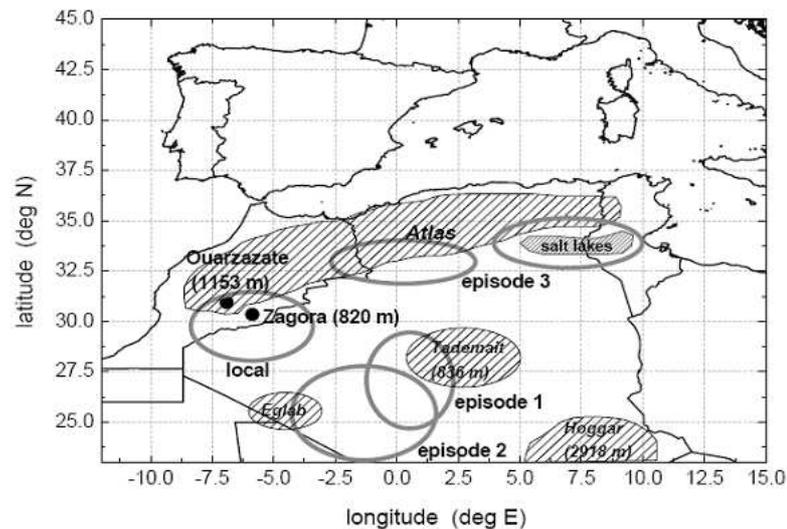


Abbildung 4.1: Quellregionen von Mineralstaubpartikeln während verschiedener Episoden des SAMUM-Projekts (aus Petzold et al., 2008).

Anteil von 2% Hämatit und 98 % Kaolinit verwendet. Dieser Datensatz wurde uns von Helmert zur Verfügung gestellt.

Petzold et al. (2008) haben aus Messungen der Partikelgrößenverteilung und des Absorptionskoeffizienten der Partikel den Brechungsindex der Partikel für drei verschiedene Wellenlängen (467 nm, 530 nm und 660 nm) bestimmt. Die Messungen wurden während des SAMUM-Projektes (SAharan Mineral dUst experiMent) im Sommer 2006 in Marokko durchgeführt. Die jeweilige Quellregion der Staubpartikel wurde mit Hilfe von Trajektorienrechnungen, Messungen des Meteosat 2. Generation (MSG) und aus der Analyse der Windfelder ermittelt (Abb. 4.1). Der Realteil des komplexen Brechungsindex ist in den verschiedenen Quellgebieten konstant und liegt im kurzwelligen Spektralbereich unabhängig von der Wellenlänge zwischen 1,55 und 1,56. Dieses stimmt gut mit dem Realteil nach Kandler et al. (2008) überein, die den Brechungsindex aus der chemischen Zusammensetzung von Bodenproben bestimmt haben. Beim Imaginärteil gibt es eine höhere Variabilität. Er unterscheidet sich je nach Quellregion, und er zeigt eine Abhängigkeit von der Wellenlänge (Abb. 4.2).

In Abbildung 4.2 sind der Realteil und der Imaginärteil der Brechungsindizes aus verschiedenen Studien für den Wellenlängenbereich zwischen 0,25 und 30 μm dargestellt. Die Variabilität des Realteils ist im kurzwelligen Spektralbereich gering. Nur im nahen infraroten Bereich weichen die ermittelten Werte von Volz (1973) etwas von den Werten aus den anderen Studien ab. Im terrestrischen Spektralbereich gibt es dagegen größere Unterschiede im Realteil. Der Imaginärteil des Brechungsindex ist die wichtigere Größe für die Bestimmung der optischen Eigenschaften von Aerosolen. In den verschiedenen Studien weichen die ermittelten Werte gerade im energiereichen ultravioletten und sichtbaren Spektralbereich zwischen 0,25 und 0,75 μm stark voneinander ab. Aber auch im langwelligen Spektralbereich kommt es zu Unterschieden. Die von Helmert et al. (2007) abgeleiteten Werte (blau) für den Imaginärteil im Kurzwelligen sind recht hoch, d.h. die Partikel absorbieren stark.

Im kurzwelligen Spektralbereich wurde für die Berechnung der optischen Eigenschaften der Standard-simulationen ein an die Messungen von Petzold et al. (2008), Episode 2, angelehnter Brechungsindex verwendet. In Petzold et al. (2008) sind die ermittelten Werte des Brechungsindex für drei diskrete

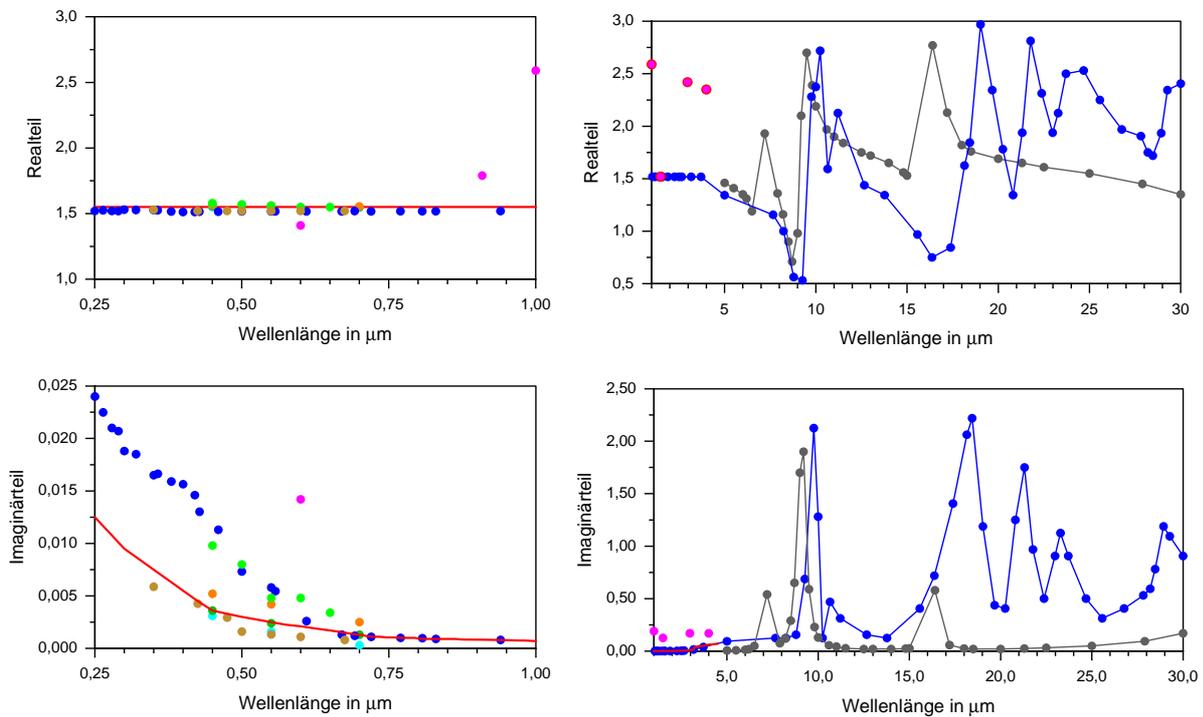


Abbildung 4.2: Brechungsindizes für Mineralstaubpartikel. Die rote durchgezogene Linie im kurzwelligen Spektralbereich stellt die in BI-A verwendeten Werte dar. In blau sind die Ergebnisse von BI-Helmert, in pink die von Volz (1973), in braun die von Sinyuk et al. (2003) und in hellgrün die von Patterson et al. (1977) dargestellt. Die von Petzold et al. (2008) ermittelten Werte für die Episoden 1 und 3 sind in orange und hellblau dargestellt. Die graue Kurve stellt Werte von Volz (1972a,b) und Shettle und Fenn (1979) dar.

Tabelle 4.1: Abkürzungen für verwendete Brechungsindizes aus verschiedenen Studien.

Bezeichnung	Quelle
BI-Helmert	Helmert et al. (2007), abgeleitet aus Sokolik und Toon (1999)
BI-A	Kurzwellig: angelehnt an Petzold et al. (2008) Episode 2, langwellig: Helmert
BI-LW	Langwellig: Volz (1972a,b); Shettle und Fenn (1979)

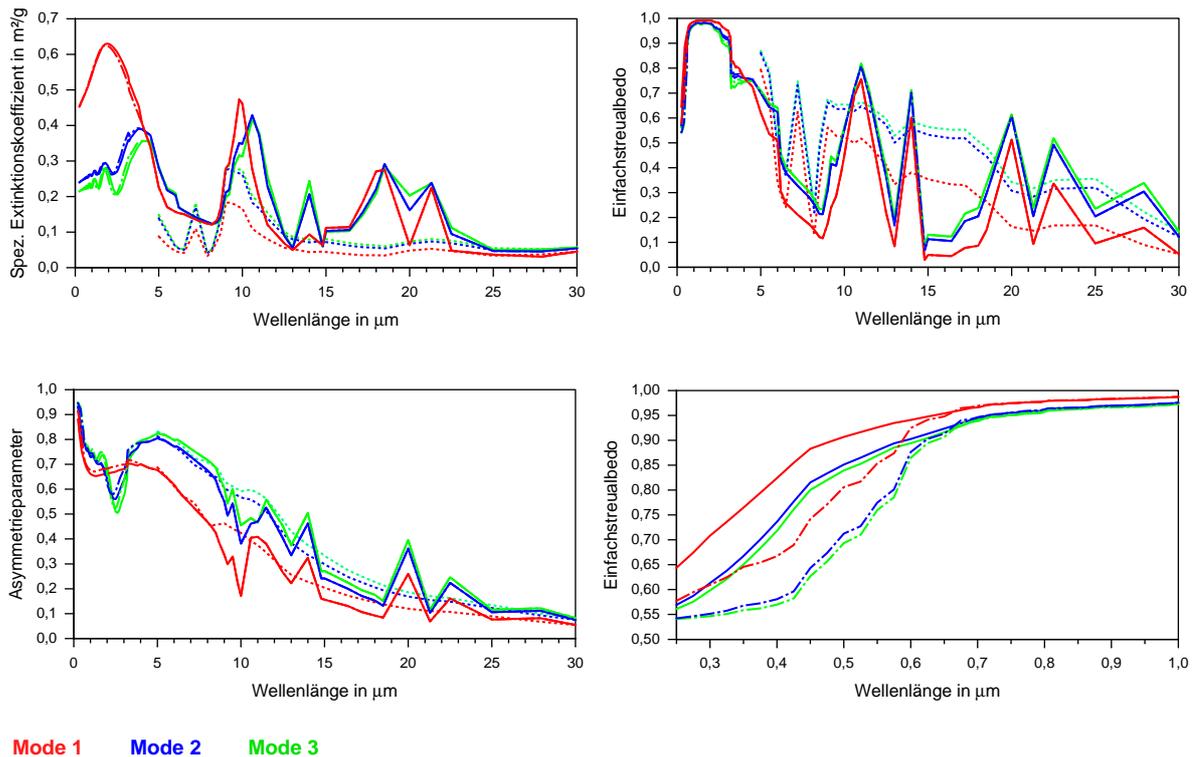


Abbildung 4.3: Extinktionskoeffizient, Einfachstreueralbedo und Asymmetrieparameter unter Verwendung verschiedener Brechungsindizes. Die durchgezogenen Linien zeigen die Werte, die aus BI-A ermittelt wurden. Die aus BI-Helmert ermittelten Werte werden durch die strich-punktierten Linien dargestellt. Die gepunkteten Linien stellen die Ergebnisse aus BI-LW dar. Unten rechts ist hochauflöst die Einfachstreueralbedo für den Spektralbereich zwischen 0,25 und 1 μm dargestellt.

Wellenlängen angegeben. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden in Anlehnung an den spektralen Verlauf der anderen Studien die Brechungsindizes für das gesamte kurzwellige Spektrum abgeleitet. Im Langwelligen wurde er BI-Helmert entnommen. Im Folgenden wird dies als BI-A bezeichnet werden (Tabelle 4.1). Wie bereits erläutert, gibt es Unterschiede im Brechungsindex zwischen den einzelnen Quellregionen. Es würde sehr viel Rechenzeit kosten, die Variationen im Modell zu berücksichtigen, somit wurde für die Simulationen der Brechungsindex als konstant angenommen. Die Brechungsindizes von Petzold et al. (2008) wurden unter realen Bedingungen ermittelt.

Wie in Kapitel 3 dieser Arbeit beschrieben, werden aus den Brechungsindizes, der Partikeldichte und der Größenverteilung von Partikeln mit Mie-Rechnungen der spezifische Extinktionskoeffizient, die Einfachstreueralbedo und der Asymmetrieparameter berechnet. Diese sind in Abbildung 4.3 für die Brechungsindizes aus den verschiedenen Studien dargestellt. Die verschiedenen Farben repräsentieren drei Größenverteilungen. Zunächst einmal werden die Unterschiede im langwelligen Spektralbereich deutlich. Der spezifische Extinktionskoeffizient, der aus BI-LW bestimmt wurde, ist sehr viel niedriger als der aus BI-Helmert bestimmte. Dies bedeutet, dass unter Verwendung von BI-LW bei gleicher Mineralstaubkonzentration mehr Strahlung durch das Medium hindurchdringen kann. Die optische Dicke ist in dem Fall geringer, und somit ist der Einfluss der Partikel auf die langwellige Strahlungsbilanz geringer. Die Einfachstreueralbedo ist bei Verwendung von BI-LW höher, d.h. dass ein geringerer Anteil der beeinflussten Strahlung von den Partikeln absorbiert wird.

Die Unterschiede im spezifischen Extinktionskoeffizienten und beim Asymmetrieparameter sind im kurzwelligen Spektralbereich bei Verwendung der verschiedenen Indizes gering. Da der spezifische Extinktionskoeffizient kaum Unterschiede aufweist, ist die optische Dicke bei gleicher Mineralstaubkonzentration identisch. Der Wert der Einfachstreueralbedo im ultravioletten und sichtbaren Spektralbereich ist ein sehr entscheidender Parameter bei der Bestimmung des Einflusses von Partikeln auf die Strahlungsbilanz. Dieser variiert bei der Verwendung von verschiedenen Brechungsindizes signifikant (Abb. 4.3, rechts unten). Bei Verwendung von BI-Helmert absorbieren die Partikel viel mehr solare Strahlung als bei Verwendung von BI-A.

4.2 Abhängigkeit der optischen Eigenschaften von der Größe der Partikel

Auch die Größe von Aerosolpartikeln spielt eine wichtige Rolle bei der Bestimmung ihrer optischen Eigenschaften. Die kleinsten Partikel haben einen mittleren Durchmesser von weniger als $1 \mu\text{m}$ (Perry et al., 1997; Rajot et al., 2008) und die größten dagegen von mehr als $100 \mu\text{m}$ (Glaccum und Prospero, 1980). In der Regel fasst man Partikel ähnlicher Größe zu einer Größenklasse zusammen. Man verwendet dafür, wie im vorherigen Kapitel beschrieben, Lognormalverteilungen.

Je näher sich die Staubfahne an der Quellregion befindet, desto größer ist der mittlere Durchmesser der Partikel (Goudie und Middleton, 2001). Der mittlere Mediandurchmesser von transportierten Staubpartikeln scheint zwischen 5 und $30 \mu\text{m}$ zu liegen (Goudie und Middleton, 2001, und darin enthaltene Referenzen). Es können aber auch durchaus große Partikel in weit entfernte Gebiete transportiert werden. Mc Tainsh und Walker (1982) haben beispielsweise in Kano, Nigeria, mit dem Harmattan transportierte Mineralstaubpartikel mit Mediandurchmessern von $8,9 - 74 \mu\text{m}$ gefunden. Schroeder et al. (1985) haben in Stichproben aus der Küstenregion des Sudans aggregierte Staubpartikel mit einem Durchmesser zwischen 30 und $150 \mu\text{m}$ entdeckt. In Proben von den Kap Verde Inseln wurden einzelne aus Westafrika transportierte Quarzpartikel mit einem Durchmesser von bis zu $90 \mu\text{m}$, und Flocken von Glimmererde (engl. mica) mit bis zu $350 \mu\text{m}$ Durchmesser gefunden (Glaccum und Prospero, 1980). Auf den Bermudas haben Arimoto et al. (1997) Staubpartikel mit einem Durchmesser von $43 - 57 \mu\text{m}$ entdeckt. Middleton et al. (2001) zeigen, dass Staubpartikel mit einem Durchmesser von mehr als $62,5 \mu\text{m}$ häufig über Distanzen von mehr als 3000 km bis nach Nordeuropa transportiert werden.

Rajot et al. (2008) haben während der AMMA-Kampagne in Banizoumbou, Niger, Proben von Aerosolpartikeln gesammelt. Ihre gemessenen Größenverteilungen lassen sich in vier Klassen aufteilen. Die Partikel der kleinsten Klasse haben einen Durchmesser von etwas weniger als $1 \mu\text{m}$, sie wird zum Teil durch kohlenstoffhaltige Partikel aus Biomasseverbrennung beeinflusst. Die größte Klasse hat wahrscheinlich einen Durchmesser von mehr als $30 \mu\text{m}$, sie konnte von dem Messgerät leider nicht vollständig detektiert werden. Die zwei mittleren Klassen haben einen Durchmesser von $4,5 \mu\text{m}$ und $9 \mu\text{m}$.

Wie in Kapitel 3 dieser Arbeit beschrieben, werden die Emissionsflüsse von Mineralstaubpartikeln für drei verschiedene Größenverteilungen in COSMO-ART bestimmt. Diese Größenverteilungen haben dann einen Mediandurchmesser von $1,7 \mu\text{m}$, $6,7 \mu\text{m}$ und $14,2 \mu\text{m}$ (Tabelle 3.1). Während des Transports kann sich dieser Durchmesser verändern (Gleichung 3.28). Der Mediandurchmesser der Moden ist dann meist geringer, da die großen Partikel durch Sedimentation aus der Atmosphäre entfernt werden. Der

Mediandurchmesser beträgt während des Transports als Minimalwert ca. $0,65 \mu\text{m}$, $3,3 \mu\text{m}$ und $8 \mu\text{m}$. Die Standardabweichungen werden als zeitlich konstant angenommen.

Wie bereits erwähnt, hängen die optischen Eigenschaften nicht nur vom Brechungsindex der Partikel, sondern auch von ihrer Größenverteilung ab. In Abbildung 4.4 sind die optischen Eigenschaften der Partikel in Abhängigkeit der Wellenlänge für die zwei oben beschriebenen Größenverteilungen dargestellt. Je kleiner die Partikel sind, desto stärker machen sich Änderungen in der Größenverteilung bemerkbar. Der spezifische Extinktionskoeffizient nimmt im kurzwelligen Spektralbereich für kleine Durchmesser höhere Werte an. Bei gleicher Massenkonzentration ist das Medium also optisch dicker, wenn die Partikel einen kleineren Durchmesser haben. In diesem Spektralbereich ist die Einfachstreueralbedo der kleinen Partikel höher als die der großen Partikel. Dies muss aber nicht zwangsläufig heißen, dass weniger Strahlung absorbiert wird, da der Extinktionskoeffizient ebenfalls höher ist. Es wird aber mehr Strahlung von kleinen Partikeln als von großen reflektiert. Weniger Strahlung erreicht den Erdboden.

Im langwelligen Spektralbereich dreht sich dieses Verhalten um. Der spezifische Extinktionskoeffizient der kleinen Partikel ist geringfügig niedriger als der der großen Partikel und die Einfachstreueralbedo nimmt mit zunehmender Partikelgröße zu. Die Tatsache, dass der spezifische Extinktionskoeffizient hier nur gering vom Durchmesser der Partikel abhängt, erlaubt die Schlussfolgerung, dass kleine Partikel im langwelligen Spektralbereich mehr Strahlung absorbieren als größere.

Der Asymmetrieparameter der kleinen Partikel ist im gesamten Spektralbereich niedriger als der der größeren Partikel. Somit gilt, je größer die Partikel, desto mehr Strahlung wird in Vorwärtsrichtung gestreut.

Die unterschiedliche Größenabhängigkeit des Extinktionskoeffizienten und der Einfachstreueralbedo in den Spektralbereichen zeigt die Notwendigkeit einer genauen Beschreibung der optischen Eigenschaften für den gesamten Wellenlängenbereich zur Ermittlung der Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern. Dies wird im Gegensatz zu vielen anderen Modellen (siehe Kapitel 1) in COSMO-ART berücksichtigt.

Sowohl der Brechungsindex als auch die Größe der Partikel sind entscheidende Parameter für die Bestimmung der optischen Eigenschaften von Mineralstaubpartikeln. Besonders bei der Bestimmung der optischen Eigenschaften von Partikeln mit kleinem Durchmesser wirken sich Änderungen des Durchmessers stark aus. Die optischen Eigenschaften großer Partikel werden dagegen eher durch den Brechungsindex dominiert.

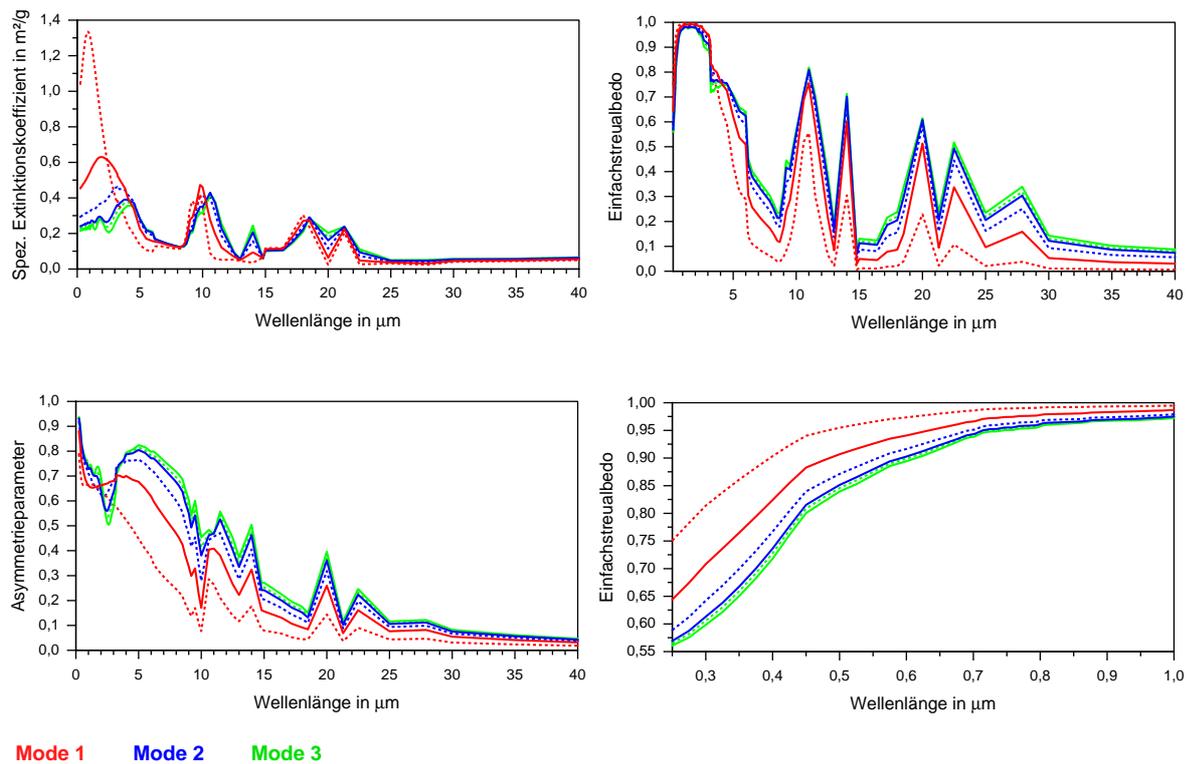


Abbildung 4.4: Extinktionskoeffizient, Einfachstreuabdo und Asymmetrieparameter unter Verwendung von BI-A. Die gestrichelten Linien zeigen die Werte für einen Minimalwert des Mediandurchmessers und die durchgezogenen Linien die für den Inertialdurchmesser an. Unten rechts ist hochaufgelöst die Einfachstreuabdo für den Spektralbereich zwischen 0,25 und 1 μm dargestellt.

5 1-dimensionale Sensitivitätsstudien

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden 1-dimensionale Sensitivitätsstudien mit einem Säulenmodell durchgeführt. Wie im letzten Kapitel gezeigt, variieren der Brechungsindex und die Größenverteilungen von Mineralstaubpartikeln in verschiedenen Regionen stark. Dies führt zu Unterschieden in den optischen Eigenschaften der Partikel. In diesem Kapitel soll mit Hilfe der 1-dimensionalen Studien untersucht werden, welchen Einfluss diese Variationen auf die Heizraten, die Strahlungsfelder und das Temperaturprofil haben.

Der meteorologische Teil des 1-dimensionalen Modells basiert auf dem mesoskaligen Modell KAMM (Lenz, 1996). Dies wurde online mit einer 1-dimensionalen Version des in Kapitel 3 beschriebenen Strahlungsmodells GRAALS (Ritter und Geleyn, 1992) gekoppelt. In der verwendeten 1-dimensionalen Version von GRAALS werden die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Modifikationen zur Berücksichtigung der aktuell berechneten Mineralstaubkonzentration für die Berechnung der Strahlungsflussdichten berücksichtigt.

Für den Einfluss von Mineralstaubpartikeln auf die Strahlungsbilanz spielen die mineralogische Zusammensetzung, die Größe der Partikel, ihre Konzentration und die Lage der Staubschicht in der Atmosphäre eine entscheidende Rolle. Liao und Seinfeld (1998) untersuchten den tagesgemittelten Strahlungseffekt von Mineralstaubpartikeln im kurz- und langwelligem Spektrum mit Hilfe eines 1-dimensionalen Strahlungsmodells. In ihrer Studie zeigen sie, dass der Strahlungsantrieb annähernd linear mit der optischen Dicke variiert. Außerdem zeigen sie, dass der Antrieb sensitiv gegenüber dem Imaginärteil des Brechungsindex ist und dass der Antrieb im langwelligen Spektralbereich im Gegensatz zum Antrieb am Erdboden im Kurzwelligen stark von der Höhe der Staubschicht abhängt.

Quijano et al. (2000) untersuchen in ihrer Sensitivitätsstudie den Einfluss von Mineralstaubpartikeln auf die Heizraten. Sowohl Liao und Seinfeld (1998) als auch Quijano et al. (2000) zeigen nicht, wie sich die Änderungen in den Strahlungsfeldern, die wiederum zu Änderungen der Heizraten führen, auf das Vertikalprofil der Temperatur auswirken. Das neue an der Sensitivitätsstudie der vorliegenden Arbeit ist, dass die Änderungen der Heizraten, der Strahlungsflüsse und auch die daraus hervorgerufenen Veränderungen im Temperaturprofil diskutiert werden. Außerdem werden die Bedeutung der Absorption von kurzwelliger Strahlung und die Bedeutung der langwelligen Strahlung für das Temperaturprofil explizit diskutiert. Dafür wurden zwei Extremfälle untersucht. Im ersten Fall wurde für den kurzwelligen Spektralbereich angenommen, dass die Partikel keine Strahlung absorbieren, die Einfachstreuung hat dann einen Wert von 1. Im zweiten Fall wird der Einfluss der Mineralstaubpartikel auf den langwelligen Spektralbereich vernachlässigt, der Extinktionskoeffizient nimmt im Langwelligen einen Wert von 0 an.

Mineralstaubpartikel sind in bodennahen und vom Boden abgehobenen Schichten anzutreffen. Zur Untersuchung des Einflusses der Höhe der Staubschicht auf die Strahlungsflüsse und somit auf die Zustandsgrößen der Atmosphäre, wurden für die 1-dimensionalen Simulationen der vorliegenden Arbeit zwei sowohl zeitlich als auch räumlich konstante Staubschichten in das Modellsystem eingefügt. Die

Tabelle 5.1: In der 1-dimensionalen Studie durchgeführte Simulationen mit den dazugehörigen Abkürzungen. Alle Simulationen wurden sowohl für die Präsenz einer bodennahen als auch einer abgehobenen Staubschicht durchgeführt.

Bezeichnung	Beschreibung der Simulation (Vorgaben für Mie-Rechnungen, Konzentration)
CTRL	Kontrollsimulation, ohne Staubschicht
A	Brechungsindex BI-A aus Kapitel 4, Mediandurchmesser für Mie-Rechnung: $1,7 \mu m$, $6,7 \mu m$, $14,2 \mu m$, Gesamtkonzentration $6300 \mu g/m^3$
B	Brechungsindex und Gesamtkonzentration wie in A, Mediandurchmesser für Mie-Rechnung: $0,65 \mu m$, $3,3 \mu m$, $8 \mu m$
C	Brechungsindex nach BI-Helmert, Durchmesser und Gesamtkonzentration wie in A
D	Brechungsindex wie in A, aber im Kurzwelligen kleiner Imaginärteil ($\omega = 1$), Durchmesser und Gesamtkonzentration wie in A
E	Brechungsindex wie in A, ohne Berücksichtigung des Effekts auf die langwellige Strahlung ($b = 0$), Durchmesser und Gesamtkonzentration wie in A

bodennahe Staubschicht befindet sich hierbei zwischen dem Erdboden und 2 km Höhe, die abgehobene Staubschicht befindet sich zwischen 4 km und 6 km Höhe. Nach einer Vorlaufzeit von 24 Stunden wird die Staubschicht in das Modellsystem eingefügt und variiert dann während des gesamten Simulationszeitraums von 72 Stunden weder räumlich noch zeitlich. Neben der Lage der Staubschicht wurden für diese Studie die mineralogische Zusammensetzung der Partikel, ihre Größenverteilung und die Konzentration der Partikel variiert. Einen Überblick der im weiteren Verlauf dieses Kapitels verwendeten Abkürzungen für die einzelnen Simulationen ist in Tabelle 5.1 gegeben.

Das Startprofil für die Simulationen mit dem Modellsystem KAMM-GRAALS wurde in Anlehnung an die US-Sommer-Standardatmosphäre erstellt. Es befanden sich in den Simulationen außer den Mineralstaubpartikeln (in den Simulationen A - E) keine anderen Aerosole in der Atmosphäre. Die Bodenalbedo hatte einen Wert von 0,3.

5.1 Heizraten

Karyampudi und Carlson (1988) haben gezeigt, dass die zusätzlichen Heizraten, die durch das Vorhandensein von Mineralstaubpartikeln in der Atmosphäre hervorgerufen werden, für die Aufrechterhaltung der warmen und dicken SAL über dem Ozean eine Rolle spielen. Außerdem sollen sie den östlichen Jet verstärken und die Konvektion in der äquatorialen Zone reduzieren. Chen et al. (1994) fanden heraus, dass räumlich variierende Heizraten die Entwicklung eines Staubsturms auf der Mesoskala beeinflussen können, es kann dadurch zu einer Verstärkung der bodennahen Frontogenese kommen. Somit kann das Wissen über die durch Staubpartikel induzierten Heizraten für die bessere Vorhersage der dynamischen Prozesse während eines Staubereignisses von großer Bedeutung sein. Die Heizraten werden berechnet durch

$$\frac{dT}{dt} \approx \frac{g \cdot \Delta F}{c_p \cdot \Delta p}, \quad (5.1)$$

mit c_p als spezifischer Wärmekapazität bei konstantem Druck und T als Temperatur. ΔF ist die Differenz der netto Strahlungsflussdichten zweier verschiedener Höhenschichten, wobei gilt:

$$\Delta F = F(h_1) - F(h_2), \quad (5.2)$$

mit $h_1 > h_2$ und Δp ist die dazugehörige Differenz des Drucks.

Für die aerosolfreie Atmosphäre sind die kurzwelligen und langwelligen Heizraten ab dem zweiten Simulationstag in Abbildung 5.1 (oben) dargestellt. Die langwellige Strahlung wird vor allem durch Wasserdampf absorbiert, was zu einer erhöhten langwelligen Heizrate oberhalb der Grenzschicht führt. Die kurzwellige Strahlung wird durch Wasserdampf- und Ozonmoleküle absorbiert, dies erklärt das Vorhandensein der kurzwelligen Heizrate.

Die zeitliche Entwicklung der Heizraten bei Präsenz einer abgehobenen bzw. einer bodennahen Staubschicht in der Atmosphäre bei Simulation A zeigt den Einfluss der Staubpartikel auf die Heizraten (Abb. 5.1). Die Gesamtmassenkonzentration beträgt $6300 \mu\text{g}/\text{m}^3$, dabei entfallen $300 \mu\text{g}/\text{m}^3$ auf die kleinste Mode, $1500 \mu\text{g}/\text{m}^3$ auf die mittlere und $4500 \mu\text{g}/\text{m}^3$ auf die größte Mode. Am Oberrand der Staubschicht nehmen die kurzwelligen Heizraten ihre maximalen Werte an. Dies ist durch die Absorption der solaren Strahlung bedingt. Sie ist maximal am Oberrand der Staubschicht, die Divergenzen der Strahlungsflussdichten sind hier am Größten. Die langwellige Heizrate hat ihr Minimum am Oberrand der Staubschicht, das bedeutet eine maximale Abkühlung. Während des Tages dominieren die kurzwelligen Heizraten gegenüber den langwelligen Abkühlungsraten. In der abgehobenen Staubschicht ist die kurzwellige Heizrate höher und die langwellige Abkühlungsrate niedriger als in der bodennahen Staubschicht. Dies führt zu einer höheren Gesamtheizrate in der abgehobenen Staubschicht. Die kurzwellige Heizrate ist proportional zu der Menge an absorbierter Strahlung in der Atmosphäre und umgekehrt proportional zum Druckgradienten. Der Druckgradient nimmt mit der Höhe ab. So ist Δp niedriger in der abgehobenen als in der bodennahen Staubschicht. Die Differenz der solaren Strahlungsflussdichten ist dagegen in beiden Staubschichten von gleicher Größenordnung (Abb. 5.3). Das führt dazu, dass die kurzwellige Heizrate in der abgehobenen Staubschicht höher ist (Gleichung 5.1). Die Temperatur nimmt mit der Höhe ab und die thermische Ausstrahlung ist proportional zur vierten Potenz der Temperatur. Die Emission thermischer Strahlung ist in der abgehobenen Staubschicht geringer als in der bodennahen. Die Abnahme der Emission thermischer Strahlung fällt stärker ins Gewicht als die Abnahme des Druckgradienten. Das führt dazu, dass die thermische Abkühlungsrate in der abgehobenen Staubschicht schwächer als in der bodennahen Schicht ist.

Diese Ergebnisse stimmen weitgehend mit denen von Quijano et al. (2000) überein. Die Autoren zeigen außerdem, dass die Gesamtheizraten bei steigender Staubbeladung zunehmen und dass sie eine starke Abhängigkeit vom solaren Zenitwinkel aufweisen. Die Abhängigkeit vom Zenitwinkel ist auch in der Abbildung 5.1 klar erkennbar. Am Mittag, wenn die Sonne am höchsten steht, der Zenitwinkel also am kleinsten ist, erreicht die solare Heizrate ihren Maximalwert. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurde ebenfalls der Einfluss der Partikelkonzentration auf die Heizraten untersucht. Die Ergebnisse sind hier nicht dargestellt. Es sei hier nur angemerkt, dass die gewonnenen Ergebnisse mit den Befunden von Quijano et al. (2000) übereinstimmen.

Am Unterrand der abgehobenen Staubschicht sind die langwelligen Heizraten positiv. Das ist auf die Absorption und Reemission von thermischer Strahlung am Unterrand der Staubschicht in Richtung Erdboden zurückzuführen.

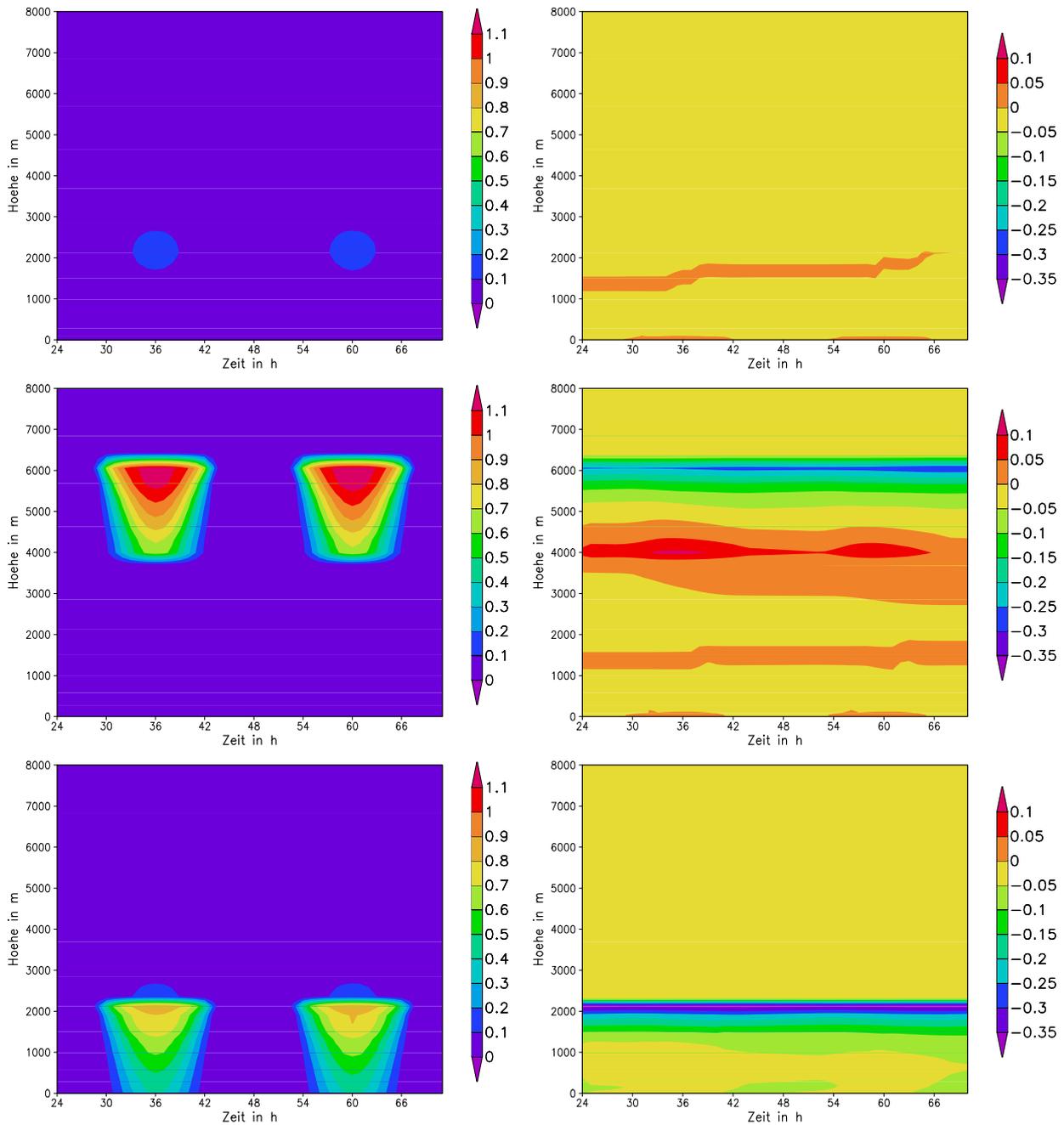


Abbildung 5.1: Kurzwellige (links) und langwellige (rechts) Heizrate in K/h für die CTRL Simulation (oben), Simulation A mit einer abgehobenen Staubschicht (mitte) und Simulation A mit einer bodennahen Staubschicht (unten).

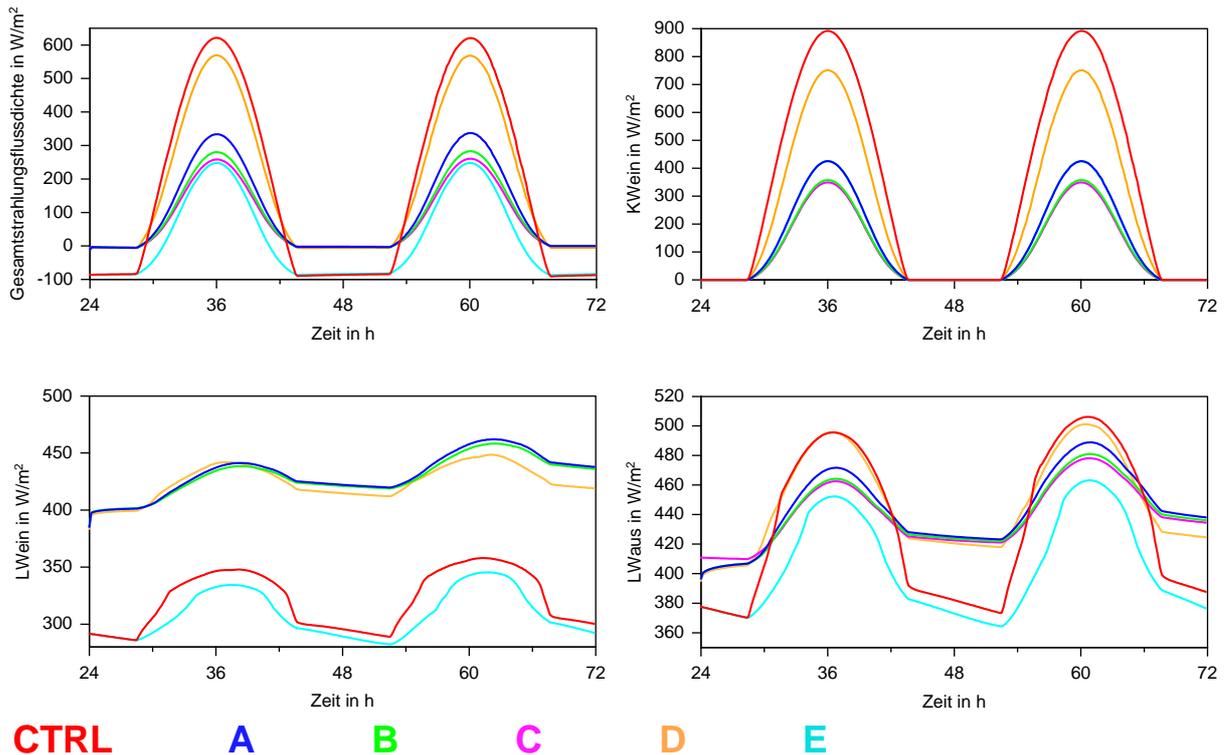


Abbildung 5.2: Netto Gesamtstrahlungsflussdichte (oben links), kurzwellige nach unten gerichtete Strahlungsflussdichte (oben rechts), langwellige nach unten (unten links) und nach oben (unten rechts) gerichtete Strahlungsflussdichte an der Erdoberfläche in W/m^2 aus den verschiedenen Simulationen. In den Simulationen A - E war eine bodennahe Staubschicht präsent.

Je mehr Strahlung absorbiert werden kann, d.h. je größer der Extinktionskoeffizient bei gleicher oder geringerer Einfachstreueralbedo ist oder je geringer die Einfachstreueralbedo bei gleichem Extinktionskoeffizienten ist, desto höher werden die Heizraten. Ist der Extinktionskoeffizient im Langwelligen wie in Simulation E Null, so ist die langwellige Abkühlungsrate vergleichbar mit der aus der Kontrollsimulation. Sie ist also sehr gering. Die Gesamtheizrate ist die Summe aus kurzwelliger und langwelliger Heizrate. Die langwellige Heizrate ist negativ. Ist ihr Betrag wie in Simulation E sehr gering, so führt dies zu einer Erhöhung der Gesamtheizrate.

5.2 Strahlung

Die Strahlungsflussdichten an der Erdoberfläche aus den verschiedenen Simulationen sind in Abbildung 5.2 dargestellt. Die Globalstrahlung ist am höchsten, wenn keine Staubschicht in der Atmosphäre vorhanden ist. Die solare Einstrahlung an der Erdoberfläche beträgt dann am Mittag $900 \text{ W}/\text{m}^2$ (Simulation CTRL). Die hier dargestellten Flussdichten der Simulationen A - E sind unter Präsenz einer bodennahen Staubschicht bestimmt worden.

In Simulation D absorbieren die Partikel im kurzwelligen Spektralbereich keine Strahlung. Dadurch erreicht im Vergleich zu den Simulationen mit absorbierenden Partikeln mit $750 \text{ W}/\text{m}^2$ am Mittag

noch viel solare Strahlung den Erdboden. In den Simulationen A und E erreichen 400 W/m^2 den Erdboden, in den Simulationen B und C dagegen nur 350 W/m^2 . Im kurzwelligen Spektralbereich haben die Partikel aus Simulation A und E dieselben optischen Eigenschaften, deswegen sind auch die solaren Strahlungsflussdichten identisch. In Simulation B sind die Partikel kleiner als in Simulation A, sie haben aber dieselbe chemische Zusammensetzung. In Kapitel 4 wurde gezeigt, dass die kleineren Partikel einen höheren Extinktionskoeffizienten haben. Dies ist der Grund für die Verringerung der solaren Strahlungsflussdichte im Vergleich zu Simulation A. Die Partikel aus Simulation C haben einen höheren Imaginärteil des Brechungsindex. Dadurch absorbieren sie mehr Strahlung als die Partikel aus Simulation A. Wird die Strahlung an den Partikeln gestreut, so wird auch ein gewisser Anteil vorwärts gestreut und erreicht den Erdboden dann als diffuse Strahlung. Durch die vermehrte Absorption erreicht weniger diffuse Strahlung den Erdboden, die Strahlungsflussdichte der kurzwelligen Strahlung ist geringer als in Simulation A. Die Reduktion der solaren Einstrahlung liegt in den Simulationen B und C in der gleichen Größenordnung.

Die Flussdichte der nach unten gerichteten langwelligen Strahlung variiert in Simulation CTRL zwischen 350 W/m^2 am Tage und 290 W/m^2 in der Nacht. In den Simulationen A, B, C und D ist sie um etwa 100 W/m^2 erhöht. In all diesen Simulationen haben die Partikel dieselbe chemische Zusammensetzung im langwelligen Spektralbereich. In Simulation B ist die Partikelgröße geringer als in den anderen Simulationen. Die Partikelgröße hat also keinen großen Einfluss auf den nach unten gerichteten langwelligen Strahlungsfluss. Die Strahlungsflussdichte aus Simulation D ist ein wenig geringer als die in den Simulationen A - C. Der Grund hierfür liegt in der Temperatur der Staubschicht. Diese ist niedriger in Simulation D, da die Partikel im kurzwelligen Spektralbereich keine Strahlung absorbieren. Die Emission von langwelliger Strahlung ist geringer. Sowohl in Simulation E als auch in der Kontrollsimulation nehmen keine Staubpartikel Einfluss auf die langwelligen Strahlungsflüsse. Die Bodentemperatur ist in der Kontrollsimulation höher als in Simulation E. Dies führt zu einer höheren nach oben gerichteten langwelligen Strahlungsflussdichte in Simulation CTRL.

Die Flussdichte der nach oben gerichteten langwelligen Strahlung ist in den Simulationen CTRL und E, also in den Simulationen, in denen keine Staubpartikel auf die langwellige Strahlung einwirken, um etwa 100 W/m^2 in der Nacht und 140 W/m^2 am Tag höher als die nach unten gerichtete langwellige Strahlungsflussdichte. Im langwelligen Spektralbereich kommt es also in den Simulationen netto zu einer negativen Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche. In den Simulationen A - D ist die langwellige Strahlungsbilanz in der Nacht ausgeglichen. Tagsüber kommt es auch in diesen Simulationen zu einer negativen Strahlungsbilanz am Erdboden im langwelligen Spektralbereich. Die Flussdichte der nach oben gerichteten langwelligen Strahlung ist proportional zur vierten Potenz der Temperatur (Stefan Boltzmann Gesetz). In den Simulationen A, B und C nimmt die Bodentemperatur und somit die Flussdichte der nach oben gerichteten langwelligen Strahlung tagsüber im Vergleich zur Simulation CTRL ab. Nachts dagegen sind Temperatur und Strahlungsflussdichte höher. Anhand der Extremfälle D und E lässt sich dies leicht erklären. Wenn die Staubpartikel wie in der Simulation E keinen Einfluss auf die langwellige Strahlung haben, ist über den gesamten Zeitraum die Flussdichte der nach oben gerichteten langwelligen Strahlung gegenüber der Kontrollsimulation reduziert. Diese Reduktion ist am Tage durch den Rückgang der Temperatur an der Erdoberfläche stärker ausgeprägt. In Simulation D absorbieren die Partikel die kurzwellige Strahlung nicht. Die Flussdichte der kurzwelligen nach unten gerichteten Strahlung wird, wie oben beschrieben, nur wenig reduziert im Vergleich zur Kontrollsimulation. Die langwellige Ausstrahlung in den Simulationen CTRL und D sind beinahe identisch. Der Rückgang der

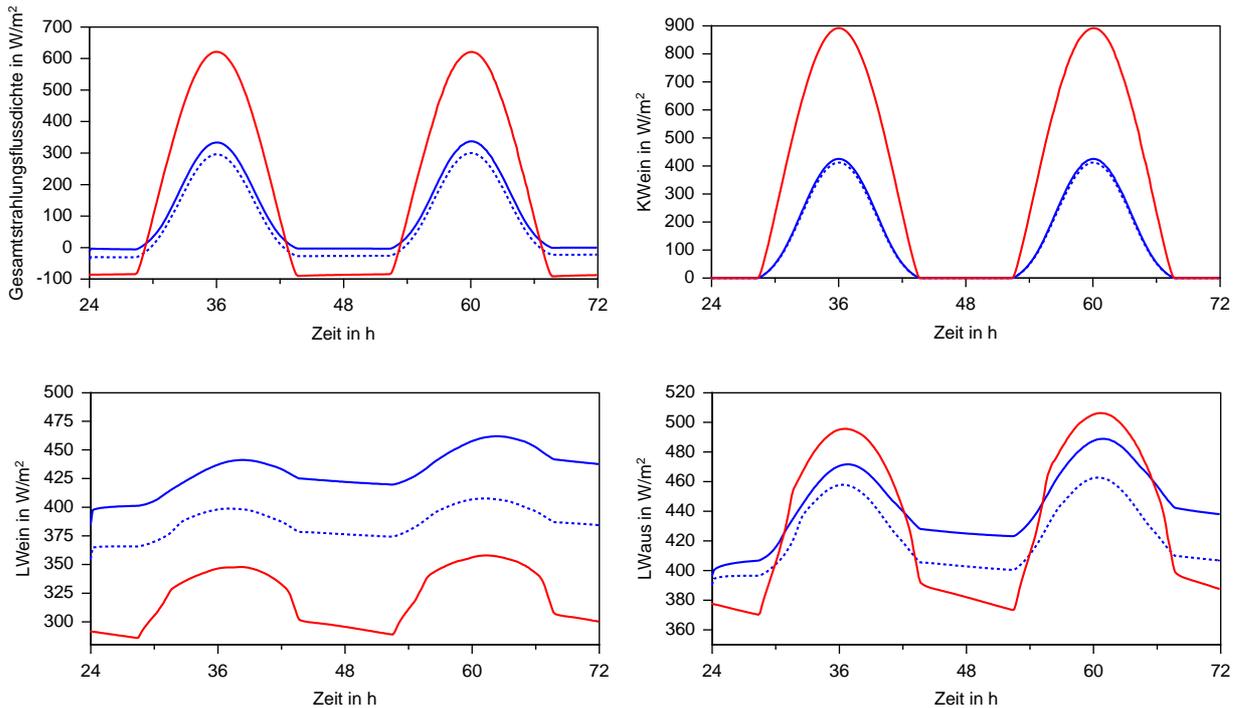


Abbildung 5.3: Netto Gesamtstrahlungsflussdichte (oben links), kurzwellige nach unten gerichtete Strahlungsflussdichte (oben rechts), langwellige nach unten (unten links) und oben (unten rechts) gerichtete Strahlungsflussdichte an der Erdoberfläche in W/m^2 aus der Simulation CTRL (rot) und Simulation A (blau). Die durchgezogene Linie stellt die Flüsse bei Präsenz einer bodennahen Staubschicht und die gepunktete Kurve bei Präsenz einer abgehobenen Staubschicht dar.

Temperatur an der Erdoberfläche wird also hauptsächlich durch die Absorption der Strahlung durch die Partikel verursacht. In der Nacht ist die Ausstrahlung um $50 W/m^2$ höher, wenn sich eine Staubschicht in Bodennähe befindet. Die Staubschicht verhindert die langwellige Ausstrahlung der Wärme vom Erdboden.

Mittags beträgt die Netto Gesamtstrahlungsflussdichte zur Erdoberfläche in der Kontrollsimulation $600 W/m^2$. Wenn die Partikel die kurzwellige Strahlung nicht absorbieren, erreicht sie einen Wert von $550 W/m^2$. Damit ist sie beinahe genauso groß wie in Simulation CTRL. Wenn die Partikel die solare Strahlung absorbieren, reduziert sich die Gesamtstrahlungsflussdichte. Dabei gilt: Je stärker die Partikel absorbieren, desto geringer ist die Gesamtstrahlungsflussdichte. Sie beträgt in Simulation B und C etwa $250 W/m^2$. Dieser Wert wird auch in Simulation E erreicht. In dieser Simulation haben die Partikel im kurzwelligen Spektralbereich dieselben Eigenschaften wie die Partikel aus Simulation A. Die zusätzliche Reduktion kommt also durch die Änderungen in der langwelligen Strahlungsbilanz zustande. In der Nacht kommt es in den Simulationen CTRL und E zu einem Energieverlust an der Erdoberfläche, während die Strahlungsbilanz in den Simulationen A - D in der Nacht ausgeglichen ist.

Es stellt sich nun die Frage nach dem Verhalten der Strahlungsflüsse bei Vorhandensein einer abgehobenen Staubschicht. Die Strahlungsflussdichten sind für die Simulationen CTRL und A in Abbildung 5.3 dargestellt. Für die Flussdichte der solaren nach unten gerichteten Strahlung an der Erdoberfläche spielt es keine Rolle, in welcher Höhe sich die Staubschicht befindet. Dies ist für die Strahlungsflussdichte im langwelligen Spektralbereich nicht der Fall. Sowohl die nach oben als auch die nach unten gerichtete langwellige Strahlungsflussdichte an der Erdoberfläche ist bei Präsenz einer abgehobenen Staubschicht

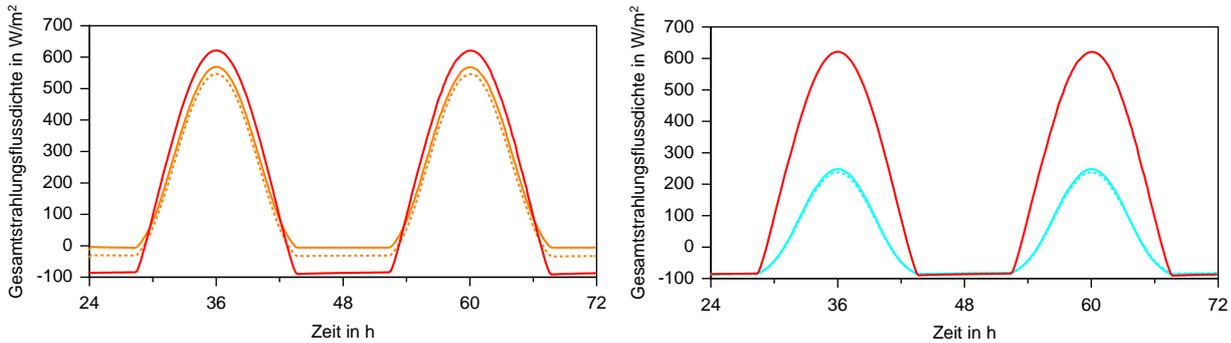


Abbildung 5.4: Netto Gesamtrahlungsflussdichte an der Erdoberfläche in W/m^2 aus der CTRL Simulation (rot), Simulation D (orange, links) und Simulation E (hellblau, rechts). Die durchgezogene Linie stellt die Flüsse bei Präsenz einer bodennahen Staubschicht und die gepunktete Kurve bei Präsenz einer abgehobenen Staubschicht dar.

niedriger als bei einer bodennahen Staubschicht. Der Grund hierfür liegt in der Proportionalität der Emission langwelliger Strahlung zur vierten Potenz der Temperatur. Die Temperatur nimmt mit der Höhe ab, so nimmt auch die Emission langwelliger Strahlung mit der Höhe der Staubschicht ab.

Der Rückgang der Strahlungsflussdichte durch eine abgehobene Staubschicht ist bei der langwelligeren Ausstrahlung höher als bei der Einstrahlung. Dadurch ist die Gesamtrahlungsflussdichte in der Simulation mit der abgehobenen Staubschicht $10 - 20 \text{ W/m}^2$ geringer als in der mit der bodennahen Staubschicht. Der Einfluss der Höhe der Staubschicht auf die Gesamtrahlungsbilanz ist also gering. Dies gilt auch für die anderen Simulationen, exemplarisch hierfür ist in Abbildung 5.4 die Gesamtrahlungsflussdichte an der Erdoberfläche der Extremfälle D und E dargestellt. Wird der Einfluss der Partikel auf das langwellige Strahlungsspektrum vernachlässigt (Simulation E, rechts), so wird die Gesamtrahlungsflussdichte überhaupt nicht von der Höhe der Staubschicht beeinflusst. Dieser Befund stimmt mit den Ergebnissen von Liao und Seinfeld (1998) und Meloni et al. (2005) überein.

5.3 Potentielle Temperatur

In Abbildung 5.5 ist das Vertikalprofil der potentiellen Temperatur der verschiedenen in Tabelle 5.1 aufgeführten Simulationen nach 39 (links) und 48 (rechts) Stunden Simulationszeit für die bodennahe Staubschicht dargestellt. Nach 39 Stunden Simulationszeit, also um 15 Uhr des ersten Tages mit Staubschicht gilt, dass die Oberflächentemperatur umso geringer ist, je weniger solare Strahlung den Erdboden erreicht. Diese Verringerung der solaren Einstrahlung kann durch Rückstreuung und Absorption bedingt sein. Im Allgemeinen gilt: je weniger solare Strahlung den Erdboden erreicht, um so niedriger ist die Temperatur am Erdboden während des Tages.

Die potentielle Temperatur innerhalb der Staubschicht nimmt in Simulation D, in der die Partikel im kurzwelligen Spektralbereich keine Strahlung absorbieren, nachmittags ab. Am Oberrand der Staubschicht tritt eine hohe Temperaturdifferenz zwischen der Kontrollsimulation und Simulation D auf. Diese entsteht durch die Emission von langwelliger Strahlung am Oberrand der Staubschicht in Simulation D. Die thermischen Abkühlungsraten sind am Oberrand der Staubschicht maximal (Kapitel

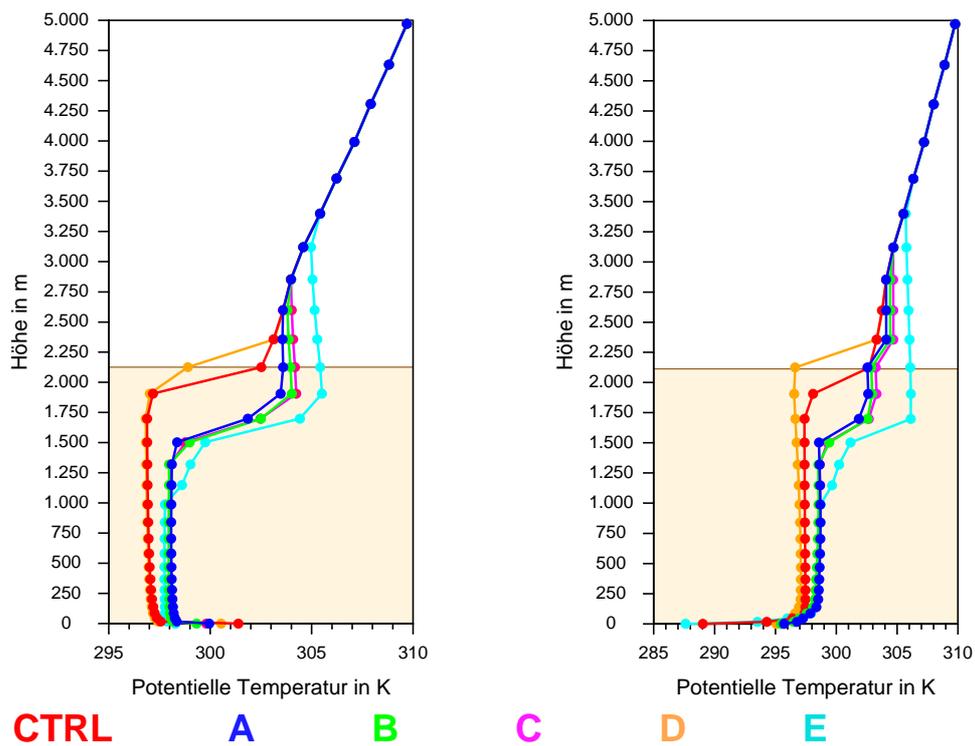


Abbildung 5.5: Potentielle Temperatur aus den verschiedenen Simulationen nach 39 Stunden (15 Uhr, links) und nach 48 Stunden Simulationszeit (00 Uhr, rechts). Die Lage der Staubschicht wird durch den eingefärbten Hintergrund markiert.

5.1).

In den anderen Simulationen mit Staubschicht wird die kurzwellige Strahlung von den Partikeln absorbiert. Je mehr Strahlung absorbiert wird, also je niedriger bei gleichem Extinktionskoeffizienten die Einfachstreuung ist, desto höher ist die Temperaturzunahme innerhalb der Staubschicht. Im Fall der bodennahen Staubschicht resultiert dies in einem Anstieg der Temperatur innerhalb der Grenzschicht. Als Grenzschicht wird hier der Bereich zwischen der Erdoberfläche und der Höhe bezeichnet, bei der der Gradient der potentiellen Temperatur wieder mit der Höhe zunimmt. Oberhalb der Grenzschicht ist die thermische Schichtung der Atmosphäre zunächst stabil. Die Grenzschichthöhe liegt in den Simulationen zwischen 1200 m und 2100m. Die Grenzschichthöhe muss in den Simulationen nicht mit der Staubschichthöhe übereinstimmen, da die Staubschicht im Gegensatz zur Grenzschicht zeitlich und räumlich konstant ist. Die Grenzschichthöhe ist in den Simulationen mit absorbierenden Staubpartikeln um etwa 500 m niedriger als in Simulation CTRL. Wie in Kapitel 5.1 beschrieben, sind die maximalen Heizraten am Oberrand der Staubschicht zu finden. Daher kommt es zu einer starken Erhöhung der Temperatur am Oberrand der Staubschicht, die dort zu einer Stabilisierung und so zu einer Abnahme der Grenzschichthöhe führt.

In Simulation E wurde der Einfluss von Mineralstaubpartikeln auf die langwellige Strahlung vernachlässigt. Dies führt ab einer Höhe von etwa 1200 m zu einer Erwärmung. Die Erwärmung ist in Simulation E stärker ausgeprägt als in den Simulationen A, B und C, da keine langwellige Abkühlungsrate vorhanden ist. Diese ist am Oberrand der Staubschicht maximal. Im unteren Teil der Staubschicht ist die potentielle Temperatur in Simulation E niedriger als in den Simulationen A, B und C. Der Grund hierfür ist, dass in Simulation E die Staubschicht keine langwellige Strahlung emittiert, die dann wiederum vom Erdboden absorbiert werden würde.

Außer in Simulation E ist die Temperatur innerhalb der Staubschicht und am Boden in der Nacht bedingt durch die Staubschicht höher als in der Kontrollsimulation. In Simulation E ist die Temperatur innerhalb der Staubschicht höher, aber in den unteren Metern der Atmosphäre niedriger als in der Kontrollsimulation. Dies ist bedingt durch die fehlende Absorption und Reemission der langwelligen Ausstrahlung durch die Staubschicht. Dadurch ist die Ausstrahlung am Erdboden in Simulation E vergleichbar mit der der Kontrollsimulation. Am Tag ist die Bodentemperatur in Simulation E um etwa 2 K niedriger als in der Kontrollsimulation, in der Nacht ist sie noch um 1 K niedriger. In den anderen Simulationen kommt es aufgrund der Reduktion der Ausstrahlung durch die Staubschicht zu einer höheren Temperatur am Erdboden in der Nacht als in der Kontrollsimulation.

In Simulation D ist die Grenzschicht aufgrund der maximalen Abkühlungsrate am Oberrand der Staubschicht höher, es kommt dort zu einer Labilisierung. In den anderen Simulationen ist die Grenzschicht wie schon während der Mittagszeit niedriger als in der Kontrollsimulation.

Die Vertikalprofile der potentiellen Temperatur für die Simulationen A - E mit einer abgehobenen Staubschicht sind in Abbildung 5.6 dargestellt. Zum Vergleich ist auch hier das Profil aus der Kontrollsimulation mit abgebildet. Die Absorption der solaren Strahlung innerhalb der Staubschicht führt zu einer Erwärmung der Schicht und zu einer Reduktion der Temperatur innerhalb der Grenzschicht und am Erdboden. Die Reduktion der Temperatur führt zu einer Verringerung der Grenzschichthöhe um 200 m bis 300 m. Die Erhöhung der Temperatur innerhalb der Staubschicht führt zu einer Labilisierung am Oberrand der Staubschicht und zu einer Stabilisierung an ihrem Unterrand.

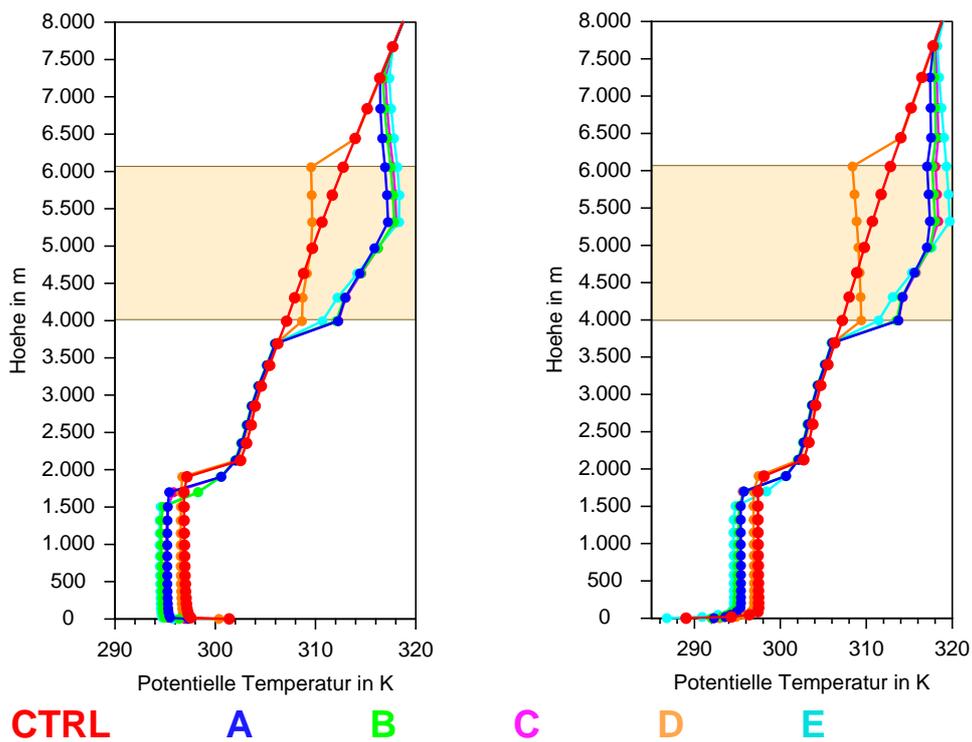


Abbildung 5.6: Potentielle Temperatur aus den verschiedenen Simulationen nach 39 Stunden (15 Uhr, links) und nach 48 Stunden Simulationszeit (00 Uhr, rechts). Die Lage der Staubschicht wird durch den eingefärbten Hintergrund markiert.

Die solare Strahlung wird in Simulation D nicht von den Partikeln absorbiert. Am Oberrand der Staubschicht führt hier die thermische Abkühlungsrate zu einer Reduktion der Temperatur im Vergleich zur Kontrollsimulation und dadurch zu einer Labilisierung der Schicht. In Abbildung 5.1 sieht man, dass die langwellige Heizrate am Unterrand der abgehobenen Staubschicht positiv ist. Dies ist bedingt durch die Absorption der thermischen Ausstrahlung der Erdoberfläche. Die positive langwellige Heizrate führt zu einer geringen Erhöhung der Temperatur in Simulation D im Vergleich zur Kontrollsimulation. Die Reduktion der Netto Gesamtstrahlungsflussdichte an der Erdoberfläche ist in dieser Simulation gering (Abb. 5.4). Dadurch kommt es nur zu einer geringen Reduktion der Bodentemperatur. Die Temperaturen innerhalb der Grenzschicht und auch die Grenzschichthöhen sind beinahe identisch mit den Werten aus der Kontrollsimulation.

In der Nacht sind die Unterschiede in den Temperaturprofilen innerhalb der Staubschicht und der Grenzschicht in den verschiedenen Simulationen vergleichbar mit denen während des Tages. Am Boden ist die Temperatur durch die Absorption und Reemission der thermischen Strahlung in den Simulationen A - D höher als in der Kontrollsimulation. Wenn die Mineralstaubpartikel keinen Einfluss auf die langwellige Strahlung haben, ist die Bodentemperatur geringer als in der Kontrollsimulation und die Grenzschicht ist niedriger als in den anderen Simulationen.

Zhang et al. (2007) zeigen in ihrer Studie, dass am Tage die untere Atmosphäre durch die Präsenz von Mineralstaubpartikeln erwärmt wird. Die Staubschicht befindet sich in ihrer Arbeit direkt am Boden und hat eine vertikale Ausdehnung von 800 m. In der Nacht beobachten sie eine Abkühlung der Atmosphäre bedingt durch die Mineralstaubpartikel. Am Tag stimmt das Ergebnis mit der vorliegenden Arbeit überein. In der vorliegenden Studie kommt es in der Nacht allerdings zu einer Erwärmung am Boden und innerhalb der Grenzschicht bei Vorhandensein einer bodennahen Staubschicht. Das Ergebnis von Zhang et al. (2007) ist schwer nachzuvollziehen.

5.4 Zusammenfassung der Ergebnisse der 1-dimensionalen Simulationen

Die in der 1-dimensionalen Sensitivitätsstudie gewonnenen Erkenntnisse sind in Abbildung 5.7 zusammengefasst. Die Pfeile in Abbildung 5.7 zeigen an, in welchem Verhältnis das jeweilige Ergebnis aus den Sensitivitätsstudien A - E zum entsprechenden Ergebnis aus der Kontrollstudie steht. Zeigt der Pfeil nach unten (blau), so kommt es zu einer Abnahme der Größe in Simulation A - E im Vergleich zu der Kontrollsimulation, zeigt der Pfeil dagegen nach oben (rot), so findet eine Zunahme statt. Es werden zudem die Ergebnisse für die bodennahe und die abgehobene Staubschicht und für Tag (Sonne) und Nacht (Mond) unterschieden. Die Länge der Pfeile gibt die Verhältnisse zwischen den Simulationen wieder. Je länger der Pfeil, desto stärker ist der Effekt.

Die in der Abbildung dargestellten Gesamtheizraten (Summe aus der Heizrate im kurz- und langwelligem Spektrum) beziehen sich auf die Tagesmaxima, die in den Simulationen am Mittag am Oberrand der Staubschicht auftraten. Die Heizraten sind in einer abgehobenen Staubschicht höher als in einer bodennahen. Die höchsten Heizraten werden in Simulation E erreicht. Dies liegt darin begründet, dass die Partikel in Simulation E keinen Einfluss auf den langwelligeren Spektralbereich haben. Je stärker die solare Strahlung an den Partikeln absorbiert wird, desto höher ist die Heizrate am Tage.

	Standard-simulation		Änderung der Größenverteilung		Änderung des Brechungsindex		keine Absorption der kurzwelligen Strahlung		kein Einfluss auf die langwellige Strahlung	
	A		B		C		D		E	
	bodennah	abgehoben	bodennah	abgehoben	bodennah	abgehoben	bodennah	abgehoben	bodennah	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	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓ unten ↑	↑	↑
	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↓	↓ unten ↑	↑	↑
Grenzschicht-höhe	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↑	-	↓	↓
	↓	↓	↓	↓	↓	↓	↑	-	↓	↓

Abbildung 5.7: Zusammenfassung der Ergebnisse der 1-dimensionalen Sensitivitätsstudien A - E für eine bodennahe und eine abgehobene Staubschicht. Ein nach unten gerichteter Pfeil (blau) deutet eine Abnahme, ein nach oben gerichteter Pfeil (rot) eine Zunahme der entsprechenden Variablen in der jeweiligen Simulation im Vergleich zur Kontrollsimulation an. Die Länge eines Pfeils drückt aus wie stark die jeweilige Ab- bzw. Zunahme im Vergleich zu den anderen Simulationen ist.

Für die Bestimmung der Nettostrahlungsflussdichte spielt die Höhe der Staubschicht eine untergeordnete Rolle. Dagegen ist die Höhenlage entscheidend für die Bestimmung der Temperatur an der Erdoberfläche und innerhalb der Staubschicht. Eine abgehobene Staubschicht führt am Tage zu einer Reduktion der Temperatur an der Erdoberfläche und der bodennahen Schichten. Die Reduktion der Oberflächentemperatur ist dabei stärker als bei Vorhandensein einer bodennahen Staubschicht. Die bodennahe Staubschicht führt am Tag zu einer Erhöhung der Temperatur in den bodennahen Schichten durch die Absorption solarer Strahlung an den Partikeln. In einer abgehobenen Staubschicht führt die Absorption solarer Strahlung an den Partikeln ebenfalls zu einer Erhöhung der Temperatur innerhalb der Staubschicht. Dadurch wird die thermische Schichtung am Unterrand der Staubschicht stabiler und am Oberrand instabiler.

Desweiteren konnte gezeigt werden, dass sowohl die Größe der Staubpartikel als auch ihre chemische Zusammensetzung die Heizraten, die Strahlungsflussdichten und das Temperaturprofil beeinflussen. Insbesondere konnte der Einfluss der Mineralstaubpartikel auf die langwellige Strahlung und die daraus resultierenden Veränderungen im Temperaturprofil verdeutlicht werden. Vernachlässigt man den Einfluss von Mineralstaubpartikeln auf den langwelligen Spektralbereich, so führt dies sowohl am Tage als auch in der Nacht zu einem Temperaturrückgang an der Erdoberfläche. Die Bedeutung der Reduktion der Abkühlung durch Mineralstaubpartikel in der Nacht wird im folgenden Kapitel verdeutlicht werden.

6 3-dimensionale Simulationen mit dem erweiterten Modellsystem COSMO-ART

6.1 Beschreibung der durchgeführten Simulationen

6.1.1 Modellkonfiguration

Die untersuchten 3-dimensionalen Simulationen wurden mit COSMO-ART 4.0 (Kapitel 3) durchgeführt. Das Simulationsgebiet umfasste Westafrika, es erstreckte sich von 23°W bis 20°O sowie 0,5°N bis 40°N (Abb. 6.1). Damit umfasst das Modellgebiet 43 Längengrade. Dies führt zu einem beträchtlichen Unterschied in den Zeiten des Sonnenauf- und -untergangs. Die UTC Uhrzeiten des Sonnenauf- und -untergangs am westlichsten und östlichsten Punkt des Modellgebiets sind in Tabelle 6.1 in 15°N für März und Juni dargestellt. Die horizontale Auflösung betrug 0,25°, in der Vertikalen unterteilten 40 Höhenschichten die Atmosphäre bis zu einer Höhe von rund 20 km. Dabei sind die Abstände der Rechenflächen nicht äquidistant, sie werden mit zunehmender Höhe größer. Die zeitliche Auflösung betrug 45 s. Die Strahlungsroutine wurde 1 Mal pro Stunde aufgerufen. Desweiteren wurden das Tiedtke Konvektionsschema (Tiedtke, 1989), das Leapfrog Zeitintegrationsschema (Doms et al., 2005) und das TERRA-LM Zweischichten-Bodenmodell (Doms et al., 2005) verwendet.

Als Antriebs- und Randdaten für die Modellsimulationen mit COSMO-ART wurden Analysen des globalen Wettervorhersagemodells IFS (IFS, 2003) verwendet. Diese Daten wurden unter Verwendung eines Interpolationsprogramms für das verwendete Modellgebiet aufbereitet. Die Anfangs- und Randwerte für die Mineralstaubkonzentrationen sind auf Null gesetzt. Im Modellgebiet waren somit zum Startzeitpunkt keine Staubpartikel in der Atmosphäre und es konnten keine Partikel über die Ränder in das Modellgebiet transportiert werden.

6.1.2 Änderung der Bodenalbedo

Die Bodenalbedo ist ein sehr wichtiger Parameter für den Energiehaushalt der Erdoberfläche. Sie ist definiert als das Verhältnis der Globalstrahlung zu der Strahlungsflussdichte, die von der Erdoberfläche

Tabelle 6.1: Zeitpunkt des Sonnenaufgangs bzw. Sonnenuntergangs in UTC für den westlichsten (23°W) und östlichsten (20°O) Punkt im Modellgebiet in 15°N für den 5. März und 19. Juni (berechnet mit <http://www.met.reading.ac.uk/~ross/Astronomy/RiseSet.html>)

Ort	Datum	Sonnenaufgang	Sonnenuntergang
23°W	05. März	07:40	19:35
23°W	19. Juni	06:57	19:58
20°O	05. März	04:48	16:43
20°O	19. Juni	04:05	17:06

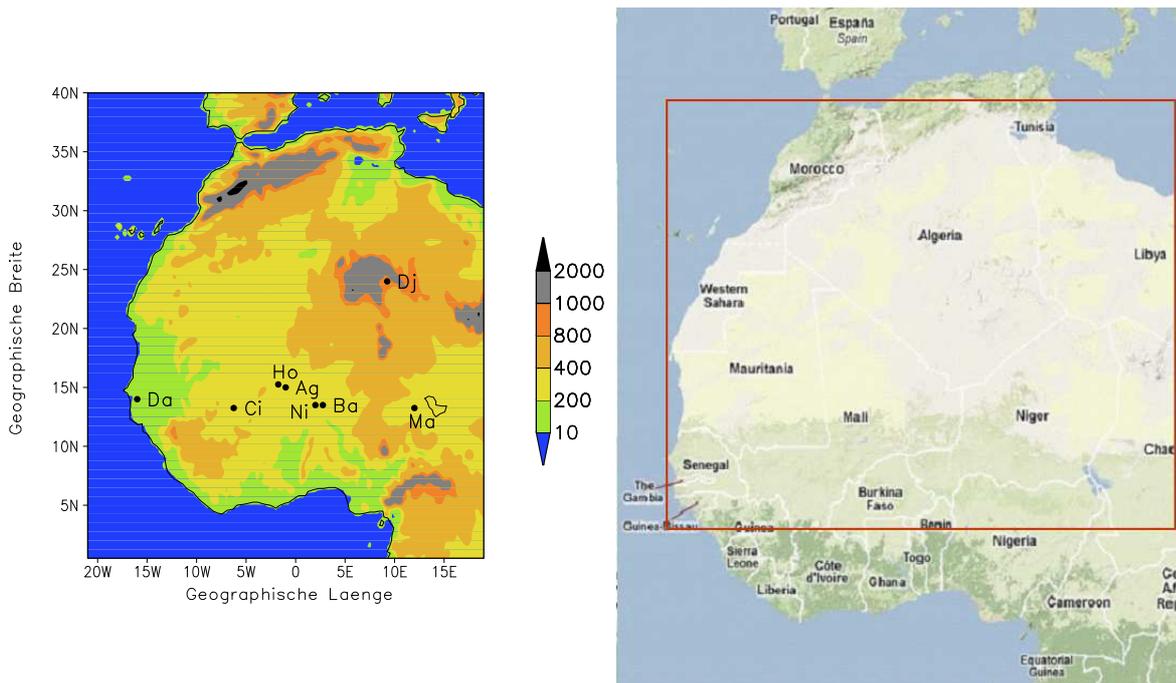


Abbildung 6.1: Links: Orographie in den COSMO-Simulationen (in m ü. NN). Die schwarzen Punkte markieren die im Laufe des Kapitels zur Modellvalidierung herangezogenen Stationen (Ag: Agoufou, Ba: Banizoumbou, Da: Dakar, Ma: DMN, Maine Sorona, Ci: IER, Cinzana, Ni: Niamey). Rechts: Politische Karte von Westafrika, das Gebiet, in dem Mineralstaubpartikel emittiert werden könnten, ist durch den roten Kasten gekennzeichnet.

che wieder im kurzwelligen Spektralbereich nach oben reflektiert wird. Eine frische Schneedecke hat beispielsweise eine Albedo von 0,8 bis 0,9, das bedeutet, dass 80 bis 90 Prozent der Globalstrahlung (Summe aus direkter und abwärts gerichteter diffuser Strahlungsflussdichte) an der Schneedecke reflektiert werden. Wasserflächen haben die niedrigsten Albedowerte, so reflektieren die Ozeane z.T. weniger als 10 Prozent der Strahlung. Wüstengebiete haben eine vergleichsweise hohe Albedo. In älterer Literatur findet man für Wüstengebiete häufig Albedowerte von 0,3. Charney et al. (1975) benutzten Werte von 0,35 in trockenen, wüstenähnlichen Gebieten und von 0,14 in bewachsenen Savannengebieten. Im COSMO Modell wird die diffuse Bodenalbedo („white sky albedo“, Abb. 6.2, links) phänologisch bestimmt. Sie ergibt sich aus dem Bodentyp und wird in Abhängigkeit vom Bodenwassergehalt und von der Pflanzen- und Schneebedeckung modifiziert. Für schneefreie Oberflächen ist sie im COSMO Modell per Definition immer kleiner als 0,3. Dies ist der Wert, der für trockenen Boden bei Bodentyp Sand oder Fels verwendet wird. Für die direkte Strahlung wird eine effektive Albedo verwendet. Sie ist eine Funktion der diffusen Albedo, des Zenitwinkels und der Diffusivität der solaren Strahlung. Allen et al. (1994) haben dargelegt, dass in vielen Klimasimulationen eine zu niedrige Bodenalbedo in der Sahel Region im Vergleich zu bodengebundenen Messungen verwendet wird. In Messungen des Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS), welches sich am Terra und am Aqua Satelliten befindet, erkennt man, dass Werte von über 0,3 für die diffuse Albedo durchaus realistisch sind (Abb. 6.2, unten), es werden Werte von bis zu 0,6 ermittelt. Es gibt nur wenige Bodenstationen, aus deren Messungen man die Bodenalbedo bestimmen könnte. An diesen Stationen stimmt die Albedo gut mit der von MODIS ermittelten Albedo überein (Samain et al., 2008). Die diffuse Albedo des als globales Antriebsmodell verwendeten IFS (Abb. 6.2, rechts) zeigt dort höhere Werte für die Bodenalbedo als das COSMO Modell. Im IFS Modell wird die Albedo aus monatlichen Mittelwerten für schneefreie

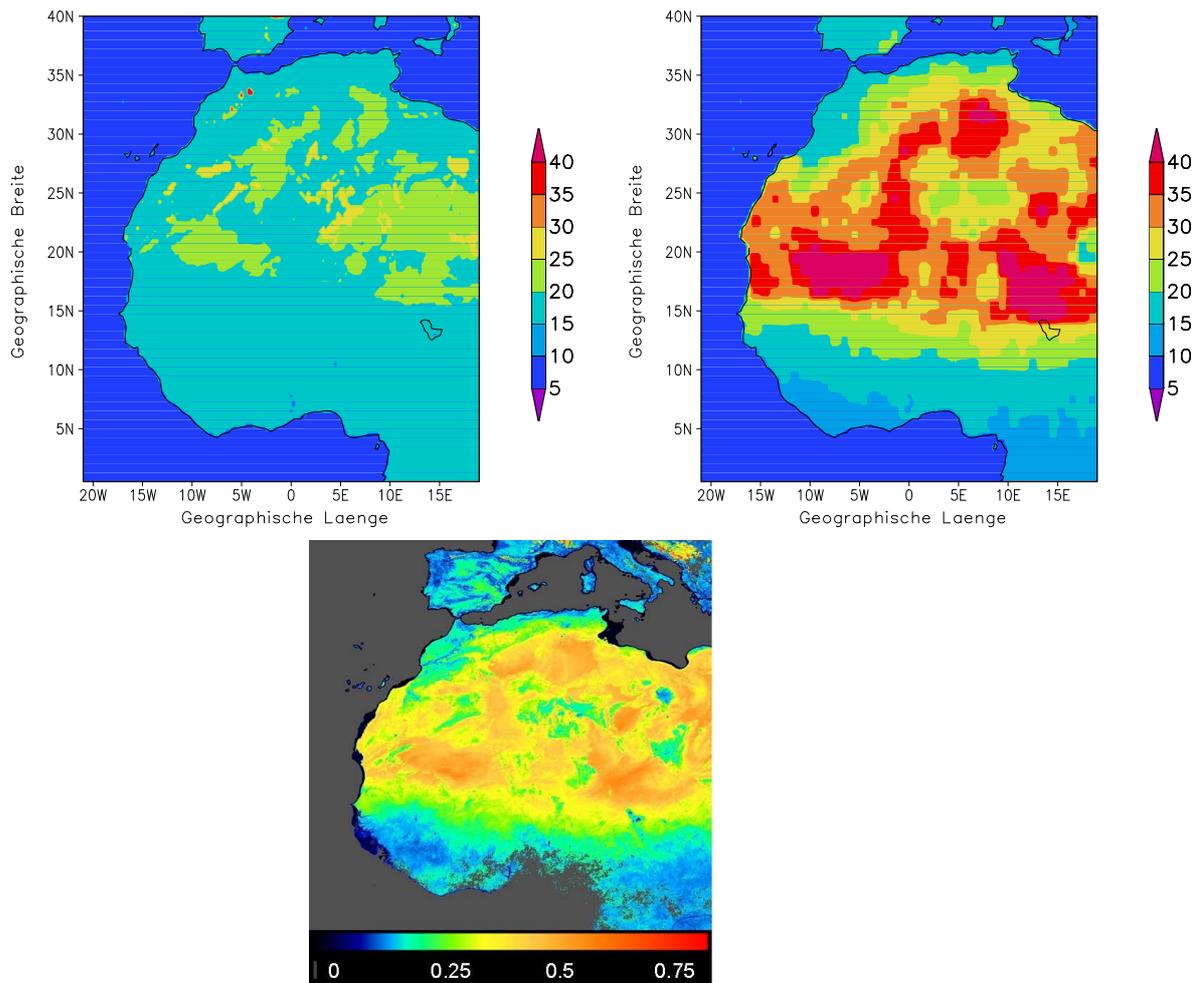


Abbildung 6.2: Diffuse Albedo in % am 5.3.2006 0 UTC aus COSMO (links) und aus dem IFS-Modell (rechts). Unten ist die von Modis ermittelte diffuse Albedo dargestellt.

Oberflächen generiert (IFS, 2003). Die Werte wurden nach einer Methode von Sellers et al. (1996) erzeugt, allerdings wurden für die Berechnung neue Daten der Bodenreflexion und der biophysikalischen Eigenschaften verwendet, die in Los et al. (2000) näher beschrieben werden.

Für die vorliegende Studie wurden sowohl Simulationen mit der Standardalbedo vom COSMO Modell als auch mit der Bodenalbedo aus dem IFS durchgeführt. Im letzteren Fall wurde die Albedo als externes Feld eingelesen und blieb über den gesamten Simulationszeitraum konstant. Diese Annahme ist vertretbar, da sowohl der Bodenwassergehalt als auch die Pflanzenbedeckung während des Simulationszeitraums kaum variieren. Die effektive Albedo hängt weiterhin vom Zenitwinkel und der Diffusivität ab.

Die Bodenalbedo verändert die Nettostrahlungsbilanz an der Oberfläche. Knorr und Schnitzler (2001) zeigen, dass die durch die Benutzung realistischer Werte für die Bodenalbedo verbesserte Beschreibung der Energiebilanz an der Oberfläche in einem allgemeinen Zirkulationsmodell auch zu einer verbesserten Simulation des Niederschlages führt.

Tabelle 6.2: In der 3-dimensionalen Studie durchgeführte Simulationen mit den dazugehörigen Abkürzungen.

Bezeichnung	τ, ω, g für Staub	Wechselwirkung	Albedo
STD	zeitlich konstant klimatologische Verteilung	nein	COSMO
CTRL	$\tau(\text{Staub}) = 0$	nein	IFS
A	zeitabhängig, BI-A $d_{3g} = 1,7 \mu m, 6,7 \mu m, 14,2 \mu m$	ja	IFS
B	zeitabhängig, BI-A $d_{3g} = 0,65 \mu m, 3,3 \mu m, 8 \mu m$	ja	IFS

6.1.3 Durchgeführte Fallstudien

In Tabelle 6.2 sind die für die vorliegende Arbeit durchgeführten Simulationen zusammengefasst. In Simulation STD wurde das operationelle COSMO Modell verwendet. Für die Bestimmung der Strahlungsflüsse wird, wie in Kapitel 3 beschrieben, eine zeitlich konstante Verteilung von Mineralstaubpartikeln berücksichtigt. Desweiteren wurde eine Kontrollsimulationen (CTRL) durchgeführt, in der die Mineralstaubpartikel keinen Einfluss auf die Strahlungsfelder ausüben. Es wurde die IFS Albedo verwendet. Für die Kontrollsimulation wurden auch die Emission und der Transport von Mineralstaubpartikeln bestimmt.

In den Simulationen A und B wurden die Wechselwirkungen zwischen aktueller Mineralstaubkonzentration und Strahlungsfeldern berücksichtigt. Der Unterschied in den Simulationen A und B liegt in der angenommenen Größenverteilung der Partikel bei der Bestimmung ihrer optischen Eigenschaften. In der vorliegenden Arbeit wird vorwiegend auf die Ergebnisse der Simulation A eingegangen werden. Die Sensitivität der optischen Eigenschaften auf die Größe der Partikel und die daraus resultierenden Auswirkungen auf die Atmosphäre werden in den Kapiteln 4 und 5 diskutiert.

Für die Bestimmung der Emissionsflüsse von Mineralstaubpartikeln, werden Kenntnisse über die Bodeneigenschaften benötigt (Kapitel 3). Die Parameter zur Beschreibung der Bodeneigenschaften wurden von Marticorena (persönliche Mitteilung) zur Verfügung gestellt. In dem Simulationsgebiet der vorliegenden Arbeit liegen sie für den Bereich, der in Abbildung 6.1, rechts, durch den roten Kasten gekennzeichnet ist, vor. Im Simulationsgebiet können nördlich von 12°N Mineralstaubpartikel emittiert werden. Südlich von 12°N werden auch in der Realität fast keine Mineralstaubpartikel emittiert (Abb. 2.1 und 2.2).

6.2 Die synoptische Situation

6.2.1 März 2006

Anfang März 2006 kam es zu einem beeindruckenden Fall eines synoptisch induzierten Staubsturmes in Westafrika. Dieser wurde von verschiedenen Autoren beschrieben (Slingo et al., 2006; Tulet et al., 2008; Milton et al., 2008; Tröndle, 2008). Die Entwicklung des Staubsturmes verlief sehr ähnlich zu einem

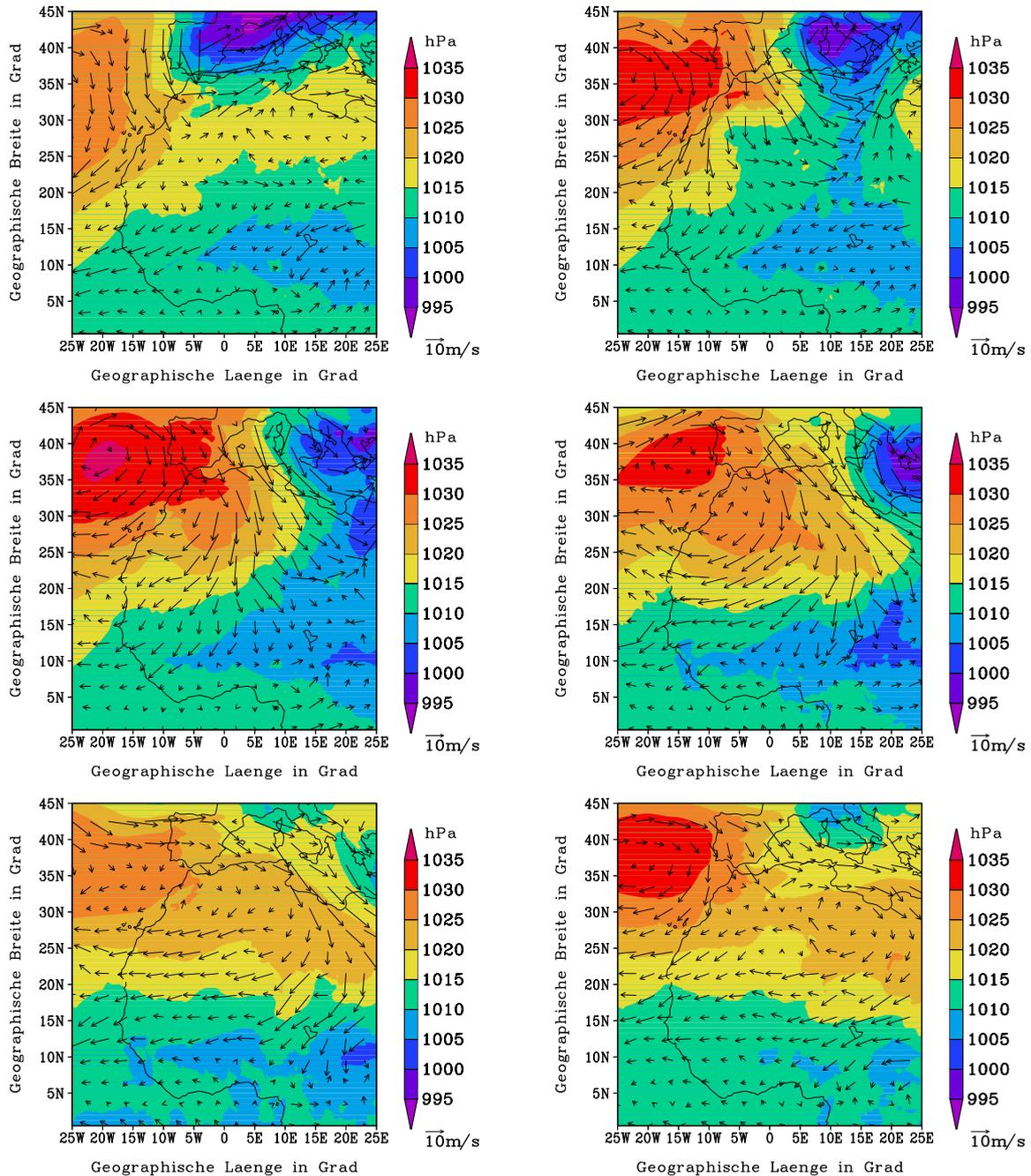


Abbildung 6.3: Auf NN reduzierter Bodendruck in hPa und Windvektoren in 10 m über Grund aus den ECMWF-Analysen vom 5.3. - 10.3.2006 (von links oben nach rechts unten) jeweils für 12 UTC.

Staubsturm, der sich im März 2004 in Westafrika ereignete. Dieser wurde ausführlich von Knippertz und Fink (2006) analysiert. Im Folgenden wird eine Übersicht über die Wetterlage, die zur Entstehung und Verlagerung des Staubsturmes führte, gegeben.

Am 5. März 2006, 0 UTC befindet sich ein Höhentrog über Spanien. In 500 hPa erstreckt sich die Trogachse hierbei über Frankreich und Spanien bis hinaus auf den Atlantik vor die Nordwestküste Afrikas. Weiter westlich, über dem atlantischen Ozean, bildet sich eine starke Rückenstruktur aus. Dadurch kommt es zu einer nordwestlichen Anströmung in 500 hPa, die kühle Luft heranzführt (Tröndle, 2008).

Über dem nordwestlichen Mittelmeerraum ist im Bodendruckfeld ein Tiefdruckgebiet zu erkennen. Die resultierende Kaltfront hat in ihrem nördlichen Teil Spanien passiert und zieht im Süden in Richtung Marokko und Algerien. Die Atmosphäre über dem Atlantik vor der Küste Westafrikas wird durch ein Hochdruckgebiet dominiert. Dieses führt in Verbindung mit dem Tiefdruckgebiet zu einer nördlichen Anströmung bei Marokko (Abb. 6.3, oben links).

Am 6.3.2006, 0 UTC befinden sich sowohl der Trog als auch der Rücken in 500 hPa weiter im Osten, ihre Amplitude hat sich vergrößert (Tröndle, 2008). Das Tiefdruckgebiet befindet sich nun über Korsika und liegt beinahe unterhalb der Trogachse. Damit hat es sein Intensivierungsmaximum erreicht. Die dazugehörige Kaltfront ist über den Atlas in Marokko und den Saharaatlas im Norden Algeriens hinweggezogen. Dabei kommt es im Lee des Gebirges zur Aufwirbelung der Mineralstaubpartikel, der Staubsturm hat begonnen (Slingo et al., 2006).

Der Höhentrog erreicht am 7.3.2006 seine maximale Erstreckung in Richtung Süden. Seine Achse verläuft über Italien und Tunesien hinweg (Tröndle, 2008). Der Rücken drängt dagegen weiter nach Osten vor und verursacht in 500 hPa eine Anströmung Algeriens aus Nord-Nordwest. Auch das Hochdruckgebiet nimmt nach und nach mehr Einfluss auf den Nordwesten Afrikas. Das Tiefdruckgebiet hat sich mit einem weiteren Tief zusammengeschlossen und sich in den Osten Griechenlands verlagert. Die Kaltfront verlässt im Osten Libyens das Modellgebiet. Die hohen Windgeschwindigkeiten am Boden rufen hohe Emissionsflüsse von Mineralstaubpartikeln hervor (Tulet et al., 2008). Die aufgewirbelten Partikel werden dann vom Wind in Richtung Süden und Westen transportiert. Der Höhepunkt der Staubemissionen während dieses Staubsturmes wird am 7.3. erreicht. Um 12 UTC kann man auf Satellitenbildern erkennen, wie der Staubsturm durch die Orographie beeinflusst wird. Am Hoggar, Air und Tibesti Gebirge wird die Strömung kanalisiert, dadurch entstehen höhere Windgeschwindigkeiten, die Staubkonzentration ist hier größer (Abb. 6.6). Am Morgen des 7.3.2006 erreicht die Staubfront Niamey (Kapitel 6.4).

Während der folgenden Tage kommt der Nordwesten Afrikas immer mehr unter den Einfluss der Hochdrucklage (Abb. 6.3). Am 10.3.2006, 0 UTC ist schließlich von der Trog-Rücken-Struktur in 500 hPa kaum noch etwas vorhanden (Tröndle, 2008). Der gesamte Norden Afrikas wird durch eine Hochdrucklage dominiert (Abb. 6.4, unten).

6.2.2 Juni 2007

Der zweite in der vorliegenden Arbeit betrachtete Staubausschub ereignete sich vom 20. bis 22. Juni 2007 über Westafrika. Dieser setzte sich aus mehreren lokalen Staubausschüben zusammen, diese

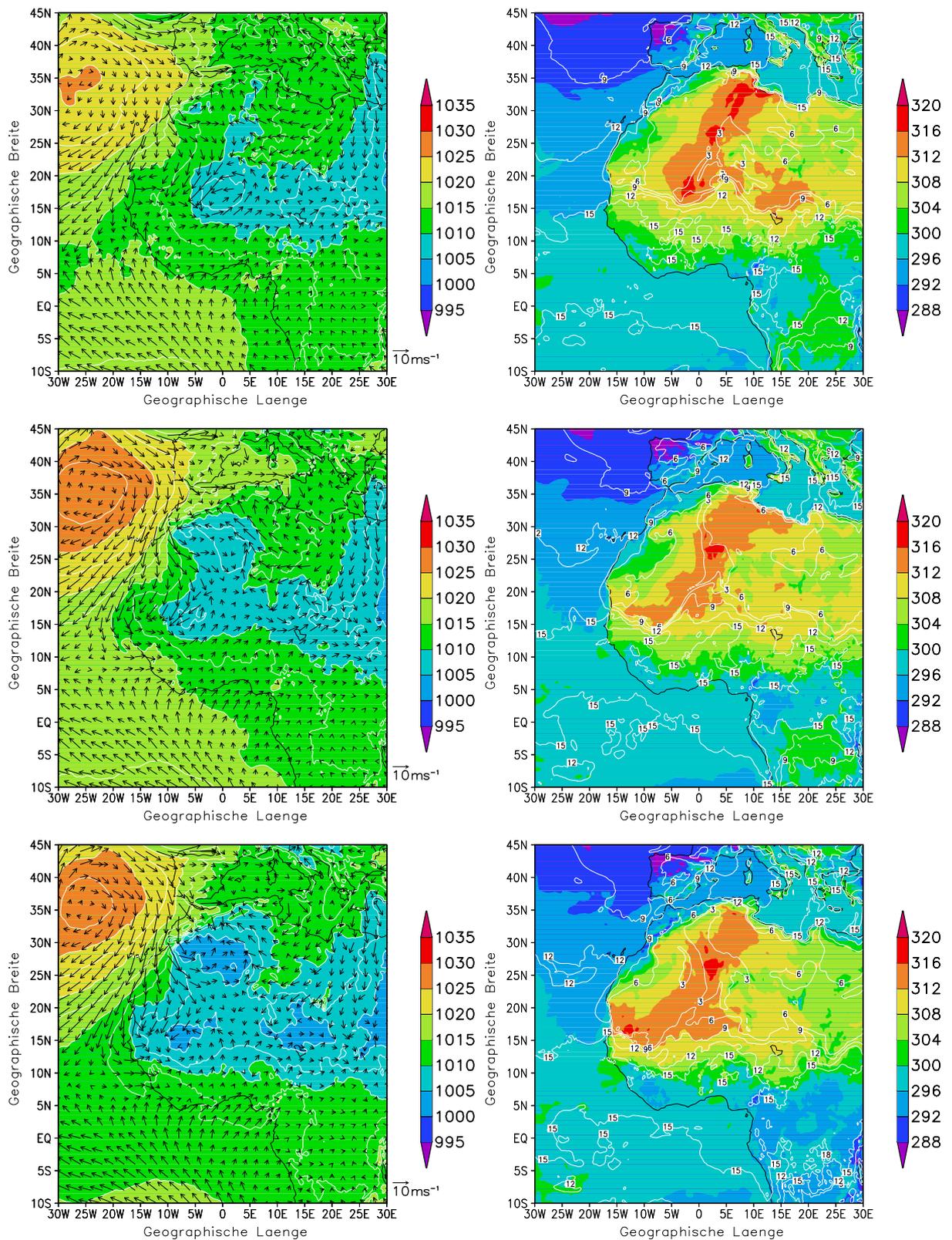


Abbildung 6.4: ECMWF-Analysen vom 20.6.2007, 12 UTC (oben), 21.6.2007, 12 UTC (mittig) und 18 UTC (unten). Links: Bodendruck reduziert auf NN in hPa und Windvektoren in 10 m über Grund. Rechts: 2m-Temperatur in K und Isolinien der spezifischen Feuchte in g/kg (weiß).

fürten zu mehreren Staubwolken in der Atmosphäre.

Im Frühsommer dringt die Innertropische Konvergenzzone (ITCZ) mit der Monsunströmung von Süden in das Land hinein. An der Innertropischen Front (ITF), die etwas weiter nördlich als die ITCZ liegt, trifft die südöstliche Monsunströmung auf die nordöstlichen Harmattan-Winde. Durch die Konvergenz kommt es zum Aufsteigen der Luftmassen an der ITF.

Das Bodendruckfeld aus der ECMWF-Analyse zeigt ein Tiefdruckzentrum über Zentral-Westafrika (Abb. 6.4, oben links). Auf der nordwestlichen Seite dieses Tiefdruckwirbels treten mit über 15 m/s hohe Windgeschwindigkeiten auf. Bei diesem Tiefdruckgebiet handelt es sich um ein Hitzetief (Abb. 6.4, oben rechts). Es wird als das Sahara Hitzetief (SHL) bezeichnet. Durch das Hitzetief werden die Harmattan-Winde verstärkt.

Die Isolinien der spezifischen Feuchte sind in einer sich von Westen nach Osten erstreckenden Zone dicht gedrängt, diese Zone deutet die Lage der ITF an (Abb. 6.4, oben rechts). In dieser Region treffen die Monsunströmung und die Harmattan-Winde aufeinander (Abb. 6.4, oben links).

Am 21. Juni befindet sich der Tiefdruckwirbel weiter im Westen, das Hitzetief befindet sich über Zentralalgerien ($24^{\circ}\text{N} - 33^{\circ}\text{N}$, $4^{\circ}\text{O} - 8^{\circ}\text{O}$). Die 2m-Temperatur erreicht dort Werte von über 315 K. Auch in Nordalgerien und in Teilen von Niger, Mali und Mauretanien herrschen mit über 315 K sehr hohe Temperaturen. Die hohen Temperaturen stehen mit niedrigem Bodendruck in Verbindung. Über dem Südosten Mauretaniens (15°N , 8°W) hat sich ein zweites Hitzetief gebildet. Das Azorenhoch hat sich verstärkt. Dadurch ist der Druckgradient größer als dies noch am Vortag der Fall war. Ein sich über Spanien befindender Trog verursacht eine Zyklonogenese im Lee des Atlas Gebirges (Grams, 2008). Der Trog separiert das Azorenhoch im Westen von dem anderen Hochdrucksystem über Tunesien, Libyen und dem westlichen Mittelmeer. Ein Rücken vom Azorenhoch erstreckt sich bei etwa 21°N über Land.

6.3 Zeitliche Entwicklung der Staubstürme

6.3.1 März 2006

Simulierte optische Dicke und Vergleich mit Satellitendaten

Auf Satellitenbildern sind Staubstürme gut zu erkennen. Das SEVIRI-Radiometer (Spinning Enhanced Visible and Infra-Red Imager) befindet sich an Bord von MSG (Satellit der zweiten Generation Meteosat). Aus den Messungen des SEVIRI-Radiometers kann ein Produkt generiert werden, auf dem Mineralstaubpartikel besonders gut zu erkennen sind. Dieses Produkt wird RGB Staubprodukt genannt. Das RGB Staubprodukt wird unter Verwendung des Eumetsat Staubprodukt Algorithmusses generiert. Es setzt sich aus verschiedenen Kanälen im infraroten Spektralbereich zusammen (R: Differenz IR $12,0 \mu\text{m}$ - IR $10,0 \mu\text{m}$; G: Differenz IR $10,8 \mu\text{m}$ - IR $8,7 \mu\text{m}$; B: Kanal IR $10,8 \mu\text{m}$). Staubpartikel erscheinen in den so erzeugten Darstellungen in rosa, dicke hohe Wolken in dunkelrot und dünne mittelhohe Wolken in grün.

Am Mittag des 5.3.2006 kommt es zu den ersten größeren Mineralstaubemissionen im Norden Westafrikas. Zusammen mit der Kaltfront verlagert sich der entstandene Staubsturm nach Süden. In der Nacht nehmen die Emissionen ab. Der Staubsturm befindet sich über Algerien und Libyen. Am Mittag

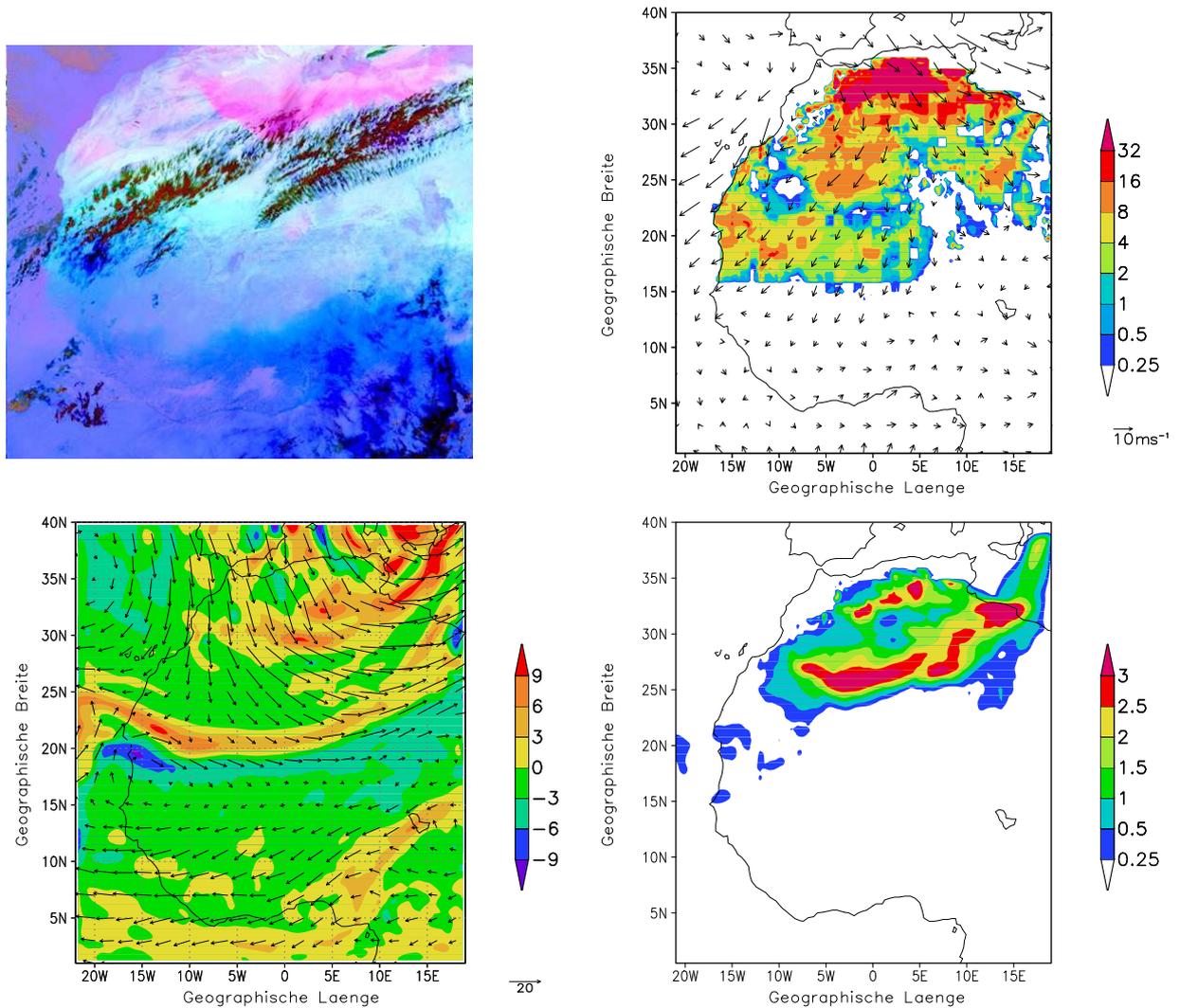


Abbildung 6.5: Oben links: SEVIRI RGB Staubprodukt, Staubpartikel sind in rosa und kalte hohe Wolken in dunkelrot dargestellt. Oben rechts: Vertikaler Emissionsfluss in $\mu\text{g}/(\text{m}^2\text{s})$ und Windvektoren in 10 m über Grund aus Simulation A. Unten links: Relative Vorticity $\cdot 10^5$ in $1/\text{s}$ und Windfeld in 1000 hPa aus Simulation A. Unten rechts: AOD aus Simulation A. Ergebnisse für den 6.3.2006, 12 UTC.

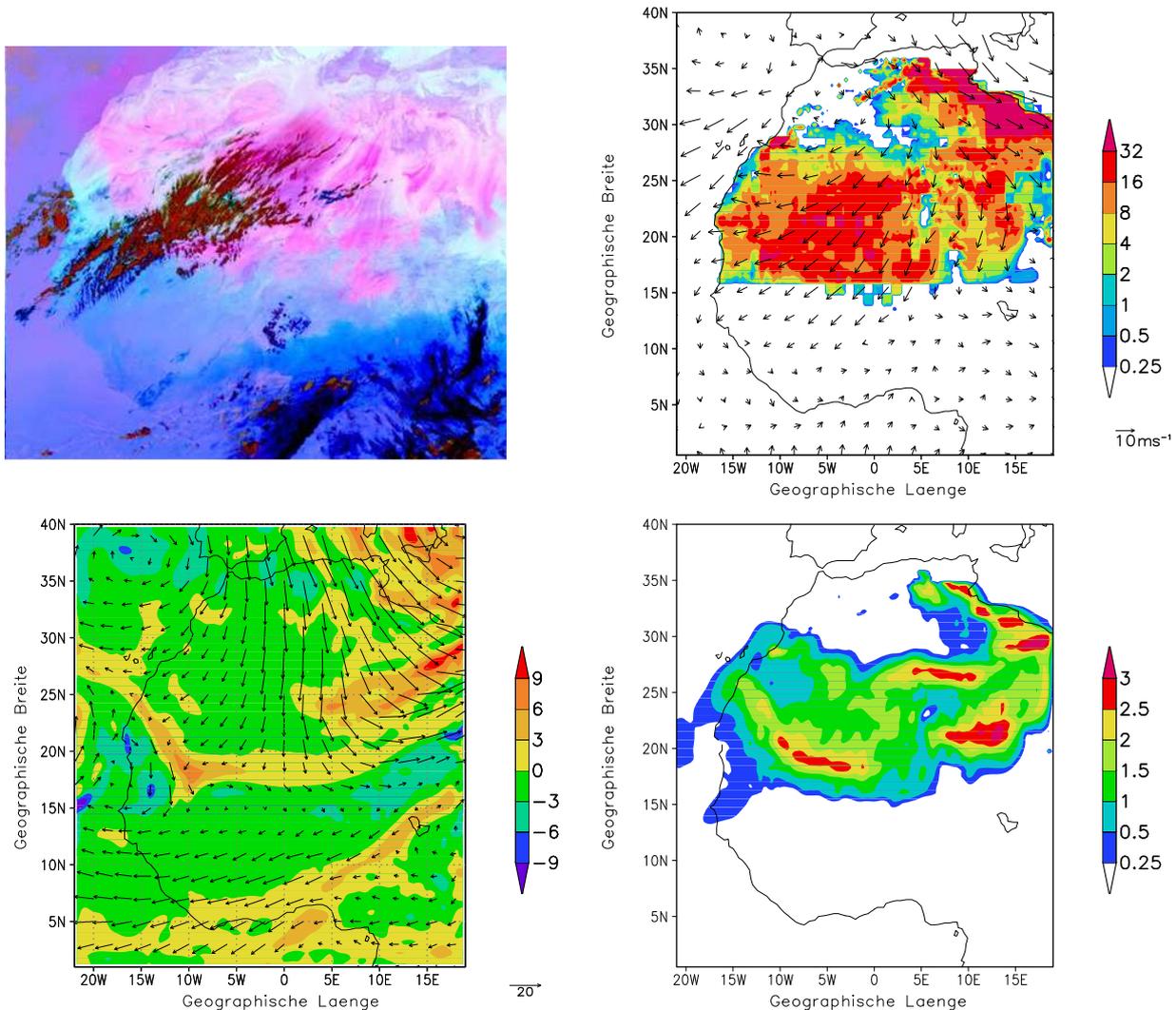


Abbildung 6.6: Oben links: SEVIRI RGB Staubprodukt, Staubpartikel sind in rosa und kalte hohe Wolken in dunkelrot dargestellt. Oben rechts: Vertikaler Emissionsfluss in $\mu\text{g}/(\text{m}^2\text{s})$ und Windvektoren in 10 m über Grund aus Simulation A. Unten links: Relative Vorticity $\cdot 10^5$ in $1/\text{s}$ und Windfeld in 1000 hPa aus Simulation A. Unten rechts: AOD aus Simulation A. Ergebnisse für den 7.3.2006, 12 UTC.

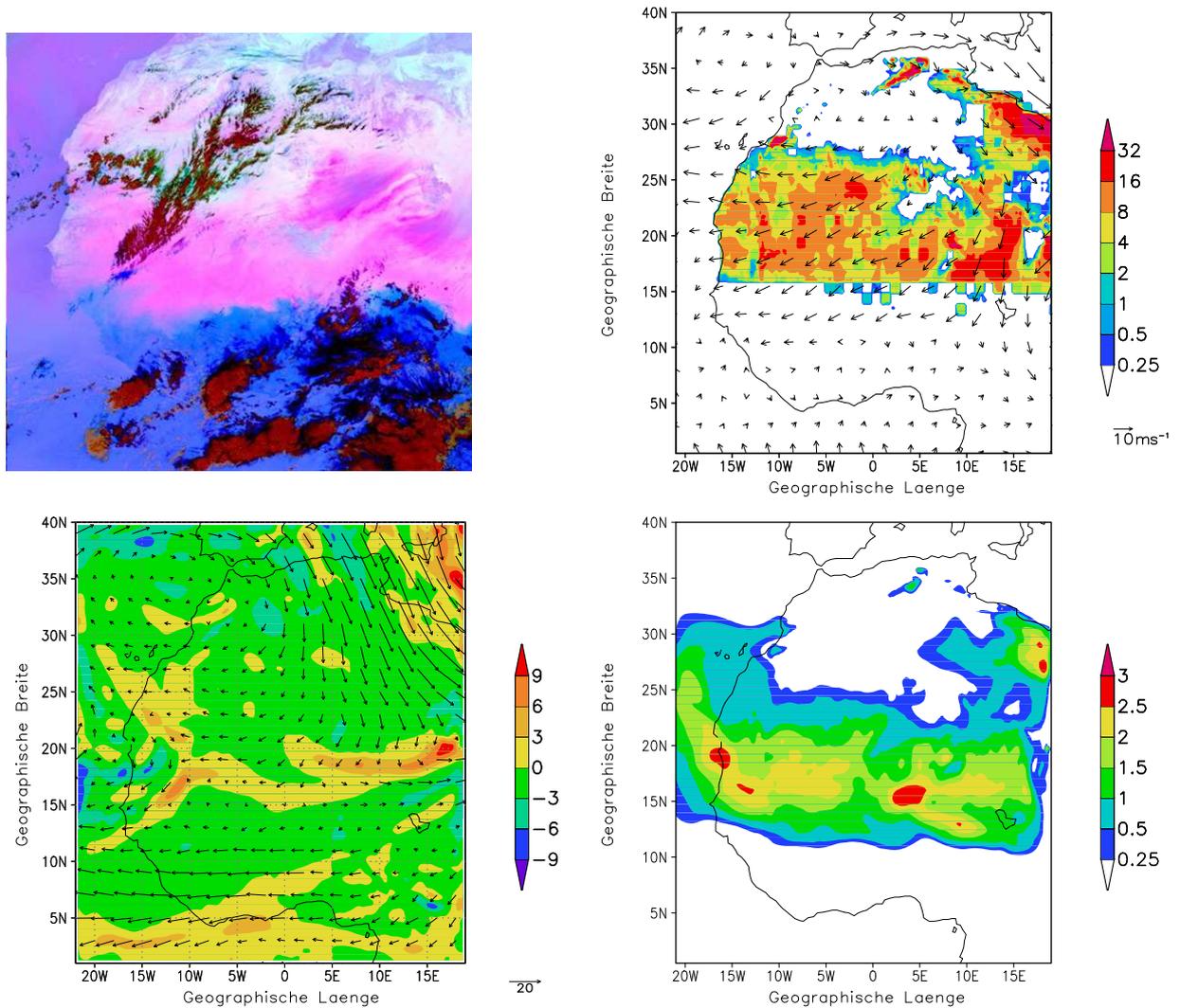


Abbildung 6.7: Oben links: SEVIRI RGB Staubprodukt, Staubpartikel sind in rosa und kalte hohe Wolken in dunkelrot dargestellt. Oben rechts: Vertikaler Emissionsfluss in $\mu\text{g}/(\text{m}^2\text{s})$ und Windvektoren in 10 m über Grund aus Simulation A. Unten links: Relative Vorticity $\cdot 10^5$ in $1/\text{s}$ und Windfeld in 1000 hPa aus Simulation A. Unten rechts: AOD aus Simulation A. Ergebnisse für den 8.3.2006, 12 UTC.

des 6.3.2006 kommt es besonders im Lee des Atlas Gebirges zu weiteren kräftigen Emissionen (Abb. 6.5, oben rechts). Auch diese Staubpartikel werden durch die hohen Windgeschwindigkeiten nach Südwesten, Süden und Südosten transportiert.

In Abbildung 6.5 sind das SEVIRI Staubprodukt (oben links), der mit COSMO-ART simulierte Emissionsfluss (oben rechts), die relative Vorticity (unten links) in 1000 hPa und die aerosol-optische Dicke (AOD) für Mineralstaub (unten rechts) aus der Simulation A dargestellt. Die relative Vorticity ist ein gutes Mass zur Bestimmung der Lage der Front. Sie berechnet sich aus:

$$\zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}. \quad (6.1)$$

Dabei sind u und v die Horizontalkomponenten des Windes. Das SEVIRI Staubprodukt liegt nicht für das gesamte Modellgebiet sondern nur für den Bereich bis etwa 30°N vor. Auf dem Bild ist klar die Staubwolke erkennbar, die sich bereits am Vortag am Lee des Atlas Gebirges formiert hat. Die Lage der Staubfront kann gut mit COSMO-ART reproduziert werden. Die Mineralstaubpartikel befinden sich vorrangig in Gebieten mit hoher relativer Vorticity, dies wird besonders östlich von Sizilien deutlich. In dem Gebiet um 20°N befinden sich jeweils ein Band mit positiver und eines mit negativer relativer Vorticity. Der nördliche Teil steht im Einfluss des Tiefdruckgebietes (positive relative Vorticity).

In der folgenden Nacht werden die Mineralstaubpartikel weiter in südliche Richtung über Westafrika transportiert. Am 7.3.2006, 12 UTC befindet sich halb Westafrika unter dem Einfluss des Staubsturmes (Abb. 6.6). Nördlich von 16°N werden in Westafrika fast überall Mineralstaubpartikel emittiert. Südlich von 16°N befinden sich nur vereinzelt Quellgebiete von Mineralstaubpartikeln. Starke Emissionen von Mineralstaubpartikeln treten nun vorwiegend in Libyen und in Zentral-Westafrika auf. Auf dem Satellitenbild erkennt man eine Kanalisierung des Staubsturmes durch das Hoggar Gebirge im Südosten von Algerien. Dieses deutet sich auch in der Simulation an. Aber aufgrund der horizontalen Auflösung können die einzelnen kleinräumigen Strukturen in der Simulation nicht erfasst werden. Die Lage des Staubsturmes stimmt wieder gut mit der beobachteten Lage überein. Die Erhöhung des Betrages der relativen Vorticity ist ein Indiz für das Vorhandensein einer Front. Die Frontlinie, die sich am Vortag bei etwa 28°N abzeichnete, liegt nun weiter südlich, bei 18°N . Die Front hat sich somit mit einer mittleren Geschwindigkeit von $13 \frac{\text{m}}{\text{s}}$ in Richtung Süden bewegt.

In der Nacht vom 7.3. auf den 8.3.2006 breitet sich der Staubsturm weiter in Richtung Süden und Südwesten aus. Am Mittag des 8.3.2006 haben die Emissionen im Vergleich zum Vortag etwas abgenommen (Abb. 6.7). Die Lage der modellierten Staubfront stimmt gut mit der beobachteten Lage überein. Allerdings kommt es auch hier bei Betrachtung der Feinstrukturen zu Unterschieden, dies ist besonders im Südosten der Staubwolke der Fall. Das Tiefdruckgebiet über dem Mittelmeer befindet sich nun weiter im Osten und der Hauptteil Westafrikas wird durch das Azorenhoch beeinflusst. Sowohl auf dem Satellitenbild als auch in der Simulation erkennt man den daraus resultierenden Transport von Mineralstaubpartikeln auf den Atlantischen Ozean.

Optische Dicke aus Simulationen und Messungen an AERONET-Stationen

Mit Hilfe eines Vergleichs von Satellitenbildern und modellierten optischen Dicken wurde im letzten Unterkapitel gezeigt, dass der Staubsturm qualitativ gut von COSMO-ART simuliert wird. Nun stellt sich die Frage, wie dies quantitativ für einzelne Stationen aussieht. An Stationen des AEROSOL ROBOTIC

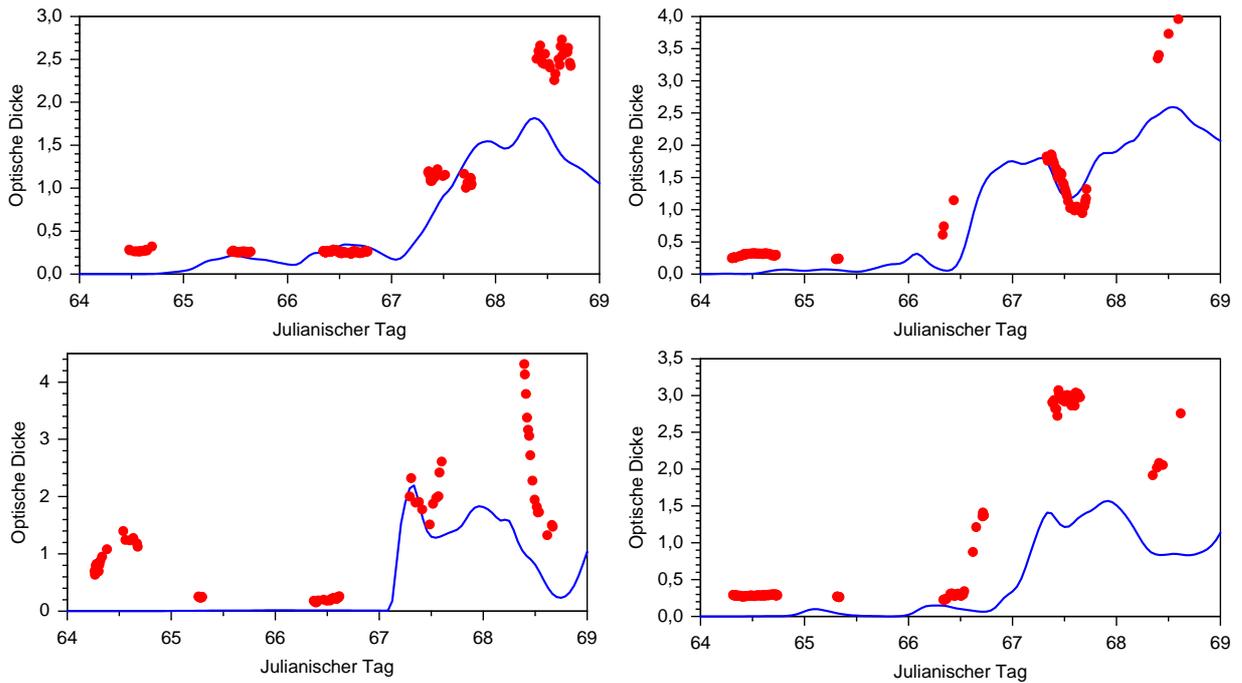


Abbildung 6.8: AOD aus Simulation A (blau) bei 450 nm und aus Messungen an der AERONET-Station (rot) bei 440 nm für Dakar (oben links), Agoufou (oben rechts), DMN Maine Sorona (unten links) und IER Cinzana (unten rechts) vom 5. - 10. März 2006.

NETworks (AERONET) wird die AOD für verschiedene Wellenlängen ermittelt. In dieser Arbeit wird die mit Hilfe von Messungen eines Sonnen-Photometers ermittelte optische Dicke bei 440 nm mit der simulierten optischen Dicke von Mineralstaubpartikeln bei 450 nm verglichen. Zur Berechnung der modellierten optischen Dicke wurde ein Extinktionskoeffizient verwendet, der aus dem von Petzold et al. (2008) ermitteltem Brechungsindex (Kapitel 4) bestimmt wurde. Messungen mit dem Sonnen-Photometer sind nur während des Tages möglich, da zur Bestimmung der AOD die Strahldichte der direkt einfallenden Sonnenstrahlung benötigt wird.

In Afrika gibt es nur eine geringe Anzahl von AERONET Stationen, die während des Staubereignisses im März 2006 gemessen haben. Insgesamt liegen 11 Stationen im Simulationsgebiet. Die drei Stationen, die im nordwestlichen Teil des Simulationsgebietes liegen, wurden von dem Staubsturm kaum beeinflusst. Auch Tamanrasset, das Mitten in der Sahara liegt, wurde weder in der Messung noch in der Simulation von dem Staubsturm erfasst. In der Messung erreicht die optische Dicke nur Werte von unter 0,2, in der Simulation liegt der Maximalwert bei 0,32. Die anderen 7 Stationen liegen im südlichen Teil des Modellgebiets und werden von dem Staubsturm erfasst. Da einige Stationen sehr dicht beieinander liegen, werden in dieser Arbeit nur Vergleiche von 4 Stationen gezeigt. Die Lage der Stationen ist in Abbildung 6.1 dargestellt.

Dakar liegt an der Westküste Afrikas. Am 8.3.2006 (67. Julianischer Tag) erreicht die Staubfront die Station (Abb. 6.8, oben links). Das Eintreffen der Front wird in der Simulation gut beschrieben, allerdings liegt das simulierte Maximum in der AOD bei einer Wellenlänge von 450 nm, das am 9.3.2006 erreicht wird, mit 2,0 unter dem gemessenen Maximum bei 440 nm, das bei 2,8 liegt. Am 8.3. stimmen simulierte und gemessene optische Dicke gut überein.

Auch für Agoufou gilt, dass die Simulation und die Messung gut übereinstimmen, dies ist besonders

am Mittag des 8.3.2006 der Fall. Das Eintreffen der Front am Vormittag des 7.3.2006 findet im Modell ein paar Stunden zu spät statt. Das gemessene Maximum von 4,0 am Mittag des 9.3. wird im Modell nicht erreicht, hier beträgt das Maximum 2,6 (Abb. 6.8, oben rechts).

In Maine Sorona beträgt die gemessene AOD bereits am 5.3.2006 über 1 (Abb. 6.8, unten links). Diese Werte können vom Modell nicht erreicht werden, da das Modell keine Informationen über vorherige Emissionen erhält, die Startkonzentration ist null. Sowohl in der Realität als auch in der Messung erreicht die Staubfront die Station in der Nacht vom 7. auf den 8. März. Die simulierte optische Dicke stimmt am 8.3. sehr gut mit der Messung überein, am 9.3. ist sie aber auch hier zu niedrig, und zwar um einen Faktor 2.

Die simulierte Staubfront erreicht Cinzana fast einen halben Tag zu spät. Der Maximalwert der simulierten AOD ist auch hier um einen Faktor 2 zu niedrig. Milton et al. (2008) haben ebenfalls den Staubsturm im März 2006 untersucht. Auch ihre simulierte optische Dicke ist in Cinzana zu niedrig. Todd et al. (2008) zeigen die Bedeutung der vertikalen Auflösung und der Parametrisierung der Grenzschicht des Modells für die richtige Beschreibung des Tagesganges des bodennahen Windes, der wiederum in Zusammenhang mit dem Low Level Jet über der Bodélé steht. Milton et al. (2008) vermuten, dass in der relativ niedrigen vertikalen Auflösung in den Modellsimulationen der Grund für zu niedrige Staubemissionen und somit für die im Vergleich zu den Messungen geringen optischen Dicke liegen könnte.

Zusammenfassend kann man sagen, dass COSMO-ART den Staubsturm im März 2006 sowohl qualitativ als auch quantitativ sehr gut reproduziert. Die Front bewegt sich im Modell etwas zu langsam und auch die Stärke der Staubfront, besonders am 9.3., ist in der Simulation etwas zu niedrig. Allerdings muss nicht unbedingt eine falsche Simulation der Massendichte der Staubpartikel zu den Unterschieden zwischen beobachteter und simulierter AOD führen. Auch falsche Annahmen über den Brechungsindex oder die Größenverteilung der Partikel führen zu einer fehlerhaften Wiedergabe des Extinktionskoeffizienten und somit der AOD. Kleine Partikel haben im kurzwelligen Spektralbereich einen höheren Extinktionskoeffizienten und führen somit bei gleicher Massendichte zu einer höheren AOD. Die Unterschätzung der AOD ist ebenfalls in der Studie von Milton et al. (2008) zu finden, sie ist dort sogar noch stärker ausgeprägt.

6.3.2 Juni 2007

Simulierte optische Dicke und Vergleich mit Satellitendaten

Zwischen dem 19. und 23. Juni 2007 ereigneten sich mehrere große Emissionsereignisse von Mineralstaubpartikeln in Westafrika.

Am 20. Juni 2007 kommt es zu der Entstehung einer Staubwolke in Mali (Abb. 6.9). Die Emissionen finden hierbei nördlich der ITF statt. Auch in Mauretanien und im Osten Algeriens kommt es zur Emission von Mineralstaubpartikeln. Einige dieser Partikel werden in Richtung Norden bis nach Italien transportiert. Das Gitter auf der Abbildung des Staubproduktes soll der besseren Orientierung dienen und hat einen Gitterabstand von jeweils 10° . Man erkennt leicht, dass die Lage des Staubsturmes in Zentral-Westafrika gut mit der modellierten Lage übereinstimmt. An der Westküste Afrikas befindet sich auf dem Ozean eine weitere Staubwolke. Diese kann von COSMO-ART nicht simuliert werden,

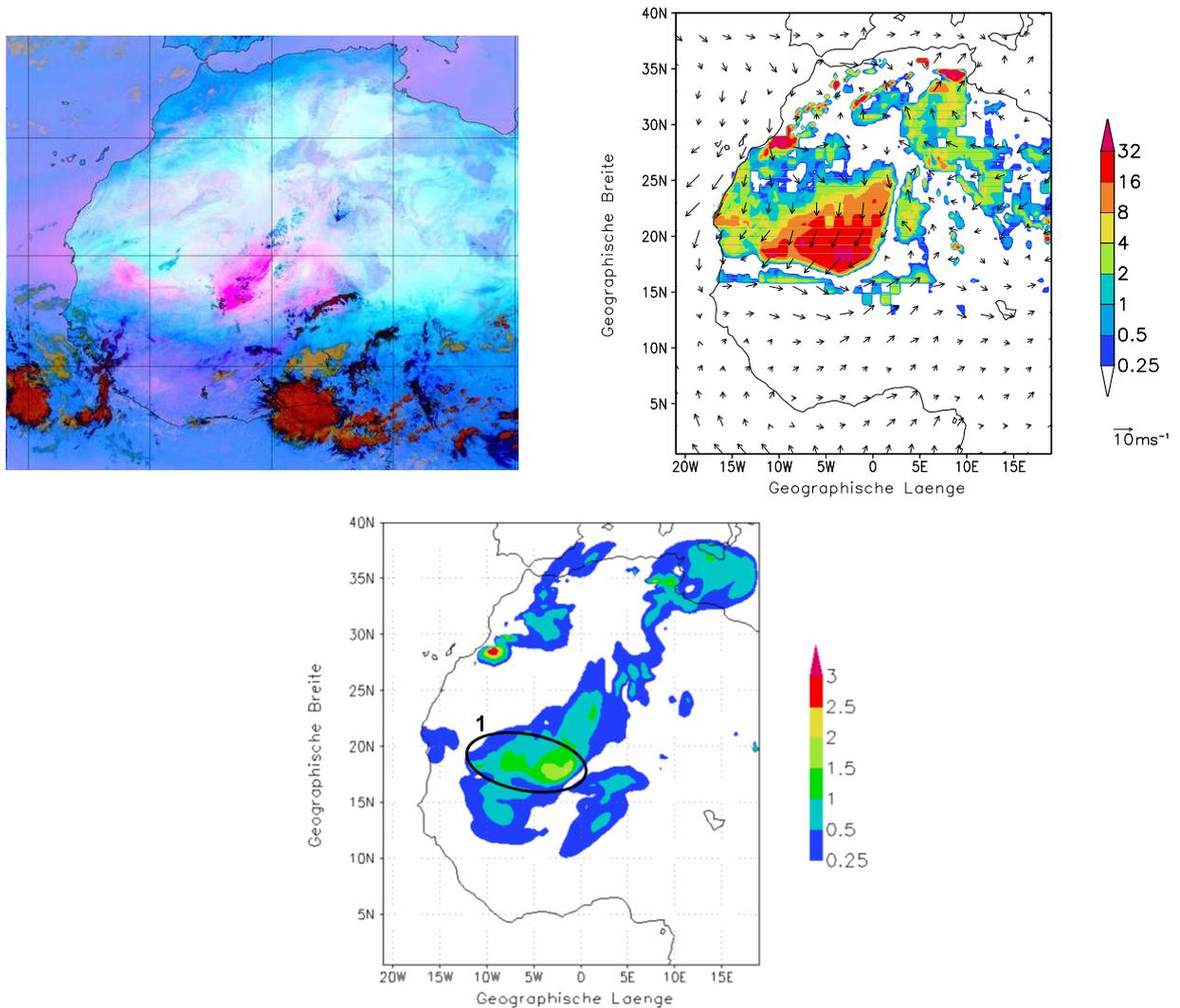


Abbildung 6.9: Oben links: SEVIRI RGB Staubprodukt, Staubpartikel sind in rosa und kalte, hohe Wolken in dunkelrot dargestellt. Oben rechts: Vertikaler Emissionsfluss in $\mu g/(m^2 s)$ und Windvektoren in 10 m über Grund aus Simulation A. Unten: AOD aus Simulation A. Ergebnisse für den 20.6.2007, 13 UTC bzw. Staubprodukt 13.30 UTC.

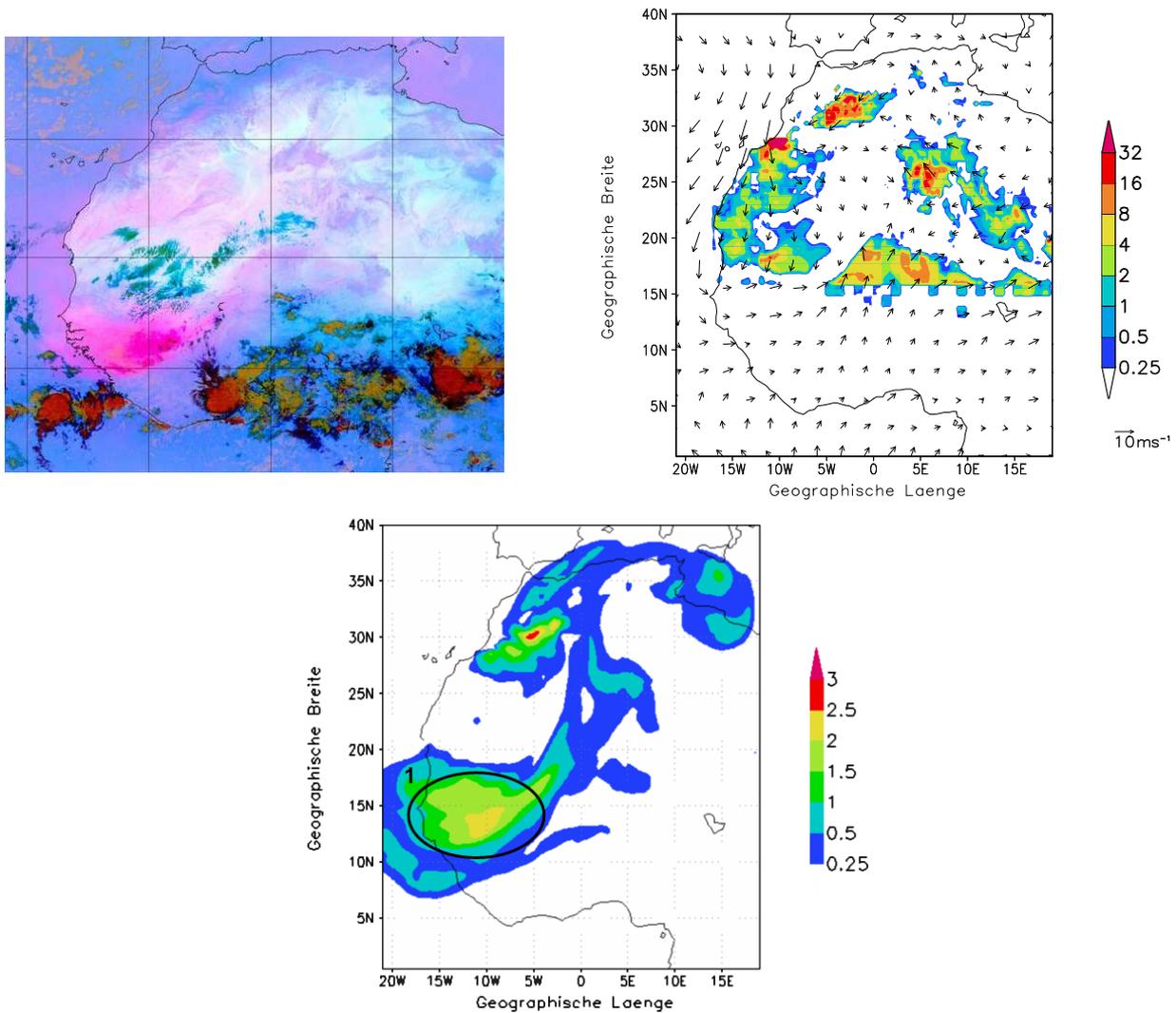


Abbildung 6.10: Oben links: SEVIRI RGB Staubprodukt, Staubpartikel sind in rosa und kalte, hohe Wolken in dunkelrot dargestellt. Oben rechts: Vertikaler Emissionsfluss in $\mu\text{g}/(\text{m}^2\text{s})$ und Windvektoren in 10 m über Grund aus Simulation A. Unten: AOD aus Simulation A. Ergebnisse für den 21.6.2007, 8 UTC.

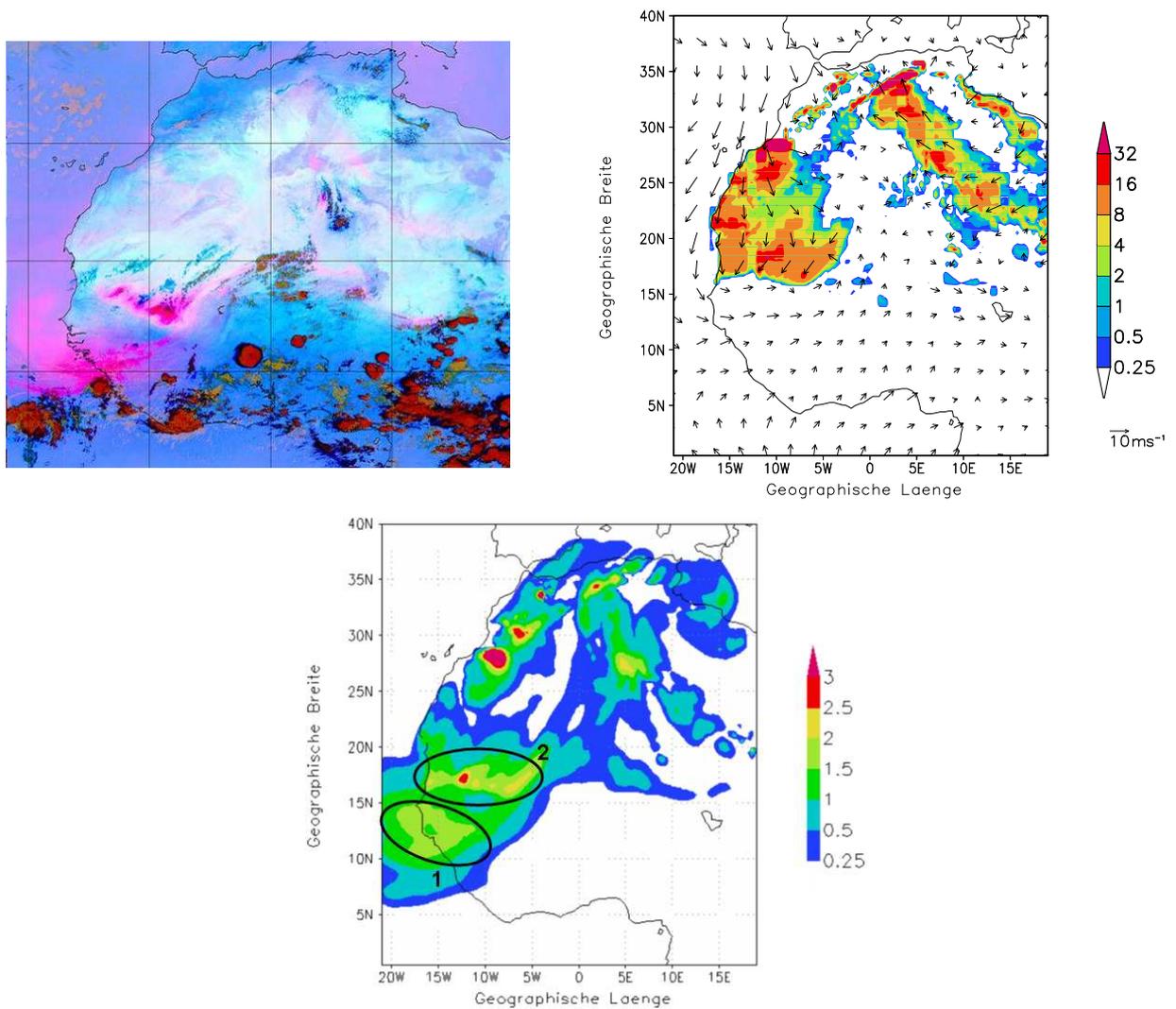


Abbildung 6.11: Oben links: SEVIRI RGB Staubprodukt, Staubpartikel sind in rosa und kalte, hohe Wolken in dunkelrot dargestellt. Oben rechts: Vertikaler Emissionsfluss in $\mu\text{g}/(\text{m}^2\text{s})$ und Windvektoren in 10 m über Grund aus Simulation A. Unten: AOD aus Simulation A. Ergebnisse für den 21.6.2007, 16 UTC.

da die Emissionen bereits vor dem Start der Modellsimulationen stattfanden. Die modellierte optische Dicke im Nordwesten Afrikas scheint vom Modell überschätzt zu werden. Dies liegt vermutlich an einem kontinuierlich hohen Emissionsfluss südlich des Atlas Gebirges. Dieser hohe Emissionsfluss ist durch den verwendeten niedrigen Grenzwert der Schubspannungsgeschwindigkeit bedingt, der somit häufig überschritten wird. Der Grenzwert der Schubspannungsgeschwindigkeit, der überschritten werden muss, damit Mineralstaubpartikel emittiert werden können, hängt unter anderem von der Rauheitslänge der Mineralstaubpartikel am Boden ab. Ist dieser Wert klein, so kann auch der Grenzwert für die Schubspannungsgeschwindigkeit niedrig sein. Die Rauheitslänge ist in einem Datensatz von Bodenparametern enthalten (Kapitel 3). G. Bergametti (persönliche Mitteilung, 2008) hat bei Verwendung derselben Bodenparameter ebenfalls sehr hohe Emissionsflüsse für dieses Gebiet beobachtet. Die Ursache für die zu hohe optische Dicke im Nordwesten könnte demnach an den verwendeten Datensatz der Bodenparameter liegen.

Die über Mali entstandene Staubwolke („1“) wird während der Nacht nach Südwesten transportiert. Am 21.6.2007, 8 UTC befindet sich das Maximum der modellierten optischen Dicke etwas zu weit im Nordwesten im Vergleich zum Maximum im RGB Staubprodukt (Abb. 6.10). Bis auf diese kleine Einschränkung kann man aber sagen, dass die Lage des Staubsturmes im Südwesten Westafrikas gut simuliert wird. Der hohe Emissionsfluss südlich des Atlas Gebirges führt auch an diesem Tag zu einer zu hohen modellierten optischen Dicke im Nordwesten. Die sich nach Nordosten ausbreitende Staubwolke wird von COSMO-ART gut simuliert. Sowohl in den Modellergebnissen als auch in der Abbildung des Staubproduktes kann man eine Staubwolke im östlichen Mittelmeer erkennen.

Am Nachmittag des 21. Juni 2007 entsteht im Südwesten Westafrikas eine zweite große Staubwolke, die in Abbildung 6.11 als „2“ gekennzeichnet ist. Dies ist sowohl in der Beobachtung als auch in der Simulation der Fall. Allerdings stimmt die Lage der Staubwolke im Modell nicht ganz mit der beobachteten Lage überein. Wie bereits beschrieben bildet die ITF die Grenze, bis zu der von Süden die Monsunströmung vordringt. Im Norden werden die südlichen Ausläufer des Hitzetiefs durch sie beschränkt. Wenn die ITF vom Modell nicht korrekt lokalisiert wird, wird auch die Lage des Hitzetiefs nicht korrekt wiedergegeben. Durch das Hitzetief wird der Harmattan verstärkt, dessen hohe Windgeschwindigkeiten wiederum die Emission von Mineralstaubpartikeln beeinflussen. Durch eine inkorrekte Lage der ITF könnte der Lagefehler der zweiten großen Staubwolke erklärt werden. Messenger et al. (2007) stellten beim Vergleich von ECMWF-Analysen mit Messungen für Juli 2006 fest, dass die ITF in den ECMWF-Analysen zu weit nördlich analysiert wurde. Die Simulationen mit COSMO-ART wurden mit ECMWF-Analysen initialisiert und angetrieben. Wenn die Lage der ITF in den Analysen nicht mit der Realität übereinstimmt, so kann dies auch nicht in der COSMO-ART Simulation der Fall sein.

Optische Dicke aus Simulationen und Messungen an AERONET-Stationen

Ein ausführlicher Vergleich der simulierten und beobachteten AOD ist in Klüpfel (2008) zu finden. An dieser Stelle folgt ein kurzer Überblick über die gewonnenen Erkenntnisse. Die Ergebnisse für Agoufou, Banizoumbou und Cinzana sind sehr ähnlich. An diesen drei Stationen zeigen die Messungen eine sehr viel höhere AOD an als in Simulation A berechnet wird, exemplarisch sind auf der rechten Seite der Abbildung 6.12 die Werte für Banizoumbou dargestellt. Diese Stationen liegen am südlichen Rand der simulierten Staubwolke. Der Vergleich mit den Satellitenbildern hat gezeigt, dass sich die

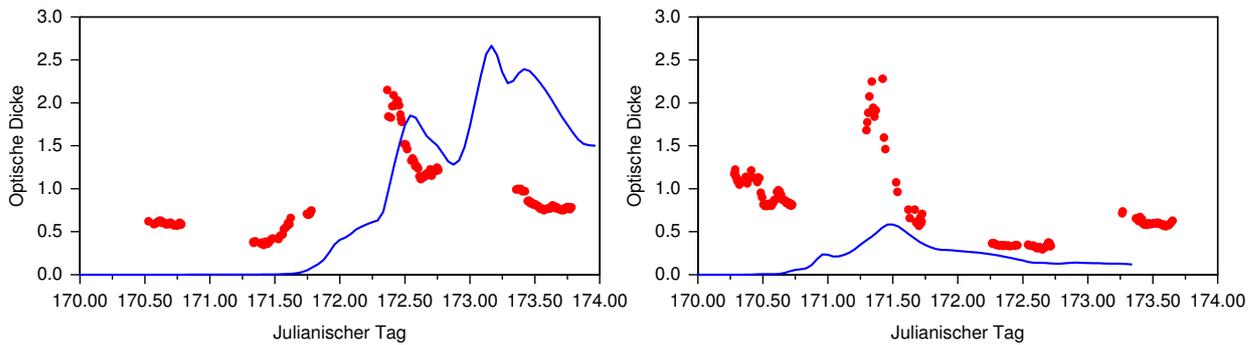


Abbildung 6.12: AOD aus Simulation A (blau) und aus Messungen an der AERONET-Station (rot) von Dakar (links) und Banizoumbou (rechts) vom 19. - 23. Juni 2007.

simulierten Staubwolken zu weit nördlich befinden. Dies erklärt die zu geringe AOD an diesen Stationen in der Simulation. Zusätzlich sei noch erwähnt, dass die hier dargestellte simulierte AOD nur für Mineralstaubpartikel bestimmt wurde, andere Aerosole wurden für die Berechnung vernachlässigt. Die Beobachtung zeigt eine AOD, die alle sich in der Atmosphäre befindlichen Aerosole berücksichtigt. Die daraus resultierenden Abweichungen sind aber gering, während der im Rahmen dieser Studie betrachteten Staubstürme bildeten die Mineralstaubpartikel den dominanten Anteil an der AOD.

Die Messflüge während der GERBILS-Kampagne fanden im südwestlichen Teil des Modellgebiets statt (s.u.). Dakar liegt in diesem Gebiet. Dort kommt die erste große Staubwolke gemäß der Messung am 21.6. um 11 UTC an, der Maximalwert der AOD beträgt 2,2 (Abb. 6.12, links). In der Simulation erreicht die Staubwolke die Station drei Stunden später, der Maximalwert der AOD beträgt hier 1,9. Das simulierte Maximum der zweiten Staubwolke am frühen Morgen des 22.6. ist in den Messungen nicht zu erkennen. Der Grund hierfür könnte das nächtliche Auftreten der Staubwolke sein, in der Nacht kann das Sonnen-Photometer keine Messungen machen. Allerdings ist anzunehmen, dass das Maximum in der Realität nicht so stark ausfiel wie es die Simulation zeigt. Mit Hilfe des SEVIRI-Staubproduktes wurde im letzten Unterkapitel gezeigt, dass die Lage der Staubfront nicht korrekt simuliert wird. Das Maximum der Staubwolke befindet sich in der Simulation direkt über Dakar, während es tatsächlich aber weiter südlich lag.

Zusammenfassend kann man sagen, dass die Ausbreitung der Staubwolke am 20. und 21.6.2007 gut von COSMO-ART simuliert wird. Allerdings bewegt sich die simulierte Mineralstaubwolke mit zu geringer Geschwindigkeit in Richtung Südwesten. Sie erreicht Dakar mit etwa drei Stunden Verzögerung gegenüber der beobachteten Staubwolke. Die Entstehung der zweiten Staubwolke am Nachmittag des 21.6.2007 wird im Modell beschrieben, allerdings kommt es zu Abweichungen zwischen der beobachteten und der simulierten Lage der Staubwolke.

Vertikale Struktur

Seit dem 28. April 2006 gehört CALIPSO (Cloud-Aerosol and Infrared Pathfinder Satellite Observations) zu dem aus derzeit fünf Satelliten bestehenden A-Train². CALIPSO ist ein amerikanisch-französischer Erdbeobachtungssatellit der NASA (NATIONAL Aeronautics and Space Administration) und CNES (Centre national d'études spatiales). Er dient der Erforschung der Einflüsse von Wolken und Aerosolen auf

²<http://www-calipso.larc.nasa.gov/about/atrain.php>

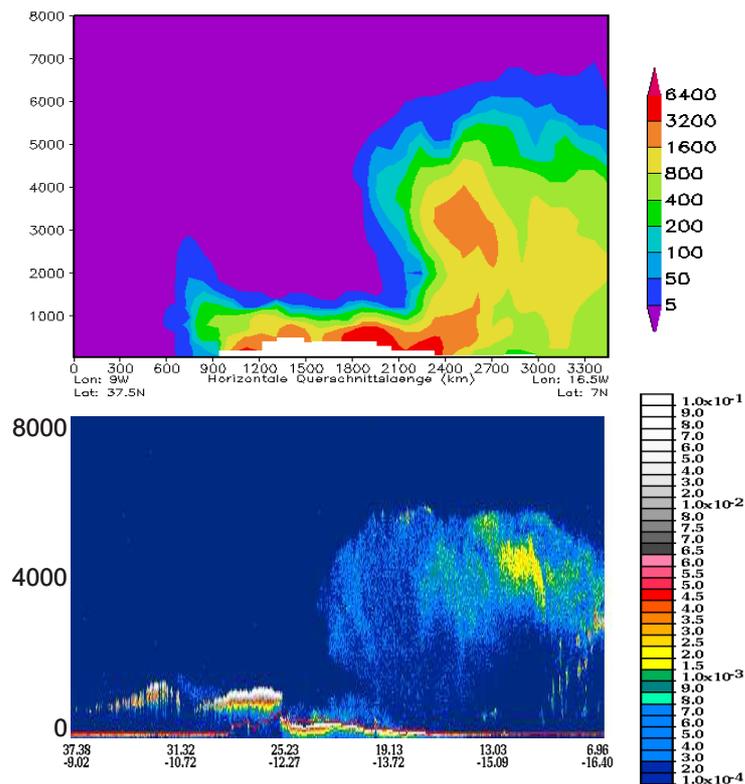


Abbildung 6.13: Unten: Aus CALIPSO Daten ermittelter Vertikalschnitt des senkrechten, gedämpften Rückstreuoeffizienten bei 532 nm in $1/(\text{km sr})$ entlang $37,38^\circ\text{N}$, $9,02^\circ\text{W}$ bis $6,96^\circ\text{N}$, $16,40^\circ\text{W}$ für den 22.6.2007 zwischen 2:40 UTC und 2:54 UTC. Die Signalstärke wurde farblich kodiert, blau zeigt molekulare Streuung und sehr schwache Streuung an Aerosolen an, Aerosole sind in den Farben gelb, rot und orange dargestellt. Starke Wolkensignale sind in grau, schwache in rot und gelb dargestellt. Oben: Vertikalschnitt der Massendichte in $\mu\text{g}/\text{m}^3$ entlang $37,5^\circ\text{N}$, 9°W und 7°N , $16,5^\circ\text{W}$ für den 22.6.2007, 3 UTC.

das Wetter, Klima und die Luftqualität auf der Erde. Ein Cloud-Aerosol Lidar mit orthogonaler Polarisation (CALIOP), ein Imaging Infrared Radiometer (IIR) und eine Wide Field Camera (WFC) gehören zu den Instrumenten von CALIPSO. Diese Kombination ermöglicht die Beobachtung der vertikalen Verteilung von dünnen Wolken und Aerosolen.

In Abbildung 6.13 unten ist ein mit Hilfe von CALIPSO Daten erstellter Vertikalschnitt des Rückstreu- koeffizienten bei 532 nm entlang der Geraden von 37,38°N, 9,02°W bis 6,96°N, 16,40°W für den 22.6.2007 zwischen 2:40 UTC und 2:54 UTC dargestellt. In derselben Abbildung ist oben die mit COSMO-ART simulierte Massendichte entlang fast derselben Geraden für 3 UTC zu sehen. Wenn der Rückstreu- koeffizient Werte von über $2,0 \cdot 10^{-4} \text{ 1/(km sr)}$ annimmt, befinden sich viele Aerosole oder Wolken in der Atmosphäre. Die grauen Punkte im Gebiet zwischen 26°N und 32°N deuten das Vor- handensein von Wolken an. Da nur starke Wolkensignale in grau in der Abbildung des von CALIPSO gemessenen Rückstreu- koeffizienten dargestellt sind und schwache Signale in derselben Farbcodierung, wie die durch die Streuung an Aerosolen hervorgerufenen Signale, haben, könnten auch die gelben, orangefarbenen und roten Punkte für Streuung an Wolken stehen. Der erhöhte Streu- koeffizient nördlich von 31°N ist wahrscheinlich auf Wolken zurückzuführen.

Sowohl in der Beobachtung als auch in der Simulation befindet sich die Staubwolke im Nordosten dieses Vertikalschnitts sehr niedrig am Boden. Die Höhe der Staubschicht beträgt dort 1,3 km. An der ITF werden die Staubpartikel in größere Höhen transportiert. Dieses ist in der Beobachtung etwas weiter im Nordosten der Fall als in der Simulation. Auch das in der Beobachtung erkennbare Maximum im Rückstreu- koeffizienten bei 13°N und 15°W befindet sich nicht an derselben Position wie das simulierte Maximum der Massendichte. Dabei ist zu beachten, dass aufgrund des Rechengitters nicht exakt dieselben Vertikalschnitte für die Messung und die Simulation verglichen werden können. Trotz der kleinen Diskrepanzen kann man sagen, dass die vertikale Verteilung der Mineralstaubpartikel vom Modell sehr gut simuliert wird.

6.4 März 2006: Vergleich der Simulationen mit bodengebundenen Messungen

6.4.1 Zeitlich hochaufgelöste Strahlungsmessungen in Niamey

ARM Mobile Facility

Das U.S. Atmospheric Radiation Measurement (ARM) Programm stationierte die ARM Mobile Facility (ARM-MF) während des RADAGAST Projektes (Radiative Atmospheric Divergence using ARM mobile facility, Gerb dara and Amma STations, Miller und Slingo (2007)) in Niamey, Niger (13,51°N, 2,11°O). Dort befand sie sich zwischen November 2005 und Januar 2007, also auch während des Staubsturmes im März 2006. Viele verschiedene atmosphärische Messungen wurden an der ARM-MF durchgeführt. In der vorliegenden Studie liegt der Fokus auf den Messungen der Strahlungsflussdichten. Mit einem Breitband-Radiometer wurden die kurzwelligen und langwelligen aufwärts und abwärts gerichteten Strahlungsflussdichten gemessen. Diese Messungen haben eine zeitliche Auflösung von einer Minute. Die ARM-MF war am Flughafen von Niamey stationiert. Der Boden war dort frei von Vegetation.

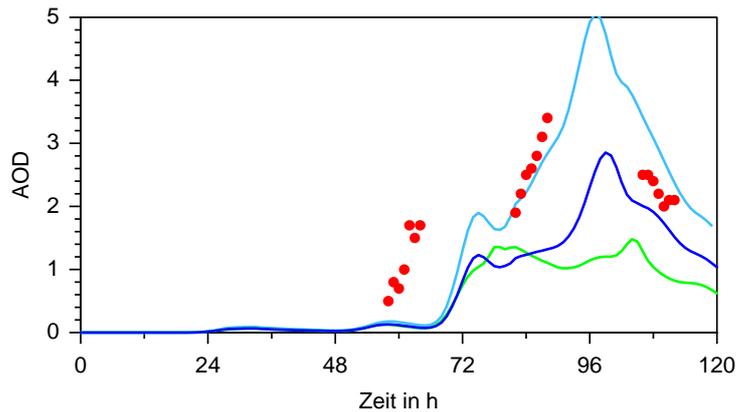


Abbildung 6.14: Optische Dicke in Niamey zwischen dem 5. und 9. März 2006. Rot: Aus Messungen bestimmte AOD, Werte aus Slingo et al. (2006) entnommen. Dunkelblau: Simulation A. Hellblau: Simulation B. Grün: Simulation CTRL.

Die Unsicherheiten bei der Messung der Strahlungsflussdichten am ARM-MF werden für die nach unten gerichtete solare Strahlungsflussdichte auf $13,6 \text{ W/m}^2$ für die direkte und $9,0 \text{ W/m}^2$ für die diffuse geschätzt. Für die totale nach unten gerichteten Strahlungsflussdichte wird die Unsicherheit ebenfalls als $9,0 \text{ W/m}^2$ angegeben. Allerdings können die Unsicherheiten während der extremen Umstände, die während des Staubsturmes herrschten, größer sein. Die Unsicherheit in der diffusen Strahlungsflussdichte wird während des Staubsturmes auf 22 W/m^2 korrigiert. Für die nach unten gerichteten thermische Strahlungsflussdichte wird eine Unsicherheit von $5,1 \text{ W/m}^2$ angegeben (Slingo et al., 2006).

Die optische Dicke

Slingo et al. (2006) haben die optische Dicke aus Messungen des MultiFilter Rotating Shadowband Radiometers (MFRSR) mit Hilfe einer erneuerten Version des Algorithmus von Kassianov et al. (2005) bestimmt. Allerdings warnen Kassianov et al. (2005), dass der Algorithmus nicht für große Partikel wie z.B. Staubpartikel anwendbar ist. Der Grund hierfür ist, dass diese Aerosole nur eine schwache Abhängigkeit der AOD von der Wellenlänge haben. Für den Vergleich der simulierten und der aus den Messungen gewonnenen optischen Dicke wird die überarbeitete Version von Slingo et al. (2006) angewendet. Ein Vergleich der simulierten optischen Dicke mit der aus den Stationsmessungen gewonnenen optischen Dicke zeigt, dass ihr Verlauf und auch die Stärke sehr gut von COSMO-ART simuliert wird. Allerdings erreicht die Staubfront die Station in der Simulation erst 10 Stunden später als in den Beobachtungen (Abb. 6.14).

Da die Staubfront die Station in den Simulationen später als in der Realität erreicht, stimmen die beobachtete und simulierte AOD am 7.3. (entspricht 48 h - 72 h Simulationszeit) nicht gut überein. Die simulierte optische Dicke ist zu niedrig. In Simulation B stimmt die AOD am 8.3. sehr gut mit der Messung überein, in Simulation A wird die AOD weiterhin unterschätzt. Am 9.3.2006 stimmen die in den Simulationen A und B simulierte und die aus den Messungen generierte optische Dicke gut überein. Bis auf die Verzögerung entspricht der Verlauf der AOD in den Simulationen A und B der Beobachtung, allerdings liegt das Maximum in der Beobachtung bei 3,5 und in Simulation A bei nur 2,9. In Simulation B erreicht das Maximum der AOD 5. Das Maximum wird in Simulation B zwei

Stunden eher als in Simulation A erreicht. Diese Erkenntnisse sind für die folgenden Vergleiche der gemessenen und simulierten Strahlungsflussdichten sehr bedeutend.

Der zeitliche Verlauf der AOD in den einzelnen Simulationen zeigt signifikante Unterschiede. Der deutlichste Unterschied liegt im Ausbleiben des Maximums in der Kontrollsimulation. Nachdem die optische Dicke in der Nacht zum 8.3. einen Wert von 1,3 erreicht hat, bleibt sie in der Kontrollsimulation für die nächsten 36 Stunden auf diesem Wert. In den Simulationen A und B erreicht nach einigen Stunden eine Staubwolke mit hoher Staubkonzentration den Gitterpunkt, in dem die Station liegt. Der Wert der AOD steigt auf 2,8 bzw. 5 an. Dieser zeitliche Verlauf stimmt mit der Beobachtung überein. Es muss sich bedingt durch die Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsflüssen die Windgeschwindigkeit und/oder -richtung und/oder die Stabilität so verändert haben, dass es zu diesen bedeutenden Unterschieden kommen kann. Diese Aussage wird in Kapitel 6.6 überprüft. Die Massenkonzentrationen in den Simulationen A und B unterscheiden sich nur wenig. Die Unterschiede in der AOD zwischen den Simulationen sind durch die Unterschiede im Extinktionskoeffizienten bedingt. Kleine Partikel haben im kurzwelligen Spektralbereich einen viel höheren spezifischen Extinktionskoeffizienten als größere Partikel (Kapitel 4). Dies ist der Grund für die höhere AOD in Simulation B.

Strahlungsflüsse

In Abbildung 6.15 ist die Globalstrahlung für Niamey dargestellt. Die berechnete Globalstrahlung der Simulationen mit Wechselwirkungen stimmt sehr gut mit den Messungen überein. In den ersten 2,5 Tagen der Simulation hat die Staubfront die Station noch nicht erreicht. In den Simulationen, die die aktuelle Mineralstaubkonzentration bei der Bestimmung der Strahlungsflüsse berücksichtigen (hell- und dunkelblau), befinden sich am Starttermin keine Mineralstaubpartikel in der Atmosphäre. Solange keine Mineralstaubpartikel in Niamey emittiert oder dorthin transportiert werden, befinden sich also genauso wie in der Kontrollsimulation (hellgrün) keinerlei Staubpartikel in der Luft. An den ersten drei Tagen wird die Globalstrahlung in diesen Simulationen im Vergleich zur Messung (rot) überschätzt. In der Realität gibt es in Niamey sehr selten eine völlig staubfreie Atmosphäre. Dies erklärt die Überschätzung an den ersten Tagen. Im Standard-COSMO Modell (braun) ist eine mittlere Verteilung von Mineralstaubpartikeln enthalten. Diese ist konstant, für Niamey beträgt der Wert für die optische Dicke für Wüstenaerosole bei einer Wellenlänge von 550 nm 0,4, die der anderen Aerosole liegt bei 0,5. Vergleicht man die Globalstrahlung des Standard-COSMO Modells mit den Messungen an den Tagen vor Eintreffen der Staubfront, so erkennt man eine leichte Unterschätzung. Diese ist ein Indiz dafür, dass die optische Dicke zu diesem Zeitpunkt in der Realität geringer als 0,5 gewesen sein könnte. Betrachtet man nun die berechnete optische Dicke von Slingo et al. (2006) so erkennt man, dass die gesamt-optische Dicke am Mittag des 7.3.2006 (66. Julianischer Tag) bei 0,5 bis 0,8 lag. Zu diesem Zeitpunkt wird die Globalstrahlung in Simulation STD etwas überschätzt.

Am 7. März 2006 gegen Mittag erreicht die Staubfront die Station in Niamey. Die simulierte Staubfront erreicht die Station, wie bereits erwähnt, erst am Abend. Nach Eintreffen der Front geht die gemessene Globalstrahlung am 7.3. (Tag 66) um 125 W/m^2 , am 8.3. (Tag 67) um fast 250 W/m^2 zurück. Am 7.3. fällt diese Abnahme aufgrund des zu späten Eintreffens der Front in Simulation A und B geringer aus als in den Messungen. Am 8.3. liegen sowohl die gemessene als auch die in Simulation B berechnete

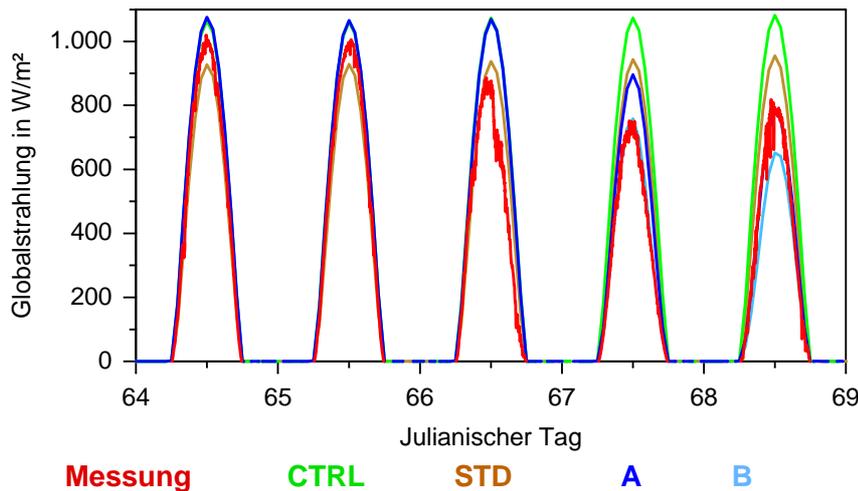


Abbildung 6.15: Globalstrahlung an der Erdoberfläche in W/m^2 für Niamey zwischen dem 5. und 9. März 2006.

Globalstrahlung bei 750 W/m^2 , zu diesem Zeitpunkt stimmen auch die simulierte und die aus den Beobachtungen generierte AOD überein (Abb. 6.14). Die Globalstrahlung aus Simulation A beträgt am Mittag des 8.3. 900 W/m^2 , die AOD in Simulation A ist um etwa 1 geringer als in Simulation B.

Am 9.3. (Tag 68) wird die optische Dicke in der Simulation mit den Wechselwirkungen gut getroffen, in Simulation A wird die AOD etwas unterschätzt, in Simulation B leicht überschätzt. Die Unterschiede in der Globalstrahlung zwischen Simulation A und B kommen zum einen durch die Unterschiede in der AOD und zum anderen aufgrund der durch die unterschiedliche Größe der Partikel bedingten Unterschiede in den optischen Parametern zustande. Die in Simulation A bestimmte Globalstrahlung stimmt am 9.3. sehr gut mit der Messung überein. Beide erreichen am Mittag einen Wert von 800 W/m^2 . In Simulation B wird die Globalstrahlung um 100 W/m^2 unterschätzt, dies kommt durch die Überschätzung der AOD zustande.

In Simulation CTRL und STD können keine Änderungen der Globalstrahlung aufgrund der Staubfront simuliert werden. Das führt zu einer Überschätzung der Globalstrahlung nach Eintreffen der Front. Diese Ergebnisse zeigen, dass eine sehr gute Bestimmung der Globalstrahlung mit COSMO-ART bei Verwendung der Albedo des IFS und bei Berücksichtigung der aktuellen Mineralstaubkonzentration bei Berechnung der Strahlungsfelder möglich ist.

Die Globalstrahlung ist die Summe aus direkter und nach unten gerichteter diffuser Strahlungsflussdichte. Die Simulationen, die die Wechselwirkungen zwischen aktueller Mineralstaubkonzentration und Strahlungsfeldern berücksichtigen, treffen die gemessene Globalstrahlung mit leichten Abweichungen gut. Allerdings ist die Aufteilung zwischen direkter und diffuser Strahlung nicht korrekt (Abb. 6.16 und 6.17). Es kommt zu einer Überschätzung des Anteils von direkter Strahlung an der Globalstrahlung in allen durchgeführten Simulationen nach Eintreffen der Staubfront. Vor dem Eintreffen der Staubfront an der Station stimmen die beobachtete und die in der Standardsimulation bestimmte Fluss direkter Strahlung miteinander überein. In dieser Simulation gibt es keinerlei Wechselwirkungen mit der aktuellen Staubkonzentration und den Strahlungsflüssen, daher wird der direkte Anteil der kurzwelligen Strahlung nach Eintreffen der Front stark überschätzt. In den Simulationen mit Wechselwirkungen geht der Anteil der direkten Strahlung an der Globalstrahlung nach Eintreffen der Staubfront zurück. Dieses

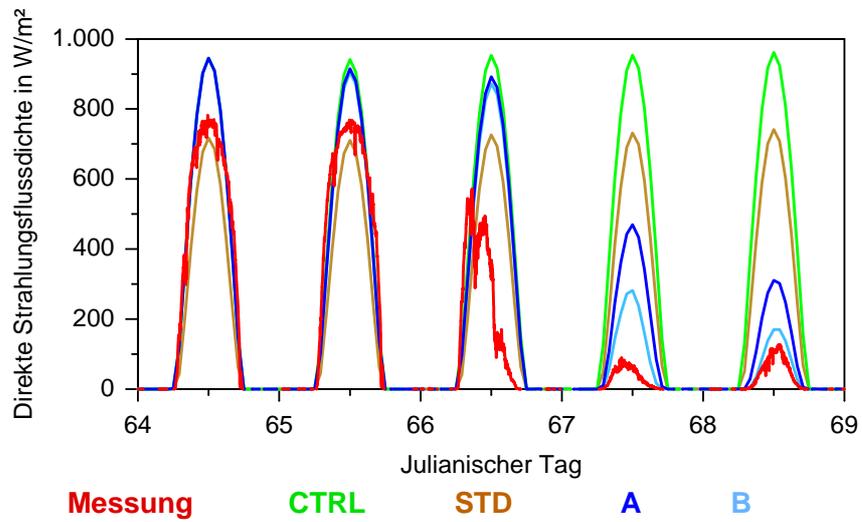


Abbildung 6.16: Direkte Strahlungsflussdichte an der Erdoberfläche in W/m^2 für Niamey vom 5. bis 9. März 2006.

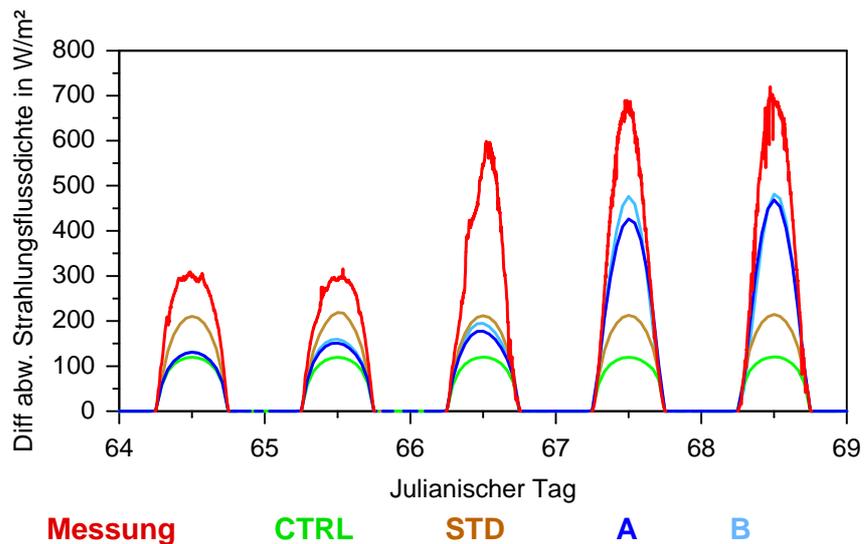


Abbildung 6.17: Diffuse abwärts gerichtete Strahlungsflussdichte an der Erdoberfläche in W/m^2 für Niamey vom 5. bis 9. März 2006.

ist auch in den Beobachtungen zu erkennen. Die direkte Strahlung geht in den Beobachtungen auf unter 100 W/m^2 zurück. In den Simulationen ist die stärkste Abnahme am 9. März zu finden, die direkte Strahlungsflussdichte geht dann in Simulation A auf unter 300 W/m^2 und in Simulation B auf unter 200 W/m^2 zurück. Damit sind in Simulation B berechnete und beobachtete Strahlungsflussdichte von ähnlicher Größenordnung, allerdings wird in Simulation B die AOD am 9.3. (Tag 68) etwas überschätzt.

Die Strahlungsflussdichte der diffusen nach unten gerichteten Strahlung wird in allen Simulationen unterschätzt (Abb. 6.17). Bevor die Staubfront die Station erreicht, trifft die Simulation STD die Messungen am Besten. Allerdings kommt es auch hier zu einer Unterschätzung der diffusen Strahlungsflussdichte von 100 W/m^2 , also um 30 %. In den Simulationen, in denen sich am Starttermin keine Staubaerosole in der Atmosphäre befinden, ist die diffuse Strahlungsflussdichte um 60 % geringer als in den Beobachtungen. Nach dem Eintreffen der Staubfront stimmen die Ergebnisse der Simulationen, die die Wechselwirkungen zwischen aktueller Staubkonzentration und den Strahlungsflüssen berücksichtigen, besser mit den Beobachtungen überein als die der Simulationen CTRL und COSMO. Die diffuse Strahlungsflussdichte am Erdboden ist aber auch in diesen Simulationen um etwa 20 % zu niedrig. Dies lässt darauf schließen, dass die Partikel in der Realität mehr streuen als in den Simulationen. Für die Bestimmung der optischen Eigenschaften von Aerosolpartikeln wird u.a. der Brechungsindex benötigt (Kapitel 3 und 4). Unser Ergebnis führt zu der Annahme, dass der Imaginärteil des Brechungsindex niedriger sein müsste. Diese Veränderung allein würde aber nicht ausreichen, um die Messungen zu treffen. Dies hat eine 3-dimensionale Studie gezeigt, in der die Partikel im kurzwelligen Spektralbereich die Strahlung nur streuen, im Rahmen der vorliegenden Arbeit wird darauf nicht weiter eingegangen. Die Tatsache, dass der deutlichste Unterschied im abwärts gerichteten diffusen Strahlungsfluss am 8.3.2006 (Tag 67) zwischen den Simulationen A und B auftritt, zeigt, dass die bessere Reproduktion der beobachteten Flussdichte am 8.3.2006 in Simulation B durch die realistischere Bestimmung der AOD an diesem Tag bedingt ist.

Nun stellt sich die Frage, warum COSMO-ART zwar in der Lage ist, die Globalstrahlung sehr gut für Niamey nach Eintreffen der Staubfront zu simulieren, aber die Aufteilung zwischen diffuser und direkter Strahlung nicht korrekt wieder gibt. Ein Grund dafür könnte, wie bereits erwähnt, die Verwendung des Brechungsindex von Petzold et al. (2008) für das gesamte Modellgebiet sein. In den Simulationen wird eine konstante mineralogische Zusammensetzung von Mineralstaubpartikeln für das gesamte Simulationsgebiet angenommen. In der Realität unterscheiden sich die Zusammensetzungen je nach Quellregionen (Kapitel 4). Während des Staubsturmes im März 2006 wurde von Slingo et al. (2006) eine Einfachstreueralbedo zwischen 0,89 und 0,95 bei einer Wellenlänge von 500 nm in Niamey ermittelt. In den hier vorliegenden Simulationen liegt der Wert bei 0,91 für die kleinste, 0,85 für die mittlere und 0,84 für die größte Mode, die Partikel absorbieren demnach stark im solaren Spektrum. Wie oben erwähnt kann eine höhere Einfachstreueralbedo zwar den Anteil der diffusen Strahlung vergrößern, aber sie verringert nicht den Anteil der direkten Strahlung. Dasselbe gilt für den Asymmetrieparameter. Durch mehr vorwärts gestreute Strahlung würde sich zwar der diffuse Strahlungsfluss vergrößern, aber den direkten würde dies nicht beeinflussen. Ein weiterer Grund für die inkorrekte Aufteilung zwischen direkter und diffuser Strahlung könnte eine Unterschätzung der optischen Dicke sein. Dies trifft auf die ersten Tage des Beobachtungszeitraums auch zu. Allerdings stimmen die in den Simulationen A und B berechnete und die aus den Messungen bestimmte optische Dicke am 9.3.2006 (Tag 68) gut überein. Aber auch zu diesem Zeitpunkt kann man Unterschiede in der direkten und diffusen Strahlungsflussdichte zwischen den Simulationen und den Messungen feststellen. Der Verlauf der optischen Dicke und

des Angströmxponenten in Niamey für das Jahr 2006 wurde von Slingo (persönliche Mitteilung, 2007) untersucht. Nimmt der Angströmxponent einen Wert von über 0,4 an, so weist das auf kleine Partikel hin, dies sind im Allgemeinen keine Mineralstaubpartikel. Im Januar und Februar hat der Angströmxponent häufig Werte von über 0,4 erreicht, die optische Dicke hat zu diesem Zeitpunkt etwa 0,4 betragen. Im COSMO Modell beträgt die optische Dicke ohne Staubaerosole in Niamey 0,1. Sie ist also eventuell geringer als in der Realität. Dies könnte ein Indiz dafür sein, dass die Konzentrationen der anderen Aerosole im COSMO Modell unterschätzt werden. Dadurch würde die gesamt-optische Dicke höher werden, die AOD aus Simulation A würde dann gut mit den Messungen übereinstimmen.

Für die Bestimmung der optischen Eigenschaften spielt auch der Durchmesser der Partikel eine Rolle (Kapitel 4). Je größer ein Partikel ist, umso mehr absorbiert er bei gleichem Brechungsindex, umso höher ist der Asymmetriefaktor und umso kleiner ist sein spezifischer Extinktionskoeffizient im kurzwelligen Spektralbereich. Es könnte sein, dass die Partikel in den Simulationen in Niamey zu groß sind. Die Mie-Rechnungen zur Bestimmung der optischen Eigenschaften der Mineralstaubpartikel werden für konstante Größenverteilungen der Mineralstaubpartikel einmalig offline durchgeführt (Kapitel 3). Wenn die Mineralstaubpartikel, wie dies im März geschehen ist, lange in der Atmosphäre transportiert werden, verändert sich ihre Größenverteilung, die großen Partikel fallen aus. Diese Änderung der Größenverteilung hat in COSMO-ART keinen Einfluss auf die Bestimmung der optischen Eigenschaften, da diese aus Gründen der Rechenzeit nicht online durchgeführt werden können. Wären die Staubpartikel bei gleicher Massendichte kleiner, so würde sich die AOD im kurzwelligen Spektralbereich durch das Vorhandensein der kleineren Partikel erhöhen und der direkte Strahlungsfluss ab- und der diffuse zunehmen. Allerdings würde dann auch die AOD überschätzt werden. Außerdem streuen kleine Partikel mehr Strahlung in Vorwärtsrichtung als große Partikel. Die abwärts gerichtete diffuse Strahlung wäre daher in Simulation B bei gleicher AOD höher. Es gibt natürlich neben den Ungenauigkeiten im Modell auch Ungenauigkeiten in den Messungen. Letztere werden für die diffuse Strahlung von Slingo et al. (2006) auf etwa 22 W/m^2 geschätzt. Die Autoren geben für die direkte Strahlungsflussdichte eine Ungenauigkeit von $13,6 \text{ W/m}^2$ an. Keiner der hier aufgeführten Gründe wird alleine für die Diskrepanz in der Aufteilung der Flüsse verantwortlich sein.

In Abbildung 6.18 ist die Strahlungsflussdichte der nach oben gerichteten diffusen Strahlung in Niamey für die verschiedenen Modellsimulationen dargestellt. Die Simulationen ohne Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern sind in grün dargestellt. Die rote Kurve zeigt die Strahlungsflussdichte aus Messungen am ARM-MF. Die braune Kurve zeigt die Ergebnisse aus dem Modelllauf mit der Standardalbedo des COSMO Modells. Die Albedo aus dem IFS ist in Niamey um 11 % höher als die im COSMO Modell verwendete. Die effektive Albedo aus der Simulation, in der als diffuse Albedo die IFS Albedo verwendet wurde, stimmt im Mittel gut mit den Messungen überein. Beim Tagesgang der Albedo kommt es zu einer leichten Überschätzung der Albedo in den Morgen- und Abendstunden und zu einer Unterschätzung am Mittag in der Simulation mit der IFS Albedo (Abb. 6.18, rechts). Dies liegt an der Abhängigkeit vom Zenitwinkel, die im COSMO Modell zur Ermittlung der effektiven Albedo verwendet wird. Die Albedo aus der Simulation mit der Standardalbedo ist immer geringer als die aus den Messungen berechnete. Je höher die Albedo, desto mehr Strahlung wird an der Erdoberfläche reflektiert. Annähernd 250 W/m^2 wurden für die nach oben gerichtete diffuse Strahlungsflussdichte an der Station in der Mittagszeit gemessen. Dieser Wert wird von der Simulation mit verwendeter IFS Albedo gut wiedergegeben. In Simulation STD ist der Wert mit fast 120 W/m^2 dagegen nur halb so hoch wie in den Messungen. Nach Eintreffen der Staubfront an der Station nimmt die

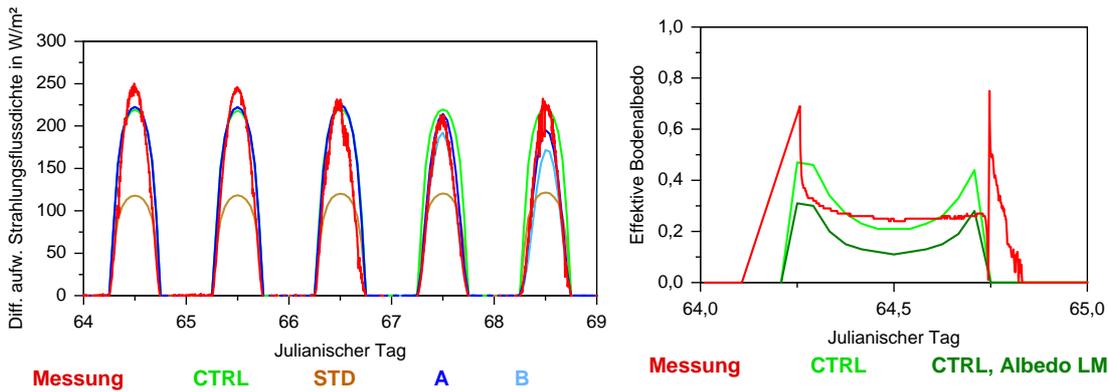


Abbildung 6.18: Links: Strahlungsflussdichte der nach oben gerichteten diffusen Strahlung in W/m^2 für Niamey vom 5. bis 9. März 2006. Rechts: Effektive Bodenalbedo für Niamey am 5.3.2006.

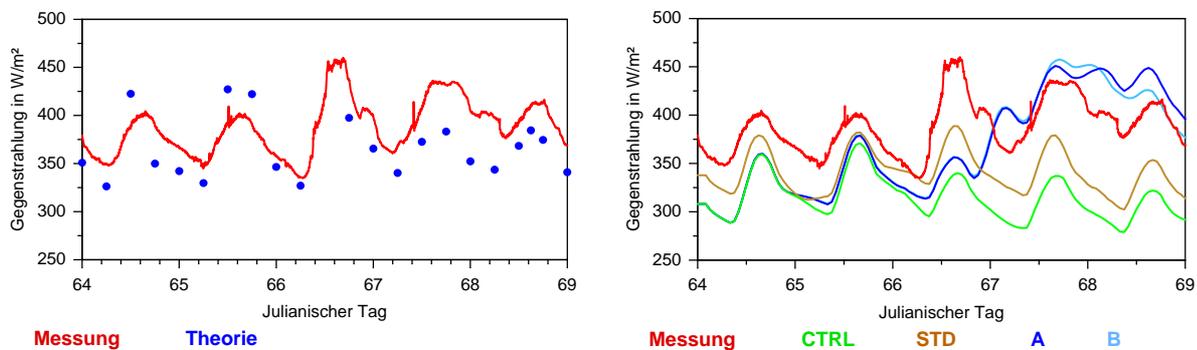


Abbildung 6.19: Atmosphärische Gegenstrahlung in W/m^2 für Niamey vom 5. bis 9. März 2006.

Strahlungsflussdichte der aufwärts gerichteten diffusen Strahlung sowohl in den Messungen als auch in den Simulationen mit Wechselwirkungen leicht ab. Diese Abnahme fällt in Simulation A und besonders B etwas zu stark aus. Die Abnahme ist in dem Rückgang der Globalstrahlung begründet. Dies erklärt auch, warum die Strahlungsflussdichte der aufwärts gerichteten diffusen Strahlung in Simulation B zu niedrig ist.

Bisher wurden nur die Auswirkungen des direkten Aerosoleffektes auf die kurzwellige Strahlung diskutiert. COSMO-ART ist aber auch in der Lage, den direkten Aerosoleffekt der aktuellen Mineralstaubverteilung in der Atmosphäre bei der Berechnung der langwelligen Strahlung zu berücksichtigen. Bevor diese Ergebnisse in den nächsten Abschnitten diskutiert werden, folgen an dieser Stelle erstmalig theoretische Überlegungen. In Abbildung 6.19 sind die gemessene atmosphärische Gegenstrahlung in rot und ihr theoretisch berechneter Wert in dunkelblau dargestellt. Die atmosphärische Gegenstrahlung ist die von der Atmosphäre emittierte und auf die Erdoberfläche treffende Wärmestrahlung. Der berechnete Wert gibt eine Abschätzung über die Gegenstrahlung in einer staubfreien Atmosphäre an. Er wurde mit Hilfe der Ångström Formel bestimmt (Lenz, 1996):

$$F_{ld} = c \cdot q^{0,07} \cdot \sigma \cdot T^4. \quad (6.2)$$

Dabei ist F_{ld} die Gegenstrahlung, σ die Stefan-Boltzman-Konstante, T die 2m-Temperatur aus Stationsmessungen und q die spezifische Feuchte an der SYNOP-Station in Niamey. Die Konstante c wurde so angepasst, dass gemessene und berechnete Strahlungsflussdichte vor Eintreffen der Staub-

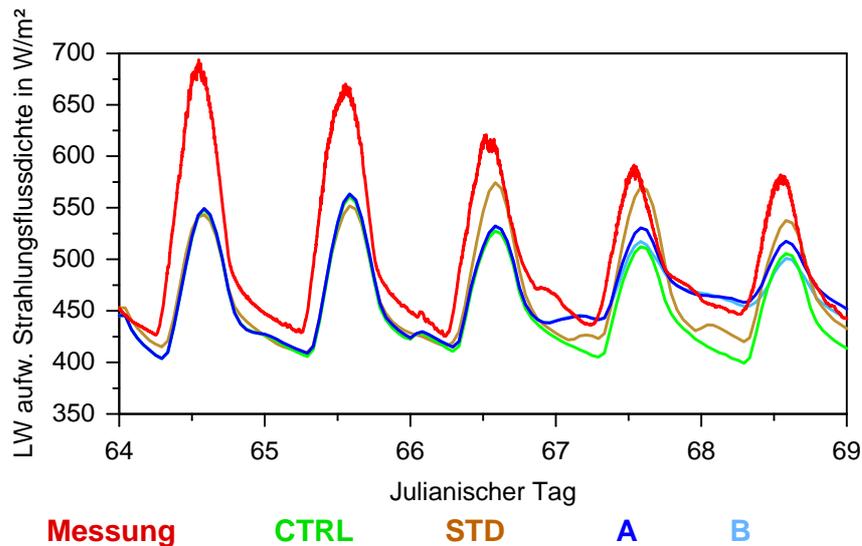


Abbildung 6.20: Strahlungsflussdichte der terrestrischen aufwärts gerichteten Strahlung an der Erdoberfläche in W/m^2 für Niamey vom 5. bis 9. März 2006.

front gut übereinstimmen, ihr Wert liegt bei $0,98$. Trotzdem wird der Tagesgang vor dem Eintreffen der Staubfront in der Berechnung überschätzt. Der Grund liegt in der Verwendung der 2m -Temperatur als Grundlage der Berechnung. Nach Eintreffen der Staubfront am 66. Julianischen Tag, dem 7.3.2006, steigt die gemessene Gegenstrahlung um etwa $50 \text{ W}/\text{m}^2$ an. In der Berechnung nimmt sie aufgrund des Rückgangs der Temperatur (Abb. 6.24) dagegen ab. Das Vorhandensein von Mineralstaubpartikeln in der Atmosphäre bewirkt also eine Zunahme der abwärts gerichteten langwelligen Strahlungsflussdichte um bis zu $77 \text{ W}/\text{m}^2$ (am Abend des Tages 67).

Auf der rechten Seite der Abbildung 6.19 ist die in den Simulationen berechnete Gegenstrahlung in Niamey für den Zeitraum vom 5. bis 9. März 2006 dargestellt. Sie wird am ersten Tag von allen Simulationen unterschätzt. Dies gilt auch für Simulation STD (braun), obwohl in dieser für diese Situation eine beinahe realistische AOD angenommen wird und es so bedingt durch den Staub zu einer vermehrten Absorption und Re-Emission von langwelliger Strahlung kommt. Das führt zu der Erhöhung der Gegenstrahlung um $20 \text{ W}/\text{m}^2$ in Simulation STD gegenüber den anderen Simulationen. Die Staubfront erreicht die Station am Mittag des 7. März. In den Messungen steigt die Gegenstrahlung, sie steigt von $400 \text{ W}/\text{m}^2$ am Mittag des 6.3. (Tag 66) auf $460 \text{ W}/\text{m}^2$ am Mittag des 7.3.2006. Die Staubaerosole absorbieren solare und langwellige Strahlung, dadurch erwärmt sich die Schicht, die dann erhöhte langwellige Strahlung emittiert. In den Simulationen mit den Wechselwirkungen (blau) ist dieser Effekt ebenfalls sehr gut zu erkennen, nachdem die Staubfront auch in den Simulationen die Station erreicht hat. Allerdings wird dieser Effekt etwas überschätzt. Die Differenz aus den in staubfreier (CTRL) und staubiger (A, B) Atmosphäre berechneten Flussdichten beträgt in den Simulationen $110 \text{ W}/\text{m}^2$. Der Unterschied zwischen der unter Verwendung der Ångström Formel ermittelten Gegenstrahlung und der Messung betrug dagegen nur etwa $70 \text{ W}/\text{m}^2$. Die Überschätzung der Gegenstrahlung ist besonders in der Nacht zu erkennen. Sie resultiert vermutlich aus der zu starken Absorption von lang- und kurzwelliger Strahlung, durch die die Atmosphäre zu stark erwärmt wird. Die Überschätzung fällt in Simulation A am 9.3. (Tag 68) stärker aus als in Simulation B.

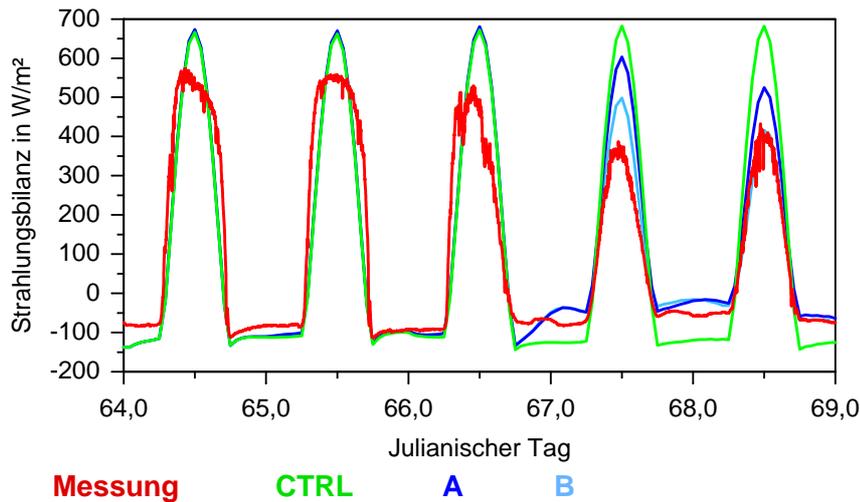


Abbildung 6.21: Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche in W/m^2 für Niamey vom 5. bis 9. März 2006.

Die nach oben gerichtete terrestrische Strahlungsflussdichte (langwellige Ausstrahlung) weist nach dem Stefan-Boltzmann-Gesetz eine starke Abhängigkeit von der Temperatur des Erdbodens auf. Vor dem Eintreffen der Staubfront wird die Oberflächentemperatur in allen Simulationen unterschätzt, um die Mittagszeit ist das besonders ausgeprägt (Abb. 6.20). Dies resultiert in einer Unterschätzung der langwelligen Ausstrahlung. Nachdem die Staubfront die Station erreicht hat, nimmt die Ausstrahlung von der Erdoberfläche in den Beobachtungen im Vergleich zu den staubarmen Tagen während des Tages ab, und in der Nacht steigt sie an. Der Tagesgang der Oberflächentemperatur und somit der langwelligen Ausstrahlung wird reduziert. Am 9.3. (Tag 68) beträgt die Amplitude der langwelligen Ausstrahlung nur noch die Hälfte der Amplitude am 5.3.2006 (Tag 64). Diese Reduktion des Tagesganges ist auch in den Simulationen mit Berücksichtigung der aktuellen Mineralstaubkonzentration bei Bestimmung der Strahlungsflüsse festzustellen. Allerdings wird die Amplitude des Tagesganges in den Simulationen unterschätzt. Grund hierfür ist eine Unterschätzung der Oberflächentemperatur in den Modellkonfigurationen ohne Wechselwirkungen nach dem Eintreffen der Staubfront. Dies ist in den Simulationen mit Wechselwirkungen am Tage auch der Fall, in der Nacht wird sie leicht überschätzt. Die Überschätzung kommt durch die starke Absorption und Reemission von terrestrischer Strahlung zustande.

Die Strahlungsbilanz am Erdboden ist gegeben durch die Summe aus den kurzwelligen und langwelligen Strahlungsbilanzen. Bei ihrer Betrachtung wird deutlich, dass sie in den Simulationen vor Eintreffen der Front zu hoch ausfällt (Abb. 6.21). Dies bedeutet, dass dem Erdboden in den Simulationen mehr Energie durch Strahlung zur Verfügung steht, er kann sich stärker erwärmen. Die eingestrahlte Energie steht für den Wärmeumsatz zwischen Untergrund, Boden und bodennaher Atmosphäre zur Verfügung. Die Energiebilanz der Erdoberfläche besteht neben der Strahlungsbilanz aus dem latenten Wärmestrom, dem fühlbaren Wärmestrom und dem Bodenwärmestrom. Diese haben hier definitionsgemäß ein positives Vorzeichen, wenn sie zum Erdboden gerichtet sind. Die durch die Unterschiede in der Strahlungsbilanz angedeutete höhere Bodentemperatur in den Simulationen gegenüber der Messung widersprechen aber den Ergebnissen für die langwellige Ausstrahlung (Abb. 6.20). Ein Vergleich der gemessenen mit den berechneten Flussdichten impliziert, dass der Erdboden in der Realität wärmer war als in den Simulationen (Stefan-Boltzmann-Gesetz). Die Strahlungsbilanz wird am Mittag vor dem

Eintreffen der Staubfront um etwa 100 W/m^2 zu hoch berechnet. Aber die langwellige Ausstrahlung ist zu diesem Zeitpunkt in den Simulationen um 250 W/m^2 niedriger als in der Messung. Dies ist hauptsächlich durch die Unterschiede in der Bodentemperatur bedingt. Im Folgenden wird untersucht, warum die Temperatur der Erdoberfläche in den Simulationen niedriger als in der Messung ist, obwohl die Strahlungsbilanz in den Simulationen höher ist.

Auf der linken Seite der Abbildung 6.22 ist ein Vergleich des fühlbaren Wärmeflusses an der Erdoberfläche dargestellt. Vor dem Eintreffen der Front wird in den Simulationen der fühlbare Wärmefluss am Mittag um etwa 100 W/m^2 und in der Nacht um 70 W/m^2 überschätzt. Nach Eintreffen der Front nimmt der fühlbare Wärmefluss vom Boden zur Atmosphäre am Mittag ab und in der Nacht zu. Der Grund für die Abnahme am Tag liegt in der durch die Absorption von Strahlung an den Mineralstaubpartikeln erwärmten Luft. Aufgrund der Temperaturzunahme des Erdbodens in der Nacht fällt der fühlbare Wärmefluss in Richtung Erdoberfläche geringer aus. Auch in den Beobachtungen kann man eine Abnahme des fühlbaren Wärmeflusses, der in die Atmosphäre gerichtet ist, nach Eintreffen der Front am Mittag erkennen. Auch in der Nacht kann man eine leichte Abnahme des in Richtung Erdboden gerichteten fühlbaren Wärmeflusses erkennen. Dies ist durch das Vorhandensein der Staubschicht bedingt. Durch die Unterschiede im berechneten und gemessenen fühlbaren Wärmestrom kann nicht erklärt werden, warum die Temperatur in der Messung niedriger als in den Simulationen ist. Im Gegenteil, die Unterschiede deuten eher darauf hin, dass die berechnete Temperatur der Erdoberfläche höher als die gemessene sein müsste.

Wüstenboden aus trockenem Sand, wie er an der Station in der Realität vorzufinden ist, besitzt nur eine geringe Wärmeleitfähigkeit. So sollte der Bodenwärmestrom gering sein. Der Boden ist außerdem relativ trocken, so sollte nur eine geringe Energiemenge durch Verdunstung abgeführt werden. Dies wird auch durch die Messung gezeigt (Abb. 6.22, rechts). Aber in den Simulationen sieht dies anders aus. In allen Modellsimulationen beträgt der latente Wärmefluss am Mittag in etwa -300 W/m^2 , d.h. 300 W/m^2 werden in Form von latenter Wärme vom Erdboden an die Atmosphäre abgegeben. Der latente Wärmefluss in der Realität beträgt dagegen nur etwa 30 W/m^2 . An der Station ist es recht karg, dort wird die Erdoberfläche nicht von Vegetation bedeckt (Milton et al., 2008). In der Gitterbox, in der Niamey liegt, beträgt der Blattflächenindex 3, es ist also Vegetation in der entsprechenden Gitterbox vorhanden (Abb. 6.23). Diese Tatsache beruht auf den verwendeten externen Daten der Pflanzenbedeckung. Niamey liegt an der nördlichen Grenze des Gebietes, in dem in der Simulation schon Vegetation vorhanden ist. Dadurch kommt es in den Simulationen zu der Überschätzung des latenten Wärmeflusses. Einige Kilometer weiter nördlich beträgt er auch in den Simulationen betragsmäßig weniger als 50 W/m^2 . Die Überschätzung des Energieverlustes am Erdboden durch den latenten Wärmefluss wird in den Simulationen zum Teil durch die Überschätzung des Energiegewinns durch die erhöhte Strahlungsbilanz kompensiert. Die Unterschätzung der Bodentemperatur in den Simulationen ist durch den unrealistisch hohen latenten Wärmefluss bedingt. Der latente Wärmefluss nimmt in den Simulationen A und B nach dem Eintreffen der Front in Niamey zu. Bedingt durch die höhere AOD fällt die Zunahme in Simulation B höher aus als in Simulation A.

Nach Eintreffen der Front nimmt die Strahlungsbilanz am Mittag um 150 W/m^2 ab (Abb. 6.21). In der Nacht strahlt der Erdboden nach Eintreffen der Front dagegen 50 W/m^2 weniger Energie aus als vor dem Eintreffen. Dieser Rückgang in der nächtlichen Ausstrahlung ist auch in den Simulationen mit Berücksichtigung der Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsflüssen zu

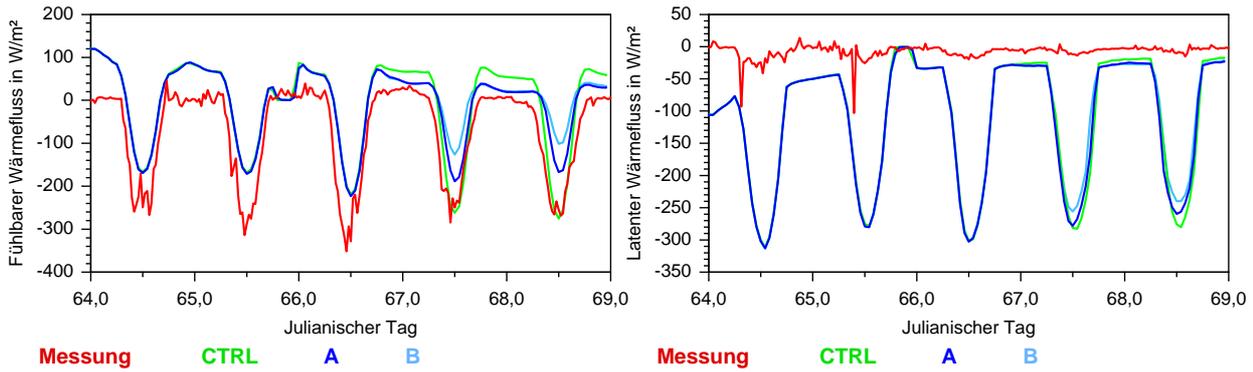


Abbildung 6.22: Fühlbarer (links) und latenter (rechts) Wärmefluss an der Erdoberfläche in W/m^2 für Niamey vom 5. bis 9. März 2006.

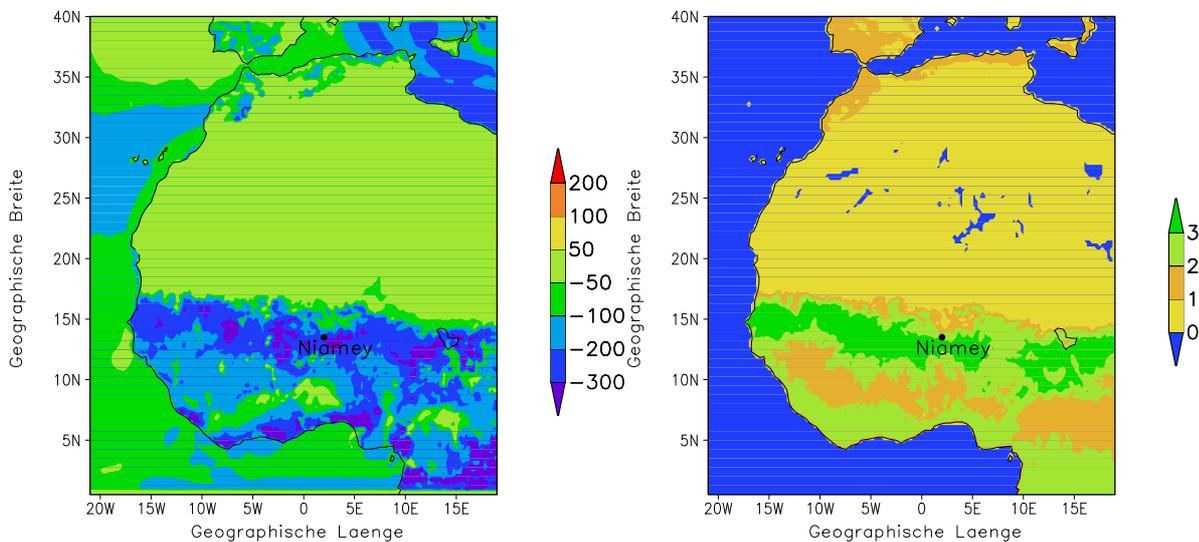


Abbildung 6.23: Links: Latenter Wärmefluss an der Erdoberfläche in W/m^2 für den 7.3.2006, 12 UTC aus Simulation A. Rechts: Blattflächenindex

erkennen. Die Reduktion beträgt in Simulation A und B etwa 90 W/m^2 . Am Mittag nimmt die Strahlungsbilanz in Simulation A um 180 W/m^2 und in Simulation B um 280 W/m^2 ab. Die Abnahme in Simulation A ist mit der beobachteten Abnahme vergleichbar. Die Werte der Strahlungsbilanz stimmen bei Simulation B am 9.3. (Tag 68) genau mit den Messungen überein. Bei Vernachlässigung der Wechselwirkungen ist die Strahlungsbilanz während des gesamten Simulationszeitraums am Tage zu hoch und in der Nacht zu niedrig.

Temperatur

In Abbildung 6.24 ist der Verlauf der 2m-Temperatur in Niamey (SYNOP-Station) für den Simulationszeitraum dargestellt. Vor dem Eintreffen der Staubfront wird die 2m-Temperatur in allen Simulationen unterschätzt. Die braune Kurve zeigt die Ergebnisse aus Simulation STD, in der die Standardalbedo aus dem COSMO Modell verwendet worden ist. Diese ist geringer als die Albedo aus dem IFS Modell. So wird in dieser Simulation mehr Strahlung vom Erdboden absorbiert, er erwärmt sich. Aber am Mittag fällt auch in Simulation STD die 2m-Temperatur zu niedrig aus. Die Unterschätzung der

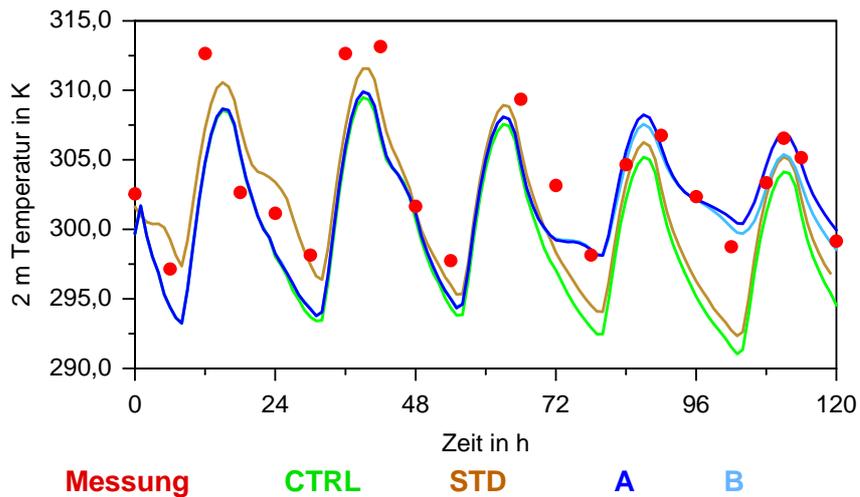


Abbildung 6.24: 2m-Temperatur in K für Niamey vom 5. bis 9. März 2006.

Temperatur in den Simulation ist zum Teil durch die Überschätzung des latenten Wärmeflusses bedingt. Nach Eintreffen der Front geht die Tages-Maximaltemperatur in der Beobachtung vom 5.3. bis zum 9.3. um insgesamt 11 K zurück. In der Nacht steigt sie leicht an. Der Rückgang der Temperatur am Tag wird von allen Simulationen berechnet. Die Tatsache, dass er auch in den Simulationen ohne Wechselwirkungen zwischen aktueller Mineralstaubverteilung und Strahlungsflüssen beschrieben wird, deutet darauf hin, dass dieser Rückgang synoptisch bedingt ist. Zusammen mit der Staubfront erreicht auch eine Kaltfront die Station.

Die Beobachtung zeigt, dass der Tagesgang der Temperatur nach dem Eintreffen der Front reduziert wird. Diese Reduktion im Tagesgang ist auch in den Simulationen A und B, die die Wechselwirkungen zwischen aktueller Mineralstaubkonzentration und Strahlungsfeldern berücksichtigen, zu erkennen. Die Temperatur am Tage ist dann niedriger als vor Eintreffen der Front, und in der Nacht ist sie höher. Die Reduktion der nächtlichen Temperaturabnahme ist durch die Absorption und Reemission der Wärmestrahlung der Erde an den Staubpartikeln bedingt. In der Nacht vom 8. auf den 9.3. ist die berechnete Temperatur der Simulationen A und B im Vergleich zur Messung um etwa 1 K zu hoch. Aber trotzdem stimmt die 2m-Temperatur in den Simulationen A und B nach Eintreffen der Staubfront sehr gut mit der gemessenen Temperatur überein.

Vor dem Eintreffen der Staubfront liefert das operationelle COSMO Modell die realistischsten Ergebnisse für die Temperatur und auch für die Strahlungsfelder. Nach Eintreffen der Front an der Station ändert sich dies. Die Berücksichtigung des direkten Aerosoleffektes der aktuellen Mineralstaubverteilung und die Verwendung einer realistischen Bodenbedo führen zu einer besseren Vorhersage der Strahlungsgrößen und der Temperatur während des Staubsturmes.

Sowohl in der Kontrollsimulation als auch in den Simulationen A und B wurde die Albedo aus dem IFS-Modell verwendet. In den Simulationen mit Wechselwirkungen zwischen aktueller Mineralstaubverteilung und Strahlungsfeldern ist die Temperatur sowohl am Tag als auch in der Nacht höher als in der Kontrollsimulation. In der Nacht wird die langwellige Ausstrahlung des Erdbodens durch das Vorhandensein der Staubpartikel reduziert. Es sind keine anderen Studien bekannt, die eine Erwär-

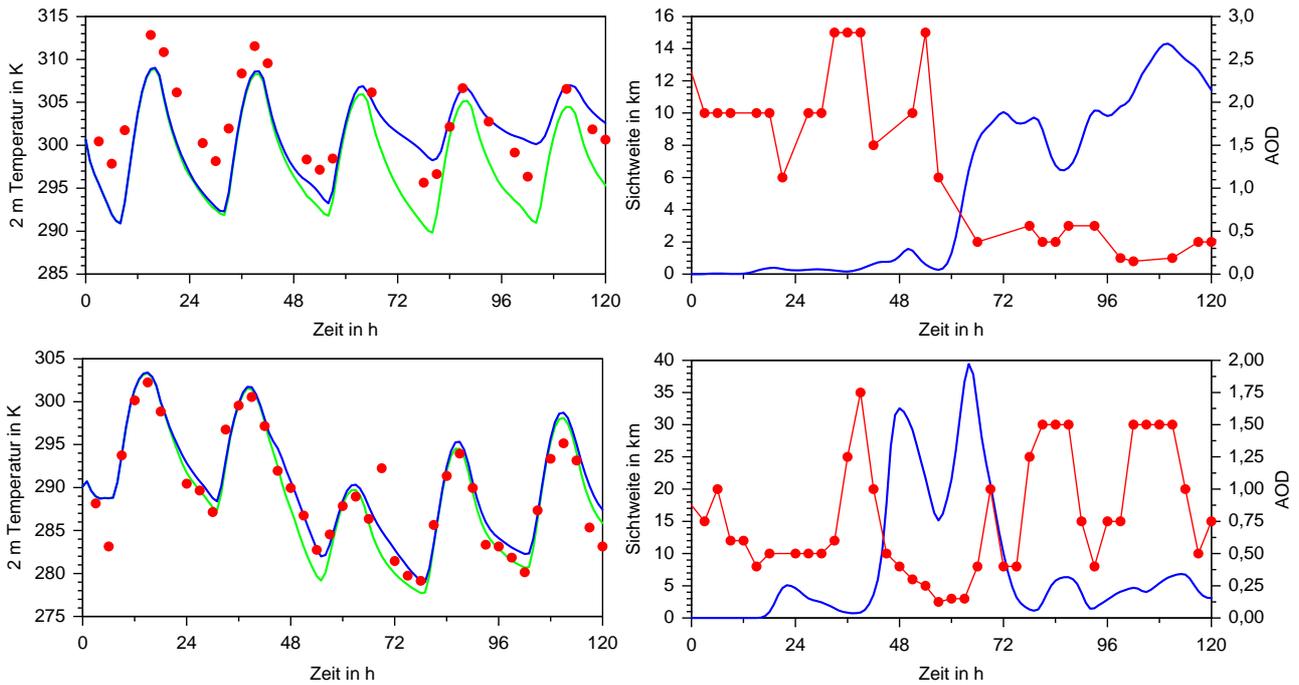


Abbildung 6.25: Links: 2m-Temperatur in K für Hombori (oben) und Djanet (unten), rot: Messung, blau: Simulation A, grün: Simulation CTRL. Rechts: Sichtweite in km aus Stationsmessungen und AOD in blau aus Simulation A für Hombori (oben) und Djanet (unten).

Die Entwicklung der bodennahen Luftschichten durch die Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern am Nachmittag beschreiben. Milton et al. (2008) zeigen, dass es zwar zu einer Erwärmung in der Atmosphäre bedingt durch die Strahlungswirksamkeit der Mineralstaubpartikel kommt, aber direkt am Boden bzw. in bodennahen Schichten kommt es zu einer Reduktion der Temperatur. Milton et al. (2008) und Tulet et al. (2008) haben ebenfalls den im Rahmen dieser Studie untersuchten Staubausschub im März 2006 betrachtet. In beiden Studien wird eine Abkühlung der bodennahen Luftschichten durch die Präsenz von Staubpartikeln am Tag gezeigt. Auf diesen Punkt wird im weiteren Verlauf dieses Kapitels genauer eingegangen werden.

Die in Simulation A berechnete Temperatur ist höher als die aus Simulation B. Der Grund hierfür liegt in den unterschiedlichen optischen Eigenschaften, die durch die unterschiedlichen Annahmen der Durchmesser für die Größenverteilungen zustande kommen. Dadurch ist die AOD in Simulation B höher als in Simulation A. Die Strahlungsbilanz am Erdboden ist in Simulation A höher als in Simulation B. So steht dem Erdboden mehr Energie zur Absorption zur Verfügung, er wird wärmer.

6.4.2 Vergleich mit Daten von SYNOP-Stationen

In Abbildung 6.25 sind Messungen der 2m-Temperatur und der Sichtweite an den SYNOP-Stationen Hombori und Djanet dargestellt. In dieser Abbildung sind ebenfalls der zeitliche Verlauf der 2m-Temperatur der entsprechenden Gitterboxen aus den Simulationen A und CTRL und der zeitliche Verlauf der optischen Dicke aus Simulation A dargestellt. Wenn die Sichtweite abnimmt, hat die Staubfront die Station erreicht. Sichtweite und AOD sind antikorreliert. Djanet liegt mit 25°N recht weit im Norden, es liegt östlich des Hoggar Gebirges. Hombori liegt in der Sahel in der Nähe von Niamey (Abb. 6.1).

Hombori wird genau wie Niamey am Mittag des 7.3.2006, d.h. nach 60 Stunden Simulationszeit von der Staubfront erreicht. Die Sichtweite verringert sich in diesem Zeitraum von 16 km auf 2 km. Die in Simulation A berechnete optische Dicke steigt ebenfalls am Mittag des 7.3. an. Die Staubfront erreicht die Station in Simulation A mit einer Verspätung von 6 Stunden. Die AOD erreicht einen Wert von 2,0 und bleibt bis zum Ende der Simulationszeit hoch. Am Mittag des 9.3. erreicht sie sogar einen Wert von 2,5. Auch die beobachtete Sichtweite bleibt bis zum 10.3. mit unter 3 km niedrig.

Vor dem Eintreffen der Front wird die 2m-Temperatur in den Simulationen unterschätzt. In der Beobachtung nimmt die Temperatur nach dem Eintreffen der Front ab. Dies wird auch in den Simulationen berechnet. Aus der Tatsache, dass beide Simulationen diese Abnahme zeigen, kann man wie schon vorher für Niamey folgern, dass die Reduktion der Temperatur durch das Eintreffen der Kaltfront bedingt ist. Am Tage stimmen die beobachtete Temperatur und die in Simulation A berechnete gut überein, in der Nacht wird die Temperatur in Simulation A überschätzt. In Simulation CTRL wird die Temperatur über die gesamte Simulationszeit unterschätzt. Auch in Hombori liegt die in Simulation A berechnete Temperatur über der aus der Kontrollsimulation.

Djanet liegt weiter nördlich als Hombori und Niamey. Dementsprechend wird die Station früher von der Staubfront erreicht. Das Passieren der Kaltfront, die zusammen mit der Staubfront die Station erreicht, ist klar in der Beobachtung zu erkennen, die Tageshöchsttemperatur nimmt um über 10 K ab. Dies ist auch in den Simulationen der Fall. Am 7.3. stimmen die beobachtete und in Simulation A berechnete Temperatur gut überein. Bedingt durch das Vorhandensein der Staubpartikel kommt es in der Nacht vom 6. auf den 7.3. und vom 7. auf den 8.3. zu einer Erwärmung. Diese Erwärmung wird in Simulation A in der Nacht vom 8. auf den 9.3. allerdings überschätzt. Am Mittag wird die Temperatur in Simulation A leicht überschätzt. Nach dem Eintreffen der Staubfront ist auch in Djanet die Temperatur bei Berücksichtigung der Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsflüssen höher als bei Vernachlässigung der Wechselwirkungen. Dieses wird im weiteren Verlauf dieses Kapitels noch weiter diskutiert werden.

Die Sichtweite geht in Djanet nach Eintreffen der Staubfront von über 10 km auf unter 5 km zurück. Erst in der Nacht zum 8.3. steigt sie wieder auf über 10 km an. Die simulierte AOD stimmt in Djanet gut mit dem beobachteten zeitlichen Verlauf der Sichtweite überein. Ihr Wert beträgt am 7. März bis zu 2.

6.5 Juni 2007: Vergleich der Simulationen mit Messungen

6.5.1 Die GERBILS-Kampagne

Die vom UK Met Office organisierte Messkampagne GERBILS (GERB² - Intercomparison of Longwave and Shortwave Radiation) fand vom 18. - 29. Juni 2007 in Mauretanien, Mali und Niger statt. Eine Zielsetzung der Kampagne war die Messung von Strahlungsflüssen in Gebieten mit hohem Staubgehalt in der Luft.

²Geostationary Earth Radiation Budget Experiment (<http://www.sstd.rl.ac.uk/gerb/>)

6.5.2 Flugzeugmessungen

Am 21. Juni 2007 durchflog das Messflugzeug BAe146 der FAAM (Facility for Airborne Atmospheric Measurements) zwischen 10:00 UTC und 14:50 UTC die Staubwolke, die sich zu dieser Zeit zwischen Nordmali und Senegal/Guinea befand. Während des Fluges wurden 5 Fallsonden abgeworfen und mehrere Profile bei Auf- und Abstiegen geflogen. So stehen auch Meßgrößen, die nicht von den in Fallsonden befindlichen Messgeräten gemessen werden können, näherungsweise als Vertikalprofil zur Verfügung. An Bord des Flugzeugs befanden sich beispielsweise ein Nephelometer, das den Streukoeffizienten für verschiedene Wellenlängen misst, und ein PSAP (Particle Soot Absorption Photometer), das den Absorptionskoeffizienten bei 565 nm misst. Für den Vergleich der Modellergebnisse mit den Messdaten wurden aus den im Modell berechneten Massendichten der Streukoeffizienten b_s bestimmt:

$$b_s = \sum_{i=1}^3 m_i \cdot b_i \cdot \omega_i. \quad (6.3)$$

Dabei stellt m_i die aktuelle Massendichte der Mineralstaubpartikel der Mode i , ω_i die Einfachstreuquerschnitt für die Partikel der Mode i und b_i den spezifischen Extinktionskoeffizienten der Mode i dar. Die Werte für b_i und ω_i wurden aus den Ergebnissen der Mie-Rechnungen mit BI-A (Kapitel 4) entnommen. Der Absorptionskoeffizient b_a ergibt sich aus der Differenz von Extinktionskoeffizient b_{ges} und Streukoeffizient:

$$b_a = b_{ges} - b_s. \quad (6.4)$$

Die gemessenen Streu- und Absorptionskoeffizienten beinhalten die Streuung und Absorption durch alle sich in der Atmosphäre befindlichen Aerosole und Wolkentröpfchen. In den Modellergebnissen werden dagegen nur die Streuung und Absorption von Mineralstaubpartikeln berücksichtigt. Wenn der Flug aber direkt durch eine Staubwolke stattfand, ist die Annahme gerechtfertigt, dass die gemessenen Streu- und Absorptionskoeffizienten vorrangig durch die Streuung und Absorption an Mineralstaubpartikeln zustande kommen.

Wolkentröpfchen sind gute Streuer. Der Streukoeffizient wurde mit einem trockenen und einem feuchten Nephelometer gemessen. In dem trockenen Nephelometer wird das Luftvolumen, das sich im Messinstrument befindet so erwärmt, dass die Tröpfchen verdunsten. Dann erst wird der Streukoeffizient gemessen. Der im Folgenden betrachtete, gemessene Streukoeffizient wird als totaler Streukoeffizient im Datensatz beschrieben. Somit kann nicht ausgeschlossen werden, dass hohe Werte des Streukoeffizienten durch Wolken verursacht wurden. Die Durchsicht der Flugprotokolle ergab aber, dass während der betrachteten Profile meist keine Wolken durchflogen wurden (Klüpfel, 2008).

In Abbildung 6.26 sind die am 21.6.2007 durchgeführten Flugprofile und die Position des Flugzeugs, von der Fallsonden abgeworfen wurden, dargestellt. Für den Vergleich der Flugzeugprofile mit den Modelldaten wurden jeweils drei Gitterpunkte aus den Modellläufen ausgewählt: 1. Der Gitterpunkt, an dem das Flugzeug anfang zu steigen bzw. zu sinken, 2. der Endpunkt des Profils, 3. der Gitterpunkt, der sich zwischen Anfangs- und Endpunkt befindet. Da sich die Werte an den Start- und Endpunkten in allen Profilen nicht wesentlich voneinander unterscheiden, ist diese Betrachtungsweise gerechtfertigt.

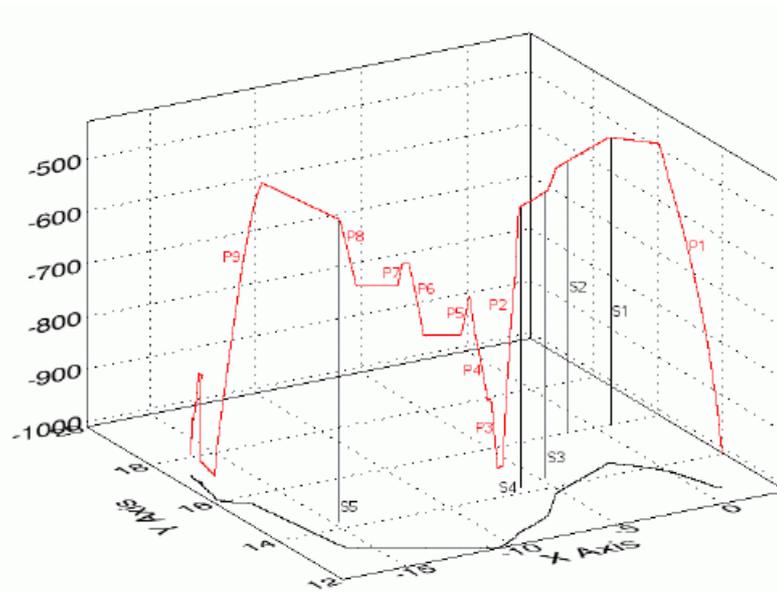


Abbildung 6.26: 3-dimensionale Darstellung der Flugstrecke (rot), die während des Flugs mit der Flugnummer B296 zurückgelegt wurde. In schwarz sind die Abwurfstellen der Fallsonden markiert. P1 bis P9 stellen die geflogenen Flugprofile dar. Im Text wird P1 als Profil 1, P2 als Profil 2 und P3 - P8 als Profil 3 bezeichnet.

Streu- und Absorptionskoeffizient

In Abbildung 6.27 sind der Absorptions- (links) und der Streukoeffizient (rechts) für die Flugprofile 2 und 3 dargestellt. Die Größenordnung der gemessenen und simulierten Streu- und Absorptionskoeffizienten stimmen für beide Profile gut überein, dies war auch für die hier nicht gezeigten Profile der Fall (Klüpfel, 2008). Die Größenordnung des Streukoeffizienten liegt bei $10^{-3} \frac{1}{m}$ und die des Absorptionskoeffizienten bei $10^{-4} \frac{1}{m}$. Auch die simulierte vertikale Lage der Staubschicht stimmt mit der Beobachtung überein.

Bei Profil 2 (Abb. 6.27, oben) wurde eine dichte Staubwolke durchquert. In den Messwerten des Streukoeffizienten erkennt man ein ausgeprägtes Maximum bei 650 hPa. Im gemessenen Absorptionskoeffizienten ist dieses Maximum nicht so stark ausgeprägt. Auch in den Simulationen tritt dieses Maximum nicht auf. Dies könnte darauf hindeuten, dass der hohe Streukoeffizient in der Messung durch die Präsenz von Wolkentröpfchen oder anderen Aerosolen in der Luft hervorgerufen worden sein könnte. Allerdings wurde dem Flugbericht zufolge tatsächlich eine außergewöhnlich dichte Mineralstaubwolke in dieser Höhe durchflogen. Diese war sicherlich ein Teil der großen Staubwolke, die sich in Richtung Südwesten bewegte. Eine Antwort auf die Frage, warum nicht auch der gemessene Absorptionskoeffizient ein Maximum bei 650 hPa aufzeigt, kann hier nicht gegeben werden.

Das Profil 3 setzt sich aus mehreren Teilstücken zusammen, in denen das Flugzeug gestiegen ist (Abb. 6.26). Diese liegen leider sowohl räumlich als auch zeitlich recht weit auseinander. Aus diesem Grund werden hier nur die zwei unteren Profile (P3 und P4) betrachtet. Das Profil wurde etwas weiter westlich als Profil 2 durch die Staubwolke geflogen.

Die vertikale Erstreckung der Staubschicht reicht in der Simulation bis beinahe 400 hPa. Das Maximum wird bei 700 hPa erreicht. In der Messung wird das Maximum dagegen erst bei 650 hPa erreicht. Es handelt sich sowohl in der Messung als auch in der Simulation um eine vom Erdboden abgehobene Staubschicht. Ab einer Höhe von 800 hPa wird der Streukoeffizient in der Simulation um einen Faktor

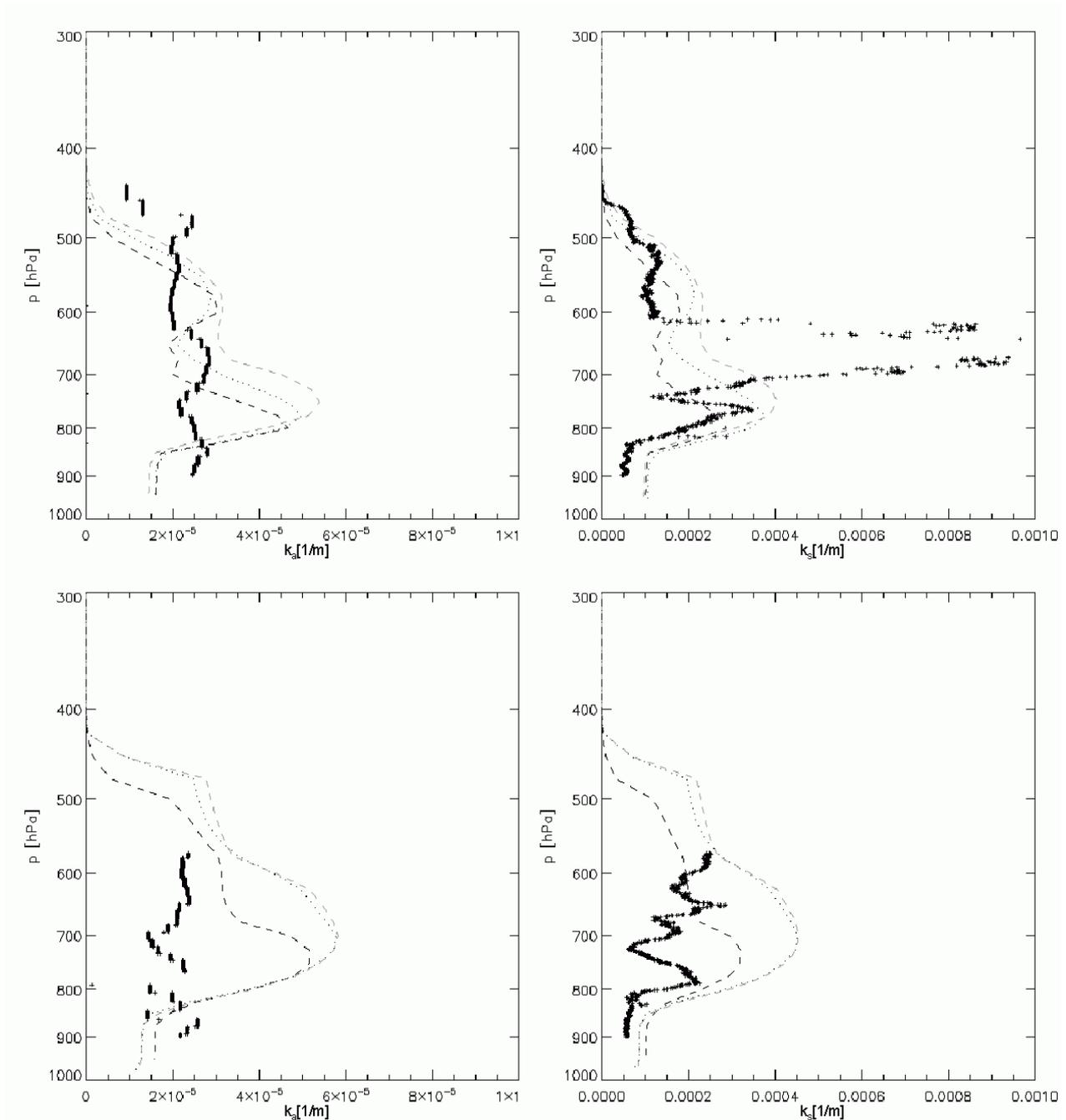


Abbildung 6.27: Flug B296 am 21. Juni 2007: Profil 2 (oben) und 3 (P3 und P4, unten). Die schwarzen dicken Punkte zeigen Messungen des Absorptionskoeffizienten (links) und des Streukoeffizienten (rechts) in $1/m$. Die simulierten Werte am Startgitterpunkt sind schwarz geschichtet, die des Endpunktes grau gestrichelt und die des mittleren Punktes grau gepunktet dargestellt.

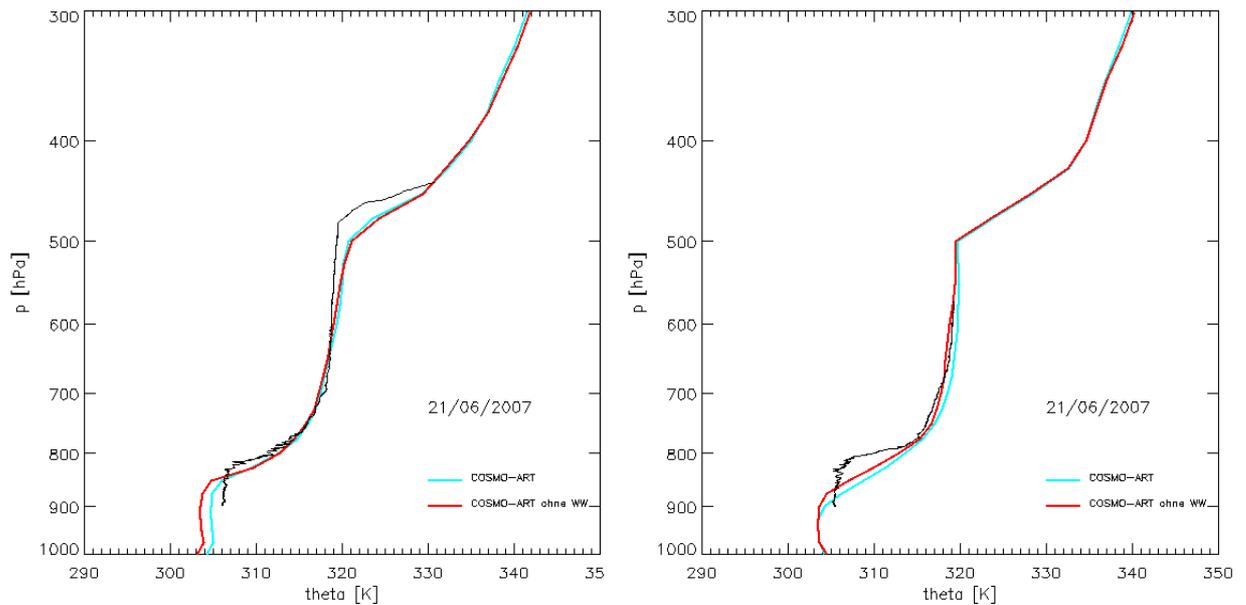


Abbildung 6.28: Vertikalprofil der potentiellen Temperatur am 21.6.2007. Die schwarze durchgezogene Linie zeigt die Werte der Messungen während des Flugs B296, Profil 2 (links) und 3 (rechts). Die potentielle Temperatur aus Simulation CTRL ist in rot und die der Simulation A in blau dargestellt.

2 überschätzt, der simulierte Absorptionskoeffizient dagegen schwach überschätzt. Die Überschätzung beider Koeffizienten in den Simulationen deutet darauf hin, dass die modellierte Massendichte von Mineralstaubpartikeln zu hoch ist.

Potentielle Temperatur

In Abbildung 6.28 ist die potentielle Temperatur, die aus der Messung ermittelt wurde bzw. in den Simulationen A und CTRL berechnet wurde, entlang der Profile 2 (links) und 3 (rechts) dargestellt. Zunächst fällt die charakteristische Struktur auf. Zwischen 1000 hPa und 850 hPa erkennt man die konvektive Grenzschicht, die durch eine sehr stabile Schichtung an ihrem Oberrand begrenzt wird. Oberhalb dieser stabilen Schichtung erstreckt sich eine etwa 300 hPa dicke neutral geschichtete Schicht, die SAL. Die konvektive Grenzschicht und die SAL stellen zusammen die Grenzschicht über der Sahara dar. Die SAL wird an ihrem Oberrand bei etwa 500 hPa ebenfalls durch eine sehr stabile Schicht begrenzt. Diese Struktur erkennt man bei allen hier dargestellten Vertikalprofilen der potentiellen Temperatur.

In Kapitel 5 wurde gezeigt, dass eine abgehobene Staubschicht zu einer Reduktion der Temperatur in der Grenzschicht führt. Dies ist für Profil 2 nicht der Fall. Die in Simulation A berechnete potentielle Temperatur ist in der Grenzschicht höher als die potentielle Temperatur aus Simulation CTRL. Dies liegt an der Änderung im Wolkenbedeckungsgrad. In Simulation A ist der Bedeckungsgrad niedriger als in Simulation CTRL, darauf wird im weiteren Verlauf dieses Kapitels noch genauer eingegangen werden. Aufgrund des geringeren Bedeckungsgrads erreicht in Simulation A mehr solare Strahlung den Erdboden als in der Kontrollsimulation. Dadurch ist die Temperatur in der konvektiven Grenzschicht in Simulation A trotz der Präsenz der abgehobenen Staubschicht höher. Das in Simulation A berechnete Vertikalprofil der potentiellen Temperatur stimmt besser mit der Messung überein als das aus der

Kontrollsimulation.

Auch während des Fluges von Profil 3 wurde eine abgehobene Staubschicht durchflogen. Bei den Simulationen mit und ohne Berücksichtigung der Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern ergeben sich ähnliche Ergebnisse wie in Kapitel 5 für die abgehobene Staubschicht. Innerhalb der konvektiven Grenzschicht kommt es zu einer Abkühlung, die an den Mineralstaubpartikeln hervorgerufen wird. Diese Abkühlung fällt gering aus. Innerhalb der Staubschicht kommt es durch die Absorption der Strahlung durch die Mineralstaubpartikel zu einer Erwärmung von 1 bis 3 K. Diese Änderungen im Temperaturprofil im Vergleich zu der Kontrollsimulation führen zu einer leichten Stabilisierung am Unterrand der Staubschicht, die hier der SAL entspricht. Allerdings kann auch in Simulation A die extrem stabile Schichtung, die in der Messung am Unterrand der SAL auftritt, nicht wiedergegeben werden. Ein Grund hierfür könnte die zu grobe vertikale Auflösung im Modell sein.

6.5.3 Vergleich mit Fallsondendaten

Die Fallsondendaten des Fluges B296 zeigen ähnliche Ergebnisse wie die aus den Flugprofilen entnommenen Daten für die potentielle Temperatur. Sonde 3 wurde am 21.6.2007 um 11:38 Uhr bei $5,83^{\circ}\text{W}$ und $13,68^{\circ}\text{N}$ aus 6,7 km abgeworfen. Sonde 5 wurde während desselben Fluges um 13:37 Uhr bei $14,9^{\circ}\text{W}$ und $14,2^{\circ}\text{N}$ ebenfalls aus einer Höhe von 6,7 km abgeworfen. Nach knapp neun Minuten landeten beide nicht weit von den Abwurfkoordinaten auf dem Erdboden. Die Sonden können keine Größen messen, die einen Aufschluss über die Verteilung der Mineralstaubpartikel liefern könnte.

Die höchste Dichte an Mineralstaubpartikeln befindet sich innerhalb der SAL. Dies ist auch an den Orten, an denen die beiden Sonden abgeworfen worden sind, der Fall. Sonde 3 wurde weiter östlich abgeworfen als Sonde 5, die Massendichte der Mineralstaubpartikel ist hier etwas geringer. Beide Vertikalverteilungen der Massendichten entsprechen näherungsweise denen einer abgehobenen Staubschicht. Die Temperatur innerhalb der konvektiven Grenzschicht ist in Simulation A etwas höher als in Simulation CTRL. Sonde 3 wurde nicht weit entfernt von Profil 2 abgeworfen. Auch bei dem Vertikalprofil der simulierten potentiellen Temperatur von Profil 2 wurde eine erhöhte Temperatur in Simulation A gegenüber Simulation CTRL ermittelt. Dieses lag an der Veränderung des Wolkenbedeckungsgrades. Die Veränderung im Bedeckungsgrad in der Simulation mit Berücksichtigung der Wechselwirkungen zwischen aktueller Mineralstaubkonzentration und Strahlungsfeldern ist auch hier die Erklärung für die höhere Temperatur in der Grenzschicht. Die aus den Daten der Sonde 3 ermittelte Höhe der Grenzschicht ist etwas größer als die simulierte Höhe. Die beobachtete sehr stabile Schichtung am Unter- und Oberrand der SAL kann nicht von den Simulationen wiedergegeben werden. Die Temperatur in der Grenzschicht ist in den Simulationen zu niedrig. Das in Simulation A ermittelte Vertikalprofil der potentiellen Temperatur stimmt dabei etwas besser mit der Beobachtung überein als das aus der Kontrollsimulation.

Die Massendichte von Mineralstaubpartikeln aus Simulation A zeigt hohe Werte zwischen 900 hPa und 500 hPa für das Gebiet, in das die Sonde 5 abgeworfen wurde, an. Die simulierte optische Dicke ist hier höher als am Ort der Sonde 3. Innerhalb der konvektiven Grenzschicht befinden sich deutlich weniger Mineralstaubpartikel in der Atmosphäre als in der SAL. Ein Vergleich der simulierten Vertikalprofile der potentiellen Temperatur für die Sonde 5 zeigt eine Reduktion der Temperatur in der konvektiven Grenzschicht und eine Erhöhung innerhalb der Staubschicht, was in diesem Fall zu einer Erhöhung

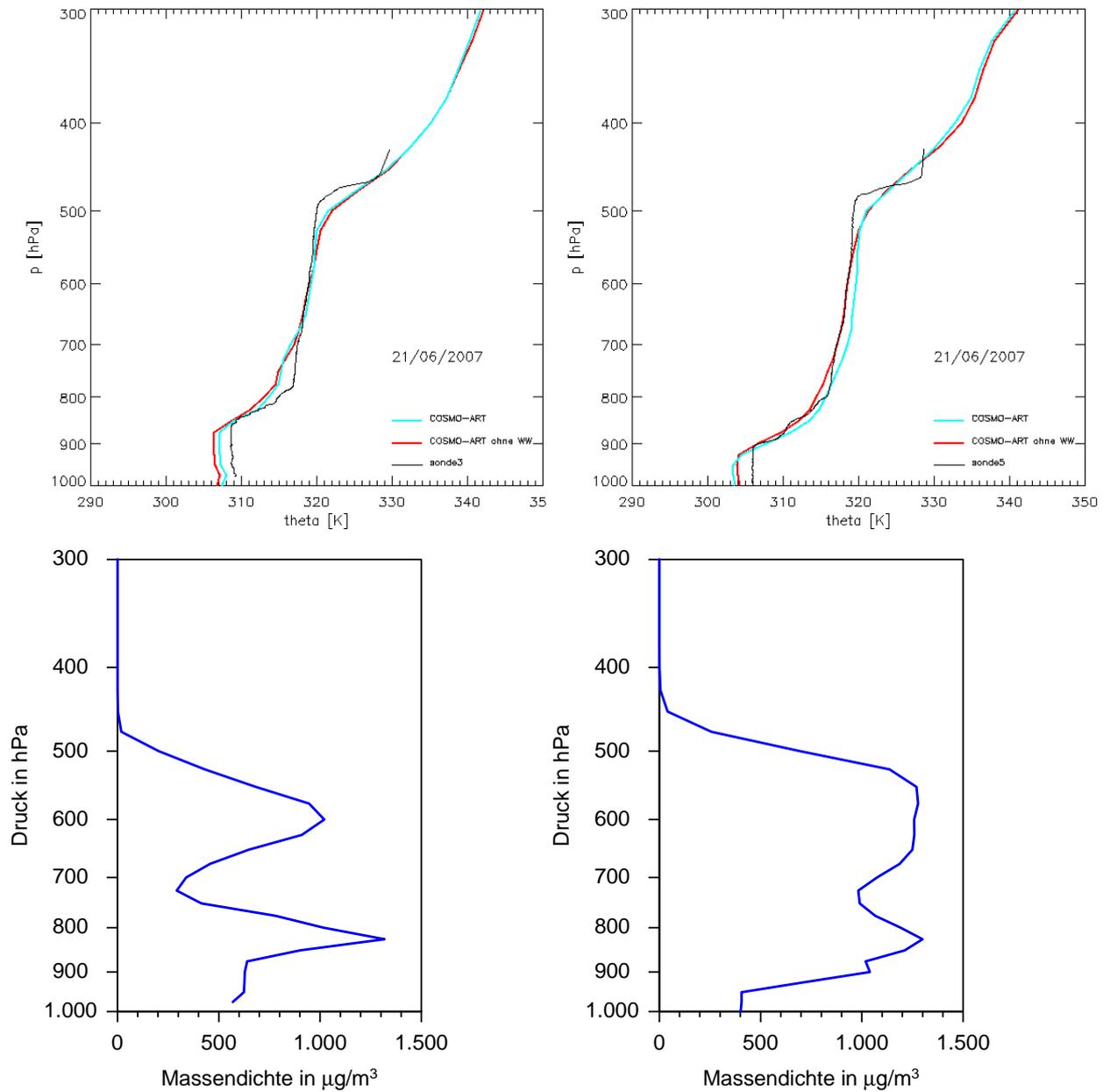


Abbildung 6.29: Vertikalprofil der potentiellen Temperatur (oben; schwarz: Messung; rot: Simulation CTRL; blau: Simulation A) und der dazugehörigen Mineralstaubkonzentration aus Simulation A (unten) für die Sonden 3 (links) und 5 (rechts).

der Temperatur innerhalb der SAL führt. Dadurch kommt es zu einer Stabilisierung am Unterrand der SAL. Diese Stabilisierung stimmt mit der Beobachtung überein. Allerdings sind in den Simulationen die potentiellen Temperaturen innerhalb der konvektiven Grenzschicht zu niedrig.

6.6 Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und den Zustandsgrößen der Atmosphäre

Im bisherigen Verlauf des Kapitels wurde gezeigt, dass COSMO-ART sowohl den Staubsturm im März 2006 als auch den im Juni 2007 relativ realitätsnah beschreibt. Daher ist es möglich die Auswirkungen des direkten Aerosoleffektes von Mineralstaubpartikeln auf die thermodynamischen und dynamischen Prozesse in der Atmosphäre mit Hilfe von COSMO-ART näher zu analysieren. Allein durch Messungen ist dies nicht möglich, da man keine Kenntnis darüber hat, wie sich die atmosphärischen Prozesse entwickelt hätten, wenn keine Staubpartikel in der Atmosphäre gewesen wären.

6.6.1 Strahlung

Anhand des Vergleiches der hochaufgelösten Strahlungsmessungen in Niamey mit den Modellergebnissen aus Simulation A wurde gezeigt, dass COSMO-ART bei Berücksichtigung des direkten Aerosoleffektes von Mineralstaubpartikeln in der Lage ist, die Strahlungsflüsse in erster Näherung realistisch zu simulieren. Nur der Einfluss der Staubpartikel auf die langwellige abwärts gerichtete Strahlungsflussdichte wird etwas überschätzt. Die Auswirkungen von Mineralstaubpartikeln in der Atmosphäre auf die Strahlungsflüsse wurden für Niamey diskutiert. Im Folgenden werden die Veränderungen im gesamten Simulationsgebiet betrachtet. Die Änderungen in den Strahlungsflussdichten, die sich durch die Präsenz von Mineralstaubpartikeln einstellen, sind für die beiden simulierten Staubaussbrüche vergleichbar. Daher werden hier hauptsächlich die Änderungen der Strahlungsflüsse für den Staubsturm im Juni erörtert. Exemplarisch wird im Rahmen dieser Arbeit der 21.6.2007, 12 UTC betrachtet. Die Mineralstaubverteilung zu diesem Zeitpunkt ist in Abbildung 6.30 dargestellt.

Die Änderungen in der Strahlungsflussdichte durch den direkten Aerosoleffekt werden im Folgenden als ΔF bezeichnet und werden durch die Subtraktion der Nettostrahlungsflussdichten aus Simulation CTRL von denen aus Simulation A bestimmt. Die Nettostrahlungsflussdichte ergibt sich aus der Subtraktion der ausgehenden Strahlungsflussdichte von der eingehenden Strahlungsflussdichte. In Abbildung 6.31 sind die kurzwelligen und langwelligen Nettostrahlungsflussdichten an der Erdoberfläche aus Simulation A und ΔF dargestellt. Bei Berücksichtigung des direkten Aerosoleffektes verringert sich die kurzwellige Strahlungsflussdichte an der Erdoberfläche am Mittag in Gebieten mit einer AOD über 1,5 um mehr als 200 W/m^2 . In der dargestellten Differenz der solaren Nettostrahlungsflussdichten erkennt man die Struktur der Mineralstaubverteilung wieder. Die Änderungen in der Strahlungsflussdichte im Süden und im Nordwesten des Simulationsgebiets beruhen auf Änderungen im Wolkenbedeckungsgrad. Die terrestrische Nettostrahlungsflussdichte erhöht sich durch Staubpartikel in den meisten Gebieten um etwa 100 W/m^2 , teilweise aber auch um bis zu 200 W/m^2 . Diese ermittelte Differenz in der kurzwelligen Nettostrahlungsflussdichte an der Erdoberfläche stimmt mit den von Milton et al. (2008) ermittelten Werten überein.

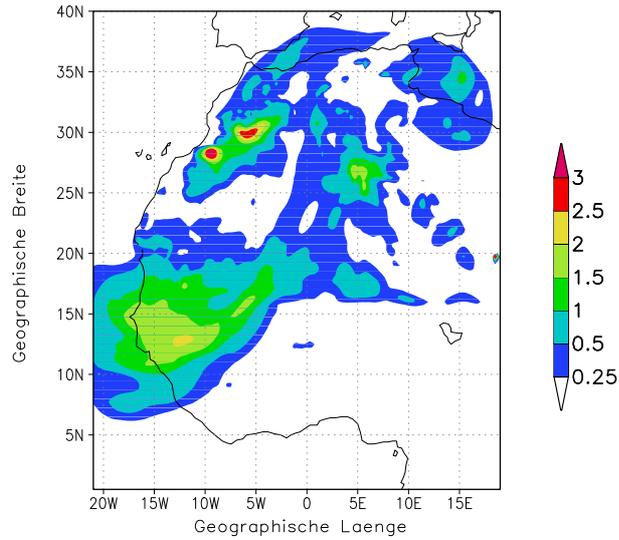


Abbildung 6.30: AOD am 21. Juni 2007, 12 UTC aus Simulation A.

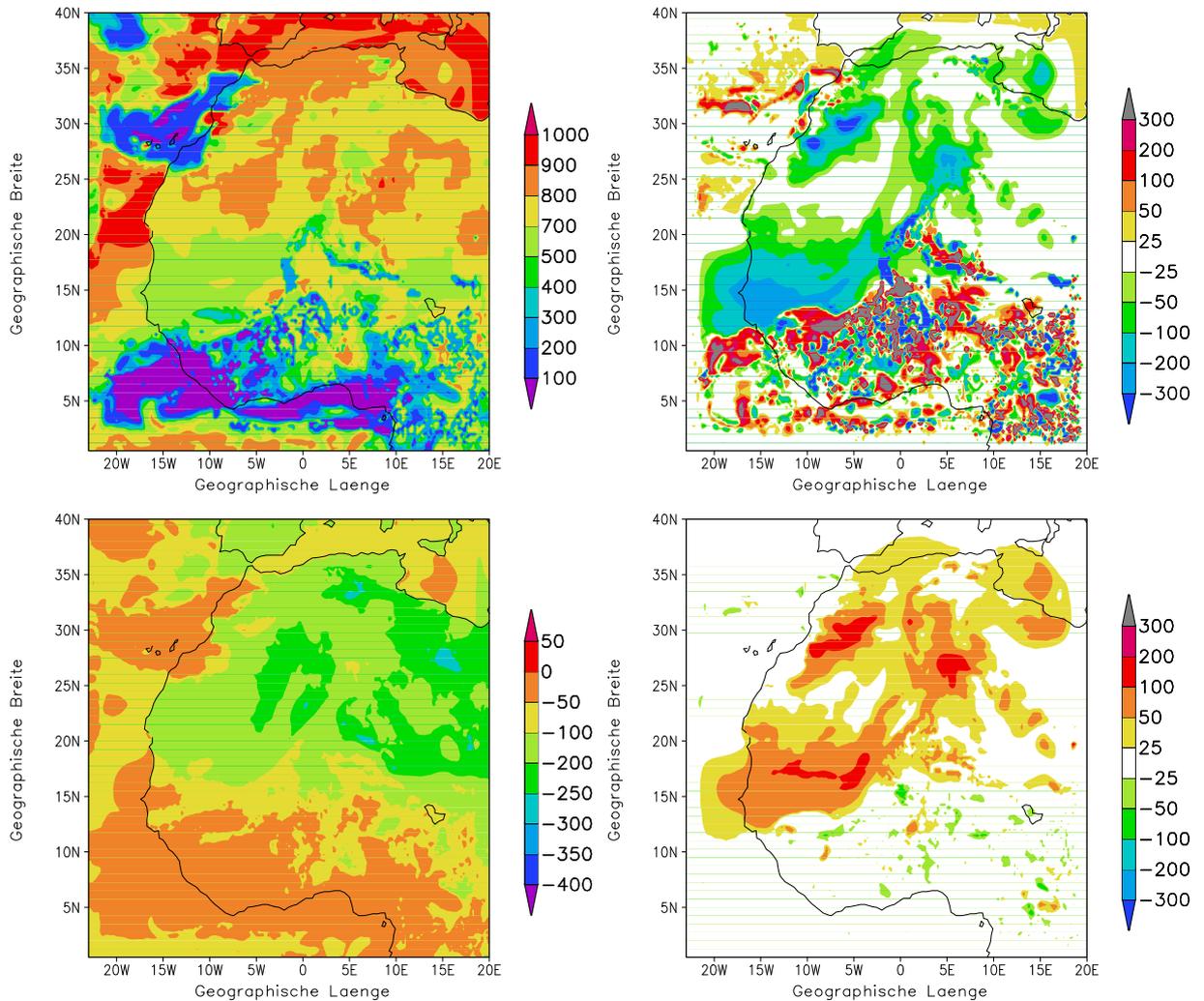


Abbildung 6.31: Nettostrahlungsflussdichten in W/m^2 an der Erdoberfläche am 21. Juni 2007, 12 UTC. Oben: Kurzwellig, unten: Langwellig. Auf der linken Seite sind die Flussdichten aus Simulation A und auf der rechten Seite die Differenzen der Flussdichten aus Simulation A und CTRL (A - CTRL) abgebildet.

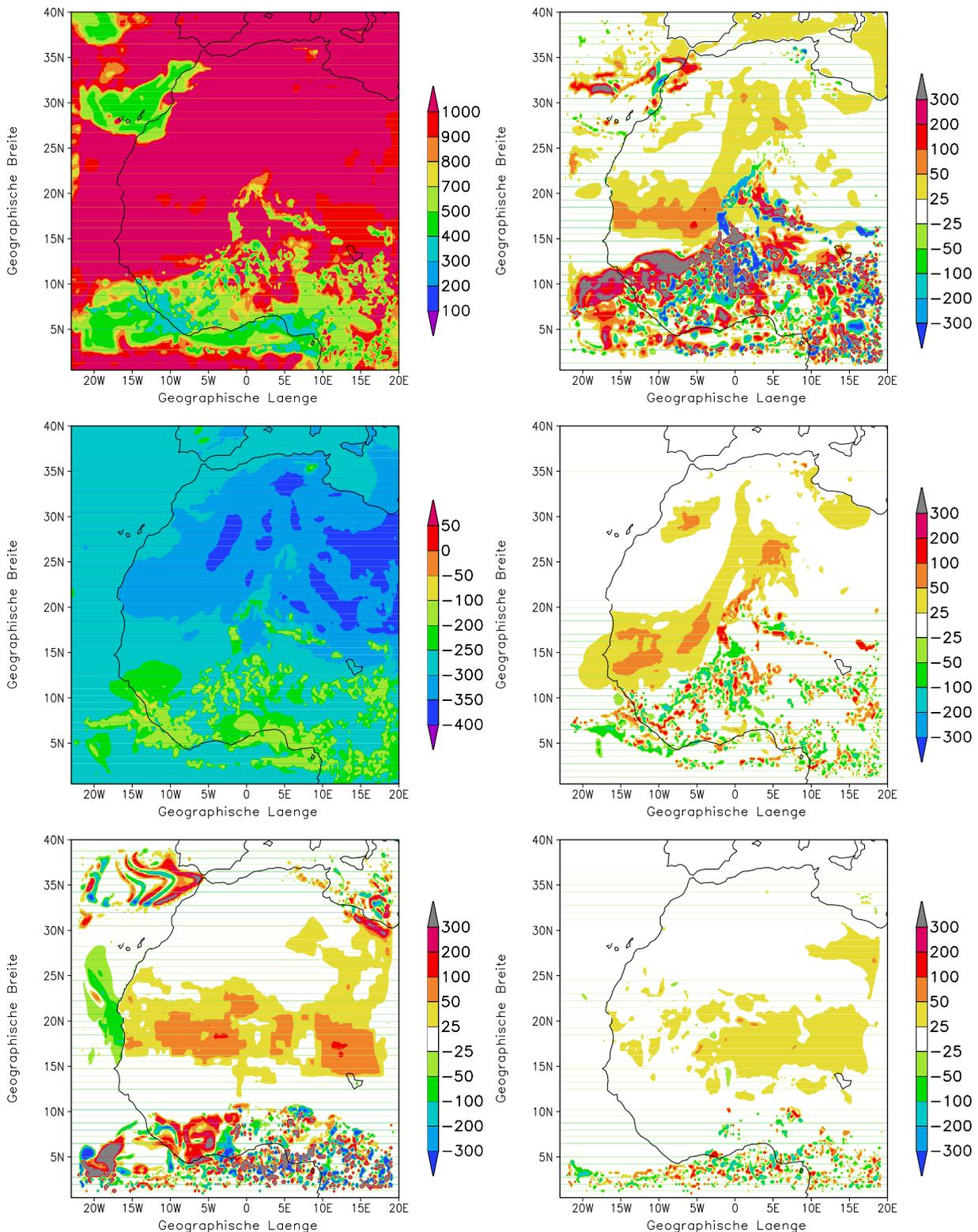


Abbildung 6.32: Nettostrahlungsflussdichte in W/m^2 am Oberrand der Atmosphäre am 21. Juni 2007, 12 UTC. Oben ist die kurzwellige, in der Mitte die langwellige Strahlungsflussdichte für den 21.6.2007, 12 UTC dargestellt. Auf der linken Seite sind die Flussdichten aus Simulation A und auf der rechten Seite die Differenzen der Flussdichten aus Simulation A und CTRL (A - CTRL) abgebildet. Unten sind die Differenzen der kurz- (links) und langwelligen (rechts) Nettostrahlungsflussdichten für den 8.3.2006, 12 UTC dargestellt.

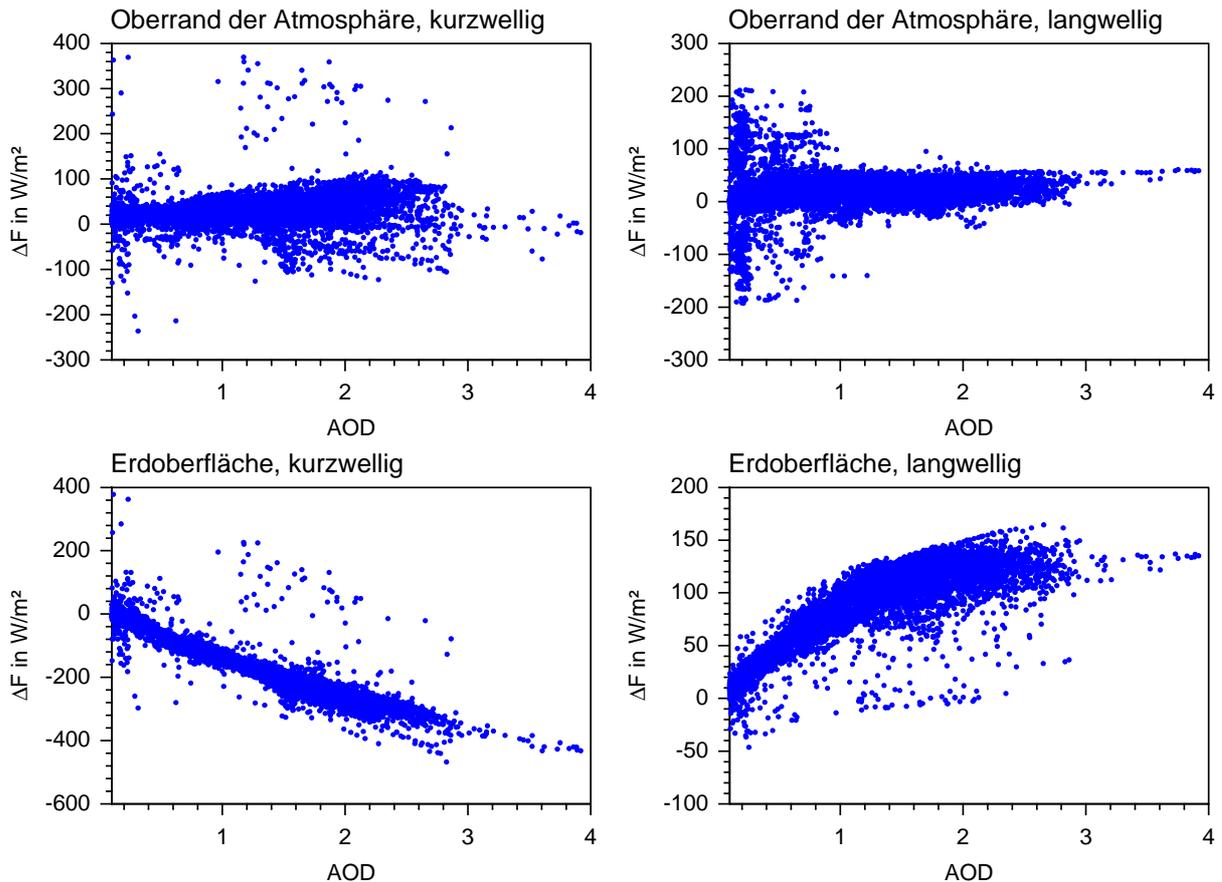


Abbildung 6.33: Darstellung von ΔF in W/m^2 in Abhängigkeit der AOD (450 nm) für alle Gitterpunkte mit einer AOD von über 0,1, an denen es zu keiner Änderung im Wolkenbedeckungsgrad durch die Präsenz der Staubwolke in der Atmosphäre kam. Die Werte repräsentieren ΔF um 12 UTC.

Auch am Oberrand der Atmosphäre kommt es zu Änderungen in den Nettostrahlungsflussdichten (Abb. 6.32). Bedingt durch den direkten Aerosoleffekt von Mineralstaubpartikeln kommt es dort zu einer Änderung von 25 - 100 W/m^2 in der solaren Nettostrahlungsflussdichte. Die langwellige Nettostrahlungsflussdichte wird ebenfalls um 25 - 100 W/m^2 erhöht. Am Oberrand der Atmosphäre ist die eingehende langwellige Strahlungsflussdichte als Null definiert (Kapitel 3), auch die eingehende solare Strahlungsflussdichte ist dort in beiden Simulationen identisch. Die Erhöhung der Nettostrahlungsflussdichten am Oberrand der Atmosphäre kommt also durch eine Reduktion der ausgehenden Strahlungsflussdichten zustande.

Im Unified Model des britischen Wetterdienstes UK Met Office traten Unterschiede zwischen modellierter und gemessener langwelliger Strahlungsflussdichte am Oberrand der Atmosphäre über dem südlichen Sahara-Hitzetief auf (Haywood et al., 2005). Dieses wird auf eine mangelhafte Repräsentation von Mineralstaubpartikeln und Oberflächeneigenschaften im Modell zurückgeführt. Die simulierte ausgehende langwellige Strahlung am Oberrand der Atmosphäre ist im monatlichen Mittel bei wolkenfreien Bedingungen bis zu 50 W/m^2 zu hoch. Die vorliegende Arbeit belegt, dass diese Diskrepanz durch die Vernachlässigung des direkten Aerosoleffektes von Mineralstaubpartikeln im Unified Model entstanden sein kann. Bei Berücksichtigung des Effekts in COSMO-ART ist die ausgehende langwellige Strahlungsflussdichte am Oberrand der Atmosphäre um 25 - 100 W/m^2 reduziert.

In Abbildung 6.33 ist ΔF in Abhängigkeit der AOD bei 450 nm um 12 UTC an den Simulationstagen

mit den höchsten Staubbelastungen dargestellt. Es wurden alle Gitterpunkte berücksichtigt, an denen es zu keiner Änderung im Wolkenbedeckungsgrad durch die Präsenz der Staubschicht in der Atmosphäre kam. Die Anzahl der betrachteten Gitterpunkte beträgt etwa 17000. Das Verhältnis ΔF pro AOD von 1 wird in der Literatur auch Staub-Antriebseffizienz genannt (z.B. Helmert et al., 2007).

Nahe der Quellgebiete ist die AOD höher als in größerer Entfernung der Emissionsquellen. Auch die optischen Eigenschaften der Partikel ändern sich in Abhängigkeit der Entfernung vom Quellgebiet. Der Anteil der großen Partikel an der Gesamtanzahlverteilung verringert sich, da diese durch Sedimentation ausfallen. Dadurch kommt es zu Unterschieden in ΔF . Helmert et al. (2007) zeigen in ihrer Studie die starke Abhängigkeit der Antriebseffizienz von den optischen Eigenschaften der Partikel. In der Nähe der Quellgebiete wurde in ihrer Studie eine Antriebseffizienz (AOD bei 500 nm) von -196 W/m^2 (eher streuende Partikel) bzw. -220 W/m^2 (mehr absorbierende Partikel) ermittelt. Weiter entfernt der Quelle reduzierte sich die Antriebseffizienz auf -81 W/m^2 bzw. -85 W/m^2 . In der vorliegenden Studie beträgt die mittlere Antriebseffizienz von Mineralstaubpartikeln (AOD von 450 nm) -130 W/m^2 (Abb. 6.33, unten links). Sie streut zwischen -160 W/m^2 und -100 W/m^2 . Die Antriebseffizienz liegt damit in der gleichen Größenordnung wie der in der Studie von Helmert et al. (2007) ermittelte Wert für weniger absorbierende Partikel. Die in Simulation A verwendeten optischen Eigenschaften für Mineralstaubpartikel entsprechen eher den in Helmert et al. (2007) verwendeten optischen Eigenschaften für die als weniger absorbierend bezeichneten Staubpartikel, sind mit diesen aber nicht identisch. Fouquart et al. (1987) haben im Rahmen eines Feldexperiments in der Nähe von Niamey die kurzwellige Antriebseffizienz an der Oberfläche auf -145 W/m^2 an der Erdoberfläche bei einer AOD bei 550 nm abgeschätzt. Dieses Ergebnis stimmt mit dem im Rahmen der vorliegenden Studie ermittelten Wert gut überein.

Über Land ist die durch Mineralstaubpartikel hervorgerufene ΔF im kurzwelligen Spektralbereich am Oberrand der Atmosphäre in der vorliegenden Studie zumeist positiv bzw. leicht negativ (Abb. 6.32, oben rechts). Über Wasserflächen ist ΔF negativ, dies wird besonders am 8.3.2006 deutlich (Abb. 6.32, unten links). Helmert et al. (2007) ermitteln in ihrer Studie mit dem Modellsystem LM-MUSCAT eine Antriebseffizienz im kurzwelligen Spektralbereich am Oberrand der Atmosphäre für verstärkt streuende Mineralstaubpartikel von -121 W/m^2 nahe der Quellgebiete und -55 W/m^2 in quellfernen Gebieten. In ihrer Studie ist die Antriebseffizienz negativ, auch über Land. In der vorliegenden Studie ist die mittlere Antriebseffizienz leicht positiv (Abb. 6.33, oben links). Die Abweichung von den Werten aus der Studie von Helmert et al. (2007) beruht auf den Unterschieden in der verwendeten Bodenalbedo. Helmert et al. (2007) benutzten in ihrer Studie die Standardalbedo aus dem COSMO Modell. Diese ist, wie bereits diskutiert, niedriger als die in Simulation A verwendete Albedo aus dem IFS-Modell. Die Standardalbedo kann keine höheren Werte als 0,3 annehmen. Das Vorzeichen und die Höhe der Antriebseffizienz im kurzwelligen Spektralbereich am Oberrand der Atmosphäre ist sehr sensitiv gegenüber der Bodenalbedo (Liao und Seinfeld, 1998). Bei einer niedrigen Bodenalbedo führt die Rückstreuung an den Aerosolpartikeln zu einer Erhöhung der aufwärts gerichteten diffusen Strahlung, die netto kurzwellige Strahlung am Oberrand der Atmosphäre wird dadurch verringert. Dieser Prozess ist dann der dominante. Wenn die Bodenalbedo aber höhere Werte annimmt, wird mehr Strahlung am Erdboden reflektiert. So gewinnt der Effekt, dass weniger Globalstrahlung den Erdboden erreicht und dort wieder reflektiert wird und dazu noch ein Teil der reflektierten Strahlung durch die Mineralstaubpartikel absorbiert wird, eine größere Bedeutung. Dies führt dann auch zu einer Verringerung des aufwärts gerichteten diffusen Strahlungsflusses, die netto kurzwellige Strahlung am Oberrand der Atmosphäre würde erhöht werden. Woodward (2001) haben in ihrer Studie einen positiven Strahlungsantrieb über Westafrika im

jährlichen Mittel ermittelt. Die starke Abhängigkeit von ΔF für die kurzwellige Strahlung am Oberrand der Atmosphäre von der Bodenalbedo erklärt die Unterschiede in der Antriebseffizienz.

Die Antriebseffizienz der langwelligen Strahlung liegt an der Erdoberfläche im Mittel bei 70 W/m^2 . Die Abhängigkeit von ΔF von der AOD ist nicht linear, ab einer AOD von etwa 2 nimmt ΔF nur noch leicht zu (Abb. 6.33, unten rechts). Helmert et al. (2007) haben in ihrer Studie eine Antriebseffizienz von 60 W/m^2 in quellnahen Gebieten und von 25 W/m^2 in weiter von der Quelle entfernten Gebieten für Mineralstaubpartikel mit eher streuenden Eigenschaften ermittelt. Die in der vorliegenden Studie ermittelten Werte stimmen damit gut überein.

Die Reduktion der langwelligen Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre kann zum einen durch die Reduktion der Bodentemperatur am Tage, die wiederum durch die Reduktion der Globalstrahlung am Erdboden entsteht, zustande kommen. Aber auch die Absorption der Strahlung durch die Mineralstaubpartikel führt zu einer Verringerung der langwelligen Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre. Die Verringerung der langwelligen Ausstrahlung ist in der Nacht nicht ganz so intensiv wie am Nachmittag, aber sie ist vorhanden. Haywood et al. (2005) ermittelten in ihrer Studie eine Antriebseffizienz (AOD bei 550 nm) von $20,6 \text{ W/m}^2$ für die langwellige Strahlung am Oberrand der Atmosphäre. Das Tagesmaximum lag bei $30,3 \text{ W/m}^2$ und das Minimum bei $13,8 \text{ W/m}^2$. Die Antriebseffizienz im langwelligen Spektralbereich am Oberrand der Atmosphäre wurde in der Studie von Helmert et al. (2007) in quellnahen Gebieten auf 29 W/m^2 und in von der Quelle weiter entfernten Gebieten auf 12 W/m^2 bestimmt. In der vorliegenden Studie beträgt die Antriebseffizienz am Mittag im Mittel 15 W/m^2 (Abb. 6.33, oben rechts). Sie streut sehr stark, liegt aber im Mittel in derselben Größenordnung wie in den anderen Studien.

6.6.2 Temperatur

Die 1-dimensionalen Sensitivitätsstudien haben gezeigt, dass für die Bestimmung der Auswirkungen des direkten Aerosoleffektes auf die Temperaturverteilung die Lage der Staubschicht eine essentielle Rolle spielt (Kapitel 5). Es wurde bereits erwähnt, dass es durch Mineralstaubpartikel in der Atmosphäre auch am Tage zu einer höheren Temperatur in Bodennähe und sogar direkt am Erdboden als im staubfreien Fall kommen kann. Im Verlauf des nächsten Unterkapitels wird dieser Punkt anhand des Staubausschlags im März 2006 genauer diskutiert werden. Danach wird anhand der Staubstürme im Juni 2007 der Einfluss der Lage der Staubschicht in der 3-dimensionalen Studie erörtert werden.

März 2006

Durch die reduzierte Globalstrahlung wird dem Erdboden weniger Energie zugeführt und er sollte sich dementsprechend abkühlen. Dies ist auch der Fall in den Simulationen A und B. Nach 15 Stunden Simulationszeit, also am Nachmittag des 5.3.2006, ist der Erdboden in Simulation A in den unter dem Einfluss der Staubwolke stehenden Regionen um $0,2 \text{ K}$ bis 3 K kälter als in der Kontrollsimulation (Abb. 6.34). Dies führt zu einer Abnahme der 2m-Temperatur um bis zu 3 K in Simulation A im Vergleich zur Kontrollsimulation. In anderen Studien wird ebenfalls eine Abnahme der 2m-Temperatur bedingt durch eine Staubschicht ermittelt. Helmert et al. (2007) ermittelten eine Reduktion von 3 K bei der Präsenz von Partikeln mit hoher Einfachstreueralbedo und $3,3 \text{ K}$ bei niedriger Einfachstreueralbedo nahe

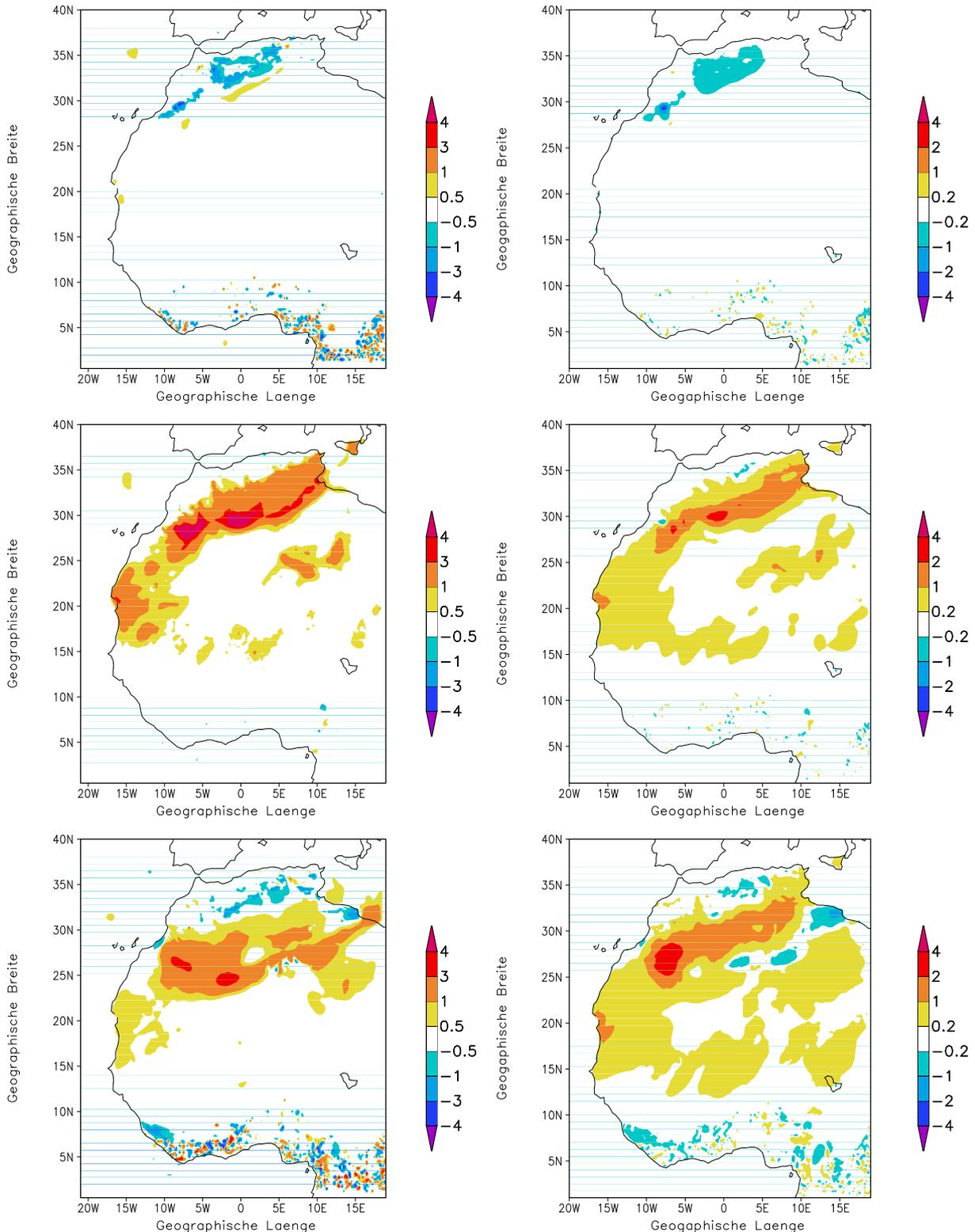


Abbildung 6.34: Differenzen der 2m-Temperatur in K (links) und der Erdoberflächentemperatur in K (rechts) aus den Simulationen A und CTRL (A - CTRL), oben nach 12 h, in der Mitte nach 24 h und unten nach 39 h Simulationszeit. Der Starttermin war der 5.3.2006, 0 UTC.

der Quellgebiete. Für Gebiete, die weiter von der Quelle entfernt liegen, ermittelten sie eine Reduktion von 0,3 K im regionalen Mittel für beide Fallstudien. Milton et al. (2008) ermittelten in ihrer Simulation des Staubausruchs im März 2006 eine Abnahme der 1,5 m Temperatur von etwa 0,5 bis 2 K am Mittag des 8.3.2006. Die in der vorliegenden Studie ermittelten Temperaturabnahmen für den 5.3.2006, 15 UTC sind mit den in den genannten Studien gewonnenen Erkenntnissen vergleichbar.

In der Nacht vom 5. auf den 6. März kommt es in Simulation A zu einer Erhöhung der Bodentemperatur im Vergleich zu Simulation CTRL. Diese ist bedingt durch die Verminderung der langwelligen Ausstrahlung durch die Mineralstaubpartikel. In der Nacht dominiert dieser Effekt, da es keine solare Einstrahlung gibt. Es kommt somit zu einer Reduktion der Abkühlung des Erdbodens um bis zu 3 K. Durch die höhere Temperatur des Erdbodens, die Präsenz der sich am Tage durch Absorption von solarer Strahlung aufgewärmten bodennahen Staubschicht und die zusätzliche Absorption der langwelligen Ausstrahlung durch die Mineralstaubpartikel ist die 2m-Temperatur in der Nacht in Simulation A höher als in Simulation CTRL. Die Temperaturdifferenz zwischen Simulation A und der Kontrollsimulation beträgt bis zu 5 K. Tegen et al. (2006) ermitteln in ihrer Studie für die Bodélé Depression eine Zunahme der nächtlichen Tiefsttemperatur um 1 K bei einer AOD von über 0,5 bei Berücksichtigung der Wechselwirkung zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern. Pérez et al. (2006) haben sowohl am Tage als auch während der Nacht eine Abnahme der Temperatur innerhalb der Grenzschicht und am Boden bedingt durch den direkten Aerosoleffekt von Mineralstaubpartikeln ermittelt. Diesen Befund begründen sie damit, dass die Bodentemperatur am Tage bedingt durch die Mineralstaubpartikel stark reduziert wird. Dadurch wird der fühlbare Wärmefluss signifikant reduziert, was wiederum zu einer Reduktion der Temperatur innerhalb der Grenzschicht führt. Dieser Effekt ist in ihrer Simulation so dominant, dass es auch in der Nacht noch netto zu einer Abkühlung bei Berücksichtigung des direkten Aerosoleffektes von Mineralstaubpartikeln kommt. Allerdings befindet sich in der Studie von Pérez et al. (2006) keine klassische bodennahe Staubschicht, wie sie im März 2006 aufgetreten ist, in der Atmosphäre, sondern eine eher vom Erdboden abgehobene Staubschicht. Wie in Kapitel 5 gezeigt, hat die Höhenlage der Staubschicht einen starken Einfluss auf das Temperaturprofil. In der hier vorliegenden Studie wird der fühlbare Wärmestrom am ersten Simulationstag ebenfalls reduziert. Innerhalb der Staubschicht kommt es aber zu einer Erhöhung der Temperatur durch die Absorption von Strahlung an den Mineralstaubpartikeln. Da sich die Staubschicht in der vorliegenden Studie bodennah befindet, fällt die Temperaturabnahme innerhalb der Grenzschicht geringer aus als bei Pérez et al. (2006). Die Temperatur ist in Simulation A, bei der die Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsflüssen berücksichtigt wird, in der Nacht höher an der Erdoberfläche und innerhalb der Grenzschicht als in Simulation CTRL. Allerdings fällt die im Rahmen der vorliegenden Studie ermittelte Erhöhung der Erdoberflächentemperatur stärker aus als in den anderen Studien (z.B. Tegen et al., 2006). Dies könnte durch eine Überschätzung des Einflusses von Mineralstaubpartikeln auf die langwellige Strahlungsbilanz zustande kommen. Allerdings hat der Vergleich mit den Strahlungsmessungen in Niamey gezeigt, dass diese in COSMO-ART lediglich leicht überschätzt wird. In der Messung beträgt die Strahlungsbilanz in der Nacht vor Eintreffen der Front -100 W/m^2 und nach dem Eintreffen der Front -50 W/m^2 . Sie nimmt in der Nacht in der Messung nach Eintreffen der Staubfront um 50 W/m^2 zu. In den Simulationen beträgt sie in der Nacht vor dem Eintreffen der Front ebenfalls -100 W/m^2 , nach dem Eintreffen beträgt sie in Simulation A bis zu -25 W/m^2 und in Simulation CTRL nur -120 W/m^2 (Abb. 6.21). In Simulation CTRL nimmt die langwellige Strahlungsbilanz im Vergleich zu den Vornächten nach Eintreffen der Front somit ab. Der Unterschied zwischen den Strahlungsbi-

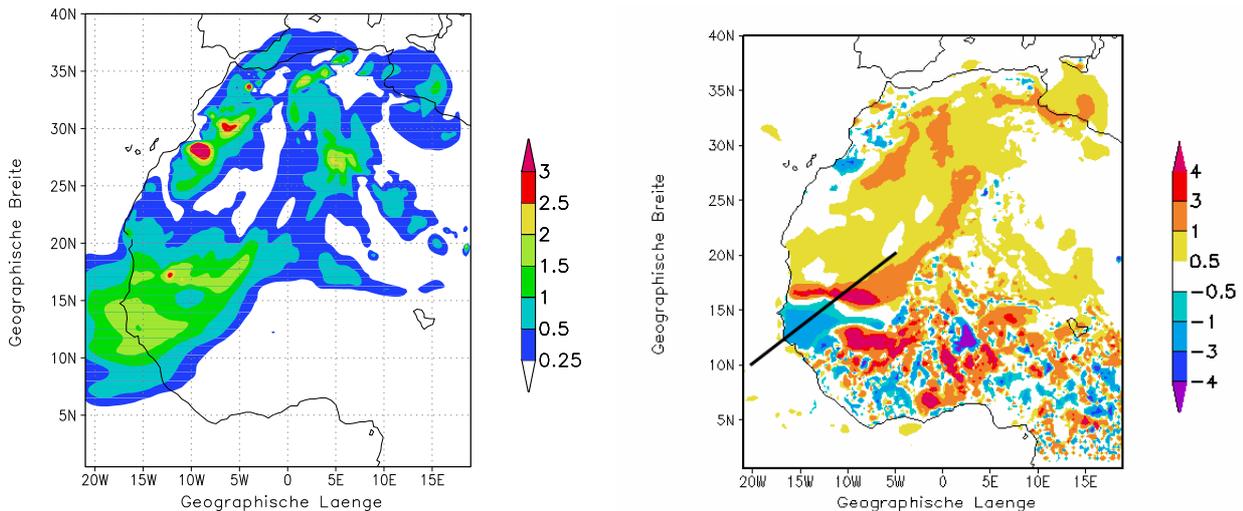


Abbildung 6.35: Links: AOD aus Simulation A am 21. Juni 2007, 15 UTC. Rechts: Differenz der 2m-Temperaturen in K aus den Simulationen A und CTRL (A - CTRL) für den 21. Juni 2007, 15 UTC. Entlang der schwarzen Geraden wurde das Vertikalprofil aus Abbildung 6.36 durchgeführt.

lanzen aus Simulation A und CTRL wird dadurch verstärkt. Der Einfluss der Mineralstaubpartikel auf die langwellige Strahlungsbilanz könnte so überschätzt werden, obwohl in Simulation A die gemessene Strahlungsbilanz in der Nacht nur um $10 - 20 \text{ W/m}^2$ zu hoch ausfällt.

Am Nachmittag des 6.3.2006, nach 39 Stunden Simulationszeit, erkennt man eine Reduktion der Bodentemperatur in Gebieten, die in der Nacht nicht unter dem Einfluss der Staubschicht standen und eine Erhöhung der Bodentemperatur in Gebieten, in denen die Bodentemperatur in der davor liegenden Nacht durch die Präsenz der Staubschicht bereits höhere Werte als in der Kontrollsimulation erreichte. In der vorliegenden Studie dominiert demnach die verringerte Temperaturabnahme in der Nacht durch die Reduktion der Ausstrahlung und durch die zusätzliche Emission von langwelliger Strahlung von der warmen Staubschicht zum Boden netto über die Reduktion der Bodentemperatur durch die Verringerung der Globalstrahlung. Dieses setzt sich auch in der 2m-Temperatur fort. Südlich des Atlasgebirges kommt es auch am 2. Simulationstag am Nachmittag zu einer Verringerung der 2m-Temperatur bedingt durch den direkten Aerosoleffekt von Mineralstaubpartikeln.

Juni 2007

Im März 2006 befindet sich eine bodennahe Staubschicht in der Atmosphäre. Im Juni 2007 wurden viele Mineralstaubpartikel nicht weit nördlich von der ITF, der Konvergenzzone zwischen den warmen, trockenen Harmattanwinden und der kühleren, feuchten Monsunströmung, emittiert und dann mit den Harmattanwinden in südwestliche Richtung transportiert. An der ITF kommt es zu starken Aufwärtsbewegungen. Dadurch gelangen die Mineralstaubpartikel in größere Höhen und es entstehen die vom Boden abgehobenen Staubwolken.

Die in Simulation A bestimmte AOD am 21. Juni 2007 über Westafrika ist in Abbildung 6.35 links dargestellt. Auf der rechten Seite derselben Abbildung ist die Differenz der 2m-Temperaturen aus den Simulationen A und CTRL dargestellt. Die im Süden von Westafrika hervorgerufenen Temperaturänderungen sind durch Änderungen im Wolkenbedeckungsgrad bedingt. In großen Teilen von Westafrika

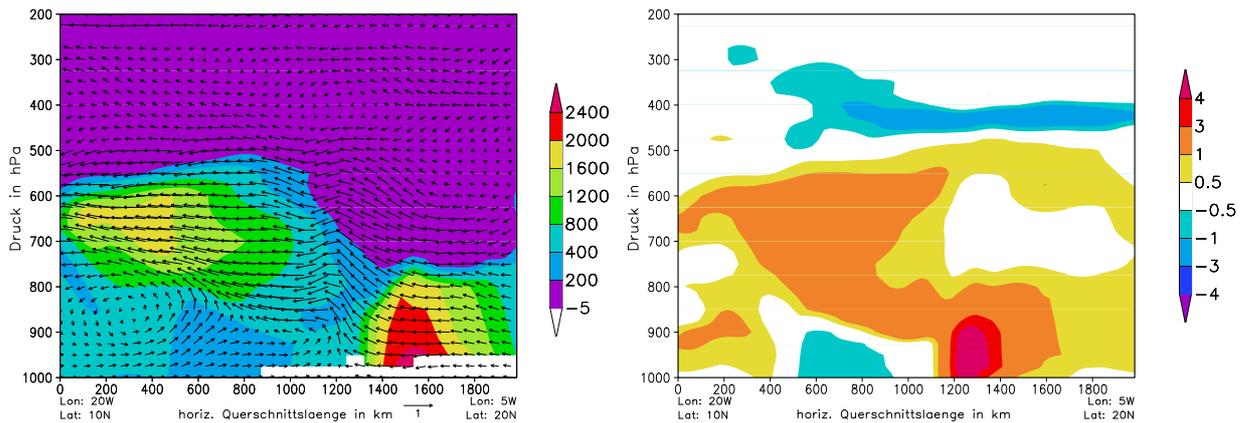


Abbildung 6.36: Vertikalschnitt entlang der schwarzen Geraden aus Abbildung 6.35 für den 21. Juni 2007, 15 UTC. Links: Massendichte in $\mu\text{g}/\text{m}^3$ und Windfeld. Rechts: Differenz der potentiellen Temperatur in K der Simulationen A und CTRL (A - CTRL).

kommt es zu einer Erwärmung durch Mineralstaubpartikel in der Atmosphäre. Dies wurde im letzten Abschnitt für den Staubsturm im März ausführlich diskutiert. Die Simulationszeit beträgt zu diesem Zeitpunkt 63 Stunden. In Senegal, Guinea und im Südwesten Malis kommt es aber durch die Mineralstaubpartikel zu einer Abkühlung von bis zu 3 K. Dieses Gebiet liegt südlich der ITF. Zur Klärung der Frage, warum es in diesem Gebiet zu einer Abkühlung kommt, ist in Abbildung 6.36 ein Vertikalschnitt entlang der in Abbildung 6.35 eingezeichneten Geraden dargestellt.

Im nördlichen Abschnitt des Vertikalschnitts befindet sich die Staubwolke nahe am Boden. An der ITF bei Kilometer 1200 treffen die Harmattanwinde aus dem Norden auf die Monsunströmung aus dem Süden. Es kommt zur Aufwärtsbewegung. Dieses ist auch klar im Windfeld entlang des Querschnitts zu erkennen. Durch diese Aufwärtsbewegung werden die Mineralstaubpartikel in die Höhe transportiert. Sie gelangen in das Niveau des AEJ, der sein Maximum bei ungefähr 650 hPa erreicht und werden mit dem Jet weiter in Richtung Südwesten transportiert. Südlich der ITF befindet sich das Maximum der Massendichte der Mineralstaubpartikel zwischen 800 hPa und 600 hPa. Innerhalb der Staubschicht kommt es sowohl in der bodennahen als auch in der abgehobenen Staubschicht zu einer Erhöhung der Temperatur durch die Absorption der Strahlung an den Partikeln. Unterhalb der abgehobenen Staubschicht, innerhalb der konvektiven Grenzschicht, führt der direkte Aerosoleffekt von Mineralstaubpartikeln zu einer Abkühlung. Dies ist von Kilometer 500 bis 950 der Fall. Befinden sich die Partikel nahe am Boden, so wie dies nördlich der ITF der Fall ist, so führt der direkte Aerosoleffekt zu einer Erwärmung innerhalb der konvektiven Grenzschicht. Dieses deckt sich mit den Ergebnissen aus den 1-dimensionalen Sensitivitätsstudien der vorliegenden Arbeit (Kapitel 5).

6.6.3 Bewölkung

Das Parametrisierungsschema der skaligen (d.h. vom Modell explizit auflösbarer) Wolkenbildung setzt Sättigungsgleichgewicht zur Berechnung der Kondensationsrate von Wolkenwasser voraus. Wolkenwasser wird daher nur in solchen Gitterelementen prognostiziert, in denen die relative Feuchte 100 % erreicht. Der Bedeckungsgrad beträgt in diesem Fall 1 (also 100 %). Im COSMO Modell wird aber auch ein partieller Wolkenbedeckungsgrad in den Gitterboxen bestimmt, in denen die relative Feuch-

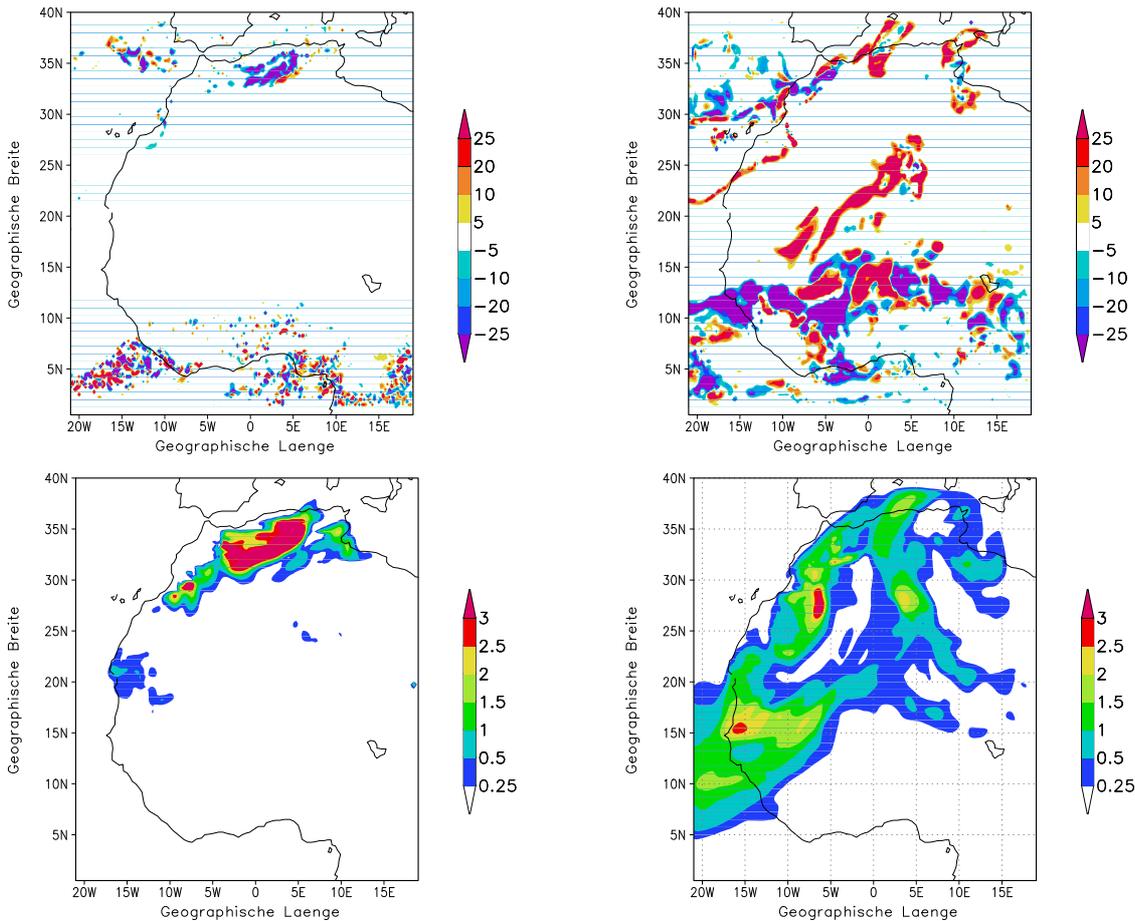


Abbildung 6.37: Oben: Differenzen des Wolkenbedeckungsgrads in % für den 5. März 2006, 14 UTC (links) und den 22. Juni 2007, 0 UTC (rechts) aus Simulation A und CTRL. Unten: AOD aus Simulation A zu den entsprechenden Zeitpunkten.

te unterhalb des Sättigungswertes von 100 % liegt. Für die diagnostische Bestimmung der partiellen Bewölkung wird folgender Ansatz verwendet: Der Bedeckungsgrad wird als eine empirische Funktion der relativen Feuchte, der Höhe der Schicht und der gegebenenfalls vorhandenen konvektiven Aktivität für jede Schicht berechnet. Bei der Bestimmung des bewölkten Flächenanteils wird in konvektiven Situationen die vertikale Mächtigkeit der Konvektionselemente als modulierender Faktor berücksichtigt. Außerdem erfolgt eine Überprüfung der thermischen Schichtung am Oberrand der Konvektionszellen (Doms et al., 2003).

Zur Bestimmung der Gesamtbedeckung in der Atmosphäre wird die Bedeckung der einzelnen Modellschichten berücksichtigt. Wenn benachbarte Modellschichten beide bewölkt sind, so ist die Gesamtbedeckung das Maximum der beteiligten Schichten. Existieren wolkenfreie Schichten zwischen bewölkten Schichten, so wird der Gesamtbedeckungsgrad höher sein als der maximale Bedeckungsgrad der Einzelschichten (Doms et al., 2003).

Die Differenz der Gesamtbedeckungsgrade aus Simulation A und CTRL ($A - CTRL$) ist in Abbildung 6.37 dargestellt. Zur Erinnerung sei hier erwähnt, dass in COSMO-ART nur der direkte Aerosoleffekt von Mineralstaubpartikeln berücksichtigt wird. Der indirekte Effekt wird hier nicht betrachtet. Die Änderungen im Gesamtbedeckungsgrad bei Berücksichtigung der Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern kommt also ausschließlich durch den semi-direkten Aerosoleffekt

(Kapitel 2) zustande.

Am 5. März 2006, 14 UTC, also nach 14 Stunden Simulationszeit befindet sich die Staubfront noch im Norden Afrikas (Abb. 6.37, unten links). Die Luftschicht, in der sich die Mineralstaubpartikel befinden, wird durch die Absorption von Strahlung an der Partikeln erwärmt. Dadurch kommt es zu Änderungen der relativen Feuchte und der Stabilität in der Troposphäre. Dies beeinflusst sowohl die Bildung von Wolken als auch deren Lebenszeit. Warme Luft kann mehr Feuchtigkeit aufnehmen. Bei gleicher spezifischer Feuchte sinkt die relative Luftfeuchtigkeit, wenn die Atmosphäre wärmer wird. Der Wolkenbedeckungsgrad ist u.a. eine Funktion der Luftfeuchte. Durch den semi-direkten Aerosoleffekt wird der Gesamtbedeckungsgrad am 5. März, 14 UTC im Norden Westafrikas um 30 % reduziert (Abb. 6.37, oben links).

Auch im Süden des Modellgebiets, innerhalb der ITCZ kommt es zu Änderungen im Bedeckungsgrad, obwohl die Staubfront sich noch über 2000 km nördlich von diesem Gebiet befindet. Eine Erklärung kann in dieser Arbeit dafür noch nicht gegeben werden.

Im Juni befinden sich die Staubwolken weiter südlich. Sie liegen nicht weit von der ITCZ entfernt (Abb. 6.37, unten rechts). Am 22. Juni um 0 UTC, nach 72 Stunden Simulationszeit, erkennt man hohe und sich über ein weites Gebiet erstreckende Differenzen im Bedeckungsgrad durch den semi-direkten Aerosoleffekt (Abb. 6.37, oben rechts). Die ITCZ wird nach Süden verschoben. In Zentral-Westafrika und über dem Mittelmeer kommt es zu einer Zunahme des Bedeckungsgrades um 20 - 30 %. Diese Zunahme kann durch Änderungen in den dynamischen Prozessen hervorgerufen worden sein (siehe nächstes Unterkapitel). Helmert et al. (2007) haben in ihrer Studie mit LM-MUSCAT ebenfalls eine Veränderung des Wolkenbedeckungsgrads durch den semi-direkten Aerosoleffekt beschrieben.

Es stellt sich nun die Frage, ob der simulierte Bedeckungsgrad in einer der Simulationen überhaupt realistisch ist. Dies wird im Folgenden für den 22. Juni 2007, 0 UTC diskutiert. Innerhalb der ITCZ ist dies schwer zu beurteilen. Aufgrund der horizontalen Auflösung von 28 km in den Simulationen, ist es nicht möglich, feine Strukturen im Bedeckungsgrad zu reproduzieren. Die mesoskaligen konvektiven Systeme (MCS), die auf dem Satellitenbild erkennbar sind und südlich der Staubwolke liegen, sind im simulierten Bedeckungsgrad nicht klar zu identifizieren. Das Wolkenband, das sich in Zentral-Westafrika befindet, wird gut in Simulation A reproduziert, in Simulation CTRL ist es kaum vorhanden (Abb. 6.38, jeweils eingekreist). Auch im Norden des Simulationsgebiets stimmt der in Simulation A bestimmte Wolkenbedeckungsgrad gut mit den auf dem Satellitenbild erkennbaren Wolken überein.

6.6.4 Dynamische Prozesse

Die durch den direkten Aerosoleffekt von Mineralstaubpartikeln hervorgerufenen Änderungen in den Strahlungsflüssen wirken sich auf die dynamischen Prozesse in der Atmosphäre aus. Eine häufig in diesem Zusammenhang gestellte Frage ist, ob der AEJ durch das Vorhandensein einer Staubwolke in der Atmosphäre beeinflusst wird. Dieser Frage wird in diesem Unterkapitel nachgegangen. Dabei wird untersucht, wie sich die durch den direkten Aerosoleffekt hervorgerufenen Änderungen in den Strahlungsflüssen auf den AEJ auswirken. Da der AEJ im nordhemisphärischen Sommer über Westafrika entsteht, wird im Folgenden der Staubsturm im Juni 2007 betrachtet.

Der AEJ befindet sich zwischen 700 hPa und 450 hPa in der Atmosphäre. Für den 21. Juni 2007

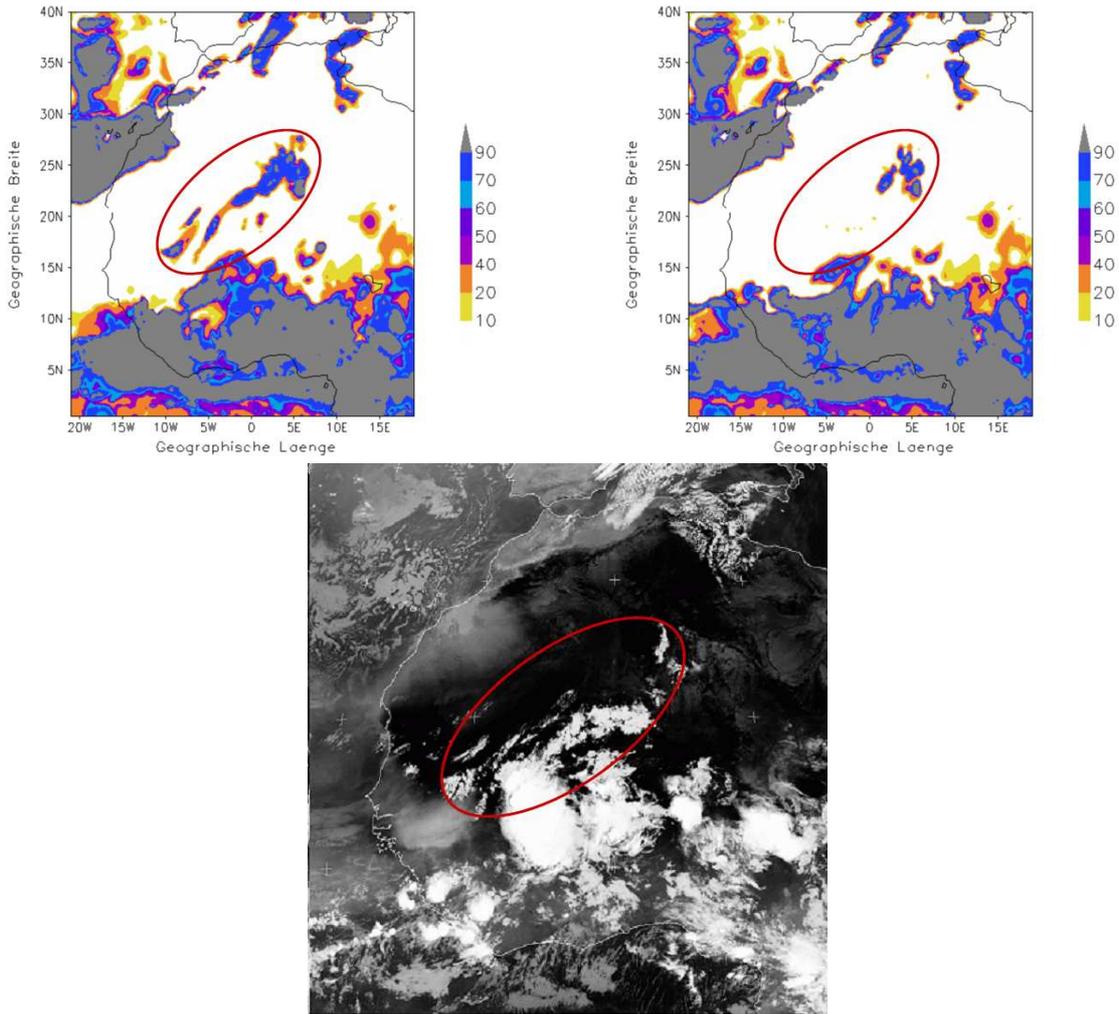


Abbildung 6.38: Oben: Wolkenbedeckungsgrad in % aus Simulation A (links) und CTRL (rechts) für den 22. Juni 2007, 0 UTC. Unten: Satellitenbild von MSG für denselben Termin.

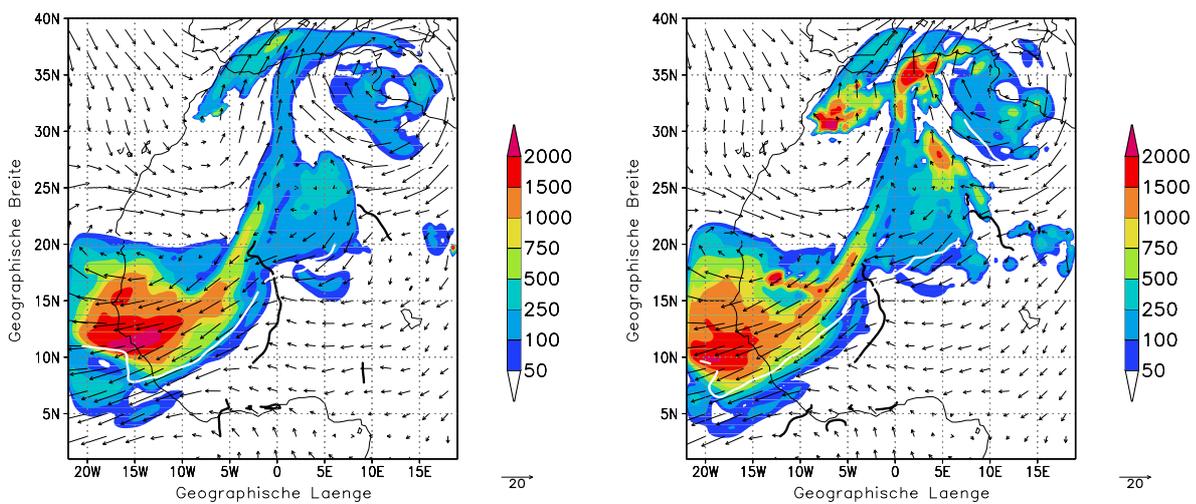


Abbildung 6.39: Massendichte der Mineralstaubpartikel in $\mu\text{g}/\text{m}^3$ und Windvektoren in 600 hPa (schattiert) am 21. Juni 2007, 12 UTC (links) und 18 UTC (rechts). Die weißen Linien kennzeichnen die Jetachse des AEJ, die schwarzen Linien die Trogachsen der AEW. Sie wurden mit Hilfe einer objektiven Methode nach Berry et al. (2007) bestimmt.

um 12 und 18 UTC ist seine Jetachse in 600 hPa in Abbildung 6.39 jeweils durch die weiße Linie gekennzeichnet. Bei 5°O befindet sich an beiden Terminen die Jetachse bei 20°N in ihrer nördlichsten Position, ihre südlichste Position erreicht sie um 12 UTC bei 8°N und 14,75°W. Um 18 UTC liegt sie bei 6°N und 19°W.

Afrikanische östliche Wellen (AEW) sind westwärts fortschreitende, synoptisch skalige Störungen, die über Afrika und dem tropischen Nordatlantik im nordhemisphärischem Sommer existieren (z.B. Burpee, 1972). Die Trogachsen der AEW sind in Abbildung 6.39 durch die schwarzen Linien gekennzeichnet. Die Trogachsen der AEW und die Jetachsen des AEJ wurden mit Hilfe einer objektiven Methode nach Berry et al. (2007) ermittelt. Am 21. Juni 2007 sind zwei Trogachsen zu identifizieren. Die Trogachse, die zu der hier betrachteten AEW gehört, liegt um 12 UTC bei 15°N und 0°W. Die Position der Trogachse verschiebt sich zwischen 12 UTC und 18 UTC um 2° nach Westen. Die AEW zieht mit dem AEJ nach Westen fort. Das Maximum der Staubwolke befindet sich nördlich der Jetachse und auf der Vorderseite des Trogs (Abb. 6.39). Bei Betrachtung der zeitlichen Entwicklung der Staubwolke, stellt man fest, dass sich das Maximum der Staubwolke immer nördlich der Jetachse mit der Strömung bewegt.

Die Mineralstaubpartikel werden nicht nur innerhalb des AEJ transportiert, sondern sie können ihn auch beeinflussen. In Simulation A befindet sich die Jetachse am 21. Juni 2007 etwas südlicher als in Simulation CTRL. Auf diesen Sachverhalt wird im weiteren Verlauf dieses Unterkapitels noch einmal eingegangen werden. Die Position der Trogachsen der AEW wurde dagegen kaum durch den direkten Aerosoleffekt der Mineralstaubpartikel verändert (Abb. 6.42).

Für die Beantwortung der Frage, ob der AEJ durch das Vorhandensein einer Staubwolke beeinflusst wird, wird zunächst der Mechanismus erläutert, der zu der Entstehung des AEJ führt. An dieser Stelle soll lediglich ein Einblick in diese Mechanismen gegeben werden, ausführliche Untersuchungen dazu sind beispielsweise Cook (1999) und Thorncroft und Blackburn (1999) zu entnehmen. In Westafrika kommt es im Sommer zur Ausprägung eines positiven meridionalen Temperaturgradienten und eines negativen Feuchtegradienten. Die Oberfläche ist dann zwischen 15°N und dem Äquator kühler und feuchter als nördlich von 15°N. Dieser positive meridionale Temperaturgradient nimmt mit der Höhe ab (Thorncroft und Blackburn, 1999). Thorncroft und Blackburn (1999) zeigen, dass zwei Sekundärzirkulationen die Aufrechterhaltung des AEJ bewirken: Eine entsteht durch die trockene Konvektion in der Region des SHL und die Andere entsteht durch feuchte Konvektion in der ITCZ. Die AEW bewirken eine Schwächung des AEJ. Der Temperaturgradient führt über die thermische Windbeziehung zu der östlichen Scheerung oberhalb der westlichen Monsunströmung. Die Höhe des AEJ ist durch die Höhe festgelegt, in der der durch die Oberfläche induzierte positive Temperaturgradient durch den negativen Temperaturgradient innerhalb der freien Atmosphäre ersetzt wird (Cook, 1999).

Cook (1999) zeigt in ihren idealisierten Studien mit einem globalen Klimamodell, dass die Eigenschaften des Strahlstroms nicht durch den Temperaturgradienten auf der kontinentalen Skala festgelegt sind. Der meridionale Temperaturgradient in der Umgebung des Breitengrades des AEJ hat dagegen einen starken Einfluss auf die Intensität und die Position des AEJ. Durch die Wechselwirkungen zwischen den Mineralstaubpartikeln und den Strahlungsfeldern wird der meridionale Temperaturgradient verstärkt. Nördlich der ITF ist die Erdoberfläche durch die bodennahe Staubschicht sowohl am Tag als auch in der Nacht in Simulation A wärmer als in Simulation CTRL, südlich der ITF ist sie am Tag kälter (Abb. 6.35). Dies führt zu einer Verstärkung der Sekundärzirkulationen. Die Harmattanwinde und die Monsunströmung werden verstärkt (Abb. 6.40, oben links). Die Konvergenz an der ITF wird verstärkt, was

wiederum in einer Verstärkung der Aufwärtsbewegung resultiert (Abb. 6.40, unten). Die Verstärkung der Sekundärzirkulationen führt in 600 hPa zu einer zusätzlichen Divergenz der Strömung (Abb. 6.40, oben rechts). Die Sekundärzirkulationen werden durch die Berücksichtigung der Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern verstärkt.

Der Zonalwind wird innerhalb des AEJ von seiner geostrophischen Komponente dominiert (Cook, 1999). Für die Untersuchung des Einflusses von Mineralstaubpartikeln auf den AEJ werden im Folgenden die Komponenten des horizontalen Windvektors \vec{v}_h einzeln untersucht. Er setzt sich aus seiner geostrophischen \vec{v}_g und ageostrophischen Komponente \vec{v}_a zusammen

$$\vec{v}_h = \vec{v}_g + \vec{v}_a. \quad (6.5)$$

Die geostrophische Komponente ergibt sich im p-System aus

$$\vec{v}_g = \frac{1}{f_c} \vec{e}_z \times \vec{\nabla} \phi, \quad (6.6)$$

mit f_c als Coriolisparameter, \vec{e}_z als vertikalem Einheitsvektor und ϕ als Geopotential. Der geostrophische Wind ergibt sich bei Annahme eines Gleichgewichts zwischen Coriolis- und Druckgradientkraft. Der geostrophische Wind ist am Äquator nicht definiert, da es dort keine Corioliskraft gibt. Für die folgenden Betrachtungen wurde nur das Gebiet nördlich von 5°N berücksichtigt.

In beiden Simulationen wird der Zonalwind, wie von Cook (1999) beschrieben, von seiner geostrophischen Komponente dominiert (Abb. 6.41). Dies zeigt, dass näherungsweise geostrophisches Gleichgewicht herrscht. An der ITF zwischen 15°W und 3°W kommt es in Simulation A zu einer Verstärkung der ageostrophischen Komponente des Zonalwindes (Fig. 6.41, unten). Diese wird durch die Veränderung in der geostrophischen Komponente kompensiert, so kommt es zu keiner signifikanten Änderung des Zonalwindes. Dies ist auch in den Abendstunden des 20. Juni zu erkennen. Durch die Verstärkung des Temperaturgradienten kommt die Strömung während des Tages aus dem geostrophischen Gleichgewicht. Durch die verstärkte Sekundärzirkulation wird das Gleichgewicht wieder hergestellt.

Südlich der ITF ist zwischen 700 und 800 hPa der Zonalwind in Simulation A höher als in der Kontrollsimulation. Der Grund hierfür liegt in der Verstärkung der Sekundärzirkulation, durch die verstärkte Abwärtsbewegung werden die hohen Windgeschwindigkeiten des AEJs abwärts transportiert (Abb. 6.40, mitte).

Die Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern führt zu einer Verschiebung der Jetachse des AEJ (Abb. 6.42). Die Jetachse wurde mit Hilfe einer objektiven Methode nach Berry et al. (2007) ermittelt. Die Position der Jetachse wird dabei in der Hauptsache durch die Scheerungsvorticity bestimmt. Nördlich der Jetachse, in dem Gebiet, in dem sich das Maximum der Staubwolke befindet, erreicht die relative Vorticity mit bis zu $12 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ hohe positive Werte in Simulation A (Abb. 6.42). Dieses Maximum in der relativen Vorticity entsteht nicht, wenn der direkte Aerosoleffekt von Mineralstaubpartikeln vernachlässigt wird (Simulation CTRL). Das Maximum in der relativen Vorticity entsteht bereits am 20. Juni um 21 UTC etwas weiter nordöstlich und wird dann mit der Strömung advehiert. An der Stelle, an der es zu der Ausbildung des Maximums der relativen Vorticity kommt, befindet sich ebenfalls ein Maximum in der Staubbildung. Wie bereits für den 21. Juni beschrieben, entsteht auch am Abend des 20. Juni durch die Berücksichtigung der Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern eine Verstärkung der sekundären Zirkulationen.

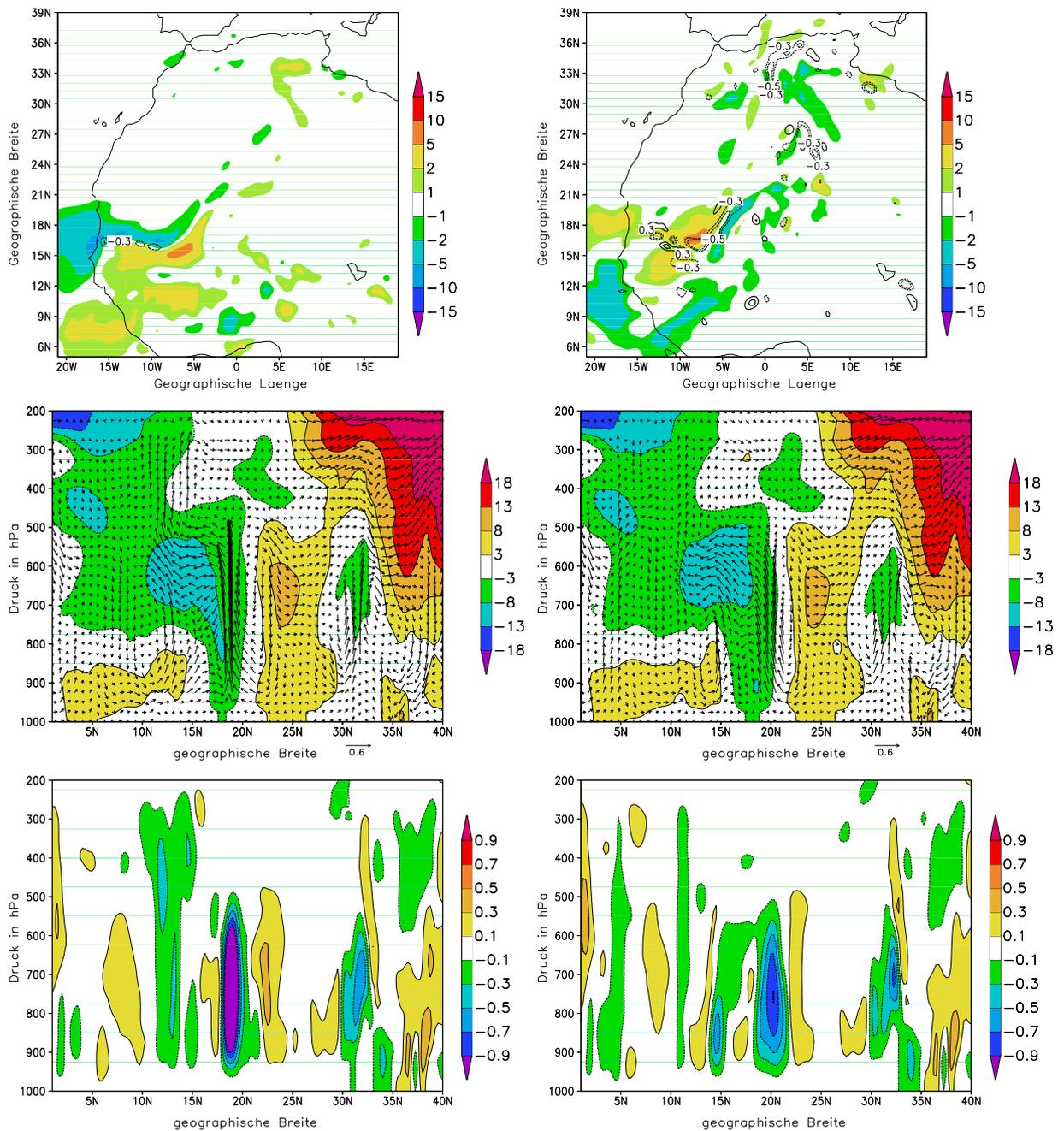


Abbildung 6.40: Oben: Differenz des Meridionalwinds in m/s aus Simulation A und CTRL in 950 hPa (links) und 600 hPa (rechts) am 21. Juni 2007, 18 UTC. Als Konturen sind die Änderungen in der Vertikalbewegung in Pa/s dargestellt. Mitte: Vertikalschnitt bei 5°W. u-Komponente der Windgeschwindigkeit in m/s (schattiert) und Windvektoren entlang des Vertikalschnitts in m/s am 21. Juni 2007, 21 UTC aus Simulation A (links) und CTRL (rechts). Unten: Vertikalkomponente des Windfeldes in Pa/s am 21. Juni 2007, 21 UTC aus Simulation A (links) und CTRL (rechts). Ein negatives Vorzeichen impliziert Aufwärtsbewegung.

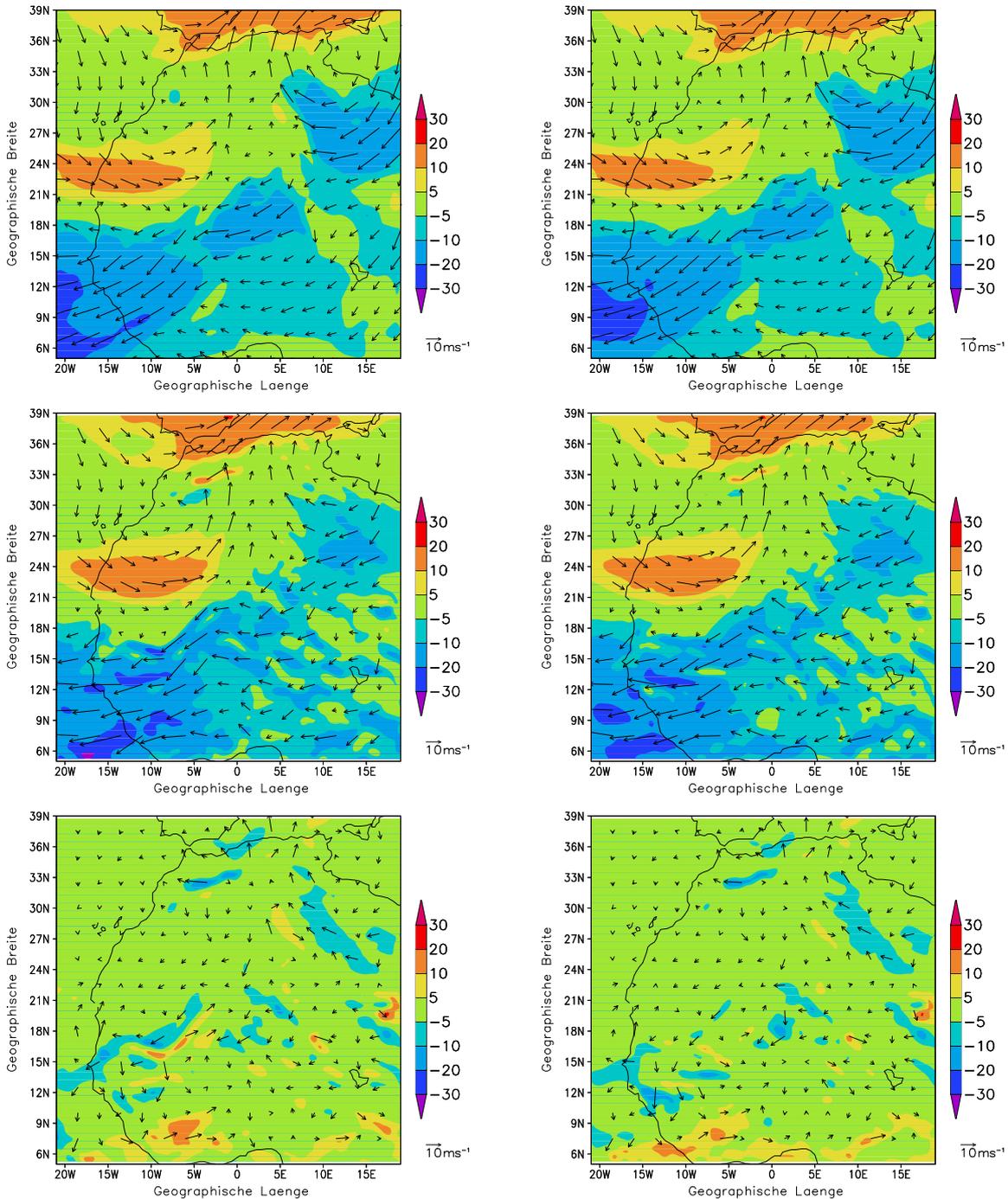


Abbildung 6.41: Oben: Zonalwind in m/s (schattiert) aus Simulation A (links) und CTRL (rechts) für den 21. Juni 2006, 21 UTC in 600 hPa. Die Windvektoren geben das horizontale Windfeld in m/s in derselben Höhe und demselben Termin wieder. Mitte: Wie oben, aber für die geostrophische Komponente. Unten: Wie oben, aber für die ageostrophische Komponente.

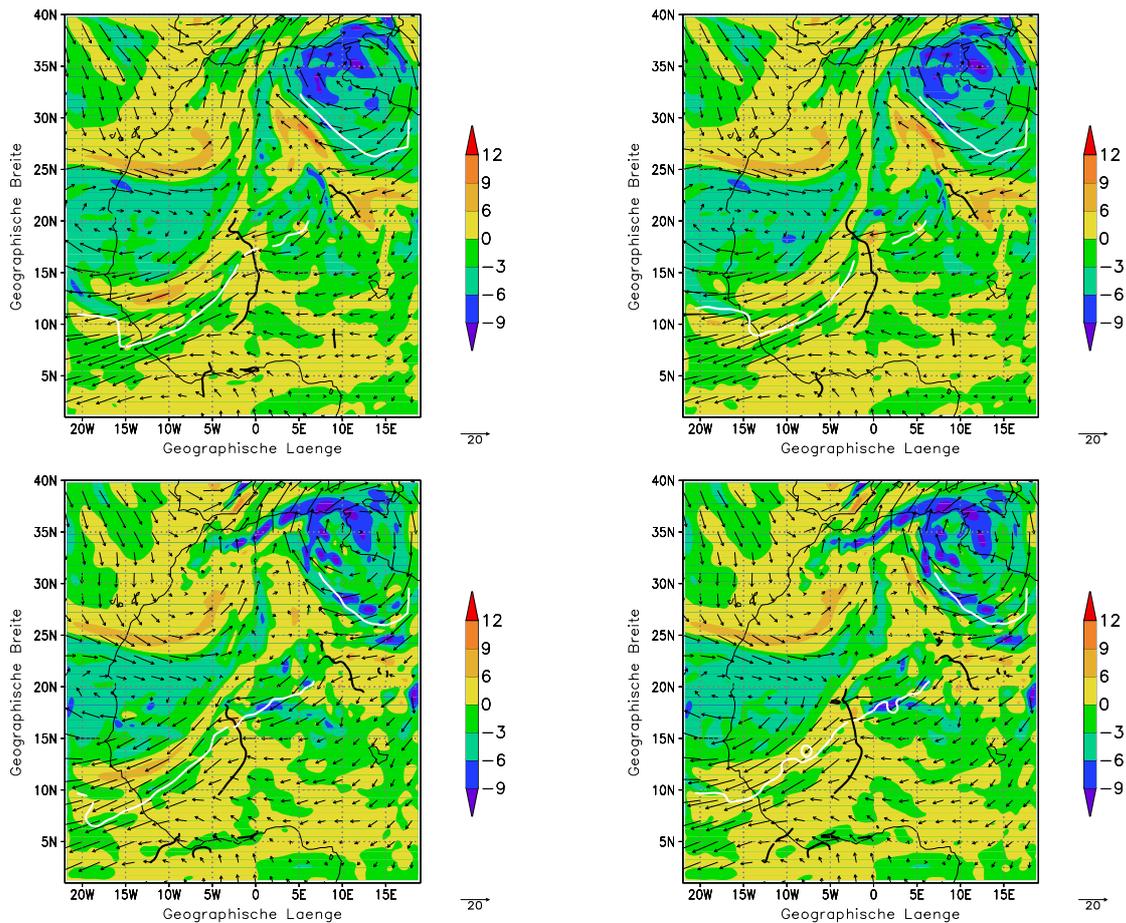


Abbildung 6.42: Relative Vorticity $\cdot 10^5$ in $1/s$ (schattiert) für den 21. Juni 2007, 12 UTC (oben) 18 UTC (unten) aus Simulation A (links) und CTRL (rechts). Die weißen Linien kennzeichnen die Jetachse des AEJ, die schwarzen Linien die Trogachsen der AEW, sie wurden mit Hilfe einer objektiven Methode nach Berry et al. (2007) bestimmt.

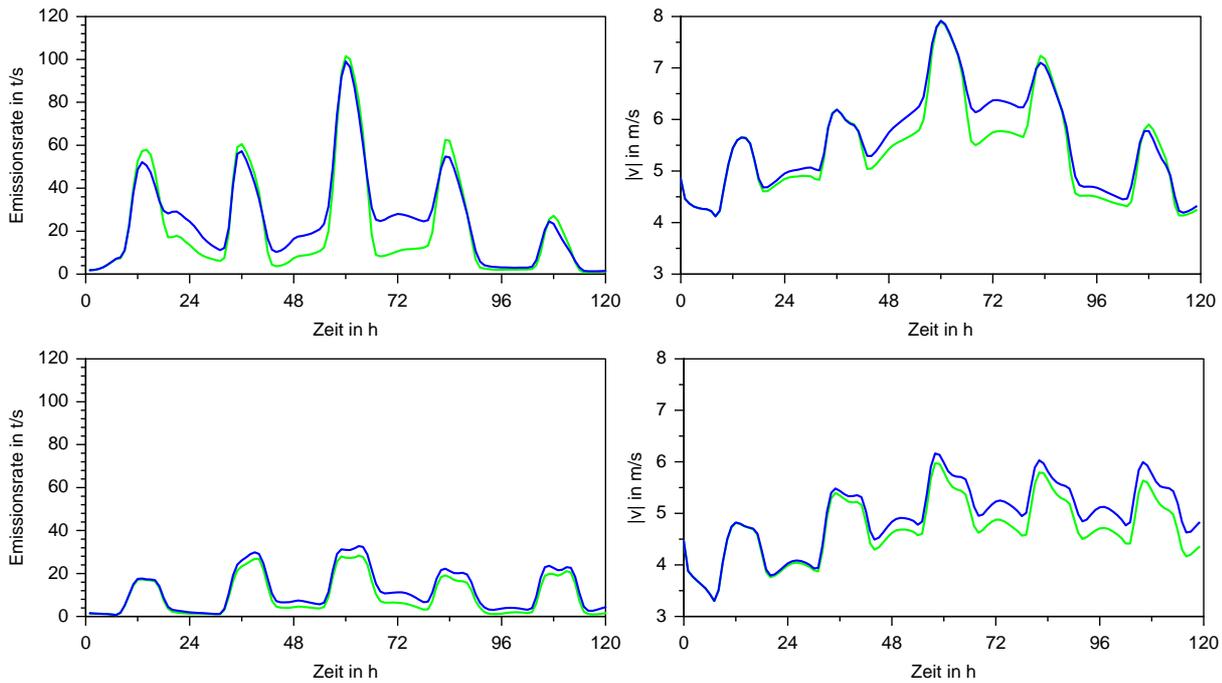


Abbildung 6.43: Gesamtemissionsrate von Mineralstaubpartikeln in t/s im gesamten Modellgebiet (links) und das Mittel des Windgeschwindigkeitsbetrages in m/s im Gebiet 18°W bis 20°O und 12°N bis 35°N aus Simulation A (blau) und CTRL (grün). Oben sind die Ergebnisse für den 5. - 10. März 2006 und unten für den 19. - 24. Juni 2007 dargestellt.

Die dadurch hervorgerufene zusätzliche horizontale Windscheerung führt zu einer Verstärkung der relativen Vorticity. Dadurch wird die Position der Jetachse nach Süden verlagert.

6.6.5 Emission von Mineralstaubpartikeln

Die durch den direkten Aerosoleffekt von Mineralstaubpartikeln hervorgerufenen Änderungen im Geschwindigkeitsfeld und in der thermischen Stabilität der Atmosphäre wirken sich auf die Emissionen der Partikel aus. Die Emissionen von Mineralstaubpartikeln hängen neben der Bodenbeschaffenheit massgeblich von der Schubspannungsgeschwindigkeit ab (Kapitel 3). Die Schubspannungsgeschwindigkeit ist eine Funktion der Windgeschwindigkeit, der Oberflächenrauigkeit und der atmosphärischen Stabilität.

In Abbildung 6.43 sind die Gesamtemissionsrate und der Betrag der mittleren Windgeschwindigkeit für das Gebiet, in dem Mineralstaubpartikel emittiert werden können, dargestellt. Während des Staubsturmes im März 2006 treten höhere mittlere Geschwindigkeiten auf als dies im Juni 2007 der Fall ist. Dies muss aber nicht bedeuten, dass sich auch die Maxima in der lokalen Windgeschwindigkeit so stark unterscheiden. Im März 2006 steht fast das gesamte Simulationsgebiet unter dem Einfluss des Staubsturmes, da eine Kaltfront über Westafrika mit hohen Windgeschwindigkeiten hinwegzieht. Im Juni 2007 treten dagegen eher lokal hohe Windgeschwindigkeiten auf, durch die dann in diesen Gebieten Mineralstaubpartikel emittiert werden. So ist auch die Gesamtemission im März 2006 höher als die im Juni 2007.

Die mittlere Windgeschwindigkeit und somit auch die Gesamtemissionsrate weisen einen klaren Tagesgang auf. Am Mittag erreichen die Gesamtemissionen ihr Maximum und gegen 22 Uhr ihr Minimum.

Am Mittag des 7. März 2006 ist die Emissionsrate mit über 100 t/s am höchsten. Zu diesem Zeitpunkt ist auch die über das theoretisch mögliche Emissionsgebiet (Abb. 6.1, rechts, roter Kasten) gemittelte Windgeschwindigkeit mit beinahe 8 m/s am höchsten. Die mittlere Emissionsrate ist am Mittag des 5., 6. und 8. März mit knappen 60 t/s von gleicher Größenordnung, obwohl die mittlere Geschwindigkeit am 8.3. um über 1 m/s höher ist als am 5. März. Im Juni 2007 werden am 20. und 21. hohe Emissionsraten erreicht. Die Gesamtemissionsrate beträgt an diesen Tagen etwas mehr als 30 t/s am Mittag. Am 20. und 21. Juni werden auch die Staubpartikel emittiert, die dann die beiden im Mittelpunkt der vorliegenden Studie stehenden Staubwolken bilden. Die mittlere Windgeschwindigkeit bleibt zwar auch am 22. und 23. Juni mit einem Maximum von 6 m/s noch hoch, aber der Emissionsfluss nimmt leicht ab. Die Windgeschwindigkeit ist dann verstärkt im Süden des Simulationsgebietes hoch. Dort befinden sich nur wenige Quellregionen für Mineralstaubpartikel.

Im März nimmt die mittlere Windgeschwindigkeit um bis zu 0,5 m/s in der Nacht bedingt durch den direkten Aerosoleffekt von Mineralstaubpartikeln zu. Am Tag nimmt die mittlere Windgeschwindigkeit im März in Simulation A leicht im Vergleich zu der Kontrollsimulation ab. Im Juni 2007 kommt es sowohl während der Nacht als auch am Tag zu einer Zunahme der Windgeschwindigkeit. In der Nacht führt die Präsenz einer Staubwolke zu einer Reduktion der Abkühlung am Boden. Die Änderungen in der Windgeschwindigkeit führen zu Unterschieden in den Emissionsflüssen zwischen Simulation A und CTRL. Die Gesamtemissionsrate wird sowohl im März als auch im Juni in der Nacht durch die Berücksichtigung der Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern um die Hälfte reduziert. Im Juni nimmt die Emissionsrate am Tage leicht ab und im März leicht zu.

Miller und Perlwitz (2004) ermittelten in ihrer globalen Studie ebenfalls die Wechselwirkungen zwischen dem direkten Aerosoleffekt und der Emission von Mineralstaubpartikeln. Allerdings berücksichtigten sie nur Partikel mit deutlich kleineren Durchmessern als denen in der vorliegenden Arbeit verwendeten Partikeldurchmessern. Die kleinen Partikel sind auf der globalen Skala entscheidend, da sie eine längere Verweildauer in der Atmosphäre haben als größere Partikel. Miller und Perlwitz (2004) berechnen eine Abnahme der globalen Emissionsrate um 15 % bedingt durch den direkten Aerosoleffekt der Mineralstaubpartikel. Sie erklären diese Reduktion durch die Wechselwirkung zwischen dem Strahlungsantrieb der Mineralstaubpartikel und der planetaren Grenzschicht. Sie beobachten ebenfalls einen Tagesgang in der Staubemission, der in Verbindung mit der Entwicklung der planetaren Grenzschicht steht. Die Staubschicht verringert die Globalstrahlung an der Erdoberfläche. Dadurch wird die Oberflächentemperatur und der in die Atmosphäre gerichtete fühlbare Wärmefluss reduziert. Dieser Fluss steuert die Durchmischung innerhalb der Grenzschicht. Durch den Strahlungsantrieb der Staubpartikel wird der abwärtige Transport des Impulses von den höheren Schichten mit hohen Windgeschwindigkeiten verringert. Somit werden die Windgeschwindigkeiten an den bodennahen Schichten im Vergleich zu einer Simulation, in der der Strahlungsantrieb von Mineralstaubpartikeln vernachlässigt wird, reduziert und die Emissionen gehen zurück. Miller und Perlwitz (2004) bemerken in ihrer Studie, dass die Vernachlässigung der größeren Partikel besonders nahe der Quellgebiete zu Fehlern führen könnte. Die großen Partikel können sich besonders auf den langwelligen Strahlungsantrieb auswirken. Dadurch wird die nächtliche Abkühlung des Erdbodens reduziert. So bleibt die Durchmischung der Grenzschicht auch nach Sonnenuntergang aufrecht erhalten und die Windgeschwindigkeiten bleiben höher als ohne die Präsenz großer Partikel in der Atmosphäre. Außerdem wird durch die Emission von langwelliger Strahlung an den Partikeln in Richtung Erdoberfläche, der Rückgang der Globalstrahlung in der Strahlungsbilanz kompensiert. Dieses geschieht besonders am Nachmittag, wenn die Grenzschicht am wärmsten ist.

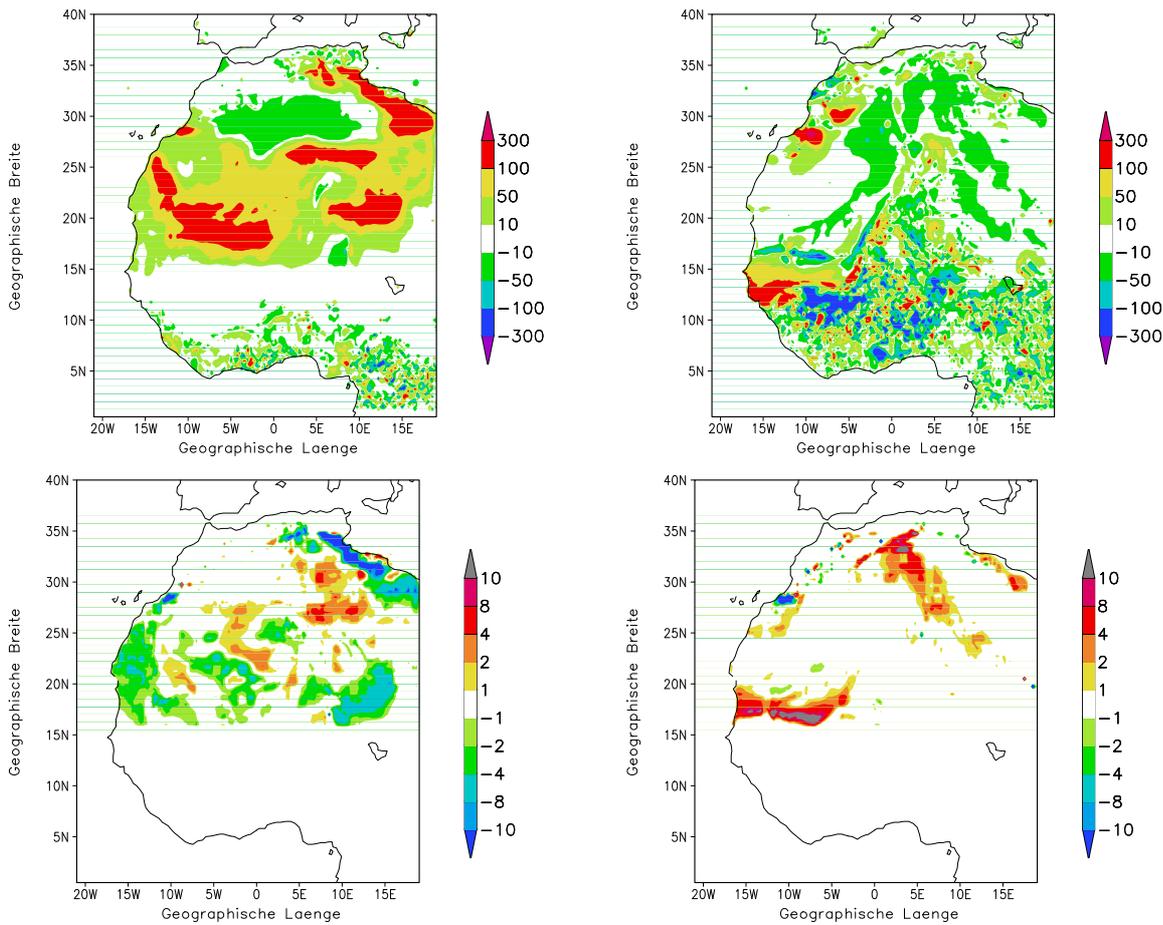


Abbildung 6.44: Oben: Differenzen der fühlbaren zur Erdoberfläche gerichteten Wärme-flüsse in W/m^2 aus Simulation A und CTRL (A - CTRL). Unten: Differenzen der Emissionsflüsse in $\mu g/m^2 s$ aus Simulation A und CTRL. Auf der linken Seite sind die Ergebnisse für den 7. März 2006 und auf der rechten Seite für den 21. Juni 2007, jeweils um 15 UTC dargestellt.

Wenn sich genügend große Partikel in der Atmosphäre befinden, kann der netto Antrieb positiv werden (Liao und Seinfeld, 1998). Dadurch werden der fühlbare Wärme-fluss in die Atmosphäre und somit die Durchmischung innerhalb der Grenzschicht erhöht. Dies hat dann einen verstärkenden Einfluss auf die Staubemissionen (Miller und Perlwitz, 2004).

Heinold et al. (2007) untersuchten in ihrer Studie ebenfalls den Einfluss des direkten Aerosoleffektes von Mineralstaubpartikeln auf die Emissionsflüsse. Sie ermittelten in der Mittagszeit einen Rückgang der Staubemissionen um bis zu 50 %. Dieser Rückgang in der Mittagszeit fällt im März 2006 in der vorliegenden Studie sehr viel geringer aus. Im Juni 2007 wird der Emissionsfluss durch den Strahlungsantrieb der Staubpartikel sogar leicht erhöht. In beiden Simulationen kommt es am Tag in den meisten von den Staubpartikel beeinflussten Gebieten, wie von Miller und Perlwitz (2004) beschrieben, zu einem Rückgang des in die Atmosphäre gerichteten fühlbaren Wärme-flusses durch die Strahlungswirksamkeit der Mineralstaubpartikel (Abb. 6.44). Dieser Rückgang resultiert während des Staubsturmes im März 2006 in einer Reduktion der Windgeschwindigkeit am Mittag, die dann wiederum zu einer Verringerung der Gesamtemissionsrate führt. Im Juni 2007 kommt es in einem kleinen Gebiet bei $17^\circ N$ zwischen $6^\circ W$ und $15^\circ W$ auch am Mittag zu einer Zunahme des fühlbaren Wärme-flusses in die Atmosphäre. Dieses Gebiet liegt im nördlichen Bereich der ITF. In diesem Bereich kommt es durch die Staubwolke in den

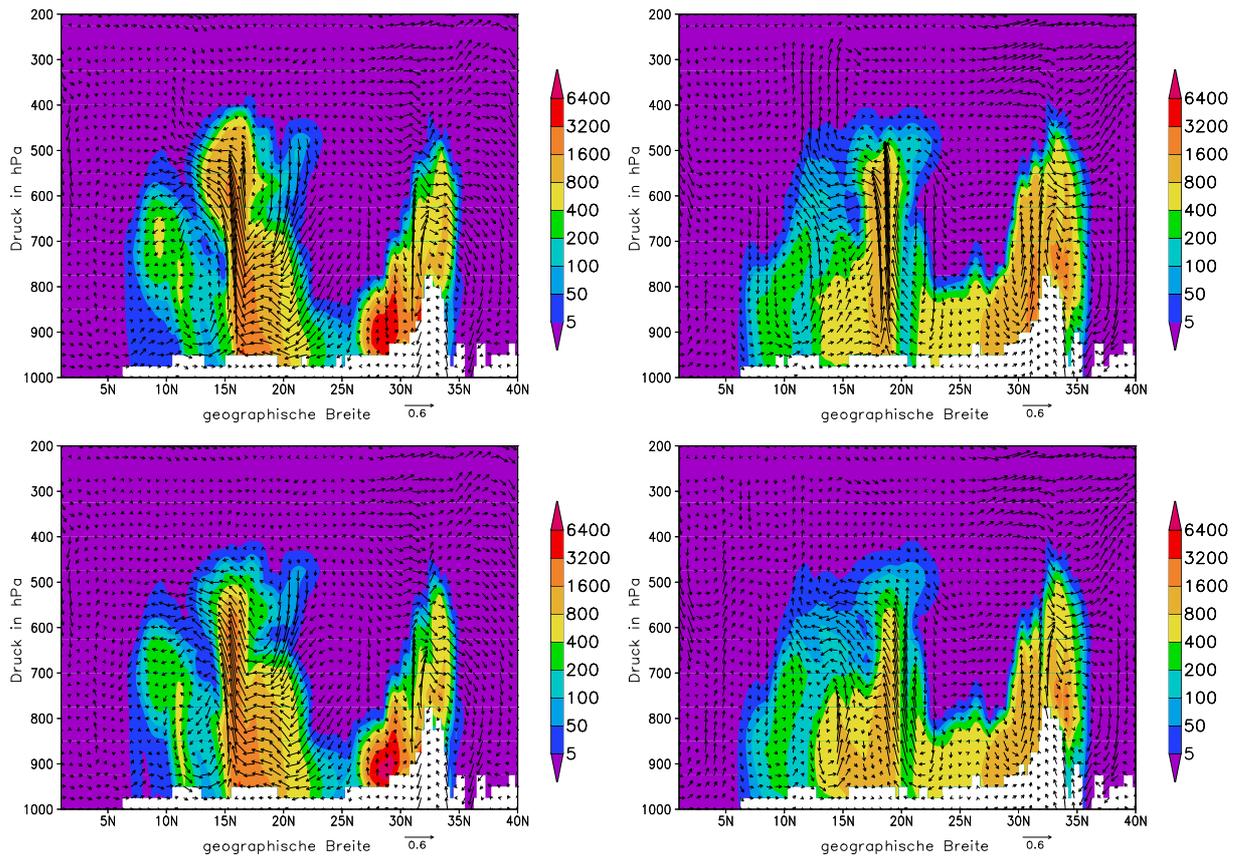


Abbildung 6.45: Vertikalschnitt bei 5°W. Farbiger dargestellt ist die Massendichte in $\mu\text{g}/\text{m}^3$ aus Simulation A (oben) und CTRL (unten). Links sind die Ergebnisse für den 21. Juni 0 UTC und rechts für 21 UTC abgebildet.

bodennahen Schichten zu einer starken Erwärmung, die sich auch auf den Erdboden selbst auswirkt. Dadurch wird der fühlbare Wärmefluss, der zur Erdoberfläche gerichtet ist, in diesem Gebiet erhöht, die Windgeschwindigkeit steigt dort an. In diesem Bereich werden viele Partikel emittiert. Somit macht sich dort die Erhöhung der Windgeschwindigkeit besonders bemerkbar. Auch im nördlichen Teil des Simulationsgebietes kommt es zu einem leichten Anstieg des fühlbaren Wärmeflusses, der zu einem Anstieg des Emissionsflusses führt (Abb. 6.44). Im restlichen Modellgebiet wird die Windgeschwindigkeit im Juni kaum durch die Mineralstaubwolke beeinträchtigt. In der Nacht kommt es sowohl im März als auch im Juni zu einer Erhöhung der Windgeschwindigkeiten und somit auch des Emissionsflusses durch den oben erläuterten Mechanismus.

6.6.6 Konzentration von Mineralstaubpartikeln

Im letzten Abschnitt wurde gezeigt, dass die Emissionsrate durch die Änderungen in der Strömung modifiziert wird. Dies führt dann auch zu Änderungen in der Konzentration der Mineralstaubpartikel. Die Konzentration wird aber nicht nur durch die modifizierten Emissionsflüsse verändert, sondern auch durch die Änderungen in der Strömung und der Turbulenz selbst modifiziert. Im Juni 2007 kommt es neben den Änderungen in der Emission auch zu Änderungen im Vertikalwind durch die Berücksichtigung der Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern. Der Fokus dieses Unterkapitels liegt beim Staubsturm im Juni 2007.

In Abschnitt 6.6.4 wurde gezeigt, dass die Stärke der Vertikalbewegung in der Region der ITF durch die Präsenz einer Staubwolke in der Atmosphäre beeinflusst wird. Werden die Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern berücksichtigt, so nimmt die Aufwärtsbewegung innerhalb der ITF zu. An der ITF werden die Mineralstaubpartikel innerhalb der Aufwärtsströmung in die Höhe transportiert. Nimmt die Aufwärtsbewegung zu, so werden mehr Partikel in größere Höhen transportiert. Am 21. Juni 2007, 0 UTC erstreckt sich im Gebiet um 5°W und 16°N das Maximum der Massendichte von Mineralstaubpartikeln in der Kontrollsimulation mit einer Dichte von bis zu $3200 \mu\text{g}/\text{m}^3$ bis in 500 hPa. Durch die Verstärkung der Vertikalbewegung erreicht das Maximum der Massendichte in Simulation A bis in 400 hPa hinauf (Abb. 6.45, links). Auch am Abend desselben Tages tritt dieser Effekt auf. Die ITF befindet sich um 21 UTC bei etwa 18°N , sie hat ihre Position also um 2° nach Norden verlagert. Die Staubwolke in Simulation A hat in höheren Schichten eine höhere Massendichte als in der Kontrollsimulation. Südlich der ITF nimmt die Massendichte in Simulation A in den unteren Schichten im Vergleich zur Kontrollsimulation ab (Abb. 6.45, rechts).

Durch die Modifikationen in der Vertikalverteilung und auch im Betrag der Massendichte werden die Strahlungsflüsse beeinflusst. Bei der Bestimmung des Strahlungsantriebs von Mineralstaubpartikeln kann man auf zwei verschiedene Weisen vorgehen. Die erste Möglichkeit entspricht dem Konzept, dem in COSMO-ART gefolgt wird: Die Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern werden online im Modell bestimmt. Die modifizierten Strahlungsfelder gehen in die Berechnung der anderen atmosphärischen Größen ein. Diese Größen beeinflussen die Emission und den Transport der Mineralstaubpartikel. Für die Strahlungsrechnungen wird dann wiederum die aktuelle Mineralstaubverteilung verwendet. Die zweite Möglichkeit ist, die Emission und den Transport der Mineralstaubpartikel mit Hilfe eines numerischen Modells ohne Berücksichtigung der Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern zu berechnen. Anschließend werden dann offline mit den im Modell berechneten Konzentrationen die Strahlungsrechnungen durchgeführt. So wird dann der Strahlungsantrieb der Partikel ermittelt. Bei dieser Vorgehensweise wird der Einfluss der durch den direkten Aerosoleffekt veränderten atmosphärischen Größen auf die Emission und den Transport der Mineralstaubpartikel vernachlässigt. Die Mineralstaubkonzentration, die für die Strahlungsrechnungen verwendet wird, ist so nicht identisch mit der Konzentration, die vorliegen würde, wenn der direkte Aerosoleffekt der Mineralstaubpartikel online berücksichtigt worden wäre. Nun stellt sich die Frage, ob sich die Unterschiede in der Vertikalverteilung und im Betrag der Massendichte signifikant auf die Berechnung des Strahlungsantriebes auswirken. Um dieser Frage nachzugehen, wurde im Rahmen der vorliegenden Arbeit dieser Einfluss mit Hilfe des 1-dimensionalen Modellsystems (Kapitel 5) untersucht.

Für diese Untersuchung wurden zwei in den Simulationen A und CTRL berechnete Vertikalprofile der Massendichte in das 1-dimensionale Modellsystem eingefügt. Unter Verwendung dieser Vertikalprofile wurden dann die Strahlungsrechnungen durchgeführt. Die meteorologischen Felder waren zum Startpunkt identisch, das jeweilige Staubprofil wurde sowohl zeitlich als auch räumlich während des Simulationszeitraums konstant gehalten. Die Vorgehensweise war identisch mit der Vorgehensweise, die für die 1-dimensionalen Sensitivitätsstudien aus Kapitel 5 angewendet wurde. Die verwendeten optischen Parameter entsprechen den Parametern aus Simulation A.

Die Untersuchungen wurden jeweils für ein Vertikalprofil am 21. Juni 2007 um 12 UTC und um 21 UTC durchgeführt. Die Koordinaten der um 12 UTC verwendeten Profile aus Simulation A und CTRL sind 5°W und 15°N . Diese Profile werden im Folgenden „Profil M“ (Mittag) genannt. Um 21 UTC wurden

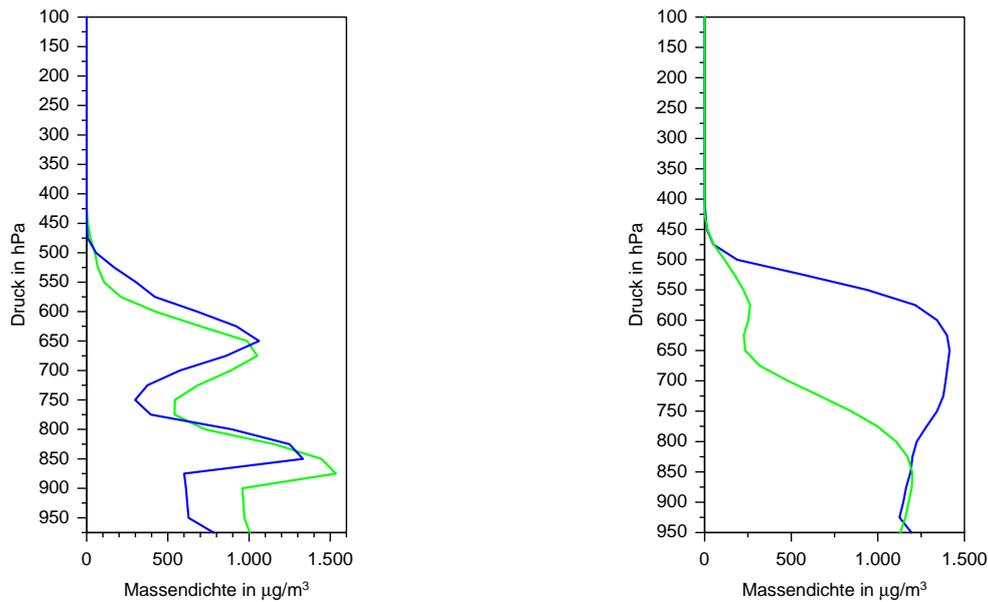


Abbildung 6.46: Vertikalprofil der Massendichte in $\mu\text{g}/\text{m}^3$ für den 21. Juni 2007 um 12 UTC in der Säule bei 5°W , 15°N (links) und um 21 UTC bei 5°W , 18°N (rechts). Blau: Simulation A, grün: Simulation CTRL

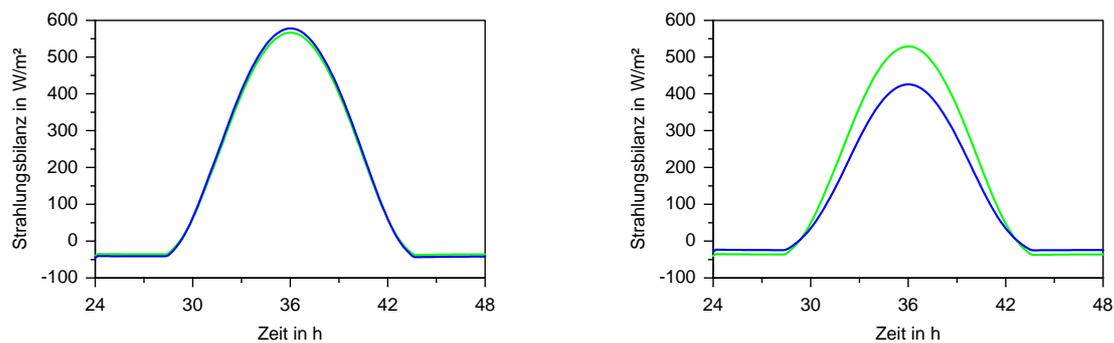


Abbildung 6.47: Zeitlicher Verlauf der Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche in W/m^2 Bei Verwendung der Profile M (links) und Profile N (rechts). Blau: Verwendung des Vertikalprofils der Massendichte von Mineralstaubpartikeln aus Simulation A, grün: Profil aus Simulation CTRL.

die Profile bei 5°W und 18°N verwendet („Profil N“, Nacht). Durch die Verstärkung der Aufwärtsbewegung an der ITF in Simulation A ändert sich bei Profil M die vertikale Verteilung der Mineralstaubpartikel, die Gesamtbeladung unterscheidet sich nicht stark in den beiden Simulationen (Abb. 6.46, links). In der Kontrollsimulation ist die Massendichte in den untersten Schichten höher als in Simulation A. In Simulation A ist die Massendichte dafür in großen Höhen höher als in Simulation CTRL.

Die durch die Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern hervorgerufenen Veränderungen in der Atmosphäre führen bei Profil N sowohl zu einer Veränderung in der Höhe als auch in der Gesamtbeladung in Simulation A im Vergleich zur Kontrollsimulation. In Bodennähe ist die Massendichte in den beiden Simulationen beinahe identisch. Aber ab 875 hPa nimmt die Massendichte mit der Höhe in Simulation A zu, in der Kontrollsimulation nimmt sie dagegen ab. Zwischen 650 hPa und 550 hPa ist die Massendichte in Simulation A um über $1000 \mu\text{g}/\text{m}^3$ höher als in der Kontrollsimulation (Abb. 6.46, rechts).

Nun stellt sich die Frage, wie sich die Unterschiede in den Vertikalprofilen aus Simulation A und

CTRL auf die Strahlungsfelder auswirken. Die Vertikalprofile der Simulationen unterscheiden sich bei Profil M am betrachteten Ort in der vertikalen Verteilung der Massendichte, aber nur geringfügig in der vertikalen Gesamtbelastung. Die unter Verwendung des jeweiligen Mineralstaubprofils berechneten Strahlungsflussdichten unterscheiden sich wenig voneinander. Die Unterschiede betragen am Mittag etwa 11 W/m^2 (Abb. 6.47, links). Die abwärts gerichtete solare Strahlungsflussdichte ist am Mittag um 21 W/m^2 höher bei Verwendung von Profil M aus Simulation A als bei Verwendung des entsprechenden Profils aus Simulation CTRL. Dieser Unterschied kommt durch die Unterschiede in der Staubbeladung zustande, da die solare Strahlungsflussdichte kaum von der Lage der Staubschicht abhängig ist (Kapitel 5). Die langwellige abwärts gerichtete Strahlungsflussdichte ist bei Verwendung von Profil M aus Simulation A um 7 W/m^2 geringer als bei Verwendung des Profils aus der Kontrollsimulation. Dieser Unterschied kommt sowohl durch die Abweichungen in der Staubbeladung als auch durch die Änderungen in der vertikalen Verteilung der Mineralstaubpartikel zustande. Die langwellige Strahlungsflussdichte reagiert sensitiv auf Änderungen in der vertikalen Verteilung aufgrund ihrer starken Abhängigkeit von der Temperatur (Stefan-Boltzmann-Gesetz, Kapitel 5).

Bei Profil N unterscheiden sich nicht nur die Vertikalverteilungen voneinander, sondern auch die Gesamtbelastung der Massendichte der Mineralstaubpartikel zwischen Simulation A und CTRL weisen große Unterschiede auf. In diesem Fall unterscheiden sich die Strahlungsflussdichten deutlicher. Die Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche ist am Mittag bei Verwendung der Mineralstaubverteilung aus der Kontrollsimulation um 100 W/m^2 höher als bei Verwendung der Verteilung in Simulation A. Das ist ein Unterschied von immerhin 20 %. In der Nacht wird die Strahlungsbilanz an der Oberfläche bei Verwendung des Profils aus der Kontrollsimulation um 12 W/m^2 unterschätzt. Die Gesamtstrahlungsbilanz bei Verwendung des Profils N aus Simulation CTRL beträgt in der Nacht -36 W/m^2 . Damit ist sie um 33 % geringer als bei Verwendung des Profils aus Simulation A.

Die vorliegende Studie hat gezeigt, dass es für eine korrekte Bestimmung des Strahlungsantriebes von Mineralstaubpartikeln notwendig ist, die Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern online zu bestimmen. Nur so können sich die dadurch hervorgerufenen Veränderungen in den atmosphärischen Prozessen auch auf die Emission und den Transport der Partikel auswirken.

6.7 Zusammenfassung

In diesem Kapitel wurden die Simulationen zweier verschiedener Staubausrüche mit dem im Rahmen der vorliegenden Arbeit weiterentwickelten Modellsystem COSMO-ART beschrieben. Zur Validierung der modifizierten Strahlungsroutine konnten zeitlich hochaufgelöste Strahlungsrechnungen aus Niamey verwendet werden. Die Vertikalprofile des Streu- und Absorptionskoeffizienten der Mineralstaubverteilung und der potentiellen Temperatur wurden mit Flugzeugmessungen, die während der GERBILS-Kampagne durchgeführt wurden, verglichen. Außerdem wurden in der vorliegenden Studie quantitative Vergleiche der Modellgrößen mit Messungen an AERONET-Stationen und SYNOP-Stationen, und qualitative Vergleiche mit Satellitenbildern gezeigt. Die Vergleiche der Simulationen mit Messungen haben ergeben, dass COSMO-ART die Staubstürme gut reproduziert. Somit konnte mit COSMO-ART der Einfluss der Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern für die betrachteten Staubstürme untersucht werden.

Die kurzwellige Strahlungsflussdichte an der Erdoberfläche wird durch die Präsenz einer Staubwolke mit einer AOD von 1 am Mittag im Mittel um 140 W/m^2 reduziert. Am Oberrand der Atmosphäre kann die kurzwellige Strahlungsflussdichte durch die Staubwolke sowohl reduziert als auch erhöht werden, der Strahlungsantrieb ist hier sensitiv gegenüber der Bodenalbedo. In der langwelligen Strahlungsflussdichte kommt es bedingt durch den direkten Aerosoleffekt von Mineralstaubpartikeln sowohl an der Erdoberfläche als auch am Oberrand der Atmosphäre zu einer Erhöhung.

In der vorliegenden Studie wurde gezeigt, dass es durch eine bodennahe Staubschicht am Tage zu einer Erwärmung der Erdoberfläche kommen kann. Dies ist zum Einen durch die Reduktion der terrestrischen Ausstrahlung in der Nacht bedingt. Diese führt zu einer Verringerung der Temperaturabnahme an der Erdoberfläche in der Nacht. Dadurch ist die Temperatur der Erdoberfläche am darauf folgenden Morgen in Simulation A höher als in Simulation CTRL. Während des Tages kommt es durch die Reduktion der Globalstrahlung an der Erdoberfläche zwar zu einer Reduktion der Temperaturdifferenz zwischen den Simulationen. Aber auch am Nachmittag ist die Temperatur an der Erdoberfläche bei Vorhandensein einer bodennahen, durch Absorption erwärmten Staubschicht in Simulation A dann noch höher als in Simulation CTRL. Diese Erkenntnis wurde in noch keiner der Verfasserin bekannten Studie veröffentlicht. Eine abgehobene Staubschicht führt dagegen am Tage zu einer Reduktion der Temperatur an der Erdoberfläche und innerhalb der Grenzschicht. Diese Änderung im Temperaturprofil resultiert in einer zusätzlichen Stabilisierung am Unterrand der Staubschicht.

Der Wolkenbedeckungsgrad wird durch den semi-direkten Aerosoleffekt modifiziert. Im Juni führt er zu einer Verschiebung der ITCZ nach Süden. Auch die dynamischen Prozesse werden von den Strahlungswirksamkeit der Mineralstaubpartikel beeinflusst. So führt die Präsenz einer Staubwolke zu einer Verstärkung der Sekundärzirkulation innerhalb der ITF. Dies beeinflusst wiederum die Lage und die Stärke des AEJ. Der AEJ befindet sich am 21. Juni 2007 in Simulation A weiter südlich als in Simulation CTRL. Diese Verschiebung der Jetachse wurde nach Kenntnisstand der Verfasserin noch in keiner anderen Studie gezeigt.

Die Modifikationen in den dynamischen Prozessen wirken sich auf die Emissionsflüsse aus. In der Nacht wird dies besonders deutlich. Die Erhöhung des in die Atmosphäre gerichteten fühlbaren Wärmeflusses führt zu einer Aufrechterhaltung der Durchmischung innerhalb der Grenzschicht auch nach Sonnenuntergang. Dies verringert die thermische Stabilität der Atmosphäre. Die Schubspannungsgeschwindigkeit wird erhöht und damit nimmt die Emissionsrate zu.

Sowohl die Änderungen in der Strömung als auch die dadurch hervorgerufenen veränderten Emissionsflüsse, wirken sich auf die Konzentration der Mineralstaubpartikel aus. Während die veränderten Emissionsflüsse zu Änderungen in der Gesamtbeladung führen, wirken sich die Änderungen in der Strömung auf die räumliche Verteilung der Partikel aus. Diese Änderungen in der Konzentration beeinflussen dann wiederum die Strahlungsflüsse. In der vorliegenden Studie konnte gezeigt werden, dass diese Änderungen eine wichtige Rolle für die Ermittlung des Strahlungsantriebes von Mineralstaubpartikeln spielen können.

7 Schlussbetrachtung

Die vorliegende Studie liefert einen Beitrag zur Quantifizierung des direkten Aerosoleffektes von Mineralstaubpartikeln in Westafrika. Auch die daraus resultierenden Veränderungen in den thermodynamischen und dynamischen Prozessen in der Atmosphäre werden betrachtet. Dies wurde in den 3-dimensionalen Simulationen anhand von zwei Fallstudien für Westafrika untersucht. Die behandelten Fälle sind exemplarisch für Staubereignisse während der Trocken- und der Regenzeit. Für diese Untersuchungen wurde das Modellsystem COSMO-ART um die Behandlung von Mineralstaubpartikeln erweitert. Die Emission der Staubpartikel wird hierbei mit der jeweils gewählten räumlichen und zeitlichen Auflösung des meteorologischen Modells beschrieben. Der Transport der Partikel wird online innerhalb des meteorologischen Modells berechnet. Zur Berücksichtigung der Strahlungseigenschaften von Mineralstaubpartikeln wurde zusätzlich die Strahlungsroutine GRAALS des Modellsystems modifiziert. Nun können die aus der aktuellen Mineralstaubverteilung bestimmten optischen Eigenschaften bei der Berechnung der Strahlungsflüsse berücksichtigt werden. Zusätzlich zu den 3-dimensionalen Simulationen wurde in 1-dimensionalen Sensitivitätsstudien der Einfluss von unterschiedlichen optischen Eigenschaften der Mineralstaubpartikel auf die Strahlungsflüsse und das vertikale Temperaturprofil untersucht.

Für die Bestimmung des Einflusses von Mineralstaubpartikeln auf die Strahlungsflüsse müssen die optischen Eigenschaften der Partikel bekannt sein. Diese hängen von der Partikelkonzentration ab. Es besteht aber auch eine starke Abhängigkeit vom Brechungsindex und der Größenverteilung der Partikel. Die Werte der Einfachstreueralbedo und des Extinktionskoeffizienten sind im kurzwelligen Spektralbereich für kleine Partikel höher als für große Partikel, im langwelligen Spektralbereich dreht sich dieses Verhalten um. Das zeigt die Notwendigkeit einer genauen Beschreibung der optischen Eigenschaften für den gesamten Wellenlängenbereich zur Ermittlung der Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern. Dies wird im Gegensatz zu den meisten anderen Modellen in COSMO-ART berücksichtigt. In den 1-dimensionalen Studien konnte gezeigt werden, dass die Kenntnis des Brechungsindex und des Mediandurchmessers der Größenverteilung von gleicher Bedeutung für die Ermittlung der Strahlungsflüsse und des Temperaturprofils sind. Darüber hinaus wurde gezeigt, dass der Einfluss von Mineralstaubpartikeln auf die langwellige Strahlung nicht vernachlässigt werden darf.

Die 1-dimensionalen Sensitivitätsstudien brachten außerdem die Erkenntnis, dass die Höhenlage der Staubschicht für die Ermittlung der Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche im langwelligen Spektralbereich von Bedeutung ist. Für die Berechnung des vertikalen Temperaturprofils spielt die Höhenlage der Staubschicht eine essentielle Rolle. Je höher sich die Staubschicht in der Atmosphäre befindet, desto höher ist die netto Heizrate. Dies führt zu einer starken Erhöhung der Temperatur innerhalb der Staubschicht. Desweiteren führt eine abgehobene Staubschicht am Tage nicht nur zu einer Reduktion der Oberflächentemperatur (verringerte Globalstrahlung) sondern auch zu einer Abnahme der Temperatur innerhalb der gesamten konvektiven Grenzschicht. Die Erhöhung der Temperatur innerhalb der Staubschicht selbst bewirkt somit eine Stabilisierung an ihrem Unterrand. Befindet sich die Staubschicht in Bodennähe, so wird die Temperatur innerhalb der konvektiven Grenzschicht erhöht, was eine Ver-

änderung der Grenzschichthöhe bedingt. Am Tage führt eine bodennahe Staubschicht nur direkt am Boden zu einer Reduktion der Temperatur durch den Rückgang der Globalstrahlung am Erdboden. In der Nacht bewirkt eine Staubschicht - unabhängig von ihrer Höhe - durch Absorption und Re-Emission der terrestrischen Ausstrahlung eine Verringerung der Temperaturabnahme an der Erdoberfläche.

Zur Validierung der modifizierten Strahlungsroutine in COSMO-ART konnten zeitlich hochaufgelöste Strahlungsmessungen aus Niamey verwendet werden. Dabei wurde deutlich, dass die Bodenalbedo im COSMO Modell stark unterschätzt wird. Eine Überprüfung ergab, dass dies nicht nur für Niamey sondern für große Teile Westafrikas gilt. Somit wurde für die im Rahmen dieser Studie durchgeführten Simulationen die Standardalbedo aus dem COSMO Modell durch die Albedo aus dem IFS Modell ersetzt. Dies sollte auch für andere Anwendungen des COSMO Modells über Westafrika durchgeführt werden.

COSMO-ART ist generell in der Lage, die Staubstürme gut zu reproduzieren. Somit konnte mit dem erweiterten Modellsystem der Einfluss der Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern auf die Zustandsgrößen der Atmosphäre für die betrachteten Staubstürme auf fundierter Basis untersucht werden. Die Untersuchung der Auswirkungen des direkten Aerosoleffekts von Mineralstaubpartikeln auf die Strahlungsflussdichten ergab, dass die kurzwellige Nettostrahlungsflussdichte an der Erdoberfläche durch eine Staubwolke mit einer AOD von 1 am Mittag im Mittel um 140 W/m^2 reduziert wird. Am Oberrand der Atmosphäre kann sie durch die Staubwolke sowohl reduziert als auch erhöht werden. Der Strahlungsantrieb ist dort sehr sensitiv gegenüber der Bodenalbedo. Die Nettostrahlungsflussdichten der langwelligen Strahlung werden bedingt durch den direkten Aerosoleffekt von Mineralstaubpartikeln sowohl an der Erdoberfläche als auch am Oberrand der Atmosphäre erhöht. Die ausgehende langwellige Strahlungsflussdichte wird um $25 - 100 \text{ W/m}^2$ reduziert.

Die durch Mineralstaubpartikel hervorgerufenen Änderungen in den Strahlungsflüssen wirken sich auf die thermodynamischen Prozesse in der Atmosphäre aus. Ein wichtiges Ergebnis der vorliegenden Arbeit ist die ermittelte Erhöhung der Temperatur des Erdbodens am Tage in Situationen, in denen eine bodennahe Staubschicht über mehrere Tage hinweg im Untersuchungsgebiet vorhanden ist. Die Temperaturerhöhung ist hauptsächlich durch die Reduktion der terrestrischen Ausstrahlung in der Nacht bedingt. Diese bewirkt eine verringerte nächtliche Abkühlung der Erdoberfläche. Dieser Effekt wirkt auch am Tage noch nach. Zusätzlich werden am Tage die bodennahen Luftschichten durch Absorption der Strahlung an den Mineralstaubpartikeln erwärmt. Die Reduktion der Globalstrahlung an der Erdoberfläche führt zwar zu einer relativen Abkühlung am Tage, dennoch ist die Temperatur immer noch höher als im mineralstaubfreien Fall. Eine abgehobene Staubschicht hingegen führt am Tage zu einer Reduktion der Temperatur an der Erdoberfläche und innerhalb der konvektiven Grenzschicht. Innerhalb der Staubschicht wird die Temperatur erhöht. Diese Änderung im Temperaturprofil bewirkt eine zusätzliche Stabilisierung am Unterrand der Staubschicht. Dies deckt sich mit den aus der 1-dimensionalen Studie gewonnenen Erkenntnissen.

Eine heutzutage häufig gestellte Frage bezieht sich auf die Klimarelevanz der Erkenntnisse: Können Mineralstaubpartikel die globale Erwärmung beeinflussen? In der vorliegenden Studie wurden zwar nur zwei konkrete Situationen untersucht, aber trotzdem lässt sich aus den Ergebnissen schlussfolgern, dass Mineralstaubpartikel zumindest in Westafrika zu einer Erwärmung der Atmosphäre führen. Höhere Mineralstaubkonzentrationen würden also in Zukunft eine Verstärkung des Erwärmungstrends bewirken. Auch in den bodennahen Schichten und am Erdboden selbst müssen Mineralstaubpartikel nicht abküh-

lend wirken, wie es häufig vermutet wird. Diese Tatsache bekommt besondere Bedeutung durch die drohende Desertifikation weiterer Gebiete infolge klimatischer Veränderungen aber auch durch direkte anthropogene Einflüsse wie Landnutzungsänderungen. Dies kann dann eine Erhöhung der Emissionsflüsse zur Folge haben und somit eine Erhöhung der Temperatur in der Atmosphäre bewirken.

Weiterhin konnte in der vorliegenden Arbeit gezeigt werden, dass der Wolkenbedeckungsgrad durch den semi-direkten Aerosoleffekt modifiziert wird. Im Juni führt dies zu einer Verschiebung der Innertropischen Konvergenzzone nach Süden. Die Änderungen im Wolkenbedeckungsgrad wirken sich ebenfalls auf die Temperatur in der Atmosphäre aus. Wird der Wolkenbedeckungsgrad durch den semi-direkten Aerosoleffekt von Mineralstaubpartikeln verringert, so führt dies zu einer Temperaturerhöhung an der Erdoberfläche. Auch der Niederschlag könnte dadurch in den entsprechenden Gebieten reduziert werden. Dies könnte dann zu einer Desertifikation von weiteren Gebieten führen. Hier ist ein weiterer sich selbst verstärkender Mechanismus erkennbar.

Neben dem Wolkenbedeckungsgrad werden auch die dynamischen Prozesse in der Atmosphäre von den Strahlungswechselwirkungen der Mineralstaubpartikel beeinflusst. So führt die Präsenz einer Staubwolke zu einer Verstärkung der Sekundärzirkulation innerhalb der Innertropischen Front. Der afrikanische Oststrahlstrom (AEJ) wird durch die Sekundärzirkulation aufrechterhalten. Er ist ein wichtiger Bestandteil des Klimasystems in Westafrika. Die durch die Präsenz der Mineralstaubpartikel hervorgerufenen Änderungen in den Windfeldern führen zu einer Verschiebung der Lage des AEJ: Die Jetachse wird nach Süden verlagert. Dies konnte in der vorliegenden Studie nach Kenntnisstand der Verfasserin erstmalig gezeigt werden.

Die Modifikationen in den dynamischen Prozessen wirken sich auch auf die Stärke der Emissionsflüsse aus und bewirken somit einen Rückkopplungseffekt. In der Nacht wird dies besonders deutlich. Die Emissionsrate ist dann in der Simulation, die die Strahlungswirksamkeit der Mineralstaubpartikel berücksichtigt, doppelt so hoch wie in der Kontrollsimulation. Die verringerte nächtliche Temperaturabnahme führt zu einer Aufrechterhaltung der Durchmischung innerhalb der Grenzschicht auch nach Sonnenuntergang. Dadurch werden die Windgeschwindigkeiten höher und die thermische Stabilität nimmt ab. Dies wiederum bewirkt eine Erhöhung der Schubspannungsgeschwindigkeit und somit der Emissionsrate. Somit konnte gezeigt werden, dass für die Ermittlung der Emissionsraten von Mineralstaubpartikeln die Wechselwirkungen zwischen Mineralstaubpartikeln und Strahlungsfeldern und die daraus resultierenden Änderungen der Zustandsgrößen der Atmosphäre unbedingt berücksichtigt werden sollten.

Sowohl die Änderungen in der Strömung als auch die dadurch hervorgerufenen veränderten Emissionsflüsse selbst haben einen Einfluss auf die Konzentration der Mineralstaubpartikel. Während die veränderten Emissionsflüsse zu Änderungen in der Gesamtbeladung führen, wirken sich die Änderungen in der Strömung zusätzlich auf die räumliche Verteilung der Partikel aus. Diese Änderungen in der Konzentration beeinflussen dann wiederum die Strahlungsflüsse. In der vorliegenden Studie konnte gezeigt werden, dass die Änderung der Gesamtbeladung eine wichtige Rolle für die Ermittlung der Strahlungswirksamkeit von Mineralstaubpartikeln spielt. Mit Hilfe der vorliegenden Arbeit konnte belegt werden, dass für eine korrekte Abschätzung des Einflusses von Mineralstaubpartikel auf die Strahlungsfelder die Anwendung vollständig gekoppelter Modellsysteme, wie z.B. das erweiterte COSMO-ART, notwendig ist.

COSMO-ART wird gegenwärtig auch für andere Fragestellungen verwendet. So wird im Rahmen einer Promotion am Institut für Meteorologie und Klimaforschung untersucht, welchen Einfluss die Strahlungswirksamkeit von Mineralstaubpartikeln auf die Entstehung und Entwicklung von Hurrikanen hat.

In einer weiteren Promotion wird der Einfluss von Mineralstaubpartikeln in der Mittelmeerregion untersucht. Es soll ermittelt werden, in welchem Verhältnis Meersalzaerosole, anthropogene Aerosole und Mineralstaubpartikel in dieser Region zueinander stehen. Meersalz- und Mineralstaubpartikel können innerhalb von Wolken miteinander zu neuen Partikeln koagulieren. Dies soll in einer zukünftigen Version von COSMO-ART berücksichtigt werden.

Während der im Sommer 2007 durchgeführten internationalen Messkampagne COPS¹ (Convective and Orographically-induced Precipitation Study) wurden in der Umgebung von Karlsruhe Mineralstaubpartikel in der Atmosphäre beobachtet. Auch diese Situation wird nun mit COSMO-ART rekonstruiert.

Mit Hilfe des im Rahmen der vorliegenden Arbeit erweiterten Modellsystems ist es nun möglich, jeden beliebigen Mineralstaubsturm zu simulieren. Es können nicht nur Stürme rekonstruiert, sondern bei Kenntnis von Anfangs- und Randbedingungen auch Vorhersagen für Staubstürme erstellt werden.

¹<http://www.cops2007.de>

Symbolverzeichnis

Symbol	Bedeutung	Einheit
$A^{M_0,i}$	turbulenter Fluss für das 0. Moment	$[\text{m}^3/\text{m}^3 \text{ m/s}]$
$A^{M_3,i}$	turbulenter Fluss für das 3. Moment	$[\text{m}^4/(\text{kg s})]$
A^x	turbulenter Fluss der verschiedenen Phasen des Wassers	$[\text{kg}/(\text{m}^2\text{s})]$
A_s	Oberflächenalbedo der Erde	
B	Planckfunktion	$[\text{W}/(\text{m}^2\text{sr } \mu\text{m})]$
B_s	Schwarzkörperstrahlung für die Temperatur an der Erdoberfläche	$[\text{W}/(\text{m}^2\text{sr } \mu\text{m})]$
C	Konstante	
E	Fluss kinetischer Energie der Saltationspartikel	$[\text{J}/(\text{m}^2\text{s})]$
$E_{m,i}$	Divergenz des vertikalen Massenflusses	$[\text{kg}/(\text{m}^3\text{s})]$
E_s	Emissivität der Erdoberfläche	
F_1	aufwärts gerichtete Strahlungsflussdichte	$[\text{W}/(\text{m}^2 \mu\text{m})]$
F_2	abwärts gerichtete Strahlungsflussdichte	$[\text{W}/(\text{m}^2 \mu\text{m})]$
F_h	horizontaler Saltationsfluss	$[\text{kg}/(\text{m s})]$
F_{ld}	abwärts gerichtete langwellige Strahlungsflussdichte	$[\text{W}/\text{m}^2]$
F_{net}	Nettostrahlungsflussdichte	$[\text{W}/(\text{m}^2 \text{Hz})]$
F_{th}	gesamter horizontaler Saltationsfluss	$[\text{kg}/(\text{m}^2\text{s})]$
$F_{tv,i}$	vertikaler Massenfluss der Mode i	$[\text{kg}/(\text{m}^2\text{s})]$
$F_{tv,i,ges}$	gesamter vertikaler Massenfluss der Mode i	$[\text{kg}/(\text{m}^2\text{s})]$
\vec{F}_v	vertikaler Massenfluss	$[\text{kg}/(\text{m}^2\text{s})]$
\vec{H}	turbulenter Fluss fühlbarer Wärme	$[\text{W}/\text{m}^2]$
I	Strahldichte in Abhängigkeit des Zenit- und Azimutwinkels	$[\text{W}/(\text{m}^2\text{sr Hz})]$
I^0	Strahldichte in Abhängigkeit des Zenitwinkels	$[\text{W}/(\text{m}^2\text{sr Hz})]$
I^x	Quelle/Senke der verschiedenen Phasen des Wassers	
\vec{J}^x	Diffusionsfluss der verschiedenen Phasen des Wassers	
L_s	Latente Sublimationswärme bei der Referenztemperatur T_0	$[\text{J}/\text{kg}]$
L_v	Latente Verdampfungswärme bei der Referenztemperatur T_0	$[\text{J}/\text{kg}]$
M_0	0-tes integrales Moment der Partikelanzahldichteverteilungsfunktion	$[1/\text{m}^3]$
M_3	3-tes integrales Moment der Partikelanzahldichteverteilungsfunktion	$[\text{m}^3/\text{m}^3]$
N_i	Gesamtanzahldichte der Mode i	$[1/\text{m}^3]$

P	Phasenfunktion	$[1/(\text{m sr})]$
P^0	azimutal gemittelte Phasenfunktion	$[1/(\text{m sr})]$
Q_h	diabatische Erwärmung	
R_d	Gaskonstante für trockene Luft	$[\text{J}/(\text{kg K})]$
R_v	Gaskonstante für Wasserdampf	$[\text{J}/(\text{kg K})]$
S	Strahlungsflussdichte der direkten Sonnenstrahlung	$[\text{W}/\text{m}^2]$
S_0	Solarkonstante	$[\text{W}/\text{m}^2]$
T	Temperatur	$[\text{K}]$
\vec{T}	Reibungsspannungstensor	$[\text{m}^2/\text{s}^2]$
U	Diffusivitätsfaktor	
b	Extinktionskoeffizient	$[1/\text{m}]$
b_a	Absorptionskoeffizient	$[1/\text{m}]$
b_{ges}	Extinktionskoeffizient der aktuellen Mineralstaubverteilung	$[1/\text{m}]$
b_i	spezifischer Extinktionskoeffizient der Partikel in Mode i	$[\text{m}^2/\text{kg}]$
b_s	Streukoeffizient	$[1/\text{m}]$
c	Lichtgeschwindigkeit	$[\text{m}/\text{s}]$
c_0	Lichtgeschwindigkeit im Vakuum	$[\text{m}/\text{s}]$
c_{pd}	spezifische Wärme für trockene Luft bei konstantem Druck	$[\text{J}/(\text{kg K})]$
c_{vd}	spezifische Wärme für trockene Luft bei konstantem Volumen	$[\text{J}/(\text{kg K})]$
\bar{d}	mittlerer Durchmesser der Anzahlverteilung	$[\text{m}]$
$d_{d,i}$	Mediandurchmesser der Partikel am Boden der Mode i	$[\text{m}]$
d_p	Partikeldurchmesser	$[\text{m}]$
$d_{g,i}$	Mediandurchmesser des 0. Moments der Partikelverteilung der Mode i während des Transports	$[\text{m}]$
$d_{g3,i}$	Mediandurchmesser des 3. Moments der Partikelverteilung der Mode i während des Transports	$[\text{m}]$
e_i	Bindungsenergie der Mode i	$[\text{J}]$
\vec{e}_z	vertikaler Einheitsvektor	
f	Energieanteil, der in der Diffraktionsspitze der Phasenfunktion enthalten ist	$[\%]$
f_c	Coriolisparameter	$[1/\text{s}]$
fr_i	Anteil der Massendichte der Mode i an der Gesamtmassendichte	
\vec{g}	Gravitationsbeschleunigung	$[\text{m}/\text{s}^2]$
g	Asymmetriefaktor der Phasenfunktion	
m_i	Gesamtmassendichte der Mode i	$[\text{kg}/\text{m}^3]$
$m_i^*(\ln d_p)$	Verteilungsdichtefunktion der Partikelmassendichte der Mode i	$[\text{kg}/\text{m}^3]$
$m_s^*(\ln d_p)$	Verteilungsdichtefunktion der Partikelmassendichte am Boden	$[\text{kg}/\text{m}^3]$
$n_i^*(\ln d_p)$	Verteilungsdichtefunktion der Partikelanzahldichte der Mode i	$[1/\text{m}^3]$

$n_s^*(\ln d_p)$	Verteilungsdichtefunktion der Partikelanzahldichte am Boden	[1/m ³]
p	Druck	[Pa]
p_i	kinetische Energie, die zur Anhebung von Partikeln der Mode i zur Verfügung steht	[J]
q	spezifische Feuchte	[kg/kg]
q^x	Massenmischungsverhältnis der verschiedenen Phasen des Wassers	
$q^{M_{0,i}}$	Mischungsverhältnis der Mineralstaubpartikel	
t	Zeit	[s]
u	Horizontalkomponente des Windes	[m/s]
u_*	Schubspannungsgeschwindigkeit	[m/s]
u_{*t}	Grenzwert der Schubspannungsgeschwindigkeit	[m/s]
u_{*ts}	Grenzwert der Schubspannungsgeschwindigkeit bei idealen Bedingungen	[m/s]
v	Horizontalkomponente des Windes	[m/s]
\vec{v}	baryzentrische Geschwindigkeit	[m/s]
\vec{v}_a	ageostrophische Komponente des Windvektors	[m/s]
\vec{v}_g	geostrophische Komponente des Windvektors	[m/s]
$v_{s,M_{0,i}}$	Sedimentationsgeschwindigkeit des 0. Moments	[m/s]
$v_{s,M_{3,i}}$	Sedimentationsgeschwindigkeit des 3. Moments	[m/s]
z_0	Rauhigkeitslänge der Oberfläche	[mm]
z_{0s}	Rauhigkeitslänge für ebene Bedingungen	[mm]
$\vec{\Omega}$	Winkelgeschwindigkeit der Erdrotation	[1/s]
β_0	mittlerer Rückwärtsstreuoeffizient für diffuse Strahlung	[%]
$\beta(\mu_0)$	mittlerer Streuoeffizient, der in den oberen Halbraum primär gestreuten Strahlung	[%]
δ	reduzierte optische Dicke	
ϕ	Geopotential	[m ² /s ²]
φ	Azimutwinkel	
η	gravimetrischer Wassergehalt in Abhängigkeit des maximalen Wassergehalts	[%]
η'	Minimalwert von η	[%]
λ	Wellenlänge des Lichts	[m]
μ	Kosinus des Zenitwinkels	
μ_0	Kosinus des Zenitwinkels der direkten Sonnenstrahlung	
ν	Zenitwinkel	
ρ	Dichte	[kg/m ³]
ρ_a	Luftdichte	[kg/m ³]
ρ_p	Dichte der Mineralstaubpartikel	[kg/m ³]
σ_i	geometrische Standardabweichung der Partikelverteilung	
τ	Optische Dicke	
τ_{abs}	Optische Dicke für Absorption	

τ_{streu}	Optische Dicke für Streuung	
ω	Einfachstreuabdo	
ζ	relative Vorticity	[1/s]

Abbildungsverzeichnis

2.1	Langzeitliches Mittel (1980 - 1992) des TOMS AI ($\times 10$) über Nordafrika. Die schwarzen Isohyeten stellen das langzeitliche Mittel (1961 - 1990) des Niederschlages dar, die aus einem Datensatz von New et al. (1999) ermittelt worden sind. Die Abbildung wurde der Arbeit von Engelstaedter und Washington (2007) entnommen.	6
2.2	Langzeitliches Mittel (1980 - 1992) über die Werte des TOMS AI ($\times 10$) für die Monate Januar bis Dezember über Nordafrika. Die Abbildung wurde der Arbeit von Engelstaedter und Washington (2007) entnommen.	8
2.3	Schematischer Querschnitt entlang eines Längengrades durch den westafrikanischen Monsun aus Messenger et al. (2007). Die grau gestrichelte Linie stellt die Höhe der konvektiven Grenzschicht (CBL) dar. Die Sahara Grenzschicht (SPBL) besteht aus der CBL und der Residuumschicht (SRL).	9
2.4	Jährliche Depositionsraten von Aerosolpartikeln in $\text{mg}/(\text{m}^2\text{a})$ über dem nordatlantischen Ozean (aus Goudie und Middleton (2001), abgeleitet von Prospero (1996), Tabelle 2B).	12
2.5	Schematische Darstellung des direkten, semi-direkten und indirekten Aerosoleffekts (modifiziert nach Forster et al. (2007)). Die geraden Pfeile repräsentieren die ankommende und reflektierte solare Strahlung, die geschwungenen Pfeile die langwellige Strahlung. Die gestrichelten grauen Linien stellen Niederschlag dar. LWC bedeutet Flüssigwassergehalt, CCN Wolken Kondensationskerne und CDNC Anzahlkonzentration der Wolkentropfen.	13
3.1	Darstellung des horizontalen Saltationsflusses und des vertikalen Flusses von emittierten Partikeln (aus Vogel et al. (2006)).	19
3.2	Angenommene Winkelabhängigkeit der Strahldichte I in der Zweistromapproximation (aus Petty (2006)).	26
3.3	AOD in GRAALS: a) Summe aller Aerosole, b) nur das Wüstenaerosol, c) Summe aller Aerosole mit Ausnahme des Wüstenaerosols (aus Helmert et al. (2007)).	33
3.4	Angenommene, zeitlich konstante, vertikale Verteilung des Wüstenaerosols in GRAALS. Die gesamt optische Dicke beträgt 0,7.	33
3.5	Schematische Darstellung der Wechselwirkungen zwischen aktueller Mineralstaubverteilung und den Zustandsgrößen der Atmosphäre.	36

4.1	Quellregionen von Mineralstaubpartikeln während verschiedener Episoden des SAMUM-Projekts (aus Petzold et al., 2008).	39
4.2	Brechungsindizes für Mineralstaubpartikel. Die rote durchgezogene Linie im kurzwelligen Spektralbereich stellt die in BI-A verwendeten Werte dar. In blau sind die Ergebnisse von BI-Helmert, in pink die von Volz (1973), in braun die von Sinyuk et al. (2003) und in hellgrün die von Patterson et al. (1977) dargestellt. Die von Petzold et al. (2008) ermittelten Werte für die Episoden 1 und 3 sind in orange und hellblau dargestellt. Die graue Kurve stellt Werte von Volz (1972a,b) und Shettle und Fenn (1979) dar.	40
4.3	Extinktionskoeffizient, Einfachstreueralbedo und Asymmetrieparameter unter Verwendung verschiedener Brechungsindizes. Die durchgezogenen Linien zeigen die Werte, die aus BI-A ermittelt wurden. Die aus BI-Helmert ermittelten Werte werden durch die strichpunktierten Linien dargestellt. Die gepunkteten Linien stellen die Ergebnisse aus BI-LW dar. Unten rechts ist hochaufgelöst die Einfachstreueralbedo für den Spektralbereich zwischen 0,25 und 1 μm dargestellt.	41
4.4	Extinktionskoeffizient, Einfachstreueralbedo und Asymmetrieparameter unter Verwendung von BI-A. Die gestrichelten Linien zeigen die Werte für einen Minimalwert des Median-durchmessers und die durchgezogenen Linien die für den Inertialdurchmesser an. Unten rechts ist hochaufgelöst die Einfachstreueralbedo für den Spektralbereich zwischen 0,25 und 1 μm dargestellt.	44
5.1	Kurzwellige (links) und langwellige (rechts) Heizrate in K/h für die CTRL Simulation (oben), Simulation A mit einer abgehobenen Staubschicht (mitte) und Simulation A mit einer bodennahen Staubschicht (unten).	48
5.2	Netto Gesamtstrahlungsflussdichte (oben links), kurzwellige nach unten gerichtete Strahlungsflussdichte (oben rechts), langwellige nach unten (unten links) und nach oben (unten rechts) gerichtete Strahlungsflussdichte an der Erdoberfläche in W/m^2 aus den verschiedenen Simulationen. In den Simulationen A - E war eine bodennahe Staubschicht präsent.	49
5.3	Netto Gesamtstrahlungsflussdichte (oben links), kurzwellige nach unten gerichtete Strahlungsflussdichte (oben rechts), langwellige nach unten (unten links) und oben (unten rechts) gerichtete Strahlungsflussdichte an der Erdoberfläche in W/m^2 aus der Simulation CTRL (rot) und Simulation A (blau). Die durchgezogene Linie stellt die Flüsse bei Präsenz einer bodennahen Staubschicht und die gepunktete Kurve bei Präsenz einer abgehobenen Staubschicht dar.	51
5.4	Netto Gesamtstrahlungsflussdichte an der Erdoberfläche in W/m^2 aus der CTRL Simulation (rot), Simulation D (orange, links) und Simulation E (hellblau, rechts). Die durchgezogene Linie stellt die Flüsse bei Präsenz einer bodennahen Staubschicht und die gepunktete Kurve bei Präsenz einer abgehobenen Staubschicht dar.	52

5.5	Potentielle Temperatur aus den verschiedenen Simulationen nach 39 Stunden (15 Uhr, links) und nach 48 Stunden Simulationszeit (00 Uhr, rechts). Die Lage der Staubschicht wird durch den eingefärbten Hintergrund markiert.	53
5.6	Potentielle Temperatur aus den verschiedenen Simulationen nach 39 Stunden (15 Uhr, links) und nach 48 Stunden Simulationszeit (00 Uhr, rechts). Die Lage der Staubschicht wird durch den eingefärbten Hintergrund markiert.	55
5.7	Zusammenfassung der Ergebnisse der 1-dimensionalen Sensitivitätsstudien A - E für eine bodennahe und eine abgehobene Staubschicht. Ein nach unten gerichteter Pfeil (blau) deutet eine Abnahme, ein nach oben gerichteter Pfeil (rot) eine Zunahme der entsprechenden Variablen in der jeweiligen Simulation im Vergleich zur Kontrollsimulation an. Die Länge eines Pfeils drückt aus wie stark die jeweilige Ab- bzw. Zunahme im Vergleich zu den anderen Simulationen ist.	57
6.1	Links: Orographie in den COSMO-Simulationen (in m ü. NN). Die schwarzen Punkte markieren die im Laufe des Kapitels zur Modellvalidation herangezogenen Stationen (Ag: Agoufou, Ba: Banizoumbou, Da: Dakar, Ma: DMN, Maine Sorona, Ci: IER, Cinzana, Ni: Niamey). Rechts: Politische Karte von Westafrika, das Gebiet, in dem Mineralstaubpartikel emittiert werden könnten, ist durch den roten Kasten gekennzeichnet.	60
6.2	Diffuse Albedo in % am 5.3.2006 0 UTC aus COSMO (links) und aus dem IFS-Modell (rechts). Unten ist die von Modis ermittelte diffuse Albedo dargestellt.	61
6.3	Auf NN reduzierter Bodendruck in hPa und Windvektoren in 10 m über Grund aus den ECMWF-Analysen vom 5.3. - 10.3.2006 (von links oben nach rechts unten) jeweils für 12 UTC.	63
6.4	ECMWF-Analysen vom 20.6.2007, 12 UTC (oben), 21.6.2007, 12 UTC (mittig) und 18 UTC (unten). Links: Bodendruck reduziert auf NN in hPa und Windvektoren in 10 m über Grund. Rechts: 2m-Temperatur in K und Isolinien der spezifischen Feuchte in g/kg (weiß).	65
6.5	Oben links: SEVIRI RGB Staubprodukt, Staubpartikel sind in rosa und kalte hohe Wolken in dunkelrot dargestellt. Oben rechts: Vertikaler Emissionsfluss in $\mu\text{g}/(\text{m}^2\text{s})$ und Windvektoren in 10 m über Grund aus Simulation A. Unten links: Relative Vorticity $\cdot 10^5$ in 1/s und Windfeld in 1000 hPa aus Simulation A. Unten rechts: AOD aus Simulation A. Ergebnisse für den 6.3.2006, 12 UTC.	67
6.6	Oben links: SEVIRI RGB Staubprodukt, Staubpartikel sind in rosa und kalte hohe Wolken in dunkelrot dargestellt. Oben rechts: Vertikaler Emissionsfluss in $\mu\text{g}/(\text{m}^2\text{s})$ und Windvektoren in 10 m über Grund aus Simulation A. Unten links: Relative Vorticity $\cdot 10^5$ in 1/s und Windfeld in 1000 hPa aus Simulation A. Unten rechts: AOD aus Simulation A. Ergebnisse für den 7.3.2006, 12 UTC.	68

6.7	Oben links: SEVIRI RGB Staubprodukt, Staubpartikel sind in rosa und kalte hohe Wolken in dunkelrot dargestellt. Oben rechts: Vertikaler Emissionsfluss in $\mu g/(m^2s)$ und Windvektoren in 10 m über Grund aus Simulation A. Unten links: Relative Vorticity $\cdot 10^5$ in 1/s und Windfeld in 1000 hPa aus Simulation A. Unten rechts: AOD aus Simulation A. Ergebnisse für den 8.3.2006, 12 UTC.	69
6.8	AOD aus Simulation A (blau) bei 450 nm und aus Messungen an der AERONET-Station (rot) bei 440 nm für Dakar (oben links), Agoufou (oben rechts), DMN Maine Sorona (unten links) und IER Cinzana (unten rechts) vom 5. - 10. März 2006.	71
6.9	Oben links: SEVIRI RGB Staubprodukt, Staubpartikel sind in rosa und kalte, hohe Wolken in dunkelrot dargestellt. Oben rechts: Vertikaler Emissionsfluss in $\mu g/(m^2s)$ und Windvektoren in 10 m über Grund aus Simulation A. Unten: AOD aus Simulation A. Ergebnisse für den 20.6.2007, 13 UTC bzw. Staubprodukt 13.30 UTC.	73
6.10	Oben links: SEVIRI RGB Staubprodukt, Staubpartikel sind in rosa und kalte, hohe Wolken in dunkelrot dargestellt. Oben rechts: Vertikaler Emissionsfluss in $\mu g/(m^2s)$ und Windvektoren in 10 m über Grund aus Simulation A. Unten: AOD aus Simulation A. Ergebnisse für den 21.6.2007, 8 UTC.	74
6.11	Oben links: SEVIRI RGB Staubprodukt, Staubpartikel sind in rosa und kalte, hohe Wolken in dunkelrot dargestellt. Oben rechts: Vertikaler Emissionsfluss in $\mu g/(m^2s)$ und Windvektoren in 10 m über Grund aus Simulation A. Unten: AOD aus Simulation A. Ergebnisse für den 21.6.2007, 16 UTC.	75
6.12	AOD aus Simulation A (blau) und aus Messungen an der AERONET-Station (rot) von Dakar (links) und Banizoumbou (rechts) vom 19. - 23. Juni 2007.	77
6.13	Unten:: Aus CALIPSO Daten ermittelter Vertikalschnitt des senkrechten, gedämpften Rückstreukoeffizienten bei 532 nm in $1/(km sr)$ entlang $37,38^\circ N$, $9,02^\circ W$ bis $6,96^\circ N$, $16,40^\circ W$ für den 22.6.2007 zwischen 2:40 UTC und 2:54 UTC. Die Signalstärke wurde farblich kodiert, blau zeigt molekulare Streuung und sehr schwache Streuung an Aerosolen an, Aerosole sind in den Farben gelb, rot und orange dargestellt. Starke Wolken-signale sind in grau, schwache in rot und gelb dargestellt. Oben: Vertikalschnitt der Massendichte in $\mu g/m^3$ entlang $37,5^\circ N$, $9^\circ W$ und $7^\circ N$, $16,5^\circ W$ für den 22.6.2007, 3 UTC.	78
6.14	Optische Dicke in Niamey zwischen dem 5. und 9. März 2006. Rot: Aus Messungen bestimmte AOD, Werte aus Slingo et al. (2006) entnommen. Dunkelblau: Simulation A. Hellblau: Simulation B. Grün: Simulation CTRL.	80
6.15	Globalstrahlung an der Erdoberfläche in W/m^2 für Niamey zwischen dem 5. und 9. März 2006.	82
6.16	Direkte Strahlungsflussdichte an der Erdoberfläche in W/m^2 für Niamey vom 5. bis 9. März 2006.	83
6.17	Diffuse abwärts gerichtete Strahlungsflussdichte an der Erdoberfläche in W/m^2 für Niamey vom 5. bis 9. März 2006.	83

6.18	Links: Strahlungsflussdichte der nach oben gerichteten diffusen Strahlung in W/m^2 für Niamey vom 5. bis 9. März 2006. Rechts: Effektive Bodenalbedo für Niamey am 5.3.2006.	86
6.19	Atmosphärische Gegenstrahlung in W/m^2 für Niamey vom 5. bis 9. März 2006.	86
6.20	Strahlungsflussdichte der terrestrischen aufwärts gerichteten Strahlung an der Erdoberfläche in W/m^2 für Niamey vom 5. bis 9. März 2006.	87
6.21	Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche in W/m^2 für Niamey vom 5. bis 9. März 2006.	88
6.22	Fühlbarer (links) und latenter (rechts) Wärmefluss an der Erdoberfläche in W/m^2 für Niamey vom 5. bis 9. März 2006.	90
6.23	Links: Latenter Wärmefluss an der Erdoberfläche in W/m^2 für den 7.3.2006, 12 UTC aus Simulation A. Rechts: Blattflächenindex	90
6.24	2m-Temperatur in K für Niamey vom 5. bis 9. März 2006.	91
6.25	Links: 2m-Temperatur in K für Hombori (oben) und Djanet (unten), rot: Messung, blau: Simulation A, grün: Simulation CTRL. Rechts: Sichtweite in rot aus Stationsmessungen und AOD in blau aus Simulation A für Hombori (oben) und Djanet (unten).	92
6.26	3-dimensionale Darstellung der Flugstrecke (rot), die während des Flugs mit der Flugnummer B296 zurückgelegt wurde. In schwarz sind die Abwurfstellen der Fallsonden markiert. P1 bis P9 stellen die geflogenen Flugprofile dar. Im Text wird P1 als Profil 1, P2 als Profil 2 und P3 - P8 als Profil 3 bezeichnet.	95
6.27	Flug B296 am 21. Juni 2007: Profil 2 (oben) und 3 (P3 und P4, unten). Die schwarzen dicken Punkte zeigen Messungen des Absorptionskoeffizienten (links) und des Streukoeffizienten (rechts) in $1/m$. Die simulierten Werte am Startgitterpunkt sind schwarz geschrichelt, die des Endpunktes grau gestrichelt und die des mittleren Punktes grau gepunktet dargestellt.	96
6.28	Vertikalprofil der potentiellen Temperatur am 21.6.2007. Die schwarze durchgezogene Linie zeigt die Werte der Messungen während des Flugs B296, Profil 2 (links) und 3 (rechts). Die potentielle Temperatur aus Simulation CTRL ist in rot und die der Simulation A in blau dargestellt.	97
6.29	Vertikalprofil der potentiellen Temperatur (oben; schwarz: Messung; rot: Simulation CTRL; blau: Simulation A) und der dazugehörigen Mineralstaubkonzentration aus Simulation A (unten) für die Sonden 3 (links) und 5 (rechts).	99
6.30	AOD am 21. Juni 2007, 12 UTC aus Simulation A.	101
6.31	Nettostrahlungsflussdichten in W/m^2 an der Erdoberfläche am 21. Juni 2007, 12 UTC. Oben: Kurzwellig, unten: Langwellig. Auf der linken Seite sind die Flussdichten aus Simulation A und auf der rechten Seite die Differenzen der Flussdichten aus Simulation A und CTRL (A - CTRL) abgebildet.	101

- 6.32 Nettostrahlungsflussdichte in W/m^2 am Oberrand der Atmosphäre am 21. Juni 2007, 12 UTC. Oben ist die kurzwellige, in der Mitte die langwellige Strahlungsflussdichte für den 21.6.2007, 12 UTC dargestellt. Auf der linken Seite sind die Flussdichten aus Simulation A und auf der rechten Seite die Differenzen der Flussdichten aus Simulation A und CTRL (A - CTRL) abgebildet. Unten sind die Differenzen der kurz- (links) und langwelligen (rechts) Nettostrahlungsflussdichten für den 8.3.2006, 12 UTC dargestellt. 102
- 6.33 Darstellung von ΔF in W/m^2 in Abhängigkeit der AOD (450 nm) für alle Gitterpunkte mit einer AOD von über 0,1, an denen es zu keiner Änderung im Wolkenbedeckungsgrad durch die Präsenz der Staubwolke in der Atmosphäre kam. Die Werte repräsentieren ΔF um 12 UTC. 103
- 6.34 Differenzen der 2m-Temperatur in K (links) und der Erdoberflächentemperatur in K (rechts) aus den Simulationen A und CTRL (A - CTRL), oben nach 12 h, in der Mitte nach 24 h und unten nach 39 h Simulationszeit. Der Starttermin war der 5.3.2006, 0 UTC. 106
- 6.35 Links: AOD aus Simulation A am 21. Juni 2007, 15 UTC. Rechts: Differenz der 2m-Temperaturen in K aus den Simulationen A und CTRL (A - CTRL) für den 21. Juni 2007, 15 UTC. Entlang der schwarzen Geraden wurde das Vertikalprofil aus Abbildung 6.36 durchgeführt. 108
- 6.36 Vertikalschnitt entlang der schwarzen Geraden aus Abbildung 6.35 für den 21. Juni 2007, 15 UTC. Links: Massendichte in $\mu g/m^3$ und Windfeld. Rechts: Differenz der potentiellen Temperatur in K der Simulationen A und CTRL (A - CTRL). 109
- 6.37 Oben: Differenzen des Wolkenbedeckungsgrads in % für den 5. März 2006, 14 UTC (links) und den 22. Juni 2007, 0 UTC (rechts) aus Simulation A und CTRL. Unten: AOD aus Simulation A zu den entsprechenden Zeitpunkten. 110
- 6.38 Oben: Wolkenbedeckungsgrad in % aus Simulation A (links) und CTRL (rechts) für den 22. Juni 2007, 0 UTC. Unten: Satellitenbild von MSG für denselben Termin. 112
- 6.39 Massendichte der Mineralstaubpartikel in $\mu g/m^3$ und Windvektoren in 600 hPa (schattiert) am 21. Juni 2007, 12 UTC (links) und 18 UTC (rechts). Die weißen Linien kennzeichnen die Jetachse des AEJ, die schwarzen Linien die Trogachsen der AEW. Sie wurden mit Hilfe einer objektiven Methode nach Berry et al. (2007) bestimmt. 112
- 6.40 Oben: Differenz des Meridionalwinds in m/s aus Simulation A und CTRL in 950 hPa (links) und 600 hPa (rechts) am 21. Juni 2007, 18 UTC. Als Konturen sind die Änderungen in der Vertikalbewegung in Pa/s dargestellt. Mitte: Vertikalschnitt bei $5^\circ W$. u-Komponente der Windgeschwindigkeit in m/s (schattiert) und Windvektoren entlang des Vertikalschnitts in m/s am 21. Juni 2007, 21 UTC aus Simulation A (links) und CTRL (rechts). Unten: Vertikalkomponente des Windfeldes in Pa/s am 21. Juni 2007, 21 UTC aus Simulation A (links) und CTRL (rechts). Ein negatives Vorzeichen impliziert Aufwärtsbewegung. 115

- 6.41 Oben: Zonalwind in m/s (schattiert) aus Simulation A (links) und CTRL (rechts) für den 21. Juni 2006, 21 UTC in 600 hPa. Die Windvektoren geben das horizontale Windfeld in m/s in derselben Höhe und demselben Termin wieder. Mitte: Wie oben, aber für die geostrophische Komponente. Unten: Wie oben, aber für die ageostrophische Komponente. 116
- 6.42 Relative Vorticity $\cdot 10^5$ in 1/s (schattiert) für den 21. Juni 2007, 12 UTC (oben) 18 UTC (unten) aus Simulation A (links) und CTRL (rechts). Die weißen Linien kennzeichnen die Jetachse des AEJ, die schwarzen Linien die Trogachsen der AEW, sie wurden mit Hilfe einer objektiven Methode nach Berry et al. (2007) bestimmt. 117
- 6.43 Gesamtemissionsrate von Mineralstaubpartikeln in t/s im gesamten Modellgebiet (links) und das Mittel des Windgeschwindigkeitsbetrages in m/s im Gebiet 18°W bis 20°O und 12°N bis 35°N aus Simulation A (blau) und CTRL (grün). Oben sind die Ergebnisse für den 5. - 10. März 2006 und unten für den 19 - 24. Juni 2007 dargestellt. 118
- 6.44 Oben: Differenzen der fühlbaren zur Erdoberfläche gerichteten Wärmeflüsse in W/m^2 aus Simulation A und CTRL (A - CTRL). Unten: Differenzen der Emissionsflüsse in $\mu\text{g}/\text{m}^2\text{s}$ aus Simulation A und CTRL. Auf der linken Seite sind die Ergebnisse für den 7. März 2006 und auf der rechten Seite für den 21. Juni 2007, jeweils um 15 UTC dargestellt. 120
- 6.45 Vertikalschnitt bei 5°W . Farblich dargestellt ist die Massendichte in $\mu\text{g}/\text{m}^3$ aus Simulation A (oben) und CTRL (unten). Links sind die Ergebnisse für den 21. Juni 0 UTC und rechts für 21 UTC abgebildet. 121
- 6.46 Vertikalprofil der Massendichte in $\mu\text{g}/\text{m}^3$ für den 21. Juni 2007 um 12 UTC in der Säule bei 5°W , 15°N (links) und um 21 UTC bei 5°W , 18°N (rechts). Blau: Simulation A, grün: Simulation CTRL 123
- 6.47 Zeitlicher Verlauf der Strahlungsbilanz an der Erdoberfläche in W/m^2 Bei Verwendung der Profile M (links) und Profile N (rechts). Blau: Verwendung des Vertikalprofils der Massendichte von Mineralstaubpartikeln aus Simulation A, grün: Profil aus Simulation CTRL. 123

Tabellenverzeichnis

2.1	Abschätzung der jährlichen globalen Staubemissionen in die Atmosphäre (nach Goudie und Middleton, 2001).	7
2.2	Maximale Mittelwerte des TOMS AI für die stärksten globalen Staubquellen (nach Goudie und Middleton, 2001).	7
2.3	Deposition von Mineralstaubpartikeln (nach Goudie und Middleton, 2001).	11
3.1	In COSMO-ART verwendete Parameter der Verteilungsfunktionen für die Moden von Mineralstaubpartikeln.	22
3.2	Auflistung der im Strahlungsmodell verwendeten spektralen Intervalle und die dort berücksichtigten Bestandteile der Atmosphäre (nach Ritter und Geleyn, 1992)	30
4.1	Abkürzungen für verwendete Brechungsindizes aus verschiedenen Studien.	40
5.1	In der 1-dimensionalen Studie durchgeführte Simulationen mit den dazugehörigen Abkürzungen. Alle Simulationen wurden sowohl für die Präsenz einer bodennahen als auch einer abgehobenen Staubschicht durchgeführt.	46
6.1	Zeitpunkt des Sonnenaufgangs bzw. Sonnenuntergangs in UTC für den westlichsten (23°W) und östlichsten (20°O) Punkt im Modellgebiet in 15°N für den 5. März und 19. Juni (berechnet mit http://www.met.reading.ac.uk/~ross/Astronomy/RiseSet.html)	59
6.2	In der 3-dimensionalen Studie durchgeführte Simulationen mit den dazugehörigen Abkürzungen.	62

Literaturverzeichnis

- Ackerman, A. S., O. B. Toon, D. E. Stevens, A. J. Heymsfield, V. Ramanathan und E. J. Welton (2000). Reduction of tropical cloudiness by soot. *Science*, **288**, 1042–1047.
- Ackermann, I. J., H. Hass, M. Memmesheimer, A. Ebel, F. S. Binkowski und U. Shankar (1998). Modal aerosol dynamics model for Europe: Development and first applications. *Atmos. Environ.*, **32**, 2981–2999.
- Albrecht, B. (1989). Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness. *Science*, **245**, 1227–1230.
- Alfaro, S. C. und L. Gomes (1995). Improving the large-scale modelling of the saltation flux of soil particles in presence of nonerodible elements. *J. Geophys. Res.*, **100**, 16,357–16,366.
- 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.
- Alfaro, S. C., S. Lafon, J. L. Rajot, P. Formenti, A. Gaudichet und M. Maillé (2004). Iron oxides and light absorption by pure desert dust: An experimental study. *J. Geophys. Res.*, **109**, D08208.
- Allen, S. J., J. S. Wallace und J. H. Gash (1994). Measurements of albedo variation over natural vegetation in the Sahel. *Int. J. Climatol.*, **14**, 625–636.
- Andreae, M. O. (1995). World Survey of Climatology. Future Climates of the World, Vol. 16, Kapitel Climatic effects of changing atmospheric aerosol levels. Elsevier, Amsterdam.
- Arimoto, R., B. J. Ray, N. F. Lewis, U. Tomza und R. A. Duce (1997). Mass particle size distribution of atmospheric dust and dry deposition of dust to the remote ocean. *J. Geophys. Res.*, **D102**, 15867–15874.
- Avila, A., I. Queralt, F. Gallart und J. Martin-Vide (1996). The Impact of Desert Dust Across the Mediterranean, Kapitel African dust over northeastern Spain: mineralogy and source regions, S. 201–205. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Avila, A., I. Queralt-Mitjans und M. Alarcoón (1997). Mineralogical composition of African dust delivered by red rains over northeastern Spain. *J. Geophys. Res.*, **102**, 21977–21996.
- Balkanski, Y., M. Schulz, T. Claquin und S. Guibert (2007). Reevaluation of Mineral aerosol radiative forcings suggests a better agreement with satellite and AERONET data. *Atmos. Chem. Phys.*, **7**, 81–95.

- Bäumer, D., U. Lohmann, G. Lesins, J. Li und B. Croft (2007). Parameterizing the optical properties of carbonaceous aerosols in the Canadian Centre for Climate Modeling and Analysis Atmospheric General Circulation Model with impact on global radiation and energy fluxes. *J. Geophys. Res.*, **112**, D10207.
- 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, S. 227–252. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Berry, G., C. Thorncroft und T. Hewson (2007). African Easterly Waves during 2004 - Analysis Using Objective Techniques. *American Meteorological Society*, S. 1251–1267.
- Bessagnet, B., A. Hodzic, R. Vautard, M. Beekmann, S. Cheinet, C. Honoré, C. Liousse und L. Rouil (2004). Aerosol modeling with CHIMERE-preliminary evaluation at the continental scale. *Atmos. Environ.*, **38**, 2803–2817.
- 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.
- Bohren, C. F. und D. R. Huffman (1983). Absorption and Scattering of Light by Small Particles. John Wiley and Sons, New York.
- 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.
- Brooks, N. und M. Legrand (2000). Linking Land Surface Change to Climate Change, Kapitel Dust variability over northern Africa and rainfall in the Sahel., S. 1–25. Kluwer Academic Publishing, Dordrecht.
- Bücher, A. und G. Lucas (1984). Sédimentation éolienne intercontinentale, poussières sahariennes et géologie. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production*, **8**, 151–165.
- Burpee, R. W. (1972). The origin and structure of easterly waves in the lower troposphere of North Africa. *J. Atmos. Sci.*, **29**, 77–90.
- Caquineau, S., A. Gaudichet, L. Gomes, M.-C. Magonthier und B. Chatenet (1998). Saharan dust: Clay ratio as a relevant tracer to assess the origin of soil-derived aerosols. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 983–986.
- 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.
- Charney, J., P. H. Stone und W. J. Quirk (1975). Drought in the Sahara: A Biogeophysical Feedback Mechanism. *Science*, **187**, 434–435.
- Chatenet, B., B. Marticorena, L. Gomes und G. Bergametti (1996). Assessing the microped size distributions of desert soils erodible by wind. *Sedimentology*, **43**, 901–911.

- Chen, S.-J., Y.-H. Kuo, W. Ming und H. Ying (1994). The Effect of Dust Radiative Heating on Low-Level Frontogenesis. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 1414–1420.
- Chester, R., H. Elderfield, J. J. Griffin, L. R. Johnson und R. C. Padgham (1972). Eolian dust along the eastern margins of the Atlantic Ocean. *Marine Geology*, **13**, 91–106.
- Cook, J. und E. J. Highwood (2004). Climate response to tropospheric absorbing aerosols in an intermediate general-circulation model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 175–191.
- Cook, K. H. (1999). Generation of the African Easterly Jet and Its Role in Determining West African Precipitation. *J. Clim.*, **12**, 1165–1184.
- D’Almeida, G. A. (1986). A model for Saharan dust transport. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 903–916.
- D’Almeida, G. A., P. Koepke und E. P. Shettle (1991). Atmospheric Aerosols: Global Climatology and Radiative Characteristics. Hampton, Virginia, A. Deepak Publishing.
- De Angelis, M. und A. Gaudichet (1991). Saharan dust deposition over Mont Blanc (French Alps) during the last 30 years. *Tellus*, **43B**, 61–75.
- Doms, G., J. Förstner, E. Heise, H.-J. Herzog, M. Raschendorfer, R. Schrodin, T. Rheinhardt und G. Vogel (2005). A description of the non-hydrostatic regional model LM. Part II: physical parameterisation. Deutscher Wetterdienst, Offenbach [verfügbar unter: www.cosmo-model.org].
- Doms, G. und U. Schättler (2002). A description of the nonhydrostatic regional model LM Part I: Dynamics and Numerics. *COSMO Newsletter*, **2**, 225–235.
- Doms, G., U. Schättler und J.-P. Schulz (2003). Kurze Beschreibung des Lokal-Modells LM und seiner Datenbanken auf dem Datenserver (DAS) des DWD.
- Drees, L. R., A. Manu und L. P. Wilding (1993). Characteristics of aeolian dusts in Niger, West Africa. *Geoderma*, **59**, 213–233.
- Dubovik, O., B. Holben, T. F. Eck, A. Smirnov, Y. J. Kaufmann, M. D. King, D. Tanré und I. Slutsker (2002). Variability of Absorption and Optical Properties of Key Aerosol Types Observed in Worldwide Locations. *J. Atmos. Sci.*, **59**, 590–608.
- Duce, R. A. (1995). Aerosol forcing of Climate, Kapitel Sources, distributions, and fluxes of mineral aerosols and their relationship to climate, S. 43–72. Wiley, Chichester.
- 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.
- Engelstaedter, S. und R. Washington (2007). Atmospheric controls on the annual cycle of North African dust. *J. Geophys. Res.*, **112**, D03103.
- Fécan, F., B. Marticorena und G. Bergametti (1999). Parameterisation of the increase of the aeolian erosion threshold wind velocity due to soil moisture for arid and semi-arid areas. *Annales Geophysicae*, **17**, 149–157.
- Fink, A. H. (2006). Das Westafrikanische Monsunsystem. *Promet*, **3**, 114–122.

- Flamant, C., J.-P. Chabouteau, 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.
- Formenti, P., J. L. Rajot, K. Desboeufs, S. Chevaillier, S. Caquineau, S. Nava, M. Chiari, S. Triquet, E. Journet, A. Gaudichet, S. Alfaro, J. Haywood, H. Coe und E. Highwood (2008). Composition of mineral dust from Western Africa: results from the AMMA SOP0/DABEX and DODO field campaigns. *J. Geophys. Res.*, **in Druck**.
- Forster, P., V. Ramanaswamy, P. Artaxo, T. Berntsen, R. Betts, D. W. Fahey, J. Haywood, J. Lean, D. C. Lowe, G. Myhre, J. Nganga, R. Prinn, G. Raga, M. Schulz und R. V. Dorland (2007). Climate Change 2007: The Physical Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Kapitel Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing, S. 129–234. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Fouquart, Y., B. Bonnel, G. Brogniez, J. C. Buriez, L. Smith, J. J. Morcrette und A. Cerf (1987). Observations of Saharan aerosols: Results of ECLATS field experiment. Part II: broadband radiative characteristics of aerosols and vertical radiative flux divergence. *J. Clim. Appl. Meteorol.*, **26**, 38–52.
- Franzen, L. G., M. Hjelmroos, P. Kallberg, E. Brorstrom-Lunden, S. Juntto und A.-L. Savolainen (1994). The 'yellow snow' episode of northern Fennoscandia, March 1991 - a case study of long-distance transport of soil, pollen and stable organic compounds. *Atmos. Environ.*, **28**, 3587–3604.
- Ganor, E., H. A. Foner, S. Brenner, E. Neeman und N. Lavi (1991). The chemical composition of aerosols settling in Israel following dust storms. *Atmos. Environ.*, **25**, 2665–2670.
- Geleyn, J. F. und A. Hollingsworth (1980). An economical analytical method for the computation of the interaction between scattering and line absorption of radiation. *Contrib. Atmos. Phys.*, **53**, 147–166.
- Glaccum, R. A. und J. M. Prospero (1980). Saharan aerosols over the tropical north Atlantic - Mineralogy. *Marine Geology*, **37**, 295–321.
- 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.
- Goudie, A. S. und N. J. Middleton (1992). The changing frequency of dust storms through time. *Climatic Change*, **20**, 197–225.
- Goudie, A. S. und N. J. Middleton (2001). Saharan dust storms: nature and consequences. *Earth Sci. Rev.*, **56**, 179–204.
- Grams, C. (2008). The Atlantic Inflow: atmosphere-land-ocean interaction at the south-western edge of the Saharan heat low. Diplomarbeit, Insitut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe.

- Grini, A., P. Tulet und L. Gomes (2006). Dusty weather forecasts using the MesoNH mesoscale atmospheric model. *J. Geophys. Res.*, **111**, D19205.
- Hansen, J., M. Sato und R. Ruedy (1997). Radiative forcing and climate response. *J. Geophys. Res.*, **102(D6)**, 6831–6864.
- Haywood, J. M., R. P. Allan, I. Culverwell, T. Slingo, S. Milton, J. Edwards und N. Clerbaux (2005). Can desert dust explain the outgoing longwave radiation anomaly over the Sahara during July 2003? *J. Geophys. Res.*, **110**, D05105.
- Heinold, B., J. Helmert, O. Hellmuth, R. Wolke, A. Ansmann, B. Marticorena, B. Laurent und I. Tegen (2007). Regional modeling of Saharan dust events using LM-MUSCAT: Model description and case studies. *J. Geophys. Res.*, **112**, D11204.
- 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.
- 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.
- Herrmann, 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.
- Herut, B. und M. Krom (1996). The Impact of Desert Dust Across the Mediterranean, Kapitel Atmospheric input of nutrients and dust to the SE Mediterranean, S. 349–358. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Hesselberg, T. (1926). Die Gesetze der ausgeglichenen atmosphärischen Bewegungen. *Beitr. Phys. Atmos.*, **12**, 141–160.
- Hoose, C. (2004). Numerische Simulationen zur Ausbreitung von Mineralstaub auf der regionalen Skala. Diplomarbeit, Insitut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe.
- IFS (2003). IFS Documentation Cycle CY25r1, Parts I-VII. Herausgegeben von P. W. White, European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, Reading, England.
- Jacobson, M. Z. (2002). Control of fossil-fuel particulate black carbon and organic matter, possibly the most effective method of slowing global warming. *J. Geophys. Res.*, **107(D19)**, 4410.
- Johnson, B. T., K. P. Shine und P. M. Forster (2004). The semi-direct aerosol effect: Impact of absorbing aerosols on marine stratocumulus. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **130**, 1407–1422.
- Kallos, G., A. Papadopoulos, P. Karsafados und S. Nickovic (2006). Transatlantic Saharan dust transport: Model simulation and results. *J. Geophys. Res.*, **111**, D09204.
- Kandler, K., C. Deutscher, M. Ebert, H. Hofmann, S. Jäckel und Mitverfasser (2008). Size distributions, mass concentrations, chemical and mineral composition and optical parameters of the boundary layer aerosol at Tinfou, Morocco, during SAMUM 2006. *eingereicht bei Tellus 60B*.

- Karyampudi, V. M. und T. N. Carlson (1988). Analysis and Numerical Simulations of the Saharan Air Layer and Its Effect on Easterly Wave Disturbances. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 3102–3136.
- Kassianov, E. I., J. C. Barnard und T. P. Ackerman (2005). Retrieval of aerosol microphysical properties using surface MultiFilter Rotating Shadowband Radiometer (MFRSR) data: Modeling and observations. *J. Geophys. Res.*, **110**, D09201.
- Kishcha, P., F. Barnaba, G. P. Gobbi, P. Alpert, A. Shtivelman, S. O. Krichak und J. H. Joseph (2005). Vertical distribution of Saharan dust over Rome (Italy): Comparison between 3-year model predictions and lidar soundings. *J. Geophys. Res.*, **110**, D06208.
- Klüpfel, V. (2008). Analyse eines Staubsturms über Westafrika anhand von Modellergebnissen (COSMO-ART) und Messungen (GERBILS). Seminararbeit, Institut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe.
- Knippertz, P., C. Deutscher, K. Kandler, T. Müller, O. Schulz und L. Schütz (2007). Dust mobilization due to density currents in the Atlas Region: Observations from the Saharan Mineral Dust Experiment 2006 field campaign. *J. Geophys. Res.*, **112**, D21109.
- Knippertz, P. und A. H. Fink (2006). Synoptic and dynamic aspects of an extreme springtime Saharan dust outbreak. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **132**, 1153–1177.
- Knorr, W. und K.-G. Schnitzler (2001). The Role of Bright Desert Regions in Shaping North African Climate. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3489–3492.
- Koepke, P., M. Hess, I. Schult und E. P. Shettle (1997). Global Aerosol Data Set. Report No. 243, Max-Planck-Institut für Meteorologie, Hamburg.
- Konare, A., A. S. Zakey, F. Solmon, F. Giorgi, S. Rauscher, S. Ibrah und X. Bi (2008). A regional climate modeling study of the effect of desert dust on West African monsoon. *J. Geophys. Res.*, **113**, D12206.
- Koren, I. und Y. J. Kaufmann (2004). Direct wind measurements of Saharan dust events from Terra and Aqua satellites. *J. Geophys. Res.*, **31**, L06122.
- 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.
- Kramm, G., K. D. Beheng und H. Müller (1992). Precipitation Scavenging and Atmosphere-Surface Exchange, Kapitel Modeling of the vertical transport of polydispersed aerosol particles in the atmosphere surface layer, S. 1125–1141. The Richard G. Semonin volume, Hemisphere Publ., Washington.
- Lafon, S., I. N. Sokolik, J. L. Rajot, S. Caquineau und A. Gaudichet (2006). Characterization of iron oxides in mineral dust aerosols: Implications for light absorption. *J. Geophys. Res.*, **111**, D21207.
- Le-Bolloch, O., S. Guerzoni und E. Molinaroli (1996). The Impact of Desert Dust Across the Mediterranean, Kapitel Atmosphere-ocean mass fluxes at two coastal sites in Sardinia 39-41 degrees N, 8-10 degrees E, S. 217–222. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.

- Lenz, C.-J. (1996). Energieumsetzungen an der Erdoberfläche in gegliedertem Gelände. Dissertation, Insitut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe.
- Li, J., J. G. D. Wong, J. S. Dobbie und P. Chýlek (2001). Parameterization of the Optical Properties of Sulfate Aerosols. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 193–209.
- Liao, H. und J. H. Seinfeld (1998). Radiative forcing by mineral dust aerosols: sensitivity to key variables. *J. Geophys. Res.*, **103**, 31,637–31,645.
- Linke, C., O. Möhler, A. Veres, A. Mohácsi, Z. Bozóki, G. Szabó und M. Schnaiter (2006). Optical properties and mineralogical composition of different Saharan mineral dust samples: a laboratory study. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **6**, 2897–2922.
- Littmann, T. (1991). Recent African dust deposition in West Germany - sediment characteristics and climatological aspects. *Catena Supplement*, **20**, 57–73.
- Lohmann, U. und J. Feichter (2005). Global indirect aerosol effects: A review. *Atmos. Chem. Phys.*, **5**, 715–737.
- Los, S. O., G. J. Collatz, P. J. Sellers, C. M. Malmström, N. H. Pollack, P. S. de Fries, L. Bounoua, M. T. Parris, C. J. Tucker und D. A. Dazlich (2000). A global 9-year biophysical land surface dataset from NOAA AVHRR data. *J. Hydrometeor.*, **1**, 183–199.
- Löye-Pilot, M. D., J. M. Martin und J. Morelli (1986). Influence of Saharan dust on the rainfall acidity and atmospheric input to the Mediterranean. *Nature*, **321**, 427–428.
- Lu, H. und Y. Shao (1999). A new model for dust emission by saltation bombardment. *J. Geophys. Res.*, **104**, 16,827–16,841.
- Maley, J. (1982). Dust, clouds, rain types and climatic variations in tropical north Atlantic. *Quaternary Research*, **18**, 1–16.
- Marsham, J. H., D. J. Parker, C. M. Grams, C. M. Taylor und J. M. Haywood (2008). Uplift of Saharan dust at the inter-tropical discontinuity (ITD): the role of cold pools. *J. Geophys. Res.*, **in Druck**.
- Marticorena, B. und G. Bergametti (1995). Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. *J. Geophys. Res.*, **100**, 16415–16430.
- Marticorena, B., P. Chazette, G. B. F. Dulac und M. Legrand (2004). Mapping the aerosol roughness length of desert surfaces from the POLDER/ADEOS bi-directional reflectance product. *Int. J. Remote Sens.*, **25**, 603–626.
- Mc Tainsh, G. H. und P. H. Walker (1982). Nature and distribution of Harmattan dust. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **26**, 417–435.
- Measures, C. I. und E. T. Brown (1996). The Impact of Desert Dust Across the Mediterranean, Kapitel Estimating dust input to the Atlantic Ocean using water aluminium concentrations, S. 301–311. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Meloni, D., A. di Sarra, T. D. Iorio und G. Fiocco (2005). Influence of the vertical profile of Saharan dust on the visible direct radiative forcing. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, **93**, 397–413.

- Menon, S., J.-L. Brenguier, O. Boucher, P. Davison, A. D. D. Genio, J. Feichter, S. Ghan, S. Guibert, X. Liu, U. Lohmann, H. Pawlowska, J. E. Penner, J. Quaas, D. L. Roberts, L. Schüller und J. Snider (2003). Evaluating aerosol/cloud/radiation process parameterizations with single-column models and Second Aerosol Characterization Experiment (ACE-2) cloudy column observations. *J. Geophys. Res.*, **108(D24)**, 4762.
- Menut, L., C. Schmechtig und B. Marticorena (2005). Sensitivity of the sandblasting flux calculations to the soil size distribution accuracy. *J. Atmos. Ocean. Technol.*, **22**, 1875–1884.
- Mesinger, E. (1997). Dynamics of limited area models: Formulation and numerical methods. *J. Atmos. Phys.*, **63**, 3–14.
- Messenger, C. J., D. J. Parker, O. Reitebuch, A. Agusti-Panareda und C. M. Taylor (2007). Structure and dynamics of the saharan heat low during the west african monsoon 2006 onset: Observations and analyses. *eingereicht bei QJRMS*.
- Middleton, N. J. (1985). Effect of drought on dust production in the Sahel. *Nature*, **316**, 431–434.
- Middleton, N. J., P. R. Betzer und P. A. Bull (2001). Long-range transport of 'giant' aeolian quartz grains: linkage with discrete sedimentary sources and implications for protective particle transfer. *Marine Geology*, **177**, 411–417.
- Mignon, C. und V. Sandroni (1999). Phosphorus in rainwater: partitioning inputs and impact on the surface coastal ocean. *Limnology and Oceanography*, **44**, 1160–1165.
- Miller, M. A. und A. Slingo (2007). The ARM Mobile Facility and its first international deployment: measuring radiative flux divergence in West Africa. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.*, **88**, 1229–1244.
- Miller, R. L. und J. Perlwitz (2004). Feedback upon dust emission by dust radiative forcing through the planetary boundary layer. *J. Geophys. Res.*, **109**, D24209.
- Milton, S. F., G. Greed, M. E. Brooks, J. Haywood, B. Johnson, R. P. Allan und W. M. F. Grey (2008). Modeled and observed atmospheric radiation balance during West Africa dry season: Role of mineral dust, biomass burning aerosol, and surface albedo. *J. Geophys. Res.*, **113**, D00C02.
- Mishchenko, M. I., A. A. Lacis, B. E. Carlson und L. Travis (1995). Nonsphericity of dust-like tropospheric aerosols: Implications for aerosol remote sensing and climate modeling. *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 1077–1080.
- Moreno, T., X. Querol, S. Castillo, A. Alastuey, E. Cuevas, L. Herrmann, M. Mounkaila, J. Elvira und W. Gibbons (2006). Geochemical variations in aeolian mineral particles from the Sahara-Sahel Dust Corridor. *Chemosphere*, **65**, 261–270.
- Moulin, C., C. E. Lambert, F. Dulac und U. Dayan (1997). Control of atmospheric export of dust from North Africa by the North Atlantic Oscillation. *Nature*, **387**, 691–694.
- New, M., M. Hulme und P. Jones (1999). Representing Twentieth-Century Space-Time Climate Variability. Part I: Development of a 1961–90 Mean Monthly Terrestrial Climatology. *J. Clim.*, **12(3)**, 829–856.

- Nickovic, S. und Dobricic (1996). A model for long-range transport of desert dust. *Mon. Weather Rev.*, **124**, 2537–2544.
- Nickovic, S., G. Kallos, A. Papadopoulos und O. Kakaliagou (2001). A model for prediction of desert dust cycle in the atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **106**, 18,113–18,129.
- Nihlen, T. und S. Olsson (1995). Influence of eolian dust on soil formation in the Aegean area. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **39**, 341–361.
- Oezsoy, T. und A. C. Saydam (2000). Acidic and alkaline precipitation in the Cilician Basin, north-eastern Mediterranean Sea. *Science of the Total Environment*, **253**, 93–109.
- Painter, T. H., A. P. Barrett, C. C. Landry, J. C. Neff, M. P. Cassidy, C. R. Lawrence, K. E. McBride und G. L. Farmer (2007). Impact of disturbed desert soils on duration of mountain snow cover. *Geophys. Res. Letters*, **34**, L12502.
- Patterson, E. M., D. A. Gillette und B. H. Stockton (1977). Complex Index of Refraction Between 300 and 700 nm for Saharan Aerosols. *J. Geophys. Res.*, **82**, 3153–3160.
- Paul, F., H. Machguth und A. Käab (2005). On the impact of glacier albedo under conditions of extreme glacier melt: the summer of 2003 in the alps. *EARSeL eProceedings*, **4 (2)**, 139–149.
- Penner, J. E., M. Andreae, H. Annegarn, L. Barrie, J. Feichter, D. Hegg, A. Jayaraman, R. Leaitch, D. Murphy, J. Nganga und G. Pitari (2001). Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Kapitel Aerosols, their direct and indirect effects, S. 289–348. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Pérez, C., S. Nickovic, G. Pejanovic, J. M. Baldasano und E. Özsoy (2006). Interactive dust-radiation modeling: A step to improve weather forecasts. *J. Geophys. Res.*, **111**, D16206.
- Perry, K. D., T. A. Cahill, R. A. Eldred und D. D. Dutcher (1997). Long-range transport of North African dust to the eastern United States. *J. Geophys. Res.*, **102**, 11225–11238.
- Peterson, J. T. und C. E. Junge (1971). Man's Impact on Climate, Kapitel Source of particulate matter in the atmosphere., S. 310–320. MIT Press, Cambridge, MA.
- Petty, G. W. (2006). A First Course In Atmospheric Radiation. 2. Aufl., Sundog Publishing, Madison, Wisconsin.
- Petzold, A., K. Rasp, B. Weinzierl, M. Esselborn, T. Hamburger, A. Wirth, A. Dörnbrack, K. Kandler, L. Schütz, P. Knippertz, M. Fiebig und A. Virkkula (2008). Saharan dust refractive index and optical properties from aircraft-based observations during SAMUM 2006. *Tellus B*, **angenommen**.
- Prospero, J. M. (1996). The Impact of Desert Dust Across the Mediterranean, Kapitel Saharan dust transport over the North Atlantic Ocean and Mediterranean: an Overview, S. 133–151. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Prospero, J. M. (1999). Long-term measurements of the transport of African mineral dust to the south-eastern United States: implications for regional air quality. *J. Geophys. Res.*, **104**, 15917–15927.

- Prospero, J. M. (2006). Saharan Dust Impacts and Climate Change. *Oceanography*, **19**, 60–61.
- Prospero, J. M. und T. N. Carlson (1972). Vertical and Areal Distribution of Saharan Dust over the Western Equatorial North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **77**, 5255.
- Prospero, J. M. und T. N. Carlson (1981). Saharan air outbreaks over the tropical North Atlantic. *PAGEOPH*, **119**, 677–691.
- Prospero, J. M., R. A. Glaccum und R. T. Nees (1972). Vertical and Areal Distribution of Saharan Dust over the Western Equatorial North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **77**, 5255.
- Prospero, J. M., R. T. Nees und M. Uetmatsu (1987). Vertical and Areal Distribution of Saharan Dust over the Western Equatorial North Atlantic Ocean. *J. Geophys. Res.*, **92**, 14723–14731.
- Pye, K. (1992). Aeolian dust transport and deposition over Crete and adjacent parts of the Mediterranean Sea. *Earth Surface Processes and Landforms*, **17**, 271–288.
- Quijano, A. L., I. N. Sokolik und O. B. Toon (2000). Radiative heating rates and direct radiative forcing by mineral dust in cloudy atmospheric conditions. *J. Geophys. Res.*, **105**, 12,207–12,219.
- Rajot, J. L., S. Alfaro, K. Desboeufs, S. Chevaillier, P. Formenti, S. Triquet, B. Chatenet, A. Gaudichet, E. Journet, A. Maman, N. Mouget und A. Zakou (2008). AMMA dust experiment: An overview of measurements performed during the dry season special observation period (SOP 0) at the Banizoumbou (niger) supersite. *J. Geophys. Res.*, **in Druck**.
- Ramaswamy, V., O. Boucher, J. Haigh, D. Hauglustaine, J. Haywood, G. Myhre, T. Nakajima, G. Y. Shi und S. Solomon (2001). Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Kapitel Radiative forcing of climate change., S. 349–416. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Redelsperger, J. L., C. D. Thorncroft, A. Diedhiou, T. Lebel, D. J. Parker und J. Polcher (2006). African Multidisciplinary Analysis An International Research Project and Field Campaign. *American Meteorological Society*, S. 1739–1746.
- Reiff, J., G. S. Forbes, F. T. M. Spijksma und J. J. Reynders (1986). African dust reaching Northwestern Europe: A case study to verify trajectory calculations. *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 1543–1567.
- Reynolds, O. (1895). On the Dynamical Theory of Incompressible Viscous Fluids and the Determination of the Criterion. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, **186**, 123–164.
- Riemer, N. (2002). Numerische Simulationen zur Wirkung des Aerosols auf die troposphärische Chemie und die Sichtweite. Dissertation, Band 29 d. Reihe Wissenschaftliche Berichte des Insituts für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe.
- Rinke, R. (2008). Parametrisierung des Auswaschens von Aerosolpartikeln durch Niederschlag. Dissertation, Insitut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe.
- 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.

- Rodriguez, S., X. Querol, A. Alastuey, G. Kallos und O. Kakaliagou (2001). Saharan dust contributions to PM₁₀ and TSP levels in Southern and Eastern Spain. *Atmos. Environ.*, **35**, 2433–2447.
- Rosenfeld, D., Y. Rudich und R. Lahav (2001). Desert dust suppressing precipitation: A possible desertification feedback loop. *PNAS*, **98**, 5975–5980.
- Samain, O., L. Kergoat, P. Hiernaux, F. Guichard, E. Mougin, F. Timouk und F. Lavenu (2008). Analysis of the in-situ and MODIS albedo variability at multiple time scales in the Sahel. *J. Geophys. Res.*, **113**, D14119.
- Schlatter, T. (1995). Long distance dust. *Weatherwise*, **48**, 38–39.
- Schroeder, J. H., K.-D. Kachholz und M. Heuer (1985). Eolian Dust in the Coastal Desert of the Sudan: Aggregates Cemented by Evaporites. *Geo-Marine Letters*, **4**, 139–144.
- Schütz, L. (1980). Long range transport of desert dust with special emphasis on the Sahara. *Annals of the New York Academy of Sciences*, **338**, 515–532.
- Seinfeld, J. H. und S. N. Pandis (1998). Atmospheric chemistry and physics. John Wiley and Sons, Inc, 1326 pp.
- Sellers, P. J., S. O. Los, C. J. Tucker, C. O. Justice, D. A. Dazlich, G. J. Collatz und D. A. Randall (1996). A Revised Land Surface Parameterisation (SiB2) for Atmospheric GCMs. PartII: The Generation of Global Fields of Terrestrial Biophysical Parameters from Satellite Data. *J. Climate*, **9**, 706–737.
- Shao, Y. und H. Lu (2000). A simple expression for wind erosion threshold friction velocity. *J. Geophys. Res.*, **105**, 22,437–22,443.
- Shettle, E. P. und R. W. Fenn (1979). Models for the Aerosols of the Lower Atmosphere and the Effects of Humidity Variations on Their Optical Properties. *AFGL-TR-79-0214*, **12**, ADA085951.
- Sinyuk, A., O. Torres und O. Dubovik (2003). Combined use of satellite and surface observations to infer the imaginary part of refractive index of Saharan dust. *Geophys. Res. Lett.*, **30**, 1081.
- Slingo, A., T. P. Ackerman, R. P. Allan, E. I. Kassianov, S. A. McFarlane, G. J. Robinson, J. C. Barnard, M. A. Miller, J. E. Harries, J. E. Russell und S. Dewitte (2006). Observations of the impact of a major Saharan dust storm on the atmospheric radiation balance. *Geophys. Res. Lett.*, **33(24)**, L24817.
- Slinn, S. A. und W. G. N. Slinn (1980). Prediction for particle deposition on natural waters. *Atmos. Environ.*, **16**, 1785–1794.
- Sokolik, I., A. Andronova und T. C. Johnson (1993). Complex refractive index of atmospheric dust aerosols. *Atmos. Environ.*, **27A**, 2495–2502.
- Sokolik, I. N. und O. B. Toon (1999). Incorporation of mineralogical composition into models of the radiative properties of mineral aerosol from UV to IR wavelengths. *J. Geophys. Res.*, **104**, 9423–9444.
- Stephens, G. L. (1979). Optical properties of eight water cloud types. Nr. 36 in *Technical Paper*.

- Swap, R., M. Garstang, S. Greco, R. Talbot und P. Kallberg (1992). Saharan dust in the Amazon Basin. *Tellus*, **44B**, 133–149.
- Tanre, D., J.-F. Geleyn und J. M. Slingo (1984). First results of the introduction of an advanced aerosol-radiation interaction in the ECMWF low resolution global model. In *Proc. of the Meetings of Experts on Aerosols and Their Climatic Effects*, VA. WMO and International Association of Meteorology and Atmospheric Physics, S. 133–177. Williamsburg.
- Tegen, I. und I. Fung (1994). Modelling of mineral dust in the atmosphere: sources, transport and optical thickness. *J. Geophys. Res.*, **99(D11)**, 22879–22914.
- Tegen, I. und I. Fung (1995). Contribution to the atmospheric mineral aerosol load from land surface modification. *J. Geophys. Res.*, **100**, 18707–18726.
- Tegen, I., S. P. Harrison, K. Kohfeld, I. C. Prentice, M. Coe und M. Heimann (2002). Impact of vegetation and preferential source areas on global dust aerosol: Results from a model study. *J. Geophys. Res.*, **107**, 4576.
- Tegen, I., B. Heinold, M. Todd, J. Helmert, R. Washington und O. Dubovik (2006). Modeling soil dust aerosol in the Bodélé depression during BoDEx campaign. *Atmos. Chem. Phys.*, **6**, 4171–4211.
- Tegen, I., M. Werner, S. P. Harrison und K. E. Kohfeld (1996). Modeling of particle size distribution and its influence on the radiative properties of mineral dust aerosol. *J. Geophys. Res.*, **101**, 19,237–19,244.
- Tegen, I., M. Werner, S. P. Harrison und K. E. Kohfeld (2004). Relative importance of climate and land use in determining present and future global soil dust emission. *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L05105.
- Thorncroft, C. D. und M. Blackburn (1999). Maintenance of the African easterly jet. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, 763–786.
- Tiedtke, M. (1989). A comprehensive mass flux scheme for cumulus parameterization in largescale models. *Mon. Weather Rev.*, **117**, 1779–1800.
- Todd, M. C., R. Washington, J. V. Martins, O. Dubovik, G. Lizcano, S. M'Bainayal und S. Engelstaedter (2007). Mineral dust emission from the Bodélé Depression, northern Chad, during BoDEx 2005. *J. Geophys. Res.*, **112**, D06207.
- Todd, P., R. Washington, S. Raghavan, G. Lizcano und P. Knippertz (2008). Regional model simulations of the Bodélé low-level jet of northern Chad during the Bodélé Dust Experiment (BoDEx 2005). *J. Clim.*, **in Druck**.
- Torres, O., P. K. Bhartia, J. R. Herman, A. Sinyuk, p. Ginoux 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.
- Tröndle, T. W. (2008). Parametrisierung der subskaligen Konvektion für Spurenstoffe mittels des Tiedke-Schemas in COSMO-ART. Diplomarbeit, Insitut für Meteorologie und Klimaforschung der Universität Karlsruhe.

- Tulet, P., V. Crassier, F. Cousin, K. Shure und R. Rosset (2005). ORILAM, a three moment lognormal aerosol scheme for mesoscale atmospheric model: Online coupling into the Meso-NH-C model and validation on the Escompte campaign. *J. Geophys. Res.*, **110**, D005716.
- Tulet, P., M. Mallet, V. Pont, J. Pelon und A. Boone (2008). The 7-13 March dust storm over West Africa: generation, transport and vertical stratification. *J. Geophys. Res.*, **113**, D00C08.
- Twomey, S. A. (1977). The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1149–1152.
- Vogel, B. (2006). COSMO-ART - A new Online Coupled Regional Scale Model System to treat the Dispersion of Aerosols and Reactive Trace Gases. [Http://www-fzk.imk.uni-karlsruhe.de/3509.php](http://www-fzk.imk.uni-karlsruhe.de/3509.php).
- 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.
- Volz, F. E. (1972a). Infrared Absorption by Atmospheric Aerosol Substances. *J. Geophys. Res.*, **77**, 1017–1031.
- Volz, F. E. (1972b). Infrared Refractive Index of Atmospheric Aerosol Substances. *Applied Optics*, **11**, 755–759.
- Volz, F. E. (1973). Infrared Optical Constants of Ammonium Sulfate, Sahara Dust, Volcanic Pumice, and Flyash. *Applied Optics*, **12**, 564–568.
- Wagenbach, D. und K. Geis (1989). Paleoclimatology and paleometeorology: modern and past patterns of global atmospheric transport, Kapitel The mineral dust record in a high alpine glacier (Colle Gnifett, Swiss Alps), S. 543–564. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers.
- Walsh, J. J. und K. A. Steidinger (2001). Saharan dust and Florida red tides: The cyanophyte connection. *J. Geophys. Res.*, **106**, 11,597–11,612.
- Washington, R. und M. C. Todd (2005). Atmospheric controls on mineral dust emission from the Bodélé Depression, Chad: The role of the low level jet. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17701.
- Wheeler, D. A. (1986). Meteorological background to the fall of Saharan dust. *Catena*, **115**, 1–9.
- Wiscombe, W. J. und J. W. Evans (1977). Exponential sum fitting of radiative transmission functions. *J. Comput. Phys.*, **24**, 416–444.
- Wolke, R., O. Hellmuth, O. Knöth, W. Schröder, B. Heinrich und E. Penner (2004). The chemistry transport model LM-MUSCAT: Description and CityDelta applications. In *Air Pollution Modeling and Its Application XVI* (herausgegeben von C. Borrego und S. Incecik). Proceedings of 26th NATO/CCMS International Technical meeting on Air Pollution Modeling and Its Application, Istanbul, Turkey, 26-30 May 2003.
- Woodward, S. (2001). Modeling the atmospheric life cycle and radiative impact of mineral dust in the Hadley Centre climate model. *J. Geophys. Res.*, **106**, 18,155–18,166.
- Yoshioka, M., N. Mahowald, J.-L. Dufresne und C. Luo (2005). Simulation of absorbing aerosol indices for African dust. *J. Geophys. Res.*, **110**, D18S17.

- Zakey, A. S., F. Solmon und F. Giorgi (2006). Development and testing of a desert dust module in a regional climate model. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, **6**, 1749–1792.
- Zdunkowski, W., T. Trautmann und A. Bott (2007). *Radiation in the Atmosphere. A Course in Theoretical Meteorology*. Cambridge University Press, Cambridge, New York, Melbourne, Madrid, Cape Town, Singapore, Sao Paulo.
- Zdunkowski, W. G. und G. J. Korb (1985). Numerische Methoden zur Lösung der Strahlungsübertragungsgleichung. *PROMET*, **2/3**, 26–39.
- Zdunkowski, W. G., R. M. Welch und G. J. Korb (1980). An investigation of the structure of typical two-stream methods for the calculation of solar fluxes and heating rates in clouds. *Contrib. Atmos. Sci.*, **52**, 1–16.
- Zender, C. S., H. Bian und D. Newman (2003a). The mineral dust entrainment and deposition (DEAD) model: Description and global distribution. *J. Geophys. Res.*, **108**, 4416.
- 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.
- Zender, C. S., D. Newman und O. Torres (2003b). Spatial heterogeneity in aeolian erodibility, uniform, topographic, geomorphic and hydrologic hypotheses. *J. Geophys. Res.*, **108**, D17.
- Zhang, L., M. Chen und L. Li (2007). Dust aerosol radiative effect and influence on urban atmospheric boundary layer. *ACPD*, **7**, 15565–15580.

Danksagung

An dieser Stelle möchte ich den Menschen danken, die mich während dieser Arbeit unterstützt und gefördert haben. Zunächst einmal möchte ich Ihnen, Herrn Prof. Kottmeier für Ihre Unterstützung und hilfreichen Korrekturen danken. Frau Prof. Jones, dir danke ich für die Übernahme des Korreferates und für die fruchtbaren Diskussionen während der letzten Jahre. Auch allen anderen Mitgliedern meiner Prüfungskommission, Herrn Prof. Beheng, Herrn Prof. Ritter, Herrn Prof. Wulfhekel und Herrn Prof. Kalt möchte ich für die doch recht angenehme Prüfungsatmosphäre danken.

Dr. Bernhard Vogel, Dir möchte ich für deine Unterstützung und für deine Betreuung ganz besonders herzlich danken. Dir, Dr. Heike Vogel, möchte ich dafür danken, dass du immer ein offenes Ohr für meine Probleme mit dem Modell und dem Rechner hattest. Auch allen anderen Mitgliedern aus meiner Arbeitsgruppe möchte ich danken. Besonders in der letzten Zeit vor meiner Prüfung ward ihr mir eine sehr große Hilfe. Danke Rayk, Kristina, Max und Katrin. Auch den ehemaligen Gruppenmitgliedern möchte ich danken. Dominique, danke für die Diskussionen über die Strahlungsroutine. Vera, dir möchte ich für unsere gute Zusammenarbeit bei der Analyse des Staubsturmes im Juni 2007 danken. Und Tobias, dir danke ich für unsere Diskussionen über den März 2006.

Dem GERBILS-Team möchte ich dafür danken, dass ich die Daten, die während der Messkampagne GERBILS erhoben wurden, in dieser Arbeit verwenden durfte. Ich möchte hier auch Christian Grams sehr danken, danke, dass du uns den Zugang zu diesen Daten ermöglicht hast; danke für die zahlreichen Diskussionen und dein Interesse am Thema. Desweiteren möchte ich D. Tanré, P. Goloub und B. Chatenet für die Erlaubnis danken, die AERONET-Daten zu verwenden. Auch den Betreibern des ARM-MF sei ganz herzlich gedankt.

Meiner langjährigen, ehemaligen Zimmergenossin Bele möchte ich für unsere schöne gemeinsame Zeit danken. Ohne dich schmeckt mir das Nutella-Brötchen nur halb so gut. Tim, dir möchte ich für unsere gemeinsamen Lernabende, deine besondere Aufmerksamkeit beim Hören der Verkehrsnachrichten und deinem Talent als DJ danken. Meiner Essensrunde möchte ich auch ganz herzlich für die schöne Zeit danken. Bei so netter Gesellschaft kann sogar das Essen in der Kantine schmecken. Hier möchte ich mich auch beim gesamten Insitut bedanken. Ich konnte jeden von euch immer um Rat fragen und ihr habt mir jederzeit geholfen. Danke auch für die nette Arbeitsatmosphäre. Besonders möchte ich mich auch bei Roger Huckel bedanken, danke, dass du mir eine Abbildung für diese Arbeit gegeben hast. Gabi, dir danke ich für deine Unterstützung bei jeglichen Computer-spezifischen Problemen und natürlich auch für unsere gemeinsamen Runden ums Zentrum, während der du mir immer geduldig zugehört hast. Juliane, danke für HL, WAB und für deine Freundschaft. Du warst mir eine sehr große Unterstützung in den letzten Wochen, tausend Dank! Ich werde dich sehr vermissen!

Meiner Familie, ganz besonders meinen Eltern, euch möchte ich für die jahrelange Unterstützung danken und dass ihr immer an mich geglaubt habt. Margot, danke dass du auch nach meiner Konfirmation noch für mich da bist. Petra, auch dir möchte ich ganz herzlich für deine aufmunternden Worte und die Schoko danken. Dir Nana, möchte ich nicht nur danke sagen, sondern auch Herzlichen Glückwunsch!!! Nun verbindet uns eine Sache mehr, nämlich der 21.11.2008!

Zu guter Letzt möchte ich Dir, Sven, danken! Ich kann es gar nicht in Worte fassen, wie dankbar ich Dir bin. Ohne dich hätte ich es niemals geschafft! Danke für deine Unterstützung, Aufmunterung, Geduld und besonders für deine Liebe!