

Inversionen und mittelhohe Wolken über Westafrika

Inversions and middle high clouds over Westafrica

Masterarbeit im Fach Meteorologie
von

Kathrin Leydecker

Februar 2017



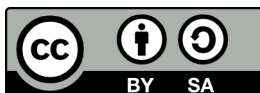
INSTITUT FÜR METEOROLOGIE UND KLIMAFORSCHUNG
KARLSRUHER INSTITUT FÜR TECHNOLOGIE (KIT)

Referent:

Prof. Dr. Andreas Fink

Korreferent:

Prof. Dr. Peter Knippertz



This document is licenced under the Creative Commons Attribution-ShareAlike 4.0 International Licence.

Abstract

Soundings taken in the tropical Westafrica during the West African monsoon in the framework of AMMA reveal the frequent occurrence of temperature and moisture perturbations in the middle of the troposphere. The perturbations are characterized in many cases by shallow layers of increased stability (temperature inversions). On the level of inversions, reversals in the vertical profile of humidity have been observed. Similar temperature inversions have been observed elsewhere in the tropics, but have not received much attention. Stable layers are known to exist just below the melting level in convective systems; however, not all temperature inversions are confined to precipitation systems. Some of them occur under dry conditions and thus independent of convective systems. Mechanisms for the formation of the stable layers could be advection of stable layers above the Sahelian Boundary Layer, melting effects in melting layers and middle high subsidence. In some cases they may simply be remnant melting layers from past convection. This is indicated by an enhanced humidity below the stable layers. There is evidence that the stable layers in the middle troposphere affect tropical cloud populations. Thin middle high clouds are more ubiquitous in the tropics than previously thought and could have a substantial cooling effect on climate. One possible mechanism is synoptic lifting caused by lower troposphere vortices in a nearly saturated mid troposphere. Mid-level detrainment from developing cumulus congestus and cumulonimbus clouds could also play a role. Middle high clouds follow also subsequently of deep convection and thus form in the nighttime and during early morning. Backward trajectories indicate, that parts of the airmasses below the inversions come from saharian region and show ascending air. Desert dust could contribute to cloud formation. The trajectories above show no vertical advection. An important effect could be the lifting of dry, warm air of the sahara above the monsoon layer. The adiabatic ascending air cool down and could influence the cloudformation. In context of the MICWA project, airborne measurements have been executed to confirm this relationship.

Zusammenfassung

Radiosondenaufstiege, die im tropischen Westafrika während der AMMA-Messkampagne in der Monsunzeit durchgeführt wurden, zeigen eine verbreitete Erscheinung von Temperatur- und Feuchtestörungen in der mittleren Troposphäre. Diese Störungen im vertikalen Profil sind häufig durch flache Schichten erhöhter Stabilität (Temperaturinversionen) charakterisiert. Weiter wird auf Höhe der Temperaturinversion auch eine Umkehrung des Feuchteprofils beobachtet. Ähnliche Temperaturinversionen wurden bereits in anderen Gegenden der Tropen beobachtet, erhielten aber bisher nicht viel Aufmerksamkeit. Es ist bekannt, dass stabile Schichtungen unterhalb des *melting layers* in konvektiven Systemen existieren; jedoch können nicht alle dieser Inversionen in Verbindung mit Niederschlagsystemen beobachtet werden. Manche treten auch unter trockenen Bedingungen auf und somit außerhalb konvektiver Systeme. Als Mechanismen für die Bildung dieser stabilen Schichtungen können Advektion von Luft aus stabilen Schichtungen oberhalb der *“Sahelian Boundary Layer”*, Schmelzeffekte in der *“melting layer”* und mittelhohe Subsidenz durch die Hadleyzelle eine Rolle spielen. In manchen Fällen könnten sie einfach die Ergebnisse aus Prozessen innerhalb der *melting layer* in konvektiven Systemen sein, da gezeigt wird, dass häufig eine hohe Feuchtigkeit unterhalb der stabilen Schichtung beobachtet wird. Es gibt Hinweise dafür, dass stabile Schichtungen in der mittleren Troposphäre Einfluss auf die tropische Wolkenpopulation haben. Flache mittelhohe Wolken sind in den Tropen allgegenwärtiger als bisher gedacht und können einen wesentlichen Beitrag zum Abkühlungseffekt auf das Klima beitragen. Beobachter- und Satellitendaten zeigen ein häufiges Auftreten mittelhoher Wolken während der Monsunzeit. Eine mögliche Entstehungsart ist die Hebung durch Vortices am Boden in eine nahezu gesättigte, mittlere Troposphäre. Auch *“Detrainment”* in dieser Höhe durch Cumulus Congestus oder Cumulonimbus wäre als Bildungsmechanismus denkbar. Weiter kommen mittelhohe Wolken häufig als Folge kräftiger Konvektion vor und sind deshalb in der Nacht und während den frühen Morgenstunden am ausgeprägtesten. Rückwärtstrajektorien zeigen, dass ein Teil der Luftmassen unterhalb der Inversion und somit, falls vorhanden, auf Höhe der mittelhohen Wolken, aus Norden stammen und meist aufgestiegen sind. Wüstenstaub könnte dort zur Wolkenbildung beitragen. Die Trajektorien darüber zeigen überwiegend keine vertikale Advektion. Ein weiterer wichtiger Effekt könnte an der Stelle das Aufgleiten der trockenen, warmen Saharaluft auf die Monsunschicht darstellen. Die Luftpakete steigen dort adiabatisch auf, kühlen ab und könnten weiter die Wolkenbildung beeinflussen. Im Rahmen des MICWA-Projektes wurden Messflüge durchgeführt, die diesen Zusammenhang weiter bestätigen sollen.

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung und Motivation	1
2	Wettersysteme über Westafrika	5
2.1	Das Westafrikanische Monsunsystem	5
2.2	African Easterly Jet und African Easterly Waves	9
2.3	Meteorologie und Staub der Sahara	10
2.3.1	“Saharan Air Layer”	11
2.3.2	Transport	11
2.3.3	Die Rolle der Mineralstaubpartikel	11
2.3.4	“The Saharan Upper Boundary Layer Jet”	13
2.4	Tropische Inversionen	13
2.5	Wolkenstruktur während des Monsuns	14
2.6	Trimodales Wolkenmodell	14
2.7	Mikrowolkenphysik der mittelhohen Wolken	17
2.7.1	Typen der mittelhohen Wolken	18
2.7.2	Schmelzschicht in konvektiven Systemen	18
3	Ziel der Arbeit	21
4	Daten und Methoden	23
4.1	Stationsmerkmale und Radiosondendaten	23
4.2	Methode zur Analyse der Inversionen	24
4.3	Mittelhohe Wolken	25
4.3.1	ISD Daten	26
4.3.2	CLAAS2: Wolkeneigenschaften aus dem SEVIRI-Sensor	26
4.4	Rückwärtstrajektorien mit ERA-Interim	29
4.4.1	Lagrangian Analysis Tool (LAGRANTO)	31
4.5	Messflüge der ATR-42 in Westafrika	32
5	Inversionen und mittelhohe Wolken	35
5.1	Klima im Jahr 2006	35
5.2	Inversionen zwischen 400 und 600 hPa	36
5.2.1	Statistische Analyse der Inversionen	37
5.2.2	Rückwärtstrajektorien	40
5.3	Ergebnisse zur Analyse der mittelhohen Wolken	45
5.3.1	ISD-Daten	45

5.3.2	Mittelhohe Wolken aus ISD-Daten und Inversionen	47
5.3.3	CLAAS-2-Daten	49
5.3.4	Mittelhohe Wolken aus CLAAS-2-Daten und Inversionen	50
5.4	Vergleich der Radiosondenaufstiege aus 2002, 2006 und 2007 in Parakou	52
6	Ergebnisse des Messfluges vom 13.07.2016	55
6.1	Prognose	55
6.2	Die synoptische Situation am 13. Juli 2016	57
6.3	Messergebnisse des Fluges und der Radiosonden	59
6.3.1	Flugtrack der ATR-42	59
6.3.2	Vertikalprofil der Temperatur und Inversionen	60
6.3.3	Skew-T-log-p-Diagramme der Bodenstationen	62
6.3.4	Analyse der mittelhohen Wolken	64
6.3.5	Rückwärtstrajektorien	67
7	Diskussion, Zusammenfassung und Ausblick	69
A	Anhang	75
	Abkürzungsverzeichnis	81
	Abbildungsverzeichnis	81
	Tabellenverzeichnis	83
	Literaturverzeichnis	85

1 Einleitung und Motivation

Der Westafrikanische Monsun (WAM) steuert das Klima der Länder südlich der Sahara Westafrikas. In den Sommermonaten bringt der WAM den meisten Niederschlag des Jahres dort und bestimmt somit maßgeblich die so wichtige Agrikultur und Wasserressourcen der Bevölkerung vor Ort. Etwa 90% der Regenfälle kommen aus organisierten konvektiven Stürmen (Mathon et al., 2002). Weiter ist der WAM das Steuerglied der allgemeinen Zirkulation in Nordafrika und dem Atlantik: Er interagiert mit African easterly waves, welche die Region passieren (Cornforth et al., 2009) und sich potenziell zu atlantischen Hurrikans entwickeln können (Landsea et al., 1993). Trotz der Wichtigkeit des WAMs haben Wetter- und Klimamodelle gravierende Schwierigkeiten in Vorhersagesystemen. Gründe für die Unsicherheit der Modelle liegen zum einen in der starken Abhängigkeit des jährlichen Klimas von der Energiebilanz des Bodens und ihren Interaktionen mit trockener und feuchter Konvektion. Nordafrika ist auf der Erde die größte Landmasse im Bereich der Tropen und Subtropen. Aufgrund dieser geographischen Gegebenheit ist die Sahara die größte Wüste der Erde. Zwischen ihr und dem Golf von Guinea existiert ein großer meridionaler Gradient der Temperatur und Feuchte. Im Sommer erhitzt sich die Sahara aufgrund des Sonnenstands am stärksten, wodurch die meridionalen Unterschiede extrem sind. Dies hat einen Einfluss auf die Dynamik des Monsunsystems und somit auf die Wolkenbildung und Niederschläge. Weiter ist die Dynamik stark vom Einfluss der Staubaerosole z.B. aus der Sahara geprägt, welche wiederum auch Einfluss auf den Strahlungshaushalt haben. Ein weiterer Grund für Fehler in der Vorhersage ist das Fehlen von konvektiven Wolken in den Modellen (Allan et al., 2007). Hier fehlen Informationen der vertikalen Wolkenstruktur. Satellitendaten können die vertikale Struktur der Wolken nicht im Detail erklären, vor allem nicht bei niederschlagsbringenden Wolken.

Aus Satellitendaten und hochaufgelösten numerischen Modellierungen erkennt man, dass in der Nähe von kräftigen Konvektionssystemen häufig mittelhohe Wolken gebildet werden. Dünne Wolken in etwa 5 km Höhe sind häufiger in den Tropen aufzufinden als bisher gedacht und sie haben einen erheblichen Abkühlungseinfluss auf das Klima (Bourgeois et al, 2016). Große Aufmerksamkeit bekamen bisher tiefe, hohe und vertikal hoch erstreckte Wolken wie Stratus, Cirrus und stark konvektive Wolken. Wolken spielen eine entscheidende Rolle bei der Bestimmung des Klimas der Erde und des Strahlungshaushalts. Bis heute ist wenig über mittelhohe Wolken bekannt, da es in dieser Höhe sehr anspruchsvoll ist, Wolken zu analysieren. Häufig werden sie in der Nähe von konvektiven Systemen beobachtet, Abb. 1.1.

Bourgeois et al., 2016 nutzten ein Cloud-Aerosol Lidar mit Orthogonal Polarization (CALIOP) Satellitenmessung um flache mittelhohe Wolken in den Tropen nachzuweisen. Strahlungstransferrechnungen zeigen hier, dass mittelhohe Wolken in den Tropen einen Abkühlungseffekt auf das Klima haben, der von der Größenordnung so groß wie der Erwärmungseffekt von Cirren sein



Abbildung 1.1: Flache mittelhohe Wolken im Vordergrund mit kräftiger konvektiven Wolken im Hintergrund, Bourgeois et al., 2016

kann. Diese sind allerdings noch nicht ausreichend untersucht.

Die tropische Wolkenbildung kann durch stabile Schichtungen in der mittleren Troposphäre beeinflusst werden. Der Einfluss der mittelhohen Inversionen ist nicht so groß wie der in der unteren Troposphäre, aber möglicherweise genauso wichtig. Haraguchi, 1964 beobachtete eine abgeschwächte Entwicklung von Cumulonimben in der Gegend, in der mittelhohe Inversionen auftraten. Dies zeigt dass Inversionen oder ihre synoptischen Ursachen verantwortlich für die Entwicklung von Wolken sein können. Sie könnten einen beschränkenden Faktor für die Entwicklung von hoch erstreckten Wolken darstellen und sind somit von großer Bedeutung für das Klima und Wetter über Westafrika. Diese Schichtungen erhöhter Stabilität werden häufig durch Temperatur- und Feuchtestörungen charakterisiert. Ähnliche Temperaturinversionen wurden auch schon in anderen Gegenden der Tropen beobachtet, erhielten bisher aber nicht viel Aufmerksamkeit (Johnson et al., 1995). Es können verschiedene Bildungsmechanismen eine Rolle spielen. In Westafrika könnten folgende Mechanismen die Ursache der Inversionen darstellen:

- Advektion stabiler Schichtungen oberhalb der Sahara,
- großskalige Subsidenz durch die Hadleyzelle,
- durch Schmelzprozesse induziertes Absinken in konvektiven Systemen innerhalb des "*melting layers*".

Der meridionale Kontrast zwischen der heißen, trockenen Luft der Sahara und der feucht kühlen Monsunluft ist verantwortlich für viele Wettereigenschaften in Westafrika. Da die Inversionen vorwiegend in der sommerlichen Monsunzeit gefunden werden, wird die Zirkulation bei der Analyse der Ergebnisse mitberücksichtigt.

Dabei ist nicht klar, ob die Bildung auf einen dieser Mechanismen zurückgeht oder mehrere daran beteiligt sind. Gegenstand dieser Arbeit ist die Analyse und Charakterisierung von Temperatur-

und Feuchtestörungen in der mittleren Troposphäre mithilfe von Daten aus Radiosondenaufstiegen des AMMA (Afrikanischer Monsun: Multidisziplinäre Analysen)-Projektes. Ähnliche Studien wurden schon in anderen tropischen Gegenden gemacht, allerdings noch nicht für Westafrika. Vor der Durchführung des AMMA-Projektes gab es wenige Messkampagnen (HAPEX-Sahel, Goutorbe et al., 1997, EPSAT-Niger, Lebel et al., 1992). Durch die Ergebnisse aus der AMMA-Messkampagne und anderer AMMA Forschungsschwerpunkte (AMMA-CATCH, Lebel et al., 2009 und ALMIP, Boone et al., 2009) existiert nun eine verbesserte Datengrundlage und es gibt neue Perspektiven auf diesem Gebiet der Forschung. Deshalb bietet es sich an diesen Zeitraum zu wählen da die Datenverfügbarkeit hoch ist. Es stehen sowohl Radiosondendaten aus verschiedenen Orten und Jahren zur Verfügung, als auch ISD (Integrated Surface Database)-Daten mit Informationen über Wolken von Beobachtern. Diese Datenbasis wird durch Satellitendaten des SEVIRI-Sensors von Meteosat-Satelliten zweiter Generation ergänzt. Um die Herkunft und Bewegung der Luftpakete zu analysieren, werden für jeden Ort Rückwärtstrajektorien berechnet. Damit ist die Grundlage gegeben, herauszufinden ob Inversionen und mittelhohe Wolken auch in Westafrika auftreten und welchen Ursachen ihre Bildung unterliegen könnte.

Der Aufbau der Arbeit gliedert sich wie folgt: In Kapitel 2 werden die wichtigsten Grundlagen zur möglichen Entstehung von Inversionen und mittelhohen Wolken in Westafrika gegeben. Dabei wird aus dem jetzigen Stand der Literatur berichtet. Darauf wird in Kapitel 4 beschrieben mit welchen Methoden die Daten analysiert werden. Schließlich werden die Ergebnisse (Kapitel 5 und 6) und Interpretationen der Auswertung gegeben. Da es sich anbietet und im Rahmen des Projektes MICWA (Mid-level Inversions and Cloudiness in southern West Africa) vorgesehen war, zeigt Kapitel 6 ein Fallbeispiel aus dem Messflug vom 13.07.2016 der Messkampagne DACCWA (Dynamics-Aerosol-Chemistry-Cloud-Interactions in West Africa). Hier können die aufgestellten Thesen verifiziert werden.

2 Wettersysteme über Westafrika

Mittelhohe Wolken sind für das Klima und den Strahlungshaushalt auf der Erde sehr wichtig. In der Troposphäre bekamen niedrige, hohe und vertikal erstreckte Wolken bisher große Aufmerksamkeit in der Forschung (Bourgeois et al., 2016). Viel weniger ist allerdings über troposphärische mittelhohe Wolken bekannt, da sich die Messungen sowohl in situ als auch durch Fernerkundung schwierig gestalten. In globalen Klimamodellen sind sie bisher unterrepräsentiert, obwohl sie einen beachtlichen Abkühlungseffekt zeigen (Bourgeois et al., 2016). Es gibt Anhaltspunkte, dass stabile Schichtungen (Inversionen) nahe des 0°C-Levels die tropische Wolkenpopulation beeinflussen (Johnson et al., 1996). Um die Bildung mittelhoher Wolken und Inversionen in Westafrika zu verstehen, wird in diesem Kapitel zunächst auf die Wettersysteme dort eingegangen. Dazu wird zu Beginn ein allgemeiner Überblick über das westafrikanische Monsunsystem gegeben, anschließend wird auf den „*African Easterly Jet*“ (AEJ) und die „*African Easterly Waves*“ (AEW) im Hinblick auf die Entstehung und Verlagerung von mesoskalig konvektiven Systemen („*Mesoscale Convective Systems*“, MCS) eingegangen. Damit wird ein Einblick über das in Afrika vorherrschende Wettergeschehen gegeben, das bei der Untersuchung von Inversionen und mittelhohen Wolken eine wichtige Rolle spielt. Westafrika kann in zonaler Richtung unterteilt werden. Im Süden befindet sich die Region der Guineaküste, darauf folgt nördlicher die Sudanzone, welche großflächig von Waldsavanne gekennzeichnet ist. Den Übergangsbereich zur vegetationslosen Sahara nennt sich Sahelzone, woran schließlich die Sahara selbst anschließt. In dieser Arbeit soll im Allgemeinen der südliche Teil an der Guineaküste Westafrikas, zwischen Elfenbeinküste und Nigeria in der Regenzeit, zwischen Mai und September, betrachtet werden.

2.1 Das Westafrikanische Monsunsystem

Das Verständnis des komplexen westafrikanischen Monsunsystems stellt eine wichtige Voraussetzung dar, um die klimatischen Zusammenhänge richtig zu verstehen. „Monsun“ geht auf das arabische Wort „mausim“ zurück, welches Jahreszeiten bedeutet. Der westafrikanische Monsun ist neben dem australisch-asiatischen Monsunkomplex das zweitgrößte Monsunsystem der Erde. Der Monsun beeinflusst die Regionen vom Kap Verde im Westen bis nach Äthiopien im Osten (Fink, 2006). In Westafrika bestimmt der Monsun wesentlich das Wetter, indem er beständig wehenden Wind mit halbjährig wechselnder Windrichtung von mehr als 120° mit sich bringt, wobei feuchte Luft vom Meer zum Land strömt und trockene Luft vom Land zum Meer und damit über Trocken- und Regenzeit bestimmt. In Abb. 2.1 ist eine Karte der gemittelten Position der Inner-tropische Konvergenzzone (engl.: „Inter Tropical Convergence Zone“, ITCZ) über Westafrika im Januar und August dargestellt. Im Frühjahr wandert der Zenitstand der Sonne von der Guineaküste nach Norden, womit sich die ITCZ verlagert und kühle, feuchte Luft vom Meer auf den Kontinent strömen kann. Es bildet sich eine bis zu 1,5 km mächtige Monsunschicht aus, die im Süden am

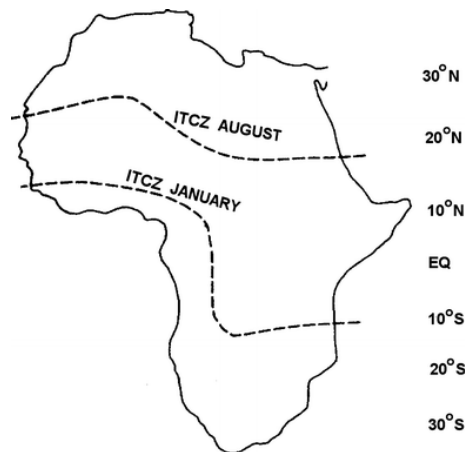


Abbildung 2.1: Karte der gemittelten Position der ITCZ über Westafrika im Januar und August, Goudie et al., 1996.

mächtigsten ist und bis zur Sahelzone vordringt. Durch die dort vertikal aufsteigenden Luftmassen kommt es zu starken Wolkenbildungen und Niederschlägen. Im Gegensatz zur ITCZ gibt die Position der innertropischen Front (engl.: „Inter Tropical Front“, ITF) die Lage an, an der die feuchtkühle Monsunluft (engl.: „Monsoon Layer“, ML) aus Südwesten mit der trockenheißen, saharischen Luft (engl.: „Saharan Air Layer“, SAL), (Harmattan-Winde) zusammentrifft. Ihre wechselnde Lage markiert den Stand des jahreszeitlichen Eindringens und Rückzugs des Monsuns auf den Subkontinent. Im Sommer der Nordhalbkugel ist sie bei etwa 20°N und im Winter bei etwa 7°N zu identifizieren. Somit ist die Küstenregion im ganzen Jahr im Einflussgebiet des Monsuns. Zwischen der ITF und der ITCZ wird kräftige Konvektion durch die darüberliegende warme und trockene SAL blockiert. Allerdings reicht diese Sperrschicht nur für kleinere konvektive Systeme aus. In der Sahelzone ist es üblich, dass größerskalige, kräftige und feuchte Konvektion als organisierte Systeme, bekannt als mesoskalig konvektive Systeme (MCS), auftreten. Die SAL liegt unterhalb der Abwinde aus höheren Leveln. In niedrigeren Höhen ist die SAL durch starke Erwärmung der Oberfläche und vertikale Umverteilung der Luftmassen durch trockene Konvektion geprägt. Somit ist diese Schicht gut durchmischt. Dies und die oben genannten Zusammenhänge werden in Abb. 2.2 ersichtlich. Die SAL besitzt eine konstante potentielle Temperatur θ und äquivalent potentielle Temperatur θ_e . Die meridionale Zirkulation, angetrieben durch das Hitzetief, transportiert die SAL nach Süden. Südwärts wandert, gleitet sie auf die feucht kalte Monsunschicht auf. In der Monsunzeit kommt es zur Ausprägung eines positiven meridionalen Temperaturgradienten und eines negativen Feuchtegradienten. Somit ist die Oberfläche zwischen 15°N und dem Äquator kühler und feuchter als nördlich von 15°N. Dieser positive meridionale Temperaturgradient nimmt mit der Höhe ab (Thorncraft et al., 1999). Der Temperaturgradient führt über die thermische Windbeziehung zu der östlichen Scherung oberhalb der westlichen Monsunströmung. An der Stelle der innertropischen Diskontinuität (engl.: „Inter Tropical Discontinuity“, ITD) resultiert in 700 hPa ein Jet, der sogenannte Ostrahlstrom (engl.: „African Easterly Jet“, AEJ). Damit verbunden sind die „African Easterly Waves“ (AEWs), Wellen die sich nach Westen ausbreiten und ein charakteristisches Phänomen des afrikanischen Monsunsystems sind. Somit variiert auch der afrikanische Ostrahlstrom mit den Jahreszeiten.

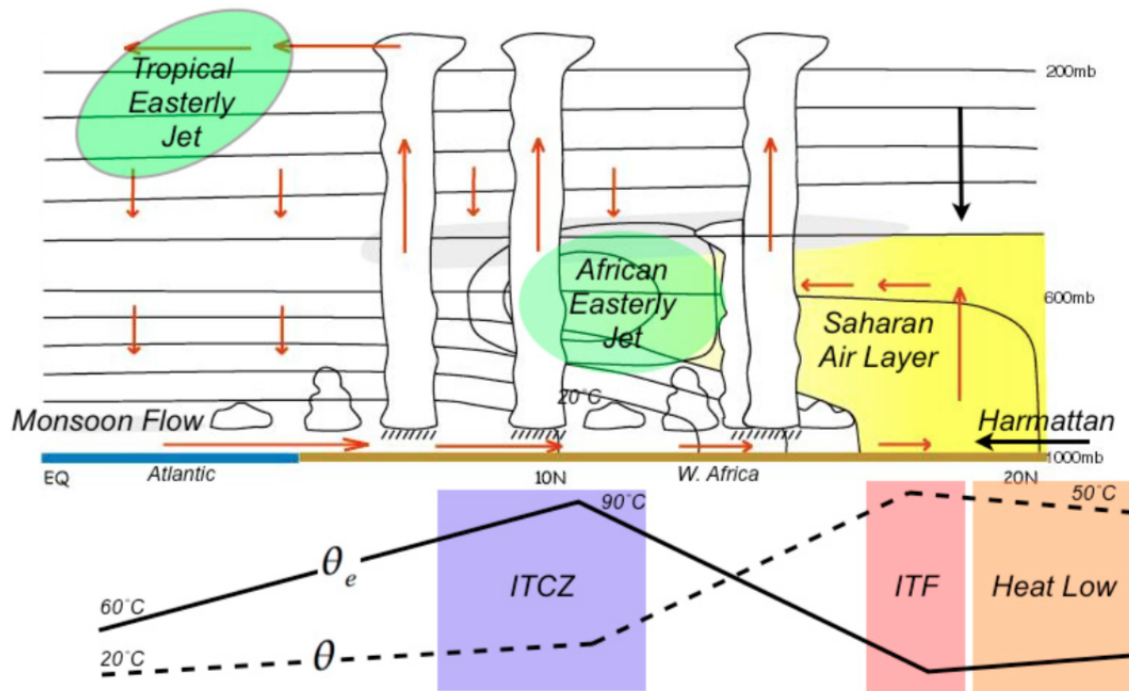


Abbildung 2.2: Eine konzeptionelle Abbildung der regionalen Zirkulation während der Monsunzeit. Der Nord-Süd-Querschnitt zeigt die saisonale, mittlere Lage des AEJ. Weiter ist die Lage der SAL und die des "Tropical Easterly Jets" (TEJ) zu sehen. Korrespondierend dazu sind darunter die Lage der ITCZ, der ITF und des Hitzetiefs (engl.: „Heat Low“) zu erkennen. Weiter sind typische meridionale Profile der potentiellen Temperatur Θ und der equivalent potentiellen Temperatur Θ_e zu erkennen. Abb. aus Mohr und Thorncraft (2006) und modifiziert von Hall und Peyrillé (2006).

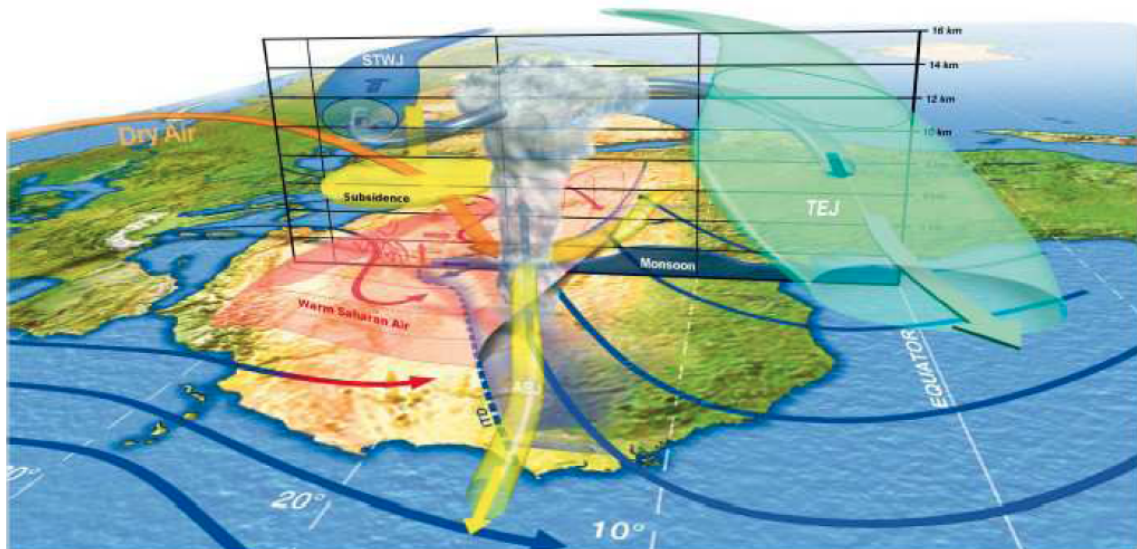


Abbildung 2.3: Schematische Darstellung des Monsunsystems. Dargestellt ist die SAL (rot) und die aus Südwesten kommende ML (blau), der AEJ (gelb), TEJ (grün) und die ITD (blau gestrichelt) (Lafore et al., 2010).

Die AEWs entstehen sowohl durch barotrope als auch durch barokline Instabilitäten, die in Verbindung mit dem AEJ stehen (Redelsperger et al., 2002). Deren Wellenlänge beträgt zwischen 2000 und 4000 km (Lafore et al., 2010). Die saisonale Variabilität des ITD wird auch durch das Hitzetief

(Burpee et al., 1972) beeinflusst. Hierbei handelt es sich um ein System, bei dem maximale Oberflächentemperaturen und Druckminima zusammenfallen. Es geht hierbei um das Sahara-Hitzetief, welches in der englischsprachigen Literatur häufig als *“Saharan Heat Low”* (SHL) bezeichnet wird. Dieses bildet eine wichtige Komponente im westafrikanischem Monsunsystem, da es einen großen Einfluss auf die Windsysteme und damit auf die Lage der ITD hat. Außerdem wird an der Südflanke des Hitzetiefs ein Strahlstrom (engl.: „Tropical Easterly Jet“, TEJ) in 200 hPa gebildet. Eine schematische Darstellung des Monsunsystems ist in Abb. 2.3 gezeigt. Durch den Monsun ergibt sich eine thermodynamische Situation, welche die Entstehung mesoskalig konvektiver Systeme begünstigt. In Abb. 2.4 sind die Oberflächenwinde, die mit dem WAM in Verbindung stehen, gezeigt. Es ist die ITD dargestellt, an der die trockenen Harmattanwinde aus dem Norden auf die feuchte Monsunluft aus dem Süden trifft. Die MCS entwickeln sich südlich der ITD. Diese produzieren *cold pools*, welche in die Sahara propagieren. Wenn der ML unter der SAL liegt, wird zunächst eine konvektive Sperrschicht gebildet, die potentielle Labilität ist aber stark erhöht. Der darüberliegende AEJ aus Osten erzeugt eine große Windscherung. Weiter verstärkt die trockene Luft in der Höhe die Abwinde aus Cumulonimbi und bildet eine Dichteströmung am Boden aus (Fink, 2006). Außerdem besteht eine direkte Kopplung zwischen AEWs und der Bildung von Konvektion, vergleiche 2.2. In früheren Studien (z.B. das *“Global Atmospheric Research Program (GARP) Atlantic Tropical Experiment (GATE)”*), im Jahre 1974, wurden deren Wechselwirkung untersucht und herausgefunden, dass die Auslösung über Land bevorzugt trogvorderseitig und über dem Atlantik im Trog stattfindet. Die mittlere Lage des Monsuns und somit der Konvektion befindet sich während des Sommers zwischen 10°N und 12°N (Janicot et al., 2008).

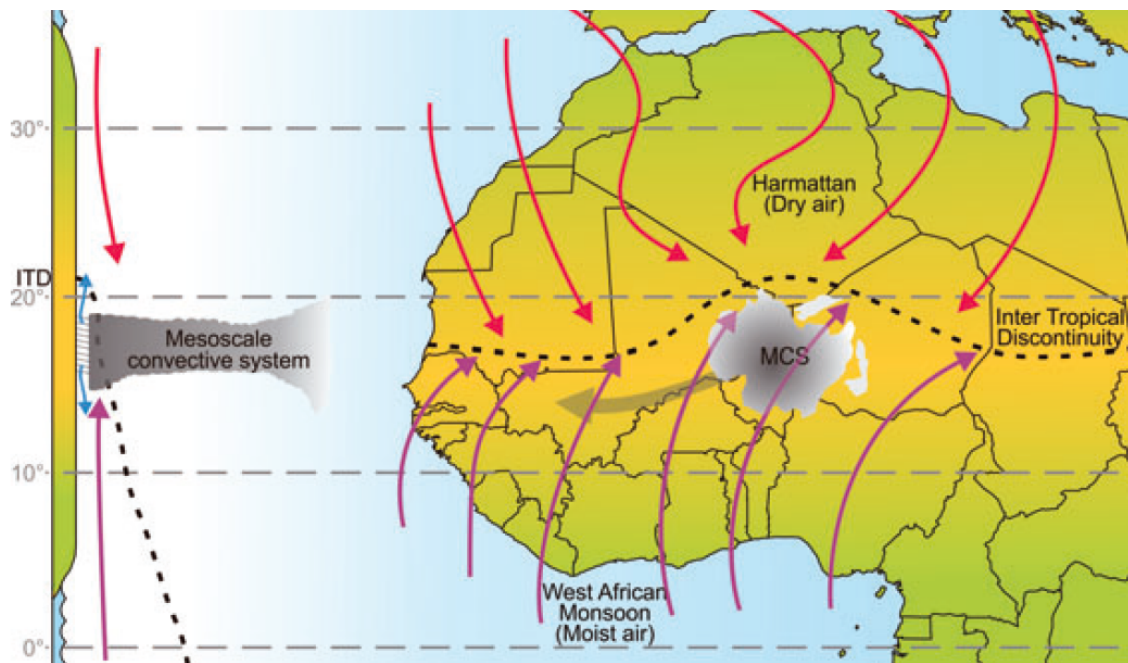


Abbildung 2.4: Schematische Darstellung der Oberflächenwinde verbunden mit dem West Afrikanischen Monsun (WAM). Gezeigt wird die Position der ITD, an der die trockenen Harmattanwinde aus dem Norden auf die feuchte Monsunluft aus dem Süden trifft. Entwicklung von MCSs südlich der ITD, produziert Cold Pools (blaue Pfeile), welche in die Sahara propagieren, entnommen aus Roberts und Knippertz, 2012.

2.2 African Easterly Jet und African Easterly Waves

Der afrikanische Oststrahlstrom ist ein bekanntes Merkmal der komplizierten zonalen Windstruktur, die im Sommer über Nordafrika gebildet wird. Er bildet sich bei etwa 15°N und 600 hPa aus (Fink, 2006). Eine ansteigende Baroklinität in den untersten Schichten der Troposphäre kommt durch den Temperaturkontrast zwischen der heißen Luft aus der Sahara und der kühlen Luft der Guineaküste zu Stande. Dort ist das saharische Hitzetief zu finden und es entsteht der AEJ. In der Regenzeit erfüllt der AEJ größtenteils das barotrope Instabilitätskriterium eines baroklinen Stahlstroms (Charney und Stern 1962). Eine notwendige Bedingung dafür ist, dass die meridionalen Ableitungen der isentropen potentiellen Vorticity und der bodennahe Gradient der potentiellen Temperatur ein entgegengesetztes Vorzeichen besitzen (Thorncraft und Hoskins, 1994; Fink, 2006). Folglich entstehen aus der barotropen Instabilität im Jetniveau westwärts wandernde Wellenstörungen. Diese ziehen meist über die afrikanische Westküste auf den Atlantik hinaus und können sich bis zum Ostpazifik ausbreiten. *Easterly waves* mit einer Periode von 3-5 Tagen werden über die komplette ITCZ beobachtet. Diese Wellen werden mit bestimmten Wolkenbereichen entlang der ITCZ assoziiert, welche mit einer Geschwindigkeit von etwa 5-10 m/s westwärts ziehen (Zipser, 1981). Aus den Beobachtungen aus GARP GATE erstellten Reed et al., 1977 eine kombinierte Analyse von acht Fallbeispielen von AEWs. Das hinreichende Kriterium der barotropen Instabilität für die Entstehung der Wellenstörung ist für alle Fälle erfüllt und westlich (vorderseitig) sowie im Zentrum der Störungen sind das Maximum an Konvergenz in bodennahen Schichten, maximale positive Vertikalbewegung sowie maximale Bewölkung und Niederschläge zu finden. In diesem Bild aus Monsunschicht, Hitzetief und AEJ fügt sich nun das der konvektiven Systeme, da sich in AEW-Trogregionen MCS bilden können. Diese sind wichtig für die Arbeit, da sie in Verbindung mit der Bildung von mittelhohen Wolken stehen können. Viele dieser Wellen werden mit sogenannten Böenfronten (engl.: „Squall line“) mit böig konvektivem Abwind verbunden. In diesem einige 100 km langen Band sind viele einzelne, konvektive Zellen zu finden. Sie verlagern sich mit einer Geschwindigkeit von etwa 14 m/s west-südwestlich (Hamilton et al., 1945). Voraussetzung für die Weiterentwicklung einzelner konvektiver Zellen in mesoskalige Systeme ist eine ausreichende vertikale Windscherung, welche durch die über der Monsunschicht mit südwestlichen Windkomponenten liegende Schicht mit Ostwind gegeben ist. In der unteren bis mittleren Troposphäre ist somit der Ostwind entscheidend für die westliche Verlagerung der konvektiven Systeme. Während der Phasen eines starken Hitzetiefs zeigt sich in der Monsunzeit eine deutlich positive Anomalie der Konvektionsaktivität im zentralen Sahel (Lavaysse et al., 2011). Diese ist auf die dann verstärkte Monsunströmung zurückzuführen. Als dynamischer Antrieb konvektiver Systeme agieren Wellenstörungen des Jets. Dieser komplexe Zusammenhang ist bisher aber noch nicht eindeutig geklärt und wird zum Teil noch kontrovers diskutiert (Reed et al., 1977, Payne et al., 1977, Fink et al., 2003). Die konvektiven Systeme sind häufig mit lokalen Zirkulationen verbunden, die Niederschlag in die Sahelzone bringen. Bis zu 50 % des gesamten Niederschlags dort kommt aus Böenfronten (Gaye et al. 2005) und nahezu alle Niederschläge nördlich von 12°N (Leroux 2001, Ch. 17). Es wird eine erhöhte Existenzwahrscheinlichkeit für MCSs vor und im Trog einer AEW, sowie in der trockenen Sahelzone im Norden und zusätzlich in der Region mit maximalen Südwinden hinter dem Trog, nachgewiesen. Die Wahrscheinlichkeit dass die AEWs an der Genese von MCSs beteiligt sind, steigt in der Küstenregion auf mindestens 50% an (Fink

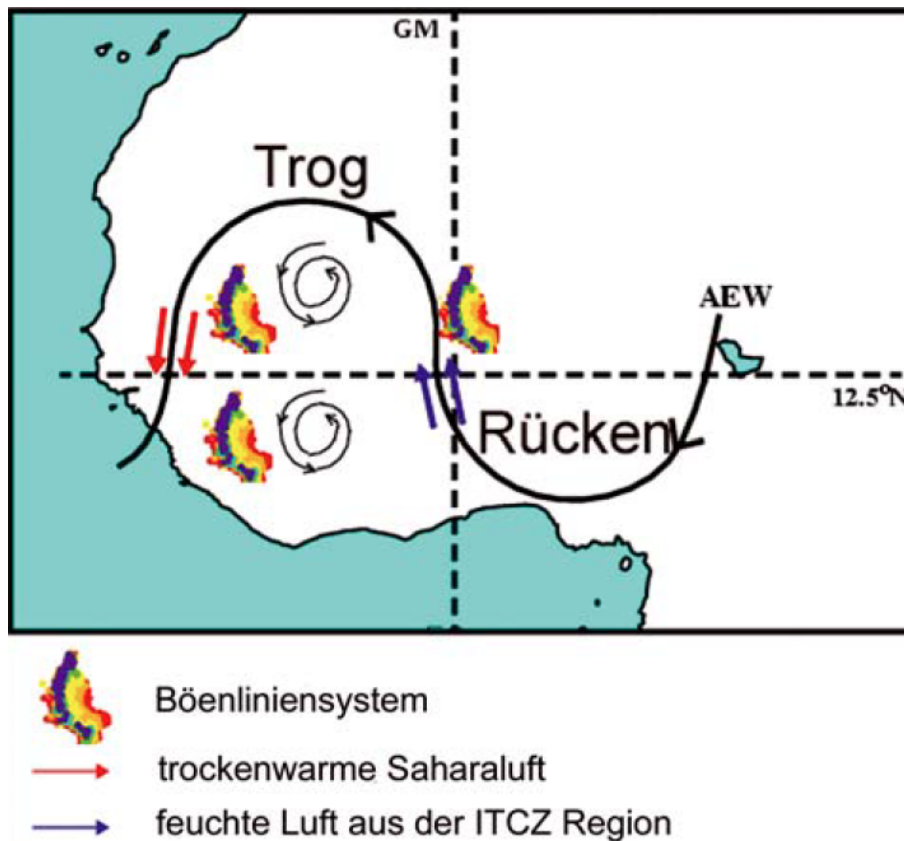


Abbildung 2.5: Schematische Abbildung einer AEW in 850 bis 700 hPa. Man erkennt die häufige Lage von *squall lines* in der Trogachse und vor dem Trog, aus Fink, 2006).

und Reiner , 2003). Somit können AEWs in der Regenzeit an der Quantität von Wolken und des Niederschlags beteiligt sein.

Mit dem Niederschlag und dessen Verdunstungsabkühlung in konvektiven Systemen bilden sich Abwinde. Der Niederschlag fällt auch in den Bereich des Aufwindes, wodurch dessen Auftrieb reduziert wird. Zudem wird durch den Abwind kältere Luft aus höheren Luftschichten mit nach unten transportiert. Über die Lebensdauer einer konvektiven Zelle bestimmt unter anderem der Abbau der Instabilität. Hierbei kommt es darauf an, wieviel Instabilität in Form von warmer und feuchter Luft nachgeliefert wird oder wie stark der Niederschlag durch die Verdunstungsabkühlung stabilisierend wirkt.

2.3 Meteorologie und Staub der Sahara

Die Atmosphäre der Sahara ist eine Schlüsselkomponente für das Klimasystem der Erde. Staub der Sahara stellt den Strahlungsantrieb, der bekannt für Unsicherheiten in Modellen ist (Lavaysse et al., 2011) und sein Einfluss erstreckt sich weit über den Atlantik, insofern er in die SAL geschleust wird (Karyampudi et al., 1978).

2.3.1 “Saharan Air Layer”

Die SAL bildet sich vom späten Frühjahr bis in den frühen Herbst hinein über der Sahara aus. Ab dem Frühjahr nimmt die solare Einstrahlung zu, womit sich das Hitzetief über der Sahara ausbildet und somit eine bodennahe Konvergenzzone entsteht. Der dadurch aufgewirbelte Staub gelangt in höhere Luftschichten bis etwa 500 hPa (Karyampudi et al., 1999). Die starke Erwärmung der Erdoberfläche führt zur Trockenkonvektion in einer Schicht vom Boden bis etwa 500 hPa. Durch den aus Südwesten heranströmenden Monsun und dem aus Norden kommenden Harmattan gleitet die SAL an ihrem südlichen Rand entlang der ITD auf die feuchte und kühle Monsunströmung auf und wird in höhere Luftschichten transportiert. Von dort gelangt sie mit dem AEJ auf den Atlantik und oftmals weiter. Eine schematische Darstellung ist in Abb. 2.6 gezeigt. Die Sahara ist die größte Quelle von Mineralstaub (Prospero, 1996). Die starke solare Einstrahlung kombiniert mit großskaliger Subsidenz über dem Nordafrikanischen Kontinent führt zu einer extrem trockenen Umgebung. Somit findet man dort die höchsten Oberflächentemperaturen und die höchste Grenzschicht (Cuesta et al., 2009). Der Staub interagiert direkt mit der infraroten und solaren Strahlung. Durch Absorption kurzwelliger Strahlung und gleichzeitiger Emission langwelliger Strahlung zurück zum Erdboden durch den enthaltenen Mineralstaub, bleiben hohe Temperaturen auch bei Advektion erhalten.

2.3.2 Transport

Durch die dynamischen und thermodynamischen Eigenschaften der Saharagrenzschicht (engl.: „saharan planetary boundary layer“, SPBL) werden Mineralstaubpartikel in größere Höhen transportiert. Auch Konvektion in der Grenzschicht und Staubteufel sind dafür bekannt, einen Transport des Staubs nach oben hervorzurufen, die Bedeutung ist aber noch umstritten (Marshall et al. 2008b). Der stärkste Vertikaltransport findet sehr häufig entlang der Isentropen an der ITD statt. In dem Konvergenzbereich der südwestlichen Monsunströmung und der nordöstlichen Harmattanwinde gelangen die Staubpartikel über die bodennahe Monsunschicht in die SAL. Wenn sie von dort aus das Niveau von etwa 600 hPa erreichen, transportiert dort der AEJ die Partikel auf den Atlantik hinaus.

2.3.3 Die Rolle der Mineralstaubpartikel

Die Staubpartikel können als Eiskeim (engl.: „ice nuclei“, IN) für Wolken und als Nährboden für die Biosphäre dienen, Schnee-/ Eisflächen verdunkeln und außerdem eine Gefahr für die Infrastruktur und menschliche Gesundheit sein (Carslaw et al., 2010). Eine Gegend ist besonders von den Partikeln betroffen: Bordj Badji Mokhtar (BBM), welche im Süden der algerischen Sahara liegt, misst im Sommer das Maximum der mittleren optischen Dichte der Aerosole (AOD) (Prospero et al., 2002). Der Transport der Staubpartikel ist aber schwer zu bestimmen, denn windgesteuerte Emission ist ein nicht-linearer Prozess. Gemäß einer weitverbreiteten Parametrisierung der Hebung von Staub von Marticorena et al. (1995) ist der vertikale Massenfluss der Erdoberfläche proportional zu

$$\frac{\rho_a}{g} u_*^3 \cdot \left(1 + \frac{u_t^2}{u_*^2}\right) \left(1 - \frac{u_t^{*2}}{u_*^2}\right) \quad (2.1)$$

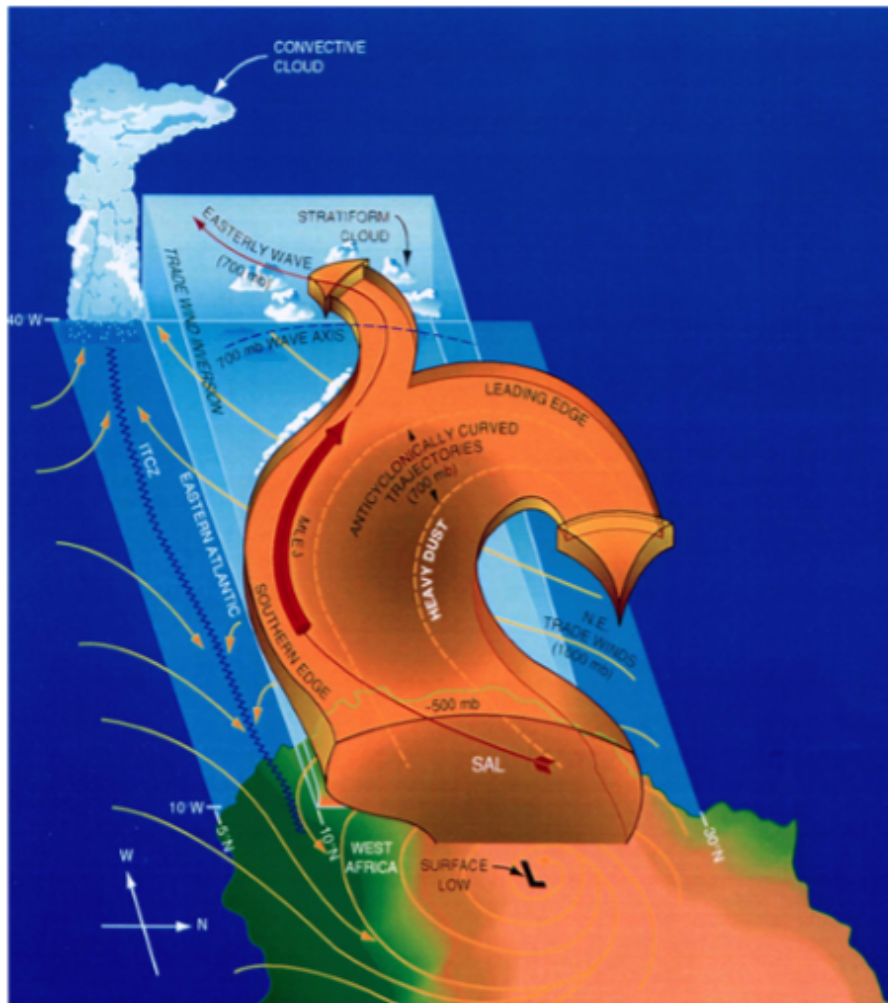


Abbildung 2.6: Schematische Darstellung der SAL, westwärts schauend. Die SAL strömt Richtung Westen quer zur Achse einer easterly wave und in Richtung Norden antizyklonal. Die orangefarbenen, durchgezogenen Linien repräsentieren die Winde an der Erdoberfläche; die ITCZ wird deutlich, da die Strömungslinien dort zusammenströmen. nach Karyampudi et al., 1978 und angepasst durch Schmidberger, 2010.

mit ρ_a als Dichte für die Luft, g die Gravitationsgeschwindigkeit, u^* der Reibungsgeschwindigkeit und u_i^* ein Grenzwert der Reibungsgeschwindigkeit abhängig von der Oberflächenbeschaffenheit. Da dies eine kubische Funktion ist, haben kleinskalige hohe Windgeschwindigkeiten potentiell einen erheblichen Effekt auf die Staubemission. Der relative Beitrag ist bisher aber noch nicht gut untersucht (Knippertz, 2012). Eine Aufwattung des Monsuns lässt Staub aufsteigen (Boukaram et al., 2008) und ein *Cold-Pool-outflow* durch Konvektion lässt sogenannte *Haboobs* entstehen (Flamant et al., 2009). Der *cold pool* ist eine der markantesten Begleiterscheinungen eines MCS. Er entwickelt sich direkt unter oder etwas hinter dem Bereich der stärksten Konvektion und beeinflusst die Zugbahn der Gewitterzelle maßgeblich. Er markiert innerhalb der Zelle den Bereich, bei dem Luftpakete negativen Auftrieb erfahren und zu Boden sinken. In globalen Modellen wird dies aber nicht oder nur wenig repräsentiert (Marshall et al., 2011a). Schließlich kann die SAL in niedrigere Breiten, zum Teil bis zum Atlantik transportiert werden. Dort kann sie in der mittleren Troposphäre die Wolkendynamik durch Eintrag trockener, warmer und staubhaltiger Luft beeinflussen.

2.3.4 “The Saharan Upper Boundary Layer Jet”

Neben dem nächstlichen Strahlstrom (engl.: „Low Level Jet“, LLJ) in der unteren Troposphäre, welcher zwischen einer Höhe von 1000 und 2000 Metern liegt, zeigen Ergebnisse von Marsham (2013), dass ein zweiter Jet zwischen etwa 3000 und 5500 Meter existiert. Dies ist der sogenannte „Saharan upper boundary layer jet“. In diesem Niveau zeigen Radiosondendaten eine Abnahme der relativen Feuchte, vor allem in den Morgenstunden zwischen 00 und 09 UTC. Dieses Minimum ist konsistent mit dem Minimum der Wolkenbedeckung um 06 UTC. In dieser Schicht sind Windgeschwindigkeiten zwischen 10 und 18 UTC minimal, vermutlich weil sie durch die Grenzschicht konvektiv gehindert werden. Nach 18 UTC nimmt die Geschwindigkeit zu. Der Wind bringt bis 09 UTC trockene Luft, danach wird die Schicht durch Konvektion feuchter. Dieser Jet ist mit dem täglichen Kreislauf der Feuchtigkeit und Wolken verbunden. Die Konvektion in der Sahara ist stärker und durch die Dicke der Grenzschicht dort, wird der Wind bei 650 hPa immer noch durch Konvektion vom Erdboden beeinflusst. Dadurch wird der Wind trotz seiner Höhe durch die Oberfläche gebremst, was eine Entstehung des *upper boundary layer jet* erlaubt.

2.4 Tropische Inversionen

Radiosondenaufstiege die über dem tropischen West-Pazifik gemacht wurden, zeigen Temperatur- und Feuchtestörungen nahe des Gefrierlevels. Ähnliche stabile Schichtungen auf derselben Höhe wurden über dem tropischen Ost-Pazifik beobachtet. Diese wurden auf großskalige Subsidenz des Subtropenhochs zurückgeführt (Haraguchi, 1968). Zusätzlich wurde auch eine Umkehrung des Profils der spezifischen Feuchte auf nahezu der selben Höhe gefunden (Betts et al., 1987). Die Inversionen der spezifischen Feuchte auf Höhe des 0°C Levels werden in Verbindung mit Trockenlufteinträge („dry intrusions“) aus den Subtropen gebracht (Parsons et al., 1994). Da die stabilen Schichtungen häufig während Perioden mit starken Regenfällen gefunden werden, könnten sie eine Erscheinungsform dieser und damit ein Teil der Schmelzprozesse in Niederschlagssystemen sein, welche zur Produktion isothermer, einige 100 Meter mächtigen Schichten kurz unterhalb des melting levels tendieren (Findeisen et al., 1940). Trotzdem zeigen andere Messungen, dass Temperaturinversionen auch in sehr trockener Umgebung, fernab von Konvektion zu finden sind. Hier müssen andere Mechanismen in ihre Bildung involviert sein, auch wenn in einigen der untersuchten Fälle die Erklärung der Entstehung als Übrigbleibsel aus der Schmelzschicht konvektiver Systeme passen kann. Ähnliche Inversionen wurden auch schon an anderen Stellen in den Tropen beobachtet. Mechanismen zur Bildung stabiler Schichtungen sind zur Zeit somit noch nicht ausreichend geklärt. Es könnten folgende Mechanismen eine Rolle bei der Bildung der Inversionen spielen:

- Advektion
- Subsidenz
- Strahlungseffekte der Wolken
- Schmelzeffekte innerhalb kräftiger Konvektion

Weiter gibt es Hinweise, dass stabile Schichtungen nahe der 0°C-Grenze die tropische Wolkenbildung beeinflussen. Über Westafrika wurden bisher keine solcher Untersuchungen über Inversionen in der mittleren Troposphäre durchgeführt.

2.5 Wolkenstruktur während des Monsuns

Stein et al. (2011) beschreiben die vertikale Verteilung der Wolken während des westafrikanischen Monsuns. Diese Wolkenstruktur ist in Abb. 2.7 zu sehen. Über der Guineaküste findet man nächtlichen Stratus, der im Laufe der Nacht potentiell nordwärts zieht (Schrage et al., 2007) und transportiert Feuchtigkeit für flache Konvektion und Congestus am Tage. In Abb. 1.4. zeigt die Kombination aus CloudSat und CALIPSO eine Altocumulusschicht, die sich von der Küste durch die Gebiete mit hoher Konvektion bis zur Sahara erstrecken. Dort befindet sie sich dann an der Obergrenze der SAL. Altocumuli bestehen am Tage und in der Nacht meist aus unterkühltem Wasser, was aus dem Rückstreusignal des CALIPSO-Lidars zu sehen ist (Delanoe et al., 2010). Kräftige Konvektion ist zwischen 5°N und 15°N zu finden.

2.6 Trimodales Wolkenmodell

Zwei Wolkentypen betrachtete man in den Tropen bisher als dominant: Cumulus und Cumulonimbus. Beide können isoliert voneinander oder in Gruppen auftreten. Typische Cumulonimbi treten meist in großskaligen Systemen wie Böenfronten oder MCSs auf (Houze, 1977). Die flachen Cumuluswolken im Passatwindregime kondensieren Wasser, aber ihre primäre Rolle ist es, Feuchte aufwärts zur Passatwindinversionsschicht zu transportieren um dem Austrocknen durch Subsidenz entgegenzuwirken (Betts, 1975). Gigantische Cumulonimben sind notwendig um den vertikalen Transport der Wärmeenergie vom Erdboden des Äquators zu erbringen, wie in Abb 2.8 dargestellt. Cumuli sind durch die Passatinversion in ihrer vertikalen Ausbreitung begrenzt. Malkus et al. (1964) dokumentierten, dass eine Fülle an anderen Wolkentypen in den Tropen existiert. Dies wurde wenig später vom Global Atmospheric Research Program Atlantic Tropical Experiment (GATE) über Radarstudien von tropischer Konvektion gefestigt (Houze, 1977). Die Ergebnisse aus GATE werden weiter durch Ergebnisse aus Radiosondenaufstiegen (Johnson et al., 1980) unterstützt. Drei individuelle stabile Schichten sind in der Troposphäre zu beobachten, woraus sich folgern lässt, dass es in der Region des GATE-Projektes drei Haupttypen konvektiver Wolken mit Wolkenobergrenzen charakteristisch nahe 800, 500 und 250 hPa gibt. Dennoch bleibt es schwierig höhere Wolken und ihre genau Lage aufzufinden, da sie von tieferen Wolken verdeckt werden. Diese Erkenntnis suggeriert, dass Cumulus congestus die gleiche Aufmerksamkeit wie flache Cumuli und Cumulonimbi in konzeptionellen Modellen der tropischen Wolkenpopulation bekommen sollte. Abb. 2.9 zeigt die Ergebnisse aus TOGA-COARE (Tropical Ocean - Global Atmosphere Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment). Die Ergebnisse zeigen drei Level vergrößerter Stabilität übereinstimmend mit der Passatwindinversion bei 2 km, dem 0°C Level bei etwa 5 km und der Tropopause bei 16 km. Die schwächste Schicht ist die nahe der 0°C Grenze, welche in Beziehung mit den Schmelzprozessen (Johnson et al., 1996) oder durch Subsidenz bei langwelli-

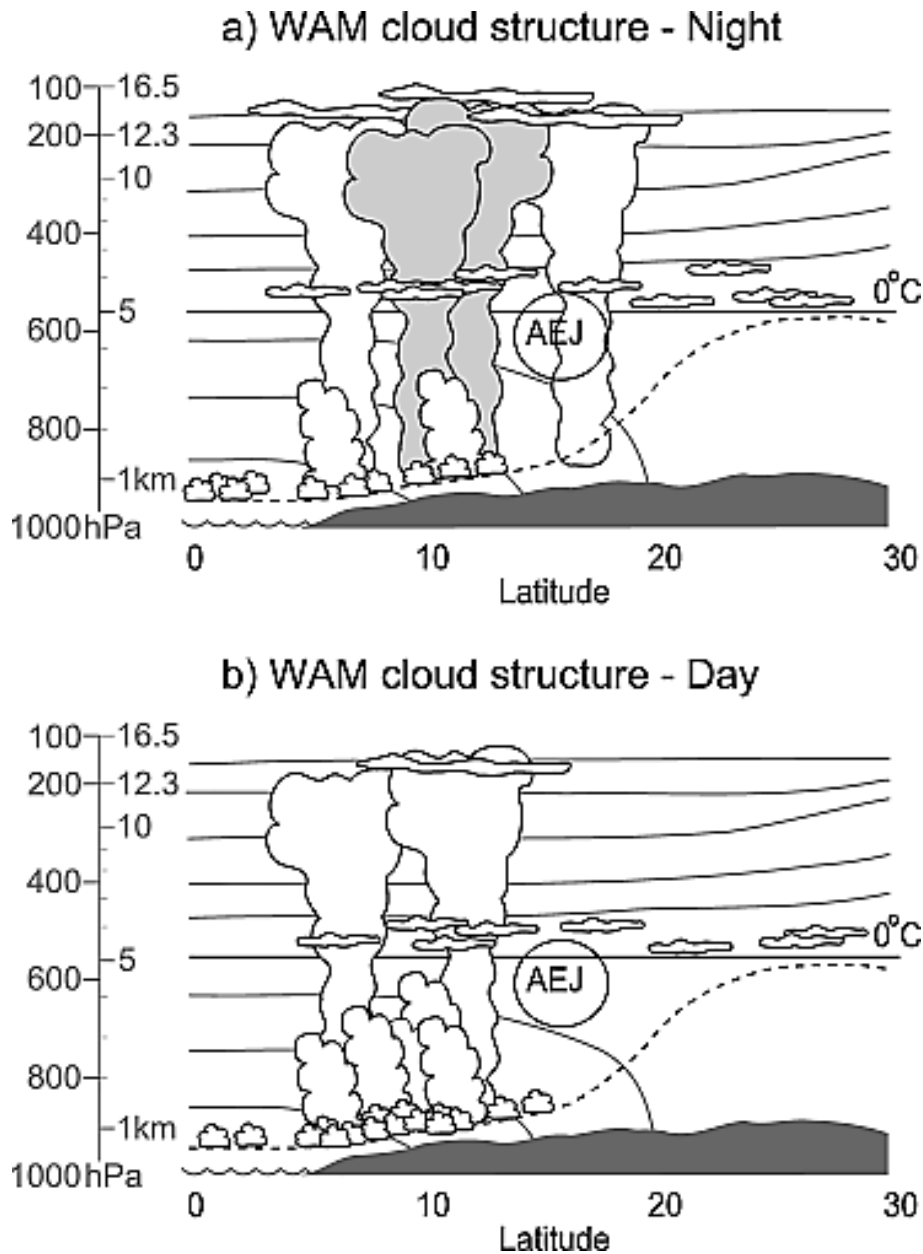


Abbildung 2.7: Schematische Darstellung der vertikalen Wolkenstruktur während des WAMs. Die Beobachtungen wurden a) nachts (01:30 LT) und b) am Tage (13:30 LT) durch CloudSat und CALIPSO gemacht. Druck als Vertikalkoordinate. Die Dicke, durchgezogene Linie bezeichnet das gemittelte 0°C-Level, graue durchgezogene Linien beschreiben Linien konstanter potentieller Temperatur. Weiter ist die mittlere Lage des AEJ gezeigt und die Mischungsschicht als gestrichelte Linien. Grau schattierte Wolken bedeuten ein häufiges Auftreten. Stein et al., 2011.

gem Strahlungsabkühlen von mittelhohen Wolken steht (Posselt et al., 2008). Während Schmelzprozesse wichtig für die Anfangsformation der stabilen Schicht sind, zeigen die Ergebnisse, dass Absinken durch strahlungsbedingtes Abkühlen wichtig für die Aufrechterhaltung ist. Dies ist der Fall, da durch den Absinkprozess die kältere Luft nach unten transportiert wird und somit die darüberliegende Luft wärmer ist. Die Passatinversion ist am mächtigsten an den Stellen, an denen *easterly waves* auftreten, konsistent mit dem Maximum der Divergenz in der unteren Troposphäre und dem Luftentzug durch Cumuluswolken auf dieser Position (Thompson et al. 1979, Johnson

nen können das Wolkenwachstum begrenzen, da Cumulus congestus oft starke Lufteinmischung (engl.: „Entrainment“) durch den *warm pool* erfahren und große Wassertröpfchen wesentliche Bestandteile der Wolke sind, sodass ihr Hebungsantrieb gering ist (Betts 1982, Xu, 1989). *Entrainment* kann die effektive Wolkengröße über dem *warm pool* einschränken, da oft mittelhohe Trockenheit durch Trockenlufteinflüsse, *dry-intrusions*, der Subtropen zu finden ist (Parsons et al., 1994). Divergenz-Peaks in der unteren bis zur mittleren Troposphäre repräsentieren vermutlich *Detrainment* von Cumulus und Cumulus congestus Wolken. Es ist ein Anstieg der Wolkenanzahl zu verzeichnen, wenn die Meeresoberflächentemperatur ansteigt. Folglich findet man eine große Anzahl Congestuswolken, wenn sich MCSs organisieren und wenn die 0°C Grenze am kräftigsten ist. Die Mengenbestimmung der Wolken in der folgenden Abb. 2.10 von Parker et al. (2011) aus Beobachtungen mit CloudSat und CALIPSO unterstützen das trimodale Konzept der tropischen Konvektion innerhalb der meridionalen und täglichen Variation des Westafrikanischen Monsuns.

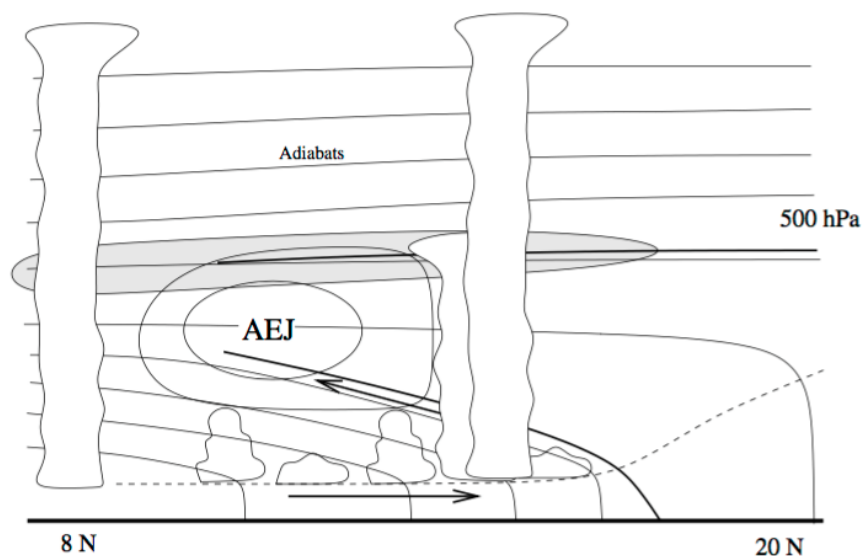


Abbildung 2.10: Grafik über den idealisierten vertikalen Aufbau der Troposphäre über Westafrika im Breitengrad-Höhen-Schnitt. Dabei ist die Mischungsschicht (gestrichelt), die Monsunsschicht (=barokline Zone, untere dick durchgezogene Linie) und die darüberliegende adiabatische SAL (Begrenzung durch die fetten Adiabaten angedeutet) erkennbar. Der AEJ, eine Stratocumulussschicht (grauer Bereich) und Cumulusbewölkung sind sichtbar, deren Menge und Dicke Richtung Süden zunimmt (Parker et al., 2011). Zusätzlich ist die meridionale Zirkulation angedeutet, welche an diesem Tag beobachtet wurde (Pfeile).

2.7 Mikrowolkenphysik der mittelhohen Wolken

Thema dieser Arbeit sind neben Inversionen auch Wolken der mittleren Troposphäre, welche wegen ihrer intermediären Höhe in der Atmosphäre typischerweise durch unterkühltes Wasser entstehen. Flüssige Wassertropfen können im unterkühlten Status Temperaturen bis zu -40°C erreichen bis sie gefrieren. Dieser Prozess, bei dem keine Eiskeime beteiligt sind, nennt man homogenes Gefrieren. Eiskristalle können sich entweder homogen ohne Eiskeim oder heterogen mithilfe eines Aerosols bilden (Pruppacher und Klett, 1997). Einige solcher Eiskeime (IN), wie z.B. Wüstenstaubpartikel, werden bei nur wenigen Grad unter Null aktiviert und die Anzahl der aktivierten IN

steigt exponentiell mit abnehmender Temperatur (Hoose und Möhler, 2012). Mittelhohe Wolken sind die einzigen (nicht stark-konvektiven) Wolken, die entweder über die Eis- oder Wasserphase verfügen können (Zhang 2005). Für die Wolkenbildung können Wüstenstaubpartikel als Kondensationskeim (engl.: „Cloud condensation nuclei“) (CCN) dienen.

2.7.1 Typen der mittelhohen Wolken

Mittleres Level bedeutet, dass diese Wolken mit der Höhe der mittleren Troposphäre, die vom Breitengrad abhängig ist, korrespondieren. Denn die mittlere Höhe der Tropopause nimmt mit steigendem Breitengrad ab. Es existieren zwei Kategorien von mittelhohen Wolken, die sich beide klar voneinander unterscheiden (Houze, 1993):

- Altocumulus (Ac),
- Altostratus (As).

Die Bestandteile der mittelhohen Wolken in den Tropen, die in Verbindung mit Inversionen wie in Kap. 2.6 stehen, sind noch nicht ganz klar. Beide Typen müssen auch nicht unbedingt Niederschlag bringend sein.

2.7.2 Schmelzschicht in konvektiven Systemen

Regentropfen in konvektiven Systemen starten ihre Entwicklung als Eiskristalle in der oberen Region der Wolke, wie in Abb. 2.11 dargestellt. Kleine Eiskristalle, die durch heterogene Nukleation an einem Eiskeim entstanden sind, wachsen durch Anlagerung des Wasserdampfs aus der Umgebung zu großen Eiskristallen. Der Wasserdampf der zum Wachsen der Eiskristalle nötig ist, wird durch kleine unterkühlte Wassertröpfchen geliefert. Flüssige Wassertropfen können unterhalb 0°C existieren ohne dass sie gefrieren. Nach der Clausius-Clapeyron-Gleichung ist der Sättigungsdampfdruck über Wasser größer als über dem Eis. Wenn Wassertröpfchen und Eiskristalle in einer Wolke koexistieren, lagern sich deshalb Tröpfchen auf Eiskristallen ab. Unter diesen Bedingungen wachsen die Eiskristalle gemäß dem Bergeron-Findeisen-Prozess. Um dieses Wachstum zu unterstützen muss ständig Feuchtigkeit von unten nach oben transportiert werden. Diese aufsteigende Luft ist jedoch zu schwach um eine Abwärtsbewegung der wachsenden Eiskristalle zu verhindern (Houze, 1977). Sobald die fallenden Eiskristalle auf das Temperaturniveau von etwa -16°C fallen, beginnen sie zu bereifen und Aggregation setzt ein. Beim Erreichen des -6°C-Levels vergrößert sich der Aggregationseffekt, wonach große Schneeflocken gebildet werden. Wenn diese dann unterhalb des 0°C-Levels fallen, beginnen sie zu schmelzen. Dieser Schmelzprozess findet in einem begrenzt vertikalen Bereich statt, der sich „*melting layer*“ nennt. Die Schmelzschicht ist nicht sehr mächtig, sodass es unwahrscheinlich ist, dass sie über mehrere Tage besteht. Kondensation kann innerhalb einer Schicht mit schmelzenden Eispartikeln auftreten, wenn die relative Feuchte sehr hoch ist ($\approx 100\%$) und die Temperatur über 0°C liegt. Durch das Schmelzen kommt es zu diabatischem Abkühlen, was die relative Feuchte erhöht. Folglich besteht die Möglichkeit, dass diabatisches Abkühlen während Schmelzprozessen die Bildung von mittelhohen Wolken, speziell am Gefrierlevel, unterstützt.

Die Prozesse sind in der Grafik 2.11 gezeigt. Durch das Abkühlen der Umgebungsluft aufgrund

der Schmelzprozesse, kann die Luft dort zusätzlich absinken, wodurch die Bildung einer stabilen Schichtungen begünstigt werden könnte.

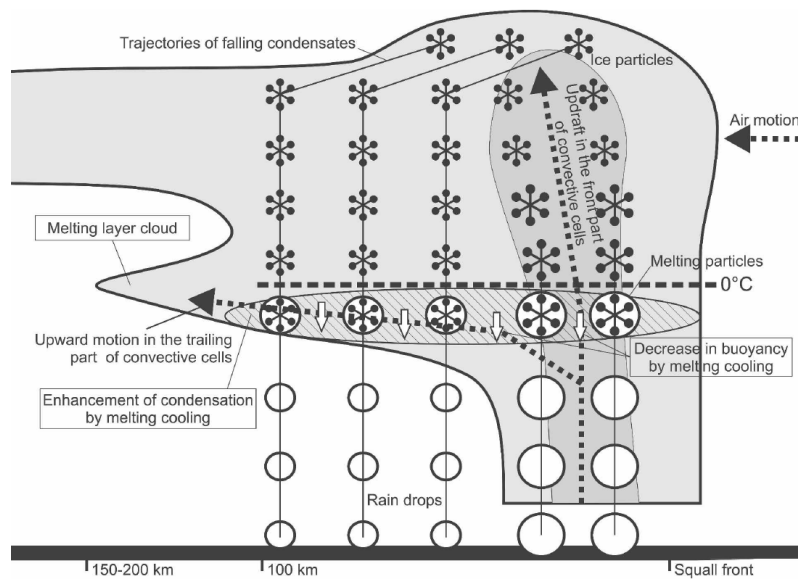


Abbildung 2.11: Schema der Bildung einer melting-layer Wolke, aus Yasunaga, 2007.

3 Ziel der Arbeit

Klimamodelle unterschätzen mittelhohe Wolken und ihre Auswirkungen auf den Strahlungshaushalt in den Tropen. Berechnungen, die den Strahlungstransfer nutzen, zeigen, dass tropische mittelhohe Wolken einen Abkühlungseffekt auf das Klima haben, der von der Größenordnung so groß sein könnte, wie der Erwärmungseffekt von Cirren (Bourgeois et al., 2016). Mittelhohe Altostratus- und Altocumulusfelder treten häufig über dem südlichen Westafrika während der Monsunzeit zwischen Mai und Oktober auf (Stein et al., 2011). Oft kommen sie als Folge von großen MCSs vor und sind deshalb in der Nacht und während den frühen Morgenstunden am ausgeprägtesten. Ein anderer möglicher Mechanismus der Bildung ist Hebung (durch z.B. Vortices in der unteren Troposphäre) in eine nahezu gesättigte, mittlere Troposphäre, wie sie häufig zum Höhepunkt des Monsuns, zwischen Juni und August, nahe der Guineaküste zu finden ist. Weiter ist auch ein Detrainment auf dieser Höhe durch Cumulus Congestus oder Cumulonimbus als Bildungsmechanismus denkbar. Die letzten beiden der Entstehungsmechanismen werden durch eine mittelhohe (500-600 hPa) Inversionsschicht unterstützt. Einige dieser Wolken werden auf der Höhe oder unterhalb einer mittelhohen Inversionsschicht zwischen 500 und 600 hPa beobachtet. Die Gründe dafür wurden bisher nicht erforscht.

Eine Erklärung dieser Inversionen könnte die südwärts gerichtete Advektion stabiler Schichtungen oberhalb der Grenzschicht der Sahara sein. Ein alternativer Ansatz ist das Entstehen einer stabilen Schicht unterhalb der *melting layers* in einem konvektiven System. Weiter kann die Inversion auch ein Ergebnis mittelhoher Subsidenz, angetrieben durch großskalige Zirkulation der Hadleyzelle, sein. Die drei Mechanismen müssen dabei nicht unabhängig voneinander sein.

Haraguchi, 1968 untersuchte Inversionen über dem tropischen Ostpazifik im Winter 1964 und begründete die Beobachtungen mit großskaliger Subsidenz einer Antizyklone mit Zentrum über Zentralamerika. Die vorliegende Arbeit befasst sich mit diesem Problem, zusammen mit einer statistischen Untersuchung der Vorkommnis mittelhoher Inversionen über Westafrika. Zunächst wird geschaut, ob ähnliche Inversionen auch über Westafrika während der Monsunzeit zu finden sind. Dazu werden Radiosondendaten aus dem AMMA-Projekt, 2008, benutzt. Als erstes werden dazu thermodynamische Profile in Skew-T-log-p-Diagrammen erzeugt. Darauf folgt eine Charakterisierung der Inversionen für verschiedene Stationen in Westafrika und für unterschiedliche Jahre. Die Entstehungsmöglichkeiten der Inversionen wurden nach derzeitigem Stand in Kap. 2.4 beschrieben. Infolgedessen werden mittelhohe Wolken aus Beobachter- und Satellitendaten analysiert um einen etwaigen Zusammenhang zu diskutieren. In Kap. 5.2.2 werden Rückwärtstrajektorien berechnet um die Herkunft der Luftmassen auf der Höhe der Inversionen zu klären. Schließlich wird ein Fallbeispiel gegeben, bei dem der Messflug im Rahmen des MICWA-Projektes ausgewertet wird und aufgestellte Thesen überprüft und angewendet werden. Ziel der vorliegenden Masterar-

beit ist es, zu einem besseren Verständnis über das Vorkommen und die Entstehung mittelhoher Inversionen und Wolken über Westafrika zu kommen und somit den Beitrag dieser in globalen Klimamodellen zu verbessern.

4 Daten und Methoden

In folgender Arbeit wird das Vorkommen von Inversionen und mittelhohen Wolken im Jahre 2002 und 2006 an unterschiedlichen Orten in Westafrika untersucht. Dabei wird jeweils der Zeitraum von Mai bis Oktober betrachtet. Zu diesem Zeitraum befindet sich Westafrika in der sommerlichen Regenzeit, welche durch den Monsun gesteuert wird.

4.1 Stationsmerkmale und Radiosondendaten

An der Station in Parakou, welche in der Sudanzone liegt, wurden im Rahmen der IMPETUS-Kampagne (Integratives Management Projekt für einen Effizienten und Tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika) während des Sommermonsuns 2002 von Mai bis Mitte Oktober zweimal täglich Radiosonden aufgelassen. Während der AMMA (African Monsoon Multidisciplinary Analysis) Feldkampagne 2006 wurden alle Radiosondendaten von Abuja (Nigeria), Cotonou, Parakou (beide Benin), und Tamale (Ghana) untersucht. Die Aufstiege dort wurden bis zu acht Mal am Tag vollzogen. Weitere für das Jahr 2006 untersuchte Stationen sind Niamey (Nigeria) und Abidjan (Elfenbeinküste). Die Stationen Abidjan und Cotonou befinden sich beide direkt an der Küste. Niamey ist die nördlichste zu untersuchende Station. In Tabelle 4.1 sind alle Informationen aufgelistet: Die Radiosondendaten aller Stationen sind hochaufgelöste Daten, welche alle zwei Sekunden Daten ausgeben. Diese wurden mit Vaisala-Sonden gemessen. Die Anzahl der Aufstiege sind in Tabelle 4.1 mit und ohne Intensivperiode gegeben. In der Intensivperiode fanden 8 Aufstiege pro Tag statt. Trotz der teilweise großen Messhäufigkeit gibt es in dem für die Arbeit relevanten Zeitraum oftmals weniger Daten. Dies kann Folge von Ausfällen und Reparaturen sein, die in Westafrika nicht selten sind.

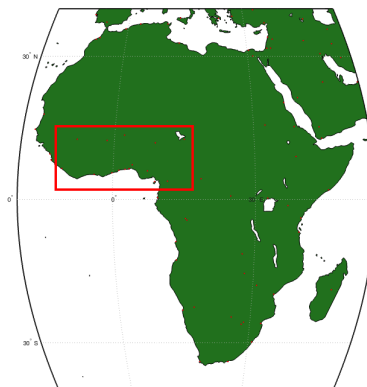


Abbildung 4.1: Übersichtskarte von Afrika, mit einem roten Fenster markiert ist das für die Arbeit interessante Gebiet.

Tabelle 4.1: Übersicht der ausgewählten Stationen. Dargestellt sind neben den Stationscharakteristika auch die Anzahl der Aufstiege, die pro Tag gemacht wurden und die Perioden der Intensivphasen. Cotonou und Parakou hatten jeweils zwei Intensivphasen mit acht Aufstiegen pro Tag.

Stationsname	Stationsnummer	Land	Höhe (m)	Anzahl Aufstiege (pro Tag)	Intensivphase	Koordinaten
Abuja	65125	Nigeria	490	2	22.06.06 - 30.06.06	9.07°N 7.48°E
Abidjan	65578	Elfenbeinküste	10	2	-	5.25°N 3.94°E
Cotonou	65344	Benin	5	6	20.06.06 - 30.06.06 01.08.06 - 15.08.06	6.52°N 2.40°E
Niamey	61052	Nigeria	222	3	-	13.48°N 2.17°E
Parakou	65330	Benin	392	4	15.12.05 - 30.06.06 01.08.06 - 15.08.06	9.35°N 2.62°E
Tamale	65418	Ghana	151	8	04.03.06 - 08.10.07	9.41°N 0.85°E

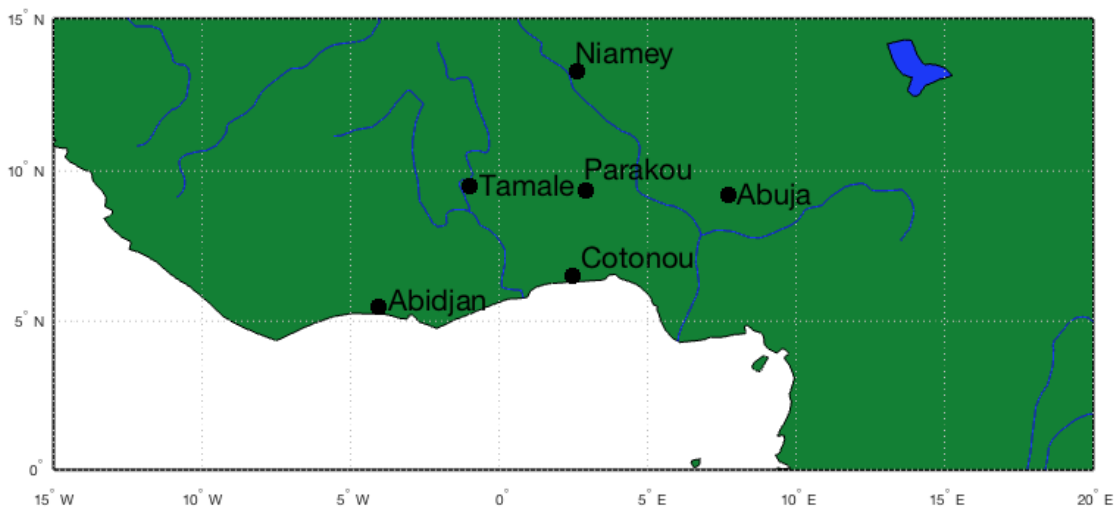


Abbildung 4.2: Übersichtskarte der untersuchten synoptischen Stationen.

4.2 Methode zur Analyse der Inversionen

Für die Untersuchung der Stabilität und der mittelhohen Wolken werden Radiosondendaten aus 2002, 2006 und 2007 von meteorologischen Stationen verwendet. Die Stationen befinden sich im Süden von Westafrika, nahe der Guineaküste. Für alle Datensätze werden die Inversionshöhe und -dicke, Temperatur, Temperaturanstiege, relative Feuchte, Windrichtung und -geschwindigkeit

analysiert. Um einen Überblick zu erhalten, wurden alle verfügbaren Daten in Skew-T-log-p-Diagramme aufgetragen. Dies ist ein thermodynamisches Diagrammpapier, in dem die Lufttemperatur, der Taupunkttemperatur, die Windgeschwindigkeit und die Windrichtung in Abhängigkeit der Höhe abgebildet wird. Die hierfür notwendigen Daten werden von Radiosonden ermittelt, die von den Wetterstationen in die Atmosphäre aufsteigen. Die zeitlichen Abstände der Aufstiege variieren von Ort zu Ort und können auch in unregelmäßigen Abständen vorkommen. Da der Luftdruck über die barometrische Höhenformel exponentiell mit der Höhe zusammenhängt, wird die Höhenskala bei Skew-T logarithmisch dargestellt. Der Taupunkt ist ein Maß für die absolute Feuchte. Die relative Feuchte lässt sich aus dem Abstand zwischen der Taupunktkurve und der Umgebungstemperaturkurve ablesen. Berühren sich die beiden Kurven, beträgt die Luftfeuchtigkeit 100%. Normalerweise nimmt die Temperatur mit steigender Höhe ab. Ist das nicht der Fall, spricht man von einer Temperaturinversion. Dies lässt sich im Skew-T erkennen, wenn die Temperaturkurve deutlich nach rechts geneigt ist. Diese Methode dient lediglich dem ersten Überblick. Darauf wird durch ein Matlab-Programm nach Inversionen und ihren Eigenschaften gesucht. Dies geschieht, indem man ansteigende Temperaturwerte sucht und danach jeweils die Höhe des ersten Wertes vor dem Temperaturanstieg ausgibt. Nach dieser Methode würde jeder Temperaturanstieg ausgegeben werden. Da man hier aber zwischen Messfehlern bzw. kurzfristigen Temperaturanstiegen und Inversionen unterscheiden muss, wurde die Bedingung einer Inversionsdicke von mindestens 1,5 hPa eingeführt. In einer Höhe von 400 hPa entsprechen 1.5 hPa etwa 24.5 m, bei einer Höhe von 600 hPa sind dies 19.5 m. Da uns Inversionen in der mittleren Troposphäre interessieren, wird die weitere Randbedingung, dass nur zwischen 400 und 600 hPa gesucht wird, eingeführt. Aus den Daten werden folgende Inversionseigenschaften am untersten und obersten Ende direkt bestimmt:

- die Inversionshöhe und in hPa und Metern,
- die Windrichtung und -geschwindigkeit in allen Höhen
- die maximale relative Feuchte in % unterhalb der Inversion.
- die Temperatur

Die Inversionsdicke und die Temperaturzunahme mit der Höhe (dT/dz) werden daraufhin berechnet. dT/dz wird auf 100 m standardisiert um einen direkten Vergleich zwischen den Inversionen zu schaffen. Um herauszufinden aus welcher Richtung der Wind kommt und ob sich trockene Luft aus der Sahara mit gegebenenfalls Wüstenstaub in höheren Lagen oberhalb der Inversionen befindet, werden Windpfeile mit in die Diagramme gezeichnet. Zunächst werden die Datensätze aus Parakou herangezogen. Diese existieren für die Jahre 2002, 2006 und 2007, womit ein direkter Vergleich zwischen den drei Jahren erfolgen kann. Die Übersichtskarte in Abb. 4.2 zeigt u.a. die betrachteten synoptischen Stationen.

4.3 Mittelhohe Wolken

In diesem Abschnitt wird vorgestellt, in welcher Weise das Auftreten der mittelhohen Wolken analysiert wird. Für diese Arbeit wird nach Altocumulus (Ac) und Altostratus (As) gesucht und wie

oft sie auftreten. Um dies zunächst anhand der Radiosondendaten zu ermitteln, wird die maximale relative Feuchte unterhalb der Inversion gemessen und dokumentiert. Ist die relative Feuchte oberhalb von 80% geht man davon aus, dass sich hier Wolken befinden können. Zudem werden Beobachterdaten hinzugezogen, die im nächsten Abschnitt erläutert werden.

4.3.1 ISD Daten

Die auszuwertenden Daten für diese Arbeit stammen vom Globalen Telekommunikationssystem (GTS). Das GTS stellt schnell und kostengünstig viele Daten bereit. Durch den extrem hohen Informationsgehalt der meteorologischen Beobachtungen, wird eine besonders kompakte Art des Datentransfers verlangt. Hierzu werden die meteorologischen Daten jeder WMO (World Meteorological Organization)-konformen Wetterstation auf Land und See nicht in Textform verschickt, sondern codiert übermittelt. Diese Informationen können danach wieder decodiert werden. Die Wettermeldungen werden zu den synoptischen Hauptterminen (00, 06, 12, 18 UTC) und zu 4 Nebenterminen (03, 09, 15, 21 UTC) versandt. Das NOAA's National Climatic Data Center (NCDC) startete das Integrated Surface Database (ISD) Projekt im Jahr 1998. ISD beinhaltet mehr als zwei Billionen Wetterbeobachtungen von mehr als 20.000 Stationen weltweit. Um die Ergebnisse der Radiosondendaten mit den Wolkendaten zu vergleichen und die Ergebnisse zu bestätigen, werden diese Wetterbeobachtungen nach mittelhohen Wolken durchsucht. Für mittelhohe Wolken gibt es eine spezielle Gruppe von Zahlen, die Informationen darüber geben, welche Art der Wolken zu finden sind, in welcher Höhe und wie groß der Bedeckungsgrad ist. Der Code ist von der WMO definiert worden. Folgender Code gibt Angaben über mittelhohe Wolken:

$$8N_SCh_Sh_S. \quad (4.1)$$

Diese Gruppe kann bis zu 4-mal verschlüsselt werden.

- N_S - Bedeckungsgrad der Wolkenschicht in Achteln
- C - Wolkengattung (0-9,/)
- h_S, h_S - Höhe der Wolkenuntergrenze

C beschreibt die Wolkengattung, welche unten weiter ausgeführt wird. Dabei bedeutet 0, dass keine Bewölkung des betrachteten Wolkenstockwerkes vorherrscht und “/”, dass die Daten fehlen. Dies kann aufgrund einer dichten tieferen Bewölkung vorkommen, sodass die mittlere Bewölkung nicht sichtbar ist oder weil zu diesem Zeitpunkt keine Beobachtung gemacht wurde. Wolken des mittleren Wolkenstockwerkes bestehen aus Wassertröpfchen, aber auch zum Teil aus Eiskristallen. Es treten häufig schichtförmige (Altostratus) aber auch konvektive (Altostratus, Nimbostratus) Wolkentypen auf. Zu den mittelhohen Wolken gehören die in Tab. 4.2 dargestellten Gattungen (aus dem Karlsruher Wolkenatlas).

4.3.2 CLAAS2: Wolkeneigenschaften aus dem SEVIRI-Sensor

Zur weiteren Verifizierung und um etwaige Datenlücken in der Statistik zu füllen, werden zudem CLAAS-2-Daten herangezogen. CLAAS (CLOUD property dAtAset using SEVIRI) stammt

Tabelle 4.2: Übersicht der mittelhohen Wolken C_M Altocumulus (Ac), Altostratus (As), Nimbostratus (Ns).

Schlüssel	Erläuterung
$C_M 1$	Halbdurchscheinender As
$C_M 2$	Dichter As oder Ns
$C_M 3$	Halbdurchscheinender Ac vorherrschend
$C_M 4$	Ac in fortwährender Veränderung
$C_M 5$	Ac den Himmel überziehend
$C_M 6$	Ac, durch Ausbreitung von Cu oder Cb entstanden
$C_M 7$	Ac unter As oder Ns oder dichter Ac vorherrschend
$C_M 8$	Ac mit Türmchen oder in Flocken
$C_M 9$	Chaotischer Himmel

aus den EUMETSAT (“European Organisation for the Exploitation of Meteorological Satellites”) Satelliteneinrichtungen. Die Daten basieren auf SEVIRI-Messungen (Schmetz et al., 2002) von Meteosat-Satelliten zweiter Generation. SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) ist ein geostationärer, passiv messender Satellit, welcher das sichtbare („Visible“, VIS) bis infrarote („InfraRed“, IR) Spektrum mit seinen 12 Kanälen abdeckt. Dabei sind drei Kanäle für VIS, einer für das nahe infrarote („near-infrared“, NIR) und acht im IR Spektrum. 11 Kanäle observieren die komplette Scheibe der Erde im 15-minütig wiederholenden Durchlauf. Ein HRV-Kanal (HRV= high resolution visible) deckt die Hälfte der kompletten Scheibe in Ost-West-Richtung ab und die komplette Scheibe in Nord-Süd Richtung, siehe Abb. 4.3. Die Daten beinhalten Informationen mit höchster Genauigkeit über Wolkendetektierung, deren vertikale Erstreckung und mikrophysikalische Wolkeneigenschaften. Die zweite Generation stellt eine verbesserte und erweiterte Nachfolge der ersten Version dar (Stengel et al., 2014). CLAAS-2 besitzt Daten über Wolkeneigenschaften wie Typ, verschiedene Temperaturen, Druck, Höhen, Phasen, als auch mikrophysikalische Eigenschaften wie optische Dicke, effektiver Tropfenradius und andere aus zwölf Jahren (2004-2015).

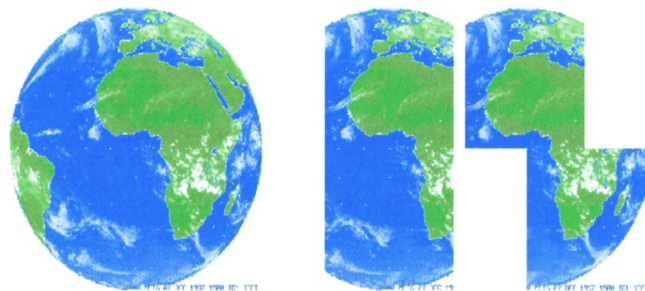


Abbildung 4.3: Abdeckung mit SEVIRI des MSG (Meteosat Second Generation) mit seiner nominalen Position bei 0° Lon. Die komplette Scheibe bedeuten 3712 x 3712 Pixel. Das HRV (rechts) deckt nur die Hälfte des Osten in O-W Richtung mit 136 x 5568 Pixeln ab; Seviri scannt von Ost nach West und Süd nach Nord.

Die Daten sind in SEVIRI Auflösung vorhanden, d.h. es werden alle 15 Minuten Daten bereitgestellt und diese bieten eine räumliche Auflösung von 3 bis 11 km. Für die Arbeit wurden die Daten über die Höhe der Wolkenoberkante (engl.: „cloud top height“, CTH) und CTY genutzt. Der Druck oder die Höhe der Wolkenoberkante wird aus ihrer Strahlung im infraroten durch Abgleich der simulierten IR Strahlungstemperaturen, welche aus der Temperatur und Feuchtigkeit von Vertikalprofilen der NWP (Numerical Weather Prediction) berechnet wurden, abgeleitet. Dafür erforderliche atmosphärische und Oberflächeneigenschaften werden aus ERA-Interim Reanalysen genommen (Dee et al., 2011). Die Genauigkeit der Werte der Wolkenoberkante wie Höhe und thermodynamische Phase wurde mit CloudSat und CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation) als Referenz validiert. Die exakte Methode ist von den Wolkentypen abhängig:

- Sehr niedrige, niedrige und mittelhohe Wolken (hohe Dichte): Der Druck an der Wolkenoberkante korrespondiert mit dem besten Fit zwischen der simulierten und der gemessenen $10.8 \mu\text{m}$ Strahlungstemperatur. Falls am Boden eine Temperaturinversion in den NWP-Feldern vorhergesagt wird, wird angenommen, dass sich die niedrigen und mittelhohen Wolken über der Inversion befinden. Dazu muss aber die Strahlungstemperatur der Wolken niedriger sein, als die Lufttemperatur unterhalb der thermischen Inversion.
- Hohe Wolken (hohe Dichte): Bei den hohen Wolken werden die Werte über die “radiance ratioing method” (Menzel et al., 1982) bestimmt.
- Hohe Wolken (semi-transparent): Die $10.8 \mu\text{m}$ Infrarottemperaturen werden bei semi-transparenten Wolken durch darunter liegende Oberflächen fehlerhaft. Eine Korrektur wird durch Verwendung zweier Kanäle geschaffen: Ein Fenster- ($10.8 \mu\text{m}$) und ein Sounding- ($13.4, 7.3$ oder $6.2 \mu\text{m}$) kanal. Hier können die Methoden “ H_2O/IRW (InfraRed Window)” und *radiance ratioing* genutzt werden.
- Für nicht geschlossene Wolkendecke: Für niedrige Wolken gibt es bis heute keine zufriedenstellende Technik, da die Sounding-Kanäle nahezu kein Signal bekommen und daher nutzlos sind; der Infrarot-Kanal zeigt fehlerhafte Werte aufgrund der bereits erwähnten störenden Oberfläche oder anderen Wolken.

Wenn Daten von NWP oder SEVIRI fehlen, wird zwar die Temperatur noch durch klimatologische Werte und Tabellen bestimmt, eine Ableitung des Druckes und der Höhe geschieht nicht.

Eine Möglichkeit ist das *radiance ratioing*, nach Menzel et al., 1993: Für die Berechnung des Druckes an der Wolkenoberkante wird die simulierte und die gemessene Strahlung genutzt. Der simulierte Anteil berechnet sich als Funktion des Druckes an der Wolkenoberkante (rechte Seite der Gleichung) und des gemessenen Verhältnis (linke Seite der Gleichung):

$$\frac{R_{m1} - R_{clear1}}{R_{m2} - R_{clear2}} = \frac{R_{op1} - R_{clear1}}{R_{op2} - R_{clear2}} \quad (4.2)$$

Mit R_{m1} als gemessene Strahlung, R_{clear} als Strahlung bei keiner Bewölkung, R_{op} als Strahlung von opaquen Wolken. Beide Seiten sind abhängig vom gewählten Kanal, der Oberflächentemperatur, dem vertikalem Temperatur- und Absorberverlauf. Eine fundamentale Annahme der Methode

ist, dass es eine lineare Beziehung zwischen Strahlungen in zwei Spektralbanden gibt, die eine Wolkenschicht untersuchen. Die Höhe der Wolkenoberkante wird dann über die Höhe zweier

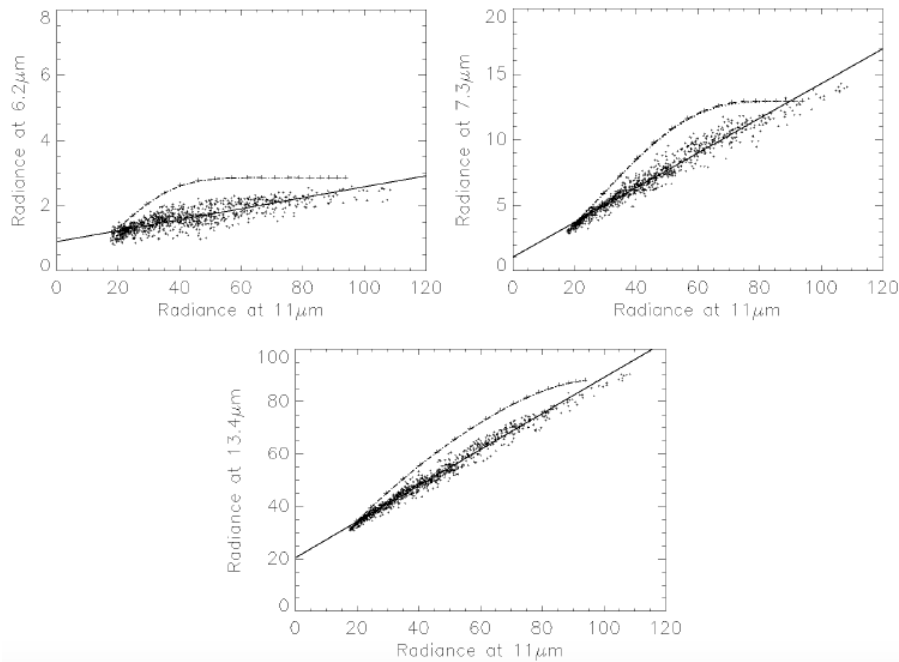


Abbildung 4.4: Die gestrichelten Linien simulieren die 10.8 μm und 6.2 μm Strahlung aus opaken Wolken bei verschiedenen Druckleveln. Kleine Kreuze repräsentieren Strahlung der Wolken auf der selben Höhe. Der Druck der Wolkenoberkante bestimmt sich aus dem Abstand zwischen der simulierten Kurve (gestrichelt) und der Regressionslinie.

nächstgelegenen Drucklevel im vertikalen Profil interpoliert. Die Interpolation geschieht linear zum Logarithmus des Drucks. CLAAS-SEVIRI-CTH-Daten besitzen einen durchschnittlichen bias von -1 km unter Beachtung aller Wolken. Wenn die Sensitivität des Sensors betrachtet wird und als Referenz die Höhe aus CALIPSO von dem Wolkenlevel genommen wird, bei der die COT (*Cloud Optical Thickness*) über 0.3 liegt, reduziert sich der bias auf -0.6 km (Stengel et al., 2014). Die Standardabweichung liegt bei etwa 2 km.

Der Parameter CTY benötigt die *cloud mask* (CM) als Input. Diese wird mit dem NWC SAF (SAF on Nowcasting and Very Short Range Forecasting) Algorithmus v2010 (Derrien und Le Gleau, 2005, 2010) aufbereitet und in 15 Wolkentypen eingeteilt. Der Algorithmus beinhaltet Tests für verschiedene Kombinationen in sichtbaren und infraroten Wellenlängen der SEVIRI Kanäle. Die 15 Wolkentypen, die aus dem Algorithmus resultieren, werden durch das CM SAF (“Satellite Application Facility on CLimate Monitoring”) in fünf Klassen gruppiert: Niedrige, mittelhohe, blickdichte hohe, semitransparente hohe und gestückelte Wolken. Die Wolkentypen werden somit durch strahlungsbedingte Eigenschaften bestimmt.

4.4 Rückwärtstrajektorien mit ERA-Interim

Datengrundlage zur Erstellung der Rückwärtstrajektorien stellen ERA-Interim Reanalysen des ECMWFs (European Centre for Medium-Range Weather Forecast) (Dee et al., 2011). Unter Reanalysedaten versteht man Modelldaten, welche mit einem aktuellen Globalmodell (hier das des

Tabelle 4.3: Wolkentypen der CM SAF CTY Parameter und ihren korrespondierenden Druckleveln (Derrien 2010).

Cloud type	p
Very low opaque clouds	$p > 800 \text{ hPa}$
Low opaque clouds	$650 \text{ hPa} < p \leq 800 \text{ hPa}$
Medium opaque clouds 3	$450 \text{ hPa} < p \leq 650 \text{ hPa}$
High opaque clouds	$300 \text{ hPa} < p \leq 450 \text{ hPa}$
Very high opaque clouds	$p \leq 300 \text{ hPa}$

Tabelle 4.4: Übersicht der fünf Klassen und ihren Wolkentypen (entnommen aus Derrien et al., 2010).

Cloud type	Cloud class
Low clouds	very low and cumuliform clouds very low and stratiform clouds low and cumuliform clouds low and stratiform clouds
Middle level clouds	medium and cumuliform clouds medium and stratiform clouds
High opaque clouds	high opaque and cumuliform clouds high opaque and stratiform clouds very high opaque and cumuliform clouds very high opaque and stratiform clouds
High semitransparent clouds	high semitransparent thin clouds high semitransparent meanly thick clouds high semitransparent thick clouds high semitransparent above low or medium clouds
Fractional clouds	fractional clouds

ECMWF) unter Verwendung von Daten aus Radiosondenaufstiegen, Flugzeug- und Bojenmessungen, Satellitenbeobachtungen und meteorologischen Stationen für die Vergangenheit nachgerechnet wurden. Das Ziel ist, eine möglichst realitätsgetreue Wiedergabe der vergangenen meteorologischen Verhältnisse zu erhalten. Derzeit liegen die Daten für den Zeitraum 1979 bis 2016 in der horizontalen Auflösung T255 ($0,75^\circ \approx 80 \text{ km}$) und in 37 Druckniveaus alle 6 Stunden (00, 06, 12 und 18 UTC) vor. Für die Arbeit wurden die Daten zwischen Mai und Oktober 2006 herangezogen. Um auch für den Flug die Herkunft der Luftmassen zurückverfolgen zu können, wurden hier die Daten für Juli 2016 verwendet. Für jeden Termin, bei dem eine Inversion aus vorangegangenen Auswertungen gemessen wurde, wurden Rückwärtstrajektorien berechnet. Mit

dem Programm LAGRANTO wurden die Termine ab dem Ereignis 72 Stunden zuvor in der Vergangenheit verwendet.

Die Modellberechnungen bestehen aus einer Mischung zwischen Lagrangeschen Ansatz, bei dem sich das Kontrollvolumen mit der Strömung (\vec{v}) mitbewegt und die Konzentrationsänderung berechnet, die das Volumen entlang der Trajektorie erfährt und der Eulerschen Methode, bei der ein Kontrollvolumen an einen festen Ort betrachtet und dort die lokale zeitliche Änderung der Konzentration $\frac{\partial \tau}{\partial t}$ aufgrund von Advektion ($\vec{v} \cdot \nabla \tau$) und Quellen/ Diffusion (Q) berechnet wird.

$$\frac{d\bar{c}}{dt} = Q \quad \text{Lagrange-Form} \quad (4.3)$$

$$\frac{\partial \bar{c}}{\partial t} + \vec{v} \cdot \nabla \bar{c} = Q \quad \text{Euler-Form.} \quad (4.4)$$

4.4.1 Lagrangian Analysis Tool (LAGRANTO)

Trajektorien von Luftmassen können mit dem Lagrangian Analysis Tool (LAGRANTO) errechnet werden. Dieses wurde an der ETH Zürich (Wernli und Sprenger, 2015) entwickelt und ist ein UNIX-basiertes Softwaretool zur Berechnung atmosphärischer Gegebenheiten in der Lagrangeschen Perspektive. Hierbei können ausgehend von einem Startpunkt sowohl in die Zukunft (Vorwärts-) als auch in die Vergangenheit (Rückwärts-) Trajektorien berechnet werden. Dabei müssen Daten über das dreidimensionale Windfeld zur Verfügung stehen. Hierzu muss die Trajektoriengleichung numerisch gelöst werden:

$$\frac{D\vec{x}}{Dt} = \vec{u}(\vec{x}) \quad (4.5)$$

mit $\vec{x} = (\lambda, \phi, p)$ als Positionsvektor in geographischen Koordinaten und $\vec{u} = (u, v, w)$ als 3-dimensionaler Windvektor. Von einem Startpunkt ausgehend, kann dies eine ganze Region umfassen oder, wie im vorliegendem Fall, für jedes Inversionsereignis aus einem einzelnen Koordinatenpaar Längengrad und Breitengrad bestehen. Dieses Koordinatenpaar wird dann dem nächstgelegenen Gitterpunkt der zu Grunde liegenden Daten zugeordnet. In dieser Arbeit stellte ERA-Interim die Datengrundlage für das Windfeld und die meteorologischen Parameter dar, um die Berechnung der Rückwärtstrajektorien durchführen zu können.

Zu Beginn muss LAGRANTO zunächst das Windfeld und die Startkoordinaten sowie -levels der Trajektorien erhalten. Die Koordinatenpaare der Trajektorien werden danach durch die Informationen über Windrichtung und -geschwindigkeit berechnet. Die zu Grunde gelegten Daten geben die Zeitpunkte, zu denen die Koordinatenpaare bestimmt werden, vor. Als nächstes werden die Werte zwischen Koordinatenpaaren interpoliert, sodass schließlich die für die Arbeit relevanten Rückwärtstrajektorien zu Verfügung stehen, welche mit NCL graphisch dargestellt wurden. Ein Schema über den Prozess ist in Abb. 4.5 dargestellt. Die ERA-Interim-Daten liegen in sechs stündigen Intervallen vor, sodass auch die Trajektorien eine zeitliche Auflösung von sechs Stunden besitzen. Zu jedem Inversionsereignis wurden mit LAGRANTO Rückwärtstrajektorien in den Niveaus 600, 500 und 400 hPa über jeweils 72 Stunden in die Vergangenheit berechnet, da diese Höhen etwas unterhalb, oberhalb und auf der mittleren Höhe der Inversionen liegen. So kann her-

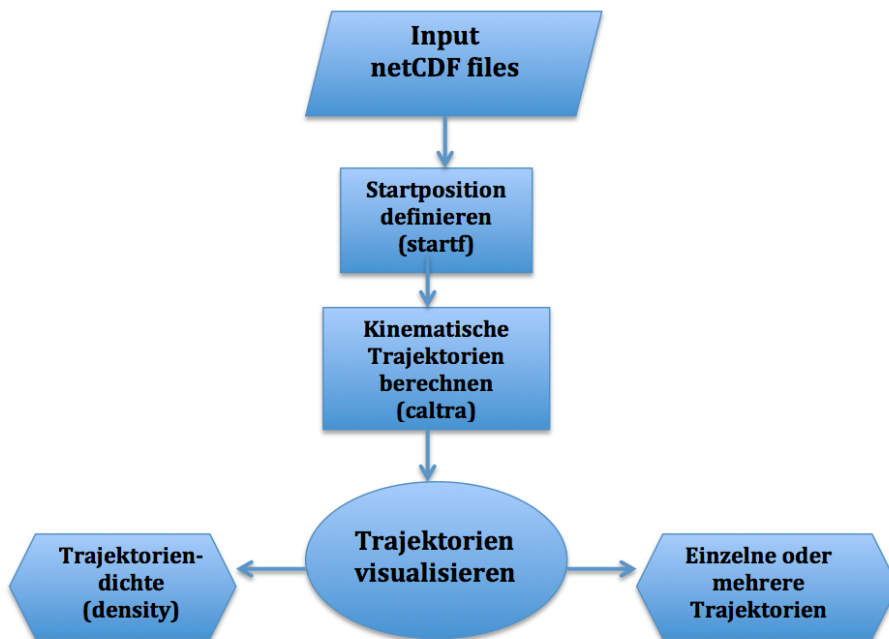


Abbildung 4.5: Diagramm über die Ablaufschritte um Trajektorien in LAGRANTO zu berechnen (LAGRANTO tools sind in Klammern geschrieben). Die Inputfiles beinhalten das 3-D Windfeld für verschiedene Zeitschritte. Die Startposition (Längegrad, Breitengrad, Druck) sind in “startf” definiert. Darauf werden die Trajektorien mit “caltra” berechnet. Die resultierenden Trajektorien können darauf visualisiert werden. “density” berechnet die Trajektorien-dichte in einem geographischen Gitter.

ausgestellt werden, woher die Luftmassen stammen und ob sie für die Produktion von mittelhohen Wolken und Inversionen verantwortlich sind. Darauf wurden die errechneten Trajektorien über einem 2°-Gitter ausgezählt und mit NCL dargestellt. Somit wird ein Überblick gegeben, woher die meisten Trajektorien kommen.

4.5 Messflüge der ATR-42 in Westafrika

Um die Ergebnisse weitergehend zu bestätigen und möglichen Ursachen auf den Grund zu gehen, wurden Messflüge in Lomé (Togo) im Rahmen des MICWA (Mid-level Inversions and Cloudiness in southern West Africa) Projekts durchgeführt. Einige der mittelhohen Wolken befinden sich unterhalb einer mittelhohen Inversionsschicht zwischen 500 und 600 hPa. Die ATR42-SAFIRE maß auf dieser Höhe neben Temperatur, Feuchte, lang- und kurzweiliger Strahlung auch die Bestandteile (Aerosole) der mittelhohen Wolken. Drei meridionale Flüge zwischen der Guineaküste und der Sahelzone sind geplant. Diese zwischen Cotonou und Niamey stattfindenden Flüge haben eine Flug- und Messzeit von insgesamt 10 Stunden. Dabei vollzieht man möglichst viele Auf- und Abstiege durch mittelhohe Wolken. Dieses Projekt findet im Rahmen der EU finanzierten DACCIWA Messkampagne statt, welche im Juni und Juli 2016 im südlichen Westafrika stattfindet. Vor Ort war die ATR des “Service des Avions Français Instrumentés pour la Recherche en Environnement” (SAFIRE) der französischen Forschungsinstitutionen CNRS, Météo-France und CNES. Für diese Arbeit wurde der Messflug am 13.07.2016 ausgewertet. Dazu wird zunächst die synoptische Situation anhand von einem Satellitenbild, des WASA (West African Synthetic Analysis)-Produkts,

und Analysen der DACCIWA-Homepage beschrieben. Auch wurden die Radiosondendaten der Stationen Parakou, Savé und Cotonou in Benin berücksichtigt und nach Inversionen untersucht. Darauf wird der Flugweg im Zwei- und Dreidimensionalen graphisch dargestellt. Ein Höhenprofil des Fluges zeigt die Anzahl der einzeln zu analysierenden Aufstiege. Für jeden Aufstieg wurde ein Vertikalprofil der Temperatur und des Taupunktes geplottet um Inversionen ausfindig zu machen. Um die Daten auf Wolken und Aerosole zu untersuchen, wurden zudem Vertikalprofile des Flüssigwassergehaltes, des effektiven Radius und der Particle Surface Area analysiert. Näheres dazu in Kapitel 5.3. Auch hier wurden Rückwärtstrajektorien berechnet um die Herkunft der Luftmassen zu klären, siehe Kap. 3.4.

5 Inversionen und mittelhohe Wolken

Die von der Messkampagne AMMA herangezogenen Daten, die zur Auswertung verwendet wurden, beziehen sich auf die Stationen von Abidjan, Abuja, Cotonou, Niamey, Tamale und Parakou für das Jahr 2006 in den Monsunmonaten von Mai bis Oktober. Für die Station Parakou wurden zudem die Daten aus den Jahren 2002 und 2007 studiert. Alle Stationen liefern zu diesem Zeitraum Daten aus Radiosondenaufstiegen und Wolkeninformationen. Während der Monsunsaison 2006 fanden im Rahmen der AMMA-Messkampagne Intensivmessphasen (kurz SOPs, “Special Observation Periods”) statt. Währenddessen war die Anzahl der Messungen (Bodenstationen, Radiosondenaufstiege, wissenschaftliche Flüge) in Westafrika deutlich erhöht. Diese Saison bietet sich daher an, eine statistische Untersuchung der Inversionen und mittelhohen Wolken durchzuführen. Für die Wolkenbeobachtungen aus den ISD-Daten wurden nur die Haupttermine (00, 06, 12, 18 UTC) zur Berechnung verwendet, da es zu den Nebenterminen zu wenige bis gar keine Beobachtungen gibt. Schließlich wurden noch CLAAS-2 Daten herangezogen um Datenlücken zu schließen und einen besseren Überblick über die Wolkenverteilung über Westafrika zu bekommen. Der Monsun bestimmt in Afrika über die vorherrschende Zirkulation, vgl. 2.1. Um etwaige Zusammenhänge mit der Zirkulation und der Bildung von Inversionen zu überprüfen, werden danach Rückwärtstrajektorien mit ERA-Interim-Daten berechnet. Diese geben Auskunft über die Bewegung der Luftmassen.

5.1 Klima im Jahr 2006

Im Jahr 2006 setzte die Phase des Hochmonsuns mit einer Verspätung von etwa zehn Tagen erst gegen Mitte Juli ein (Janicot et al., 2008). Dafür war sie umso kräftiger, was den vergleichsweise hohen Gesamtniederschlag in der Zeit erklärt. Heftige MCS in der aktiven Monsunphase zwischen Juli und September 2006 waren oft mit dem Eindringen trockener Luftmassen in die mittlere Troposphäre (“Extratropical Dry-Air Intrusion” Roca et al., 2005) oder mit seitlichen Einmischen trockener Umgebungsluft verbunden (Thorncraft et al., 2007). Im Mittel befand sich die ITD im Juli und August bei 20°N, wie in den letzten 20 Jahren. Auch das Vordringen der feuchten Monsunluft Richtung Norden lag im klimatologischen Mittel. Nach Janicot et al. (2008) gilt das gleiche für die Lage und Intensität des AEJ, der außerdem im Juli westlich von 0°W stärker war als im zwanzigjährigen Mittel (östliche Windkomponente mit Maximum bei 0 - 10°W von mehr als 14 m/s im Julimittel gegenüber 10 m/s im langjährigen Julimittel), östlich davon schwächer (8 m/s gegenüber 10 m/s); im August war er auf seiner ganzen Länge etwas stärker (12 m/s gegenüber 10 m/s).

Die AEW-Aktivität war etwas stärker als im Mittel, jedoch wurden sie von stärkeren intrasaisonalen Variationen geprägt. In dieser Saison gilt es nun nach Inversionen im mittleren Niveau der Troposphäre zu suchen.

5.2 Inversionen zwischen 400 und 600 hPa

Zunächst wurde zu jedem Datensatz ein “Skew-T-log-p-Diagramm” (logarithmischer Druck über Temperatur) geplottet. In Abb. 5.1 wird beispielhaft ein Radiosondenaufstieg aus Niamey am

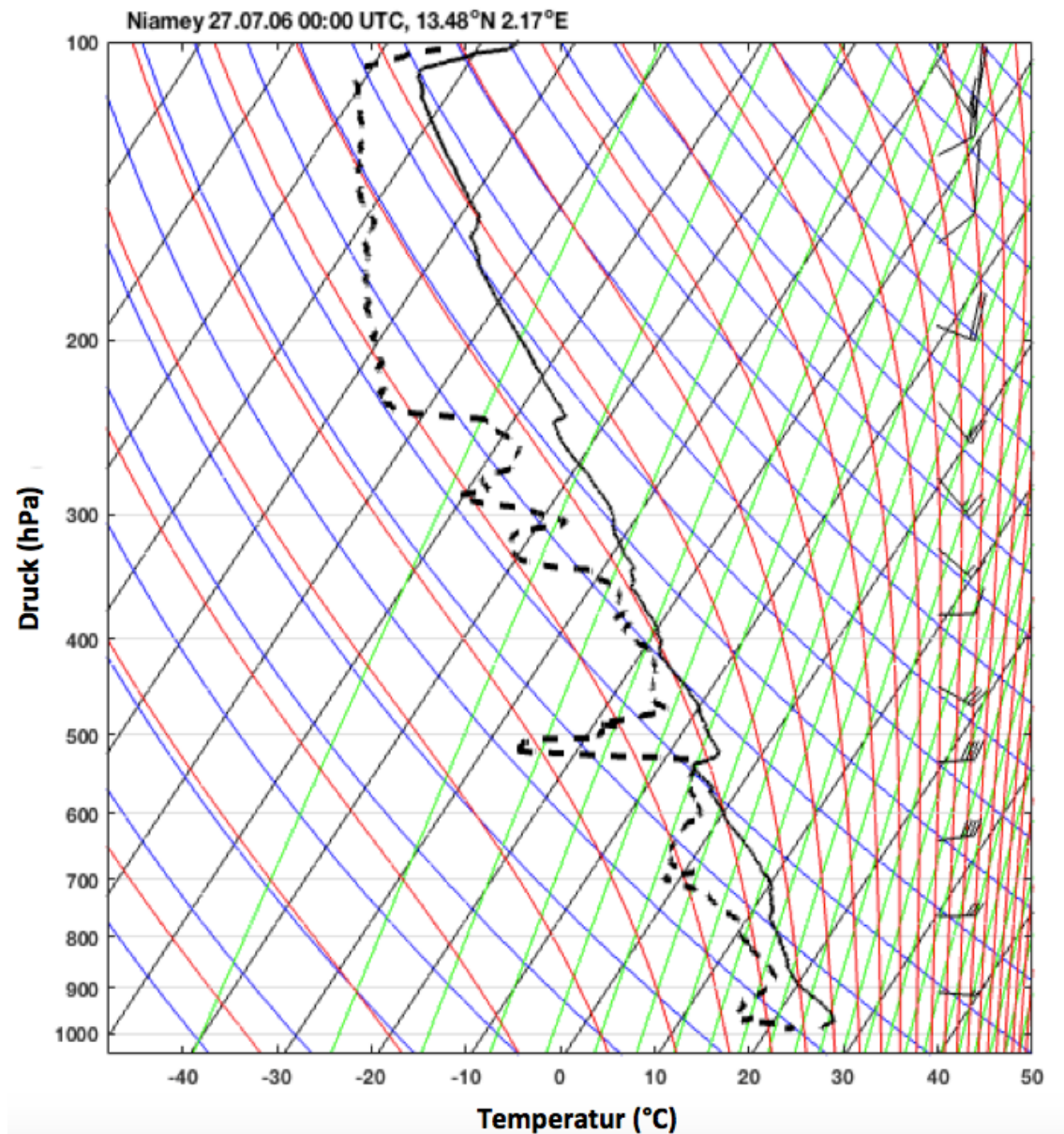


Abbildung 5.1: Ausgewähltes “Skew-T-log-p”-Diagramm eines Radiosondenaufstiegs aus Niamey während AMMA-Messkampagne. Die Isothermen sind schwarze, die Trockenadiabaten blaue, die Feuchtadiabaten rote durchgezogene Linien, und die Linie konstanten Mischungsverhältnisses grüne Geraden; eingezeichnet sind die Temperatur und der Taupunkt des Aufstiegs; die Windpfeile rechts des Diagramms entsprechen dem Horizontalwind in der jeweiligen Höhe.

27.07.2006, 00 UTC, im thermodynamischen Papier gezeigt. Eine Inversion auf 539 hPa ist erkennbar. Inversionen tauchen in den Diagrammen für alle untersuchten Stationen immer wieder im Bereich zwischen 600 und 400 hPa auf. Weiter ist eine Umkehrung des Taupunktes auf der Höhe des Inversionsbeginns zu erkennen. Da der Taupunkt ein Feuchtemaß ist, lässt sich somit auch eine Störung der Feuchtigkeit auf dieser Höhe ausmachen. Es ist zu erkennen, dass bei Inversions-

beginn die Temperatur- mit der Taupunkttemperaturkurve eng beieinander liegen und somit die Luft an dieser Stelle nahezu gesättigt ist. Auf Höhe der Inversion nimmt die Feuchtigkeit abrupt ab und lässt somit auf trockene Luftmassen auf Höhe der Inversion schließen. Dieses Verhalten der Temperatur und des Taupunktes ist bei Vorkommen der Inversionen für alle Stationen zu 74 % zu beobachten. Bei trockener Umgebungsluft auf Höhe der Inversion liegt die relative Feuchte bei Inversionsbeginn zu 87 % oberhalb 80 %. Ab 80 % relativer Feuchte wird davon ausgegangen, dass dort Wolken vorhanden sind. Um diesen Zusammenhang weiter zu überprüfen, wurden die Radiosondendaten mit Temperaturinversionen auf ihre Eigenschaften untersucht. Das Höhenprofil der Temperatur, des Taupunktes, der relativen Feuchte sowie der Windgeschwindigkeit und -richtung wurden direkt mit den Radiosonden gemessen. Zunächst folgt eine Übersicht der verfügbaren Daten und deren mit Inversion in der Monsunzeit von Mai bis Oktober im Jahr 2006 für alle Stationen in Tabelle 5.1. Da es in Westafrika auch während der organisierten AMMA-

Tabelle 5.1: Übersicht der gemessenen Inversionen aus Radiosondendaten für alle Stationen und deren bereitgestellte Zeiträume. Es wird die Gesamtanzahl der verfügbaren Daten und die der ermittelten Inversionen gegeben.

Station	Daten	Zeitraum	davon mit Inversion	Rel. Häufigkeit (%)
Abidjan	132	18.07.-26.09.2006	57	43.18
Abuja	327	08.06.-02.09.2006	201	61.47
Cotonou	628	01.05.-30.09.2006	366	58.28
Niamey	573	15.07.-30.09.2006	309	53.93
Parakou	507	08.06.-30.09.2006	353	69.63
Tamale	226	08.05.-13.08.2006	168	74.34

Messkampagne Probleme mit Radiosondenaufstiegen gab, ist leider nicht für alle Stationen der komplette Zeitraum von Mai bis Oktober verfügbar. Aus der Tabelle 5.1 wird ersichtlich, dass bei allen Stationen, bis auf Abidjan, mehr als 50% der verfügbaren Daten Inversionen zeigen. Dies zeigt, dass Inversionen an der 0°C-Grenze, dh. bei etwa 500 hPa, auch in Westafrika zu finden sind. Dass über Abidjan weniger Inversionen gemessen wurden, kann daran liegen, dass hier am wenigsten Daten vorlagen und somit Tage mit Inversionen gegebenenfalls nicht aufgezeichnet wurden. Ob die geringere Anzahl der Inversionen auch mit dem Bildungsmechanismus der Inversionen in Verbindung stehen kann, wird später diskutiert. Um zu zeigen, dass diese Inversionen nicht nur kleinräumige, auf einen bestimmten Ort beschränkte Phänomene sind, wurden sechs verschiedene Stationen ausgewählt. Im nachfolgendem Abschnitt wird eine Charakterisation der gemessenen Temperaturinversionen für alle Stationen vorgenommen

5.2.1 Statistische Analyse der Inversionen

Im folgenden Abschnitt werden die Ergebnisse der statistischen Analyse der Inversionen gezeigt. Wie zuvor erwähnt, wurden zunächst alle Daten aus den Radiosonden in einem Skew-T-log-p-Diagramm geplottet, um einen Überblick über die thermische Schichtung in Westafrika zu bekommen. Darauf wurden alle Daten auf Inversionen zwischen 400 und 600 hPa untersucht. Für

jede Station wurde die Inversionshöhe, -dicke, die maximale relative Feuchte unterhalb der Inversion und die Temperatur bei Inversionsbeginn ausgewertet. Tabelle 5.2 stellt die ausgewerteten Werte der Stationen dar und gibt einen Überblick über die Mediane der gemessenen Werte. Aus

Tabelle 5.2: Übersicht der statistischen Analyse der Inversionen aus Radiosondendaten für alle Stationen und deren bereitgestellte Zeiträume. Gezeigt sind die Mediane der Inversionshöhe, -dicke, des Temperaturanstieges pro 100 m, der Temperatur an der Stelle bei der die Inversion beginnt und der maximalen relativen Feuchte unterhalb der Inversion. Die Höhe und Inversionsdicke werden jeweils in der Einheit hPa und Meter gezeigt.

	Abidjan	Abuja	Cotonou	Niamey	Parakou	Tamale
Höhe (hPa)	531.6	521.6	503.6	510.0	515.5	512.3
Höhe (m)	5326.3	5261.0	5523.1	5429.0	5350.2	5395.7
Dicke (hPa)	7.9	4.2	6.8	7.2	5.9	5.3
Dicke (m)	113.0	62.9	101.8	106.9	87.2	75.4
relative Feuchte	76.4	87	87.8	81.9	79	77
dT/100 m (°C/100m)	0.7	0.9	1.23	0.9	1.2	0.8
T_{unten} (°C)	-4.2	-6.6	-4.5	-6.9	-5	-5.9

Tabelle 5.2 wird ersichtlich, dass die Mediane der Inversionshöhe sehr nah beieinander liegen. Die Temperaturinversionen kommen also an allen Stationen in nahezu derselben Höhe vor. Weiter ist anzumerken, dass die Inversionen sowohl an der nördlichsten Station Niamey als auch an der Küste in Abidjan und Cotonou beobachtet werden. Die Inversion ist dabei nicht sehr mächtig, sie erstreckt sich beispielsweise bis zu 113 m in Abidjan. Die mittlere Dicke der an den Stationen gemessenen Inversionen beträgt 91 m. Unterhalb der Inversion finden sich hohe Werte der relativen Feuchte. Hier wurde der maximale Wert der relativen Feuchte 20 hPa unterhalb der Inversion gesucht. Der Median liegt hier an allen Stationen bei über 75%. Es gibt jedoch auch einzelne Daten welche Inversionen zeigen, jedoch trockene Umgebungsbedingungen vorliegen. Die Temperatur an der Stelle der unteren Inversionsgrenze, dh. bei Beginn der Inversion, liegen stets unter 0°C. Bei hoher relativer Feuchte lässt dies auf Wolken unterhalb der Inversion schließen. Da die Temperatur leicht unterhalb 0°C liegt, sind die Wolkentröpfchen vermutlich unterkühlt. Weiter wurden Windrosen für alle Stationen erstellt, welche die Windrichtung und -stärke auf der Höhe der Inversion, sowohl unterhalb (100 hPa darunter) als auch oberhalb (100 hPa darüber) darstellt. Abb. 5.2 und Abb. 5.3 zeigen Windrosen für Tamale. Es ist ersichtlich, dass der Wind auf allen drei Niveaus mehrheitlich aus Osten weht. Da sich der AEJ bei etwa 15°N und auf der Höhe von 600 hPa befindet (vgl. Kap. 2.2), stimmt dieses Ergebnis mit der durch den Oststrahlstrom induzierten Windrichtung überein. Da dies die Werte der Windrichtung und -stärke der Radiosondenmessungen sind, sind sie lokal begrenzt und geben somit noch keine ausreichende Information über die Herkunft der Luftmassen. Jedoch ist es wichtig, diese Herkunft zu klären, da so weiter analysiert werden kann, warum sich Inversionen und/ oder mittelhohe Wolken auf einer Höhe von etwa 515,8 hPa (gemittelter Wert aller Stationen) bilden können.

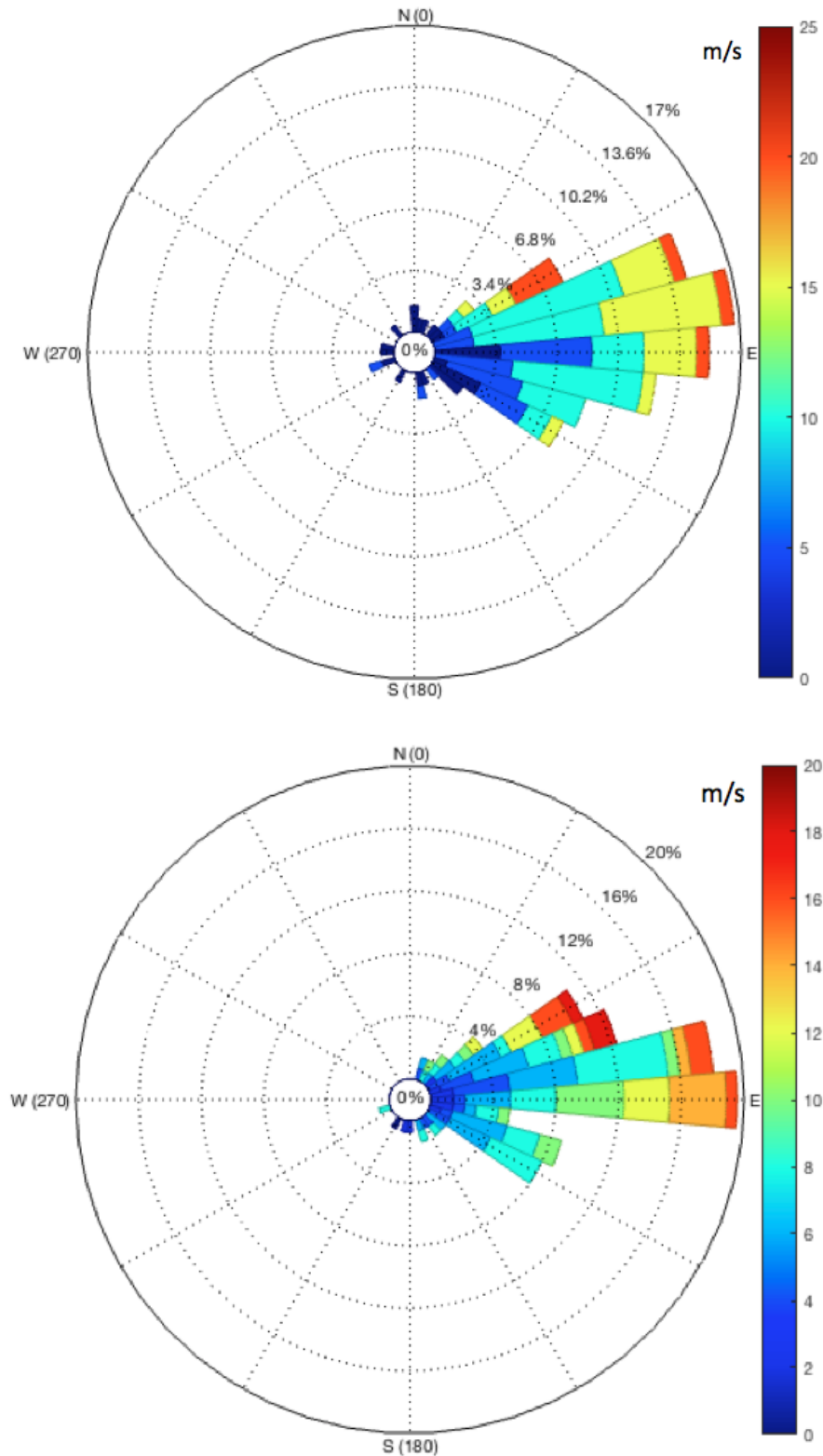


Abbildung 5.2: Dargestellt sind Windrosenplots für 600 hPa (oben), 500 hPa (unten) der Daten aus Tamale. Man erkennt die Windrichtung und -stärke und die relative Häufigkeit (%) der Windrichtung.

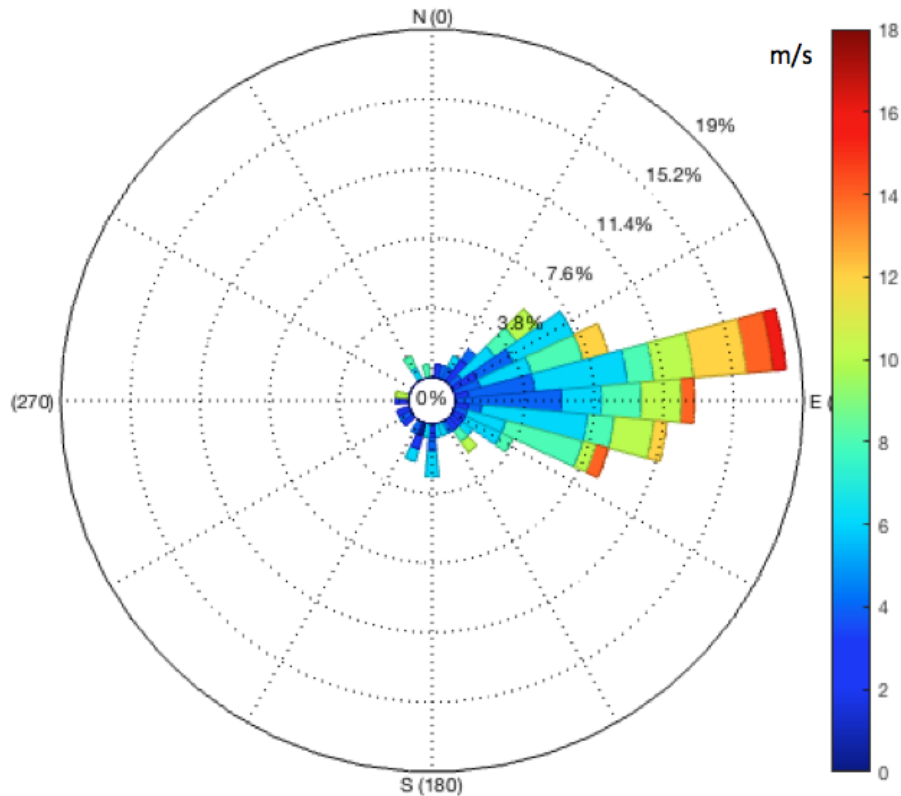


Abbildung 5.3: Dargestellt sind Windrosenplots für 400 hPa der Daten aus Tamale. Man erkennt die Windrichtung und -stärke und die relative Häufigkeit (%) der Windrichtung.

5.2.2 Rückwärtstrajektorien

Um die Herkunft und den Transport von Luftmassen für die ausgewählten Stationen nachvollziehen zu können, werden im folgendem Abschnitt mit Hilfe von ERA-Interim-Daten Rückwärtstrajektorien für alle Daten im Messzeitraum, welche Inversionen zwischen 600 und 400 hPa zeigen, berechnet. Zur Auswertung wurde Westafrika in drei Teile eingeteilt. Die Sudan- wurde mit der Sahelzone zusammengefasst und liegt zwischen 9-17°N, die Sahara beginnt ab 18°N nordwärts. Die Küstenregion wird südlich von 9°N ausgemacht (Fink et al., 2006, Lafore et al., 2011; Nicholson et al., 2013). Wenn eine Trajektorie aus der Gegend oberhalb von Sudan- und Sahelzone kommt, wird davon ausgegangen, dass diese Luftpakete Staub mit sich führen. Diese Luft kann Saharastaub und durch Waldbrände entstandenes Biomassenverbrennungsaerosol enthalten (Baars et al., 2011). Saharastaub gehört zu den effektivsten Eis- und Kondensationskeimen (Seifert et al., 2010). Bei Herkunft der Luftmassen vom Ozean werden keine für Wolken relevante Aerosole erwartet, da marine Aerosole wie Seesalz kaum einen Einfluss auf die Wolkenbildung haben (Kanitz et al., 2011). Abbildung 5.4 zeigt errechnete Rückwärtstrajektorien für Niamey am 19.06.2006 für den Zeitpunkt 00 UTC. Die Trajektorien gehen von diesem Startzeitpunkt 72 Stunden zurück in die Vergangenheit. Es wurden als Starthöhen jeweils 600, 500 und 400 hPa gewählt um die Herkunft der Luftmassen auf der Höhe, sowie unterhalb als auch oberhalb der Inversionen zu identifizieren. Aus dieser beispielhaften Abbildung für Niamey wird ersichtlich, dass die Luft in 600 hPa aus Norden kommt und die in 500 und 400 hPa aus östlicher Richtung.

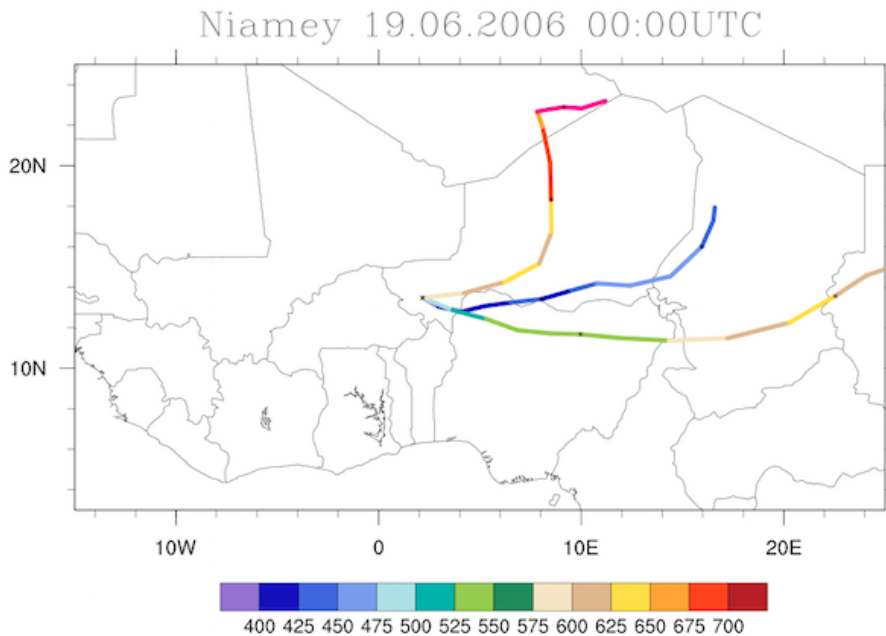


Abbildung 5.4: Gezeigt sind Rückwärtstrajektorien für den 19.07.2006 00 UTC für den Gitterpunkt Niamey und den Endpunkten in 400, 500 und 600 hPa. Die Linienfarbe entspricht der Höhe in hPa an den jeweiligen Orten.

Durch hohe Werte der relativen Feuchte unterhalb der Inversionen, lassen sich dort mittelhohe Wolken vermuten (vgl. Kap. 5.2.1). Für dieses Beispiel könnte die Sahara auf 600 hPa Staub liefern, welcher als Kondensationskeim und/ oder Eiskeim dienen und somit die Wolkenbildung beeinflussen könnte. Der Farbverlauf zeigt die Bewegung des Luftpaketes mit der Höhe. Die Luft in 600 hPa stammt hier aus tieferen Lagen und ist somit bis zum Zielpunkt aufgestiegen. Weiter hat diese Trajektorie eine leicht wellenförmige Struktur, welche durch eine AEW erzeugt werden und den vertikalen Aufstieg unterstützen könnte. Der Aufstieg der Luftmasse könnte durch die adiabatische Abkühlung eine Sättigung des Luftpaketes verursacht haben. Auch die anderen Stationen zeigen in der Regel ein ähnliches Verhalten: Die Luftpakete in 600 hPa, also unterhalb der Inversion, steigen auf und stammen oftmals aus nördlicher Richtung. Wogegen die Luftmassen in 500 und 400 hPa im Mittel aus Osten stammen. Die Luft in 400 hPa und 500 hPa behält in den meisten Fällen auf ihrem Weg ihre Höhe. Selten steigt ein Luftpaket bis auf 500 hPa auf. Bei den Küstenstationen kommen die Trajektorien zum Teil auch aus äquatorialer Gegend. Abb. 5.5 zeigt dies beispielhaft für Cotonou.

Da dies aber nur für einen bestimmten Zeitpunkt und Ort gilt, sollen die Trajektorien nun für alle Stationen für den gesamten Zeitraum dargestellt werden. In Abb. 5.6 sind die Anzahl aller Trajektorien, welche durch ein 2° -Gitter verlaufen, für Tamale in jeweils drei unterschiedliche Höhen dargestellt. Somit wird ersichtlich aus welcher Richtung die Luftmassen im Mittel stammen. Hier zeigt sich, dass die Luftmassen aus 600 hPa zum Teil aus nördlicheren Regionen kommen und somit Staub aus der Sahara beinhalten können. Jedoch zeigen viele Luftpakete dort auch eine geringere Bewegung bis zur Station. Ihre Bewegung ist lokalisierter als die in 500 und 400 hPa. Die Luft in 500 hPa stammt im Wesentlichen aus östlicher Richtung, wohingegen die Luft in 400 hPa nicht nur aus Ost, sondern auch aus der Küstenregion kommt. Stationen Tamale, Parakou,

Abuja und Niamey zeigen ein ähnliches Verhalten, weswegen für die Arbeit beispielhaft Tamale ausgewählt wurde. Wenn trockene, warme, mit Staub gefüllte Luft der Sahara über die SAL in das mittlere Level der Troposphäre eingetragen wird, hat dies einen Effekt auf die Wolkendynamik dort (2.3.1). In A.4 - A.6 sind Dichteplots für Abidjan dargestellt. Die Küstenstationen Cotonou und Abidjan zeigen hingegen kaum horizontale Advektion der Luftpakete. Zum Teil kommen die Luftpakete in 400 hPa aus der Äquatorgegend und werden somit vom Atlantik zur Station advehiert. Für Abidjan wurden weniger Inversionen gemessen, Tab. 5.1. Somit könnte dies darauf hindeuten, dass der für die Inversionen verantwortliche Bildungsmechanismus in Abidjan nicht so stark ausgeprägt ist.

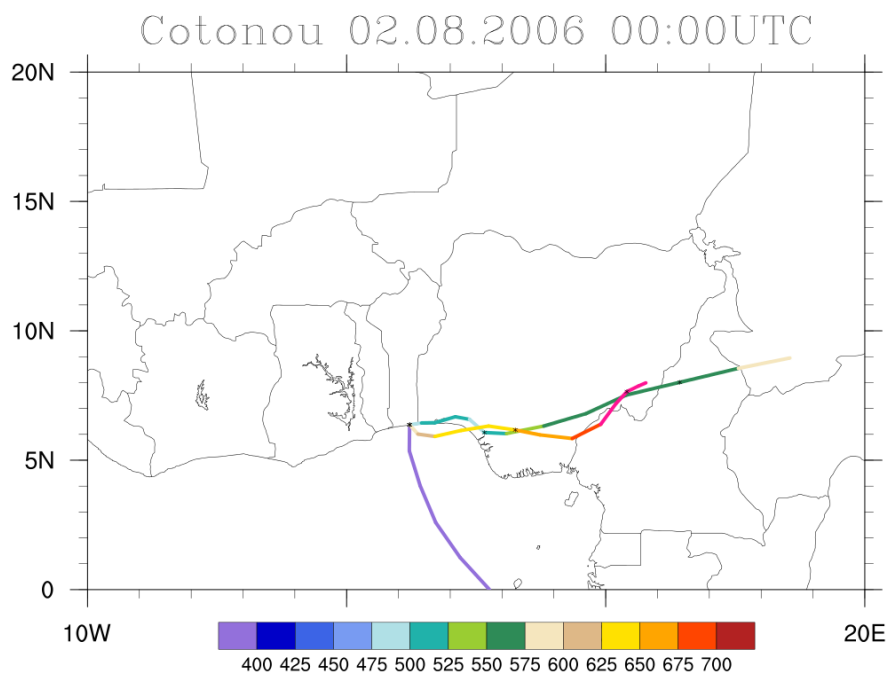
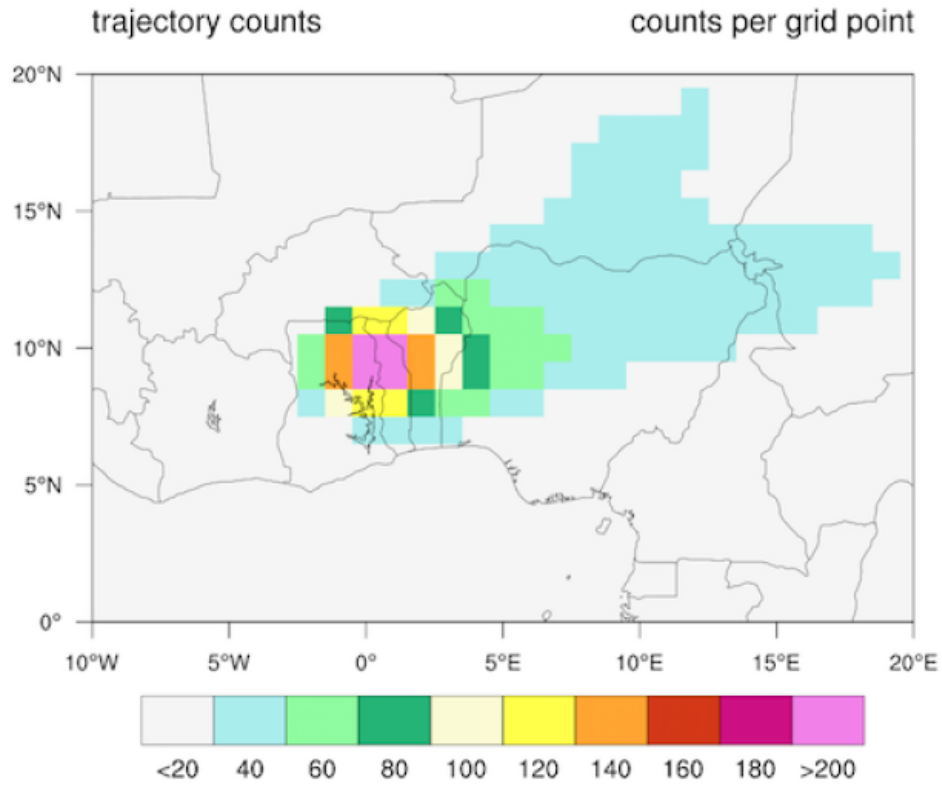
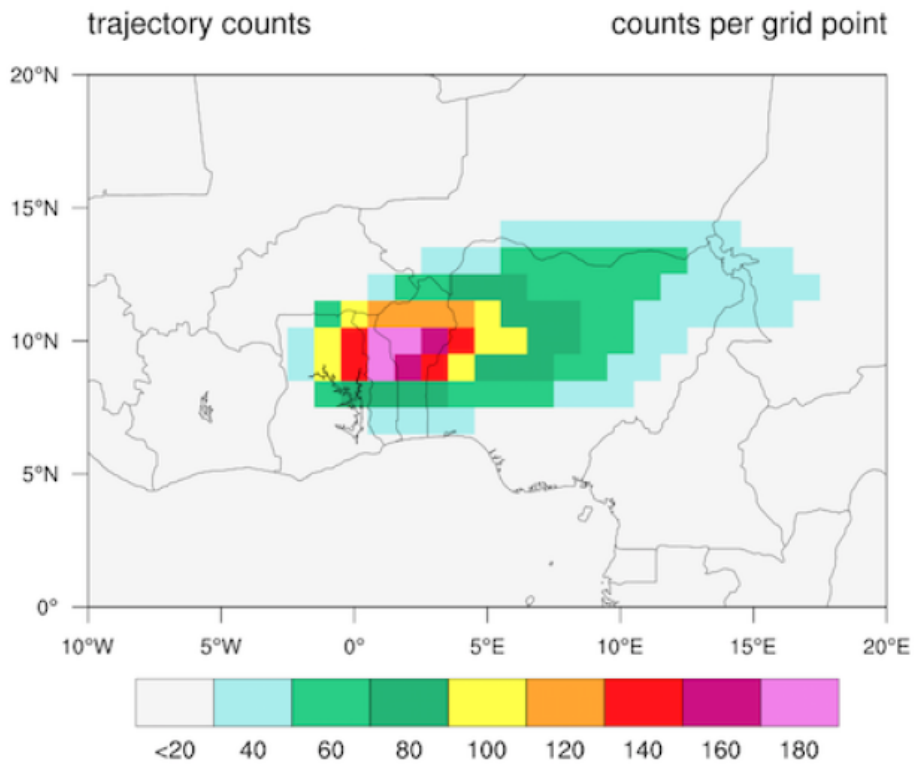


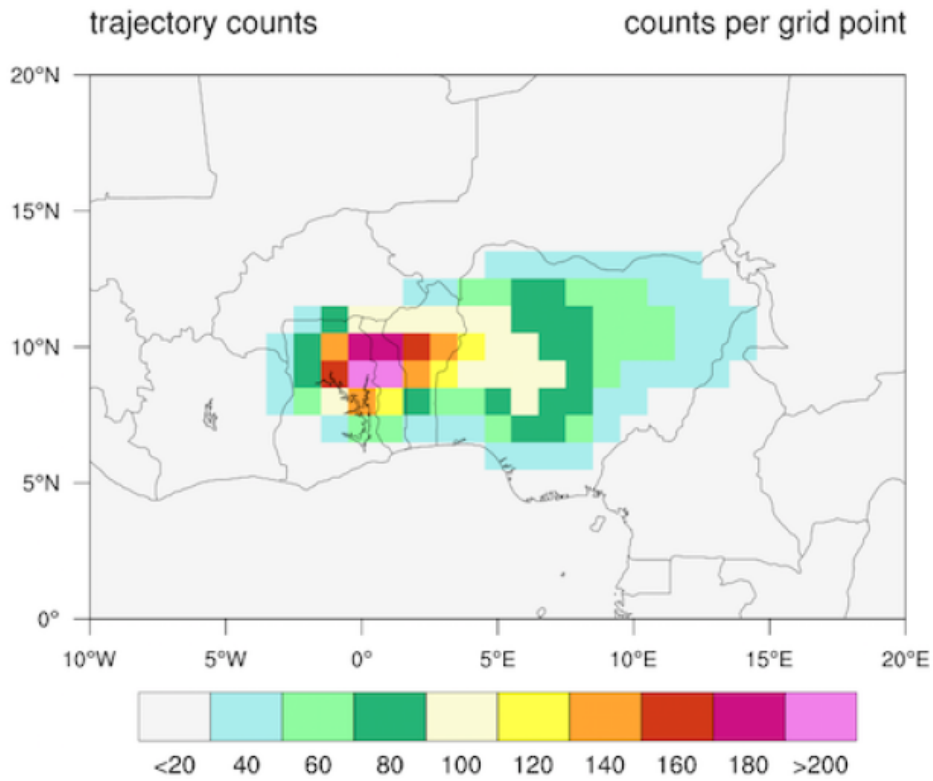
Abbildung 5.5: Gezeigt sind Rückwärtstrajektorien für den 19.07.2006 00 UTC für den Gitterpunkt Niamey und den Endpunkten in 400, 500 und 600 hPa. Die Linienfarbe entspricht der Höhe in hPa an den jeweiligen Orten.



(a) Dichteplot für Tamale in 600 hPa



(b) Dichteplot für Tamale in 500 hPa



(c) Dichteplot für Tamale in 400 hPa

Abbildung 5.6: Abgebildet sind die Anzahl der Trajektorien, welche durch ein 2° -Gitter verlaufen für drei unterschiedliche Höhen (600,500,400 hPa). Es wurde die Station Tamale gewählt. Es wurde 72 h zurück gerechnet. Es wurden nur Termine zur Berechnung herangezogen, an denen Inversionen aus den Radiosondendaten hervor gingen. Die Farbskala gibt Auskunft über die Häufigkeit der im 2° -Gitter verlaufenden Trajektorien.

5.3 Ergebnisse zur Analyse der mittelhohen Wolken

In Kap. 5.2 wurde herausgestellt, dass für alle untersuchten Stationen Inversionen beobachtet wurden. Bei einigen wurden hohe Werte der relativen Feuchte festgestellt. Weiter wurde durch Analyse von Rückwärtstrajektorien gezeigt, dass die Sahara unterhalb der Inversionen Staub liefern und damit die Wolkenbildung und -dynamik beeinflussen könnte. Auch ein Aufstieg der Luftmassen wurde beobachtet. Durch trocken-adiabatisches Aufsteigen kühlt sich das Luftpaket ab. Wenn dabei Sättigung eintritt, kann auch dies die Bildung mittelhoher Wolken beeinflussen. Deshalb werden im Folgendem Beobachterdaten (ISD-Daten, vgl. Kap. 4.3.1) und Satellitendaten aus dem CLAAS-2-Datensatz ausgewertet und analysiert, ob an den Tagen, an denen Inversionen beobachtet wurden, mittelhohe Wolken zu sehen waren.

5.3.1 ISD-Daten

Zu den mittelhohen Wolken gehören Altocumulus, Altostratus und Nimbostratus. Nimbostratus überlappt sich mit Altostratus (2) und Altostratus mit Altocumulus (7). In nachfolgender Tabelle findet sich eine Übersicht der Gattungen und der jeweiligen Verschlüsselung. Der Code ist von der WMO definiert worden. Eine genaue Übersicht der verschlüsselten Wolkenarten ist in Tab. 4.2 dargestellt.

Tabelle 5.3: Verschlüsselung und Einordnung der mittelhohen Wolkengattungen

Gattung	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Altocumulus			x	x	x	x	x	x	x
Altostratus	x	x					x		
Nimbostratus		x							

Wenn das mittelhohe Stockwerk keine Wolken ("Clear Sky") aufweist, wurde dies mit einer "0" verschlüsselt. Im Falle von dichter tiefer Bewölkung, notiert man "-1" für die mittelhohen Wolken, da für den Beobachter nicht festzustellen ist, ob es mittelhohe Wolken gibt oder nicht. Weiter kann die Angabe "-1" auch bedeuten, dass keine Beobachtung vorliegt. Um einen Überblick zu bekommen, welche mittelhohen Wolken an den jeweiligen Stationen vorkommen, werden im Folgenden die mittelhohen Wolken der Stationsbeobachtungen für den Zeitraum von 01.05.2006 bis 01.10.2016 einzeln betrachtet. Abb. 5.7 zeigt die beobachteten mittelhohen Wolken an den Stationen für den oben genannten Zeitraum. Diese sind nach Tabelle 5.3 verschlüsselt. Die Histogramme der Abb. 5.7 zeigen für alle Stationen die Art und Häufigkeit (in %) der mittelhohen Wolken. In Abidjan wurden sehr häufig (56.49 %) keine mittelhohe Bewölkung (mit einer "0" verschlüsselt) beobachtet. Bei den anderen Stationen wurden zwischen 16.32 % (Cotonou) und 40.31 % (Niamey) keine mittelhohen Wolken beobachtet.

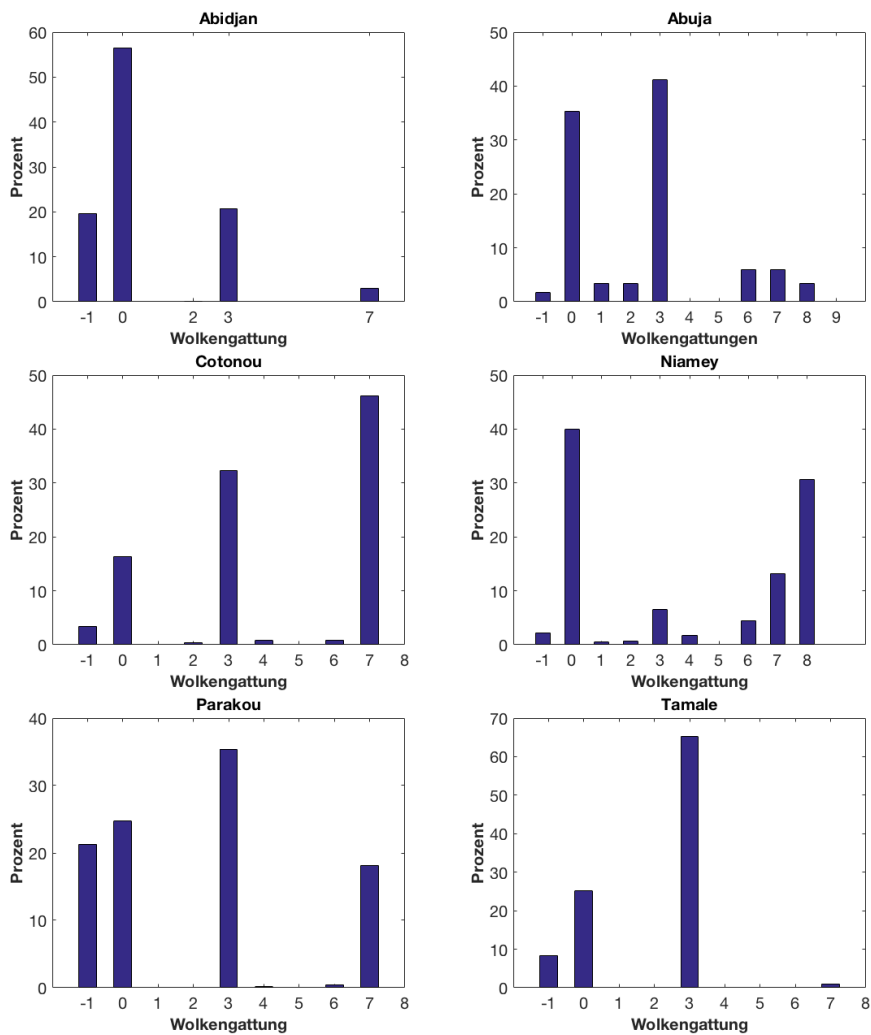


Abbildung 5.7: Abgebildet sind Histogramme der mittelhohen Wolkenverteilung über Abidjan, Abuja, Cotonou, Niamey, Parakou, Tamale im Zeitraum von 01.05. bis 01.10.2006. Tabelle 5.3 gibt Aufschluss über die Verschlüsselung. Die Angaben sind in Prozent der mittelhohen Wolken.

Tabelle 5.4: Übersicht der Wolkenvorkommnis der jeweiligen Stationen im Zeitraum von 01.05.-01.10.2006. Es wird die Anzahl der verfügbaren Daten und die relative Häufigkeit der Wolkentypen in % angegeben

Station	Daten	-1	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Abidjan	593	19.39	56.49	0	0.17	20.91	0	0	0	3.04	0	0
Abuja	118	1.69	35.59	3.39	3.39	40.68	0	0	5.93	5.93	3.39	0
Cotonou	527	3.42	16.32	0	0.38	32.26	0.76	0	0.76	46.11	0	0
Niamey	578	2.25	40.31	0.52	0.69	6.23	1.73	4.5	0	13.22	30.45	0
Parakou	514	21.21	24.71	0	0	35.41	0.19	0	0.39	18.09	0	0
Tamale	95	8.42	25.26	0	0	65.26	0	0	0	1.05	0	0

Tabelle 5.4 zeigt eine Übersicht der Wolkenvorkommnis der jeweiligen Stationen für den Zeitraum von 01.05.-01.10.2006. Die Anzahl der Daten der jeweiligen Station ist in der zweiten Spalte gegeben. Abuja und Tamale haben mit 118 und 95 die wenigsten verfügbaren Daten, womit die Auswertung dieser begrenzt verwertbar ist. Bei allen anderen Stationen sind fast alle Daten für den Zeitraum verfügbar. Meldungen über mittelhohe Wolken wurden vier Mal am Tag abgegeben. Erkennbar ist, dass Wolkentyp 3 (Haldurchscheinender Altocumulus) und 7 (Ac unter As oder Ns oder dichter Ac vorherrschend) am häufigsten auftreten (vgl. Tab 4.2). In Niamey wird zudem die Wolkengruppe 8 (Ac mit Türmchen oder in Flocken) oft beobachtet.

5.3.2 Mittelhohe Wolken aus ISD-Daten und Inversionen

Nachdem die ISD-Daten ausgewertet wurden, werden nun die Zeitpunkte ihrer Vorkommnis mit denen der Inversionen verglichen. In Abb. 5.8 sind Höhe der Inversionen, die mit mittelhohen Wolken verbunden sind, für Niamey im Juni 2006 dargestellt. Die Art der mittelhohen Wolken ist nach Tabelle 5.3 darunter abgebildet. Weiter ist die relative Feuchte unterhalb der Inversionen gezeigt. Mehrere Kreuze pro Tag bedeuten, dass an mehreren Zeitpunkten an diesem Tag Inversionen gemessen wurden. Man erkennt, dass die Inversionen häufig mit mittelhohen Wolken verbunden sind, jedoch nicht immer. Ein Monatsgang der Vorkommnis der Inversionen im Juni ist nicht zu erkennen. Einen Jahresgang für das Erscheinen der Inversionen innerhalb der Monsunzeit wird aus den Daten nicht ersichtlich (siehe A.1 - A.3). Nur der Monat September zeigt eine leichte Abnahme der Anzahl der gemessenen Inversionen. Dies kann daran liegen, dass die durch den Monsun induzierte Zirkulation ab September abnimmt. Stabile Schichtungen in der mittleren Troposphäre treten somit in jedem Monat während der Monsunzeit auf. In Tabelle 5.5 sind die Anzahl der Inversionen und die Anzahl der mittelhohen Wolken, die in Verbindung mit mittelhohen Wolken aus den ISD-Daten beobachtet wurden, für alle Stationen dargestellt. Die Auswertung der Stationen

Tabelle 5.5: Übersicht der Inversionen und mittelhohen Wolken

Station	Inversionen	mittelhohe Wolken	%
Abidjan	57	7	12.28
Abuja	201	58	-
Cotonou	366	252	68.85
Niamey	309	160	51.78
Parakou	353	175	54.11
Tamale	168	33	-

Abuja und Tamale wurde hier nicht vorgenommen, da sie zu wenig Daten im Vergleich zu den anderen Stationen aufweisen (vgl. 5.4). So wird eine mögliche Fehlinterpretation verhindert. Die beobachteten Inversionen über Abidjan sind nur zu 12.28 % mit mittelhohen Wolken verbunden. Hier muss entweder ein anderer Mechanismus der Inversionsbildung oder ein Beobachtungsfehler der ISD-Daten vorliegen. Die Inversionen über Cotonou, Niamey und Parakou wurden mit mehr als 50 % zusammen mit mittelhohen Wolken beobachtet. Trotzdem sind nicht alle Inversionen mit mittelhohen Wolken verbunden. Dies wird dadurch gestützt, wie die Auswertung der Inversionen

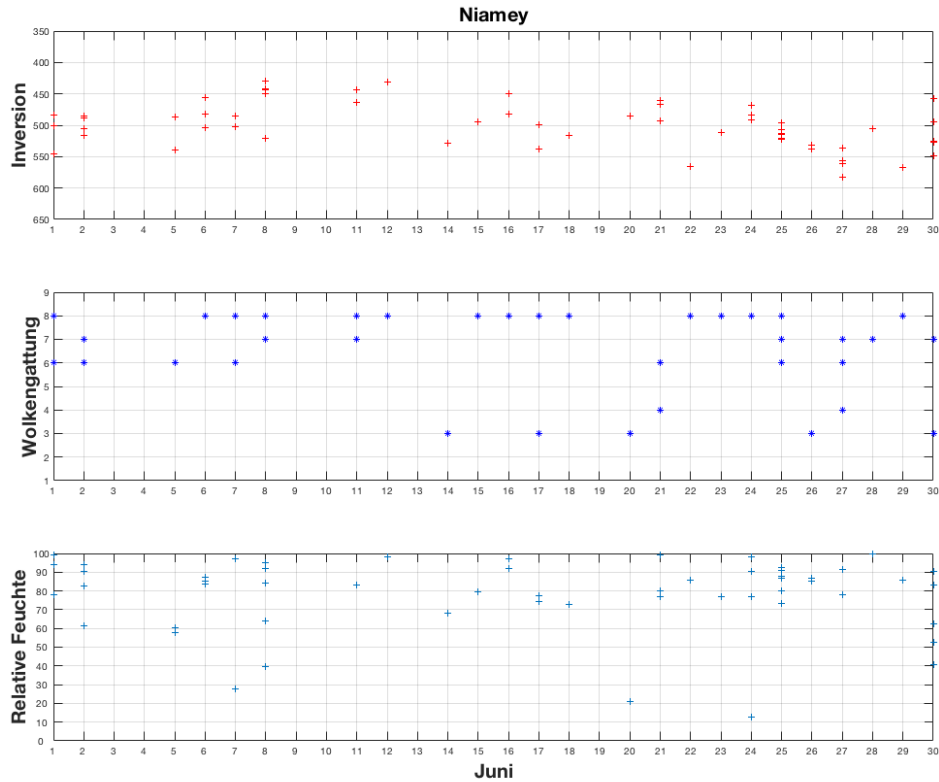


Abbildung 5.8: Darstellung der Inversionen, bei denen gleichzeitig Wolken beobachtet wurden im Monat Juni. Oben: Höhe der Inversionen, Mitte: Beobachtete Wolkengattungen, unten: Maximale relative Feuchte unterhalb der jeweiligen Inversionen

in Kap. 5.2.1 schon gezeigt hat, dass einige Messungen Inversionen in trockener Umgebung zu finden sind. Der Prozess des durch Abkühlen induzierte Absinken im *melting layer* ist somit als alleiniger Faktor auszuschließen, auch weil dies ein kleinräumiger Prozess ist, der die großflächige Erscheinung der Inversionen nicht erklären kann. Die Temperaturinversionen müssen in andere Mechanismen ihrer Bildung involviert sein, auch wenn in einigen der untersuchten Fällen die Erklärung der Entstehung als Übrigbleibsel aus der Schmelzschicht konvektiver Systeme passen kann. Tabelle 5.6 zeigt weiter, dass mittelhohe Wolken nicht zwingend Inversionen bilden müssen. Dort wird dargestellt, wie oft mittelhohe Wolken beobachtet wurden, während keine Inversion gemessen wurde. Schließlich zeigt Tabelle 5.7 prozentuale Werte der Stationen für mittelhohe Bewölkung und für den Fall, dass keine mittelhohen Wolken beobachtet wurden. Somit wurden die Werte, die auf fehlende Daten zurückgehen, herausgerechnet. Da für Abuja und Tamale nur wenige Daten vorliegen und da Beobachterdaten fehleranfällig sein könnten, werden im nächsten Abschnitt Daten des CLAAS-2-Datensatzes herangezogen. Weiter ist eine Ergänzung der Beobachterdaten durch Satellitendaten sinnvoll, da tiefere Wolken die Sicht auf mittlere Bewölkung verhindern kann.

Tabelle 5.6: Übersicht der Daten ohne Inversion und mittelhohe Wolken

Station	Anz. Daten ohne Inversion	mittelhohe Wolken	Prozent
Abidjan	75	12	16
Abuja	126	45	35.71
Cotonou	266	71	26.69
Niamey	264	159	60.23
Parakou	154	79	51.30
Tamale	58	21	36.21

Tabelle 5.7: Übersicht der mittelhohen Wolken in %. In der Tabelle wurde die Meldung "keine Daten (-1)" herausgerechnet, d.h. es wurden bei der Berechnung der relativen Häufigkeit nur Werte berücksichtigt, die entweder für eine Wolkenart oder für keine Wolke stehen. Die letzten zwei Spalten geben Übersicht darüber ob es mittelhohe Wolken gab (Wolke) oder nicht (unbewölkt).

Station	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	unbewölkt	Wolke
Abidjan	85.71	0	0	14.29	0	0	0	0	0	0	85.71	14.29
Abuja	9.38	0	4.69	73.44	0	0	7.04	1.56	3.13	0	9.38	90.62
Cotonou	10.32	0	0	36.30	1.42	0	0.36	51.60	0	0	10.32	89.69
Niamey	42.03	0	0.36	8.33	1.45	0	6.16	10.50	31.16	0	42.03	57.97
Parakou	37.72	0	0	47.33	0.72	0	0.36	13.88	0		37.72	62.28
Tamale	35.29	0	0	60.78	0	0	0	3.92	0	0	35.29	64.71

5.3.3 CLAAS-2-Daten

Um die ISD-Daten zu validieren, werden in diesem Abschnitt CLAAS-2-Daten herangezogen. Diese stammen aus dem CM SAF und basieren auf SEVIRI-Messungen (vgl. Kap. 4.3.2). Für die Auswertung wurde der Zeitraum zwischen 18.07. - 13.08.2006 ausgewählt. Einmal pro Stunde wurde ein Plot erzeugt, der die Verteilung der mittelhohen Wolken zu diesem Zeitpunkt zeigt. Die Identifikation der mittelhohen Wolken geschieht durch die Höhe der Wolkenoberkante (engl.: "Cloud Top Height", CTH). Für den 21.07.2006 beispielsweise sind mittelhohe Wolken besonders in den Morgenstunden zu erkennen, welche sich im Verlauf des Tages zum Teil auflösen bzw. von höheren Wolken verdeckt werden (Abb. 5.9). Dieses Verhalten wird in diesem Zeitraum sehr häufig beobachtet. Sie sind in der Nacht und während den frühen Morgenstunden am ausgeprägtesten. Dies bestätigt die Annahme, dass mittelhohe Wolken häufig in der Nähe von großen konvektiven Systemen auftreten. Das Problem bei der Auswertung der Satellitendaten ist, dass mittelhohe Wolken durch darüber liegende Wolken verdeckt werden können. Dies ist vor allem im Mai der Fall. Für den gewählten Zeitraum konnte dies auf ein Minimum beschränkt werden, da hier mittelhohe Wolken besser zu erkennen sind. Weiter sind zu diesem Zeitraum auch von allen Stationen Daten vorhanden, sodass alle Stationen miteinbezogen werden konnten.

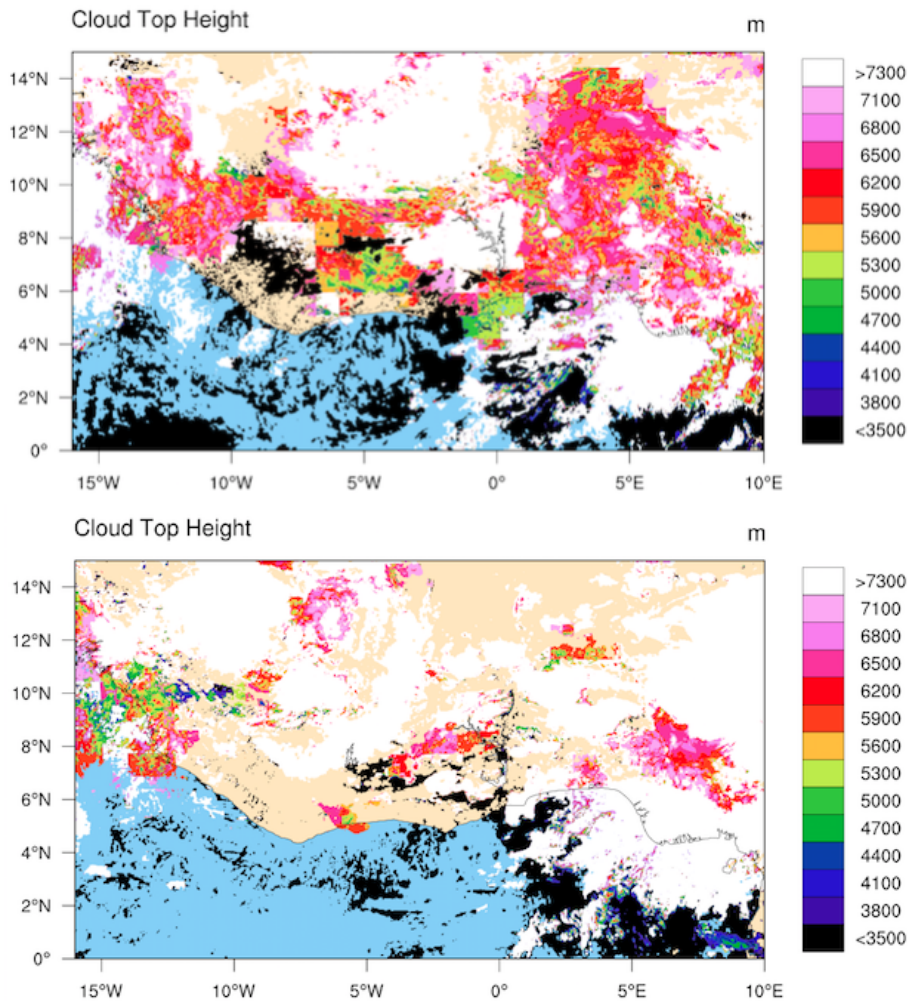


Abbildung 5.9: Dargestellt sind zwei aus dem CLAAS-2 Datensatz analysierten Grafiken der mittelhohen Wolkenbedeckung über Westafrika am 21.07.2006, oben für 10 UTC und unten für 18 UTC. Eine Skala der Höhe der Wolkenoberkante ist jeweils rechts gezeigt. Weiß dargestellt sind alle Wolken mit einer Höhe über 7300, schwarz alle unter 3500 Meter.

5.3.4 Mittelhohe Wolken aus CLAAS-2-Daten und Inversionen

In diesem Abschnitt werden für den oben gewählten Zeitraum die Zeitpunkte herausgesucht, bei denen die Stationen jeweils Inversionen zeigen. Unterschiede in der Anzahl kommen durch die unterschiedliche Aufstiegsfrequenz der Radiosondenaufstiege an den Stationen zu Stande. In Abidjan wurden beispielsweise nur zwei Aufstiege pro Tag gemacht, wohingegen in Parakou und Cotonou acht vollzogen wurden. Es wird exakt die Uhrzeit des Aufstieges mit Inversion mit den aus den CLAAS-2-Daten produzierten Abbildungen über mittelhohe Wolken verglichen. Da sich die Wolken Richtung Westen bewegen, wurde für den Zeitpunkt ein $2 \times 2^\circ$ -Gitter verwendet und in diesem Fenster nach der Vorkommnis mittelhoher Wolken gesucht. Aus Tabelle 5.8 wird ersichtlich, dass bei allen Stationen ein Teil der Inversionen gleichzeitig mit mittelhohen Wolken beobachtet werden. In Niamey ist die Anzahl der mittelhohen Wolken zu den Zeitpunkten an denen Inversionen gemessen wurden, am geringsten. Dies lässt sich dadurch erklären, dass Cirren die Sicht versperren. Denn je nordöstlicher eine Station liegt, desto mehr mittelhohen Wolken werden von höher liegenden Wolken bedeckt. In dieser Gegend und östlicher davon, entstehen sehr viele konvektive

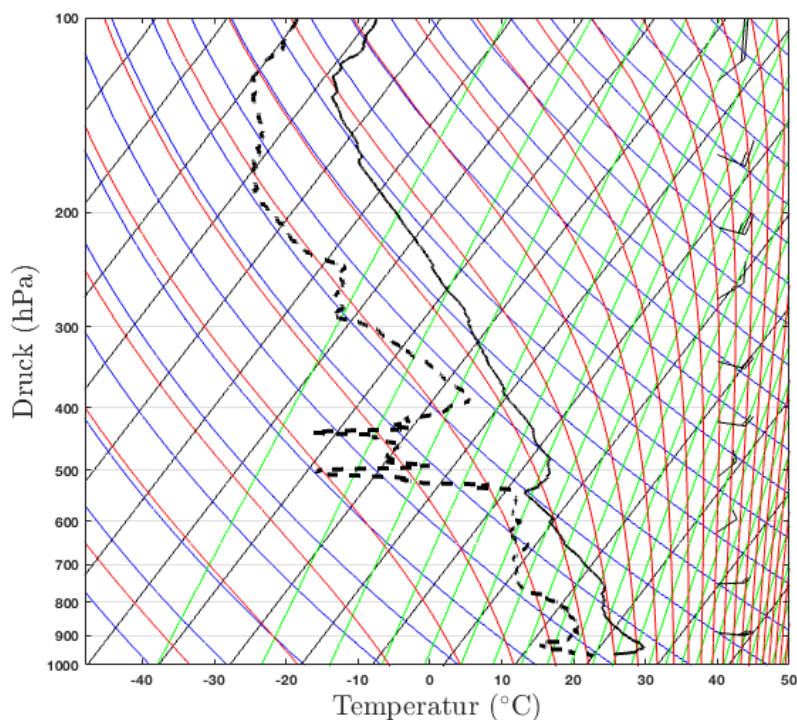
Tabelle 5.8: Übersicht der in diesem Zeitraum gemessenen Inversionen und dem Prozentsatz, bei dem gleichzeitig aus den CLAAS-2-Daten mittelhohen Wolken gefunden wurden. Die Analyse gilt für den Zeitraum 18.07 - 13.08.2006 für jede Station.

Station	Anzahl Inversionen	mittelhohe Wolken
Abidjan	21	71.43 %
Abuja	64	65.63 %
Cotonou	90	61.11 %
Niamey	61	37.70 %
Parakou	93	55.91 %
Tamale	56	66.07 %

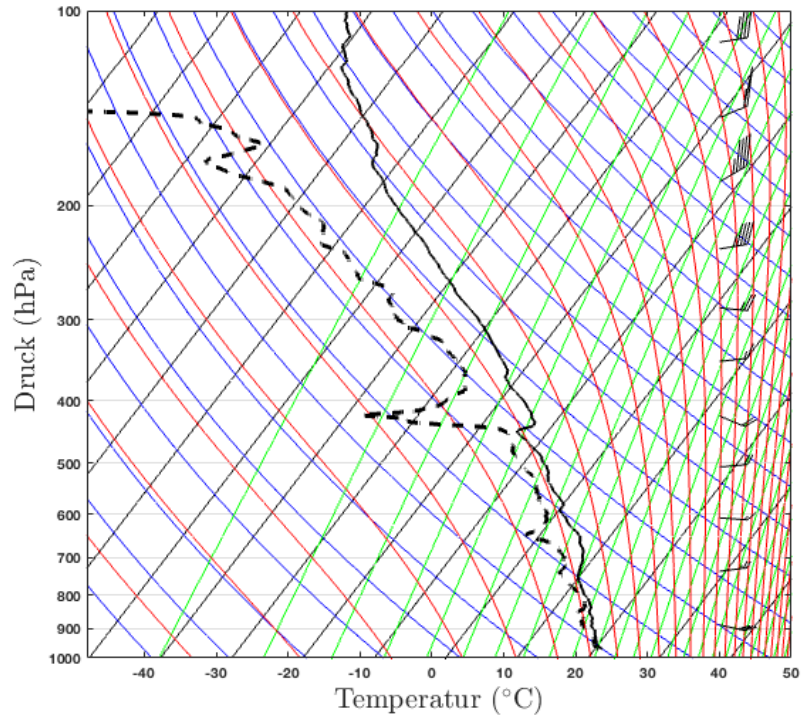
Systeme, sodass die höheren Wolken Cirrusschirme und damit stratiformer Bewölkung beinhalten könnten. Dies ist eine Fehlermöglichkeit bei der Auswertung dieser Daten. In Kap. 5.3.2 konnte für die Stationen Abuja und Tamale keine aussagekräftige Auswertung über mittelhohe Wolken gemacht werden, da zu wenige Daten verfügbar sind. Doch auch an diesen beiden Stationen können nun mit den CLAAS-2-Daten mittelhohe Wolken ausfindig gemacht werden. Überraschend ist, dass über Abidjan im Vergleich zu der Auswertung der ISD-Daten, sehr häufig mittelhohe Wolken zu finden sind. Trotzdem sind nicht alle Inversionen mit mittelhohen Wolken verbunden und somit wird die These, dass Inversionen auf Höhe des 0°C-Levels durch verschiedene Mechanismen gebildet werden, bekräftigt.

5.4 Vergleich der Radiosondenaufstiege aus 2002, 2006 und 2007 in Parakou

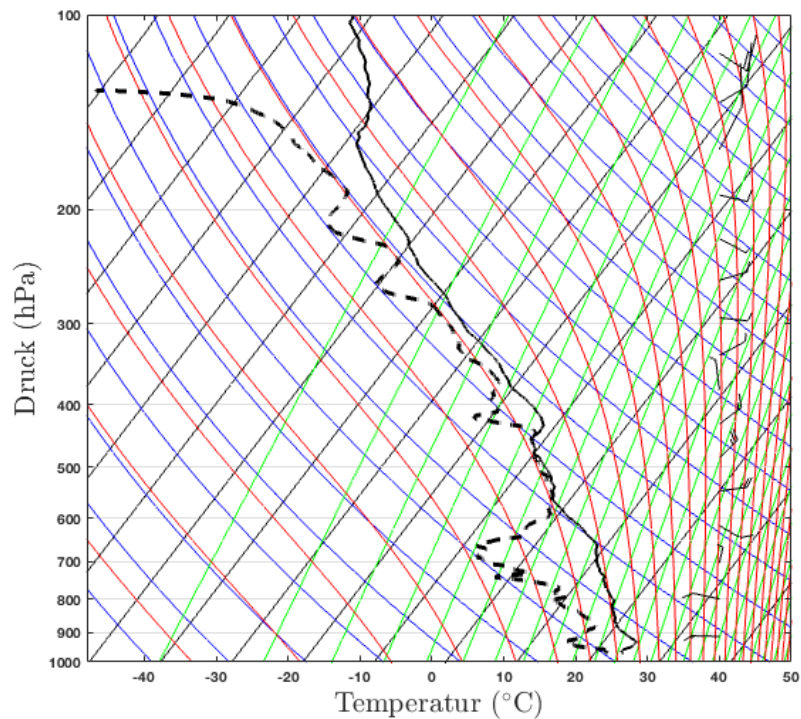
Im vergangenen Abschnitt wurde gezeigt, dass Inversionen in der Höhe zwischen 400 und 600 hPa nicht nur regional an einem bestimmten Punkt auftreten, sondern zum Teil gleichzeitig an verschiedenen Orten. In diesem Kapitel werden nun die Jahre 2002 und 2007 in der Monsunzeit herangezogen und mit den Ergebnissen aus dem Jahr 2006 verglichen. Es werden die Radiosondenaufstiege aus Parakou für 2002, 2006 und 2007 ausgewertet. Es deutet sich an, dass das Phänomen der mittelhohen Inversionen nicht nur auf ein Jahr beschränkt ist, sondern in der Monsunzeit immer wieder auftritt. In Abb. 5.10 ist für jedes Jahr jeweils beispielhaft ein Skew-T-log-p-Diagramm gezeigt. Auch für 2002 und 2007 werden die Daten nach Inversionen untersucht. Es wird deutlich, dass auch 2002 und 2007 Inversionen zwischen 600 und 400 hPa auftreten. Die Mediane der charakteristischen Werte der Inversionen sind in Tab. 5.9 gezeigt. Die errechneten Werte aus Parakou der Jahre 2002 und 2007 sind sehr ähnlich zu denen aus dem Jahr 2006. Die Mediane der analysierten Radiosondendaten zeigen, dass die in der mittleren Troposphäre vorkommenden Inversionen in allen drei Jahren in nahezu derselben Höhe vorkommen. Auch die Inversionsdicke ändert sich mit den Jahren kaum. Im Jahr 2007 war die relative Feuchte unterhalb der Inversionen leicht höher als in den Jahren davor. Der Wert liegt aber im Vgl. mit Tabelle 5.2 noch im Rahmen mit den Werten der anderen Stationen aus 2006.



(a) Skew-T-log-p-Diagramm für Parakou am 09.02.2002, 00 UTC



(b) Skew-T-log-p-Diagramm für Parakou am 02.08.2006, 09 UTC



(c) Skew-T-log-p-Diagramm für Parakou am 17.05.2007, 00 UTC

Abbildung 5.10: Dargestellt sind Skew-T-log-p-Diagramme, beispielhaft jeweils eines pro Jahr gewählt. Für 2002 wurde der Aufstieg vom 09.06.02, 00 UTC, für 2006 der Aufstieg vom 02.08.06, 09 UTC und für 2007 der Aufstieg vom 17.05.07, 00 UTC gewählt.

2007 wurden von Mai bis Oktober jeweils zwei Aufstiege pro Tag (00 und 12 UTC) durchgeführt, dies ergab eine Anzahl von 223. Davon zeigen 80 Temperaturprofile eine Inversion zwischen 600 und 400 hPa, das entspricht einem Prozentsatz von nur 35,9 % der Daten. Im Jahr 2002 lagen 311 Datenreihen vor.

Tabelle 5.9: Tabelle über die Mediane der Daten aus den Radiosondenaufstiegen über Parakou aus den Jahren 2002, 2006 und 2007. Gezeigt sind die Mediane der Inversionshöhe, -dicke, des Temperaturanstieges pro 100 m, der Temperatur an der Stelle bei der die Inversion beginnt und der maximalen relativen Feuchte unterhalb der Inversion. Die Höhe und Inversionsdicke werden jeweils in der Einheit hPa und Meter gezeigt.

	2002	2006	2007
Höhe (hPa)	513.7	515.5	516.7
Höhe (m)	5409.8	5350.2	5323
Dicke (hPa)	5.1	5.9	5.4
Dicke (m)	74.5	87.2	79.8
relative Feuchte (%)	70.9	79	82.4
dT/100 m (°C/100 m)	0.5	1.2	1.1
T_{unten} (°C)	-5.6	-5.0	-4.9

Dabei wurden Aufstiege um 00, 12 regelmäßig und zum Teil auch Aufstiege um 03, 06 und 15 UTC durchgeführt. Dabei zeigen 207 (66,6%) der Daten Inversionen. Zu Erinnerung: 2006 waren für Parakou 507 Daten vorhanden und 353 (69,6 %) davon zeigen Inversionen (5.1). Somit werden 2007 deutlich weniger Inversionen gefunden. Dies kann daran liegen, dass der Monsun in dem Jahr nicht so stark ausgeprägt war. Die Variabilität der Jahre und ihre Ursachen müssten weiter analysiert werden. Trotzdem wird mit dem Vergleich der Daten der Jahre 2002, 2006 und 2007 aus Parakou gezeigt, dass Inversionen in der mittleren Troposphäre über Westafrika auch Jahre übergreifend auftreten und somit ein wichtiges Phänomen beschreibt.

6 Ergebnisse des Messfluges vom 13.07.2016

Im folgenden Kapitel wird der Messflug vom 13.07.2016 in Lomé analysiert. Im Rahmen des MICWA-Projekts wurden Messflüge geplant, welche sowohl die Dynamik, Thermodynamik und Turbulenz als auch die mikrophysikalischen und strahlungsbedingten Eigenschaften von mittelhohen Wolken untersuchen. Der vorher sorgfältig geplante Flug startete in Lomé, ging dann an der Küste entlang Richtung Osten um darauf ab Cotonou nach Norden bis auf die Höhe Parakous zu fliegen. Dabei wurden verschiedene Auf- und Abstiege mit dem Flugzeug vollzogen, um die mittlere Troposphäre zu untersuchen. Das Ziel war möglichst oft durch mittelhohe Wolken zu fliegen, um deren Eigenschaften weiter analysieren zu können. Zunächst wird beschrieben, welche Prognosen vor dem Flug gemacht werden müssen um möglichst gute Bedingungen am Tag des Fluges zu finden. Sind die Bedingungen gut, d.h. ist die Wahrscheinlichkeit hoch, dass mittelhohe Wolken präsent sein werden, wird der Flug für den darauffolgenden Tag geplant. Darauf wird kurz auf die synoptische Situation am Flugtag eingegangen. Schließlich werden die Ergebnisse des Messfluges vorgestellt und analysiert.

6.1 Prognose

In den mittleren Breiten wird das Wetter oft von Tiefdruckgebieten und ihren Fronten bestimmt. Die Tropen sind hingegen häufig von kleinräumigen Schauer- und Gewitterniederschlägen geprägt, die in den mittleren Breiten im Sommer auftreten. In den Tropen dominieren somit kleinräumige vertikale Umlagerungen durch Feuchtkonvektion in der ITCZ. Idealerweise passiert das Messflugzeug eine morgendliche Altocumulus-/ Altostratusschicht, welche aus einem nächtlichen MCS heraus entstanden ist. Altostratus- und Altocumulusfelder treten häufig über dem südlichen Westafrika während der Monsunzeit zwischen Mai und Oktober auf. Es wird einen Tag vor dem Messflug die Entwicklung nächtlicher MCS vorhergesagt, da mittelhohe Wolken oftmals in Verbindung mit mesoskalig konvektiven Systemen auftreten. Zunächst werden Satelliten- und Infrarotbilder angeschaut um einen Überblick über die Situation über Westafrika am 12.07.2016 zu bekommen. Danach werden die Strömungslinien in der zwischen 950 und 600 hPa gemittelten Schicht und jeweils bei 600 hPa und 850 hPa untersucht. Diese zeigen die Verteilung von Wirbeln oder Vortices. Je stärker die Krümmung der Linien, desto markanter sind die damit verbundenen Hebungs- und Absinkprozesse. Dasselbe gilt für die Drängung der Isolinien, der sogenannten Scherungsvorticity. In Abbildung 6.1 zeigen die über 950-600 hPa gemittelten Strömungslinien über dem Nordosten von Nigeria die Entwicklung eines zyklonal rotierenden Vortex. Korrespondierend dazu ist die vertikale Scherung in diesem Bereich erhöht und deutet auf gute Bedingungen für die Entwicklung von Vortices hin. Die Strömungslinien auf 850 hPa zeigen eine antizyklonale Rotation im Küstenbereich. Ein anderer Mechanismus der Bildung mittelhoher Wolken ist

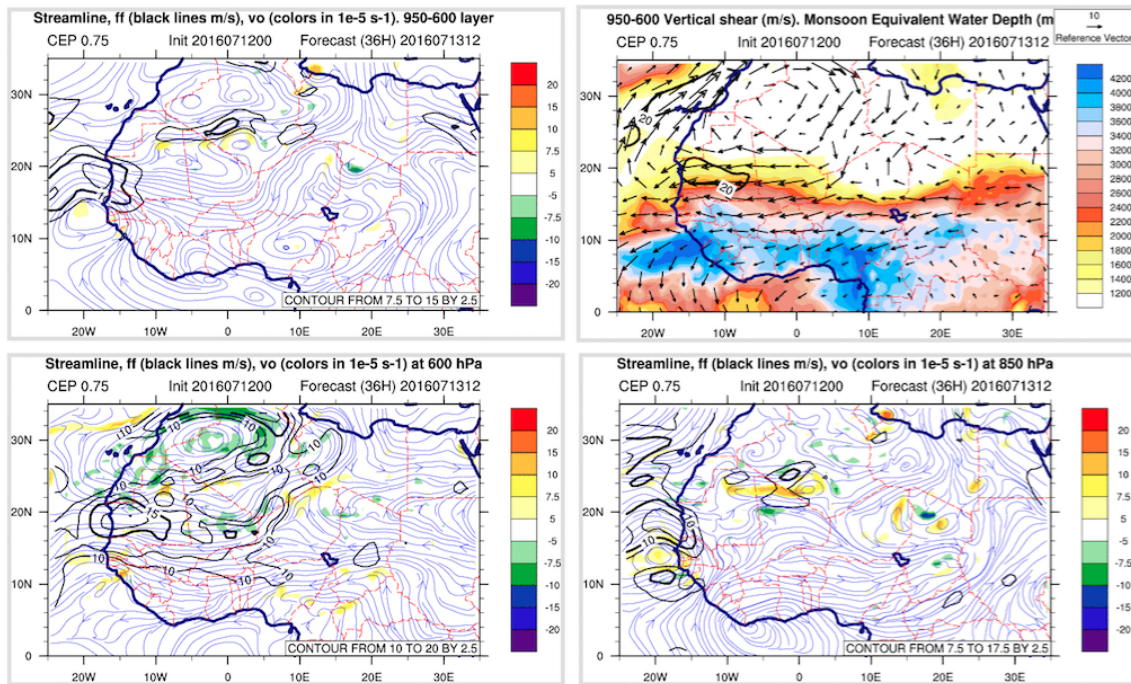


Abbildung 6.1: Darstellung der Strömungslinien innerhalb der Schicht zwischen 950-600 hPa (oben links), auf 600 hPa (unten links) und 850 hPa (unten rechts). Rechts oben ist die vertikale Scherung in m/s und der Wassergehalt der Monsunschicht abgebildet. Die Abbildungen zeigen die Vorhersage des 12.07.2013 für den 13.07.2016 um 12 UTC, aus dacciwa.sedoo.fr.

Hebung durch z.B. Vortices in der unteren Troposphäre in eine nahezu gesättigte, mittlere Troposphäre. In der Abbildung 6.2 werden Windpfeile und die relative Feuchte in % für Parakou vom 11.07.-15.07.2016 gezeigt. Es ist zu erkennen, dass die relative Feuchte auf 500 hPa und darunter mit 99% sehr feucht ist. Die gleiche Abbildung für Savé und Cotonou zeigen beide auch eine sehr feuchte mittlere Troposphäre (A.7 - A.10). In Abb. 6.1 ist die Entwicklung eines Vortex im Nordosten von Nigeria zu erkennen. Die durch den Vortex induzierte Hebung könnte Luftmassen in die feuchte mittlere Troposphäre advehieren und mittelhohe Wolken bilden. Als Kombination dieses Feuchteprofils wird weiter in Abb 6.3 ein Vertikalschnitt der Stabilität für Parakou vom Erdboden bis über 100 hPa für den selben Zeitraum dargestellt. Es wird deutlich dass am 13.07.2017 um 09 UTC eine Stabilität in der Höhe von 500 hPa zu sehen ist, die sich um 12 UTC allerdings wieder auflöst. In 500 hPa über Cotonou werden an diesem Tag durchgängig stabilere Schichten beobachtet, siehe Abbildungen A.7 - A.10. Unterhalb der Darstellung der relativen Feuchte sind zudem Wettersymbole zu finden. Über Parakou werden am Flugtag der Typ $C_M 3$ (=Halbdurchscheinender Ac vorherrschend) und $C_M 7$ (=Ac unter As oder Ns oder dichter Ac vorherrschend) beobachtet. Eine Erläuterung der mittelhohen Wolkentypen ist in Tabelle 4.2 zu finden.

Zusammenfassend ist zu sagen, dass durch den Vortex über Nigeria, der durch das Windfeld in Richtung Westen wandert, und eine feuchte mittlere Troposphäre gute Bedingungen für die Präsenz mittelhoher Wolken und damit für einen Flug über Benin herrschen.

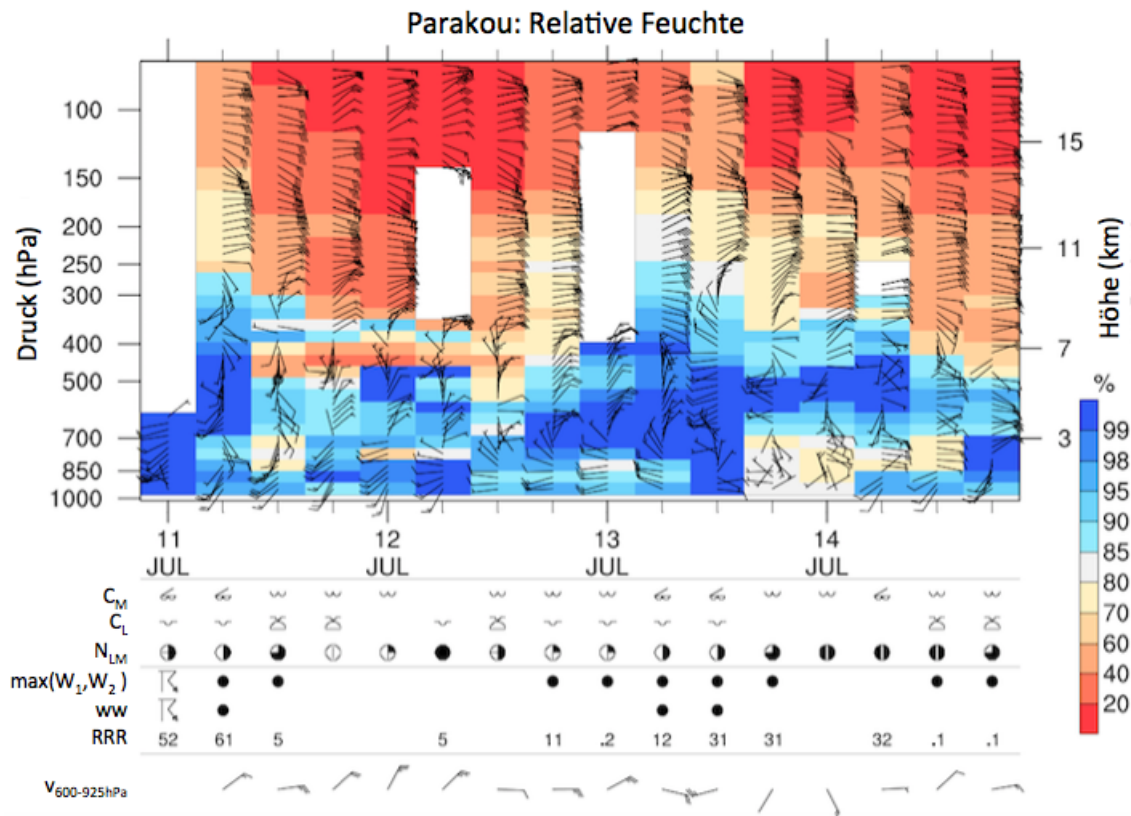


Abbildung 6.2: Die Abbildung zeigt die Entwicklung der relativen Feuchte über Parakou vom 11.07.-15.07.2016 für die Atmosphäre zwischen dem Erdboden bis über 100 hPa. Darunter sind verschiedene Wettersymbole gezeigt. Sie geben Angabe über die mittlere und tiefe Bewölkung, über den Bedeckungsgrad, signifikantes Wetter und ob Niederschlag gefallen ist. Darunter ist der mittlere Wind zwischen 600 und 925 hPa gegeben.

6.2 Die synoptische Situation am 13. Juli 2016

Vorbemerkungen

Um die synoptische Situation zu analysieren, werden satellitengestützte Daten, Radiosondenaufstiege und Daten des ACMAD (African Center of Meteorological Application for Development) verwendet. Diese Daten werden hier kurz erläutert. Das WASA-Produkt (“West African Synthetic Analysis”) wurde in Kooperation von afrikanischen und europäischen Instituten (ACMAD, ASECNA, CNRM) entwickelt und stellt ein Synthese-Produkt aus Beobachtungsdaten und numerischen Wettervorhersageprodukten dar, die nach objektiven und subjektiven Kriterien in einer Wetterkarte dargestellt werden (Lafore et al., 2006). Dieses Produkt ist auf der DACCIWA-Homepage (2016) zu finden. In die WASA gehen sowohl Daten aus dem ECMWF (European Center for Medium range Weather Forecast) Modell, aus dem UKMO (United Kingdom MetOffice) Modell des englischen Wetterdienstes und dem Arpège Modell von Meteo France, als auch Messdaten und Erfahrungswerte von afrikanischen Synoptikern vor Ort ein.

Die Analyse der Lage der ITD geschieht durch die Lage der 15° Isodrosotherme. Isodrosothermen sind Linien gleichen Taupunkts. Nach Eldridge (1957) kann die ITD als Taupunktsfront definiert werden. Deshalb wird oft die 15°C -Taupunkts-Isotherme als Kriterium zur Bestimmung der Lage

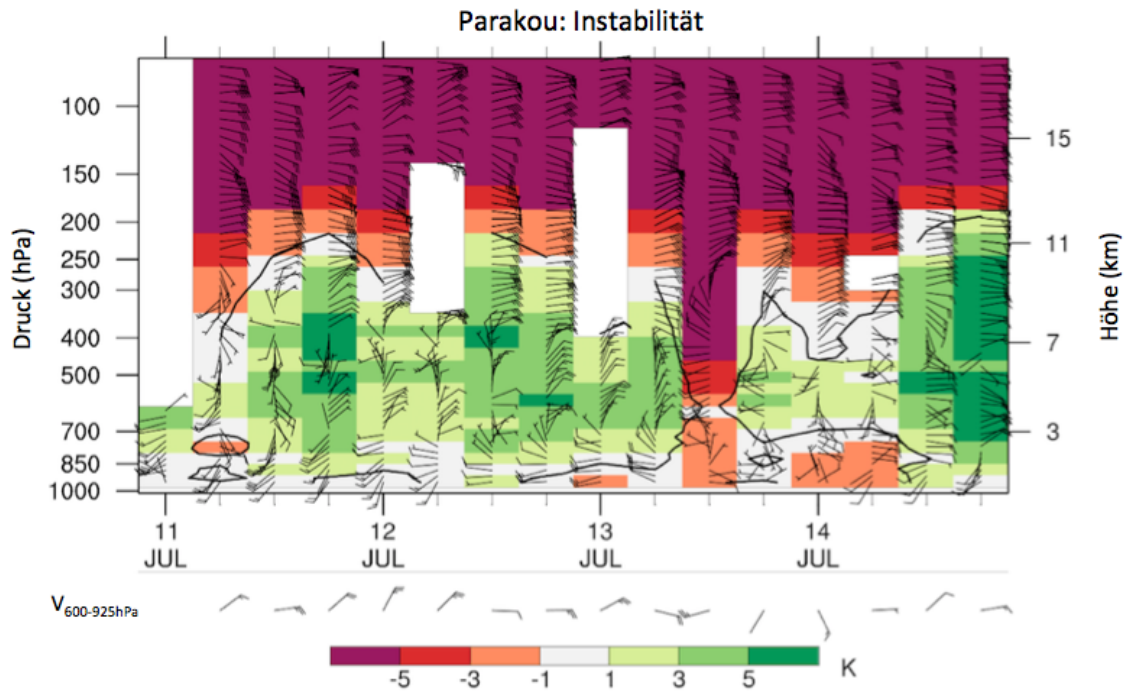


Abbildung 6.3: In der Abbildung ist die Entwicklung der Instabilität über Parakou vom 11.07.-15.07.2016 für die Atmosphäre zwischen dem Erdboden bis über 100 hPa gegeben. Das Maß für die Instabilität ist in K pro Höhenabschnitt gegeben. Ist dieser Wert positiv, liegt eine stabile Schichtung vor.

der ITD verwendet. Zusätzlich können die Windvektoren in 950 hPa betrachtet werden. Sie zeigen das Vordringen der südlichen Monsunströmung bzw. der aus Norden wehenden Harmattanwinde an. Die Lage der ITD sollte grob mit ihrer Konfluenzzone übereinstimmen. Mit der objektiven Methode nach Berry et al., 2007, können aus dem Windfeld die Krümmungsvorticity und mit deren Hilfe die Jetachse des AEJ sowie die Trogachsen der AEW berechnet werden. Die ITD verläuft in

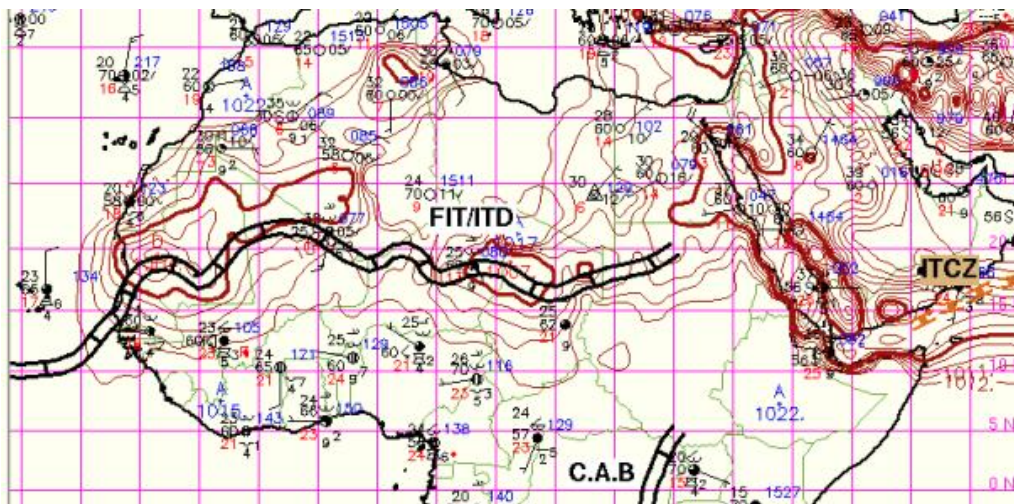


Abbildung 6.4: Synoptische Situation des WASA-Produkts am 13.07.2016 um 06 UTC; Ausschnitt etwa 3°S-40°N/ 25°W-65°O, Gitterlinien im abstand von 5° geographischer Länge bzw. Breite. Die ITD liegt bei etwa 20°N. Rote, durchgezogene Linien markieren Linien gleichen Bodendrucks. Weiter sind einzelne Stationsmeldungen erkennbar, die für die Arbeit aber nicht weiter von Bedeutung sind.

der WASA am 13.07.2013 um 06 UTC entlang des 20. Breitengrades, Abb. 6.4. Außerdem ist die Lage des Saharatiefs zu erkennen, welches im Westen, etwas oberhalb der ITD, zu finden ist. Die Cap (capping inversion) ist eine Luftschicht mit erhöhter Stabilität, die Konvektion verhindern oder verzögern kann. Sie ist für die Arbeit nicht weiter relevant.

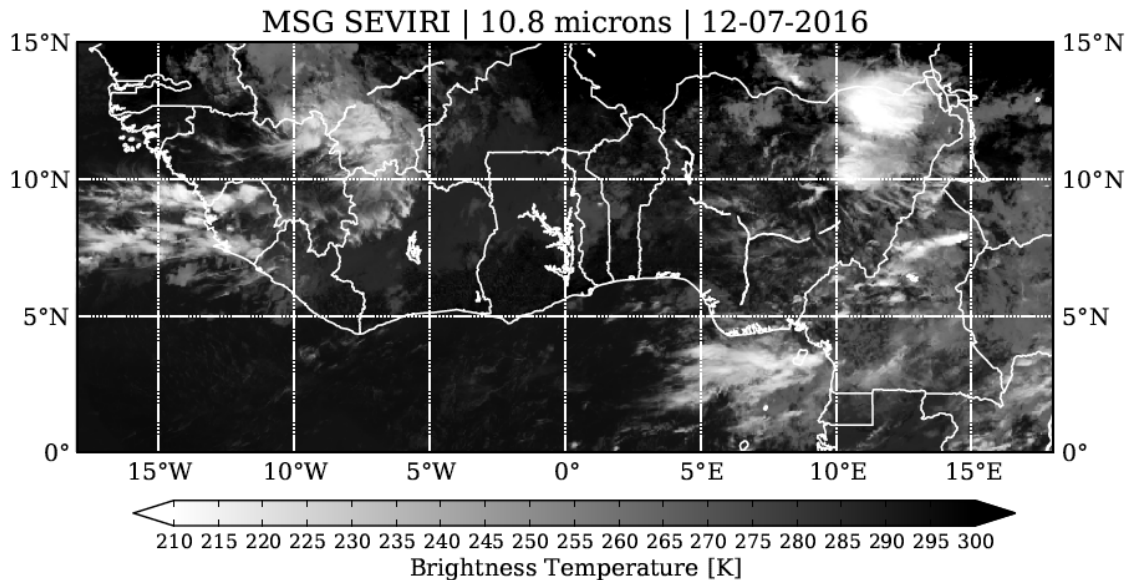


Abbildung 6.5: Dargestellt ist ein Infrarotbild des 12.07.2016 aus MSG Seviridaten. Darunter ist die Skala der Strahlungstemperatur in Kelvin zu sehen.

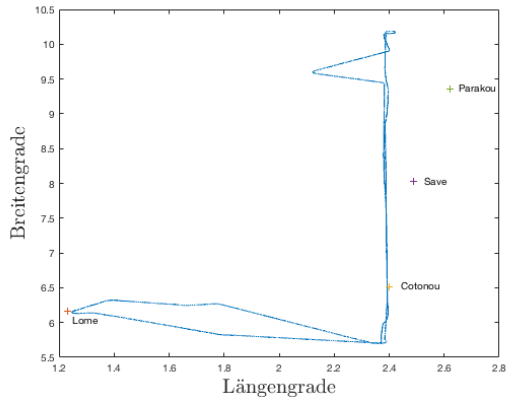
In der Abb. 6.5 ist das Satellitenbild im Infraroten vom 12.07.2016 12 UTC gezeigt. Man erkennt über dem Nordwesten von Nigeria eine Vortexähnliche Struktur und darunter ein Wolkenband, das sich von der Mitte Benins in den Osten Nigerias erstreckt. Weiter südlich sind weitere Wolken zu erkennen, die an diesem Tage nach Westen und damit in die Küstenregion Benins ziehen.

6.3 Messergebnisse des Fluges und der Radiosonden

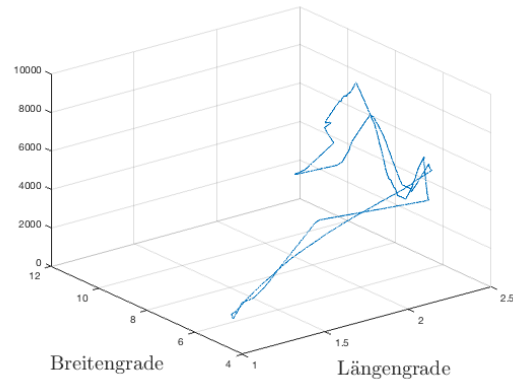
Im folgenden Abschnitt werden die Ergebnisse der Radiosondenaufstiege von Cotonou, Savé und Parakou ausgewertet. Diese drei Orte liegen auf der Höhe der Messflüge und werden deshalb mit-analysiert. Zudem wird der Flug ausgewertet, indem zunächst ein Überblick über die Flugroute gegeben wird. Darauf folgen Höhenprofile um die gemessenen Daten nach Inversionen und mittelhohen Wolken zu untersuchen.

6.3.1 Flugtrack der ATR-42

Grafik 6.6 zeigt den Flug der ATR-42 am 13.07.2016. In Abb. 6.6a ist der Flugtrack im Zweidimensionalen gezeigt. Hierbei wurden zudem die Orte der Radiosondenaufstiege auf dem Weg des Fluges markiert. Abb. 6.6b gibt einen Überblick über die Flugroute im Dreidimensionalen Raum. Startpunkt des Fluges war der Flughafen in Lomé, Togo.



(a) Flugtrack, welcher über Breiten- und Längengrade aufgetragen ist. Wichtige Stationskoordinaten sind markiert.



(b) Flugtrack im Dreidimensionalen.

Abbildung 6.6: Flugtrack des Messfluges vom 13.07.2016.

6.3.2 Vertikalprofil der Temperatur und Inversionen

Um korrekte Vertikalprofile der Temperatur zu erstellen, muss zunächst ausgewertet werden, wann und wie oft das Flugzeug seine Höhe während des Messfluges ändert. Für die Suche nach Inversionen, werden nur die Aufstiege des Flugzeuges berücksichtigt, das heißt, wenn das Flugzeug an Höhe zu nimmt. Dazu wurde ein Höhenprofil mit Maxima und Minima erstellt. In der Abb. 6.7

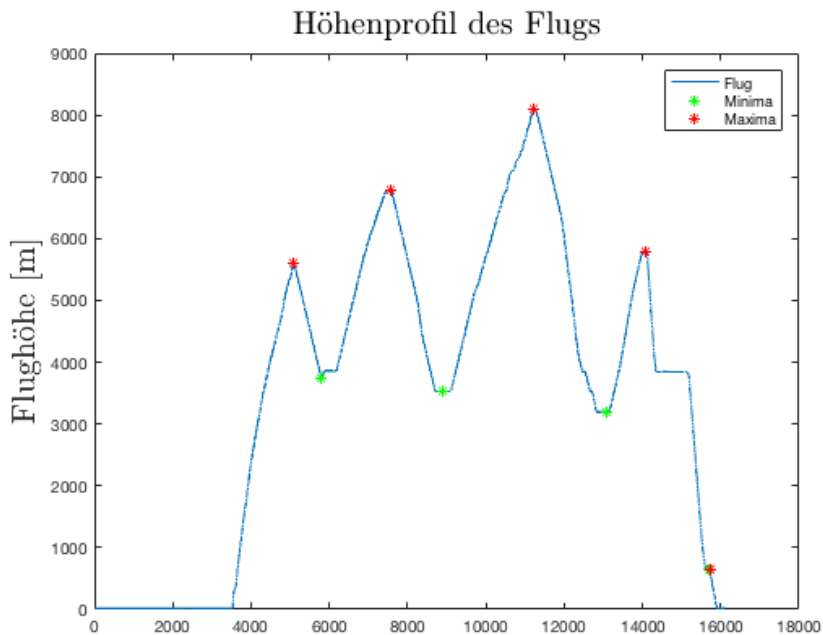


Abbildung 6.7: Höhenprofil des Messfluges. Die Höhe wird in Metern dargestellt. In der Grafik sind Maxima und Minima der Flughöhe markiert. Hierbei sind kleinräumige Schwankungen bis +/-10 m ausgenommen.

ist die Flughöhe als zweidimensionale Grafik dargestellt. Maxima und Minima der Flughöhe sind markiert. Für die Extrema wurden Schwankungen der Höhe +/- 10 m ausgenommen, da dies auch

unterhalb der später zu suchenden Inversionsdicke (1.5 hPa/ 19.5-24.5 m) liegt und somit nicht relevant ist. Aus der Abbildung erkennt man vier Maxima und somit vier Aufstiege des Flugzeugs.

Tabelle 6.1: Übersicht der Aufstiege des Messfluges.

Aufstieg	Start des Aufstieges [m]	Wert [hPa]	Ende des Aufstieges [m]	Wert [hPa]
1	20.4	1007.5	5613	517.3
2	3726	654.8	6777	445.9
3	3526	669.8	8084	375
4	3197	696.3	5795	505.1

Um die Aufstiege auf Inversionen zu untersuchen, wird die Temperatur jedes einzelnen Aufstiegs als Vertikalprofil der Höhe dargestellt. Um einen Überblick über die Feuchtigkeit zu bekommen, wurde zudem die Taupunkttemperatur aufgetragen. Die Taupunkttemperatur ist jene Temperatur, die sich einstellt, wenn man ein Luftpaket bei konstant gehaltenem Druck und konstantem Wasserdampfgehalt abkühlt, bis Kondensation eintritt.

Die Taupunkttemperatur wurde aus der Temperatur und der relativen Feuchte wie folgt berechnet:

$$e_{sat,w} = e_0 \cdot \exp\left(\frac{17.67 \cdot T}{234.5 + T}\right) \quad (6.1)$$

$$q = \varphi \cdot \frac{0.622 \cdot e}{p - e} \quad (6.2)$$

$$\chi = \log\left(\frac{p \cdot q}{e_0 \cdot (0.622 + q)}\right) \quad (6.3)$$

$$T_d = 234.5 \cdot \frac{\chi}{17.67 - \chi} \quad (6.4)$$

Wobei gilt: $-30^\circ\text{C} \leq T \leq 70^\circ\text{C}$ und $e_0 = e_{sat,w}(T = 0^\circ\text{C}) = 6.112\text{hPa}$. Der bei einer bestimmten Temperatur maximal mögliche Wasserdampfdruck wird als Sättigungsdampfdruck bezeichnet. Die erste Gleichung beschreibt die Magnusformel über Wasser, mit e als Sättigungsdampfdruck über Wasser und T als Umgebungstemperatur. q bezeichnet die spezifische Feuchte. φ ist die relative Feuchte und p der Druck. Beide sind neben der Temperatur aus den Daten gegeben.

Es ergeben sich Vertikalprofile der Temperatur und des Taupunktes wie in Abb. 6.8 dargestellt. Für die Arbeit sind Inversionen in der Höhe zwischen 4200 und 6000 m relevant. In der Abb. 6.8(a) erkennt man eine Temperaturabnahme mit der Höhe bis kurz vor der maximalen Flughöhe dieses Aufstiegs. Dort ist eine leichte Inversion zu verzeichnen. In Abb. 6.8(b) ist das Vertikalprofil des zweiten Aufstiegs gezeigt. Hier ist eine kräftige Inversion auf der Höhe von 5463 bis 5526.5 m zu erkennen. Sie befindet sich etwa auf der gleichen Höhe wie die leichte Inversion aus dem ersten Aufstieg. Bei beiden Aufstiegen wird kurz unterhalb der Inversion eine hohe relative Feuchte gemessen. Dies lässt an dieser Stelle mittelhohe Wolken vermuten. Bei Aufstieg drei und vier nimmt die Temperatur mit der Höhe kontinuierlich ab und es sind keine Inversionen im mittelhohen Niveau zu erkennen. Die relative Feuchte ist beim dritten Aufstieg insgesamt relativ hoch und ab 5500 m dauerhaft oberhalb 90%. Der vierte Aufstieg beginnt bei einer Höhe von ca. 3200 m und zeigt bis auf eine leichte Inversion bei ca. 3500 m bzw. 668.3 hPa ansonsten keine Inversion im mittelhohen Stockwerk. In Tabelle 6.2 wird eine Übersicht der Inversionen aus dem Messflug ge-

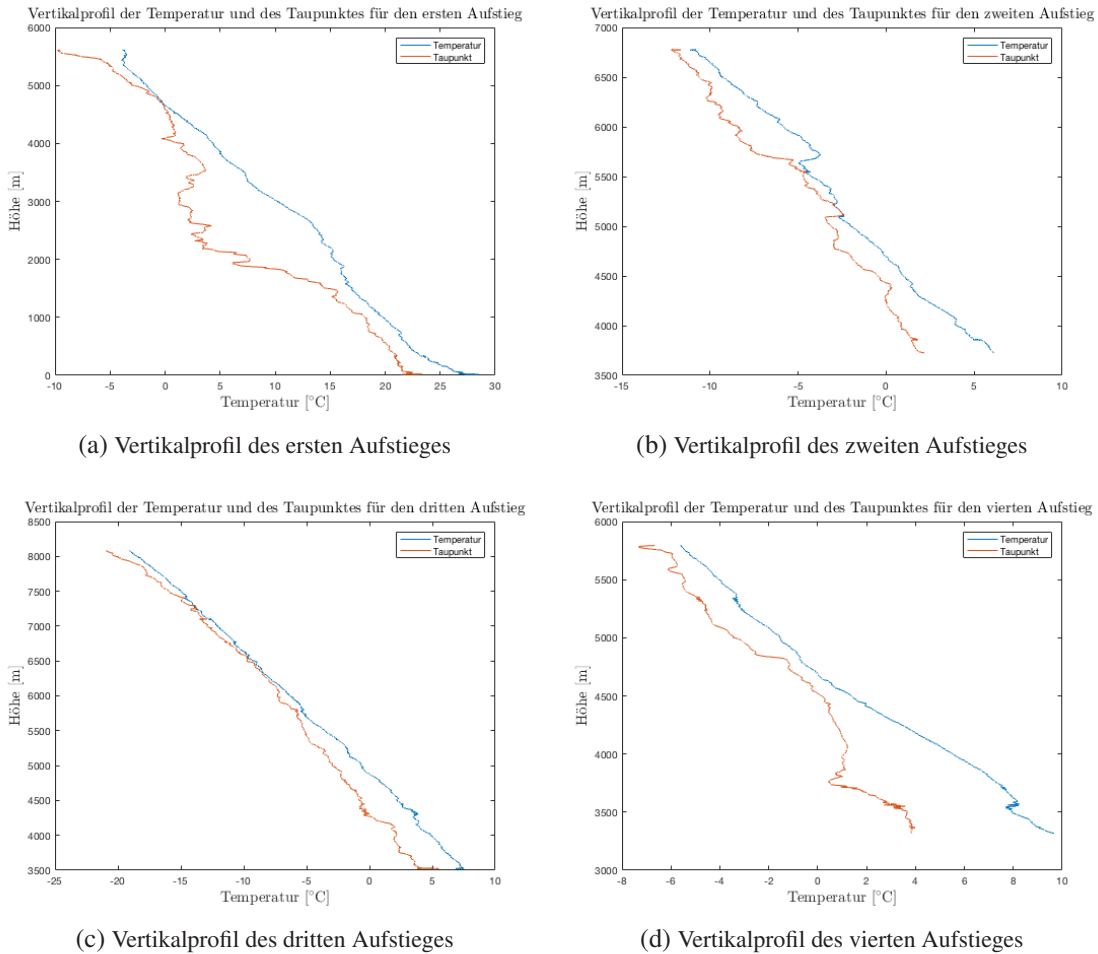


Abbildung 6.8: Vertikalprofile der Temperatur und des Taupunktes für die einzelnen Aufstiege des Flugzeuges.

geben. Die Inversion auf 515.7 hPa mit einer Dicke von 5.3 hPa zeigt ähnlichen Charakteristiken wie die Inversionen aus den Radiosondendaten aus 2006, vgl. 5.2. Es wird deutlich, dass an dem

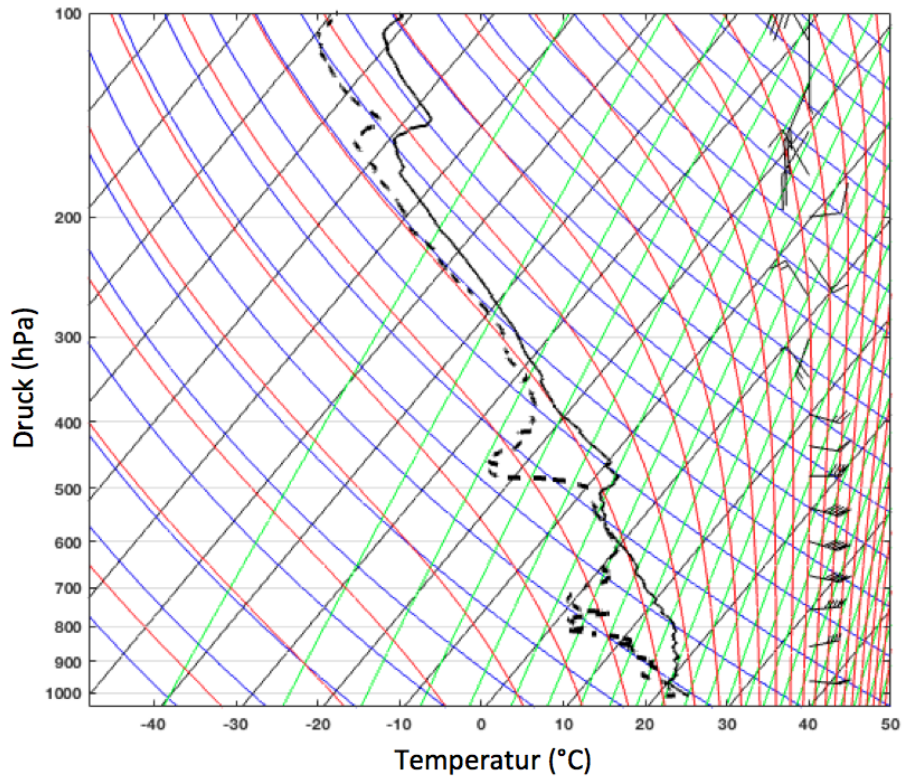
Tabelle 6.2: Übersicht der Temperaturinversionen aus dem Messflug.

Aufstieg	T_{unten} [°C]	T_{oben} [°C]	T_{diff} [°C]	h_{unten} [m]	h_{unten} [hPa]	h_{diff} [hPa]	φ [%]
1	-3.84	-3.45	0.39	5463	527.3	4.2	85
2	-3.01	-2.78	0.23	5219.4	543.7	2.3	100
2	-4.95	-3.73	1.22	5634.4	515.7	5.3	100

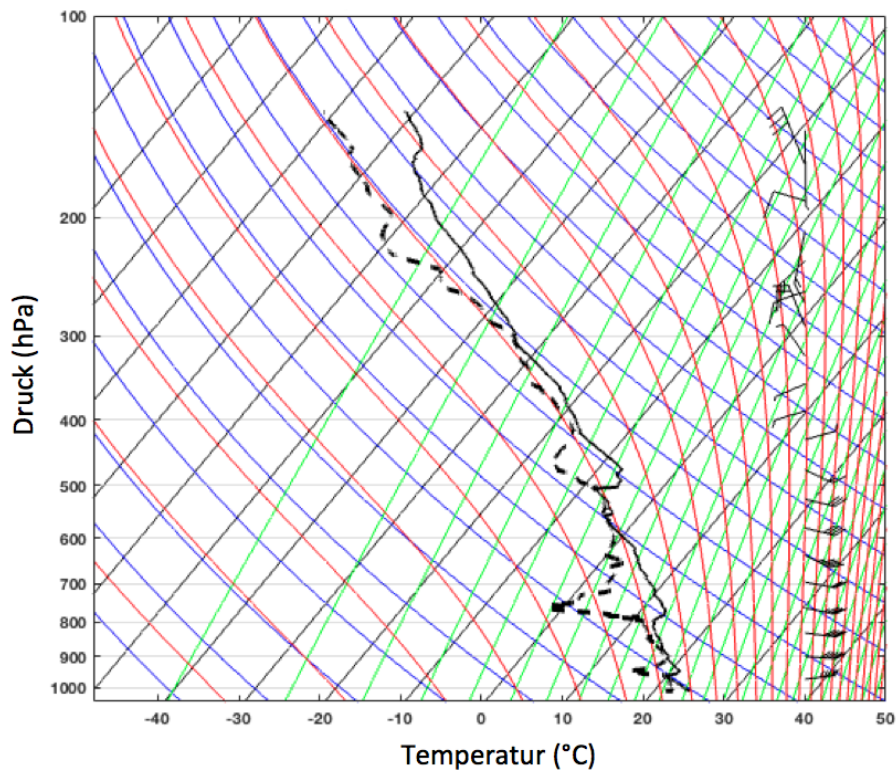
Flugtag multiple Inversionen gemessen wurden.

6.3.3 Skew-T-log-p-Diagramme der Bodenstationen

Bei der Darstellung der Radiosondenaufstiege des 13.07.2016 wird die vollständige Darstellung der Aufstiege gezeigt. Die Temperaturkurven der Radiosondenaufstiege an drei Stationen, die auf der Höhe des Messfluges liegen, werden ausgewertet. Es werden die Radiosondenaufstiege aus Cotonou, Savé und Parakou analysiert, da die Stationen auf der Höhe der Flugroute liegen.



(a) Skew-T-log-p-Diagramm für den 13.07.2016 um 06 UTC aus Cotonou



(b) Skew-T-log-p-Diagramm für den 14.07.2016 um 00 UTC aus Cotonou

Abbildung 6.9: Dargestellt sind die Temperatur und der Taupunkt in $^{\circ}\text{C}$ aus den Radiosondenaufstiegen für den 13.07.2016 um 06 UTC und für den 14.07.2016 00 UTC aus Cotonou in Skew-T-log-p-Diagrammen, rechts daneben sind jeweils die entsprechenden Windpfeile für Windrichtung und -geschwindigkeit gezeigt.

In Cotonou werden um 06 und 22 UTC während den Radiosondenaufstiegen Temperaturinversionen gemessen, welche in Abb. 6.9 zu erkennen sind. Die Inversion für den 06 UTC Aufstieg liegt dabei zwischen 503.2 - 492.5 hPa mit einer maximalen relativen Feuchte von 91.1 % unterhalb der Inversion. Oberhalb der Inversion weht der Wind aus Ost. Die hohe relative Feuchte lässt auf mittelhohe Bewölkung schließen. Der 00 UTC Aufstieg Cotonous wird einer Inversion zwischen 506.2 - 501,2 hPa ausgemacht. Die maximale relative Feuchte darunter beträgt 100 %. Der Wind darüber weht aus NOO. Für die Aufstiege um 12 und 18 UTC in Cotonou lassen sich aus den Daten keine Inversionen im mittelhohem Niveau ableiten, Parakou zeigt lediglich zum 00 UTC Aufstieg eine Inversion zwischen 462,6 - 458,4 hPa mit einer maximalen relativen Feuchte unterhalb der Inversion von 100 %. Der Wind darüber kommt aus Ost. In Savé werden am 13.07.2013 keine Inversionen aus den Radiosondendaten ersichtlich.

6.3.4 Analyse der mittelhohen Wolken

In vorigem Abschnitt wurde während des zweiten Aufstieges mit dem Flugzeug eine kräftige Inversion in der Höhe 5219.4 m gefunden.

Darunter beträgt die maximale relative Feuchte 100 %, womit dort mittelhohe Wolken zu vermuten sind. Der Wassergehalt von Wolken (engl.: *“liquid water content”*, LWC) ist der Anteil des kondensierten Wassers pro Volumeneinheit feuchter Wolkenluft. Der LWC ergibt sich aus:

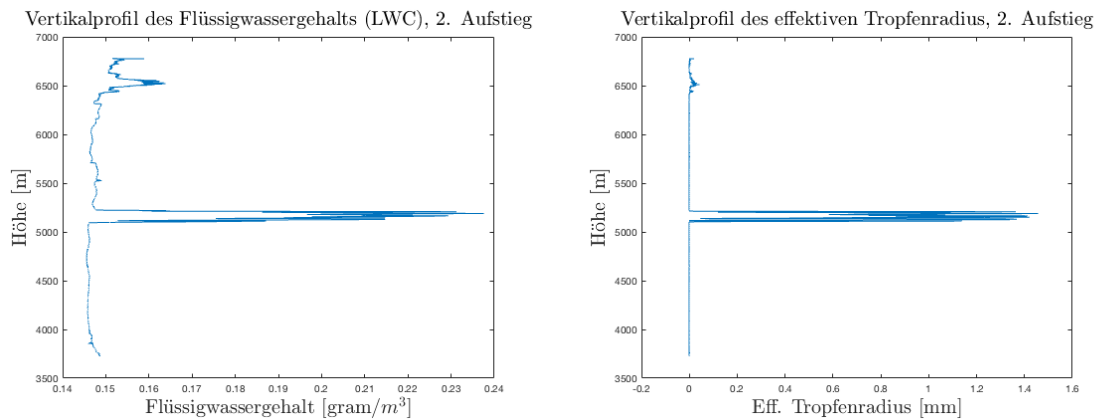
$$LWC = \frac{4}{3} \pi \rho_w \cdot \int_{r=0}^{\infty} r^3 n(r) dr \quad (6.5)$$

Dabei ist ρ_w die Dichte von Wasser, r der Tropfenradius und $n(r)$ das Wassertropfenspektrum. Der Gesamtwassergehalt einer Wolke ist von der Lufttemperatur, dem verfügbaren Wasserdampf und der Hebungsgeschwindigkeit abhängig. In polaren Breiten finden sich niedrigere und in den Tropen sehr große Werte. Der effektive Radius ist als das Verhältnis des dritten zum zweiten Moment des Größenspektrums definiert:

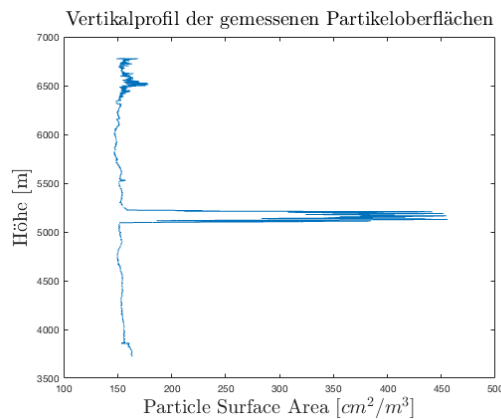
$$r_e = \frac{\int_{r=0}^{\infty} N_r r^3 dr}{\int_{r=0}^{\infty} N_r r^2 dr} \quad (6.6)$$

Hierbei ist r der Wolkentropfenradius und N die Tropfenkonzentration. Diese beiden Größen wurden beim Flug direkt gemessen. Abb. 6.10 zeigt das Vertikalprofil des Wassergehalts in g/m^3 , des effektiven Radius' der Tropfen und der Größe der Partikeloberfläche. Aus der Grafik in Abb. 6.10 (a) und Abb. 6.10 (b) wird ersichtlich, dass sowohl der Flüssigwassergehalt als auch der effektive Tropfenradius hohe Werte auf der Höhe zeigen, in der sich die Inversion befindet. Typische Werte für mittelhohe Wolken sind in Tabelle 6.3 gezeigt. Darauf folgt die Analyse der Partikeloberfläche (PSA=particle surface area). Ein optischer Sensor, PVM-100A für Wolkenmikrophysikalische Messungen am Flugzeug, misst den LWC, den effektiven Radius als auch die Partikeloberfläche. Diese Messungen geschehen simultan (Gerber et al., 1994). Die gemessene Partikeloberfläche wurde in Abb. 6.10 (c) für den 2. Aufstieg des Flugzeuges als Höhenprofil geplottet und analysiert. Auf

Höhe der analysierten Wolke werden größere Partikeloberflächen gefunden, was auf den Eintrag von Staub aus der Sahara hindeuten könnte.



(a) Vertikalprofil des Flüssigwassergehaltes (in g/m^3) während des 2. Aufstieges. (b) Vertikalprofil des effektiven Tropfenradius in mm während des 2. Aufstieges.



(c) Abgebildet ist ein Höhenprofil der gemessenen Partikeloberfläche während des 2. Aufstieges. Auf 5200m erkennt man einen deutlichen Anstieg der Größe der Partikeloberfläche.

Abbildung 6.10: Während des zweiten Aufstieges gemessene wolkenmikrophysikalische Eigenschaften

Der Flüssigwassergehalt liegt in dem Bereich, der mittelhohen Wolken in den Tropen entspricht, vgl. 6.3. Der Tropfenradius von $1.46 \mu\text{m}$ liegt in dem angegebenen Bereich ($1\text{-}13 \mu\text{m}$) für Altostratus im unteren Sektor. Als Ergänzung zeigt die Abb. 6.11 aus den CLAAS2-Daten die berechnete Wolkenverteilung an dem Flugtag. Es wird die Höhe der Wolkenoberkante und eine Analyse der Wolkentypen gezeigt. Es ist zu erkennen, dass die Höhe der Wolkenoberkante der mittelhohen Wolken nicht immer gut berechnet werden konnte, da Cirren dem Satelliten die Sicht versperren. Lücken zwischen den Cirrus-Wolken zeigen jedoch, dass auf der Flugroute mittelhohe Wolken mit einer Wolkenoberkante zwischen 5000m (grün) und 6800 m (rosa) errechnet wurden. Dies wird durch die Analyse der Wolkentypen bestätigt. Abb. 6.11(b) zeigt auf der Flugroute auch mittelhohe Wolken, welche in der Abbildung in pink (“Mittelhoher Stratus”) und rot (“Mittelhoher Cumulus”) gezeigt werden. Dabei bedeutet “Mittelhoher Stratus”, dass dort Altostratus analysiert wurde und “Mittelhoher Cumulus” zeigt, dass dort Altocumulus zu finden ist.

Tabelle 6.3: Beobachtungsergebnisse aus verschiedenen Wolkenarten, aus Weickmann und aufm Kampe, Diem.

Wolkenart	Zahl der Tropfen in cm^3	Tropfenradius [μm] Mittelwert	Tropfenradius [μm] häufigster Wert	Tropfenradius [μm] kleinst- und größter	Quelle
Schönwetter-cumulus	300	9	6	3-33	Weickmann, aufm Kampe
Cumulus con	64	24	6	3-83	Weickmann, aufm Kampe
Cumulo-nimbus	72	20	5	2-100	Weickmann, aufm Kampe
Stratocumulus	350	4	3.5	1-12	Diem
Altostratus	450	5	4.5	1-13	Diem
Nimbostratus	330	6	4	1-20	Diem
Stratus	260	6	4	1-22	Diem

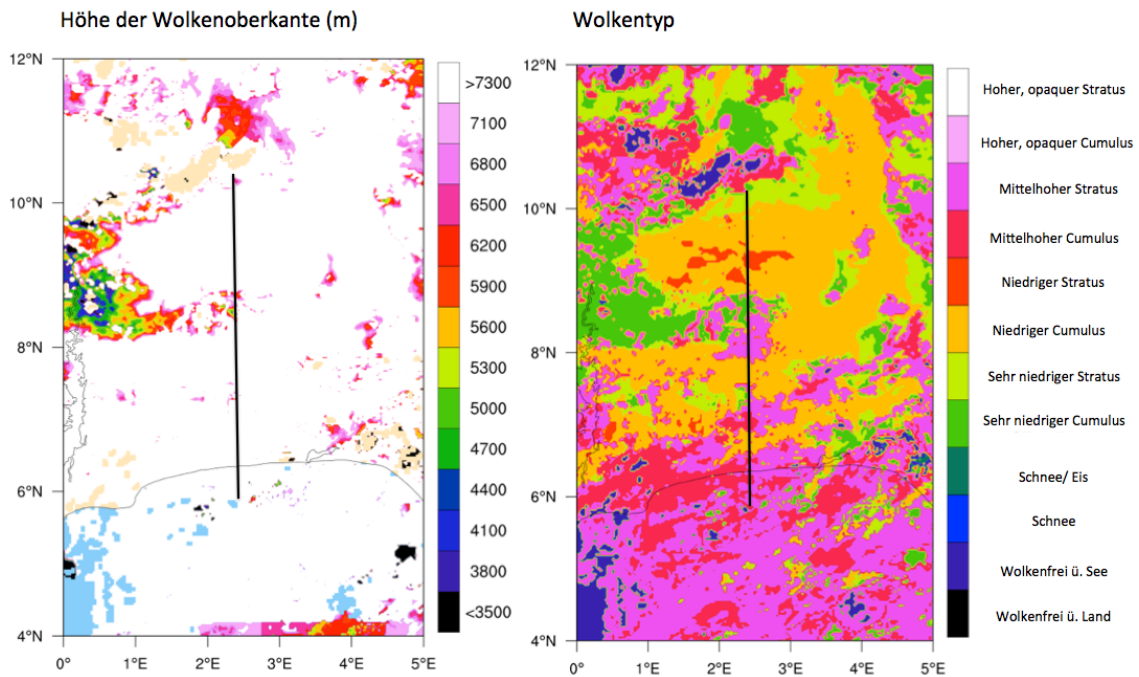


Abbildung 6.11: Links die Höhe der Wolkenoberkante, Rechts die Analyse der Wolkentypen aus dem CLAAS2 Datensatz für den 13.07.2016 12:00 UTC während des Fluges. Die Legende ist jeweils neben den Grafiken.

6.3.5 Rückwärtstrajektorien

Für den Tag an dem der Messflug stattfand, wurden Rückwärtstrajektorien mit einer Laufzeit von 72 Stunden mit dem LAGRANTO-Modell berechnet. Die Rückwärtstrajektorien geben eine mittlere Zugbahn der ankommenden Luft während der letzten drei Tagen an und liefern somit Hinweise auf die räumliche Herkunft der ankommenden Luftmassen. Die Startzeit der Trajektorien beträgt 12:00 UTC, zu dieser Zeit war auch das Messflugzeug in der Luft. Es wurden drei Starthöhen gewählt: 3000m, 4200m, 5700m. Diese entsprechen den umgerechneten Werten von etwa 600 hPa, 512 hPa und 416 hPa. Somit werden die Luftmassen oberhalb, unterhalb und auf der Höhe der Inversion des zweiten Aufstieges untersucht. Als Startpunkte wurden Cotonou, Savé und Parakou ausgewählt, da diese Orte auf Höhe der Flugroute liegen. Die methodische Unsicherheit der berechneten Rückwärtstrajektorien wird mit 10 % horizontaler Abweichung pro zurückgelegter Strecke abgeschätzt. Zudem wird auch die vertikale Bewegung der Luftmassen dargestellt. In

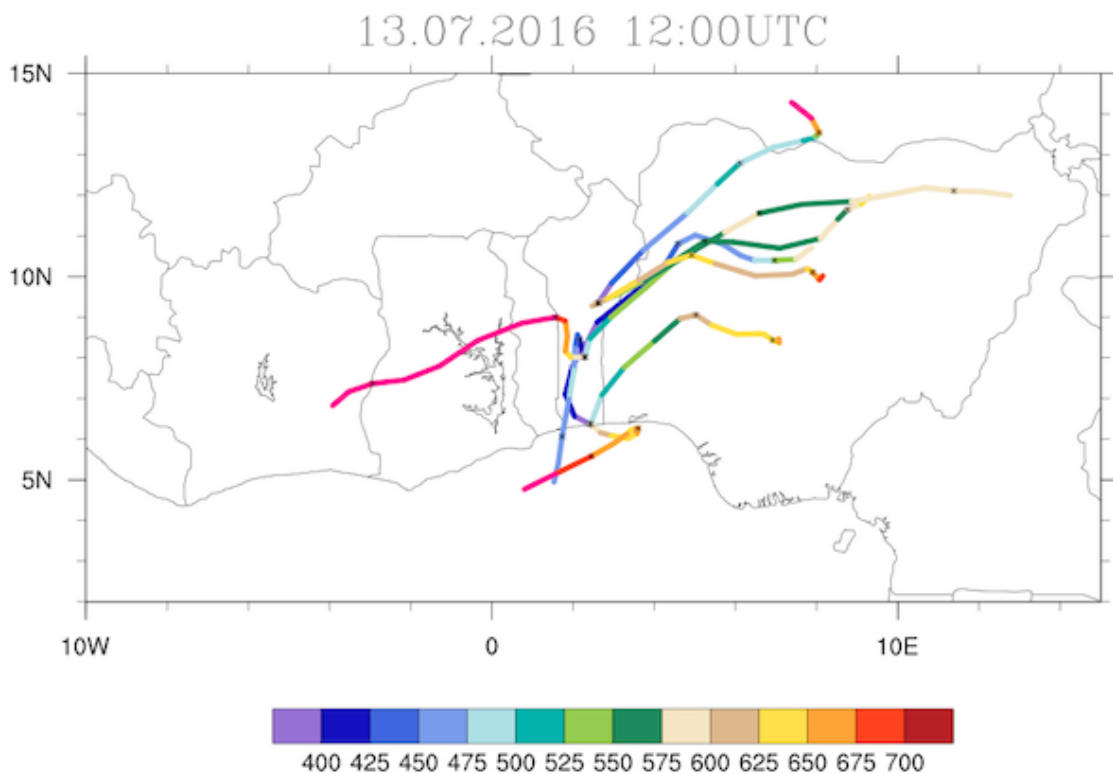


Abbildung 6.12: Dargestellt sind Rückwärtstrajektorien (Dauer 72 Stunden) für die Gitterpunkte Cotonou, Savé und Parakou nahe der Flugroute für drei verschiedene Starthöhen.

Abb. 6.12 sind die errechneten Rückwärtstrajektorien dargestellt. Die Luftmassen über Cotonou und Savé in 600 hPa stammen aus der Küstenregion und sind beide bis dahin aufgestiegen. Über Parakou kommt das Luftpaket auf der gleichen Höhe aus Osten und ist auch aufgestiegen. Die restlichen Trajektorien stammen aus nordöstlicher Richtung. Hervorzuheben ist die Luftmasse aus 400 hPa über Parakou, welche aus der Sahara kommt und aus einer Höhe von 700 hPa zu 400 hPa aufgestiegen ist. Dadurch kann Sättigung eingesetzt haben, welche die Entstehung der mittelhohen Wolken beeinflussen könnte. Dies bestätigt die These, dass Eintrag warmer, trockener Luft in der Höhe die Inversionsbildung über Westafrika erklären könnte. Radiosondenaufstiege zeigen auf

der Höhe der Temperaturinversion eine starke Abnahme der Taupunkttemperatur und damit sehr trockene Umgebungsbedingungen.

7 Diskussion, Zusammenfassung und Ausblick

Die Erforschung von Inversionen und mittelhohen Wolken ist von großer Bedeutung, da beide in den Tropen häufiger als bisher gedacht aufzufinden sind und mittelhohe Wolken einen erheblichen Abkühlungseffekt auf das Klima haben. Die tropische Wolkenbildung kann durch stabile Schichtungen in der mittleren Troposphäre beeinflusst werden. In der vorliegenden Masterarbeit wurden Radiosondendaten der AMMA-Messkampagne von sechs verschiedenen Stationen (Abidjan, Abuja, Cotonou, Niamey, Parakou, Tamale) untersucht um im Temperatur- und Feuchteprofil Störungen in der mittleren Troposphäre zu finden und zu charakterisieren. Inversionen und mittelhohe Wolken unterliegen dem großskaligen Einfluss des Monsunzykluses und kommen vorwiegend in der westafrikanischen Monsunzeit vor. Deshalb wurden für jede Station Daten von Mai bis Oktober verwendet. Mittelhohe Wolken werden meist durch kräftige Konvektion oder Hebung aus bodennahen Vortices in eine nahezu gesättigte mittlere Troposphäre produziert. Zur Untersuchung von mittelhohen Wolken wurden Beobachterdaten (ISD-Daten) und Satellitendaten (CLAAS-2) herangezogen.

Radiosondenaufstiege der AMMA-Messkampagne zeigen ein verbreitetes Erscheinen von Temperaturinversionen in der mittleren Troposphäre über Westafrika. Die mittlere Höhe der Inversionen beträgt 515.8 hPa.

Für einen Schwellwert von 1.5 hPa (19.5-24.5 m) Inversionsdicke zeigen 60 % der Daten zwischen 600 und 400 hPa stabile Schichtungen. Das Fortbestehen der Inversionen reichte von etwa 6 bis zu 15 Stunden. Der mittlere Temperaturanstieg pro 100 Meter innerhalb der Inversion beträgt 1K/100m, also leicht geringer als der Temperaturanstieg in Inversionen der unteren Troposphäre. Die untersuchten Daten zeigen keinen ausgeprägten Jahresgang. Somit sind Inversionen in jedem Monat während der Monsunzeit zu finden. Im September wurde ein Rückgang der absoluten Häufigkeit der Inversionen beobachtet. Dies könnte in Verbindung mit dem sich abschwächenden Monsun stehen. Ein Vergleich zwischen drei Jahren zeigt, dass Radiosondenaufstiege in Parakou jahresübergreifend Inversionen zeigen. Dazu wurden die Daten aus 2002, 2006 und 2007 genutzt. Somit wird deutlich, dass Inversionen ein wichtiges Phänomen in Westafrika beschreiben. Die Radiosondendaten enthielten auch Daten zur relativen Feuchte in der mittleren Troposphäre. Diese lag kurz unterhalb der Inversion (bis 100 m darunter) im Mittel bei 81 %, was mittelhohe Wolken vermuten lässt. Somit treten viele der Inversionen oberhalb mittelhoher Wolken auf. Die Untersuchung von Beobachterdaten (ISD-Daten) ergibt, dass mehr als 50 % der Inversionen mit mittelhohen Wolken beobachtet werden. Mithilfe der CLAAS-2-Daten wird gezeigt, dass nahezu 60 % der Inversionen mit mittelhohen Wolken gleichzeitig auftreten. Für SEVIRI ist es schwierig mittelhohe Wolken zu identifizieren, wenn hohe Wolken darüber die Sicht versperren. Die Beob-

achter dagegen haben Schwierigkeiten mittelhohe Wolken zu sehen, wenn tiefe Bewölkung eine Beobachtung der darüber liegenden Wolken nicht ermöglicht. Zudem gab es bei den ISD-Daten auch größere Datenlücken, sodass ISD und CLAAS-2 Daten in Kombination ausgewertet wurden. Die analysierten CLAAS-2 Daten zeigen vor allem in der Nacht und in den frühen Morgenstunden ein erhöhtes Vorkommen von mittelhohen Wolken. Dies korreliert mit dem täglichen Kreislauf der Aktivität von kräftiger Konvektion. Trotzdem sind nicht alle Inversionen mit mittelhohen Wolken verbunden, womit die These, dass Inversionen in der mittleren Troposphäre durch verschiedene Mechanismen gebildet werden, bekräftigt wird.

Zu Beginn der Arbeit wurden folgende Thesen für die Bildung der in der mittleren Troposphäre befindlichen Inversionen in Westafrika aufgestellt:

- großskalige Subsidenz verbunden mit der Zirkulation durch die Hadleyzelle,
- strahlungsinduzierte Inversionen oberhalb der Wolken,
- Advektion der stabilen Schichtung oberhalb der SAL Richtung Süden,
- Schmelzprozesse innerhalb des *melting layers* in konvektiven Systemen.

Dass Inversionen einen direkten Bezug mit großskaliger Subsidenz, verbunden mit der Zirkulation der Hadleyzelle stehen könnten, wird ausgeschlossen, da die beobachteten Inversionen im Mittel nur etwa 91 m mächtig sind. Inversionen die aus großskaliger Subsidenz (wie in der unteren Troposphäre) resultieren, würden deutlich größer sein. Auch strahlungsinduzierte Inversionen an der Oberfläche der Wolken können ausgeschlossen werden, da dies nur ein kleiner Effekt wäre, der wiederum nicht ausreichend groß genug ist, um eine Inversion mit einer Mächtigkeit von durchschnittlich 91 Metern zu erzeugen.

Viele dieser Inversionen scheinen in Verbindung mit dem direkten Effekt der Schmelzprozesse in tropischen konvektiven Systemen zu stehen, wie sie schon durch Johnson et al., 1995 für den Westpazifik beschrieben wurden. Diese Schmelzeffekte sind charakterisiert durch Abkühlen innerhalb des "melting layers" kurz unterhalb der 0°C-Grenze und damit verbundenem Absinken der Luftpakete. Die daraus generierte stabile Schichtung kann bis zu einem Tag oder länger bestehen, bis sie durch vertikale Bewegungen und/oder Sonneneinstrahlung oder anschließender Konvektion zerstört wird.

Trotzdem treten einige dieser Temperaturinversionen auch bei trockener Umgebung auf, andeutend, dass hier andere Erklärungen für ihre Existenz benötigt werden. Eine Möglichkeit wäre der Eintrag trockener, warmer Luft aus der Sahara. Jedoch wird nicht häufig genug der direkte Weg der Luftmassen von der Sahara zu den Stationen beobachtet. Somit kann auch die direkte Advektion der stabilen Schichtung oberhalb der SAL ausgeschlossen werden. Luftpakete in 600 hPa zeigen durch Analyse der Rückwärtstrajektorien aus ERA-Interim-Daten für die Stationen Abuja, Tamale, Parakou und Niamey, dass sie vorwiegend auf dem Weg zur Station aufgestiegen sind. In 400 hPa dagegen, erleben die Luftmassen kaum vertikale Bewegungen. Die Küstenstationen zeigen auch einen Hebungsprozess in 600hPa, jedoch werden die Luftmassen nicht so stark

horizontal advehiert. Außerdem kommen Trajektorien oftmals vom Atlantik. Vermutlich ist der Bildungseffekt der Inversionen dort abgeschwächt und/ oder durch andere Prozesse entstanden. Denn Abidjan zeigt auch eine leicht geringere Anzahl gemessener Inversionen.

Tabelle 5.2 zeigt die Mediane der Eigenschaften der Inversionen für die ausgewählten Stationen in Westafrika. Alle beobachteten Inversionen der einzelnen Stationen zeigen ähnliche Charakteristiken. Zudem werden die meisten Inversionen zeitgleich für alle Stationen gemessen, andeutend, dass ein großskaliger Prozess an der Bildung beteiligt ist. Die Bildung der Inversionen durch die in konvektiven Systemen befindliche Schmelzschicht könnte solch eine großflächige Erscheinung nicht allein erklären.

Eine konzeptionelle Darstellung der regionalen Zirkulation in Westafrika während der Monsunzeit in Abb. 2.2 deutet darauf hin, dass trockene, warme Luft aus der Sahara trockenadiabatisch aufsteigt und über die am Boden befindliche feucht-kühle Monsunschicht aufgleitet und nach Süden wandert. Die aufsteigenden Luftmassen dehnen sich aus und kühlen ab, wodurch Sättigung einsetzen kann. Dies kann einen weiteren Prozess in der Bildung von mittelhohen Wolken darstellen. Die Höhe ist abhängig von der Mächtigkeit der Monsunschicht und kann somit leicht variabel sein. Untersuchungen der Radiosondenaufstiege zeigen, dass der Wind mehrheitlich aus Osten weht. Auch die Rückwärtstrajektorien deuten auf östliche Strömungen in 500 und 400 hPa hin. Dies ist aufgrund des dort befindlichen Oststrahlstrom der Fall. Die Luftmassen steigen auf und werden dort nach Osten umgeleitet. AEWs begünstigen den Hebungsprozess. Luftpakete, die kurz oberhalb der aufgleitenden SAL liegen, sind immer noch wärmer und trockener als die Umgebungsluft, selbst wenn sie auf 4 km Höhe aus der Sahara advehiert werden und dabei ihre Höhe nicht ändern. Radiosonden zeigen trockene Luftmassen auf Höhe der Inversion, womit dieser Zusammenhang weiter bestätigt wird. Somit lässt sich durch feucht-isentropes Aufsteigen der SAL auf den ML das verbreitete Phänomen der Temperaturinversionen in 515.8 hPa auf großflächigem Raum erklären.

Das Ergebnis der allgegenwärtigen Inversionen über Westafrika ist nur teilweise konsistent zu anderen Studien (TOGA COARE, Johnson et al., 1996) über dem Westpazifik und denen von Haraguchi, 1968, der über dem tropischen Ostpazifik Inversionen in der mittleren Troposphäre fand. Dort waren jedoch andere Faktoren für die Entstehung der Inversionen verantwortlich. Haraguchi, 1968 stellte die These auf, dass die Inversionen in 550 hPa im Winter durch Subsidenz der warmen, dynamischen Antizyklone mit Zentrum über Zentralamerika begründet werden könnten. Denn er stellte fest, dass die Orte der Inversionen der Bewegung der Antizyklone folgten.

Um Zusammenhänge zwischen Inversion und mittelhohen Wolken und aufgestellte Thesen über deren Bildungsmechanismus weitergehend zu prüfen, wurde ein Fallbeispiel ausgewertet. Im Rahmen der DACCWA-Messkampagne wurden Messflüge gestartet. Diese hatten zum Ziel möglichst oft durch mittelhohe Wolken zu fliegen um deren Eigenschaften weiter analysieren zu können. Der zuvor sorgfältig geplante Flug ging von Lomé an der Küste entlang nach Cotonou, um dann geradewegs Richtung Norden bis nach Parakou zu fliegen. Die Messungen ergaben beim zweiten Aufstieg, dass dort eine Temperaturinversion und gleichzeitig eine Schicht mittelhoher Wolken

gefunden wurde. Die Inversion besitzt ähnliche Eigenschaften wie die zuvor in 2006 analysierten Temperaturinversionen. Weiter wurden mehrere leichte Inversionen während den anderen Aufstiegen gefunden, Abschnitt 6.3.2. Die mittelhohen Wolken wurden zum einen durch die hohe relative Feuchte unterhalb der Temperaturinversion gefunden, zum anderen durch Analyse des Flüssigwassergehaltes und des effektiven Tröpfchenradius in den Vertikalprofilen. Eine Analyse der Größe der Partikeloberfläche ergab, dass auf der Höhe der Wolken diese Größe deutlich anstieg, womit vermutet wird, dass dort Aerosole mit der Wolke wechselwirken. Diese könnten aus der Sahara stammen, was Rückwärtstrajektorien zum Teil bestätigen. Alle in 600 hPa befindlichen Luftmassen sind aufgestiegen, allerdings zeigen zum Teil Luftpakete in Parakou in 400 hPa einen Aufstieg. Da es an diesem Tag multiple Inversionen gab, ist das Aufgleiten der SAL auf den ML nicht die alleinige Erklärung der Entstehung der Inversionen. Weiter ist über Nigeria ein MCS Richtung Westen gezogen, der nicht nur die Wolkenbildung in der mittleren Troposphäre beeinflusst hat, sondern auch einen kleinen Beitrag zur Inversionsentstehung geliefert haben könnte. Denn trotzdem können kleinräumige Prozesse wie Schmelzen im stratiformen Teil des konvektiven Systems zur Inversionsbildung beitragen.

Abbildung 7.1 zeigt zusammenfassend den klimatologischen Mechanismus, welcher an der Entstehung von Inversionen nach der Untersuchung verantwortlich sein könnte. Die barokline Zone um den AEJ herum besteht aus drei unterschiedlichen Schichten:

- Der pseudo-adiabatischen, feuchten Monsunluft im untersten Level,
- der trocken-adiabatischen, staubigen SAL darüber
- und der restlichen Troposphäre oberhalb der SAL.

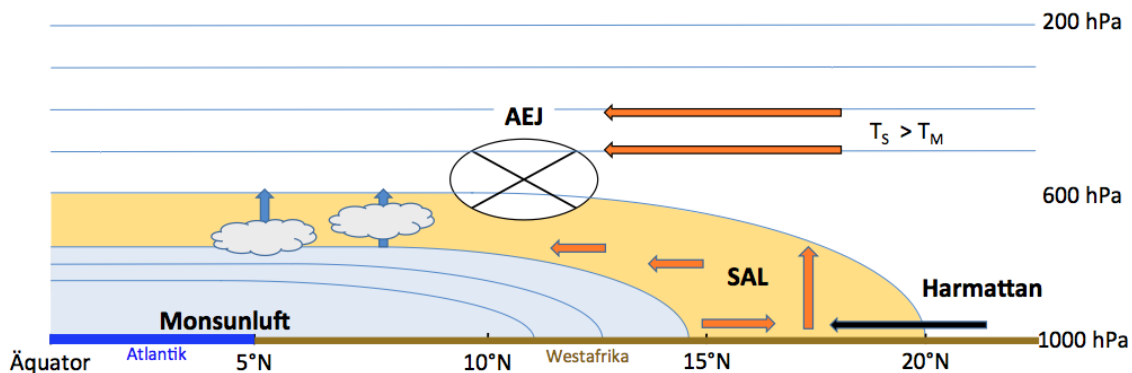


Abbildung 7.1: Die schematische Abbildung zeigt zusammenfassend den klimatologischen Mechanismus für die Bildung von stabilen Schichtungen (Temperaturinversionen) in der mittleren Troposphäre über Westafrika während der Monsunzeit. Der Nord-Süd Querschnitt zeigt die saisonale mittlere Position des AEJ. Die SAL liegt rechts neben dem Keil der Monsunluft und des Kerns des AEJs. Die dargestellten Linien stellen Isentropen dar. T_S ist die Temperatur der SAL und T_M die Temperatur des MLs.

Ausblick

Das Vorkommen von Staubaerosolen könnte bestätigen, dass sich die Luftmassen aus der Sahelzone nach Süden bewegt haben und in niedrigeren Höhen auf die Monsunschicht aufgleiten, adiabatisch abkühlen und somit mittelhohe Wolken bilden können. Darüber befindet sich wärmere, trockene Luft die nur wenig oder gar nicht aufgestiegen ist und somit eine stabile Schichtung oberhalb der mittelhohen Wolken bildet. Um den Weg der Luftmassen weiter nachvollziehen zu können, könnten Modellsimulationen dazu beitragen, diesen Sachverhalt zu verifizieren. Um den Eintrag der SAL zu überprüfen könnten zudem LIDAR-Daten zeigen, ob und welche Partikel in den mittelhohen Wolken und in den Luftmassen darüber zu finden sind. Radardaten könnten beim Auffinden des “melting layers” innerhalb konvektiven Systemen helfen. Außerdem könnte die Charakterisation der Inversionen weiter ausgebaut werden, indem die Radiosondenaufstiege der DACCWA-Messkampagne aus 2016 untersucht werden. Auch könnten für längere Zeiträume Rückwärtstrajektorien berechnet werden, um herauszufinden, ob die Luftmassen in 600 hPa tatsächlich aus der Sahara stammen.

A Anhang

Monatsgang Niameys für Juli, August und September 2006

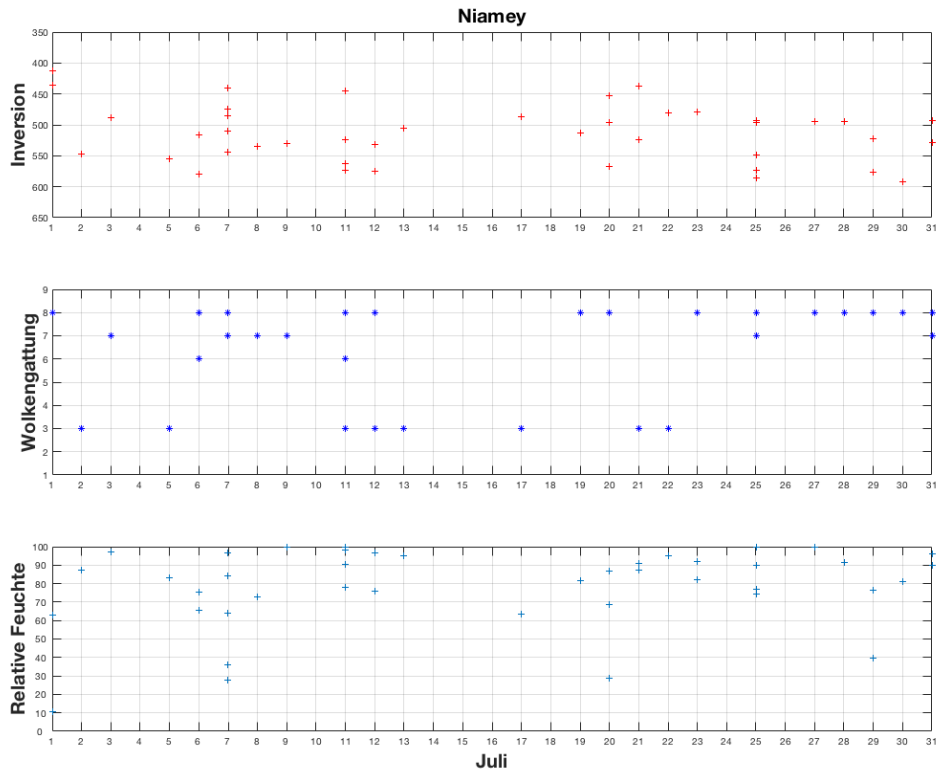


Abbildung A.1: Darstellung der Inversionen, bei denen gleichzeitig Wolken beobachtet wurden im Monat Juli. Oben: Höhe der Inversionen, mitte: Beobachtete Wolkengattungen, unten: Maximale relative Feuchte unterhalb der jeweiligen Inversionen

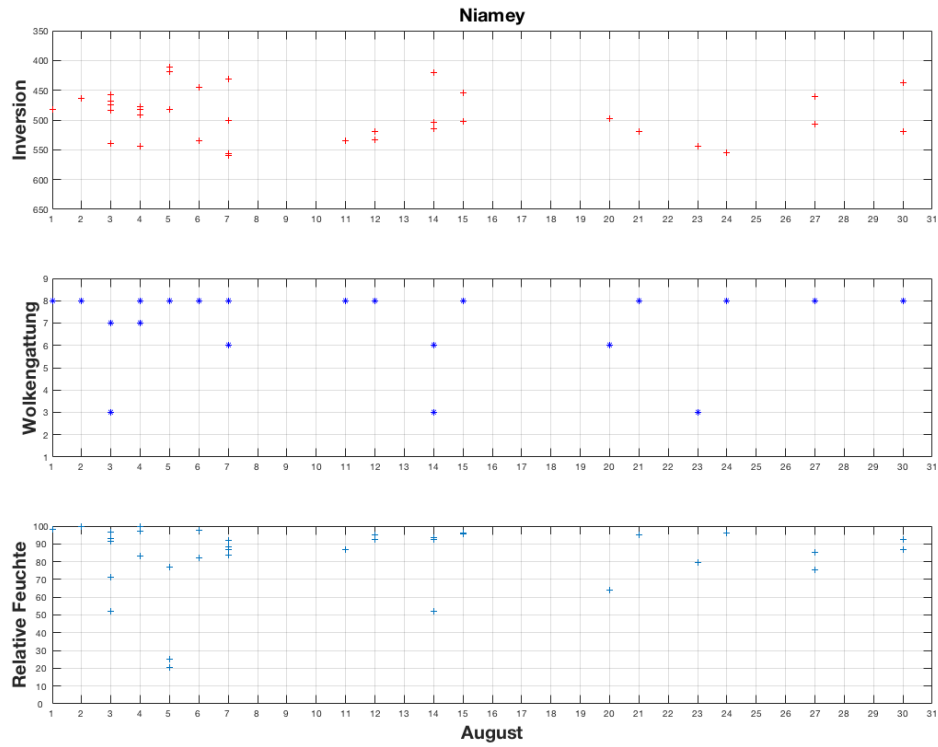


Abbildung A.2: Darstellung der Inversionen, bei denen gleichzeitig Wolken beobachtet wurden im Monat August. Oben: Höhe der Inversionen, mitte: Beobachtete Wolkengattungen, unten: Maximale relative Feuchte unterhalb der jeweiligen Inversionen

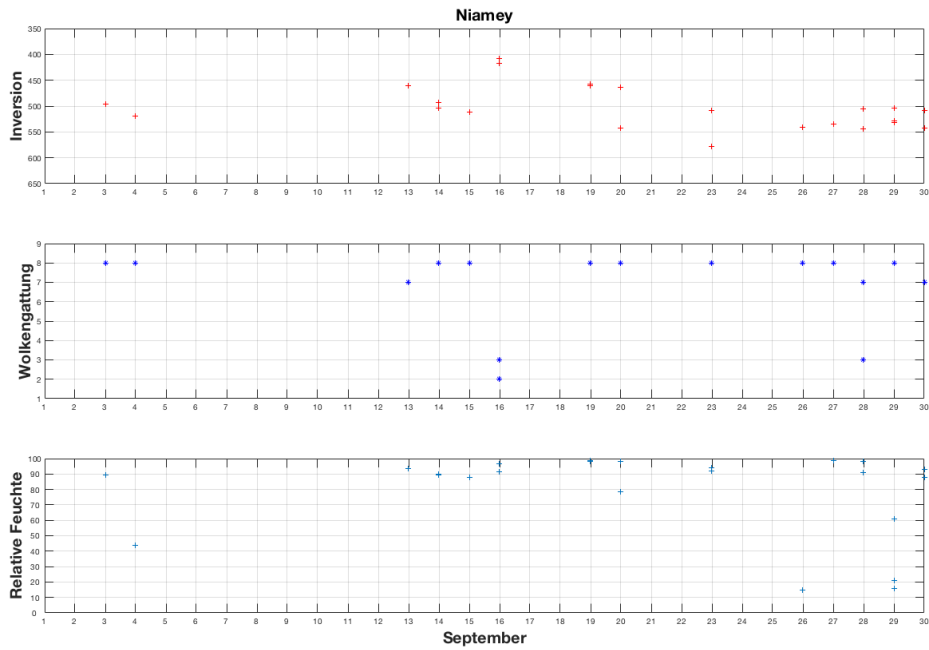


Abbildung A.3: Darstellung der Inversionen, bei denen gleichzeitig Wolken beobachtet wurden im Monat September. Oben: Höhe der Inversionen, mitte: Beobachtete Wolkengattungen, unten: Maximale relative Feuchte unterhalb der jeweiligen Inversionen

ERA-Interim Rückwärtstrajektorien, Dichteplots für Abidjan

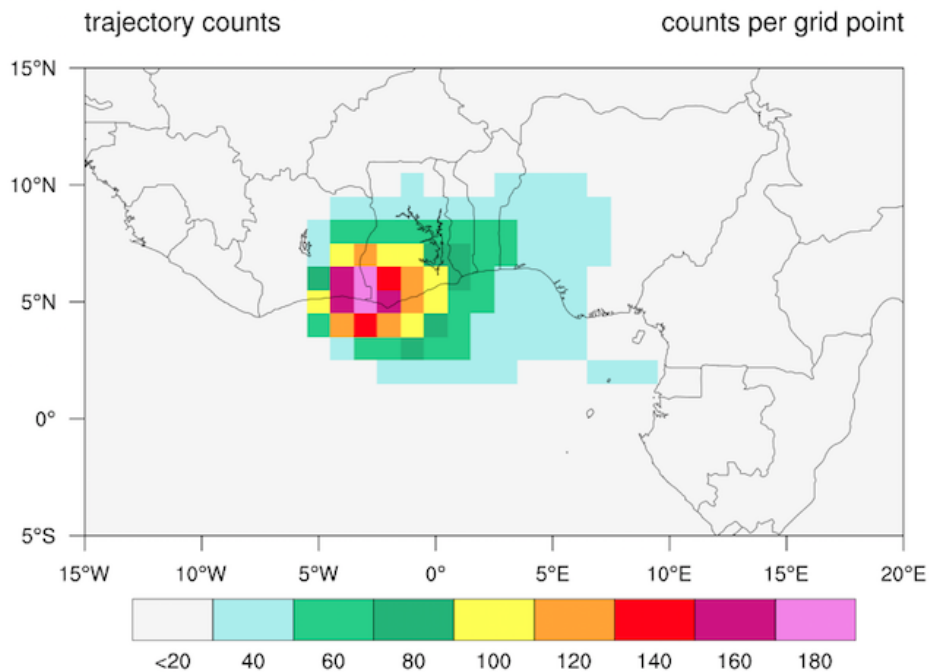


Abbildung A.4: Dichteplot für Abidjan in 600 hPa, 72 h zurück gerechnet. Abgebildet sind die Anzahl der Trajektorien, welche durch ein 2°-Gitter verlaufen. Es wurden nur Termine zur Berechnung herangezogen, an denen Inversionen aus den Radiosondendaten hervor gingen. Die Farbskala gibt Auskunft über die Häufigkeit der im 2°-Gitter verlaufenden Trajektorien.

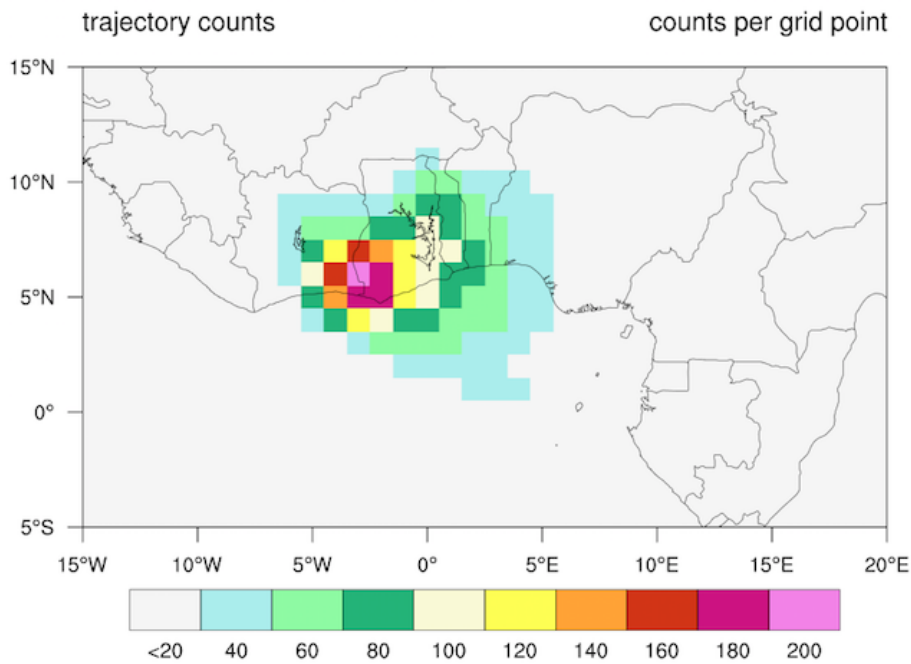


Abbildung A.5: Dichteplot für Abidjan in 500 hPa, 72 h zurück gerechnet. Abgebildet sind die Anzahl der Trajektorien, welche durch ein 2°-Gitter verlaufen. Es wurden nur Termine zur Berechnung herangezogen, an denen Inversionen aus den Radiosondendaten hervor gingen. Die Farbskala gibt Auskunft über die Häufigkeit der im 2°-Gitter verlaufenden Trajektorien.

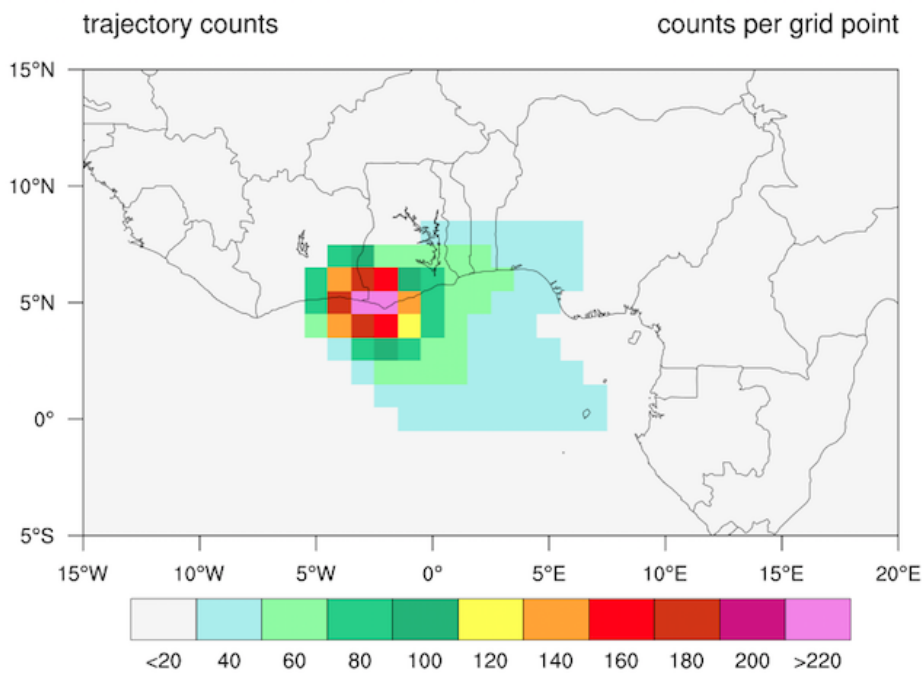


Abbildung A.6: Dichteplot für Abidjan in 400 hPa, 72 h zurück gerechnet. Abgebildet sind die Anzahl der Trajektorien, welche durch ein 2°-Gitter verlaufen. Es wurden nur Termine zur Berechnung herangezogen, an denen Inversionen aus den Radiosondendaten hervor gingen. Die Farbskala gibt Auskunft über die Häufigkeit der im 2°-Gitter verlaufenden Trajektorien.

KASSD Analysen

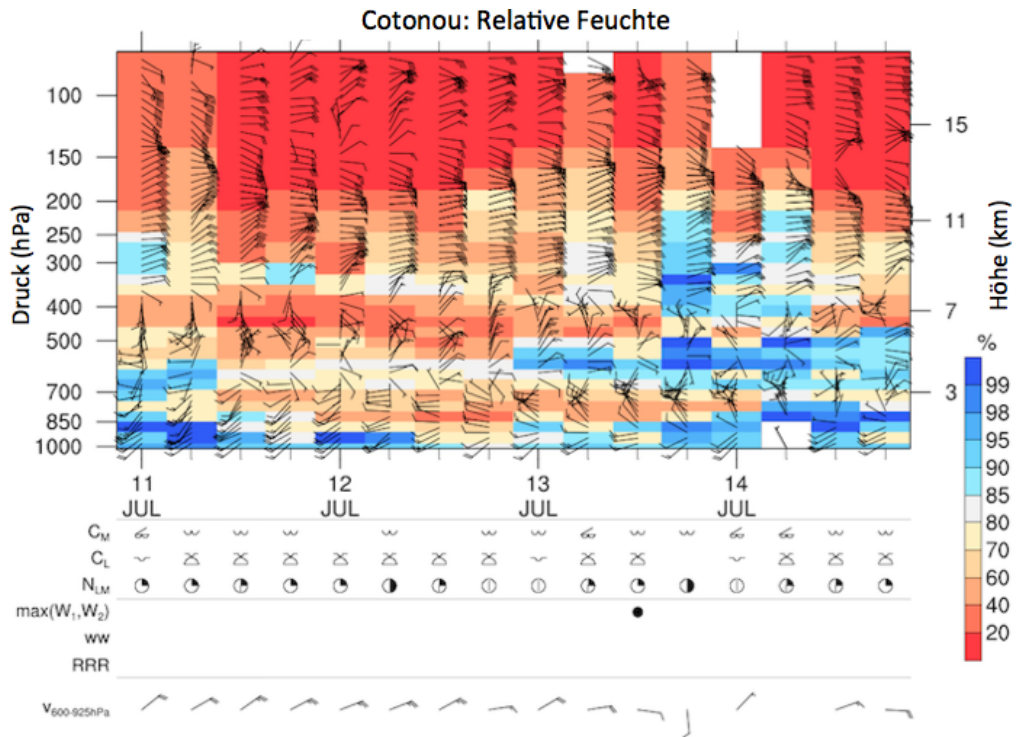


Abbildung A.7: Die Abbildung zeigt die Entwicklung der relativen Feuchte über Cotonou vom 11.07.-15.07.2016 für die Atmosphäre zwischen dem Erdboden bis über 100 hPa. Darunter sind verschiedene Wettersymbole gezeigt. Sie geben Angabe über die mittlere und tiefe Bewölkung, über den Bedeckungsgrad, signifikantes Wetter und ob Niederschlag gefallen ist. Darunter ist der mittlere Wind zwischen 600 und 925 hPa gegeben.

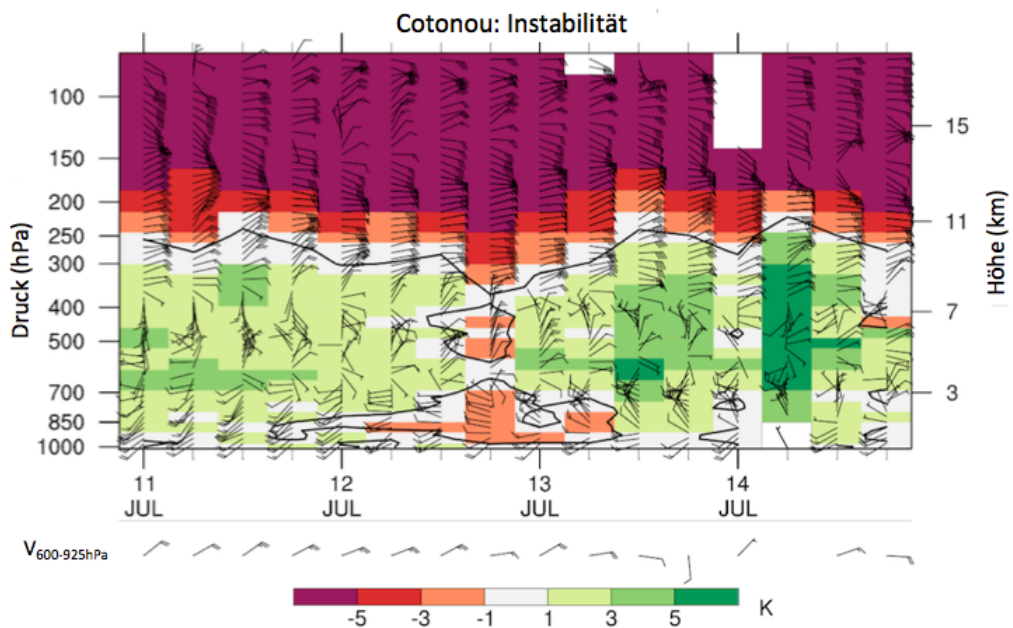


Abbildung A.8: Die Abbildung zeigt die Entwicklung der Stabilität über Cotonou vom 11.07.-15.07.2016 für die Atmosphäre zwischen dem Erdboden bis über 100 hPa.

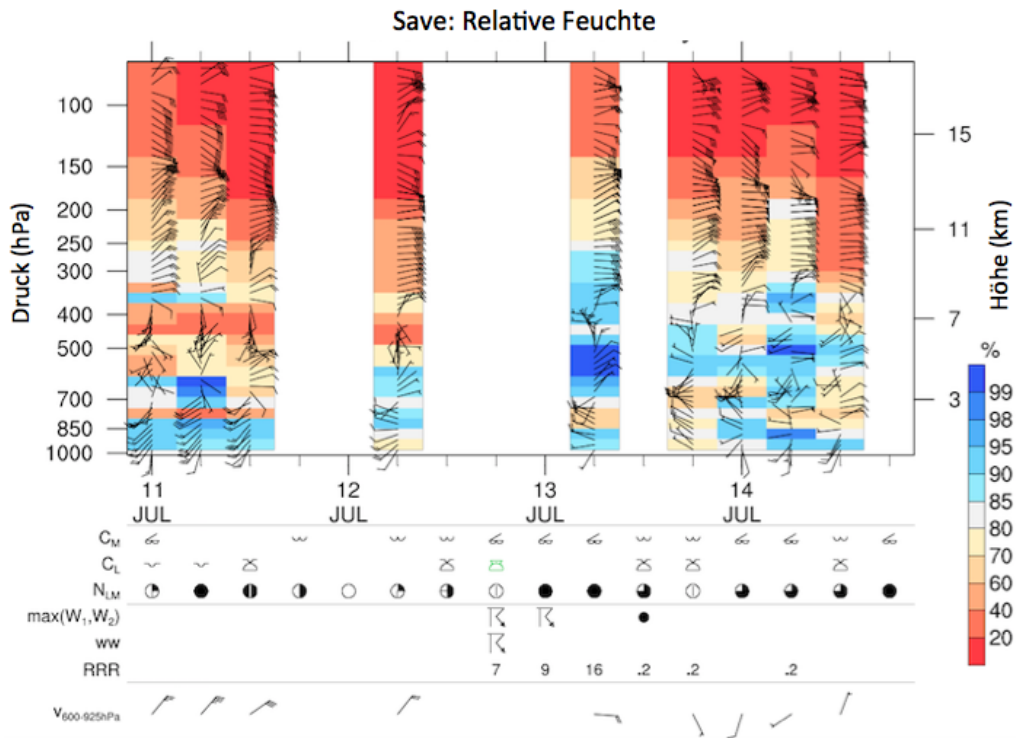


Abbildung A.9: Die Abbildung zeigt die Entwicklung der relativen Feuchte über Save vom 11.07.-15.07.2016 für die Atmosphäre zwischen dem Erdboden bis über 100 hPa. Darunter sind verschiedene Wettersymbole gezeigt. Sie geben Angabe über die mittlere und tiefe Bewölkung, über den Bedeckungsgrad, signifikantes Wetter und ob Niederschlag gefallen ist. Darunter ist der mittlere Wind zwischen 600 und 925 hPa gegeben.

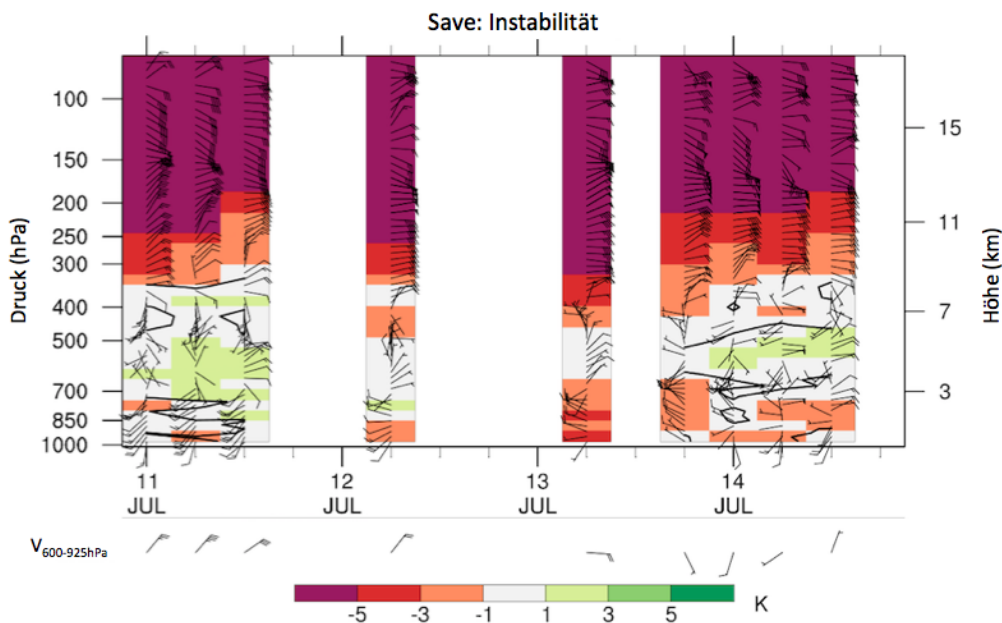


Abbildung A.10: Die Abbildung zeigt die Entwicklung der Stabilizität über Save vom 11.07.-15.07.2016 für die Atmosphäre zwischen dem Erdboden bis über 100 hPa.

Abbildungsverzeichnis

1.1	Flache mittelhohe Wolken im Vordergrund mit kräftiger konvektiven Wolken im Hintergrund, Bourgeois et al., 2016	2
2.1	Karte der gemittelten Position der ITCZ über Westafrika im Januar und August, Goudie et al., 1996.	6
2.2	Konzeptionelle Abbildung der regionalen Zirkulation während der Monsunzeit	7
2.3	Schematische Darstellung des Monsunsystems	7
2.4	Schematische Darstellung der Oberflächenwinde verbunden mit dem West Afrikanischen Monsun (WAM)	8
2.5	Schematische Abbildung einer AEW in 850 bis 700 hPa	10
2.6	Schematische Darstellung der SAL	12
2.7	Schematische Darstellung der vertikalen Wolkenstruktur während des WAMs	15
2.8	Schematischer Nord-Süd- Schnitt durch die tropische Atmosphäre	16
2.9	Zeitreihe vom 1. November 1992 bis 28. Februar 1993 von dT/dz aus TOGA-COARE	16
2.10	Grafik über den idealisierten vertikalen Aufbau der Troposphäre über Westafrika im Breitengrad-Höhen-Schnitt	17
2.11	Schema der Bildung einer melting-layer Wolke, aus Yasunaga, 2007.	19
4.1	Übersichtskarte Afrika	23
4.2	Übersichtskarte der untersuchten synoptischen Stationen	24
4.3	Abdeckung mit SEVIRI des MSG	27
4.4	Bestimmung Druck der Wolkenoberkante, CLAAS-2	29
4.5	Lagranto Flowchart	32
5.1	Skew-T-log-p eines Radiosondenaufstiegs aus Niamey 2006	36
5.2	Dargestellung von Windrosenplots für 600 hPa, 500 hPa der Daten aus Tamale	39
5.3	Dargestellung von Windrosenplots für 400 hPa der Daten aus Tamale	40
5.4	Rückwärtstrajektorien für den 19.07.2006 00 UTC für den Gitterpunkt Niamey und den Endpunkten in 400, 500 und 600 hPa	41
5.5	Rückwärtstrajektorien für den 02.08.2006 00 UTC für den Gitterpunkt Cotonou und den Endpunkten in 400, 500 und 600 hPa	42
5.6	Abbildung der Anzahl der Trajektorien, welche durch ein 2°-Gitter verlaufen für drei unterschiedliche Höhen (600,500,400 hPa). Es wurde die Station Tamale gewählt	44
5.7	Histogramme der mittelhohen Wolkenverteilung über Abidjan, Abuja, Cotonou, Niamey, Parakou, Tamale aus ISD-Daten	46

5.8	Darstellung der Inversionen, bei denen gleichzeitig Wolken beobachtet wurden im Monat Juni	48
5.9	Aus dem CLAAS-2 Datensatz analysierte Grafiken der mittelhohen Wolkenbedeckung über Westafrika	50
5.10	Dargestellt sind Skew-T-log-p-Diagramme, beispielhaft jeweils eines pro Jahr gewählt	53
6.1	Darstellung der Strömungslinien innerhalb der Schicht zwischen 950-600 hPa (oben links), auf 600 hPa (unten links) und 850 hPa (unten rechts). Rechts oben ist die vertikale Scherung in m/s und der Wassergehalt der Monsunschicht abgebildet	56
6.2	Parakou Relative Feuchte KASSD	57
6.3	Parakou Stabilität KASSD	58
6.4	Synoptische Situation des WASA-Produkts am 13.07.2016 um 06 UTC	58
6.5	Dargestellt ist ein Infrarotbild des 12.07.2016 aus MSG Seviridaten. Darunter ist die Skala der Strahlungstemperatur in Kelvin zu sehen.	59
6.6	Flugtrack des Messfluges vom 13.07.2016.	60
6.7	Höhenprofil des Messfluges. Die Höhe wird in Metern dargestellt. In der Grafik sind Maxima und Minima der Flughöhe markiert. Hierbei sind kleinräumige Schwankungen bis +/-10 m ausgenommen.	60
6.8	Vertikalprofile der Temperatur und des Taupunktes für die einzelnen Aufstiege des Flugzeuges.	62
6.9	Dargestellt sind die Temperatur und der Taupunkt in °C aus den Radiosondenaufstiegen 2016	63
6.10	Während des zweiten Aufstiegs gemessene wolkenmikrophysikalische Eigenschaften	65
6.11	Links die Höhe der Wolkenoberkante, Rechts die Analyse der Wolkentypen aus dem CLAAS2 Datensatz für den 13.07.2016 12:00 UTC während des Fluges. Die Legende ist jeweils neben den Grafiken.	66
6.12	Dargestellt sind Rückwärtstrajektorien (Dauer 72 Stunden) für die Gitterpunkte Cotonou, Savé und Parakou nahe der Flugroute für drei verschiedene Starthöhen.	67
7.1	Die schematische Abbildung zeigt zusammenfassend den klimatologischen Mechanismus für die Bildung von stabilen Schichtungen (Temperaturinversionen) in der mittleren Troposphäre über Westafrika während der Monsunzeit. Der Nord-Süd Querschnitt zeigt die saisonale mittlere Position des AEJ. Die SAL liegt rechts neben dem Keil der Monsunluft und des Kerns des AEJs. Die dargestellten Linien stellen Isentropen dar. T_S ist die Temperatur der SAL und T_M die Temperatur des MLs.	72
A.1	Darstellung der Inversionen, bei denen gleichzeitig Wolken beobachtet wurden im Monat Juli. Oben: Höhe der Inversionen, mitte: Beobachtete Wolkengattungen, unten: Maximale relative Feuchte unterhalb der jeweiligen Inversionen	75

A.2	Darstellung der Inversionen, bei denen gleichzeitig Wolken beobachtet wurden im Monat August. Oben: Höhe der Inversionen, mitte: Beobachtete Wolkengattungen, unten: Maximale relative Feuchte unterhalb der jeweiligen Inversionen	76
A.3	Darstellung der Inversionen, bei denen gleichzeitig Wolken beobachtet wurden im Monat September. Oben: Höhe der Inversionen, mitte: Beobachtete Wolkengattungen, unten: Maximale relative Feuchte unterhalb der jeweiligen Inversionen	77
A.4	Dichteplot für Abidjan in 600 hPa, 72 h zurück gerechnet. Abgebildet sind die Anzahl der Trajektorien, welche durch ein 2°-Gitter verlaufen. Es wurden nur Termine zur Berechnung herangezogen, an denen Inversionen aus den Radiosondendaten hervor gingen. Die Farbskala gibt Auskunft über die Häufigkeit der im 2°-Gitter verlaufenden Trajektorien.	77
A.5	Dichteplot für Abidjan in 500 hPa, 72 h zurück gerechnet. Abgebildet sind die Anzahl der Trajektorien, welche durch ein 2°-Gitter verlaufen. Es wurden nur Termine zur Berechnung herangezogen, an denen Inversionen aus den Radiosondendaten hervor gingen. Die Farbskala gibt Auskunft über die Häufigkeit der im 2°-Gitter verlaufenden Trajektorien.	78
A.6	Dichteplot für Abidjan in 400 hPa, 72 h zurück gerechnet. Abgebildet sind die Anzahl der Trajektorien, welche durch ein 2°-Gitter verlaufen. Es wurden nur Termine zur Berechnung herangezogen, an denen Inversionen aus den Radiosondendaten hervor gingen. Die Farbskala gibt Auskunft über die Häufigkeit der im 2°-Gitter verlaufenden Trajektorien.	78
A.7	Cotonou Relative Feuchte KASSD	79
A.8	Cotonou Instabilität KASSD	79
A.9	Save Relative Feuchte KASSD	80
A.10	Save Instabilität KASSD	80

Tabellenverzeichnis

4.1	Übersicht und Charakteristika der ausgewählten Stationen	24
4.2	Verschlüsselung der mittelhohen Wolken	27
4.3	Wolkentypen der CM SAF CTY Parameter und ihren korrespondierenden Druckleveln (Derrien 2010)	30
4.4	Übersicht der fünf Klassen und ihren Wolkentypen (entnommen aus Derrien et al., 2010)	30
5.1	Übersicht der gemessenen Inversionen aus Radiosondendaten für alle Stationen und deren bereitgestellte Zeiträume	37
5.2	Übersicht der statistischen Analyse der Inversionen aus Radiosondendaten für alle Stationen und deren bereitgestellte Zeiträume	38
5.3	Verschlüsselung und Einordnung der mittelhohen Wolkengattungen	45
5.4	Übersicht der Wolkenvorkommnis der jeweiligen Stationen aus ISD-Daten	46
5.5	Übersicht der Inversionen und mittelhohen Wolken aus ISD-Daten	47
5.6	Übersicht der Daten ohne Inversion und mittelhohe Wolken	49
5.7	Übersicht der mittelhohen Wolken in % der ISD-Daten, ohne fehlende Daten	49
5.8	Übersicht der in diesem Zeitraum gemessenen Inversionen und dem Prozentsatz, bei dem gleichzeitig aus den CLAAS-2-Daten mittelhohen Wolken gefunden wurden	51
5.9	Tabelle über die Mediane der Daten aus den Radiosondenaufstiegen über Parakou aus den Jahren 2002, 2006 und 2007	54
6.1	Übersicht der Aufstiege des Messfluges.	61
6.2	Übersicht der Temperaturinversionen aus dem Messflug.	62
6.3	Beobachtungsergebnisse aus verschiedenen Wolkenarten, aus Weickmann und aufm Kampe, Diem.	66

Literatur

Aufm Kampe, 1949: Visibility and liquid water content in clouds in the free atmosphere. *Journal of Meteorology*, **7**, S. 54-57.

Berry G. et al., 2007: African Easterly Waves during 2004- Analysis Using Objective Techniques. *American Meteorological Society*, **135**, S. 1251-1267.

Betts A. K. et al., 1975: Convection in the tropics. *Dep. of Atm. Science*, S. 105-132.

Betts A. K. et al., 1986: Conserved Variable Analysis of the Convective Boundary Layer Thermodynamic Structure over the Tropical Oceans. *American Meteorological Society* **44**, S. 83-98.

Burpee et al., 1972: The Origin and Structure of Easterly Waves in the Lower Troposphere of North Africa. *American Meteorological Society*, **29**, S. 77-90.

Bou Karam D., 2008: Dust emission over the Sahel associated with the West African monsoon intertropical discontinuity region: A representative case-study. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **134**, S. 621-634.

Bourgeois, Q. et al., 2016: Ubiquity and impact of thin mid-level clouds in the tropics. *nature Communications* DOI:10.1038/ncomms12432.

Carslaw K. S. et al., 2010: A review of natural aerosol interactions and feedbacks within the Earth system. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, S. 1701-1737.

Charney J. G. and Stern, M. E., 1962: On the Stability of Internal Baroclinic Jets in a Rotating Atmosphere. *Journal of the Atmospheric Sciences*, S.159-172.

Cuesta J. et al., 2009: Dynamical mechanism controlling the vertical redistribution of dust and the thermodynamic structure of the West Saharan atmospheric boundary layer during summer. *Atmospheric Science Letters*, **10**, S. 34-42.

Dee D. P. et al., 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **137**, S. 553-597.

Delanoe J., 2010: Combined CloudSat-CALIPSO-MODIS retrievals of the properties of ice clouds. *Journal of Geophysical Research*, **115**, S. 1-17.

Derber J. C., 1991: The New Global Operational Analysis System at the National Meteorological Center. *American Meteorological Society* **6**, S. 538-547.

Diem, M., 1962: Zur Struktur der Wolken. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A*.

Duvel, J. P., 1990: Convection over Tropical Africa and the Atlantic Ocean during Northern Summer. Part 2: Modulation by easterly waves. *American Meteorological Society*, S. 1855-1868.

Eldridge R., H., 1957: A synoptic study of West African Disturbance Lines. *Ghana Meteorological Department, Accra*, S. 303-314.

Findeisen W., 1940: The formation of the 0°C isothermal layer and fractocumulus under nimbostratus. *Meteor. Z.*, S. 49-54.

Fink A., Reiner A.: Spatiotemporal variability of the relation between African Easterly Waves and West African Squall Lines in 1998 and 1999. *Journal of Geoph. Res.*, **108**, S. 1-17.

Fink, A. H., 2006: Das Westafrikanische Monsunsystem. *promet, Jahrg. 32, Nr. 3/4*, 114-122, DWD.

Fink A. H. et al., 2016: Mean climate and seasonal cycle (Chapter 1), *Meteorology of tropical West Africa: The forecasters' handbook*, Wiley: Chichester, UK (in press).

Flamant C., et al., 2009: The impact of a mesoscale convective system cold pool on the northward propagation of the intertropical discontinuity over West Africa. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **135**, S. 139-159.

Gaye A., 2005: Squall lines and rainfall over Western Africa during summer 1986 and 87. *Meteorol. and Atm. Physics* **90**, S. 215-224.

Goudie A., 1996: Climate: Past and present. In Adams WM, Goudie AS, Orme AR (eds). *The physical Geography of Africa* Oxford, S. 34-59.

Hamilton R. A. et al., 1945: Meteorology of Nigeria and adjacent territory. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **71**, S. 231-264.

Haraguchi P. Y., 1968: Inversions over the Tropical Eastern Pacific Ocean. *Mon. Wea. Rev.* **96**, S. 177-185.

Hall N.M.J. und Peryrillé P., 2006: Dynamics of the West African monsoon. *J. Phys. IV France* **139**, S. 81-99.

- Hoose C. und Möhler O., 2012: Heterogeneous ice nucleation on atmospheric aerosols: a review of results from laboratory experiments. *Atmos. Chem. Phys.* **12**, S. 9817-9854.
- Houze R. A. Jr., 1977: Structure and dynamics of a tropical squall-line system. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, S. 1540-1567.
- Houze R. A. Jr., 1977: Radar characteristics of tropical convection observed during GATE: Mean properties and trends over the summer season. *Mon. Wea. Rev.*, **105**, S. 964-980.
- Janicot, S. et al, 2008: Large-scale overview of the summer monsoon over West Africa during the AMMA field experiment in 2006. *Annales Geophysicae, European Geosciences Union*, S. 2569-2595.
- Johnson R. H. et al., 1995: Tropical Inversions near the 0°C Level. *Journal of the Atmospheric Sciences* **53**, NO 13. S. 1838-1855.
- Johnson R. H. et al., 1998: Trimodal Characteristics of Tropical Convection. *Department of Atmospheric Science, Colorado*, **12**, S. 2397-2418.
- Karyampudi V. M. et al., 1988: Analysis and Numerical Simulations of the Saharan Air Layer and Its Effect on Easterly Wave Disturbances. *American Meteorological Society*, **45**, S. 3102-3136.
- Knippertz P. et al., 2012: Mineral dust aerosols over the Sahara: Meteorological controls on emission and transport and implications for modeling. *Review of Geophysics*, **50**, S. 1-28.
- Knippertz P., 2015: The DACCIWA Project (Dynamics-Aerosol-Chemistry-Cloud-Interactions in West Africa). *American Meteorological Society* S. 1451-1460.
- Lafore J. P., 2010: Editorial. Introduction to the AMMA Special Issue on 'Advances in understanding atmospheric processes over West Africa through the AMMA field campaign'. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **136**, S. 2-7.
- Lafore J. P., 2011: Intraseasonal variability of the West African monsoon. *Atmospheric Science Letters* **12** S. 58-66.
- Lavaysse C. et al., 2001: Dust impact on the West African heat low in summertime. *Royal Meteorological Society* **137** S. 1227-1240.
- Leraux M., 2001: The Meteorology and Climate of Tropical Africa. *Springer-Verlag*. Kap. 17.
- Malkus J. S. et al., 1964: Cloud structure and distribution over the tropical Pacific Ocean. *Dep. of*

Met., **16**, S. 275-287.

Marsham, J. et al., 2011: The importance of the representation of deep convection for modeled dust-generating winds over West Africa during summer. *Geophysical Research Letters* **38**, L16803.

Marsham J. H. et al., 2013: Meteorology and dust in the central Sahara: Observations from Fennec supersite-1 during the June 2011 Intensive Observation Period. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118**, S. 4069-4089.

Marticorena B. et al., 1995: Modeling the atmospheric dust cycle: 1. Design of a soil-derived dust emission scheme. *Journal of Geop. Res.*, **100**, S. 16415-16430.

Mason et al., 2010: The evolution of droplet spectra and large droplets by condensation in cumulus clouds. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **100**, S. 23-38.

Mathon, V. et al., 2002: Relationship between easterly waves and mesoscale convective systems over the Sahel *Geophysical Research Letters* **29**, S. 1216.

Menzel, W. P. et al., 1982: Surface Temperature Determination from an Amalgamation of GOES and TIROS-N Radiance Measurements. *Journal of Applied Meteorology*, S. 44-50.

Menzel, W. P. et al., 2007: MODIS Global Cloud-Top Pressure and Amount Estimation: Algorithm Description and Results. *American Meteorological Society*, S. 1175-1198.

Meteo-France/ Centre de Meteorologie Spatiale: Algorithm Theoretical Basis Document for "Cloud Products". *SAF/NWC/CDOP/MFL/SCI/ATBD/01, Issue 3, Rev.2, Version 2012.*

Nicholson S. E., 2009: A revised picture of the structure of the "monsoon" and land ITCZ over West Africa. *Clim. Dyn.*, **32**, S. 1155-1171.

Parker D. J., 2004: Analysis of the African easterly jet, using aircraft observations from the JET2000 experiment. *Journal of Geophysical Research* **116**, D22205.

Parker D. J., 2008: The AMMA Radiosonde Program and its Implications for the Future of Atmospheric Monitoring over Africa. *American Meteorological Society*, S. 1015-1027.

Parsons D. et al., 1994: The Integrated Sounding System: Description and Preliminary Observation from TOGA COARE. *American Meteorological Society*, S. 553-567.

Platnick S., 2003: The MODIS cloud products: algorithms and examples from Terra. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing* **41**, S. 459-473.

- Platt C. M. R. et al., 1999: Backscatter-to-Extinction Ratios in the Top Layers of Tropical Mesoscale Convective Systems and in Isolated Cirrus from LITE Observations. *American Meteorological Society*, **38**, S. 1330-1345.
- Posselt D. J. et al., 2008: Trimodal cloudiness and tropical stable layers in simulations of radiative convective equilibrium. *Geophysical Research Letters* **35**, L08802.
- Prospero J. M., 1996: The Impact of Desert Dust Across the Mediterranean. *Springer Netherlands*, **11**, S. 133-151.
- Prospero J. M., 2002: Environmental Characterisation of Global Sources of Atmospheric Soil Dust Identified with the Nimbus 7 Total Ozone Mapping Spectrometer (TOMS) Absorbing Aerosol Product. *Review of Geophysics*, **40**, S. 2-31.
- Raymond D. J., 1995: Regulation of Moist Convection over the West Pacific Warm Pool. *Phy. Dep. and Geop. Res. Center*, **52**, S. 3945-3959.
- Redelsperger J. L., 2002: Recovery Process and Factors Limiting Cloud-Top Height following the Arrival of a Dry Intrusion Observed during TOGA COARE *Journal of the Atmospheric Sciences*, **59**, S. 2438-2457.
- Roca, R., 2004: Extratropical Dry-Air Intrusions into the West African Monsoon Midtroposphere: An Important Factor for the Convective Activity over the Sahel. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **62**, S. 390-407.
- Rutledge S. A., 1983: The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. VIII: A Model of the "Seeder-Feeder" Process in Warm-Frontal Rainbands. *American Meteorological Society*, **40**, S. 1185-1206.
- Schmidberger, M., 2010: Der Transport von Mineralstaub und die Wechselwirkung zwischen Strahlung und Dynamik - eine Modellstudie über Westafrika im Juni 2006. *Diplomarbeit, KIT*.
- Schmetz J., 2002: An introduction to Meteosat Second Generation (MSG). *American Meteorological Society*, S. 977-992.
- Schove, D. J., 1946: A further Contribution to the Meteorology of Nigeria. 551.515: 551.582 (669).
- Schrage J. M., 2007: Nocturnal stratiform cloudiness during the West African monsoon. *Met. and Atm. Physics*, **96**, S. 73-86.
- Sprenger W., Wernli H., 2015: The LAGRANTO Lagrangian analysis tool - version 2.0. *Geosci. Model Dev.*, **8**, S. 2569-2586.

Stein T. H. M. et al., 2011: The vertical cloud structure of the West African monsoon: A 4 year climatology using CloudSat and CALIPSO. *Journal of Geophysical Research*, **116**, D22205.

Stengel M. S. et al., 2014: CLAAS: the CM SAF cloud property data set using SEVIRI. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **14**, S. 4297-4311.

Thompson R. M., 1979: Structure and Properties of Synoptic-Scale Wave Disturbances in the Intertropical Convergence Zone of the Eastern Atlantic. *Dep. of Atm. Sciences*, **72**, S. 53-72.

Thorncraft C. D. and Blackburn M., 1999: Maintenance of the African easterly jet. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **125**, S. 763-786.

Thorncraft C. D. and Hoskins B. J., 1994: An idealized study of African easterly waves. 1: A linear view. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **120**, S. 953-982.

Weickmann H. K. and aufm Kampe H. J., 1952: Physical properties of cumulus clouds. *Journal of Meteorology*, **10**, S. 204-211.

Xu H. M., 1989: Is the Tropical Atmosphere Conditionally Unstable? *American Meteorological Society*, **117**, S. 1471-1479.

Zhang M. H., 2005: Comparing clouds and their seasonal variations in 10 atmospheric general circulation models with satellite measurements. *Journal of Geophysical Research*, **110**, S. 1-18.

Danksagung

Hiermit bedanke ich mich bei allen Personen die zum Gelingen dieser Arbeit und meines Studiums beigetragen haben. Zu allererst möchte ich mich ganz herzlich bei Prof. Dr. Andreas Fink bedanken, dafür dass er mir die Arbeit ermöglicht hat und bei Fragen immer mit Rat und Antwort zur Seite stand. Danke an Prof. Dr. Peter Knippertz für die Übernahme des Koreferats und die Möglichkeit meine Masterarbeit in seiner sehr netten Arbeitsgruppe zu schreiben. Ich bedanke mich bei beiden für die Möglichkeit an der DACCIWA-Messkampagne teilzunehmen und mitzuwirken.

Danke auch an Gregor Gläser für die Datenbeschaffung auf den letzten Metern und für die Unterstützung bei den Programmen. Ein großes Dankeschön geht auch an Marlon Maranan, der als Jäger und Sammler der DACCIWA-Daten mir bei der Beschaffung von weiteren Daten half. Ein Dankeschön geht auch an Gerhard Brückel, der sich bei allen Hard- und Softwareproblemen stets viel Zeit nahm und immer eine Lösung parat hatte. Danke an Cyrille Flamant für die Flugdaten aus der Messkampagne und alle Auskünfte danach. Weiter bedanke ich mich bei Dr. Anke Kniffka, für die Übernahme der Betreuung, für sehr hilfreiche und umfassende Tipps zu meiner Arbeit und dafür dass sie stets ein offenes Ohr hatte.

Nicht direkt für diese Arbeit, aber für die Zeit meines Studiums, danke ich allen meinen Freunden die mich durch die Mühen der Physik begleitet haben: Marcel, Sven, Carmen, Thomas, Maren, Marleen und Maiken. Danke auch für alle tollen Freizeitaktivitäten abseits des Studiums. Dann danke ich natürlich den Trampolinern die mir damals das Studentenleben außerhalb der Uni zeigten und dafür dass ich sehr viele schöne Wochenenden und Stunden mit euch verbringen konnte! Für die immer gute Stimmung im Diplomandenraum danke ich Marcel, Michael und Sera. Ohne "Feierabend" und die Wetten über "Marcel's Arrival Time" wäre es sicherlich weniger unterhaltsam gewesen. Marcel danke ich auch für die Hilfe beim schnellen NCL-Einstieg und für viele hilfreiche Diskussionen. Danke an Kevin Flöh für das ausführliche Korrekturlesen der Arbeit.

Bei meinen Eltern Jutta und Adolf bedanke ich mich dafür, dass sie immer an mich geglaubt haben, mich in allen meinen Vorhaben unterstützten und einfach immer für mich da waren und sind. Dieser Dank gilt auch meinen Schwestern Christin und Sandra. Schließlich Danke ich Thomas für das Vertrauen in mich und dafür dass er in stressigen Phasen immer wieder motivierende und aufbauende Worte für mich fand. Ich danke ihm auch für das Korrekturlesen meiner Arbeit in eigener stressiger Phase.

Erklärung

Ich versichere wahrheitsgemäß, die Arbeit selbstständig angefertigt, alle benutzten Hilfsmittel vollständig und genau angegeben und alles kenntlich gemacht zu haben, was aus Arbeiten anderer unverändert oder mit Abänderungen entnommen.

Karlsruhe, den 07. Februar 2017

Kathrin Leydecker