

# **Der Einfluss des Voltastausees auf Wetter und Klima**

**The influence of lake volta on weather and climate**

Masterarbeit im Fach Meteorologie  
von

**Marcel Buchholz**

Februar 2017



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

Referent:

Prof. Dr. Andreas Fink

Korreferent:

Prof. Dr. Christoph Kottmeier

## Abstract

Lake Volta in Ghana is the largest manmade lake on Earth with a surface area of around 8500 km<sup>2</sup>. The Akosombo-dam at the end of the lake was built in the early 1960s with Lake Volta being filled between 1964 and 1968. The influence of water bodies on weather and climate have been studied for several lakes. In the tropics for example the land-lake-breeze of Lake Victoria and its influence on local wind systems, cloudiness and precipitation is very well documented. Thus far no detailed studies on the land-lake-circulation of Lake Volta are known. Using surface station data, a variety of satellite data on cloudiness and precipitation and the regional convection resolving forecast model COSMO, the land-lake breeze of Lake-Volta and its effects are studied for the period 1998 and 2015.

Hourly observations of wind and cloudiness at Kete-Krachi, the only named weather station of the Ghana Meteorological Service which is situated directly at the lake, show a clearing of skies in the early afternoon associated with a maximum of wind speed from south to southwest. This indicates a lake breeze. A shift of surface winds to northern directions at night were observed in the dry season on several days, when southwesterly monsoon winds are weak. The Cloud occurrence frequency derived from the cloudmask-products of CLARA-A2, CLAAS2 and MODIS and the „Cloud Physical Properties“ from CLAAS2 reveals the development of a lake-breeze front through a maximum in cloudiness near the cost next to a frequently clear lake in the afternoon. The influence of the maximum in wind speed and the difference in cloud occurrence frequency between the lake and land in the afternoon are most pronounced in spring when temperature differences between the lake and the dried land surface after the dry season are strongest. A pattern similar to the cloudiness was found in the precipitation fields of the TRMM data. Here, the signal is most pronounced in July when the amount of precipitation is the highest. The lake has no significant influence on the annual sum of precipitation at Kete-Krachi.

With operational ECMWF-analysis, satellite- and surface observation data four cases in 2006, 2007 and 2014 were synoptically analyzed of which two were modeled using the operational forecast model of the German Weather Service COSMO. For each case an additional simulation without the lake in the external parameters was conducted. The case study with the COSMO-simulations in the convection resolving mode show an increased triggering of convection at the lake breeze front which was not observed in the model runs without the lake. The land breeze during the night was weakly developed. In the dewpoint distribution the lake is assumed to be a source of humidity which is advected northward with the monsoon flow at night where satellite data indicate a maximum in cloud occurrence frequency in the morning.



## Zusammenfassung

Der Voltastausee in Ghana ist mit einer Fläche von etwa 8500 km<sup>2</sup> der größte künstliche See der Welt. Der Akosombo-Damm am Ende des Sees wurde Anfang der 60er Jahre gebaut. Geflutet wurde der See zwischen 1964 und 1968. Studien zur Auswirkungen von Binnenseen auf das Wetter und Klima gibt es bereits zahlreiche. Gut dokumentiert ist in den Tropen zum Beispiel die Land-Seewind-Zirkulation am Viktoriasee und deren Einfluss auf Wind, Wolken und Niederschlag. Für den Voltastausee in Ghana sind bislang jedoch noch keine detaillierten Studien zur Land-Seewind-Zirkulation bekannt. In dieser Arbeit wurden die Land-Seewind-Zirkulation und deren Auswirkungen am Voltastausee mit Hilfe von Stationsdaten, Satellitendaten zu Wolken und Niederschlag aus den Jahren 1998 bis 2015 sowie mit dem konvektionsauflösenden regionalen Vorhersagemodell COSMO genauer betrachtet.

Stündliche Beobachtungen von Wind und Wolken an der Station Kete-Krachi, der einzigen Station des Ghana Meteorological Service direkt am Voltastausee, zeigen an einigen Tagen ein Aufklaren am frühen Nachmittag verbunden mit einem Windgeschwindigkeitsmaximum meist aus südlicher bis südwestlicher Richtung, das eine Seebrise vermuten lässt. Eine Umkehr der Windrichtung nachts auf nördliche Richtungen ist an einigen Tagen in der Trockenzeit zu beobachten, wenn die umgebenden Monsunwinde nur schwach ausgeprägt sind. Bedeckungshäufigkeiten aus Cloudmask-Produkten des CLARA-A2, des CLAAS-2 und des MODIS-Datensatzes sowie die CLAAS-2 „Cloud Physical Properties“ lassen am Nachmittag neben dem oft wolkenfreien Bereich über dem See durch ein Bedeckungsmaximum auch eine Seewindfront an der Küste erkennen. Der Einfluss des Sees auf das Windgeschwindigkeitsmaximum sowie auf die Differenz der Bedeckungshäufigkeiten zwischen See und Land zeigen sich besonders im nordhemisphärischen Frühjahr, wenn die Temperaturgegensätze zwischen dem See und dem ausgetrockneten Land nach der Trockenzeit am größten sind. Ein ähnliches Muster wie in der Bedeckung findet sich nachmittags und Abends auch in der Niederschlagsverteilung nach TRMM wieder, wobei sich der Effekt des Sees hier in der Regenzeit am stärksten zeigt, wenn der meiste Niederschlag fällt. Auf die jährliche Gesamtniederschlagsmenge in Kete-Krachi hat der See keinen signifikanten Einfluss.

Vier Fallbeispiele aus den Jahren 2006, 2007 und 2014 wurden abschließend mit Hilfe operationeller Analysen des ECMWF-Modells sowie Satelliten- und Stationsdaten synoptisch analysiert, wovon zwei Fälle mit dem operationellen Vorhersagemodell des Deutschen Wetterdienstes COSMO sowohl mit als auch ohne See im Modell nachsimuliert wurden. Die Fallbeispiele zusammen mit den COSMO-Simulationen im konvektionsauflösenden Modus zeigen eine verstärkte Auslösung von Konvektion an der Seewindfront, die im Modell ohne den See nicht zu beobachten ist. Eine über dem See konvergierende Landbrise nachts ist jedoch im Modell kaum zu beobachten. In der Taupunktverteilung zeichnet sich der See im Modell als Feuchtequelle aus. Die Feuchte wird mit der Umgebungsströmung nachts nordostwärts advehiert, wo Satellitendaten häufig auch ein Bedeckungsmaximum in den Morgenstunden zeigen.



# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einleitung</b>	<b>5</b>
<b>2</b>	<b>Stand der Forschung</b>	<b>7</b>
2.1	Allgemeines zur Land-Seewind-Zirkulation . . . . .	7
2.2	Ausgewählte analytische Theorien im Vergleich zu Beobachtungen . . . . .	8
2.3	Die Land-Seewind-Zirkulation als Dichteströmung . . . . .	9
2.4	Die Land-Seewind-Zirkulation an Binnenseen . . . . .	10
2.5	Beobachtungen zur Land-Seewind-Zirkulation am Viktoriasee . . . . .	11
2.6	Die westafrikanische Monsunzirkulation und mögliche Einflüsse auf die Land-Seewind-Zirkulation am Voltastausee . . . . .	13
2.7	Auslösemechanismen von hochreichender Konvektion in Westafrika . . . . .	14
<b>3</b>	<b>Ziel der Arbeit</b>	<b>17</b>
<b>4</b>	<b>Daten und Methoden</b>	<b>19</b>
4.1	Operationelle bodengestützte Messungen . . . . .	19
4.1.1	Niederschlagsmessungen . . . . .	19
4.1.2	Wind- und Wolkenbeobachtungen . . . . .	20
4.2	Cloudmask-Produkte . . . . .	20
4.2.1	CLARA A2-Cloudmask . . . . .	21
4.2.2	CLAAS 2-Cloudmask . . . . .	22
4.2.3	MODIS-Cloudmask . . . . .	22
4.2.4	Wolkenbedeckungshäufigkeit und Land-Seewind-Index . . . . .	23
4.3	„Cloud Physical Properties“ (CPP) . . . . .	23
4.4	2B-GEOPROF-LIDAR - vertikales Wolkenprofil . . . . .	24
4.5	TRMM . . . . .	25
4.5.1	Messverfahren . . . . .	25
4.5.2	Verarbeitung . . . . .	26
4.6	Auswahl von Fallbeispielen durch Satellitenbildanimationen im sichtbaren Bereich	26
4.7	Das COSMO-Modell . . . . .	27
4.7.1	Grundgleichungen und Koordinatensystem . . . . .	27
4.7.2	Modellkonfiguration und Modifikation externer Parameter . . . . .	28

---

<b>5</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>31</b>
5.1	Klimatologie . . . . .	31
5.1.1	Windklimatologie in Kete-Krachi . . . . .	31
5.1.2	Wolkenklimatologie . . . . .	34
5.1.3	Niederschlagsklimatologie . . . . .	44
5.2	Analyse von Fallbeispielen und Modellierung . . . . .	48
5.2.1	Fallbeispiel 1: 28.10.2014 . . . . .	48
5.2.2	Fallbeispiel 2: 28.07.2006 . . . . .	51
5.2.3	Fallbeispiel 3: 06.02.2007 . . . . .	56
5.2.4	Fallbeispiel 4: 22.03.2014 . . . . .	61
<b>6</b>	<b>Zusammenfassung und Schlussfolgerungen</b>	<b>69</b>
<b>A</b>	<b>Weitere Graphiken</b>	<b>73</b>
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>91</b>

# 1. Einleitung

Das Wetter und Klima an Küstenabschnitten unterscheidet sich häufig deutlich zu dem im Landesinneren. Beispielsweise sind Temperaturschwankungen sowohl im Jahres- als auch im Tagesgang durch die hohe Wärmekapazität des Gewässers schwächer ausgeprägt. Ein schon lange bekanntes und bereits sehr gut erforschtes Wetterphänomen an Küsten ist dabei die Land-Seewind-Zirkulation. Die Temperaturgegensätze zwischen der Wasser- und Landoberfläche induzieren tagsüber eine landeinwärts gerichtete Strömung, die Seebrise. In den Nächten kehrt sich der Wind dagegen um und es stellt sich eine Landbrise ein. Bereits im antiken Griechenland nutzten Fischer die Land-Seewind-Zirkulation. Sie fuhren nachts mit der Landbrise aufs Meer hinaus und kehrten erst mit einsetzender Seebrise am nächsten Tag zurück (Simpson, 1994). Auch an Binnenseen ist das Phänomen der Land-Seewind-Zirkulation zu beobachten. Zahlreiche Studien gibt es beispielsweise zur Land-Seewind-Zirkulation am nordamerikanischen Lake Michigan. Aber auch an kleineren Gewässern wurde bereits eine ausgeprägte Land-Seewind-Zirkulation beobachtet, wie etwa am Toten Meer (Ashbel und Brooks, 1939). Neben der tageszeitlichen Umkehr der Winde macht sich die Land-Seewind-Zirkulation besonders in den Tropen, wo mesoskalige Phänomene das Wettergeschehen dominieren und die Strahlungsheizung durch den hohen Sonnenstand groß ist, auch in der Wolken und Niederschlagsverteilung bemerkbar. Die Konvergenz nächtlicher Landwinde beispielsweise führt über dem ostafrikanischen Viktoriasee häufig zu nächtlichen Gewittern (siehe auch Kapitel 2.5). Es liegt damit nahe, dass der Mensch mit der Errichtung eines Stausees das Wetter und Klima regional beeinflussen kann.

Der größte komplett durch den Menschen errichtete Stausee der Welt ist mit einer Fläche von rund  $8.500 \text{ km}^2$  der Voltastausee in Ghana. Er befindet sich eingebettet im sogenannten Volta-Becken zwischen der Mampong-Bergkette im Südwesten und dem Atakora-Gebirge im Osten. Gestaut wird der See an seinem Südende durch den Akosombo-Staudamm, der sich etwa 90 Kilometer nordöstlich der ghanaischen Hauptstadt Accra befindet. Zwischen der Mündung des weißen Volta im Norden und dem Akosombo-Damm im Süden weist der See etwa eine Länge von 400 Kilometer auf, ist jedoch an seinen breitesten Stellen nur circa 32 Kilometer breit (Obeng, 1977). Der Akosombo-Staudamm wurde zwischen 1961 und 1965 hauptsächlich für die Energiegewinnung für die Aluminium-Industrie errichtet. Die Flutung des Voltastausees begann im Mai 1964 wobei der See erst im September 1968 fast komplett gefüllt war (Ntow, 2005).

Detaillierte Studien zur Land-Seewind-Zirkulation am Voltastausee gibt es bislang noch nicht. Satellitenaufnahmen zufolge zeigt sich der Voltastausee jedoch selbst in der Regenzeit häufig wolkenfrei (Singer, 2012). Die Station Kete-Krachi direkt am Voltastausee zeichnet sich seit dem Bau

des Damms zudem durch tiefere Höchsttemperaturen und höhere Tiefsttemperaturen aus (Gyau-Boakye, 2001; De-Heer Amissah, 1969). In dieser Arbeit werden nun die Einflüsse des Voltastausees auf das regionale Wetter und Klima genauer betrachtet. Die Verteilung von Wolken und Niederschlag in der Region um den Voltastausee zu verschiedenen Tages- und Jahreszeiten sowie die Windverhältnisse an der Station Kete-Krachi werden dabei zunächst in einer Klimatologie gezeigt. Fallstudien führen schließlich Tage auf, an denen der Voltastausee einen besonders großen Einfluss auf das regionale Wettergeschehen vermuten lässt. Mit dem operationellen Modell des Deutschen Wetterdienstes COSMO werden für eine Auswahl der Fälle abschließend Unterschiede dargelegt, die durch die Ersetzung des Sees durch eine Landoberfläche entstehen.

Das folgende Kapitel 2 gibt zunächst einen Überblick zum Stand der Forschung über die Land-Seewind-Zirkulation, insbesondere auch an Binnenseen, greift kurz die klimatischen Gegebenheiten am Voltastausee und deren mögliche Einflüsse auf die Land-Seewind-Zirkulation auf und gibt einen kurzen Überblick über Auslösemechanismen von hochreichender Konvektion in Westafrika. In Kapitel 3 wird das Ziel dieser Arbeit genauer beschrieben. Kapitel 4 befasst sich im Anschluss mit der Datengrundlage der Arbeit, geht auf Methoden zur Erstellung von Wolken-, Wind- und Niederschlagsklimatologien ein und beschreibt das für die Modellierung verwendete Wettervorhersagemodell COSMO sowie die Modifikation externer Parameter für das COSMO-Modell. Die erzielten Ergebnissen der Klimatologie, die Darstellung einzelner Fallbeispiele mit den Ergebnissen der Modellierung werden in Kapitel 5 beschrieben, bevor am Ende der Arbeit in Kapitel 6 eine kurze Zusammenfassung sowie Schlussfolgerungen zu Fragestellungen aus Kapitel 3 die Arbeit abschließen.

## 2. Stand der Forschung

Das Phänomen der Land-Seewind-Zirkulation ist bereits sehr gut erforscht. So gab es neben ersten analytischen Studien auch Beobachtungsstudien, sowie ab den 50er Jahren zahlreiche Modellstudien zur Land-Seewind-Zirkulation (Crosman und Horel, 2010; Simpson, 1994). Dabei wurde die Land-Seewind-Zirkulation sowohl allgemein, als auch individuell für ausgewählte Seen oder Küstenabschnitte betrachtet. Anhand von Messungen von Wind und Niederschlag aber auch durch Modellstudien sehr gut dokumentiert ist in den Tropen die Land-Seewind-Zirkulation am ostafrikanischen Viktoriasee (siehe Fraedrich, 1968; Flohn und Fraedrich, 1966; Anyah et al., 2006).

### 2.1 Allgemeines zur Land-Seewind-Zirkulation

Die Seebrise setzt an der Küste eines Gewässers in der Regel in den Vormittagsstunden ein, wenn sich die Grenzschicht über Land stärker erwärmt als über Wasser. Im Tagesverlauf dringt sie weiter ins Landesinnere vor und transportiert kühle und feuchte Luft landeinwärts. Darüber stellt sich oft ein deutlich schwächerer Wind in entgegengesetzte Richtung ein (Reible et al., 1993). An ihrer Vorderkante bildet sich häufig eine Seewindfront aus und bodennahe Konvergenz induziert Hebungsvorgänge, die dort zur Wolkenbildung führen oder auch als Trigger für hochreichende Konvektion dienen können (Simpson, 1994). Dahinter sorgt die eingeflossene kühle Meeresluft dagegen für Stabilisierung der Grenzschicht und leichtes Absinken führt häufig zur Wolkenauflösung. Die nächtliche Landbrise ist in der Regel flacher und deutlich schwächer ausgeprägt als die Seebrise (Parker et al., 2017; Neumann und Mahrer, 1975).

Die Ausprägung der Land-Seewind-Zirkulation in ihrer Stärke und ihrer räumlichen Ausdehnung ist sowohl zeitlich, als auch räumlich sehr variabel. Neben der Temperaturdifferenz zwischen Wasser und Landoberfläche hängt die Land-Seewind-Zirkulation beispielsweise von der Feuchte, der Stabilität der Atmosphäre sowie der Umgebungsströmung ab. Daneben spielen auch die geographische Breite, die Topografie, die Küstenform, die Größe des Gewässers, sowie die Landnutzung eine große Rolle (Crosman und Horel, 2010). Besonders in niederen Breiten wie den Tropen bestimmen tageszeitliche Schwankungen, wie etwa die Land-Seewind-Zirkulation, das Wetter und beeinflussen damit das regionale Klima erheblich (Fraedrich, 1968).

## 2.2 Ausgewählte analytische Theorien im Vergleich zu Beobachtungen

Um die physikalischen Prozesse der Land-Seewind-Zirkulation zu verstehen, wurden diese mit analytischen Methoden beschrieben. Durch gezielte Vereinfachungen der meteorologischen Grundgleichungen, konnten für den Fall der Land-Seewind-Zirkulation Lösungen abgeleitet werden.

Nach der Theorie von Rotunno (1983) unterscheidet sich die Struktur der Land-Seewindzirkulation zwischen den Gebieten, wo der Coriolisparameter  $f = 2\Omega \sin \phi$  größer als die Kreisfrequenz  $\Omega = \frac{2\pi}{d}$  mit  $d=1$  Tag und wo  $f < \Omega$  ist.  $f > \Omega$  gilt für alle Breitenkreise  $|\phi| > 30^\circ$  und  $f < \Omega$  für alle Breitenkreise  $|\phi| < 30^\circ$ . Ohne Einflüsse von Reibung ergeben sich für den Fall  $|\phi| < 30^\circ$  interne Schwerewellen mit der Periodendauer von einem Tag als Lösungen der Grundgleichungen, die sich von der Küste bis ins Unendliche ausbreiten. Tatsächlich können in den Tropen tageszeitliche Variationen der Windrichtung beeinflusst durch die Landbrise teilweise noch mehrere hundert Kilometer vor der Küste beobachtet werden (Gille et al., 2005). Reibungseffekte verhindern jedoch eine Ausbreitung ins Unendliche. Für den Fall  $|\phi| > 30^\circ$  ergibt sich dagegen eine Zirkulation mit der Form einer Ellipse in der x-z-Ebene. Für das Verhältnis zwischen horizontaler und vertikaler Ausdehnung der Zirkulation  $\frac{L}{h}$  gilt dann:

$$\frac{L}{h} = N \sqrt{f^2 - \Omega^2} \quad (2.1)$$

$N$  entspricht dabei der Brunt-Väisällä-Frequenz  $N = \sqrt{\frac{g}{\Theta_0} \frac{\partial \Theta}{\partial z}}$ , einem Maß für die statische Stabilität.  $\Theta$  entspricht hier der potentiellen Temperatur und  $g$  der Schwerebeschleunigung. Eine ähnliche Beziehung erhält man auch für die erste Wellenmode der internen Schwerewellen im Fall  $\phi < 30^\circ$ :

$$\frac{L}{h} = N \sqrt{\Omega^2 - f^2} \quad (2.2)$$

Demnach ist die Zirkulation umso flacher, je stabiler die Atmosphäre ist, weshalb die nächtliche Landbrise im Vergleich zur Seebrise auch flacher ist (Rotunno, 1983).

Hodographen der horizontalen Windkomponente zeigen innerhalb eines Tages häufig auch eine elliptische Form (Simpson, 1994). Durch die Corioliskraft erfährt die Seebrise im Tagesverlauf auf der Nordhalbkugel (Südhalkugel) eine Rechtsdrehung (Links-drehung), die in der Nacht in die Landbrise übergeht. Diese elliptischen Verläufe entsprechen unter Berücksichtigung von Corioliseffekten und linearer Reibung ebenfalls einer Lösung der Bewegungsgleichungen (Haurwitz, 1947).

Neben der Struktur konnte mit Hilfe linearer Theorien auch die Phasenverschiebung zwischen der Temperaturdifferenz und der Land-Seewind-Zirkulation beschrieben werden. Unter der Annahme eines periodischen Verlauf der Temperaturdifferenz und bei Vernachlässigung von Coriolis- und Reibungseffekten ergibt sich für die Phasenverschiebung zwischen Temperatur und Wind eine Verschiebung um  $90^\circ$ . Das heißt, das Maximum der Seebrise wird erst 6 Stunden nach der größten Temperaturdifferenz, also etwa zum Sonnenuntergang, erreicht (Haurwitz, 1947). Physikalisch bedeutet das, dass so lange eine Beschleunigung der Seebrise stattfindet, so lange ei-

ne Temperaturdifferenz vorhanden ist (Rotunno, 1983). Durch Reibungseffekte verkürzt sich die Phasendifferenz jedoch und im reellen Fall sind Wind und Temperaturdifferenz nahezu in Phase. Beinhaltet die Gleichungen die Coriolisbeschleunigung, unterscheiden sich die Lösungen im reibungsfreien Fall zwischen den Fällen  $f < \Omega$  und  $f > \Omega$ . Für Breitenkreise  $< 30^\circ$  läuft die Temperatur dem Wind um  $90^\circ$  voraus, während für Breitenkreise  $> 30^\circ$  der Wind der Temperatur um  $90^\circ$  voraus läuft (Rotunno, 1983). Dies würde bedeuten, dass für  $|\phi| > 30^\circ$  die Seebrise bereits in den Morgenstunden ihr Maximum erreichen würde. Reibungseffekte sorgen hier jedoch für eine Verschiebung nach hinten, sodass sich beide Fälle einander angleichen und die Zirkulation in beiden Fällen nahezu mit der Temperatur in Phase liegt. Abbildung 2.1 zeigt die Phasenverschiebung der Zirkulation zur Heizung in Abhängigkeit eines linearen Reibungskoeffizienten  $\alpha$ . Ab einem Reibungskoeffizienten von  $\alpha = 2 \cdot 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  ergeben sich zwischen den beiden Fällen kaum noch Unterschiede.

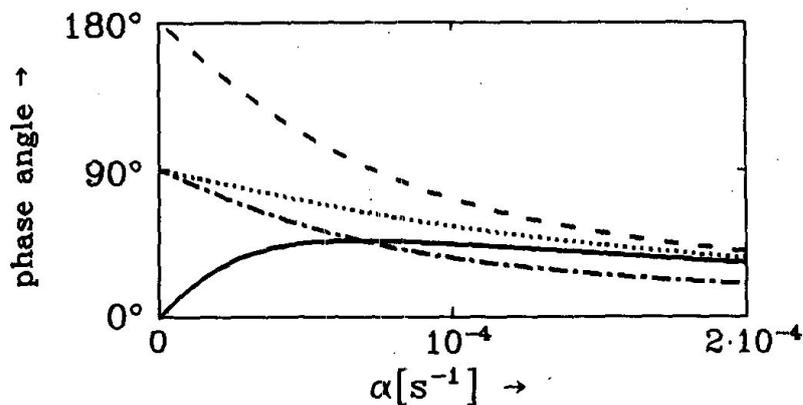


Abbildung 2.1: Phasenverschiebung der Zirkulation relativ zur Heizrate in Abhängigkeit des linearen Reibungsparameter  $\alpha$  für  $f = 0$  (gestrichelte Linie), für  $f = \Omega$  (gepunktete Linie), für  $f > \Omega$  (durchgezogene Linie). Die strichpunktierte Linie zeigt die Phasenverschiebung zwischen Temperatur und Heizung (Rotunno, 1983).

## 2.3 Die Land-Seewind-Zirkulation als Dichteströmung

Die See- beziehungsweise die Landbrise kann auch als Dichteströmung beschrieben werden. Durch die stärkere Erwärmung der Landoberfläche im Vergleich zur Wasseroberfläche bildet sich in der Grenzschicht im Tagesverlauf ein Dichtegradient aus. Die kühlere und dichtere Luft über Wasser verlagert sich im Fall der Seebrise daraufhin als Dichteströmung landeinwärts. Auf ihrem Weg ins Landesinnere bildet sich an ihrer Vorderkante zunächst eine scharfe Front aus. Aus Laborexperimenten ergibt sich für die Geschwindigkeit der Front  $U_F$  einer Dichteströmung (Parker et al., 2017):

$$U_f = k \sqrt{g \frac{\Delta\Theta}{\Theta} h} \quad (2.3)$$

Dabei ist  $k$  eine Konstante,  $g$  die Schwerebeschleunigung der Erde,  $\Delta\Theta$  die Differenz der potentiellen Temperatur zwischen der Luft über Land und der Luft über See und  $h$  die Höhe der Dichteströmung. Im Laufe des Tages erwärmt sich die eingeflossene kühle Luft über den warmen Landmassen und es kommt zu turbulenten Mischungsprozessen in der Seeluft. Beide Effekte reduzieren die Geschwindigkeit der Front und es bildet sich eine kontinuierliche Übergangszone zwischen der maritimen und der kontinentalen Luft aus (Linden und Simpson, 1986). Abbildung 2.2 zeigt anhand von Laborexperimenten die Einflüsse von Turbulenz auf eine Dichteströmung. In den späten Nachmittagsstunden, wenn sich die solare Einstrahlung reduziert, lassen auch die

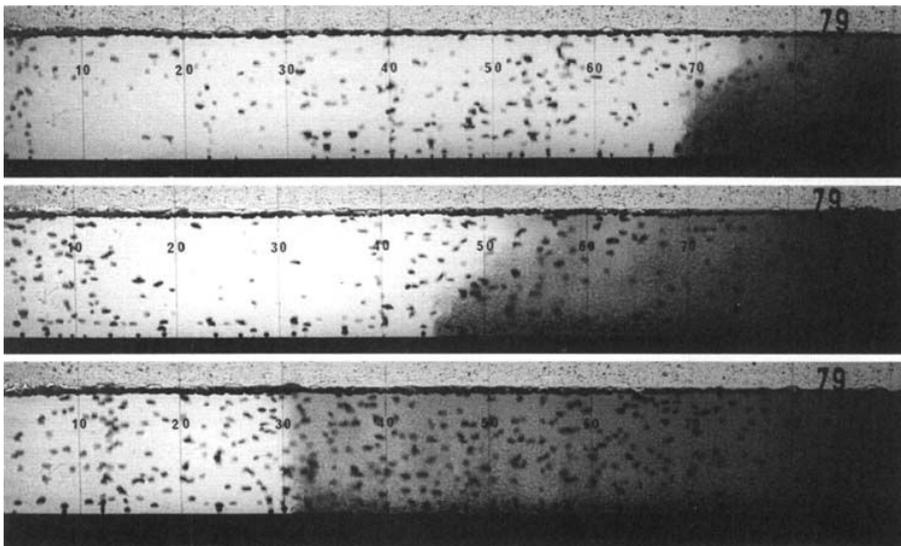


Abbildung 2.2: Zeitliche Entwicklung einer Dichteströmung unter dem Einfluss von Turbulenz Anhand von Laborexperimenten. Salzlösung (dunkel) und frisches Wasser (hell) sind hier Fluide unterschiedlicher Dichte. Aufsteigende Luftblasen simulieren Turbulenz. (Linden und Simpson, 1986)

turbulenten Prozesse nach und die Seebrise kann sich als Dichteströmung über große Distanzen landeinwärts ausbreiten (Linden und Simpson, 1986). Am Golf von Guinea beispielsweise dringt die Seewindfront so bis zu 100 km landeinwärts vor (Parker et al., 2017).

## 2.4 Die Land-Seewind-Zirkulation an Binnenseen

Für die Ausprägung der Land-Seewind-Zirkulation an Binnenseen spielt die Größe des Sees eine wesentliche Rolle. Je kleiner der See, umso schwächer sind die Strömungsgeschwindigkeiten in horizontale und vertikale Richtung sowie die horizontale und vertikale Ausdehnung der Land-Seewind-Zirkulation ausgeprägt (Crosman und Horel, 2010; Neumann und Mahrer, 1975; Physick, 1976). Für Seen mit Durchmessern  $d > 100$  km unterscheidet sich die Land-See-Windzirkulation dagegen kaum noch von der einer langgestreckten Meeresküste (Crosman und Horel, 2010). Numerische Studien zur Land-Seewind-Zirkulation an Binnenseen gab es bei-

spielsweise für den Fall eines kreisförmigen Sees mit einem Radius von 25 km (vgl. Neumann und Mahrer, 1975). Der Durchmesser dieses Sees ist damit etwas größer als die Breite des Volta-Stausees. In Abbildung 2.3 ist um 15 Uhr die Seewindfront mit und entsprechender Hebung etwa 30 km von der Küste entfernt zu erkennen. Weiter Richtung Küste und über dem See herrscht dagegen Divergenz und Absinken. Die Divergenz wird für den Fall eines kreisförmigen Sees mit einer konvexen Küstenlinie durch Richtungsdivergenz der landeinwärts gerichteten Strömung noch verstärkt. Nachts kommt es dagegen über der Mitte des Sees durch verstärkte Richtungskonvergenz der Landbrise zu stärkeren Hebungsvorgängen als bei einer geradlinigen Küstenlinie ohne gegenüberliegendem Ufer.

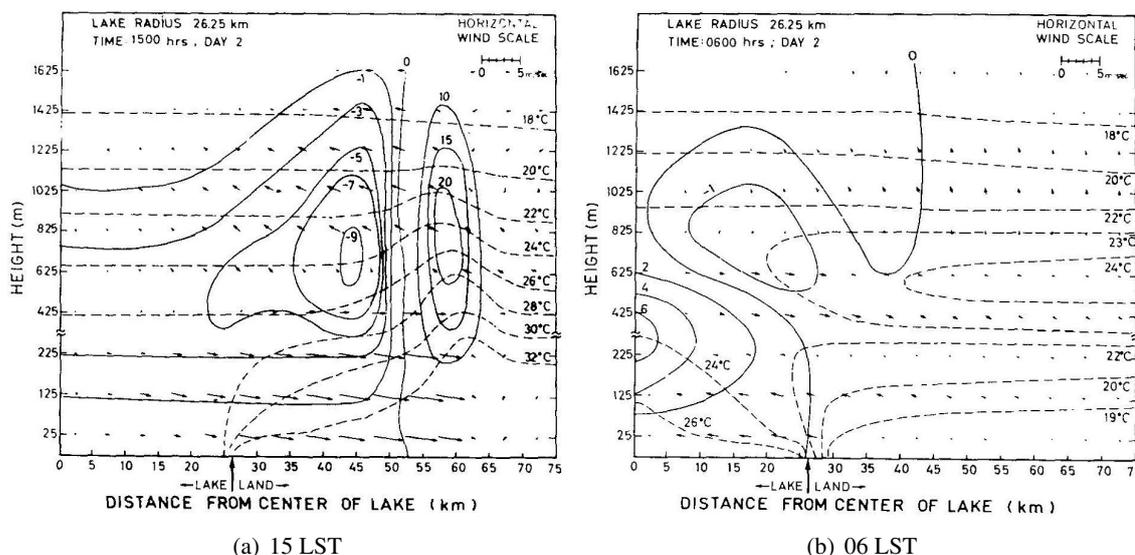


Abbildung 2.3: Land-Seewind-Zirkulation an einem kreisförmigen See: Windpfeile zeigen die Stärke (Länge des Pfeils) und Richtung (Pfeil nach rechts: landeinwärts) des Horizontalwinds, durchgezogene Linien die Stärke des Vertikalwinds und gestrichelte Linien Isothermen (Neumann und Mahrer, 1975)

## 2.5 Beobachtungen zur Land-Seewind-Zirkulation am Viktoriasee

Durch operationelle Messungen sehr gut erforscht ist in den Tropen die Land-Seewind-Zirkulation am ostafrikanischen Viktoriasee. Mittlere vertikale Windprofile aus Pilotballonaufstiegen an vier Stationen rund um den Viktoriasee (vgl. Fraedrich, 1968) zeigen mit zunehmender Höhe den Übergang der tageszeitlich bedingten Land-Seewind-Zirkulation zur Umgebungsströmung in 2 km Höhe. In Bukoba am Westufer des Sees beispielsweise ist die umgebende Südostströmung in den Monaten Juni bis August, in denen dort der Südostpassat aus der Südhemisphäre dominiert, so stark, dass sich nachts keine Landbrise ausbilden kann. Von Dezember bis Februar hingegen, wenn dort nordöstliche Passatwinde aus der Nordhemisphäre vorherrschen, stellen sich in den Morgenstunden dort im Mittel trotzdem Westwinde vom Land ein. Am Ostufer dagegen weht die Seebrise der Umgebungsströmung entgegen und tagsüber ist eine deutliche Winddrehung mit der

Höhe zu beobachten. Mit Hilfe der Windmessungen aus Pilotballonaufstiegen und dem Satz von

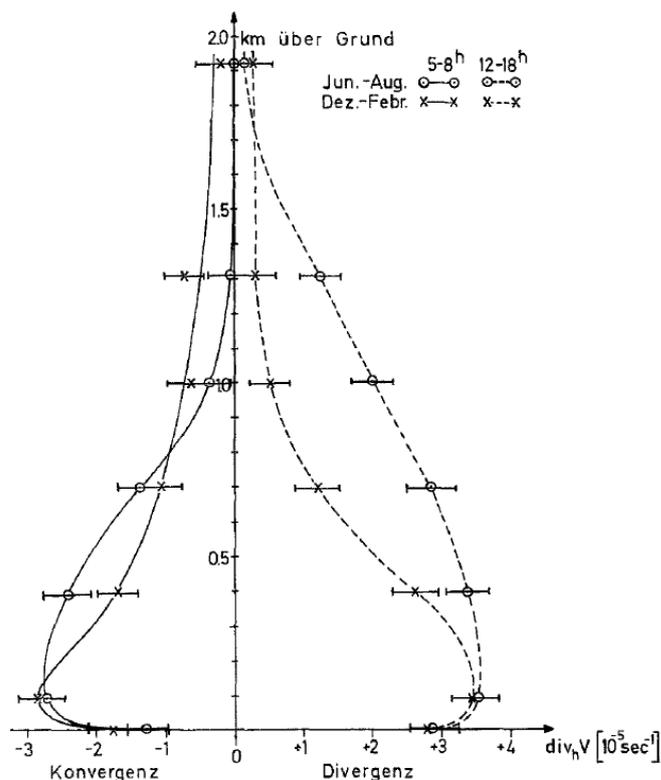


Abbildung 2.4: Mittlere Vertikale Verteilung der horizontalen Divergenz am Viktoriasee aus Pilotballonaufstiegen (Fraedrich, 1968)

Gauß

$$\int \nabla \cdot \vec{v} dA = \int \vec{v} \cdot \vec{n} ds \quad (2.4)$$

zeigt sich über dem Viktoriasee in den Nachmittagsstunden zwischen 12 und 18 Uhr besonders in den unteren Luftschichten bis 500 m ein divergentes Windfeld (siehe Abbildung 2.4). Mit der Höhe nimmt die Divergenz bis in 2 km Höhe nahezu auf 0 ab. In den Morgenstunden zwischen 5 und 8 Uhr stellt sich über dem See dagegen ein konvergentes Windfeld ein, wobei die nächtliche Konvergenz etwas schwächer ist als die Divergenz in den Nachmittagsstunden und nur etwa bis zu einer Höhe von 1,3 km beobachtet werden kann (vgl. Fraedrich, 1968). Die nächtliche Konvergenz führt über dem See zu einem Niederschlagsmaximum, das in Folge der östlichen Umgebungsströmung im Vergleich zur Mitte des Sees etwas nach Westen verschoben ist (Flohn und Fraedrich, 1966). An der Station Entebbe, die auf einer Halbinsel am nordwestlichen Rand des Sees liegt, wird sowohl im nordhemisphärischen Sommer als auch im nordhemisphärischen Winter ein morgendliches Niederschlagsmaximum festgestellt. Weiter im Landesinnere in Kampalla ist dagegen ein Niederschlagsmaximum am frühen Nachmittag zu beobachten, das in Folge der Seewindfront zustande kommt. Das morgendliche Niederschlagsmaximum ist in Kampalla nur im nordhemisphärischen Sommer zu beobachten, wenn der Südostpassat die Landwindkonvergenz über dem

See nach Nordwesten verschiebt (Flohn und Fraedrich, 1966). Modellstudien mit dem RegCM3-Klimamodell zeigen bei der Ersetzung des Sees durch Marschland einen deutlichen Rückgang des nächtlichen Niederschlagsmaximums über dem westlichen Teil des Sees durch eine Reduktion der Landbrise. Östlich des Sees nimmt das nachmittägliche Niederschlagsmaximum jedoch durch erhöhte Evaporation und die damit stärkere Abkühlung des Marschlandes tagsüber zu (Anyah et al., 2006).

## **2.6 Die westafrikanische Monsunzirkulation und mögliche Einflüsse auf die Land-Seewind-Zirkulation am Voltastausee**

Die Studien am Viktoriasee zeigen, dass die Ausprägung der Land-Seewind-Zirkulation dort maßgeblich von den umgebenden Passatwinden abhängt. Das Klima in Westafrika ist geprägt durch die westafrikanische Monsunzirkulation. Sie beschreibt die Umkehrung der Windrichtung am Boden zwischen nordöstlichen Winden in den nordhemisphärischen Wintermonaten, auch Harmattan genannt, und südwestlichen Monsunwinden in den Sommermonaten. Mit den nordöstlichen Harmattan-Winden gelangt im Winter trockene und heiße Luft aus der Sahara zeitweise bis zur Küste am Golf von Guinea. Die südwestlichen Monsunwinde transportieren im Sommer dagegen sehr feuchte Luft vom Atlantik landeinwärts (Fink et al., 2017). Die Grenze zwischen den beiden Windrichtungen bezeichnet man als innertropische Diskontinuität (ITD). Sie zeichnet sich durch einen großen Feuchtegradienten aus und befindet sich im Bereich eines Druckminimums. Abbildung 2.5 zeigt die Druck- und Windverteilung in Westafrika in den Monaten Januar, April, Juli und Oktober. Im Januar befindet sich der Voltastausee etwa im Bereich eines flachen Hitzetiefs, das die ITD markiert. Die Umgebungsströmung am Voltastausee ist im Mittel nur schwach ausgeprägt, wobei besonders die nördlichen Regionen des Sees zeitweise in den Bereich nordöstlicher Winde gelangen. Die südwestlichen Monsunwinde erreichen mit feuchten und etwas kühleren Luftmassen lediglich die Küstengebiete am Golf von Guinea. Im nordhemisphärischen Frühling verlagert sich das Hitzetief unter Verstärkung nordwärts in die Sahelzone und im Sommer weiter in die Sahara. Im Bereich des Voltastausees setzen damit südwestliche Monsunwinde ein, die im nordhemisphärischen Sommer ihr Maximum erreichen.

Mesoskalige Zirkulationen wie die Land-Seewind-Zirkulation reagieren auf großskalige Umgebungsströmungen wie dem westafrikanischen Südwestmonsun sensibel. Eine aufs Meer oder auf einen See gerichtete Umgebungsströmung führt zu einer Verschärfung der Temperaturgegensätze an der Seewindfront, verhindert jedoch, dass die Seebrise weit ins Landesinnere vordringt (Estoque, 1962). Eine Umgebungsströmung vom Gewässer ins Landesinnere führt an der Seewindfront zu frontolytischen Prozessen und somit zu einer Abschwächung der Seewindbrise. Ab einer gewissen Stärke der Umgebungsströmung von etwa 3 bis 5  $\frac{m}{s}$  kann sich an kleineren Seen jedoch keine Seebrise mehr ausbilden (Crosman und Horel, 2010; Segal et al., 1997). Mit den nordöstlichen Winden in den nordhemisphärischen Wintermonaten stellt sich in der Region des Voltastausees im Jahresgang ein Niederschlagsminimum ein. Niederschläge fallen meist lediglich in Form von einzelnen kurzen Schauern, wobei sich die Schauertätigkeit auf wenige Tage im Monat be-

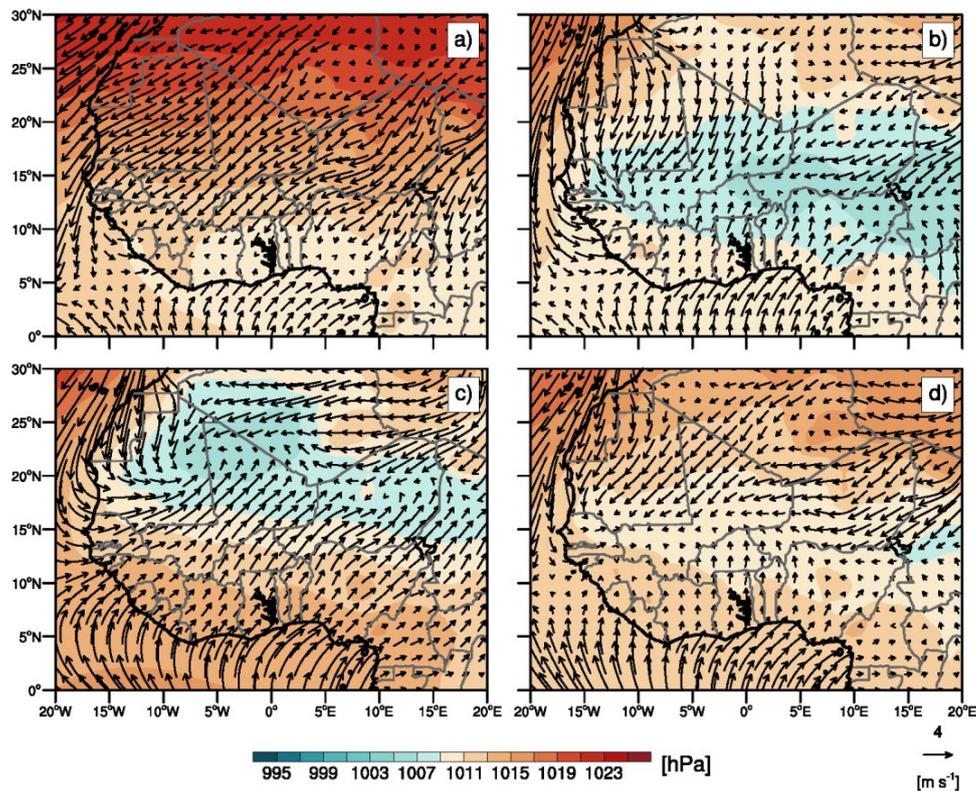


Abbildung 2.5: Mittlere Windfelder (Pfeile) und Bodendruck (Farbkonturen) im a) Januar, b) April, c) Juli und d) Oktober (Fink et al., 2017)

schränkt. An der Station Kete-Krachi fallen im Januar im Mittel gerade mal 13 mm Niederschlag (siehe Abbildung 2.6). Mit einsetzendem Südwestmonsun nehmen die Niederschläge sowohl in ihrer Häufigkeit, als auch in ihrer Intensität zu und die höchsten Monatsniederschläge werden in den Monaten von Juni bis September verzeichnet. Im südlichen Teil des Sees stellt sich jedoch im Juli und August vorübergehend eine kleine Trockenzeit ein. An der Station Kete-Krachi ist diese nur schwach ausgeprägt.

Kühlere und feuchtere Luft vom Golf von Guinea sowie eine höhere Wolkenbedeckung und eine höhere Bodenfeuchte führen in der Regenzeit zu einer Abnahme der Temperaturgegensätze zwischen See- und Landoberfläche, sodass der Antrieb für die Land-Seewind-Zirkulation abnimmt.

## 2.7 Auslösemechanismen von hochreichender Konvektion in Westafrika

Typisch für die innertropischen Breiten werden Niederschläge in Westafrika zum Großteil durch hochreichende Konvektion dominiert. Konvektion resultiert aus einer instabilen Verteilung thermodynamischer Energie und dient dazu wieder einen stabilen Zustand einzustellen. Durch die starke solare Strahlungsheizung am Boden verbunden mit hoher Feuchtigkeit ist die Labilität in

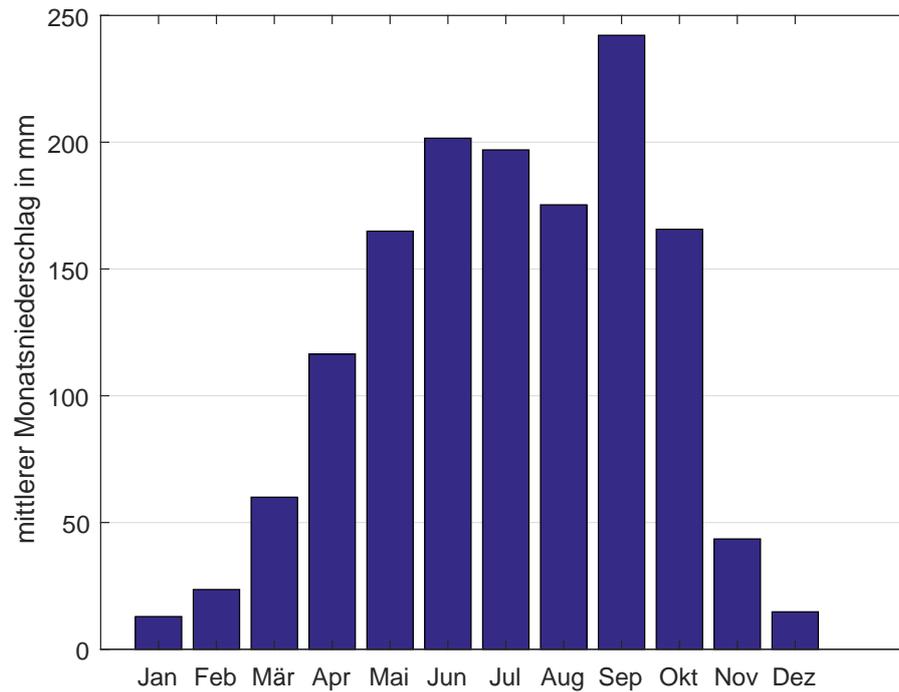


Abbildung 2.6: Jahresgang des mittleren Monatsniederschlages in mm an der Station Kete-Krachi (eigene Abbildung)

den Tropen allgemein hoch und die Bedingungen für hochreichende Konvektion sind verbreitet gegeben (Lafore et al., 2017). Man spricht von einer labil geschichteten Atmosphäre, wenn die Temperatur mit der Höhe stärker abnimmt als die eines trockenadiabatisch aufsteigenden Luftpakets. Nimmt die Temperatur mit der Höhe stärker ab als die Temperatur eines feuchtadiabatisch aufsteigenden Luftpakets, jedoch schwächer als die eines trockenadiabatisch aufsteigenden Luftpakets spricht man von bedingt labiler Schichtung. Der Prozess der Konvektion wird häufig mit der sogenannten Pakettheorie beschrieben. Ein vom Boden aufsteigendes Luftpaket kühlt sich zunächst trockenadiabatisch ab bis es Sättigung erreicht. Anschließend folgt es durch die freiwerdende latente Wärme bei der Kondensation einem feuchtadiabatischen Aufstieg. In einer bedingt labilen Schichtung erreicht das Paket einen Punkt, an dem die Temperatur des Pakets über der der Umgebungsluft liegt. Diesen Punkt nennt man Niveau freier Konvektion (NFK). Vernachlässigt man das Gewicht von Hydrometeoren, das Einmischen von Umgebungsluft sowie Reibungseffekte und Druckstörungen, erfährt das Luftpaket ab diesem Punkt einen thermischen Auftrieb  $B$ , der gegeben ist durch:

$$B = g \frac{T_v - T_{v0}}{T_{v0}} \quad (2.5)$$

$T_v$  bezeichnet hier die virtuelle Temperatur des Luftpakets,  $T_{v0}$  die virtuelle Temperatur der Umgebungsluft. Das Luftpaket erfährt so lange einen Auftrieb, bis sich in der Umgebung wieder eine höhere Temperatur einstellt. Diesen Punkt nennt man auch das Niveau neutralen Auftriebs (NNA). Ist die Atmosphäre hochreichend bedingt labil geschichtet befindet sich das NNA erst

an der Tropopause. Das Potential für hochreichende Konvektion wird häufig über die convective available potential energy (CAPE) beschrieben. Die CAPE ist die Energie, die für die Konvektion zur Verfügung steht und nimmt in den Tropen allgemein recht hohe Werte an. Sie beschreibt den vom NFK bis zum NNA vertikal integrierten Auftrieb:

$$CAPE = \int_{NFK}^{NNA} B \, dz. \quad (2.6)$$

Um das NFK zu erreichen muss dem Luftpaket jedoch erst Energie zugeführt werden, da die Temperatur des Luftpakets darunter unter der der Umgebungsluft liegt. Die Energie die das Luftpaket bis dorthin überwinden muss nennt man convective inhibition (CIN).

$$CIN = \int_{Z_0}^{NFK} g \frac{T_v - T_{v0}}{T_{v0}} \, dz. \quad (2.7)$$

Diese kann entweder thermisch, beispielsweise durch die Erwärmung der bodennahen Luft durch starke solare Einstrahlung, oder auch durch erzwungene Hebung überwunden werden. Über Westafrika nimmt die CIN allgemein hohe Werte an, sodass für die Auslösung von Konvektion oft ein zusätzlicher Antrieb benötigt wird. Nach Lafore et al. (2017) wirken über Westafrika verschiedene Auslösemechanismen. Zu verstärkter Auslösung von Konvektion kommt es etwa an Gebirgszügen. Hier ist die Strahlungsfläche höher, sodass weniger Energie benötigt wird, um die CIN zu überwinden. Zudem kommt es während des Monsuns an Südwesträndern der Gebirge zu orographisch bedingter Hebung. Für Hebung können zudem sämtliche Arten von Konvergenzlinien sorgen. Wie in Kapitel 2.1 bereits erwähnt tritt entlang einer Seewindfront Konvergenz auf. Auch ein Gradient in der Bodenfeuchte oder in der Oberflächenalbedo kann bereits frontale Konvergenz induzieren. Dichteströmungen aus dem Downdraught von bereits vorhandenen Zellen führen an ihrer Vorderkante ebenfalls zu Konvergenz. Hochreichende Konvektion induziert zudem Schwerewellen, die über weite Distanzen propagieren können und andernorts Konvektion auslösen können. Synoptischskalige Hebungsantriebe wie sie in den mittleren Breiten vorkommen sind in den Tropen kaum ausgeprägt. Jedoch ist in Westafrika beispielsweise vorderseitig von Trögen von „African Easterly Waves“ (AEWs) verstärkt Konvektion zu beobachten. AEWs sind Wellen innerhalb des „African Easterly Jet“ (AEJ), einem Starkwindband aus Osten, das sich etwa im 600 hPa-Niveau befindet und aus dem Temperaturgradient zwischen kühler Luft über dem Golf von Guinea und heißer Luft über der Sahara resultiert. Durch erhöhte Windscherung zwischen den südwestlichen Monsunwinden am Boden und dem aus Nordosten kommenden AEJ vorderseitig eines AEW-Troges sowie verstärkte potentielle Instabilität durch das Einsickern trockener Luft aus Norden in der Höhe sind die Bedingungen für organisierte Konvektion hier günstig. Von potentieller Instabilität spricht man, wenn eine feuchte Grundschicht von einer trockenen Schicht überlagert wird. Wird die Luftsäule gehoben, kühlt sich die trockene Luft oben trockenadiabatisch, die feuchte Luft unten dagegen feuchtadiabatisch ab. Das bedeutet, dass die Luft oben eine stärkere Abkühlung erfährt, sodass sich die Schichtung zunehmend labilisiert. Im Bereich eines AEW-Troges sind zudem vor allem im 850 hPa-Niveau häufig zyklonale Strömungsmuster zu beobachten, die Konvektion durch großräumige Konvergenz ebenfalls begünstigen.

### 3. Ziel der Arbeit

Nachdem Studien in der Vergangenheit für zahlreiche Binnenseen die Existenz einer Land-Seewind-Zirkulation und deren Auswirkungen auf das regionale Wetter und das Klima dokumentierten, stellt sich nun die Frage inwieweit der Mensch durch die Errichtung des Voltastausees das Wetter und das Klima in dieser Region beeinflusste. Diese Arbeit soll deshalb zeigen ob sich auch am Voltastausee eine Land-Seewind-Zirkulation ausbildet und wie diese sich auf die lokalen Windverhältnisse, Bewölkung und Niederschläge auswirkt. Folgende Fragestellungen stehen dabei besonders im Vordergrund;

- Ist die Ausbildung einer Land-Seewindzirkulation am Voltastausee anhand von Windbeobachtungen oder im Modell festzustellen?
- Zeigt der See durch eine Land-Seewindzirkulation Einflüsse auf die Bedeckungsverteilung?
- Zeigt der See durch eine Land-Seewindzirkulation Einflüsse auf die Niederschlagsverteilung?
- Ging mit dem Bau des Staudamms eine signifikante Änderung der Gesamtniederschlagsmenge in Kete-Krachi einher?
- Ist neben dem bereits beobachteten häufig klaren Bereich über dem See am Voltastausee tagsüber eine Seewindfront zu beobachten, die die Auslöse von hochreichender Konvektion begünstigt?
- Inwieweit beeinflusst die westafrikanische Monsunzirkulation und der damit einhergehende Wechsel zwischen Regen- und Trockenzeit im Jahresgang die Ausprägung einer Land-Seewind-Zirkulation und deren Auswirkungen?



## 4. Daten und Methoden

Als Datengrundlage dienten neben Messreihen von Wind und Niederschlag sowie Wolkenbeobachtungen an der Station Kete-Krachi verschiedene Produkte satellitengestützter Fernerkundungsmethoden. Die Auswahl einzelner Fallbeispiele wurde subjektiv mit Satellitenbildern im sichtbaren Bereich getroffen. Eine Klimatologie der Bedeckung sowie der mikrophysikalischen Eigenschaften der Wolken wurde durch Produkte der Instrumente Meteosat Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager (SEVIRI), Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR) auf den Plattformen Metop A und NOAA 19 und MODerate Resolution Imaging Spectrometer (MODIS) auf den Plattformen Terra und Aqua erstellt. Ein mittleres Vertikalprofil der Bedeckung über dem Voltastausee lieferte das Produkt 2B Geoprof-Lidar eine Kombination aus einem Radar und einem Lidar auf den Plattformen Cloudsat und CALIPSO. Das Projekt Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) der NASA und der japanischen Raumfahrtbehörde JAXA wurde für eine Klimatologie der Niederschlagsverteilung rund um den Voltastausee herangezogen.

### 4.1 Operationelle bodengestützte Messungen

Im Vergleich zum Viktoriasee ist das Messstationsnetz am Voltastausee gering. Messdaten von Niederschlag, sowie Wind- und Wolkenbeobachtungen gibt es lediglich an der Station Kete-Krachi. Kete-Krachi liegt direkt an der Küste, dort wo die beiden Seearme im Norden zusammenführen (siehe Abbildung 4.2).

#### 4.1.1 Niederschlagsmessungen

Die Niederschlagszeitreihe an der Messstation Kete-Krachi geht bis vor die Zeit der Flutung des Voltastausees ab 1964 zurück. Stündliche Niederschlagsdaten wie am Viktoriasee, um einen mittleren Tagesgang der Niederschläge zu bestimmen, liegen aus Kete-Krachi jedoch nicht vor. Deshalb wurden monatliche und tägliche Niederschlagsdaten vor und nach der Flutung des Sees miteinander verglichen. Regelmäßige monatliche Niederschlagsdaten existieren hier seit Januar 1895, tägliche seit 01. Januar 1949. Als Vergleichsstationen mit einer gewissen Distanz zum Voltastausee dienten die Stationen Tamale und Yendi. Für die Vergleichbarkeit der Stationen wurden aus den Monatszeitreihen jeweils nur der Zeitraum 1940 bis 2013 und für die Tageszeitreihen jeweils nur der Zeitraum zwischen 1951 und 2013 betrachtet. Die Datenverfügbarkeit der monatlichen und täglichen Niederschlagsdaten an den drei Station ist mit Datenlücken in Abbildung 4.1

aufgetragen. Da die Niederschläge an den Stationen im Jahresverlauf sehr variabel sind, wurden sie jeweils saisonal betrachtet. Aus den monatlichen Niederschlagswerten wurden Niederschlagszeitreihen über die Summe der trockenen Monate Dezember bis Februar, der feuchten Monate Juni bis September, der Übergangszeiträume März bis Mai und Oktober bis November sowie der gesamten Jahresniederschlagssumme erstellt. Um die Zeitreihen der einzelnen Stationen miteinander zu vergleichen wurde der SPI (standardized precipitation index) für jede Station und jede Saison sowie für das ganze Jahr bestimmt. Zur Berechnung des SPI wurde eine Gammaverteilung an die Verteilung der Niederschlagszeitreihe gefittet und diese dann auf eine Standard-Normalverteilung transformiert. Eine Niederschlagszeitreihe kann somit als Zeitreihe über die Niederschlagsabweichung in der Einheit von Standardabweichungen betrachtet werden (Keyantash, John and National Center for Atmospheric Research Staff (Eds.), 2016). Bei den täglichen Niederschlagszeitreihen wurden jeweils die Anzahl der Tage pro Monat untersucht, die einen bestimmten Niederschlagsschwellwert überschreiten.

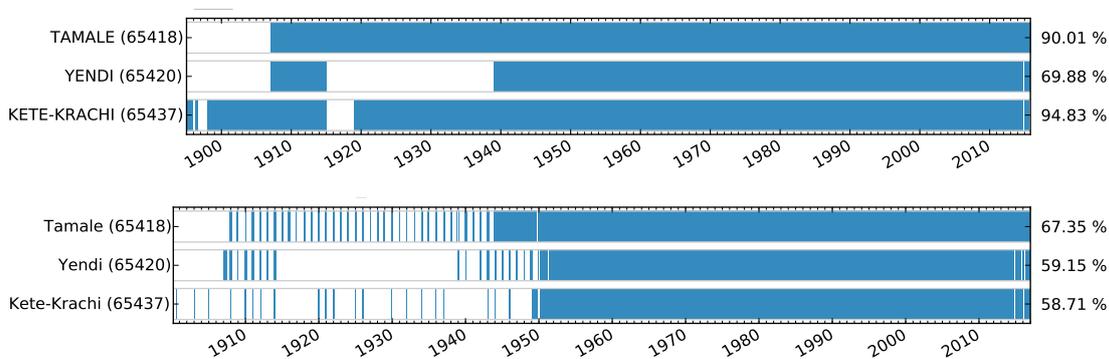


Abbildung 4.1: Datenverfügbarkeit der monatlichen Niederschlagsdaten (oben) und der täglichen Niederschlagsdaten (unten) an den Stationen Tamale, Yendi und Kete-Krachi: Die blauen Balken zeigen jeweils Zeiträume, in denen Daten vorhanden sind.

#### 4.1.2 Wind- und Wolkenbeobachtungen

Stündliche Wind- und Wolkenbeobachtungen liegen an der Station Kete-Krachi aus den Jahren 2006 und 2014 vor. Aus den Datensätzen wurden für jeden Monat mittlere Tagesgänge der Wolkenuntergrenze, der Gesamtbedeckung, sowie der Bedeckung und der Höhe der einzelnen Schichten tief, mittel und hoch berechnet. Nach Kategorisierung der Windrichtung in die 8 Richtungen N, NE, E, SE, S, SW, W, NW lässt sich mittels einer Windrose für jede Stunde und jeden Monat eine Häufigkeitsverteilung der jeweiligen Windrichtung darstellen.

### 4.2 Cloudmask-Produkte

Satellitengestützte Cloudmask-Produkte geben an, ob in dem jeweiligen Pixel eine Wolke vorhanden ist oder ob der jeweilige Pixel wolkenfrei ist. Aus der relativen Häufigkeit der Bedeckung

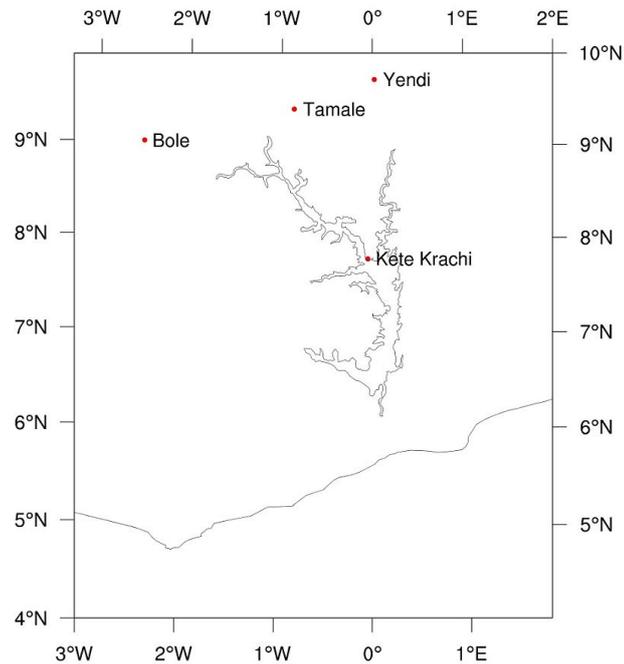


Abbildung 4.2: Lage der Niederschlagsmessstationen

eines Pixels, lässt sich für jede Tageszeit in jedem Monat eine Klimatologie über die Bedeckungshäufigkeit berechnen. Insgesamt wurden mehrere Cloudmask-Produkte betrachtet.

#### 4.2.1 CLARA A2-Cloudmask

Der CLARA A2-Datensatz (Cloud, Albedo, Radiation data record, AVHRR-based, Edition 2) beruht auf Messungen des AVHRR (Advanced Very High Resolution Radiometer) auf polarumlaufenden, sonnensynchronen Satelliten. Für eine Klimatologie eignen sich die Datensätze von den Plattformen METOP-A und NOAA-19, da diese über die Jahre hinweg den gleichen Ort nahezu zum gleichen Zeitpunkt überqueren. METOP-A überquert den Äquator zur lokalen Sonnenzeit täglich um 09:30 Uhr und 21:30 Uhr, NOAA-19 immer etwa um 02:00 Uhr und um 14:00 Uhr. Tabelle 4.1 zeigt die 6 Kanäle mit ihren Wellenlängenbereichen des AVHRR im sichtbaren und infraroten Bereich (vgl. Karlsson et al., 2015). Der Algorithmus zu Bestimmung der Cloudmask

Tabelle 4.1: Kanäle und Wellenlängenbereiche des AVHRR (Karlsson et al., 2015)

Kanal	Wellenlängenbereich in $\mu\text{m}$
1	0,58-0,68
2	0,725-1,10
3A	1,58-1,64
3B	3,55-3,93
4	10,50-11,50
5	11,5-12,5

beruht auf einem multispektralen Grenzwerttest nach Dybbroe et al., (2005). Grenzwerte verschiedener Tests in den oben aufgezeigten Wellenlängenbereichen müssen erreicht werden, damit ein Pixel als bedeckt klassifiziert wird. Die Grenzwerte hängen dabei vom Betrachtungswinkel, vom Inklinationswinkel sowie von den aktuellen atmosphärischen Bedingungen ab, die aus dem ERA-Interim-Datensatz gewonnen werden (Karlsson et al., 2015). Der CLARA-A2 Datensatz liegt auf einem regulären lat/lon Gitter mit einer Auflösung von  $0,05^\circ$  vor, was etwa 5,5 km entspricht. Die Daten von NOAA19 liegen von 22.02.2009 bis 31.12.2015, die Daten von METOP-A von 28.06.2007 bis 31.12.2015 vor.

#### 4.2.2 CLAAS 2-Cloudmask

Ein ähnliches Produkt liefert der CLAAS-2 Datensatz. Hier wird das Instrument SEVIRI (Spinning Enhanced Visible and InfraRed Imager) auf den geostationären Meteosat-Satelliten MSG1, MSG2 und MSG3 verwendet. Die geostationäre Position von SEVIRI hat den Vorteil, dass die Daten in einer zeitlichen Auflösung von 15 Minuten vorliegen. Räumlich sind die Daten über dem Lake-Volta etwa auf einem  $3 \times 3$  km-Gitter vorhanden. Die Cloudmask des CLAAS-2 Datensatzes wird zwischen den 6 Kategorien „cloud-free“, „cloud filled“, „cloud contaminated“, „snow/ice“, „non-processed“ und „undefined“ unterschieden. Für die hierfür verwendeten Grenzwerttests im Detail sei hier auf Fernandez et al., (2012) verwiesen. Undurchsichtige, kompakte Wolken werden dabei mit „cloud filled“ markiert während transparente Wolken sowie Wolken, die nicht den kompletten Pixel bedecken und dünne Aerosolschichten als „cloud contaminated“ bezeichnet werden (Kniffka und Stengel, 2014). Da für die Betrachtung von Konvektion transparente Wolken sowie dünne Aerosolschichten weniger von Bedeutung sind, wurde für die Berechnung der Klimatologie für die Bedeckungshäufigkeit die Anzahl der mit „cloud contaminated“ markierten Pixel nur mit dem Faktor 0,5 gewichtet. Der CLAAS-2 Datensatz liegt von 19.01.2004 bis 31.12.2015 vor.

#### 4.2.3 MODIS-Cloudmask

Die MODIS-Cloudmask ist ein Produkt des Instrument MODerate Resolution Imaging Spectrometer MODIS. MODIS ist auf den Plattformen Terra und Aqua installiert, die auf einem zirkular, nahezu polarumlaufenden, sonnensynchronen Orbit kreisen. Terra überquert den Äquator jeweils um 10:30 Uhr Lokalzeit von Nord nach Süd, Aqua jeweils um etwa 13:30 Lokalzeit von Süd nach Nord. MODIS deckt auf seiner Bahn einen 2330 km breiten Streifen ab und erfasst damit jeden Ort mit jeder Plattform alle ein bis zwei Tage. Der Cloudmask Datensatz MOD35 für Terra und MYD35 für Aqua hat eine räumliche Auflösung von einem Kilometer und ergibt sich aus 14 von insgesamt 36 Spektralbändern, die MODIS auflöst. Die MODIS-Cloudmask unterscheidet zwischen „cloudy“, „uncertain clear“, „probably clear“ und „confident clear“. Betrachtet wurden für die Klimatologie nur die Pixel, die als „cloudy“ markiert sind. Neben der eigentlichen Cloudmask liefert das Produkt auch die Ergebnisse der einzelnen spektralen Tests. Einer der Tests gibt dabei an ob eine hohe Aerosolkonzentration detektiert wurde. Da die Cloudmask besonders über Wasser sehr empfindlich auf Aerosole reagiert, wurden Daten, bei denen eine starke Aerosolbelastung

festgestellt wurde, als Fehlwerte deklariert.

#### 4.2.4 Wolkenbedeckungshäufigkeit und Land-Seewind-Index

Über die Differenz der klimatologischen mittleren Bedeckung zu verschiedenen Uhrzeiten lassen sich Aufklarungs- bzw. Bewölkungszunahmetendenzen darstellen. Eine solche Differenz wurde zum einen aus dem CLARA-A2-Datensatz zwischen den Überflügen von Metop-A und NOAA-19, zum anderen aus dem MODIS-Datensatz zwischen den Überflügen von Terra und Aqua berechnet um das tägliche Aufklaren über dem See im Vergleich zum Umland zu zeigen. Die Differenz der Gebietsmittel zwischen dem Voltastausee und dem Umland ergibt ein Land-Seewind-Index, der für jeden Monat die Stärke des Einflusses der Land-Seewindzirkulation auf die Bedeckung rund um den Voltastausee zeigt. Abbildung 4.3 zeigt die Gebiete, die für die Bestimmung des Land-Seewind-Index verwendet wurden. Der Umriss des Sees wurde dabei aus dem Shapefile `ne_10m_lakes.shp` von Natural Earth ermittelt. Für das Umland wurde ein trapezförmiges Gebiet um den Voltastausee gewählt, sodass Land-Seewind-Effekte an der Küste des Golf von Guinea nicht in das Gebietsmittel einfließen. Dieses Gebiet wird auch im Folgenden immer als „Umland“ bezeichnet.

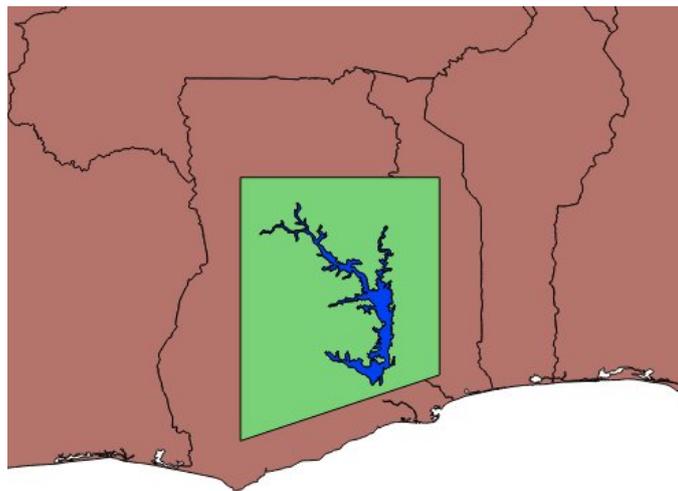


Abbildung 4.3: Regionen für Gebietsmittel: Voltastausee (blau), Umland (grün)

### 4.3 „Cloud Physical Properties“ (CPP)

Neben dem Auftreten von Wolken liefern Informationen über die Wolkenphase weitere Eigenschaften der Wolke, wie etwa deren vertikale Erstreckung. Während tiefe Wolken, zum Beispiel grenschichtgebundene Konvektion oder Stratus, in den Tropen aus Flüssigwasser bestehen, kenn-

zeichnen Eiswolken beispielsweise Cirrus, aber auch hochreichende Konvektion. Die Wolkenphase wird durch Informationen über den effektiven Partikelradius, sowie die optische Dicke gewonnen, da Eispartikel im Vergleich zu Wassertropfen deutlich größer sind. Die optische Dicke kann dabei über die Reflektivität bei nicht absorbierenden Wellenlängen, der effektive Partikelradius dagegen bei absorbierenden Wellenlängen abgeschätzt werden.

Die „Cloud Physical Properties“ (CPP) des CLAAS-2 Datensatzes benutzt von SEVIRI den sichtbaren Kanal  $0,64 \mu\text{m}$  als nicht absorbierende Wellenlänge und den Kanal  $1,63 \mu\text{m}$  im nahen Infrarotbereich als absorbierende Wellenlänge. Die gemessenen Reflektivitäten der beiden Wellenlängen werden zur Bestimmung der Cloud Physical Property mit Tabellenwerten verglichen, die simulierte Reflektivitäten für Eis- und Wasserwolken bei gegebener optischer Dicke, effektivem Radius und Albedo der Erdoberfläche beinhalten. Wenn die gemessenen Werte mit den Werten aus der Tabelle für Eis übereinstimmen und die Temperatur an der Wolkenobergrenze unter  $265 \text{ K}$  liegt, wird die Wolke als Eiswolke, ansonsten als Wasserwolke klassifiziert (Stengel et al., 2014). Im CPP-Produkt des CLAAS-2 Datensatzes wird in 9 verschiedene Wolkenklassen unterteilt: „clear“, „fog“, „water“, „supercooled“, „mixed“, „opaque ice“, „cirrus“, „overlap“ und „overshooting convection“. Wolken der Klassen „fog“, „water“ und „supercooled“ wurden in dieser Arbeit in die Kategorie „Flüssigwasserwolken“, Wolken der Klassen „opaque ice“, „overlap“ und „overshooting convection“ in die Kategorie „Eiswolken“ zusammengefasst. „cirrus“ wurde bei der Betrachtung von Eiswolken nicht berücksichtigt, da dieser konvektive Signale überdeckt. Durch die Berechnung der relativen Häufigkeit der beiden Kategorien für jeden Bildpunkt wurde analog zur Cloudmask für jeden Monat eine Klimatologie der einzelnen Wolkenphasen erstellt. Durch die Kategorie „Eis“ lassen sich Gebiete identifizieren, in denen bevorzugt hochreichende Konvektion auftritt. Die Kategorie „Wasser“ zeigt dagegen Stratus oder flache Konvektion. Die relativen Häufigkeiten wurden aus Daten von 19.01.2004 bis 31.12.2015 berechnet.

#### 4.4 2B-GEOPROF-LIDAR - vertikales Wolkenprofil

2B-GEOPROF-LIDAR ist ein kombiniertes Produkt aus den aktiven Fernerkundungsmessinstrumenten Cloud Profiling Radar (CPR) auf der Plattform Cloudsat und Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP) auf CALIPSO. Die beiden Satelliten umkreisen die Erde beide auf dem gleichen sonnensynchronen, nahezu polarumlaufenden Orbit in 705 Kilometer Höhe in einem zeitlichen Abstand von nur 15 Sekunden (Starobin, 2005). Während das CPR in vertikale Richtung optisch dickere und größeren Hydrometeore detektiert, erfasst CALIOP auch kleinere Hydrometeore, kommt jedoch nicht durch optisch dichte Wolken hindurch. Es ergibt sich daraus ein vertikales Profil des Wolkenanteils mit einer vertikalen Auflösung von 240 m und einer horizontalen Auflösung von etwa 1 km entlang der Bahn (Mace et al., 2007). Das Produkt 2B-GEOPROF-LIDAR ist von 2. Juni 2006 bis 17. April 2011 verfügbar. Der Orbit von Cloudsat und CALIPSO ist dabei äußerst stabil, sodass jeder Punkt auf seiner Bahn alle 16 Tage überquert wird. Abbildung 4.4 zeigt Bahnen von Cloudsat und CALIPSO. Die Bahnen von Südost nach Nordwest sind dabei die Tagüberflüge etwa um 13:40 UTC. Die Bahnen von Südwest nach Nordost kennzeichnen die Nachtüberflüge etwa um 01:50 UTC. Tagsüber überquert Cloudsat und CALIPSO

auf einer Bahn den See jeweils an drei Stellen, nachts wird der See dagegen nur an einer Stelle am nordwestlichen Arm des Sees überflogen. Der Wolkenbedeckungsgrad wurde zwischen dem 6. und 9. Breitengrad auf den einzelnen Bahnen jeweils zeitlich gemittelt, sodass entlang einer Bahn ein mittleres Vertikalprofil der Wolkenbedeckung entsteht.

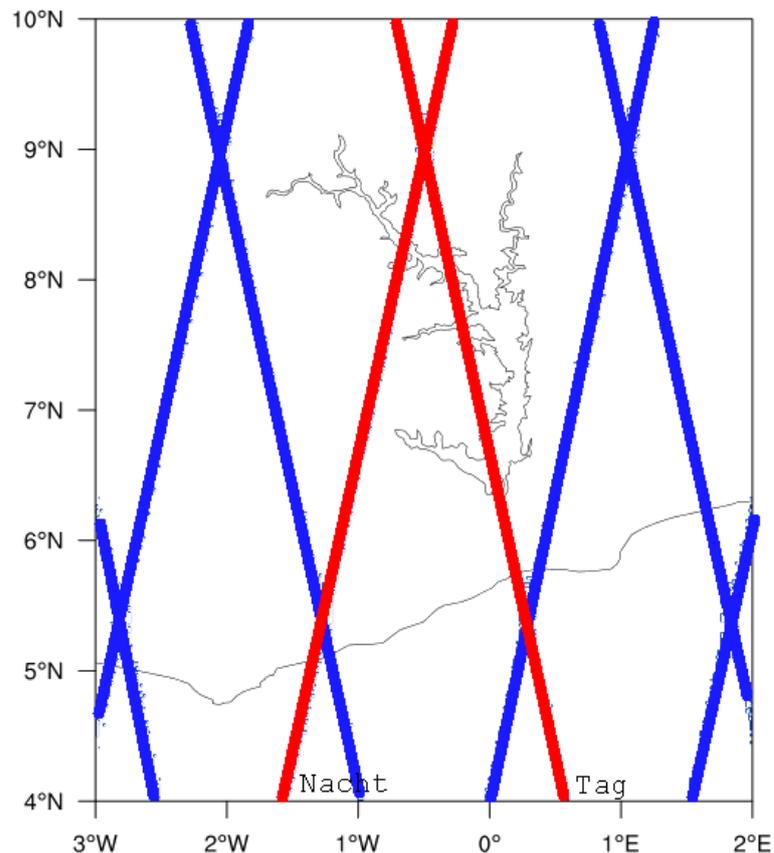


Abbildung 4.4: Überflugbahnen von CALIPSO: Mit rot sind die Bahnen gekennzeichnet, die über den See führen.

## 4.5 TRMM

Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) ist eine Mission der NASA und der JAXA (Japan Aerospace Exploration) um Niederschläge in den Tropen mittels Fernerkundungsmethoden aus dem All zu erfassen. Das Produkt 3B42 bietet seit 01.01.1998 alle 3 Stunden Regenraten zwischen den Breitenkreisen 50 °S und 50 °N auf einem 0,25 ° x 0,25 °-Gitter.

### 4.5.1 Messverfahren

Die Bestimmung der Regenrate erfolgt in mehreren Schritten. Zunächst werden mit den Instrumenten TMI (TRMM Microwave Imager) und VIRS (Visible and Infrared Scanner) auf dem

TRMM-Satellit erste Abschätzungen der Regenrate durchgeführt. VIRS scannt dabei die Atmosphäre im sichtbaren und infraroten Bereich und TMI im Mikrowellenbereich (siehe Tabelle 4.2). Der TRMM-Satellit befindet sich auf einem Orbit mit einem Inklinationwinkel von  $35^\circ$  auf einer

Tabelle 4.2: Kanäle und Wellenlängenbereiche von VIRS und TMI (NASA/TRMM-Instruments)

Wellenlängenbereiche des VIRS in $\mu\text{m}$	Wellenlängenbereiche des TMI in mm
0,63	28,15
1,6	15,49
3,75	14,07
10,8	8,1
12	3,51

Höhe von circa 400 km (NASA/TRMM-Instruments). Aus den Scans von VIRS und TMI werden zusammen mit monatlichen Kalibrierungsparametern des TCI (TRMM Combined Instrument) die Daten des TMI und des Precipitation Radar auf dem TRMM-Satellit kombiniert und Infrarot-Kalibrierungsparameter erstellt. Mit Hilfe dieser Parameter lassen sich schließlich aus Infrarotdaten von GMS, GOES-E, GOES-W, Meteosat-7, Meteosat-5, und NOAA-12 Niederschlagsraten abschätzen (Huffman, G, 2013), die jeweils über die  $0,25^\circ \times 0,25^\circ$  Gitterbox und über einen Zeitraum von  $\pm 90$  Minuten um den jeweiligen Termin gemittelt werden.

#### 4.5.2 Verarbeitung

Die Daten der Niederschlagsrate wurden in dieser Arbeit für jeden Monat zu jedem dreistündigen Termin über den Zeitraum von 01.01.1998 bis 31.10.2014 gemittelt. Somit wurde für jeden Monat und Termin eine Klimatologie der Niederschlagsraten um den Voltastausee herum erstellt.

## 4.6 Auswahl von Fallbeispielen durch Satellitenbildanimationen im sichtbaren Bereich

Die Wahl der Fallbeispiele erfolgte mit Hilfe von Satellitenbildanimationen im sichtbaren Bereich. Hierzu wurde von Meteosat SEVIRI die Reflektivität im  $0,6 \mu\text{m}$ - und  $0,8 \mu\text{m}$ -Kanal betrachtet. Die Reflektivität  $r$  lässt dabei direkt aus der Strahldichte  $R$  berechnen (EUMETSAT, 2012):

$$r = \frac{\pi R d^2(t)}{I \cos \Theta(x, t)} \quad (4.1)$$

Hierbei ist  $d(t)$  der Abstand zwischen Sonne und Erde in Astronomischen Einheiten,  $I$  die solare Strahldichte für das  $0,6 \mu\text{m}$ - beziehungsweise das  $0,8 \mu\text{m}$ -Band im Abstand von einer astronomischen Einheit und  $\Theta$  der orts- und zeitabhängige Sonnenzenitwinkel an jedem Punkt (vgl. Woolf, 1968). Der Abstand zur Sonne  $d(t)$  kann als periodische Funktion in Abhängigkeit des Julianischen Datums  $JD$  angenähert werden (Lensky und Rosenfeld, 2008)

$$d = 1 - 0.0167 \cos \frac{2\pi(JD - 3)}{365} \quad (4.2)$$

Der Sonnenzenitwinkel wurde zu jeder Zeit für jeden Punkt nach Wulf und Harold (1968) berechnet:

$$\sin \Theta = \sin \phi \sin D + \cos \phi \cos D \cos h \quad (4.3)$$

$\phi$  bezeichnet die geographische Breite,  $D$  der Deklinationswinkel der Sonne, der im wesentlichen von der Jahreszeit abhängt und  $h$  der Sonnenstundenwinkel, der jeweils von der Tageszeit und der geographischen Länge abhängt. Gewählt wurden Fälle, an denen der See auf die Bedeckung, beispielsweise durch Auslöse von Konvektion entlang einer möglichen Seewindfront, vermuten lässt. Bei der Betrachtung der Fallbeispiele erfolgte eine Analyse der synoptischen Situation mit Hilfe der operationellen ECMWF-Analysen. Die Einflüsse des Sees auf Wolken und Niederschlag wurden mit den Satellitenbilder im sichtbaren- und Infrarotbereich, mit den „Cloud Physical Properties“, mit dem TRMM-Daten sowie den Stationsdaten aus Kete-Krachi aufgezeigt. Betrachtet wurden die Tage 28.07.2006, 28.10.2014, 05.02.2007 und 22.03.2014.

## 4.7 Das COSMO-Modell

Die letzten beiden Fallbeispiele, in denen sich die Land-Seewindzirkulation durch hochreichende Konvektion an der Seewindfront besonders bemerkbar machte, wurden mit Hilfe des Wettervorhersagemodells COSMO (COntorium for Small-scale MOdelling) unter zwei verschiedenen Bedingungen simuliert. Eine Simulation erfolgte mit unveränderten Oberflächenbedingungen, sodass der Voltastausee im Modell enthalten ist. In der zweiten Simulation wurde der See aus dem Modell entfernt und stattdessen durch eine der Region entsprechenden Landoberfläche ersetzt.

### 4.7.1 Grundgleichungen und Koordinatensystem

Das COSMO-Modell ist ein regionales, nicht hydrostatisches Wettervorhersagemodell. Die Ursprungsversion LM (Local Model) wurde vom Deutschen Wetterdienst entwickelt und wird heute von mehreren nationalen Wetterdiensten für die operationelle Wettervorhersage sowie von Forschungseinrichtungen für wissenschaftliche Fallstudien eingesetzt. Es basiert auf den primitiven hydro- und thermodynamischen Gleichungen. Diese beinhalten die Bilanzgleichungen für Impuls, Wärme, Masse sowie die Massenanteile der einzelnen Phasen von Wasser und die Zustandsgleichung für feuchte Luft (Doms und Baldauf, 2015).

Zur Vermeidung numerischer Fehler werden die Modellvariablen als Summe aus einem Grundzustand  $\psi_0$  und deren Abweichung  $\psi'$  davon definiert. Der Grundzustand variiert dabei nur mit der Höhe  $z$  und beschreibt eine stationäre, trockene Atmosphäre im hydrostatischen Gleichgewicht für die gilt:

$$\frac{\partial p_0}{\partial z} = -g\rho_0 = -\frac{gp_0}{R_d T_0} \quad (4.4)$$

Als Koordinatensystem verwendet das COSMO-Modell ein rotiertes geographisches Koordinatensystem mit der Länge  $\lambda$ , der Breite  $\phi$  und einer geländefolgenden Vertikalkoordinate  $\zeta = \zeta(\lambda, \phi, z)$ . Um numerische Probleme durch die konvergierenden Meridiane zu einem singulären Punkt an den Polen zu vermeiden, erfolgt die Rotation des Koordinatensystems in der Regel so,

dass sich das zu betrachtende Gebiet in Equatornähe befindet. Für die innertropischen Bereiche kann daher ein gewöhnliches geographisches Koordinatensystem verwendet werden. Turbulente Prozesse werden durch Reynoldsmittelung in die Gleichungen miteinbezogen. Die damit entstehenden Kovarianzen für kleinskalige Prozesse werden durch geeignete Parametrisierungen ausgedrückt. Unter weiteren Vereinfachungen erhält man schließlich ein System von Gleichungen in dem auf der linken Seite nur noch die zeitlichen Ableitungen der prognostischen Variablen  $u$ ,  $v$ ,  $w$ ,  $p'$ ,  $T$ ,  $q^v$  und  $q^{l,f}$  stehen (siehe Doms und Baldauf, 2015). Durch zeitliche Integration kann damit mit der Kenntnis eines Anfangszustandes eine Vorhersage für diese Variablen erstellt werden. Die zeitliche Integration erfolgt numerisch mit einem Runge-Kutta-Verfahren dritter Ordnung und einem Zeitsplitting zwischen Schwerewellen und Schallwellen.

### 4.7.2 Modellkonfiguration und Modifikation externer Parameter

Die verwendete COSMO-Version 5.01 wurde mit einer horizontalen Auflösung von  $0.025^\circ$  (etwa 2,8 km) in 100 Schichten bis in eine Höhe von 30 km betrieben, sodass das Modell hochreichende Konvektion auflöst. Flache Konvektion wurde durch ein Tiedtke-ähnliches Konvektionsschema parametrisiert. Das Modell ähnelt damit dem COSMO-DE, das der Deutsche Wetterdienst operationell betreibt. Um Reflektionen etwa durch Konvektion am oberen Modellrand zu vermeiden wurde eine Rayleigh-Dämpfungsschicht eingefügt, die ab einer Höhe von 18000 m beginnt. Der Beginn der Rayleigh-Dämpfungsschicht sowie die Modellobergrenze liegen beide höher als im COSMO-DE, da in den Tropen die Tropopause mit etwa 18000 m höher liegt als in mittleren Breiten. Hochreichende Konvektion, die bis zur Tropopause reicht, würde mit einer niedrigeren Dämpfungsschicht abgeschwächt werden. Das verwendete Modell wird im Folgenden als COSMO-2,8 bezeichnet. Anfangs- und Randbedingungen wurden durch ein COSMO-Modell mit einer horizontalen Auflösung von  $0.0625^\circ$  (etwa 7 km) in 50 Schichten bis 30 km gegeben, das im Folgenden als COSMO-7 bezeichnet wird. Das COSMO-7 wiederum wurde mit Randwerten der operationellen ECMWF-Analysen IFS (Integrated Forecast System) angetrieben, die für den Fall in 2007 in 91 Schichten, für den Fall in 2014 in 137 Schichten und einer horizontalen Auflösung von  $0,125^\circ$  (etwa 14 km) vorliegen. Zur Interpolation in das jeweils hochauflösendere Gitter wurde der Präprozessor INT2LM 2.01 verwendet. Das Modellgebiet des COSMO-7 reicht in Nord-Südrichtung von  $1^\circ\text{N}$  bis  $15^\circ\text{N}$  und in West-Ostrichtung von  $15^\circ\text{W}$  bis  $15^\circ\text{E}$ . Das COSMO-2,8 Gebiet ist in das COSMO-7 Gebiet eingebettet und reicht von  $2,525^\circ\text{N}$  bis  $13,05^\circ\text{N}$  sowie von  $10^\circ\text{W}$  bis  $10^\circ\text{E}$  (siehe 4.5). Um Fehler durch Randeffekte zu vermeiden sind die Modellgebiete so gewählt, dass sich der Volta-Stausee etwa in deren Mitte befindet. Die operationellen IFS-Analysen liegen in einem Bereich zwischen  $5^\circ\text{S}$  und  $20^\circ\text{N}$  sowie zwischen  $20^\circ\text{W}$  und  $25^\circ\text{E}$  vor. Die Oberflächentemperatur des Voltastausees wurde im Modell aus der COSMO-Sea-Surface-Temperature-Analyse gewonnen und über den Vorhersagezeitraum hinweg konstant gehalten. Das Modell FLake (Mironov et al., 2007), ein Vorhersagemodell für das Temperaturprofil eines Sees sowie dessen Eis- und Schneebedeckung, das operationell in COSMO implementiert wurde, wurde nicht verwendet. Im operationellen Betrieb generiert COSMO die Anfangswerte für die prognostischen Variablen für den See durch Datenassimilation. Für einen freien Lauf ohne Da-

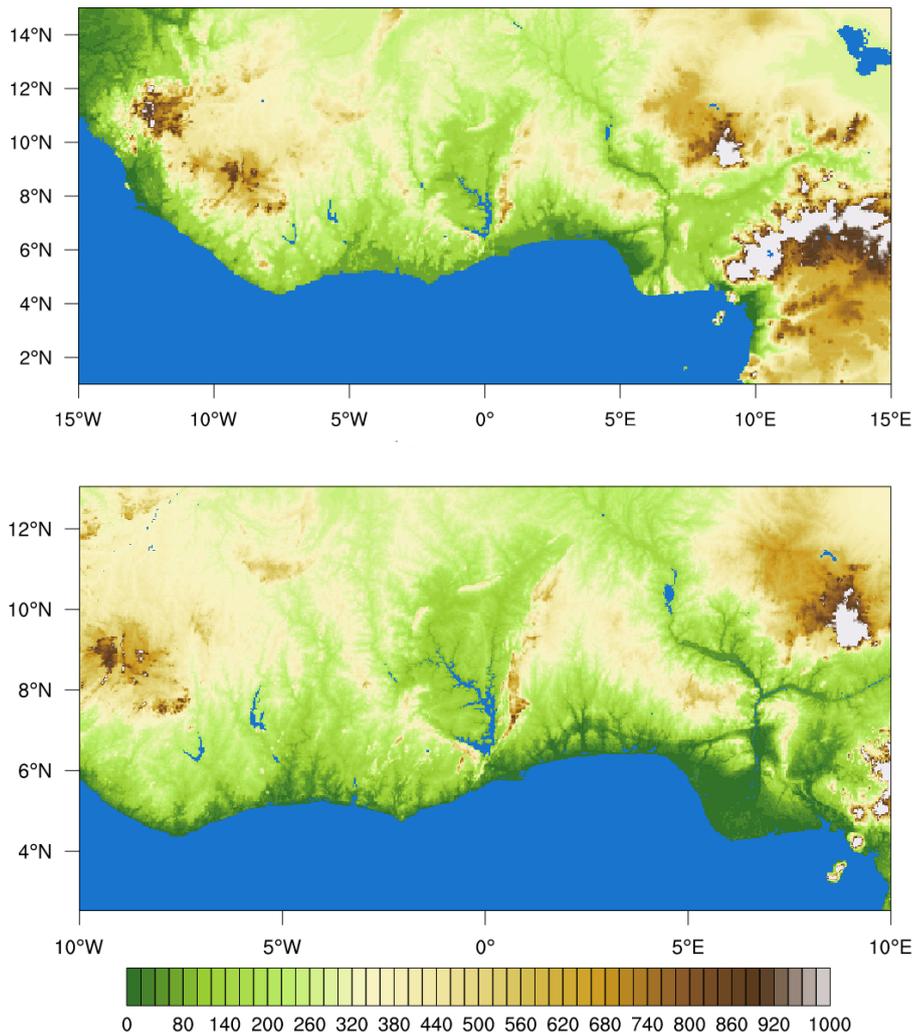


Abbildung 4.5: Modellgebiet und Orographie des COSMO-7 (oben) und des COSMO-2,8 (unten)

tenassimilation, wie er hier durchgeführt wurde, müssen sich die Variablen für den See erst aus den Anfangswerten einschwingen. Dies dauert in der Regel mehrere Wochen bis Monate (Schättler und Blahak, 2016). Neben den Anfangs- und Randwerten durch operationelle Analysen oder ein Vorhersagemodell werden für einen COSMO-Modelllauf noch weitere externe Parameter benötigt. Darin enthalten sind die Orographie, die Landbedeckung, Bodentyp, die Rauigkeitslänge, Informationen über die Vegetation, den Ozon- und Aerosolgehalt sowie die Oberflächenalbedo. Die externen Parameter wurden über das Portal WebPEP generiert. Dabei wurde für die Orographie der ASTER-Datensatz, für die Landnutzung der ECOCLIMAP-Datensatz gewählt. Um den Einfluss des Voltastausees im Modell zu untersuchen, wurden für jeden Fall jeweils zwei Läufe durchgeführt. Der erste Lauf erfolgte mit dem originalen externen Parametersatz, im zweiten Lauf wurde der See in den externen Parametern durch eine räumlich konstante Landoberfläche ersetzt, deren Eigenschaften etwa der Umgebung entsprechen. Dabei wurde die Höhe konstant gehalten. Als Untergrund wurde ein mit niedriger Vegetation bewachsener Lehmboden gewählt, der nicht

mit Wald bedeckt ist. Die exakten Werte der modifizierten externen Parameter anstelle des Sees sind in Tabelle 4.3 und 4.4 aufgelistet. Die Modellläufe starten jeweils um 12 UTC des Vortages

Tabelle 4.3: Modifizierte monatliche externe Parameter: Die mit \*\* gekennzeichneten Parameter werden lediglich in INT2LM-2,8 eingelesen

	LAI12 **	ALB_DIFF12	Z012 **	Z0_VEG **	PLCOV12 **
Januar	1,0	0,14	0,024	0,020	0,75
Februar	1,0	0,15	0,024	0,020	0,75
März	0,8	0,17	0,024	0,020	0,75
April	0,7	0,18	0,015	0,014	0,75
Mai	1,2	0,18	0,015	0,014	0,75
Juni	1,4	0,18	0,015	0,014	0,75
Juli	1,8	0,18	0,015	0,020	0,75
August	1,9	0,18	0,025	0,035	0,75
September	1,9	0,17	0,040	0,035	0,75
Oktober	1,9	0,16	0,040	0,035	0,75
November	2,0	0,15	0,040	0,035	0,75
Dezember	1,8	0,14	0,032	0,030	0,75

Tabelle 4.4: Modifizierte externe Parameter: Die mit \* gekennzeichneten Parameter werden lediglich in INT2LM-7 eingelesen.

Variable	Wert
FR_LAND	1
SOILTYP	5
Z0 *	0,1
PLCOV_MN *	0,75
PLCOV_MX *	0,76
LAI_MN *	0,75
LAI_MX *	2,00
FOR_D	0,0
FOR_E	0,0
ROOTDP	0,8

des jeweiligen betrachteten Tages. Es wurde eine Vorhersage über 48 Stunden gerechnet wobei jeweils alle 6 Stunden Randwerte des niedriger aufgelösten Modells eingelesen wurden. Nudging, das die Vorhersage an Beobachtungswerte anpasst wurde nicht durchgeführt.

# 5. Ergebnisse

Die Betrachtung der Ergebnisse unterteilt sich in zwei Teile. Mit Hilfe von Satelliten- und Stationsdaten im Hinblick auf Wolken, Niederschlag und Wind wird die Land-Seewind-Zirkulation in Kapitel 5.1 zunächst klimatologisch betrachtet. In Kap. 5.2 erfolgt schließlich die Analyse der Fallbeispiele mit den Ergebnissen der Modellierung.

## 5.1 Klimatologie

Klimatologien über Wind, Bedeckung und Niederschlag spiegeln die Dynamik in der Region um den Voltastausee sehr gut wider. Während der Wind im Folgenden lediglich mit Hilfe von Stationsdaten der Station Kete-Krachi betrachtet wird, erfolgt die klimatologische Beschreibung von Wolken und Niederschlag im Anschluss auch unter Hinzunahme von Satellitendaten.

### 5.1.1 Windklimatologie in Kete-Krachi

Aus den stündlichen Windbeobachtungen an der Station Kete-Krachi in den Jahren 2006 und 2014 geht in allen Monaten ein Windmaximum hervor, das sich etwa über die Mittagszeit bis zum frühen Nachmittag mit mittleren Windgeschwindigkeiten zwischen 2,2 kt im September und 3,8 kt im April einstellt. Maximale Windgeschwindigkeiten von über 3 kt im Mittel werden dabei in den Monaten von Dezember bis Juni verzeichnet. Zwischen 11:00 Uhr und 14:00 Uhr liegt die Windgeschwindigkeit in allen Monaten im Mittel über 2 kt. Ein weiteres nächtliches sekundäres Maximum ist besonders in den Monaten von März bis Mai ausgeprägt und erreicht etwa um Mitternacht in diesen Monaten über 2 kt im Mittel. Abbildung 5.1 zeigt exemplarisch den mittleren Tagesgang der Windgeschwindigkeit im Januar und im März mit einem nur schwach ausgeprägtem nächtlichen Windmaximum im Januar und einem deutlichen nächtlichen Windmaximum im März. Bei der Betrachtung der Windrichtung stellt sich in Kete-Krachi Süd bis Südwest als dominierende Windrichtung heraus. In den Abendstunden, wenn die Windgeschwindigkeit ihr Minimum erreicht zeigt sich die Windrichtung sehr variabel wobei vor allem in den Monaten von März bis Juni zwischen 16:00 Uhr und 20:00 Uhr im Mittel eine Tendenz zu häufigeren Südostwinden zu erkennen ist. Im Dezember und Januar, wenn die ITD am weitesten nach Süden vordringt und etwa im Gebiet des Voltastausees zum liegen kommt, treten vor allem in den Nachtstunden vermehrt nördliche Windkomponenten auf (siehe Abbildung 5.2 und A.1). Der Anteil von nördlichen Windkomponenten (Nordwest, Nord und Nordost) liegt im Januar beispielsweise

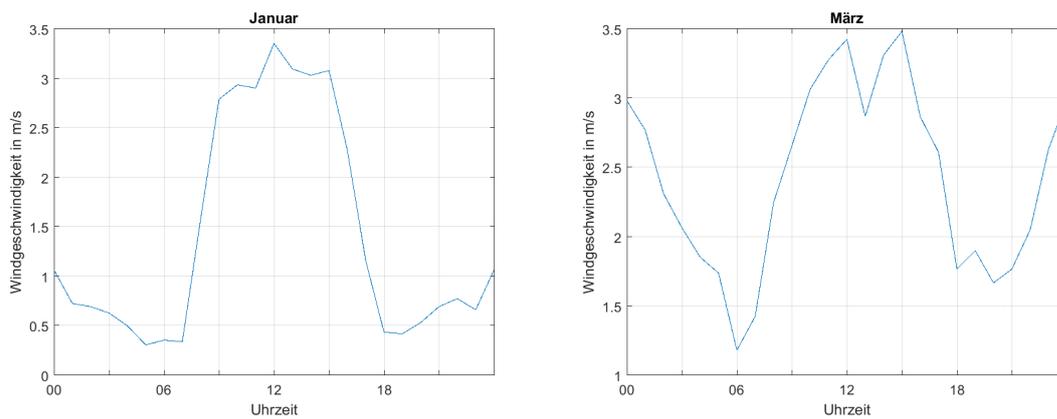


Abbildung 5.1: Tagesgang der mittleren Windgeschwindigkeit in kt an der Station Kete-Krachi im Januar 2006 und Januar 2014 (links) sowie im März 2006 und März 2014 (rechts)

um 21 Uhr bei 52 %. In den restlichen Monaten sind dagegen auch nachts kaum Winde aus nördlichen Richtungen zu beobachten (siehe 5.3 am Beispiel März). Die mittleren Tagesgänge der

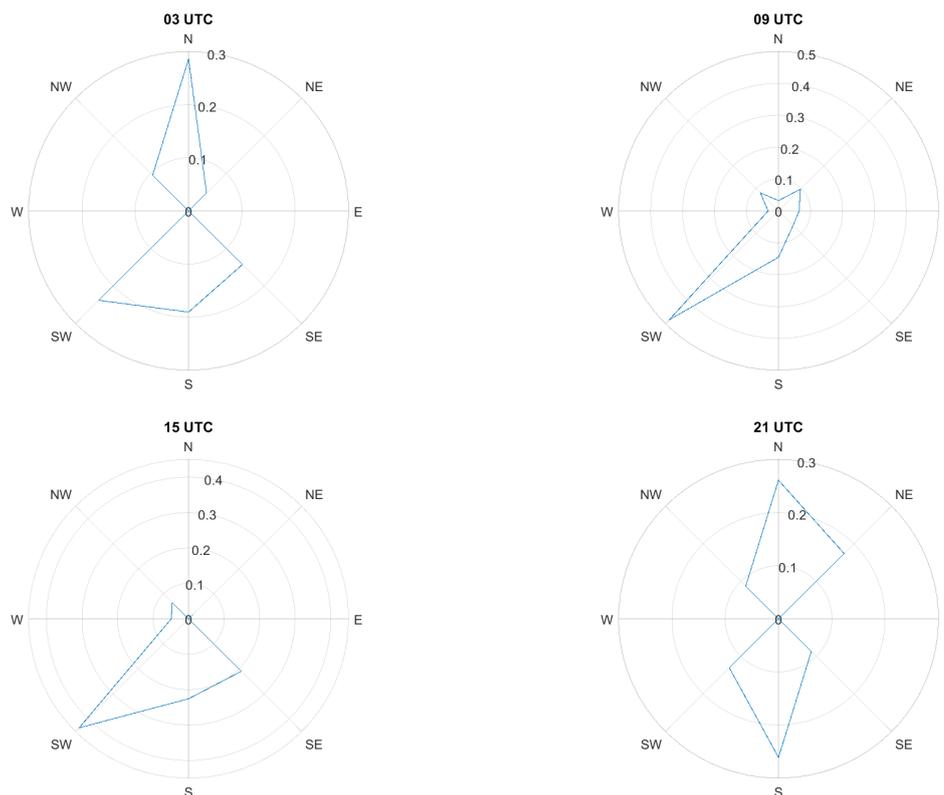


Abbildung 5.2: Relative Häufigkeit der Windrichtungen N, NE, E, SE, S, SW, W, NW an der Station Kete-Krachi im Januar 2006 und Januar 2014

Windgeschwindigkeit und der Windrichtung in Kete-Krachi weisen damit für die westafrikanische Monsunzirkulation einige ungewöhnliche Charakteristika auf. Für gewöhnlich schwächt vertikaler Impulstransport zwischen dem AEJ und der Monsunschicht durch turbulente Durchmischung

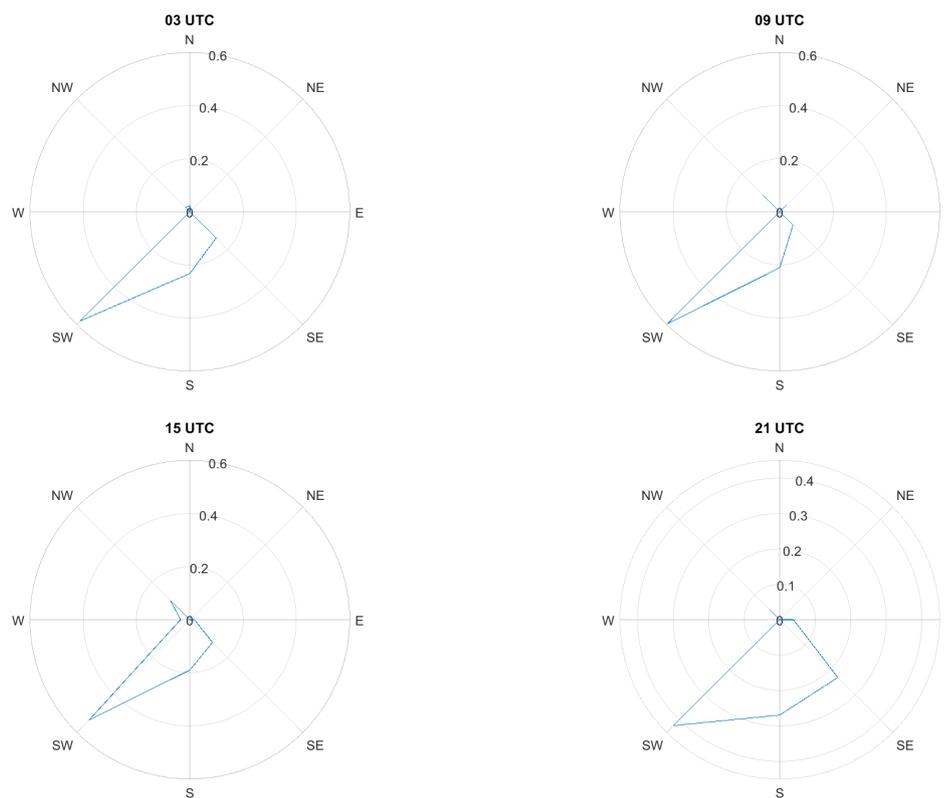


Abbildung 5.3: Relative Häufigkeit der Windrichtungen N, NE, E, SE, S, SW, W, NW an der Station Kete-Krachi im März 2006 und März 2014

mittags und in den Nachmittagsstunden die südwestlichen Monsunwinde ab. Nachts nimmt der Monsunwind dagegen in der Regel zu und erreicht zu Beginn der zweiten Nachthälfte seinen Höhepunkt. Ein weiterer Höhepunkt tritt üblicherweise in den Vormittagsstunden auf, wenn mit beginnender Strahlungsheizung der abgehobene nächtliche Jet heruntergemischt wird, bevor sich der Wind zum Mittag hin wieder abschwächt (Parker et al., 2005). An der Station Kete-Krachi kann das Windmaximum zum Mittag und am frühen Nachmittag nur durch die Überlagerung der Land-Seewind-Zirkulation auf die Monsunzirkulation erklärt werden. Die Seebrise, die ihr Maximum in den Nachmittagsstunden erreicht und in Kete-Krachi wie die Monsunwinde ebenfalls aus südwestlicher bis südlicher Richtung kommen müsste, verschiebt das Windmaximum am Vormittag zeitlich nach hinten. Am stärksten ist das mittägliche Windmaximum dabei im Frühjahr ausgeprägt, wenn der Monsunwind wieder auflebt und die Temperaturgegensätze zwischen See und Land nach der Trockenzeit tagsüber durch die noch ausgetrockneten Böden und hohe Sonneneinstrahlung besonders groß sind (Abbildung 5.4). Im Bereich der ITD dringt der Monsunwind in den unteren Luftschichten normalerweise besonders in den Nachtstunden nach Norden vor während sich tagsüber durch turbulente Durchmischung die Windrichtung zum Teil auf nordöstliche Richtung dreht (Parker et al., 2005). Die Dominanz der Südwest- und Südwinde tagsüber sowie das zeitweilige Auftreten nördlicher Windkomponenten in den Nächten im Dezember und Januar ist somit in Kete-Krachi dem gewöhnlichen Tagesgang des Monsun entgegengesetzt, kann jedoch



Abbildung 5.4: Jahrgang der maximalen mittleren Windgeschwindigkeit im Tagesgang in kt

durch die Land-Seewind-Zirkulation erklärt werden, wonach sich tagsüber eine kräftigere Seebriese aus Südwest und nachts teilweise eine seichte Landbrise aus nördlichen Richtungen einstellt.

### 5.1.2 Wolkenklimatologie

#### Relative Häufigkeit von Wolken um den Voltastausee

Die Bedeckung erreicht im Jahrgang in der Region um den Voltastausee ein Maximum von Juli bis September und ein Minimum von Dezember bis Januar. Im Januar liegt die Bedeckungshäufigkeit tagsüber sowohl am Vormittag als auch am Nachmittag bei etwa 9 °N größtenteils unter 30 % und erreicht nahe der Golfküste maximal Werte um 60 %. Im Juli dagegen ist es rund um den Voltastausee am Nachmittag verbreitet an über 80 % der Tage bedeckt. Dies geht aus der CLARA-A2-, der MODIS-, sowie der CLAAS-2-Cloudmask hervor (siehe Abbildungen 5.5, 5.6 und A.4).

Über dem See zeigt sich in allen Monaten bei den Nachmittagsüberflügen von METOP-A und Aqua im Vergleich zum Umland ein Bedeckungsminimum, das sich in der MODIS-Cloudmask auch schon bei den Vormittagsüberflügen von Terra um 10:30 Uhr hervorhebt. Um 09:30 Uhr bei den Überflügen von METOP-A ist dieses Minimum noch nicht auszumachen. Stattdessen zeigt sich über dem Lake-Volta-Becken sowie südwestlich der Mampong-Bergkette eine Tendenz zu häufigerer Bewölkung. Die feuchte Monsunluft wird südwestlich der Mampong-Bergkette gestaut. Im Lee des Mampong-Gebirges sorgt orographisch bedingtes Absinken dagegen für Wolkenauflösung. Das Maximum in der Bedeckungshäufigkeit westlich des Atakoragebirges am Morgen kann ebenfalls mit Stauwirkungen in der südwestlichen Monsunströmung erklärt werden. Der See sorgt hier jedoch für zusätzlichen Feuchteeintrag, der sich morgens in der Bedeckung niederschlägt (mehr dazu in Kapitel 5.2.3). In der Trockenzeit machen sich das morgendliche Maximum westlich des Atakoragebirges und die Loeffekte nordöstlich der Mampong-Bergkette durch die kaum vorhandene Monsunströmung weniger bemerkbar. In der Klimatologie der Cloudmask des

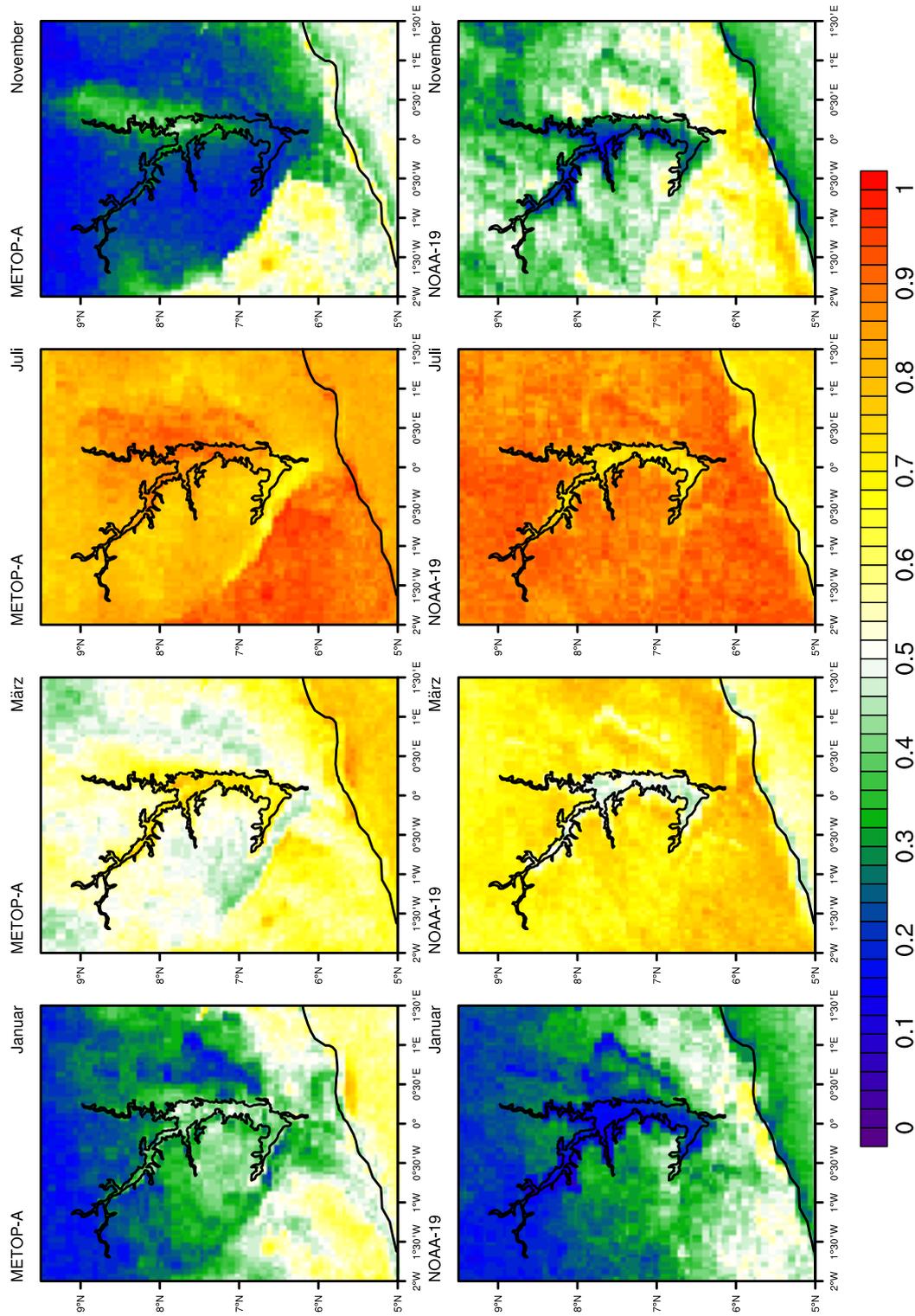


Abbildung 5.5: Relative Bedeckungshäufigkeit beim Überflug von METOP-A (oben) und NOAA-19 (unten) von links nach rechts im Januar, im März, im Juli und im November

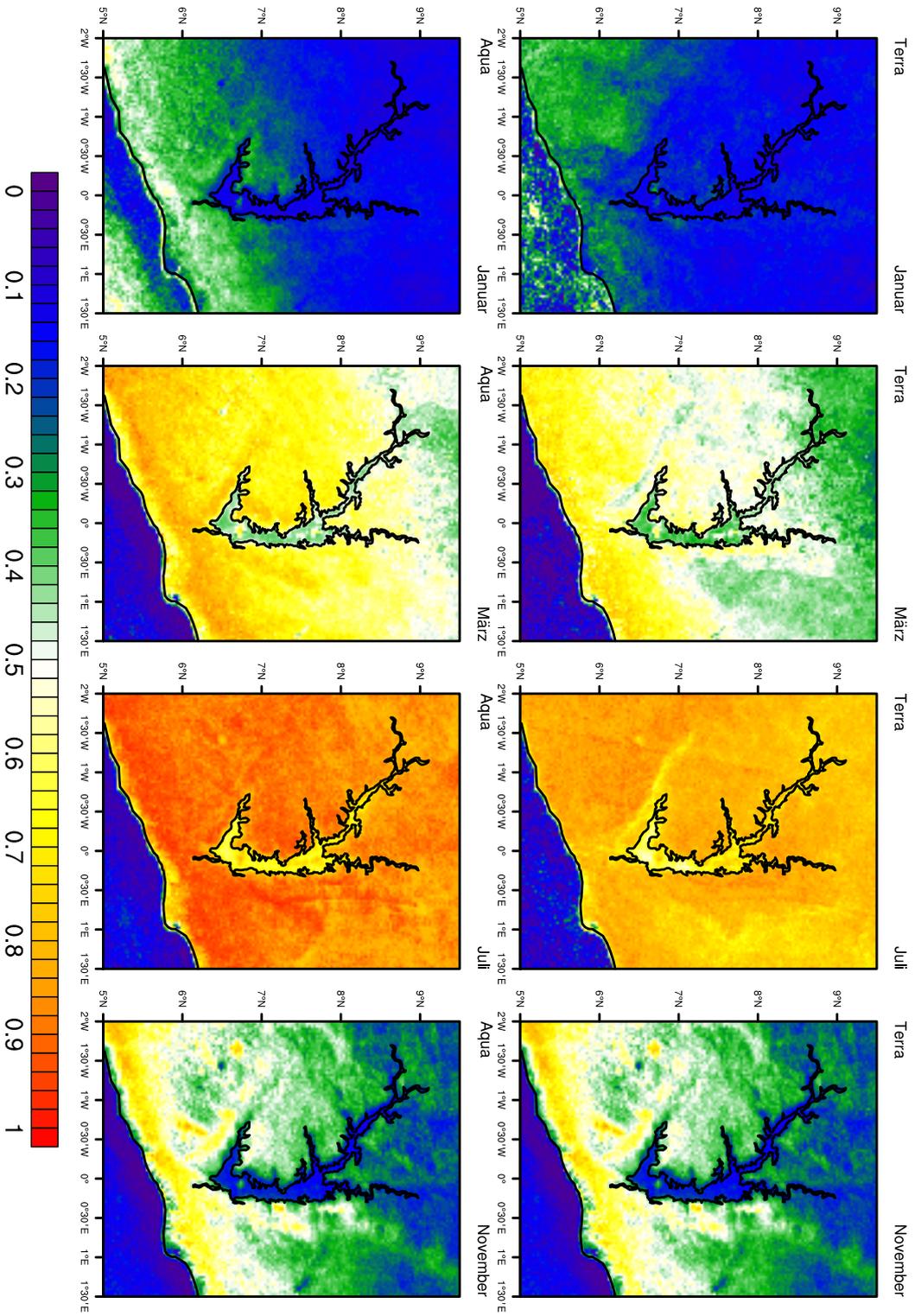


Abbildung 5.6: Relative Bedeckungshäufigkeit beim Überflug von Terra (oben) und Aqua (unten) von links nach rechts im Januar, im März, im Juli und im November

CLAAS-2-Datensatzes ist der oft wolkenfreie Bereich über dem See am Nachmittag nicht auszumachen, da dieser Datensatz über Gewässern systematisch eine zu hohe Bedeckung anzeigt (siehe Abbildung A.4). Die Aufklärungstendenz über dem See am Morgen ist auch sehr gut in den Differenzenplots zwischen der relativen Häufigkeit der Bedeckung beim Überflug von METOP-A und beim Überflug von NOAA-19 zu erkennen (siehe Abbildung 5.7). Aus dem MODIS-Produkt dagegen geht diese Aufklärungstendenz kaum hervor, da sich der See bereits bei den Überflügen von Terra schon öfter wolkenfrei zeigt. Im Umland ist bevorzugt in den Übergangsmonaten zwischen Trocken- und Regenzeit jeweils zwischen den Vormittags- und Nachmittagsüberflügen häufig eine Bewölkungszunahme zu erkennen. Eine Bewölkungsabnahme zeigt sich hingegen dort gebietsweise in den Monaten Dezember und Januar, sowie auch während der Regenzeit. Südwestlich der Mampong-Bergkette ist nur in den Frühjahrsmonaten von Februar bis Mai größtenteils eine Bewölkungszunahme zu beobachten (Abbildung 5.7). Die Minima der Wolkenhäufigkeit über dem See am Nachmittag zeigen deutlich den Einfluss des Sees auf die Bedeckung. Zum einen führt das kühlere Wasser im Vergleich zum Umland zu einer stabileren Grenzschicht, was Konvektion hemmt, zum anderen induziert ein divergentes Windfeld durch die Land-Seewind-Zirkulation über dem See in der Regel Absinken, was die Wolkenauflösung am Vormittag erklärt. Bis zum Überflug von Terra um 10:30 hat das Aufklaren über dem See häufig bereits begonnen, während sich zum Überflug von METOP-A um 09:30 Wolken dagegen noch halten. Dabei handelt es sich meist um Stratus- oder Stratocumulus, der sich bis zum Morgen am häufigsten südwestlich der Mampong-Bergkette, besonders am Westrand des Atakora-Gebirges aber auch über dem Volta-becken breit macht und sich im Laufe des Vormittags zunehmend auflöst. Damit sind auch die oft negativen Bewölkungstendenzen in diesen Regionen verbunden. Die Bewölkungszunahme im weiteren Umland, die sich besonders in den Übergangsmonaten zeigt, ist durch Feuchtkonvektion zu erklären, die einsetzt, wenn sich die Landoberfläche durch die solare Einstrahlung erhitzt. In den Monaten Dezember und Januar ist die Luft für Feuchtkonvektion jedoch häufig zu trocken während in der Regenzeit von Juni bis September mittelhohe und hohe Wolken das Signal von konvektiver Bewölkungszunahme überdecken oder die Einstrahlung hemmen und damit die tagessganggebundene Konvektion unterdrücken. Die Bewölkungszunahme im Umland im Vergleich zur Aufklärungstendenz über dem See im Tagesverlauf ist im Jahresgang in Abbildung 5.8 anhand des Land-Seewind-Index beschrieben. Dieser erreicht für das CLARA-A2-Produkt in den Übergangsmonaten zwischen Trocken- und Regenzeit ein Maximum, wobei sich vor allem das Frühjahrsmaximum mit 0,3 im März deutlich hervorhebt. Im Frühjahr, wenn mit einsetzendem Südwestmonsun Feuchtigkeit ins Landesinnere advehiert wird und der ausgetrocknete Boden sich nach der Trockenzeit durch die mit steigendem Sonnenstand stärker werdende solare Einstrahlung stark erhitzt, ist die Neigung zu tageszeitlich bedingter Konvektion besonders groß. Im Vergleich zum Herbst nimmt die Temperaturdifferenz zwischen See und Landmassen, der Antrieb für die Land-Seewind-Zirkulation, durch die ausgetrockneten Böden im Frühjahr ebenfalls höhere Werte an. Zudem ist die Anfälligkeit für nächtlichen Stratus noch recht gering. Auch im Land-Seewind-Index der MODIS-Cloudmask sind die höchsten Werte im Frühjahr zu beobachten. Die Werte liegen hier jedoch insgesamt durch den häufig bereits klaren See zu den Terraüberflügen in allen Monaten unter 0,1. An der Golfküste zeigt sich die Land-Seewind-Zirkulation durch einen

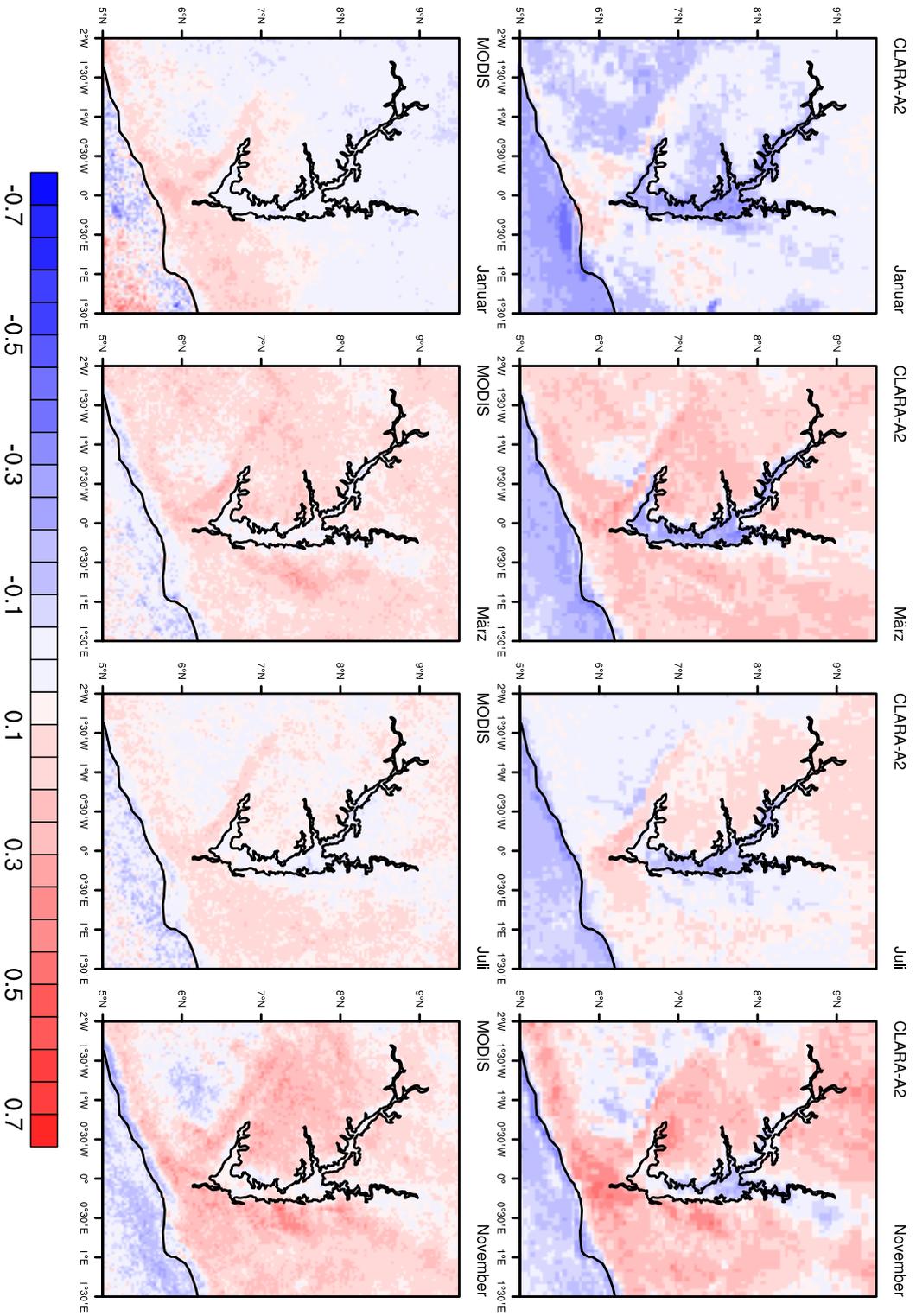


Abbildung 5.7: Differenz der relative Bedeckungshäufigkeit zwischen den Nachmittags- und den Vormittags-Überflügen für die CLARA-A2-Cloudmask (oben) und für die MODIS-Cloudmask (unten) von links nach rechts im Januar, im März, im Juli und im November

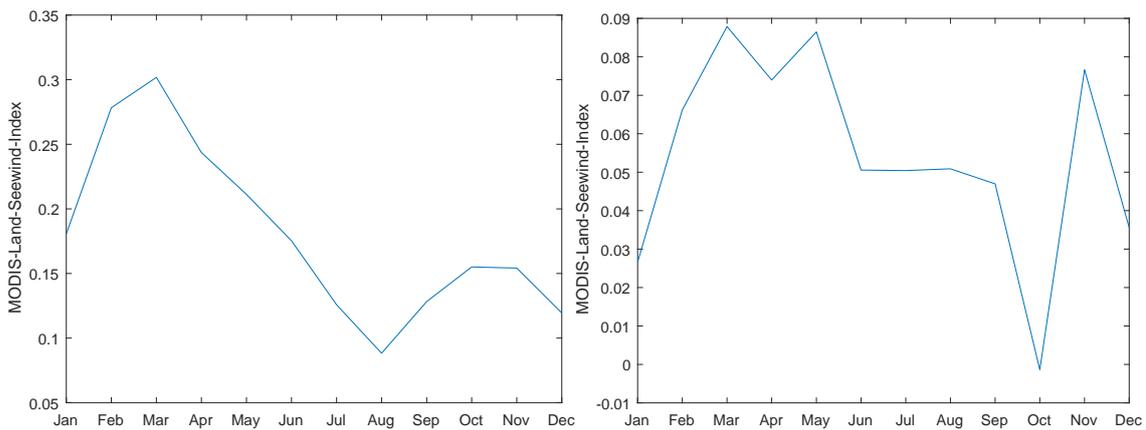


Abbildung 5.8: Land-Seewindindex CLARA-A2 links und MODIS (rechts)

Streifen häufigster Bedeckung bei den Nachmittagsüberflügen, der einige Kilometer landeinwärts parallel zur Küste verläuft und die Seewindfront markiert. Die Seewindfront, an der durch Bodenkonvergenz verstärkt Konvektion auftritt, propagiert im Laufe des Tages landeinwärts und macht einem Streifen geringerer Bewölkung direkt an der Küste Platz. Die Seewindfront entlang der Golfküste ist vor allem in der Cloudmask von CLAAS-2 um 15:00 Uhr zu erkennen. Am Voltastausee sind Ansätze dieses Phänomens besonders in der Cloudmask des CLAAS-2-Datensatzes um 15:00 Uhr und bevorzugt im südlichen Teil des Sees, wo der See breiter ist, ebenfalls zu erkennen (siehe Abbildung A.4). Durch Berg-Tal-Windsysteme entlang der Mampong-Bergkette sowie entlang des Atakora-Gebirges östlich des Sees bildet sich unterdessen ebenfalls verstärkt Konvektion aus. Die oft zu geringe Bedeckung in der MODIS-Cloudmask über dem Golf von Guinea ist der Tatsache geschuldet, dass aerosolbelastete Pixel nicht für die Klimatologie berücksichtigt wurden (siehe Kap. 4.2.3).

Nachts sind bei den Überflügen von METOP-A und NOAA19 fast keine Strukturen in der Bedeckungshäufigkeit zu erkennen, die auf einen Einfluss des Sees schließen lassen. Entweder durch nächtlichen Stratus oder durch sich ausbreitende Eisschirme von Cumulonimben verschwimmen die Wolkenstrukturen. Zudem fehlt nachts für die Bestimmung der Cloudmask der Grenzwerttest im sichtbaren Bereich. Ein leichtes Maximum über dem See hebt sich lediglich bei den Überflügen von NOAA19 um 02:00 im November ab (Abbildung A.2). Ein ähnliches Bild ist auch in der CLAAS-2-Cloudmask zu beobachten. Jedoch könnte das Maximum hier über dem See wie auch tagsüber durch systematische Fehler hervorgerufen sein (Abbildung A.3).

### Tagesgang der Bedeckung in Kete-Krachi

Die Station Kete-Krachi ist am Nachmittag auch durch das Aufklaren über dem See am Nachmittag beeinflusst. Im Januar geht die mittlere Bedeckung von fast vier Achtel um 07:00 Uhr auf unter zwei Achtel zwischen 14 und 16:00 Uhr zurück (siehe Abbildung 5.9). Auch in den anderen Monaten lässt sich am Nachmittag ein Rückgang der Gesamtbedeckung im Mittel feststellen, der jedoch nicht so deutlich hervortritt wie im Januar. Der Rückgang in der Bedeckung zum Nachmittag hin macht sich vor allem in der Bedeckung tiefer Bewölkung bemerkbar. In allen Monaten

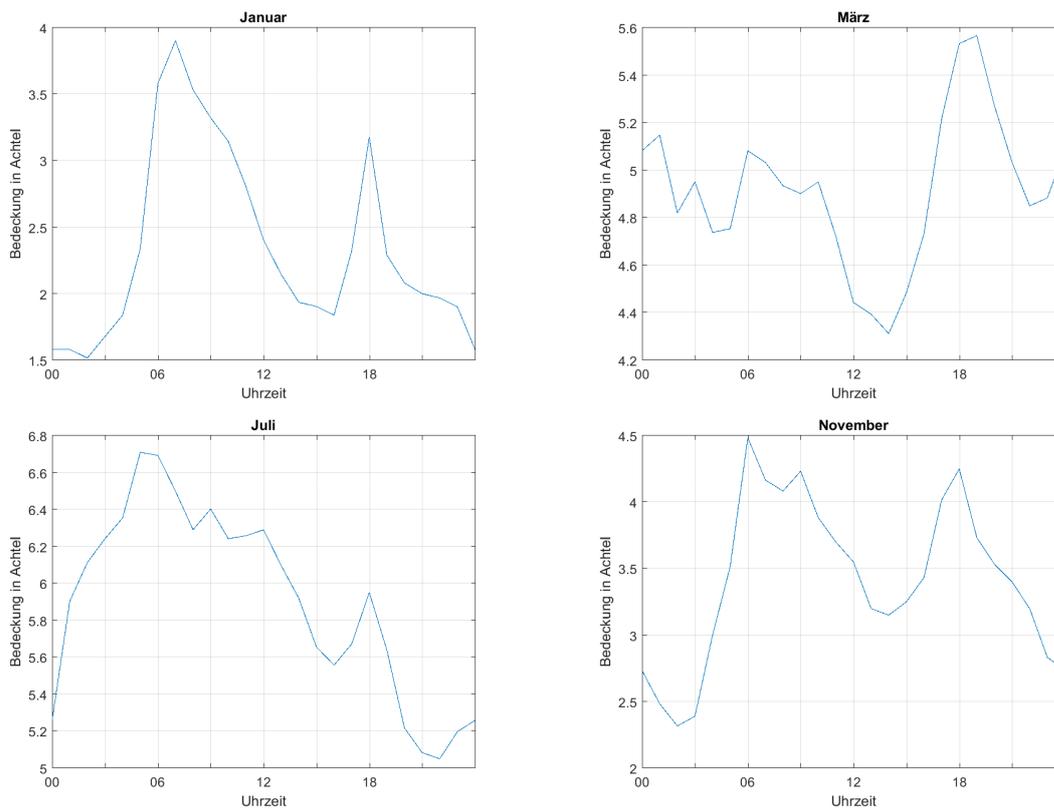


Abbildung 5.9: Tagesgänge des mittleren Bedeckungsgrades in den Monaten Januar, März, Juli und November aus den Jahren 2006 und 2014 in Kete-Krachi

ist ein Minimum der Bedeckung tiefer Wolken zwischen 15:00 und 18:00 Uhr festzustellen. Abbildung 5.10 zeigt dies exemplarisch für die Monate Januar, März, Juli und November.

### Verteilung von Flüssigwasser- und Eiswolken am Voltastausee

Die oft nur geringe Bewölkung in der Trockenzeit liegt in der Region um den Voltastausee meist in flüssiger Form vor. Tageszeitlich bedingte Konvektion ist überwiegend grenschichtgebunden und nur selten hochreichend. Zum 09 UTC-Termin zeigen sich Flüssigwasserwolken vor allem südwestlich der Mampong-Bergkette mit einer relativen Häufigkeit von bis zu 30 % (siehe Abbildung 5.11). Diese lösen sich bis zum 12 UTC-Zeitpunkt zunehmend auf. Ein Maximum in der Häufigkeit an Flüssigwasserwolken bis etwa 30 % stellt sich dann entlang der Golfküste ein. Nebenmaxima unter einer Häufigkeit von 20 % sind aber auch entlang der Küste des Voltastausees zu erkennen, die sich bis 15:00 Uhr wie auch das Maximum an der Golfküste landeinwärts verlagern und an manchen Tagen die Seewindfront markieren, an der sich durch Konvergenz und dadurch induzierte Hebung bevorzugt Wolken bilden. Nachts lösen sich die Strukturen durch die Seewindfront wieder auf (Abbildung A.5). Ein ähnliches Bild zeigt sich bis zum Mittag auch in den Übergangsmoaten zwischen Trocken- und Regenzeit März und November, jedoch mit einem höheren Wolkenanteil. Abbildung 5.12 zeigt dies exemplarisch für die Monate März und November. Neben den Gebieten südwestlich der Mompong-Bergkette mit einer Häufigkeit an

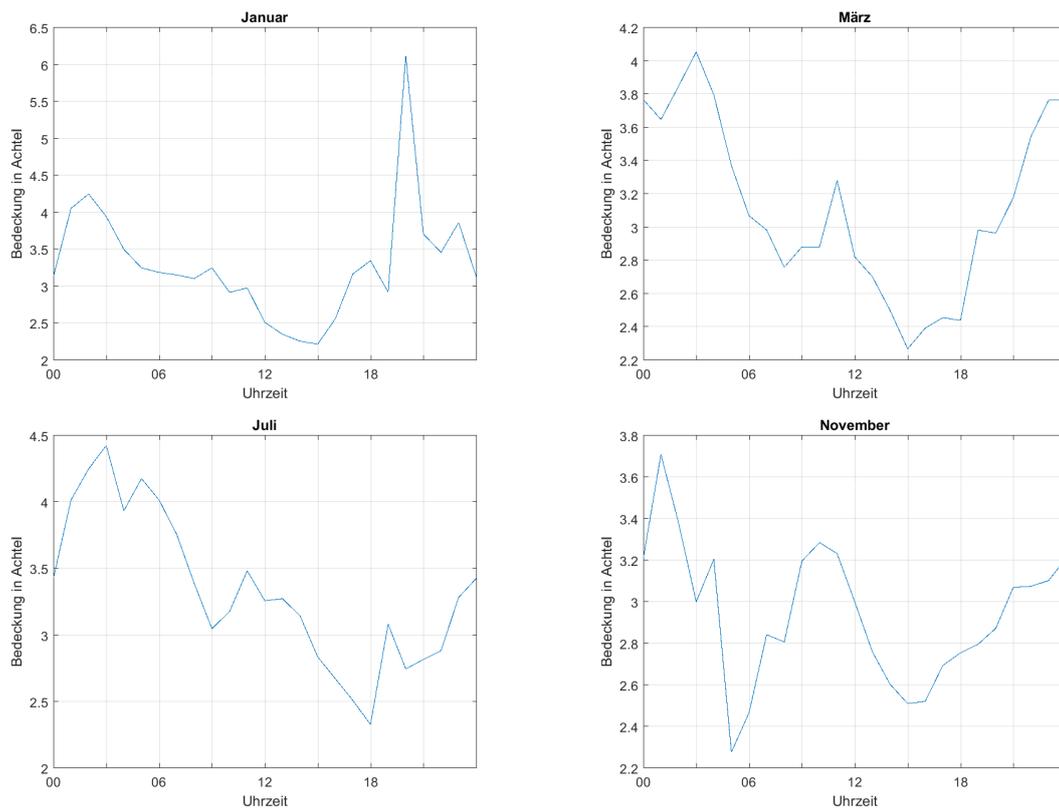


Abbildung 5.10: Tagesgänge des mittleren Bedeckungsgrades der tiefen Wolken in den Monaten Januar, März, Juli und November aus den Jahren 2006 und 2014 in Kete-Krachi

Flüssigwasserwolken bis etwa 60 % im November ist zum 09 UTC-Termin jeweils ein weiteres Maximum an Flüssigwasserwolken am Westrand des Atakora-Gebirges auszumachen. Zum 12 UTC-Termin ist in der Häufigkeit der Flüssigwasserwolken entlang der Golfküste aber auch um den Voltastausee herum durch Maxima die Seewindfront zu erkennen, die sich am Voltastausee bevorzugt am breiteren südlichen Teil des Sees zeigt. Besonders ausgeprägt sind die Maxima entlang des Sees neben den Gebirgsketten an konkav gekrümmten Küstenabschnitten, wo sich der See in verschiedene Arme verzweigt. Dies ist vor allem im November zu sehen. Richtungskonvergenz der Seebrise verstärkt hier die Konvergenz entlang der Front. Durch das größere Angebot an Feuchte im Vergleich zur Trockenzeit bildet sich häufiger auch hochreichende Konvektion aus, sodass sich zum 15 UTC-Termin entlang der Golfküste, über den Gebirgsketten, im März im südlichen Teil aber auch westlich des Sees über flachem Terrain signifikante Maxima in der Häufigkeit der Eiswolken einstellen (Abbildung 5.12, rechts). Der Anteil an Flüssigwasserwolken geht dafür in diesem Bereich bis 15:00 Uhr zurück, da diese mit zunehmender vertikaler Ausdehnung als Eiswolken deklariert werden oder von Eiswolken überdeckt sind (Abbildung A.7). Im Laufe des Abends breiten sich die Eiswolken in horizontale Richtung aus und die Strukturen verschwimmen zunehmend und in der Nacht geht die Häufigkeit an Eiswolken langsam wieder zurück (Abbildung A.8). Dabei handelt es sich meist um Ambosse konvektiver Zellen, die sich in horizontale Richtung ausbreiten und zurückbleiben. Auch im Juli (Abbildung 5.13) wenn der

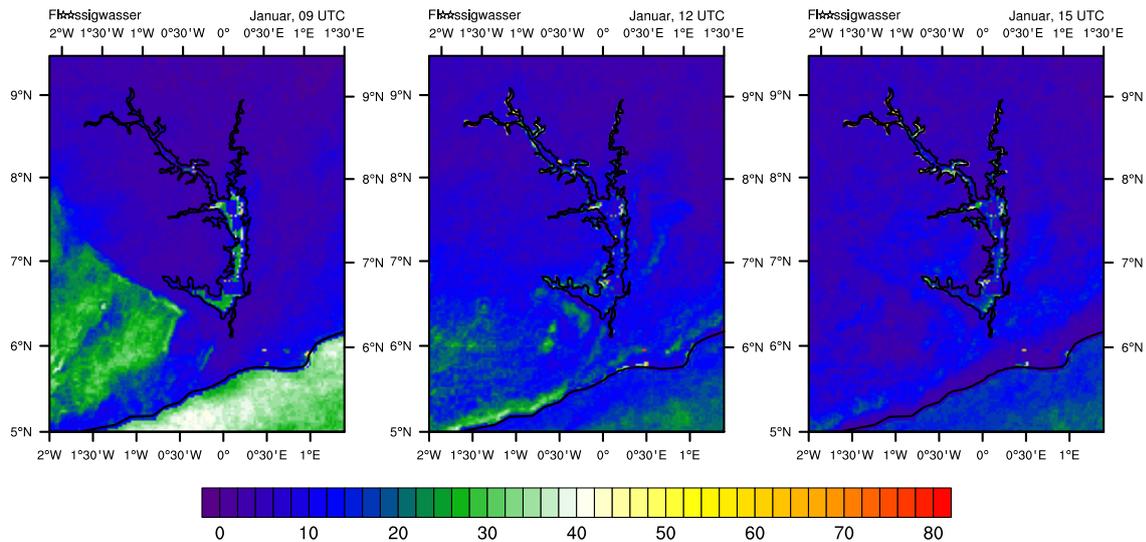


Abbildung 5.11: Relative Häufigkeit in % an flüssigen Wolken im Januar um 09 UTC (links), um 12 UTC (mittig) und um 15 UTC (rechts).

Monsun kühlere und feuchte Luft vom Golf von Guinea landeinwärts transportiert ist die Häufigkeit an Flüssigwasserwolken zum 09 UTC-Termin südwestlich der Mampong-Bergkette sowie am Westrand des Atakora-Gebirges mit Werten zwischen 60 % und 80 % am größten. Bis zum 12 UTC-Termin nimmt die Häufigkeit an Flüssigwasserwolken auch in den anderen Regionen zu. Nur direkt an der Golfküste nimmt die relative Häufigkeit an Flüssigwasserwolken durch die Seewindfront, die landeinwärts propagiert, ab. Einflüsse der Land-Seewind-Zirkulation am Voltastausee auf die Häufigkeit an Flüssigwasserwolken sind zum 12 UTC-Termin kaum zu erkennen. Hohen Werte um 70 % über dem See können auch ein Resultat des systematischen Fehlers im CLAAS-2-Datensatz sein. Ein deutliches Maximum in der Häufigkeit an Eiswolken stellt sich im weiteren Verlauf zum 15 UTC-Termin über dem Atakora-Gebirges ein, wo durch orographische Effekte bevorzugt hochreichende Konvektion ausgelöst wird. Die Seewindfront entlang der Golfküste ist im Vergleich zum März oder November im Juli in der Häufigkeit an Eiswolken deutlich schwächer ausgeprägt. In dieser Region stellt sich im Juli eine kurze Trockenzeit ein und es bildet sich kaum hochreichende Konvektion aus. Der Voltastausee zeichnet sich im Juli, wenn die Temperaturgegensätze nur gering sind, nur durch ein flaches Minimum in der Häufigkeit von Eiswolken aus. Wie auch im März und November breiten sich die Eiswolken nachts horizontal aus (Abbildung A.10). Ein Maximum an Flüssigwasserwolken ist dann über dem See zu beobachten. Durch Konvergenz und einen höheren Feuchtegehalt der Luft könnte sich über dem bevorzugt nächtlicher Stratus bilden. Das Maximum könnte jedoch hier ebenfalls durch systematische Fehler zustande kommen (Abbildung A.9).

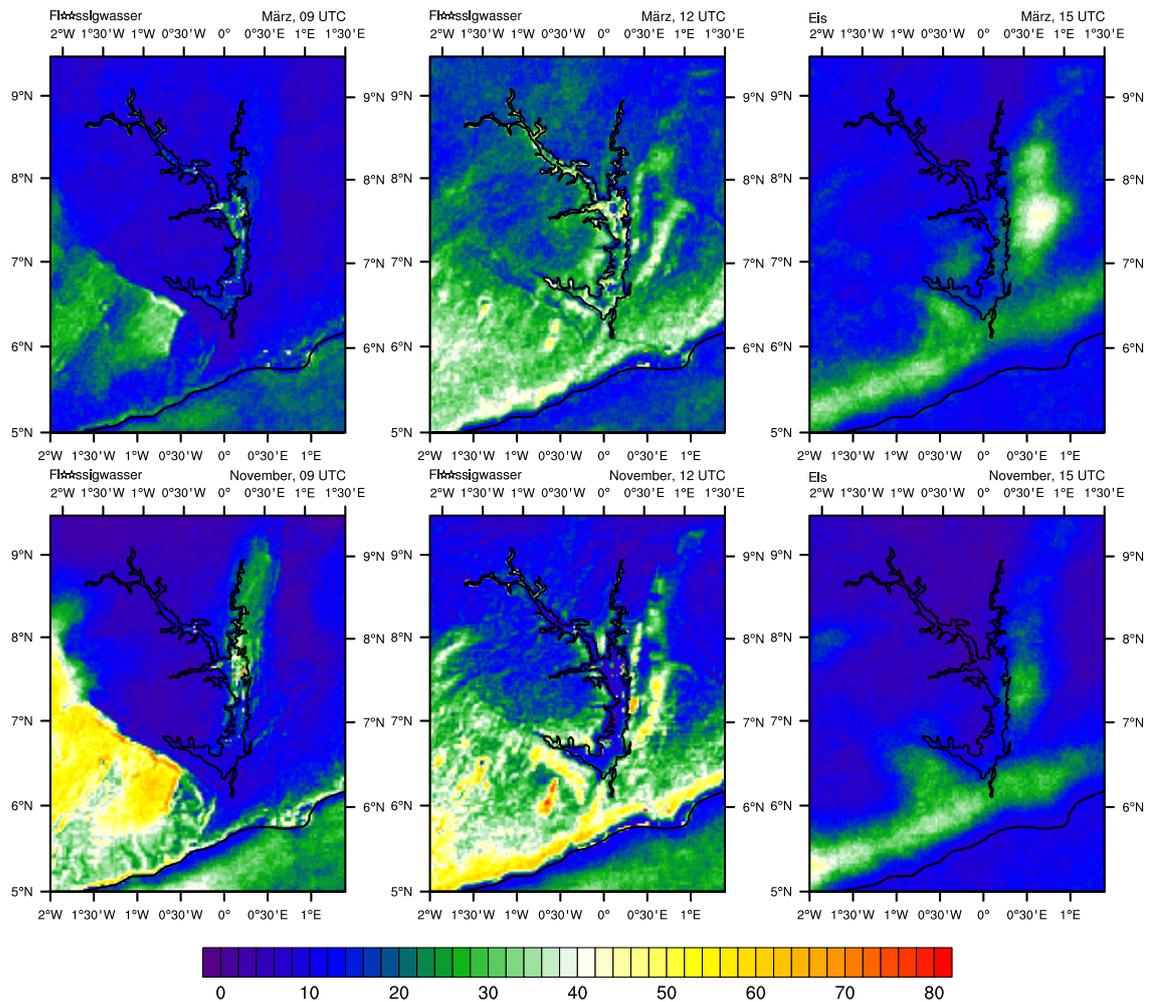


Abbildung 5.12: Relative Häufigkeit in % an flüssigen Wolken im März (oben) und Juli (unten) um 09 UTC (links), um 12 UTC (mittig) und an Eiswolken um 15 UTC (rechts).

### Vertikales Wolkenprofil

Mittlere Vertikalprofile von Wolken zeigen zu den Überflugszeiten von Cloudsat und CALIPSO um 13:40 Uhr die Einflüsse des Voltastausees lediglich in den unteren 4 Kilometern wo über dem See ebenfalls ein Bedeckungsminimum zu finden ist. In Abbildung 5.14 sind mittlere Vertikalprofile der Tagüberflüge einmal für das ganze Jahr, einmal für die das Sommerhalbjahr April-September und einmal für das Winterhalbjahr Oktober-März abgebildet. Die drei Stellen an denen die Bahn den See kreuzt liegen zwischen 6,4 °N und 6,9 °N mit dem Überflug einer Halbinsel, bei 7,7 °N und bei 8,2 °N. An allen Stellen zeigen sich die Minima jeweils deutlich. Besonders ausgeprägt sind diese in den Wintermonaten, in denen sich an diesen Stellen unterhalb 4 Kilometer an keinem der Überflüge Wolken zeigten. Zu sehen ist jeweils auch das Maximum innerhalb des südlichsten Minimums bei etwa 6,8 °N, das den Einfluss der Halbinsel zeigt, wo sich ebenfalls wie im Umland durch die tageszeitliche Erwärmung Konvektion ausbildet. Um den Einfluss

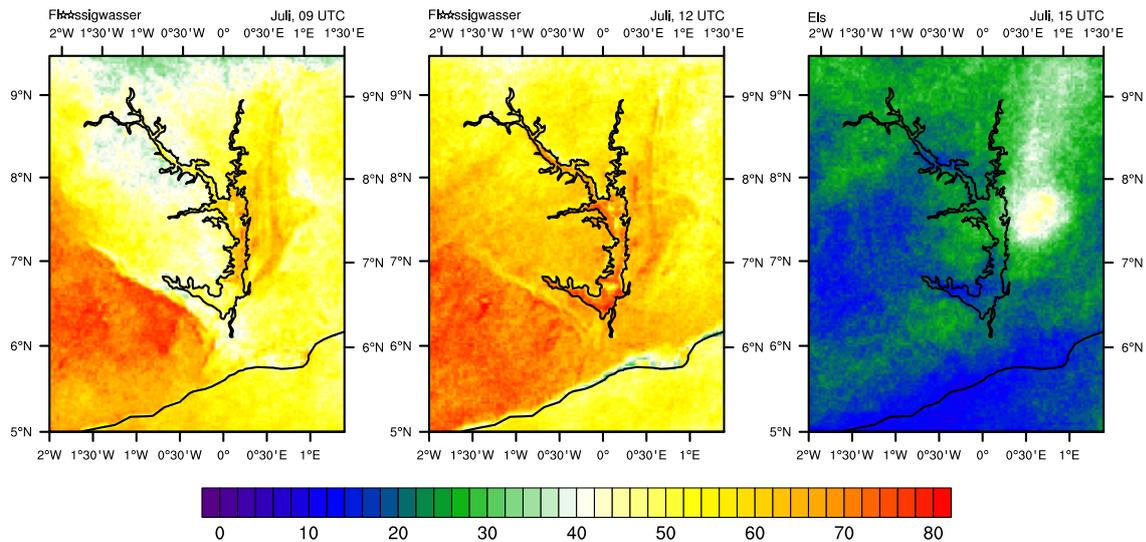


Abbildung 5.13: Relative Häufigkeit in % an flüssigen Wolken im November um 09 UTC (links), um 12 UTC (mittig) und an Eiswolken um 15 UTC (rechts).

des Sees wie im vorherigen Abschnitt bei der Betrachtung der Wolkenphase auf die Entstehung von hochreichender Konvektion zu zeigen, wären spätere Überflugszeiten etwa um 15 Uhr geeigneter. Hochreichende Konvektion bildet sich häufig erst im Laufe des Nachmittags, wenn die Temperaturen ihr Maximum erreichen. Nachts zeigt sich der Einfluss des Sees im mittleren Vertikalprofil von Wolken jedoch nicht. Cloudsat und CALIPSO überqueren den See im nördlichen Teil bei etwa 8,3 °N. Hervor hebt sich lediglich der Einfluss der Mampong-Bergkette, die bei etwa 6,8 °N eine scharfe Wolkenkante in den unteren 3000 Metern zu deutlich geringerer Bewölkung nach Norden markiert.

### 5.1.3 Niederschlagsklimatologie

#### Niederschlagsverteilung nach TRMM

Die Niederschläge zeigen neben ihrer jahreszeitlichen Variation (siehe Kapitel 2.6) rund um den Voltastausee wie sehr häufig in den Tropen auch eine tageszeitliche Variation. Die über das Gebiet zwischen 3 °N und 11 °N sowie zwischen 4 °W und 3 °E gemittelte Niederschlagsintensität nach TRMM erreicht in allen Monaten ein Maximum zum 18 UTC Termin. Niederschläge durch Konvektion entstehen bevorzugt im Laufe des Nachmittags, wenn die Temperaturen ihr Maximum erreichen. Im Laufe der Nacht bis in die Vormittagsstunden hinein klingen die Regenfälle wieder ab. Obwohl die Gitterweite mit 0,25 ° (circa 28 km) des TRMM-Datensatzes für die Betrachtung mesoskaliger Phänomene recht groß ist, zeigt die Niederschlagsverteilung am Voltastausee teilweise eine für die Land-Seewind-Zirkulation typische Verteilung. Im Januar zeichnet sich am Nachmittag lediglich die Land-Seewind-Front an der Golfküste durch ein Niederschlagsmaximum aus. Weiter landeinwärts fallen nur selten Niederschläge, meist in Form kurzer Schauer,

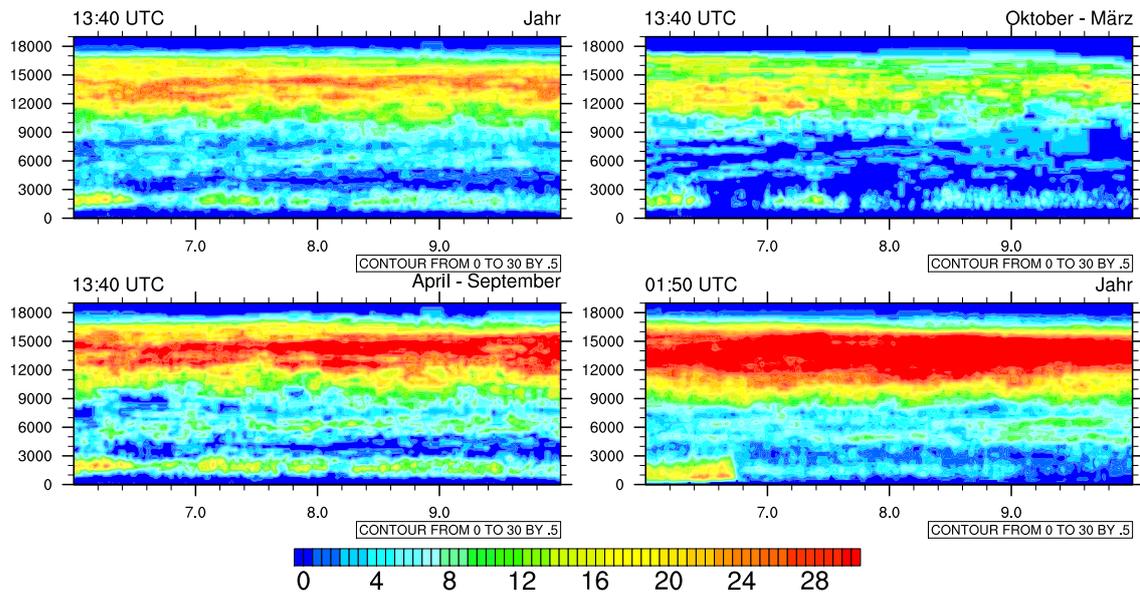


Abbildung 5.14: Vertikalschnitt der mittleren Wolkenbedeckung in % zwischen dem 6. und dem 10. Breitengrad: Oben links ist die mittlere Bedeckung um 13:40 UTC für das ganze Jahr, oben rechts für die Monate Oktober bis März, unten links für die Monate April bis September und unten Rechts für das ganze Jahr, jedoch um 01:50 UTC abgebildet

deren räumliche Ausdehnung häufig unterhalb der Maschenweite des TRMM-Datensatz liegen. Neben der Seewindfront an der Golfküste heben sich um 15:00 Uhr im März auch die Mampong-Bergkette sowie das Atakora-Gebirge mit mittleren Niederschlagsraten bis 0,3 mm/h hervor. Ein schwächeres Niederschlagsmaximum, das etwa 0,2 mm/h erreicht ist zudem auch westlich des Sees bei etwa 7,3 °N über flachem Terrain zu erkennen, das ein Signal hochreichender Konvektion sein könnte, die durch die Seewindfront des Voltastausees getriggert wurde.

Ausgeprägter zeigt sich das Maximum westlich des Sees sowie über dem Atakora-Gebirge östlich des Sees zusammen mit einem Minimum über dem See in der Regenzeit, vor allem in den niederschlagsreichsten Monaten Juli und September. Jedoch hebt sich dieses Muster in diesen Monaten erst zum 18 UTC-Termin hervor. Um 15:00 Uhr ist zunächst im wesentlichen nur ein deutliches Niederschlagsmaximum über dem Atakora-Gebirge zu erkennen. Nachts stellt sich über dem Lake-Volta-Becken dagegen ein Niederschlagsmaximum ein, das auch im März schon zu erkennen ist, teilweise aber auch nördlich des Sees zu beobachten ist. Mit der Höhenströmung westwärts propagierende konvektive Systeme, die tagsüber über dem Atakora-Gebirge entstehen oder orographisch bedingte Hebungsantriebe, die sich mit der südwestlichen Monsunströmung auf der Westseite des Atakora-Gebirges einstellen, können hierfür neben einem konvergierenden Windfeld durch die Land-Seewind-Zirkulation ebenfalls verantwortlich sein. Auch im November, wenn die Niederschläge im Jahresgang abnehmen, zeichnet sich der Voltastausee am Nachmittag durch ein Minimum in der Niederschlagsintensität aus. Das nächtliche und morgendliche Niederschlagsmaximum ist jedoch wie im Januar bei insgesamt nur noch sehr geringen Niederschlags-

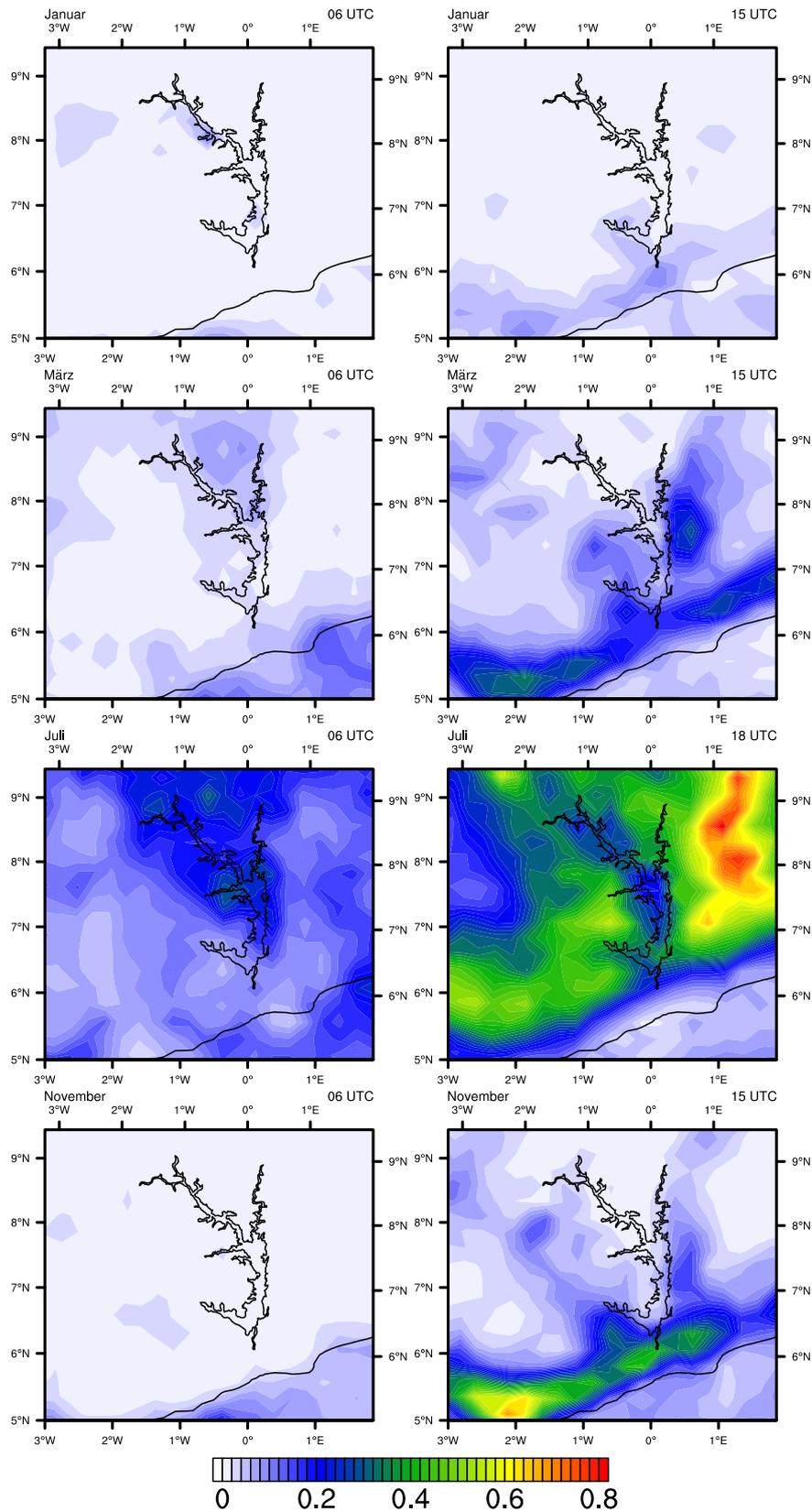


Abbildung 5.15: Mittlere Niederschlagsrate nach TRMM im Januar, März, Juli und November jeweils zum 06 UTC-Termin links und zum 15 UTC-Termin (im Juli zum 18 UTC-Termin) rechts

mengen nicht mehr auszumachen. Insgesamt zeigt die Verteilung der Niederschlagsintensität um 15:00 Uhr Analogien zur Bedeckungshäufigkeit von Eiswolken. Dies ist in etwa der Zeitpunkt wenn im Tagesgang die ersten hochreichenden Zellen entstehen. Während sich im November beispielsweise das Maximum durch die Landseewindfront an der Golfküste mit etwa 0,4 mm/h nördlich von Accra und über 0,6 mm/h westlich von Cape Coast am stärksten zeigt, sind die Maxima über dem Atakora-Gebirge und der Mampong-Bergkette im März nahezu genauso stark ausgeprägt und ein weiteres Niederschlagsmaximum zeigt sich auch westlich des Sees. Dieses Muster zeigt sich um 15:00 Uhr jeweils auch in der Häufigkeit von Eiswolken (siehe Abbildung 5.12). Das Niederschlagsmaximum über dem Atakora-Gebirge im Juli um 15:00 Uhr ist ebenfalls mit der Häufigkeit an Eiswolken konform. Im weiteren Verlauf am Abend und in der Nacht verschwinden die Strukturen der Häufigkeit von Eiswolken zunehmend. Dies hat den Grund, dass sich Eisschirme von Cumulonimben zunehmend in horizontale Richtung von der eigentlichen Zelle in alle Richtungen ausbreiten. Das nächtliche Niederschlagsmaximum über dem Volta-Becken, aber auch das deutliche Niederschlagsminimum um 18:00 Uhr im Juli über dem See spiegeln sich somit in der Häufigkeit von Eiswolken nicht wieder.

### **Niederschlagsentwicklung in Kete-Krachi**

Die Jahresgesamtniederschläge an der Station Kete-Krachi zeigen keine Reaktion auf die Flutung des Volta-Stausees ab 1964. Dies geht aus der Zeitreihe des jährlichen SPI-Index an der Station Kete-Krachi hervor, die in Abbildung 5.16 über 5 Jahre gleitend gemittelt oben links dargestellt ist. Bei der Betrachtung der Zeitreihe fällt lediglich der Ausreißer zu Beginn der Zeitreihe ins Auge. Da sich dieser Ausreißer in allen Monaten wiederfindet, können hierfür systematisch zu hohe Niederschlagswerte als Grund angenommen werden. Eine Tendenz zu geringeren Niederschlägen nach dem Bau des Staudamms findet sich in Kete-Krachi nur in der Trockenzeit von Dezember bis Februar etwa zwischen 1971 und 2003. In diesem Zeitraum lag der über 5 Jahre gleitend zentriert gemittelte SPI in Kete-Krachi von 2 Ausnahmen 1979 und 1980 abgesehen durchgehend unter 0. Die Station Yendi zeigt ebenfalls ein vorübergehendes Minimum des SPI in den 80er und 90er Jahren, das jedoch nicht so stark ausgeprägt ist, wie das in Kete-Krachi. Hierzu trägt auch der Ausreißer 1942 in der Zeitreihe von Kete-Krachi bei. Auch in den anderen Monaten zeigt sich in Kete-Krachi im Vergleich zu den anderen Station kein signifikanter Einfluss der Flutung des Voltastausees auf die Niederschlagsmenge.

Die Anzahl der Tage im Jahr, an denen Niederschlag gemeldet wird, ging in Kete-Krachi im Mittel von 121,8 Tage zwischen 1951 bis 1964 auf 99,7 Tage zwischen 1965 und 2013 um 22,1 Tage pro Jahr zurück. Dies entspricht einem Rückgang um 18,1 %. Ebenfalls einen Rückgang verzeichneten die Station Tamale und Yendi. Dieser Rückgang fiel jedoch mit 11,9 % in Tamale und 4,2 % in Yendi geringer aus. Bei Kete-Krachi fällt zudem vor allem der abrupte Rückgang in den 60er Jahren ins Auge, der an den anderen Stationen erst in den 70er Jahren zu finden ist (siehe Abbildung 5.17). Für Tage mit Niederschlagsmengen größer 10 mm ist dieser Rückgang dagegen nicht zu beobachten. Dies zeigt dass in Kete-Krachi nach dem Bau des Staudamms vor allem schwache Niederschlagsereignisse abgenommen haben. Eine Ursache hierfür könnte sein, dass sich durch die

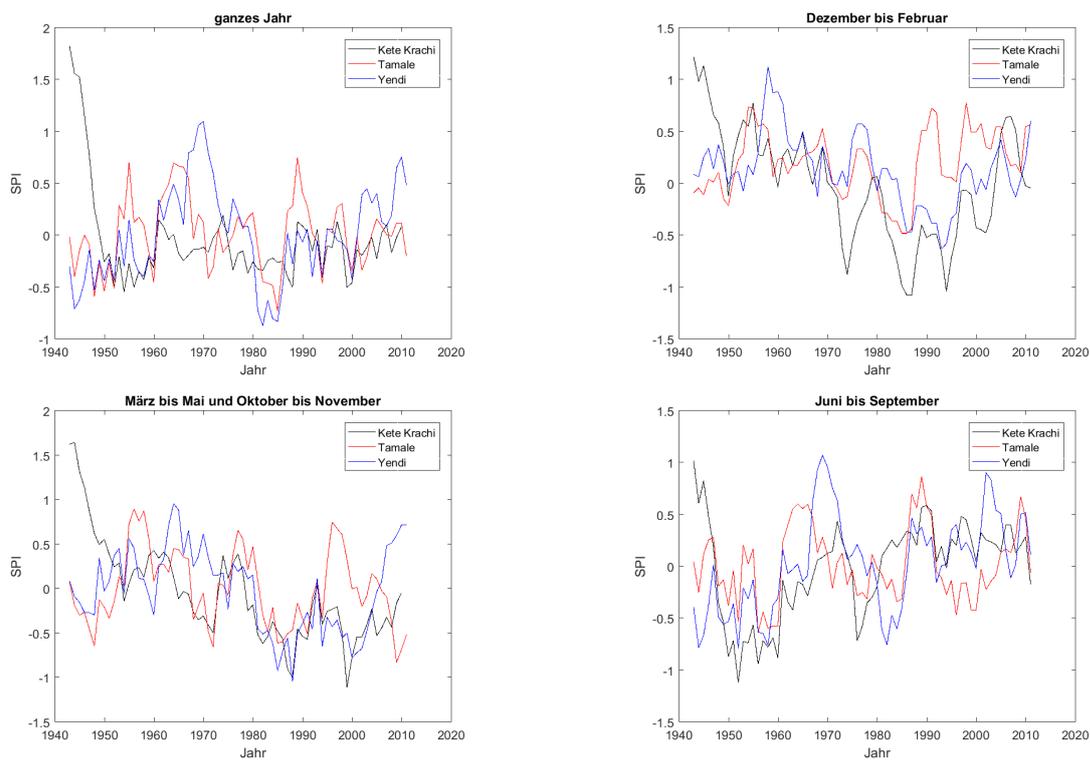


Abbildung 5.16: SPI: Aufgetragen ist von 1943 bis 2011 jeweils der SPI über 5 Jahre gleitend zentriert gemittelt an den Station Kete Krachi (schwarze Linie), Tamale (rote Linie) und Yendi (blaue Linie) für das ganze Jahr links oben, für die Monate Dezember-Februar rechts oben, für die Monate März bis Mai und Oktober bis November links unten und für die Monate Juni bis September rechts unten

stabilere Grenzschicht durch den See sowie ein divergentes Windfeld durch die Land-Seewind-Zirkulation schwache nachmittägliche Schauer bevorzugt in der Trocken- und Übergangszeit, nicht mehr ausbilden. Auf mesoskalige konvektive Systeme, die dagegen den größten Teil der Niederschläge mit sich bringen und deren Entstehungsort häufig woanders liegt, hat die Land-Seewind-Zirkulation keinen Einfluss.

## 5.2 Analyse von Fallbeispielen und Modellierung

### 5.2.1 Fallbeispiel 1: 28.10.2014

Der erste Fall am 28.10.2014 ereignetesich sich unmittelbar nach der Regenzeit. Der Monsun lässt Ende Oktober in der Regel nach und zieht sich südwärts zurück, da sich das Hitzetief über Nordafrika mit flacherem Sonnenstand abschwächt. Damit nehmen auch die Niederschläge und die Bewölkung in der Region um den Voltastausee mehr und mehr ab. Die Grenzschicht ist jedoch aufgrund der noch feuchten Böden und der ergrünten Vegetation noch recht feucht.

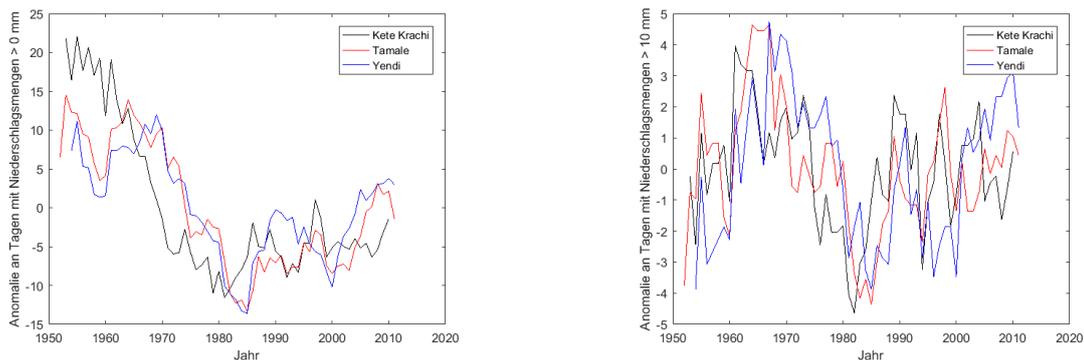


Abbildung 5.17: Anomalie der Anzahl der Tage mit Niederschlagsmengen größer 0 mm (links) und größer 10 mm (rechts) an den Stationen Kete-Krachi, Bole, Tamale und Yendi jeweils über 5 Jahre gleitend zentriert gemittelt

### Synoptische Entwicklung

Am 26.10.2014 lag der Voltastausee rückseitig eines Trog, der sich in der vorwiegend östlichen Strömung im 850 hPa-Niveau südlich der Elfenbeinküste über dem Golf von Guinea zeigte. In einer südöstlichen Strömung gelangte in dieser Höhe feuchte Luft vom Golf von Guinea landeinwärts und der Himmel in der Region war durch tiefe Bewölkung meist bedeckt. Gleichzeitig herrschte am Boden noch eine ausgeprägte südliche Monsunströmung vor. In Kete-Krachi fielen bis zum 27.10., 06 UTC 2,0 mm Niederschlag (Synopmeldung). Am 27.10., gelangte der Voltastausee in 850 hPa zunehmend in eine antizyklonal gekrümmte Strömung, die bis zum 28.10. von Südost auf Nordost drehte. Damit sickerte etwas trockenere Luft ein. So zeigte sich am 27.10 eine geringere Bewölkung. Hochreichende Konvektion bildete sich nur vereinzelt im Norden von Togo sowie im Nordosten Ghanas aus. Der Monsun am Boden flaute bis zum 28.10.2014 zunehmend ab, sodass die Umgebungsströmung zum 28.10.2014 nur noch einen geringen Einfluss auf eine mögliche Land-Seewind-Zirkulation ausüben konnte.

Auch im 500 hPa-Niveau drehte der Wind zum 28.10. von Südost auf Nordost, sodass sich auch in der Höhe etwas trocknere Luft bemerkbar machte. Den Einschub trocknerer Luft in die Voltaregion zeigt die 500 hPa- und 850 hPa-äquivalentpotentielle Temperatur in Abbildung 5.19 a) und b) Am Boden war es im Voltabecken im Vergleich zur Umgebung jedoch warm und feucht (siehe Abbildung 5.19 c), sodass die äquivalentpotentielle Temperatur mit der Höhe abnahm. Die damit vorhandene potentielle Instabilität begünstigte an diesem Tag hochreichende Konvektion. Ein großräumiger dynamischer Antrieb durch großräumige Konvergenz innerhalb eines zyklonalen Umfelds war jedoch nur weiter südöstlich über dem Golf von Guinea vor der Küste Nigerias und Kameruns gegeben.

### Analyse von Bewölkung und Niederschlag im Tagesgang

Flüssigwasserwolken aus Stratus und Stratocumulusfeldern waren am 28.10.2014 in den Morgenstunden besonders südwestlich der Mampong-Bergkette sowie am Westrand des Atakora-Gebirges vorhanden (siehe Abbildung 5.20). Diese Verteilung zeigte sich auch schon in der Kli-

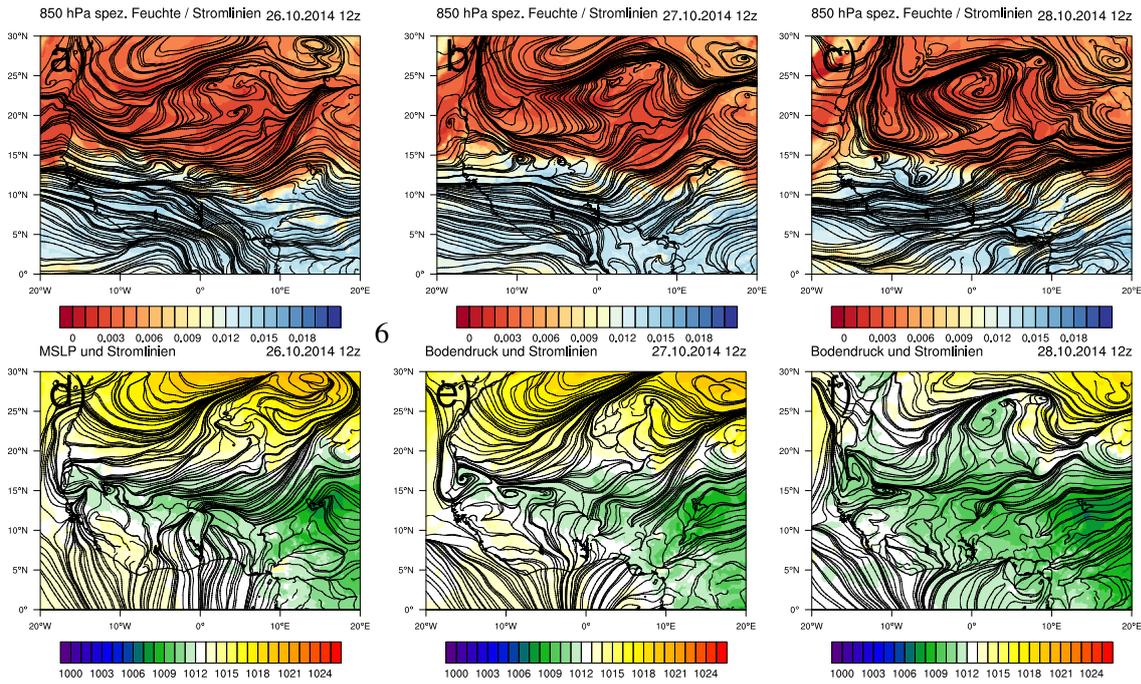


Abbildung 5.18: Synoptische Situation von 26.10.2014 bis 28.10.2014 jeweils um 12 UTC: Abbildungen a)-c) zeigen farbig die spezifische Feuchte in 850 hPa in kg/kg und Stromlinien im 850 hPa-Niveau jeweils um 12 UTC, Abbildungen d)-f) den Bodendruck in hPa und 10 m Stromlinien

matologie. Auf das Stratusfeld westlich des Atakoragebirges könnte der See als Feuchtequelle einen Einfluss haben. Genaueres dazu wird in Kap. 5.2.3. erläutert. Im weiteren Verlauf klarte der Himmel über dem See auf, während direkt ab der Küstenlinie grenzschichtgebundene flache Konvektion zu beobachten war. Besonders eindrucksvoll zeigt dies die Aufnahme von Terra in Abbildung 5.21. Die Bewölkungsauflösung über dem See war eine Folge von lokalem Absinken, das im Zusammenhang mit einer divergenten Strömung hervorgerufen durch eine Land-Seewind-Zirkulation stehen könnte. Über Land setzte dagegen durch tageszeitliche Erwärmung und Labilisierung der Grenzschicht turbulente Durchmischung und damit verbundene flache Konvektion ein. Ein weiteres Zeichen der Land-Seewind-Zirkulation ist die Verbreiterung des klaren Bereichs

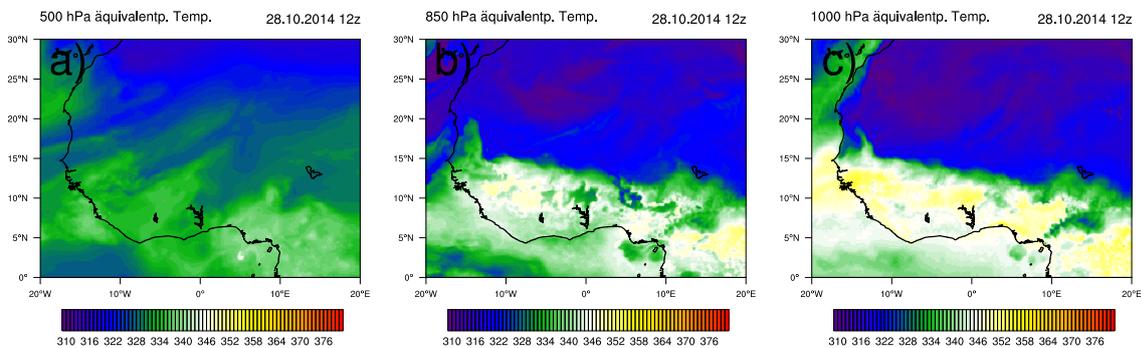


Abbildung 5.19: Äquivalentpotentielle Temperatur am 28.10.2014 um 12 UTC a) in 500 hPa, b) in 850 hPa und c) in 1000 hpa

über dem See bis zum Überflug von Aqua, sodass sich auch die nahen Küstenbereiche am Westufer wolkenfrei zeigten. Nur wenige Kilometer landeinwärts ist dagegen verstärkt Konvektion zu erkennen, die noch weiter landeinwärts wieder abnimmt. Dieser Effekt ist auch am Westufer des schmälere nordwestlichen Teil des Sees zu sehen. Die verstärkte Konvektion nahe des Seeufers stellen Anzeichen einer Seewindfront mit der Hebung der potentiell instabilen Atmosphäre dar. Der Wind nahm in Kete-Krachi am Nachmittag vorübergehend zu und erreichte nach Windstille in der Nacht und zwischen 0 und 3 kt am Vormittag um 14:00 Uhr 6 kt. Gleichzeitig stellte sich zwischen 14:00 Uhr und 15:00 Uhr in Kete-Krachi ein Minimum von vier Achtel in der Bedeckung ein. Danach flaute der Wind rasch wieder ab und erreichte nur um 18:00 Uhr nochmals 3 kt (Abbildung A.11). Zum 15 UTC-Termin entstand vor allem östlich des Sees orographisch bedingt über dem Atakoragebirge hochreichende Konvektion mit zunehmendem Eisanteil. Am südlichen Teil des Sees bildete sich jedoch auch auf der westlichen flachen Seite des Sees hochreichende Konvektion aus, die durch Konvergenz entlang der Seewindfront getriggert worden sein könnte. Die Zellen verlagerten sich bis 16:30 Uhr langsam westwärts und reichten bis zur Tropopause (overshooting convection). Auch weiter nordwestlich im Grenzgebiet zwischen Ghana, Elfenbeinküste und Burkina Faso bildete sich hochreichende Konvektion aus, die jedoch außerhalb des Einflussbereiches des Sees liegt. Im Verlauf des Abends erreichten schließlich Reste des Cirrusschirms eines MCS über dem Golf von Guinea den See. Insgesamt lässt sich für den Fall am 28.10.2014 sagen, dass der See durch das morgendliche Aufklaren über dem See sowie das Maximum an Cumuluskonvektion wenige Kilometer vom See entfernt auf der Westseite einen deutlichen Einfluss auf die Bewölkung zeigte. Möglicherweise wurde die Zelle hochreichender Konvektion westlich des Sees ebenfalls durch die Land-Seewind-Zirkulation getriggert. Durch potentielle Instabilität waren die Bedingungen hierfür an diesem Tag günstig. Ein zusätzlicher Trigger wie etwa eine Gebirgskette mit einer höheren Strahlungsfläche oder eine lokale Konvergenzlinie war in der Region jedoch für die Auslösung nötig.

### **5.2.2 Fallbeispiel 2: 28.07.2006**

Der zweite Fall lag am 28.07.2006 inmitten des Sommermonsuns. Die ITD erreicht zu dieser Zeit in der Regel ihre nördlichste Position und die Regenzeit wird der Nähe zum Golf von Guinea durch eine kurze Trockenzeit unterbrochen.

#### **Synoptische Entwicklung**

In diesem Fallbeispiel war das Wettergeschehen über Westafrika von klassischen „African Easterly Waves“ (AEWs) geprägt. Ein Trog einer AEW im 700 hPa Niveau befand sich am 26.07.2006 über dem Westen Nordafrikas mit zwei ausgeprägten zyklonalen Wirbelzentren im 850 hPa-Niveau verbunden mit hochreichender Konvektion (Abbildung 5.22 a) und d). Das südliche Zentrum lag zum 12 UTC-Termin vor der Küste von Sierra Leone und Guinea, das nördliche Zentrum über dem Westen Mauretaniens. Weiter östlich folgte ein Rücken mit zwei antizyklonalen Wirbelzentren im 850 hPa Niveau, das südliche über dem Süden Nigerias und das nördliche über dem Niger. Zwischen dem Trog im Westen und dem Rücken im Osten stellte sich in der Region um

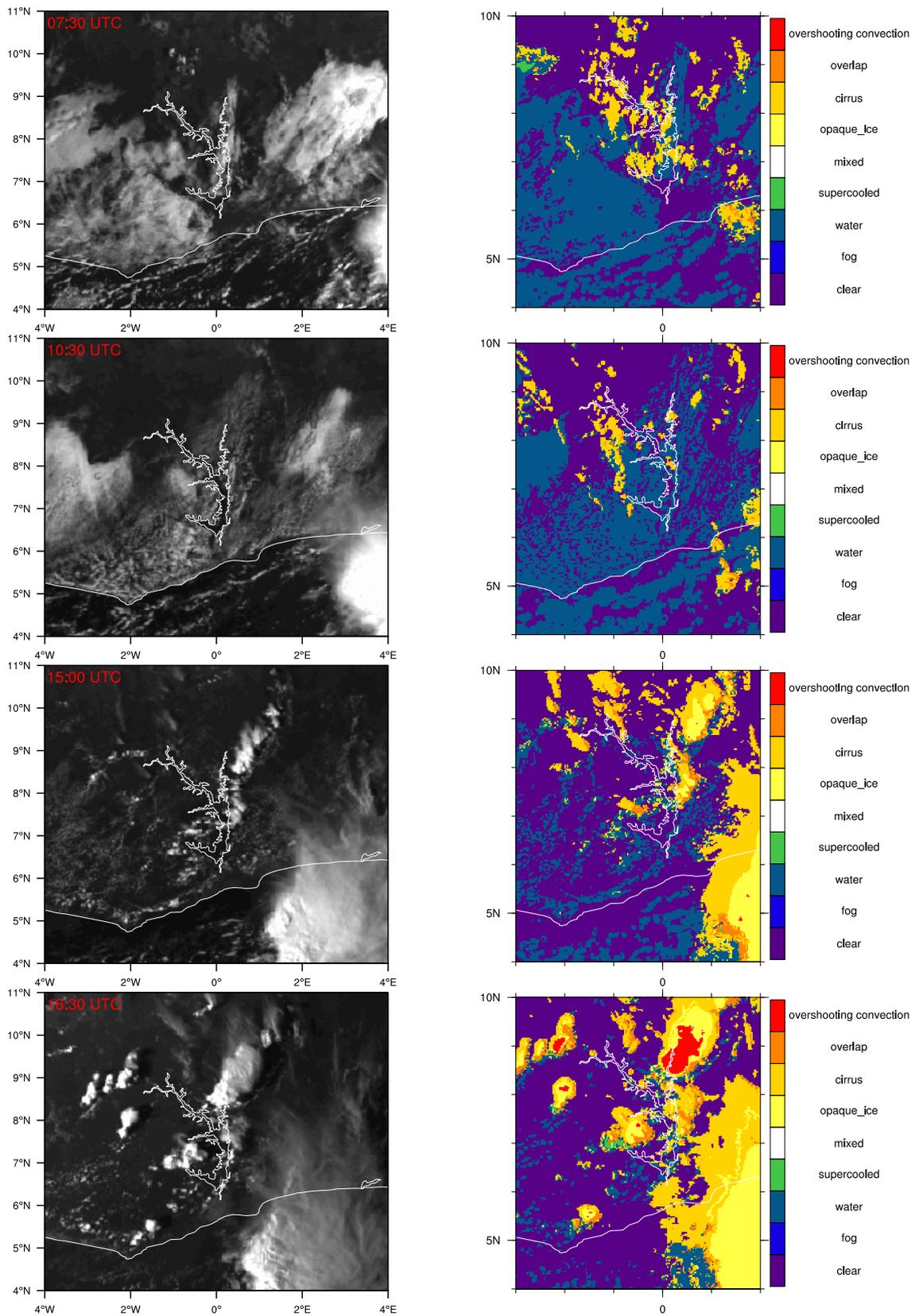


Abbildung 5.20: Satellitenbilder von Meteosat SEVIRI im sichtbaren Kanal ( $0,6 \mu\text{m}$ ) (links) und die „Cloud Physical Properties“ (rechts): Die Abbildungen zeigen die Situation von oben nach unten am 28.10.2014 um 07:30 Uhr, um 10:30 Uhr, um 15:00 Uhr und um 16:00 Uhr

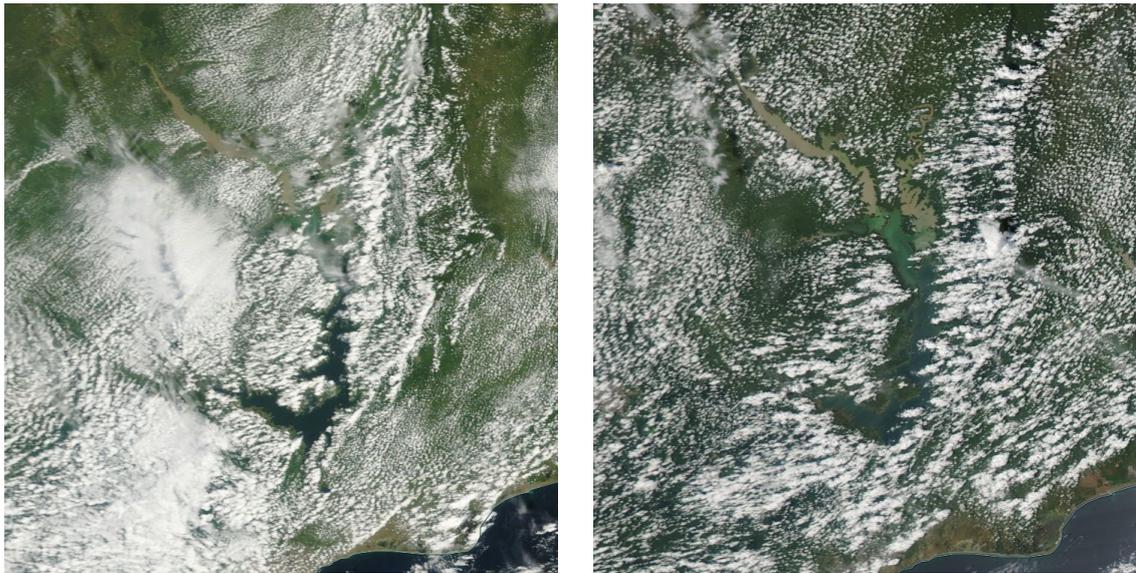


Abbildung 5.21: Satellitenbilder MODIS am 28.10.2014: Terra (links) und Aqua (rechts) (Nasa/Worldview, <https://worldview.earthdata.nasa.gov/>)

den Voltastausee auch am Boden eine kräftige südliche Monsunströmung ein (5.22 g). Die Druckgebilde verlagerten sich langsam westwärts und am 27.07. befand sich das südliche antizyklonale Zentrum bereits über der Elfenbeinküste, am 28.07 lagen die beiden antizyklonalen Zentren etwa dort wo sich zwei Tage zuvor die zyklonalen Zentren befanden. Östlich des Rückens schwächten sich die Monsunwinde ab und zeitweise setzten sich sogar am Boden nordöstliche Winde durch. Weiter östlich bildete sich bereits der nächste Trog aus. Damit nahm die konvektive Aktivität über Nigeria bereits am 27.07.2006 zu und am Abend bildete sich dort begünstigt durch ein Maximum vertikaler Windscherung ein MCS in der Form einer Squall-Line aus. Diese verlagerte sich langsam westwärts und zog am Morgen des 28.07 nördlich am Voltastausee vorbei.

### **Analyse von Bewölkung und Niederschlag im Tagesgang**

Der Cirrusschirm des MCS erreichte in den Morgenstunden den Nordteil des Sees. Aus den TRMM-Daten geht hervor, dass die Niederschläge verbunden mit der Squall-Line den äußersten Norden des Sees tangierten. Weiter südlich waren vor allem wieder südwestlich der Mampong-Bergkette aber auch über dem See Stratusfelder zu erkennen. Dies zeigt die Satellitenaufnahme um 07:30 Uhr sowie die Abbildung über die Wolkenphase (siehe Abbildung 5.23). Bis 13:00 Uhr zeigte sich der See wieder weitestgehend wolkenfrei. Wie im vorherigen Beispiel war über dem See im Verlauf des Vormittags ein Aufklaren zu beobachten. Über Land bildete sich dagegen vor allem am Südteil des Sees, der nicht durch den MCS beeinflusst war Cumuluskonvektion aus, die westlich des Sees sowie knapp nördlich des nach Westen reichenden südlichen Seearms die Eisphase erreichte. Weiter nördlich im Bereich Kete-Krachi wurde Konvektion jedoch unterdrückt. Der Durchzug des MCS zog hier eine Abkühlung nach sich, die für eine Stabilisierung sorgte. Die kühlere Luft breitete sich im Laufe des Nachmittags als Dichteströmung langsam nach Süden aus. Kete-Krachi meldete zwischen 12:00 Uhr und 16:00 Uhr schwachen Wind zwischen 1 und 3 kt

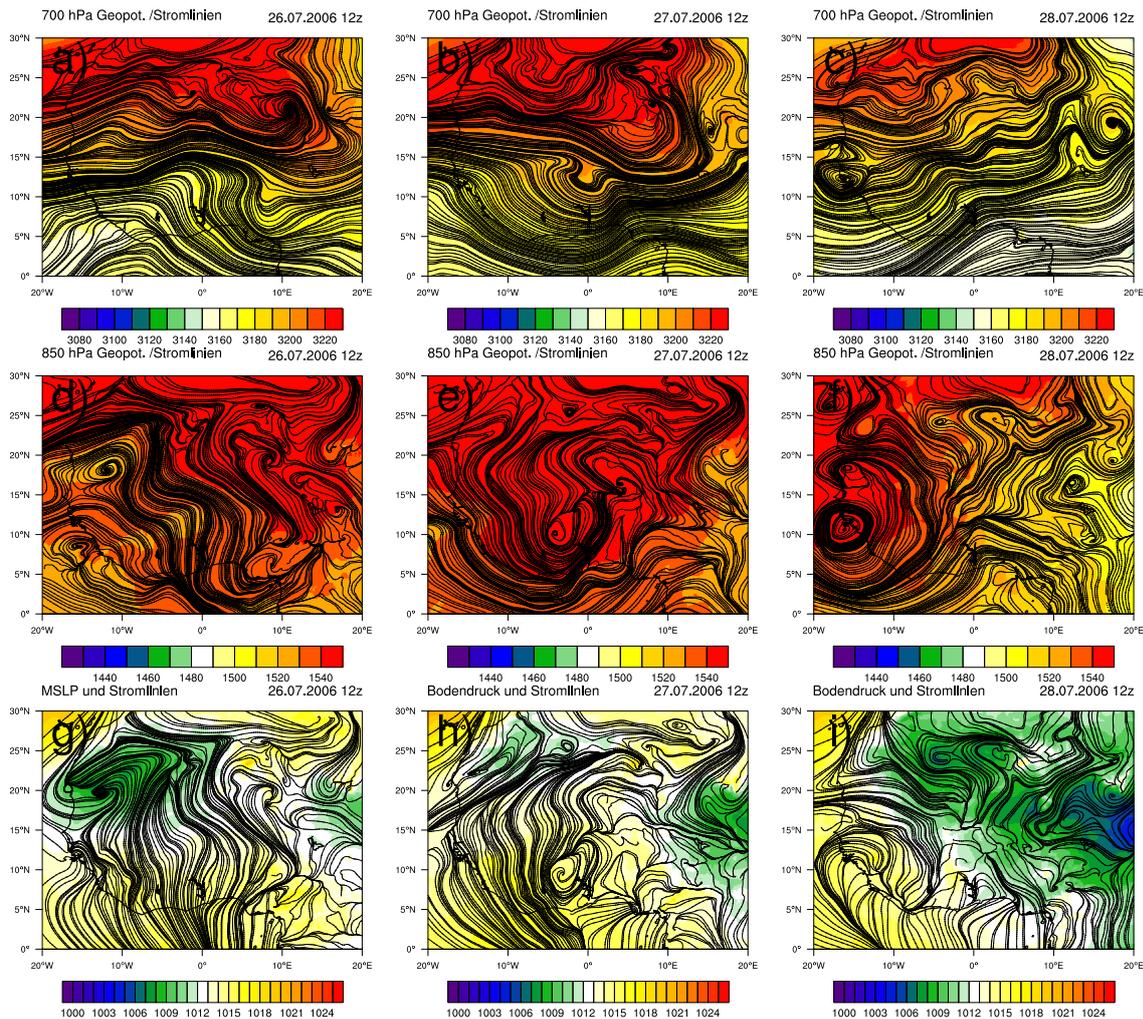


Abbildung 5.22: Synoptische Situation von 26.10.2014 bis 28.10.2014 jeweils um 12 UTC: Abbildungen a)-c) zeigen die geopotentielle Höhe in m und Stromlinien in 700 hPa, d)-f) die geopotentielle Höhe in m und Stromlinien in 850 hPa jeweils um 12 UTC, Abbildungen g)-i) den Bodendruck in hPa und 10 m Stromlinien

aus nordöstlicher bis nordwestlicher Richtung (Abbildung A.11). Am Vorderrand der Dichteströmung bildete sich am Nachmittag linienhaft angeordnet erneut hochreichende Konvektion aus. Bevorzugte Entstehungsgebiete waren hier am südlichen Teil des Sees knapp westlich des Sees und über dem Atakora-Gebirge. In einem schmalen Streifen genau über dem See bildete sich dagegen zunächst keine hochreichende Konvektion aus. Dies zeigt das Satellitenbild um 15:00 Uhr. Die Zellen verlagerten sich mit der Höhenströmung westwärts und die Zellen über dem Atakora-Gebirge erreichten um 16:00 Uhr das Ostufer des Sees. Der Einfluss des Sees war jedoch immer noch durch einen schmalen konvektionsfreien Bereich auszumachen. Dieser Fall zeigt, dass die stabile Schichtung über dem See tagsüber selbst Konvektion, die durch eine Dichteströmung aus dem Coldpool eines MCS ausgelöst wurde, unterdrückte.

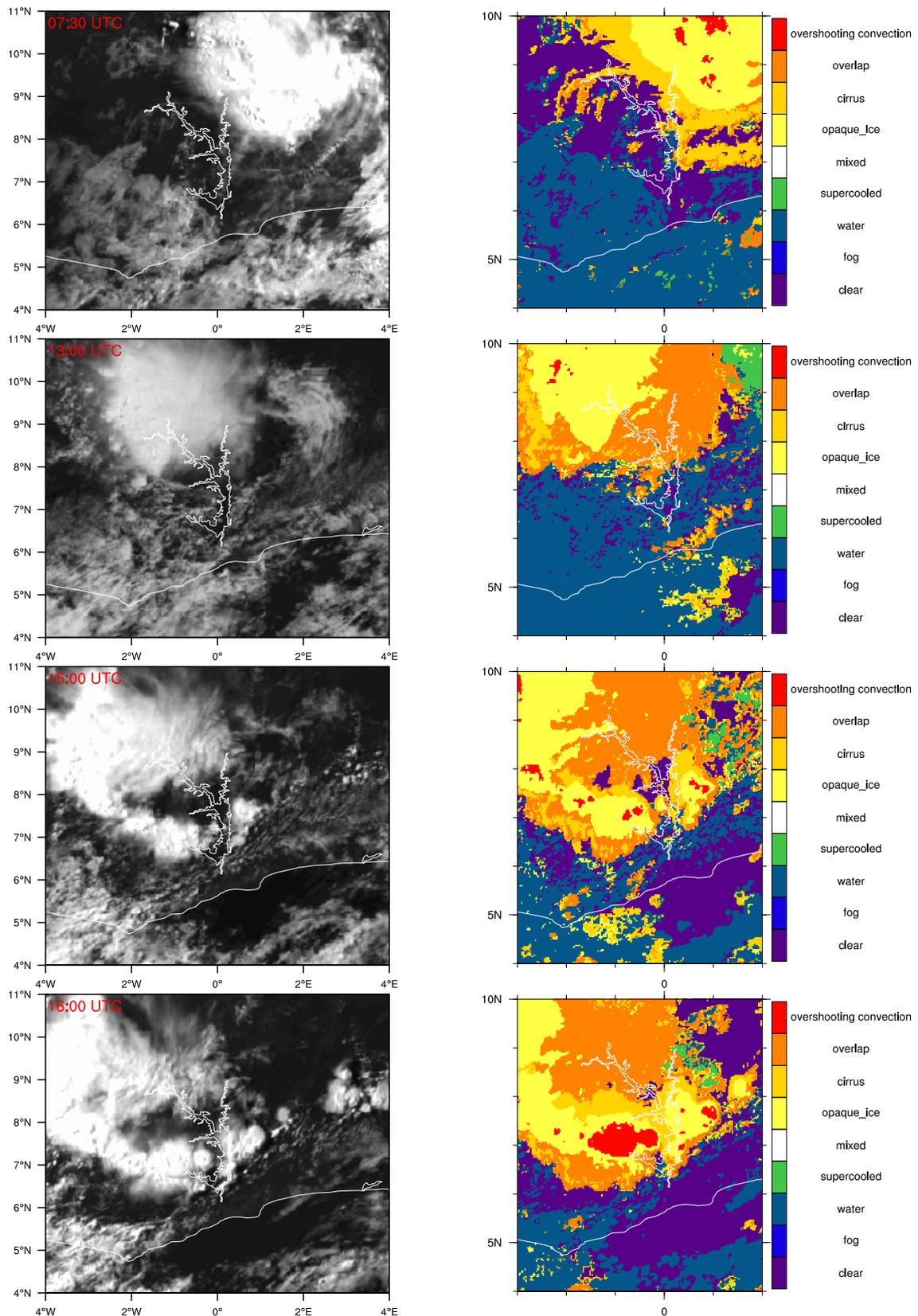


Abbildung 5.23: Satellitenbilder von Meteosat SEVIRI im sichtbaren Kanal ( $0,6 \mu\text{m}$ ) links und die „Cloud Physical Properties“ rechts: Die Abbildungen zeigen die Situation von oben nach unten am 28.07.2006 um 07:30 Uhr, um 13:00 Uhr, um 15:00 Uhr und um 16:00 Uhr

### 5.2.3 Fallbeispiel 3: 06.02.2007

Der Fall am 06.02.2007 befand sich in der Trockenzeit. Niederschläge und Wolken sind zu dieser Zeit in der Region um den Voltastausee oft rar. Wie dieser Fall jedoch zeigt tritt aber auch zu dieser Jahreszeit vereinzelt hochreichende Konvektion auf.

#### Synoptische Situation

Vier Tage vor dem eigentlichen Fall am 02.02.2007 reichte ein Höhentrog der mittleren Breiten mit seiner Achse im 500 hPa-Niveau vor der nordafrikanischen Westküste südwärts etwa bis in den Senegal. Vorderseitig des Troges setzte in der oberen Troposphäre ein Transport von feuchter und warmer Tropikluft in Richtung Subtropen ein. Dieser Prozess hat häufig ein Druckfall über der Sahara und damit eine Verstärkung und Verschiebung des Hitzetiefs nach Norden zur Folge (Knippertz und Fink, 2009). Dies geschah in den darauffolgenden Tagen bis zum 06.02. und ein ausgeprägtes Wirbelzentrum bildete sich im Raum Guinea/Senegal aus, das sich bis in eine Höhe von 850 hPa zeigte. Feuchte Luft vom Golf von Guinea strömte damit in den unteren Luftschichten bis in 850 hPa für diese Jahreszeit außergewöhnlich weit nach Norden. Während sich die 14 °C Isodrosotherme, die in etwa die ITD markiert, am 02.02. noch bei etwa 8 °N am Voltastausee befand, lag sie am 06.02. in dieser Region bei etwa 12 °N. Hochreichende Konvektion trat von 01.02. bis 03.02. vorzugsweise nahe der Golfküste oder orographisch getriggert über der Mampong-Bergkette auf. Ab 04.02. entstanden in der weiter nach Norden fortschreitenden feuchten Luft einzelne Zellen auch weiter nördlich bis etwa 9 °N. Durch eine Seewindfront entlang des Voltastausees ausglöste Konvektion zeigte sich am 05.02., und besonders ausgeprägt am 06.02. während über dem See selbst keine Konvektion entstand.

#### Analyse von Bewölkung und Niederschlag im Tagesgang

Mittelhohe und hohe Bewölkung aus Eis und unterkühltem Wasser, Überreste von Konvektion am Vortag hielt sich in den Morgenstunden des 06.02. noch im Grenzgebiet zwischen Ghana und der Elfenbeinküste, die jedoch zum Nachmittag hin weniger wurde. Das Volta-Becken war bereits am Morgen überwiegend wolkenfrei, sodass die Sonne die Landoberflächen ungehindert erwärmen konnte (siehe Abbildung 5.25 oben). Grenzschichtgebundene Konvektion durch turbulente Durchmischung setzte im Laufe des Vormittags rund um den Voltastausee über Land ein. Der See blieb dagegen weitestgehend wolkenfrei. Eine im Vergleich zum Satellitenbild im sichtbaren Bereich zu hohe Bedeckung an Wasserwolken zeigte um 12:30 Uhr über dem See die Cloud-Physical-Properties von CLAAS-2. Neben der Mampong-Bergkette und dem Atakoragebirge, wo in den Wolken bereits schon Eisanteile vorhanden waren, trat um 12:30 Uhr auch am Westufer des südlichen breiten Teils des Sees bereits verstärkt Konvektion auf. Um 14:30 waren über der Mampong-Bergkette, über dem Atakoragebirge und westlich des Sees im südlichen Teil bereits Eisschirme von Cumulonimbuswolken zu erkennen. Die Zelle westlich des Sees zeichnete sich durch einen overshooting top aus. Bei einer Seewindbrise konvergieren an dieser Stelle die Seebrise vom südlichen zonal gerichteten Arm des Sees aus Süden mit der des Hauptarms aus Osten. Um 16:00

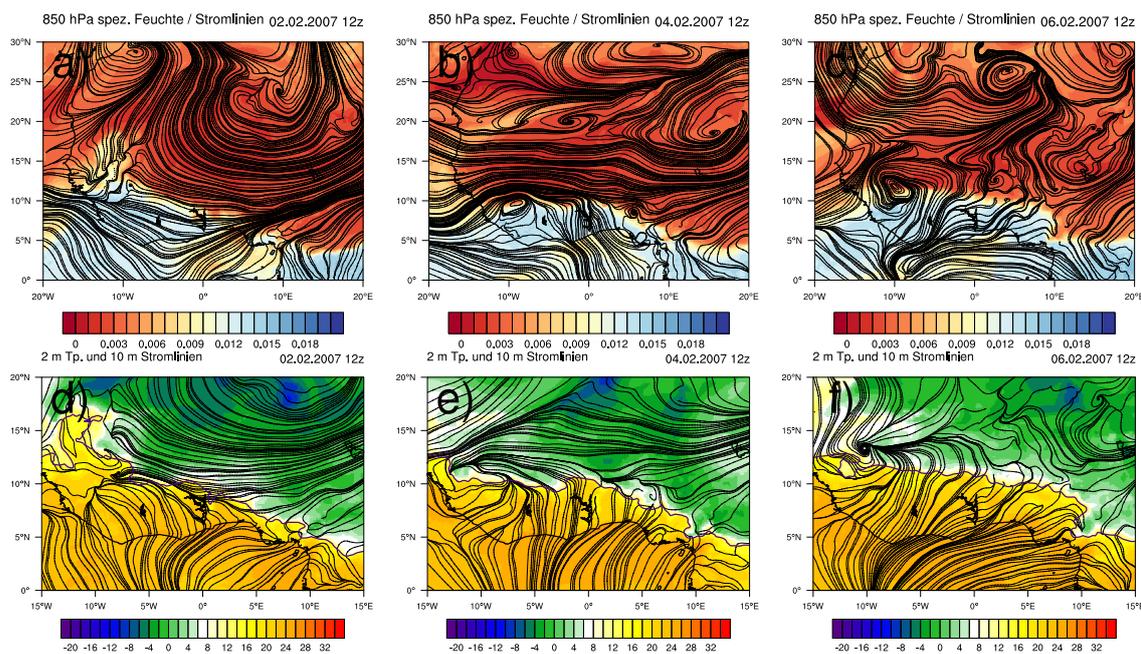


Abbildung 5.24: Synoptische Situation am 02.02.2007, am 04.02.2007 und am 06.02.2007 jeweils um 12 UTC: Abbildungen a)-c) zeigen die spezifische Feuchte in kg/kg und Stromlinien in 850 hPa, d)-f) den 2 m-Taupunkt in °C sowie Stromlinien in 10 m Höhe. Die blaue Linie in Abbildung d)-f) zeigt die 14 °C Isodrosotherme.

Uhr war die Konvektion weiter fortgeschritten. Knapp nördlich des eben erwähnten overshooting Tops hatte sich eine weitere Zelle ausgebildet und auch weiter im Norden am schmälere Teil des Sees entstand am Westufer gerade eine neue Zelle. Durch hochreichende Konvektion zeichneten sich auch weiterhin die Mampong-Bergkette, das Atakora-Gebirge sowie die Seewindfront an der Golfküste aus. Im übrigen Umland erreichte die Konvektion dagegen nicht das Cumulonimbusstadium. Überwiegend wolkenfrei blieb auch weiterhin der Voltastausee selbst. Da die Zellen an diesem Tag größtenteils orographisch bedingt oder entlang der Seewindfront an der Golfküste auftraten kann auch für die Auslöse der Zellen über flachem Gelände westlich des Sees eine Seewind-Zirkulation durch den Voltastausee als Trigger angenommen werden. Ob sich dies in Modellergebnissen von COSMO-Simulationen bestätigt wird im folgenden Abschnitt betrachtet.

### Ergebnisse der COSMO-Modellläufe

Für den Fall am 06.02.2007 bildet das COSMO-Modell den See vor allem in der Temperaturverteilung sehr gut ab. Die Temperatur- und Taupunktverteilung sowie die Oberflächentemperatur im Modell sind für den 06.02.2007 um 03:00 Uhr und um 15:00 Uhr in Abbildung 5.26 dargestellt. Die Oberflächentemperatur des Sees liegt im Modell etwa bei 28 °C, die Temperatur der Oberfläche der Landmassen in der Umgebung nimmt dagegen um 15:00 Uhr häufig Werte über 40 °C an. In der Nacht zum 06.02.2007 hebt sich die Temperatur des Sees dagegen kaum von der umgebenden Landoberfläche ab. Die Lufttemperatur erreicht in der Region tagsüber etwa Werte um 35 °C während sich die Lufttemperatur über dem See etwa der Wassertemperatur angleicht.

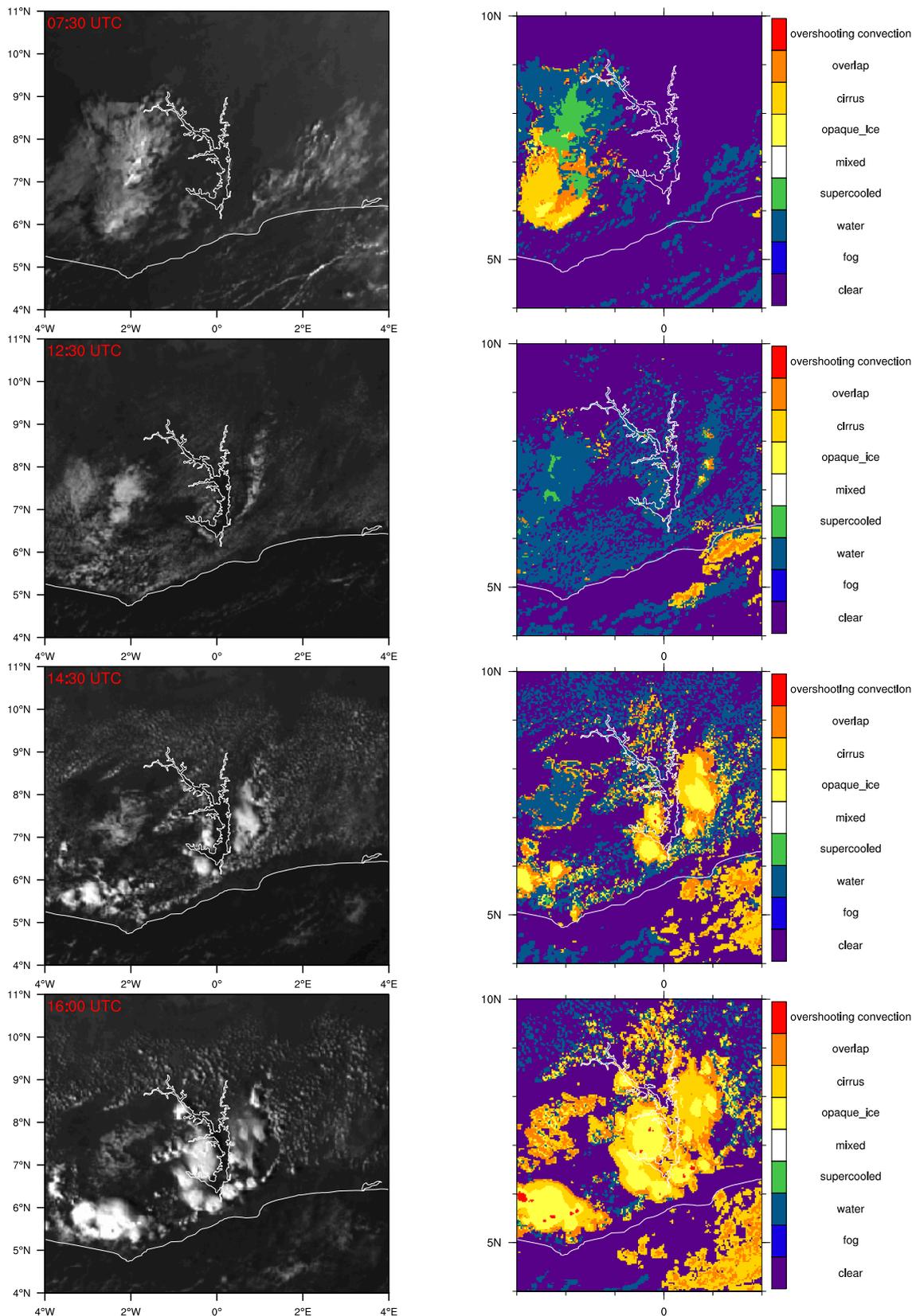


Abbildung 5.25: Satellitenbilder von Meteosat SEVIRI im sichtbaren Kanal ( $0,6 \mu\text{m}$ ) links und die „Cloud Physical Properties“ rechts: Die Abbildungen zeigen die Situation von oben nach unten am 06.02.2007 um 07:30 Uhr, um 12:30 Uhr, um 14:30 Uhr und um 16:00 Uhr

Die Taupunktverteilung zeigt den See als Feuchtequelle in der Region. Höhere Taupunktwerte werden in der Nacht in der stabilen Grenzschicht mit der Umgebungsströmung nordostwärts entlang des Atakora-Gebirges advehiert. Die Gebiete der hohen nächtlichen Taupunktwerte um 24 °C westlich des Atakora-Gebirges um 03:00 Uhr stimmen in etwa mit den Gebieten überein, in denen um 09:00 Uhr auch häufiger Flüssigwasserwolken auftreten (siehe Kapitel 5.1.2). Exemplarisch zeigt sich dies auch in Fallbeispiel 1. In dem Modelllauf ohne See tritt das Maximum über dem See sowie nordöstlich davon dagegen nicht in Erscheinung (Abbildung A.12). Während Konvektion über dem Umland im Tagesverlauf für ein Rückgang der Feuchte sorgt, bleibt das Feuchtemaximum in der stabilen Grenzschicht über dem See auch Tagsüber erhalten.

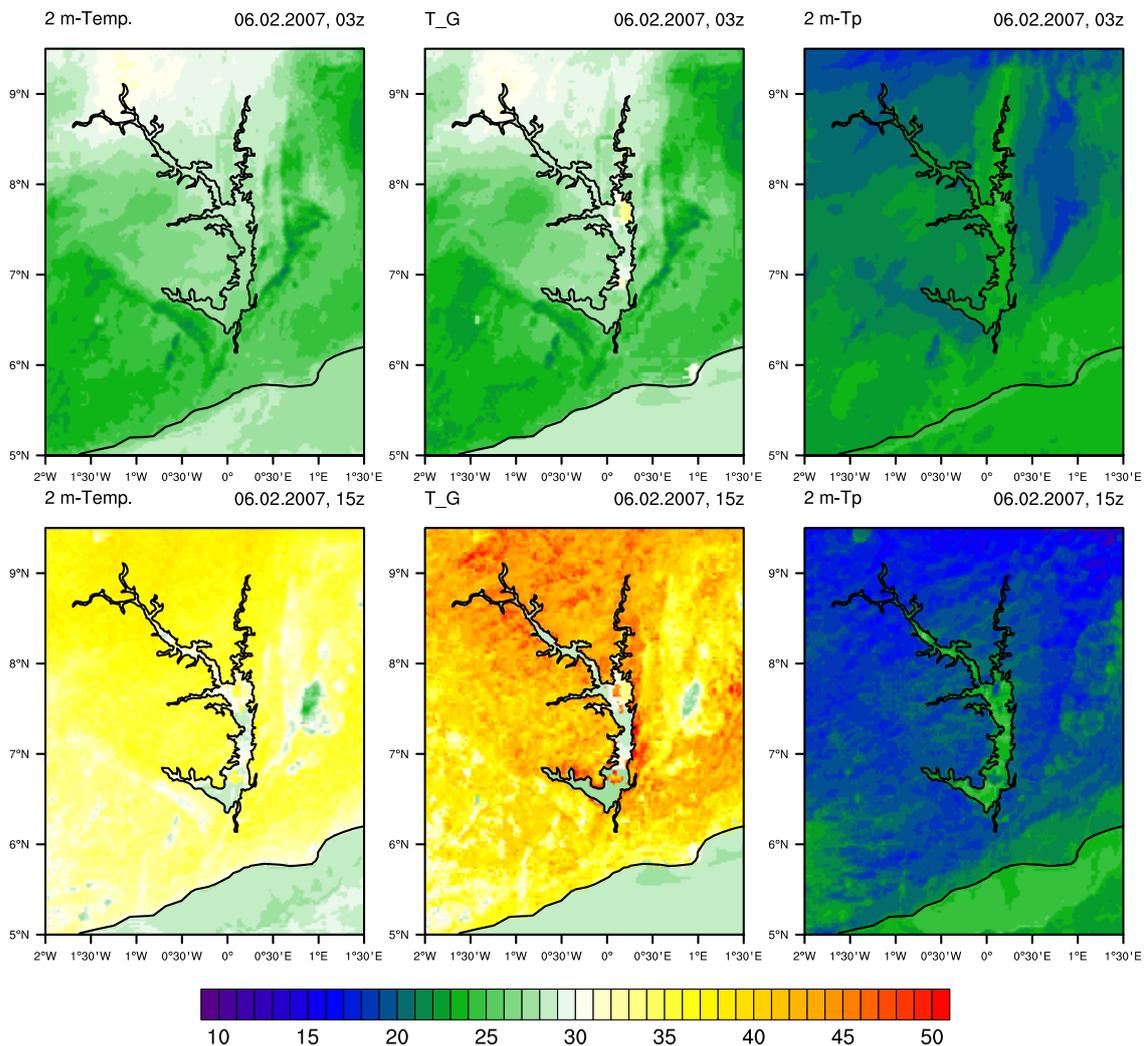


Abbildung 5.26: Cosmo-Modellsimulation mit See: 2 m-Temperatur, Oberflächentemperatur und 2 m-Taupunkt in °C am 06.02.2007 um 03:00 Uhr (oben) und um 15:00 Uhr (unten)

Mit der höheren Feuchte am Boden ist über dem See sowie nordöstlich davon nachts auch eine höhere CAPE zu beobachten (siehe Abbildung 5.27, A.13). Tagsüber macht sich der See in der CAPE dagegen kaum bemerkbar. Im Vergleich zum Modelllauf ohne See ist der Bodendruck mit See um 15 Uhr über dem See etwa zwischen 1 und 1,5 hPa höher, sodass ein schwacher

Antrieb für eine Seewind-Zirkulation vorhanden ist (Abbildung. So zeigt der Wind um 15 Uhr am südlichen Teil des Sees entlang des Westufers teilweise eine östliche Strömungskomponente, während sonst südwestliche Winde vorherrschen. Dies führt entlang des Ufers etwa bis in einer Höhe von 200 m zu einer Konvergenzlinie, die sich besonders zum 12 Uhr-Termin zeigt und die Seewindfront markiert A.16). Um 15 Uhr überdecken bereits konvektive Prozesse das Signal der Konvergenzlinie. Oberhalb 200 m wird die Seewindfront immer schwächer und direkt am Boden beeinflusst die Rauigkeit das Windfeld so stark, dass sich die Seewindfront am Boden in der Divergenz nicht so stark hervorhebt. Nachts ist der Einfluss des Sees auf die Druck und Windverteilung deutlich schwächer, da sich der See auch in der Temperatur vom Umland kaum abhebt. Etwas tieferer Druck als ohne See ist über dem See in der Nacht zum 06.02.2007 nur nordöstlich der Mampong-Bergkette zu beobachten.

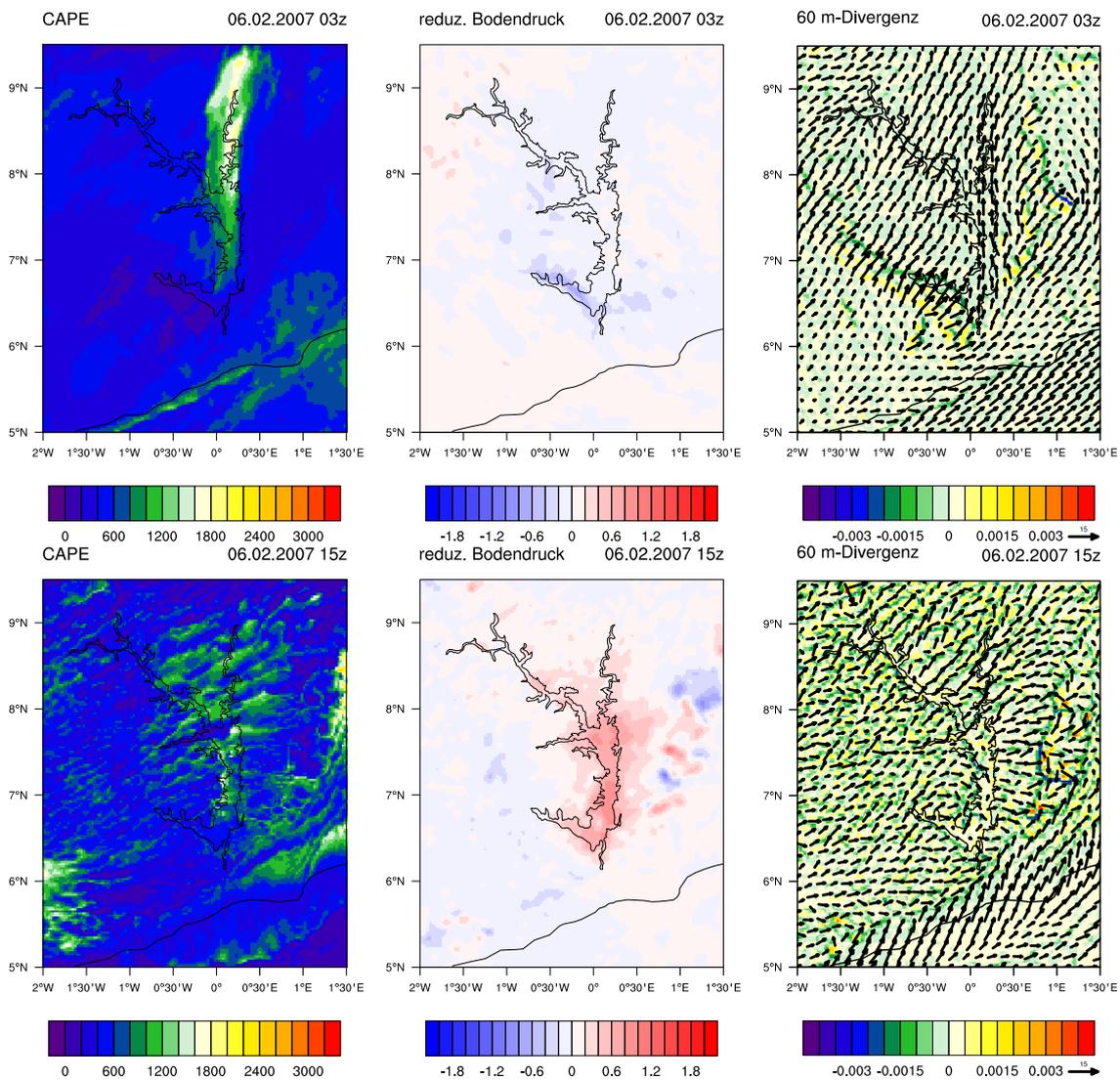


Abbildung 5.27: CAPE in J/kg mit See, Differenz des Bodendrucks in hPa zwischen dem Modelllauf ohne See und dem Modelllauf mit See sowie horizontale Divergenz in 60 m Höhe s<sup>-2</sup> und das horizontale Windfeld mit See am 06.02.2007 um 03 UTC oben und um 15 UTC unten

Abbildung 5.28 zeigt die Verteilung von Bewölkung und Niederschlag im Modell mit See (oben) und ohne See (unten) um 15 UTC, als sich hochreichende Konvektion um den See in der Realität gerade ausgebildet hatte. Die Zellen über dem Atakora-Gebirge gibt das Modell sehr gut wieder. Im Lauf mit See sind diese etwas stärker ausgeprägt als ohne See. Hochreichende Wolken mit einem hohen Flüssigwassergehalt sind im Modell auch entlang der Seewindfront der Golfküste enthalten, die jedoch nur Richtung Cape Coast etwas Niederschlag bringen. Die Zellen am Westufer des Sees sind im Modell nur schwach ausgeprägt. Grund hierfür könnte eine im Vergleich zur Realität höhere Bedeckung in den frühen Vormittagsstunden sein, die die Einstrahlung und damit die tageszeitliche Erwärmung im Modell hemmt. Schwache Signale von Konvektion, die um 15 Uhr entlang des Westufers im Süden wahrscheinlich als Folge der Konvergenz zu erkennen sind, tauchen im Modelllauf ohne See nicht auf. Stattdessen wird ohne See über dem Südteil des Sees Konvektion berechnet, die abgesehen von der Halbinsel mit See nicht auftritt. Auch wenn die Konvektion im Modell westlich des Sees nicht so berechnet wurde wie in der Realität, ist entlang des Westufers sowie über dem See am Nachmittag des 06.02.2007 trotzdem der Einfluss des Sees auf Konvektion zu erkennen.

#### **5.2.4 Fallbeispiel 4: 22.03.2014**

Der Fall am 22.03.2014 befand sich in der Übergangszeit von der Trockenzeit zur Regenzeit. Die ITD liegt zu dieser Jahreszeit in der Regel schon wieder nördlich des Sees. Die Böden erhitzen sich nach der Trockenzeit mit ausgetrockneter Vegetation unter der im März fast wieder senkrecht stehenden Sonne tagsüber besonders gut und in feuchter Luft entwickelt sich im Vergleich zum Januar und Februar wieder häufiger hochreichende Konvektion.

##### **Synoptische Situation**

Auch vor diesem Fallbeispiel wurde die Druckverteilung über Westafrika durch einen Trog der mittleren Breiten beeinflusst. So lag ein flacher Höhentrog von 18.03.2014 bis 21.03.2014 über dem Nordwesten des Kontinents. Ein erstes Vorticitymaximum verlagerte sich im 500 hPa-Niveau von 18.03.2014 auf 19.03.2014 von Marokko nach Algerien, ein zweites Vorticitymaximum folgte am Abend des 19.03.2014 von den Kanaren und erstreckte sich am 21.03. von Algerien südwärts bis nach Mali (Abbildung 5.29 b)). Vorderseitig des Troges setzte über der Sahara Druckfall am Boden ein. Von dem Hitzetief über dem südlichen Westafrika ausgehend, das sich etwa bei 10 bis 12 °N befand erstreckte sich eine Tiefdruckrinne am 20.03.2014 über Burkina Faso und Mali nordwärts bis nach Algerien. Damit drang die feuchte Monsunluft besonders an dessen Ostflanke etwas weiter nach Norden vor. Die 14 °C Isodrosotherme, die sich zuvor etwa bei 10 bis 12 °N befand, stieß beispielsweise am 20.03.2014 über Burkina Faso bis 14 °N vor. Ab 21.03.2014 verlagerte sich die Tiefdruckrinne etwas nach Osten und an ihrer Rückseite kamen die nördlichen Harmattan-Winde wieder weiter nach Süden voran und erreichten am 22.03.2014 tagsüber auch den Voltastausee (Abbildung 5.29 f)). In der Region um den See stellte sich zusammen mit den südlichen Monsunwinden am Boden ein konvergentes und zyklonales Strömungsmuster ein, das im Tagesverlauf in der Region in immer noch sehr feuchter Luft verbreitet hochreichende

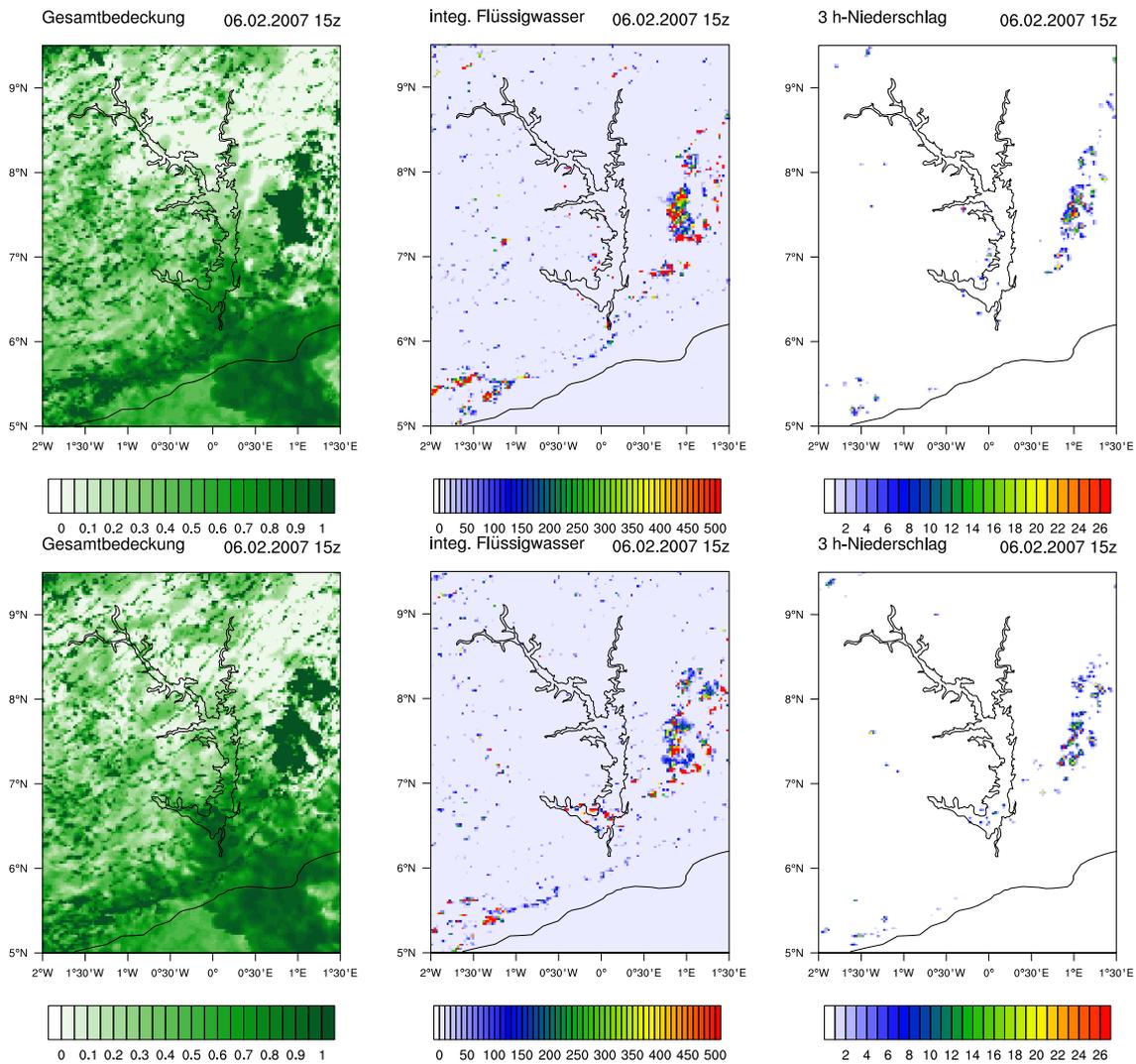


Abbildung 5.28: Von links nach rechts Bedeckungsgrad, Flüssigwassergehalt in  $\text{g/m}^2$  und 3 h-Niederschlag in mm bis 06.02.2007, 15 UTC mit See oben und ohne See unten

Konvektion auslöste.

### Analyse von Bewölkung und Niederschlag im Tagesgang

Der 22.03.2014 begann in der Region um den Voltastausee meist nur gering bewölkt. Überreste von Konvektion in der Nacht und am Vortag in Form von hohen und mittelhohen Wolkenfeldern hielten sich um 07:30 Uhr noch nördlich und östlich des Sees. Kete Krachi meldete um 08:00 Uhr ein Bedeckungsgrad von zwei Achtel. Durch starke Sonneneinstrahlung konnte sich die Luft im Laufe des Vormittags über Land gut erwärmen. Flache Konvektion in Form von Cumulusbewölkung setzte in der Region etwa ab 10 Uhr verstärkt ein. Der See blieb jedoch wolkenfrei. Bereits um 12:30 Uhr hatten sich die ersten hochreichenden Zellen ausgebildet. Overshooting convection trat schon nordwestlich des Sees auf. Über dem Atakora-Gebirge, sowie unmittelbar am Westufer des Sees erreichte Konvektion die Eisphase. Die Konvektion entwickelte sich insgesamt rasch

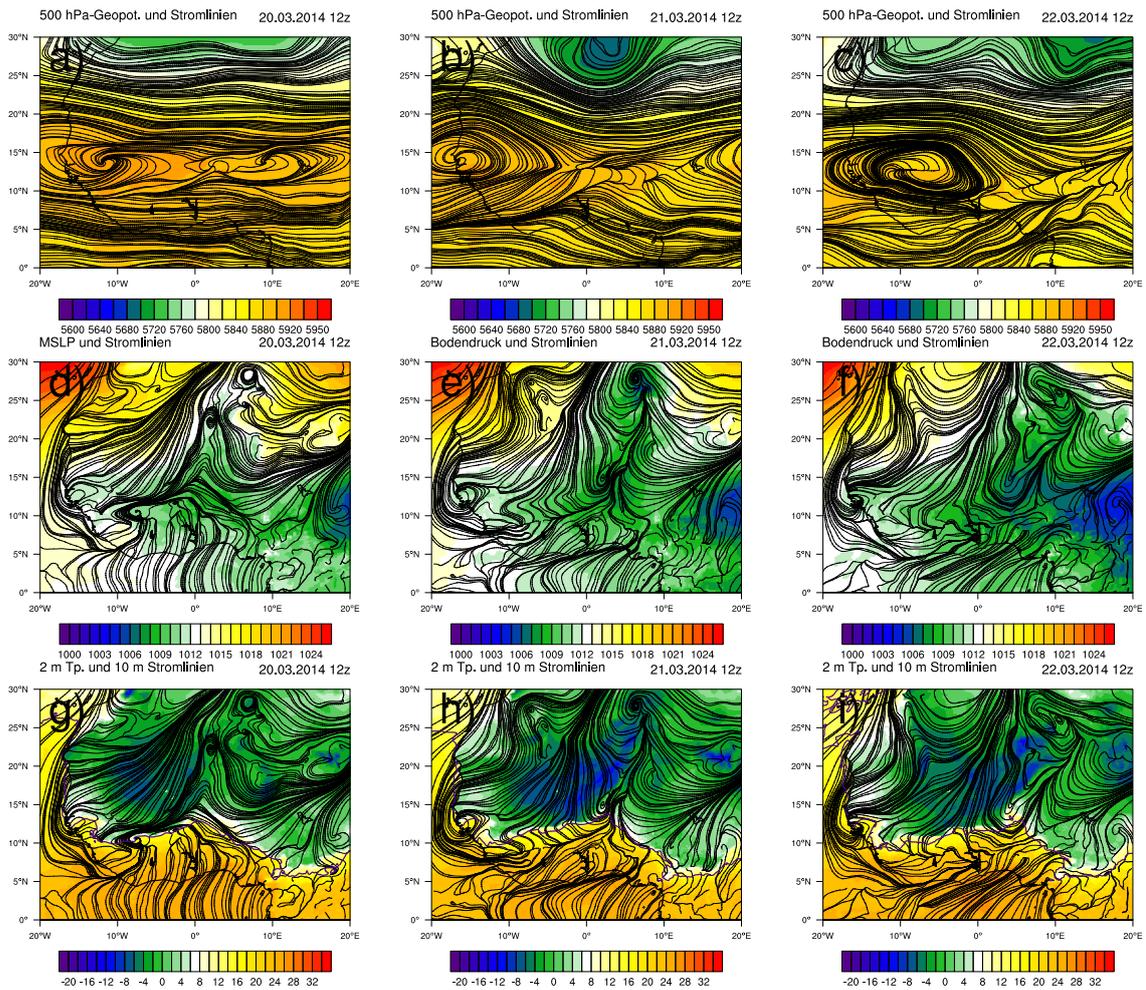


Abbildung 5.29: Synoptische Situation von 20.03.2014 bis 22.03.2014 jeweils um 12 UTC: Abbildungen a)-c) zeigen die geopotentielle Höhe in 500 hPa in m und Stromlinien, d)-f) den Bodendruck in hPa und 10 m Stromlinien und g)-i) den 2 m-Taupunkt in °C sowie Stromlinien in 10 m Höhe. Die blaue Linie in Abbildung g)-i) zeigt die 14 °C Isodrotherme.

und um 14:00 Uhr war der See bereits von hochreichender Konvektion umgeben. Bemerkenswert sind vor allem die Zellen, die sich entlang des Westufers ausgebildet hatten. Die Anordnung der Zellen parallel zum Ufer über flachem Gelände geben Hinweise dafür, dass eine Seewindfront hier als zusätzlicher Auslösemechanismus wirkte. Trotz der verbreiteten Auslöse blieb der See von Eisschirmen der Zellen abgesehen zunächst überwiegend wolkenfrei. Um 15 Uhr bildete sich zwischen den beiden Seearmen nördlich von Kete-Krachi ebenfalls eine Zelle aus, deren Auslöse ebenfalls durch eine Seewindfront begünstigt worden sein könnte. Im weiteren Verlauf verclusterten die Zellen zunehmend und unter einem zusammenhängendem Eisschirm konnten mittels Satellitendaten keine Konvektionsherde mehr ausgemacht werden. Die Zellen nördlich von Kete-Krachi bildeten in der Folge ein MCS, das sich in der Nacht in Richtung Elfenbeinküste verlagerte. Der folgende Abschnitt soll zeigen, ob auch das COSMO-Modell die Anordnung der Zellen entlang des Seeufers zeigt und ob sich ohne See eine andere Entwicklung hinsichtlich des MCS ergeben hätte.

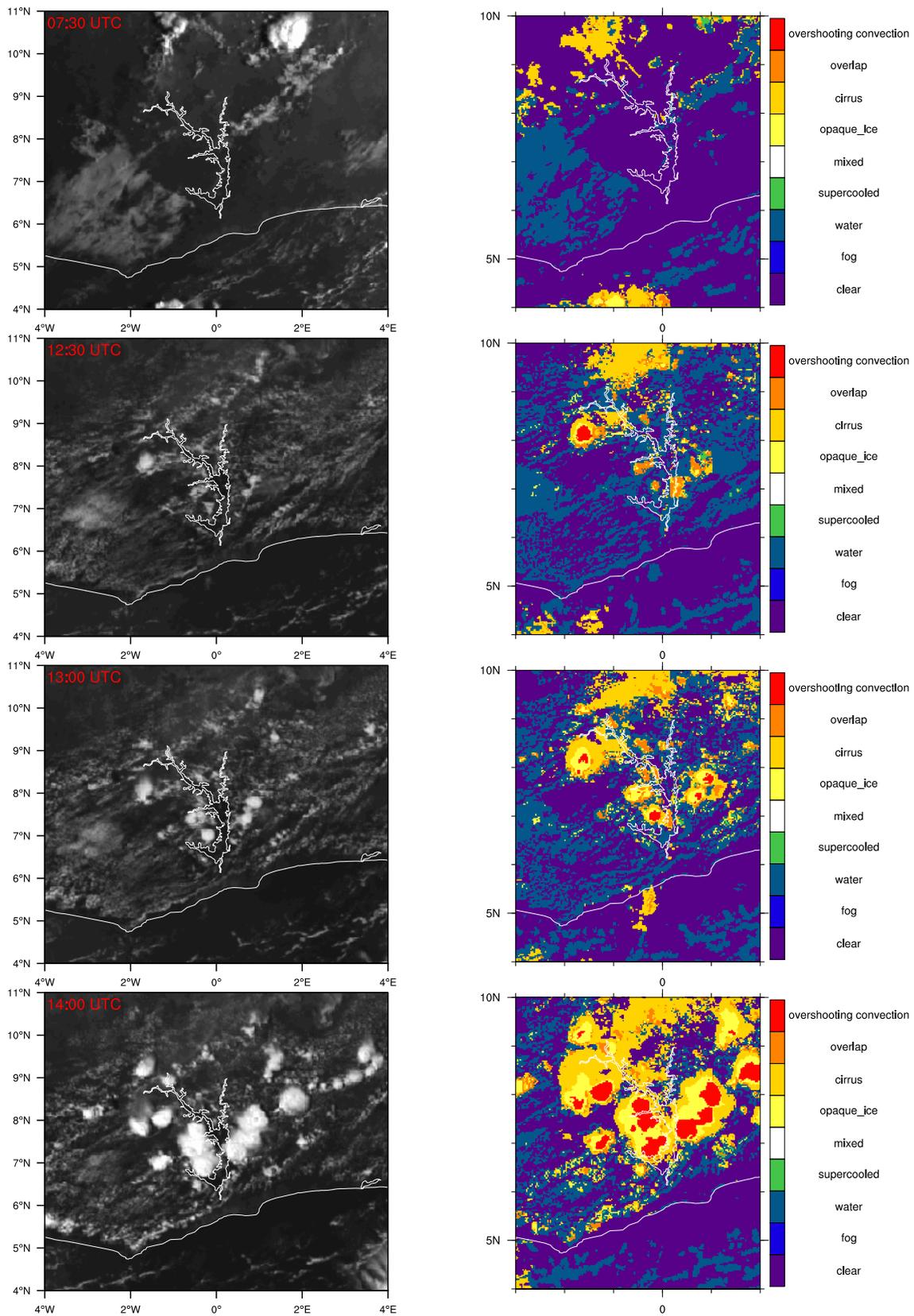


Abbildung 5.30: Satellitenbilder von Meteosat SEVIRI im sichtbaren Kanal ( $0,6 \mu\text{m}$ ) (links) und die „Cloud Physical Properties“ (rechts): Die Abbildungen zeigen die Situation von oben nach unten am 22.03.2014 um 07:30 Uhr, um 12:30 Uhr, um 13:00 Uhr und um 14:00 Uhr

### Ergebnisse der COSMO-Modellläufe

In der Nacht zum 22.03.2014 verlagerte sich im Modell ein mesoskaliges konvektives System mit starken Niederschlägen in den nördlichen Bereich des Voltastausees. Niederschläge fielen südwestlich von Kete-Krachi noch bis etwa 09:00 Uhr (Abbildung A.17). In der Realität fielen einzelne Zellen aus Nordosten in der Nacht bereits in sich zusammen, bevor sie den See erreichten und der Tag startete nur gering bewölkt. Der Outflow der Zellen im Modell aus Norden ist um 03:00 Uhr gut durch eine tiefere Temperatur und eine geringere Feuchte zu erkennen. Ansonsten zeigt sich der See in der Nacht durch eine höhere Temperatur und einen höheren Taupunkt im Vergleich zum Umland. Mit bis zu 34 °C weist der See eine höhere Oberflächentemperatur als im Februar vor, weshalb er sich temperaturmäßig auch stärker vom Umland abhebt (siehe Abbildung 5.31). Die Temperaturverteilung tagsüber unterscheidet sich außer dem wärmeren See kaum zu der im vorherigen Fall. Die Taupunkte liegen jedoch mit Werten meist knapp über 20 °C deutlich höher, wobei sich der See wieder durch ein Maximum um 25 °C hervorhebt. Mit der höheren

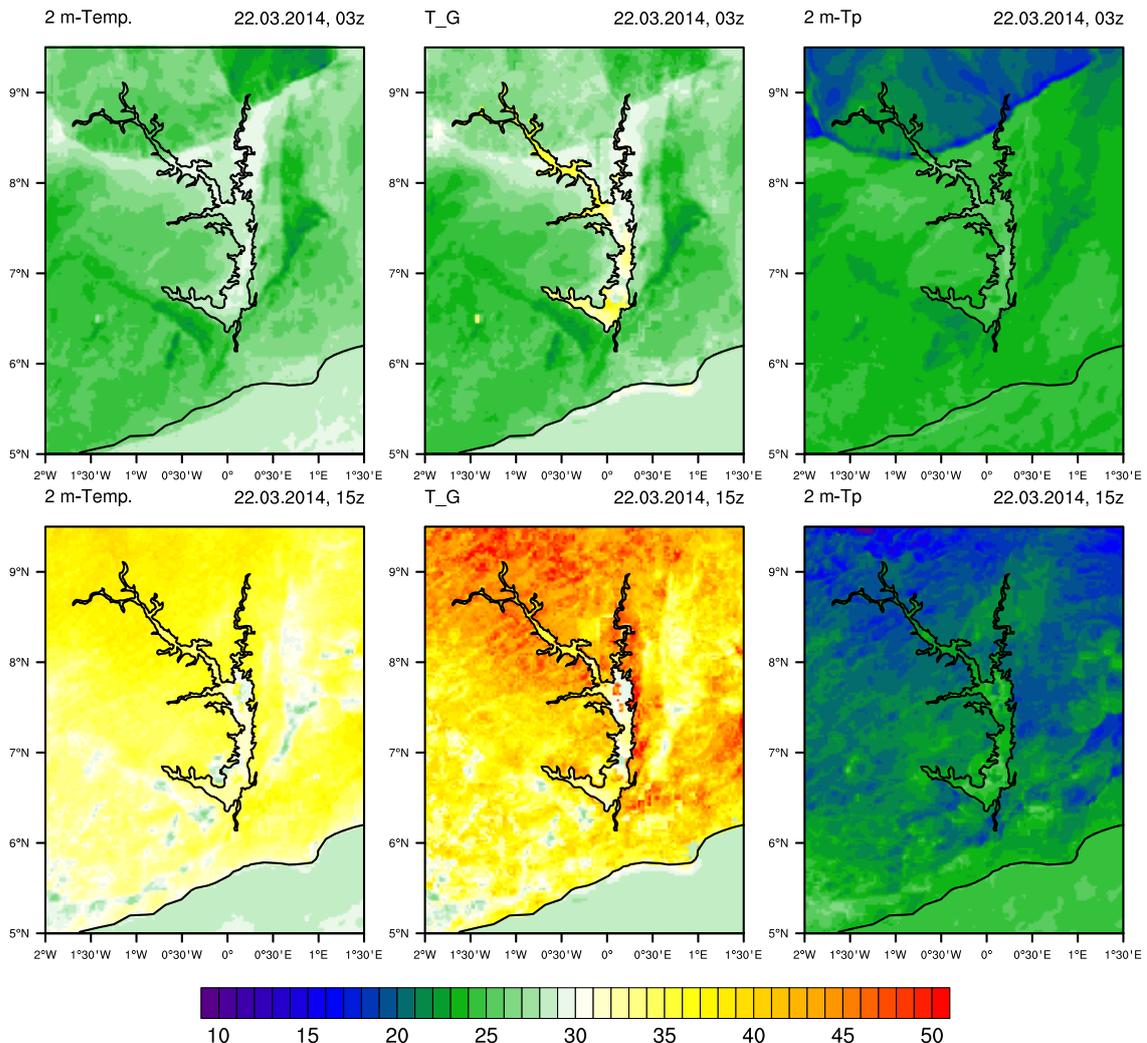


Abbildung 5.31: Cosmo-Modellsimulation mit See: 2 m-Temperatur, Oberflächentemperatur und 2 m-Taupunkt in °C am 22.03.2014 um 03 Uhr oben und um 15 Uhr unten

Feuchte ist auch die CAPE deutlich höher als im Fall zuvor, wobei das mesoskalige konvektive System die CAPE nachts von Norden vorübergehend abbaute (siehe Abbildung 5.32). Mit den höheren Temperaturgegensätzen zwischen See- und Landoberfläche in der Vornacht im Vergleich zum vorherigen Fallbeispiel macht sich der See in dieser Nacht auch durch tieferen Luftdruck bemerkbar. Dies hat vor allem im Südteil des Sees wo sich der MCS nicht auswirkt ein konvergentes Windfeld zur Folge. Tagsüber stellt sich wie im Fall zuvor durch höheren Druck über dem See eine Seewindzirkulation mit einer Konvergenzlinie entlang des Westufers ein. Diese ist jedoch in diesem Fall zum 15 UTC-Termin noch stärker ausgeprägt als zum 12 UTC-Termin (siehe auch Abbildung A.16), nimmt jedoch oberhalb von 200 m ebenfalls deutlich ab. Während sich mit See

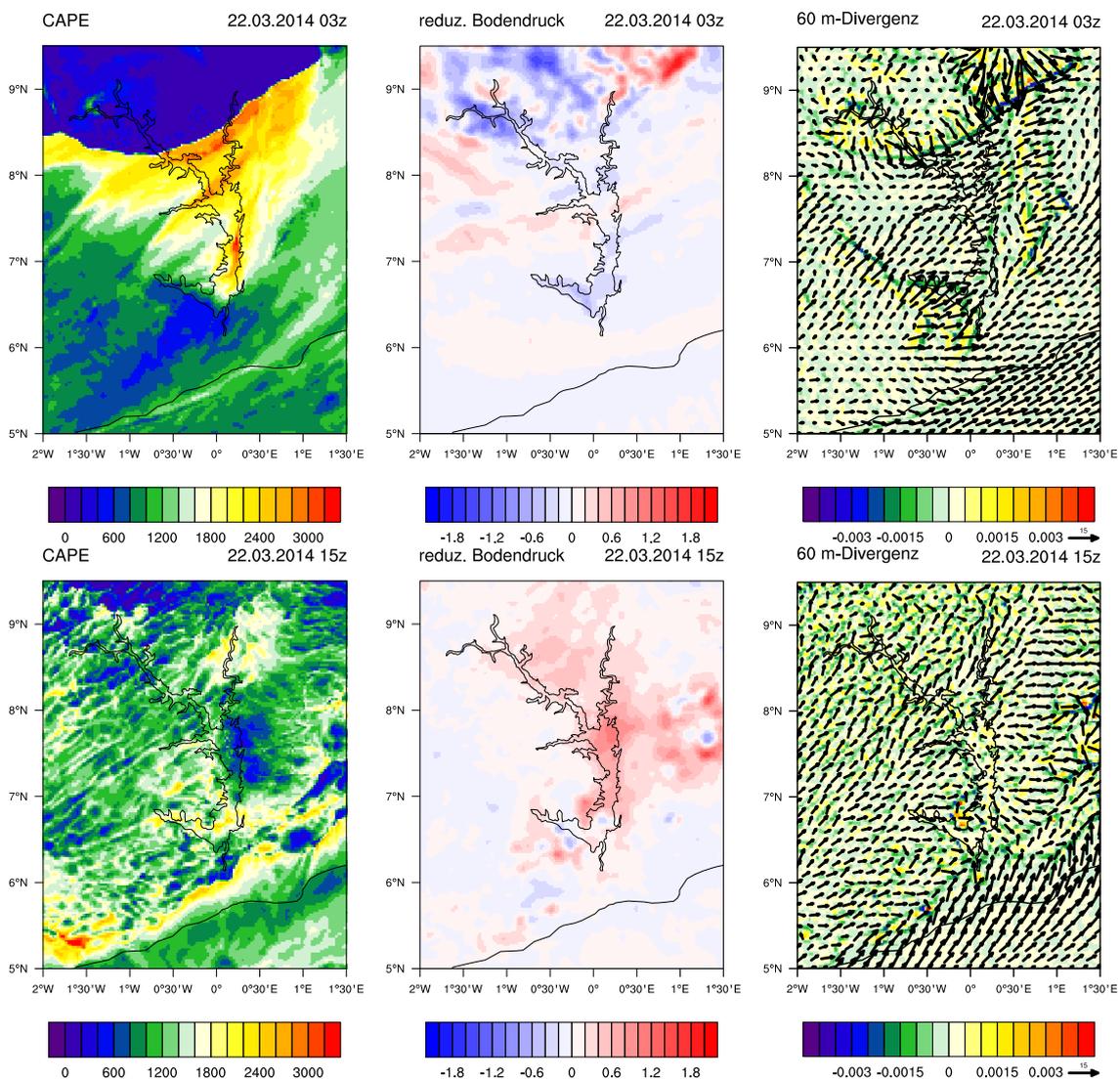


Abbildung 5.32: CAPE in J/kg mit See, Differenz des Bodendrucks in hPa zwischen dem Modelllauf ohne See und dem Modelllauf mit See sowie horizontale Divergenz in 60 m Höhe in  $s^{-2}$  und das horizontale Windfeld mit See am 22.03.2014 um 03:00 Uhr oben und um 15:00 Uhr unten

vor allem am konvexen Küstenabschnitt an der südlichsten Verzweigung des Sees bis 15:00 Uhr Zellen ausbilden, sind diese im Modelllauf ohne See im Bereich des Sees zu beobachten. Bis

18:00 Uhr erfolgte auch weiter nördlich entlang des Westufers die Auslöse einzelner Zellen. Insgesamt zeigt sich die Ausbildung der Zellen im Modelllauf jedoch später und etwas schwächer als in der Realität, da die Einstrahlung tagsüber im Vergleich zur Realität durch den MCS am Vormittag gehemmt wurde. Der MCS bildete sich am späten Abend jedoch wie in der Realität bei etwa 9 °N im Bereich des Voltabeckens sowohl mit als auch ohne See aus und ist am 23.03.2014 um 00:00 Uhr durch ein starkes Niederschlagsgebiet zu erkennen. Insgesamt zeigt sich auch in diesem Modelllauf vor allem tagsüber ein Einfluss des Sees auf das lokale Wettergeschehen. Im Gegensatz zum vorherigen Beispiel macht sich der See durch seine höhere Temperatur auch durch eine schwache nächtliche Landbrise in der Nacht zum 22.03.2014 bemerkbar (Abbildung A.17). Auf die Ausbildung des MCS nördlich des Sees hat der See im Modell jedoch kaum einen Einfluss.

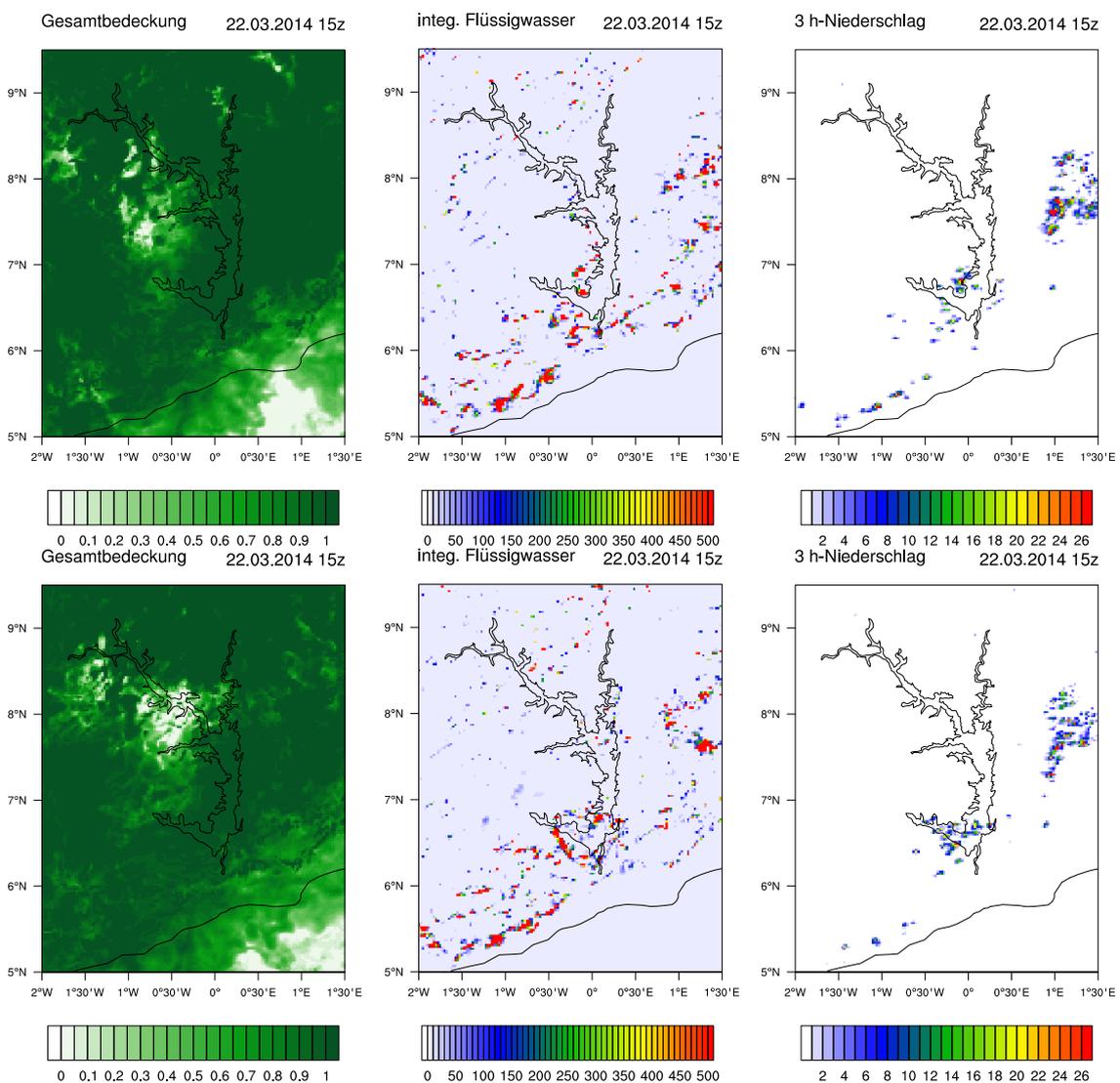


Abbildung 5.33: Von links nach rechts Bedeckungsgrad, Flüssigwassergehalt in  $\text{g/m}^2$  und 3 h-Niederschlag in mm bis 22.03.2014, 15 UTC mit See oben und ohne See unten



## 6. Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Große Binnenseen beeinflussen das regionale Wetter und Klima deutlich. Durch ihre hohe Wärmekapazität im Vergleich zu Landoberflächen sind Temperaturschwankungen sowohl im Tages- als auch im Jahresgang über Seen schwächer ausgeprägt. Die damit verbundenen Temperaturgegensätze zwischen Wasser- und Landoberfläche führen dabei häufig zu einer Land-Seewind-Zirkulation. Durch die stärkere tageszeitliche Erwärmung über Land tagsüber baut sich zwischen Land und See ein Druckgradient auf, der eine Seebrise induziert. Nachts kehren sich die Temperaturgegensätze dagegen häufig um und es stellt sich eine Landbrise ein. Detaillierte Studien zur Land-Seewind-Zirkulation gab es in den Tropen zum Beispiel am ostafrikanischen Viktoriasee (siehe zum Beispiel Fraedrich, 1968; Flohn und Fraedrich, 1966; Anyah et al., 2006). An Windbeobachtungen umliegender Stationen spiegelt sich dort die Land-Seewind-Zirkulation sehr gut wider. Nächtliche Gewitter verbunden mit der Konvergenz der Landwinde bilden zudem über dem Viktoriasee ein ausgeprägtes Niederschlagsmaximum aus. Detaillierte Untersuchungen über die Land-Seewind-Zirkulation am Voltastausee in Ghana, dem flächenmäßig größten Stausee der Welt, und deren Auswirkungen auf das regionale Wetter und Klima gab es bislang noch nicht.

In dieser Arbeit wurde zunächst der Einfluss des Voltastausees auf das regionale Klima durch eine Klimatologie von Wolken und Niederschlag sowie der lokalen Windverhältnisse gezeigt. Für die Betrachtung der Windverhältnisse standen lediglich Messdaten aus den Jahren 2006 und 2014 von der Station Kete-Krachi zur Verfügung. Die Analyse von Bewölkung und Niederschlag erfolgte neben der Auswertung von Niederschlagsdaten und Wolkenbeobachtungen an der Station Kete-Krachi auch mit Satellitendaten. Mit Hilfe von Cloudmask-Produkten wurde für jeden Monat eine Bedeckungshäufigkeitsverteilung für diese Region erstellt. „Cloud Physical Properties“ des CLAAS-2 Datensatzes gaben zudem Informationen über die Wolkenphase. Ein mittleres vertikales Wolkenprofil wurde mit Hilfe des 2B-Geoprof-Lidar auf den Plattformen Cloudsat und CALIPSO erstellt. Eine Analyse der mittleren Niederschlagsverteilung im Tagesgang für jeden Monat erfolgte mit dem TRMM-3B42-Datensatz. Im Anschluss zeigte eine Analyse von vier Fallbeispielen am 28.07.2006, am 06.02.2007, am 22.03.2014 und am 28.10.2014 den Einfluss des Sees auf das regionale Wetter auf. Hierzu wurden Satellitenbilder im sichtbaren Bereich und die mikrophysikalische Eigenschaften von Wolken betrachtet sowie Messdaten der Station Kete-Krachi herangezogen. Die Fälle am 06.02.2007 und am 22.03.2014 wurden schließlich mit dem COSMO-Modell nachsimuliert und mit einer Simulation, in der der See entfernt wurde vergli-

chen. Durch die Untersuchungen ergaben sich auf die in Kapitel 3 gestellten Fragen folgende Schlussfolgerungen:

### **Ist die Ausbildung einer Land-Seewindzirkulation am Voltastausee anhand von Windbeobachtungen festzustellen?**

Mittlere Tagesgänge der Windgeschwindigkeit für jeden Monat sowie Häufigkeitsverteilungen der Windrichtung lassen in Kete-Krachi Signale einer Land-Seewind-Zirkulation erkennen. Eine Umkehr der Windrichtung von einer südwestlichen Seebrise tagsüber zu einer Landbrise aus nördlichen Richtungen nachts zeigt sich an einigen Tagen in der Trockenzeit im Dezember und Januar, wenn der Voltastausee im Bereich der ITD liegt. Ansonsten dominieren in Kete-Krachi südliche bis südwestliche Monsunwinde, die jedoch im Tagesgang erst um die Mittagszeit oder am frühen Nachmittag ihr Maximum erreichen. Für gewöhnlich treten die stärksten Windgeschwindigkeiten innerhalb der Monsunschicht in dieser Region nachts oder in den frühen Vormittagsstunden auf, sodass für das beobachtete Maximum mittags eine Überlagerung der Seebrise auf die Monsunwinde angenommen werden kann. Die Ausbildung einer Seebrise verbunden mit einem divergenten Windfeld tagsüber zeigen vor allem im südlichen breiteren Teil des Sees auch die Modellergebnisse aus den COSMO-Läufen mit See. Ein konvergentes Windfeld durch eine Landbrise nachts war jedoch nur für den Fall am 22.03.2014 zu beobachten, an dem sich auch signifikante Temperaturgegensätze zwischen Land und See in der Nacht einstellten.

### **Zeigt der See durch eine Land-Seewind-Zirkulation Einflüsse auf die mittlere Bedeckungs- und Niederschlagsverteilung?**

In der Bedeckungshäufigkeit bildet sich im Laufe des Vormittags über dem See ein Minimum aus, das auch am Nachmittag weiterhin zu beobachten ist. Im Umland nimmt die Bedeckung dagegen besonders in den Übergangsmonaten zwischen Trocken- und Regenzeit im März und November zum Nachmittag hin durch Konvektion häufig zu. In stabilerer Grenzschicht über dem kälteren See wird Konvektion dagegen unterdrückt. Zudem sorgt ein divergentes Windfeld durch die Land-Seewind-Zirkulation (siehe erste Frage) hier für Absinken was zur Wolkenauflösung führt. Bei der Betrachtung von mittleren Vertikalprofilen der Bedeckung aus dem 2B-Geoprof-Lidar um 13:40 ist dieses Minimum in der Bedeckung über dem See nur in den unteren 4000 Metern zu sehen, da sich bis zu diesem Zeitpunkt meist nur flache Konvektion ausbildet. Ein Streifen mit maximaler Bedeckungshäufigkeit ist nachmittags neben den Gebirgszügen besonders in der Cloudmask des CLAAS-2-Datensatzes auch am Westufer des Sees am südlichen breiten Teil des Sees zu erkennen. Dieser zeigt sich um 12:00 Uhr auch in der Häufigkeit an Flüssigwasserwolken sowie in der Übergangs- und Regenzeit um 15:00 Uhr auch in der Häufigkeit an Eiswolken und deutet auf eine Seewindfront hin. Ein morgendliches Bedeckungsmaximum findet sich südwestlich der Mampongbergkette, aber auch am Westrand des Atakora-Gebirges über dem See und nördlich davon. Dies zeigt sich vor allem in der Häufigkeit von Flüssigwasserwolken in den Übergangsmonaten März und November sowie im Juli in der Regenzeit. Grund hierfür ist nächtlicher Stratus der in

diesen Regionen häufig morgens noch zu beobachten ist. Dieser zeigt sich auch im Fallbeispiel am 28.10.2014. Für die Ausbildung des Stratusfeldes westlich des Atakoragebirges könnte der See als Feuchtequelle beitragen. So zeichnet sich diese Region für den Fall am 06.02.2007 im Modell mit See nachts durch einen höheren Taupunkt aus als ohne See.

**Zeigt der See durch eine Land-Seewindzirkulation Einflüsse auf die Niederschlagsverteilung?**

Auch die Niederschlagsverteilung zeigt in der Region um den Voltastausee eine für eine Land-Seewind-Zirkulation typische Verteilung. Durch ein Niederschlagsmaximum zeichnet sich am Nachmittag neben der Seewindfront an der Golfküste und den Gebirgsketten in den Übergangsmonaten und besonders in der Regenzeit auch das flache Gebiet westlich des Sees aus, das aus einer Seewindfront durch den Voltastausee erklärt werden kann. Der See selbst macht sich dagegen durch die reduzierte Auslösung von Konvektion durch ein Niederschlagsminimum bemerkbar. Nachts stellt sich über dem Volta-Becken sowohl über dem See als auch nördlich davon besonders in der Regenzeit ein Niederschlagsmaximum ein. Dies könnte allerdings auch aus westwärts propagierenden Zellen aus dem Atakora-Gebirge, wo sich bevorzugt Konvektion ausbildet, oder durch Staueffekte am Atakoragebirge resultieren.

**Ging mit dem Bau des Staudamms eine signifikante Änderung der Gesamtniederschlagsmenge in Kete-Krachi einher?**

Die Flutung des Sees ab 1964 zeigt auf die Gesamtniederschlagsmenge in Kete-Krachi keine signifikanten Auswirkungen. Allerdings nimmt die Anzahl der schwachen Niederschlagsereignisse mit weniger als 10 mm pro Tag ab, da direkt am See vor allem die Auslösung lokaler Konvektion tagsüber unterdrückt wird.

**Ist neben dem bereits beobachteten häufig klaren Bereich über dem See am Voltastausee tagsüber eine Seewindfront zu beobachten, die die Auslöse von hochreichender Konvektion begünstigt?**

Die Existenz einer Seewindfront tagsüber ging bereits aus den Niederschlags- und Wolkenklimatologien hervor. Aber auch die vier Fallbeispiele zeigen eine verstärkte Auslösung von Konvektion entlang des Westufers, die aufgrund des flachen Geländes dort nicht zu erwarten war. Die Modellsimulation von Cosmo bestätigen die Existenz einer Konvergenzlinie, die sich parallel zur Westküste des Sees einstellt und ohne See nicht zu beobachten ist. Dabei bildet sich auch im Modell in diesem Bereich Konvektion aus, die ohne See im Bereich des Sees auftreten würde.

**Inwieweit beeinflusst die westafrikanische Monsunzirkulation und der damit einhergehende Wechsel zwischen Regen- und Trockenzeit im Jahresgang die Ausprägung einer Land-Seewind-Zirkulation und deren Auswirkungen?**

Im Jahresgang hebt sich der See in der Bedeckungshäufigkeit am stärksten in den Übergangsmo-  
naten, besonders im Frühjahr, von der Umgebung ab. Dies zeigt der Land-Seewind-Index, der die  
Differenz der Bedeckungshäufigkeitstendenzen zwischen Nachmittags und Vormittagsüberflügen  
zwischen dem See und dem Umland darstellt. Er erreicht im März den höchsten Wert. Im Frühjahr  
sind die Temperaturgegensätze tagsüber durch die ausgetrockneten Böden und die fast senkrechte  
Sonneneinstrahlung besonders groß. Zudem gelangt aus Südwest wieder mehr Feuchtigkeit ins  
Landesinnere, die die Ausbildung von Konvektion im Umland begünstigt. Auch das mittägliche  
Windmaximum an der Station Kete-Krachi nimmt im Frühjahr die höchsten Werte an. In der  
Trockenzeit, wenn die Luft für Ausbildung von Konvektion auch im Umland häufig zu trocken  
ist, sowie in der Regenzeit wenn die Temperaturgegensätze zwischen See und Wasseroberfläche  
durch einen hohen Bedeckungsgrad nur gering sind und Konvektion häufig von Cirrus überdeckt  
wird, ist der Einfluss auf die Bewölkung geringer. Auf die Niederschlagsverteilung nach TRMM  
zeigen sich die Signale der Land-Seewind-Zirkulation jedoch in der Regenzeit am stärksten, wenn  
die größten Niederschlagsmengen in der Region fallen.

Der Mensch hat damit durch den Bau des Voltastausees regional zur Veränderung der klimatischen  
Gegebenheiten im Niederschlag, im Wind und in der Bedeckung beigetragen.

# A. Weitere Graphiken

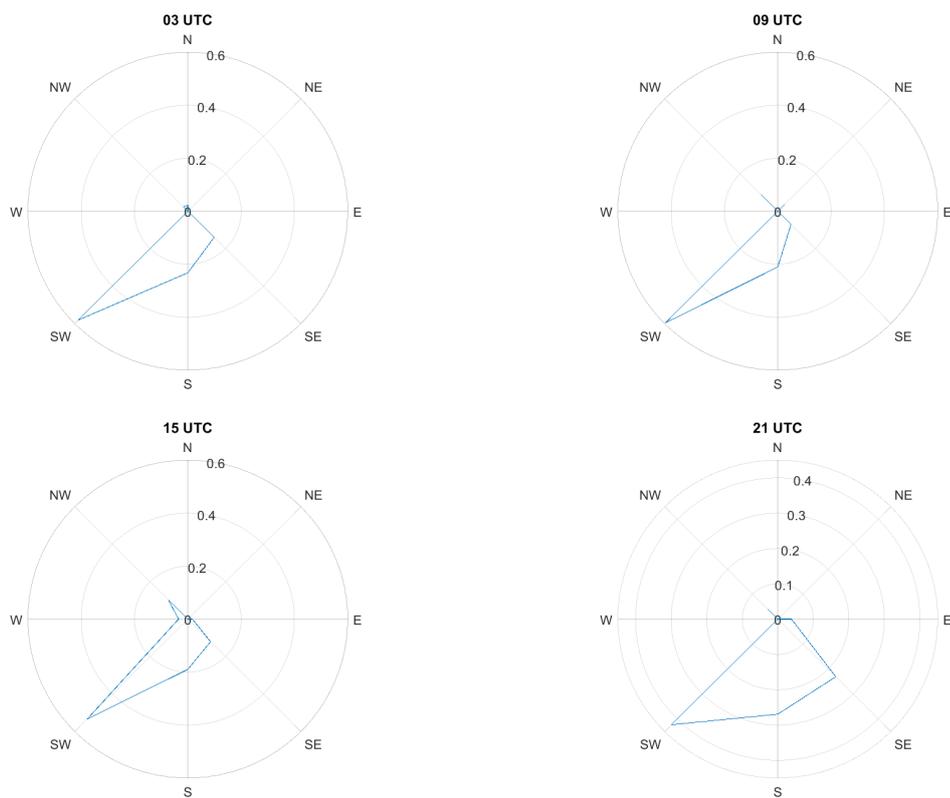


Abbildung A.1: Relative Häufigkeit der Windrichtungen N, NE, E, SE, S, SW, W, NW an der Station Kete-Krachi im Dezember 2006 und Dezember 2014

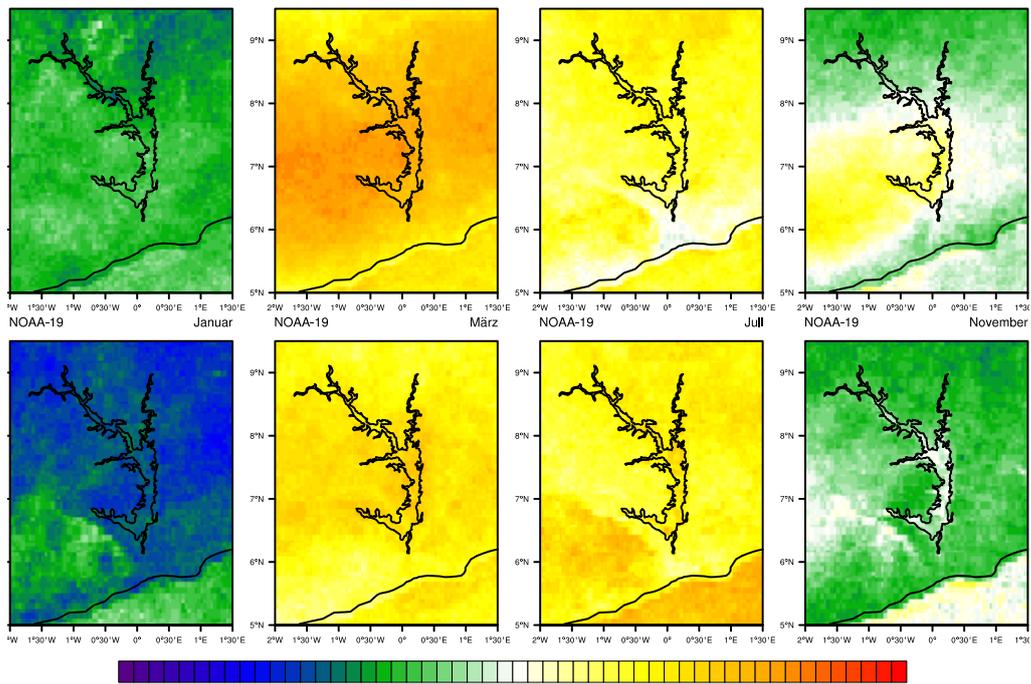


Abbildung A.2: Relative Bedeckungshäufigkeit beim Überflug von METOP-A (oben) und NOAA-19 (unten) von links nach rechts im Januar, im März, im Juli und im November

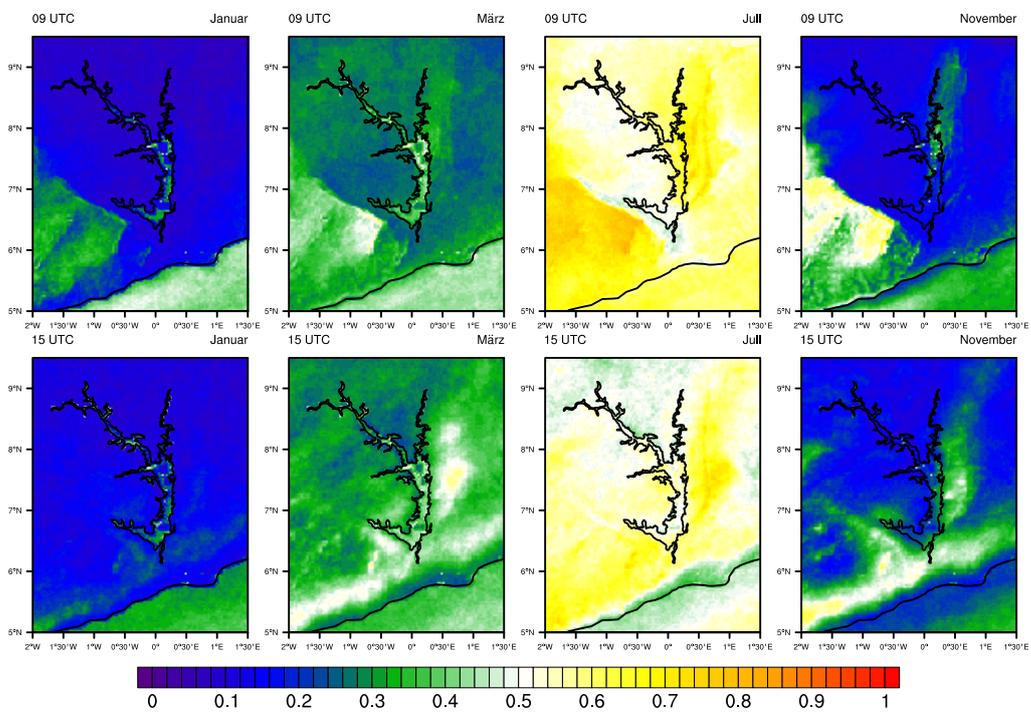


Abbildung A.3: Relative Bedeckungshäufigkeit nach CLAAS-2 um 09 UTC (oben) und um 15 UTC (unten) von links nach rechts im Januar, März, Juli und November

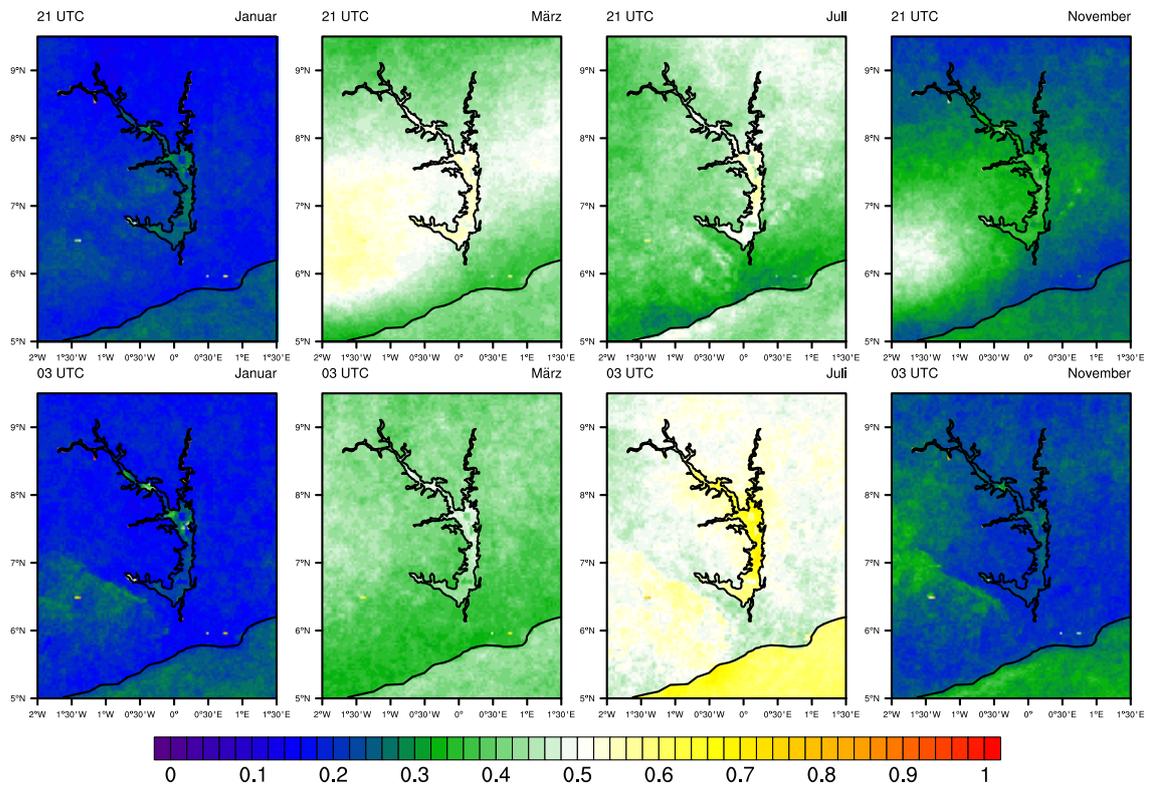


Abbildung A.4: Relative Bedeckungshäufigkeit CLAAS-2 um 21 UTC (oben) und um 03 UTC (unten) von links nach rechts im Januar, März, Juli und November

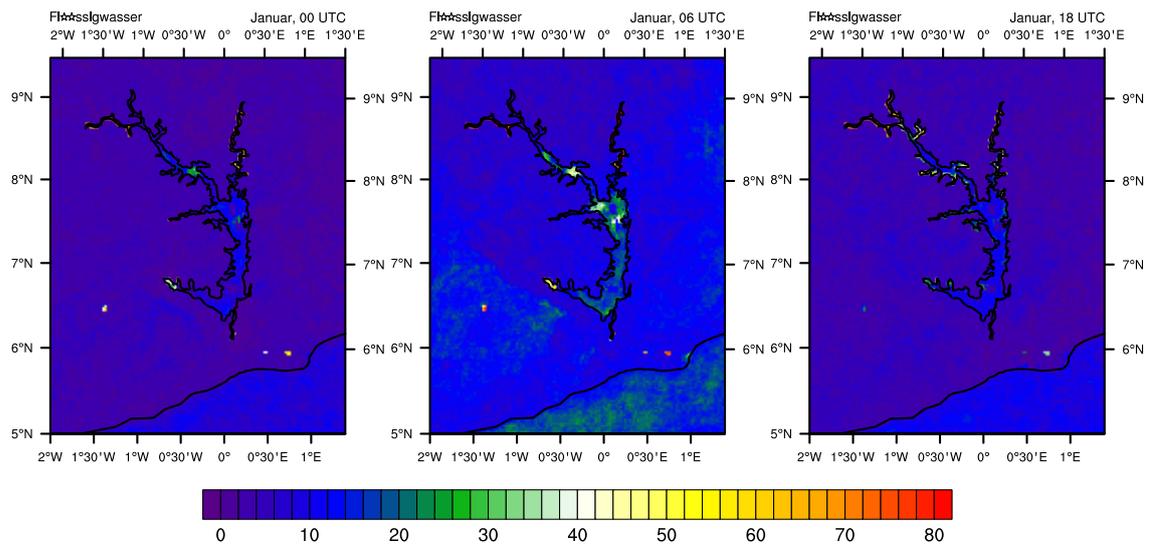


Abbildung A.5: Relative Häufigkeit in % an flüssigen Wolken im Januar um 00 UTC (links), um 06 UTC (mittig) und um 18 UTC (rechts).

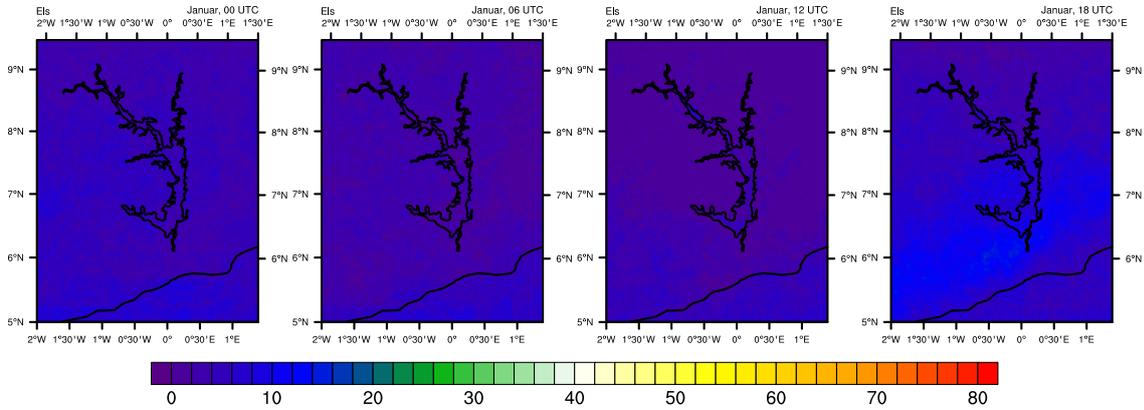


Abbildung A.6: Relative Häufigkeit in % an Eiswolken im Januar von links nach rechts um 00 UTC, um 06 UTC, um 12 UTC und um 18 UTC

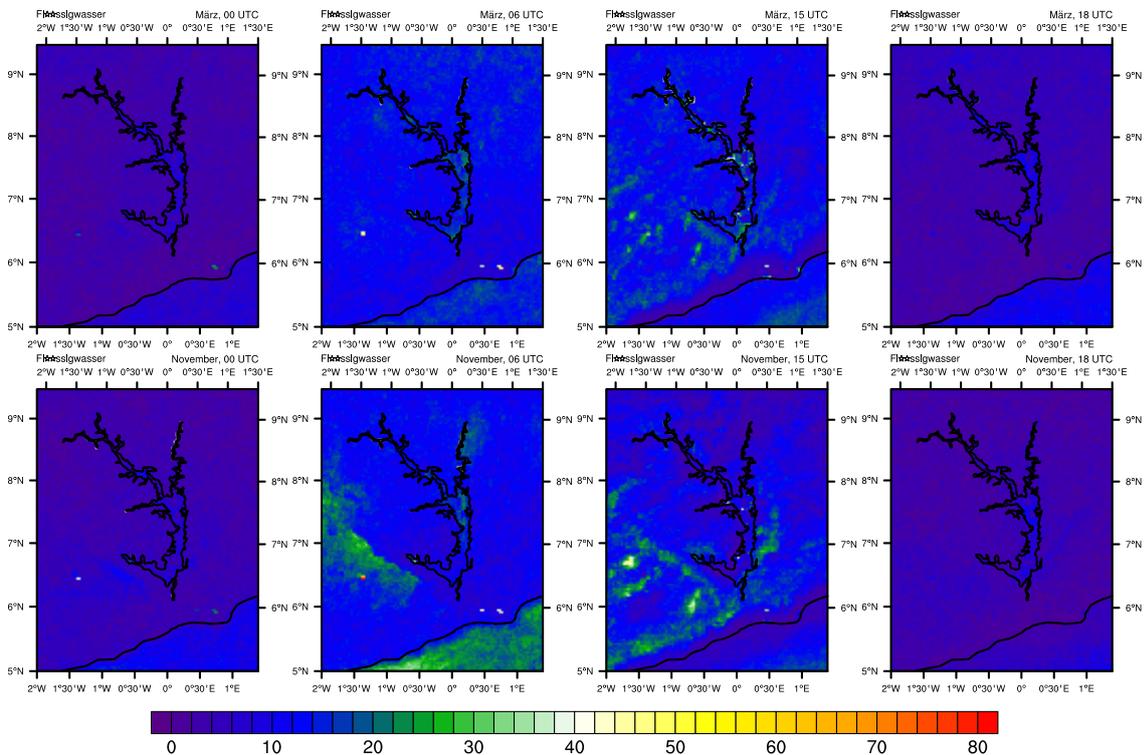


Abbildung A.7: Relative Häufigkeit in % an flüssigen Wolken im März oben und November unten von links nach rechts um 00 UTC, um 06 UTC, um 15 UTC und um 18 UTC

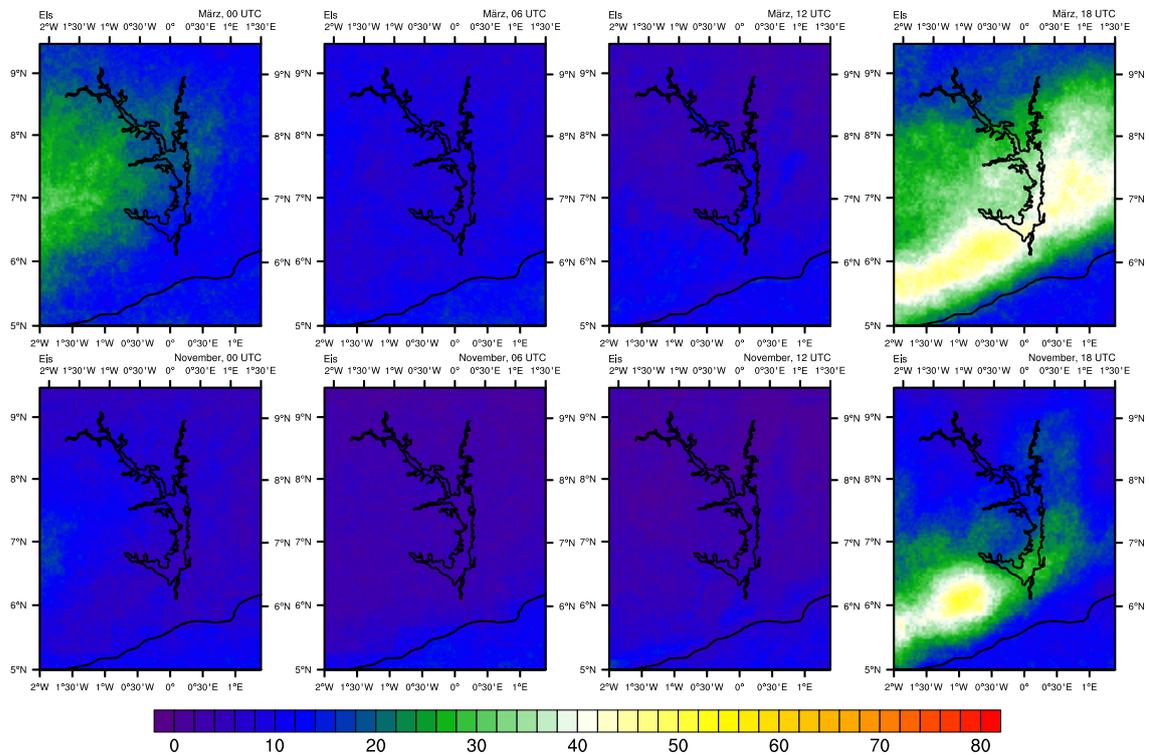


Abbildung A.8: Relative Häufigkeit in % an Eiswolken im März oben und Juli unten von links nach rechts um 00 UTC, um 06 UTC, um 12 UTC und um 18 UTC

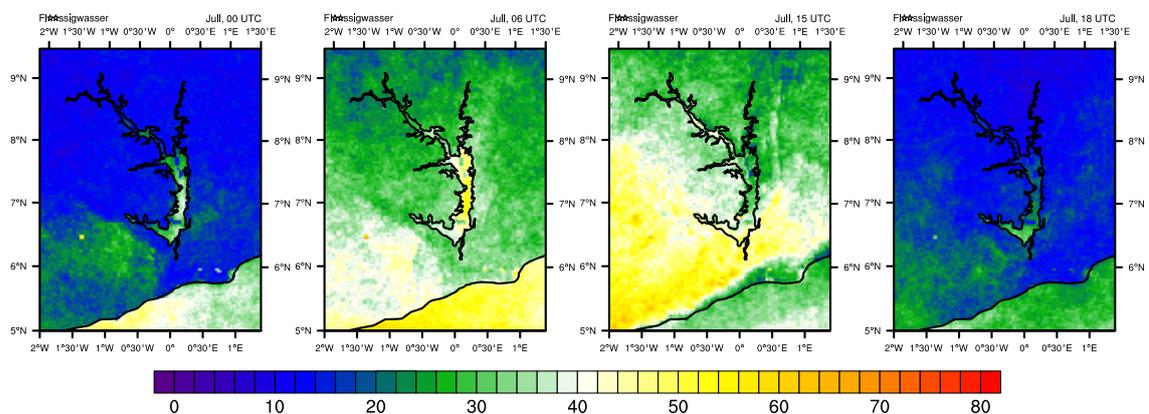


Abbildung A.9: Relative Häufigkeit in % an flüssigen Wolken im Juli von links nach rechts um 00 UTC, um 06 UTC, um 15 UTC und um 18 UTC

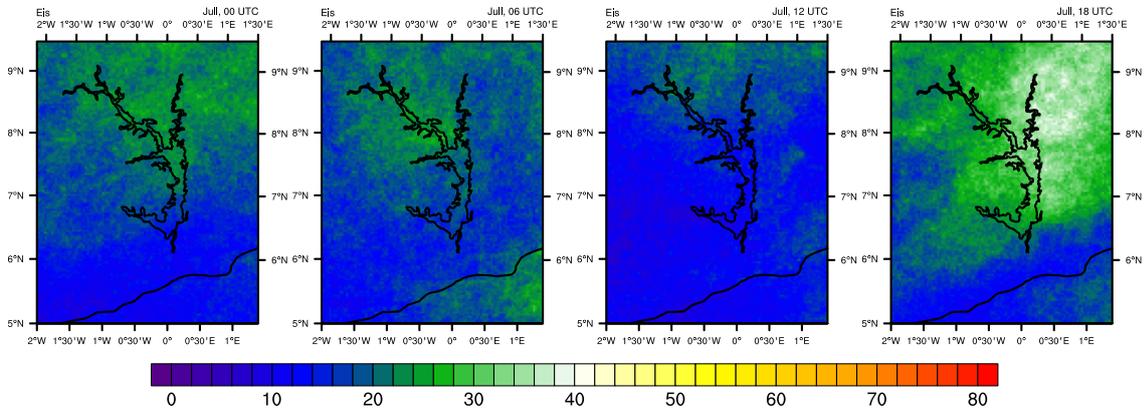


Abbildung A.10: Relative Häufigkeit in % an Eiswolken im Juli von links nach rechts um 00 UTC, um 06 UTC, um 12 UTC und um 18 UTC

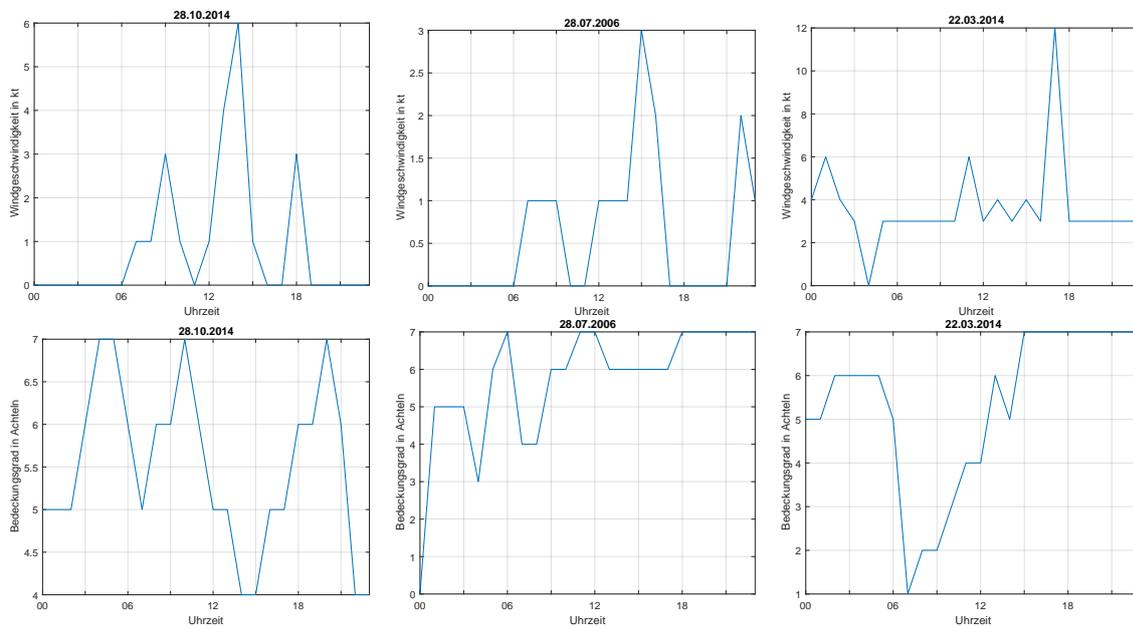


Abbildung A.11: Tagesgang der Windgeschwindigkeit oben oben und des Bedeckungsgrads in Achtein unten von links nach rechts am 28.10.2014, am 28.07.2006 und am 22.03.2014

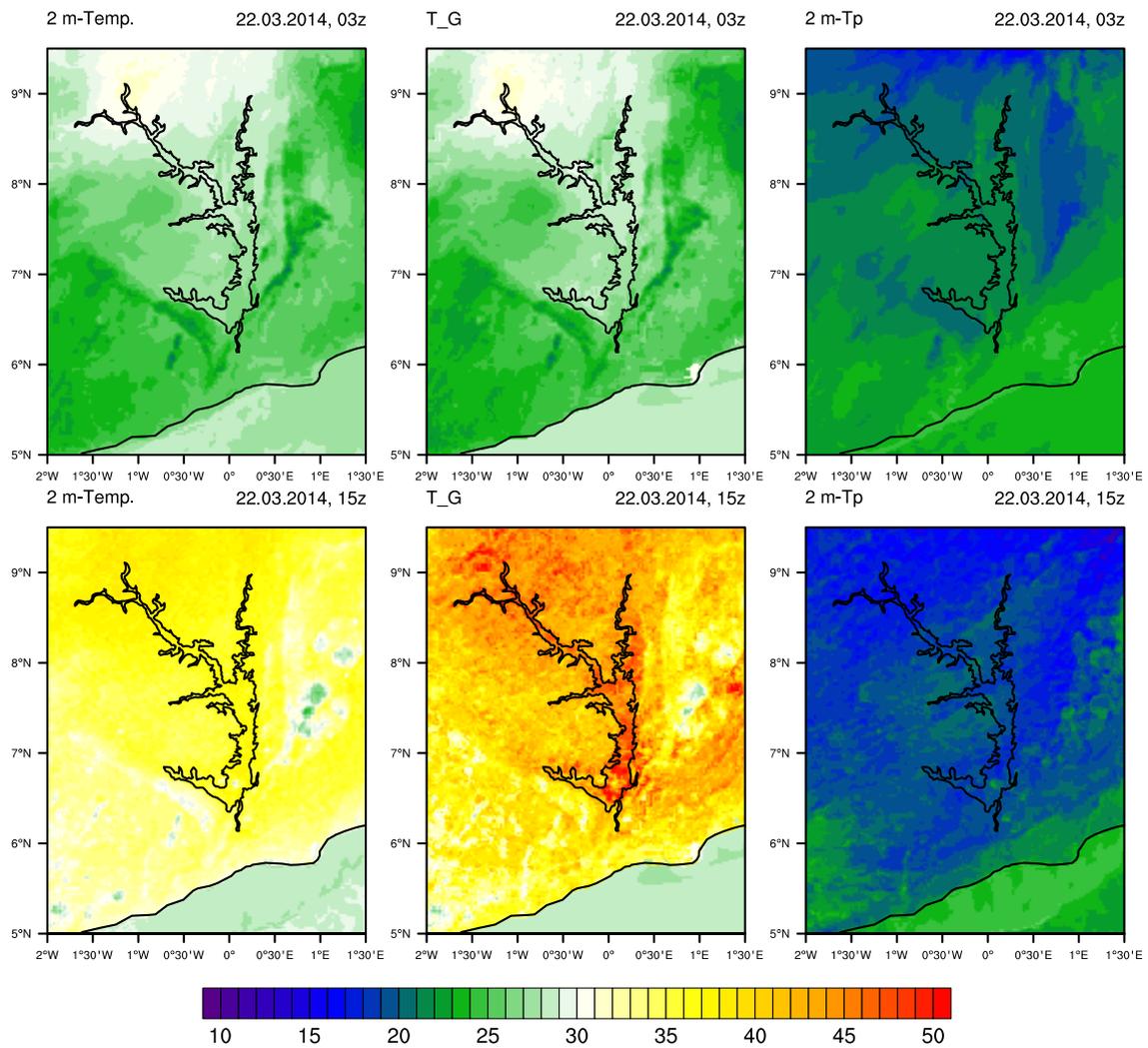


Abbildung A.12: Cosmo-Modellsimulation ohne See: 2 m-Temperatur, Oberflächentemperatur und 2 m-Taupunkt in °C am 06.02.2007 um 03:00 Uhr (oben) und um 15:00 Uhr (unten)

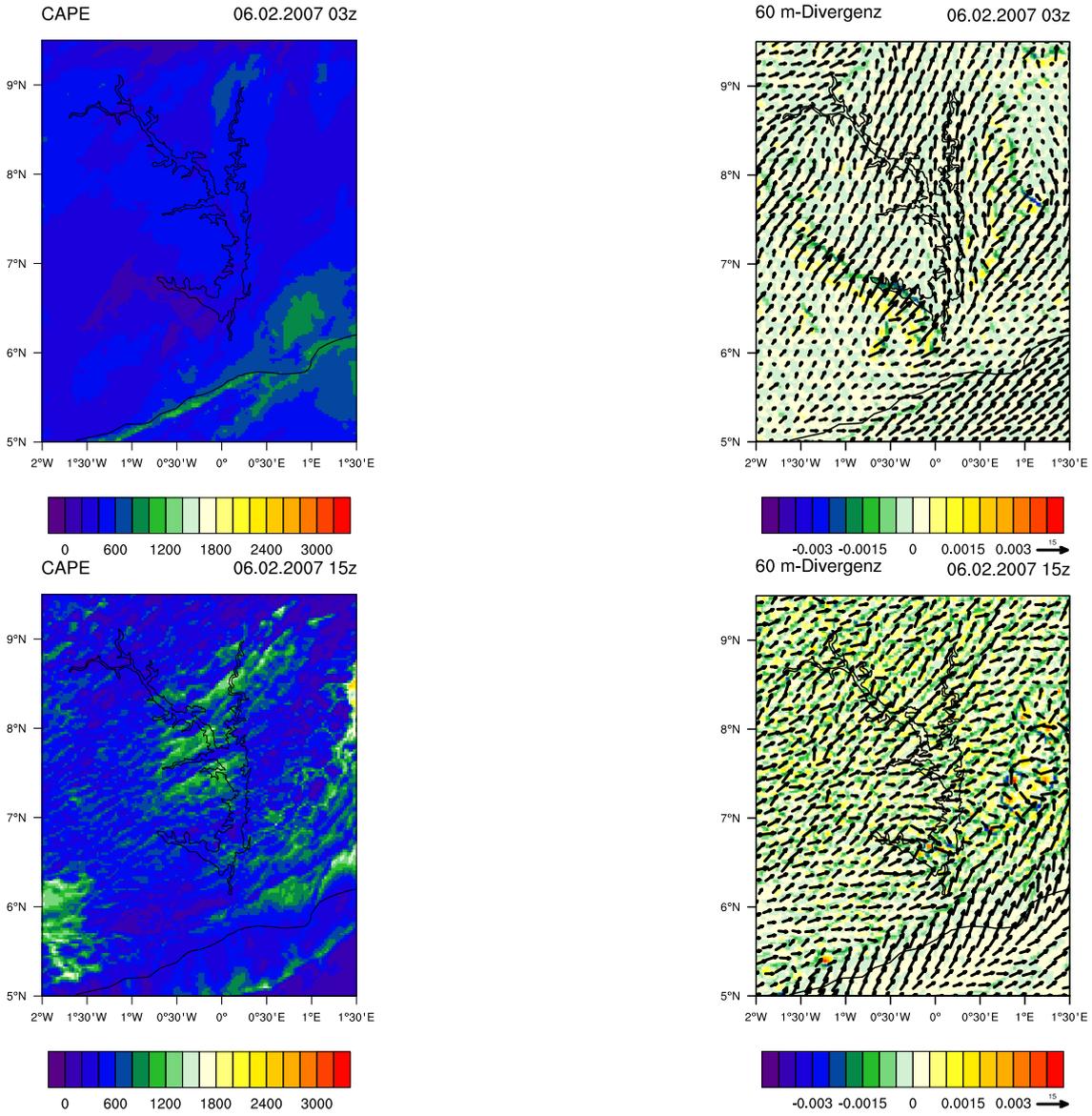


Abbildung A.13: CAPE in J/kg ohne See sowie horizontale Divergenz in 60 m Höhe in  $s^{-2}$  und das horizontale Windfeld ohne See am 06.02.2007 um 03:00 Uhr oben und um 15:00 Uhr unten

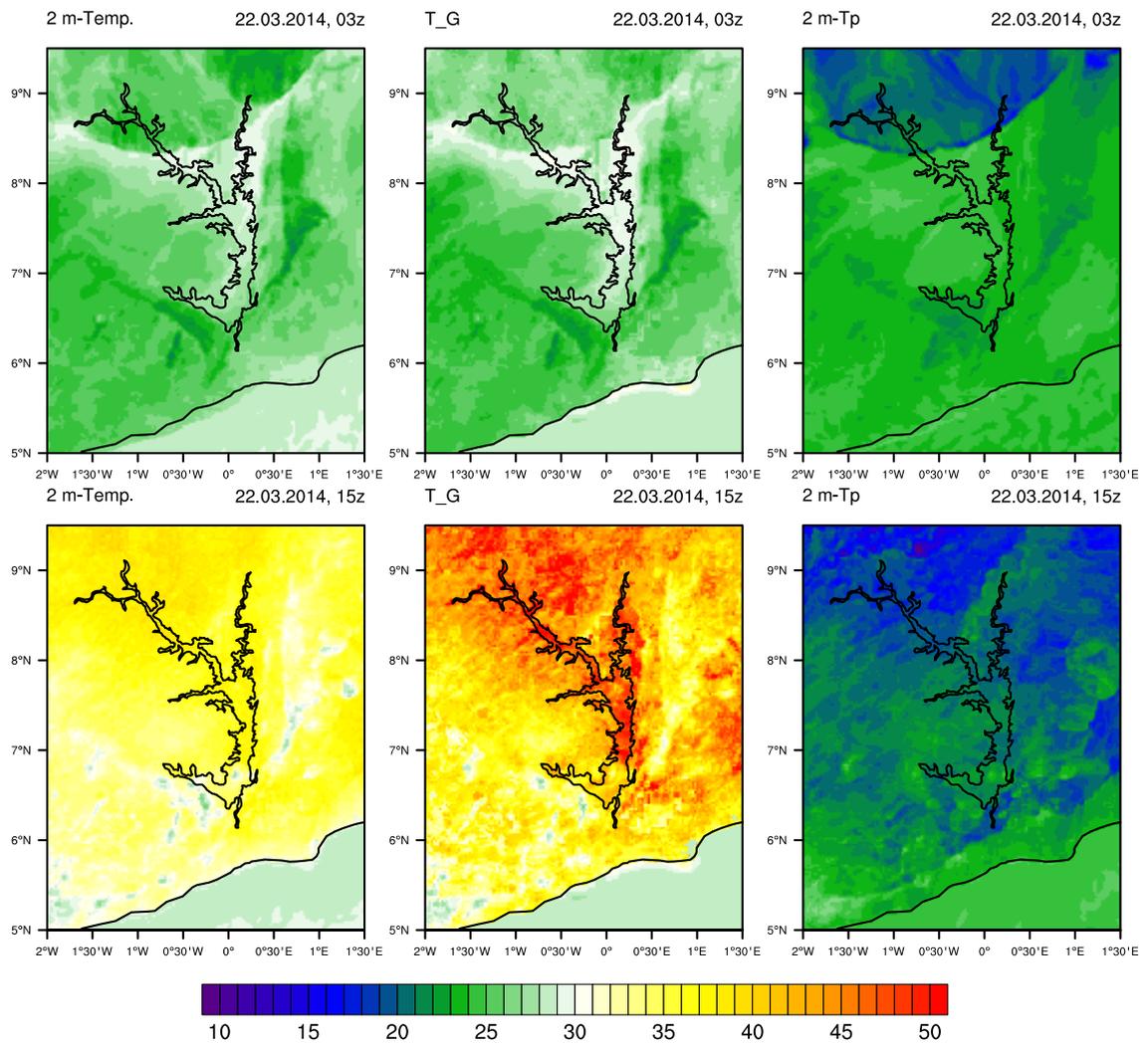


Abbildung A.14: Cosmo-Modellsimulation ohne See: 2 m-Temperatur, Oberflächentemperatur und 2 m-Taupunkt in °C am 22.03.2014 um 03:00 Uhr (oben) und um 15:00 Uhr (unten)

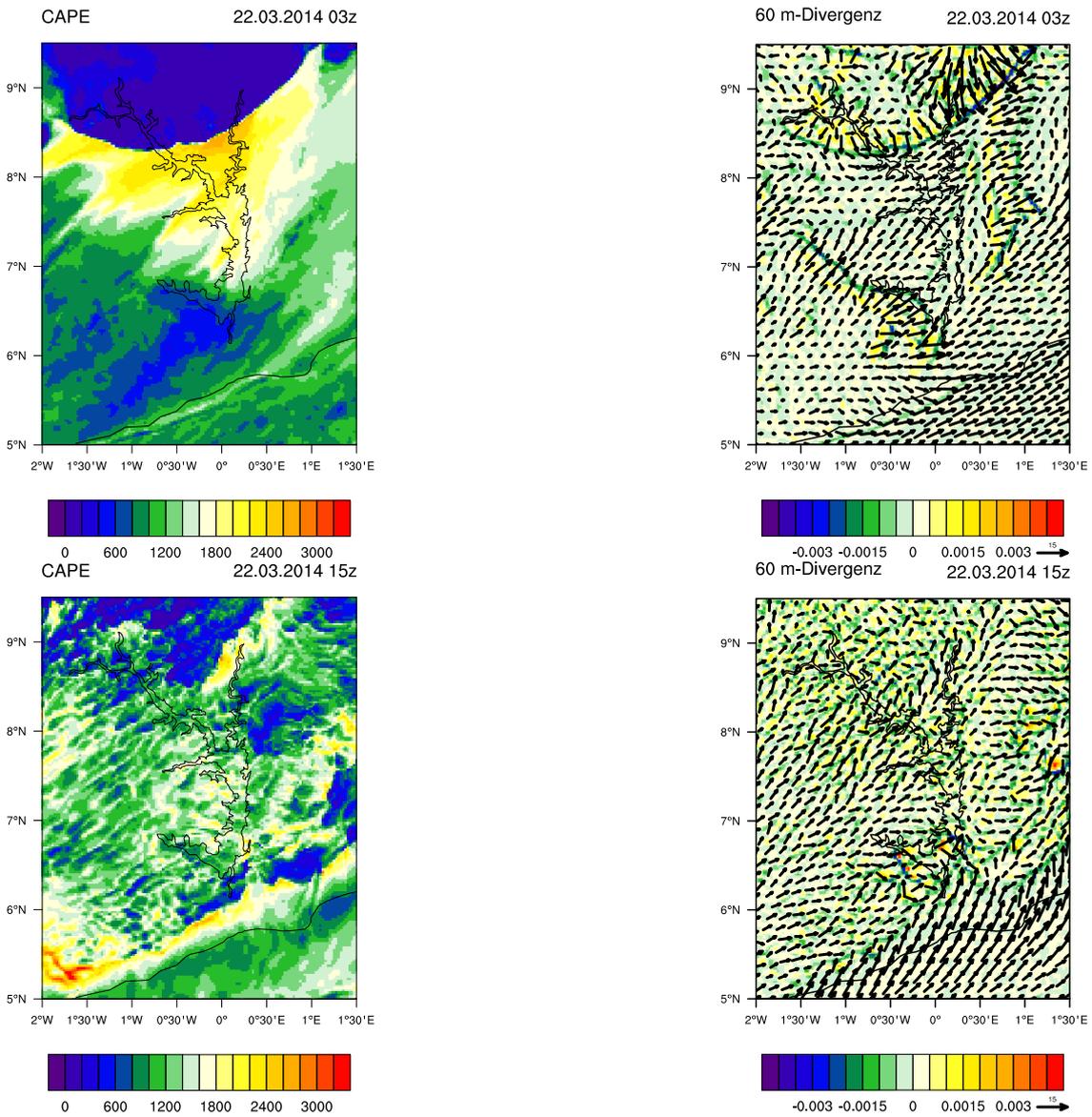


Abbildung A.15: CAPE in J/kg ohne See sowie horizontale Divergenz in 60 m Höhe in s<sup>-2</sup> und das horizontale Windfeld ohne See am 22.03.2014 um 03:00 Uhr oben und um 15:00 Uhr unten

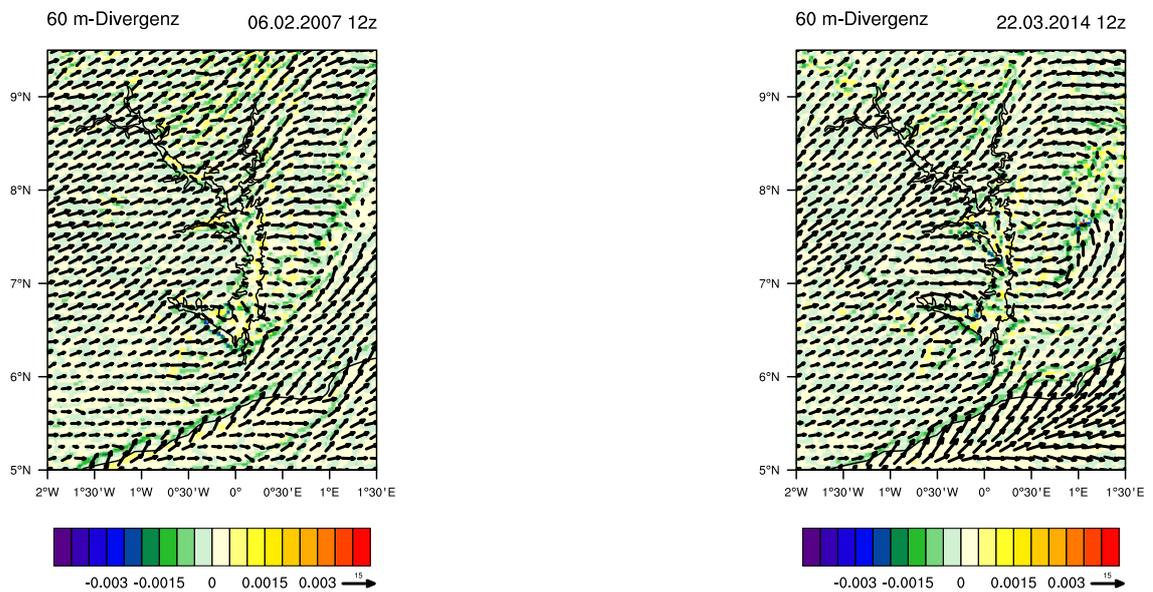


Abbildung A.16: horizontale Divergenz in  $s^{-2}$  und das horizontale Windfeld in 60 m Höhe mit See am 06.02.2007 (links) und am 22.03.2014 (rechts) jeweils um 12:00 Uhr

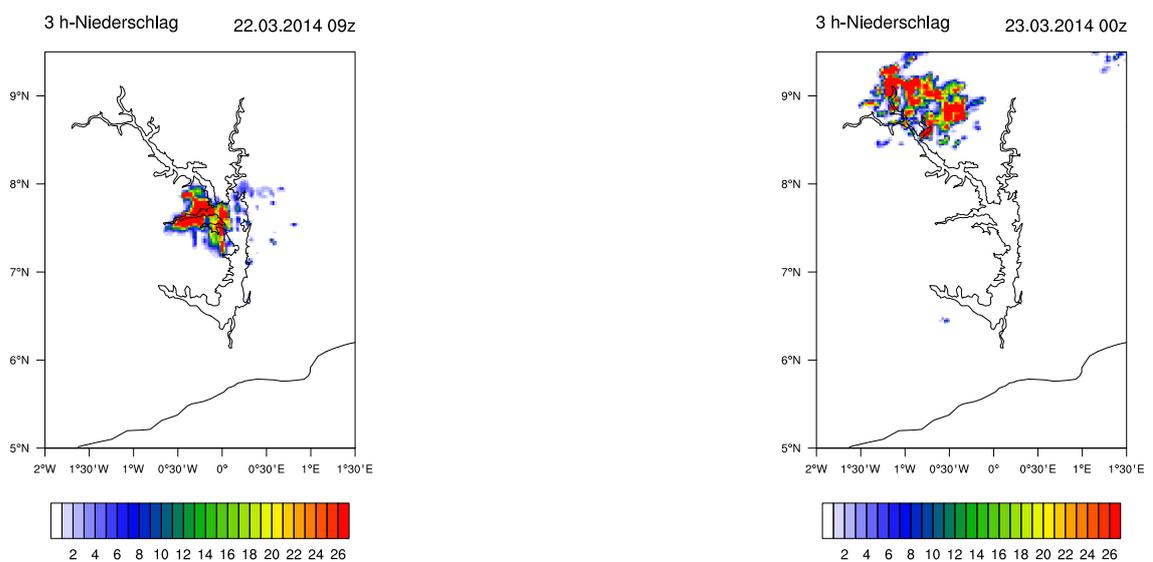


Abbildung A.17: 3 h-Niederschlag in mm bis 22.03.2014, 09 UTC (links) und bis 23.03.2014, 00 UTC (rechts) jeweils mit See

# Abbildungsverzeichnis

2.1	Phasenverschiebung der Zirkulation relativ zur Heizrate in Abhängigkeit des linearen Reibungsparameter $\alpha$ für $f = 0$ (gestrichelte Linie), für $f = \Omega$ (gepunktete Linie), für $f > \Omega$ (durchgezogene Linie). Die strichpunktierte Linie zeigt die Phasenverschiebung zwischen Temperatur und Heizung (Rotunno, 1983). . . . .	9
2.2	Zeitliche Entwicklung einer Dichteströmung unter dem Einfluss von Turbulenz Anhand von Laborexperimenten. Salzlösung (dunkel) und frisches Wasser (hell) sind hier Fluide unterschiedlicher Dichte. Aufsteigende Luftblasen simulieren Turbulenz. (Linden und Simpson, 1986) . . . . .	10
2.3	Land-Seewind-Zirkulation an einem kreisförmigen See: Windpfeile zeigen die Stärke (Länge des Pfeils) und Richtung (Pfeil nach rechts: landeinwärts) des Horizontalwinds, durchgezogene Linien die Stärke des Vertikalwinds und gestrichelte Linien Isothermen (Neumann und Mahrer, 1975) . . . . .	11
2.4	Mittlere Vertikale Verteilung der horizontalen Divergenz am Viktoriasee aus Pilotballonaufstiegen (Fraedrich, 1968) . . . . .	12
2.5	Mittlere Windfelder (Pfeile) und Bodendruck (Farbkonturen) im a) Januar, b) April, c) Juli und d) Oktober (Fink et al., 2017) . . . . .	14
2.6	Jahresgang des mittleren Monatsniederschlags in mm an der Station Kete-Krachi (eigene Abbildung) . . . . .	15
4.1	Datenverfügbarkeit der monatlichen Niederschlagsdaten (oben) und der täglichen Niederschlagsdaten (unten) an den Stationen Tamale, Yendi und Kete-Krachi: Die blauen Balken zeigen jeweils Zeiträume, in denen Daten vorhanden sind. . . . .	20
4.2	Lage der Niederschlagsmessstationen . . . . .	21
4.3	Regionen für Gebietsmittel: Voltastausee (blau), Umland (grün) . . . . .	23
4.4	Überflugbahnen von CALIPSO: Mit rot sind die Bahnen gekennzeichnet, die über den See führen. . . . .	25
4.5	Modellgebiet und Orographie des COSMO-7 (oben) und des COSMO-2,8 (unten)	29
5.1	Tagesgang der mittleren Windgeschwindigkeit in kt an der Station Kete-Krachi im Januar 2006 und Januar 2014 (links) sowie im März 2006 und März 2014 (rechts)	32
5.2	Relative Häufigkeit der Windrichtungen N, NE, E, SE, S, SW, W, NW an der Station Kete-Krachi im Januar 2006 und Januar 2014 . . . . .	32

5.3	Relative Häufigkeit der Windrichtungen N, NE, E, SE, S, SW, W, NW an der Station Kete-Krachi im März 2006 und März 2014 . . . . .	33
5.4	Jahresgang der maximalen mittleren Windgeschwindigkeit im Tagesgang in kt . . . . .	34
5.5	Relative Bedeckungshäufigkeit beim Überflug von METOP-A (oben) und NOAA-19 (unten) von links nach rechts im Januar, im März, im Juli und im November . . . . .	35
5.6	Relative Bedeckungshäufigkeit beim Überflug von Terra (oben) und Aqua (unten) von links nach rechts im Januar, im März, im Juli und im November . . . . .	36
5.7	Differenz der relative Bedeckungshäufigkeit zwischen den Nachmittagsüberflügen und den Vormittagsüberflügen Überflug für die CLARA-A2-Cloudmask (oben) und für die MODIS-Cloudmask (unten) von links nach rechts im Januar, im März, im Juli und im November . . . . .	38
5.8	Land-Seewindindex CLARA-A2 links und MODIS (rechts) . . . . .	39
5.9	Tagesgänge des mittleren Bedeckungsgrades in den Monaten Januar, März, Juli und November aus den Jahren 2006 und 2014 in Kete-Krachi . . . . .	40
5.10	Tagesgänge des mittleren Bedeckungsgrades der tiefen Wolken in den Monaten Januar, März, Juli und November aus den Jahren 2006 und 2014 in Kete-Krachi . . . . .	41
5.11	Relative Häufigkeit in % an flüssigen Wolken im Januar um 09 UTC (links), um 12 UTC (mittig) und um 15 UTC (rechts). . . . .	42
5.12	Relative Häufigkeit in % an flüssigen Wolken im März (oben) und Juli (unten) um 09 UTC (links), um 12 UTC (mittig) und an Eiswolken um 15 UTC (rechts). . . . .	43
5.13	Relative Häufigkeit in % an flüssigen Wolken im November um 09 UTC (links), um 12 UTC (mittig) und an Eiswolken um 15 UTC (rechts). . . . .	44
5.14	Vertikalschnitt der mittleren Wolkenbedeckung in % zwischen dem 6. und dem 10. Breitengrad: Oben links ist die mittlere Bedeckung um 13:40 UTC für das ganze Jahr, oben rechts für die Monate Oktober bis März, unten links für die Monate April bis September und unten Rechts für das ganze Jahr, jedoch um 01:50 UTC abgebildet . . . . .	45
5.15	Mittlere Niederschlagsrate nach TRMM im Januar, März, Juli und November jeweils zum 06 UTC-Termin links und zum 15 UTC-Termin (im Juli zum 18 UTC-Termin) rechts . . . . .	46
5.16	SPI: Aufgetragen ist von 1943 bis 2011 jeweils der SPI über 5 Jahre gleitend zentriert gemittelt an den Station Kete Krachi (schwarze Linie), Tamale (rote Linie) und Yendi (blaue Linie) für das ganze Jahr links oben, für die Monate Dezember-Februar rechts oben, für die Monate März bis Mai und Oktober bis November links unten und für die Monate Juni bis September rechts unten . . . . .	48
5.17	Anomalie der Anzahl der Tage mit Niederschlagsmengen größer 0 mm (links) und größer 10 mm (rechts) an den Stationen Kete-Krachi, Bole, Tamale und Yendi jeweils über 5 Jahre gleitend zentriert gemittelt . . . . .	49

5.18	Synoptische Situation von 26.10.2014 bis 28.10.2014 jeweils um 12 UTC: Abbildungen a)-c) zeigen farbig die spezifische Feuchte in 850 hPa in kg/kg und Stromlinien im 850 hPa-Niveau jeweils um 12 UTC, Abbildungen d)-f) den Bodendruck in hPa und 10 m Stromlinien . . . . .	50
5.19	Äquivalentpotentielle Temperatur am 28.10.2014 um 12 UTC a) in 500 hPa, b) in 850 hPa und c) in 1000 hPa . . . . .	50
5.20	Satellitenbilder von Meteosat SEVIRI im sichtbaren Kanal ( $0,6 \mu\text{m}$ ) (links) und die „Cloud Physical Properties“ (rechts): Die Abbildungen zeigen die Situation von oben nach unten am 28.10.2014 um 07:30 Uhr, um 10:30 Uhr, um 15:00 Uhr und um 16:00 Uhr . . . . .	52
5.21	Satellitenbilder MODIS am 28.10.2014: Terra (links) und Aqua (rechts) (Nasa/Worldview, <a href="https://worldview.earthdata.nasa.gov/">https://worldview.earthdata.nasa.gov/</a> ) . . . . .	53
5.22	Synoptische Situation von 26.10.2014 bis 28.10.2014 jeweils um 12 UTC: Abbildungen a)-c) zeigen die geopotentielle Höhe in m und Stromlinien in 700 hPa, d)-f) die geopotentielle Höhe in m und Stromlinien in 850 hPa jeweils um 12 UTC, Abbildungen g)-i) den Bodendruck in hPa und 10 m Stromlinien . . . . .	54
5.23	Satellitenbilder von Meteosat SEVIRI im sichtbaren Kanal ( $0,6 \mu\text{m}$ ) links und die „Cloud Physical Properties“ rechts: Die Abbildungen zeigen die Situation von oben nach unten am 28.07.2006 um 07:30 Uhr, um 13:00 Uhr, um 15:00 Uhr und um 16:00 Uhr . . . . .	55
5.24	Synoptische Situation am 02.02.2007, am 04.02.2007 und am 06.02.2007 jeweils um 12 UTC: Abbildungen a)-c) zeigen die spezifische Feuchte in kg/kg und Stromlinien in 850 hPa, d)-f) den 2 m-Taupunkt in $^{\circ}\text{C}$ sowie Stromlinien in 10 m Höhe. Die blaue Linie in Abbildung d)-f) zeigt die $14^{\circ}\text{C}$ Isodrosotherme. . . . .	57
5.25	Satellitenbilder von Meteosat SEVIRI im sichtbaren Kanal ( $0,6 \mu\text{m}$ ) links und die „Cloud Physical Properties“ rechts: Die Abbildungen zeigen die Situation von oben nach unten am 06.02.2007 um 07:30 Uhr, um 12:30 Uhr, um 14:30 Uhr und um 16:00 Uhr . . . . .	58
5.26	Cosmo-Modellsimulation mit See: 2 m-Temperatur, Oberflächentemperatur und 2 m-Taupunkt in $^{\circ}\text{C}$ am 06.02.2007 um 03:00 Uhr (oben) und um 15:00 Uhr (unten)	59
5.27	CAPE in J/kg mit See, Differenz des Bodendrucks in hPa zwischen dem Modelllauf ohne See und dem Modelllauf mit See sowie horizontale Divergenz in 60 m Höhe $\text{s}^{-2}$ und das horizontale Windfeld mit See am 06.02.2007 um 03 UTC oben und um 15 UTC unten . . . . .	60
5.28	Von links nach rechts Bedeckungsgrad, Flüssigwassergehalt in $\text{g/m}^2$ und 3 h-Niederschlag in mm bis 06.02.2007, 15 UTC mit See oben und ohne See unten . . . . .	62
5.29	Synoptische Situation von 20.03.2014 bis 22.03.2014 jeweils um 12 UTC: Abbildungen a)-c) zeigen die geopotentielle Höhe in 500 hPa in m und Stromlinien, d)-f) den Bodendruck in hPa und 10 m Stromlinien und g)-i) den 2 m-Taupunkt in $^{\circ}\text{C}$ sowie Stromlinien in 10 m Höhe. Die blaue Linie in Abbildung g)-i) zeigt die $14^{\circ}\text{C}$ Isodrosotherme. . . . .	63

5.30	Satellitenbilder von Meteosat SEVIRI im sichtbaren Kanal ( $0,6 \mu\text{m}$ ) (links) und die „Cloud Physical Properties“ (rechts): Die Abbildungen zeigen die Situation von oben nach unten am 22.03.2014 um 07:30 Uhr, um 12:30 Uhr, um 13:00 Uhr und um 14:00 Uhr . . . . .	64
5.31	Cosmo-Modellsimulation mit See: 2 m-Temperatur, Oberflächentemperatur und 2 m-Taupunkt in $^{\circ}\text{C}$ am 22.03.2014 um 03 Uhr oben und um 15 Uhr unten . . . . .	65
5.32	CAPE in J/kg mit See, Differenz des Bodendrucks in hPa zwischen dem Modelllauf ohne See und dem Modelllauf mit See sowie horizontale Divergenz in 60 m Höhe in $\text{s}^{-2}$ und das horizontale Windfeld mit See am 22.03.2014 um 03:00 Uhr oben und um 15:00 Uhr unten . . . . .	66
5.33	Von links nach rechts Bedeckungsgrad, Flüssigwassergehalt in $\text{g}/\text{m}^2$ und 3 h-Niederschlag in mm bis 22.03.2014, 15 UTC mit See oben und ohne See unten . . . . .	67
A.1	Relative Häufigkeit der Windrichtungen N, NE, E, SE, S, SW, W, NW an der Station Kete-Krachi im Dezember 2006 und Dezember 2014 . . . . .	73
A.2	Relative Bedeckungshäufigkeit beim Überflug von METOP-A (oben) und NOAA-19 (unten) von links nach rechts im Januar, im März, im Juli und im November . . . . .	74
A.3	Relative Bedeckungshäufigkeit nach CLAAS-2 um 09 UTC (oben) und um 15 UTC (unten) von links nach rechts im Januar, März, Juli und November . . . . .	74
A.4	Relative Bedeckungshäufigkeit CLAAS-2 um 21 UTC (oben) und um 03 UTC (unten) von links nach rechts im Januar, März, Juli und November . . . . .	75
A.5	Relative Häufigkeit in % an flüssigen Wolken im Januar um 00 UTC (links), um 06 UTC (mittig) und um 18 UTC (rechts). . . . .	75
A.6	Relative Häufigkeit in % an Eiswolken im Januar von links nach rechts um 00 UTC, um 06 UTC, um 12 UTC und um 18 UTC . . . . .	76
A.7	Relative Häufigkeit in % an flüssigen Wolken im März oben und November unten von links nach rechts um 00 UTC, um 06 UTC, um 15 UTC und um 18 UTC . . . . .	76
A.8	Relative Häufigkeit in % an Eiswolken im März oben und Juli unten von links nach rechts um 00 UTC, um 06 UTC, um 12 UTC und um 18 UTC . . . . .	77
A.9	Relative Häufigkeit in % an flüssigen Wolken im Juli von links nach rechts um 00 UTC, um 06 UTC, um 15 UTC und um 18 UTC . . . . .	77
A.10	Relative Häufigkeit in % an Eiswolken im Juli von links nach rechts um 00 UTC, um 06 UTC, um 12 UTC und um 18 UTC . . . . .	78
A.11	Tagesgang der Windgeschwindigkeit oben oben und des Bedeckungsgrads in Achtern unten von links nach rechts am 28.10.2014, am 28.07.2006 und am 22.03.2014 . . . . .	78
A.12	Cosmo-Modellsimulation ohne See: 2 m-Temperatur, Oberflächentemperatur und 2 m-Taupunkt in $^{\circ}\text{C}$ am 06.02.2007 um 03:00 Uhr (oben) und um 15:00 Uhr (unten) . . . . .	79
A.13	CAPE in J/kg ohne See sowie horizontale Divergenz in 60 m Höhe in $\text{s}^{-2}$ und das horizontale Windfeld ohne See am 06.02.2007 um 03:00 Uhr oben und um 15:00 Uhr unten . . . . .	80

---

A.14 Cosmo-Modellsimulation ohne See: 2 m-Temperatur, Oberflächentemperatur und 2 m-Taupunkt in °C am 22.03.2014 um 03:00 Uhr (oben) und um 15:00 Uhr (unten)	81
A.15 CAPE in J/kg ohne See sowie horizontale Divergenz in 60 m Höhe in $s^{-2}$ und das horizontale Windfeld ohne See am 22.03.2014 um 03:00 Uhr oben und um 15:00 Uhr unten . . . . .	82
A.16 horizontale Divergenz in $s^{-2}$ und das horizontale Windfeld in 60 m Höhe mit See am 06.02.2007 (links) und am 22.03.2014 (rechts) jeweils um 12:00 Uhr . . . . .	83
A.17 3 h-Niederschlag in mm bis 22.03.2014, 09 UTC (links) und bis 23.03.2014, 00 UTC (rechts) jeweils mit See . . . . .	83

# Tabellenverzeichnis

4.1	Kanäle und Wellenlängenbereiche des AVHRR (Karlsson et al., 2015) . . . . .	21
4.2	Kanäle und Wellenlängenbereiche von VIRS und TMI (NASA/TRMM-Instruments)	26
4.3	Modifizierte monatliche externe Parameter: Die mit ** gekennzeichneten Parameter werden lediglich in INT2LM-2,8 eingelesen . . . . .	30
4.4	Modifizierte externe Parameter: Die mit * gekennzeichneten Parameter werden lediglich in INT2LM-7 eingelesen. . . . .	30



# Literaturverzeichnis

- Anyah, R. O., F. H. Semazzi, und L. Xie, 2006: Simulated physical mechanisms associated with climate variability over Lake Victoria basin in East Africa. *Monthly weather review*, **134** (12), 3588–3609.
- Ashbel, D. und C. Brooks, 1939: The influence of the dead sea on the climate of its neighbourhood. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **65** (280), 185–194.
- Crosman, E. T. und J. D. Horel, 2010: Sea and lake breezes: a review of numerical studies. *Boundary-layer meteorology*, **137** (1), 1–29.
- De-Heer Amissah, A., 1969: Some possible climatic changes by the Volta lake: Man made Lakes. *The Accra Symposium*.
- Doms, G. und M. Baldauf, 2015: A description of the Nonhydrostatic Regional COSMO-Model. **Part 1**.
- Douglas, M., R. Beida, und A. Dominguez, 2010: Developing high spatial resolution daytime cloud climatologies for Africa. *Preprints, 29th Conf. on Hurricanes and Tropical Meteorology, Tucson, AZ, Amer. Meteor. Soc. P*, Vol. 2.
- Dybbroe, A., K.-G. Karlsson, und A. Thoss, 2005: NWCSAF AVHRR cloud detection and analysis using dynamic thresholds and radiative transfer modeling. Part I: Algorithm description. *Journal of Applied Meteorology*, **44** (1), 39–54.
- Estoque, M. A., 1962: The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **19** (3), 244–250.
- EUMETSAT, 2012: *Conversion from radiances to reflectances for SEVIRI warm channels*.
- Fernandez, P., H. Le Gléau, und M. Derrien, 2012: Algorithm Theoretical Basis Document for Cloud Products (CMa-PGE01 v3.2, CT-PGE02 v2.2 & CTTH-PGE03 v2.2).
- Fink, A. H., et al., 2017: *Meteorology of Tropical West Africa, Chapter 1: Mean Climate and Seasonal Cycle*. Wiley.
- Flohn, H. und K. Fraedrich, 1966: Tagesperiodische Zirkulation und Niederschlagsverteilung am Victoria-See (Ostafrika). *Meteorologische Rundschau*, **19** (6), 157–165.

- Fraedrich, D. M. K., 1968: Das Land-und Seewindsystem des Viktoria-Sees nach aerologischen Daten. *Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie, Serie A*, **17 (2-3)**, 186–206.
- Gille, T., S, G. Llewellyn Smith, S, und M. Statom, N, 2005: Global observation of the land breeze. *Geophysical Research Letters*, **32 (5)**.
- Gyau-Boakye, P., 2001: Environmental impacts of the akosombo dam and effects of climate change on the lake levels. *Environment, Development and Sustainability*, **3 (1)**, 17–29.
- Haurwitz, B., 1947: Comments on the sea-breeze circulation. *Journal of Meteorology*, **4 (1)**, 1–8.
- Huffman, G, 2013: *Algorithm 3B42: TRMM Merged HQ/Infrared Precipitation*. NASA, <http://trmm.gsfc.nasa.gov/3b42.html>, zuletzt aufgerufen am 12.10.2016.
- Karlsson, K., J. Sedlar, A. Devasthale, M. Stengel, T. Hanschmann, J. F. Mairink, N. Benas und G. van Zadelhoff, 2015: CM SAF Cloud, Albedo, Radiation data record AVHRR-based, Edition 2 (CLARA-A") Product User Manual.
- Keyantash, John and National Center for Atmospheric Research Staff (Eds)., 2016: *The Climate Data Guide: Standardized Precipitation Index (SPI)*. <https://climatedataguide.ucar.edu/climate-data/standardized-precipitation-index-spi>, zuletzt aufgerufen am 08.02.2017.
- Kniffka, A. und M. Stengel, 2014: Product User Manual SEVIRI cloud mask data set CM-21012.
- Knippertz, P. und A. H. Fink, 2009: Prediction of dry-season precipitation in tropical west africa and its relation to forcing from the extratropics. *Weather and Forecasting*, **24 (4)**, 1064–1084.
- Lafore, J. P., et al., 2017: *Meteorology of Tropical West Africa, Chapter 3: Deep Convection*. Wiley.
- Laurance, W. F., 1998: A crisis in the making: responses of amazonian forests to land use and climate change. *Trends in Ecology & Evolution*, **13 (10)**, 411–415.
- Lensky, I. und D. Rosenfeld, 2008: Clouds-aerosols-precipitation satellite analysis tool (CAP-SAT). *Atmospheric Chemistry and Physics*, **8 (22)**, 6739–6753.
- Linden, P. und J. Simpson, 1986: Gravity-driven flows in a turbulent fluid. *Journal of Fluid Mechanics*, **172**, 481–497.
- Mace, G., D. Vane, G. Stephens, und D. Reinke, 2007: Level 2 radar-lidar GEOPROF product version 1.0 process description and interface control document. *JPL, Pasadena, USA*, 1–20.
- Mironov, D., E. Heise, E. Kourzeneva, B. Ritter, und N. Schneider, 2007: Parameterisation of lakes in numerical weather prediction and climate models. *Proc. of the 11th Workshop on Physical Processes in Natural Waters*, Citeseer, 101–108.

- NASA, : TRMM Instruments. <https://pmm.nasa.gov/TRMM/trmm-instruments>, zuletzt aufgerufen am 06.01.2017.
- Nasa, 2005: *Modis Technical Specifications*. <https://modis.gsfc.nasa.gov/about/specifications.php>, zuletzt aufgerufen am 06.01.2017.
- Neumann, J. und Y. Mahrer, 1975: A theoretical study of the lake and land breezes of circular lakes. *Monthly Weather Review*, **103 (6)**, 474–485.
- Neumann, R., G. Jung, P. Laux, und H. Kunstmann, 2007: Climate trends of temperature, precipitation and river discharge in the Volta Basin of West Africa. *International Journal of River Basin Management*, **5 (1)**, 17–30.
- Ntow, W. J., 2005: Pesticide residues in volta lake, ghana. *Lakes & Reservoirs: Research & Management*, **10 (4)**, 243–248.
- Obeng, L., 1977: Should dams be built? he volta lake example. *Ambio*, 46–50.
- Parker, D., et al., 2005: The diurnal cycle of the West African monsoon circulation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131 (611)**, 2839–2860.
- Parker, D. J., et al., 2017: *Meteorology of Tropical West Africa, Chapter 4: Local Weather*. Wiley.
- Physick, W., 1976: A numerical model of the sea-breeze phenomenon over a lake or gulf. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **33 (11)**, 2107–2135.
- Reible, D., J. Simpson, und P. Linden, 1993: The sea breeze and gravity-current frontogenesis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **119 (509)**, 1–16.
- Rotunno, R., 1983: On the linear theory of the land and sea breeze. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **40 (8)**, 1999–2009.
- Schättler, U. und U. Blahak, 2016: A description of the Nonhydrostatic Regional COSMO-Model. **Part 5**.
- Segal, M., M. Leuthold, R. Arritt, C. Anderson, und J. Shen, 1997: Small lake daytime breezes: Some observational and conceptual evaluations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **78 (6)**, 1135–1147.
- Sha, W., T. Kawamura, und H. Ueda, 1991: A numerical study on sea/land breezes as a gravity current: Kelvin-Helmholtz billows and inland penetration of the sea-breeze front. *Journal of the atmospheric sciences*, **48 (14)**, 1649–1665.
- Simpson, J., 1994: *Sea breeze and local winds*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Singer, S. F., 2012: *The changing global environment*. Springer Science & Business Media.

- Starobin, M., 2005: *CloudSat and CALIPSO: Revealing the Secrets of Clouds and Aerosols*. Goddard Space Flight Center, NASA, [https://www.nasa.gov/mission\\_pages/calipso/multimedia/cloud\\_calip\\_mm.html](https://www.nasa.gov/mission_pages/calipso/multimedia/cloud_calip_mm.html), zuletzt aufgerufen am 05.02.2017.
- Stengel, M., A. Kniffka, J. Meirink, M. Lockhoff, J. Tan, und R. Hollmann, 2014: CLAAS: the CM SAF cloud property data set using SEVIRI. *Atmospheric Chemistry and Physics*, **14** (8), 4297–4311.
- Strabala, K. I., 2005: MODIS cloud mask user's guide.
- Wolf, H. M., 1968: On the computation of solar elevation angles and the determination of sunrise and sunset times. *NASA technical memorandum, X-1646*.

# Danksagung

An dieser Stelle möchte ich allen danken, die mich bei der Anfertigung dieser Arbeit unterstützt und motiviert haben.

Ein Herzlicher Dank geht in erster Linie an Prof. Dr. Andreas Fink, der mir diese Arbeit in der Arbeitsgruppe „Atmosphärische Dynamik“ ermöglichte, sie betreute und das Referat übernahm. Er stand bei auftauchenden Fragen stets zur Seite und gab mir immer die richtigen Denkanstöße und Hilfestellungen. Er ermöglichte mir zudem zusammen mit Prof. Dr. Peter Knippertz die Teilnahme an der DACCIWA-Messkampagne in Westafrika. Dafür nochmals vielen Dank.

Danken möchte ich auch Prof. Dr. Christoph Kottmeier für die Übernahme des Amtes des Korreferenten.

Besonderen Dank gilt Marlon Maranan, der diese Arbeit mit betreute. Für seine Hilfestellungen und Ratschläge allgemein sowie bei der Programmierung und bei der Modellierung danke ich sehr.

Des Weiteren danke ich Gregor Gläser, der bei technischen Fragestellungen immer ein offenes Ohr hatte. Martin Stengel und Charles Yorke von der Ghana Meteorological Agency danke ich für die Datensätze, die sie mir für diese Arbeit zur Verfügung stellten.

Desweiteren danke ich Christian Bartlott, der mir im Umgang mit COSMO-Modell zahlreiche Hinweise geben konnte.

Ein großes Dankeschön haben auch meine Freunde und Kommilitonen verdient, denen ich eine sehr schöne Studienzeit verdanke.

Zuletzt danke ich meiner Familie für die moralische Unterstützung während der Arbeit. Besonderen Dank geht dabei an meine Eltern für die Ermöglichung meines Studiums.



# 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 28.02.2017

Marcel Buchholz