

# **Objektorientierte Verifikation von Vorhersagen tropischer Konvektion während der YOTC-Periode**

-

## **Object-Based Verification of Tropical Precipitation Forecasts During the YOTC-Period**

Masterarbeit im Fach Meteorologie  
von

**Marlon Maranan**

Juni 2014



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

Referent:

Prof. Dr. Sarah Jones

Korreferent:

PD Dr. Michael Kunz

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Motivation</b>	<b>5</b>
<b>2</b>	<b>Tropische Konvektion</b>	<b>9</b>
2.1	Mechanismen über kontinentalem Regime . . . . .	10
2.2	Mechanismen über ozeanischem Regime . . . . .	11
2.3	Mechanismen über küstennahem Regime . . . . .	12
<b>3</b>	<b>Modell und Daten</b>	<b>15</b>
3.1	Modellformulierung des Integrated Forecasting Systems . . . . .	16
3.1.1	Das Wolkenschema . . . . .	16
3.1.2	Konvektionsparametrisierung . . . . .	16
3.1.3	Studien zur Repräsentation tropischer Konvektion im IFS . . . . .	18
3.2	Tropical Rainfall Measuring Mission . . . . .	19
3.2.1	Überblick . . . . .	19
3.2.2	Unsicherheiten . . . . .	20
<b>4</b>	<b>Verifikationsmethoden</b>	<b>23</b>
4.1	Überblick . . . . .	23
4.2	Displacement and Amplitude Score (DAS) . . . . .	24
4.2.1	Der "Pyramidal Image-Matcher" . . . . .	24
4.2.2	Der Beobachtungs- und Vorhersageraum . . . . .	26
4.2.3	Berechnung des „Displacement and Amplitude Score DAS“ . . . . .	29
4.3	Method for Object-Based Diagnostic Evaluation (MODE) . . . . .	30
4.3.1	Der Algorithmus . . . . .	30

---

4.3.2	Objektmatrix . . . . .	36
4.4	Anwendung von DAS und MODE auf idealisierte Niederschlagsobjekte .	37
4.4.1	Geometrische Testobjekte des ICP . . . . .	37
4.4.2	Charakteristiken des DAS-Image-Matchers . . . . .	43
<b>5</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>49</b>
5.1	Maritimer Kontinent . . . . .	50
5.1.1	Voruntersuchungen . . . . .	50
5.1.2	Ergebnisse mit DAS . . . . .	57
5.1.3	Ergebnisse mit MODE . . . . .	71
5.2	Afrika . . . . .	79
5.2.1	Voruntersuchungen . . . . .	79
5.2.2	Ergebnisse mit DAS . . . . .	84
5.2.3	Ergebnisse mit MODE . . . . .	90
5.3	Zentralpazifik . . . . .	95
5.3.1	Voruntersuchungen . . . . .	95
5.3.2	Ergebnisse mit DAS . . . . .	98
5.3.3	Ergebnisse mit MODE . . . . .	100
<b>6</b>	<b>Diskussion</b>	<b>103</b>
<b>7</b>	<b>Zusammenfassung</b>	<b>111</b>

# 1. Motivation

Die Repräsentation von Konvektion stellt numerische Wettermodelle bisweilen vor große Probleme. Die endliche räumliche und zeitliche Auflösung der Modelle bedingt eine Parametrisierung vieler relevanter Prozesse im Zusammenhang mit der Bildung konvektiver Systeme. Nicht zuletzt deswegen stellt insbesondere der Niederschlag eine der am schwierigsten vorherzusagenden Größen dar. Vor allem konvektive Starkniederschläge in Verbindung mit Hochwasser, Erdbeben, etc. fordern häufig Menschenleben und verursachen dazu oftmals Schäden in Milliardenhöhe, weswegen Risikogebiete auf zuverlässige Niederschlagsvorhersagen angewiesen sind.

In der Forschung nimmt der Niederschlag eine wichtige Stellung ein, da über diesen Probleme in der Modellformulierung konvektionsrelevanter Prozesse identifiziert werden können. Dazu gehören die diabatischen Wärmeübergänge und die turbulenten Flüsse innerhalb der planetaren Grenzschicht. Die Verifikation des Niederschlags stellt daher einen wichtigen Aspekt zur Untersuchung der Modellgüte dar.

Organisierte Konvektion entfaltet ihre Wirkung nicht nur auf regionaler Ebene, sondern beeinflusst auch globale Zirkulationssysteme. Einige Studien heben insbesondere die Bedeutung konvektiver Systeme in den Tropen auf ihre Wechselwirkung mit den mittleren Breiten hervor. Die Ergebnisse deuten darauf hin, dass Konvektion im Zusammenhang mit der Madden-Julian-Oszillation (MJO) außertropische Rossby-Wellen anregen kann, die ihrerseits Einfluss auf die Initiierung tropischer Konvektionssysteme stromab nehmen (Lau et al., 2012; Matthews und Kiladis, 1999; Matthews und Meredith, 2004). Bestärkt wurde dies durch Moore et al. (2010), die in ihrer Studie eine erhöhte Kohärenz zwischen der aktiven Phase der MJO über dem Indischen Ozean und einem antizyklonalen Rossby-Wellenbrechen und der damit verbundenen Bildung eines Höhentrogens über dem Zentralpazifik feststellten (Abb. 1.1). In der Konsequenz werden an der Vorderseite des Troges neue konvektive Systeme in den Tropen ausgelöst.

Die Existenz solcher tropisch-extratropischer Interaktionsketten veranlassten Lau et al. (2012) zu der Annahme, dass das Fehlen dieser Wechselwirkung in Modellen zu Diskrepanzen zwischen numerischen Studien und Beobachtungen führen könnte. Gleichzeitig beinhaltet die Wechselwirkung das Potential für die Propagation von Vorhersagefehlern aus den Tropen in die mittleren Breiten. Experimente mit dem Modell des European

Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) zeigten, dass die Relaxation von Vorhersagen in den Tropen in Richtung von Reanalysen zu einer Verbesserung von Mittelfristvorhersagen in den mittleren Breiten führt (Jung et al., 2010).

Über welche Mechanismen tropische Konvektion außertropische Rossby-Wellenzüge anregen und welche Bedeutung diese für Extremwetterereignisse und für die Vorhersagbarkeit in den mittleren Breiten besitzen, sind Kernfragen des PANDOWAE-Projektes („Predictability and Dynamics of Weather Systems in the Atlantic-European Sector“). Die vorliegende Arbeit ist innerhalb dieses Projektes angegliedert und beschäftigt sich mit der Repräsentation von tropischer Konvektion innerhalb des Vorhersagemodells des ECMWF. Ziel ist es, systematische Abweichungen in Struktur und Position von Niederschlagsfeldern relativ zu Beobachtungsdaten zu analysieren. Im erweiterten Kontext soll diese Arbeit helfen, anhand der identifizierten Unsicherheiten in Bezug auf tropische Konvektion Rückschlüsse auf die modellinterne Repräsentation der Wechselwirkung zwischen Tropen und Extratropen zu ziehen, um so zu einer Verbesserung der Vorhersagbarkeit, insbesondere im atlantischen und europäischen Sektor, beizutragen. Der Niederschlag eignet sich als Untersuchungsgröße, da für ihn global umspannende Beobachtungsdaten existieren, wie z.B. die Niederschlagsdaten der „Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM)“.

Zwei neuartige Verifikationsmethoden kommen hierbei zum Einsatz: Zum einen der feldorientierte „Displacement and Amplitude Score (DAS)“ (Keil und Craig, 2009) und die objektorientierte „Method for Object-Based Diagnostic Evaluation (MODE)“ (u.a. Davis et al., 2009). Anders als traditionelle Verifikationsmethoden bzw. Skill-Scores modifizieren beide Methoden die Datenfelder, um so die gewünschten Informationen über die Modellgüte zu extrahieren. Diese wurden bis zu diesem Zeitpunkt mehrheitlich auf einzelne Fallstudien in den mittleren Breiten angewendet. Daher untersucht diese Arbeit die Charakteristiken dieser Verifikationsmethoden in den Tropen, um ihre Anwendbarkeit für die Fragestellungen innerhalb des PANDOWAE-Projektes zu überprüfen.

Nach einem Abriss über tropische Konvektion in Kapitel 2 folgt eine kurze Beschreibung des ECMWF-Modells sowie den verwendeten Datensätzen in Kapitel 3. In Kapitel 4 werden DAS und MODE im Detail vorgestellt. Hierin erfolgt ebenfalls eine Evaluation der beiden Verifikationsmethoden anhand idealisierter Niederschlagsfelder. Die Analyse der modellinternen Repräsentation tropischer Konvektion mit den Methoden wird in Kapitel 5 durchgeführt. Dabei beschränkt sich die Untersuchung auf drei Teilregionen der Tropen: maritimer Kontinent, Afrika und Zentralpazifik. Schließlich werden die Ergebnisse in Kapitel 6 und 7 diskutiert und zusammengefasst.

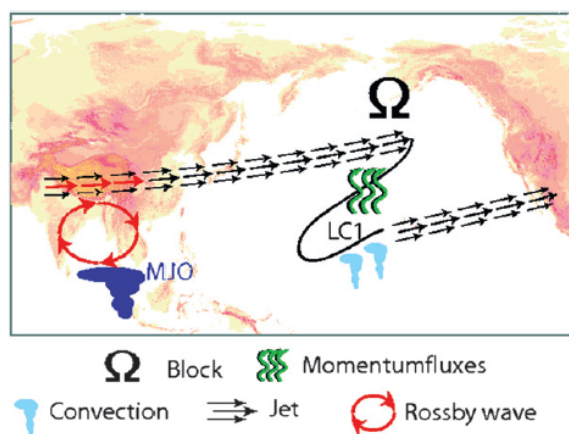


Abbildung 1.1: Schematische Darstellung der tropisch-extratropischen Interaktionskette während der aktiven MJO-Phase über dem Indischen Ozean. Die schwarze durchgezogene Linie markiert den Verlauf der Tropopause auf einer repräsentativen Fläche der potentiellen Temperatur. „LC1“ symbolisiert ein äquatorwärtiges antizyklonales Rossby-Wellenbrechen. Modifizierte Version aus Moore et al., 2010.





## 2. Tropische Konvektion

Atmosphärische Konvektion ist eine Folge von Dichtestörungen, die sich auf den unterschiedlichsten räumlichen und zeitlichen Skalen manifestieren. Die Bandbreite reicht hierbei von der lokalen Skala (Cumulus-Konvektion, Luftmassengewitter) mit einer Lebenszeit von wenigen Minuten bis Stunden bis hin zur synoptischen Skala, in der konvektive Systeme (z.B. tropische Zyklone) eine Verweildauer von Tagen oder sogar einer Woche aufzeigen können.

Je nach Region auf der Erde sind die Antriebe zur Bildung konvektiver Systeme verschieden und reflektieren die unterschiedlichen Energiehaushalte. Die primäre Energiequelle für synoptisch-skalige Störungen in den mittleren Breiten stellt die potenzielle Energie in einer baroklinen Umgebung dar (Holton, 2004). Der Abbau dieser potenziellen Energie zeigt sich in der Bildung von Tiefdruckgebieten, innerhalb derer Konvektion durch die rasche Umverteilung von Wärmeenergie eine wichtige Rolle einnimmt. In den niederen Breiten sind die Verhältnisse anders. Aufgrund der fehlenden Baroklinität ist die Menge an vorhandener potenzieller Energie relativ klein, wodurch ein Antrieb für einen direkten Transport von Wärmeenergie zu den hohen Breiten fehlt. Die Hauptenergiequelle in den Tropen liegt in der Freisetzung latenter Energie im Verbund mit konvektiven Systemen (Holton, 2004). Diese treibt die thermisch direkte, großräumige Hadley-Zirkulation an. Die Freisetzung latenter Energie ist nötig, um Wärmeenergie innerhalb der Zirkulation in die obere Troposphäre zu transportieren, wo sie im divergenten Bereich der korrespondierenden Hadley-Zellen polwärts abtransportiert wird. Ein rein trockenadiabatischer Aufstieg hätte zur Folge, die oberen atmosphärischen Schichten im Bereich der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) abzukühlen, wodurch der Erhalt der Hadley-Zirkulation nicht mehr gewährleistet wäre.

Die tageszeitliche Variation ist in den Tropen das herausstechende Merkmal. Im Vergleich zu den mittleren Breiten ist die totale solare Einstrahlung im Jahr zwar höher, die saisonale Schwankung allerdings wesentlich kleiner. Entsprechend überwiegen tageszeitliche Variationen im Energiehaushalt in den bodennahen Schichten und bilden den Antrieb für mesoskalige und topografisch bedingte Zirkulationen. Sie bestimmen ihrerseits die räumliche Verteilung und den Tagesgang von Wolken- und Niederschlagsbildung (Hastenrath, 1985).

Der Tagesgang bezüglich tropischer Konvektion ist seit Jahrzehnten Gegenstand zahlreicher Studien. Jedoch erlaubte in frühen Jahren der Mangel an Beobachtungsdaten, insbesondere über den Ozeanen, keine flächendeckende Untersuchung (Nesbitt und Zipser, 2003). Erst mit der Inbetriebnahme dedizierter Beobachtungssysteme, wie zum Beispiel die Satelliten der Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), konnte die Wolkenbedeckung und Niederschlagsverteilung und der jeweilige Tagesgang in den Tropen umfassender analysiert werden. Kikuchi und Wang (2008) untersuchten die TRMM-Daten (3B42) für die Jahre 1998-2006 mittels einer EOF-Analyse und stellten fest, dass die gesamte Varianz des Datensatzes zu 89% durch den Tagesgang erklärt werden kann. Diverse Studien belegen jedoch Unterschiede in der Repräsentation des Tagesgangs für kontinentale, ozeanische und küstennahe Regime. Nachfolgend werden die Charakteristiken und die möglichen Antriebe tropischer Konvektion in diesen Regimen vorgestellt. In Hinblick auf die Untersuchung tropischer Konvektion im ECMWF-Modell ist dies insofern von Relevanz, da die korrekte Simulation des Tagesgangs ein großes Problemfeld darstellt (s. Kap. 3.1.3).

## 2.1 Mechanismen über kontinentalem Regime

Die Initiierung hochreichender Konvektion über tropischen, kontinentalen Regimen ist prinzipiell identisch mit dem Vorgang in den mittleren Breiten bezüglich der Bildung von Luftmassengewittern. Sie wird im Wesentlichen durch den Tagesgang der solaren Einstrahlung und der damit verbundenen Aufheizung des Erdbodens gesteuert (Yang und Slingo, 2001). Letztere verursacht zum einen eine Destabilisierung der unteren Atmosphärenschichten und zum anderen die Bildung regionaler mesoskaliger Zirkulationen, die durch horizontale Variationen in der Erwärmung des Erdbodens hervorgerufen werden (Yang und Smith, 2006). Zusätzlich sorgen bodennahe Flüsse von feuchter Luft für eine potenziell instabile Schichtung, die die Entwicklung von hochreichender Konvektion begünstigt. Letztlich wird Konvektion initiiert, wenn diese Luftmasse aktiv oder passiv bis zum Niveau der freien Konvektion gehoben wird. Die Situation kehrt sich nachts um. Durch die langwellige Ausstrahlung kühlt sich der Erdboden ab und sorgt für eine Stabilisierung der nächtlichen Grenzschicht, wodurch die konvektive Aktivität unterdrückt wird. Modifiziert werden diese einfachen theoretischen Überlegungen unter anderem durch die lokale Orografie (Berg- und Talwindssysteme) und die Nähe zur Küste und dem damit verbundenen Einfluss des Land-Seewindes. Längerlebige konvektive Systeme wie mesoskalige Gewittercluster (mesoscale convective system, MCS) oder Squall-lines können zudem ebenso nachts auftreten.

Bezüglich des Tagesgangs in der Niederschlagsverteilung identifizierten die meisten Studien ein Maximum am lokalen späten Nachmittag bzw. frühen Abend und ein Minimum in den frühen Morgenstunden (Yang und Slingo, 2001; Kikuchi und Wang, 2008; Yang

und Smith, 2006), wobei regionale Unterschiede wegen der bereits erwähnten möglichen Modifikationen auftreten. Darüber hinaus ist der Tagesgang der Niederschlagsamplitude wesentlich größer (125% in der Variation der Magnitude) als über dem Ozean (30%), was mit der größeren Variation der Temperatur in bodennahen Luftschichten zusammenhängt (Nesbitt und Zipser, 2003).

## 2.2 Mechanismen über ozeanischem Regime

Die Niederschlagsverteilung über dem Ozean weist in der Regel ein Maximum in den frühen Morgenstunden und ein Minimum am Nachmittag auf (Yang und Slingo, 2001). Nesbitt und Zipser (2003) argumentieren, dass das primäre Niederschlagsmaximum durch eine erhöhte Anzahl an MCS inklusive einer vergrößerten Fläche hervorgerufen wird und nicht durch eine Erhöhung der Niederschlagsintensität. Sie folgern, dass die nächtlichen atmosphärischen Bedingungen das Wachstum oder die Langlebigkeit von MCS begünstigen. Demgegenüber scheinen die Ergebnisse von Yang und Smith (2006) im Widerspruch zu stehen, die eher die Ansicht von stärkeren Niederschlagssystemen vertreten.

Gleichwohl ist das Verständnis über die Bildung konvektiver Systeme über dem Ozean nach wie vor sehr limitiert (Chen et al., 1996; Kikuchi und Wang, 2008). Insbesondere das morgendliche Maximum ist bis heute Gegenstand vieler Diskussionen. Mehrere Studien versuchten einen Lösungsansatz zu liefern, jedoch sind besonders drei Theorien in der Literatur verbreitet.

**Dynamic radiation convection (DRC):** Diese Theorie beruht auf der Annahme, dass die nächtliche, strahlungsbedingte Auskühlung wolkenfreier Regionen die Intensität bereits vorhandener Wolkensysteme begünstigt. Dieser Mechanismus wurde erstmals von Gray und Jacobson Jr (1977) vorgeschlagen und später unter anderem von Foltz und Gray (1979) unterstützt. Hiernach reagiert die wolkenfreie Umgebung auf die nächtliche Auskühlung durch langwellige Ausstrahlung mit einer zusätzlichen kompensierenden Subsidenz. Dieses zusätzliche Absinken verstärkt die niedertroposphärische Konvergenz (und somit auch die Zufuhr feuchter Luft) in bereits bestehende, entfernte Wolkensysteme, wodurch eine Initiierung und/oder Intensivierung des Niederschlags resultiert. Tagsüber wiederum wird die Auskühlung durch die direkte solare Einstrahlung kompensiert, die die Subsidenz und somit auch die Konvergenz in unteren Schichten reduziert.

**Static radiation convection (SRC):** Da über Ozean die Variation der Temperatur in den unteren Troposphärenschichten geringer ausgeprägt ist als über Land, argumentiert der unter anderem von Kraus (1963) und Randall und Dazlich (1991) beschriebene SRC-Mechanismus mittels einer simplen Stabilitätsanalyse in höheren

Schichten, wonach die Konvektion durch die Abkühlungs- und Erwärmungsrate im Bereich der Wolkenoberkante gesteuert wird. Nachts ist die strahlungsbedingte Auskühlung an der Wolkenoberkante größer als an der Wolkenunterkante, was zu einer Labilisierung der Schicht dazwischen und einer Intensivierung der konvektiven Aktivität führt. Tagsüber erwärmt sich die Oberseite der konvektiven Bewölkung stärker als die untere Seite, was wiederum für eine Stabilisierung und eine Reduktion der konvektiven Aktivität sorgt. Wie der DRC-Mechanismus setzt SRC bereits vorhandene Konvektionsbewölkung voraus.

**Surface-cloud-radiation interaction:** Die dritte Theorie (u.a. Chen et al. 1996) befasst sich mit dem Tagesgang der Ozeanoberflächentemperatur beziehungsweise der Temperatur in der darüber liegenden Grenzschicht und seiner Wirkung auf den Lebenszyklus von konvektiven Systemen. Diese Theorie stellt eine kleine Abkehr von den beiden oben genannten Mechanismen dar, die aufgrund des gegenphasigen Tagesgangs zwischen solarer Einstrahlung und konvektiver Aktivität allein auf Basis strahlungsbedingter Prozesse argumentieren. Die durch Sonneneinstrahlung bedingte Erwärmung der Ozeanoberfläche und -grenzschicht begünstigt die Bildung konvektiver Systeme schon am Nachmittag. Jene Systeme können unter optimalen atmosphärischen Bedingungen weiter anwachsen und erreichen ihr Reifestadium während der Nacht oder am frühen Morgen. Darüber hinaus wird vermutet, dass bereits bestehende Konvektionsbewölkung direkten Einfluss auf die räumliche Verteilung sich neu bildender Systeme am Folgetag nimmt. Sie hinterlassen, bedingt durch Verdunstungsabkühlung, eine feuchtstabile Grenzschicht, die zusätzlich von der Restbewölkung des dissipierten konvektiven Systems vor Sonneneinstrahlung abgeschattet wird. Konvektion ist am Folgetag demnach in zuvor konvektiv unbeeinflussten Regionen zu erwarten. Dieses räumliche Wechselspiel bezeichnen die Autoren als "Diurnal dancing".

### 2.3 Mechanismen über küstennahem Regime

Küstennahe Regime zeigen hinsichtlich ihrer konvektiven Aktivität und räumlichen Verteilung starke regionale Variabilitäten. Ein komplexes Zusammenspiel zwischen Küstenform, Orografie und lokalen Windsystemen lassen allgemeingültige Betrachtungen über die Initiierung küstennaher Konvektion kaum zu. Diverse Studien belegen die besondere Bedeutung der Land-Seewind-Zirkulation auf ihre Entwicklung. Dabei kann die Küstenregion weiter in ein land- und ein seeseitiges Küstenregime unterteilt werden (Kikuchi und Wang, 2008). Ersteres wird durch den tagsüber herrschenden Seewind geprägt, der durch die stärkere Aufheizung der Landmasse relativ zum benachbarten Ozean zustande kommt und ein Aufsteigen der Luftmassen über Land forciert. Charakteristisch ist

zudem eine ausgeprägte Amplitude in der Niederschlagsintensität, die ihr Maximum zwischen Nachmittag und Abend (etwa 12-21 Uhr lokaler Sternzeit (LST)) erreicht. Für das seewärtige Regime wird eine große Niederschlagsamplitude mit einem Maximum zwischen Abend und dem darauffolgenden Mittag (etwa 21-12 LST) festgestellt (Kikuchi und Wang, 2008).

Bei küstennaher Konvektion handelt es sich allerdings nicht zwingend um stationäre Systeme. Für beide Subregime beobachteten Kikuchi und Wang (2008) land- beziehungsweise seewärts wandernde konvektive Systeme mit einer Propagationsgeschwindigkeit von etwa 10-20 m/s. Mapes et al. (2003) rücken diesbezüglich die Bedeutung von Gebirgen in Küstennähe in den Vordergrund. Gebirge stellen eine Quelle für seewärts propagierende Schwerewellen dar, die ursächlich sind für die Bildung der seeseitigen Konvektionssysteme und deren Propagation auf den offenen Ozean. Die Schwerewellen werden vor allem durch die tageszeitliche Oszillation der Grenzschichthöhe über dem aufgeheizten Land initiiert, wobei das Gebirge aufgrund der höheren Elevation entscheidend zu ihrer Auslösung beiträgt. Konvektion entwickelt dabei sich im kalten "Ast" der Schwerewellen (Abb. 2.1). Ähnliche Prozesse wurden an der Nordküste Neu-Guineas und in der Bengalischen Bucht registriert (Kikuchi und Wang, 2008; Yang und Smith, 2006).

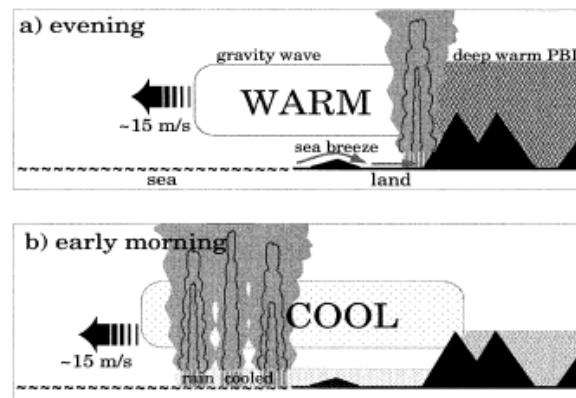


Abbildung 2.1: Schematische Darstellung der Auslösung von Schwerewellen und die mit ihr verbundene Initiierung von Konvektion am Abend (a) und anschließende seewärtige Propagation des konvektiven Systems im kalten „Ast“ der Schwerewelle am frühen Morgen (b). Der schwarze Pfeil zeigt die Propagationsrichtung der angeregten Schwerewelle an. (aus Mapes et al. (2003))

Im Allgemeinen gelten alle oben beschriebenen Prozesse nicht exklusiv für die Tropen, sondern sind auch auf die mittleren Breiten übertragbar. Sie finden jedoch in einer vorwiegend barotropen Umgebung wie den Tropen statt. Der Lebenszyklus konvektiver Systeme wird in den Extratropen zusätzlich durch den Einfluss der Baroklinität modifiziert.



### 3. Modell und Daten

Die in der vorliegenden Arbeit verwendeten Daten sind zum einen Vorhersageläufe des Integrated Forecasting System (IFS) des European Centre for Medium-Range Weather Forecast (ECMWF) und zum anderen Beobachtungsdaten der Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM). Beide Datensätze enthalten dreistündige Niederschlagswerte auf einem Gitter mit einer Maschenweite von  $0,25^\circ$  und werden über den zweijährigen Zeitraum des sogenannten Year of Tropical Convection (YOTC) vom 1. Mai 2008 bis 30. April 2010 verglichen. YOTC bezeichnet hierbei eine Forschungsinitiative, deren Ziel es war, ein besseres Verständnis für tropische Konvektion und die mit ihr verbundenen Phänomene wie die Madden-Julian-Oszillation (MJO), African Easterly Waves (AEWs) und die El Niño-Southern Oscillation (ENSO) zu erlangen (Waliser und Moncrieff, 2008).

Innerhalb dieses Zeitraums werden tägliche um 0000 UTC initialisierte Vorhersagen mit einer Integrationszeit von 120 Stunden evaluiert. Die Vorhersagen liegen dreistündig vor, so dass sich Niederschlagsvorhersagen mit den Intervallen 0000 UTC - 0300 UTC, 0300 UTC - 0600 UTC, etc. ergeben. Im Gegensatz zu den Vorhersagen ist der dreistündige Niederschlag innerhalb der TRMM-Daten um die nominellen Beobachtungszeitpunkte 0000 UTC, 0300 UTC, etc. zentriert. Beispielsweise decken die Daten um 0300 UTC den Zeitraum von 0130 UTC bis 0430 UTC ab. Somit sind in den Daten um 0000 UTC Informationen vom Vortag enthalten. Auf eine Korrektur des Zeitversatzes zwischen Vorhersagen und TRMM-Daten wird verzichtet. Neben der zeitlichen Verschiebung muss zudem die räumliche Verschiebung des TRMM-Datensatzes um  $0,125^\circ$  in zonaler und meridionaler Richtung beachtet werden. Dieser Umstand wird durch Interpolation der Beobachtungsdaten auf das gleiche Gitter der Vorhersagedaten behoben.

Um die Repräsentativität der Beobachtungs- und Vorhersagedaten besser einschätzen zu können, werden nachfolgend die zugehörigen technischen Aspekte vorgestellt. Zunächst erfolgt eine Beschreibung des IFS und eine Zusammenstellung von Studien, die bereits tropische Konvektion im IFS analysiert haben. Anschließend werden die Gewinnung der TRMM-Niederschlagsdaten und bestehende Unsicherheiten näher angesprochen.

### 3.1 Modellformulierung des Integrated Forecasting Systems

Das IFS ist ein mit einem hydrostatischen Kern ausgestattetes Globalmodell, das die Gleichungen für den horizontalen Impuls, die Temperatur, die Feuchte, den Bodendruck und die Kontinuitätsgleichung prognostisch löst. Die Gleichungen sind hierbei in Kugelkoordinaten  $(\lambda, \theta, \eta)$  beschrieben.  $\lambda$  gibt den Längengrad,  $\theta$  den Breitengrad und  $\eta$  die Vertikalkoordinate an. Letztere stellt eine hybride Formulierung der vertikalen Gitterstruktur dar, in der die Koordinatenflächen in der unteren Troposphäre geländefolgend und im Bereich der Modellobergrenze mit den Druckflächen gleichzusetzen sind (Simmons und Burridge, 1981). Die prognostische Gleichung für die spezifische Feuchte lautet im Speziellen (ECMWF, 2008):

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \frac{1}{a \cos^2 \theta} \left\{ u \frac{\partial q}{\partial \lambda} + v \cos \theta \frac{\partial q}{\partial \theta} \right\} + \dot{\eta} \frac{\partial q}{\partial \eta} = P_q + K_q \quad [3.1]$$

wobei innerhalb des Advektionsterms die Variablen  $u$  und  $v$  die horizontalen Windkomponenten und  $K_q$  den Beitrag der horizontalen turbulenten Diffusion angeben. Innerhalb von  $P_q$  werden die Beiträge des Wolkenschemas und der Konvektionsparametrisierung quantifiziert.

#### 3.1.1 Das Wolkenschema

Das Wolkenschema ist für die Repräsentation von Wolken zuständig, die explizit auf dem Modellgitter aufgelöst werden können. Im Allgemeinen entstehen Wolken aus der übersättigten Wasserdampfphase in den entsprechenden Höhenschichten, wenn beispielsweise großräumige Hebung oder nächtliche Ausstrahlung zur Abkühlung der Luftmassen führt. Wolken bilden sich darüber hinaus auch unter konvektiven Bedingungen, die, solange sie die räumliche Auflösung des numerischen Wettermodells erreichen, ebenfalls durch das Wolkenschema repräsentiert werden. Ansonsten müssen Wolken und ihre Wirkung auf die Modellumgebung parametrisiert werden. Innerhalb des Wolkenschemas werden Wolken in den einzelnen Gittervolumen nach der Formulierung von Tiedtke (1993) durch das spezifische Wolkenwasser- bzw. das spezifische Wolkeneisgehalt beschrieben. Die Parametrisierung von Sundqvist (1978) formuliert im weiteren Prozess die Produktion des Niederschlags. Die Niederschlagsmenge wird dabei diagnostisch als Funktion des Wolkenwassergehaltes ermittelt.

#### 3.1.2 Konvektionsparametrisierung

Da Konvektion eine wichtige Rolle im Energiehaushalt der Atmosphäre spielt, muss ihre Wirkung auf die skaligen Modellgrößen parametrisiert werden, wenn sie nicht explizit



vom Modell aufgelöst werden kann. Innerhalb des IFS wird das Bulk-Konvektionsschema nach Tiedtke (1989) verwendet. Dieser massenflussbasierte Ansatz beschreibt ein Ensemble an konvektiven Wolken mit Hilfe eines einzigen Wolkenmodells. Wie in den meisten anderen Konvektionsparametrisierungen auch sind im Tiedtke-Schema drei wesentliche Schritte erforderlich.

1. Die Auslösebedingung für Konvektion wird untersucht, indem in einem „First-guess“-Verfahren ein imaginäres Luftpaket vom Erdboden bis zu seinem Hebungs-kondensationsniveau (= Wolkenuntergrenze) gehoben wird. Übersteigt hierbei die virtuelle potentielle Temperatur des Luftpakets die der Umgebung um einen bestimmten Schwellwert, was mit Auftrieb und einer positiven Vertikalgeschwindigkeit verbunden ist, wird Cumulus-Konvektion initiiert. Das Tiedtke-Schema unterscheidet hierbei zwischen flacher und hochreichender Konvektion, abhängig von der vertikalen Erstreckung der labilen Schicht. Beträgt sie weniger als 200 hPa, wird die Wolke im betrachteten Gittervolumen als flach behandelt, ansonsten ist sie hochreichend.
2. Up- und Downdrafts in der konvektiven Bewölkung sowie die Entrainment- und Detrainmentraten werden mit Hilfe eines Wolkenmodells berechnet. Daraus wird das vertikale Profil der Änderungsraten von Wärmeenergie, Feuchte und Impuls erstellt. Entrainment und Detrainment werden dabei aufgeteilt in einen „organisierten“ und einen „turbulenten“ Anteil. Ersterer beschreibt das organisierte Ein- bzw. Ausströmen durch die Wolkenbasis bzw. durch die Wolkenoberkante, während der turbulente Anteil die Interaktion von Wolkenluft und der Umgebung an den Rändern der konvektiven Säule repräsentiert. Die Intensität des Niederschlags wird nach Berechnung der Kondensationsrate durch Sättigungsadjustierung wie im konventionellen Wolkenschema mit der Formulierung von Sundqvist (1978) bestimmt.
3. Der letzte Schritt beinhaltet die Berechnung des Massenflusses durch die Wolkenunterkante, wovon alle in 2.) genannten Größen abhängen. Zusätzlich bestimmt dieser die Magnitude des divergenten Ausströmens im Bereich der Wolkenoberkante und die aus Kontinuitätsgründen benötigte ausgleichende Subsidenz außerhalb des bulk-formulierten konvektiven Systems. Die Schließungsannahme für hochreichende Konvektion beruht innerhalb des IFS auf dem kompletten Abbau der Convective Available Potential Energy (CAPE) innerhalb einer bestimmten Zeitskala (Fritsch und Chappell, 1980). Für flache Konvektion wird die Schließung über die Gleichgewichtsannahme der latenten Energie in der Schicht unterhalb der Wolkenbasis (in der Regel die planetare Grenzschicht) formuliert. Der Feuchteeintrag über Evaporationsprozesse am Erdboden wird durch die Bildung flacher Konvektion abgebaut.

Die Verknüpfung von Konvektionsparametrisierung und Wolkenschema wird anschließend durch die Modifikation des Wolkenbedeckungsgrades und des Wolkenwassergehaltes durch Detrainmenteffekte an der konvektiven Bewölkung hergestellt.

### 3.1.3 Studien zur Repräsentation tropischer Konvektion im IFS

Gegenstand vieler Studien ist der für die Tropen typische Tagesgang des Niederschlags. Dabei wurde einheitlich eine zu frühe Auslösung der Konvektion festgestellt, die vor allem über Land relativ stark ausgeprägt ist. Untersuchungen des Niederschlags während des Indischen Sommermonsuns durch Chakraborty (2010) zeigen einen mittleren Phasenunterschied des Tagesgangs von sechs Stunden über Land, wobei das Niederschlagsmaximum in der Beobachtung am Abend (18-21 LST) und im Modell bereits in der Mittagszeit (12 LST) erreicht wird. Ebenso tritt ein Versatz des Tagesgangs über Wasser auf, wo die Konvektion neun Stunden zu früh initiiert wird (00 LST gegenüber 09 LST in der Beobachtung). Kidd et al. (2013) führte eine globale Analyse der Niederschlagsverteilung durch und stellte ebenfalls eine zu zeitige Auslösung der Konvektion fest, wobei die Diskrepanz zwischen Modell und Beobachtung über Land und im Bereich der ITCZ stärker ist als über den Ozeanen. Dies wurde vor allem über Afrika beobachtet, wo das Auftreten des Niederschlagsmaximums in der Vorhersage dem der Beobachtung um etwa vier Stunden vorseilt.

Diese Problematik griffen Betts und Jakob (2002) in ihrer Studie auf und verweisen hierbei auf zwei entscheidende Phasen im Lebenszyklus konvektiver Systeme, die ursächlich sein können für den zeitlichen Versatz des Tagesganges zwischen Modell und Beobachtung. Die erste Phase betrifft den Abbau der stabilen und gesättigten nächtlichen Grenzschicht und die anschließende Entwicklung einer konvektiven Mischungsschicht nach Sonnenaufgang. Dieser Vorgang erfolgt innerhalb des Modells zu schnell (bereits etwa zwei Stunden nach Sonnenaufgang). Die Parametrisierung hochreichender Konvektion greift hierbei direkt, da sie durch die nahezu gesättigte Grenzschicht und die Existenz von CAPE eine bedingt labile Atmosphäre identifiziert und somit nach der Berechnung der Wolkenobergrenze in der oberen Troposphäre instantan konvektiven Niederschlag produziert. Die durchgeführten Beobachtungen deuten auf eine langsamere Entwicklung der Prozesse hin, die sich zunächst in der Bildung flacher Cumuli und anschließend von Congestus-Wolken äußert, bevor erst am späten Nachmittag ( $\approx 15$  LST) hochreichende Konvektion initiiert wird. Diese zeitliche Verzögerung wird trotz der getrennten Parametrisierung von flacher und hochreichender Konvektion im ECMWF-Modell inadäquat simuliert oder teilweise übersprungen, so dass entgegen der Beobachtungen der Tagesgang des Niederschlags in Phase ist mit dem Tagesgang der bodennahen Flüsse bzw. des Sonnenstandes (Bechtold et al., 2012; Kidd et al., 2013).

Die zweite Phase wiederum betrifft die Dissipation der Niederschlagsbewölkung und

das Absinken relativ kühler und trockener Luft innerhalb von konvektiven Downdrafts, die zu einer erneuten Stabilisierung der Grenzschicht führt. Es wird vermutet, dass diese Downdrafts im Modell zu schwach dargestellt werden und somit eine zu geringere Stabilität erzeugt wird, die am folgenden Tag eine verfrühte Konvektionsauslösung bewirkt.

Neben der zeitlichen Diskrepanz werden ebenfalls Unterschiede bezüglich der Niederschlagsintensität ausgemacht. Das ECMWF-Modell neigt generell zur Überschätzung der Tagesgangsamplitude über Land, wobei eine relativ starke Modifikation durch topografische Gegebenheiten stattfindet (Kidd et al., 2013). Beispielsweise ist die Niederschlagsmenge in den Anden systematisch zu hoch, während die Region um das äthiopische Hochland relativ zu den Beobachtungen zu trocken ist. Schwierigkeiten hinsichtlich einer adäquaten Auflösung von subgridskaligen orografischen Effekten aufgrund der Glättung der Topografie sind eine wahrscheinliche Ursache für die Unsicherheiten über gegliedertem Gelände. Analog werden Probleme in der Simulation von Konvektion in küstennahen Gebieten auf die relativ schlechte Repräsentation der Land-See-Interaktion im ECMWF-Modell zurückgeführt. Darüber hinaus unterschätzt das Modell die Amplitude des Tagesgangs über den Ozeanen. Jedoch weisen jene Regionen die kleinsten relativen Intensitätsfehler auf (Kidd et al., 2013).

Interessanterweise beobachtet Chakraborty (2010) ein unterschiedliches Verhalten über Land und Wasser bezüglich des Fehlerwachstums. Dieses ist über Ozeanen größer als über Land und dort am stärksten, wo die Beobachtungen die größte Variabilität zeigen. Mögliche Erklärungen sind zum einen die Tendenz des Modells mit größerer Vorhersagezeit den klimatologischen Modellzustand anzunehmen und zum anderen die fehlende Interaktion zwischen Atmosphäre und Ozean. Im Gegensatz dazu ist das Fehlerwachstum über Land weniger stark ausgeprägt.

Des Weiteren wird von Kidd et al. (2013) ein Spin-down-Problem des ECMWF-Modells festgestellt, bei dem in den ersten 24 Stunden des Vorhersagelaufs mehr Niederschlag produziert wird als in den weiteren Tagen danach. Betroffen sind u.a. Regionen entlang der ITCZ, die Anden und Südamerika. Außerhalb der Tropen wird eine Veränderung der Niederschlagsmenge im Vergleich zum ersten Vorhersagetag kaum beobachtet, was darauf hindeutet, dass die Konvektionsparametrisierung dieses Verhalten verursacht.

## 3.2 Tropical Rainfall Measuring Mission

### 3.2.1 Überblick

Die Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) ist ein Gemeinschaftsprojekt zwischen den Vereinigten Staaten und Japan, das bereits Mitte der achtziger Jahren ins Leben ge-

rufen wurde. Die Hauptintention dieses Projekts ist die systematische Messung des Niederschlags in den Tropen und Subtropen mit Hilfe eines satellitengebundenen Beobachtungssystems (Kozu et al., 2001). Zudem soll auf diesem Weg ein besseres Verständnis für den Einfluss der latenten Energie auf die globale atmosphärische Zirkulation gewonnen werden (Kummerow et al., 2000). Der TRMM-Satellit besteht u. a. aus zwei wichtigen Sensoren:

- TRMM Microwave Imager (TMI): Das TMI ist ein passiver Niederschlagssensor, der über mehrere Frequenzen im Mikrowellenbereich Informationen über den vertikal integrierten Wassergehalt und seine räumliche Verteilung liefert.
- Precipitation Radar (PR): Das PR ist ein aktives, im Infrarotbereich agierendes Messinstrument zur Bestimmung der Niederschlagsrate. Es bezieht die Informationen über die Niederschlagsrate, anders als das TMI, unabhängig von der Emissivität des Hintergrunds. Es besitzt zudem eine höhere zeitliche und räumliche Auflösung und eine bessere räumliche Abdeckung.

Diese Sensoren sind Teil der sogenannten TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA), in der die Daten mehrerer Satellitensysteme kombiniert werden und den in der vorliegenden Arbeit verwendeten Niederschlagsdatensatz TRMM-3B42 (Version 7) bilden. Aufgrund der physikalisch direkteren Messmethodik besteht TRMM-3B42 zum größten Teil aus TMI-Daten (s. Kummerow et al., 2001). PR-Daten kommen in Gebieten zum Einsatz, die nicht vom TMI abgedeckt werden (s. Huffman et al., 2007).

### 3.2.2 Unsicherheiten

Der Einsatz von Fernerkundungsmethoden zur Bestimmung des Niederschlags bietet den Vorteil einer besseren räumlichen Abdeckung als lokal begrenzte Messungen durch bodengebundene Messstationen. Insbesondere über Ozeanen, wo nahezu keine in-situ Stationen existieren, können auf diese Weise wichtige Beobachtungslücken geschlossen werden (Wunram, 2004). Für die tropischen Regionen nimmt TRMM daher eine wichtige Stellung ein.

Als nachteilig erweist sich allerdings, dass die Niederschlagsraten indirekt abgeleitet werden müssen. Diesbezüglich müssen bereits im Vorfeld Qualitätsunterschiede über Ozean und über Land erwartet werden, da der wesentliche Teil von TRMM-3B42 sich primär aus den im Mikrowellenbereich abgeleiteten Niederschlagsdaten zusammensetzt. Hintergrund ist die Diskrepanz in der Oberflächenemissivität zwischen Land und Ozean im Mikrowellenbereich. In diesen Wellenlängen wirkt der Ozean radiometrisch kalt, der somit einen guten Kontrast zu den wärmer wirkenden Regentropfen bildet und womit

die Genauigkeit der Niederschlagsabschätzung erhöht wird (Chen et al., 2013). Der geringere Kontrast und die inhomogenere Oberflächenbeschaffenheit erschwert hingegen die Abschätzung über Land. Chen et al. (2013) konnte zudem zeigen, dass aufgrund der zu groben Auflösung konvektiver Niederschlag über stark gegliedertem Gelände unterschätzt wird. Aus diesen Gründen ist davon auszugehen, dass die Unsicherheit von TRMM-3B42 über Land höher ist als über Ozean (Ebert et al., 2007; Kubota et al., 2002; Sapiano und Arkin, 2009).

Einen etwas anderen Ansatz wählten Tian und Peters-Lidard (2010), die die Unsicherheit von Satellitenmessungen anhand der Standardabweichung von einem Ensemblemittel bestehend aus sechs Beobachtungsdaten (u.a. TRMM-3B42) abschätzten (Abb. 3.1). Generell stellten die Autoren für die Sommermonate fest, dass die Unsicherheit umso geringer ist, je stärker der Niederschlag ist. Dies gilt im Speziellen für die Tropen. Weiterhin können die Erkenntnisse von Chen et al. (2013) bestätigt werden, wonach größere Unsicherheiten über Land als über Ozean bestehen, mit Ausnahme jedoch von Südamerika im lokalen Sommer. Ebenso sind große Standardabweichungen in stark gegliedertem Gelände wie dem tibetischen Plateau, den Rocky Mountains und den Anden sowie entlang von Küstenlinien festzustellen.

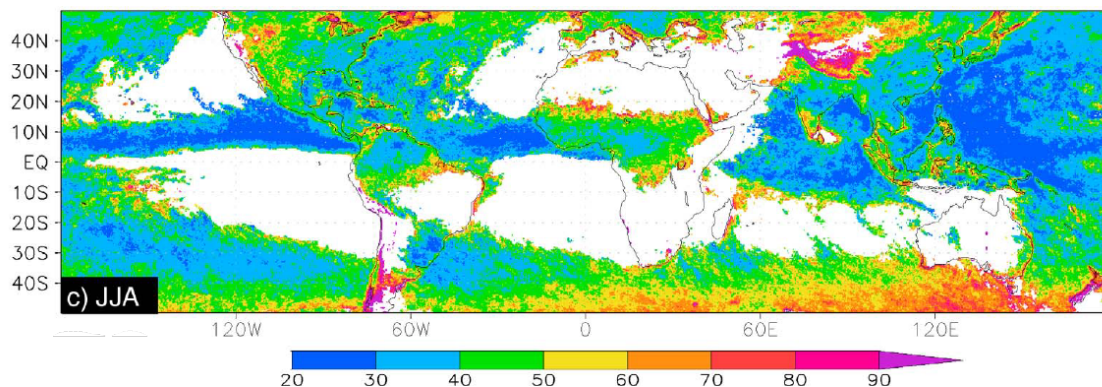


Abbildung 3.1: Magnitude der Standardabweichung bezüglich des Ensemblemittels des tagesgemittelten Niederschlags. Die Angabe ist prozentual zum tagesgemittelten Niederschlag. Aus Tian und Peters-Lidard (2010) (modifiziert).



# 4. Verifikationsmethoden

## 4.1 Überblick

Verifikationsmaße oder Skill-Scores dienen der Analyse der Modellgüte. Die Herangehensweise "traditioneller" Skill-Scores richtet sich nach einer 2x2-Kontingenztabelle (Tab. 4.1). Sie spannt einen Beobachtungs-Vorhersage-Raum auf, in dem das Auftreten oder Nichtauftreten von Niederschlag an einem Gitterpunkt mittels einer einfachen "Ja/Nein"-Klassifizierung gegenübergestellt wird. Es ergeben sich dadurch vier Möglichkeiten:

- Tritt sowohl in der Beobachtung als auch in der Vorhersage Niederschlag ein, wird dies als „Treffer“ („Match“, „Hit“) gewertet.
- Wird Niederschlag vorhergesagt, der nicht beobachtet wird, dann ist diese Situation als ein "falscher Alarm" ("false alarm") zu werten.
- Wird andererseits Niederschlag beobachtet, der nicht vorhergesagt wird, liegt ein "verpasstes Ereignis" ("missed event") vor.
- Ebenso können auch weder in der Beobachtung noch in der Vorhersage Niederschlag auftreten. Dies stellt einen "negativen Treffer" ("Correct negative") dar.

Tabelle 4.1: 2x2-Kontingenztabelle zur Verifikation von Ereignissen (u.a. Wilks, 1995)

		Vorhersage	
		Ja	Nein
Beobachtung	Ja	Match	missed event
	Nein	false alarm	Correct negative

Die Berechnung traditioneller Skill-Scores erfolgt dabei gitterpunktsbasiert. Dieser Ansatz reagiert umso sensibler auf Fehler, je höher die räumliche Auflösung gewählt wird. Größere Variabilitäten, die meist aus einer feineren räumlichen und zeitlichen Auflösung resultieren, erhöhen die Wahrscheinlichkeit kleinskaliger Amplituden- und Positionsfehler (Gilleland et al., 2009) und somit auch die Wahrscheinlichkeit eines sogenannten "double penalty", was insbesondere für die räumliche Verifikation konvektiver Systeme

problematisch ist. Ein double penalty beschreibt hierbei das gleichzeitige Auftreten eines false alarms und eines missed events. Die Problematik kann anhand des Beispiels in Abb. 4.1 verdeutlicht werden. Trotz identischer Form und Größe wird das Vorhersagebeispiel in Abb. 4.1a als double penalty gewertet, da kein gemeinsamer Gitterpunkt zwischen beiden Objekten existiert. Hingegen erzielt das zweite Beispiel (Abb. 4.1b) aufgrund einer gemeinsamen Überlappfläche mit diversen gitterpunktbasierten Skill-Scores ein besseres Ergebnis als das erste, obwohl die Größe stark überschätzt wird (s. Ahijevych et al., 2009). Dies widerspricht dem subjektiven Empfinden.

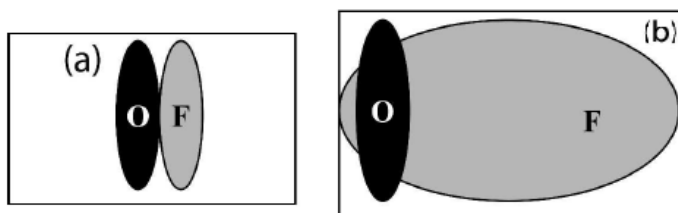


Abbildung 4.1: Zwei Vorhersagebeispiele mit jeweils einem Beobachtungs- (O) und einem Vorhersageobjekt (F). Aus Davis et al. (2006).

Um dieses Problem zu umgehen, wurden neuartige Verifikationsmethoden wie der "Displacement und Amplitude Score (DAS)" (Keil und Craig, 2007, 2009) und die "Method for Object-Based Diagnostic Evaluation (MODE)" (u.a. Davis et al., 2009) entwickelt. Diese beiden Methoden werden in der vorliegenden Arbeit verwendet. Sie wurden gewählt, um die bereits erwähnte "double penalty"-Problematik zu umgehen, ihre Anwendbarkeit auf die speziell im PANDOWAE-Projekt existierenden Fragestellungen zu testen und sie für die vorliegende Untersuchung tropischer Konvektion synergetisch zu verknüpfen.

## 4.2 Displacement and Amplitude Score (DAS)

### 4.2.1 Der "Pyramidal Image-Matcher"

DAS gehört zur Kategorie der feldbasierten Verifikationsmethoden und verwendet einen Algorithmus, der allgemein das zu untersuchende Feld (meist die Vorhersage) derart deformiert, dass bezüglich des Intensitätsfehlers die Wurzel der kleinsten Fehlerquadrate (Root-mean-square error, RMSE) relativ zum einem Referenzfeld (in der Regel die Beobachtung) minimiert wird. Der Algorithmus mündet in der Bestimmung eines Verschiebungsvektors für jeden einzelnen Gitterpunkt im Untersuchungsfeld. Diese Vektoren zeigen jeweils auf jenen Punkt im Referenzfeld, der den kleinsten RMSE liefert. Auf diese Weise können sowohl der verbliebene Amplitudenfehler als auch der Positionsfehler der Niederschlagsstrukturen bestimmt werden.



Der Algorithmus wird auf unterschiedlichen Skalen beziehungsweise Auflösungsstufen angewendet, wodurch ein hierarchisches, pyramidenartiges Schema entsteht (s. Keil und Craig, 2009). Die einzelnen Auflösungsstufen werden als Pyramidenebenen bezeichnet (Keil und Craig, 2009; Richter, 2012). Der Vergleich der Felder beginnt in der niedrigsten Auflösung, die im weiteren Verlauf sukzessive erhöht wird. Diese skalenabhängige Betrachtung der Felder ist insbesondere für die zeitliche Verfolgung („Tracking“) von Wolken systemen vonnöten, da Wolkenfelder eine starke räumliche Autokorrelation vorweisen (Zinner et al., 2008). Beispielsweise können innerhalb einer mesoskaligen Struktur mehrere kleinskalige Konvektionszellen eingebettet sein, die entsprechend in die gleiche Richtung ziehen. Das Pyramidenschema des Image-Matchers erhöht die Wahrscheinlichkeit, dass eine korrekte Zuordnung der einzelnen Konvektionszellen durch die Verschiebungsvektoren stattfindet.

Das Vektorfeld wird in folgenden Schritten ermittelt:

1. In der obersten Pyramidenebene, d.h. in der niedrigsten Auflösungsstufe, wird die Auflösung des Vorhersage- und Beobachtungsfeldes herabgesetzt, indem  $2^F$  Gitterpunkte in jede Richtung auf einem einzigen Gitterpunkt gemittelt werden.  $F$  ist der sogenannte "Sub-sampling"-Faktor, der die Anzahl der Pyramidenebenen und die Anzahl der zu mittelnden Gitterpunkte angibt. Beispielsweise werden mit einem Sub-Sampling-Faktor  $F = 4$  auf der obersten Ebene  $16 \times 16$  Gitterpunkte zu einem zusammengefasst.
2. Die Verschiebungsvektoren für jeden Gitterpunkt in der niedrigsten Auflösungsstufe werden nun ermittelt, indem das Vorhersagefeld relativ zum Beobachtungsfeld innerhalb eines Intervalls von  $\pm 2$  Pixel in jede Richtung verschoben wird. Es findet nach jeder Verschiebung in eine bestimmte Richtung eine Überprüfung statt, welche Gitterpunkte das kleinste Fehlerquadrat aufweisen. Für jene wird ein Verschiebungsvektor bestimmt, der auf den entsprechenden Gitterpunkt im Beobachtungsfeld zeigt. Um Bildrauschen zu unterdrücken und realistischere Ergebnisse für die Vektoren zu erhalten, wird auf das Feld der Fehlerquadrate zusätzlich ein Gaußfilter mit einem standardmäßigen Radius von zwei Gitterpunkten angewendet (Richter, 2012).
3. Das dabei entstehende Vektorfeld wird nun auf das Original des Vorhersagefeld angewendet. Es wird ein neues temporäres Vorhersagefeld erzeugt, in dem die Gitterpunktwerte den Werten im Beobachtungsfeld derart angeglichen sind, dass die Fehlerquadrate minimal sind.
4. In diesem temporären Vorhersagefeld und im Beobachtungsfeld wird nun die Auflösung wieder erniedrigt, diesmal allerdings um  $2^{F-1}$ , was die zweithöchste Pyramidenstufe symbolisiert. Die Schritte 1.) bis 3.) werden solange wiederholt, bis die

niedrigste Ebene des Pyramidenschemas, also die ursprüngliche Auflösung der Felder, erreicht ist. In jeder Auflösungsstufe wird ein neues temporäres Vorhersagefeld und ein neues Vektorfeld generiert, was als Korrektur des Vektorfeldes in der jeweils vorangegangenen Stufe gesehen werden kann (Keil und Craig, 2007).

5. Das endgültige Verschiebungsvektorfeld bildet sich aus der Summe aller Vektorfelder der individuellen Ebenen, woraus das endgültige deformierte Vorhersagefeld erzeugt wird. Die finalen Vektoren zeigen dabei nicht zwingend auf die Position der Gitterpunkte im Beobachtungsfeld, sondern auch im Raum dazwischen. Die Werte werden dann durch bilineare Interpolation aus den vier umgebenden Gitterpunkten berechnet (Richter, 2012).

Der Sub-sampling-Faktor  $F$  bestimmt neben der Anzahl der Pyramidenebenen den Suchradius, über den die Strukturen im Untersuchungsfeld verschoben werden können. Der Suchradius umfasst mindestens  $2^{F+2}$  Gitterpunkte und sogar  $\sqrt{2} \cdot 2^{F+2}$ , wenn man die diagonale Länge zwischen gegenüberliegenden Eckpunkten betrachtet. Liegen die Objekte des Untersuchungs- und Referenzfeldes innerhalb des Suchradius, dann ist eine Verschiebung möglich. Ist die Distanz zwischen den Strukturen größer, werden sie als unkorreliert betrachtet. Der Suchradius ist benutzerdefiniert wählbar und hängt von der Art der zu untersuchenden Objekte ab. Ein zu großer Suchradius führt dazu, dass eventuell physikalisch unzusammenhängende Objekte einander zugeordnet werden, während bei einem zu kleinen Suchradius der Zufallsfaktor eine größere Rolle einnimmt. Die Distanz, über die konvektive Systeme den gleichen synoptischskaligen Antrieb erfahren, wird in den mittleren Breiten über den Rossbyschen Deformationsradius definiert (Keil und Craig, 2007). Dieser Ansatz ist aufgrund des zu kleinen Coriolisparameters schlecht auf tropische Regionen übertragbar. Letztlich wurde in der vorliegenden Arbeit der Sub-sampling-Faktor anhand subjektiver Untersuchungen des Algorithmus an tropischen Zyklonen und anderen konvektiven Systemen in den Tropen auf  $F = 3$  gesetzt. Daraus ergibt sich ein Suchradius von 32 Gitterpunkten ( $\sim 45$  Gitterpunkte diagonal), was mit der gegebenen räumlichen Auflösung der TRMM- und YOTC-Daten von einem Viertel Grad 800 km (diagonal  $\sim 1130$  km) entspricht.

#### 4.2.2 Der Beobachtungs- und Vorhersageraum

Der vorgestellte Algorithmus wird sowohl auf die Vorhersage als auch auf die Beobachtung angewendet, weswegen zwei separate Räume, der Beobachtungs- und Vorhersageraum, entstehen. Dieses "Two-way-matching" ist notwendig, um sowohl die Fehler durch false alarms als auch die Fehler durch missed events quantifizieren zu können.

Im Beobachtungsraum erfolgt eine Deformation der Vorhersage in Richtung der Beobachtung (Abb. 4.2). Sowohl die Größe als auch der Schwerpunkt des Beobachtungsob-

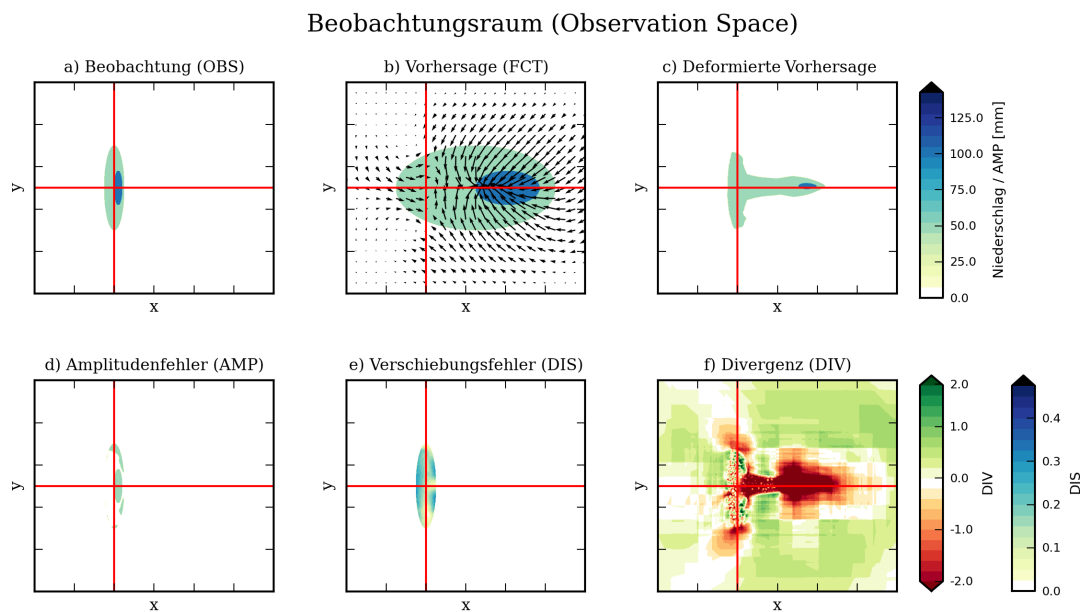


Abbildung 4.2: Matching-Prozess im Beobachtungsraum. Dabei wird die Vorhersage deformiert. a) Beobachtungsobjekt (entspricht geom000 aus Abb. 4.7). b) Vorhersageobjekt (entspricht geom005 aus Abb. 4.7). Die Verschiebung und Deformation des Niederschlagsobjektes sind durch die Vektoren angezeigt. c) Deformierte Vorhersage. d) Verbliebener Amplitudenfehler  $AMP_{obs}$ . e) Verschiebungsfehler  $DIS_{obs}$ , normiert mit dem Suchradius. f) Divergenzfeld der Verschiebungsvektoren. Der Schwerpunkt des Beobachtungsobjektes befindet sich im Schnittpunkt der roten Achsenlinien. Nur die Gitterpunkte innerhalb der Fläche des Beobachtungsobjektes tragen zu den Vorhersagefehlern bei.

jekt (Abb. 4.2a) wird im vorliegenden Beispiel von der Vorhersage (Abb. 4.2b) schlecht wiedergegeben. Der Image-Matcher versucht, den linken Abschnitt des Vorhersageobjektes so zu verzerren, dass die Form des Beobachtungsobjektes so gut wie möglich wiedergegeben wird. Gleichzeitig ist im Großteil der restlichen Fläche der Vorhersage ein konvergentes Vektorfeld vorzufinden. Dieses resultiert daraus, dass sich der rechte Teil der Fläche außerhalb des vordefinierten Suchradius befindet. Der Teil der Fläche ist zu weit von der Position des Beobachtungsobjektes entfernt, um als korreliert zu gelten und wird vom Matching-Prozess ausgeschlossen. Der Algorithmus verkleinert diese Fläche mit dem Ziel, sie verschwinden zu lassen. Das Ergebnis der Deformation ist in Abb. 4.2c wiedergegeben. Aus diesem Prozess entspringen die Felder zweier Fehlermaße: das Feld für den verbliebenen Intensitäts- oder Amplitudenfehler  $AMP_{obs}$  (Abb. 4.2d), gleichbedeutend mit dem RMSE zwischen dem Beobachtungs- und dem deformierten Vorhersagefeld, und das Feld für den Positions- oder Verschiebungsfehler  $DIS_{obs}$  (Abb. 4.2e), der die gemittelte Magnitude der Vektoren angibt. Das Subskript „obs“ deutet an, dass die Fehlermaße für den Beobachtungsraum gelten. Hierbei werden nur jene Intensitätsfehler und Vektoren berücksichtigt, die innerhalb der Fläche des Beobachtungsobjektes liegen. Dies erklärt das Fehlen der nach rechts ragenden „Zunge“ aus der deformierten

Vorhersage in  $AMP_{obs}$ , die ansonsten durch den Unterschied zwischen Beobachtung und deformiertem Vorhersagefeld existieren würde. Darüberhinaus quantifiziert  $AMP_{obs}$  im Allgemeinen auch den Fehler, der durch missed events entsteht. Im vorliegenden Fall ist der durch missed events verursachte Fehler minimal, da die gesamte Form des Beobachtungsobjektes wiedergegeben wird. Amplitudenfehler entstehen hier hauptsächlich durch das fehlende Intensitätsmaximum in der deformierten Vorhersage. Zusätzlich bedeutet die Betrachtung der Vektoren alleine innerhalb des Beobachtungsobjektes, dass kein Verschiebungsfehler durch missed events entstehen kann. Sie werden nur durch den Amplitudenfehler quantifiziert. Abb. 4.2f illustriert das aus dem Vektorfeld abgeleitete Divergenzfeld. Dessen Bedeutung wird noch zu einem späteren Zeitpunkt durchleuchtet. Eine starke Konvergenz der Vektoren zeigt sich hierbei insbesondere im Bereich des Intensitätsmaximums des Vorhersageobjektes. Diese Konvergenz verdeutlicht, dass die Methode versucht, die rechte Objekthälfte zu eliminieren.

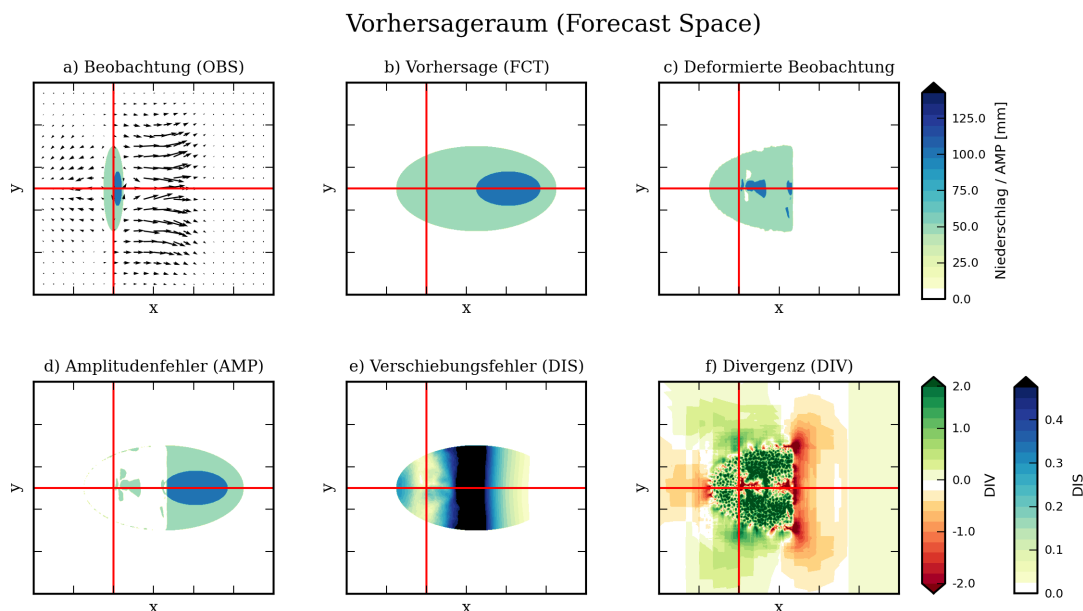


Abbildung 4.3: Wie in Abb. 4.2, nur im Vorhersageraum. Dabei wird die Beobachtung deformiert. Nur die Gitterpunkte innerhalb der Fläche des Vorhersageobjektes tragen zu den Vorhersagefehlern bei.

In analoger Weise wird im Vorhersageraum die Beobachtung so deformiert, dass sie die Vorhersage bestmöglich wiedergibt (Abb. 4.3). Das Vektorfeld verdeutlicht, dass die Beobachtung gestreckt werden muss, um die fehlende Fläche der Vorhersage wieder auszufüllen (Abb. 4.3a). Die limitierte Reichweite des Suchradius führt jedoch dazu, dass nur die linke Hälfte des Vorhersageobjektes reproduziert werden kann (Abb. 4.2c). Dies hat große Auswirkungen auf die im Vorhersageraum definierten Verschiebungsfehler  $DIS_{fct}$  (Abb. 4.3e) und Amplitudenfehler  $AMP_{fct}$  (Abb. 4.3d), die diesmal über die ge-

samte Fläche des Vorhersageobjektes quantifiziert werden.  $AMP_{fct}$  berücksichtigt des Weiteren die Fehler, die durch false alarms verursacht werden. Die gesamte zusammenhängende Fläche im rechten Bildteil von Abb. 4.3d ist als false alarm zu interpretieren. Analog zum Beobachtungsraum entstehen durch sie keine Verschiebungsfehler.

### 4.2.3 Berechnung des „Displacement and Amplitude Score DAS“

Die Berechnung des Amplituden- und Verschiebungsfehlers erfolgt für den Beobachtungs- und Vorhersageraum zunächst separat. Der gemittelte RMSE bezüglich der Intensität über die gesamte Verifikationsdomäne  $A$  errechnet sich für den Beobachtungsraum über

$$\overline{AMP}_{obs} = \left[ \frac{1}{n_{obs}} \sum_A (AMP_{obs}(x, y))^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad [4.1]$$

wobei  $n_{obs}$  die Anzahl der Gitterpunkte mit Niederschlag im Beobachtungsfeld ist. Analog wird  $\overline{AMP}_{fct}$  für den Vorhersageraum bestimmt. Der mittlere Verschiebungsfehler im Beobachtungsraum ist definiert über

$$\overline{DIS}_{obs} = \frac{1}{n_{obs}} \sum_A DIS_{obs}(x, y) \quad [4.2]$$

In gleicher Weise erfolgt die Berechnung des Verschiebungsfehlers  $\overline{DIS}_{fct}$  für den Vorhersageraum. Die Normalisierung der gemittelten Fehler mit  $n_{obs}$  (bzw.  $n_{fct}$  im Vorhersageraum) vermeidet eine Abhängigkeit der Fehler von der Größe der Verifikationsdomäne  $A$ . Der gesamte Amplitudenfehler AMP beziehungsweise Verschiebungsfehler DIS ist das gewichtete Mittel aus den Fehlern der individuellen Räume. Dadurch werden die Fehler durch false alarms und missed events kombiniert.

$$AMP = \frac{1}{n_{obs} + n_{fct}} (n_{obs} \overline{AMP}_{obs} + n_{fct} \overline{AMP}_{fct}) \quad [4.3]$$

$$DIS = \frac{1}{n_{obs} + n_{fct}} (n_{obs} \overline{DIS}_{obs} + n_{fct} \overline{DIS}_{fct}) \quad [4.4]$$

Für den Displacement and Amplitude Score DAS, der beide Fehler zu einem einzigen Maß vereint, werden AMP und DIS zusätzlich normalisiert. Für den Amplitudenfehler erfolgt die Normalisierung durch eine charakteristische Intensität  $I_0$ . Die Wahl von  $I_0$  ist anwendungsbezogen und richtet sich nach der Intensität der Beobachtungsobjekte. Üblicherweise wird die quadratisch gemittelte Intensität des Beobachtungsfeldes herangezogen. In der vorliegenden Arbeit wird jedoch aufgrund der großen Datensätze auf eine saisonal gemittelte Niederschlagsintensität zurückgegriffen. Der Wertebereich des

normalisierten Amplitudenfehlers ist  $[0, \infty)$ . Ein Wert von 1 deutet an, dass der gemittelte Intensitätsfehler dieselbe Größenordnung wie  $I_0$  besitzt.

Die Normierung des Verschiebungsfehler wird durch den maximalen Suchradius  $D_{max}$  realisiert, der bereits in Abschnitt 4.2.1 vorgestellt wurde. Die Wahl des Suchradius als Normierungsgröße beruht auf dem Prinzip, dass ein relativ zum Beobachtungsobjekt verschobenes Vorhersageobjekt um  $D_{max}$  quantitativ den gleichen Fehler liefert wie ein false alarm inklusive missed event (Keil und Craig, 2009). Hierbei muss jedoch die Annahme getroffen werden, dass beide Objekte die gleiche Intensität besitzen. Der Wertebereich des normierten Verschiebungsfehlers umfasst  $[0, 1]$ . Ein Wert von 1 wird erreicht, wenn die Objekte um  $D_{max}$  verschoben sind.

DAS ist letztlich nun die Summe der beiden normalisierten Fehlermaße:

$$\text{DAS} = \frac{\text{DIS}}{D_{max}} + \frac{\text{AMP}}{I_0} \quad [4.5]$$

wobei der Wertebereich aufgrund der fehlenden oberen Grenze des Amplitudenfehlers ebenfalls  $[0, \infty)$  ist.

### 4.3 Method for Object-Based Diagnostic Evaluation (MODE)

Die zweite verwendete Methode ist die „Method for Object-Based Diagnostic Evaluation (MODE)“ (u.a. Davis et al., 2006). Unter <http://www.dtcenter.org/met/users/> ist die C++-Version von MODE verfügbar. Im Sinne einer bequemeren Anpassung für weitere zukünftige Anwendungen wurden für die vorliegende Arbeit die wichtigsten und grundlegenden Elemente der Methode in *Python* neu geschrieben. Es handelt sich also nicht um die Originalversion. Der Einfachheit wird allerdings weiterhin die Bezeichnung „MODE“ verwendet.

#### 4.3.1 Der Algorithmus

MODE zählt zur Kategorie der objektorientierten Methoden und wurde entwickelt, um die (subjektive) Analyse der Vorhersagequalität durch einen Meteorologen so gut wie möglich zu simulieren (Brown et al., 2007). Die Methode beruht (i) auf der Identifikation der Niederschlagsobjekte durch eine spezielle Filterungstechnik, (ii) der Quantifizierung relevanter Objektattribute wie z.B. Position, Größe und Intensität, (iii) dem Matching-Prozess durch Vergleich der Objekte zwischen Beobachtung und Vorhersage und schließlich (iv) der Berechnung eines Scores, der die Vorhersagegüte bezüglich des gesamten Feldes angibt. Nachfolgend werden die einzelnen Schritte vorgestellt.

### Identifizierung der Niederschlagsobjekte

MODE bedient sich zur Bestimmung der relevanten Niederschlagsobjekte einer Filtertechnik, die als „Convolution Thresholding“ bezeichnet wird. Der Filterprozess selbst besteht aus drei einzelnen Schritten (Abb. 4.4). Die rohen Niederschlagsfelder (Abb. 4.4a) der Beobachtung und der Vorhersage werden zunächst einem Glättungsverfahren unterzogen (Abb. 4.4b). Anschließend werden in den geglätteten Feldern die Grenzen der Niederschlagsobjekte durch Anwendung eines Niederschlagsschwellwertes ermittelt, unterhalb dessen der Niederschlag auf Null gesetzt wird. Die Wahl des Schwellwerts bestimmt hierbei die Größe und die Anzahl der Objekte, wobei ein hoher Wert tendenziell nur jene mit hohen Niederschlagsintensitäten zurücklässt. Alle Niederschlagswerte oberhalb des Grenzwertes werden auf 1 gesetzt. Das Ergebnis ist ein binäres Feld mit scharf abgegrenzten Objekten (Abb. 4.4c). Schließlich wird das binäre Feld mit dem Originalfeld multipliziert, so dass ein Feld mit den relativ stärksten und größten Niederschlagsobjekten entsteht (Abb. 4.4d). Im letzten Schritt besteht die Möglichkeit, die verbliebenen Objekte weiter hinsichtlich der Intensität und der Größe zu filtern. Dies bietet den Vorteil, gezielt Niederschlagsobjekte mit den gewünschten Eigenschaften zu untersuchen.

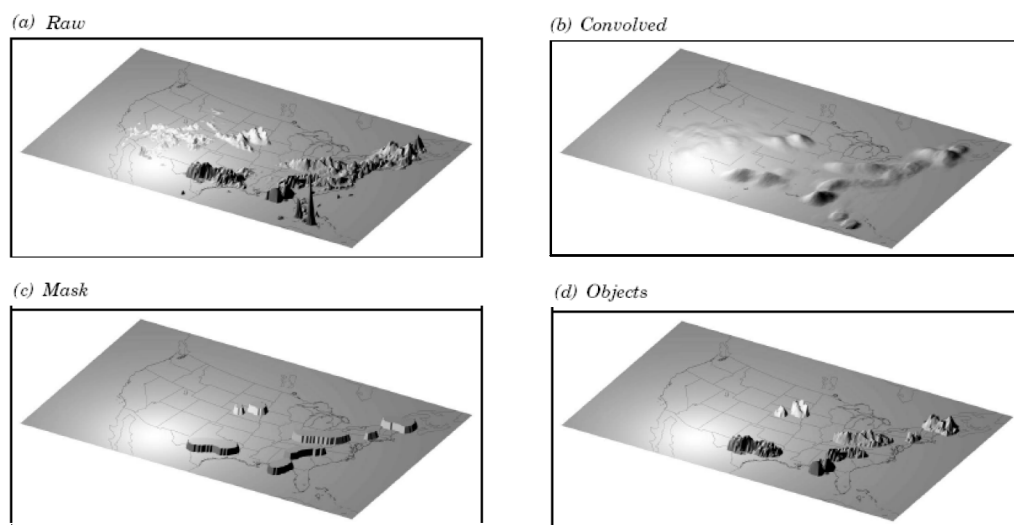


Abbildung 4.4: Schematische Darstellung des Filterprozesses zur Identifizierung einzelner Niederschlagsobjekte in MODE. a) Originalfeld, b) Geglättetes Feld, c) binäres Feld bestehend aus zusammenhängenden Objekten, die Werte oberhalb des definierten Niederschlagsschwellwertes aufweisen, d) gefiltertes Feld nach Multiplikation von c) mit a). (Aus Gotway et al., 2012)

Insgesamt können innerhalb von MODE folgende Filterparameter eingestellt werden:

- **Schwellwert für das rohe Datenfeld:** Die rohen Datenfelder können bereits vor der eigentlichen Identifizierung der Niederschlagsobjekte gefiltert werden. Dadurch

können die Felder im Vorfeld besser angeglichen werden und zusätzlich Rechenzeit eingespart werden. Die Angabe erfolgt in mm.

- **Glättungsradius:** Der Glättungsradius bestimmt die Intensität, mit der die Felder geglättet werden. Je größer der Radius, desto stärker werden insbesondere einzelne isolierte Niederschlagsmaxima abgeschwächt. Der Radius wird in Gitterpunkteinheiten angegeben.
- **Schwellwert für das geglättete Feld:** Dieser Parameter bestimmt die Größe und auch die Anzahl der zu untersuchenden Niederschlagsobjekte. Je größer er gewählt wird, desto eher verbleiben nur die stärkeren Objekte innerhalb des Feldes. Die Anzahl der Objekte wird ebenfalls reduziert.
- **Schwellwert für die Fläche:** Die Filterung bezüglich der Fläche kann nach der Identifizierung der Objekte durch den Glättungsprozess vorgenommen werden. So lassen sich gezielt nur Objekte oberhalb einer bestimmten Größe untersuchen. In der vorliegenden Methode wird dieser Parameter in  $\text{km}^2$  angegeben. Für die Umrechnung ist hierbei die Angabe der Maschenweite des Gitters in Grad vonnöten.
- **Schwellwert bezüglich der Intensität:** Analog zur Fläche ist eine nachträgliche Filterung bezüglich der Niederschlagsintensität möglich. Angegeben werden hierbei das Intensitätsperzentil von 0 bis 100 und der entsprechende Intensitätsschwellwert in mm. Beispielsweise bedeutet die Vorgabe eines Intensitätsperzentils von 80 und ein Schwellwert von 3 mm, dass alle Niederschlagsobjekte ignoriert werden, deren 80. Intensitätsperzentil unterhalb von 3 mm liegt.

### Objektattribute

Nach der Identifizierung der Niederschlagsobjekte im Beobachtungs- und Vorhersagefeld werden ihre Eigenschaften bestimmt. Die Originalversion von MODE liefert eine Reihe von Attributen, wobei hier der Fokus auf die nachfolgenden Eigenschaften gelegt wird und zunächst nur für die individuellen Objekte gilt.

1. **Fläche:** Die Objektgröße errechnet sich durch die Anzahl der Gitterflächen, die das Niederschlagsobjekt einnimmt. Die Größe einer Gitterfläche ist breitengradabhängig. Dies wird berücksichtigt.
2. **Schwerpunktposition:** Die Schwerpunktposition ist die mit dem Niederschlag gewichtete mittlere Position aller Niederschlagswerte innerhalb des Objektes. Sie wird dabei auf den nächstliegenden Gitterpunkt gerundet.



3. **Aspektverhältnis:** Es gibt das Verhältnis zwischen Breite und Höhe bzw. großer und kleiner Halbachse an.
4. **Orientierungswinkel:** Der Achsenneigungswinkel gibt die horizontale Ausrichtung des Niederschlagsobjektes im Raum bezüglich der Breitenachse (West-Ost-Achse) an. Ein Winkel von  $90^\circ$  gibt also ein nach Nord-Süd ausgerichtetes Objekt an. Bestimmt wird dieser Winkel durch die Lage der großen Halbachse, die aus der Berechnung des Aspektverhältnisses ermittelt wird.
5. **Intensitätsperzentile:** Aus jedem Objekt wird das 0,25-, 0,5- und das 0,9-Quantil des Niederschlags extrahiert. Auf diese Weise kann die Variabilität der Niederschlagsverteilung innerhalb eines Objektes analysiert werden.

### Matching

Die im vorigen Abschnitt bestimmten Eigenschaften dienen in diesem Schritt zur Ermittlung der Vorhersagegüte. Diese wird durch einen sogenannten „Fuzzy-Logic“-Algorithmus realisiert, der die Attribute der Beobachtungs- und Vorhersageobjekte miteinander vergleicht. Dabei entstehen neue Attribute  $a_1, a_2, \dots, a_n$ , die diesmal Objektpaare, bestehend aus einem Beobachtungsobjekt und einem Vorhersageobjekt, betreffen. Allerdings werden nur Paare analysiert, deren Schwerpunktsdistanz einen bestimmten Schwellwert nicht überschreitet. Neben Einsparungen in der Rechenzeit wird die Wahrscheinlichkeit reduziert, physikalisch unzusammenhängende Objekte zu vergleichen. Die Wahl der maximalen Schwerpunktsdistanz ist anwendungsbezogen. Ein Maß kann hierbei z.B. die Propagationsgeschwindigkeit der betrachteten Systeme sein. Die für den Matching-Prozess maßgeblichen Attribute sind:

1. **Distanz der Schwerpunktspositionen:** Hierbei wird die Strecke entlang des Großkreises auf einer Kugel betrachtet.
2. **Distanz zwischen den Objektgrenzen:** Berechnet wird der minimale Abstand zwischen den Rändern des Beobachtungs- und Vorhersageobjekts. Existiert eine Überlappfläche, dann ist die Distanz null.
3. **Unterschied im Orientierungswinkel:** Der Unterschied ist dabei maximal  $90^\circ$ .
4. **Verhältnis der Objektflächen**
5. **Anteil der Überlappfläche an der Vereinigungsfläche:** Für dieses Attribut wird das Verhältnis berechnet zwischen der Fläche, die beide Objekte gemeinsam einnehmen, und der Fläche, die von beiden Flächen insgesamt eingenommen wird. Liegen die Objekte räumlich auseinander, so existiert keine Überlappfläche und das Verhältnis ist null.

6. **Verhältnis der 0,9-Quantile:** Von maßgeblichem Interesse ist die Repräsentation der Extremwerte. Auch in diesem Fall wird das Verhältnis berechnet.

Im weiteren Schritt werden sogenannte „interest functions“  $I$  definiert, die die Ergebnisse aus den individuellen Attributen  $a_i$  in eine Punktzahl umrechnen. Der Wertebereich ist jeweils  $[0, 1]$ , wobei eine Punktzahl von 1 eine hohe Übereinstimmung andeutet. Die *interest functions* stellen stückweise lineare Funktionen dar (Abb. 4.5). In der Regel bedarf es keiner perfekten Übereinstimmung bezüglich eines Attributes, um trotzdem einen Wert von 1 zu erhalten. Der Verlauf der *interest functions* kann je nach Anwendung entsprechend angepasst werden. Hierbei wurden die Angaben der *interest functions* größtenteils aus Davis et al. (2009) übernommen. Sie wendeten diese Profile auf konvektive Systeme in den mittleren Breiten an.

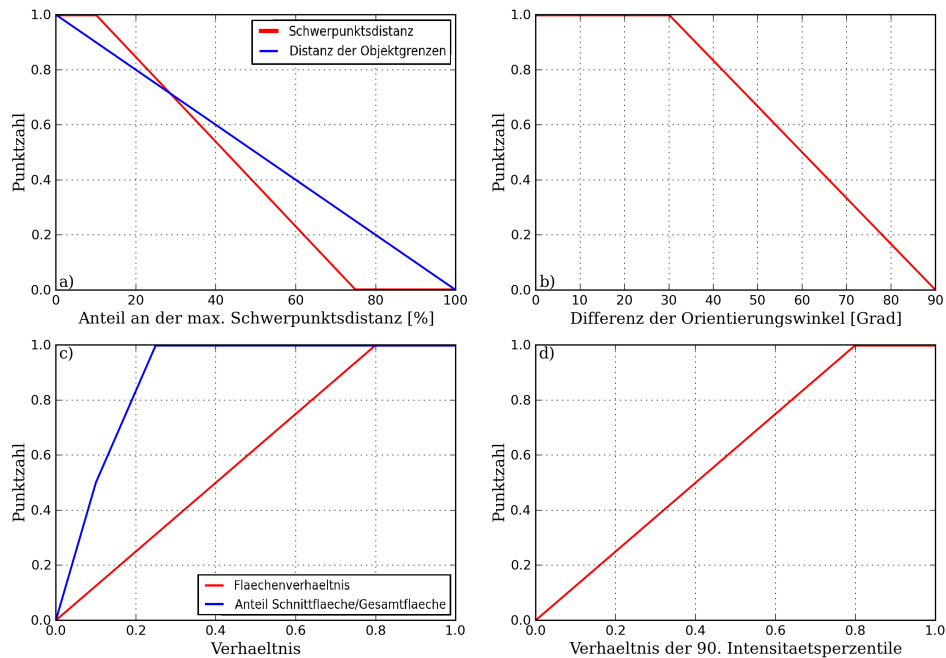


Abbildung 4.5: *Interest functions* für die verwendeten sechs Objektattribute. a) Schwerpunktsdistanz (rot) und die Distanz der Objektgrenzen (blau). b) Differenz der Orientierungswinkel. c) Flächenverhältnis (rot) und das Verhältnis zwischen gemeinsamer Schnittfläche und die gesamte eingenommene Fläche (blau). d) Verhältnis der 90. Intensitätsperzentile.

Zusätzlich zu den *interest functions* wird die Konfidenz der einzelnen Attribute mit Hilfe sogenannter „confidence functions“  $C$  abgeschätzt. Der Wertebereich ist ebenfalls  $[0, 1]$ . Diese Konfidenzfunktionen tragen der Tatsache Rechnung, dass einige Attribute sensibler auf kleine Änderungen im Datensatz reagieren als andere. Die Konfidenz des Orientierungswinkels hängt vom Aspektverhältnis ab. Je runder das Niederschlagsobjekt ist,

desto schwieriger ist die Angabe des Winkels. Die empirische Konfidenzfunktion  $C_{angle}$  für den Orientierungswinkel lautet (Davis et al., 2009)

$$C_{angle} = \left[ \frac{(r-1)^2}{r^2+1} \right]^{0,3} \quad [4.6]$$

wobei  $r$  das Aspektverhältnis des Objektes ist. Die Schwerpunktsdistanz ist eine Funktion des Flächenverhältnisses der Objekte. Hierbei wird angenommen, dass die Bestimmung der Schwerpunktsposition größerer Objekte schwieriger ist, da die Variabilität der Niederschlagsintensitäten größer sein kann. Beispielsweise können innerhalb eines MCS mehrere Intensitätsmaxima auftreten, die die Lokalisierung des Schwerpunktes für das gesamte System erschweren. Die Unsicherheit der Schwerpunktsdistanz ist also umso höher, je größer der Unterschied bezüglich der Objektflächen ist. Die entsprechende Konfidenzfunktion  $C_{centroid}$  ist daher gleich dem Flächenverhältnis der Objekte. Die Konfidenzfunktion der restlichen Attribute ist  $C = 1$ .

Schließlich werden die einzelnen Attribute jeweils mit einem Gewichtungsfaktor  $w$  versehen. Mit ihr kann die relative Wichtigkeit der einzelnen Attribute für individuelle Untersuchungen festgelegt werden. Ist man beispielsweise primär an der Position von Niederschlagssystemen interessiert, dann erhält das Attribut „Schwerpunktsdistanz“ einen größeren Gewichtungsfaktor. Die Summe der Gewichtungsfaktoren spielt hierbei keine Rolle. Die Angabe eines Faktors wird lediglich in Relation zu den anderen Gewichtungsfaktoren getroffen. Ein Beispiel erfolgt in Abschnitt 4.4.

Die *interest functions*, Konfidenzfunktionen und die Gewichtungsfaktoren lassen sich zu einer einzigen Punktzahl, dem sogenannten *total interest*  $T$ , zusammenfassen, der eine Aussage über die allgemeine Übereinstimmung eines Objektpaares macht. Für das  $j$ -te Objektpaar errechnet sich der *total interest* über

$$T_j = \frac{\sum_{i=1}^M w_i C_i I_{i,j}}{\sum_{i=1}^M C_i w_i} \quad \begin{array}{l} w : \text{Gewichtungsfaktor} \\ C : \text{Konfidenzfunktion} \\ I : \text{Interest function} \end{array} \quad [4.7]$$

Summiert wird hierbei über alle  $M$  Attribute für Objektpaare. Der Nenner dient zur Normierung des *total interests*, der dann ebenfalls im Wertebereich von  $[0, 1]$  liegt.

Im letzten Schritt wird der *total interest* aller  $j$  Objektpaare mit einem Schwellwert abgeglichen, oberhalb dessen ein Treffer („Match“) vorliegt. Wie in Davis et al. (2009) auch wird der Schwellwert auf 0,7 gesetzt, ist allerdings benutzerspezifisch einstellbar.

### 4.3.2 Objektmatrix

Die Werte der *total interests* aller  $j$  Objektpaare können über eine Objektmatrix zusammengefasst werden, bei der ein Vorhersage-Beobachtungs-Raum aufgespannt wird. Das Beispiel in Abb. 4.6 zeigt schematisch zwei Beobachtungs- und drei Vorhersageobjekte unterschiedlicher Größe und Position. Die Objektattribute (s. Abschnitt 4.3.1) sind hierbei gleich gewichtet. Die dazugehörige 3x2-Objektmatrix mit den jeweiligen *total interests* ist in Tab. 4.2 dargestellt. Eine Analyse kann, ähnlich wie in DAS, getrennt im Vorhersage- und Beobachtungsraum stattfinden. Im Vorhersageraum werden die Vorhersageobjekte dahingehend untersucht, wie gut sie mit den Beobachtungsobjekten übereinstimmen. Auf diese Weise können false alarms quantifiziert werden. Eine Evaluation der Objektmatrix erfolgt hierbei zeilenweise. Wendet man einen Schwellwert von 0,7 als Matching-Kriterium an, dann korrespondiert Vorhersageobjekt 1 mit Beobachtungsobjekt 1. Vorhersageobjekt 3 kann sogar beiden Beobachtungsobjekten zugeordnet werden. Vorhersageobjekt 2 kann vor allem aufgrund der zu großen Schwerpunktsdistanz keinem Beobachtungsobjekt zugeordnet werden. Es stellt somit ein false alarm dar.

Eine Analyse im Beobachtungsraum vergleicht die Beobachtungsobjekte relativ zu den Vorhersageobjekten und quantifiziert ebenfalls missed events. Im vorliegenden Beispiel korrespondiert Beobachtungsobjekt 1 sowohl mit Vorhersageobjekt 1 als auch mit Vorhersageobjekt 3. Beobachtungsobjekt 2 kann Vorhersageobjekt 3 zugeordnet werden. In diesem Beispiel treten also keine missed events auf.

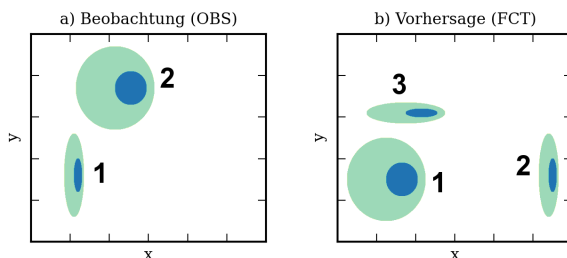


Abbildung 4.6: Beispiel für eine räumliche Verteilung von a) Beobachtungs- und b) Vorhersageobjekten. Die Nummerierung der Objekte bezieht sich auf Tab. 4.2

Tabelle 4.2: *Total interests* für das Vorhersagebeispiel aus Abb. 4.6 innerhalb einer Objektmatrix

		Beobachtungsobjekte	
		1	2
Vorhersageobjekte	1	0,83	0,63
	2	0,25	0,16
	3	0,70	0,77

Für die Bestimmung der allgemeinen Vorhersagegüte wird eine Metrik aufgegriffen, bei der für jedes Beobachtungs- oder Vorhersageobjekt die maximalen Werte der *to-*

*total interests* herangezogen werden. Diese Herangehensweise ist übernommen aus Davis et al., 2009. Die Metrik gibt den Median der maximalen *total interests* ( $MMI_{total}$ ) an, der in Bezug auf den Beobachtungs- ( $MMIO_{total}$ ) und Vorhersageraum ( $MMIF_{total}$ ) bestimmt wird. Der Median wird dem arithmetischen Mittel vorgezogen, um den Einfluss von Ausreißern zu minimieren. Für den  $MMIF_{total}$  wird die Objektmatrix zeilenweise nach dem maximalen *total interest* durchsucht. Im vorliegenden Beispiel werden für die drei Vorhersageobjekte maximale *total interests* von 0,83, 0,25 und 0,70 erreicht, für die schließlich  $MMIF_{total} = 0,70$  ist. In analoger Weise wird  $MMIO_{total}$  spaltenweise bestimmt, für den mit den maximalen *total interests* von 0,83 und 0,77  $MMIO_{total} = 0,80$  folgt. Es ist hierbei zu beachten, dass  $MMIF_{total}$  und  $MMIO_{total}$  nicht zwingend gleich sein müssen Davis et al., 2009. Wie bereits erwähnt ist die getrennte Betrachtung beider Räume notwendig, um den Einfluss sowohl von false alarms als auch von missed events erfassen zu können. False alarms erniedrigen die Magnitude von  $MMIF_{total}$ , während sich missed events negativ auf  $MMIO_{total}$  auswirken. Ähnlich wie in DAS ist eine vereinigte Betrachtung beider Räume möglich, indem der Median  $MMI_{total}$  aus allen  $MMIF_{total}$  und  $MMIO_{total}$  bestimmt wird. Für diesen Fall ergibt sich aus der sortierten Liste [0.25, 0.7, 0.77, 0.83, 0.83] ein  $MMI_{total}$  von 0,77.

## 4.4 Anwendung von DAS und MODE auf idealisierte Niederschlagsobjekte

### 4.4.1 Geometrische Testobjekte des ICP

Um im Vorfeld für eine bessere Vergleichbarkeit zwischen DAS und MODE zu sorgen, werden sie im folgenden auf geometrische Testfelder des Intercomparison Project (ICP, s. Ahijevych et al., 2009) angewendet. Ihre Eigenschaften können aus Abb. 4.7 bzw. Tab. 4.3 entnommen werden. Die idealisierten Niederschlagsobjekte tragen die Bezeichnung geom000 bis geom005, wobei geom000 das Referenzobjekt darstellt.

Keil und Craig (2009) wendeten DAS bereits auf die geometrischen Niederschlagsobjekte an. Ihre Ergebnisse sind nochmals in Tab. 4.4 zusammengefasst. Hierbei wurde ein Suchradius von etwa 360 km gewählt, was bei der gegebenen räumlichen Auflösung von etwa 4 km einem Sub-Sampling-Faktor von  $F = 4$  innerhalb des DAS-Algorithmus entspricht. Zusätzlich wurde zur Normierung des Amplitudenfehlers die charakteristische Niederschlagsintensität der Beobachtung auf  $I_0 = 15,4$  mm gesetzt.

Innerhalb von MODE werden Einstellungen für die Gewichtungsfaktoren und den Suchradius vorgenommen. Um einen näheren Einblick in die Arbeitsweise von MODE zu erhalten, erfolgt zusätzlich eine Variation der Werte der Gewichtungsfaktoren. Der Suchradius wird für die Untersuchung der geometrischen Testfälle mit MODE auf 500 km

erhöht. Im Vergleich zu DAS wird der Suchradius in MODE anders behandelt: Während in DAS die Bedingung einer physikalischen Korrelation an einzelne Gitterpunktswerte innerhalb des Suchradius gebunden ist, liegt in MODE die Annahme eines gemeinsamen physikalischen Hintergrunds erst dann vor, wenn die Schwerpunkte der Niederschlagsobjekte innerhalb des Suchradius liegen. Wird wie bei DAS ein Suchradius von 360 km herangezogen, liefern in MODE die idealisierten Vorhersageobjekte geom002 bis geom005 (Abb. 4.7c-f) jeweils ein false alarm und somit ein *total interest* von 0. Weiterhin wird auf die Filterung der geometrischen Felder verzichtet, da relativ große wohldefinierte Objekte mit nur zwei Intensitätsstufen vorliegen.

Um Missverständnissen vorzubeugen sei nochmals angemerkt, dass in MODE eine hohe Punktzahl eine gute Vorhersage beschreibt, während die Punktzahl in DAS möglichst niedrig sein sollte.

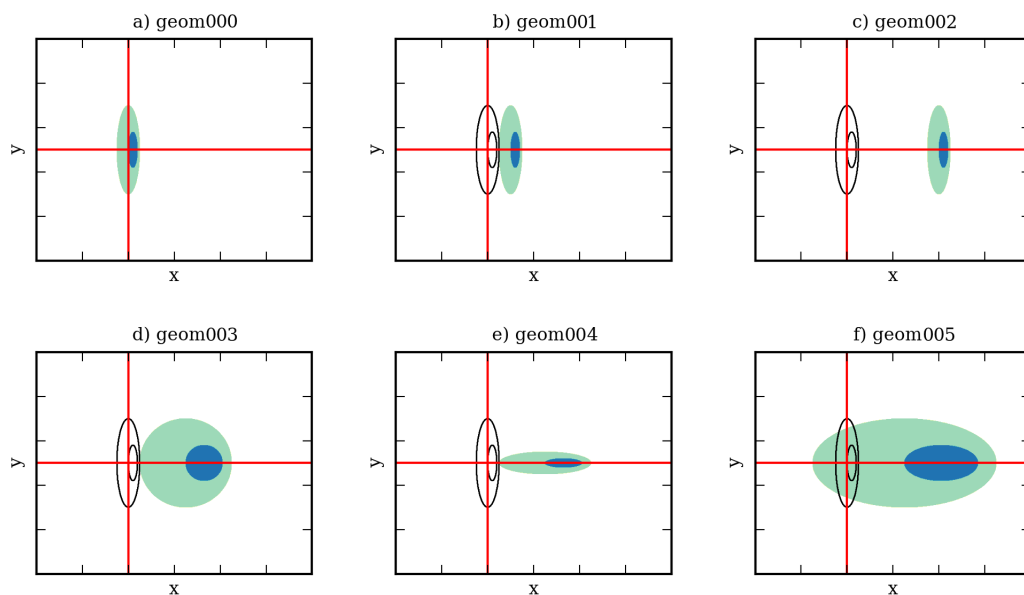


Abbildung 4.7: a) - f): Idealisierte Niederschlagsfelder des ICP in Form von Ellipsen unterschiedlicher Größe und Position. Das jeweilige Intensitätsmaximum von 25,4 mm (blau) wird umschlossen von einem Intensitätsbereich von 12,7 mm (grün). In den Vorhersagefeldern b) - f) ist das Beobachtungsobjekt geom000 aus a) zum besseren optischen Vergleich als schwarze Kontur dargestellt. Dessen Schwerpunktsachsen werden durch die roten Linien hervorgehoben, der Schwerpunkt selbst befindet sich an deren Schnittpunkt. Die Dimension der Felder ist jeweils 501x601.

### Ergebnis mit DAS

An dieser Stelle werden die Ergebnisse aus Keil und Craig (2009) zusammengefasst. Die Testgeometrie geom001 liefert wie zu erwarten den niedrigsten Fehler. Der räumliche Versatz von etwa 200 km nach Osten relativ zum Beobachtungsobjekt entspricht etwa 55%

Tabelle 4.3: Beschreibung der geometrischen Testfälle geom000 - geom005 aus Abb. 4.7. Die Angaben zur Verschiebung beziehen sich auf das Referenzobjekt. Die horizontale Auflösung beträgt hierbei etwa 4 km.

Testobjekt	Beschreibung der Testobjekte und Art der Fehler
geom000	Referenzobjekt (Beobachtung), kein Fehler
geom001	50 Punkte nach rechts ( $\approx 200$ km nach Osten)
geom002	200 Punkte nach rechts ( $\approx 800$ km nach Osten)
geom003	125 Punkte nach rechts ( $\approx 500$ km nach Osten); Überschätzung der Fläche
geom004	125 Punkte nach rechts ( $\approx 500$ km nach Osten); um $90^\circ$ rotiert
geom005	125 Punkte nach rechts ( $\approx 500$ km nach Osten); starke Überschätzung der Fläche, aber mit Schnittfläche

Tabelle 4.4: Ergebnisse mit DAS für die geometrischen Testfälle geom001 bis geom005 des ICP (s. Abb. 4.7 und Tab. 4.3). Aufgelistet sind der normierte Verschiebungsfehler DIS, der normierte Amplitudenfehler AMP und die Summe DAS. DIS wurde mit einem Suchradius  $D_{max} = 360$  km und AMP mit einer charakteristischen Intensität von  $I_0 = 15,4$  mm normiert. Zusätzlich ist eine Rangliste für die einzelnen Fälle aufgeführt (Aus Keil und Craig (2009)).

Displacement and Amplitude Score (DAS)					
	geom001	geom002	geom003	geom004	geom005
DIS	0,55	0,00	0,21	0,22	0,19
AMP	0,07	1,00	0,91	0,87	0,83
DAS	0,62	1,00	1,11	1,09	1,02
Rang	1	2	4	5	3

des Suchradius von 360 km, was gut durch DIS wiedergegeben wird (Tab. 4.4). Der relativ kleine Wert für den Amplitudenfehler resultiert aus Interpolationsfehlern während des Matching-Vorgangs. Für geom002 tritt der Fall ein, dass kein Verschiebungsfehler berechnet wird. Dies rührt aus der getrennten Betrachtung des Beobachtungs- und Vorhersageraums. Mit einer Entfernung von 800 km zwischen den Schwerpunkten liegt das Vorhersageobjekt deutlich außerhalb des Suchradius. Jedoch wird durch die Methode ein Amplitudenfehler von 1,00 berechnet, was bedeutet, dass der gebietsgemittelte Intensitätsfehler genauso groß ist wie das Gebietsmittel des Niederschlags in der Beobachtung. Die restlichen Vorhersagebeispiele geom003 - geom005 besitzen bezüglich ihrer Schwerpunkte die gleiche Distanz zum Beobachtungsobjekt, unterscheiden sich jedoch in Form und Größe. geom005 wird in der Rangliste auf dem dritten Platz geführt. Sieht man von geom002 ab ist DIS für diesen Fall am kleinsten. Dies ist darauf zurückzuführen, dass bereits eine relativ große Überlappfläche mit der Beobachtung existiert. Auf den ersten Blick überraschend erscheint der Wert für AMP, der trotz der deutlich größeren Überschätzung der Fläche kleiner ausfällt als für geom003 und geom004. Ursächlich sind hierfür drei Gründe: Erstens ermöglicht die teilweise räumliche Überschneidung zwischen geom005 und der Beobachtung eine bessere Nachbildung der Beobachtung durch

den Algorithmus, als dies mit geom003 und geom004 der Fall ist. Daher ist der Amplitudenfehler im Beobachtungsraum  $\overline{AMP}_{obs}$  mit geom005 kleiner. Zweitens ist aufgrund der jeweils gleichen Schwerpunktsdistanz die Nachbildung von geom003 bis geom005 durch die Beobachtung im Vorhersageraum von ähnlicher Qualität. Aufgrund der Normierung mit der Anzahl der Gitterpunkte innerhalb der Vorhersageobjekte (s. Gl. 4.1) ergeben sich jeweils vergleichbare Werte für den Amplitudenfehler  $\overline{AMP}_{fct}$  im Vorhersageraum. Die dritte Ursache ist schließlich die Berechnungsmethode des gesamten Amplitudenfehlers AMP nach Gl. 4.3. Hiernach trägt  $\overline{AMP}_{obs}$  umso mehr zum gesamten Amplitudenfehler bei, je größer das Beobachtungsobjekt relativ zum Vorhersageobjekt ist. Für geom003 und geom004 hat deswegen  $\overline{AMP}_{obs}$  der größer ist als mit geom005, ein höheres Gewicht.

### Ergebnis mit MODE

Die Einzelbewertungen der Attribute für die jeweiligen Testgeometrien sind in Tab. 4.5 dargestellt. Aufgrund der Tatsache, dass die Schwerpunktsdistanz zwischen geom002 und der Beobachtung über der maximalen Schwerpunktsdistanz von 500 km liegt, verzichtet die Methode auf einen Vergleich zwischen diesen Objekten. Die Punktzahlen werden hierbei automatisch auf Null gesetzt. Zusätzlich wird geom002 ebenso wie in der Auswertung mit DAS als false alarm gewertet. Insgesamt erzielt geom001 das beste Ergebnis. Perfekte Übereinstimmung findet sich bezüglich des Orientierungswinkels, des Flächenverhältnisses und des 90. Intensitätsperzentils. Letzteres gilt allerdings für alle Geometrien, da die Intensitäten der Testobjekte identisch sind. Zusätzlich ist geom001 die einzige Vorhersage, für die Punkte hinsichtlich der Schwerpunktsdistanz vergeben werden. Eine fehlende Übereinstimmung findet sich lediglich bezüglich einer gemeinsamen Überlappfläche. Dies wirkt sich ebenfalls leicht negativ auf den MMI der Distanz der Objektgrenzen aus, da kein Berührungspunkt zwischen den Objekten existiert. Hinsichtlich dieser beiden Attribute schneidet geom005 besser ab. Aufgrund der deutlichen Überschätzung der Fläche ist die Punktzahl für den Anteil der Überlappfläche an der Gesamtfläche mit 0,02 allerdings nur minimal höher. Größere Streuung in den Punktzahlen kann beim Flächenverhältnis beobachtet werden, in der erwartungsgemäß geom005 am schlechtesten abschneidet. Der Unterschied im Orientierungswinkel beträgt für die Geometrien geom003 bis geom005 aufgrund der tendentiellen Ost-West-Ausrichtung der größeren Halbachse  $90^\circ$ , weswegen der MMI für dieses Attribut einen Wert von Null liefert.

Für die Höhe des *total interest* ist nun entscheidend, wie die Attribute gewichtet werden. Fünf Konfigurationen werden hierzu getestet (Tab. 4.6). Die erste Konfiguration entspricht einer Gleichverteilung aller Gewichtungsfaktoren. In der zweiten Konfiguration wird der Fokus auf die Distanz der Objektgrenzen gelegt. In der dritten Konfiguration



Tabelle 4.5: MMI der Attribute aus MODE für jede Testgeometrie geom001 bis geom005.

	geom001	geom002	geom003	geom004	geom005
Schwerpunktsdistanz	0,62	—	0	0	0
Distanz der Objektgrenzen	0,97	—	0,97	0,97	1
Differenz im Orientierungswinkel	1	—	0	0	0
Flächenverhältnis	1	—	0,31	1	0,16
Verhältnis Überlappfläche zur Gesamtfläche	0	—	0	0	0,02
90. Intensitätsperzentil	1	—	1	1	1

Tabelle 4.6: Verteilung der Gewichtungsfaktoren in MODE für die geometrischen Testfelder

	Konfiguration und relative Gewichtung der Attribute				
	Konfig. 1	Konfig. 2	Konfig. 3	Konfig. 4	Konfig. 5
Schwerpunktsdistanz	1	1	1	1	3
Distanz der Objektgrenzen	1	5	1	1	4
Differenz im Orientierungswinkel	1	1	1	1	1
Flächenverhältnis	1	1	5	1	1,5
Verhältnis Überlappfläche zur Gesamtfläche	1	1	1	5	1
90. Intensitätsperzentil	1	1	1	1	1,5

ist das Flächenverhältnis von größter Bedeutung, während in der vierten das Verhältnis zwischen Überlappfläche und der Gesamtfläche den entscheidenden Beitrag liefert. Die fünfte Konfiguration stellt jene dar, die für die weiteren Analysen bezüglich tropischer Konvektion in Kap. 5 verwendet wird. Die beiden wichtigsten Kriterien sind hierbei die Distanz der Objektgrenzen zusammen mit der Schwerpunktsdistanz. Gleichwohl diese Wahl der Gewichtungsfaktoren stark subjektiv ist, wird angenommen, dass eine möglichst korrekte Berechnung der Position der Niederschlagsobjekte für die Vorhersagegüte unerlässlich ist. Darüber hinaus wird so die Wahrscheinlichkeit erhöht, nur jene Objektpaare zu analysieren, die einen gemeinsamen bzw. ähnlichen physikalischen Hintergrund teilen. Die relative Bedeutung der restlichen Attribute am Gesamtergebnis ist bewusst niedrig gehalten. Auf diese Weise können beispielsweise systematische Fehler hinsichtlich der Objektgröße oder der Niederschlagsintensität von räumlich ähnlich positionierten Niederschlagsfeldern besser identifiziert werden. Nimmt man die relativen Anteile der Kriterien „Schwerpunktsdistanz“, „Distanz der Objektgrenzen“ und „Verhältnis zwischen der gemeinsamen Schnittfläche und der Gesamtfläche“ zusammen, so

tragen diese positionsbezogenen Attribute zu zwei Drittel am *total interest*  $MMI_{total}$  bei.

Tabelle 4.7: Ergebnisse mit MODE für die geometrischen Testfälle des ICP (s. Abb. 4.7 und Tab. 4.3). Angegeben sind die jeweiligen *total interests*  $MMI_{total}$ , die sich mit den Konfigurationen der Gewichtungsfaktoren aus Tab. 4.6 ergeben. In Klammern ist die jeweilige Platzierung der Testgeometrien angegeben. Der Suchradius wurde für diese Untersuchung auf 500 km erhöht. Details hierzu im Text.

Method for Objectbased Diagnostic Evaluation (MODE)					
	geom001	geom002	geom003	geom004	geom005
$MMI_{total}$ (Konfig. 1)	0,76 (1)	0 (5)	0,48 (3)	0,52 (2)	0,46 (4)
$MMI_{total}$ (Konfig. 2)	0,85 (1)	0 (5)	0,70 (4)	0,71 (2)	0,71 (2)
$MMI_{total}$ (Konfig. 3)	0,86 (1)	0 (5)	0,40 (3)	0,72 (2)	0,32 (4)
$MMI_{total}$ (Konfig. 4)	0,45 (1)	0 (5)	0,26 (3)	0,31 (2)	0,26 (3)
$MMI_{total}$ (Konfig. 5)	0,81 (1)	0 (5)	0,63 (3)	0,58 (4)	0,64 (2)

Die Ergebnisse aus den unterschiedlichen Konfigurationen können in Tab. 4.7 eingesehen werden. Für alle Konfigurationen stellt geom001 das beste Ergebnis dar. Ihm kommt generell die exakt gleiche Struktur und die relativ niedrige Schwerpunktsdistanz zu Gute. Konfiguration 4 zeigt allerdings, dass eine höhere Gewichtung des Verhältnisses der Überlappfläche zur Gesamtfläche für geom001 ebenfalls zu einem relativ schlechten Ergebnis führen kann. Ein anderes Extrem stellt Konfiguration 2 dar, in der bis auf geom002 alle Testgeometrien einen „Treffer“ darstellen, wenn man 0,7 als Schwellwert für das „Matching“-Kriterium betrachtet. Da in Konfiguration 3 das Flächenverhältnis im Vordergrund steht, erzielt geom004 eine hohe Punktzahl und hebt sich trotz der gleichen Schwerpunktsdistanz deutlich von geom003 und geom005 ab. Konfiguration 1 liefert ein Ergebnis, das subjektiv womöglich ebenso gesehen wird. Während geom001 mit einem *total interest* von 0,76 ein „Match“ darstellt, schneidet geom005 am schlechtesten ab. Allerdings liegt der *total interest* für geom003 und geom004 ebenfalls deutlich unter dem Schwellwert von 0,7. Im Vergleich dazu sind die *total interests* der einzelnen Geometrien für Konfiguration 5 höher. Grund hierfür ist, ähnlich wie für die Konfiguration 2, die größere Gewichtung der Distanz der Objektgrenzen. Jedoch sorgt die hohe Gewichtung der Schwerpunktsdistanz dafür, dass geom003 bis geom005 das Matching-Kriterium nicht erfüllen.

### Zusammenfassung

Am einfachen Beispiel der Testgeometrien ist bereits die unterschiedliche Herangehensweise beider Methoden erkennbar. Insbesondere wird sie in der Behandlung der Geometrie geom002 deutlich. Zwar wird geom002 von beiden Methoden als false alarm identifiziert, jedoch ist in Relation zu MODE die Magnitude des Vorhersagefehlers in DAS deutlich geringer. Dieses zeigt sich in den Platzierungen von geom002 in den Untersuchungen. Es bleibt zu diskutieren, inwieweit deswegen - in subjektiver Hinsicht - geom003

und geom004 eine schlechtere Vorhersage darstellen als geom002. Hierbei spielt vor allem die relative Gewichtung des Verschiebungsfehlers DIS und des Amplitudenfehlers AMP zueinander eine große Rolle, da die jeweilige Definition bezüglich der Normierung eine andere ist. Insofern ist eine separate Betrachtung von DIS und AMP ratsam.

Für MODE kann zusammenfassend festgestellt werden, dass der *total interest* relativ sensibel auf Änderungen der Gewichtungsfaktoren reagiert. Anhand der Konfiguration 2 kann gesehen werden, dass die Hervorhebung bestimmter Attribute jene Niederschlagsfelder begünstigt, die subjektiv eher eine schlechte Vorhersage darstellen. Letztlich hängt die Wahl der Gewichtungsfaktoren von der Art der Anwendung, aber auch von den betrachteten Systemen ab. Beispielsweise kann es sinnvoll sein, die Bedeutung der Differenz im Orientierungswinkel anzuheben, wenn das zu untersuchende System eine Squall line darstellt.

#### 4.4.2 Charakteristiken des DAS-Image-Matchers

Eine Besonderheit des DAS-Algorithmus, die für spätere Interpretationsversuche von Bedeutung ist, erfordert eine gesonderte Untersuchung. Sie stellt eine kleine Erweiterung zu den Untersuchungen im vorigen Abschnitt dar und richten sich insbesondere nach der Tatsache, dass durch den Deformationsprozess der Niederschlag nicht erhalten bleibt. Der Matching-Prozess ist also nicht divergenzfrei. Dies hat Folgen sowohl für AMP als auch für DIS.

##### Variation der Intensität

Für diesen Test werden sowohl für die Beobachtung als auch für die Vorhersage (Abb. 4.8a, b) die idealisierte Geometrie geom003 (Abb. 4.7d) verwendet. Innerhalb des nahezu kreisrunden Außenrings, der eine Niederschlagsintensität von 50 mm aufweist, ist ein kleineres, ebenfalls kreisrundes Intensitätsmaximum von 100 mm eingebettet. Vorhersage- und Beobachtungsobjekt sind gegenseitig nicht verschoben, besitzen also den gleichen Schwerpunkt und nehmen die gleiche Fläche ein. Die Intensität des Außenrings und des Intensitätsmaximums wird nun innerhalb der Vorhersage einzeln schrittweise um 10 mm erhöht. Die Intensität der Beobachtung bleibt hierbei stets unberührt. Die Auswirkungen auf die Fehlermaße sind in Tab. 4.8 zusammengefasst. Erwartungsgemäß steigt AMP in beiden Fällen an, wobei er zumindest zwischen den ersten drei Erhöhungsstufen mehr oder weniger linear anwächst. Ein Beitrag von DIS am Gesamtfehler DAS ist intuitiv nicht zu erwarten, kleinere Werte entstehen durch Interpolationsfehler während des Matching-Prozesses auf den unterschiedlichen Auflösungsstufen. Jedoch wird insbesondere bei stärkerer Erhöhung der Intensität am Außenring deutlich, dass

DIS eine relativ stark anwachsende Tendenz aufweist. Dieses Verhalten ist auf die eingangs erwähnte divergenzbehaftete Arbeitsweise des Algorithmus zurückzuführen.

Tabelle 4.8: Schrittweise Erhöhung der Intensität des Außenrings (= 50 mm) und des inneren Maximums (= 100 mm) in geom003 aus Abb. 4.7 für die Vorhersage. Die Beobachtung, ebenfalls geom003, bleibt unberührt. Aufgelistet sind die dabei verursachten normierten Fehler DIS, AMP und DAS.

Variation Außenring	+10 mm	+20 mm	+30 mm	+40 mm	+50 mm
DIS	0,03	0,04	0,07	0,11	0,18
AMP	0,15	0,30	0,44	0,56	0,67
DAS	0,18	0,34	0,51	0,67	0,85
Variation Maximum	+10 mm	+20 mm	+30 mm	+40 mm	+50 mm
DIS	0,01	0,01	0,01	0,02	0,03
AMP	0,07	0,13	0,19	0,24	0,28
DAS	0,07	0,14	0,21	0,26	0,31

Diese Problematik ist in Abb. 4.8 und Abb. 4.9 für den Beobachtungs- bzw. Vorhersageraum illustriert. Wie im Test zuvor ist die Intensität des Beobachtungsobjektes nicht verändert worden, jedoch wurde in der Vorhersage die Intensität des Objektes global um 50 mm erhöht. Der Außenring besitzt nun die gleiche Magnitude wie das Maximum in der Beobachtung (100 mm), während das innere Intensitätsmaximum nun 150 mm aufweist.

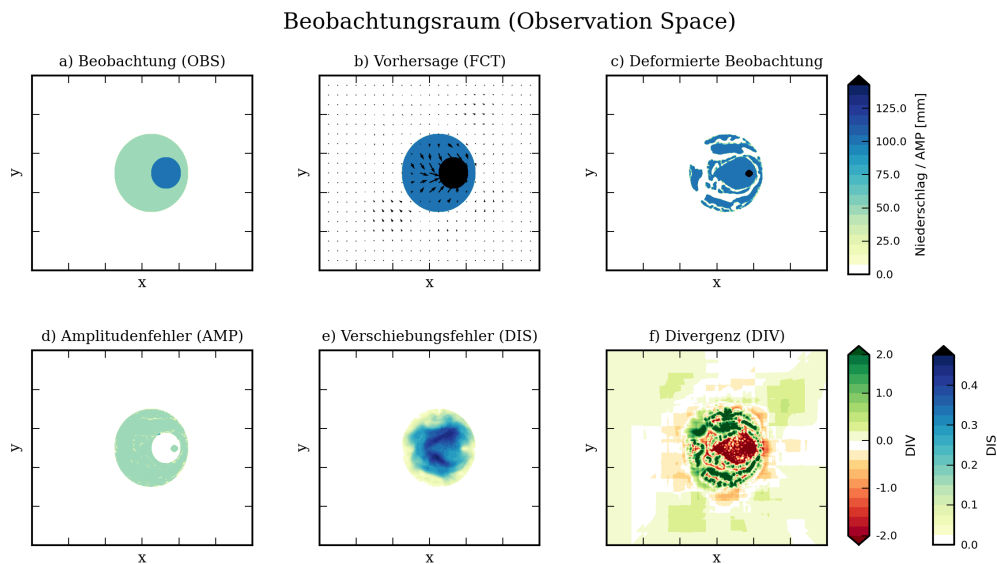


Abbildung 4.8: Auswirkungen von großen Intensitätsunterschieden zwischen Beobachtung und Vorhersage auf das Verhalten des DAS-Image-Matchers im Beobachtungsraum. Darstellung der Plots wie in Abb. 4.2.

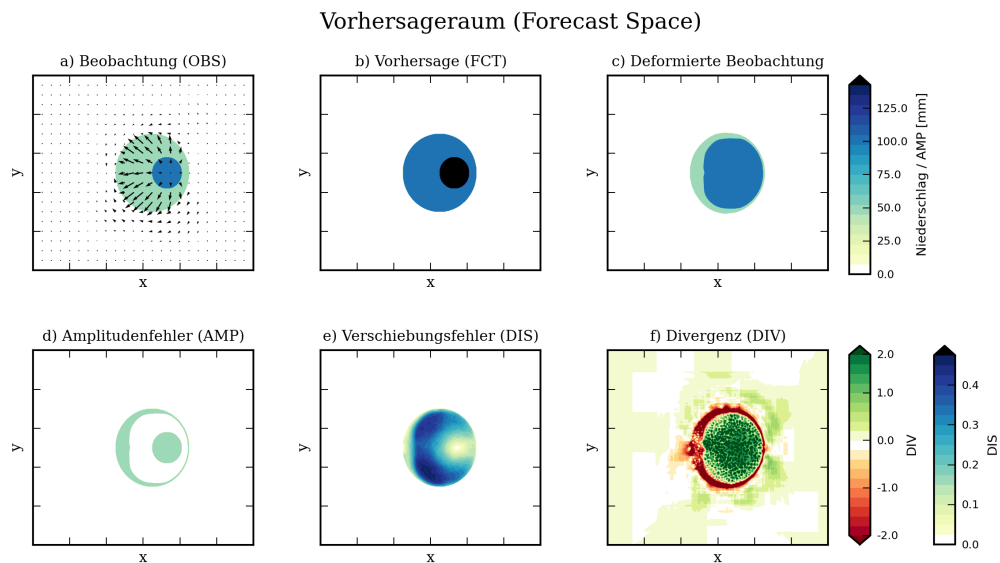


Abbildung 4.9: Wie in Abb. 4.8, nur für den Vorhersageraum.

Um den RMSE bezüglich der Intensität zu minimieren, wird im Beobachtungsraum der Außenring der Vorhersage überwiegend zusammengeschrumpft (Abb. 4.8b). Gleichzeitig wird im Vorhersageraum das Intensitätsmaximum der Beobachtung ausgeweitet (Abb. 4.9a). Interpolationsfehler und die beschränkte Reichweite des Suchradius sind verantwortlich für die teilweise unregelmäßigen Strukturen in den deformierten Feldern (Abb. 4.8c und Abb. 4.9c). Infolge des starken Deformationsprozesses wird DIS über- und AMP unterschätzt. Intuitiv ist kein DIS zu erwarten, weist aber dennoch starke Signale auf (Abb. 4.8e und Abb. 4.9e). Der Amplitudenfehler ist ohne Deformationsprozess im gesamten Bereich der Niederschlagsobjekte 50 mm. In diesem Beispiel zeigen sich allerdings Stellen mit minimalem Amplitudenfehler (Abb. 4.8d und Abb. 4.9d), was die fehlerminimierende Arbeitsweise der Methode nochmals verdeutlicht. Die Unterschätzung von AMP ist in Tab. 4.8 am leicht gehemmten Wachstum von AMP zu größeren Intensitäten hin erkennbar. Weiterhin werden Konvergenz- und Divergenzfelder der Verschiebungsvektoren erzeugt, die auf reinen Intensitätsunterschieden beruhen (Abb. 4.8f und Abb. 4.9f).

### Unterschiede bezüglich der Objektgröße

Bereits in Kap. 4.2 wurde die Sensibilität der Methode auf unterschiedliche Objektgrößen deutlich. Abb. 4.10 und Abb. 4.11 zeigen eine weitere Situation zweier verschieden großer Objekte (geom000 und geom003 aus Abb. 4.7), jedoch mit dem gleichen Flächenschwerpunkt. Im Beobachtungsraum wird das in der Fläche zu groß vorhergesagte Objekt geschrumpft, während das Beobachtungsobjekt im Vorhersageraum expandiert wird. Dadurch wird in beiden Räumen jeweils ein Verschiebungsfehler produziert (Abb. 4.10e und Abb. 4.11e). Allerdings liegt hier kein Verschiebungsfehler im eigentlichen Sinn vor, da er fast ausschließlich durch Konvergenz des Vektorfeldes im Beobachtungsraum (Abb. 4.10f) und Divergenz im Vorhersageraum (Abb. 4.11f) verursacht wird. Kleine AMP resultieren aus Interpolationsfehlern während des Deformationsprozesses (Abb. 4.10d und Abb. 4.11d).

Zusammenfassend kann festgestellt werden, dass zum einen relativ große Intensitätsunterschiede und zum anderen Unterschiede in der Objektgröße ebenfalls maßgeblichen Einfluss am Verschiebungsfehler nehmen können, wodurch der Amplitudenfehler künstlich herabgesetzt wird. DIS bildet daher nicht nur den Matching-Prozess durch translative Verschiebung der Niederschlagsobjekte ab. Eine Möglichkeit, eine bessere Unterscheidung vornehmen zu können, ist die zusätzliche Betrachtung des Divergenzfeldes. Da eine Verschiebung durch reine Translation keine Kon- bzw. Divergenz verursacht, kann deren Existenz auf die oben erwähnten Effekte, also Intensitäts- und/oder Größenunterschiede, zurückgeführt werden.

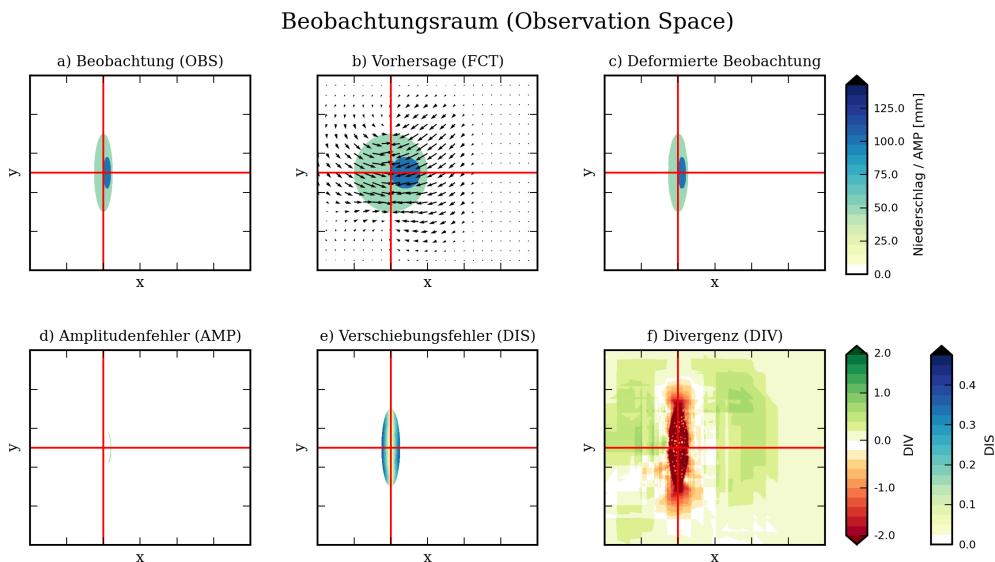


Abbildung 4.10: Auswirkungen von Größenunterschieden zwischen Beobachtung und Vorhersage auf das Verhalten des DAS-Image-Matchers im Beobachtungsraum. Beide Objekte besitzen den gleichen Schwerpunkt. Darstellung der Plots wie in Abb. 4.2.

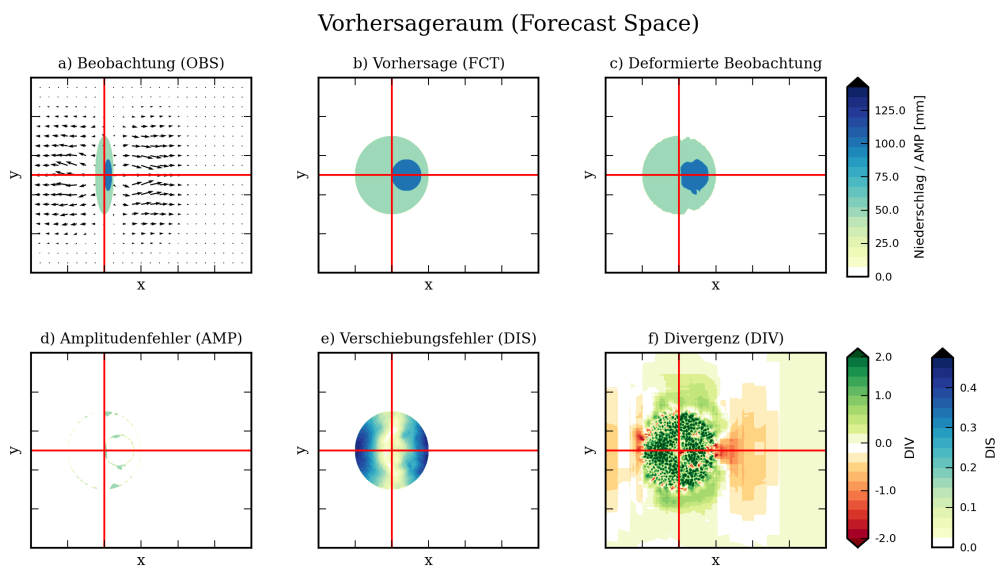


Abbildung 4.11: Wie in Abb. 4.10, nur für den Vorhersageraum.





## 5. Ergebnisse

Um systematische Fehler hinsichtlich der Position und der Struktur von Konvektion in den Tropen zu identifizieren und analysieren, werden im folgenden Kapitel mit DAS und MODE drei verschiedene Regionen der Tropen untersucht: Maritimer Kontinent, Afrika und Zentralpazifik. Diese Regionen bilden das küstennahe, kontinentale und ozeanische Regime ab. Zunächst erfolgt eine methodenunabhängige Evaluation der Niederschlagsfelder. Eine Analyse der Verhaltensweisen des DAS-Image-Matchers und von MODE wird über dem maritimen Kontinent vorgenommen, um die Anwendbarkeit der beiden Methoden auf reale Niederschlagsfelder festzustellen. Der betrachtete Zeitraum ist für alle Untersuchungsgebiete die Sommermonate 2008 und 2009.

Tabelle 5.1: Einstellungen der spezifischen Parameter in DAS und MODE für die Untersuchungsgebiete über dem maritimen Kontinent (MCON), Afrika (AFR) und dem Zentralpazifik (CPAC).

<b>DAS</b>			
	MCON	AFR	CPAC
Sub-sampling-Faktor $F$ (= Suchradius)	3 (= 800 km)	3 (= 800 km)	3 (= 800 km)
Charakteristischer Niederschlag $I_0$	10,5 mm	8,9 mm	8,6 mm
<b>MODE</b>			
	MCON	AFR	CPAC
Suchradius	500 km	500 km	500 km
Flächenfilter	5000 km <sup>2</sup>	2500 km <sup>2</sup>	5000 km <sup>2</sup>
Intensitätsfilter (original / geglättet)	1 mm/ 2,5 mm	1 mm/ 2,5 mm	1 mm/ 2,5 mm
Gewichtungsfaktoren (s. Kap. 4.4.1)	Konfig 5	Konfig 5	Konfig 5
Total interest (Matching)	0,7	0,7	0,7

In Tab. 5.1 sind die Einstellungen in den Verifikationsmethoden zusammengefasst. Innerhalb von DAS bestimmt der Sub-sampling-Faktor  $F$  den Suchradius, während der charakteristische Niederschlag  $I_0$  für die Normierung des Amplitudenfehlers zuständig ist. In MODE definiert der Suchradius das Gebiet, in der Niederschlagsobjekte zwischen Vorhersage und Beobachtung verglichen werden. Niederschlagsobjekte mit Werten unter den angegebenen Flächen- und Intensitätsfiltern werden entfernt. Im Vergleich zu

den anderen Regionen wurde für Afrika der Flächenfilter herabgesetzt, da ansonsten zu wenige Niederschlagsobjekte in Beobachtung und Vorhersage verblieben. Bezüglich der Intensität findet eine doppelte Filterung statt, zum einen für das jeweilige Originalfeld und zum anderen für das Feld nach dem Glättungsprozess (s. Kap. 4.3.1). Die Einstellung der Gewichtungsfaktoren entspricht Konfiguration 5 aus Kap. 4.4.1. Konfiguration 5 gewichtet positionsbezogene Attribute höher. Somit ist die Wahrscheinlichkeit einer Übereinstimmung zwischen einem Beobachtungs-Vorhersage-Objektpaar eng verknüpft mit einer guten Übereinstimmung bezüglich ihrer räumlichen Lage. Das Kriterium für übereinstimmende Beobachtungs- und Vorhersageobjekte ist jeweils ein total interest von 0,7 (zur Definition s. Kap. 4.3.1). Mit diesen Objekten findet in allen Untersuchungsgebieten eine Analyse systematischer Fehler statt.

## 5.1 Maritimer Kontinent

### 5.1.1 Voruntersuchungen

Für die Analyse des Niederschlags über dem maritimen Kontinent wird der Bereich von 25°N bis 25°S in meridionaler Richtung und von 100°O bis 160°O in zonaler Richtung betrachtet (Abb. 5.1). Dieser Bereich umfasst die größten Inseln des maritimen Kontinents, u.a. Neuguinea und Borneo, die Philippinen, den nördlichen Teil Australiens sowie einen Teil des Westpazifiks. Der Initialisierungszeitpunkt der Vorhersageläufe um 0000 UTC entspricht im Bereich des maritimen Kontinents während der Sommermonate etwa 0900 LST, so dass die hier betrachteten Vorhersagen jeweils am lokalen Vormittag beginnen.

### Lokale Niederschlagsverteilung

Im Folgenden wird die Niederschlagsverteilung während des zweiten Vorhersagetages betrachtet, da in den ersten 12 Stunden der Vorhersageläufe Anzeichen für ein modellinternes Spin-down-Problem zu beobachten sind. Die Niederschlagsverteilung spiegelt die Verhältnisse nach der Einschwingphase wider.

Der Niederschlag über dem maritimen Kontinent ist allgemein geprägt von einer starken tageszeitlichen Variation. Eine Gegenüberstellung der über die Sommermonate (Juni, Juli und August 2008 bzw. 2009) gemittelten räumlichen Niederschlagsverteilung von Beobachtung und Vorhersage zu unterschiedlichen Tageszeitpunkten zeigt insbesondere signifikante Unterschiede in der zeitlichen Auslösung von Konvektion (Abb. 5.2).

Innerhalb der Beobachtung beginnt die Auslösung der Konvektion über Land abends um 21 LST (Abb. 5.2c). Hohe Niederschlagsintensitäten treten dabei über den Gebirgsregionen Neuguineas, Borneos und der Philippinen auf und bleiben auch in der Nacht um

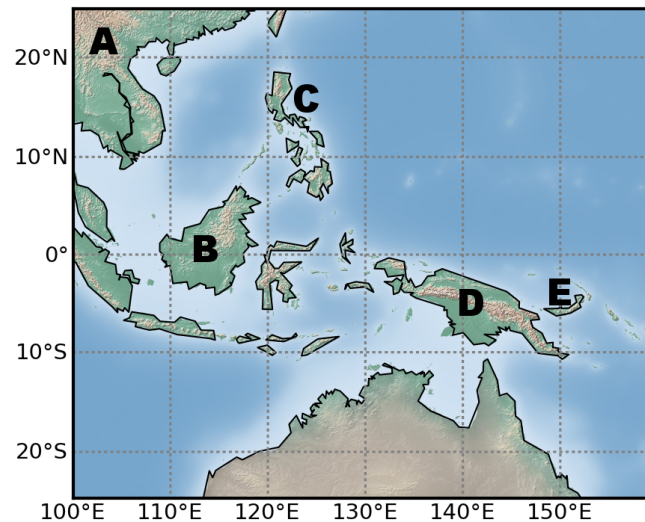


Abbildung 5.1: Ausdehnung des Untersuchungsgebietes über dem maritimen Kontinent inklusive der Orografie. Zusätzlich eingetragen sind einige relevante Gebiete: (A) Indochinesisches Festland, (B) Borneo, (C) Philippinen, (D) Neuguinea, (E) Neubritannien.

3 LST bestehen (Abb. 5.2e). Die konvektive Aktivität nimmt zum Morgen hin ab (9 LST, Abb. 5.2g) und besitzt am späten Nachmittag um 15 LST ein Minimum (Abb. 5.2a). In der Vorhersage zeigt sich hingegen eine zu frühzeitige Auslösung der Konvektion über Land. Niederschlagsmaxima über Neuguinea und über den Philippinen können bereits sechs Stunden früher um 15 LST beobachtet werden (Abb. 5.2a). Jedoch ist sechs Stunden später um 21 LST ein markanter Rückgang der konvektiven Aktivität über Land zu verzeichnen (Abb. 5.2d). Dieser Rückgang ist besonders über Borneo im Verlauf der Nacht und des Vormittags ausgeprägt (3 und 9 LST, Abb. 5.2f, h) und wird im Vergleich zur Beobachtung überschätzt. Insgesamt zeigt sich im Modell eine kürzere Zeitspanne der konvektiv aktiven Phase. Eine Ausnahme bildet die Gebirgsregion über Neuguinea, in der zu allen Zeitpunkten hohe Niederschlagssummen erreicht werden. Im Beobachtungsfeld ist dies nicht zu erkennen.

Ein vergleichbarer zeitlicher Versatz ist vor allem für seeseitige Konvektion an der Nordküste Neuguineas zu beobachten. Die Initiierung setzt innerhalb der Beobachtung etwa um 3 LST ein und breitet sich bis 15 LST in linienhafter Anordnung auf den Westpazifik aus. Innerhalb der Vorhersage bildet sich die Küstenkonvektion ebenfalls sechs Stunden früher (21 LST) als in der Beobachtung aus. Interessanterweise besitzt sie im weiteren Verlauf eine größere Ausdehnung und reicht zudem weiter in den Westpazifik hinein (3 LST), bevor die Struktur am Vormittag (9 LST) dissipiert.

Über Ozean ist ein Versatz des Tagesganges weniger deutlich ausgeprägt. Größere Un-

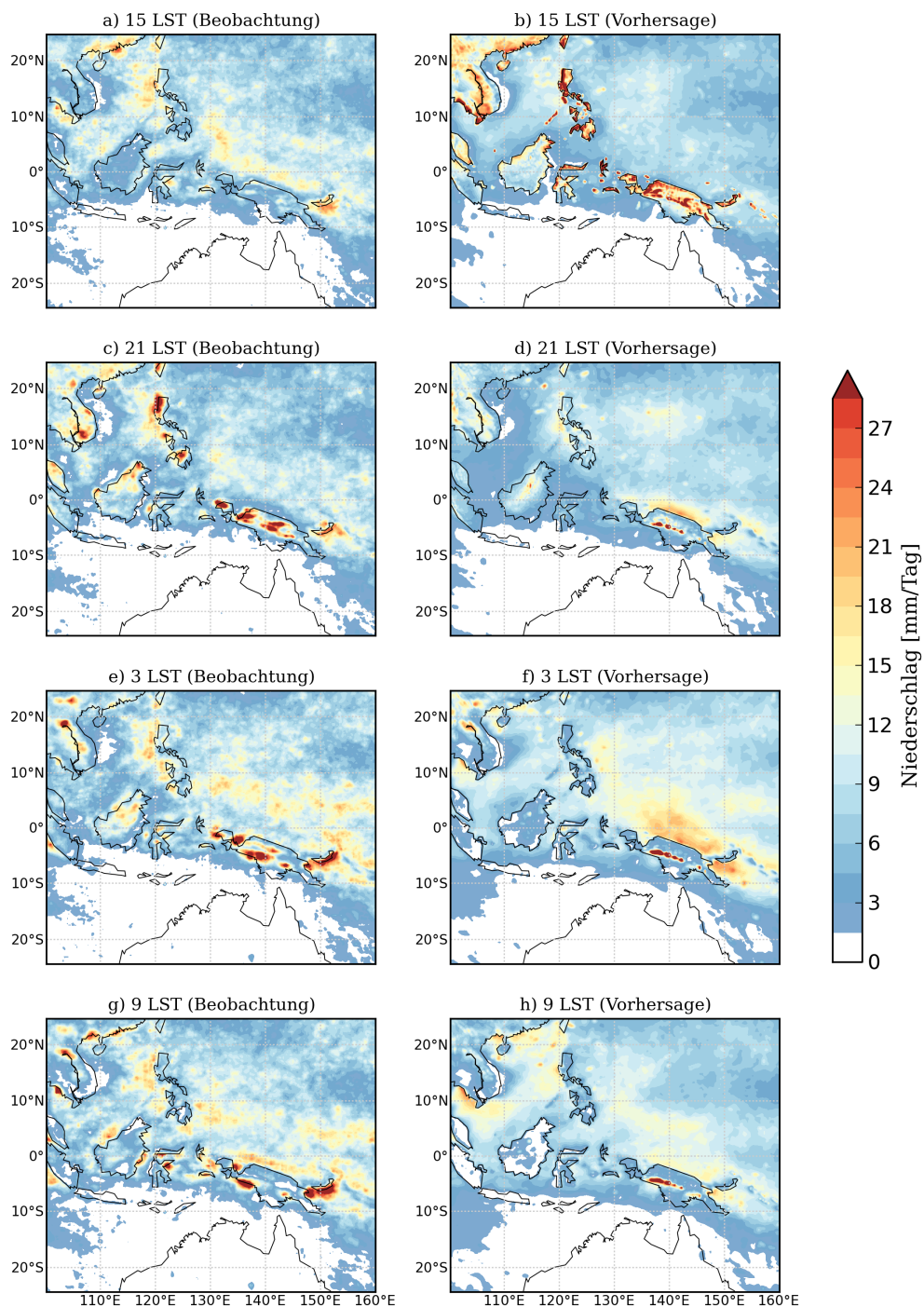


Abbildung 5.2: Tagesgemittelte Niederschlagsmenge über dem maritimen Kontinent zu den Zeitpunkten 15, 21, 3 und 9 LST für die Beobachtung (linke Spalte) und die Vorhersage (rechte Spalte) während der Sommermonate Juni, Juli und August. Für die Vorhersage sind die Niederschlagsmengen aus dem zweiten Vorhersagetag abgebildet. Die angegebenen Zeitpunkte geben jeweils das Ende des dreistündigen Intervalls an.

terschiede zwischen Vorhersage und Beobachtung zeigen sich vielmehr in der Struktur der Niederschlagsfelder. Auffällig ist in der Beobachtung die Bildung bzw. Intensivie-

rung konvektiver Systeme in einer Linie über dem Westpazifik zwischen  $0^\circ$  und  $10^\circ\text{N}$  in der Nacht (3 LST). Vergleichbare Strukturen sind innerhalb der Vorhersage ansatzweise zu erkennen, besitzen allerdings nicht die Intensität wie in der Beobachtung (3 und 9 LST). Generell stechen in der Vorhersage die konvektiven Systeme über Ozean bezüglich ihrer Intensität weniger stark hervor als in der Beobachtung und zeigen lokal auch eine kürzere Lebensdauer, wie z. B. westlich der Philippinen oder südlich der Insel Neubritannien.

### **Zeitliche Entwicklung des Niederschlags**

Der zeitliche Verlauf des gemittelten Niederschlags weist sowohl in der Beobachtung als auch in der Vorhersage den für tropische Regionen typischen Tagesgang auf (Abb. 5.3). Über das gesamte Untersuchungsgebiet gemittelt werden in der Beobachtung die tageszeitlichen Maxima jeweils am frühen Morgen um 6 LST erreicht, während die tageszeitlichen Minima in den Abendstunden um ca. 21 LST vorzufinden sind (Abb. 5.3a). Dies deckt sich größtenteils mit dem Tagesgang über Ozean (Abb. 5.3c). Beachtet werden muss hier allerdings, dass der flächenmäßige Anteil an Ozean im vorliegenden Untersuchungsgebiet etwa um das dreieinhalbfache höher ist als der Anteil an Landmassen, so dass der Tagesgang über Ozean ein höheres Gewicht besitzt. Der zeitliche Verlauf der gemittelten Niederschlagssumme über das gesamte Feld wird durch das Modell gut wiedergegeben. Die Zeitpunkte der globalen Extrema decken sich mit jenen in der Beobachtung, was für eine gute Repräsentation des Tagesgangs über Ozean spricht.

Jedoch wird die Niederschlagssumme tendenziell überschätzt. Besonders auffällig ist hierbei der Ausschlag im zeitlichen Niederschlagsprofil während der ersten 12 Stunden des Vorhersagelaufs. Die Niederschlagssumme ist in den ersten 12 Stunden des ersten Vorhersagetages um etwa 9 % höher als die Summe in den ersten 12 Stunden des zweiten Vorhersagetages. Dieses spiegelt die Spin-down-Phase des Modells wider. Eine nähere Betrachtung dieser Spin-down-Problematik erfolgt später in diesem Abschnitt.

Darüber hinaus zeigt sich im weiteren Verlauf der 120-stündigen Vorhersage ein stetiger Anstieg des tagesgemittelten Niederschlags. Ein Vergleich zwischen Land und Ozean (Abb. 5.3b,c) deutet an, dass dieser Anstieg auf die Zunahme über Ozean zurückgeführt werden kann. Der Tagesgang des Niederschlags über Land bleibt bis auf den Zeitraum während der Spin-down-Phase nahezu konstant.

Des Weiteren überschätzt das Modell die Niederschlagsamplitude über Land und zeigt in der Spitze ein um 2 mm höheres Maximum als in der Beobachtung. Diese Überschätzung bildet sich im gesamten Gebietsmittel durch ein markantes sekundäres Maximum um 15 LST ab (Abb. 5.3a). Jedoch weist die Vorhersage unmittelbar nach dem Maximum einen wesentlich steileren Abfall der konvektiven Aktivität auf. Eine Überschätzung des Niederschlagsmaximums vom Modell ist ebenfalls über Ozean vorzufinden, wobei der

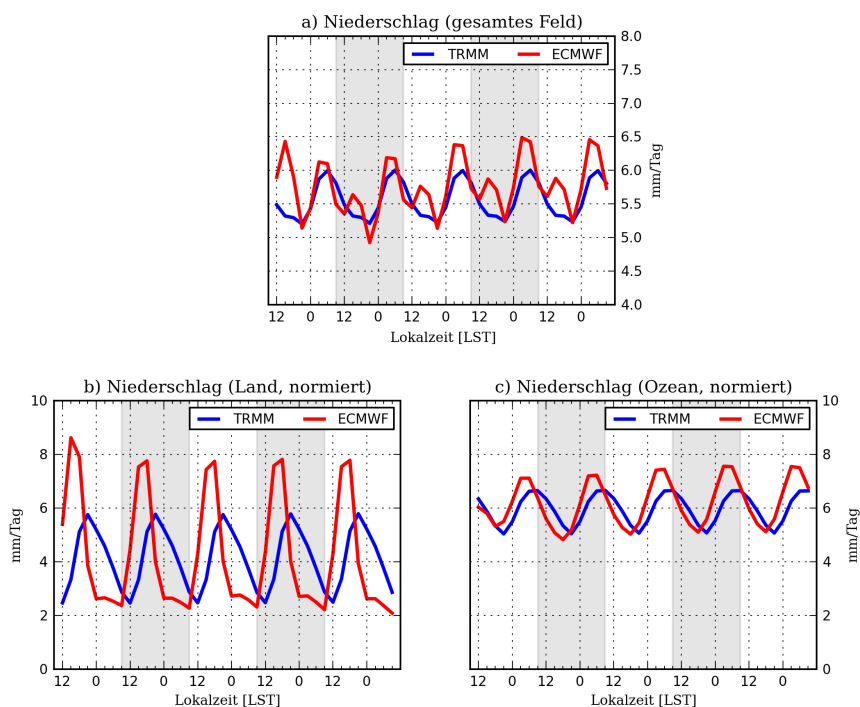


Abbildung 5.3: Zeitlicher Verlauf der gebietgemittelten Niederschlagssummen für die Beobachtung (TRMM) und die Vorhersage (ECMWF) für (a) das gesamte Untersuchungsgebiet, (b) Land- und (c) Ozean über den Vorhersagezeitraum von fünf Tagen während der Sommermonate (JJA) 2008-09. Die grauen Flächen symbolisieren den Zeitraum des zweiten und vierten Vorhersagetages. Die Normierung in (b) und (c) jeweils nur über die Anzahl der Gitterpunkte über Land bzw. Ozean. Der Initialisierungszeitpunkt ist 0 UTC (= 9 LST).

Fehler in der Amplitude als auch hinsichtlich der konvektiven Aktivität niedriger ist als über Land.

Deutlich zu sehen ist die zu frühzeitige Auslösung von Konvektion in der Vorhersage von etwa sechs Stunden (Abb. 5.3b). In dieser Hinsicht fällt die zeitliche Diskrepanz über Ozean mit etwa 3 Stunden geringer aus.

### Niederschlagshistogramme

Über den gesamten Vorhersagezeitraum betrachtet produziert das Modell im Vergleich zur Beobachtung etwa 3,7% zu viel Niederschlag. Es kann die Frage gestellt werden, inwieweit dabei die Niederschlagsintensitäten richtig vorhergesagt werden.

Abb. 5.4 zeigt die relativen Anteile unterschiedlicher Intervalle der Tagesniederschlagssummen für die Beobachtung und die Vorhersage, bei letzterem für die einzelnen Vorhersagetage 1 bis 5. Für die Tagesniederschlagssummen wurden dabei die Niederschlagsfelder aller acht verfügbaren Zeitpunkte innerhalb eines Tages aufsummiert. Die relativen

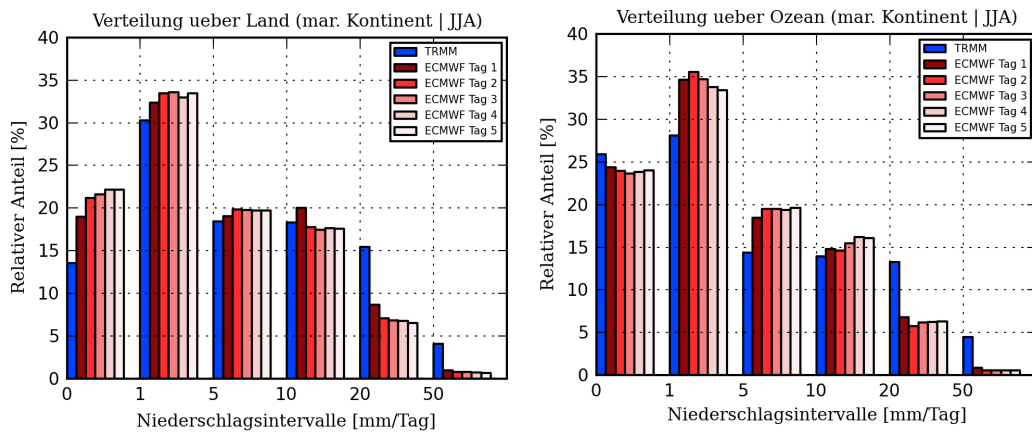


Abbildung 5.4: Relative Anteile von unterschiedlichen Niederschlagsintensitäten an der Tagesniederschlagssumme für die Beobachtung (TRMM) und die Vorhersage (ECMWF) im gesamten Untersuchungsgebiet. Für das ECMWF-Modell ist die Verteilung für jeden der fünf Vorhersagetage aufgeführt.

Anteile an den einzelnen Niederschlagsintervallen errechnen sich hierbei über die entsprechende Anzahl der Gitterpunkte geteilt durch die Anzahl der Gitterpunkte mit einem Niederschlagswert größer Null. Dadurch wird der Einfluss von Regionen, in denen es nicht regnet, aus der Berechnung herausgenommen.

Generell nimmt in der Beobachtung (TRMM) sowohl über Land als auch über Ozean die Häufigkeit mit zunehmender Intensität ab. Unterschiede zwischen Land und Ozean zeigen sich für sehr leichten Niederschlag (0-1 mm), der über Ozean einen wesentlich größeren Anteil ausmacht. Hingegen kann eine höhere Häufigkeit von moderatem bis starkem Niederschlag (5-10 mm, 10-20 mm) über Land festgestellt werden, während sehr starker Niederschlag (>50 mm) über Land und Ozean einen vergleichbaren Anteil besitzt. Ein Vergleich mit der Vorhersage (ECMWF) zeigt, dass das Modell schwachen bis moderaten Niederschlag über- und starken Niederschlag unterschätzt. Dieses Muster ist generell für alle Vorhersagetage gültig, jedoch existieren Anzeichen, dass der Anteil an hohen Niederschlagsmengen am ersten Vorhersagetag höher ist als an den Folgetagen. Zu beobachten ist dies über Land, wo für Niederschläge >10 mm und > 20 mm ein erkennbarer Abfall in der Häufigkeit zwischen dem ersten und dem zweiten Vorhersagetag vorliegt. Es liegt die Vermutung nahe, dass das Spin-down-Problem dieses Verhalten verursacht. Der relative Anteil schwächerer Regenraten steigt mit der Vorhersagezeit leicht an. Ansonsten verbleiben die Anteile der einzelnen Niederschlagsintervalle zwischen den Vorhersagetagen 2 bis 5 auf einem relativ konstantem Niveau. Weniger deutlich sind die Unterschiede zwischen dem ersten und zweiten Vorhersagetag über Ozean.

Die Ergebnisse deuten darauf hin, dass die Überschätzung der Niederschlagssumme in der Vorhersage über dem maritimen Kontinent (s. Abb. 5.3a) nicht zwingend durch eine Überschätzung von Starkniederschlägen verursacht wird. Der Anteil der Gitterpunkte

in der Vorhersage, die Niederschlag vorweisen, ist um etwa das Doppelte höher als in der Beobachtung (Abb. 5.5). Innerhalb des Modells werden die Niederschlagsgebiete also zu groß gerechnet und wachsen zudem mit der Zeit weiter an. Dies legt nahe, dass der Anstieg des gebietsgemittelten Niederschlags mit den anwachsenden Niederschlagsgebieten zusammenhängt.

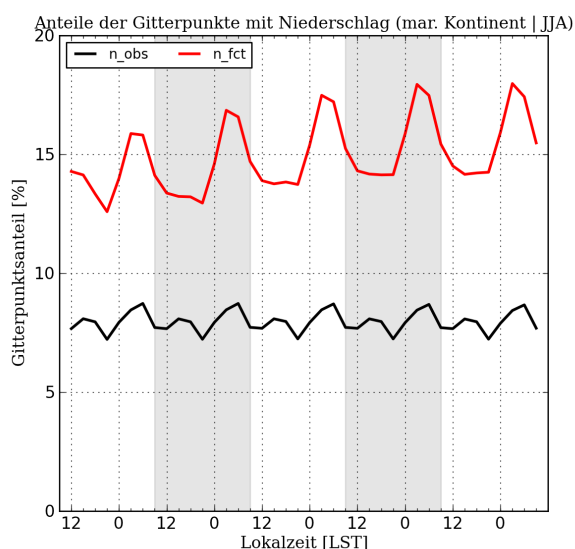


Abbildung 5.5: Relativer Anteil der Gitterpunkte mit Niederschlag über die gesamte Vorhersagezeit für die Beobachtung ( $n_{obs}$ ) und das Modell ( $n_{fct}$ ). Die grauen Flächen symbolisieren den Zeitraum des zweiten und vierten Vorhersagetages.

An dieser Stelle wird noch kurz auf die Spin-down-Problematik eingegangen. Hierzu zeigt die Abb. 5.6 Histogramme für die anteilmäßige Verteilung unterschiedlicher Niederschlagsintervalle im gesamten Untersuchungsfeld, jedoch in diesem Fall für den dreistündigen Niederschlag der ersten vier Zeitpunkte der Vorhersagetage 1-5. Insgesamt ist zu allen vier Vorhersagezeitpunkten ein Überschätzen der Anteile von schwachen Niederschlagsintensitäten und ein Unterschätzen der hohen Regenraten zu erkennen. Diese Problematik ist also schon zu Beginn der Vorhersageläufe existent und ist weniger eine Entwicklung, die sich erst mit fortschreitender Vorhersagezeit einstellt. Das Spin-down-Problem zeigt sich in der zeitlichen Entwicklung der relativen Verteilung der Niederschlagsintervalle für den ersten Vorhersagetag (dunkelrote Balken). Drei Stunden nach Initialisierung (Abb. 5.6a) beträgt dabei der relative Anteil sehr schwacher Niederschlagssummen (0-0,1 mm) weniger als 10% und liegt damit deutlich niedriger als an den restlichen Vorhersagetagen (ECMWF Tag 2 bis Tag 5), wohingegen die restlichen Niederschlagsintervalle im Vergleich einen höheren Anteil aufweisen. Im weiteren zeitlichen Verlauf ist jedoch ein sukzessiver Anstieg des relativen Anteils für das Intervall 0-0,1 mm zu erkennen (knapp 20% um 15 LST (Abb. 5.6b), 25% um 18 LST (Abb. 5.6c) und etwa 27% um 21 LST (Abb. 5.6d)), was auf Kosten des Intervalls 0,1-1 mm geht. Für



letztere wird analog eine allmähliche Abnahme im Verlauf der ersten vier Vorhersagezeitpunkte deutlich. Nach 12 Stunden zeigt sich schließlich eine nahezu komplette Übereinstimmung der Verteilungen mit den restlichen 2 bis 5. Zu diesem Zeitpunkt scheint also die Spin-down-Phase abgeschlossen zu sein.

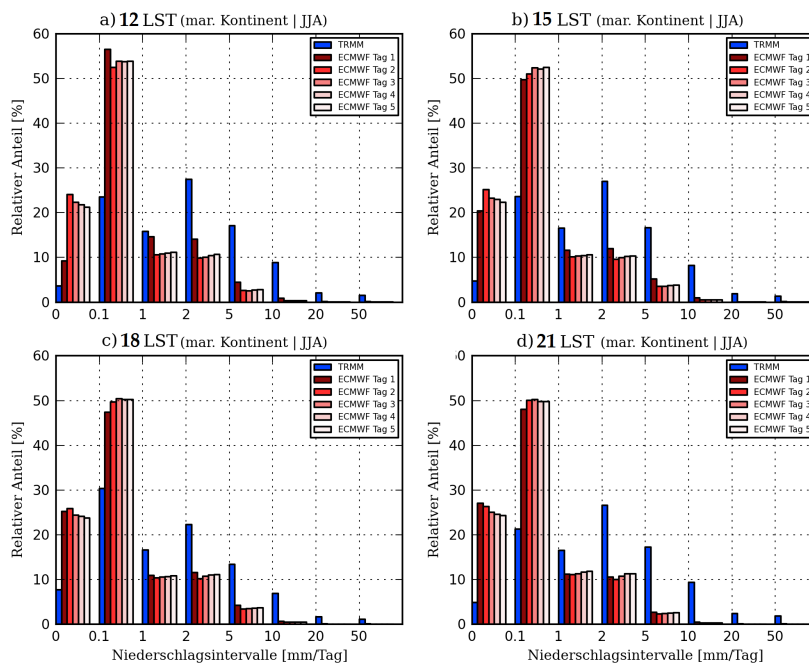


Abbildung 5.6: Wie Abb. 5.4, nur für den dreistündigen Niederschlag der ersten vier Zeitpunkte (= 12, 15, 18, 21 LST) der Vorhersagetage 1 bis 5. Für die Verteilung in der Beobachtung (TRMM) wurde das Mittel aus allen fünf Vorhersagetagen herangezogen. Die angegebenen Zeitpunkte geben jeweils das Ende des dreistündigen Intervalls an.

## 5.1.2 Ergebnisse mit DAS

### Der Matching-Prozess im Beobachtungs- und Vorhersageraum

Bevor auf quantitative Ergebnisse eingegangen wird, erfolgt zunächst eine Evaluation des Deformationsprozesses durch den DAS-Image-Matcher, da sich im Mittel besondere Charakteristiken zeigen, die bei Untersuchungen von idealisierten Fällen oder einzelnen Fallstudien nicht direkt ersichtlich werden. Die Deformation beider Felder für die Zeitpunkte 15 und 21 LST ist in Abb. 5.7 dargestellt. Die Vektoren geben die Richtung an, in die die Niederschlagsstrukturen verschoben werden müssen, um ein bestmögliches Abbild des jeweils anderen Niederschlagsfeldes zu schaffen.

Die Deformation der Niederschlagsfelder über dem maritimen Kontinent wird stark durch den zeitlich versetzten Tagesgang beeinflusst. Auf die zu frühzeitige Initiierung

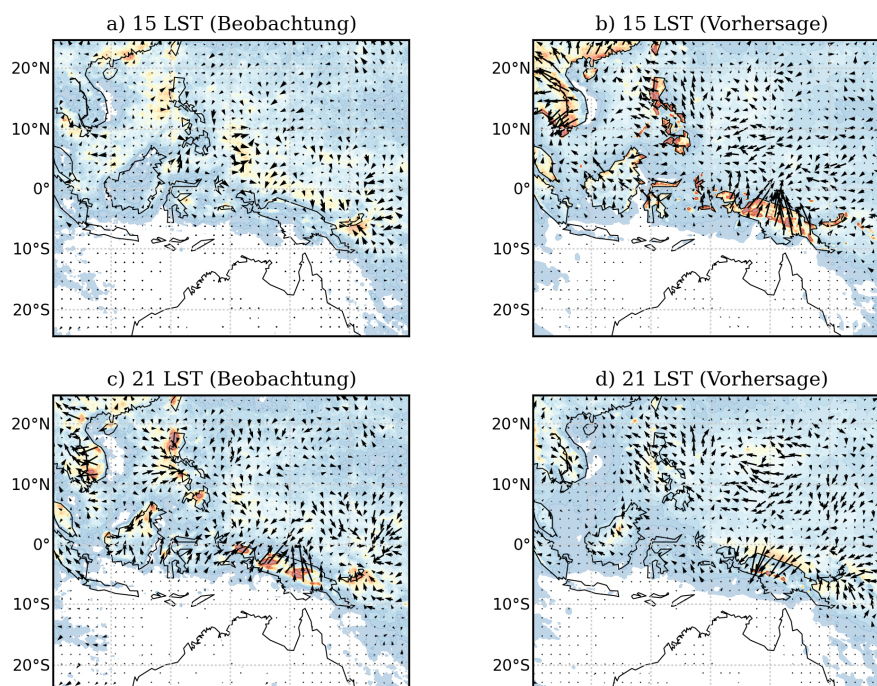


Abbildung 5.7: Verschiebungsvektoren (schwarze Pfeile) zu den Zeitpunkten 15 und 21 LST bezüglich der Beobachtung (linke Spalte) und der Vorhersage (rechte Spalte). Die Niederschlagsintensität ist farblich kodiert (s. Abb. 5.2)

von Konvektion über Land in der Vorhersage reagiert der DAS-Algorithmus mit einer Verschiebung der landseitigen Konvektion über Neuguinea, Borneo und den Philippinen (15 LST, Abb. 5.7b) auf den Ozean. Dies liegt der Tatsache zugrunde, dass die intensitätsstärksten Konvektionssysteme in der Beobachtung auf dem Ozean zu finden sind (15 LST, Abb. 5.7b). Gleichzeitig deuten die Verschiebungsvektoren innerhalb der Niederschlagsmaxima über Ozean in der Beobachtung mehrheitlich in Richtung der Inseln, da die höchste konvektive Aktivität in der Vorhersage über Land vorherrscht. Im Sinne der Fehlerminimierung ist dieser Prozess plausibel, jedoch unphysikalisch, da nicht der gleiche Entstehungsmechanismus vorliegt (s. abschließende Diskussion in Kap. 6). Eine Ausnahme bildet das indochinesische Festland, wo die Vektoren in der Vorhersage landeinwärts und zudem konvergent verlaufen. Die Bildung konvergenter Vektoren über starken Niederschlagsfeldern ist ein typisches Verhalten der Methode, um die Niederschlagsintensität lokal herabzusetzen, wenn im Vergleichsfeld der Niederschlag in der näheren Umgebung schwächer ausfällt (s. auch Kap. 4.4.2). Die Verhältnisse kehren sich sechs Stunden später für 21 LST größtenteils um, wenn in der Beobachtung die Initiierung und in der Vorhersage die Dissipation konvektiver Systeme über Land eintritt (Abb. 5.7c, d). Über die Verschiebungsvektoren über dem Westpazifik kann in allen Feldern aus Abb. 5.7 schwer eine Aussage gemacht werden, da ihre Anordnung eher

zufällig scheint.

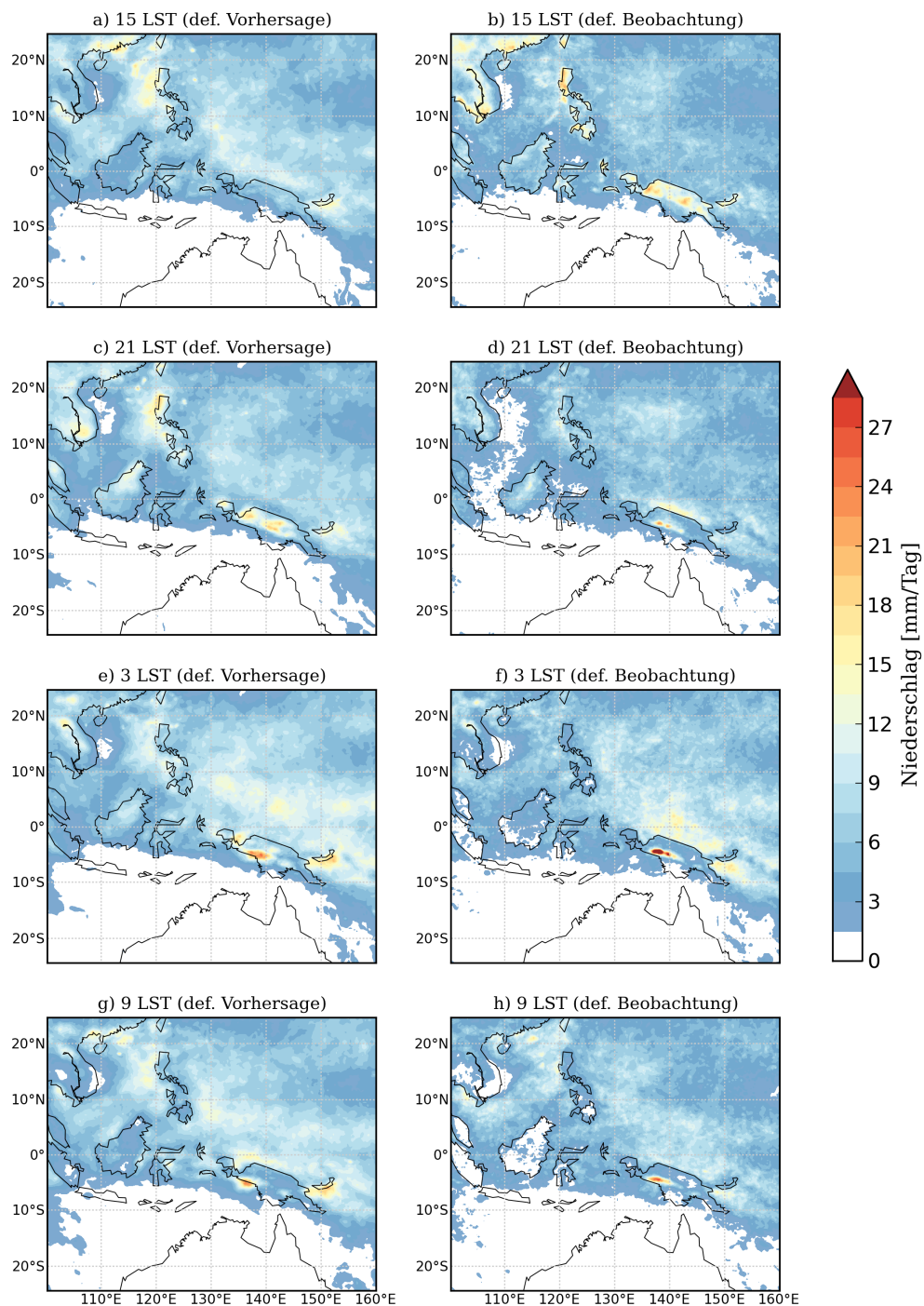


Abbildung 5.8: Wie 5.2, nur für die deformede Vorhersage (linke Spalte) und die deformede Beobachtung (rechte Spalte).

Die Strukturen in den deformeden Feldern (Abb. 5.8) stimmen gut mit jenen in den Originalfeldern zu den entsprechenden Zeitpunkten (vgl. mit Abb. 5.2) überein. Jedoch fällt

im Mittel die Intensität nach der Deformation deutlich zu schwach aus. Der Deformationsprozess neigt also zur Überkompensation des Niederschlags, die sich hier besonders über Land zeigt. Diese Überkompensation durch die Deformation manifestiert sich ebenfalls in der Verteilung der Niederschlagsintervalle (Abb. 5.9) Die relativen Anteile stellen das Mittel aus allen fünf Vorhersagetagen dar. Sowohl für die deformierte Beobachtung als auch für die deformierte Vorhersage ist ein deutlicher Anstieg der schwachen Niederschlagsintensitäten (0-1 mm) zu erkennen, bei der der relative Anteil um knapp 17% bzw. 15% im Vergleich zu den ursprünglichen Feldern anwächst. Dies geht insbesondere auf Kosten der Niederschlagsintervalle in hohen Intensitätsbereichen (>10 mm) und verdeutlicht, dass große Niederschlagsmengen tendenziell durch den DAS-Algorithmus tendenziell abgebaut werden.

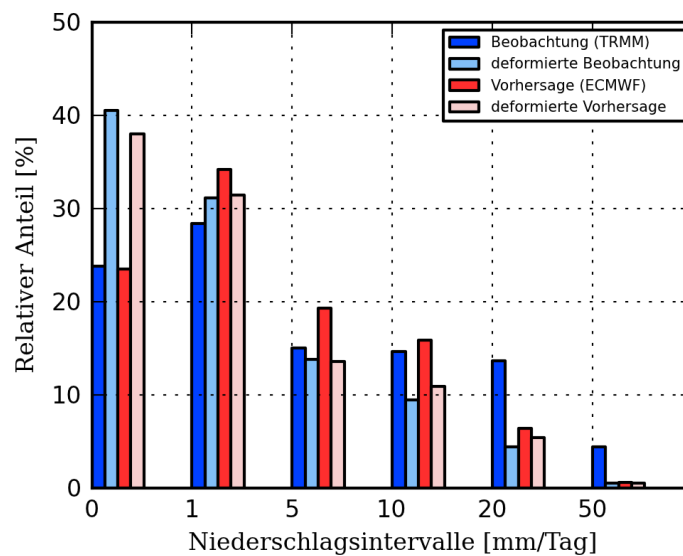


Abbildung 5.9: Niederschlagshistogramme für die Beobachtung, die deformierte Beobachtung, Vorhersage und die deformierte Vorhersage. Für alle wurde das Mittel aus den fünf Vorhersagetagen herangezogen.

### Amplitudenfehler AMP

Der "Two-way-Matching"-Prozess erfordert eine Analyse des Amplitudenfehlers sowohl im Beobachtungs- (Abb. 5.10) als auch im Vorhersageraum (Abb. 5.11). Der Amplitudenfehler im Beobachtungsraum ist der verbliebene RMSE zwischen der Beobachtung (linke Spalte aus Abb. 5.2) und der deformierten Vorhersage (rechte Spalte aus Abb. 5.8). Zu allen Zeitpunkten zeigen sich die größten Fehler dort, wo die größten Intensitäten in der Beobachtung auftreten (vgl. mit Abb. 5.2). Dies rührt aus der Tatsache, dass nach der Deformation des Vorhersagefeldes die Niederschlagsintensität in der Beobachtung nicht mit der gleichen Intensität reproduziert wird. Der Amplitudenfehler im Beobachtungs-

raum kann somit helfen, Regionen zu identifizieren, in denen das Modell den Niederschlag unterschätzt. Dies schließt missed events (Niederschlagsfelder in der Beobachtung, die auch nach der Deformation des Vorhersagefeldes nicht „gesehen“ werden) mit ein.

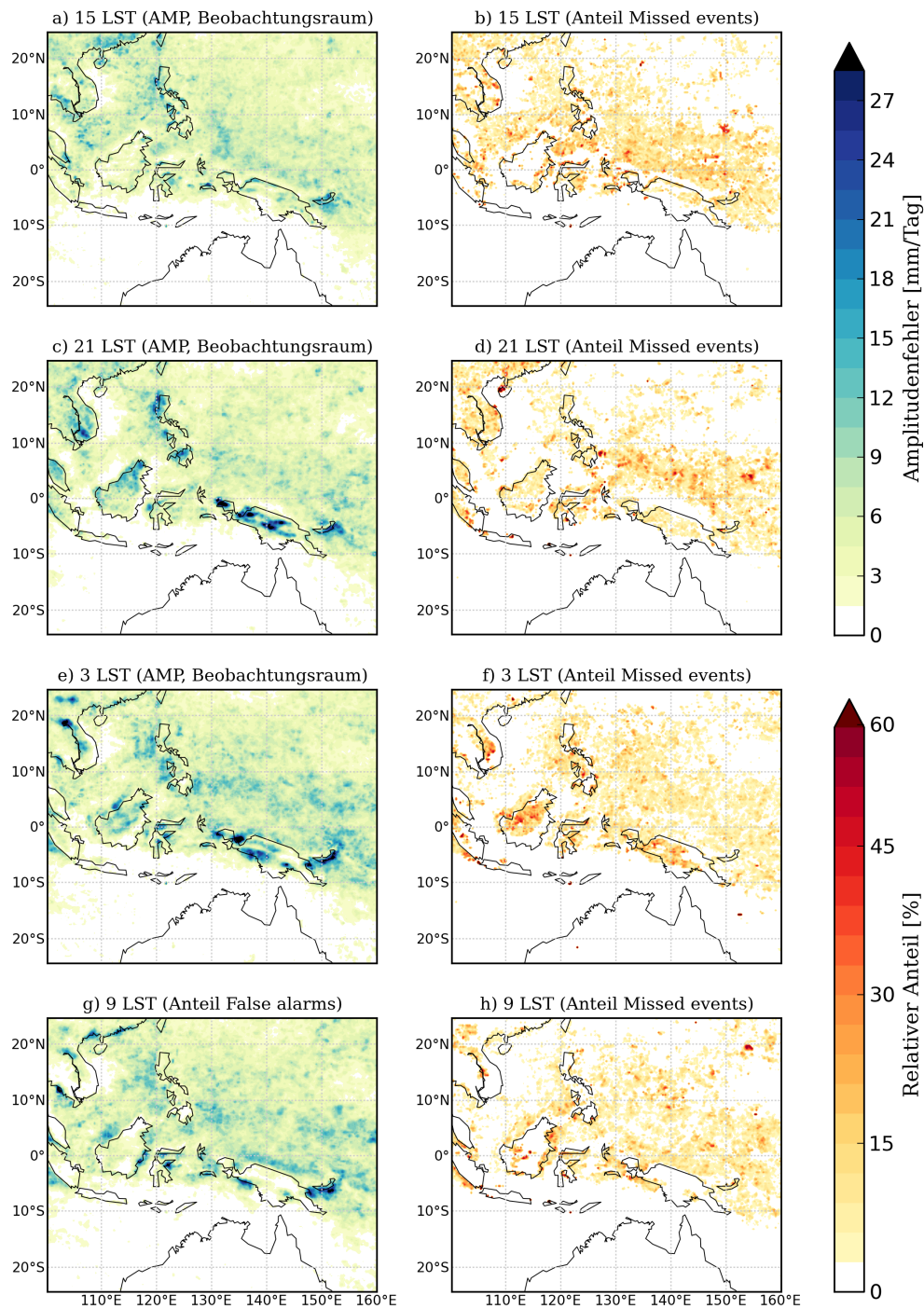


Abbildung 5.10: Amplitudenfehler im Beobachtungsraum (linke Spalte) und der relative Anteil der missed events (rechte Spalte) am Amplitudenfehler zu den Zeitpunkten 15, 21, 3 und 9 LST.

Die hohen Amplitudenfehler über Land um 21 und 3 LST (Abb. 5.10c, e) resultieren aus dem zeitlichen Versatz des Tagesganges. Zu diesen Zeitpunkten ist in der Beobachtung weiterhin Konvektion über Land aktiv, während diese in der Vorhersage bereits dissipiert ist. Somit tritt eine markante „Unterschätzung“ des Niederschlags auf. Systematisch unterschätzt werden konvektive Systeme über Ozean. Zu allen Zeitpunkten zeigen sich punkthaft erhöhte Amplitudenfehler besonders über dem Westpazifik, westlich der Philippinen und südlich von Neubritannien sowie im Zusammenhang mit seeseitiger Küstenkonvektion nördlich von Neuguinea und Borneo (Abb. 5.10g). Letzteres ist weiterhin ein Beleg dafür, dass das Modell die tageszeitliche Entwicklung von Küstenkonvektion inadäquat wiedergibt.

Zum Amplitudenfehler im Beobachtungsraum ist in der zweiten Spalte von Abb. 5.10 der Anteil am Amplitudenfehler dargestellt, der durch missed events entsteht. Dabei sind nur jene Niederschlagsgebiete farblich dargestellt, die innerhalb der Beobachtung mindestens 5 mm/Tag aufweisen. Der Anteil am Amplitudenfehler, der durch missed events hervorgerufen wird, ist im Allgemeinen niedrig. Dieses bedeutet, dass durch den Deformationsprozess der Vorhersage die Niederschlagsfelder in der Beobachtung räumlich größtenteils erfasst werden. Daraus lässt sich auf ein Problem der Simulation von hohen Niederschlagsintensitäten schließen. Konkret unterschätzt das Modell die Intensität.

In analoger Weise wird der Amplitudenfehler im Vorhersageraum betrachtet, in der die Beobachtung in Richtung der Vorhersage deformiert wird. Im Vorhersageraum wird der verbliebene RMSE zwischen der Vorhersage (rechte Spalte aus Abb. 5.2) und der deformierten Beobachtung (linke Spalte aus Abb. 5.8) quantifiziert. Entsprechend kann über den Amplitudenfehler im Vorhersageraum ein Überschätzen des Niederschlags identifiziert werden (Abb. 5.11).

Die großen Fehler über Land entstehen ebenfalls durch die zeitliche Diskrepanz im Tagesgang, insbesondere um 15 LST (Abb. 5.11a), da Konvektion im Modell zu früh einsetzt. Weiterhin ist über Ozean im Amplitudenfehler die nordwärts gerichtete Ausdehnung der seeseitigen Küstenkonvektion bei Neuguinea um 21 und 3 LST (Abb. 5.11c und Abb. 5.11e) zu erkennen, die im Modell überschätzt wird. Ähnliche Strukturen finden sich um 9 LST (Abb. 5.11g) vor der Küste Indochinas. Bis auf die ausgeprägte Küstenkonvektion ist das Fehlerfeld im Vorhersageraum über Ozean jedoch glatter und schwächer als im Beobachtungsraum. Dies spricht für eine mehrheitliche Unterschätzung der Niederschlagsintensität von konvektiven Systemen über Wasser durch das Modell (s. auch Diskussion in Kap. 6).

Im Vergleich zu den missed events ist der Beitrag der false alarms zum Amplitudenfehler deutlich größer (Abb. 5.11b, d, f, h). Dies legt insgesamt nahe, dass die Niederschlagssysteme zu groß gerechnet werden. Diese Situation wäre ungefähr vergleichbar

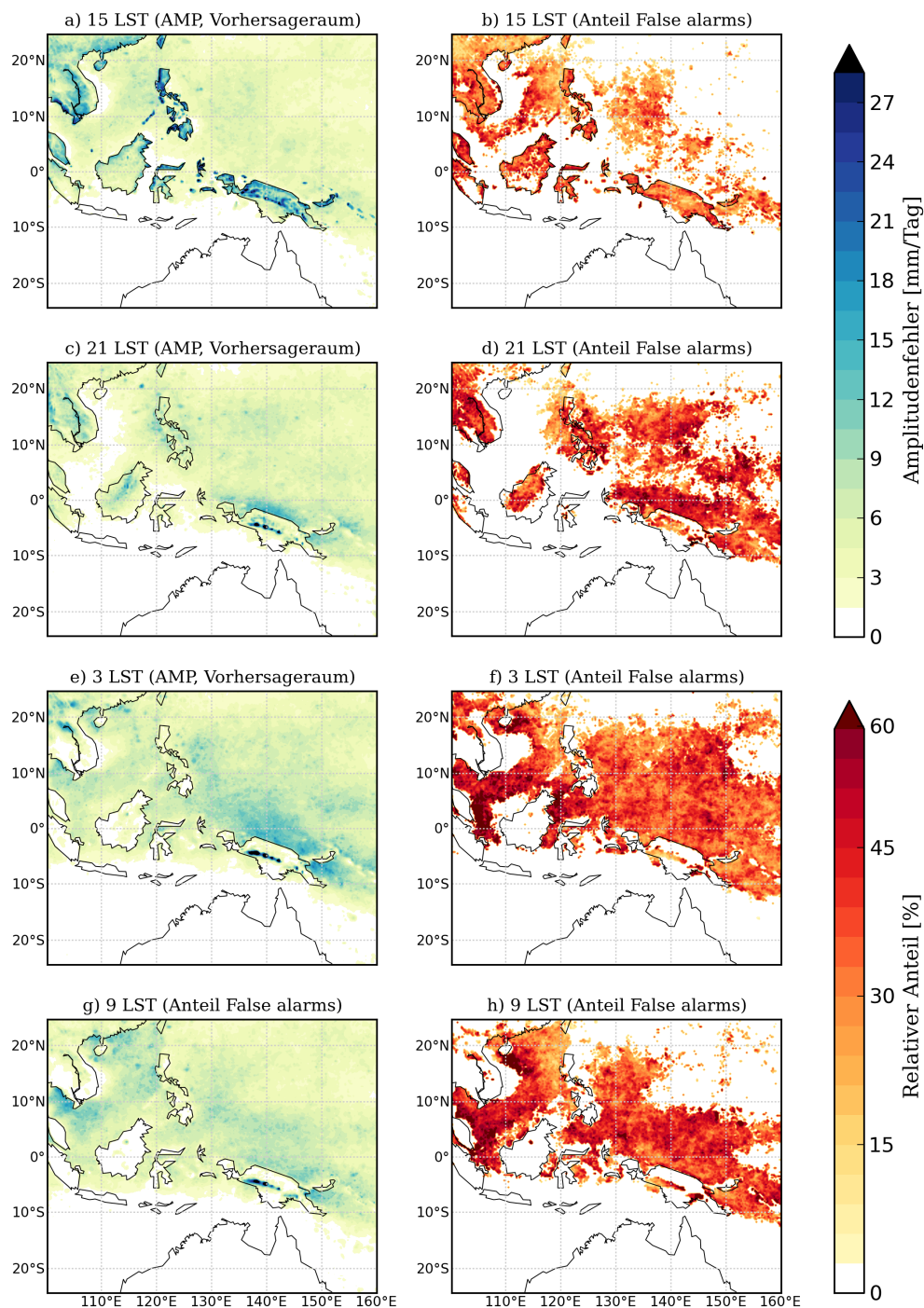


Abbildung 5.11: Amplitudenfehler im Vorhersageraum (linke Spalte) und der relative Anteil der false alarms am Amplitudenfehler zu den Zeitpunkten 15, 21, 3 und 9 LST.

mit der in Abb. 4.2 bzw. Abb 4.3 vorliegenden Überschätzung der Niederschlagsobjekte, in der der relative Anteil der false alarms am Amplitudenfehler deutlich höher ist als der der missed events. Bezüglich der Magnitude der false alarms können lokale Maxima insbesondere in Küstennähe identifiziert werden. Intensitätsstarke false alarms zeigen

sich beispielsweise nördlich von Neuguinea um 21 LST (Abb. 5.11d), was die zu zeitige Initiierung der Küstenkonvektion markiert, und um 3 bzw. 9 LST (Abb. 5.11f und Abb. 5.11h) in der Region um Borneo, wo aufgrund der Nähe zu den Küstengebieten ebenfalls eine zeitlich und räumlich inadäquate Repräsentation von Land-Seewind-Zirkulationen vermutet werden kann.

### **Verschiebungsfehler DIS**

Der Verschiebungsfehler bezüglich des Vorhersagefeldes (Abb 5.1.2, linke Spalte) gibt die Magnitude der Verschiebungsvektoren an und ist somit ein Maß für den räumlichen Versatz von Niederschlagsobjekten im Vorhersagefeld relativ zu jenen im Beobachtungsfeld. Die Hinzunahme der Divergenz als weitere Größe (Abb 5.1.2, rechte Spalte) beruht auf dem besonderen Verhalten des DAS-Image-Matchers, der aufgrund von zu starken und/oder zu großen Niederschlagsobjekten durch Konvergenz der Verschiebungsvektoren ebenfalls einen Verschiebungsfehler produziert (s. Kap. 4.4.2).

Große Verschiebungsfehler in Regionen hoher Konvergenzwerte deuten auf eine lokale Abschwächung des Niederschlags in der Vorhersage durch den DAS-Algorithmus hin. Besonders ausgeprägt zeigt sich dieses Verhalten um 15 LST über Land (Abb. 5.12a, b), insbesondere über Neuguinea. Verschiebungsfehler ohne markante Kon-/Divergenz sind ein Hinweis auf eine translative Verschiebung von konvektiven Systemen. Dies trifft für die Küstenkonvektion nördlich von Neuguinea um 21 und 3 LST zu (Abb. 5.12c, d bzw. Abb. 5.12e, f). Bereits in Abb. 5.7d wurde eine landwärtige Verschiebung dieser konvektiven Struktur identifiziert. In beiden Fällen ist dabei die Ursache für die markanten Verschiebungsfehler in der zu zeitigen Initiierung von Konvektion im Modell zu suchen.

Größtenteils sind über Ozean konvergent verlaufende Vektoren festzustellen. Es ist hierbei zu vermuten, dass diese eine Folge von zu groß simulierten Niederschlagsobjekten sind. Konvergenz durch Überschätzung der Niederschlagsintensität ist aufgrund der Ergebnisse zum Amplitudenfehler in diesem Abschnitt eher auszuschließen.

Weiterhin ist insgesamt zu beobachten, dass die Magnitude des Verschiebungsfehlers bezüglich der Vorhersage mit der Magnitude des Amplitudenfehlers Vorhersageraum und somit direkt mit der Niederschlagsintensität in der Vorhersage korreliert. Dieses Verhalten wird später in diesem Abschnitt diskutiert.

### **Zeitlicher Verlauf von AMP und DIS**

Die saisonal- und gebietsgemittelten, normierten Amplitudenfehler AMP und Verschiebungsfehler DIS (Abb. 5.13a) folgen den Berechnungen aus Gl. 4.3 bzw. Gl. 4.4. Sie vereinen also die Fehler aus dem Beobachtungs- und Vorhersageraum. Über den fünftägigen



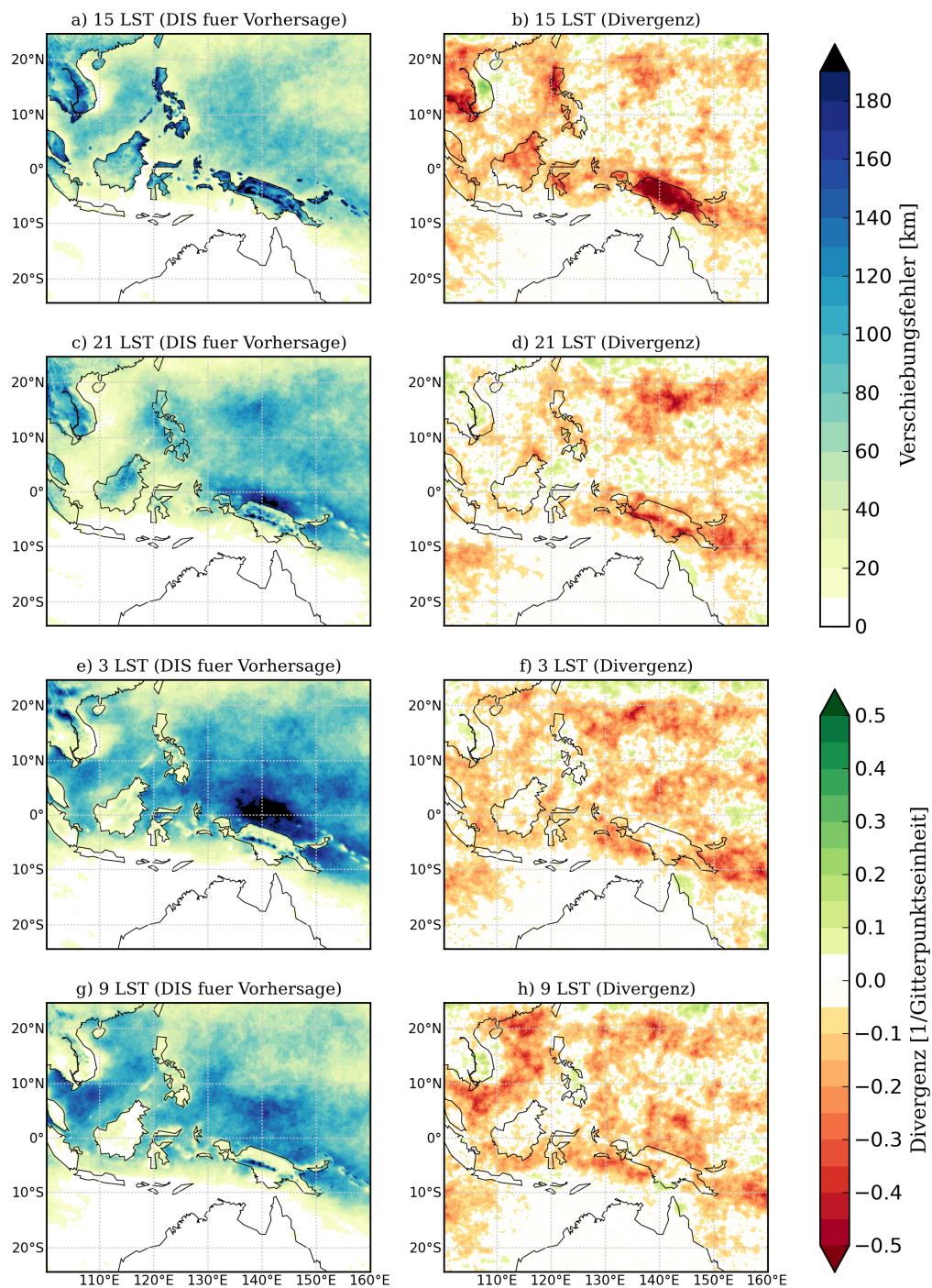


Abbildung 5.12: Verschiebungsfehler bezüglich der Vorhersage (linke Spalte) und das entsprechende Divergenzfeld der Verschiebungsvektoren (rechte Spalte) zu den Zeitpunkten 15, 21, 3 und 9 LST. Im Divergenzfeld deuten negative Werte eine Konvergenz an.

Vorhersagelauf ist ein stetiger Anstieg von DIS zu erkennen. Dabei nimmt er bereits nach den ersten drei Stunden einen Wert von knapp 0,2 an, was gemittelt über das ganze Feld einer Verschiebung von etwa 230 km entspricht. Dies deutet darauf hin, dass die für die

Konvektion relevanten Größen in den Anfangsbedingungen bereits fehlerhaft repräsentiert sind. Zusätzlich ist das Wachstum von DIS in Relation zur gesamten Entwicklung innerhalb der ersten 24 Stunden am markantesten, während es in der Folge tendenziell einen linearen Anstieg aufweist. Dabei zeigt sich, dass der tagesgemittelte DIS zwischen dem ersten und dem zweiten Vorhersagetag nahezu die gleiche Zunahme aufweist wie zwischen dem zweiten und dem fünften Vorhersagetag.

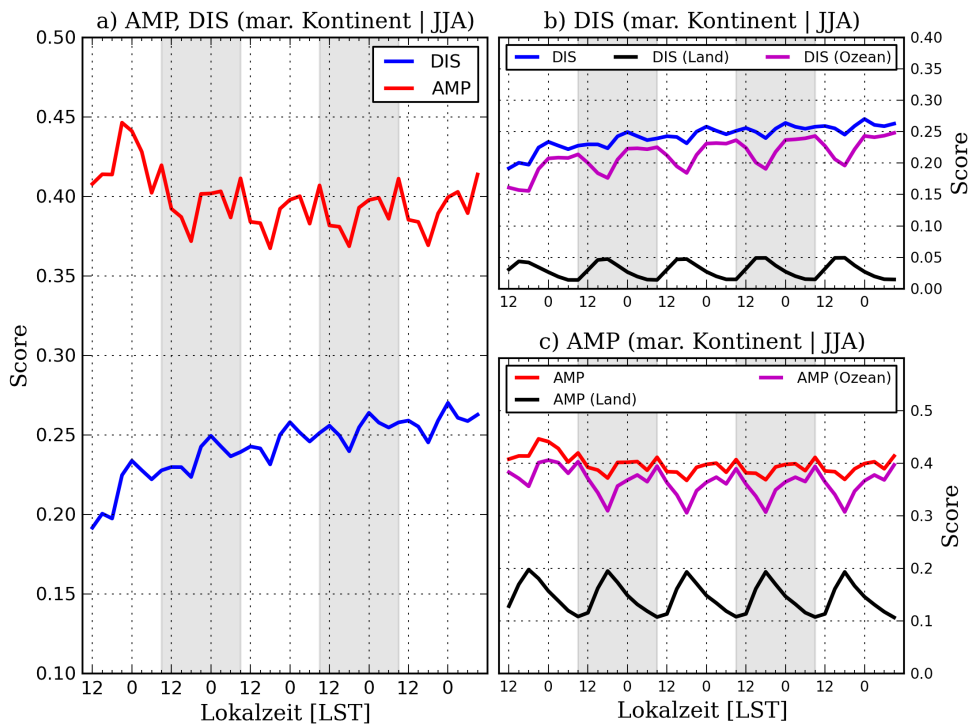


Abbildung 5.13: (a) Zeitlicher Verlauf des gebietsgemittelten, normierten Amplitudenfehlers (AMP) und Verschiebungsfehlers (DIS), jeweils aufgeschlüsselt in Anteile über Land und Ozean (b,c). Die Normierung von AMP erfolgt mit  $I_0 = 10,5 \text{ mm}$  und von DIS mit  $D_{max} \approx 800 \text{ km}$ . Die grauen Flächen symbolisieren den Zeitraum des zweiten und vierten Vorhersagetag.

Die allgemeine Entwicklung von DIS wird maßgeblich von der räumlichen Repräsentation des Niederschlagfeldes über dem Ozean bestimmt (Abb. 5.13b). Es ist hierbei zu beachten, dass aufgrund der größeren Ozeanfläche im Untersuchungsgebiet der Anteil von DIS über Ozean größer ist. DIS über Land bleibt mit Voranschreiten der Vorhersagezeit konstant. Daraus lässt sich schließen, dass die räumliche Variabilität der Niederschlagsobjekte über dem Ozean mit der Vorhersagezeit zunimmt, über Land jedoch nicht. Das Tagesmaximum über Ozean umfasst eine Zeitspanne von 0 bis 9 LST und über Land von 12 bis 15 LST. Dieses korreliert mit den jeweils konvektiv aktivsten Phasen.

Im Gegensatz zu DIS weist der Amplitudenfehler AMP keinen vergleichbaren Anstieg mit der Vorhersagezeit auf. Zwischen Vorhersagetag 2 und 5 nimmt er im Mittel einen

Wert von etwa  $AMP = 0,39$  ein, was einem gebietsgemittelten Intensitätsfehler von etwa 4,1 mm entspricht. Jedoch ist er in den ersten 24 Stunden am größten und möglicherweise eine Folge der Spin-down-Problematik im Modell. Die zeitliche Entwicklung von AMP wird erneut vom Beitrag über Ozean dominiert, worin sich am ersten Vorhersage-tag durchschnittlich ebenfalls höhere AMP-Werte zeigen (Abb. 5.13c). Die AMP-Maxima über Ozean und über Land überschneiden sich auch hier mit den tageszeitlichen Niederschlagsmaxima.

### Räumliche Verteilung des Fehlerwachstums

Nachfolgend wird die zeitliche Entwicklung der räumlichen Verteilung des Amplituden- und Verschiebungsfehlers untersucht. Da beide Fehler tendenziell mit der Niederschlagsintensität korrelieren (s. Abschnitt 5.1.2), bietet es sich an, zunächst auf die zeitliche Änderung der räumlichen Niederschlagsverteilung in der Beobachtung und Vorhersage einzugehen.

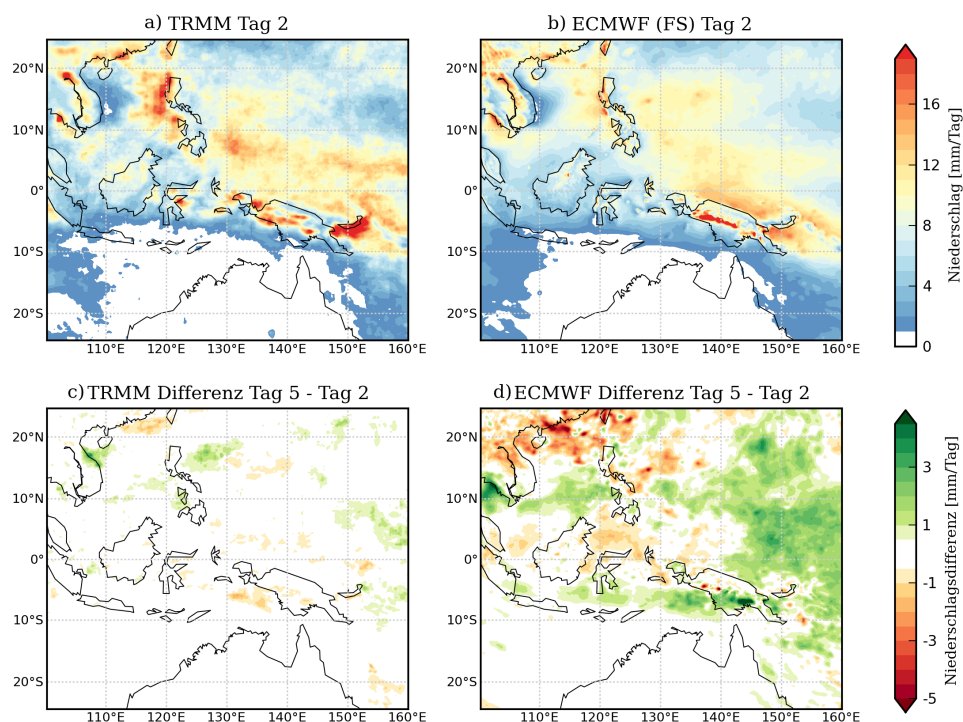


Abbildung 5.14: Obere Reihe: Gemittelte Niederschlagssumme des zweiten Vorhersagetages für die Beobachtung (links) und die Vorhersage (rechts). Untere Reihe: Niederschlagsdifferenz zwischen dem fünften und dem zweiten Vorhersagetag. Grüne Flächen deuten einen Anstieg des Niederschlags an.

Innerhalb der Beobachtung zeigen sich insbesondere westlich der Philippinen, südlich der Insel Neubritannien und in den Bergregionen ausgeprägte Intensitätsmaxima (Abb.

5.14a). Aber auch über dem Westpazifik sind im Bereich zwischen  $0^\circ$  und  $10^\circ\text{N}$  hohe Niederschlagsmengen zu beobachten. Jedoch zeigen sich zum fünften Vorhersagetag nur geringfügige und eher zufällige Veränderungen im gemittelten Niederschlag (Abb. 5.14c). Das gemittelte Niederschlagsfeld der Vorhersage hebt insbesondere die Niederschläge in den Bergregionen Neuguineas und die seeseitige Küstenkonvektion an seiner Nordküste hervor (Abb. 5.14b), wobei die hohen Niederschlagssummen über Ozean im Beobachtungsfeld vom Modell unterschätzt werden. Zum fünften Vorhersagetag zeigt sich über offenem Gewässer, vor allem flächig über dem Westpazifik (Abb. 5.14d), ein Anstieg des Niederschlags. Dies steht im Einklang mit der zeitlichen Zunahme der gebietsgemittelten Niederschlagssumme über Ozean (Abb. 5.3c). Zudem ist westlich von  $140^\circ\text{O}$  ein alternierendes Muster aus Niederschlagszunahme und -abnahme zu beobachten. Eine Abnahme des Niederschlags tritt dabei östlich der Inseln bzw. des Festlandes auf, während auf der westlichen Seite der Niederschlag zunimmt.

Die tagesgemittelten Amplitudenfehler im Beobachtungsraum (OS) und Vorhersageraum (FS) für den zweiten Vorhersagetag (Abb. 5.15a, b) sind mit den entsprechenden Niederschlagsstrukturen in der Beobachtung und Vorhersage (Abb. 5.14a, b) vergleichbar. Das Fehlerwachstum in den entsprechenden Räumen (Abb. 5.15c, d) spiegelt größtenteils die Änderungen in der Niederschlagsmenge (Abb. 5.14c, d) wieder. Der Amplitudenfehler im OS zeigt einen leichten Anstieg in den Regionen um die Philippinen. Deutlich ausgeprägter sind die Änderungen im Vorhersageraum, die mit den Änderungen des Niederschlags in der Vorhersage korrelieren.

Der Verschiebungsfehler bezüglich der Vorhersage hebt im Tagesmittel des zweiten Vorhersagetages besonders die vom Modell überschätzte Küstenkonvektion vor Neuguinea hervor (Abb. 5.16a), die für eine bestmögliche Übereinstimmung mit dem Beobachtungsfeld im Mittel am stärksten deformiert und verschoben werden muss. Jedoch zeigt die entsprechende Differenz zum fünften Vorhersagetag (Abb. 5.16c) nahezu die gleiche Struktur wie die Änderung der Niederschlagsintensität (Abb. 5.14d). Der Anstieg des Verschiebungsfehlers über dem Westpazifik und westlich der Inseln korreliert mit dem Anstieg des Niederschlags zum fünften Vorhersagetag. Das tagesgemittelte Divergenzfeld bezüglich des Vorhersagefeldes weist größtenteils konvergente Strukturen auf (Abb. 5.16b). Während über Land die zu zeitig einsetzende Konvektion im Modell als Ursache zu sehen ist, sind konvergent verlaufende Verschiebungsvektoren über Ozean möglicherweise eine Folge von zu großen Niederschlagsobjekten in der Vorhersage. Zum fünften Vorhersagetag zeigt sich ebenfalls eine Verstärkung der Konvergenz in jenen Gebieten, in denen der Niederschlag zunimmt. Verbunden ist der Anstieg des Verschiebungsfehlers in diesen Regionen also mit einer Zunahme der Niederschlagsintensität und/oder der Größe der Niederschlagsfelder.

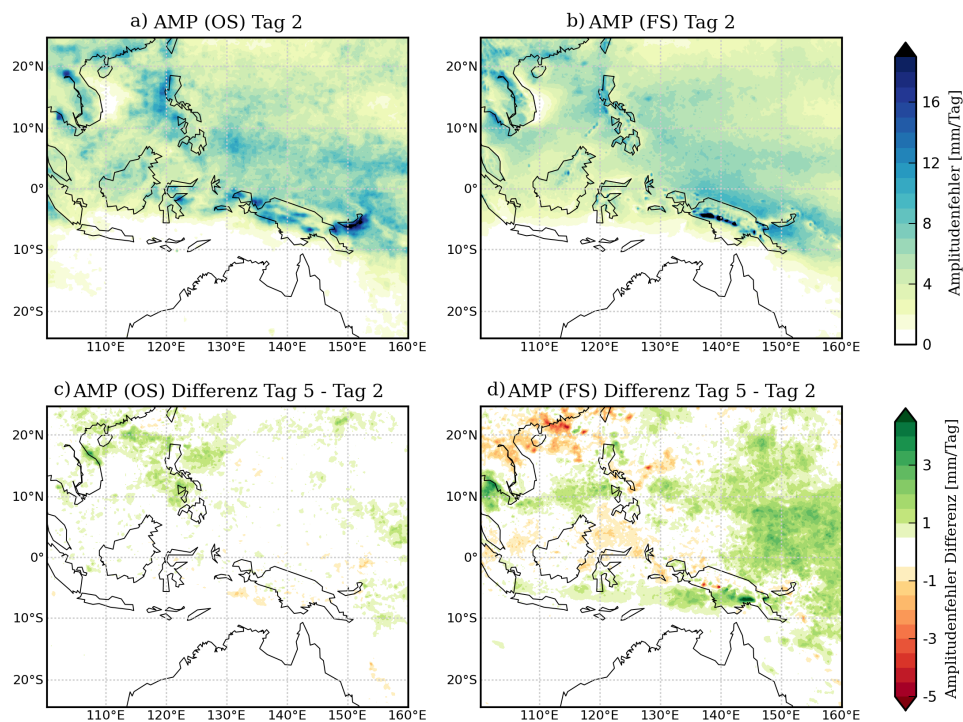


Abbildung 5.15: Obere Reihe: Gemittelte Amplitudenfehler des zweiten Vorhersagetages für den Beobachtungsraum (links) und den Vorhersageraum (rechts). Untere Reihe: Differenz des Amplitudenfehlers zwischen dem fünften und dem zweiten Vorhersagetag. Grüne Fläche deuten einen Anstieg an.

### Zusammenfassung und Interpretation der Ergebnisse mit DAS

Die Anwendung des DAS-Image-Matchers auf komplexe Niederschlagsfelder liefert eine gute Nachbildung der Referenzfelder. Von technischer Seite führt die nichtniederschlagserhaltende Arbeitsweise des Algorithmus und der Versatz des Tagesganges jedoch zu physikalisch unsinnigen Deformationen des Niederschlagsfeldes, wie z. B. die Verschiebung landseitiger Konvektionsgebiete auf seeseitige Pendanten in der Region um Neuguinea. Diese technischen Aspekte des DAS-Algorithmus werden in einer abschließenden Diskussion in Kap. 6 nochmal näher behandelt.

Nichtsdestoweniger kann mit dem „Two-way-matching“-Ansatz in DAS untersucht werden, in welchen Regionen das Modell den Niederschlag unter- bzw. überschätzt und zudem missed events bzw. false alarms produziert. Über dem maritimen Kontinent entstehen große Amplitudenfehler über Land, wobei dies hauptsächlich auf die zeitliche Diskrepanz im Tagesgang zwischen Modell und Beobachtung zurückgeführt werden kann. Über Ozean deutet sich an, dass das Modell nicht imstande ist, konvektive Systeme mit einer vergleichbar hohen Niederschlagsintensität, wie sie durch TRMM beobachtet wird, zu simulieren. Jedoch lässt der relativ geringe Anteil der missed events am

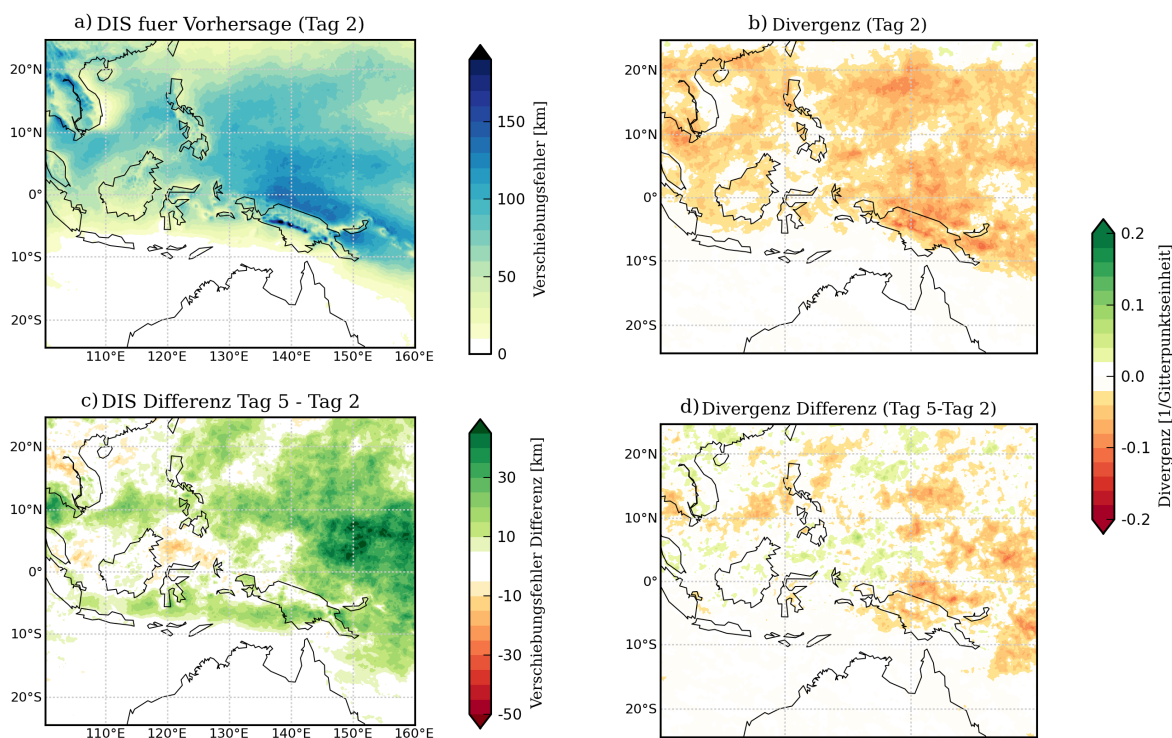


Abbildung 5.16: Erste Spalte: Gemittelte Verschiebungsfehler des zweiten Vorhersage-tages bezüglich der Vorhersage (oben) und die Differenz des Verschiebungsfehlers zwischen dem fünften und dem zweiten Vorhersagetag. Zweite Spalte: Analog für die Divergenz bezüglich der Vorhersage

Amplitudenfehler im Beobachtungsraum darauf schließen, dass die räumliche Verteilung der Niederschlagssysteme in der Beobachtung durch die Vorhersage erfasst wird und es sich eher um ein Intensitätsproblem handelt (Abb. 5.10). Auf der anderen Seite zeigen sich größere Anteile der false alarms am Amplitudenfehler im Vorhersageraum. Dies deutet an, dass die Niederschlagsobjekte in der Vorhersage zu groß und/oder an falschen Positionen gerechnet werden, besonders über dem Ozean (Abb. 5.11).

Der Verschiebungsfehler bezüglich des Vorhersagefeldes korreliert relativ stark mit der Differenz der Niederschlagsintensität zwischen Beobachtung und Vorhersage. Er ist hierbei in jenen Regionen erhöht, in denen auch hohe Niederschlagssummen auftreten. Generell ist festzuhalten, dass die Sensitivität des Verschiebungsfehlers mit höherer Niederschlagsintensität zunimmt. Mit höherer Intensität steigt die Wahrscheinlichkeit von großen Amplitudenfehlern, die in der Folge zusätzlich Verschiebungsfehler produzieren. Amplituden- und Verschiebungsfehler agieren somit nicht unabhängig. Über dem maritimen Kontinent zeigen sich größere Verschiebungsfehler im Zusammenhang mit dem Versatz des Tagesganges über Land und in Küstengebieten, insbesondere in der Region um Neuguinea. Starke Konvergenz der Verschiebungsvektoren über der Insel deuten darauf hin, dass die zu früh ausgelöste Konvektion im Modell durch den Algo-

rhythmus abgeschwächt wird, um eine größere Übereinstimmung mit der Beobachtung zu erzielen. In Bezug auf die zu früh initiierte seeseitige Küstenkonvektion zeigen die Verschiebungsvektoren schwächere Konvergenzeffekte und deuten eine translative Verschiebung in Richtung der Insel an. Wie erwähnt ist dies physikalisch unsinnig. Über Ozean verlaufen die Vektoren mehrheitlich konvergent. Da die hohen Niederschlagsintensitäten vom Modell unterschätzt werden, sind diese vielmehr das Produkt von zu großen Niederschlagsgebieten.

Die zeitliche Entwicklung des gebietsgemittelten Verschiebungsfehlers (DIS) weist einen stetigen Anstieg auf. Ursächlich für diesen Verlauf ist die Entwicklung über Ozean, wo sich womöglich immer stärkere Abweichungen bezüglich Position, Größe und/oder Intensität der Niederschlagsobjekte zwischen Vorhersage und Beobachtung einstellen. Über Land bleibt DIS insgesamt konstant. Dies ist die Folge der räumlich begrenzten Ausdehnung der Landmassen, wo große räumliche Variabilitäten der konvektiven Systeme nur eingeschränkt zutage treten. Der gebietsgemittelte Amplitudenfehler (AMP) zeigt insgesamt keine ansteigende Tendenz, weist aber vielmehr ein ausgeprägtes Maximum während des ersten Vorhersagetages auf. Dieses Maximum markiert die Spin-down-Phase, in der das Modell stärkere konvektive Systeme produziert. Weiterhin ist zu beobachten, dass die tageszeitliche Entwicklung von AMP und DIS stark mit der tageszeitlichen Entwicklung des Niederschlags korreliert. Daher ist die Anwendbarkeit der beiden Scores diskutabel (s. abschließende Diskussion in Kap. 6).

Auch das räumliche Fehlerwachstum ist direkt mit der zeitlichen Niederschlagsentwicklung verbunden. Eine Zunahme des Amplituden- und Verschiebungsfehlers korreliert mit einer Zunahme der Niederschlagsintensität. Diese Zunahme ist über dem Westpazifik sowie westlich der Inseln besonders ausgeprägt. Hingegen ist eine Abnahme des Niederschlags östlich der Inseln zu verzeichnen. Diese Konstellation lässt vermuten, dass ostwärts wandernde konvektive Systeme im Lauf der Vorhersage größere Probleme haben, die Inseln über dem maritimen Kontinent zu überqueren. Bereits Vitart und Molteni (2010) diskutierten dieses Phänomen im Zusammenhang mit der MJO.

### 5.1.3 Ergebnisse mit MODE

Mit MODE können neben der Analyse von zugeordneten Niederschlagsobjekten auch Statistiken unabhängig vom Matching-Prozess erstellt werden, die u.a. Aufschluss über die räumliche Verteilung der Niederschlagsobjekte geben können. Die Statistiken, bei denen der Matching-Prozess durchlaufen wurde, beinhalten die Informationen aus den individuellen Paaren zwischen Beobachtungs- und Vorhersageobjekten (s. Kap. 4.3.2). Speziell werden im späteren Verlauf dieses Abschnitts nur jene Objektpaare verglichen, die mindestens einen maximalen *total interest* von 0,7 aufweisen.

### Statistiken ohne Matching: Größenverteilung und räumliche Anzahlverteilung konvektiver Systeme

Abb. 5.17 zeigt die Größenverteilung der Niederschlagsobjekte in Bezug auf Größenklassen zwischen dem Filterschwellwert von  $5 \cdot 10^3 \text{ km}^2$  und  $500 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ . Eine Größenklasse umfasst dabei  $5 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ . Die Anzahl der Niederschlagsobjekte nimmt sowohl in der Beobachtung als auch in der Vorhersage nahezu exponentiell mit zunehmender Größe ab. Jedoch werden innerhalb der Beobachtung etwa 45% mehr Objekte identifiziert. Insbesondere werden vom Modell die Größenklassen bis etwa  $100 \cdot 10^3 \text{ km}^2$  deutlich unterschätzt. Für größere Objekte herrscht eine größere Übereinstimmung in der Verteilung. Die Anzahl sehr große Systeme mit einer Fläche  $> 500 \cdot 10^3 \text{ km}^2$  ist in der Vorhersage jedoch um etwa 39% höher als in der Beobachtung.

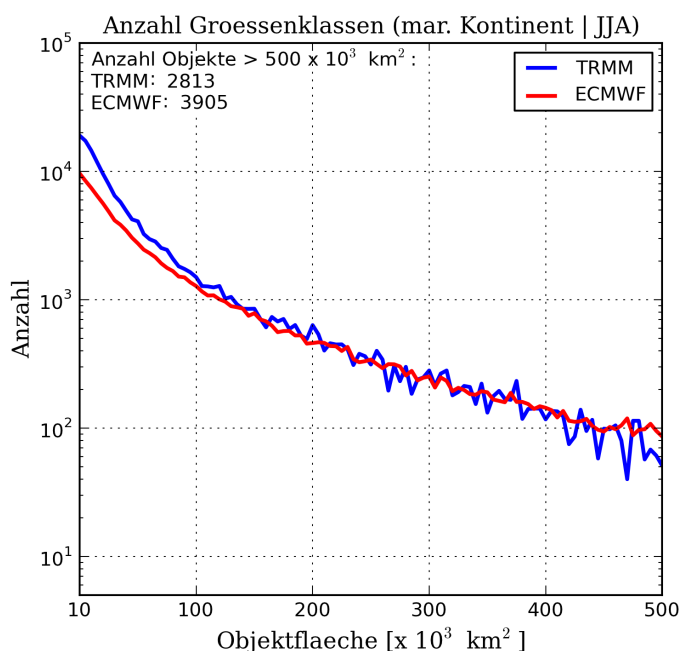


Abbildung 5.17: Anzahl der Beobachtungs- (blau) und Vorhersageobjekte (rot) als Funktion der Objektfläche. Eine Größenklasse umfasst  $5 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ . Zusätzlich eingetragen ist die Anzahl der Systeme  $> 500 \cdot 10^3 \text{ km}^2$ .

Die Unterschätzung der Objektanzahl spiegelt sich auch in einem räumlichen Vergleich der Anzahlverteilung zwischen Beobachtung und Modell wider. Die Anzahl der konvektiven Systeme wird, über das gesamte Untersuchungsgebiet gesehen, deutlich unterschätzt (Abb. 5.18). Dies manifestiert sich insbesondere über den Philippinen, dem indochinesischen Festland und über Borneo. Für Borneo werden die in Kap. 5.1.1 gemachten Beobachtungen bestärkt, dass diese Region zu trocken gerechnet wird. Über dem Ozean wird die Anzahl der Niederschlagsobjekte vor allem zwischen  $0^\circ$  und  $10^\circ\text{N}$  unterschätzt, wo zu nächtlichen Stunden in der Beobachtung eine Intensivierung von MCS stattfindet.



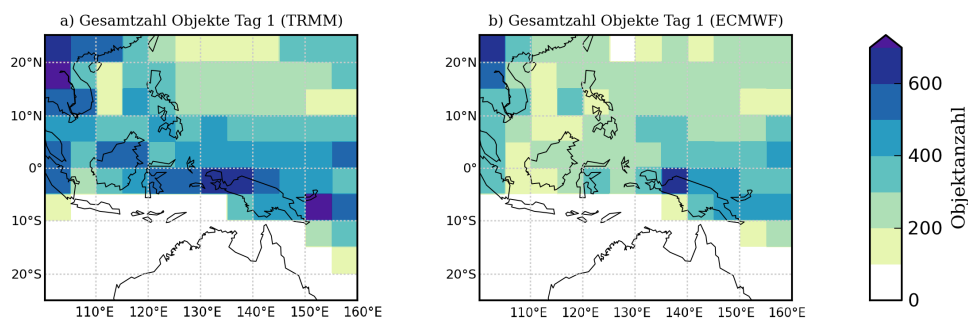


Abbildung 5.18: Anzahl der Niederschlagsobjekte innerhalb von  $5^\circ \times 5^\circ$  großen Gebieten in der Beobachtung (a) und der Vorhersage (b), aufsummiert über den ersten Vorhersage-tag

Die Differenz der räumlichen Anzahlverteilung im Modell zwischen Vorhersage-tag 2 und Tag 1, also die Phase nach dem modellinternen Spin-down, zeigt einen relativ deutlichen Rückgang der Objektanzahl über weiten Teilen des Westpazifiks (Abb. 5.19a). Der Rückgang kann dabei generell mit der Abnahme der Niederschlagssumme nach den ersten 24 Stunden des Vorhersagelaufs verknüpft werden. Eine Zunahme beschränkt sich auf wenige Gebiete und kann lediglich im Westen Borneos und im nördlichen Teil Neuguineas erahnt werden.

Die räumlichen Änderungen der Objektzahl im Modell zwischen dem fünften und dem zweiten Vorhersage-tag (Abb. 5.19b) wiederum korrelieren mit der zeitlichen Entwicklung der räumlichen Niederschlagsverteilung über dem maritimen Kontinent (s. 5.14d). Ein Anstieg ist über dem Westpazifik sowie westlich der Inseln zu finden, während östlich der Inseln eine Abnahme festzustellen ist.

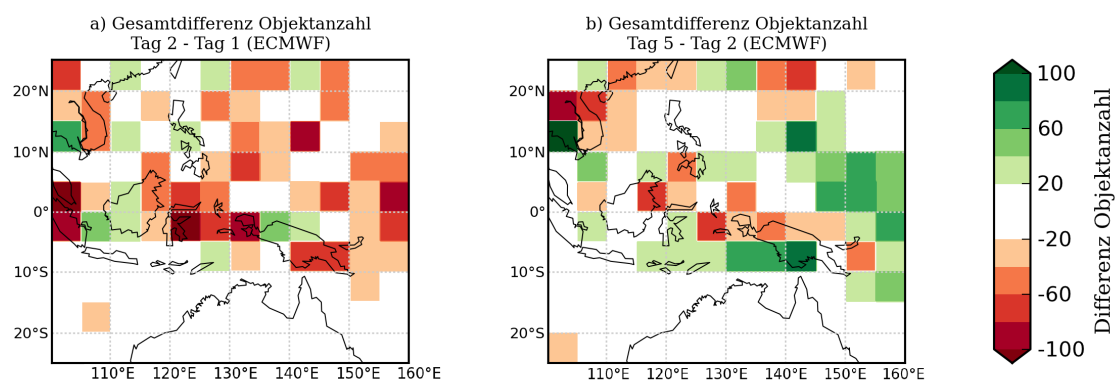


Abbildung 5.19: Differenz in der Anzahl der Vorhersageobjekte zwischen dem zweiten und dem ersten Vorhersage-tag (a) bzw. zwischen dem fünften und dem zweiten Vorhersage-tag (b).

### Statistiken mit Matching: Zeitliche Entwicklung der Interests

*Interests* sind allgemein ein Maß für die Vorhersagegüte, die umso höher ist, je größer die Werte der *Interests* sind (Kap. 4.3.2). Im Speziellen zeigt Abb. 5.20 den zeitlichen Verlauf des Medians der maximalen *total interests* für den Vorhersageraum ( $MMIF_{total}$ ) und den Beobachtungsraum ( $MMIO_{total}$ ).  $MMIF_{total}$  und  $MMIO_{total}$  setzen sich jeweils aus den einzelnen *Interests* der Objektattribute zusammen, wobei sie gewichtet in den *total interest* einfließen (s. Gl. 4.7).

Generell weisen die Kurven für  $MMIO_{total}$  und  $MMIF_{total}$  im Verlauf der fünftägigen Vorhersage eine stetige Abnahme auf, was bedeutet, dass die relative Anzahl der Niederschlagsobjekte, die als false alarms bzw. missed events identifiziert werden, zunimmt. Zu Beginn der Vorhersage liegen beide Maße auf einem vergleichbaren Niveau. Jedoch nimmt der  $MMIO_{total}$  innerhalb der ersten zwölf Stunden rapide ab. Wie sich anhand der restlichen Vorhersage zeigt, ist dieser starke Rückgang Teil der tageszeitlichen Oszillation des  $MMIO_{total}$ , wobei der markanteste Abfall zwischen 18 und 21 LST stattfindet. In diesem Zeitraum nimmt innerhalb der Vorhersage die konvektive Aktivität über Land schlagartig ab, während sie in der Beobachtung weiterhin bestehen bleibt. Auf diese Weise entstehen zahlreiche missed events, die den Wert des  $MMIO_{total}$  herabsetzen. Auf der anderen Seite weist die Kurve für den  $MMIF_{total}$  lokale Minima zwischen 12 und 15 LST auf. Zurückzuführen ist dies auf die zu zeitige Initiierung von Konvektion über Land innerhalb der Vorhersage, bei der vermehrt false alarms auftreten. Die lokalen Maxima beider Kurven überlagern sich um 18 LST und markieren den Zeitpunkt, an der sich die konvektiv aktive Phase über Land in Beobachtung und Modell überschneiden. Sekundäre Maxima treten in beiden Kurven für 3-6 LST auf, also während der aktiven Phase über Ozean. Des Weiteren weist während des gesamten Vorhersagezeitraums  $MMIO_{total}$  kleinere Werte auf als  $MMIF_{total}$ , was bedeutet, dass mehr missed events als false alarms identifiziert werden.

### Statistiken mit Matching: Vergleich übereinstimmender Objekte

Da der *total interest* größtenteils aus positionsbezogenen Attributen gebildet wird, ist ein „Matching“ zwischen einem Beobachtungs- und Vorhersageobjekt vor allem ein Ausdruck einer guten Übereinstimmung bezüglich ihrer Position. Dabei wird angenommen, dass beide einen vergleichbaren physikalischen Ursprung teilen. Vor diesem Hintergrund können die Attribute von übereinstimmenden Objekten verglichen werden. Die Betrachtung unterschiedlich hoher Intensitätsperzentile kann Aufschluss über die Verteilung von Niederschlagsintensitäten innerhalb der betrachteten Objekte geben. Dabei wurde für die Repräsentation des Extremwertes das 90. Intensitätsperzentil herangezogen, um den Einfluss von Ausreißern zu vermindern.

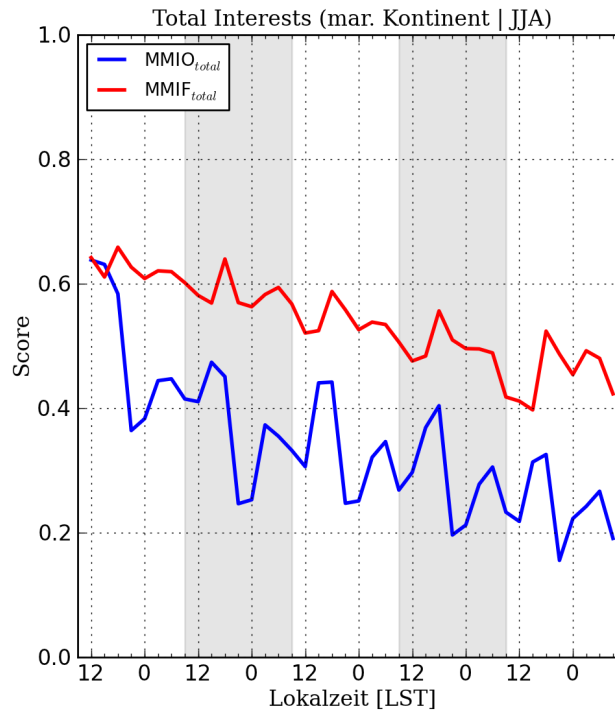


Abbildung 5.20: Zeitlicher Verlauf des Medians des maximalen *total Interests* im Beobachtungsraum ( $MMIO_{total}$ ) und im Vorhersageraum ( $MMIF_{total}$ ). Die grauen Flächen deuten den zweiten und vierten Vorhersagetag an.

Es zeigt sich, dass das Modell die Objektgröße systematisch überschätzt (Abb. 5.21). Diese Überschätzung verstärkt sich zusätzlich im Verlauf der Vorhersage deutlich. Dies bekräftigt die Annahme, dass die Niederschlagsobjekte im Modell mit der Vorhersagezeit anwachsen. Die lokalen Maxima sind Ausdruck der aktiven Niederschlagsphase im Modell über Land (etwa 15 LST) und über Ozean (etwa 3 LST).

Die relative Abweichung hinsichtlich der drei betrachteten Intensitätsperzentile weist in keinem der Fälle einen markanten zeitlichen Trend auf. Die Niederschlagsintensitäten unterliegen im Modell demnach keiner signifikanten Änderung im Verlauf der Vorhersage. Jedoch liegt eine systematische Unterschätzung des Medians und des 90. Perzentils vor. Sie fällt während des ersten Vorhersagetages leicht schwächer aus und ist die Folge der Spin-down-Phase. Darüber hinaus tritt die Unterschätzung umso deutlicher zutage, je höher das betrachtete Perzentil ist. Für das 25. Intensitätsperzentil liegt keine signifikante Abweichung vor. Es wird vom Modell gut wiedergegeben. In allen Kurven sind darüber hinaus täglich um 15 LST leichte Ausschläge hin zu positiveren Werten zu erkennen, was im Modell die konvektiv aktive Phase über Land ausdrückt.

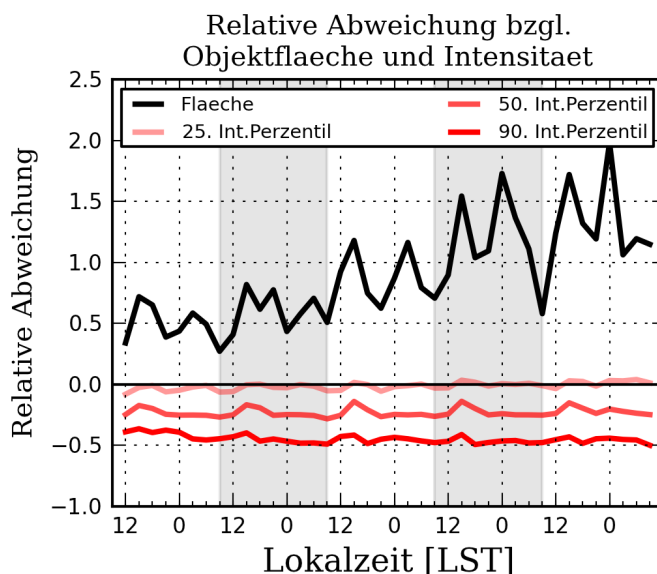


Abbildung 5.21: Gemittelte relative Abweichung zwischen Vorhersage- und Beobachtungsobjekt bezüglich der Objektfläche (schwarze Kurve) und des 25., 50. und 90. Intensitätsperzentils (rötliche Kurven). Positive Werte deuten eine Überschätzung durch das Modell an. Graue Flächen markieren den Zeitraum des zweiten bzw. des vierten Vorhersagetages.

### Statistiken mit Matching: Räumliche Verteilung der relativen Abweichungen

Die gemittelte relative Abweichung für den ersten Vorhersagetag weist für die Objektfläche und für das 90. Intensitätsperzentil eine relativ homogene, räumliche Verteilung auf (Abb. 5.22). Während die Größe der Niederschlagsobjekte im gesamten Untersuchungsgebiet überschätzt wird (Abb. 5.22a), zeigt sich eine systematische Unterschätzung der Extremwerte der Intensität (Abb. 5.22b). Für erstere können Maxima in der relativen Abweichung nördlich von Neuguinea bzw. generell über Teilen des Westpazifiks ausgemacht werden. Für das 90. Intensitätsperzentil ist im Mittel keine besondere Struktur in der systematischen Abweichung zu erkennen.

Die Differenz zwischen dem ersten und dem fünften Vorhersagetag zeigt eine deutliche Zunahme der Objektfläche über dem Westpazifik (Abb. 5.22c). Interessanterweise scheinen sich die konvektiven Systeme auch westlich der Philippinen relativ stark zu vergrößern. Jedoch geht dieser Zuwachs der Objektgröße nicht mit einer vergleichbaren Änderung der relativen Abweichung für das 90. Intensitätsperzentils einher (Abb. 5.22d), was sich bereits in seiner zeitlichen Entwicklung zeigte (s. Abb. 5.21).

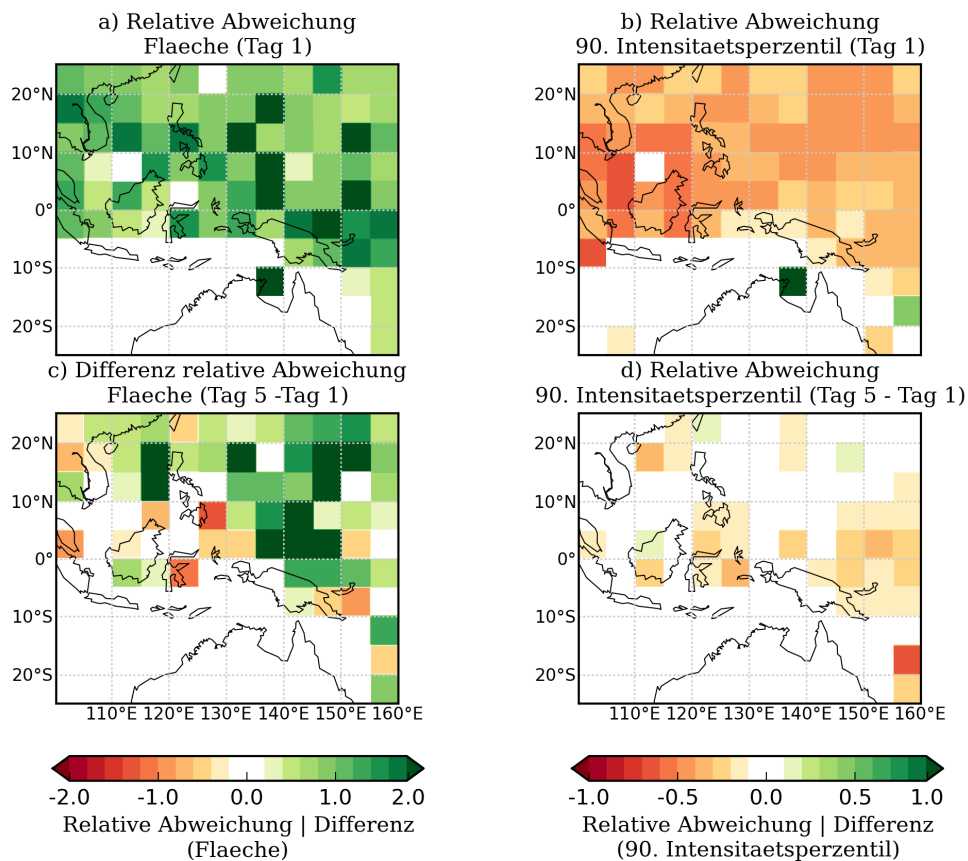


Abbildung 5.22: Räumliche Verteilung der systematischen Abweichung zwischen Beobachtungs- und Vorhersageobjekte bezüglich der Objektfläche (a) und des 90. Intensitätsperzentils (b) gemittelt über den ersten Vorhersagetag. Positive Werte signalisieren eine Überschätzung durch das Modell. In der unteren Reihe ist die Differenz des relativen Fehlers zwischen dem fünften und dem ersten Vorhersagetag bezüglich der Objektfläche (c) und des 90. Intensitätsperzentils (d) dargestellt.

### Zusammenfassung und Interpretation der Ergebnisse mit MODE

Die mit MODE durchgeführten Untersuchungen wurden in zwei Gruppen aufgeteilt. Statistiken ohne Matching-Prozess beziehen die Informationen allein aus dem betrachteten Datenfeld, ohne einen Vergleich mit dem anderen Feld durchzuführen. Diesbezüglich ist festzustellen, dass das Modell über dem maritimen Kontinent die Anzahl der Niederschlagsobjekte  $< 200 \cdot 10^3 \text{ km}^2$  systematisch unterschätzt. Für größere Objekte herrscht eine größere Übereinstimmung in der Verteilung. Eine zu geringe Objektanzahl zeigt sich in einer räumlichen Betrachtung. Sowohl über Ozean als auch über Land wird die Anzahl unterschätzt, jedoch im Speziellen über Borneo. Im Lauf der Vorhersage nimmt die Objektanzahl allerdings in jenen Regionen zu, die auch eine Niederschlagszunahme (s. Abb. 5.14d) aufweisen. Dies ist vor allem über dem Westpazifik der

Fall. Die Tendenz zur Simulation weniger, aber größerer Niederschlagsobjekte wurde ebenfalls von Davis et al. (2006) für das WRF-Modell in Bezug auf konvektive Systeme in den mittleren Breiten beobachtet. Sie vermuten, dass das Modell nicht imstande ist, die Lücken zwischen mehreren Niederschlagsgebieten adäquat aufzulösen. Im Falle des ECMWF-Modells könnte die räumliche Ausdehnung günstiger Bedingungen für Konvektion überschätzt werden, wodurch über den Niederschlagsbeitrag der Konvektionsparametrisierung zu große Niederschlagsgebiete entstehen. Einen Einfluss auf die Anzahlverteilung der Größenklassen kann allerdings auch die Filterung der Niederschlagsfelder nehmen. Es ist möglich, dass intensitätsschwache Verbindungen zwischen mehreren konvektiven Systemen in der Beobachtung herausgefiltert werden, so dass einzelne Niederschlagsobjekte verbleiben und sich die Anzahl der entsprechenden Größenklassen dadurch erhöht.

Statistiken mit Matching-Prozess beinhalten nur Informationen aus jenen Objektpaaren, die mehrheitlich eine gute räumliche Übereinstimmung besitzen. Über die in Kap. 4.3.2 vorgestellte Objektmatrix wurden die Metriken  $MMIO_{total}$  und  $MMIF_{total}$  berechnet, die ein Maß für missed events bzw. false alarms darstellen. Je höher dabei der Wert, desto höher die Vorhersagegüte. Beide Fehlermaße weisen mit der Vorhersagezeit eine Abnahme auf. Der Anteil der false alarms und missed events nimmt also zu und deutet auf eine größer werdende räumliche Variabilität der Niederschlagsobjekte über dem maritimen Kontinent hin. Zu allen Zeiten zeigt  $MMIO_{total}$  kleinere Werte als  $MMIF_{total}$ . Missed events wirken sich somit stärker auf die Vorhersagegüte aus. In dieser Hinsicht unterscheidet sich MODE von DAS, in dem der größere Teil der Vorhersagefehler durch false alarms verursacht werden. Dies hängt mit der unterschiedliche Auffassung von Treffern, false alarms und missed events zusammen. Während DAS diese über einen gitterpunktbasierten Ansatz quantifiziert, werden sie von MODE mit Hilfe der identifizierten Objekte gezählt.

Der Vergleich von Beobachtungs- und Vorhersageobjekten hinsichtlich der Objektgröße und der Niederschlagsintensität zeigt zwei Eigenschaften: Die Niederschlagsintensität wird umso mehr unterschätzt, je höher das betrachtete Intensitätsperzentil ist. Auf der anderen Seite wird die Objektgröße deutlich überschätzt. Dabei zeigt sich gleichzeitig, dass die Niederschlagsobjekte mit der Vorhersagezeit an Größe zunehmen. Insofern legt dies nahe, dass die allgemeine Überschätzung des Niederschlags über dem maritimen Kontinent auf zu große Niederschlagsobjekte zurückzuführen ist. Die Unterschätzung hoher Niederschlagsintensitäten bzw. die Überschätzung der Größe ist hierbei für den gesamten Untersuchungsbereich über dem maritimen Kontinent gültig. Zudem liegt nahe, dass die Zunahme der gebietsgemittelten Niederschlagssumme mit der Vorhersagezeit im Modell (s. Abb. 5.3a) und die Zunahme der Größe der Vorhersageobjekte im Zusammenhang stehen. Dies würde die Vermutungen in Abschnitt 5.1.1 bestärken, in dem ebenfalls eine Zunahme des Niederschlagsgebietes mit der Vorhersagezeit identifiziert

wurde.

## 5.2 Afrika

Die Untersuchung der Niederschlagsfelder mit DAS und MODE über Afrika erfolgt in ähnlicher Weise wie für den maritimen Kontinent im Abschnitt zuvor. Zahlreiche Studien belegen jedoch die Bedeutung von African Easterly Waves (AEWs) auf die Entwicklung und Propagation konvektiver Systeme über dem Festland und dem Atlantik. Aus diesem Grund wurde der DAS-Image-Matcher zusätzlich auf jeweils aufeinanderfolgende Zeitpunkte der Beobachtungs- und Vorhersagedaten angewendet. Dadurch können propagierende Systeme identifiziert werden.

### 5.2.1 Voruntersuchungen

Das Untersuchungsgebiet über Afrika erstreckt sich in zonaler Richtung von 20°W bis 40°O und in meridionaler Richtung von 20°S bis 20°N (Abb. 5.23). Afrika umspannt vier Zeitzonen von UTC+0 (Westafrika) bis UTC+3 (Ostafrika). Der Einfachheit halber beziehen sich nachfolgend die Lokalzeiten auf UTC+0. Mit dem Initialisierungszeitpunkt 0000 UTC erstreckt sich ein Vorhersagetag dementsprechend von 0 LST bis 24 LST.

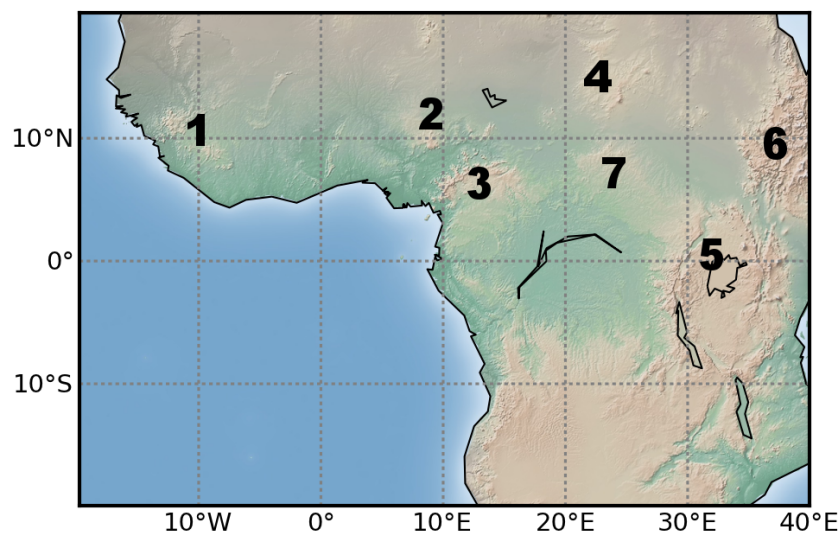


Abbildung 5.23: Ausdehnung des Untersuchungsgebietes über Afrika. Eingetragen sind zusätzlich einige für die Initiierung konvektiver Systeme relevante Gebirgszüge: (1) Hochland von Guinea, (2) Bergland von Jos, (3) Hochland von Adamaoua, (4) Marra-Plateau, (5) Ostafrikanisches Hochland, (6) Äthiopisches Hochland, (7) Bongo-Massiv.

### Lokale Niederschlagsverteilung

Abb. 5.24 zeigt die gemittelte Niederschlagssumme über Afrika zu vier unterschiedlichen Tageszeiten. Zusätzlich ist die gemittelte Propagationsrichtung der Niederschlagsobjekte in der Beobachtung bzw. Vorhersage zum nächsten Zeitpunkt aufgetragen. Beispielsweise deuten Verschiebungsvektoren um 6 LST die Richtung an, in die die konvektiven Systeme bis 9 LST propagieren. Die Verschiebungsvektoren wurden mit Hilfe des DAS-Image-Matchers berechnet. Dabei muss erneut beachtet werden, dass aufgrund des nicht-niederschlagserhaltenden Algorithmus Divergenzeffekte zum Verschiebungsvektorfeld beitragen können.

Auffälligstes Merkmal ist erneut der zeitlich verschobene Tagesgang zwischen Beobachtung und Vorhersage. Während die Auslösung von Konvektion im Modell über Land bereits um 12 LST beginnt (Abb. 5.24d), tritt sie in der Beobachtung erst um 18 LST ein (5.24e). Die Initiierung konvektiver Systeme über Afrika findet insbesondere im Leebereich ausgedehnter Bergregionen wie dem äthiopischen und ostafrikanischen Hochland statt, wo die Aufheizung von höhergelegenen Gelände entscheidend zur Konvektionsauslösung beiträgt (Laing et al., 2008). Diesbezüglich ist das Modell imstande, die räumliche Verteilung der Niederschlagsgebiete adäquat wiederzugeben. Jedoch überschätzt das Modell die Niederschlagsintensität deutlich. Ein vergleichbarer zeitlicher Versatz und eine Überschätzung der Intensität zeigt sich in Bezug auf landseitige Küstenkonvektion am Golf von Guinea und an der westafrikanischen Küste (vgl. Abb. 5.24f mit 5.24g). Darüber hinaus zeigt sich in der Vorhersage ein nächtliches, sekundäres Niederschlagsmaximum im äthiopischen Bergland und im Hochland von Adamaoua (24 LST, Abb. 5.24h), das in dieser Form nicht in der Beobachtung auftritt.

Die Verschiebungsvektoren deuten zudem markante Unterschiede in der Langlebigkeit und in der Repräsentation der Propagation von konvektiven Systemen zwischen Beobachtung und Vorhersage an. In der Beobachtung wird der Tagesgang über Afrika von westwärts wandernden MCS überlagert, erkennbar an den nach Westen zeigenden Vektoren (Abb. 5.24a, c, e, g). Insbesondere weisen die Vektoren über den Gebirgsregionen während der konvektiv aktiven Phase um 18 LST mehrheitlich westwärts, was auf die Verlagerung der Systeme hindeutet. Auch während der relativ inaktiven Phase um 6 LST existieren weiterhin nach Westen zeigende Vektoren. Sie sind ein Hinweis auf die längerlebigen propagierenden MCS. Zusätzlich setzt sich die Propagation auch auf den Atlantik fort, wie zu allen Zeitpunkten anhand der Verschiebungsvektoren vor der westafrikanischen Küste zu erkennen ist. Innerhalb der Vorhersage sind solche Tendenzen im Vektorfeld kaum zu beobachten. Während der aktiven Phase um 12 LST (Abb. 5.24d) weisen die Vektoren ausgehend vom ostafrikanischen Hochland stark nach Nordwesten, während konvergent verlaufende Pfeile über dem äthiopischen Hochland auf stationäre Systeme hinweisen. Während der inaktiven Phase innerhalb der Vorhersage um 6 LST



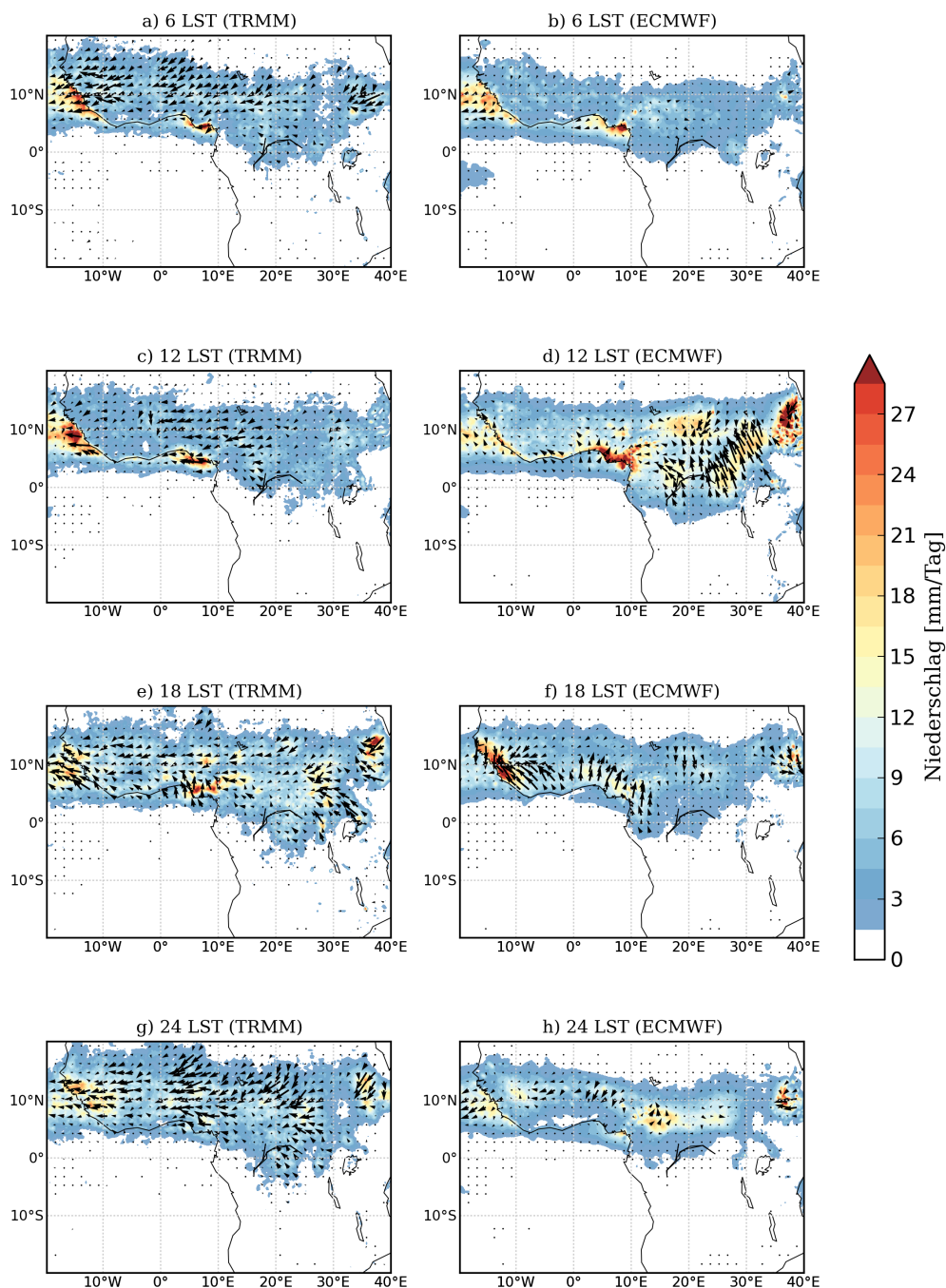


Abbildung 5.24: Gemittelte Niederschlagsmenge [mm/Tag] über Afrika zu den Zeitpunkten 6, 12, 18 und 24 LST für die Beobachtung (linke Spalte) und die Vorhersage (rechte Spalte) während der Sommermonate Juni, Juli und August. Für die Vorhersage sind die Niederschlagsmengen des zweiten Vorhersagetages abgebildet. Zusätzlich deuten die schwarzen Vektorpfeile die gemittelte Verschiebungsrichtung der konvektiven Systeme zum jeweils nächsten Zeitpunkt an.

sind über Land keine nach Westen zeigenden Verschiebungsvektoren zu erkennen (Abb. 5.24b), was auf das Fehlen jener langlebigen MCS schließen lässt. Jedoch deuten die Ver-

schiebungsvektoren vor der westafrikanischen Küste auf konvektive Systeme hin, die, möglicherweise innerhalb von AEWs, auf den Atlantik propagieren. Darüberhinaus zeigen um 18 LST (Abb. 5.24f) landseitige Verschiebungsvektoren am Golf von Guinea stark ins Landesinnere, was auf landeinwärts propagierende Niederschlagsysteme hindeutet. Aufschluss über die Simulation der Westwärtspropagation geben neben den Verschiebungsvektoren des DAS-Image-Matchers auch Hovmöller-Diagramme des Niederschlags. Innerhalb der Beobachtung (Abb. 5.25a) sind westwärts propagierende Niederschlagsysteme vor allem ausgehend von den Gebirgszügen östlich von 20°O zu erkennen. Dabei beträgt die mittlere Phasengeschwindigkeit der an den Gebirgen initiierten MCS etwa  $10\text{-}18\text{ m s}^{-1}$ . Diese Werte decken sich gut mit den Phasengeschwindigkeiten konvektiver Systeme in Laing et al. (2008).

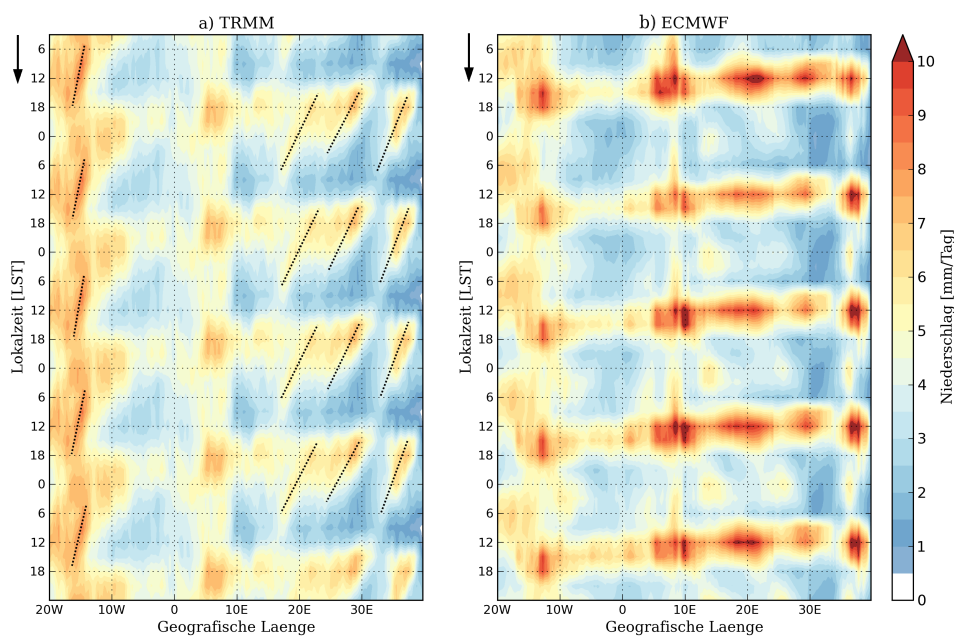


Abbildung 5.25: Hovmöller-Diagramm des Niederschlags für die Beobachtung (a) und für die Vorhersage (b) im gesamten Vorhersagezeitraum, wobei die Vorhersagezeit von oben nach unten fortschreitet. Der Niederschlag ist hierbei für jeden Zeitpunkt meridional von 0° bis 20°N gemittelt. Gestrichelte Linien deuten Achsen raum-zeitlicher Niederschlagsmaxima an und damit die Phasengeschwindigkeit an.

Im Vorhersagefeld (Abb. 5.25b) zeigt sich eine zeitlich klarer abgegrenzte Hauptniederschlagsphase, die über dem Land etwa sechs Stunden zu früh (9 LST) beginnt. Dies bekräftigt die Vermutung von mehrheitlich kurzlebigen Konvektionssystemen, die tendenziell stationär abregnen. Westwärts propagierende Systeme können hierbei nur schwer identifiziert werden. Weiterhin erkennbar sind die bereits erwähnten sekundären Niederschlagsmaxima in der Nacht bei 14°O (Hochland von Adamaoua), 25°O (Bongo-Massiv) und 36°O (äthiopisches Hochland). Es kann ebenfalls eine zeitliche Änderung

der Niederschlagsintensität beobachtet werden. Dabei wird, wie über dem maritimen Kontinent auch, der Rückgang der Niederschlagsintensität nach dem ersten Vorhersagetag deutlich, was allerdings nicht auf das äthiopische Hochland zutrifft. Im weiteren Verlauf der Vorhersage (Tag 2 - Tag 5) findet eine stetige Zunahme statt.

### Zeitliche Entwicklung des Niederschlags

Während des Vorhersagezeitraums produziert das Modell im Untersuchungsgebiet in der Summe etwa 10% mehr Niederschlag als in der Beobachtung. Dabei wird das globale Maximum, das in der Vorhersage etwa 6 Stunden zu früh auftritt (Abb. 5.26a), im Mittel um 38% überschätzt. Über Land umspannt die Hauptniederschlagsphase in der Vorhersage einen kürzeren Zeitraum als in der Beobachtung (Abb. 5.26b). Darüber hinaus zeigt sich in der Vorhersage ebenfalls das nächtliche sekundäre Niederschlagsmaximum, das durch die konvektive Aktivität im Hochland von Adamaoua, dem Bongo-Massiv und dem äthiopischen Hochland verursacht wird.

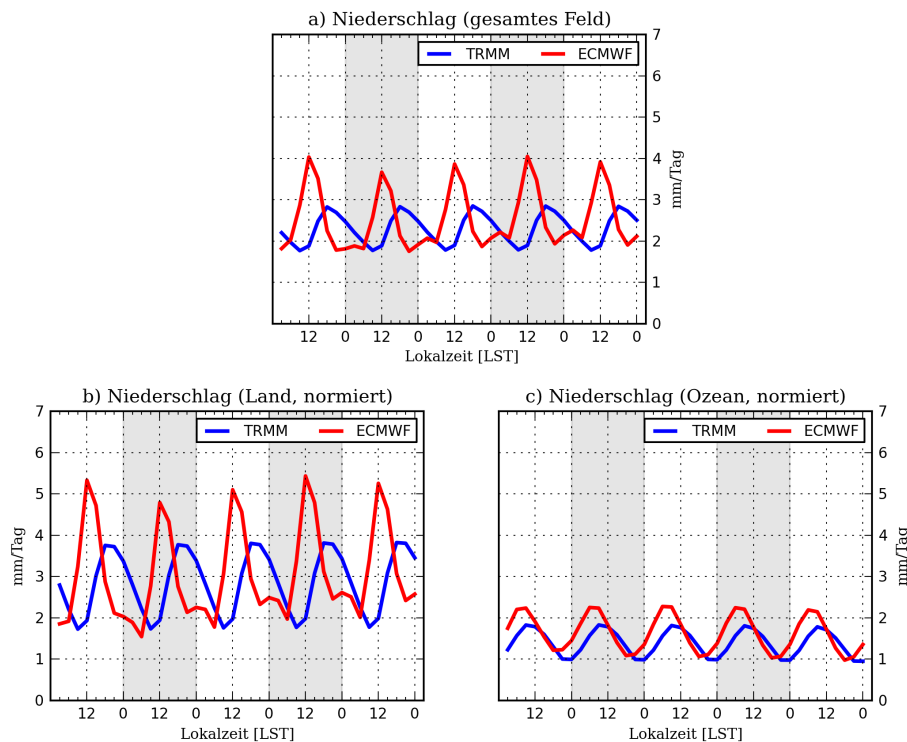


Abbildung 5.26: Wie Abb. 5.3, nur für Afrika. Der Initialisierungszeitpunkt ist 0 UTC (= 0 LST).

Die Spin-down-Problematik ist am markanten Rückgang des Niederschlagsmaximums über Land vom ersten zum zweiten Vorhersagetag zu erkennen. Zudem nimmt über Land der Niederschlag mit der Vorhersagezeit zu. Über Ozean wird der Niederschlag

in der Summe leicht überschätzt und zeigt einen zeitlichen Versatz von etwa 3 Stunden (Abb. 5.26c). Die Niederschlagsfelder beschränken sich hauptsächlich auf küstennahe Regionen vor Westafrika, so dass die zeitliche Verschiebung der Niederschlagskurven möglicherweise auch das Resultat einer zeitlichen Verschiebung der Land-Seewind-Interaktion darstellt. Die Lebensdauer der Systeme über Wasser stimmt gut mit den Beobachtungen überein.

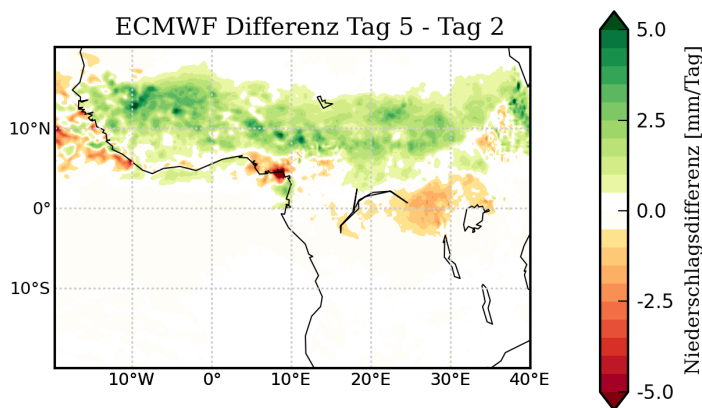


Abbildung 5.27: Differenz des tagesgemittelten Niederschlags zwischen dem fünften und dem zweiten Vorhersagetag für die Vorhersage. Grüne Fläche deuten einen Anstieg an.

Über Land ist zwischen dem zweiten und dem fünften Vorhersagetag mehrheitlich ein Anstieg des Niederschlags zu verzeichnen, insbesondere in einem breiten Streifen um 10°N (Abb. 5.27). Interessanterweise zeigt sich jedoch ein Rückgang der Niederschlagsmenge am Äquator, wobei dieser besonders westlich des ostafrikanischen Hochlandes hervorsticht. Weiterhin weist der Niederschlag eine Abnahme am Golf von Guinea und vor der afrikanischen Westküste bei 10°N auf.

## 5.2.2 Ergebnisse mit DAS

In Kap. 5.1.2 wurde anhand der konvektiven Systeme über dem maritimen Kontinent das Verhalten des DAS-Image-Matchers auf komplexe Felder untersucht. Dies wird für Afrika nicht wiederholt. Weiterhin erfolgt primär eine Analyse von tagesgemittelten Feldern.

### Amplitudenfehler AMP und räumliche Verteilung des Fehlerwachstums

Der Amplitudenfehler im Beobachtungsraum ist aufgrund der Charakteristiken des DAS-Image-Matchers (s. Kap. 4.4.2) tendentiell ein Maß für die Unterschätzung des Niederschlags durch das Modell (s. Kap. 6). Über den Tag gemittelt zeigen sich die größten Feh-

ler in Verbindung mit seeseitiger Konvektion an der afrikanischen Westküste bei 10°N und im Golf von Guinea (Abb. 5.28a). Ebenso zeigen sich über Land lokale Fehlermaxima in den Bergregionen, u.a. dem äthiopischen Bergland. Demgegenüber ist der Amplitudenfehler im Vorhersageraum ein Maß für die Überschätzung des Niederschlags. Im Tagesmittel sind größten Fehler in den gleichen Regionen wie im Beobachtungsraum zu finden (Abb. 5.28b). Dies verdeutlicht den zeitlichen Versatz im Tagesgang, der sowohl über Land als auch über Wasser auftritt.

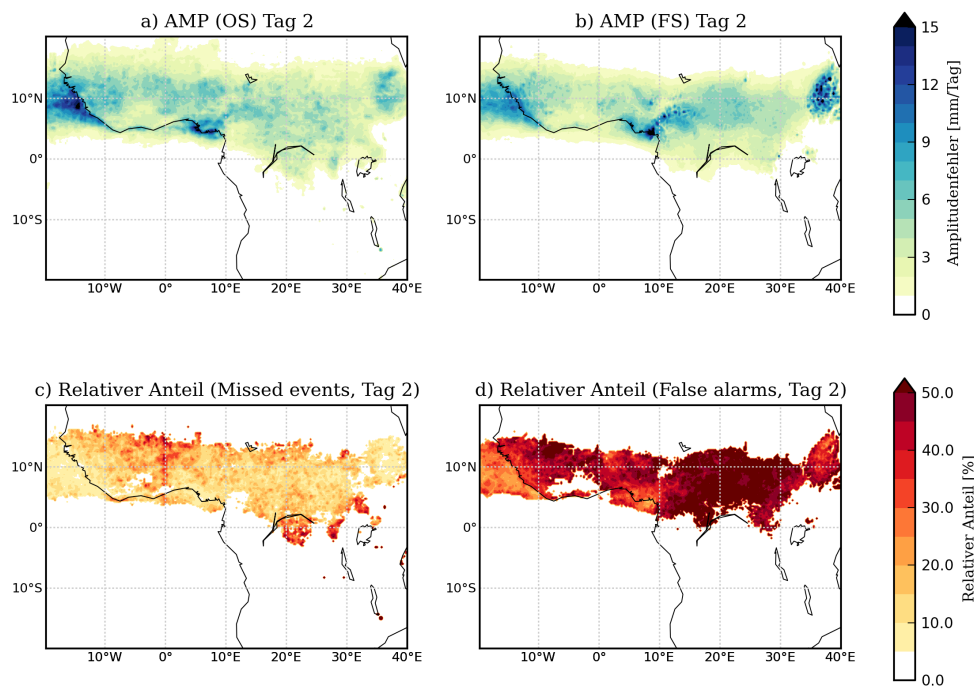


Abbildung 5.28: Obere Reihe: Gemittelter Amplitudenfehler des zweiten Vorhersagetages für den Beobachtungsraum (a) und den Vorhersageraum (b). Untere Reihe: Prozentualer Anteil der missed events (c) und false alarms (d) am Amplitudenfehler im Beobachtungsraum bzw. Vorhersageraum.

Des Weiteren haben false alarms einen höheren Anteil am Amplitudenfehler als missed events (vgl. Abb. 5.28c mit Abb. 5.28d). Daraus kann geschlossen werden, dass die Niederschlagsobjekte zu groß simuliert werden. Erhöht zeigt sich der relative Anteil der false alarms zwischen 10°O und 30°O. Missed events treten bevorzugt im Bereich des Nullmeridians und in Zentralafrika um den Äquator auf. In beiden Fällen ist dies ein Hinweis auf eine generelle Unterschätzung des Niederschlags, da dort geringere Amplitudenfehler im Vorhersageraum als im Beobachtungsraum verzeichnet werden.

Die Entwicklung der Amplitudenfehler zum fünften Vorhersagetag hin (Abb. 5.29) zeigt insgesamt eine vergleichbare Struktur zur räumlichen Entwicklung der Niederschlagssumme (s. Abb. 5.27). Dabei korreliert der Anstieg des Amplitudenfehlers um 10°N im Vorhersageraum mit einer Zunahme des Niederschlags in diesem Gebiet, die Abnahme

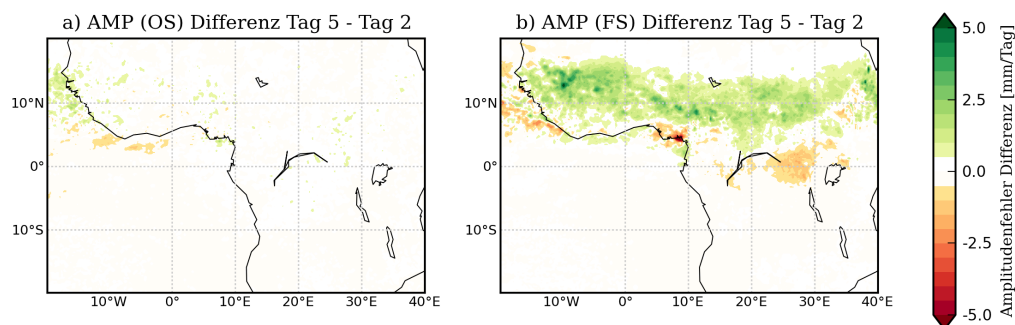


Abbildung 5.29: Differenz des tagesgemittelten Amplitudenfehlers zwischen dem fünften und dem zweiten Vorhersagetag für den Beobachtungsraum (a) und Vorhersageraum (b). Grüne Flächen deuten einen Anstieg zum fünften Vorhersagetag an.

im Küstenbereich und westlich des ostafrikanischen Hochlands entsprechend mit einem Rückgang des Niederschlags (Abb. 5.29b). Untersuchungen der zeitlichen Entwicklung der false alarms (nicht gezeigt) zeigen jedoch, dass sie nur zu einem vernachlässigbaren Prozentsatz zum Anstieg des Amplitudenfehlers im Vorhersageraum beitragen. Somit nimmt primär die Überschätzung zu. Veränderungen des Amplitudenfehlers im Beobachtungsraum (Abb. 5.29a) sind kaum festzustellen.

### Verschiebungsfehler DIS und räumliche Verteilung des Fehlerwachstums

Der Verschiebungsfehler ist in jenen Regionen erhöht, in denen innerhalb der Vorhersage im Mittel der meiste Niederschlag fällt - insbesondere im äthiopischen Hochland, am Golf von Guinea und vor der afrikanischen Westküste. Das Feld der Verschiebungsvektoren kann hierbei in zwei Regime aufgeteilt werden.

Östlich des Nullmeridians verlaufen sie mehrheitlich konvergent gegen eine gedachte Achse parallel zum 5°N-Breitenkreis. Starke Konvergenz tritt im Golf von Guinea und entlang des Berglands von Adamaoua auf. Zusätzlich zeigt sich ebenfalls ein lokales Maximum im äthiopischen Hochland. Diese Struktur im Vektorfeld ist zu einem Großteil das Resultat der zu zeitigen Initiierung konvektiver Systeme im Modell um 12 LST (vgl. Abb. 5.24c mit Abb. 5.24d). Die resultierende Überschätzung des Niederschlags führt zu einer starken Konvergenz der Verschiebungsvektoren, die zur Abschwächung des Niederschlagsfeldes dient. Einen zusätzlichen Beitrag zur markanten Konvergenz am Hochland von Adamaoua liefert das sekundäre Niederschlagsmaximum um 24 LST, das sich in dieser Form nicht in der Beobachtung zeigt (vgl. Abb. 5.24g mit Abb. 5.24h).

Westlich des Nullmeridians sind die Verschiebungsvektoren ebenfalls konvergent, weisen aber zusätzlich stark nach Westen. Dies könnte ein Hinweis auf zu langsam propagierende Konvektionssysteme in Richtung Atlantik in der Vorhersage sein.

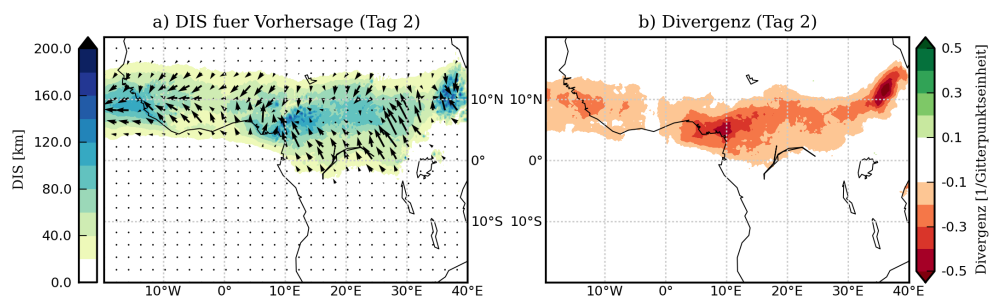


Abbildung 5.30: (a) Gemittelter Verschiebungsfehler des zweiten Vorhersagetages in Bezug auf das Vorhersagefeld. Zusätzlich aufgetragen sind die tagesgemittelten Verschiebungsvektoren vom Vorhersagefeld in Richtung der Beobachtung. (b) Tagesgemitteltetes Divergenzfeld der Verschiebungsvektoren.

Die zeitliche Entwicklung der räumlichen Verteilung des Verschiebungsfehlers zum fünften Vorhersagetag (Abb. 5.31a) korreliert ebenfalls mit der Änderung des Niederschlags. Begleitet wird der Anstieg des Verschiebungsfehlers dabei von einer Zunahme der Konvergenz der Verschiebungsvektoren. Dies lässt auf eine Zunahme der Fläche der Niederschlagsobjekte und/oder eine größere Überschätzung des Niederschlags schließen. Auf der anderen Seite ist die leichte Abnahme des Verschiebungsfehlers westlich des ostafrikanischen Hochlandes mit einer Verringerung der Konvergenz verbunden. Dies ist ein typisches Merkmal für die Abnahme des Niederschlags, wie es sich bereits in Abb. 5.27b zeigte.

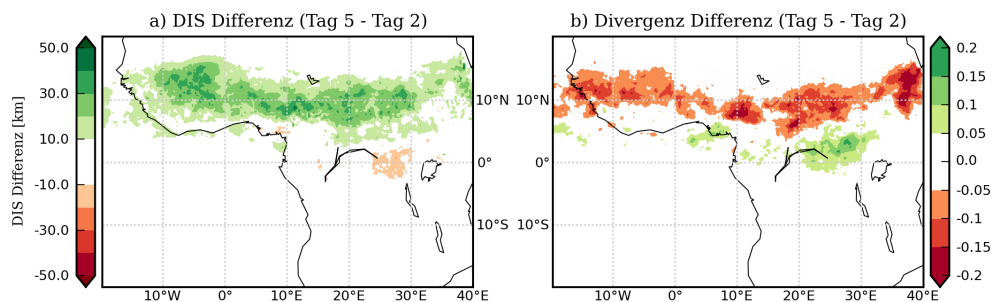


Abbildung 5.31: Differenz des tagesgemittelten Verschiebungsfehlers (a) und der Divergenz (b) zwischen dem fünften und dem zweiten Vorhersagetag. Grüne Flächen deuten einen Anstieg zum fünften Vorhersagetag an.

### Zeitlicher Verlauf von AMP und DIS

Sieht man vom ersten Vorhersagetag ab, bleibt der gebietsgemittelte Verschiebungsfehler DIS über die Vorhersagezeit weitestgehend konstant (Abb. 5.32). Dies legt nahe, dass sich keine signifikanten Veränderungen in der räumlichen Variabilität einstellen. Der

zeitliche Verlauf des gebietsgemittelten Amplitudenfehlers AMP weist sogar eine leichte Abnahme auf. Zieht man jedoch einen Vergleich mit der zeitlichen Änderung der räumlichen Verteilung von AMP (s. Abb. 5.29), steht diese Abnahme im scheinbaren Widerspruch mit der mehrheitlichen Zunahme von AMP über Afrika. Hierbei spielt die spezielle Berechnungsmethodik von AMP nach Gl. 4.3 die entscheidende Rolle. Eine Erläuterung hierzu erfolgt weiter unten.

Darüber hinaus unterliegt AMP einem deutlichen Tagesgang. Tageszeitliche Maxima treten um 21 LST auf. Diese korrelieren mit der aktiven Niederschlagsphase über Land in der Beobachtung und der beginnenden Dissipationsphase konvektiver Systeme in der Vorhersage. Die großen Amplitudenfehler stehen demzufolge mit konvektiven Systemen in der Beobachtung im Zusammenhang. Daraus ist zu schließen, dass die Niederschlagsintensität vom Modell während der konvektiv aktiven Phase in der Beobachtung schlecht wiedergegeben wird. Dabei ist auch der zeitliche Versatz im Tagesgang als weitere signifikante Fehlerquelle zu sehen.

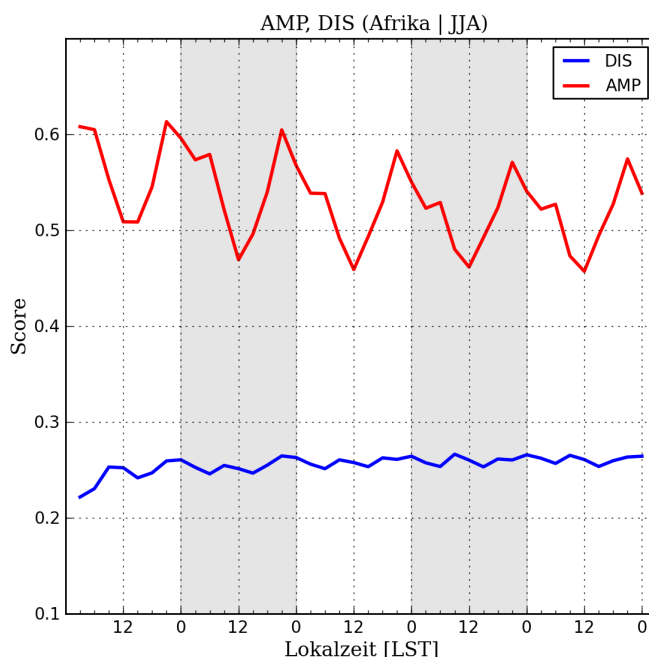


Abbildung 5.32: (a) Zeitlicher Verlauf des gebietgemittelten, normierten Amplitudenfehlers (AMP) und des Verschiebungsfehlers (DIS) über den gesamten Vorhersagezeitraum, berechnet nach Gl. 4.3 und Gl. 4.4. Die Normierung von AMP erfolgt mit  $I_0 = 8,9$  mm und von DIS mit  $D_{max} \approx 800$  km. Die grauen Flächen symbolisieren den Zeitraum des zweiten und vierten Vorhersagetag.



### Zusammenfassung und Interpretation der Ergebnisse mit DAS

Afrika bildet für den DAS-Algorithmus ein geeignetes Untersuchungsgebiet, um seine Anwendbarkeit auf propagierende konvektive Systeme zu testen. Innerhalb der saisonal gemittelten Niederschlagsfelder der Beobachtung zeigt sich zu allen betrachteten Zeitpunkten in einem breiten Streifen um  $10^{\circ}\text{N}$  nach Westen ausgerichtete Verschiebungsvektoren, die ein Indiz für westwärts propagierende Konvektionssysteme sind. Diese setzen sich ebenfalls über dem Ozean fort und weisen auf Niederschlagsobjekte hin, die auf den Atlantik hinauswandern. In diesem Zusammenhang haben African Easterly Waves (AEWs) einen entscheidenden Einfluss am Lebenszyklus der konvektiven Systeme und somit auch auf die Niederschlagsverteilung, insbesondere westlich des Nullmeridians (Mathon und Laurent, 2001). AEWs entstehen häufig durch orografisch induzierte Konvektion am äthiopischen Hochland (Hill und Lin, 2003) und gelten zudem als Vorläufer für tropische Zyklone über dem Atlantik (Hill und Lin, 2003; Schwendike und Jones, 2010). Vergleichbare Strukturen der Verschiebungsvektoren wurden in den Vorhersagefeldern nicht identifiziert. Eine Studie von Tompkins et al. (2005) zeigte, dass das ECMWF-Modell generell in der Lage ist, die groben Strukturen der AEWs zu reproduzieren. Möglicherweise wurden durch Mittelung der Niederschlagsfelder die Signale im Zusammenhang mit AEWs herausgemittelt. Nichtsdestoweniger deutet der zeitliche Verlauf der gebietsgemittelten Niederschlagssumme auf eine kürzere Lebensdauer der konvektiven Systeme im Modell hin.

Die Amplitudenfehler im Beobachtungs- und Vorhersageraum weisen an den Küstengebieten und im äthiopischen Hochland erhöhte Werte auf. Dass der Fehler in beiden Räumen erhöht ist, ist wiederum ein Hinweis auf den zeitlichen Versatz des Tagesganges, der über Land etwa sechs Stunden beträgt. False alarms tragen dabei mehr zum Amplitudenfehler bei als missed events. Dieses Ergebnis legt nahe, dass die Niederschlagsfelder in der Vorhersage insgesamt zu groß gerechnet werden. Analog zum Amplitudenfehler zeigt der Verschiebungsfehler bezüglich des Vorhersagefeldes die höchsten Werte im Bereich der höchsten Niederschlagssummen. Begleitet wird dies von einer starken Konvergenz der Verschiebungsvektoren, ein Hinweis zum einen auf zu große Niederschlagsobjekte und zum anderen auf den versetzten Tagesgang. Westlich des Nullmeridians weisen die tagesgemittelten Verschiebungsvektoren zusätzlich eine markante Komponente nach Westen auf. Diese Struktur könnte auf eine zu langsame Propagation der konvektiven Systeme in der Vorhersage zurückzuführen sein. Dies stimmt mit den Verschiebungsvektoren in Abb. 5.24

Die zeitliche Entwicklung der räumlichen Verteilung des Verschiebungs- und Amplitudenfehlers zwischen dem fünften und dem zweiten Vorhersagetag korreliert mit den Veränderungen in der Niederschlagssumme: Ein Anstieg ist südlich der Sahelzone entlang  $10^{\circ}\text{N}$  zu finden, eine Abnahme am Golf von Guinea und westlich des ostafrikanischen

Berglands auf Höhe des Äquators. Begleitet wird der Anstieg des Verschiebungsfehlers mit einer Zunahme der Konvergenz, die auf eine Zunahme der Objektgröße und/oder der Niederschlagsintensität schließen lässt.

Der zeitliche Verlauf des gebietsgemittelten Verschiebungsfehlers DIS bleibt über die Dauer der Vorhersage auf einem konstanten Niveau, was auf eine gleichbleibende räumliche Variabilität hindeutet. Dieses deutet auf einen Einfluss der Orografie auf die Konvektionsauslösung hin, die eine ausgeprägtere Periodizität der räumlichen Verteilung der konvektiven Systeme erlaubt. Die Werte der tageszeitlichen Maxima in AMP nehmen mit der Vorhersagezeit ab. Diese Entwicklung steht jedoch im Widerspruch mit der zeitlichen Änderung des räumlichen AMP (s. Abb. 5.29). Die Diskrepanz liegt in der Berechnungsmethodik von AMP (s. Gl. 4.3) begründet und kann anhand von Abb. 5.33 erläutert werden: Da DAS den Amplitudenfehler in zwei Räumen quantifiziert, gehen die Fehler aus beiden Räumen ( $\overline{AMP}_{obs}$  und  $\overline{AMP}_{fct}$ ) gewichtet in die Berechnung ein. Die Gewichtung richtet sich dabei nach der Anzahl der Gitterpunkte in Vorhersage ( $n_{fct}$ ) und Beobachtung ( $n_{obs}$ ), die einen Niederschlag größer null aufweisen. Im vorliegenden Fall ist stets  $n_{fct} > n_{obs}$ , so dass  $\overline{AMP}_{fct}$  stärker zu AMP beiträgt. Zusätzlich ist ein Anstieg der Kurve für  $n_{fct}$  zu erkennen, was bedeutet, dass der Anteil von  $\overline{AMP}_{fct}$  an AMP zunimmt. Hinsichtlich der beiden Fehleranteile ist stets  $\overline{AMP}_{obs} > \overline{AMP}_{fct}$ . Auf dieser Basis kann die zeitliche Abnahme von AMP damit begründet werden, dass durch das Anwachsen von  $n_{fct}$  und die geringeren Werte von  $\overline{AMP}_{fct}$  die Kurve für AMP zu kleineren Werten „gezogen“ wird. Aufgrund dieser Unterschiede mit den Feldern ist die Anwendbarkeit des Scores AMP (und auch DIS) diskutabel (s. Kap. 6).

### 5.2.3 Ergebnisse mit MODE

Wie eingangs dieses Kapitels erwähnt wurde für Afrika der Flächenfilter auf 2500 km<sup>2</sup>, da sonst zu wenige Vergleichsobjekte verblieben. Ansonsten erfolgt eine Analyse mit den gleichen Einstellungen wie über dem maritimen Kontinent.

#### Größenverteilung und räumliche Anzahlverteilung konvektiver Systeme

Die Verteilung der Größenanzahl zeigt für das Modell eine langsamere Abnahme der Objektanzahl mit der Größe, als es in der Beobachtung der Fall ist (Abb. 5.34). Wie über dem maritimen Kontinent wird auch über Afrika die Anzahl kleinerer Niederschlagsobjekte unterschätzt. Jedoch tritt über Afrika die Überschätzung der Anzahl großer konvektiver Systeme deutlicher zutage, vor allem für jene  $> 500 \cdot 10^3$  km<sup>2</sup>.

Insgesamt werden in der Beobachtung etwa 39% mehr Objekte identifiziert als in der Vorhersage. Die Unterschätzung der Objektanzahl im Modell ist in nahezu allen Bereichen des Untersuchungsgebietes zu finden (Abb. 5.35). Lokale Maxima in der Anzahl tre-

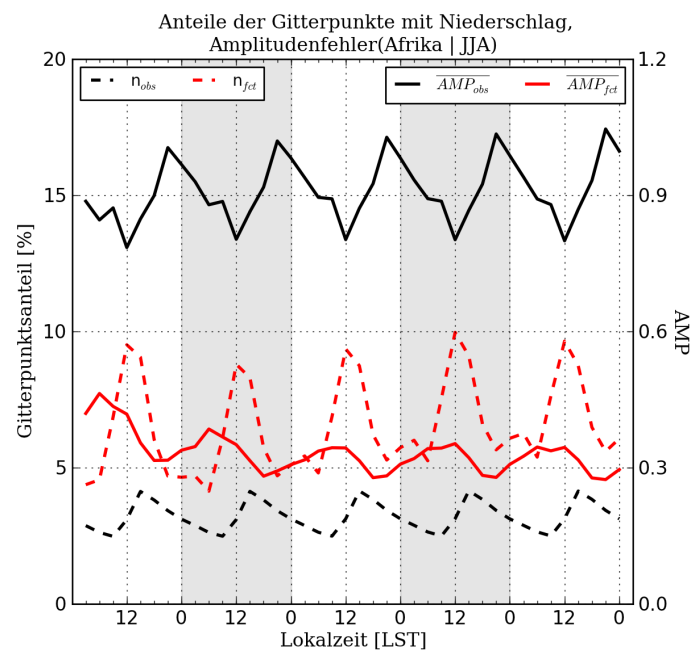


Abbildung 5.33: Zeitlicher Verlauf des prozentualen Anteils der Niederschlagsfläche am Untersuchungsgebiet (Afrika) im Beobachtungsfeld ( $n_{obs}$ ) und Vorhersagefeld ( $n_{fct}$ ). Zusätzlich aufgetragen sind die gebietgemittelten Amplitudenfehler im Beobachtungsraum  $AMP_{obs}$  und Vorhersageraum  $AMP_{fct}$ . Graue Flächen deuten den Zeitraum des zweiten und vierten Vorhersagetages an.

ten sowohl in der Beobachtung als auch in der Vorhersage an den Gebirgszügen, v.a. im äthiopischen Bergland und im Hochland von Adamaoua, und an der westafrikanischen Küste auf. Auffällig ist zudem die meridionale Ausdehnung des Niederschlagsfelds in der Beobachtung, bei der insbesondere südlich des Äquators mehr Objekte identifiziert werden als in der Vorhersage.

### Zeitliche Entwicklung der Interests und räumliche Verteilung der Fehlermaße

Der Median des maximalen *total interests* im Beobachtungsraum ( $MMIO_{total}$ ) und Vorhersageraum ( $MMIF_{total}$ ) weist im Gegensatz zur zeitlichen Entwicklung über dem maritimen Kontinent keinen vergleichbaren Rückgang mit der Vorhersagezeit auf (Abb. 5.36). Zwischen dem ersten und dem fünften Vorhersagetag fällt der mittlere  $MMIF_{total}$  von 0,55 auf 0,48 ab, während  $MMIO_{total}$  nahezu konstant bleibt. Dies bedeutet, dass nur ein relativ geringer Anstieg von false alarms und missed events verzeichnet wird. Da positionsbezogene Attribute einen Großteil des  $MMI_{total}$  ausmachen, kann anhand des vorliegenden Resultats geschlossen werden, dass über Afrika die räumliche Variabilität der konvektiven Systeme mit der Vorhersagezeit weniger stark ausgeprägt ist als über dem maritimen Kontinent. Die geringeren Werte für  $MMIO_{total}$  bedeuten, dass die

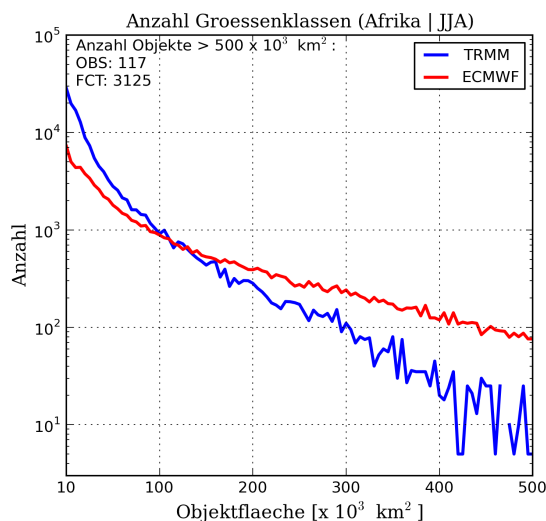


Abbildung 5.34: Wie Abb. 5.17, nur für Afrika.

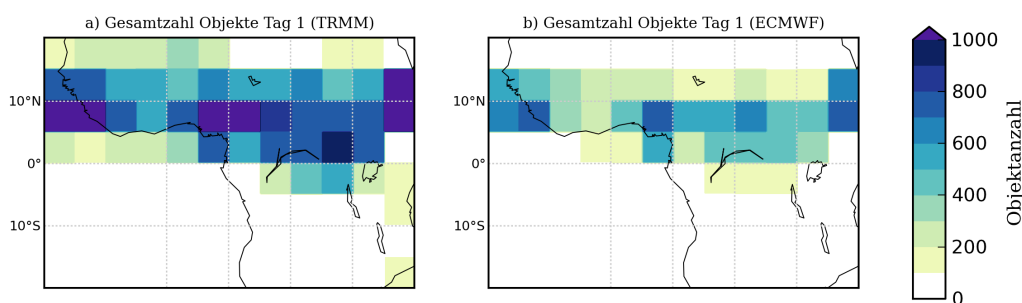


Abbildung 5.35: Wie Abb. 5.18, nur für Afrika.

Vorhersagegüte durch missed events negativ beeinflusst wird.

Beide Fehlermaße weisen eine ausgeprägte tageszeitliche Oszillation auf. Sie ist vor allem das Resultat des verschobenen Tagesgangs zwischen Beobachtung und Vorhersage. Maximale  $MMIF_{total}$  und somit geringste Anteile an false alarms treten zwischen 15 und 18 LST auf. Diese Zeitpunkte umfassen die konvektiv aktive Phase in der Beobachtung, wodurch bezüglich der Vorhersageobjekte eine höhere Matching-Frequenz auftritt. Minimal ist  $MMIF_{total}$  um 9 LST, in der sich die beginnende Aktivität über Land im Modell mit der inaktiven Phase in der Beobachtung überschneidet.  $MMIO_{total}$  ist maximal zwischen 9 und 12 LST. Aufgrund der bereits eingetretenen Auslösung von Konvektion im Modell ist hinsichtlich der Beobachtungsobjekte eine höhere Matching-Rate zu verzeichnen, wodurch der Anteil an missed events deutlich absinkt. Wiederum minimal zeigt sich  $MMIO_{total}$  gegen 21 LST, was die konvektiv inaktive Phase in der Vorhersage markiert und damit verstärkt missed events verursacht.

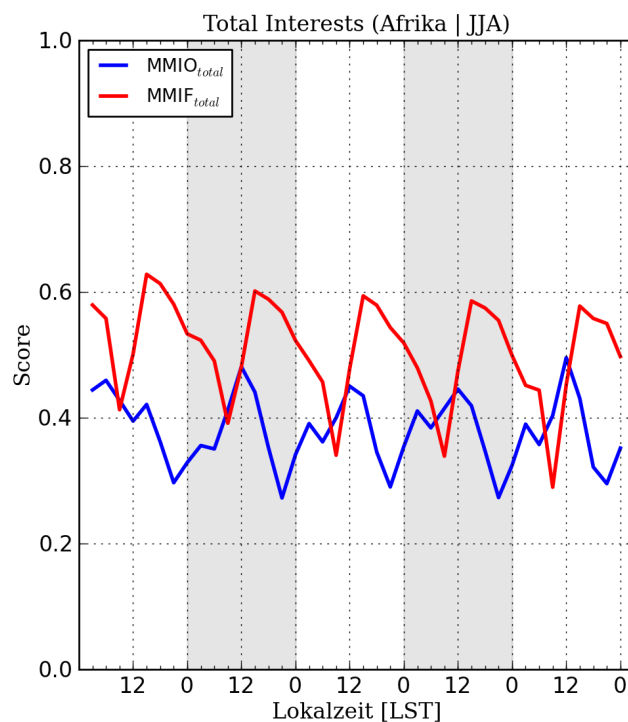


Abbildung 5.36: Zeitlicher Verlauf des Medians des maximalen *total interests* im Beobachtungsraum ( $MMIO_{total}$ ) und im Vorhersageraum ( $MMIF_{total}$ ). Die grauen Flächen deuten zeitlich den zweiten und vierten Vorhersagetag an.

### Vergleich übereinstimmender Objekte

Abb. 5.37 zeigt die relative Abweichung zwischen Vorhersage- und Beobachtungsobjekten hinsichtlich der Objektfläche und der Niederschlagsintensität. Letztere wird vom Modell für alle betrachteten Perzentile (25., 50. und 90. Perzentil) unterschätzt - dabei umso stärker, je höher das Perzentil ist. Dies ist vergleichbar mit den Resultaten über dem maritimen Kontinent und zeigt, dass die systematische Unterschätzung hoher Niederschlagsintensitäten nicht nur über Ozean anzutreffen ist, sondern auch über Land. Auf der anderen Seite wird die Objektgröße teilweise extrem überschätzt. Dabei folgt der zeitliche Verlauf der Kurve einem Tagesgang, bei dem das primäre Maximum um 12 LST erreicht wird. Dieser Zeitpunkt fällt zusammen mit der konvektiv aktiven Phase im Modell, in der verstärkt Niederschlagsysteme an den Gebirgszügen initiiert werden. Untersuchungen einzelner Vorhersageläufe zeigten, dass das Modell dazu neigt, wenige, dafür sehr große zusammenhängende Niederschlagsobjekte zu produzieren. Zusammen mit der Überlagerung der konvektiv inaktiven Phase in der Beobachtung führt dies in der Spitze zu einer Überschätzung von über 600%. Ein sekundäres Maximum kann jeweils um 0 LST beobachtet werden, was mit dem nächtlichen Niederschlagsmaximum im Hochland von Adamaoua, im Bongo-Massiv und im äthiopischen Bergland in Ver-

bindung gebracht werden kann. Im Vergleich zum maritimen Kontinent (s. Abb. 5.21) fällt der Anstieg der Kurve mit der Vorhersagezeit schwächer aus.

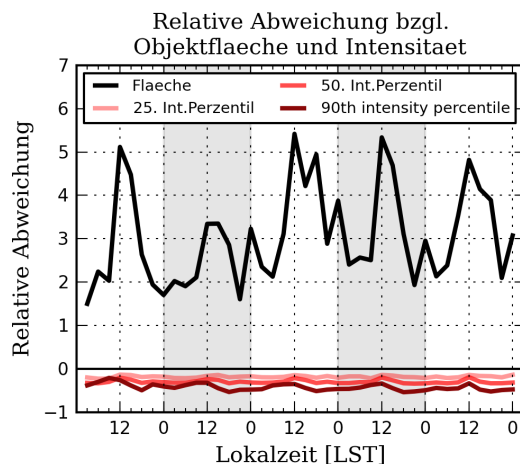


Abbildung 5.37: Wie Abb. 5.21, nur für Afrika.

### Zusammenfassung und Interpretation der Ergebnisse mit MODE

Im Vergleich zum maritimen Kontinent tritt die dort bereits festgestellte Neigung des Modells zur Bildung größerer Konvektionssysteme über Afrika deutlicher zutage. Während die Anzahl der Niederschlagsobjekte mit einer Fläche  $< 10^5 \text{ km}^2$  unterschätzt wird, tritt diesmal eine größere Diskrepanz für die höheren Größenklassen auf. Aufgrund der zahlenmäßigen Unterschätzung der kleineren Größenklassen wird entsprechend die Gesamtzahl aller Niederschlagsobjekte um 39% unterschätzt (Abb. 5.34).

Dies führt dazu, dass MODE generell mehr missed events als false alarms identifiziert. Die Metrik  $\text{MMIO}_{total}$  ist dabei nahezu während der gesamten Vorhersagedauer kleiner als  $\text{MMIF}_{total}$ . Beide weisen jedoch keine vergleichbare Abnahme mit der Vorhersagezeit wie über dem maritimen Kontinent auf, was darauf hindeutet, dass die räumliche Simulation der konvektiven Systeme sich nicht wesentlich verschlechtert. Darüber hinaus weist der zeitliche Verlauf beider Kurven eine tageszeitliche Oszillation auf. Jedoch sind Maxima und Minima der Kurven um etwa 3 bis 6 Stunden versetzt, was das Ergebnis des zeitlich versetzten Tagesganges ist.

Die Untersuchung der systematischen Abweichung von Objektattributen liefert eine Unterschätzung aller betrachteten Intensitätsperzentile, insbesondere des 90. Intensitätsperzentils, und eine deutliche Überschätzung der Objektgröße. Dieses Ergebnis ist vergleichbar mit jenem über dem maritimen Kontinent. Die systematischen Fehler sind also sowohl über maritimem Regime als auch über Festland zutreffend. Die Objektgröße wird über Afrika teilweise um das sechsfache überschätzt, jedoch unterliegt der zeitliche

Verlauf einem Tagesgang. Die Abweichung ist maximal während der konvektiv aktiven Phase in der Vorhersage und ist u. a. eine Folge der an den Gebirgszügen initiierten konvektiven Systeme, die innerhalb des Modells vorwiegend als große, zusammenhängende Niederschlagsgebilde simuliert werden.

## 5.3 Zentralpazifik

Konvektive Systeme sind über dem Zentralpazifik zumeist in der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) und der Südpazifischen Konvergenzzone (SPCZ) eingebettet. Letztere erstreckt sich ausgehend von der Region um Neuguinea südostwärts bis nach 30°S und 120°W. Während die ITCZ den aufsteigenden Ast der Hadley-Zelle abbildet, ist die Entstehung der SPCZ nach wie vor Gegenstand der Forschung. Eine verbreitete Theorie erklärt die Formation der SPCZ mit einem starken Gradienten in der Meeresoberflächentemperatur in der Region, die niedertroposphärische Druckstörungen und eine Konvergenz feuchter Luftmassen zur Folge hat (Kiladis et al., 1989; Vincent, 1994).

Charakteristisch für die konvektiven Systeme über dem Zentralpazifik ist ihre Propagation nach Westen. Jene propagierende Niederschlagssysteme im West- und Zentralpazifik stellten u. a. Gu und Zhang (2002) fest, die innerhalb ihrer Studie den kausalen Zusammenhang zwischen propagierenden, synoptischskaligen Störungen und der ITCZ untersuchten.

Das Untersuchungsgebiet über dem Zentralpazifik erstreckt sich in zonaler Richtung von 160°O bis 140°W und in meridionaler Richtung von 25°S bis 25°N (Abb. 5.38). Dieses beinhaltet nahezu ausschließlich Konvektion, die über dem Ozean entstanden ist. Der Beitrag des Niederschlags über den wenigen Inseln mit größerer Ausdehnung zum Gesamtniederschlag ist vernachlässigbar klein. Des Weiteren wird für die Untersuchungen die Lokalzeit auf UTC+12 gelegt, so dass die Vorhersageläufe jeweils um 12 LST beginnen.

### 5.3.1 Voruntersuchungen

#### Lokale Niederschlagsverteilung und ihre zeitliche Entwicklung

Das Untersuchungsgebiet umfasst das Niederschlagsfeld im Zusammenhang mit der ITCZ zwischen 0° und 10°N und das nordwestliche Ende der SPCZ. Im Vergleich mit dem tagesgemittelten Niederschlag der Beobachtung (Abb. 5.39a) wird die Struktur des Niederschlagsfeldes von der Vorhersage (Abb. 5.39b) sehr gut erfasst. Unterschiede ergeben sich jedoch in der Intensität: Insgesamt wird der Niederschlag der ITCZ zu schwach berechnet, insbesondere westlich von 160°W. Auf der anderen Seite ist die Ausdehnung

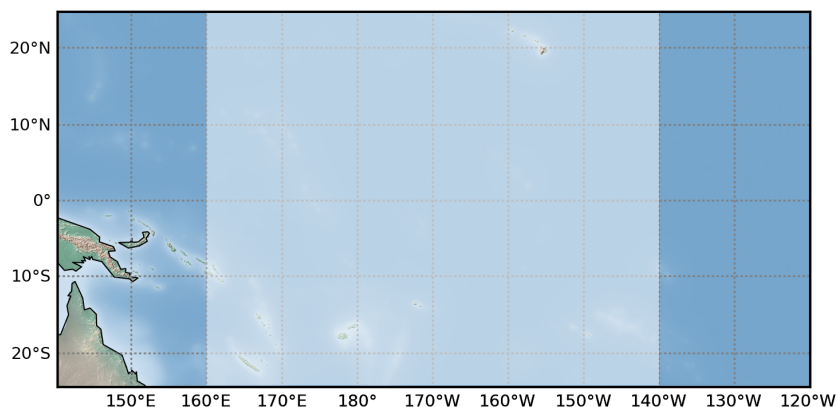


Abbildung 5.38: Ausdehnung des Untersuchungsgebietes über dem Zentralpazifik (helle Fläche).

geringer Niederschlagsintensitäten außerhalb der beiden Konvergenzzonen ausgeprägter.

Die Struktur der ITCZ und der SPCZ weisen darüberhinaus eine große Variabilität auf. Salby et al. (1991) konnten dies mittels der Standardabweichung der Temperatur an der Wolkenoberkante nachweisen. Dies bedeutet, dass die ITCZ und die SPCZ weniger als durchgehende Niederschlagsbänder zu verstehen sind, sondern sich aus einer Vielzahl an einzelnen konvektiven Systemen zusammensetzen. Besonders die ITCZ unterliegt auf einer Zeitskala von wenigen Tagen einer großen strukturellen Veränderung über dem mittleren Pazifik (Wang und Magnusdottir, 2006). Berechnungen der Standardabweichung des Niederschlags in den Vorhersagen zeigten, dass die Variabilität im Vergleich zu den Beobachtungen geringer ist (nicht gezeigt).

Analog zur Untersuchung propagierender Niederschlagssysteme in Afrika wurde der DAS-Algorithmus im vorliegenden Untersuchungsgebiet auf aufeinanderfolgende Zeitpunkte des TRMM- bzw. ECMWF-Datensatzes angewendet. Dabei deuten die tagesgemittelten Verschiebungsvektoren innerhalb der ITCZ des Beobachtungsfeldes westwärts propagierende konvektive Systeme an. Dies ist gleichermaßen im Bereich der SPCZ der Fall. Diese Verlagerung der konvektiven Systeme nach Westen simuliert das Modell ebenfalls. Die Verschiebungsvektoren im Vorhersagefeld besitzen die gleiche Skalierung wie jene im Beobachtungsfeld. Dementsprechend ist anhand der Länge der Vektoren zu erkennen, dass das Modell die Propagationsgeschwindigkeit vor allem westlich von 180° überschätzt. Im niederschlagsreichen Bereich der SPCZ besitzen die Verschiebungsvektoren, anders als im Beobachtungsfeld, eine Komponente nach Süden.

Über dem Zentralpazifik überschätzt das Modell - über den gesamten Vorhersagezeitraum gesehen - sowohl die gebietsintegrierte Niederschlagssumme als auch das Niederschlagsmaximum, das in beiden Feldern in der Nacht bzw. am frühen Morgen auftritt



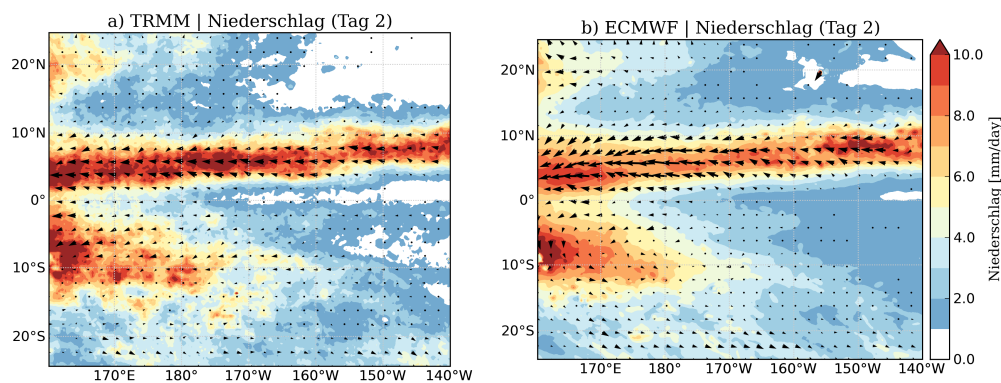


Abbildung 5.39: Tagesgemittelte Niederschlagsmenge [mm/Tag] innerhalb der Beobachtung (a) und der Vorhersage (b) über dem Zentralpazifik für den zweiten Vorhersagetag. Die schwarzen Vektorpfeile deuten die tagesgemittelte Verschiebungsrichtung der Niederschlagssysteme an.

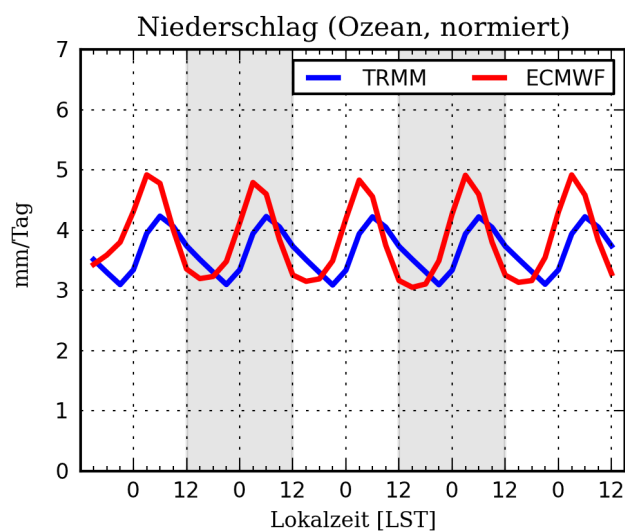


Abbildung 5.40: Zeitlicher Verlauf der gebietgemittelten Niederschlagssummen für die Beobachtung (TRMM) und die Vorhersage (ECMWF) für (a) das gesamte Untersuchungsgebiet über den Vorhersagezeitraum von fünf Tagen während der Sommermonate (JJA) 2008-09. Die grauen Flächen symbolisieren den Zeitraum des zweiten und vierten Vorhersagetages. Der Initialisierungszeitpunkt ist 0 UTC (= 12 LST).

(Abb. 5.40). Das Modell simuliert das Niederschlagsmaximum zwischen 3 und 6 LST, innerhalb der Beobachtung tritt es etwa drei Stunden später auf. Wie über den anderen Untersuchungsgebieten bereits gesehen wird innerhalb des Modells das tageszeitliche Niederschlagsminimum schneller erreicht als in der Beobachtung, was wiederum auf eine kürzere Lebenszeit der konvektiven Systeme hindeutet. Ein marginaler Rückgang der Niederschlagssumme zeigt sich zum zweiten Vorhersagetag nach der Spin-down-Phase. Dieser Effekt ist jedoch etwas schwächer ausgeprägt als über Afrika. Danach nimmt die

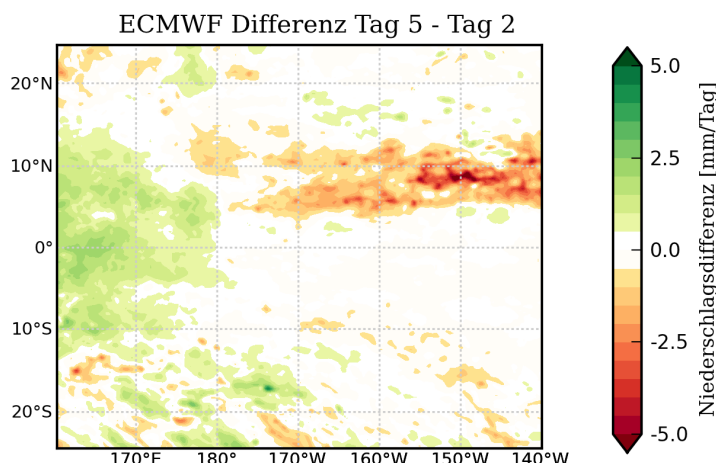


Abbildung 5.41: Differenz des tagesgemittelten Niederschlags zwischen dem fünften und dem zweiten Vorhersagetag für die Vorhersage. Grüne Flächen deuten einen Anstieg an.

Amplitude des Tagesgangs bis einschließlich des vierten Vorhersagetages leicht zu.

Die räumliche Änderung des Niederschlags zwischen dem zweiten und dem fünften Vorhersagetag innerhalb der Vorhersage (Abb. 5.41) weist eine markante Abnahme im Bereich der ITCZ östlich von 180° auf, während westlich von 180° eine Zunahme zu verzeichnen ist.

### 5.3.2 Ergebnisse mit DAS

Die räumliche Verteilung der Magnitude des Amplituden- und des Verschiebungsfehlers kann in analoger Weise wie über dem maritimen Kontinent und Afrika abgeleitet werden. Beide Fehler zeigen sich in jenen Gebieten des Zentralpazifiks erhöht, in denen der meiste Niederschlag fällt (vgl. Abb. 5.39). Hohe Niederschlagssummen stellen potentiell große RMSE-Quellen dar, auf die der DAS-Image-Matcher zusätzlich mit einer markanten Konvergenz der Verschiebungsvektoren reagiert und somit auch große Verschiebungsfehler produziert. Der Vergleich zwischen dem tagesgemittelten Amplitudenfehler im Beobachtungsraum (Maß für die Unterschätzung des Niederschlags) und im Vorhersageraum (Maß für die Überschätzung des Niederschlags) weist insgesamt höhere Werte im Beobachtungsraum auf, vor allem westlich von 180° innerhalb der ITCZ als auch der SPCZ (nicht gezeigt). Es liegt somit auch über Ozean mehrheitlich ein Intensitätsproblem vor, bei dem das Modell die Niederschlagsextremwerte der Beobachtung deutlich unterschätzt. Der Anteil der missed events am Amplitudenfehler im Beobachtungsraum ist im gesamten Untersuchungsgebiet niedriger als der Anteil der false alarms am Amplitudenfehler im Vorhersageraum (nicht gezeigt). Erneut ist dies ein Indiz für zu große Niederschlagsobjekte innerhalb des Modells. Die eben erwähnte Unterschätzung der

Niederschlagsextrema lässt allerdings darauf schließen, dass diese Niederschlagsobjekte sich aus schwächeren Niederschlagsintensitäten zusammensetzen. Die tagesgemittelten Verschiebungsvektoren bezüglich des Vorhersagefeldes sind insbesondere im gesamten Bereich der ITCZ mehrheitlich konvergent ausgerichtet. Dies deutet im Mittel auf eine Überschätzung der meridionalen Ausdehnung des Niederschlagsfeldes im Zusammenhang mit der ITCZ hin.

Die zeitliche Entwicklung der gebietsgemittelten Fehlermaße AMP und DIS zeigt ähnliche Tendenzen wie über dem maritimen Kontinent. Deutlich zeichnet sich auch für den Zentralpazifik die Spin-down-Phase des Modells anhand des starken Abfalls von AMP nach dem ersten Vorhersagetag ab (Abb. 5.42). Das markante Maximum ist eine Folge der höheren Niederschlagsintensität im Modell während des ersten Vorhersagetages sowie die Berechnungsmethode von AMP nach Gl. 4.3 (s. auch Diskussion in Kap. 6). Eine Analyse des Amplitudenfehlers im Beobachtungs- und Vorhersageraum ergibt, dass die zeitliche Entwicklung des Amplitudenfehlers im Vorhersageraum dominiert (nicht gezeigt). Dies lässt auf eine relativ starke Abnahme der Niederschlagsextremwerte im Modell zum zweiten Vorhersagetag schließen. Die lokalen Maxima um 12 LST sind das Ergebnis des vergleichsweise raschen Abfalls der konvektiven Aktivität im Modell, was zu diesem Zeitpunkt eine starke Unterschätzung des Niederschlags und ein lokalzeitliches Maximum innerhalb des Amplitudenfehlers im Beobachtungsraum mit sich führt. Der Verschiebungsfehler weist einen sukzessiven Anstieg mit der Vorhersagezeit auf. Die räumliche Verteilung der Zunahme konzentriert sich auf den Bereich westlich von 180°, wo ebenfalls ein Anstieg des gemittelten Niederschlags zu verzeichnen ist (vgl. Abb. 5.41). Dies gilt analog für den Amplitudenfehler im Vorhersageraum (nicht gezeigt).

Zusammenfassend sind über dem Zentralpazifik, gemäß der Ergebnisse mit DAS, in Bezug auf die konvektiven Systeme ähnliche Charakteristiken festzustellen wie über dem maritimen Kontinent und Afrika: Das Modell berechnet sie insgesamt zu schwach, jedoch überschätzt es im Mittel die Größe der Niederschlagsobjekte und in diesem Fall auch die meridionale Ausdehnung des zur ITCZ gehörenden Niederschlagsbandes. Innerhalb dessen konnten mit Hilfe des Algorithmus jedoch westwärts propagierende konvektive Systeme identifiziert werden, deren Propagationsgeschwindigkeit das Modell überschätzt. Die über das gesamte Untersuchungsgebiet integrierte Niederschlagsmenge wird, anders als die Extremwerte der Niederschlagsobjekte, insgesamt überschätzt, was auf den deutlich höheren Beitrag durch schwächere Niederschlagsintensitäten zurückzuführen ist. Im Vergleich zur Beobachtung zeigt sich eine kürzere Dauer der konvektiven Aktivität, die u. a. eine tageszeitliche Oszillation im zeitlichen Verlauf des gebietsgemittelten Amplitudenfehlers verursacht. Darin zeichnet sich zudem anhand des wesentlich höheren Amplitudenfehlers am ersten Vorhersagetag die Existenz der Spin-down-Phase ab, bei der die Intensität der Niederschlagsextremwerte zum zweiten Vorhersagetag abnimmt.

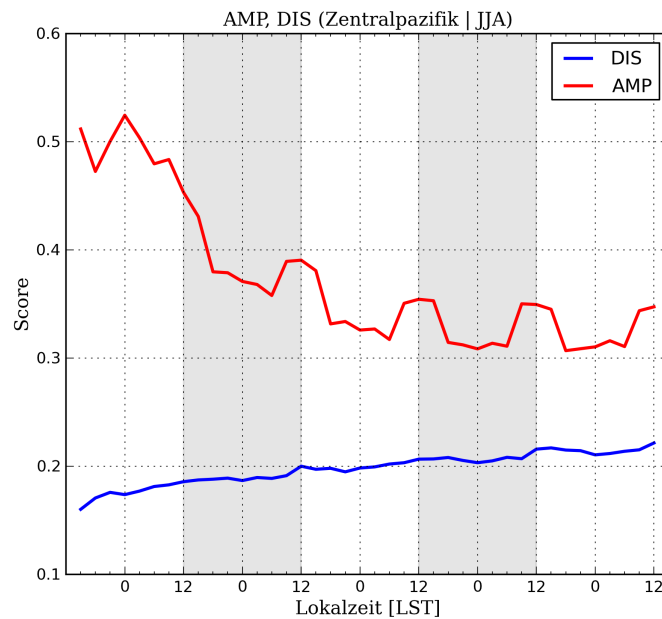


Abbildung 5.42: Zeitlicher Verlauf des gebietsgemittelten, normierten Amplitudenfehlers (AMP) und Verschiebungsfehlers (DIS). Die Normierung von AMP erfolgt mit  $I_0 = 8,6 \text{ mm}$  und von DIS mit  $D_{max} \approx 800 \text{ km}$ . Graue Flächen markieren den Zeitraum des zweiten und des vierten Vorhersagetages.

### 5.3.3 Ergebnisse mit MODE

Hinsichtlich der Größenverteilung der Beobachtungs- und Vorhersageobjekte zeigt sich, dass das Modell die Anzahl nahezu aller Größenklassen unterschätzt (Abb. 5.43a). Jedoch weist der zeitliche Verlauf der relativen Abweichung hinsichtlich der Objektgröße zu allen Zeiten eine Überschätzung auf (Abb. 5.43b). Einen wesentlichen Einfluss auf dieses Ergebnis hat möglicherweise die fehlende Implementierung der sogenannten „Merging-Technik“, die in Kap. 6 diskutiert wird. Dennoch ist zu erkennen, dass die Objekte im Verlauf der Vorhersage an Größe gewinnen, was ebenfalls über dem maritimen Kontinent der Fall ist. Unverändert ist die Unterschätzung des 90. Intensitätsperzentils. Dies bekräftigt die Ergebnisse aus DAS, wonach die Niederschlagsobjekte im Gebietsmittel zwar größer, aber zu schwach gerechnet werden. Die Unterschätzung des 90. Intensitätsperzentils fällt am ersten Vorhersagetag am geringsten aus. Dies lässt auf die höhere Niederschlagsintensität der konvektiven Systeme während der Spin-down-Phase schließen. Eine Analyse der räumlichen Verteilung des tagesgemittelten systematischen Intensitätsfehlers für den ersten Vorhersagetag zeigt jedoch, dass das Modell die Extremwerte des Niederschlags innerhalb der ITCZ östlich von  $160^\circ\text{W}$  überschätzt. Entsprechend der markanten Niederschlagsabnahme in dieser Region zum fünften Vorhersagetag (s. Abb. 5.41) nimmt die Tendenz zur Überschätzung wieder ab (nicht gezeigt).

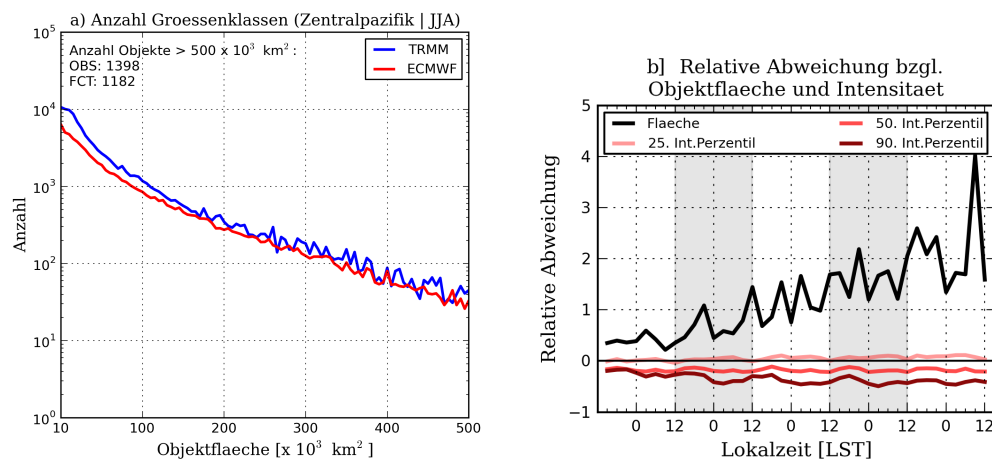


Abbildung 5.43: (a) Wie Abb. 5.17, nur für den Zentralpazifik. (b) Wie Abb. 5.21, nur für den Zentralpazifik.

Ähnlich wie über dem maritimen Kontinent und anders als über Afrika weisen die Fehlermaße  $MMIO_{total}$  (Maß für missed events) und  $MMIF_{total}$  (Maß für false alarms) eine Abnahme mit der Vorhersagezeit auf (nicht gezeigt). Zu allen Zeiten ist zudem  $MMIO_{total}$  kleiner als  $MMIF_{total}$ . Der Anteil der missed events am Vorhersagefehler ist also größer als der Anteil der false alarms.



## 6. Diskussion

Aus den Untersuchungen zu tropischer Konvektion in Kap. 5 sind im Folgenden drei Fragen abgeleitet, die einer näheren Diskussion bedürfen. Neben einem Resümee der Modellgüte wird die Anwendbarkeit der verwendeten Methoden auf Fragestellungen wie in der vorliegenden Arbeit angesprochen.

### **a) Was kann aus den Ergebnissen der vorliegenden Arbeit für die Güte der Repräsentation von tropischer Konvektion im ECMWF-Modell geschlossen werden?**

Das offensichtliche Problemfeld stellt die korrekte Simulation des Tagesganges über Land dar. Bereits frühere Studien (u. a. Betts und Jakob, 2002) stellten eine zu frühe Auslösung von Konvektion im Vergleich zu Beobachtungen fest. Im meteorologischen Kontext ist dies insofern von Bedeutung, als dass die Wirkung der Konvektion auf regionale und globale Zirkulationssysteme dadurch ebenfalls einer zeitlichen Verschiebung unterliegt. Es kann hierbei vermutet werden, dass die vergleichbare zeitliche Diskrepanz in der Initiierung seeseitiger Küstenkonvektion über dem maritimen Kontinent mit der tageszeitlichen Entwicklung von Konvektion über Land gekoppelt ist. Im Hinblick auf tropisch-extratropische Wechselwirkungen bleibt zu diskutieren, inwieweit sich dies auf die Vorhersagbarkeit in den Extratropen auswirkt und in welchem Maß eine Verbesserung durch eine Korrektur des Tagesgangs zu erwarten ist. In diesem Zusammenhang wurde die Problematik mit einer neuen Formulierung der Konvektionsparametrisierung innerhalb des ECMWF-IFS weitestgehend behoben und eine Korrektur des Tagesgangs von 4-5 Stunden erreicht (Bechtold et al., 2013). In der neuen Parametrisierung wird mit Hilfe einer modifizierten charakteristischen Zeitskala für die konvektive Umwälzung und einem Kopplungskoeffizienten zwischen Grenzschicht und freier Atmosphäre die Auslösung hochreichender Konvektion verzögert. In ihren ersten Studien stellten Bechtold et al. (2013) dabei zusätzlich eine Verbesserung des Tagesgangs in Küstenbereichen fest.

Für künftige Untersuchungen mit DAS bzw. MODE ermöglicht diese Verbesserung unter Umständen eine verlässlichere und belastbarere Analyse der Struktur konvektiver Systeme in den Tropen.

Während über Ozean die Dauer der konvektiven Aktivität im Allgemeinen gut wieder-

gegeben wird, fällt die Hauptniederschlagsphase über Land zu stark und zu kurz aus. Die Entstehung und die Intensität konvektiver Systeme über Land ist vor allem verknüpft mit der Generierung von CAPE. Die starke Überschätzung des tageszeitlichen Niederschlagsmaximums im Modell lässt vermuten, dass bodennahe Prozesse, die zur Entwicklung von günstigen konvektiven Bedingungen beitragen, überschätzt werden. Naheliegender wäre dabei die Betrachtung der bodennahen Flüsse, vor allem die der latenten Wärme. Betts und Jakob (2002) analysierten hierzu bereits ihre Repräsentation im ECMWF-Modell über Südamerika und fanden eine relativ gute Übereinstimmung mit Beobachtungen. Inwieweit dies auch für die Untersuchungsgebiete in der vorliegenden Arbeit zutrifft, bleibt zu untersuchen.

Darüber hinaus könnte die Überschätzung des Niederschlagsmaximums mit einer Überschätzung der stabilisierenden Wirkung des konvektiven Niederschlags einhergehen, die die konvektive Aktivität über Land in der Folge hemmt. Bezüglich der zu kurz andauernden konvektiven Aktivität ist über Afrika zudem die Rolle von African Easterly Waves (AEW) im Modell ein interessanter Faktor. Langlebige, westwärts propagierende MCS in der Beobachtung konnten anhand der Verschiebungsvektoren des DAS-Algorithmus identifiziert werden. Es ist anzunehmen, dass dabei AEW eine tragende Rolle spielen, in der die konvektiven Systeme Regenerationsphasen durchlaufen. Entsprechendes beobachtete bereits Laing et al. (2008). Die Unterrepräsentation dieser langlebigen MCS im Modell über Afrika ist somit möglicherweise auch eine Folge einer fehlerhaften Repräsentation der Interaktion von konvektiven Systemen mit AEWs.

Weitere Abweichungen zu Beobachtungen betreffen die zeitliche Niederschlagsentwicklung im Modell in tropischen Regionen. Die Spin-down-Problematik äußert sich durch eine höhere Intensität der Konvektionssysteme während der ersten 24 Stunden im Vergleich zum Folgetag und wurde ebenfalls von Kidd et al. (2013) festgestellt. Ursächlich für dieses Verhalten scheinen Unsicherheiten in der Datenassimilation bezüglich des atmosphärischen Wasserhaushaltes zu sein. Mit Hilfe einer neuen Formulierung der Analysemethodik für die atmosphärische Feuchte konnten Andersson et al. (2005) die Effekte des modellinternen Spin-downs reduzieren. Der sukzessive Anstieg der gemittelten Niederschlagssummen im Vorhersagezeitraum von 24 bis 120 Stunden wurde allerdings in anderen Studien noch nicht beobachtet. Die Analyse systematischer Modellfehler mit MODE zeigt gleichzeitig für diesen Zeitraum vor allem über dem maritimen Kontinent und dem Zentralpazifik eine Zunahme der Objektgröße in der Vorhersage bei gleichbleibender Niederschlagsintensität. Es liegt nahe, dass zwischen beiden Entwicklungen eine Korrelation besteht. Die genauen Gründe erfordern jedoch weitere Untersuchungen.

Ein generelles Problem besteht in der Repräsentation der Struktur konvektiver Systeme im Modell. Während die Niederschlagsintensität zu gering ausfällt, sind die Niederschlagsobjekte in der Vorhersage deutlich zu groß. Eine Überschätzung der Gebietsgröße, die Konvektion begünstigt, und eine kompensatorische Verringerung der Nieder-



schlagsintensität könnten mögliche Ursachen sein. Jedoch sind auch hier weitere Studien für ein besseres Verständnis notwendig.

### **b) Wie groß ist die Anwendbarkeit von DAS in den Tropen auf quasi-klimatologischer Basis?**

DAS ist ein vielversprechendes Werkzeug zur Evaluation der Vorhersagegüte und stellt aufgrund der Quantifizierung von lediglich zwei Fehlermaßen eine schlanke Methode dar. Darüber hinaus lieferte DAS anhand einfacher Niederschlagsgeometrien nachvollziehbare Ergebnisse. Es zeigte sich jedoch, dass für die Interpretation von quasi-klimatologischen Feldern und Zeitreihen die Kenntnis der besonderen Charakteristiken von DAS erforderlich ist.

Die größte Schwierigkeit in DAS stellt die nichtniederschlagserhaltende Arbeitsweise dar. Einerseits ist die Produktion bzw. Reduktion von Niederschlag unphysikalisch, andererseits macht sie die Betrachtung zweier Deformationsräume notwendig, da missed events und false alarms separat quantifiziert werden müssen. Auf Basis dieser Problemstellung versuchte Richter (2012), die Massenerhaltung des Niederschlagsfeldes über einen divergenzfreien Image-Matcher zu gewährleisten, wodurch auch die Notwendigkeit der zwei Deformationsräume entfällt. Probleme mit einer nicht unabhängigen Verschiebung individueller Niederschlagssysteme führten jedoch zu einer zu geringen Reduktion des Amplitudenfehlers und zu nicht zufriedenstellenden Ergebnissen in der Deformation.

Die nicht-niederschlagserhaltende Arbeitsweise der Methode hat eine weitere Charakteristik zur Folge. Die räumliche Verteilung des Amplituden- und Verschiebungsfehlers ist direkt mit der räumlichen Verteilung des Niederschlags korreliert. Die größten Fehler sind dort zu finden, wo auch der meiste Niederschlag fällt. Dies ist für den Amplitudenfehler noch plausibel, da hohe Niederschlagssummen auch das Potential für große Fehler beinhalten. Es macht für den Verschiebungsfehler jedoch nur bedingt Sinn, da große Amplitudenfehler nicht gleichbedeutend sind mit falsch positionierten Niederschlagssystemen. Hierbei haben Amplitudenfehler aufgrund der fehlenden Massenerhaltung Divergenzen im Verschiebungsfeld und somit Verschiebungsfehler zur Folge. Der Verschiebungsfehler ist daher nicht unabhängig vom Amplitudenfehler, weswegen seine Aussagefähigkeit eingeschränkt ist. Eine robuste Methode, Informationen über rein translative Verschiebungen herauszufiltern, wäre wünschenswert.

Darüber hinaus zeigte sich insbesondere bei den Untersuchungen über Afrika, dass die zeitliche Entwicklung der räumlichen Verteilung des Amplitudenfehlers verglichen mit der zeitlichen Entwicklung des gebietsgemittelten Scores AMP nach Gl. 4.3 gegensätzliche Ergebnisse aufweisen. Die mehrheitliche Zunahme des räumlichen Amplitudenfehlers zwischen dem zweiten und fünften Vorhersagetag (s. Abb.5.29) steht einer Abnahme

AMP im gleichen Zeitraum (s. Abb. 5.32) gegenüber. Die Anwendbarkeit des Scores ist hierbei insofern eingeschränkt, als dass eine zusätzliche Aufteilung in seine Anteile in den Deformationsräumen notwendig ist, um die zeitliche Entwicklung nachvollziehen zu können (s. Abb. 5.33). Die Informationsgrundlage des Scores AMP (und auch DIS) reicht nicht aus, um ein komplettes Bild über die Vorhersagegüte zu erhalten.

Der Amplitudenfehler im Feld ist jedoch ein nützliches Werkzeug, Über- bzw. Unterschätzungen des Niederschlags festzustellen. Dies liegt der Tatsache zugrunde, dass die Methode im Mittel dazu neigt, Niederschlagsfelder abzuschwächen. Diese Eigenschaft ist stark vereinfacht und idealisiert in Abb. 6.1 illustriert: Ein Vorhersageobjekt, das das Niederschlagsmaximum überschätzt, erzeugt im Beobachtungsraum keinen Amplitudenfehler. Im Deformationsprozess des Vorhersageobjekts wird dabei zur Minimierung des RMSE das Maximum durch benachbarte, vergleichbare Intensitäten ersetzt. Auf der anderen Seite ist im Vorhersageraum mit der vorliegenden Anordnung der RMSE bereits minimal, da das Beobachtungsobjekt keine vergleichbar hohe Intensität besitzt. Die Beobachtung bleibt vom Deformationsprozess somit unberührt. Konsequenterweise wird somit im Vorhersageraum ein Amplitudenfehler festgestellt: Die Betrachtung des Vorhersageraums ermöglicht es, eine Überschätzung des Niederschlags festzustellen. Ein analoges Gedankenspiel kann für eine Unterschätzung des Niederschlags durch die Vorhersage durchgeführt werden. Dabei kann der Beobachtungsraum helfen, Unterschätzungen zu identifizieren. Insgesamt muss jedoch nochmals betont werden, dass durch eine Einführung eines divergenzfreien Image-Matchers wie in Richter (2012) die Betrachtung zweier Räume hinfällig ist. Daher ist es lohnenswert, die Entwicklung eines masseerhaltenden Algorithmus weiter zu verfolgen.

Die Aussagekraft des Verschiebungsfehlers der Vorhersage relativ zur Beobachtung ist in Untersuchungsgebieten der Tropen diskutabel. Da die Entstehung konvektiver Systeme in den Tropen einer tageszeitlichen Oszillation unterliegt, wird die Interpretation erschwert, wenn ein zeitlicher Versatz des Tagesganges vorliegt. Verschiebungen landseitiger Konvektionssysteme auf seeseitige Pendanten, vor allem über dem maritimen Kontinent, oder starke Niederschlagsreduktion in Form von Konvergenzfeldern sind physikalisch unsinnig. DAS kann weder direkte Aussagen über eine zeitliche Verschiebung des Tagesganges treffen, noch unterscheidet die Methode zwischen Land und Ozean. Ein größeres Potential besitzt DAS allerdings in Hinblick auf die Identifikation von propagierenden Systemen, indem die Methode auf den jeweils selben Datensatz angewendet wird. So ist es möglich, Ursprungsort, Propagationsrichtung und Propagationsgeschwindigkeit abzuschätzen und zu vergleichen, wie es in dieser Arbeit für Afrika und den Zentralpazifik durchgeführt wurde. Als kleiner Ausblick dient der Ostpazifik (Abb. 6.2), der als prominenter Entstehungsort propagierender konvektiver Systeme gilt (u.a. Mapes et al., 2003). Anhand der Verschiebungsvektoren kann innerhalb der Beobachtung als Ursprungsort der propagierenden Konvektionssysteme die Westküste Südamerikas

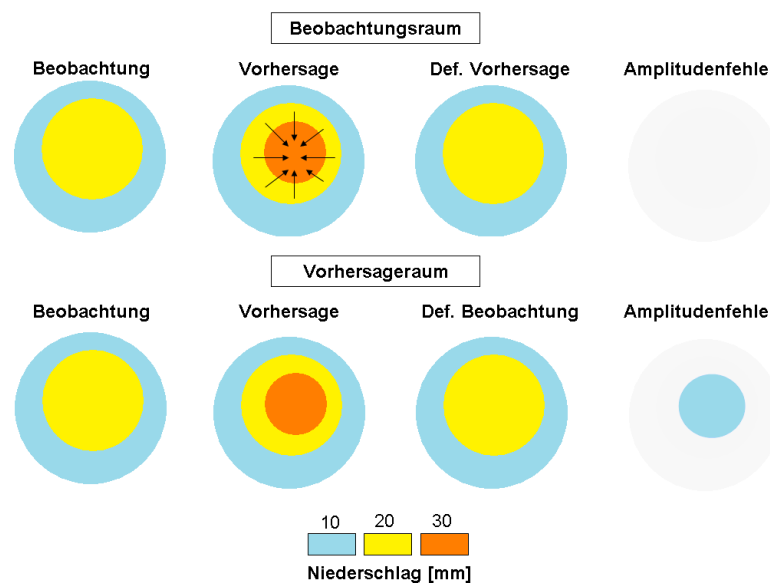


Abbildung 6.1: Obere Reihe: Deformation im Beobachtungsraum. Die schwarzen Pfeile symbolisieren die Verschiebungsvektoren. Der Amplitudenfehler errechnet sich aus der Differenz zwischen deformierter Vorhersage und der Beobachtung. Untere Reihe: Deformation im Vorhersageraum. Der Amplitudenfehler errechnet sich aus der Differenz zwischen deformierter Beobachtung und der Vorhersage.

identifiziert werden, während innerhalb der Vorhersage dies eher ausschließlich auf die mittelamerikanische Küste zutrifft. Auf diese Weise lassen sich auch für andere Untersuchungsgebiete Rückschlüsse auf die Repräsentation der Dynamik innerhalb des Modells ziehen. Schließlich bleibt zu erwähnen, dass DAS möglicherweise bei homogeneren Feldern als Niederschlag eine größere Anwendbarkeit zeigt.

Insgesamt ist festzuhalten, dass ohne eine divergenzfreie Arbeitsweise von DAS die Anwendbarkeit auf quasi-klimatologische Fragestellungen begrenzt ist. Hierzu müssen noch zu viele Charakteristiken beachtet werden, die eine schnelle Interpretation der Ergebnisse schwierig gestalten.

### c) Wie groß ist die Anwendbarkeit von MODE in den Tropen auf quasi-klimatologischer Basis?

Die vielseitigen Einstellungsmöglichkeiten in MODE bieten ein breites Anwendungsspektrum. Durch entsprechende Wahl der Gewichtungsfaktoren können gezielt die gewünschten Attribute von Beobachtungs- und Vorhersageobjekten verglichen werden, um daraus systematische Fehler feststellen zu können. Mittelfristiges Ziel muss jedoch die Implementierung der sogenannten „Merging“-Technik sein, die einzelne benachbarte Niederschlagsobjekte zu einem einzigen Cluster zusammenfasst. Die Bedeutung der „Merging“-Technik auf die systematische Abweichung bezüglich der Objektfläche ist

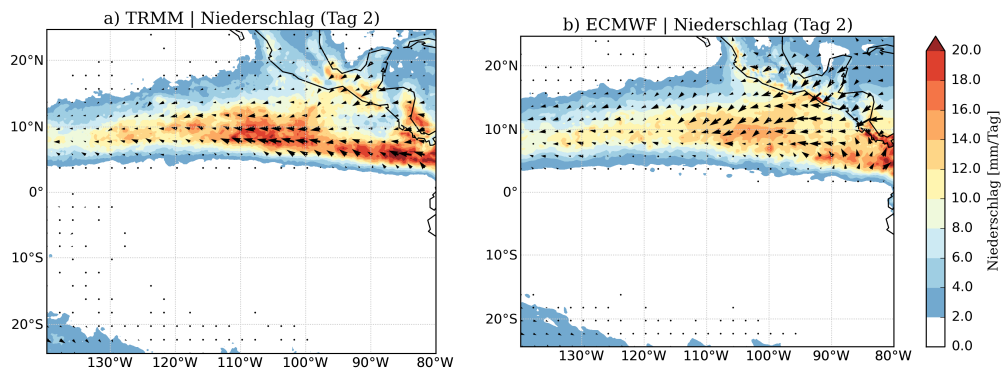


Abbildung 6.2: Tagesgemittelte Niederschlagsmenge [mm/Tag] innerhalb der Beobachtung (a) und der Vorhersage (b) über dem Ostpazifik für den zweiten Vorhersagetag. Zusätzlich deuten die schwarzen Vektorpfeile die tagesgemittelte Verschiebungsrichtung der Niederschlagssysteme an.

schematisch in 6.3 dargestellt: Aufgrund der geringen Schwerpunktsdistanz zu den Beobachtungsobjekten weist das flächenmäßig größere Vorhersageobjekt mit allen drei Beobachtungsobjekten eine Übereinstimmung auf, wodurch entsprechend ohne „Merging“-Prozess drei Objektpaare gebildet werden (6.3a). Ein Vergleich ergibt somit dreimal eine Überschätzung der Objektgröße und eine Unterschätzung der Objektzahl. Anders ist die Situation bei Zusammenführung der drei Beobachtungsobjekte zu einem Cluster, bei der MODE in der Folge nur ein Objektpaar identifiziert und entsprechend nur ein Größenvergleich in die Analyse einfließt (6.3b). Die Überschätzung fällt dabei wesentlich geringer aus. Daher ist davon auszugehen, dass die Überschätzung der Objektgröße durch das Modell über allen Untersuchungsgebieten eine obere Abschätzung darstellt. In analoger Weise muss die Unterschätzung des 90. Intensitätsperzentils als untere Grenze betrachtet werden. An dieser Stelle muss nochmals erwähnt werden, dass die verwendete Version von MODE nicht die Originalversion darstellt. In letzterer ist die Merging-Technik bereits enthalten.

Wie in DAS wird in MODE ein Suchradius definiert, innerhalb dessen Objekte verglichen werden können. Auch MODE unterscheidet dabei nicht zwischen Land und Ozean, so dass die Möglichkeit besteht, dass landseitige Konvektion mit Systemen über dem Ozean (und umgekehrt) verglichen wird. Es besteht die Möglichkeit, einen Filter zu implementieren, der Konvektionssysteme über Land von jenen über Ozean trennt. Eventuell ließe sich so die Tagesgangproblematik in Küstenregionen in gewissem Maße umgehen. Kompliziert wird die Sachlage jedoch dann, wenn Niederschlagssysteme vom Land auf den offenen Ozean (oder umgekehrt) propagieren.

Für MODE ist insgesamt festzustellen, dass die Methode auch in den Tropen nützlich ist, um Klimatologien bezüglich der strukturellen Eigenschaften konvektiver Systeme zu erstellen. Wie DAS kann allerdings auch MODE keine direkte Information beispielsweise

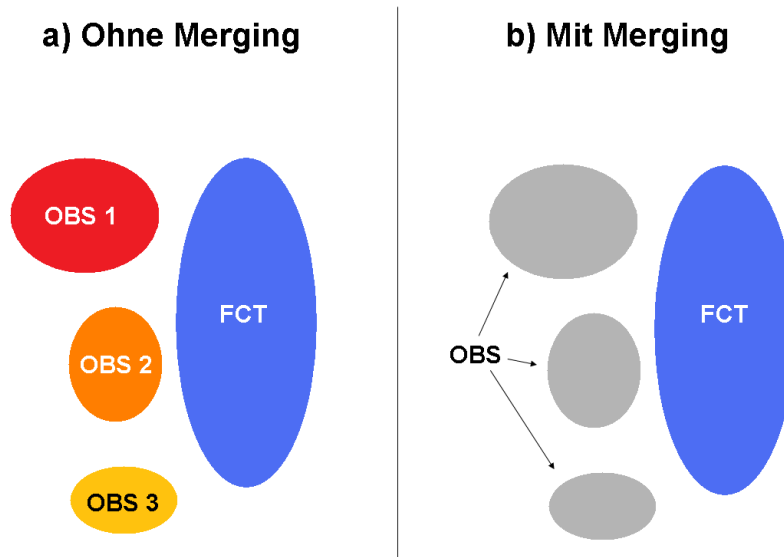


Abbildung 6.3: (a) Situation ohne Merging-Technik: Das Vorhersageobjekt (FCT) bildet mit allen drei Beobachtungsobjekten (OBS 1-3) jeweils ein individuelles Objektpaar. (b) Situation mit Merging-Technik: Die Beobachtungsobjekte werden zu einem Objekt zusammengefasst. Fläche und Niederschlagssumme werden hierbei addiert.

über einen zeitlich versetzten Tagesgang liefern. Dieser muss nach wie vor auf anderem Weg identifiziert werden.



## 7. Zusammenfassung

Aufgrund der innerhalb des PANDOWAE-Projektes existierenden Fragestellung nach der Bedeutung von tropisch-extratropischen Wechselwirkungen für die Vorhersagbarkeit der großräumigen Dynamik und von Wettersystemen in den Extratropen ist die Kenntnis von systematischen Fehlern in der Simulation tropischer Konvektion in numerischen Wettermodellen von großem Interesse. In der vorliegenden Arbeit wurde mit Hilfe zweier Verifikationsmethoden, dem „Displacement and Amplitude Score (DAS)“ (Keil und Craig, 2009) und einer eigenen Version der „Method for Object-based Diagnostic Evaluation (MODE)“ (u.a. Davis et al., 2006), die Güte der Niederschlagsvorhersagen des ECMWF-Vorhersagemodells in den Tropen untersucht. Konkret sollte mit Hilfe von DAS und MODE die Repräsentation der Strukturen und der räumlichen Verteilung von Niederschlagsobjekten analysiert werden. Dabei wurde eine Evaluation während der Sommermonate (JJA) des YOTC-Zeitraums für die Regionen (i) maritimer Kontinent, (ii) Afrika und (iii) Zentralpazifik durchgeführt. Der YOTC-Datensatz ist dabei ein wichtiger Bestandteil von Studien innerhalb von PANDOWAE. Da es sich weiterhin um relativ neuartige Verifikationsmethoden handelt, erfolgte parallel eine Untersuchung der Charakteristiken und Verhaltensweisen von DAS und MODE anhand idealisierter und komplexer Niederschlagsfelder des Intercomparison Projects (ICP), um ihre Anwendbarkeit für die vorliegende Fragestellung zu testen.

In Bezug auf die Analyse tropischer Konvektion fanden in dieser Arbeit hauptsächlich zwei Datensätze Verwendung: Der YOTC-Datensatz des ECWFM bestehend aus täglich initialisierten, 120-stündigen Vorhersageläufen. Auf der anderen Seite stand der Niederschlagsdatensatz TRMM.

DAS ist eine feldorientierte Methode, die den RMSE zwischen Beobachtungs- und Vorhersagefeld mit Hilfe eines speziellen Image-Matching-Prozesses minimiert. Die Deformation in zwei Richtungen, zum einen die Deformation der Vorhersage in Richtung der Beobachtung im sogenannten Beobachtungsraum und zum anderen in umgekehrter Richtung im Vorhersageraum, ist nötig, um missed events und false alarms getrennt zu bestimmen. Aus beiden Räumen werden schließlich der Amplituden- und Verschiebungsfehler quantifiziert. Die Deformation kann durch Verschiebungsvektoren sichtbar gemacht werden.

MODE hingegen ist eine objektorientierte Methode, die individuelle Niederschlagsobjekte des Beobachtungs- und Vorhersagefeldes in Bezug auf ihre Attribute wie z.B. Schwerpunktsposition, Größe und Intensität miteinander vergleicht und so in der Lage ist, systematische Fehler zu identifizieren.

Die Untersuchung der technischen Aspekte von DAS und MODE mit Hilfe der ICP-Daten lieferte wichtige Erkenntnisse. In DAS werden die Resultate sehr stark von der nicht-niederschlagserhaltenden Natur des Algorithmus bestimmt. Dabei reagiert der DAS-Image-Matcher bei Über- bzw. Unterschätzung mit einer Abschwächung bzw. Verstärkung des Niederschlags, was insgesamt zu einer Unterschätzung des Amplitudenfehlers führt. Auf der anderen Seite wird der Verschiebungsfehler überschätzt. Es zeigte sich, dass trotz gleicher Schwerpunktsposition auch Unterschiede in Objektgröße und Niederschlagsintensität Verschiebungsfehler in Form von kon- bzw. divergent verlaufenden Verschiebungsvektoren generieren. Der Verschiebungsfehler beschreibt nicht nur die translative Verschiebung von Niederschlagsobjekten, sondern bildet auch den Einfluss der Divergenzeffekte ab. Um eine bessere Einordnung des Verschiebungsfehlers zu ermöglichen, wurde zusätzlich das Divergenzfeld der Verschiebungsvektoren herangezogen.

Die Resultate mit MODE werden stark von der Wahl der Gewichtungsfaktoren für die Attribute bestimmt, mit der die Wichtigkeit bestimmter Attribute für die allgemeine Vorhersagegüte hervorgehoben werden kann. In dieser Arbeit wurden den positionsbezogenen Attributen „Schwerpunktsdistanz“ und „Distanz der Objektgrenzen“ die größte Bedeutung beigemessen. Übereinstimmende Beobachtungs- und Vorhersageobjekte definieren sich daher vorwiegend über ihre gegenseitige räumliche Lage.

Vor der Anwendung von DAS und MODE auf die Untersuchungsgebiete erfolgte zunächst jeweils eine methodenunabhängige Analyse der Niederschlagsfelder. Die größte Auffälligkeit in allen Regimen stellt die zu frühzeitige Auslösung der Konvektion im Modell dar, die über Land (etwa 6 Stunden) stärker ausgeprägt ist als über Ozean (etwa 3 Stunden). Darüber hinaus überschätzt das Modell sowohl den gebietsgemittelten Gesamtniederschlag als auch das Tagesmaximum. Diese Überschätzung tritt verstärkt in den ersten zwölf Stunden der Vorhersageläufe zutage, was auf eine Spin-down-Problematik hindeutet. Diese ist regimeunabhängig und zeigte sich über Land und Ozean gleichermaßen. Jedoch zeigen Niederschlagshistogramme und Analysen des prozentualen Anteils der Gitterpunkte mit Niederschlag an der Gesamtanzahl der Gitterpunkte, dass die Überschätzung des Gesamtniederschlags vielmehr das Resultat von zu großen konvektiven Systemen ist und nicht durch zu hohe Intensitäten verursacht wird. Es zeigt sich insbesondere über Landmassen eine kürzere Dauer der konvektiven Aktivität. Vor allem über Afrika kann die Langlebigkeit konvektiver Systeme vom Modell nur inadäquat wiedergegeben werden. Der zeitliche Verlauf der Niederschlagssumme über Ozean weist generell eine bessere Übereinstimmung auf. Weiterhin zeigt sich für alle



Gebiete zwischen dem zweiten und dem fünften Vorhersagetag eine Zunahme der Niederschlagssumme im Modell.

Mit Hilfe von DAS und der Quantifizierung der Fehler in zwei Räumen kann das Maß der Über-/Unterschätzung des Niederschlags sowie die Verschiebung/Deformation der Niederschlagsfelder untersucht werden. Dabei trägt der zeitliche Versatz des Tagesganges sehr stark zu großen Amplitudenfehlern bei. Große Überschätzungen rühren vor allem von der zu frühen Initiierung von Konvektion über Land innerhalb des Modells am Mittag bzw. Nachmittag. Über dem maritimen Kontinent treten dementsprechend große Amplitudenfehler u. a. über Neuguinea und den Philippinen auf, ebenso über Bergregionen Afrikas. Allerdings handelt es sich über stark gegliedertem Gelände um ein Intensitätsproblem, da das Modell die konvektive Aktivität stark überschätzt. Die starke Überschätzung kann jedoch ebenso einhergehen mit einer Unterschätzung des Niederschlags in Bergregionen durch TRMM. Die Identifizierung von orografisch verstärktem Niederschlag gehört zu den Problemfeldern des TRMM-Satelliten (s. Kap. 3.2.2).

Die Initiierung seeseitiger Küstenkonvektion über dem maritimen Kontinent unterliegt ebenfalls einem markanten tageszeitlichen Versatz. Fehleranfällig erweist sich hierbei die Konvektion an der Nordküste Neuguineas, die weiter auf den Westpazifik propagiert, als dies die Beobachtung zeigt. Die kürzer andauernde konvektive Aktivität über Land im Modell führt auf der anderen Seite zu einer signifikanten Unterschätzung des Niederschlags in den Abendstunden, was ebenfalls große Amplitudenfehler verursacht. Der Tagesgang und die Dauer der konvektiven Aktivität werden über Ozean im Allgemeinen besser simuliert. Markante Amplitudenfehler sind dabei das Resultat einer starken Unterschätzung der Niederschlagsextremwerte.

Zusätzlich wurden die Anteile der false alarms und missed events am Amplitudenfehler berechnet. Dabei tragen in allen Untersuchungsgebieten false alarms wesentlich stärker zum Amplitudenfehler bei als missed events. Dies ist ein Hinweis auf eine Überschätzung der Größe der Niederschlagsobjekte und gilt sowohl über Land als auch über Ozean.

Die Magnitude des Verschiebungsfehlers korreliert im Mittel stark mit der Magnitude des Amplitudenfehlers. In der Regel führt die zu zeitige Auslösung des Niederschlags zu stark konvergent verlaufenden Verschiebungsvektoren, um die Überschätzung abzubauen. Dies zeigt sich in besonderem Maße über Afrika. In Küstengebieten über dem maritimen Kontinent treten aufgrund des versetzten Tagesganges verstärkt Verschiebungen von seeseitigen Vorhersageobjekten auf landseitige Beobachtungsobjekte (und umgekehrt) auf, was physikalisch unsinnig ist. Jedoch kann dies als weiterer Hinweis für die allgemein fehlerhafte Repräsentation küstennaher Konvektion gewertet werden. Konvergente Strukturen existieren ebenso über dem Zentralpazifik im Bereich der ITCZ, was für eine Überschätzung ihrer meridionalen Ausdehnung im Modell spricht.

Die zeitliche Entwicklung des gebietsgemittelten Verschiebungsfehlers ist abhängig von

der Region. Über den maritim geprägten Untersuchungsgebieten (Maritimer Kontinent, Zentralpazifik) steigt der Verschiebungsfehlers mit der Vorhersagezeit an, während er über Afrika konstant bleibt. Für letzteres kann der Einfluss der Orografie auf die Konvektionsauslösung vermutet werden, die eine ausgeprägtere Periodizität der räumlichen Verteilung der konvektiven Systeme erlaubt. In allen Untersuchungsgebieten zeigt der gebietsgemittelte Amplitudenfehler während des ersten Vorhersagetages Maximalwerte, was die Spin-down-Problematik des Modells hervorhebt. Des Weiteren korreliert die räumliche Entwicklung des Amplituden- und Verschiebungsfehlers stark mit der räumlichen Entwicklung des Niederschlags. Ein Anstieg (Rückgang) des Niederschlags hat einen Anstieg (Rückgang) des Amplituden- und Verschiebungsfehlers zur Folge. Über dem maritimen Kontinent zeigt sich interessanterweise westlich der Inseln eine Verstärkung des Niederschlags, während östlich von ihnen eine Abnahme registriert wird. Der Niederschlag über Afrika weist eine flächige Zunahme südlich der Sahelzone um  $10^{\circ}\text{N}$  auf. Über dem Zentralpazifik tritt eine Zunahme im Schnittbereich der ITCZ und SPCZ auf. An Stärke verliert hingegen der östliche Teil der ITCZ innerhalb des Untersuchungsgebietes.

MODE erlaubte eine strukturelle Analyse der Niederschlagsobjekte sowie eine Bewertung der räumlichen Position. Hierzu ließen sich Statistiken mit und ohne Matching-Prozess durchführen. Zu letzterem gehört der Vergleich des Beobachtungs- und Vorhersagefeldes hinsichtlich der Anzahl der Niederschlagsobjekte. In allen Untersuchungsgebieten werden weniger Objekte innerhalb der Vorhersage registriert, was vor allem der deutlichen Unterschätzung von Niederschlagsobjekten  $< 10^5 \text{ km}^2$  geschuldet ist. Hingegen zeichnet sich über Afrika eine Überschätzung der Anzahl größerer Niederschlagsobjekte ab. Diese Überschätzung tritt über den maritim geprägten Regimen nicht auf.

Statistiken mit Matching-Prozess beinhalteten die Information aus übereinstimmenden Objektpaaren. Dabei definierte ein *total interest* von 0,7 ein „Matching“ zwischen einem Beobachtungs- und Vorhersageobjekt. Jener Skill-Score wurde in dieser Arbeit tendenziell bei einer großen positionellen Übereinstimmung erreicht, so dass mehrheitlich räumlich benachbarte Beobachtungs- und Vorhersageobjekte verglichen wurden. Eine Analyse der relativen Fehler in Bezug auf Objektgröße ergab in allen Regionen eine systematische Überschätzung durch das Modell. Zudem zeigt sich über dem maritimen Kontinent und dem Zentralpazifik ein markanter Anstieg der Überschätzungstendenz mit der Vorhersagezeit. Es liegt daher nahe, dass besonders über dem Ozean die Fläche der Niederschlagsobjekte zunimmt. Auf der anderen Seite tritt eine systematische Unterschätzung der Niederschlagsintensität zutage, die mit höherem Intensitätsperzentil deutlicher wird. Diese Ergebnisse bestätigen die Resultate mit DAS.

Die zeitliche Entwicklung des Medians des maximalen *total interests* im Beobachtungsraum ( $\text{MMIO}_{total}$ , Maß für missed events) und im Vorhersageraum ( $\text{MMIF}_{total}$ , Maß für false alarms) weist über dem maritimen Kontinent und Zentralpazifik eine Abnahme

---

auf. Somit nimmt dort die Häufigkeit der false alarms und missed events zu, was in dieser Arbeit mehrheitlich einer Abnahme der Vorhersagegüte in Bezug auf die Position entspricht. Über Afrika ist nur ein minimaler Rückgang der Metriken zu verzeichnen. Diese Resultate sind vergleichbar mit der zeitlichen Entwicklung des Verschiebungsfehlers in DAS. Des Weiteren unterliegt der zeitliche Verlauf der Metriken in der Regel einem markanten Tagesgang. Ausgeprägte Fluktuationen sind insbesondere eine Folge des zeitlichen Versatzes des Tagesganges.

Insgesamt bleibt festzuhalten, dass der zeitliche Versatz des Tagesganges, die zu kurze Lebensdauer konvektiver Systeme über Land, die Unterschätzung der Niederschlagsintensität und die Überschätzung der Größe der Niederschlagsobjekte die markantesten Abweichungen zu den Beobachtungen darstellen. Diese sind eng verknüpft mit konvektionsrelevanten Prozessen, so dass weiterhin auf eine Verbesserung der Formulierung der Konvektionsparametrisierung und den Prozessen innerhalb der planetaren Grenzschicht hingearbeitet werden muss. Weitere Studien sind vonnöten, um die Relevanz dieser Fehler für die Vorhersagbarkeit in den mittleren Breiten festzustellen. Darüber hinaus können mit DAS und MODE zusätzliche Untersuchungen in den Tropen außerhalb der Sommermonate wichtige Kenntnisse zu saisonbedingten Modellfehlern liefern. Die aktuell verfügbaren Versionen von DAS und MODE sind bereits sehr nützliche Methoden zur Identifizierung systematischer Modellfehler. Die Einführung eines masseerhaltenden Algorithmus innerhalb von DAS und der Merging-Technik innerhalb der eigenen Version von MODE können jedoch zu einer Verbesserung der Anwendbarkeit auf quasi-klimatologische Fragestellungen und einer noch zuverlässigeren Extraktion gewünschter Informationen beitragen.



# Literaturverzeichnis

- Ahijevych, D., E. Gilleland, B. G. Brown, und E. E. Ebert, 2009: Application of Spatial Verification Methods to Idealized and NWP-Gridded Precipitation Forecasts. *Weather & Forecasting*, **24** (6).
- Andersson, E., et al., 2005: Assimilation and Modeling of the Atmospheric Hydrological Cycle in the ECMWF Forecasting System. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **86** (3).
- Bechtold, P., N. Semane, P. Lopez, J.-P. Chaboureau, A. Beljaars, und N. Bormann, 2013: Representing Equilibrium and Non-Equilibrium Convection in Large-Scale Models. Tech. Rep. 705.
- Bechtold, P., et al., 2012: Progress in Predicting Tropical Systems: The Role of Convection. Tech. Rep. 686.
- Betts, A. K. und C. Jakob, 2002: Evaluation of the Diurnal Cycle of Precipitation, Surface Thermodynamics, and Surface Fluxes in the ECMWF Model Using LBA Data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* (1984–2012), **107** (D20), LBA–12.
- Brown, B. G., R. Bullock, J. H. Gotway, D. Ahijevych, C. Davis, E. Gilleland, und L. Holland, 2007: Application of the MODE Object-Based Verification Tool for the Evaluation of Model Precipitation Fields. *Preprints, 22nd Conf. on Weather Analysis and Forecasting and 18th Conf. on Numerical Weather Prediction, Park City, Utah, Amer. Meteor. Soc. A*, Vol. 10.
- Chakraborty, A., 2010: The Skill of ECMWF Medium-Range Forecasts During the Year of Tropical Convection 2008. *Monthly Weather Review*, **138** (10).
- Chen, S. S., R. A. Houze Jr, und B. E. Mapes, 1996: Multiscale Variability of Deep Convection in Relation to Large-Scale Circulation in TOGA COARE. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **53** (10), 1380–1409.
- Chen, Y., E. E. Ebert, K. J. Walsh, und N. E. Davidson, 2013: Evaluation of TRMM 3B42 Precipitation Estimates of Tropical Cyclone Rainfall Using PACRAIN Data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **118** (5), 2184–2196.

- Davis, C., B. Brown, und R. Bullock, 2006: Object-Based Verification of Precipitation Forecasts. Part I: Methodology and Application to Mesoscale Rain Areas. *Monthly Weather Review*, **134** (7).
- Davis, C. A., B. G. Brown, R. Bullock, und J. Halley-Gotway, 2009: The Method for Object-Based Diagnostic Evaluation (MODE) Applied to Numerical Forecasts From the 2005 NSSL/SPC Spring Program. *Weather & Forecasting*, **24** (5).
- Ebert, E. E., J. E. Janowiak, und C. Kidd, 2007: Comparison of Near-Real-Time Precipitation Estimates From Satellite Observations and Numerical Models. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **88** (1), 47–64.
- ECMWF, 2008: *IFS Documentation - Cy33r1*.
- Foltz, G. S. und W. M. Gray, 1979: Diurnal Variation in the Troposphere's Energy Balance. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **36** (8), 1450–1466.
- Fritsch, J. und C. Chappell, 1980: Numerical Prediction of Convectively Driven Mesoscale Pressure Systems. Part II. Mesoscale Model. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **37** (8), 1734–1762.
- Gilleland, E., D. Ahijevych, B. G. Brown, B. Casati, und E. E. Ebert, 2009: Intercomparison of Spatial Forecast Verification Methods. *Weather & Forecasting*, **24** (5).
- Gotway, J. H., et al., 2012: *Model Evaluation Tools Version 4.0 (METv4.0)*. Boulder, Colorado, USA, Developmetal Testbed Center.
- Gray, W. M. und R. W. Jacobson Jr, 1977: Diurnal Variation of Deep Cumulus Convection. *Monthly Weather Review*, **105** (9), 1171–1188.
- Gu, G. und C. Zhang, 2002: Westward-Propagating Synoptic-Scale Disturbances and the ITCZ. *Journal of the atmospheric sciences*, **59** (6).
- Hastenrath, S., 1985: *Climate and Circulation of the Tropics*. Atmospheric sciences library, D. Reidel Pub. Co.
- Hill, C. M. und Y.-L. Lin, 2003: Initiation of a Mesoscale Convective Complex Over the Ethiopian Highlands Preceding the Genesis of Hurricane Alberto (2000). *Geophysical research letters*, **30** (5).
- Holton, J., 2004: *An Introduction to Dynamic Meteorology*. Nr. Bd. 1 in An Introduction to Dynamic Meteorology, Elsevier Academic Press.
- Huffman, G. J., et al., 2007: The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, Combined-Sensor Precipitation Estimates at Fine Scales. *Journal of Hydrometeorology*, **8** (1).

- Jung, T., M. Miller, und T. Palmer, 2010: Diagnosing the Origin of Extended-Range Forecast Errors. *Monthly Weather Review*, **138** (6).
- Keil, C. und G. C. Craig, 2007: A Displacement-Based Error Measure Applied in a Regional Ensemble Forecasting System. *Monthly Weather Review*, **135** (9).
- Keil, C. und G. C. Craig, 2009: A Displacement and Amplitude Score Employing an Optical Flow Technique. *Weather & Forecasting*, **24** (5).
- Kidd, C., E. Dawkins, und G. Huffman, 2013: Comparison of Precipitation Derived from the ECMWF Operational Forecast Model and Satellite Precipitation Datasets. *Journal of Hydrometeorology*, **14** (5).
- Kikuchi, K. und B. Wang, 2008: Diurnal Precipitation Regimes in the Global Tropics\*. *Journal of Climate*, **21** (11), 2680–2696.
- Kiladis, G. N., H. Von Storch, und H. Loon, 1989: Origin of the South Pacific Convergence Zone. *Journal of Climate*, **2** (10), 1185–1195.
- Kozu, T., et al., 2001: Development of Precipitation Radar Onboard the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) Satellite. *Geoscience and Remote Sensing, IEEE Transactions on*, **39** (1), 102–116.
- Kraus, E. B., 1963: The Diurnal Precipitation Change Over the Sea. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **20** (6), 551–556.
- Kubota, T., A. De, R. A. Brown, S. M. Simasko, und J. M. Krueger, 2002: Diurnal Effects of Acute and Chronic Administration of Ethanol on Sleep in Rats. *Alcoholism: Clinical and Experimental Research*, **26** (8), 1153–1161.
- Kummerow, C., et al., 2000: The Status of the Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) After two Years in Orbit. *Journal of Applied Meteorology*, **39** (12), 1965–1982.
- Kummerow, C., et al., 2001: The Evolution of the Goddard Profiling Algorithm (GPROF) for Rainfall Estimation From Passive Microwave Sensors. *Journal of Applied Meteorology*, **40** (11).
- Laing, A. G., R. Carbone, V. Levizzani, und J. Tuttle, 2008: The Propagation and Diurnal Cycles of Deep Convection in Northern Tropical Africa. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **134** (630), 93–109.
- Lau, W. K., D. E. Waliser, und P. E. Roundy, 2012: Tropical–Extratropical Interactions. *Intraseasonal Variability in the Atmosphere–Ocean Climate System*, Springer, 497–512.
- Mapes, B. E., T. T. Warner, und M. Xu, 2003: Diurnal Patterns of Rainfall in Northwestern South America. Part III: Diurnal Gravity Waves and Nocturnal Convection Offshore. *Monthly Weather Review*, **131** (5), 830–844.

- Mathon, V. und H. Laurent, 2001: Life Cycle of Sahelian Mesoscale Convective Cloud Systems. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127 (572)**, 377–406.
- Matthews, A. J. und G. N. Kiladis, 1999: The Tropical-Extratropical Interaction Between High-Frequency Transients and the Madden-Julian Oscillation. *MONTHLY WEATHER REVIEW-USA*, **127**, 661–677.
- Matthews, A. J. und M. P. Meredith, 2004: Variability of Antarctic Circumpolar Transport and the Southern Annular Mode Associated With the Madden-Julian Oscillation. *Geophysical research letters*, **31 (24)**.
- Moore, R. W., O. Martius, und T. Spengler, 2010: The Modulation of the Subtropical and Extratropical Atmosphere in the Pacific Basin in Response to the Madden-Julian Oscillation. *Monthly Weather Review*, **138 (7)**.
- Nesbitt, S. W. und E. J. Zipser, 2003: The Diurnal Cycle of Rainfall and Convective Intensity According to Three Years of TRMM Measurements. *Journal of Climate*, **16 (10)**, 1456–1475.
- Randall, D. A. und D. A. Dazlich, 1991: Diurnal Variability of the Hydrologic Cycle in a General Circulation Model. *Journal of the atmospheric sciences*, **48 (1)**, 40–62.
- Richter, B., 2012: Non-Divergent Image Matching for Verification of Weather Forecast. Masterarbeit, Ludwig-Maximilians Universität München.
- Salby, M. L., H. H. Hendon, K. Woodberry, und K. Tanaka, 1991: Analysis of Global Cloud Imagery From Multiple Satellites. *Bulletin of the American Meteorological Society*, **72 (4)**, 467–480.
- Sapiano, M. und P. Arkin, 2009: An Intercomparison and Validation of High-Resolution Satellite Precipitation Estimates With 3-Hourly Gauge Data. *Journal of Hydrometeorology*, **10 (1)**.
- Schwendike, J. und S. C. Jones, 2010: Convection in an African Easterly Wave over West Africa and the Eastern Atlantic: a Model Case Study of Helene (2006). *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136 (S1)**, 364–396.
- Simmons, A. J. und D. M. Burridge, 1981: An Energy and Angular-Momentum Conserving Vertical Finite-Difference Scheme and Hybrid Vertical Coordinates. *Monthly Weather Review*, **109 (4)**, 758–766.
- Sundqvist, H., 1978: A Parameterization Scheme for Non-Convective Condensation Including Prediction of Cloud Water Content. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **104 (441)**, 677–690.



- Tian, Y. und C. D. Peters-Lidard, 2010: A Global Map of Uncertainties in Satellite-Based Precipitation Measurements. *Geophysical Research Letters*, **37** (24).
- Tiedtke, M., 1989: A Comprehensive Mass Flux Scheme for Cumulus Parameterization in Large-Scale Models. *Monthly Weather Review*, **117** (8), 1779–1800.
- Tiedtke, M., 1993: Representation of Clouds in Large-Scale models. *Monthly Weather Review*, **121** (11), 3040–3061.
- Tompkins, A., A. Diongue-Niang, D. Parker, und C. Thorncroft, 2005: The African Easterly Jet in the ECMWF Integrated Forecast System: 4D-Var Analysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **131** (611), 2861–2885.
- Vincent, D. G., 1994: The South Pacific Convergence Zone (SPCZ): A Review. *Monthly Weather Review*, **122** (9), 1949–1970.
- Vitart, F. und F. Molteni, 2010: Simulation of the Madden–Julian Oscillation and its Teleconnections in the ECMWF Forecast System. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **136** (649), 842–855.
- Waliser, D. und M. Moncrieff, 2008: The Year of Tropical Convection (YOTC) Science Plan: A Joint WCRP-WWRP/THORPEX International Initiative. *WMO/TD*, **1452**.
- Wang, C.-c. und G. Magnusdottir, 2006: The ITCZ in the Central and Eastern Pacific on Synoptic Time Scales. *Monthly weather review*, **134** (5).
- Wilks, D. S., 1995: *Statistical Methods in Atmospheric Sciences: An Introduction*. International Geophysics Series, Acad. Press.
- Wunram, C., 2004: Satellitenfernerkundung des Emissionsvermögens von Landoberflächen im Mikrowellenbereich: Satellite Remote Sensing of Land Surface Emissivities in the Microwave Region. Diplomarbeit, Max-Planck-Inst. für Meteorologie.
- Yang, G.-Y. und J. Slingo, 2001: The Diurnal Cycle in the Tropics. *Monthly Weather Review*, **129** (4), 784–801.
- Yang, S. und E. A. Smith, 2006: Mechanisms for Diurnal Variability of Global Tropical Rainfall Observed from TRMM. *Journal of climate*, **19** (20), 5190–5226.
- Zinner, T., H. Mannstein, und A. Tafferner, 2008: Cb-TRAM: Tracking and Monitoring Severe Convection From Onset Over Rapid Development to Mature Phase Using Multi-Channel Meteosat-8 SEVIRI Data. *Meteorology and Atmospheric Physics*, **101** (3-4), 191–210.



# Danksagung

Diese Seite möchte ich all denjenigen widmen, ohne die die Fertigstellung dieser Arbeit nicht möglich gewesen wäre.

Meinen herzlichen Dank gilt Prof. Dr. Sarah Jones für die Ermöglichung dieser Masterarbeit, die hilfreichen Diskussionen und das Korrekturlesen. PD Dr. Michael Kunz danke ich für die freundliche Übernahme des Korreferats. Außerordentlich bedanken möchte ich mich bei meinen Betreuern Julia Keller und Julian Quinting, die besonders in etwas schwereren Zeiten mit ihrem Einsatz maßgeblich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben. Auch den weiteren Mitgliedern der Arbeitsgruppe, namentlich Hilke Lentink, Susanna Hopsch und Aurelia Müller, danke ich für die herzliche Aufnahme und die tolle Atmosphäre. Ein großes Dankeschön gilt der gesamten PANDOWAE-Gruppe für die wertvollen Diskussionsrunden und Ratschläge. Ganz herzlich bedanke ich mich bei den Machern der Verifikationsmethoden Christian Keil, George Craig und Christopher Davis, die mir zudem stets mit Rat und Tat zur Seite standen.

Meinen Kommilitonen und Freunden in der Meteorologie Daniel Köbele, Lisa-Ann Quandt, Peter Brugger, Sarah Jäger und Kai-Uwe Nerding sowie weiteren Mitstreitern im Master(!)-Raum, u. a. Tobias Reinartz, Julia Wiegel und Martin Busch, danke ich für die wundervolle Zeit, die lustigen Unternehmungen und den nie enden wollenden Tratsch während diverser Kaffee- und Biergartenrunden. Auf diese Zeit werde ich stets mit einem Lächeln zurückblicken. Einen großen Dank auch an viele weitere außerhalb der Meteorologie, besonders Philipp Balzer und Felix Weiner.

Zuletzt danke ich meinen Eltern über alles, die mich stets unterstützen und ein beständiger Rückhalt in allen Lebenslagen sind.



# Erklärung

Ich erkläre hiermit an Eides statt, dass ich die vorstehende Masterarbeit selbstständig angefertigt und die benutzten Hilfsmittel, Quellen sowie die befragten Personen und Institutionen vollständig angegeben habe. Darüber hinaus versichere ich, dass ich die Regeln zur Sicherung guter wissenschaftlicher Praxis im Karlsruher Institut für Technologie (KIT) in der gültigen Fassung beachtet habe.

Karlsruhe, den 12. Juni 2014