promet Jahrgang 32 Heft 3/4
2006

meteorologische fortbildung

Deutscher Wetterdienst

Klima und Wetter der Tropen



promet

Herausgeber
Deutscher Wetterdienst

Hauptschriftleiter
Dr. H. D. Behr (Hamburg)

Redaktionsausschuss
Dipl.-Met. W. Kusch (Offenbach a. M.)

Prof. Dr. G. Adrian (Offenbach a. M.)
Prof. Dr. B. Brümmer (Hamburg)
Prof. Dr. J. Egger (München)
Prof. Dr. F. Fiedler (Karlsruhe)
Prof. Dr. G. Groß (Hannover)
Dr. J. Neisser (Lindenberg)
Prof. Dr. C.-D. Schönwiese (Frankfurt a.M.)
Prof. Dr. P. Speth (Köln)
Prof. Dr. G. Tetzlaff (Leipzig)

Zum Titelbild:
Von Osten herannahende Böenwalze einer Gewitterlinie, welche den Ort Agoufou in Zentralmali (15,2N / 1,3W) am 7. August 2005 um 17:50 UTC (=Ortszeit) überquerte. Die Böenlinie verursachte in Agoufou einen 15-minütigen Maximalwind von 19 m/s und 69 mm Niederschlag. Synoptisch war sie an den nördlichen Trog einer afrikanischen Wellenstörung gebunden. Der südliche Zwillingswirbel stand wahrscheinlich in Verbindung mit der Entstehung von Hurrikan Katrina.
Quelle: Caroline Bain, Universität Leeds, Großbritannien

pro*met* erscheint im Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes – Kaiserleistraße 29/35, 63067 Offenbach am Main. Bezugspreis pro Jahrgang (4 Hefte) im Abonnement 22,50 €, Einzelheft 6,50 €, Doppelheft 13,– €, Dreifachheft 19,50 € zuzüglich MwSt. und Versandkosten.
Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autoren verantwortlich. Alle Rechte bleiben vorbehalten.

Technische Herausgabe:
Elke Roßkamp
Deutscher Wetterdienst, Hamburg

Druck:
Druckhaus Weppert GmbH
97424 Schweinfurt
Silbersteinstraße 7

ISSN 0340-4552

Meteorologische Fortbildung

32. Jahrgang, Heft 3/4, 2006

Thema des Heftes:
Klima und Wetter der Tropen

Fachliche Redaktion: A. H. Fink, Köln
Fachliche Durchsicht: G. Tetzlaff, Leipzig

Kapitel		Seite
	Zu diesem Heft	97
	H. PAETH	
1	Das Monsunklima in Asien	98-113
	A. H. FINK	
2	Das Westafrikanische Monsunsystem	114-122
	M. LATIF	
3	Das El Niño/Southern Oscillation-Phänomen	123-129
	S. JONES, D. ANWENDER, M. RIEMER	
4	Die Umwandlung tropischer Wirbelstürme in außertropische Tiefdruckgebiete und ihr Einfluss auf das Wetter der mittleren Breiten	130-143
	P. KNIPPERTZ, A. H. FINK	
5	Tropische Wolkenfahnen: Ein sichtbares Zeichen von tropisch-extratropischen Wechselwirkungen	144-153
	S. HASTENRATH	
6	Tropische Klimavorhersage	154-160
	Liste der in den Kapitel 1 bis 6 verwendeten Abkürzungen	161
	Blick nach draußen Das Königliche Meteorologische Institut von Belgien (KMI)	162-166
	Institute stellen sich vor Abteilung Mikrometeorologie der Universität Bayreuth	167-168
	S. KOHLHASE, F. WEICHBRODT, C. DEDE, J. RADOMSKI Planung und Bemessung von Holzpfahlbuhnen	169-175
	J. WICKERT, G. GENDT Fernerkundung der Erdatmosphäre mit GPS	176-184
	Anschriften der Autoren dieses Heftes	dritte Umschlagseite
	Bezugsbedingungen von pro*met*	

© Deutscher Wetterdienst 2006

Thema des Heftes: Klima und Wetter der Tropen

Zu diesem Heft

Die Tropen, d. h. das Gebiet zwischen den Wendekreisen des Krebses und des Steinbocks, umfassen etwa 40 % der Erdoberfläche. In dieser Region gewinnt das System Erde-Atmosphäre ganzjährig Energie, welche bedeutende Komponenten der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation antreibt, darunter die Hadleyzellen und die Monsune der Erde. Nimmt man die vom asiatischen Monsun beeinflussten, subtropischen Gebiete Nordindiens und Ostasiens hinzu, so leben in der tropischen Klimazone die meisten Menschen der Erde – mit steigender Tendenz. In vielen von der Landwirtschaft geprägten Ländern dieser Region hängt die Ernährungssicherheit und oft auch das Bruttosozialprodukt von ausreichenden und gleichmäßigen Niederschlägen in den Regenzeiten bzw. im Jahresverlauf ab. Unter diesem Gesichtspunkt ist Niederschlag der sozioökonomisch wichtigste Klimaparameter der Tropen. Dessen Vorhersagbarkeit auf Zeitskalen von wenigen Stunden, mehreren Tagen, Jahreszeiten und Jahrzehnten steht daher im Mittelpunkt vieler laufender, meist anwendungsorientierter, Forschungsprojekte.

*In den letzten drei Jahrzehnten konnten mit statistischen Verfahren und gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modellen beachtliche Erfolge in der Vorhersage von Anomalien der großskaligen Zirkulation und des Niederschlages in den Tropen auf Zeitskalen von Wochen und Jahreszeiten erzielt werden. Das im Gegensatz zu den Extratropen hohe Vorhersagepotenzial in den Tropen basiert u. a. auf der hochgradig „linearen" Antwort der atmosphärischen Zirkulation auf Wärmeanomalien in der ozeanischen Deckschicht und auf der Anregung planetarskaliger, niederfrequenter Wellen durch die Freisetzung latenter Wärme in Gebieten mit intensiver Feuchtkonvektion. Ein populäres Beispiel für erstgenannten Aspekt ist das „**El Niño-Southern Oscillation** (ENSO)"-Phänomen, im letztgenannten Fall ist die 30–60-tägige **Madden-Julian Oszillation** (MJO) zu nennen, die eng mit der Anregung nach Osten setzender, äquatorialer Kelvinwellen in der Troposphäre über den Warmwasserozeanen des Ostindiks und Westpazifiks in Zusammenhang steht. Gleichzeitig sind aber die Prozessketten, welche die statistisch belegten und teilweise modellierbaren Fernwirkungen (Telekonnexionen) zwischen verschiedenen Regionen der Tropen, etwa dem Ostpazifik und der westafrikanischen Monsunregion, vermitteln, noch weitgehend unverstanden. Darüber hinaus haben numerische Wettervorhersagemodelle eine erstaunlich geringe Vorhersagegüte auf Zeitskalen von 24 Stunden bis zu wenigen Tagen in Bezug auf das Auftreten und die Zugbahnen organisierter Feuchtkonvektion. Hierzu gehören verschiedene Typen meso-skaliger Konvektionssysteme (MCSs) und tropische Zyklonen. Die Simulation dieser Systeme erfordert u. a. eine genaue Kenntnis und Wiedergabe der Energieflüsse an der Erdoberfläche, der turbulenten Energie- und Impulsflüsse in der Grenzschicht und in den Gewitterwolken sowie der wolkenphysikalischen Prozesse in den sich entwickelnden, oft mehr als 100.000 km^2 umfassenden Wolkenkomplexen. Letztere verursachen eine effiziente Skalenwechselwirkung zwischen meso-skaligen Prozessen am Boden bzw. in der bodennahen Schicht und der großskaligen Zirkulation. Insbesondere über der westafrikanischen Monsunregion muss daher die Rolle der Hydrologie der Biosphäre und des Bodens auf allen Zeitskalen hinreichend verstanden und modelliert werden, um die regionale Klima- und Wettervorhersage zu verbessern. Fortschritte hierbei werden in den Tropen unter anderem durch eine unzureichende Datenbasis verlangsamt, so dass Feldexperimente und die Sicherung historischer Datenbestände von großer Wichtigkeit sind.*

Lange Zeit herrschte die Vorstellung vor, dass das Klima der Tropen keine oder kaum Auswirkungen auf die Extratropen hat. Dies rührte einerseits von der Vorstellung einer abgeschlossenen Hadleyzelle her, anderseits stellt in der linearen, adiabatischen Theorie der Übergang von extratropischen Westwinden zu äquatorialen Ostwinden eine Barriere für Rossbywellen dar. Forschungen der letzten Jahre haben aber gezeigt, dass diabatisch amplifizierte Tröge aus den Extratropen weit in die Tropen eindringen können und zur Entstehung tropischer Wolkenfahnen Anlass geben. Sie sind auf Satellitenbildern ein sichtbares Zeichen tropisch-extratropischer Wechselwirkungen. Ein weiteres Beispiel sind in die Westwindzone einschwenkende tropische Zyklonen, welche die Vorhersagbarkeit im Mittelfristbereich in den Extratropen deutlich herabsetzen.

In den ersten beiden Beiträgen dieses pro***met****-Heftes werden Aspekte der komplexen Dynamik und Vorhersagbarkeit der beiden größten Monsunsysteme der Erde, des asiatischen und westafrikanischen Monsuns, behandelt. Der Beitrag von M. Latif widmet sich dem ENSO-Phänomen. Die beiden folgenden Artikel besprechen die oben erwähnten Phänomene tropisch-extratropischer Wechselwirkungen: die Umwandlung tropischer Wirbelstürme in außertropische Tiefdrucksysteme und tropische Wolkenfahnen. S. Hastenrath stellt auf der Basis seiner langjährigen Erfahrung Erfolge und Misserfolge der Jahreszeitenvorhersage vor. Mit den sechs Beiträgen dieses Heftes ist es gelungen, wesentliche Aspekte der aktuellen meteorologischen Forschung in den Tropen zusammen zu stellen. Es sei aber abschließend erwähnt, dass die Tropen auch eine intensiv beforschte Region im Bereich der atmosphärischen Chemie und Aerosolforschung sind.*

A. H. Fink

promet, Jahrg. 32, Nr. 3/4, 98-113 (August 2006)
© Deutscher Wetterdienst 2006

H. PAETH

1 Das Monsunklima in Asien

The monsoon climate in Asia

Zusammenfassung
Nachdem arabische Seefahrer schon vor über 1000 Jahren als Namensgeber für das herausragende Klimaphänomen des südasiatischen Monsuns mit seinem typischen jahreszeitlichen Witterungsverlauf dienten, sind das Verständnis der Vorgänge, die Ansätze zur Vorhersage und die Abschätzung der zukünftigen Veränderungen im Monsunklima noch heute eine zentrale Herausforderung für die Meteorologie und Klimatologie. Dieser Beitrag fasst den gegenwärtigen Stand der Wissenschaft zum asiatischen Monsunklima zusammen. Dabei werden insbesondere die Entstehungsmechanismen und regionalen Ausprägungen beschrieben, die Zeitskalen der Monsunvariabilität diskutiert sowie neuere Konzepte zur saisonalen Monsunvorhersage und Untersuchungen zum Problem der zukünftigen Klimaänderungen in einem erwärmten Erdklima vorgestellt.

Summary
More than 1000 years ago Arabian sailors served as an eponym of the outstanding phenomenon of the south Asian monsoon with its typical seasonal cycle of weather and climate characteristics. Today, the in-depth understanding of the processes, the forecast approaches and the projections of future changes in the monsoon climate still represent a major challenge for meteorologists and climatologists. This contribution summarizes the status quo of atmospheric sciences in terms of the Asian monsoon climate. Special emphasis is laid on the mechanisms of onset and withdrawal, the regional characteristics, the typical time scales of monsoon variability, the prospects of seasonal forecasting and the estimate of future changes in a warmer global climate.

1 Einleitung

Die Lebensbedingungen von mehr als einem Drittel der Menschheit werden alleine in Indien und China direkt durch den Witterungsablauf und die langfristigen Schwankungen im asiatischen Monsunklima beeinflusst. Deshalb sind das Verständnis der Prozesse im Monsun und seine Vorhersage auf der synoptischen bis hin zur multidekadischen Zeitskalen von herausragender sozioökonomischer Bedeutung (HAMILTON 1987; KUMAR und ASHRIT 2001; TAPHYAL und RAJEEVAN 2003).

Der Begriff „Monsun“ geht auf das arabische Wort „mausim“ für Jahreszeiten zurück. Er wurde von arabischen Seefahrern, die die jahreszeitlich wechselnden Hauptwindrichtungen ebenso wie später Marco Polo und spanische Seefahrer für ihre Handelsfahrten nutzten, bereits im Hochmittelalter geprägt. Eine erste Windkarte für die niederen Breiten erstellte de Acosta im Jahre 1590 (KRAUS 2001). Er sah die Bewegung des Himmels um die Erde als Ursache für die vorherrschenden Windsysteme. Seit der Behauptung Listers im Jahre 1684, dass die Passatwinde auf das beständige Atmen einer submarinen Pflanzenwelt im Nordatlantik zurückzuführen sei, ist mit den Bahn brechenden Arbeiten von Halley (1686), Hadley (1735), Coriolis (1835) und Ferrel (1855) ein zunehmend fundierteres physikalisches Verständnis der atmosphärischen Zirkulation in den niederen Breiten auf den Weg gebracht worden. Die verheerende Dürre in Indien im Jahre 1877 hat zahlreiche Wissenschaftler angeregt, im globalen Klimasystem Prädiktoren für extreme Monsunschwankungen in Südasien zu finden. Während Blanford sich mehr auf regionale Einflussfaktoren wie die Schneebedeckung im Himalaya konzentrierte, hat Walker (1923) die starke zirkumglobale Vernetzung des indischen Monsuns mit Phänomenen in fernen Ozeanbecken wie zum Beispiel mit der pazifischen **El** **N**iño-**S**outhern **O**scillation (ENSO) aufgezeigt. Dabei hat sich der indische Monsun jedoch meist als aktive Komponente im Klimasystem der niederen Breiten erwiesen.

Bereits im Jahre 1735 hat Hadley eine umfassende Erklärung für die Entstehung der Passatwinde geliefert, in der er neben dem thermischen Antrieb auch den Effekt der Erdrotation, die Bedeutung des Drehimpulserhaltes bei Zonalbewegungen und die Existenz einer meridionalen Zirkulationszelle postulierte. Dies führte später zu einer Definition des Monsuns, welche folgende Kriterien umfasste: den jahreszeitlichen Wechsel der Hauptwindrichtung basierend auf der differentiellen Erwärmung von Land und Meer; eine feuchte Strömung vom Meer zum Land, eine trockene vom Land zum Meer; die Monsune der Sommerhalbkugel gehen dynamisch hervor aus den Passaten der Winterhalbkugel, welche den Äquator überqueren.

Seit dem Ausbau des Messnetzes ab etwa 1880 und der Verfügbarkeit von Radiosondenmessungen ab etwa 1950, Fernerkundungsdaten und Modellsimulationen ab etwa 1980 hat sich das dreidimensionale Verständnis der Monsunzirkulation entscheidend verbessert. Der Monsun ist in der Tat ein sehr komplexes Phänomen, welches auf vielfältige Weise in das dreidimensionale Strömungsgeschehen im Ozean und in der Atmosphäre eingebettet ist. Nur eine komplexe Betrachtung aller Vorgänge unter Einbezug diverser Raum- und

Zeitskalen kann als Erklärungsansatz für das facettenreiche Erscheinungsbild des Monsunklimas fungieren. Dementsprechend haben sich auch zahlreiche Probleme mit der ursprünglichen Definition herauskristallisiert. Nach heutiger Ansicht kennzeichnet der Monsun einen kontinentweiten, beständig wehenden Wind mit halbjährlichem Richtungswechsel von mehr als 120° und klar definierten hygrischen Unterscheidungsmöglichkeiten in Regen- und Trockenzeit (FEIN und STEPHENS 1987). Insbesondere das Kriterium der Beständigkeit hat zu einer starken räumlichen Einschränkung der Monsunregionen geführt. So spricht man heute in Indien, Südostasien, Ostasien, Australien, Westafrika und Nordamerika von einem Monsunsystem, wohingegen der so genannte „europäische Sommermonsun" wegen seiner mangelnden Beständigkeit eher als monsunähnliche Strömung bezeichnet wird (SCHÖNWIESE 2003).

Im folgenden Abschnitt werden die einzelnen Komponenten gemäß der Entstehungshypothese des Monsuns vorgestellt. Regionale Besonderheiten im Erscheinungsbild der Monsunströmung in den verschiedenen Teilen Asiens werden im Abschnitt 3 skizziert. Die Zeitskalen der Monsunvariabilität vom synoptischen System bis hin zu geologischen Prozessen mit ihren typischen Phänomenen und Einflussfaktoren werden im Abschnitt 4 diskutiert. Der zentrale Aspekt der saisonalen Vorhersagbarkeit des Monsuns wird im Abschnitt 5 behandelt, während der letzte Abschnitt der Frage nach dem Einfluss des Menschen auf die zukünftigen Veränderlichkeiten im Monsunklima nachgeht.

2 Entstehungsmechanismen

Eine umfassende Beschreibung der Monsungenese erfordert eine komplexe dreidimensionale Betrachtungsweise. Die folgenden Ausführungen sind aus verschiedenen Quellen zusammengetragen. Abb. 1-1 zeigt ein graphisch aufbereitetes zusammenfassendes Ergebnis (RAMAGE 1971; FEIN und STEPHENS 1987; HAMILTON 1987; SCHÖNWIESE 2003). Die Entstehungsmechanismen der Monsunzirkulation lassen sich grob anhand von sechs Einzelprozessen bzw. -phänomenen veranschaulichen, die jeweils miteinander interagieren:

(1) Eine Grundvoraussetzung für den Monsun ist die durch die solare Einstrahlung bedingte, differentielle Erwärmung von Land und Meer, welche auf der unterschiedlichen Wärmekapazität und Speichergröße von festem Erdboden und Meerwasser basiert. Der daraus resultierende horizontale Energiegradient liefert die potenzielle Energie, welche in Form der Monsunströmung in kinetische Energie umgewandelt wird, ganz im Sinne einer kontinentweiten und saisonalen Landseewind-Zirkulation. Entsprechend des Jahresganges des Sonnenzenits erwärmen bei implizierter Wolkenfreiheit sich im Sommer einer Halbkugel die Landmassen stärker als die umliegenden Ozeanflächen und induzieren eine Ausgleichsströmung vom Meer zum Land. Im Winter vollzieht sich eine stärkere Erwärmung und Druckabnahme über dem Meer, so dass ein ablandiger Wind entsteht.

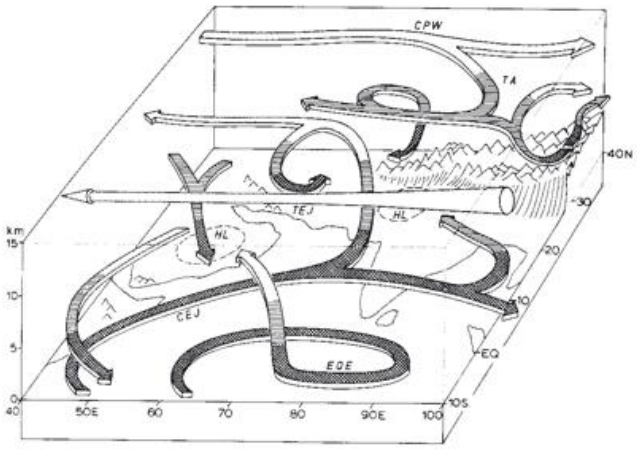


Abb. 1-1: Dreidimensionales Schaubild der Sommermonsunzirkulation über Südasien und dem Indischen Ozean (CEJ = Findlaterjet; CPW = Zirkumpolare Westwinde; EQE = Äquatorialer Wirbel; HL = Hitzetief; TA = Tibetanische Antizyklone; TEJ = Tropischer Ostjet) (aus HAMILTON 1987).

(2) Aufgrund der großräumigen Ausprägung der Monsunwinde spielt die Erdrotation anders als bei der kleinskaligen Landseewind-Zirkulation eine wichtige Rolle. Die Corioliskraft bewirkt auf der Nordhemisphäre (Südhemisphäre) eine Ablenkung der horizontalen Strömungen nach rechts (links). Da der Monsun vor allem ein bodennahes Phänomen darstellt, übt die Bodenreibung einen zusätzlichen Einfluss aus und führt zu einer ausgeprägten ageostrophischen Komponente. Im Falle des indischen Monsuns werden somit aus einer direkten meridionalen Ausgleichsströmung zwischen Indischem Ozean und asiatischer Landmasse eine südwestliche Hauptwindrichtung im Nordsommer, der so genannte Findlaterjet (engl.: **C**ross **E**quatorial **J**et (CEJ) in Abb. 1-1), und ein Nordwestwind im Nordwinter (Abb. 1-2). Dabei erfolgt die Umlenkung des Südostpassates aufgrund des Druckfeldes bereits am Äquator, wo die Corioliskraft nicht existiert.

(3) Eine zusätzliche Energiequelle findet der Sommermonsun im Wasserdampf. Die Weltmeere sind ein idealer Speicher für Sonnenenergie, welche über latente Wärmeflüsse und anschließende Kondensation an die Atmosphäre weitergeleitet wird. Dieser Energieaustausch funktioniert insbesondere über den subtropischen Ozeanen sehr effektiv, da in diesen Regionen die solare Einstrahlung sehr hoch ist, hoch reichende Konvektion und Ausregnen über dem Meer jedoch wegen der generellen Absinktendenz in der geringmächtigen atmosphärischen Passatzirkulation unterbunden werden. Der Wasserdampf wird folglich mit der Sommermonsunströmung landeinwärts transportiert, wo er über der erwärmten Landmasse in die allgemeinen

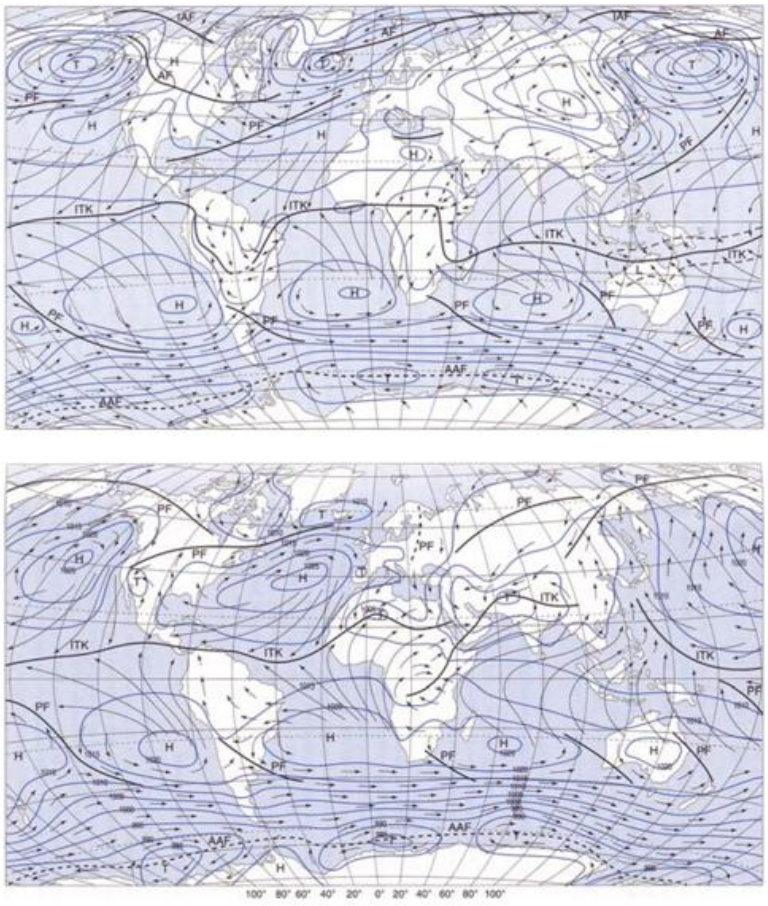


Abb. 1-2: Langjähriges Mittel der globalen Luftdruckverteilung und der vorherrschenden Windrichtungen im Januar (oben) und Juli (unten), 1931–1960 (PF = Polarfront; AF = Arktikfront; IAF = Innere Arktische Front; AAF = Antarktikfront; ITCZ = Innertropische Konvergenzzone) (aus SCHÖNWIESE 2003).

Hebungsvorgänge eingebunden wird. Die Freisetzung der latenten Wärme in der mittleren Troposphäre führt zu einer zusätzlichen Verstärkung des Energiegradienten zwischen Land und Meer und begünstigt die hoch reichende Konvektion mit den für das Witterungsgeschehen typischen ergiebigen Sommermonsunniederschlägen. Wegen der temperaturabhängigen Wasserdampfaufnahmekapazität von Luftmassen ist dieses Phänomen vor allem in der sommerlich warmen Monsunströmung vorherrschend. Eine weitere Labilisierung und vertikale Ausdehnung erfährt der Sommermonsun durch die geometrische Flächenkonvergenz auf der Erdkugel, die besonders bei großskaligen Strömungen eine Rolle spielt, und die aufwärts gerichtete vertikale Komponente der Corioliskraft.

(4) Die Saisonalität im Monsunklima geht auf den Jahresgang des solaren Maximums zurück. Gekoppelt an diese Zone der stärksten Einstrahlung bzw. Erwärmung entsteht die innertropische Konvergenzzone (engl.: **I**nter**t**ropical **C**onvergence **Z**one (ITCZ), in Abb. 1-2 mit ITK gekennzeichnet). Durch das großräumige Ansaugen von Luftmassen ist sie ein Motor der atmosphärischen Zirkulation allgemein und der Monsune im speziellen. Im Bereich der ITCZ folgen Luftmassen beim Aufsteigen der Feuchtadiabate, während die Umgebungsluft in der Passatschicht trockenadiabatische Vertikalbewegungen vollzieht. Dies führt zu einem weiteren Auftrieb der Luftmassen in einem breiten Band je nach Position der ITCZ. In der Regel erfährt die ITCZ über den Ozeanen nur eine geringe Auslenkung im Jahresverlauf, da sich die subtropischen Ozeane aufgrund des enormen Speichervolumens jahreszeitlich nicht so stark erwärmen wie die Landmassen (Abb. 1-2). Die weiteste polwärtige Verlagerung durchläuft die ITCZ im Sektor des Indischen Ozeans wegen des ausgeprägten Kontrastes zwischen dem tropisch-subtropischen Ozean im Süden und der ausgedehnten asiatischen Landmasse im Norden. Im Juli befindet sich die ITCZ bei etwa 30° N, was sogar jenseits des Sonnenzenits zum sommerlichen Solstitium bei 23,5° N liegt. Diese einzigartige Auslenkung wird durch das intensive Hitzetief über Westindien (engl.: **H**eat **L**ow (HL) in Abb. 1-1) und den Ansaugeffekt der tibetanischen Heizfläche verursacht (s. u.). Eine Besonderheit der ITCZ ist eine Aufspaltung in eine polwärtige, solar bedingte sowie eine äquatornahe, dynamisch induzierte Komponente. Zwischen beiden Bereichen entstehen westliche Hauptwindrichtungen, die nach der ursprünglichen Vorstellung der großskaligen Landseewindzirkulation nicht erklärt werden können. Ferner repräsentiert die doppelte ITCZ auch einen wichtigen Aspekt bei der intrasaisonalen Monsunvariabilität (s. u.).

(5) Ein weiterer Faktor bei der Monsungenese in Südasien ist die erhöhte Orographie des Himalayas. Dabei wirkt die tibetanische Hochfläche wie eine sommerliche Heizfläche in der viel kühleren mitteltroposphärischen Umgebungsluft. Genauso wie das Hitzetief über Westindien bildet die tibetanische Heizfläche ein thermisch bedingtes Ferrelsches Druckgebilde, welches in geringer Höhe über Grund bereits ein Ausgleichsniveau im Geopotential findet (KRAUS 2001). Als Konsequenz bildet sich über dem Himalaya eine Antizyklone (engl.: **T**ibetian **A**nticyclone (TA) in Abb. 1-1), die an ihrer Südseite den Tropischen Ostjet antreibt (engl.: **T**ropical **E**asterly **J**et (TEJ) in Abb. 1-1). Der TEJ ist ein wichtiges Glied in der dreidimensionalen Monsunzirkulation (s. Beitrag von A. H. Fink, S. 116, dieses Heft) und kann als hochtroposphärisches Gegenstück zum bodennahen Findlaterjet betrachtet werden. Ein Teil der Luftmassen im TEJ sinkt über dem westlichen Indischen Ozean ab, speist das Subtropenhoch über dem südlichen Ozean und sorgt somit für eine Schließung des atmosphärischen Förderbandes im südasiatischen Sommermonsun. Ferner übt die tibetanische Heizfläche auch einen markanten Ansaugeffekt auf die ITCZ und die damit verbundenen

tropisch-feuchten Luftmassen aus. Auch die Orographie in Afrika ist für das heutige Erscheinungsbild des südasiatischen Sommermonsuns mitverantwortlich. Das ostafrikanische Hochland fungiert als Barriere für den Findlaterjet, welcher, anstatt in den afrikanischen Kontinent vorzudringen, den Äquator überquert, aufgrund des Druckfeldes und der Wirkung der Corioliskraft einen Richtungswechsel erfährt und als Südwestmonsun nach Indien strömt. Der Wintermonsun wird ebenfalls von einem Ferrelschen Druckgebilde, dem kontinentalsibirischen Kältehoch, dominiert.

(6) Zuletzt seien noch die hochtroposphärischen Strahlströme als wichtige Komponente im Monsunsystem angesprochen. In den Monaten Dezember bis Mai ist der Subtropenjet (engl.: **C**ircum**p**olar **W**esterlies (CPW) in Abb. 1-1) im Bereich des Himalayas aufgespalten in einen südlichen und einen nördlichen Ast. In Nordindien herrschen zu dieser Zeit trockene kontinentale Westwinde als dynamisches Glied der außertropischen Westwindzone vor, welche die bodennahe nordöstliche Passatströmung überlagern. Durch die nordwärtige Verlagerung der Zirkulationszonen in den Folgemonaten verebbt der südliche Ast der CPW, während der nördliche Ast die Nordseite der tibetanischen Höhenantizyklone flankiert, welche sich dadurch erst richtig ausbilden kann. In der Folge können sich der TEJ, die ITCZ, der Findlaterjet und die darin transportierten tropischen Luftmassen bis etwa 30° N polwärts ausdehnen und ganz Indien eine ausgiebige Regenzeit bescheren. Auch am ostasiatischen Monsunklima ist ein Strahlstrom maßgeblich beteiligt. Beim ostasiatischen Wintermonsun vereinigt sich der Polarfrontjet der nordhemisphärischen mittleren Breiten mit der Randströmung um das kontinental-sibirische Kältehoch und bewirkt die nordwestliche Hauptströmrichtung (s. u.). Es zeigt sich also, dass ein umfassender Erklärungsansatz für die Monsungenese weit über das klassische Bild der großräumigen aber flachen Ausgleichsströmung zwischen Landmassen und Ozeanen hinausgehen muss. Einige Prozesse im Monsunklima sind indes immer noch nicht gänzlich verstanden.

3 Regionale Ausprägungen

In Asien existieren im Wesentlichen drei Monsunregionen, die sich in ihrer Genese und ihrem Erscheinungsbild unterscheiden. Dies sind der südasiatische oder häufig auch indische Monsun im Bereich von Indien, Pakistan und Bangladesh, der südostasiatische Monsun in Indonesien und Südostasien sowie der ostasiatische Monsun über dem östlichen China. Im Rahmen dieses Beitrages können die regionalen Ausprägungen des asiatischen Monsunklimas nur sehr oberflächlich anhand der Hauptwindrichtungen und wichtigsten Phänomene skizziert werden. Im Detail ergeben sich viele spezifische Charakteristika auf allen Raum- und Zeitskalen vom synoptischen System bis hin zur Vorhersagbarkeit und zur Sensitivität gegenüber dem Einfluss des Menschen.

Die markanteste Monsunregion weltweit umfasst den indischen Subkontinent und seine Anrainerstaaten. Die Beschreibung der komplexen Entstehungsmechanismen im Abschnitt 2 bezieht sich vor allem auf diesen Großraum. Im Sommer der Nordhemisphäre entsteht eine zunächst geringmächtige südwestliche Strömung, die über dem Indischen Ozean viel Feuchtigkeit aufnimmt, an Mächtigkeit gewinnt und sich bei Erreichen der südasiatischen Küste, insbesondere bei orographischer Hebung z. B. an den Westghats im Südwesten Indiens, hinreichend labilisiert, um dort ein häufig spektakuläres Losbrechen des Sommermonsuns mit ergiebigen Schauern auszulösen. Wie im folgenden Abschnitt noch näher erläutert wird, vollzieht sich der indische Sommermonsun nicht gleichmäßig, sondern ist durch alternierende Aktiv- und Unterbrechungsphasen gekennzeichnet. Ferner sind verschiedene synoptische Systeme wie Monsuntiefs und tropische Zyklonen am Witterungsverlauf beteiligt (s. Abschnitt 4). Der südasiatische Wintermonsun hingegen reflektiert die „normale" Windverteilung in den Subtropen (Abb. 1-2, oben). Während Nordaustralien zu dieser Zeit eine ausgeprägte Regenzeit durchläuft, ist der winterlich-trockene Nordostmonsun kaum mit Niederschlägen in Indien verbunden. Lediglich durch orographische Hebung an den Ostghats im Südosten sowie im Khasigebirge im Osten Indiens ergeben sich während der Trockenzeit zum Teil intensive Niederschlagsereignisse. Eine weitere Ursache für hochreichende Konvektion in der geringmächtigen winterlichen Passatströmung besteht in den so genannten Easterly Waves. Diese niedertroposphärischen Wellenstörungen in zwei bis drei Kilometer Höhe erstrecken sich über bis zu 20 Längenkreise, propagieren langsam ostwärts und sind an ihrer Rückseite mit einer Strömungskonvergenz und Labilisierung verbunden, durch die die Passatinversion durchbrochen werden kann.

Sowohl während des Sommer- als auch Wintermonsuns sorgen Küstendistanz, Orographie und sekundäre Zirkulationszellen für eine starke räumliche Differenzierung im Hinblick auf die hygrischen und thermischen Klimacharakteristika in Indien. So variieren die klimatologischen Niederschlagssummen von unter 200 mm in der Wüste Tharr an der Grenze zu Pakistan bis zu 11.000 mm in Cherralpundschi im Khasigebirge. Auch die Länge der Regenzeit schwankt beträchtlich. Der Sommermonsun beginnt bereits Ende Mai im Golf von Bengalen und in Südostindien und propagiert in nordwestlicher Richtung, bis Mitte Juli schließlich Pakistan erreicht wird. Von dort zieht er sich ab Anfang September langsam wieder zurück, um dann zuletzt Anfang Dezember im äußersten Südosten Indiens abzuebben. Diese Werte beziehen sich auf die langjährig gemittelten Vorgänge im Monsunklima und spiegeln nicht die teils erheblichen interannuellen Variationen wider (s. Abschnitt 4).

Auch Südostasien besitzt ein spezifisches Monsunklima, welches aber dynamisch eng an den indischen Monsun gekoppelt ist. Im Nordsommer herrschen ebenfalls Südwestwinde vor, die teils nordwärts nach Ostasien weiterströmen (Abb. 1-2, unten). Allerdings ist der Sommermonsun wegen der geringeren Land-Meer-Gegensätze deutlich schwächer ausgeprägt. Der Wintermonsun ist durch eine nordöstliche Strömung gekennzeichnet, die in das Hitzetief über Nordaustralien orientiert ist (Abb. 1-2, oben). Allerdings ergibt sich in Südostasien keine so deutliche jahreszeitliche Unterscheidung in Regen- und Trockenzeit wie beispielsweise in Indien.

Der ostasiatische Monsun besitzt eine Sonderstellung, da er aus einer Interaktion von tropischen und außertropischen Luftmassen hervorgeht. Lange Zeit konnte nicht befriedigend erklärt werden, wie die geringmächtige Sommermonsunströmung mit einer maximalen vertikalen Erstreckung von 700 m als Träger der reichhaltigen Niederschläge in China fungieren könnte. Nach neueren Erkenntnissen sind hierfür Luftmassengegensätze in zwei bis acht Kilometer Höhe verantwortlich, die eine Frontalzone zwischen den Westwinden der mittleren Breiten und warmen Strömungen aus Indien und vom Nordpazifik bilden. Letztere gleiten an dieser Frontalzone auf, die in der Landessprache auch als Mei-Yu bezeichnet wird, und bedingen durch potenzielle Instabilität die Organisation von sogenannten MCSs (engl.: **M**esoscale **C**onvective **S**ystems). Der Sommermonsun besteht aus einer südlichen bis südöstlichen Anströmung (Abb. 1-2, unten). Durch die saisonale Verschiebung der Zirkulationszonen migriert die Frontalzone im Nordsommer bis in die Mandschurei und verursacht in Südchina eine kleine Trockenzeit. Der ostasiatische Wintermonsun ist dynamisch gesehen ein Phänomen der Außertropen. Die nordwestlichen Windrichtungen gehen auf die Westwinddrift und die Zirkulation auf der Nordflanke des sibirischen Kältehochs zurück. Sie bescheren Ostasien ein trocken-kaltes Klima im Nordwinter mit gelegentlichen Schneefällen bis etwa 30° N.

Die räumliche Ausdehnung der asiatischen Monsunregionen lässt sich anhand von Abb. 1-3 vergleichen. Die Graphik zeigt den typischen Jahresgang der vom Satelliten aus gemessenen langwelligen Ausstrahlung in den niederen Breiten. Diese Größe ist ein guter Indikator für die hoch reichende Konvektion und somit für die Regionen mit ergiebigen Monsunniederschlägen (WEBSTER et al. 1998). Dabei entspricht ein Minimum der langwelligen Ausstrahlung einer besonders niedrigen Temperatur am oberen Wolkenrand und folglich einer besonders hochreichenden Wolkenobergrenze. In Abb. 1-3 zeigt sich, dass keine andere Region im betrachteten Sektor durch derart großflächige Wolkensysteme gekennzeichnet ist wie der Indische Ozean und der indische Subkontinent. Das Wolkenband erstreckt sich in den Monaten Juni bis September im Monatsmittel vom Äquator bis zum Himalaya, also weit über den eigentlichen Bereich des Sonnenzenits hinaus. Dies bedeutet jedoch nicht, dass der gesamte Raum immer simultan mit hochreichenden Wolken bedeckt ist. Vielmehr alternieren die Wolkenbänder zwischen der sekundären ITCZ in Äquatornähe und der thermischen ITCZ im Bereich des Hitzetiefs über Indien. Diese Komponente der intra-

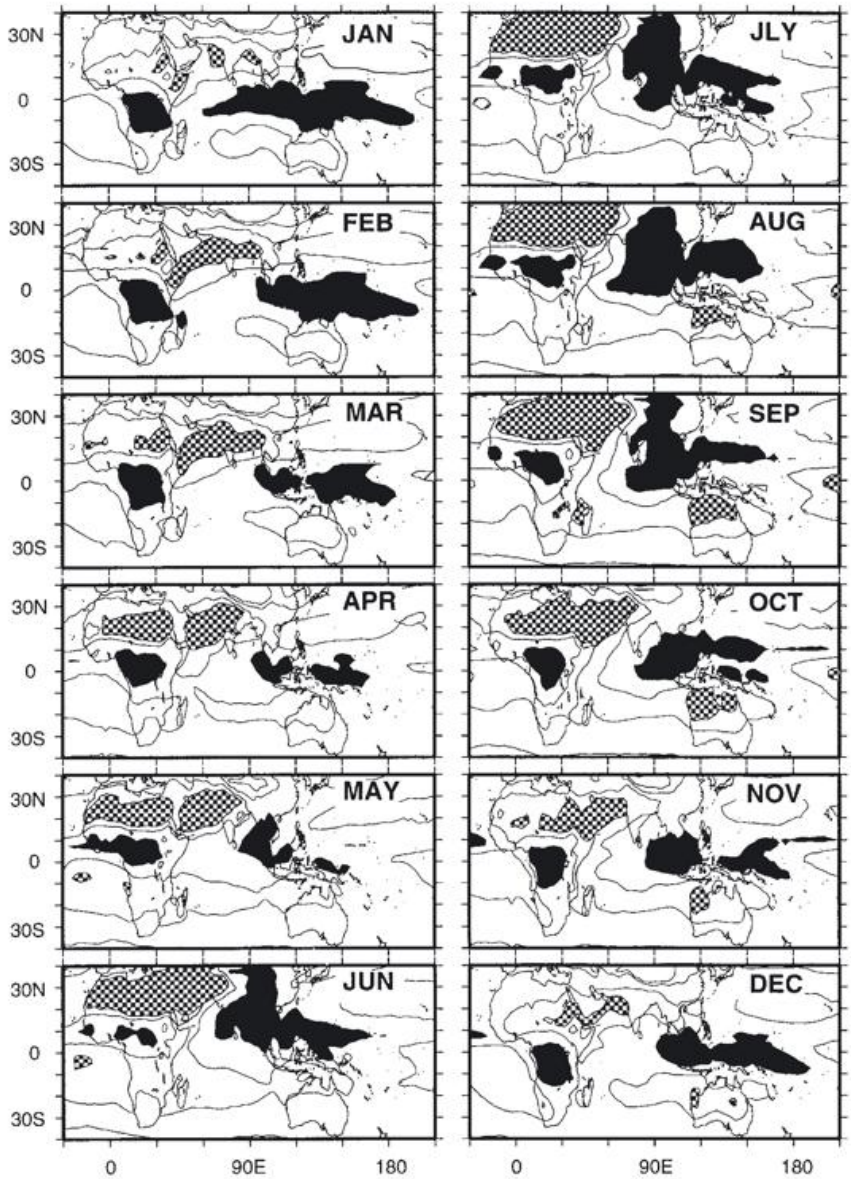


Abb. 1-3: Mittlerer Jahresgang der langwelligen Ausstrahlung aus Satellitendaten (schwarz: < 220 W/m²; kariert: > 300 W/m²) (aus WEBSTER et al. 1998).

saisonalen Monsunvariabilität wird noch im Abschnitt 4 näher erläutert. Im Sinne der Freisetzung latenter Energie ist der indische Sektor als markante Wärmequelle für die Atmosphäre zu verstehen, wohingegen die Trockengebiete in Nordafrika und im Nahen Osten eine besonders starke Wärmeabstrahlung in den Weltraum aufweisen. Die Abb. 1-3 verdeutlicht ebenfalls, dass sich der westafrikanische und australische Sommermonsun über einen viel kleineren Raum erstrecken. Allein der Luftmassentransport im Findlaterjet als bodennahe Komponente im dreidimensionalen Strömungsgeschehen (s. Abb. 1-1) bricht alle Rekorde. Täglich werden hier schätzungsweise 63.000 Sverdrup (1 Sv = 10^6 m^3/s) an Luftmassen transportiert, was einem Massentransport von etwa $7 \cdot 10^{12}$ Tonnen Luft pro Tag entspricht. Im Vergleich befördert die thermohaline Zirkulation gerade mal 13 Sv, aber natürlich in einem dichteren Medium.

4 Zeitskalen der Variabilität, Einflussfaktoren und Telekonnexionen

Der jahreszeitliche Ablauf von Winter- und Sommermonsun vollzieht sich nicht völlig gleichförmig. Vielmehr unterliegt das Monsunklima starken Schwankungen und Veränderungen auf allen Zeitskalen. Das betrifft sowohl das unmittelbare Wettergeschehen mit seinen synoptischen Prozessen als auch die Entstehung von Monsunregionen über geologische Zeiträume hinweg (RAMAGE 1971; PRELL und KUTZBACH 1992; SIROCKO 1996; TEXIER et al. 2000; ANDERSON et al. 2002). Dabei sind bestimmte Einflussfaktoren und Wechselwirkungen im Klimasystem häufig für Fluktuationen auf ganz charakteristischen Zeitskalen verantwortlich. In diesem Abschnitt wird eine Zusammenschau der wichtigsten Zeitskalen der Monsunvariabilität sowie ihrer mutmaßlichen bzw. bekannten Einflussfaktoren betrieben. Ein Auslöser für Klimavariabilität kann eine interne Wechselwirkung im Klimasystem sein, wie zum Beispiel die Telekonnexion (Fernverbindung) mit dem ENSO-Phänomen (s. Beitrag von M. Latif in diesem Heft) oder der eurasischen Schneebedeckung, oder auf einen externen Antrieb zurückgehen, wie beispielsweise Schwankungen in der solaren Einstrahlung oder steigende Treibhausgaskonzentrationen durch den Einfluss des Menschen (SIROCKO 1996). Selbstverständlich können die einzelnen Vorgänge der Monsunvariabilität in diesem Rahmen nur sehr oberflächlich skizziert werden. Die beiden Folgeabschnitte befassen sich hingegen etwas detaillierter mit der Vorhersagbarkeit der saisonalen Monsunschwankungen bzw. multidekadischen Monsunänderungen.

Die wichtigsten internen und externen Einflussfaktoren der Monsunvariabilität in Asien sind in Abb. 1-4 veranschaulicht und teilweise verortet. Diese Antriebskräfte und Telekonnexionen beziehen sich auf Zeitskalen von Monaten (**M**adden **J**ulian **O**scillation, MJO)

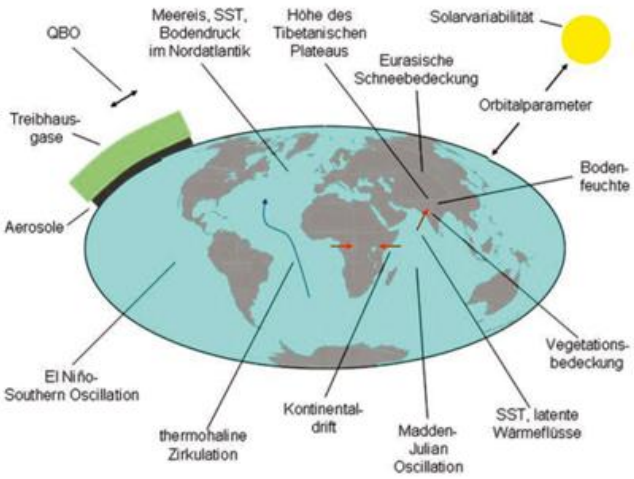


Abb. 1-4: Zusammenschau der wichtigsten Einflussfaktoren auf die Schwankungen des südasiatischen Monsuns über alle Zeitskalen von Wochen bis Jahrmillionen (erweitert nach: SIROCKO 1996).

Periode	Auslöser bzw. Phänomene
1d	Landseewind, Bergtalwind
3-5d	synoptische Systeme
14-16d	Aktivphasen, inaktive Phasen, Bodenfeuchte
30-50d	Madden Julian Oscillation (MJO)
1a	Winter-/Sommermonsun
2a	Troposphärische zweijährige Oszillation (TBO)
2-3a	Quasi-zweijährige Oszillation (QBO)
3-7a	El Niño-Southern Oscillation (ENSO)
11a	Sonnenfleckenzyklus
10-30a	(thermohaline) Ozeanzirkulation
60-200a	anthropogener Treibhauseffekt und Aerosole
10^3a	Gebirgsgletscher im Himalaya
10^4a	Vegetationbedeckung
10^5a	Erdbahnparameter
10^6a	Gebirgsbildung
10^7a	Kontinentaldrift

Tab. 1-1: Wichtigste Zeitskalen der Klimavariabilität in den niederen Breiten und entsprechende Auslöser bzw. Phänomene mit besonderem Augenmerk auf den südasiatischen Monsun (d = Tag/Tage; a = Jahr/Jahre).

bis hin zu Jahrmillionen (Kontinentaldrift). Darüber hinaus existieren noch wichtige Varianzanteile auf den kürzeren Zeitskalen, die aus nichtlinearen Prozessen in der Atmosphäre und Wechselwirkungen mit der ozeanischen Grenzschicht hervorgehen. Die dominierenden Perioden der Klimavariationen in den niederen Breiten und die dazu gehörigen Auslöser bzw. Phänomene sind in Tab. 1-1 aufgelistet.

Auf der täglichen Skala bilden sich in Küstennähe bzw. in orographisch überformtem Gelände die typischen Landseewind- und Bergtalwindsysteme aus. Diese Phänomene sind auch räumlich sehr kleinskalig, von der Corioliskraft meist unbeeinflusst und nicht zu verwechseln mit den kontinentweiten Monsunen, die ja ebenfalls auf der differentiellen Erwärmung von Land und Meer beruhen. Das Wettergeschehen im Monsun-

klima wird geprägt von verschiedenen synoptischen Systemen (RAMAGE 1971). Generell unterscheidet man derer drei Typen in den niederen Breiten:

(1) Zirkulationen mit überwiegender Abwärtsbewegung wie polare und subtropische Antizyklonen sowie Ferrelsche Hitzetiefs (Abb. 1-5), die eher mit ruhigem trockenen Wetter verbunden sind;
(2) Zirkulationen mit überwiegender Aufwärtsbewegung wie tropische Zyklonen, Monsuntiefs und subtropische Zyklonen, die meist zu ergiebigen Niederschlägen führen;
(3) andere Systeme mit klaren Gradienten wie der Monsuntrog, der sich über die gesamte untere Troposphäre erstreckt und in Bodennähe in Form der ITCZ manifestiert, und MCSs mit dem Sonderfall der *Squall Lines* (s. Beitrag von A. H. Fink, S. 118f, dieses Heft).

Bei den asiatischen Monsunen sind sowohl dynamische als auch Ferrelsche Hochdruckgebiete in Form der Antizyklone über dem südlichen Indischen Ozean bzw. dem kontinental-tropischen Hitzetief über Westindien und dem tibetanischen Plateau beteiligt. Diese Druckgebilde sind zwar verantwortlich für die großräumige Zirkulation, tragen aber nicht direkt zum Monsunniederschlag bei, da in der Atmosphäre Absinkbewegungen und Wolkenauflösung dominieren (s. Abb. 1-5). Feuchte Witterungsphasen sind hingegen verbunden mit den tropischen Zyklonen. Sie entstehen über besonders warmen Meeresoberflächen (Temperaturen über 26 °C) bei gleichzeitig schwacher Coriolskraft in Äquatornähe und geringer vertikaler Windscherung. Über einer Region mit geringem Kerndruck und horizontalen Druckgradienten von bis zu 3 hPa pro km sorgt der Auftrieb in den Wolken für einen steten Ansaugeffekt und die Aufrechterhaltung des Systems, wobei über Land durch die Bodenreibung jedoch schnell eine Auflösung erfolgt. Im Extremfall können

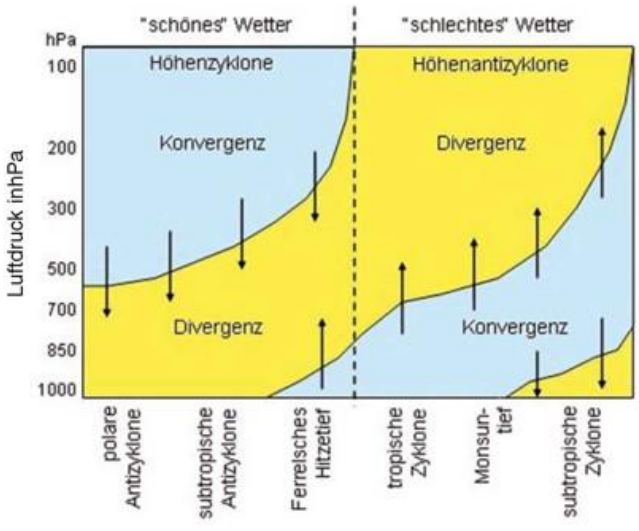


Abb. 1-5: Schematische Einordnung der wichtigsten synoptischen Systeme und Phänomene im Monsunklima nach Wetter, Strömungsdivergenz und Vertikalbewegung (verändert nach RAMAGE 1971).

diese Druckgebilde die Stärke eines Taifuns erreichen und große Schäden in den Monsunregionen anrichten. Als subtropische Zyklonen werden abgehobene Tiefs in der mittleren Troposphäre bezeichnet. Anders als die tropischen Zyklonen entstehen sie über relativ kühlen Bereichen der Meeresoberflächentemperatur (engl.: **S**ea **S**urface **T**emperature, SST) und sorgen beispielsweise in Westindien für den Hauptanteil des Monsunniederschlages. Sie entstehen häufig in Bereichen mit bodennahen Westwinden und darüber liegender divergenter Ostströmung. Die Monsuntiefs nehmen eine Mittelstellung zwischen den tropischen und subtropischen Zyklonen ein. Sie sind zwar selten mit Sturmböen und Extremniederschlägen verbunden, dauern aber oft länger als eine Woche an und bringen bei langsamer Nordwestverlagerung mit dem Grundstrom reichhaltige Niederschläge vom Golf von Bengalen aus bis weit ins Landesinnere von Indien. Ihre Genese hängt ab von warmen SST, positiver Vorticity-Advektion darüber und gleichzeitig ausgeprägter vertikaler Windscherung, so dass keine tropische Zyklone entsteht. Ein weiterer Regenbringer im Monsunklima sind die *Squall Lines*. Diese linienhafte Anordnung von aktiven Gewitterzellen kann sich über mehrere 100 km erstrecken. *Squall Lines* besitzen eine viel längere Lebenszeit als gewöhnliche **C**umulonim**b**en (Cb), weil ständig neue konvektive Elemente die absterbenden Cb-Zellen ersetzen. Dies geschieht durch eine starke vertikale Windscherung, die neben der Hauptwolke auch einen überhängenden Wolkenteil erzeugt. Unter diesem Anhängsel verdunstet ein Großteil des Niederschlages instantan und bewirkt eine atmosphärische Abkühlung sowie kalte Fallwinde, die für die vorgelagerten Luftmassen wie eine Kaltfront fungieren und zu neuer Konvektion in Richtung des Grundstromes führen. *Squall Lines* treten allerdings sehr viel häufiger im westafrikanischen Monsun auf als in Indien (s. Beitrag von A. H. Fink, S. 118f, dieses Heft), weil die großflächigen Wolkenschilde im südasiatischen Monsungebiet die solare Einstrahlung reduzieren und so der Gewitterbildung entgegenwirken (s. Abb. 1-3). Allgemein zeichnet sich der indische Sommermonsun eher durch Landregenregime als durch Gewitterschauer aus.

Auf der Zeitskala von etwa zwei Wochen prägen die aktiven und inaktiven Phasen des Sommermonsuns den Witterungsablauf in Indien. Sie basieren auf der meridionalen Verlagerung des Monsuntroges, der in Bodennähe der ITCZ entspricht. Generell befindet sich die ITCZ in der Region mit der stärksten bodennahen Erwärmung und verursacht durch die überwiegende Aufwärtsbewegung hoch reichende Konvektion und über die eingebetteten synoptischen Systeme (vor allem Monsuntiefs) ergiebige Niederschläge. Gleichermaßen sorgt jedoch genau diese hochreichende Bewölkung für eine Verminderung der solaren Einstrahlung, so dass sich in den Randbereichen der ITCZ neue Gebiete der stärksten bodennahen Erwärmung entwickeln. Dies hat zur Folge, dass die ITCZ im Rhythmus

von etwa zwei Wochen zwischen dem eigentlichen Monsuntrog über Indien und der sekundären Konvergenzzone in Äquatornähe alterniert. Wenn die ITCZ über dem Indischen Ozean verläuft, erfährt der indische Subkontinent eine Unterbrechung des Sommermonsuns, die unter Umständen bereits gefährdend für die landwirtschaftliche Produktion sein kann. Ein weiteres intrasaisonales Phänomen über dem tropischen Indischen und Pazifischen Ozean steht im Verdacht, Monsunvariationen mit Perioden von 40 bis 50 Tagen hervorzubringen. Die MJO beschreibt eine atmosphärische Welle, die meist vom Indischen Ozean aus ostwärts wandert und mit Anomalien der tropischen Konvektion und Zirkulation einhergeht (FEIN und STEPHENS 1987). Gegenwärtig wird intensiv erforscht, inwiefern die MJO als Vorhersagekriterium für die intrasaisonalen Monsunschwankungen in Indien dienen könnte. Da sich die MJO allerdings während des Nordwinters am aktivsten erweist, ist eine Telekonnexion bislang nur mit dem australischen Sommermonsun gesichert. Auf der Jahresskala dominiert natürlich der jahreszeitliche Wechsel von Winter- und Sommermonsun mit seiner vielerorts klaren hygrischen Differenzierung.

Ein herausragendes Phänomen der interannuellen Klimavariabilität in den niederen Breiten ist die troposphärische zweijährige Oszillation (engl.: **T**ropical **B**iennial **O**scillation, TBO) (WEBSTER et al. 1998). Sie ist als Charakteristikum des gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Systems zu betrachten und erfordert einen komplexen Erklärungsansatz, der auch Wechselwirkungen mit dem Grundstrom der außertropischen Zirkulation berücksichtigt (s. Abb. 1-6). Betrachtet man eine spezifische Situation im Nordwinter mit warmen SSTs im östlichen Pazifik und westlichen Indischen Ozean sowie kalten SSTs um Indonesien, also einem El Niño-artigen Anomaliemuster, ergeben sich überdurchschnittliche Niederschläge in Ostafrika und ein schwacher australischer Monsun (Abb. 1-6A). In den außertropischen Rossby-Wellen der Nordhemisphäre resultiert als typische Antwort auf die Wärmequellen in den tropischen Ozeanen eine trogartige Struktur über dem Nordpazifik und ein Rücken über Zentralasien, der eher warme Luftmassen in den Kontinent transportiert und zu einer reduzierten Schneebedeckung führt. Im folgenden Nordsommer kann somit mehr Sonnenenergie in die Ausbildung des Hitzetiefs über Indien und Tibet fließen, statt für die Schneeschmelze und Verdunstung aufgebraucht zu werden. Die differentielle Erwärmung von Land und Meer ist folglich stärker ausgebildet und der Sommermonsun intensiver als normalerweise (Abb. 1-6B). In Bereichen mit großflächiger Bewölkung und ergiebi-

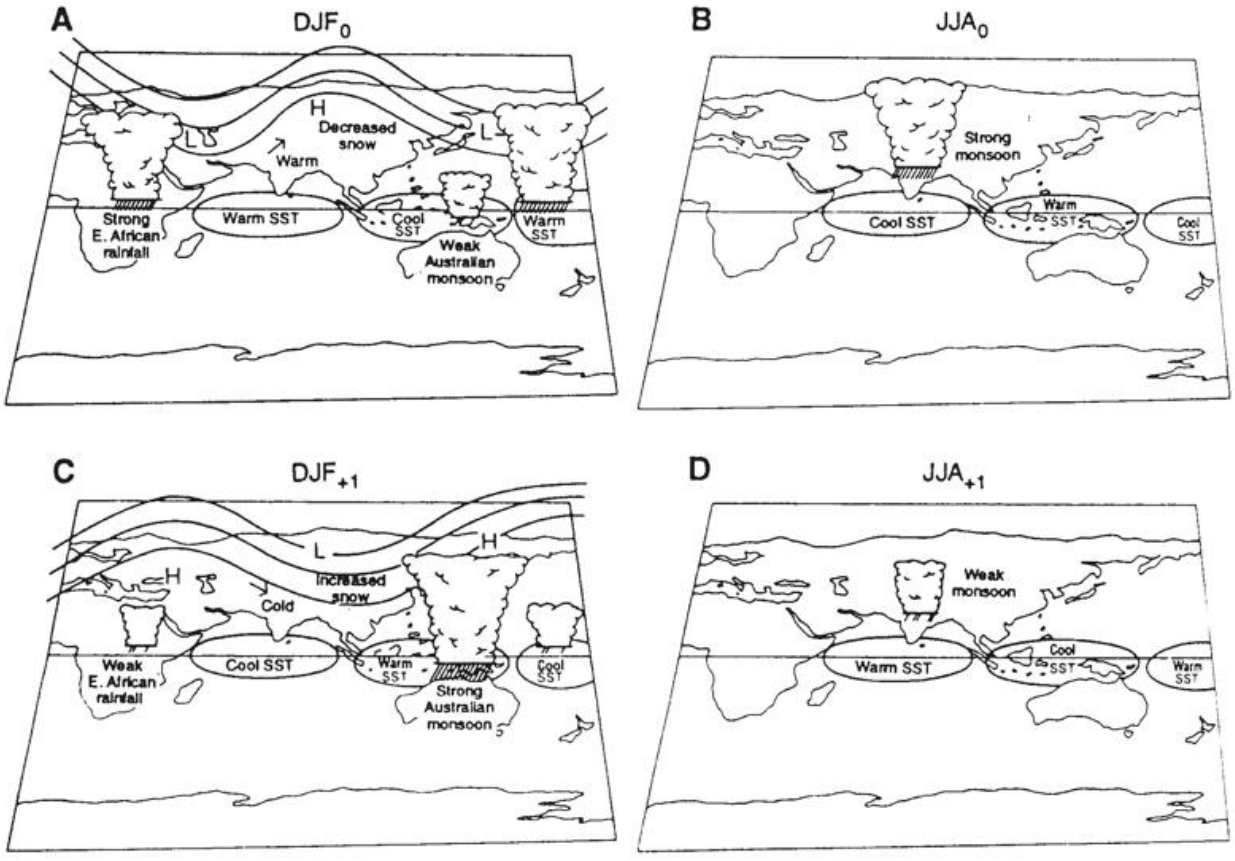


Abb. 1-6: Erklärungsansatz für die troposphärische zweijährige Oszillation (starker [strong] und schwacher [weak] Monsun [monsoon] bzw. Niederschlag [rainfall]) mit tropisch-außertropischen Wechselwirkungen (L = Trog; H = Rücken) sowie Anomalien in den Meeresoberflächentemperaturen (warme [warm] und kalte [cool] SST) und in der eurasischen Schneebedeckung (ausgeprägte [increased] und geringe [decreased] Schneebedeckung [snow]) im Winter (DJF) und Sommer (JJA) in zwei aufeinander folgenden Jahren (0 und +1) (aus WEBSTER et al. 1998).

gen Niederschlägen kühlen sich die SSTs durch die verminderte solare Einstrahlung ab und persistieren bis in den nächsten Nordwinter (Abb. 1-6C). Daraus folgt ein exakt inverses Bild der winterlichen Niederschlagsanomalien und der Struktur des zonalen Grundstroms in den mittleren Breiten. Durch Kaltluftadvektion über Asien entsteht eine besonders mächtige Schneedecke, welche wiederum im Folgesommer zu einem schwächeren Monsun über Südasien führt (Abb. 1-6D). Durch die entsprechenden Anomalien im Wolkenbedeckungsgrad ergeben sich schließlich wieder Temperaturabweichungen in den tropischen Ozeanen, die bis zum nächsten Winter fortbestehen und das Anomaliemuster in Abb. 1-6A erzeugen. Nach dieser Vorstellung wechseln sich also über- und unterdurchschnittliche Monsunjahre jeweils ab, wobei diese zweijährige Zeitskala der Variabilität folglich auch für viele andere Klimaphänomene im indopazifischen Großraum gelten müsste. Tatsächlich wird die TBO noch überlagert von der quasi-zweijährigen Oszillation (engl.: **Q**uasi-**B**iennial **O**scillation, QBO) des Zonalwindes in der unteren äquatorialen Stratosphäre. Dabei geht die Ostwindphase der QBO meist mit einem schwächeren Monsun in Indien einher, da über dem Westpazifik adiabatische Abkühlung in der Höhe auftritt, welche dort die statische Stabilität der Atmosphäre herabsetzt, den umliegenden Regionen hingegen Absinkbewegungen und trockenere Witterung beschert.

Eine weitere ganz zentrale Telekonnexion auf der interannuellen Zeitskala besteht zwischen dem südasiatischen Monsun und dem ENSO-Phänomen, welches Periodizitäten im Bereich von 2 bis 7 Jahren aufweist (WEBSTER et al. 1998). Häufig steht ein starker Sommermonsun im Zusammenhang mit La Niña-artigen Anomalien im indopazifischen SST-Feld, wohingegen ein El Niño-Muster für unterdurchschnittliche Niederschläge in Indien spricht (s. Abb. 1-6). Da das ENSO-Phänomen aber im Gegensatz zum indischen Sommermonsun meist im Nordwinter seine höchste Amplitude besitzt, ist nach wie vor unklar, ob nun der Monsun oder ENSO die aktivere Komponente in dieser Telekonnexion darstellt (s. Beitrag von M. Latif in diesem Heft). Diese Frage wurde bereits von Walker zu Beginn des 20. Jahrhunderts zwecks einer möglichen Vorhersage von Dürrejahren in Indien aufgeworfen. Inzwischen kristallisiert sich heraus, dass die Verbindung zwischen beiden Phänomen nicht stationär in der Zeit ist, so dass statistische Monsunvorhersagen aus SST-Anomalien im tropischen Ostpazifik häufig falsch sind wie zum Beispiel beim Super-El Niño 1997/1998 (TAPHYAL und RAJEEVAN 2003). In der Tat scheint die Telekonnexion selbst eine interdekadische Variabilität zu besitzen (WEBSTER et al. 1998).

Auf der dekadischen Zeitskala ist zunächst der Sonnenfleckenzyklus zu nennen. Darunter versteht man die im 11-jährigen Rhythmus auftretenden Protuberanzen (Gasausbrüche) in der Photosphäre der Sonne. Sonnenflecken sind zwar Ausdruck geringerer Sonnenoberflächentemperatur, markieren aber tatsächlich so genannte Unruhephasen der Sonne mit leicht erhöhter Ausstrahlung. Der Sonnenfleckenzyklus schlägt sich in vielen Komponenten des Klimasystems nieder (HOUGHTON et al. 2001), insbesondere auch im strahlungsangetriebenen Monsun. Langsame Veränderungen in der horizontalen und thermohalinen Ozeanzirkulation verursachen interdekadische Schwankungen im Monsunklima. Dies bezieht sich nicht nur auf regionale Prozesse im Indischen Ozean, sondern schließt auch Variationen in der Meereisbedeckung und in der Zirkulation über dem Nordatlantik mit ein (ROBOCK et al. 2003). Diese Telekonnexion basiert ebenfalls auf Zustandsänderungen in den Rossby-Wellen der Außertropen (s. Abb. 1-6). Schließlich steht auch der Mensch im Verdacht, durch die Emission klimarelevanter Spurengase und Aerosole das Erscheinungsbild der Monsune nachhaltig zu verändern (HOUGHTON et al. 2001; MEEHL und ARBLASTER 2003). Dieser Aspekt wird noch im Abschnitt 6 näher beleuchtet.

Noch längere Perioden der Monsunvariabilität gehen auf Veränderungen der Landbedeckung zurück. Dabei spielen vor allem die Vegetationsbedeckung in Südasien und die Vergletscherung im Himalaya eine große Rolle (PRELL und KUTZBACH 1992; TEXIER et al. 2000; XUE et al. 2004). Vegetation und Schneeflächen haben Einfluss auf die Albedo der Erdoberfläche und somit auf den Anteil der in Wärme umwandelbaren Sonnenenergie. Sie wirken sich also auf die Ausprägung der großräumigen Energiegradienten zwischen Land und Meer aus. Die Vegetation speichert ferner einen Teil des Niederschlagswassers und hält den lokalen Wasserkreislauf aufrecht. Klimamodellexperimente mit erhöhter Vegetationsbedeckung, wie sie sich zur Mitte des Holozäns vor etwa 6000 Jahren präsentiert hat, offenbaren eine deutliche Zunahme des Monsunniederschlages in Nordafrika und Südasien, wobei die Sensitivität in Afrika jedoch ungleich höher ist (TEXIER et al. 2000). Erhebliche Unterschiede im Monsunklima ergeben sich in den Klimamodellen auch, je nachdem ob Oberflächenbedingungen während der letzten Eiszeit oder der aktuellen Warmzeit vorgeschrieben werden (PRELL und KUTZBACH 1992).

Schließlich existieren auch auf den geologischen Zeitskalen grundlegende Veränderlichkeiten im Monsunklima. In diesem Kontext sind zunächst die Schwankungen der Orbitalparameter zu nennen (SCHÖNWIESE 2003). Dabei steuert die Exzentrizität den saisonalen Zeitpunkt von Aphel und Perihel (größte und kleinste Sonne-Erde-Distanz auf der Erdumlaufbahn) auf Zeitskalen von etwa 96.000 Jahren. Die Schiefe der Ekliptik variiert auf Zeitskalen von etwa 41.000 Jahren und beeinflusst die Intensität der Jahresganges auf der Erde. Die Präzession der Erdachse besitzt eine Periode von etwa 21.000 Jahren und setzt den Frühlingspunkt fest. Alle drei Zyklen bestimmen maßgeblich die

Intensität der Jahreszeiten und sind bei entsprechender Überlagerung wohl mitverantwortlich für den Wechsel von Kalt- und Warmzeiten (HERTERICH 2002). Für den südasiatischen Monsun gilt, dass er umso stärker ausfällt, je intensiver sich die solare Einstrahlung im Frühjahr und Sommer gemäß der vorliegenden Konstellation der Orbitalparameter zeigt (PRELL und KUTZBACH 1992). Klimamodellexperimente belegen auch, dass die Höhe der Himalaya-Orographie von entscheidender Bedeutung dafür ist, ob sich in Südasien überhaupt ein Monsunsystem ausbildet (PRELL und KUTZBACH 1992). Im Abschnitt 2 wurde bereits die vielseitige Rolle der tibetanischen Hochfläche im Hinblick auf den Ansaugeffekt tropischer Luftmassen und die sprunghafte Nordwärtsverlagerung des Subtropenjets diskutiert. Laut Modellergebnis muss der Himalaya wenigstens die halbe Höhe des Istzustandes besitzen, damit der Monsun bis nach Hinterindien (etwa 30° N) vordringen kann. Dieser Zustand war vermutlich erst gegen Ende des Miozäns vor 7 bis 8 Mio. Jahren gegeben. Somit ist der südasiatische Monsun eine Folgeerscheinung relativ junger geologischer Prozesse wie der Kollision des indischen Subkontinents mit der eurasischen Platte. Damit ist in Form der Kontinentaldrift auch der Einflussfaktor mit der längsten Zeitskala von etwa 10 Mio. Jahren genannt.

Diese Zusammenschau verdeutlicht, dass das Spektrum der Monsunvariabilität viele charakteristische Zeitskalen beinhaltet, die insgesamt ein sehr komplexes Bild zeichnen. Es liegt auf der Hand, dass die Bestrebungen der Klimavorhersage angesichts dieser Fülle von interagierenden Faktoren und Telekonnexionen eine große Herausforderung für die Meteorologie und Klimatologie darstellen. In den folgenden Abschnitten soll nun auf die Möglichkeiten der saisonalen Vorhersage des Sommermonsuns und die unter dem beständigen Einfluss des Menschen zu erwartenden Klimaänderungen bis zum Ende des 21. Jahrhunderts eingegangen werden.

5 Monsunvorhersage

Während in den mittleren Breiten die Wettervorhersage auf den Strömungsinstabilitäten der planetaren Rossby-Wellen beruht und zumindest auf der regionalen Skala eine zuverlässige Kurzfristvorhersage über ein bis drei Tage erlaubt, wird die Wettervorhersage in den Monsungebieten Asiens durch die nichtlinearen Skaleninteraktionen der diversen Einflussfaktoren und Telekonnexionen auch bei aufwändigen numerischen Modellieransätzen erschwert (HAMILTON 1987). So weist der Vorhersageindex von WEBSTER et al. (1998) ausgerechnet über dem Indischen Ozean und Südasien ein zonales Minimum in den niederen Breiten auf. Andererseits sind die mittel- bis langfristigen Wetter- und Witterungsvorgänge in den Tropen und Subtropen besonders eng an Oberflächenparameter wie SST, Schneebedeckung, Bodenfeuchte und Albedo gekoppelt, die eine Persistenz von mehreren Wochen bis Monaten besitzen und somit Hoffnung machen auf eine mittelfristige bis saisonale Vorhersagbarkeit des Monsunniederschlages über größere Gebietsmittel (COLMAN und DAVEY 2003). Dies hat schon früh die Idee aufkommen lassen, statistische Beziehungen zwischen der Stärke des Sommermonsuns und zeitlich vorausgehenden Ereignissen oder Anomalien, so genannten Prädiktoren, in Bodennähe zu suchen. Der erste statistische Vorhersageansatz geht auf Blanford zurück, der, motiviert durch die verheerende Dürre in Indien 1877, die Schneebedeckung im Himalaya als Prädiktor für den Sommermonsunniederschlag benutzte (KRAUS 2001; ROBOCK et al. 2003; XUE et al. 2004). Weitere globale Prädiktoren wurden zu Beginn des 20. Jahrhunderts von Walker entdeckt, der in diesem Zusammenhang auch die *Southern Oscillation* definiert hat. Auch heute noch wird in der operationellen Langfristvorhersage des indischen Sommermonsuns vor allem mit Prädiktoren gearbeitet, die mit SST-Anomalien im Pazifischen und Indischen Ozean in Verbindung stehen (TAPHYAL und RAJEEVAN 2003). Dabei kommt trotz der Instationarität der Telekonnexion dem ENSO-Phänomen eine ganz zentrale Stellung zu (s. Beitrag von S. Hastenrath in diesem Heft).

Dennoch haben rein statistische Vorhersagemethoden insgesamt eher unbefriedigende Ergebnisse hervorgebracht, weshalb nun auch verstärkt auf den Einsatz numerischer Vorhersagemodelle zurückgegriffen wird (HAMILTON 1987; WEBSTER et al. 1998). Dabei wird der sogenannten Ensembletechnik mit SST-angetriebenen Klimamodellen eine viel versprechende Rolle in der saisonalen Vorhersage zugesprochen (CLARK und DÉQUÉ 2003). Bei diesem Typ von Klimamodellexperiment werden die beobachteten bzw. vorhergesagten SST-Felder als untere Randbedingung in einem Atmosphärenmodell vorgeschrieben. Die Hypothese ist, dass das Modell dann jene atmosphärischen Prozesse sehr realistisch simulieren kann, die maßgeblich von den globalen SST-Variationen beeinflusst werden, wie z. B. der süd- und südostasiatische Sommermonsun. Der Begriff Ensemble beschreibt dabei eine Gruppe von Klimasimulationen, die jeweils mit dem gleichen Antrieb durch die SST, aber unterschiedlichen atmosphärischen Anfangsbedingungen durchgeführt wurden. Solche Variationen in den Anfangsbedingungen sollen die zufälligen nichtlinearen Fluktuationen in der Atmosphäre kennzeichnen. Es werden dann nur jene Vorgänge und Anomalien von den einzelnen Ensembleläufen gleichermaßen reproduziert, die vom SST-Antrieb und nicht von den variierten Anfangsbedingungen, sprich zufälliger interner Variabilität, dominiert werden. Als Vorhersage wird dann meistens der Mittelwert der Modellsimulationen entsprechend der Vorhersagegröße (dem Prädiktanden, z. B. indischer Sommermonsun) über alle Ensembleläufe verwendet. Weitere Unsicherheit resultiert

aus der Wahl des Vorhersagemodells. Um eine größtmögliche Objektivität der Vorhersage zu gewährleisten, sollten deshalb verschiedene Klimamodelle mit den gleichen Randbedingungen in Form der globalen SST angetrieben werden und dann der Mittelwert über alle Ensembleläufe und alle Klimamodelle als Vorhersage dienen. Gleichzeitig repräsentieren die Abweichungen der Modellsimulationen unter sich den Unsicherheitsbereich der Vorhersage. Über statistische Verfahren lässt sich dieser so genannte Superensemblemittelwert auch gewichtet berechnen gemäß der Verlässlichkeit der einzelnen Klimamodelle in der Vergangenheit. Für viele Regionen auf der Erde zeichnet sich ab, dass dieser kombinierte statistisch-numerische Vorhersageansatz eine technisch aufwändige, aber Erfolg versprechende Option ist. Eine essentielle Voraussetzung für die operationelle Vorhersage ist natürlich, dass die SST-Felder hinreichend zuverlässig in die Zukunft extrapoliert werden können. Das ist angesichts der starken Autokorrelation der SST insbesondere in den niederen Breiten aber wohl für mehrere Monate möglich (COLMAN und DAVEY 2003).

In den meisten Monsunregionen ist der Niederschlag der primäre limitierende Faktor für die Landwirtschaft. Deshalb kommt ihm als Prädiktanden eine zentrale Rolle zu. Nun erweisen sich die gegenwärtigen Klimamodelle ausgerechnet bei der Niederschlagssimulation als besonders unzuverlässig, was vor allem darauf zurückzuführen ist, dass Wolken- und Niederschlagsprozesse bei den grobmaschigen Modellen im subskaligen Bereich ablaufen und deshalb nur auf Basis empirisch-statistischer Beziehungen parameterisiert werden können. Im Gegensatz dazu liegen die Stärken der meisten Klimamodelle in der Simulation der atmosphärischen Dynamik und Thermodynamik. Da das Auftreten von Niederschlag aber teilweise auch von der großskaligen Zirkulation abhängt, liegt es nahe, neben dem direkten Prädiktor ‚Modellniederschlag' weitere dynamische Prädiktoren der Modellvorhersage - z. B. Bodendruck-, Wind- und Temperaturfelder - einzubeziehen und so zu verschneiden, dass der beobachtete Niederschlag als Zielgröße der Vorhersage optimal reproduziert wird. Ein solches Verfahren wird als **M**odel **O**utput **S**tatistics (MOS) bezeichnet. Dabei werden die Ausgabevariablen eines Klimamodellexperimentes statistisch an einen Prädiktanden angepasst und somit systematische Modellfehler korrigiert. Hier werden nun erste Ergebnisse eines entsprechenden Ansatzes vorgestellt, welcher auf diversen SST-angetriebenen globalen Klimamodellsimulationen basiert und eine grundlegende Erweiterung des herkömmlichen Superensembleansatzes (s. o.) darstellt.

Die Auswahl der Prädiktoren erfolgt über eine einfache lineare Korrelationsanalyse. Somit werden jene Modellvariablen (Niederschlag, Temperatur, Windkomponenten, Geopotential, SST oder Luftfeuchte) aus einer spezifischen Region, einem spezifischen atmosphärischen Niveau und einem spezifischen Monat ausgewählt, die besonders stark mit dem Prädiktanden (beobachteter Sommermonsunniederschlag in Indien oder Südostasien) kovariieren. Wegen der großen Zahl an Modellprädiktoren werden diese zunächst mittels einer Hauptkomponentenanalyse zusammengefasst, so dass alle Prädiktoren jeweils orthogonal zueinander sind (VON STORCH und ZWIERS 1999). Die statistischen Transferfunktionen zwischen den Prinzipalen Komponenten der Modellprädiktoren und dem Prädiktanden werden über eine multiple Regressionsanalyse ermittelt (VON STORCH und ZWIERS 1999). Dabei erfolgt die Auswahl der Prädiktoren in einem schrittweisen Verfahren, um einen Einblick in die relative Wichtigkeit der Prädiktoren zu gewinnen. Zusätzlich wird mit einer Kreuzvalidation sichergestellt, dass nur Prädiktoren berücksichtigt werden, die auch im Hinblick auf unabhängige Daten eine Aussagekraft besitzen. Zu diesem Zweck werden die Gesamtzeitreihen aufgeteilt in einen abhängigen Datensatz, welcher in die multiple Regressionsanalyse einfließt, und einen unabhängigen Datensatz, anhand dessen der mittlere quadratische Fehler des Regressionsmodells getestet wird (vergl. Trainingsperiode bei S. Hastenrath, S. 147, dieses Heft). Wenn die Hinzunahme eines Prädiktors den mittleren quadratischen Fehler gegenüber den unabhängigen Daten erhöht, wird die Prädiktorenliste an dieser Stelle abgeschnitten. So wird gewährleistet, dass die resultierende prognostische Regressionsgleichung aussagekräftig und robust ist. Die methodische Verschneidung von schrittweiser multipler Regression und Kreuzvalidation bildet dann das MOS. Die Entwicklung eines saisonalen Vorhersagesystems beinhaltet zwei Schritte: (1) die Berechnung der prognostischen MOS-Gleichung anhand von gegebenen Daten aus der Vergangenheit; (2) die Übertragung der prognostischen MOS-Gleichung auf Prädiktoren aus Modellsimulationen über einen Zeitraum in der Zukunft. Die im Folgenden skizzierten Ergebnisse beziehen sich auf den ersten Schritt, während in Abb. 1-7 die Vorgehensweise bei einem möglichen operationellen Vorhersagesystem veranschaulicht wird, welches aber noch nicht implementiert ist.

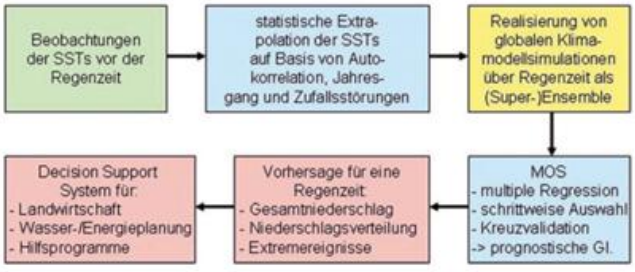


Abb. 1-7: Mögliches Ablaufschema eines operationellen statistisch-dynamischen saisonalen Vorhersagesystems für den indischen Sommermonsun (MOS = Model Output Statistics [s. Text]; SST = Meeresoberflächentemperaturen [**S**ea **S**urface **T**emperatures]). Unter der Vorgabe bekannter SST ist dieses System bereits erfolgreich getestet worden.

Für den indischen Sommermonsunniederschlag lassen sich 33 statistisch signifikante Prädiktoren finden, für den südostasiatischen Sommermonsunniederschlag 25 (jeweils 1%-Niveau). Nach Kreuzvalidation bleiben für Indien drei Prädiktoren im MOS übrig, die zusammen 55 % der Gesamtvarianz erklären. Für Südostasien ergeben sich sogar vier aussagekräftige Prädiktoren und eine erklärte Varianz von 68 %. Diese durch das MOS erreichte potenzielle Vorhersagbarkeit übertrifft die Werte des herkömmlichen Superensembleansatzes bei weitem. Letzterer erreicht für Indien eine erklärte Varianz von 35 % und für Südostasien von 47 %. Verschiedene Maßzahlen für die Güte der Vorhersage, wie der Brier Skill Score und die Logodds Ratio (VON STORCH und ZWIERS 1999), belegen, dass der MOS-Ansatz sowohl gegenüber der trivialen Vorhersage in Form des langjährigen Mittelwertes als auch gegenüber klassischen Vorhersagekonzepten eine deutliche Steigerung der Vorhersagbarkeit erreicht. Das gilt nicht nur für geringe Abweichungen der sommerlichen Niederschlagsmenge vom langjährigen Mittel, sondern auch für starke Anomalien von mehr als einer Standardabweichung. Die wichtigsten Prädiktoren für den indischen und südostasiatischen Sommermonsun stehen im Zusammenhang mit dem ENSO-Phänomen und mit regionalen Klimaanomalien um Indonesien (s. TAPHYAL und RAJEEVAN 2003). Diese Ergebnisse demonstrieren, dass einem kombinierten statistisch-numerischen Vorhersagesystem unter zusätzlicher Berücksichtigung dynamischer Modellvariablen ein beachtliches Vorhersagepotential inhärent ist. Allerdings verringert sich die erklärte Varianz des MOS-Systems, wenn die für die Modellsimulationen benötigten SST nicht wie bisher bekannt sind, sondern extrapoliert werden müssen.

Der nächste Schritt besteht nun darin, echte Prädiktoren für einen Vorhersagezeitraum in der Zukunft bereitzustellen, die dann über die bereits existierende prognostische MOS-Gleichung eine Vorhersage des bevorstehenden Sommermonsunniederschlages liefern. Die Abb. 1-7 veranschaulicht, welche Schritte für eine operationelle saisonale Vorhersage in Indien oder Südostasien nötig sind:

(1) Angenommen der Sommermonsunniederschlag für den Zeitraum Juni bis September (JJAS) soll vorhergesagt werden, dann müssen zunächst beobachtete SST für den gesamten Globus bis kurz vor Ende Mai zusammengetragen werden.
(2) Unter der Vorgabe eines typischen Jahresganges und der charakteristischen räumlich differenzierten Persistenz der SST-Anomalien werden diese SST-Felder über den Vorhersagezeitraum JJAS extrapoliert. Das wird nicht nur einmal, sondern unter der Annahme bestimmter Unsicherheitsintervalle mehrfach durchgeführt, um SST-Daten für mehrere Ensembleläufe zu erzeugen.
(3) Ein oder besser mehrere verschiedene Atmosphärenmodelle werden mit den diversen extrapolierten SST-Feldern angetrieben, so dass ein (Super)Ensemble von Klimasimulationen über den Zeitraum JJAS vorliegt.
(4) Die eigentliche Vorhersage des Sommermonsunniederschlages wird über das MOS berechnet, indem verschiedene Modellvariablen optimal verschnitten und gleichzeitig systematische Modellfehler korrigiert werden.
(5) Das Resultat ist eine Vorhersage des bevorstehenden Sommermonsunniederschlages und ggf. weiterer Eigenschaften wie Verteilung und Extremereignisse. Dabei werden neben der mittleren Vorhersage über alle (Super)Ensembleläufe auch Aussagen über den Unsicherheitsbereich der Vorhersage gemacht.
(6) Im letzten Schritt müssen die Ergebnisse der saisonalen Vorhersage an Entscheidungsträger in der Politik und in den betroffenen Wirtschaftssektoren kommuniziert werden, um beispielsweise rechtzeitig Maßnahmen bei zu erwartenden Dürrejahren einzuleiten.

Es ist offensichtlich, dass ein solches Vorhersagesystem nicht nur eine wissenschaftliche, sondern auch technische und logistische Herausforderung darstellt. Eine Implementierung des Verfahrens ist für die nächsten Jahre im Rahmen des IMPETUS-Projektes im tropischen Westafrika geplant.

6 Zukünftige Änderungen

Eine weitere zentrale Fragestellung befasst sich mit den zukünftigen Veränderungen im Monsunklima Asiens, welche durch die Aktivitäten des Menschen hervorgerufen werden könnten. Dabei spielen vor allem die Emissionen klimarelevanter Spurengase und Aerosole eine zentrale Rolle (HOUGHTON et al. 2001). Sie resultieren aus der Verbrennung fossiler Energieträger durch Industrie, Haushalte und Verkehr sowie aus der Landwirtschaft und Biomasseverbrennung. Seit Ende des 19. Jahrhunderts hat sich die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre zunehmend verändert, was nach unserer physikalischen Vorstellung des Klimasystems zu einer bodennahen Erwärmung führen sollte. Tatsächlich hat sich die Erde seitdem im Mittel um etwa 0,6 °C in Bodennähe erwärmt. Es ist ebenfalls wahrscheinlich, dass ein Zirkulationssystem wie der indische Monsun, welches auf der strahlungsinduzierten differentiellen Erwärmung von Land und Meer beruht, durch einen verstärkten Treibhauseffekt bzw. höhere Aerosolkonzentrationen nachhaltig verändert wird. Die Zeitreihe des beobachteten Sommermonsunniederschlages im Großraum Indien zeigt in der Tat eine leichte Tendenz hin zu abnehmenden Gesamtsummen seit etwa 1960 (Abb. 1-8). Dieser Trend setzt sich aber kaum ab vor dem Hintergrund der ausgeprägten interannuellen und dekadischen Schwankungen. STEPHENSON et al. (2001) verweisen hingegen auf einen sehr deutlichen Abschwächungstrend in der Monsunzirkulation, den sie

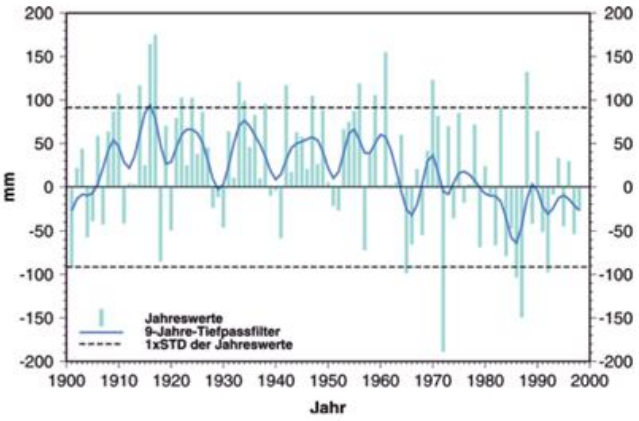


Abb. 1-8: Anomalien (blaue Balken) des beobachteten Sommermonsunniederschlages (Juni–September) vom Mittelwert 1961–1990 (942 mm) und 9-jährig gleitende Mittelwerte (blaue Kurve) im Großraum Indien (70°–92° E, 5°–30° N). Die gestrichelte Linie markiert die Standardabweichung der Werte über die Klimanormalperiode 1961–1990.

im Zusammenhang mit einer Erwärmung im Indischen Ozean und östlichen Pazifik sehen. Über die letzten 400 Jahre hat sich der indische Monsun hingegen intensiviert, wie Proxy-Daten aus der Arabischen See belegen (ANDERSON et al. 2002). Dieser allgemeine Verstärkungstrend lässt sich mit der kontinuierlichen Erwärmung der nordhemisphärischen Landmassen nach der so genannten „Kleinen Eiszeit" im 17. Jahrhundert erklären und ist vordringlich durch natürliche Einflussfaktoren wie eine Intensitätssteigerung der solaren Einstrahlung und eine geringere Zahl von Vulkanausbrüchen verursacht worden.

Neben der Zunahme oder Abnahme der Niederschlagssummen ist auch von Interesse, ob sich die Variabilität des Monsuns seit Beginn der Industrialisierung verändert hat. Denn starke Schwankungen in der Frischwasserverfügbarkeit von Jahr zu Jahr erschweren die Auswahl geeigneter Nutzpflanzen und Anbaumethoden und gefährden somit die Ernährungssicherung in den dicht bevölkerten Monsunregionen Asiens. Zeitliche Variationen im Varianzspektrum des indischen Sommermonsunniederschlages über das 20. Jahrhundert werden durch die Wavelet-Koeffizienten in Abb. 1-9 veranschaulicht. Bei dieser Methode werden vordefinierte Wellenfunktionen (Wavelets) an aufeinander folgende Teilzeiträume der Gesamtzeitreihe angepasst und die dominierenden Zeitskalen der Variabilität extrahiert (VON STORCH und ZWIERS 1999). Je höher der Wert in der Matrix, desto größer der Anteil der entsprechenden Periode an der Gesamtvarianz des Sommermonsuns während des jeweiligen Teilzeitraumes. Werte jenseits der schwarzen Linie können wegen der zeitlichen Limitierung der Zeitreihe nicht sicher interpretiert werden. Das Wavelet-Spektrum in Abb. 1-9 zeigt einige spektrale Maxima vor allem auf der intrasaisonalen und interannuellen Zeitskala, die im Zusammenhang mit den aktiven und inaktiven Phasen des Monsuns bzw. mit dem ENSO-Phänomen stehen (s. Abschnitt 4). Die niederfrequenten Komponenten treten nicht so klar zum Vorschein. Die Zeitreihen zur rechten kennzeichnen die zeitliche Entwicklung der Wavelet-Koeffizienten gemittelt über drei charakteristische Spektralbereiche, die saisonale, interannuelle und dekadische Zeitskala. Während die Variabilität auf der typischen ENSO-Zeitskala seit etwa 1950 eindeutig zugenommen hat, wurde die dekadische Komponente eher schwächer. Bei den saisonalen Fluktuationen alternieren über das Jahrhundert starke und schwache Phasen, aber es zeichnet sich kein langfristiger Trend ab. Die Beobachtungsdaten sprechen folglich seit Mitte des 20. Jahrhunderts für schwache Anzeichen eines Niederschlagrückgangs im indischen Sommermonsun und für eine Zunahme der interannuellen Variabilität.

Nun lässt sich aus der Beobachtungsreihe selbst kaum entscheiden, inwiefern der Mensch für diese Entwicklungen mitverantwortlich ist, da der anthropogene Einfluss mit vielen natürlichen Faktoren konkurriert. Die Rolle der anthropogenen Emissionen kann hingegen mit Klimamodellsimulationen unter der Vorgabe kontinuierlich steigender Treibhausgas- und Aerosolkonzentrationen näher beleuchtet werden. Dabei folgen die Szenarien der zukünftigen anthropogenen Emissionen verschiedenen Annahmen über die technologische und sozioökonomische Entwicklung auf der Erde (HOUGHTON et al. 2001). Unter der Vorgabe, dass die klimarelevanten Aktivitäten des Menschen unverändert fortdauern, sprechen die meisten Modellstudien für eine Abschwächung des südasiati-

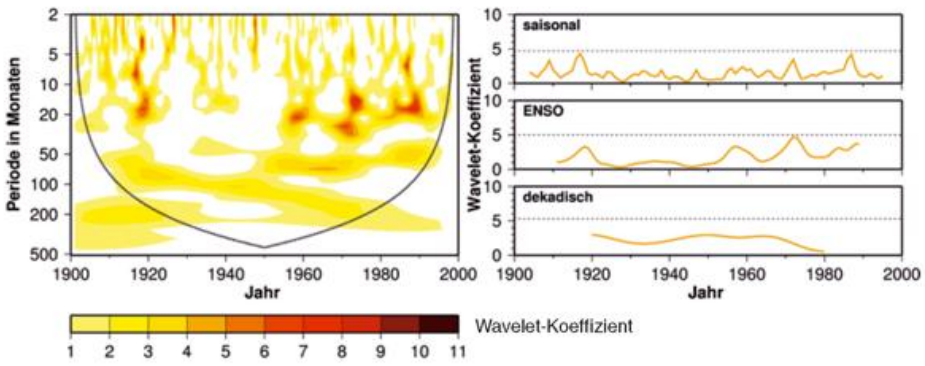


Abb. 1-9: (Links) Wavelet-Spektrum des beobachteten Sommermonsunindex (Monatswerte der Zeitreihe in Abb. 1-8); (rechts) exemplarische Zeitreihen der Wavelet-Koeffizienten gemittelt über die saisonale Zeitskala (8-20 Monate), die charakteristische Zeitskala des Phänomens der El Niño-Southern Oscillation (ENSO) (24-80 Monate) sowie die dekadische Zeitskala (84-200 Monate). Der mittlere Jahresgang ist bereinigt. Die schwarze Linie im linken Teilbild kennzeichnet den Einflussbereich der Wavelet-Analyse; jenseits dieser Linie sind die Ergebnisse nicht interpretierbar.

schen Wintermonsuns (HU et al. 2000) und für eine Intensivierung des Sommermonsuns (KUMAR und ASHRIT 2001). Beide Tendenzen ergeben sich aus der herausragenden Erwärmung der eurasischen Landmasse, so dass die Energiegradienten zwischen Land und Meer im Nordwinter verringert, im Nordsommer verstärkt werden. Erhöhte Aerosolkonzentrationen wirken sich jedoch dämpfend auf den Sommermonsun aus, da sie die solare Einstrahlung vermindern. In einigen Klimaprognosen zeichnet sich wie in den Beobachtungsdaten auch eine Steigerung der interannuellen Variabilität ab (MEEHL und ARBLASTER 2003). Dennoch gilt bei diesen Untersuchungen genau wie bei der saisonalen Vorhersage, dass die Klimaänderungssignale vor dem Hintergrund der internen Modellvariabilität und der teils beträchtlichen Modellunterschiede evaluiert werden müssen (KUMAR und ASHRIT 2001). Im Folgenden werden einige Ergebnisse einer umfangreichen Modellvergleichsstudie präsentiert, welche der Frage nachgeht, ob gegenwärtige Klimamodellprognosen bereits ein einheitliches Bild der langfristigen Monsunänderungen in Südasien zeichnen.

Die oberen Zeitreihen in Abb. 1-10 beschreiben die simulierten Entwicklungen des indischen Sommermonsunniederschlages bis zum Ende des 21. Jahrhunderts, wie sie von verschiedenen Klimamodellen unter der Annahme eines besonders starken Treibhausgasanstieges (**I**ntergovernmental **P**anel on **C**limate **C**hange (IPCC) Szenario A2, „business as usual", HOUGHTON et al. 2001) prognostiziert werden. Die grauen Linien markieren den Bereich, in dem sich 95 % aller Werte aus den Kontrollsimulationen ohne Treibhausgaserhöhung aufhalten. Es fällt auf, dass die meisten Klimamodelle eine Zunahme des Sommermonsunniederschlages um teilweise bis zu 400 mm gegenüber dem heutigen Wert (942 mm, Abb. 1-8) vorhersagen. Diese Zunahme führt etwa zur Mitte des 21. Jahrhunderts bei vielen Modellen zum Überschreiten des 95 %-Konfidenzintervalles der natürlichen Variabilität aus den Kontrollläufen. Im Detail unterscheiden sich die Klimamodellprognosen jedoch erheblich. Während das japanische Modell CCSR einen eher gleichförmigen Anstieg verzeichnet, wird die langfristige Tendenz in einigen Modellen wie dem GFDL aus den USA durch eine starke dekadische Komponente überlagert. Das PCM prognostiziert eine Niederschlagszunahme von etwa 100 mm bis 2100 mm, die praktisch noch in den Bereich der natürlichen Variabilität fällt. Vergleichbare Modellunterschiede lassen sich auch für die anderen Emissionsszenarien finden. Die große Modellunsicherheit kommt auch im unteren Teilbild von Abb. 1-10 zum Ausdruck. Hier wurden alle verfügbaren Klimamodellprognosen zu den sechs gängigsten IPCC-Szenarien jeweils zu einem Mittelwert zusammengefasst. Zwar beschreiben alle Szenarien im Mittel eine Verstärkung des indischen Sommermonsuns. Allerdings verlassen nur drei Emissionsszenarien den Bereich der natürlichen Schwankungen. Ferner stimmt die Amplitude der Niederschlagsänderung nicht mit der Stärke des vorgeschriebenen Treibhausgasanstieges überein. So müsste die Reihenfolge von einer günstigen zu einer ungünstigen Zukunftsvision eigentlich lauten: B1, B2, GS, G, A2, A1. Stattdessen steigt die Amplitude in der Reihenfolge: B2, GS, A2, G, B1, A1. Diese Diskrepanz verdeutlicht, dass die Stärke des Klimaänderungssignals eher von der Zusammenstellung der Klimamodelle als von der Stärke der Treibhausgaserhöhung abhängt. Da zum gegenwärtigen Zeitpunkt kaum entschieden werden kann, welches Szenario und welches Klimamodell die wahrscheinlichste Klimaprognose liefert, muss der Objektivität halber die Vielfalt der Modellaussagen bei eventuellen Planungsmaßnahmen in Betracht gezogen werden. Statt einer konkreten Einzelvorhersage sind probabilistische Abschätzungen der zukünftigen Klimaänderung gefragt, die neben einer mittleren Vorhersage auch eine Verteilungsfunktion über verschiedene Modellprognosen enthalten.

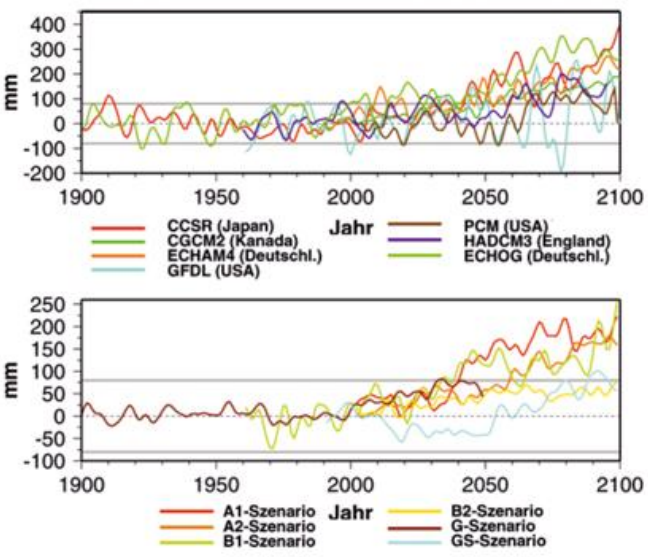


Abb. 1-10: (oben) simulierte 9-jährig gleitend gemittelte Zeitreihen des Sommermonsunindex (wie in Abb. 1-8) aus sieben verschiedenen Klimamodellen, exemplarisch für das Emissionsszenario A2; (unten) simulierte 9-jährig gleitend gemittelte Zeitreihen des Sommermonsunindex im Mittel über alle verfügbaren Modellsimulationen eines jeden der sechs betrachteten Emissionsszenarien. Die grauen Linien markieren das 95%-Konfidenzintervall der natürlichen Variabilität aus den zugehörigen Kontrollexperimenten der Klimamodelle.

Der modellübergreifende Einfluss der steigenden Treibhausgaskonzentrationen auf die Gesamtvariabilität des indischen Sommermonsuns lässt sich auch anhand eines einfachen statistischen Verfahrens quantifizieren und auf statistische Signifikanz überprüfen. Vorausgesetzt, dass Ensembleläufe von mehreren Klimamodellen mit gleichem Treibhausgasantrieb vorliegen, teilt die so genannte Zwei-Wege-Varianzanalyse die Gesamtvariabilität einer Klimavariablen auf in das modellübergreifende Signal (hier Effekt der Treib-

hausgase), den Einfluss der natürlichen Variabilität, den Beitrag der Modellunsicherheit und einen Interaktionskoeffizienten, der die systematischen Unterschiede im zeitlichen Verlauf misst (VON STORCH und ZWIERS 1999). Interessanterweise ergibt sich nur beim eher schwachen GS-Szenario ein statistisch signifikantes modellübergreifendes Klimaänderungssignal. Bei allen anderen Szenarien überwiegen die Einflüsse der natürlichen Variationen und der Modellunterschiede. Das bedeutet nicht, dass der indische Sommermonsun in letzter Konsequenz insensitiv gegenüber dem potenziellen Einfluss des Menschen ist. Vielmehr divergieren die Klimamodellprognosen zum gegenwärtigen Zeitpunkt so stark, dass jede Aussage über eine Klimaänderung mit großen Unsicherheiten behaftet ist. Die entsprechenden Unsicherheitsintervalle müssen berücksichtigt werden, wenn Anpassungsstrategien und Schutzmaßnahmen ausgearbeitet werden.

Zuletzt wird die Zwei-Wege-Varianzanalyse statt auf die Zeitreihen des Gesamtniederschlages auf die Zeitreihen der zugehörigen Wavelet-Koeffizienten angewendet, um zu überprüfen, ob es modellübergreifende Veränderungen in der Variabilität des indischen Sommermonsuns gibt (s. o.). Die Ergebnisse dieser Analyse sind in Abb. 1-11 für alle Szenarien dargestellt, für die Ensembleläufe mehrerer Modelle zur Verfügung stehen. Das obere Teilbild kennzeichnet jeweils den Einfluss des modellübergreifenden Treibhausgassignals, das untere den entsprechenden Beitrag der Modellunsicherheit, ausgedrückt als Varianzanteil an der Gesamtvariabilität (Ordinate) bzgl. einer bestimmten Zeitskala der Monsunvariabilität zwischen 2 Monaten und etwa 40 Jahren (Abszisse). Die Farbe der Balken zeigt ferner an, ob und auf welchem Niveau die erklärten Varianzen statistisch signifikant sind. Die vier Szenarien besitzen eigentlich nur eine augenfällige Gemeinsamkeit, nämlich den starken Einfluss der Modellunsicherheit bei den multidekadischen Monsunschwankungen. Diese Modelldivergenz beim langjährigen Trend kommt auch in Abb. 1-10 zum Ausdruck und ist dafür verantwortlich, dass keine modellübergreifenden Signale in den Zeitreihen der Niederschlagssummen existieren (s. vorheriger Abschnitt). Lediglich das GS-Szenario zeigt bei der niederfrequenten Komponente ein schwaches Signal. Im Gegensatz dazu sprechen mehrere Klimaszenarien für modellübergreifende Veränderungen in der interannuellen bis intrasaisonalen Variabilität (s. MEEHL und ARBLASTER 2003). Auch eine leichte Verstärkung des Jahresganges zeichnet sich ab, die im Kontext mit den gegensätzlichen Tendenzen im indischen Winter- und Sommermonsun zu sehen ist (s. HU et al. 2000; KUMAR und ASHRIT 2001). Dennoch sind auch die Klimaänderungssignale in der Monsunvariabilität überschattet von der großen Modellunsicherheit und den starken natürlichen Fluktuationen. Insgesamt steht der Treibhausgasantrieb mit nur 5 bis 20 % an der Gesamtvarianz hinter diesen beiden Komponenten klar zurück.

Zusammenfassend lässt sich anmerken, dass die Frage nach der Sensitivität des indischen Monsuns gegenüber den anthropogenen Emissionen gegenwärtig nicht abschließend beantwortet werden kann. Zu groß sind die Modellunsicherheiten und zu schwach die Signale vor dem Hintergrund der enormen natürlichen Variabilität. Es gibt einige Indizien für u. U. gravierende Veränderungen in der Frischwasserverfügbarkeit sowie in der intrasaisonalen und interannuellen Variabilität, die nun durch die neuesten Generationen der Klimamodelle erhärtet werden. Angesichts der herausragenden sozioökonomischen Bedeutung der Monsune in Asien ist die meteorologische und klimatologische Forschung auch weiterhin gefordert, das Verständnis der relevanten Prozesse, die Möglichkeiten der Vorhersage und die Abschätzung zukünftiger Klimaänderungen im Monsunklima Asiens voranzutreiben.

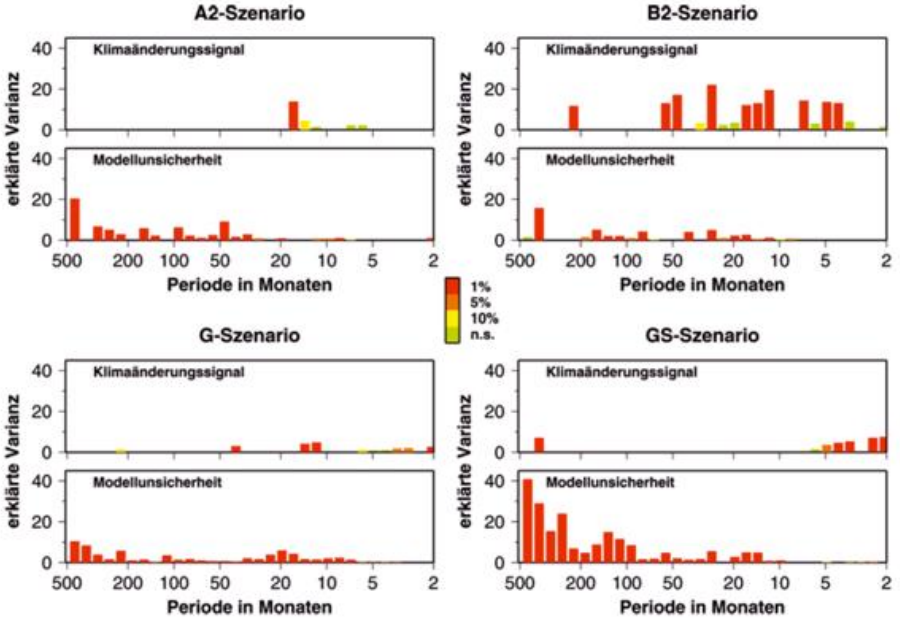


Abb. 1-11: Varianzanalyse der simulierten Wavelet-Koeffizienten des Sommermonsunindex (wie in Abb. 1-8) für diverse Zeitskalen zwischen 2 Monaten und 40 Jahren aus verschiedenen Klimamodellexperimenten, gruppiert nach vier Emissionsszenarien. Das obere Teilbild beziffert jeweils den Anteil des modellübergreifenden strahlungsbedingten Klimaänderungssignals an der Gesamtvarianz der Wavelet-Koeffizienten in %. Das untere Teilbild gibt den entsprechenden Anteil der Modellunsicherheit an. Die Farbe der Balken kennzeichnet das statistische Signifikanzniveau (n. s. = nicht signifikant).

Danksagung

Die Untersuchungen zur saisonalen Vorhersagbarkeit und zu den zukünftigen Klimaänderungen in Indien wurden von Robin Girmes bzw. Anja Scholten, die auch zur Erstellung einiger hier gezeigter Abbildungen beigetragen haben, durchgeführt. Die Wavelet-Spektren wurden von Petra Friederichs berechnet. Ferner bedanke ich mich für die finanzielle Unterstützung durch das BMBF (Förderkennzeichen: 07 GWK) und durch das Land Nordrhein-Westfalen (Förderkennzeichen: 223-21200200).

Literatur

ANDERSON, D. M., J. T. OVERPECK, A. K. GUPTA, 2002: Increase in the Asian southwest monsoon during the past four centuries. *Science* **297**, 596-599.

CLARK, R., M. DÉQUÉ, 2003: Conditional probability seasonal predictions of precipitation. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **129**, 179-193.

COLMAN, A. W., M. DAVEY, 2003: Statistical prediction of global sea-surface temperature anomalies. *Int. J. Climatol.* **23**, 1677-1697.

FEIN, J. S., P. L. STEPHENS (Hrsg.), 1987: Monsoons. New York: *John Wiley & Sons*, 632 S.

HAMILTON, M. G., 1987: Monsoons – an introduction. *Weather* **42**, 186-193.

HERTERICH, K., 2002: Variabilität der Erdbahnparameter und Klimaänderungen, *promet*, Jahrg. **28**, Nr. 3/4, 117-122.

HOUGHTON, J. T., Y. DING, D. J. GRIGGS, M. NOGUER, P. J. VAN DER LINDEN, X. DAI, K. MASKELL, C. A. JOHNSON (Hrsg.), 2001: Climate Change 2001. The Scientific Basis. Cambridge: *University Press*, 881 S.

HU, Z.-Z., L. BENGTSSON, K. ARPE, 2000: Impact of global warming on the Asian winter monsoon in a coupled GCM. *J. Geophys. Res.* **105**, 4607-4624.

KRAUS, H., 2001: Einführung in die Meteorologie. *Springer-Verlag*, Berlin, 470 S.

KUMAR, K. R., R.G. ASHRIT, 2001: Regional aspects of global climate change simulations: Validation and assessment of climate response over Indian monsoon region to transient increase of greenhouse gases and sulphate aerosols. *Mausam* **52**, 229-244.

MEEHL, G. A., J. M. ARBLASTER, 2003: Mechanisms for projected future changes in South Asian monsoon precipitation. *Climate Dyn.* **21**, 659-675.

PRELL, W. L., J. E. KUTZBACH, 1992: Sensitivity of the Indian monsoon to forcing parameters and implications for its evolution. *Nature* **360**, 647-652.

RAMAGE, C. S., 1971: Monsoon Meteorology. Int. Geophysics Series, Vol. 15. New York: *Academic Press*, 296 S.

ROBOCK, A., M. MU, K. VINNIKOV, D. ROBINSON, 2003: Land surface conditions over Eurasia and Indian summer monsoon rainfall. *J. Geophys. Res.* **108**, doi:10.1029/2002JD002500.

SCHÖNWIESE, C.-D., 2003: Klimatologie. Verlag *Eugen Ulmer*, Stuttgart, 440 S.

SIROCKO, F., 1996: Past and present subtropical summer monsoons. *Science* **274**, 937-938.

STEPHENSON, D. B., H. DOUVILLE, K. R. KUMAR, 2001: Searching for a fingerprint of global warming in the Asian summer monsoon. *Mausam* **52**, 213-220.

TAPHYAL, V., M. RAJEEVAN, 2003: Updated operational models for long-range forecasts of Indian summer monsoon rainfall. *Mausam* **54**, 495-504.

TEXIER, D., N. DE NOBLET, P. BRACONNOT, 2000: Sensitivity of the African and Asian monsoons to mid-holocene insolation and data-inferred surface changes. *J. Cimate* **13**, 164-181.

VON STORCH, H., F. W. ZWIERS, 1999: Statistical analysis in climate research. Cambridge: *University Press*, 484 S.

WEBSTER, P.J., V. O. MAGAÑA, T. N. PALMER, J. SHUKLA, R. A. TOMAS, M. YANAI, T. YASUNARI, 1998: Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction. *J. Geophys. Res.* **103**, 14451-14510.

XUE, Y., H.-M. JUANG, W.-P. LI, S. PRINCE, R. DEFRIES, Y. JIAO, R. VASIC, 2004: Role of land surface processes in monsoon development: East Asia and West Africa. *J. Geophys. Res.* **109**, doi:10.1029/2003JD003556.

promet, Jahrg. 32, Nr. 3/4, 114-122 (August 2006)
© Deutscher Wetterdienst 2006

A. H. FINK

2 Das Westafrikanische Monsunsystem

The West African monsoon system

Zusammenfassung
Die seit Ende der 1960er Jahre vorherrschenden unterdurchschnittlichen Niederschläge in der westafrikanischen Monsunregion stellen einen der weltweit markantesten Klimatrends auf der dekadischen Zeitskala dar. Im Norden der Monsunregion sind mesoskalige, hochgradig organisierte Böenliniensysteme der wichtigste Niederschlagstyp. In Richtung der feuchten Südküste Westafrikas tragen zunehmend andere Typen organisierter und unorganisierter Feuchtkonvektion zum Jahresniederschlag bei. Im vorliegenden Beitrag werden die Gründe für die Existenz der Böenlinien und ihre Wechselwirkung mit synoptischen Wellenstörungen dargelegt. Abschließend erfolgt eine Erörterung der Rolle von Veränderungen der Landoberfläche und von weltweiten Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen, sowie von mineralischen Staubaerosolen für die jahreszeitlichen bis dekadischen Schwankungen des Monsunniederschlages.

Abstract
The persistence of below-normal rainfall over the West African subcontinent since the late 1960s constitutes one of the most striking decadal climate anomaly worldwide. The most important rain-bearing weather systems in the northern parts of tropical West Africa are organised mesoscale squall line systems. Equatorward, towards the moister Guinea Coast, other types of organised and unorganised convection become more and more important. In the present article, the reasons for the formation of squall line systems and their interaction with synoptic wave disturbances are discussed. In the final chapter, the influence of variations in the land surface characteristics, in the global tropical sea-surface temperatures and in the mineral dust loading of the atmosphere on the interannual to decadal rainfall variability will be reviewed.

1 Einleitung

Die Niederschläge in den westafrikanischen Tropen zeigen im weltweiten Vergleich sehr ausgeprägte Schwankungen und Trends auf Zeitskalen von Dezennien. Für drei homogene Niederschlagsregionen Westafrikas zeigt Abb. 2-1 die Anomalien des auf dem Höhepunkt der Regenzeit von Juni bis September akkumulierten Niederschlags für den Zeitraum 1921-2005. Der westliche und zentrale Sahel (vgl. Karte in Abb. 2-1c), in welchem in den oben genannten Monaten fast der gesamte Jahresniederschlag fällt, erlebte um die 1930er und um die 1950er Jahren eine jeweils nahezu kontinuierliche Abfolge von feuchten Jahren (Abb. 2-1a). In der zweiten Hälfte der 1960er Jahre erfolgte ein rascher Übergang in ein trockeneres Niederschlagsregime mit schwerwiegenden Dürrejahren zu Beginn der 1970er und Mitte der 1980er Jahre. Obwohl in jüngster Zeit wieder einzelne sehr feuchte Jahre beobachtet wurden (1999, 2003 und 2005), kann von einer Rückkehr zu den überdurchschnittlichen Mengen während der oben genannten Zeiträume des letzten Jahrhunderts nicht gesprochen werden.

Die Monsunniederschläge in der dichter besiedelten und feuchteren Guineaküstenregion und Teilen der Sudanzone (Abb. 2-1c und 2-2), deren Anomalien hoch mit denjenigen der Küstenregion korreliert sind, zeigen eine viel höhere Jahr-zu-Jahr-Variabilität (Abb. 2-1b). Aber auch hier überwiegen seit 1970 zu trockene Sommermonsunmonate Juni bis September. Dabei ist die Niederschlagsanomalie in diesem kurzen, viermonatigen Zeitraum auch an der Küste ein guter Indikator für die Regenmengen der längeren Gesamtregenzeit. Diese hohe Niederschlagsvariabilität betrifft Länder, deren Bruttosozialprodukt bis zu 80 % vom Agrarsektor abhängt, deren stark wachsende Bevölkerung oft Subsistenzlandwirtschaft in marginalen Zonen betreibt, und/oder deren Stromversorgung, wie bei einigen Küstenstaaten, stark von der Wasserkraft abhängt.

Vor dem Hintergrund dieser Anfälligkeit gegenüber Witterungs- und Klimaschwankungen stellt das Verständnis des komplexen westafrikanischen Monsunsystems eine wichtige Voraussetzung dar, nutzbare jahreszeitliche Niederschlagsprognosen (vgl. HASTENRATH, dieses Heft) und Szenarien der zukünftigen Klimaentwicklung in dieser Region zu entwickeln. In dem folgenden kurzen Beitrag sollen einige hochaktuelle, Westafrika betreffende Forschungsfelder thematisiert werden: die Dynamik der wichtigsten mesoskaligen Konvektionssyteme mit ihren Skalenwechselwirkungen sowie der Einfluss der Ozeanoberflächentemperaturen und des Zustandes der Landoberfläche auf den Niederschlag. Im Abschnitt 2 werden einige wichtige klimatische Komponenten des westafrikanischen Monsunsystems vorgestellt. Im Abschnitt 3 wird der Einfluss von synoptischen Wellenstörungen auf westafrikanische Böenliniensysteme er-

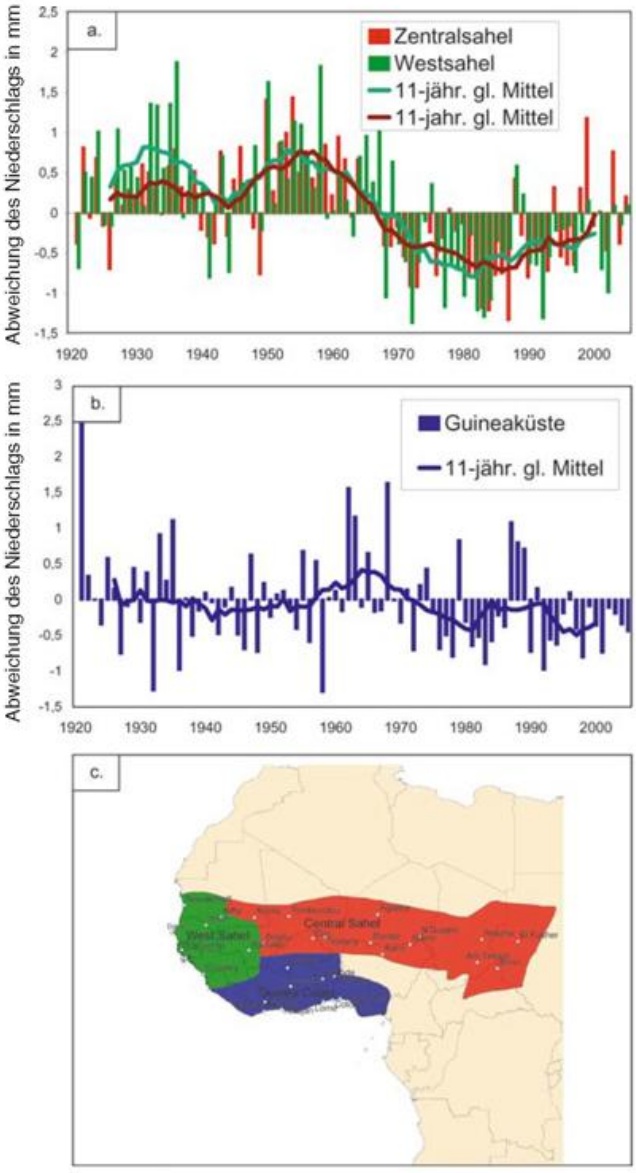


Abb. 2-1: Abweichungen des Juni bis September-Niederschlages für die Periode 1921–2005: (a) im Westsahel und dem zentralen Sahel und (b) in der Guineaküstenregion. Für alle Stationen einer Region wurde die Abweichung des Juni-September-Niederschlags vom Mittel der Bezugsperiode 1951–1990 mit der einfachen Standardabweichung dieses Zeitraumes normiert. Anschließend wurden diese Stationsanomalien über das Gebiet gemittelt. Die durchgezogenen Linien stellen das 11-jährig gleitende Mittel dar. Die drei Niederschlagsklimazonen und die Lage der verwendeten Stationen entnehme man der Karte in (c).

läutert. Der anschließende Abschnitt 4 beschäftigt sich mit Fragen des atmosphärischen Wasserdampfhaushaltes. Im abschließenden Abschnitt 5 werden unter anderem der derzeitige Wissenstand im Hinblick auf die Rolle weltweiter Anomaliemuster der Ozeanoberflächentemperaturen für den Monsunniederschlag und die mögliche Überprägung dieses „externen" Antriebs durch die Landoberflächencharakteristik auf dem westafrikanischen Subkontinent diskutiert.

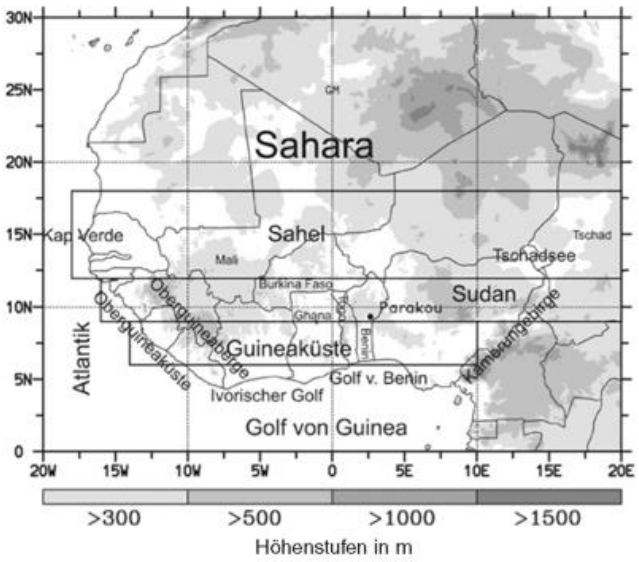


Abb. 2-2: Karte von Westafrika mit grober Einteilung in die Klima- und Vegetationszonen des Sahel, des Sudans und der Guineaküste. Die Orographie (in m) ist für vier verschiedene Höhenstufen schattiert dargestellt. Im Text genannte geographische Bezeichnungen sind in die Karte eingetragen.

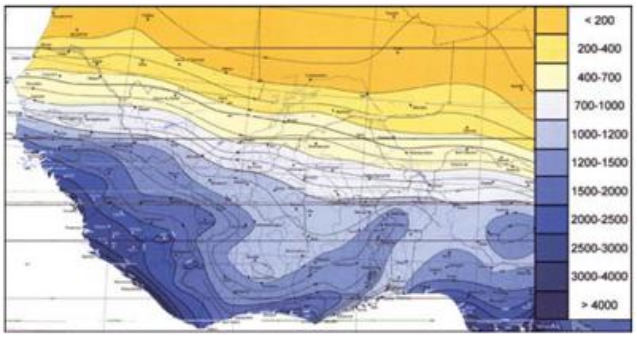


Abb. 2-3: Mittlerer Jahresniederschlag in mm für die Periode 1951-1989. Datenbasis für ganz Westafrika: 890 Stationen. Leicht verändert nach: VOLLMERT et al. 2003.

2 Hauptbestandteile des westafrikanischen Monsuns

Neben dem australisch-asiatischen Monsunkomplex (vgl. PAETH, dieses Heft) ist der westafrikanische Monsun das zweite große Monsunsystem der Erde. Sein Einflussbereich reicht vom Kap Verde im Westen bis an den Fuß des äthiopischen Hochlandes im Osten. Die in diesem Artikel behandelte Kernregion des westafrikanischen Monsuns endet im Osten schon bei etwa 20° E (Abb. 2-2). In der Abb. 2-2 findet sich auch eine grobe Einteilung der Untersuchungsregion in die klimageographischen Zonen des Sahel, des Sudans und der Guineaküste. Abb. 2-3 zeigt den mittleren Jahresniederschlag über Westafrika basierend auf den Daten von 890 Niederschlagssammlern für die Referenzperiode 1951-1989. Auffallende Merkmale sind die hohen Niederschläge von über 2000 mm/Jahr im Luv von Gebirgssystemen (Oberguineaberge, Kamerungebirge, siehe Abb. 2-2) und in Küstenregionen mit maximal auflandigen Monsunwinden (z. B. östlicher Ivorischer Golf und Golf von Benin sowie die Oberguineaküste).

An der nahezu Ost-West orientierten Guineaküste fällt eine ausgeprägte Trockenzone an den Küsten von Ghana und Togo ins Auge (vgl. Karte in Abb. 2-2), die sich weiter landeinwärts in einer Südwest-Nordost orientierten Trockenschneise fortsetzt. Die sich westlich und östlich dieser trockeneren Region erstreckenden natürlichen, immergrünen, tropischen Regenwälder werden hier von einer Savannenzone unterbrochen, die als „Dahomey Gap" (Der Staat Dahomey heißt heute Benin) bezeichnet wird (JENIK 1984). Eine Ursachendiskussion für diese Trockenzonen geben VOLLMERT et al. (2003). Abschließend sei auf die starke meridionale Drängung der Isohyeten nördlich von etwa 11° N hingewiesen.

Die Niederschläge auf dem westafrikanischen Subkontinent stehen in Zusammenhang mit der jahreszeitlichen Wanderung der Region der maximalen troposphärischen Wasserdampfsäulenkonvergenz, d. h. der Innertropischen Konvergenzzone (engl. „**I**nter**T**ropical **C**onvergence **Z**one", ITCZ). Die ITCZ erreicht ihre nördlichste Position im August bei etwa 11° N und zieht sich im Nordwinter auf den Golf von Guinea zurück, wo sie in Äquatornähe verharrt. Die Position der ITCZ ist nicht mit derjenigen der für Afrika spezifischen, innertropischen Front (engl. „**I**nter**T**ropical **F**ront", ITF) zu verwechseln. Die Lage der ITF ist als Bodenkonfluenzzone des feuchtkühlen Südwestmonsuns und des trockenheißen, saharischen Nordostpassates (Harmattan-Winde) definiert. Sie ist besonders als „Taupunktsfront" gut zu identifizieren, jedoch außer gelegentlich auftretenden Staubstürmen ohne Wetteraktivität. Aufgrund ihrer einfachen Identifizierung im Stromlinien- und Taupunktsfeld wird die ITF in jeder handanalysierten Bodenkarte der regionalen Vorhersagezentren eingetragen. Ihre oft mäandrierende Breitenposition markiert für den Synoptiker den Stand des jahreszeitlichen Eindringens bzw. des Rückzugs des Monsuns auf den Subkontinent. Die ITF befindet sich im Nordsommer knapp nördlich von 20° N und bleibt im Nordwinter bei etwa 7° N liegen, so dass die Küstenregion nahezu ganzjährig im Bereich der Südwestmonsunwinde und somit schwülwarmer Luftmassen bleibt. Nur während einiger Tage im Nordwinter und -frühjahr wehen die staubreichen und trockenen Harmattanwinde über die Guineaküste hinaus auf den Golf von Guinea. Die synoptische Entwicklung einer besonders eindrucksvollen Periode atmosphärischen Staubtransportes auf den Golf von Guinea und den Atlantik hinaus, welche sich Anfang März 2004 ereignete, beschreiben KNIPPERTZ und FINK (2006). BEHR (2001) weist darauf hin, dass die episodischen Staubtransporte aus der Sahara auf den Atlantik hinaus in einen kontinuierlichen und ganzjährigen Mineralstaubexport eingebettet sind und dass dieser Mineralstaub u. a. zur Düngung der Regenwälder in Venezuela beiträgt. Die Quellen und Ursachen des Staubeintrages in die Atmosphäre sowie die Ausbreitungsrichtung variieren im Jahresgang (vgl. BEHR 2001; FINK und KNIPPERTZ 2006, sowie die dort angegebenen Literaturzitate). Dieser Jahresgang des Staubexportes aus Nordafrika steht im Zusammenhang mit der Süd-Nordverlagerung der ITCZ. Aus diesem Grunde weist die Guineaküsteregion auch eine bimodale Niederschlagsverteilung mit zwei Regenzeiten, flankiert von einer großen Trockenzeit von November bis Februar und einer „kleinen Trockenzeit" im Juli und August, auf. Zu diesen Zeiten befindet sich die ITCZ südlich bzw. nördlich der Guineaküstenregion. Die Niederschläge in der ersten Regenzeit von Mai bis Juni sind ausgiebiger als die der zweiten Regenzeit im September und Oktober (VOLLMERT et al. 2003). Nördlich von 9° N erreicht die Regenzeit im August ihren Höhepunkt und verkürzt sich gegen die Sahara hin zunehmend. Im nächsten Unterabschnitt wird gezeigt werden, dass die Land-Meerverteilung in diesem Teil der Tropen ein untypisches, baroklines ITCZ-Umfeld hervorruft, welches durch einen mitteltroposphärischen Strahlstrom und häufiges Eindringen von trockener Luft im Jetniveau charakterisiert ist.

2.1 Strahlströme und Wellenstörungen

Abb. 2-4 zeigt einen, für den Längenabschnitt von 14° W bis 10° E repräsentativen Nord-Südquerschnitt für die dritte Intensivmessphase von GATE (**G**ARP **A**tlantic **T**ropical **E**xperiment), welche in den ersten drei Septemberwochen des Jahres 1974 stattfand (vgl. FINK et al. 2004). Die gestrichelten Linien in Abb. 2-4 stellen Isentropen dar. Wo sie horizontal verlaufen, ist die Atmosphäre barotrop. Das nördlich von 10° N zunehmend steile Abtauchen der Isentropen in Richtung des saharischen Hitzetiefs, welches etwas nördlich von 20° N liegt, zeigt die ansteigende Baroklinität in den untersten troposphärischen Schichten an. Diese entsteht durch den Temperaturkontrast zwischen den kühleren Luftmassen vom Golf von Guinea und der heißen Luft aus der Sahara. Entsprechend bildet sich bei etwa 15° N und 600 hPa der so genannte afrikanische Oststrahlstrom (engl. „**A**frican **E**asterly **J**et", AEJ) mit einer maximalen Geschwindigkeit von 12 m/s im Gebietsmittel aus (Abb. 2-4). Im AEJ werden zeit- und gebietsweise Spitzengeschwindigkeiten von über 20 m/s erreicht. Durch die starke Temperaturabnahme in der trockenneutralen, bis zu fünf Kilometer mächtigen Grenzschicht über der Sahara dreht sich oberhalb von 600 hPa der meridionale Temperaturgradient um und entsprechend der thermischen Windbeziehung werden die Ostwinde mit der Höhe schwächer.

In der oberen Troposphäre bei etwa 200 hPa und 7° N befindet sich der obertroposphärische Ostjet (engl. „**T**ropical **E**asterly **J**et", TEJ). Dabei handelt es sich nicht einfach um die Fortsetzung des TEJ über dem Indischen Ozean (vgl. PAETH, S. 100, dieses Heft), der höher liegt und dessen Delta weiter nördlich über dem Sudan und Tschad zu liegen kommt. Der westafrikanische TEJ ist eine Folge des zunehmenden Geopotenzi-

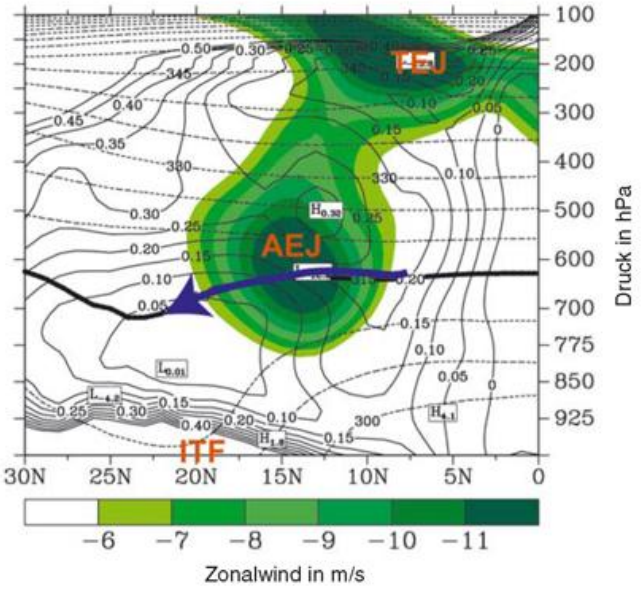


Abb. 2-4: Meridionalschnitt der Isotachen des Zonalwindes (farbig), der potenziellen Vorticity (PV, durchgezogene Linien, Konturintervall: 0,05 10^{-6} m^2 K s^{-1} kg^{-1}) und der potenziellen Temperatur (gestrichelte Linien, Konturintervall: 5 K) für den Zeitraum 30. August bis 19. September 1974. Die Größen wurden über den Längenausschnitt 14° W und 10° E gemittelt. AEJ: African Easterly Jet; TEJ: Tropical Easterly Jet; ITF: Intertropical Front. Der blaue Pfeil illustriert die PV-Abnahme auf der 315-K Isentrope. Leicht verändert nach FINK et al. 2004.

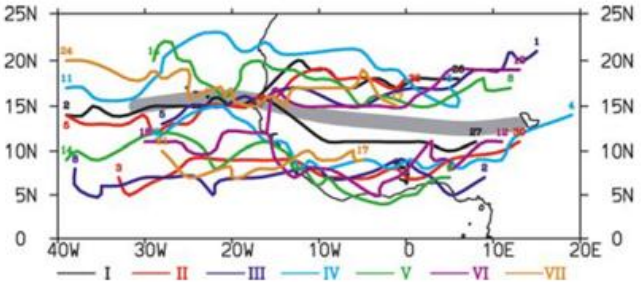


Abb. 2-5: Zugpfade der sieben nördlichen und südlichen Paarzyklonen afrikanischer Wellenstörungen (AEWs), die im Kernzeitraum vom 30. August bis zum 19. September 1974 auftraten. Paarweise auftretende Wirbel haben dieselbe Farbkodierung. Die Nummerierung ist chronologisch. Die Nummern am Beginn und Ende der Zugpfade geben das August bzw. Septemberdatum der Entstehung bzw. des Hinauslaufens der AEW aus dem Kartenausschnitt an. Die Pfade wurden wenn nötig über den obigen dreiwöchigen Zeitraum hinaus stromauf und stromab verfolgt. Das grau schattierte Band ist die Lage des AEJ. Leicht verändert nach FINK et al. 2004.

algradienten an der Südflanke der hochreichenden Höhenantizyklone über der Sahara und – zumindest teilweise – des zonalen obertroposphärischen Ausströmens aus der Zone aktiver, hochreichender Feuchtkonvektion über Zentralafrika. Klimatologisch befindet sich die maximale Regenzone, d. h. die ITCZ, zwischen dem AEJ und dem TEJ bei etwa 10° N.

Der AEJ erfüllt während des Großteils der Regenzeit das barotrope Instabilitätskriterium eines baroklinen Strahlstroms (CHARNEY und STERN 1962). Nach THORNCROFT und HOSKINS (1994) ist eine notwendige Bedingung, dass die meridionalen Ableitungen der isentropen **p**otenziellen **V**orticity (PV) und der bodennahe Gradient der potenziellen Temperatur ein entgegen gesetztes Vorzeichen aufweisen. Der blaue Pfeil in Abb. 2-4 zeigt für die 315-K Isentrope, dass im Bereich des AEJ die PV nach Norden, d. h. in Richtung des PV-Minimums über der Sahara, deutlich abnimmt. Dagegen nimmt die potenzielle Temperatur am Boden in Richtung Sahara zu. Als Folge der barotropen Instabilität bilden sich im Jetniveau im Bereich der geographischen Länge des Tschadsees westwärts wandernde Wellenstörungen (engl.: „**A**frican **E**asterly **W**aves", AEWs) aus. In der Regel ziehen diese über die afrikanische Westküste auf den Atlantik hinaus und erreichen schließlich die Karibik oder sogar den Ostpazifik. AEW-Trogregionen bilden die Vorticity-Keimzelle der überwiegenden Anzahl der atlantischen und ostpazifischen Hurrikane.

THORNCROFT (1995) weist darauf hin, dass die geringe trockenstatische Stabilität nördlich des AEJ eine effektive Wechselwirkung zwischen Störungen am barotrop instabilen AEJ und der nördlich davon liegenden bodennahen baroklinen Zone ermöglicht. Als Konsequenz werden südlich des Hitzetiefs, etwa zwischen 17° und 20° N, baroklin wachsende zyklonale Wirbel beobachtet, die mit maximaler Amplitude zwischen 925 und 850 hPa nach Westen ziehen. Dabei sind diese Zyklonen an einen höher gelegenen, barotrop wachsenden „Zwillingswirbel" in 700 hPa gekoppelt, welcher sich südlich des AEJ zwischen 8° und 11° N entwickelt (FINK et al. 2004). Ebenfalls für die dritte Intensivmessphase von GATE zeigt Abb. 2-5 sowohl die Pfade der nördlichen, zumeist in einer wolkenfreien Region propagierenden AEW-Wirbel als auch die parallel ziehenden Wirbel der südlichen Regenzone. Die Bedeutung dieser synoptischen Wellenaktivität für die Entstehung von Niederschlagssystemen wird im Abschnitt 3 beleuchtet werden.

2.2 Niederschlagstypen

Die bodennahe, relativ kühle Südwestmonsunströmung bildet eine konvektive Sperrschicht, die besonders nördlich der ITCZ dazu führt, dass sich eine extrem hohe potenzielle Labilität aufbauen kann. Darüber hinaus besteht durch die Überlagerung von bodennaher Südwestmonsunströmung und dem Oststrahlstrom eine starke bodennahe Windscherung. Drehen die Winde in Höhe des AEJ auf mehr nordöstliche Richtungen, nimmt die vertikale Scherung weiter zu. Zudem werden dann aus der Sahara bzw. dem nördlichen Sahel trockenwarme Luftmassen herangeführt.

Für den Zeitraum vom 5. bis zum 14. Mai 2002 zeigt Abb. 2-6a die Windverhältnisse über der bei 9° N und 2° E in der Sudanzone gelegenen Station Parakou in Benin (siehe Abb. 2-2). An dieser Station wurden im Rahmen der IMPETUS-Kampagne („**I**ntegratives **M**anagement **P**rojekt für einen **E**ffizienten und **T**ragfähigen **U**mgang mit **S**üßwasser in Westafrika") während des Sommermonsuns 2002 von Mai bis Mitte Oktober zweimal täglich Radiosonden aufgelassen wurden. Im betrachteten Zeitraum lag die ITCZ deutlich südlich der Station an der Guineaküste und die Scherungs- und thermodynamischen Verhältnisse gleichen, sieht man einmal vom fehlenden TEJ ab, der Situation zur Zeit des Hochmonsuns im Sahel. Die bis zu 1,5 km mächtige Monsunströmung und der AEJ sind in Abb. 2-6a klar erkennbar. Abb. 2-6b zeigt den vertikalen Verlauf des Temperaturunterschieds zur Umgebungsluft, den ein aus der Schicht unterhalb von 925 hPa pseudoadiabatisch aufsteigendes Luftpaket haben würde. Bis etwa einer Höhe von drei Kilometern ist der Auftrieb negativ. Die sehr hohen Überschusstemperaturen in der mittleren Troposphäre zeigen einen starken potenziellen Auftrieb an und werden durch einzelne Regenereignisse abgebaut. Besonders verwiesen sei auf das Böenlinienereignis in der Nacht vom 13. auf den 14. Mai 2002, welches sich in der Region in einem stark gescherten und potenziell sehr instabilen Umfeld mit einer starken bodennahen Sperrschicht entwickelte (Abb. 2-6a und 2-6b). Abb. 2-6c zeigt, dass kurz vor dem Ereignis sowohl oberhalb eines Niveaus von fünf Kilometern als auch bei einer Höhe von etwa drei Kilometern ungewöhnlich trockene Bedingungen herrschen. Erstere gehen auf advehierte Luftmassen zurück, die in der Antizyklone über der Sahara abgesunken und ausgetrocknet sind. Für das am 13./14. Mai beobachtete Böenliniensystem (engl. „squall line system") ist allerdings der beobachtete Rückgang der relativen Feuchte unterhalb der Nullgradgrenze bei etwa 4,2 km Höhe wichtiger. In dieser Schicht sickert mit einer Winddrehung auf nordöstliche Richtungen trockene Luft aus der Saharagrenzschicht ein. Nach dem Regenereignis werden große Teile der Troposphäre angefeuchtet und stabilisiert (Abb. 2-6b und 2-6c).

Trockenheit oberhalb der feuchten Monsunschicht ist für die Organisation von zunächst unorganisierten Gewitterzellen in ein Böenliniensystem wichtig, da sie die Abwinde in den Cumulonimben verstärkt und die Bildung einer bodennahen Dichteströmung bewirkt. Diese prallt an ihrer südwestlichen Flanke mit der Monsunströmung zusammen und hebt in dieser Luftpakete nichthydrostatisch in heftigen Aufwinden über das in einer Höhe von etwa drei Kilometern gelegene Niveau der freien Hebung (vgl. Abb. 2-6b). Neue Zellen lagern sich daher im Westen und Südwesten an, und es entsteht eine häufig konvex geformte Linie von Gewitterzellen. Für ein am 7. September 2002 über Mali liegendes Böenliniensystem ist diese konvektive Region anhand der hohen Regenraten gut zu sehen (Abb. 2-7).

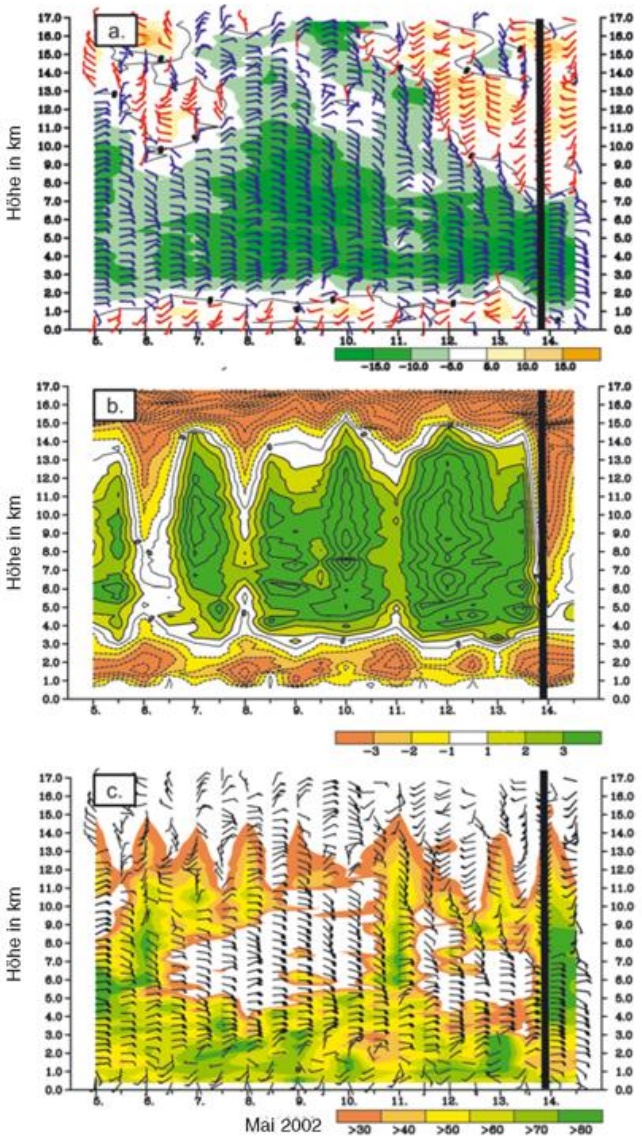


Abb. 2-6: Zeit-Höhenschnitt berechnet aus 12-stündlichen Radiosondenaufstiegen (00 und 12 UTC) in Parakou (Benin, 9° N/2° E) für den Zeitraum 5. Mai 2002 00 UTC bis 14. Mai 2002 12 UTC. (a) rote (blaue) Windpfeile repräsentieren eine West- (Ost-)komponente des Windes und die Farbschattierung stellt die zonale Windgeschwindigkeit in m/s dar. (b) Temperaturunterschied zur Umgebungsluft in °C für ein aus der Schicht unterhalb von 925 hPa pseudoadiabatisch aufsteigendes Luftpaket. (c) wie in (a), nur mit relativer Feuchte in % (farbig) und schwarzen Windpfeilen. Die schwarze Linie markiert ein böenlinienartiges Regenereignis in der Nacht vom 13. auf den 14. Mai 2002.

Die Regenraten stammen von Daten des auf dem TRMM-Satelliten (**T**ropical **R**ainfall **M**easuring **M**ission, siehe auch: http://trmm.gsfc.nasa.gov/) montierten Regenradars. Hinter dem konvektiven Teil einer Böelinie folgt ein durch starkes Absinken in der gesamten Troposphäre verursachtes Niederschlagsminimum. Dieses wird mit einem aus der Radarmeteorologie stammenden Begriff als Reflektivitätstrog bezeichnet (Abb. 2-7). Dahinter folgt der stratiforme Teil eines Böenliniensystems (Abb. 2-7), in welchem unterhalb

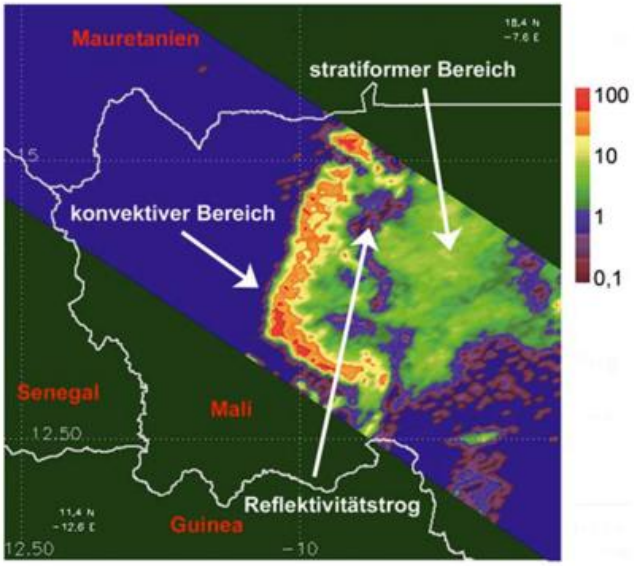


Abb. 2-7: Aus Daten des Regenradars auf dem TRMM-Satelliten abgeleitete Regenraten (TRMM-Produkt 2A25) einer Böenlinie über Mali vom 07.09.2002 um 21:45 UTC.

der Nullgradgrenze mesoskalige Abwinde und darüber Aufwinde herrschen. In dieser Region werden ein mesoskaliges Hochdruckgebiet am Boden und ein zyklonaler mesoskaliger Vortex in der unteren Troposphäre beobachtet. Während der mehrere Stunden dauernden Passage des stratiformen Teils wehen die bodennahe Winde konstant aus Ost; dies kann durch folgende drei Effekte erklärt werden: (a) Translation des Systems von etwa 50 km/h nach Westen, (b) Aufnahme von östlichem Impuls im AEJ-Niveau in den Abwindkanälen und (c) Druckantrieb durch das Mesohoch am Boden im Bereich der mesokaligen Abwindregion. Eine tiefer gehende Beschreibung der mesoskaligen (Thermo-) Dynamik und des Wasserbudgets westafrikanischer Böenlinien geben CHONG und HAUSER (1989) und ROUX (1988).

Die Translationsgeschwindigkeit der Böenlinie ist über die Erzeugung der Abwinde hauptsächlich eine Funktion der Untersättigung in der unteren Troposphäre (PETERS et al. 1989). Aufgrund der Nähe zur trockenen Grenzschicht über der Sahara ziehen die Böenlinien im Sahel wesentlich schneller nach Westen und verursachen dort mit geschätzten 80 bis 90 % auch den Hauptteil des Jahresniederschlages. Dieser Anteil sinkt in der Sudanzone auf etwa 50 % (vgl. FINK et al. 2006). Aufgrund der feuchteren Troposphäre im Bereich der maximalen Regenzone bei 10° N bilden sich hier langsamere, häufig weniger linienhaft angeordnete „Böencluster", die mit weniger als 36 km/h nach Westen wandern und an deren Böenwalze geringere Windgeschwindigkeiten auftreten. Das Prinzip ihrer Selbstorganisation entspricht aber dem der Böenlinien. Im Jahre 2002 erbrachten Böencluster, die aufgrund des hohen Gehaltes an niederschlagbaren Wasser ähnliche Regenmengen wie die hoch organisierten Böenliniensysteme verursachen können, 26 % des Jahresniederschlages in der Region westlich von Parakou. Während des Höhepunkts des Monsuns im Juli und August traten sie in häufiger Abfolge auf.

Je weiter man sich der Küste nähert, desto mehr sinkt die Bedeutung der Böenlinien und der Böencluster. In der Küstenregion selbst treten insbesondere am Rande der Hauptregenzeit Gewitter an der Land-Seewind-Konvergenz auf. Weiterhin erhöht sich die Bedeutung unorganisierter Gewitter, welche in einer ungescherten, barotropen ITCZ-Umgebung auftreten. Schließlich weisen FINK et al. (2006) auf länger anhaltende, synoptisch angetriebene Regenfälle hin, die in Zusammenhang mit Konvergenzen an einem untertroposphärischen quasi-stationären Wirbel und vermutlich günstigen Ausströmbedingungen im TEJ-Niveau stehen. Aufgrund der überragenden Bedeutung der oben beschriebenen Böenlinien im Sahel wurde in der Literatur untersucht, ob ein Zusammenhang zwischen verringerter AEW-Aktivität einerseits und trockenen Jahren im Sahel andererseits besteht. Hierzu gibt es widersprüchliche Aussagen unter anderem, weil das Prozessverständnis dieser Wechselwirkung noch nicht im Detail verstanden ist. Allerdings sind einige statistisch-klimatologische Studien durchgeführt worden, die einen Zusammenhang zwischen bestimmten Phasen der AEW und einer Böenlinienentstehung nahe legen.

3 Wechselwirkung zwischen Böenlinien und afrikanischen Wellenstörungen

Wegweisende statistische und synoptische Arbeiten zur Phasenbeziehung zwischen Niederschlag bzw. Böenliniensystemen und AEWs entstanden im Gefolge des GATE-Experimentes (siehe z. B. REED et al. 1977). Dabei wurde eine erhöhte Existenzwahrscheinlichkeit für eine Böenlinie bzw. Niederschlag vor und im Trog einer AEW, sowie im trockeneren Sahel zusätzlich in der Region maximaler Südwinde hinter dem Trog postuliert. Die GATE-Arbeiten beziehen sich aber im Wesentlichen auf die Verhältnisse nahe der Westküste und über dem Ostatlantik. Arbeiten, die die Verhältnisse in und um den Greenwich-Meridian untersuchten, fanden dagegen keinen Zusammenhang (z. B. ROWELL und MILFORD 1993).

FINK und REINER (2003) verfolgten die Pfade von 344 Böenlinien und von 81 AEWs, die in den zwölf Monaten von Mai bis Oktober 1998 und 1999 auftraten. 66 % aller Böenlinien entstanden in einer beliebigen Phase der zugehörigen AEW und 42 % in den oben genannten Phasen (vgl. die Schemazeichnung in Abb. 2-8), in denen nach derzeitigem Kenntnisstand ein Beitrag der Wellen zur Böenliniengenese anzunehmen ist. Dieser erfolgt wegen der starken Sperrschicht (vgl. Abb. 2-6b) wahrscheinlich nicht über die synoptische Hebung an der Trogvorderseite, die nur wenige cm/s beträgt. Vielmehr ändert die trogvorderseitige,

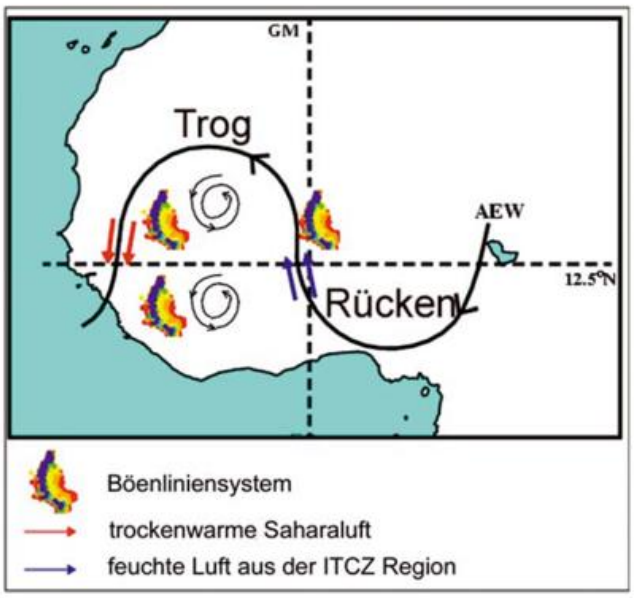


Abb. 2-8: Schema einer AEW in 850 bis 700 hPa und ihren im Trog liegenden zyklonalen „Zwillingswirbeln". Die bevorzugten Regionen, in denen sich Böenliniensystem bilden, sind durch die stilisierten Regenraten eines solchen Systems relativ zur gezeigten AEW angedeutet.

auf Nordost drehende Strömung das thermodynamische Profil sowie die Scherung so, dass eine günstige Umgebung für die Selbstorganisation von Böenlinien geschaffen wird (vergleiche Abschnitt 2.2). Ein ähnlicher Effekt wird in der trogrückseitigen Südwindregion durch den Anstieg der potenziellen Labilität infolge des Heranführens feuchterer bodennaher Luftmassen in den Sahel vermutet. Die Auslösung der Böenlinien erfolgt dann z. B. über Gebirgen, durch die Wechselwirkung des Ausflusses kalter Luft aus sich auflösenden bzw. ehemaligen mesoskaligen, konvektiven Komplexen mit der Orographie, oder durch mesoskalige, thermisch direkte Zellen als Folge unterschiedlicher sensibler Wärmeflüsse in zuvor beregneten und nicht beregneten Gebieten des Sahel (vgl. hierzu TAYLOR et al. 2005).

FINK und REINER (2003) weisen darauf hin, dass die AEWs östlich des Greenwich-Meridians höchstens zu 20 % an der Auslösung von Böenlinien beteiligt sind. Dieser Anteil steigt bis zur Küste auf mindestens 50 % an. Wie oben erwähnt, konnte ein Zusammenhang zwischen der interannuellen AEW-Aktivität und der Qualität der Regenzeit noch nicht zweifelsfrei nachgewiesen werden. Grund ist unter anderem die durch die Konvektion hergestellte starke Wechselwirkung zwischen kleinskaligen turbulenten Energieflüssen am Boden und in der Grenzschicht und der synoptischen Skala. Diese starken Wechselwirkungen führen dazu, dass die Gewichtung von Prozessen am Boden und in der Grenzschicht, die an der Auslösung der mesoskaligen organisierten Konvektion beteiligt sind, nicht gut verstanden ist bzw. modelliert werden kann. Hinzu kommt, dass großskalige Prozesse, welche das obertroposphärische Ausströmen aus den konvektiven Zellen bestimmen, ebenfalls die Selbstorganisation beeinflussen können. Dies wird im abschließenden Abschnitt 5 weiter diskutiert.

4 Feuchtequellregionen und -transporte

Die Frage, welcher Anteil des Wasserdampfs, der in den beschriebenen Konvektionssystemen in Niederschläge umgesetzt wird, direkt aus ozeanischer Verdunstung stammt, und welcher aus der kontinentalen Evapotranspiration herrührt, ist von hoher praktischer Bedeutung. Den nur so ließe sich der Einfluss der in den letzten Jahren beobachteten und weitgehend durch menschliche Aktivitäten verursachten Degradation der Vegetation und der Böden, sowie der Landnutzungsänderungen auf das Niederschlagsklima quantifizieren. Prinzipiell gilt, dass je weiter eine Station im Landesinneren Westafrikas liegt, desto höher ist der Anteil des recycelten Wasserdampfes an der lokalen Niederschlagsbildung. Prozentuale Zahlen gehen aber unter anderem wegen der zuvor genannten komplexen Transportprozesse im und über dem Boden, sowie in den Wolken weit auseinander. NICHOLSON (2000) zitiert Arbeiten, die zu Beiträgen des lokalen Niederschlagsrecyclings zwischen 27 % und über 90 % kommen. Als konkretes Beispiel sei die Arbeit von BRUBAKER et al. (1993) genannt, die den Anteil des recycelten Wasserdampfs im Hochmonsunmonat August auf fast 50 % schätzt.

Auf der großen Skala lassen sich mit Hilfe von Rückwärtstrajektorien und Horizontalverteilungen des Wasserdampfflussvektors die Herkunftsregionen des Wasserdampfes abschätzen, der über die Küste landeinwärts strömt. Ein bedeutender Teil des Wasserdampfes, der über die zonal orientierte Guineaküste auf den Kontinent strömt, wird in der Region der starken Passatwinde im Südostatlantik vor Angola und über dem Golf von Guinea aufgenommen (Abb. 2-9). An den Küsten Oberguineas (vgl. Karte in Abb. 2-2) erfolgt ein Einströmen mehr aus westlichen Richtungen mit Verdunstungsregionen im tropischen Ostatlantik. Während in den untersten drei Kilometern die maximale Wasserdampfkonvergenz in der Region der ITF bei 20° N erfolgt (Abb. 2-9), befindet sich die über die gesamte Troposphäre integrierte, maximale Säulenkonvergenz in der ITCZ Region bei 10° N (nicht gezeigt). Der in der ITF-Region konvergierende Wasserdampf wird im aufsteigenden Ast der flachen, thermisch direkten Hitzetiefzirkulation bis etwa 4–5 km Höhe gehoben und von dort aus quasi-horizontal äquatorwärts in den Bereich des AEJ bei 15° N zurück advehiert. Der AEJ befördert einen beträchtlichen Teil dieses Wasserdampfes wieder auf den Atlantik hinaus. Bisherige Studien zeigen bezüglich einer Korrelation der Monsunniederschläge mit der eingeströmten Wasserdampfmenge kein klares Bild. Dies liegt nicht zuletzt daran, dass der Wasserdampf teilweise erst durch

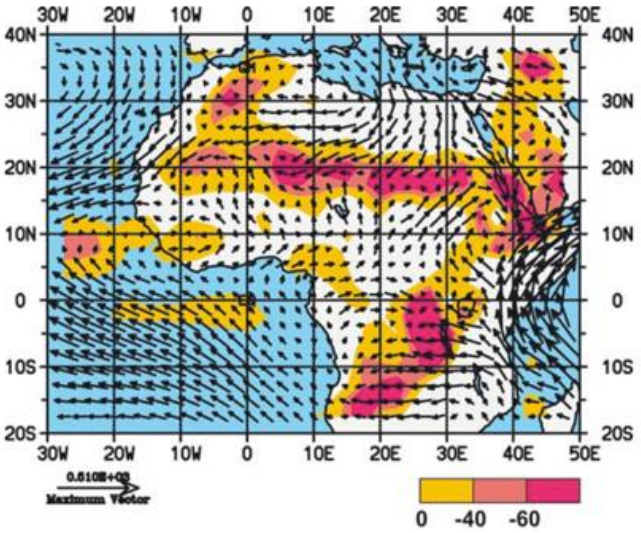


Abb. 2-9: Von 1000 bis 700 hPa integrierter Wasserdampfflussvektor in kg m^{-1} s^{-1} für den Zeitraum Juli bis September 1987–1993. Farbig unterlegt sind Gebiete mit Wasserdampfkonvergenz in kg m^{-2} s^{-1}. Die Datenquelle ist die erste Generation der ECMWF Re-Analysen (ERA-15).

die von den Konvektionssystemen selbst erzeugte, mesoskalige Zirkulation konvergiert bzw. umgesetzt wird. Letztere werden allgemein in den dreidimensionalen, operationellen Analysen der Vorhersagezentren nur ungenau wiedergegeben, zumal das aerologische Netzwerk über Westafrika extrem dünn ist. Es sei an dieser Stelle angemerkt, dass ein ungewöhnlich starkes Einströmen von Wasserdampf mit der Monsunströmung durch einen anomal starken AEJ teilweise balanciert werden kann. Es ist bekannt, dass der AEJ in vielen trockenen Jahren der Vergangenheit anomal stark war (NEWELL und KIDSON 1984).

5 Abschlussbemerkungen und Ausblick

Im Folgenden sollen weitere größerskalige Betrachtungen angestellt werden. Wie eingangs erläutert, sind nutzbare Vorhersagen der Qualität der Regenzeit, des Monsunbeginns sowie von Trockenphasen innerhalb des Monsuns von besonderer Bedeutung für die Menschen in Westafrika. Auch eine Abschätzung der Entwicklung der nächsten Jahrzehnte ist vor dem Hintergrund der Bevölkerungsentwicklung von beachtlicher Relevanz. Im Hinblick auf die intrasaisonale Variabilität und den Monsunbeginn werden tropische niederfrequente Wellenphänomene, wie z. B. die mit der Madden-Julian-Oszillation verknüpften obertroposphärischen Kelvinwellen (WHEELER und KILADIS 1999) diskutiert. Auf der interannuellen Zeitskala scheint in **El Niño-Southern Oscillation** (ENSO) Warmjahren die verstärkte Konvektion über dem fernen Ostpazifik zu einer Verschiebung der äquatorialen Walkerzellen zu führen, so dass über dem Sahel anomales Absinken in der Regenzeit vorherrscht (JONES und THORNCROFT 1998). Schließlich weisen BADER und LATIF (2003) auf eine dekadische Anomalie der zonalen Walkerzellenzirkulation infolge verstärkter Feuchtkonvektion über dem erwärmten Indischen Ozean als mögliche Ursache für die rezente Saheltrockenheit hin.

Aus den Fernwirkungen mit den Wassertemperaturen tropischer Meere kann bereits derzeit eine gewisse Vorhersagegüte für den Sahel abgeleitet werden (vgl. HASTENRATH, S. 157, dieses Heft). Statistisch betrachtet besteht ebenfalls eine hohe erklärte Varianz von bis zu 46 % zwischen der Wassertemperatur und dem Bodendruck im tropischen Atlantik einerseits und den Niederschlägen in der Guineaküstenregion andererseits (PAETH und HENSE 2003). Die Nutzbarkeit dieses Zusammenhanges wird im Wesentlichen dadurch begrenzt, dass die Temperaturentwicklung in der ozeanischen Mischungsschicht des Guineagolfes schlecht vorhersagbar ist.

Auf der saisonalen wie auch auf längeren Zeitskalen wird die Rolle des Wassergehaltes in der Vegetation und im Boden bisher auf Grund fehlender Daten und unzureichender Modellierung der Wechselwirkung Atmosphäre-Biosphäre kontrovers diskutiert. KOSTER et al. (2004) weisen auf die extrem hohen Unterschiede verschiedener Modelle in der Kopplung der Atmosphäre an die Landoberfläche in bestimmten Regionen der Erde, u. a. Westafrika, hin. Umstritten ist auch, ob es – ähnlich wie im Ozean – im Boden und der Vegetation ein Langzeitgedächtnis gibt, durch das Anomalien einer Regenzeit in die nächste transferiert werden können. Einige Arbeiten weisen darauf hin, dass die Vegetation in Westafrika auf dekadischen Zeitskalen von außen aufgeprägte Niederschlagssignale verstärkt, und dass sie die Effekte einer Trockenheit zu Beginn verzögert und am Ende verlängert (NICHOLSON 2000). Im Hinblick auf Klimavorhersagen weisen jüngste Modellstudien darauf hin, dass die starke anthropogene Degradierung von Vegetation und Böden in Westafrika einen durch die Treibhausgase allein induzierten positiven Niederschlagstrend umdrehen könnte (PAETH und THAMM 2006).

Schließlich muss auf die wichtige klimatische Rolle der in der Sahara und im Sahel aufgewirbelten mineralischen Staubaerosole hingewiesen werden. TOMPKINS et al. (2005) zeigen, dass die Einführung einer verringerten und monatlich variierenden optischen Dicke die Fünftagesvorhersage des AEJ im ECMWF-Vorhersagemodell erheblich verbessert. HAYWOOD et al. (2005) weisen auf den sehr großen Unterschied der am Oberrande der Atmosphäre gemessenen gegenüber der mit der Vorhersageversion des britischen Meteorological Office Unified-Model simulierten langwelligen Ausstrahlung in der Region des westsaharischen Hitzetiefs hin. Sie vermuten die ungenügende Modellierung der Strahlungseigenschaften mineralischer Aerosole in dieser Region als Ursache.

Die Ausführungen dieses Beitrages verdeutlichen die Komplexität des westafrikanischen Monsuns und die Herausforderung im Hinblick auf das Prozessverständnis und die Modellierung. Ein Teil der Problemstellungen wird in der internationalen, multidisziplinären Wissenschaftsinitiative AMMA (**A**frikanischer **M**onsun – **M**ultidisziplinäre **A**nalysen, http://www.amma-international.org) unter Verwendung von durch eine Intensivmesskampagne im Sommer 2006 gewonnenen Daten behandelt werden. Auf der Anwenderseite werden im Rahmen der nationalen GLOWA-Volta und GLOWA-IMPETUS Initiativen Entscheidungshilfen im Hinblick auf Szenarien der Wasserverfügbarkeit in den nächsten beiden Dezennien an lokale Politiker und Behörden in Westafrika weitergegeben.

Danksagung

Simone Kotthaus und Volker Ermert seien jeweils für ihre Mithilfe an der Erstellung der Abb. 2-1 und 2-2 gedankt. Susan Pohle war an der Erstellung der Abb. 2-6 beteiligt. Peter Knippertz und Volker Ermert gaben Anregungen, die das Manuskript verbessert haben. Ein Großteil der Arbeiten entstand im Rahmen des vom BMBF (Förderkennzeichen: 01 LW 0301A) und dem Land NRW (Förderkennzeichen: 313-21200200) geförderten IMPETUS-Projekts. Die Kontakte zu den afrikanischen Forschungseinrichtungen AGRHYMET und ACMAD zur Vervollständigung der Abb. 2-1 zugrunde liegende Niederschlagsdaten entstanden durch das von der EU geförderte AMMA-Projekt (004089 GOCE).

Literatur

BADER, J., M. LATIF 2003: The impact of decadal-scale Indian Ocean sea surface temperature anomalies on Sahelian rainfall and the North Atlantic Oscillation. *Geophys. Res. Lett.* **30 (22)**, doi:10.1029/2003GL018426.

BEHR, H. D., 2001: Atmospheric turbidity west of the West African Coast in January and July – a comparison. *Meteorol. Z., N. F.* **10 (5)**, 373-385.

BRUBAKER, K.L., D. ENTEKHABI, P.S. EAGLESON, 1993: Estimation of continental precipitation recycling. *J. Climate* **6**, 1077-1089.

CHARNEY, J. G., M. E. STERN, 1962: On the stability of internal baroclinic jets in a rotating atmosphere. *J. Atmos. Sci.* **19 (3)**, 159-172.

CHONG, M., D. HAUSER, 1989: A tropical squall line observed during the COPT 81 experiment in West Africa. Part II: Water Budget. *Mon. Wea. Rev.* **127**, 728-744.

FINK, A. H., A. REINER, 2003: Spatio-temporal Variability of the Relation between African Easterly Waves and West African Squall Lines in 1998 and 1999. *J. Geophys Res.* **108(D11)**, doi:10.1029/2002JD002816.

FINK, A.H., D. G. VINCENT, P. REINER, P. SPETH, 2004: Mean state and wave disturbances during phases I, II, and III of GATE based on ERA-40. *Mon. Wea. Rev.* **132 (7)**, 1661-1683.

FINK, A. H., D. G. VINCENT, V. ERMERT, 2006: Rainfall Types in the West African Soudanian Zone during the Summer Monsoon 2002. *Mon. Wea. Rev.*, **134 (8)**, 2143-2164.

HAYWOOD, J. M., R. P. ALLAN, I. CULVERWELL, T. SLINGO, S. MILTON, J. EDWARDS, N. CLERBAUX, 2005: Can desert dust explain the outgoing longwave radiation anomaly over the Sahara during July 2003? *J. Geophys. Res.* **110**, D05105, doi:10.1029/2004JD005232.

JENIK, J., 1984: Coastal upwelling and distributional pattern of West African vegetation. *Preslia* **56**, 193-204.

JONES, C. G., C.D. THORNCROFT, 1998: The role of El Niño in Atlantic tropical cyclone activity. *Weather* **53 (9)**, 324-336.

KNIPPERTZ, P., A. H. FINK, 2006: Synoptic and Dynamic Aspects of an Extreme Springtime Saharan Dust Outbreak. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.*, im Druck.

NEWELL, R. E., J.W. KIDSON, 1984: African mean wind changes between Sahelian wet and dry periods. *J. Climatol.* **4**, 27-33.

NICHOLSON, S.E., 2000: Land surface processes and Sahel climate. *Rev. Geophys.* **38 (1)**, 117-139.

PAETH, H., A. HENSE, 2003: Seasonal forecast of sub-sahelian rainfall using cross validated model output statistics. *Meteorol. Z., N. F.* **12**, 157-173.

PAETH, H., H.-P. THAMM, 2006: Regional modelling of future African climate including greenhouse warming and land degradation. *Climatic Change*, angenommen zur Veröffentlichung.

PETERS M., G. TETZLAFF, W. JANSSEN, 1989: Rainfall intensity of West African squall lines. *Ann. Geophys.* **7 (3)**, 227-238.

KOSTER, D. mit 24 KOAUTOREN, 2004: Regions of strong coupling between soil moisture and precipitation. *Science* **305**, 1138-1140.

REED, R. J., D. C. NORQUIST, E. E. RECKER, 1977: The structure and properties of African wave disturbances observed during phase III of GATE. *Mon. Wea. Rev.* **105**, 317-333.

ROUX, F., 1988: The West African squall line observed on 23 June 1981 during COPT 81: Kinematics and thermodynamics of the convective region. *J. Atmos. Sci.* **45**, 406-426.

ROWELL P.R., J.R. MILFORD, 1993: On the generation of African Squall lines. *J. Climate* **6**, 1181-1193.

TAYLOR, C. M., D. J. PARKER, C. R. LLOYD, C. D. THORNCROFT, 2005: Observations of synoptic scale land surface variability and its coupling with the atmosphere. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **131**, 913-938.

THORNCROFT, C. D., 1995: An idealized study of African easterly waves. Part III: More realistic basic states. *Quart J. R. Meteorol. Soc.* **121**, 1589-1614.

THORNCROFT, C. D., B. J. HOSKINS, 1994: An idealized study of African easterly waves. Part I: A linear view. *Quart J. R. Meteorol. Soc.* **120**, 953- 982.

TOMPKINS, A. M., C. CARDINALI, J.-J. MORCRETTE, M. RODWELL, 2005: Influence of aerosol climatology on forecasts of the African Easterly Jet. *Geophys. Res. Lett.* **32**, L10801, doi:10.1029/2004GL022189.

VOLLMERT, P., A. H. FINK, H. BESLER, 2003: Ghana- und Dahomey-Trockenzone: Ursachen für eine Niederschlagsanomalie im tropischen Westafrika. *Erde* **134 (4)**, 375-393.

WHEELER, P., G. KILADIS, 1999: Convectively-coupled equatorial waves: Analysis of clouds in the wavenumber-frequency domain. *J. Atmos. Sci.* **56**, 374-399.

promet, Jahrg. 32, Nr. 3/4, 123-129 (August 2006)
© Deutscher Wetterdienst 2006

M. LATIF

3 Das El Niño/Southern Oscillation-Phänomen

The El Niño/Southern Oscillation Phenomenon

Zusammenfassung
Das **E**l **N**iño/**S**outhern **O**scillation (ENSO)-Phänomen ist die stärkste kurzfristige natürliche Klimaschwankung auf Zeitskalen von einigen Monaten bis zu mehreren Jahren. Obwohl ENSO seinen Ursprung im äquatorialen Pazifik hat, wirkt es sich dennoch auf das globale Klima aus. ENSO resultiert aus der Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre und ist einige Monate im voraus vorhersagbar. Es besteht die Möglichkeit, dass der anthropogene Klimawandel die ENSO-Statistik beeinflusst.

Abstract
The **E**l **N**iño/**S**outhern **O**scillation (ENSO) phenomenon is the strongest natural climate fluctuation on timescales from a few months to several years. Although ENSO originates in the tropical Pacific it affects global climate. ENSO results from ocean-atmosphere interactions and is predictable several months in advance. Anthropogenic climate change may change the ENSO statistics.

1 Einleitung

Normalerweise herrscht im tropischen Pazifik ein markantes Gefälle der Meeresoberflächentemperatur längs des Äquators: Der Ostpazifik ist mit etwa 20 °C relativ kalt, im Westpazifik misst man recht hohe Temperaturen bis zu 30 °C (Abb. 3-1, mittleres Bild). Diese Differenz spiegelt sich in den Klimadaten beiderseits des äquatorialen Pazifiks wider (Abb. 3-2, mittleres Bild). Im Westen steigt die Luft über dem sehr warmen Wasser auf, was starke Wolkenbildung und ergiebige Niederschläge auslöst, denen die tropischen Regenwälder Indonesiens ihre Existenz verdanken. Auf der anderen Seite, über dem kalten östlichen Pazifik, sinken großräumig Luftmassen ab und schaffen trockene Bedingungen – Voraussetzung für die küstennahen Wüsten des westlichen Südamerikas.

Der äquatoriale Pazifik ist aber auch eine der Regionen des Weltozeans, die durch relativ starke Variabilität der Meeresoberflächentemperatur gekennzeichnet ist. Dabei bezeichnet man anomal warme Bedingungen im äquatorialen Ostpazifik als El Niño und die anomal kalten Phasen als La Niña. Sowohl El Niño als auch seine „kalte Schwester" La Niña beeinflussen das Klima weit über den äquatorialen Pazifik hinaus. Fernwirkungen sind bis ins äquatoriale und südliche Afrika (siehe A. H. FINK, S. 121, dieses Heft) sowie über dem östlichen Südamerika und Nordamerika nachweisbar. In Europa sind die Auswirkungen hingegen nur schwach ausgeprägt, aber statistisch signifikant. Veränderungen in der Variabilität der Meeresoberflächentemperatur des äquatorialen Pazifik infolge des anthropogenen (durch den Menschen verursachten) Treibhauseffekts wären daher von globaler Reichweite.

2 El Niño

Mit El Niño bezeichnet man eine Erwärmung großer Teile des oberen tropischen Pazifiks, die im Mittel etwa alle vier Jahre auftritt. Das Wort „El Niño" stammt aus dem Spanischen (El Niño: Das Christkind) und wurde von den peruanischen Küstenfischern bereits im vorletzten Jahrhundert geprägt. Diese beobachteten, dass alljährlich zur Weihnachtszeit die Meeresoberflächentemperatur anstieg, was das Ende der Fischfangsaison markierte, und die Fischer belegten zunächst dieses jahreszeitliche Signal mit dem Wort El Niño. In einigen Jahren allerdings war die Erwärmung besonders stark, und die Fische kehrten auch nicht wie sonst üblich am Ende des Frühjahrs wieder. Diese besonders starken Erwärmungen dauern typischerweise etwa ein Jahr lang an. Sie sind u. a. mit Veränderungen der tropischen Niederschlagsmuster verbunden, wie etwa Dürren in Südostasien und sintflutartigen Niederschlägen über dem westlichen Südamerika. Heute werden nur noch diese außergewöhnlichen Erwärmungen mit El Niño bezeichnet, welche in unregelmäßigen Abständen von einigen Jahren (im Mittel etwa alle vier Jahre) wiederkehren.

Die Abb. 3-1 (unteres Bild) zeigt die Meeresoberflächentemperatur im tropischen Pazifik, wie sie im Dezember 1997 während des letzten sehr starken El Niños beobachtet wurde. Der großskalige Charakter der Erwärmung ist deutlich ersichtlich: Sie erstreckt sich etwa über ein Viertel des Erdumfangs in Äquatornähe. Das für El Niño typische Erwärmungsmuster besitzt die stärksten Temperaturerhöhungen im äquatorialen Ostpazifik, mit Anomalien von über 5 °C vor der Küste Südamerikas, so dass sich der Temperaturgegen-

satz längs des Äquators deutlich abschwächt. Mit El Niño gehen auch Veränderungen in der Meeresoberflächentemperatur in anderen Regionen einher, wie beispielsweise eine Erwärmung des tropischen Indischen Ozeans oder eine Abkühlung des Nordpazifiks. Letztere werden durch eine veränderte atmosphärische Zirkulation in diesen Gebieten als Folge der El Niño Erwärmung im tropischen Pazifik hervorgerufen.

3 La Niña

Unter La Niña-Bedingungen (der Begriff La Niña wurde in Analogie zum Begriff El Niño gewählt) verschärft sich der Temperaturkontrast längs des äquatorialen Pazifik (Abb. 3-1, oberes Bild), und es bildet sich eine weit nach Westen reichende Kaltwasserzunge aus, mit relativ niedrigen Temperaturen im äquatorialen Ost- und Zentralpazifik. Das bedeutet erhöhte Niederschläge über dem westlichen Pazifik und Teilen Südostasiens, für das westliche Südamerika hingegen ungewöhnlich trockene Verhältnisse. Ein La Niña-Ereignis ist in erster Näherung als ein El Niño-Ereignis mit umgekehrtem Vorzeichen zu verstehen. Beide Phänomene sind Teil einer Oszillation, wobei El Niño die Warmphase und La Niña die Kaltphase der Oszillation beschreiben.

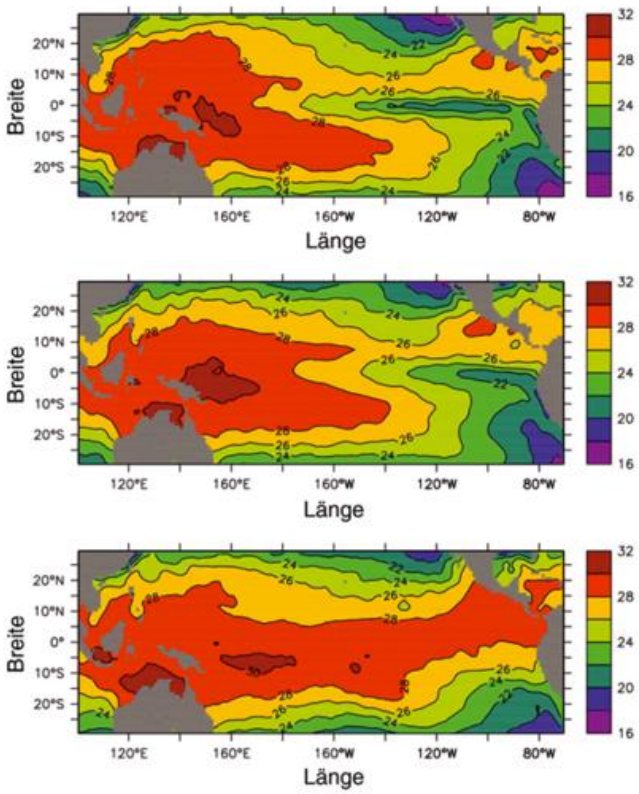


Abb. 3-1: Die Meeresoberflächentemperatur des tropischen Pazifik im Dezember. (a) La Niña-Bedingungen: 1998, (b) normale Bedingungen: 1996 und (c) El Niño-Bedingungen: 1997.

4 Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre

Die „Southern Oscillation" (Südliche Oszillation) stellt eine Art Druckschaukel zwischen dem südostasiatischen Tiefdruckgebiet und dem südostpazifischen Hochdruckgebiet dar und bestimmt die Stärke der Passatwinde längs des Äquators im Pazifik. Man weiß inzwischen, dass und wie sich die Oberflächentemperatur des äquatorialen Pazifik mit der Stärke der Passatwinde ändert. Unter dem Einfluss der Passatwinde quillt vor der Küste Südamerikas und längs des Äquators im östlichen Pazifik kaltes Wasser aus der Tiefe an die Meeresoberfläche, wodurch sich die relativ niedrigen Meeresoberflächentemperaturen in dieser Region erklären (Abb. 3-1). Umgekehrt treibt der Ost-West-Gegensatz der Meeresoberflächentemperatur im äquatorialen Pazifik auch eine zusätzliche Komponente der Passatwinde an, die man als „Walker-Zirkulation" bezeichnet (Abb. 3-2, mittleres Bild).

Eine anfängliche Erwärmung des Ostpazifiks und, damit verbunden, ein verminderter Ost-West-Gegensatz der Temperatur dämpfen die Southern Oscillation: Der Luftdruck über dem westlichen Pazifik steigt, während er über dem östlichen Pazifik sinkt – was die Walker-Zirkulation und damit die Passatwinde und schließlich den Auftrieb kalten Wassers im östlichen Pazifik abschwächt (Abb. 3-2, rechtes Bild). Dadurch steigt die Oberflächentemperatur in dieser Meeresregion noch weiter an. Schließlich gipfelt diese Art von instabiler Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre in einem El Niño-Ereignis mit ungewöhnlich hohen Temperaturen im Ostpazifik, einem stark reduzierten Tem-

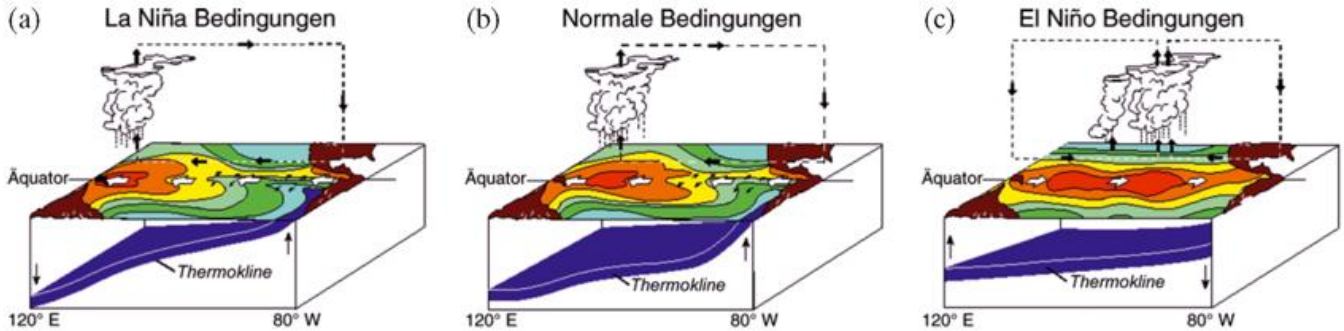


Abb. 3-2: Ozean-Atmosphäre-Wechselwirkungen während (a) La Niña, (b) im Normalzustand und (c) während El Niño. Thermokline: Grenzfläche zwischen warmem Oberflächenwasser und kaltem Tiefenwasser.

peraturgegensatz längs des Äquators (Abb. 3-1, unteres Bild) und einem „Einschlafen der Passatwinde" längs des Äquators. Analog dazu entwickelt sich ein La Niña-Ereignis, wobei die Prozesse jedoch mit umgekehrtem Vorzeichen ablaufen. La Niñas sind demnach durch einen verstärkten Temperaturgegensatz und anomal starke Passatwinde entlang des Äquators gekennzeichnet (Abb. 3-2, linkes Bild). Im Zusammenhang mit den Veränderungen der Meeresoberflächentemperatur verschieben sich auch die großen Niederschlagsgebiete, was u. a. die Dürre in Südostasien und die sintflutartigen Niederschläge über dem westlichen Südamerika während eines El Niño-Ereignisses erklärt.

5 Wellenmechanismus

Nun erklärt diese „positive Rückkopplung" zwischen Ozean und Atmosphäre, d. h. zwischen Temperaturgradient und Walker-Zirkulation, zwar das Wachstum und damit die Verstärkung einer anfänglichen Störung, nicht aber die oszillatorische Natur der Schwankungen der Meeresoberflächentemperatur im äquatorialen Pazifik. Der Grund für die Phasenumkehr, also beispielsweise für das Umschwingen von einem El Niño- in einen La Niña-Zustand, liegt in der Wanderung langer ozeanischer Wellen längs des Äquators (Abb. 3-3). Flauen die Passatwinde während eines El Niño-Ereignisses ab, hat das zunächst direkte Folgen für den Ostpazifik: der Auftrieb kalten Wassers wird (durch „Kelvin-Wellen") gedämpft und dadurch eine weitere Erwärmung gefördert. Hinzu kommt aber noch ein indirekter und zeitlich verzögerter Effekt: Durch die abgeschwächten Passatwinde entstehen im Westpazifik „Rossby-Wellen", die mit verstärktem Auftrieb von kaltem Wasser an die Oberfläche einhergehen und ihre maximale Amplitude einige Grad jenseits des Äquators besitzen. Die Rossby-Wellen wandern zunächst nach Westen und werden am Westrand des Pazifik in Kelvin-Wellen reflektiert, die das Signal längs des Äquators nach Osten tragen. Die äquatorialen Wellen sind mit vertikalen Bewegungen der Thermokline (Sprungschicht: diese ist die Grenzfläche zwischen warmen Oberflächenwasser und kaltem Tiefenwasser) verbunden, die wiederum die Meeresoberflächentemperatur beeinflussen. Die äquatorialen Wellen beeinflussen aber die Meeresoberflächentemperatur nur im Ostpazifik, weil dort die Thermokline dicht unterhalb der Oberfläche liegt. Im Ostpazifik angekommen, kühlen die Kelvin-Wellen die Wassermassen ab und leiten den Umschwung zu einem La Niña-Ereignis ein.

Die Periode von etwa 4 Jahren, mit der die Meeresoberflächentemperatur oszilliert, ist daher maßgeblich durch die Beckenbreite des Pazifiks gegeben, welche die Laufzeit der äquatorialen Wellen bestimmt. Allerdings muss man die Überlagerung vieler Wellen betrachten, um die Periode zu erklären. Der Einfluss der Beckenbreite erklärt auch die im Vergleich recht kleine Oszillationsperiode von etwa 2 Jahren des nur etwa halb so großen äquatorialen Atlantiks. Der Indische Ozean besitzt keine El Niño-artige Oszillation, da er praktisch keine Ost-West-Asymmetrien längs des Äquators aufweist und infolge der Land-Meer Verteilung durch die Monsunwinde dominiert wird.

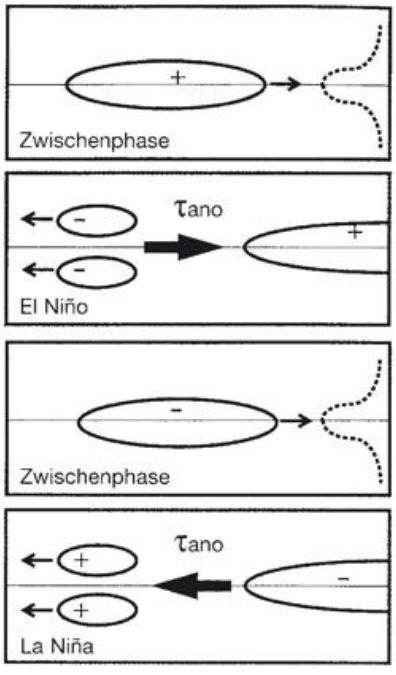


Abb. 3-3: Schematische Darstellung des Wellenmechanismus zur Erklärung der oszillatorischen Natur von ENSO.

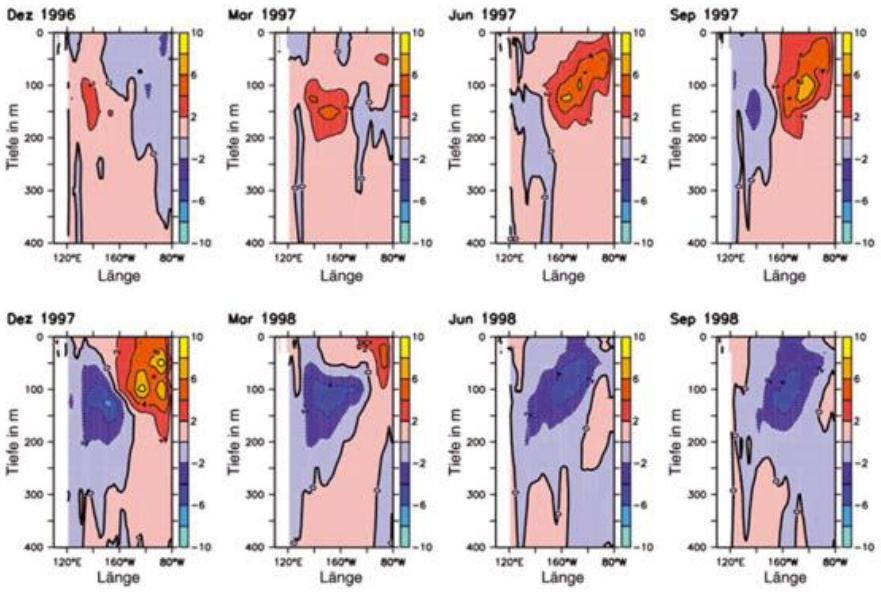


Abb. 3-4: Die zeitliche Entwicklung der Temperaturen in den oberen 400 Metern des äquatorialen Pazifiks in der Zeit Dezember 1996 bis Dezember 1998 in °C. Diese Periode ist durch die Entwicklung eines starken El Niños und eines starken La Niñas gekennzeichnet. Die Temperaturanomalien sind in Abständen von 3 Monaten gezeigt. Man erkennt deutlich zunächst die ostwärtige Wanderung einer warmen Anomalie, gefolgt von der Wanderung einer kalten Anomalie. Es sind diese Anomalien, auf denen das Vorhersagepotenzial ENSOs basiert.

Die Wanderung ozeanischer Wellen lässt sich anhand von Temperaturmessungen der oberen 400-Meter-Schicht des äquatorialen Pazifik verfolgen (Abb. 3-4). Derartige Messungen werden inzwischen mit einem Netz von fest verankerten Bojen, dem sog. „TOGA-TAO Array", routinemäßig gewonnen. So konnte man bereits im Dezember 1996, ein halbes Jahr vor dem Einsetzen des letzten großen El Niños, in etwa 100 bis 200 Metern Tiefe im äquatorialen Westpazifik eine warme Anomalie ausmachen, die langsam ostwärts wanderte. Diese Anomalie kann man mit einem Kelvin-Wellen-Paket identifizieren. Interessant ist auch die Tatsache, dass diese Wellen ihre stärkste Ausprägung in der Tiefe haben; man spricht daher auch von „internen" oder „baroklinen" Wellen. Das Wellenpaket erreichte im April 1997 den Ostpazifik; vier Monate später hatte sich dort die Meeresoberfläche infolge der Wechselwirkung mit der Atmosphäre bereits stark erwärmt und El Niño war in vollem Gang.

Die dadurch abflauenden Passatwinde verursachten ihrerseits Störungen im Westpazifik, verbunden mit ungewöhnlich niedrigen Temperaturen in der Tiefe. Diese kalten Temperaturanomalien, die man mit einem Rossby-Wellen-Paket identifizieren kann, bewegten sich nach der Reflektion am Westrand als Kelvin-Wellen-Paket nach Osten und lösten hier im Jahr 1998 eine La Niña-Phase aus. Wegen der herausragenden Rolle des Wechselwirkung Ozean-Atmosphäre und der damit engen Verbindung zwischen dem El Niño-Phänomen und der Southern Oscillation spricht man heute im allgemeinen vom **El Niño/Southern Oscillation** (ENSO)-Phänomen. Diese Bezeichnung deutet an, dass ENSO als eine Eigenschwingung des gekoppelten Systems Ozean-Atmosphäre zu verstehen ist. Es ist gerade die Wechselwirkung von Ozean und Atmosphäre, welche die Entstehung des ENSO-Phänomen erst ermöglicht: Würden sich beispielsweise die Passatwinde während eines El Niño nicht abschwächen, gäbe es keine Rossby-Wellen-Pakete, die den Umschwung in die La Niña-Phase bewerkstelligen könnten.

6 Ökologische, volkswirtschaftliche, gesundheitliche Auswirkungen

Die regionalen und globalen Klimaschwankungen, die vom El Niño/Southern Oscillation Phänomen hervorrufen werden, wirken sich auf Ökosysteme und auch auf die Wirtschaft vieler Staaten aus. Es ist deshalb nicht nur vom rein wissenschaftlichen, sondern auch vom wirtschaftlichen Standpunkt aus wichtig, Einblick in die Physik des Systems Ozean-Atmosphäre im äquatorialen Pazifik zu gewinnen und davon weiter zu längerfristigen Vorhersagen zu kommen. So hängen etwa der Fischfang vor der Küste Perus, die Maisernte in Zimbabwe oder das Auftreten bestimmter Krankheiten in verschiedenen Regionen der Erde von ENSO ab. Die Häufigkeit von Malaria in Kolumbien beispielsweise ist mit dem Auftreten von El Niño verknüpft: Eine Häufung von Malariafällen geht deutlich mit El Niño-Ereignissen einher. Das anomal warme Klima in Kolumbien während El Niño-Episoden begünstigt die Vermehrung der entsprechenden Mückenarten, welche die Malaria übertragen, wodurch es zu mehr Malariainfektionen kommt. Der Kokosölpreis zeigt ebenfalls eine erstaunliche Korrelation mit dem Auftreten von El Niño: Etwa ein Jahr nach El Niño-Ereignissen schnellt der Kokosölpreis in die Höhe. Die Ursache für die Schwankungen im Kokosölpreis liegt in der extremen Dürre in Südostasien, wo Kokos vor allem angebaut wird. Die El Niño bedingten Missernten in Südostasien führen zu einer Verknappung von Kokosöl, wodurch sein Weltmarktpreis ansteigt. Es existieren zahlreiche andere gesellschaftlich relevante Auswirkungen von ENSO, die hier nicht weiter beschrieben werden können.

7 Vorhersagbarkeit von ENSO

Wie in Abschnitt 5 beschrieben, kann man die mit El Niño und La Niña einhergehenden Schwankungen der Oberflächentemperatur des tropischen Pazifiks als einen quasiperiodischen Zyklus verstehen, der im Prinzip vorhersagbar ist. Allerdings, bedingt durch die chaotische Natur des Klimasystems, verläuft dieser Zyklus nicht streng periodisch und kann deshalb nicht perfekt prognostiziert werden. Für einen Zeitraum von einigen Monaten bis zu einem Jahr jedoch lassen sich die Oberflächentemperaturen im äquatorialen Pazifik recht zuverlässig vorhersagen, und damit die mit ENSO verbundenen weltweiten klimatischen, ökologischen und ökonomischen Folgen.

Die Vorhersagen basieren auf statistischen und physikalischen Modellen. Letztere sind i. a. gekoppelte Ozean-Atmosphäre Modelle. Da, wie auch die Wettervorhersage, die Kurzfristklimavorhersage, im mathematischen Sinne, ein Anfangswertproblem ist, muss der Zustand des Systems zu Beginn der Vorhersage bekannt sein. Mit Hilfe des TOGA-TAO-Arrays (http://gcmd.nasa.gov/records/GCMD_ds256.1.html) stehen wertvolle Informationen aus verschiedenen Tiefen des äquatorialen Pazifik zur Verfügung. Diese werden in die gekoppelten Modelle „assimiliert", um einen möglichst dynamisch balancierten Anfangszustand für die Vorhersage zu erhalten.

Prognosen jahreszeitlicher Anomalien der Temperatur und der Niederschläge lassen sich grundsätzlich nur mit einer bestimmten Wahrscheinlichkeit erstellen, wobei diese Wahrscheinlichkeit jeweils aus einem Ensemble von Vorhersagen abgeleitet wird (siehe PAETH, S. 107, dieses Heft). Dabei werden heute nicht nur die Anfangsbedingungen variiert, um ein Ensemble zu erstellen, sondern auch verschiedene Klimamodelle parallel eingesetzt. Dies geschieht, um auch den Einfluss von Modellfehlern zu erfassen. Interessanter-

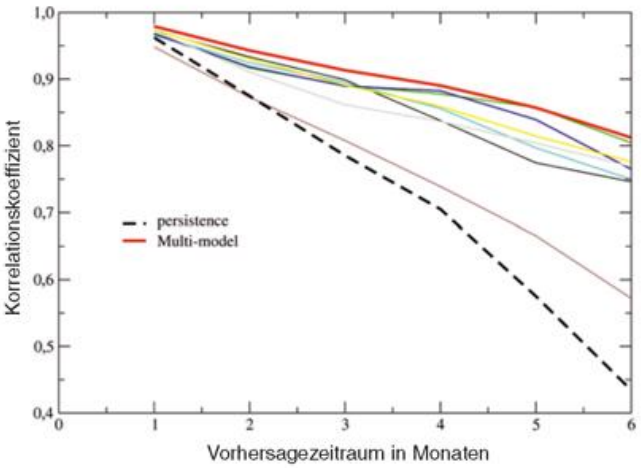


Abb. 3-5: Korrelationen der vorhergesagten und beobachteten Anomalien der Meeresoberflächentemperatur im äquatorialen Ostpazifik für einzelne Modelle und für das Ensemble-Mittel (rot) als Funktion des Vorhersagezeitraums (Monat), Mittel der Jahre 1980–2001.

weise zeigt sich, dass derartige Multi-Modell-Vorhersagen denen, die mit nur einem Modell durchgeführt werden, überlegen sind (Abb. 3-5).

Prognosen des Kurzfristklimas unterscheiden sich von Wettervorhersagen dadurch, dass sie sich nicht auf detaillierte Wetterphänomene, wie etwa einzelne Hoch- oder Tiefdruckgebiete beziehen. Im Gegensatz hierzu beinhalten Klimaprognosen die Vorhersage der statistischen Momente, wie etwa die Mittelwerte beispielsweise der Temperatur oder des Niederschlags über eine Jahreszeit hinweg. Dennoch bedeuten Kurzfristklimavorhersagen eine wesentliche Erweiterung der Wettervorhersage, weil der Einfluss der langperiodischen ozeanischen Schwankungen Vorhersagen über die Zeitskala der „internen Vorhersagbarkeit" der Atmosphäre hinaus, die bei etwa zwei Wochen liegt, ermöglicht. Es werden seit einigen Jahren an mehreren Instituten routinemäßig ENSO-Vorhersagen durchgeführt. Dabei haben sich die Vorhersagen als sehr erfolgreich herausgestellt, so dass die durch ENSO bedingten Schadenssummen deutlich gesenkt werden konnten.

8 Hat ENSO einen Einfluss auf das Klima in Europa?

Während der Einfluss von ENSO auf zahlreiche Regionen der Erde, insbesondere in tropischen Breiten nachgewiesen ist (z. B. verstärkter Niederschlag in Teilen Südamerikas, Dürre in Südostasien, usw. während El Niño-Episoden), gibt es noch Unsicherheiten in der Bestimmung der Fernwirkung ENSOs auf Europa. Aus einer Studie von atmosphärischen Großwetterlagen ergibt sich, dass im Winter (Dezember, Januar, Februar) ein El Niño-Ereignis mit einer verstärkten Anzahl von Tagen mit zyklonalem Strömungsmuster über Mitteleuropa einhergeht, d. h. vermehrt Tiefdrucksysteme mit ihren typischen Wettererscheinungen das meteorologische Bild prägen. Dies äußert sich in kälteren Wintertemperaturen über Nordeuropa sowie verstärktem Winterniederschlag in einem Band von den Britischen Inseln bis zum Schwarzen Meer. Damit konsistent sind Ergebnisse aus einer Studie, die zeigt, dass insbesondere im Februar eines El Niño-Jahres auf den Britischen Inseln signifikant mehr Niederschlag fällt als im langzeitlichen Mittel. Allerdings muss dies nicht uneingeschränkt für alle El Niño-Ereignisse gelten, wie das Beispiel Winter 1997/98 gezeigt hat.

Hingegen kommt es laut dieser Studien bei La Niña-Ereignissen im Westen und Südwesten Europas zu geringerem Niederschlag, da sie eine gegenüber dem Wintermittelwert reduzierte Anzahl von zyklonalen Strömungstypen aufweisen. Aufgrund von Anomalien im Druckfeld, die durch El Niño (La Niña) hervorgerufen sind, wird ferner die Position des über Europa liegenden Endes der nordatlantischen Zyklonenzugbahn („jetstream") beeinflusst, so dass die nordatlantischen Tiefs im Falle eines El Niño (La Niña)-Ereignisses einer nach Süden (Norden) verschobenen Route folgen. Modellsimulationen unterstützen diese Sichtweise.

Die mittleren Breiten sind durch eine hohe interne Variabilität gekennzeichnet, die sich aus der chaotischen Natur der Atmosphäre ableitet. Der Einfluss ENSOs auf Europa lässt sich daher nur anhand sehr langer Beobachtungsreihen nachweisen. Da solche Zeitreihen nur an einigen wenigen Stationen vorliegen, wird der Zusammenhang zwischen Tropen und mittleren Breiten zunehmend auch anhand von Klimamodellrechungen untersucht. Mehrere Studien zeigen zwar, dass ENSO-Extreme das Strömungsfeld im atlantisch-europäischen Raum verändern können, diese aber verglichen mit den Änderungen im nordpazifischen Sektor wesentlich schwächer sind. Insbesondere reagiert die Modellatmosphäre über Europa nicht immer mit dem gleichen Antwortmuster auf El Niño- oder La Niña-Ereignisse. Unklar ist gegenwärtig ferner, welchen relativen Einfluss extratropische gegenüber tropischen Meeresoberflächentemperaturanomalien auf die atmosphärische Zirkulation in den mittleren Breiten haben und inwieweit dadurch möglicherweise der ENSO-Einfluss überdeckt wird. Darüber hinaus kann es auch einen indirekten ENSO-Effekt derart geben, dass ENSO zunächst über eine „atmosphärische Brücke" Anomalien der Meeresoberflächentemperatur beispielsweise im Nordatlantik erzeugt, die dann ihrerseits die atmosphärische Zirkulation über Europa beeinflussen.

9 Beeinflussung ENSOs durch den anthropogenen Treibhauseffekt

Beobachtungen der Meeresoberflächentemperatur im tropischen Pazifik für die letzten 140 Jahre zeigen eine Verstärkung der interannualen (Jahr-zu-Jahr) Variabilität. So wurde beispielsweise das „Jahrhundert-El

Niño-Ereignis" der Jahre 1982/1983 noch vom El Niño der Jahre 1997/1998 übertroffen. Ferner ist eine Häufung von El Niño-artigen Situationen in den neunziger Jahren des letzten Jahrhunderts zu verzeichnen gewesen. Es drängt sich daher die Frage auf, in wieweit der anthropogene Treibhauseffekt ENSO beeinflussen kann. Um diese Frage näher zu untersuchen, haben Mitarbeiter des Max-Planck-Instituts für Meteorologie in Hamburg eine Treibhaussimulation mit einem globalen gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modell, das ENSO realistisch simuliert, analysiert. Dabei wurde das Modell im Jahre 1860 initialisiert und mit beobachteten Treibhausgaskonzentrationen angetrieben. Zukünftige Konzentrationen wurden bis zum Jahr 2100 nach einem BAU (**b**usiness **a**s **u**sual)-Szenarium des IPCC (**I**ntergovernmental **P**anel on **C**limate **C**hange) vorgeschrieben.

Die Veränderungen in der Meeresoberflächentemperatur des tropischen Pazifiks infolge des anthropogenen Treibhauseffekts sind denen während El Niño-Ereignissen beobachteten sehr ähnlich: Der Ostpazifik erwärmt sich mit etwa 3 °C bis zum Jahr 2100 (Abb. 3-6) sehr viel stärker als der Westpazifik, dessen Temperatur sich nur um etwa 1 °C erhöht. Dies bedeutet, dass El Niño-ähnliche Situationen, also Situationen bei denen sich der Temperaturgegensatz zwischen West- und Ostpazifik deutlich abschwächt, künftig sehr viel häufiger auftreten werden, falls der weltweite Ausstoß von Treibhausgasen, vor allem des CO_2, nicht drastisch gesenkt wird.

Dem langfristigen Erwärmungstrend im Ostpazifik überlagert ist eine zunehmende interannuale Variabilität, wobei sich vor allem die kalten Ereignisse (La Niñas) gegen Ende der Simulation verstärken, was deutlich anhand der Abb. 3-6 zu erkennen ist. Vorläufige Ergebnisse deuten an, dass Veränderungen in der Ozeanzirkulation die Veränderungen in der Statistik der interannualen Variabilität hervorrufen. Dabei spielt vor allem die schärfer werdende Thermokline eine wichtige Rolle. Die Intensivierung des vertikalen Temperaturgradienten innerhalb der Thermokline entsteht dadurch, dass sich infolge des anthropogenen Treibhauseffekts einerseits die Oberfläche stark erwärmt und sich aber andererseits die Wassermassen in etwa 200 m Tiefe infolge einer verstärkten meridionalen (Nord-Süd)-Zirkulation abkühlen. Die durch die äquatorialen Wellen erzeugten vertikalen Auslenkungen der Thermokline haben daher einen stärkeren Effekt auf die Meeresoberflächentemperatur, so dass die Variabilität der Meeresoberflächentemperatur in der Treibhaussimulation zunimmt. Allerdings ist die Stärke von El Niño-Ereignissen infolge bestimmter negativer atmosphärischer Rückkopplungen (vor allem der Wolkenbildung) begrenzt, so dass sich durch die schärfere Thermokline vor allem die La Niñas verstärken. Die Änderung der klimatischen Verhältnisse im äquatorialen Pazifik als Folge des anthropogenen Treibhauseffekts ist demnach in der Simulation mit dem Max-Planck Modell durch signifikante Änderungen in den ersten drei statistischen Momenten (Mittelwert, Varianz, Schiefe) der Meeresoberflächentemperatur des äquatorialen Ostpazifik charakterisiert.

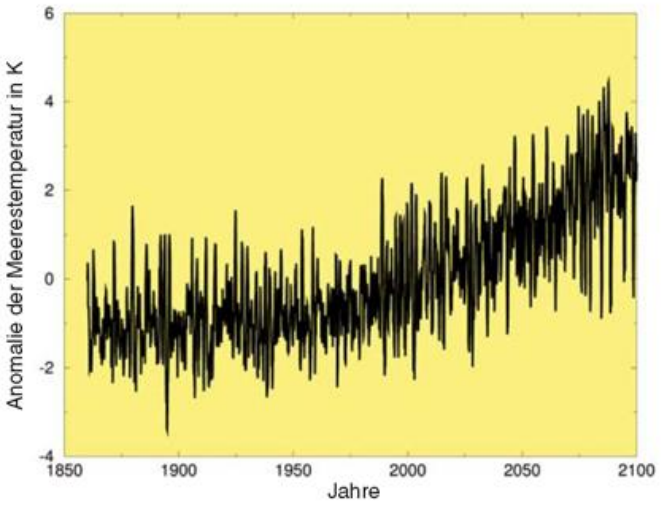


Abb. 3-6: Die Entwicklung der Abweichung der Meeresoberflächentemperatur im äquatorialen Ostpazifik vom langjährigen Mittel in einer Simulation mit dem gekoppelten Ozean-Atmosphäre-Modell des Max-Planck-Institut für Meteorologie unter Annahme eines „business as usual" (BAU)-Szenariums.

Mit den Veränderungen der Variabilität im tropischen Pazifik gehen auch Veränderungen in anderen Gebieten einher, wie beispielsweise eine Verstärkung der Variabilität des indischen Sommermonsuns. Es sollte aber betont werden, dass andere Modelle zu durchaus anderen Ergebnissen kommen, so dass es noch keinen Konsens bzgl. des Einflusses des Menschen auf ENSO gibt. So simuliert beispielsweise das gekoppelte Modell des Lamont-Doherty Observatory (USA) einen sich verstärkenden Ost-West Gegensatz der Oberflächentemperatur längs des Äquators, d. h. eine La Niña-artige Änderung infolge des anthropogenen Treibhauseffekts. Während im Max-Planck Modell der sog. „cloud-albedo feedback" dafür sorgt, dass sich der Ostpazifik stärker erwärmt als der Westpazifik, ist im Lamont-Modell die negative Rückkopplung durch das Aufquellen kalten Wassers an die Meeresoberfläche dafür verantwortlich, dass sich der Ostpazifik im Vergleich zum Westpazifik abkühlt. Die meisten Modelle simulieren jedoch eine El Niño-artige Veränderung im tropischen Pazifik, wobei aber die Veränderungen in der Variabilität der Meeresoberflächentemperatur des Ostpazifiks recht uneinheitlich simuliert werden.

10 Der Treibhauseffekt, El Niño und die thermohaline Zirkulation

Wie wichtig Veränderungen in der Statistik des El Niño-Phänomens als Folge des anthropogenen Treibhauseffekts sein können, auch weit über die Grenzen des pazifischen Raums hinweg, hat die Studie des Max-

Planck-Instituts darüber hinaus gezeigt. Der Atlantik besitzt neben einer windgetriebenen Ozeanzirkulation auch eine dichtegetriebene sog. „thermohaline Zirkulation". Diese ist eine vertikale Umwälzbewegung, mit der warmes Wasser an der Oberfläche nach Norden und kaltes Tiefenwasser nach Süden transportiert wird. Mit ihr verbunden ist ein nordwärtiger Wärmetransport von etwa 1 PW (10^{15} Watt), wodurch sich u. a. das recht milde winterliche Klima Nordeuropas erklärt. Der Antrieb der thermohalinen Zirkulation ist das Absinken sehr dichter Wassermassen in den hohen Breiten der Nordhalbkugel. Die Dichte des Meerwassers hängt von der Temperatur und dem Salzgehalt ab, so dass viele verschiedene Prozesse in der Atmosphäre, im Ozean und in der Eissphäre Einfluss auf die thermohaline Zirkulation nehmen können.

Die El Niño-artigen Veränderungen der Meeresoberflächentemperatur im äquatorialen Pazifik führen über die Atmosphäre zu einem verstärkten Export von Frischwasser vom Atlantik zum Pazifik. Dadurch erhöht sich allmählich, im Laufe von einigen Jahrzehnten, der Salzgehalt des tropischen Atlantik. Diese Salzgehaltsanomalie wird mit der mittleren Ozeanzirkulation nach Norden transportiert, wodurch schließlich die Oberflächendichte in den hohen Breiten der Nordhemisphäre erhöht wird. Dies führt zu einer Stabilisierung der thermohalinen Zirkulation und wirkt somit den lokalen destabilisieren Prozessen (erhöhter Niederschlag, Eisschmelze), welche die Oberflächendichte reduzieren, entgegen. Daher ist in dem Max-Planck-Modell keine nennenswerte Abschwächung der thermohalinen Zirkulation selbst bei recht hohen Treibhausgas-Konzentrationen zu finden. Dieser Prozess der tropischen Stabilisierung der thermohalinen Zirkulation wird auch in anderen Modellen gefunden, so dass er als Prozess erster Ordnung zu betrachten ist. In den meisten Modellen jedoch dominieren die die thermohaline Zirkulation destabilisieren Prozesse, wodurch sich in diesen Modellen die thermohaline Zirkulation als Folge der globalen Erwärmung abschwächt.

Literatur

CAVIEDES, C. N., 2005: El Niño, Klima macht Geschichte. *Primus Verlag*, Darmstadt, 167 S, ISBN 3-89678-528-1.

GEOMAX, 2002: El Niño und La Niña. Forschen an der Klimaschaukel. Sommerausgabe, Hrsg: Max-Planck-Gesellschaft, München,

http://lernarchiv.bildung.hessen.de/archiv/mpg/geo_max/gmax04/GEOMAX4.pdf

LATIF, M., 2004: Klima. *S. Fischer Verlag*, Frankfurt/Main, 127 S.

PHILANDER, S. G. H., 1990: El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. *Academic Press*, San Diego, 293 S.

promet, Jahrg. 32, Nr. 3/4, 130-143 (August 2006)
© Deutscher Wetterdienst 2006

S. C. JONES, D. ANWENDER, M. RIEMER

4 Die Umwandlung tropischer Wirbelstürme in außertropische Tiefdruckgebiete und ihr Einfluss auf das Wetter der mittleren Breiten

Extratropical transition of tropical cyclones and their impact on midlatitude weather

Zusammenfassung
Fast die Hälfte aller tropischen Wirbelstürme in der Nordhemisphäre geraten in den Einflussbereich der mittleren Breiten. Sie durchlaufen dabei strukturelle Änderungen und können sich letztendlich in ein außertropisches Tief umwandeln. Die schweren Unwetterereignisse, die diese Umwandlung begleiten, stellen dabei eine Gefährdung in den mittleren Breiten dar. Zudem kommt es zu einer synoptisch skaligen Beeinflussung des Strömungsmusters der mittleren Breiten. Sowohl für das sich umwandelnde System als auch für die Änderung in den mittleren Breiten ist die Vorhersagbarkeit gering. Dieser Beitrag beschreibt die komplexen physikalischen Prozesse und zeigt Lösungsansätze zur Behandlung der geringen Vorhersagbarkeit.

Abstract
Around 40 % of the tropical cyclones in the Northern Hemisphere interact with the midlatitude circulation. They undergo structural changes and can eventually transform into a midlatitude storm. The severe weather associated with this extratropical transition poses a serious threat in the midlatitudes. Furthermore, the midlatitude synoptic-scale flow pattern can be modified significantly. The predictability associated both with the transforming system itself and with the modification of the downstream synoptic-scale midlatitude flow is low. This paper describes the complex physical processes associated with extratropical transition and considers the problem of predictability.

1 Einleitung

Die Bedrohung für Menschenleben und Eigentum, die ein tropischer Wirbelsturm darstellt, ist wohlbekannt. Sogar in Ländern, die nicht direkt davon betroffen sind, wird in den Medien in beträchtlichem Ausmaß über bedeutende Wirbelstürme berichtet. Wenn ein tropischer Wirbelsturm jedoch in höhere Breiten zieht und sein typisches Erscheinungsbild verliert, verringert sich damit vielfach das Interesse an ihm, mit der Folge, dass keine offiziellen Warnungen mehr herausgegeben werden und er nicht länger als eine Gefährdung für Leben und Eigentum angesehen wird. Ein sich abschwächender tropischer Wirbelsturm entwickelt sich jedoch oft in ein schnell ziehendes und sich rasch verstärkendes außertropisches Tiefdruckgebiet mit intensiven Niederschlägen und Windgeschwindigkeiten von Sturm- oder sogar Orkanstärke. Durch die Umwandlung eines sich abschwächenden tropischen Wirbelsturms in ein außertropisches Tiefdruckgebiet (Außertropische Umwandlung, ‚**E**xtratropical **T**ransition' = ET) kann sich ein Sturm entwickeln, der weiterhin eine ernstzunehmende Bedrohung für Aktivitäten auf See und an Land darstellt. Das Phänomen der ET stellt für Meteorologen in der Vorhersage eine bedeutende Herausforderung dar, die zum einen mit der erhöhten Zuggeschwindigkeit des Sturms, der Möglichkeit einer raschen Intensivierung und den heftigen Wetterereignissen, die mit ET verbunden sind, zu begründen ist und zum anderen mit der Tatsache, dass die Qualität von numerischen Vorhersagen bei einem Einwirken von ET nicht immer verlässlich ist.

Der mögliche Einfluss tropischer Wirbelstürme auf die mittleren Breiten wird weitgehend unterschätzt. Ein tropischer Wirbelsturm, der ET vollzieht und sich dabei in ein außertropisches Tiefdrucksystem umwandelt, hat eine direkte Auswirkung auf die synoptische Situation in den mittleren Breiten. Eine bedeutendere Einflussnahme ist jedoch vermutlich die Anregung eines Rossby-Wellenzuges, der durch die Wechselwirkung des diabatisch erzeugten Ausströmens aus dem polwärts ziehenden tropischen Wirbelsturm und dem PV-Gradienten in den mittleren Breiten in der oberen Atmosphäre angeregt wird. Dieser Wellenzug setzt sich stromabwärts fort und verändert das Strömungsmuster in den mittleren Breiten. Ein ET-Ereignis im westlichen Nordatlantik kann dadurch im Ostatlantik und in Westeuropa eine explosive Zyklogenese einleiten und eventuell schwere Niederschlagsereignisse im Mittelmeerraum auslösen. In der numerischen Wettervorhersage wird dieser stromabwärtige Einfluss häufig nicht erfasst.

Tropische Wirbelstürme sind Tiefdruckgebiete, die über den tropischen Ozeanen entstehen. Ist ihre maximale Windgeschwindigkeit größer als 17 m/s, erhalten

sie Namen. Ab 33 m/s Maximalwindgeschwindigkeit werden sie im Nordatlantik und Nordostpazifik Hurrikan, im Nordwestpazifik Taifun und sonst ‚severe tropical cyclones / severe cyclonic storm / tropical cyclone' genannt. Die Klassifizierung nach Windgeschwindigkeit für die verschiedenen Warngebiete der Weltorganisation für Meteorologie (WMO) sind unter http://severe.worldweather.wmo.int (unter Terminologies bei den betreffenden Warngebieten) zu finden. Tropische Wirbelstürme können nicht an beliebigen Orten im tropischen Gürtel entstehen. Günstige Bedingungen sind: Ozeantemperaturen größer 26 °C in einer etwa 50 m mächtigen Wassersäule, eine geringe Änderung der horizontalen Windgeschwindigkeit mit der Höhe, hohe Feuchtigkeit in der mittleren Troposphäre. Eine Entstehung äquatorwärts des fünften Breitengrades ist selten, da hier die Corioliskraft zu gering ist. Essentiell für die Entwicklung von tropischen Wirbelstürmen ist das Vorhandensein einer atmosphärischen Störung. Im Nordatlantik tritt diese in Form von synoptisch-skaligen Systemen auf, die über Afrika entstehen, die so genannten ‚African Easterly Waves' (vgl. FINK, S. 117, dieses Heft). In erster Näherung bewegen sich tropische Wirbelstürme mit der Windgeschwindigkeit ihrer Umgebung. In ihrem Frühstadium befinden sie sich meist südlich des subtropischen Hochdruckgebietes. An dessen Westseite oder an der Ostseite eines von Westen herannahenden Troges der mittleren Breiten haben sie die Möglichkeit von ihrer westlichen Zugbahn nach Norden und Osten in die mittleren Breiten abzudrehen. Ein aktueller Übersichtsartikel über tropische Wirbelstürme ist in EMANUEL (2003) zu finden.

Außertropische Umwandlung tropischer Wirbelstürme tritt in fast jedem Ozeanbecken auf, in dem tropische Wirbelstürme vorkommen (Abb. 4-1). Die Ausnahme bildet der östliche Nordpazifik, wo die synoptischen Bedingungen das Auftreten einer ET von tropischen Wirbelstürmen nur in Ausnahmefällen zulassen. Die Anzahl der ET-Ereignisse und das Auftreten tropischer Wirbelstürme folgen einem ähnlichen jahreszeitlichen Verlauf (Abb. 4-2). Die größte Anzahl von ET-Ereignissen tritt im westlichen Nordpazifik auf (Abb. 4-2b), während das nordatlantische Becken mit 45 % aller tropischer Wirbelstürme, die in der gezeigten 30-jährigen Periode ET vollziehen, den größten Prozentsatz an tropischen Wirbelstürmen, die ET unterlaufen, enthält (Abb. 4-2a).

HART und EVANS (2001) zeigen, dass ET im Atlantik in der frühen und späten Hurrikansaison in niedereren Breiten, in der Hauptsaison in höheren Breiten vorkommt. Der höchste Prozentsatz von ET-Ereignissen findet im September und Oktober statt. Der Grund dafür dürfte darin liegen, dass die jeweiligen Gebiete, in denen die Entstehung und Intensivierung von tropischen Wirbelstürmen und außertropischen Tiefdruckgebiete begünstigt wird, räumlich getrennt sind. Im September und Oktober ist die Distanz, die ein tropischer Wirbelsturm zwischen diesen beiden Gebieten zurücklegen muss, kürzer als in anderen Monaten. HART und EVANS (2001) zeigen weiter, dass sich die meisten Stürme, welche sich nach einer ET intensivieren, tief in den Tropen gebildet haben und dass eine große Anzahl von diesen in der Nähe der Kapverdischen Inseln entstanden sind.

Über dem Südosten des Indischen Ozeans unterlaufen relativ wenige Wirbelstürme ET (Abb. 4-2d). Dort findet ET dann am häufigsten statt, wenn sich eine starke Kaltfront bis auf eine Distanz von 1700 km oder weniger einem tropischen Wirbelsturm nähert. Dies passiert am wahrscheinlichsten im Spätsommer oder im Herbst. Solche etwa alle 20 Jahre vorkommenden Ereignisse haben bedeutende Auswirkungen zur Folge (FOLEY und HANSTRUM 1994). Im Vergleich zum Indischen Ozean findet ET im Südwestpazifik häufiger statt und wird auch durch das Herannahen eines Troges von Westen in den mittleren Breiten ausgelöst. Aufgrund des begrenzten zeitlichen Rahmens, der hier gezeigt wird, und infolge der wenig umfassenden Definition von ET, wie später in diesem Abschnitt noch diskutiert wird, unterschätzt Abb. 4-1b die Gefahr für Ostaustralien, die von einer ET ausgeht (J. CALLAGHAN, persönliche Miteilung).

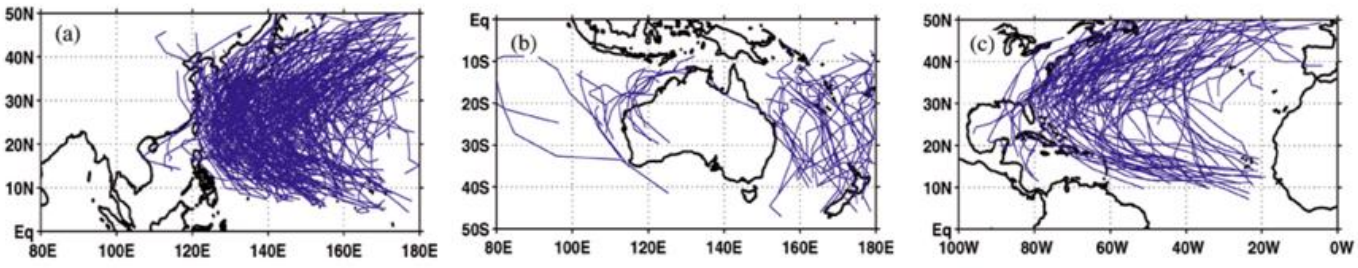


Abb. 4-1: Zugbahnen aller tropischen Wirbelstürme, die von 1970–1999 ET vollzogen haben. (a) Westlicher Nordpazifik. Zugbahnen von tropischen Wirbelstürmen, die in den best track Daten des Joint Typhoon Warning Center als außertropisch definiert worden sind. (b) Südöstlicher Indischer Ozean und Südwestpazifik. Zugbahnen von tropischen Wirbelstürmen, die sich unter dem Einfluss eines Frontensystems der mittleren Breiten in südöstliche Richtung beschleunigt haben und bis in mittlere Breiten hinein Stürme geblieben sind, die so genannten eingefangenen Wirbelstürme (‚captured cyclones') in FOLEY und HANSTRUM (1994). Best Track Daten aus http://www.australiasevereweather.com/cyclones/history.htm. (c) Nordatlantik. Zugbahnen von tropischen Wirbelstürmen, die in den Best Track Daten des National Hurricane Center (NHC) als außertropisch definiert worden sind.

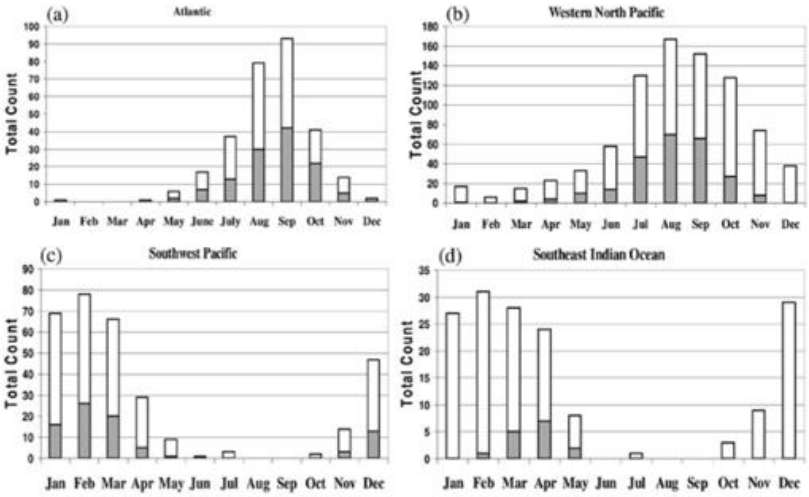


Abb. 4-2: Monatliche Gesamtzahl tropischer Wirbelstürme (offene Balken) in jedem der Ozeanbecken zwischen 1970 - 1999 und die Anzahl tropischer Wirbelstürme, die eine außertropische Umwandlung vollzogen haben (schattierte Balken) aus den ‚Best Track' Daten (aus JONES et al. 2003).

Tropische Wirbelstürme, die ET vollzogen haben, bewegen sich in der Regel über dem Atlantik oder Pazifik weiter nach Osten. Solche Systeme können sich viele Tage nach ihrer ET wiederverstärken und als außertropisches System der östlichen Seite des Ozeanbeckens starke Winde und erhebliche Niederschläge bringen.

Die Umwandlung eines tropischen Wirbelsturms in ein außertropisches Tiefdruckgebiet ist ein schrittweise verlaufender Prozess, in welchem der Wirbelsturm tropische Charakteristiken verliert und in seiner Natur eher außertropisch wird. Wenn sich ein tropischer Wirbelsturm polwärts bewegt, erfährt er veränderte Umgebungsbedingungen: Wachsende Baroklinität und Vertikalscherung, meridionale Feuchtegradienten, sinkende Meeresoberflächentemperatur (sea surface temperature = SST) oder starke SST-Gradienten (zum Beispiel in Zusammenhang mit dem Golfstrom) und eine stärkere Einwirkung der Corioliskraft. Der tropische Wirbelsturm kann sich in den Bereich eines Höhentroges oder eines bereits voll entwickelten außertropischen Systems bewegen. Wenn er auf Land trifft, wird der tropische Wirbelsturm eine wachsende Oberflächenreibung sowie eine Verringerung der latenten und sensiblen Wärmeflüsse erfahren und er kann auf Orographie stoßen.

Sobald ein tropischer Wirbelsturm beginnt, mit dem baroklinen Umfeld der mittleren Breiten in Wechselwirkung zu treten, ändern sich die Eigenschaften des Wirbelsturms dramatisch. In Satellitenbildern verliert der innere Kern des tropischen Wirbelsturms seine symmetrische Erscheinung und übernimmt schrittweise das Aussehen eines außertropischen Tiefdruckgebiets (Abb. 4-3). Die fast symmetrischen Wind- und Niederschlagsverteilungen, die sich um das Zirkulationszentrum von tropischen

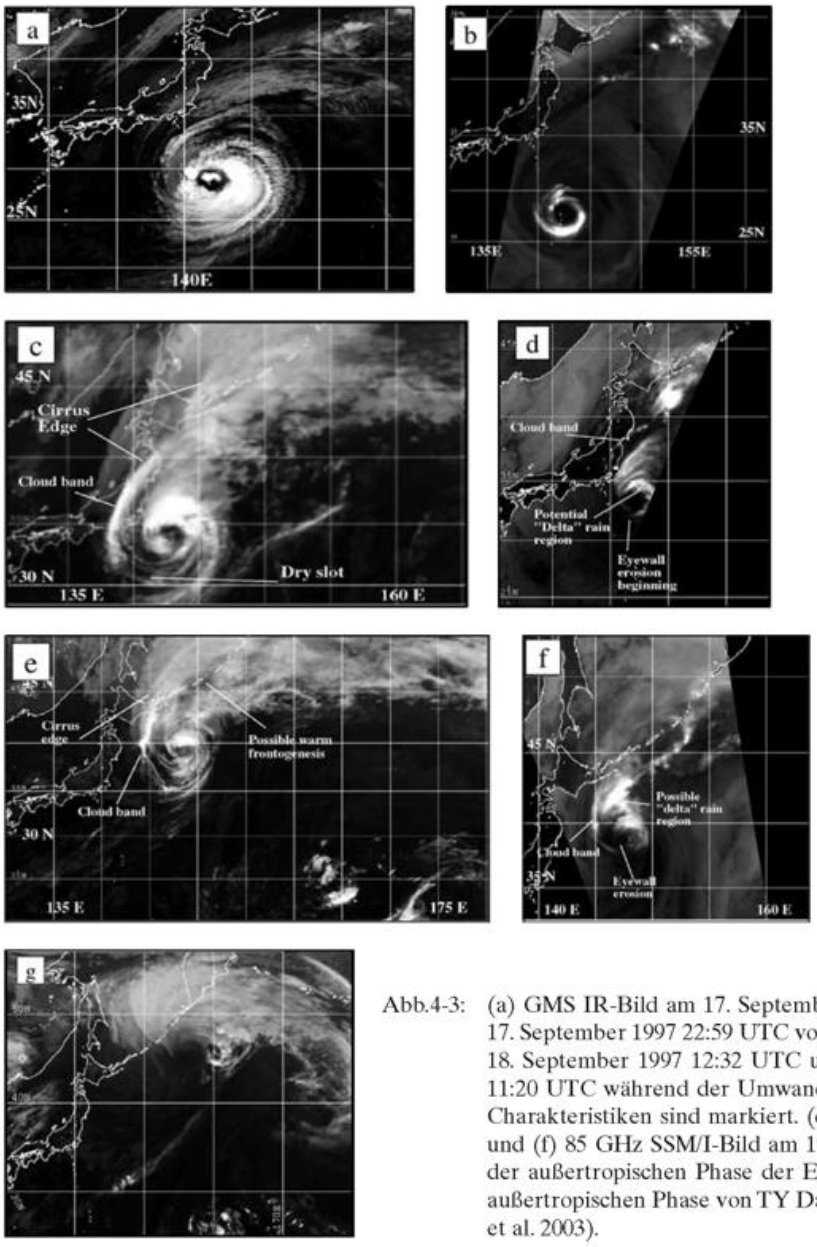


Abb.4-3: (a) GMS IR-Bild am 17. September 1997 23:32 UTC und (b) 85 GHz SSM/I-Bild am 17. September 1997 22:59 UTC vor Beginn der ET von TY David. (c) GMS IR-Bild am 18. September 1997 12:32 UTC und (d) 85 GHz SSM/I-Bild am 18. September 1997 11:20 UTC während der Umwandlungsphase der ET von TY David (1997). Wichtige Charakteristiken sind markiert. (e) GMS IR-Bild am 19. September 1997 12:32 UTC und (f) 85 GHz SSM/I-Bild am 19. September 1997 11:20 UTC während des Beginns der außertropischen Phase der ET von TY David (1997). (g) Infrarot GMS-Bild der außertropischen Phase von TY David am 20. September 1997 00:32 UTC (aus: JONES et al. 2003).

Wirbelstürmen konzentrieren, entwickeln eine asymmetrische Verteilung und dehnen sich in der Fläche deutlich aus. Wolken und Niederschlag erstrecken sich vom Zentrum aus polwärts.

Die Bewegung eines sich abschwächenden tropischen Wirbelsturms in die Westwindzone resultiert in einer wachsenden Translationsgeschwindigkeit, die zur asymmetrischen Verteilung von heftigen Wetterelementen führt. Über dem Ozean tragen hohe Windgeschwindigkeiten und große Translationsgeschwindigkeiten zur Erzeugung von beträchtlichen Wellen und hohem Seegang an der Ozeanoberfläche bei.

Das südwestpazifische Becken ist in der Hinsicht einzigartig, dass tropische Wirbelstürme sich während der meisten Zeit ihrer Existenz im Schnitt nach Osten bewegen. Dies kommt daher, dass sie früher in ihrem Lebenszyklus mit der Westwindzone der mittleren Breiten wechselwirken, welche sich während der Hurrikansaison der südlichen Hemisphäre bis 15° S erstrecken kann. Folglich beginnen die tropischen Wirbelstürme die asymmetrischen Charakteristiken, die mit der Einleitung der ET einhergehen, bereits um 20° S, näher am Äquator als in jedem anderen Ozeanbecken, anzunehmen. Im Schnitt ist hier die außertropische Umwandlung bei 30° S beendet. Im Gegensatz dazu können Stürme der Nordhemisphäre ihre tropischen Merkmale bis zu 50° N beibehalten.

Die gesellschaftlichen Auswirkungen von ET können enorm sein. In Nordamerika haben heftige Überschwemmungen in Zusammenhang mit ET immer wieder Menschenleben gekostet (z. B. Hurrikan Hazel, 1954; Tropischer Sturm Agnes, 1972; Hurrikan Floyd, 1999). Auch im Nordwestpazifik gab es schwere Überschwemmungen und Erdrutsche auf Grund der Auswirkungen von ET (z. B. Janis, 1995, über Korea). Bei einem ET-Ereignis im Südwestpazifik (Wirbelsturm Bola) sind mehr als 900 mm Regen über Nordneuseeland gefallen. 1970 erzeugte ein weiteres solches Ereignis Windböen von bis zu 75 m/s über der Hauptstadt von Neuseeland, Wellington, wodurch 51 Menschen beim Kentern einer Fähre ums Leben kamen. Außertropische Umwandlung hat bereits eine Reihe von Unwetterkatastrophen durch heftige Überschwemmungen, starke Winde und schweren Seegang in Ostaustralien hervorgebracht (z. B. Wirbelsturm Wanda, 1974). In Westaustralien kann in Zusammenhang mit ET die Brandgefahr zunehmen. Tropische Systeme, die sich nach ET im Nordatlantik wiederverstärken, stellen eine Gefährdung für Nordwesteuropa dar. Das außertropische System, das sich aus Hurrikan Lili (1996) entwickelt hatte, war verantwortlich für 7 Todesopfer und 300 Mio. US$ wirtschaftliche Verluste in Großbritannien, Frankreich und Deutschland (MunichRe NatCatSERVICE).

Es gibt keine allgemein akzeptierte Definition von ET. Eine Vielzahl von Faktoren werden von den verschiedenen Vorhersagezentren in Betracht bezogen, wenn eine Entscheidung getroffen werden muss, ob eine tropischer Wirbelsturm ET unterläuft oder nicht. In Satellitenbildern können Hinweise auf eine ET in der Abschwächung der hochreichenden Konvektion, in der Lage des oberflächennahen Zirkulationszentrums und im Auftreten eines kommaförmigen Wolkenmusters oder einer Frontalstruktur gefunden werden. Weitere Anzeichen sind eine Vergrößerung des Radius mit stürmischem Wind, Asymmetrien in den Wind- und Niederschlagsfeldern und eine Abnahme der Meeresoberflächentemperatur unterhalb des tropischen Wirbelsturms. Operationelle Vorhersagezentren können die Namen, die den jeweiligen tropischen Wirbelstürmen zugeordnet werden, während einer ET beibehalten, damit die Öffentlichkeit die Gefährdung, die mit einem ET-Ereignis zusammenhängt, nicht unterschätzt.

2 Gegenwärtiges physikalisches Verständnis

a) Klassifikation

Tropische Wirbelstürme, die sich von den Tropen in Richtung der mittleren Breiten bewegen, treffen auf sich verändernde Umgebungsbedingungen, die sich durch wachsende Baroklinität und vertikale Scherung, Höhentröge, Änderung der Feuchtegradienten, abnehmende SST, starke SST-Gradienten, einen größeren Coriolisparameter und wachsende Bodenreibung und Orographie, nachdem der Wirbelsturm auf Land getroffen ist, auszeichnen. Die Reaktion des tropischen Wirbelsturms auf diese Veränderungen variieren von Fall zu Fall sehr stark. Trotz dieser hohen Variabilität können bei der Umwandlung eines Wirbelsturms in ein außertropisches Tiefdrucksystem allgemein zwei verschiedene Phasen erkannt werden. Wie in JONES et al. (2003) ausgeführt, haben eine Reihe verschiedener Autoren diesen Prozess in unterschiedlichen Ozeanbecken beschrieben. Hier möchten wir im Folgenden einen Überblick geben, der an die Arbeit von KLEIN et al. (2000) angelehnt ist. Es werden dabei die zwei Phasen von ET, die Transformations-Phase und die außertropische Phase, beschrieben und dazu verwendet, einige der physikalischen Vorgänge vorzustellen, die während ET eine bedeutende Rolle spielen.

Während der Transformations-Phase beginnt der tropische Wirbelsturm auf die Veränderungen in den Umgebungsbedingungen zu reagieren. Dies beinhaltet häufig eine deutliche Zunahme der Translationsgeschwindigkeit. Dabei ändert sich die Struktur des Wirbelsturms, es entwickeln sich Asymmetrien im Windfeld und in der thermischen Struktur, sowie im Wolken- und Niederschlagsmuster (Abb. 4-3). Auf Grund von vertikaler Scherung, Gradienten in der Feuchteverteilung und der Meeresoberflächentemperatur oder durch vorhandene Orografie können sich in der Konvektion Asymmetrien ausbilden. Asymmetrien in den Oberflächenflüssen können durch das asymmetri-

sche Wind- und Feuchtefeld und durch Gradienten der SST entstehen.

Polseitig und östlich des Wirbelsturms kann sich ein lokales Maximum der Windgeschwindigkeit innerhalb des Strahlstroms, ein so genannter ‚Jet Streak', bilden, verbunden mit der Bildung einer Warmfront in der unteren und mittleren Troposphäre. KLEIN et al. (2000) beobachteten basierend auf Satellitenaufnahmen, dass sich die Kombination der obigen Faktoren in einem Einschluss trockener Luft zum Ausdruck bringt, der das symmetrische Erscheinungsbild des Wirbelsturms verändert und zur teilweisen Erosion der Eyewall führt. KLEIN et al. (2000) verwendeten das Auftreten dieses Einschlusses in den Satellitenbildern um den Beginn der Transformations-Phase zu definieren.

Nicht alle tropischen Wirbelstürme erreichen die Transformations-Phase. Zu starke vertikale Scherung oder das Auftreffen auf Land können zur Auflösung des Wirbelsturms innerhalb der Tropen führen, ohne dass die außertropische Umwandlung begonnen wird. Auch vollenden nicht alle Wirbelstürme, die die Transformations-Phase beginnen, die Umwandlung, da äußere Einflüsse wie starke vertikale Scherung oder verringerte SST zu einer Auflösung des Sturms während der Umwandlung führen können.

Das Ende der Transformations-Phase sollte ungefähr mit der Zeit übereinstimmen, zu der operationelle Vorhersagezentren das System als außertropisch deklarieren. Während der außertropischen Phase nimmt das System auf Satellitenbildern das Erscheinungsbild eines außertropischen Tiefdruckgebiets an und kann dabei dessen Merkmale wie z. B. verstärkte Frontenbildung, einen kalten Kern und vermehrte Umwandlung verfügbarer potentieller Energie in wirbelkinetische Energie ausbilden. Dabei kann das Freiwerden latenter Wärme eine wichtige Energiequelle bleiben und Wärmeflüsse von der Ozeanoberfläche weiterhin eine bedeutende Rolle spielen. Bei einer Wechselwirkung mit einem bereits bestehenden außertropischen Tiefdruckgebiet kann sich das ET-System wieder verstärken. Findet diese Wechselwirkung nicht statt, so kann man davon ausgehen, dass sich der ehemalige Wirbelsturm immer weiter abschwächt. Dabei kann er jedoch noch einige Tage als bedeutendes außertropisches Tiefdrucksystem bestehen bleiben.

b) Extratropical Transition und PV-Denken

Potentielle **V**orticity (PV) ist eine Variable, die sowohl dynamische als auch thermodynamische Eigenschaften der Atmosphäre in sich vereint (ERTEL 1942). In Abwesenheit von Reibung und anderen diabatischen Prozessen ist die PV eine Erhaltungsgröße. Sind eine Balancierungsbedingung, ein Referenzzustand und geeignete Randbedingungen gegeben, so kann durch die Inversion der PV-Verteilung das gesamte Wind- und Massefeld erhalten werden. Die Invertierbarkeit der PV ermöglicht es, sich ein konzeptionelles Bild der Strömung und des Temperaturfeldes, das mit einer gegebenen PV-Anomalie verbunden ist, aufzubauen. Ist die PV-Verteilung sowie das Windfeld auf isentropen Flächen gegeben, so erlaubt es die Erhaltungseigenschaft der PV, sich die zeitliche Entwicklung der PV-Anomalien herzuleiten. Dieses so genannte ‚PV-Denken' (HOSKINS et al. 1985) hilft uns, sowohl die Entwicklung tropischer Wirbelstürme als auch außertropischer Tiefdruckgebiete besser zu verstehen. Selbst bei diabatischen Prozessen und bei Reibung ist es möglich, die zeitliche Entwicklung der PV herzuleiten.

Um das PV-Denken auf ET anwenden zu können, bedarf es der Kenntnis über die Natur der dabei beteiligten PV-Anomalien. Aus einer leider nur geringen Anzahl detaillierter Beobachtungsstudien, ergänzt durch Modellstudien und theoretischen Überlegungen, kann man eine umfassende Vorstellung der PV-Struktur tropischer Wirbelstürme gewinnen. Ein tropischer Wirbelsturm wird durch eine starke zyklonale Strömung über fast die gesamte Höhe der Troposphäre sowie durch eine schwache antizyklonale Strömung bei größeren Radien gerade unterhalb der Tropopause gekennzeichnet. Die PV-Struktur, die mit dem zyklonalen Teil der Strömung verbunden ist, besteht aus einer starken positiven PV-Anomalie mit kleinem Radius, die sich durch die gesamte Troposphäre erstreckt (4 in Abb. 4-4). In der unteren und mittleren Troposphäre wird die positive Anomalie typischerweise von einer sehr viel schwächeren positiven oder auch negativen PV-Anomalie umgeben, die sich bis zu deutlich größeren Radien erstreckt. Die Antizyklone in der Höhe ist durch eine ausgedehnte, flache negative PV-Anomalie mit größerem Radius charakterisiert (5 in Abb. 4-4).

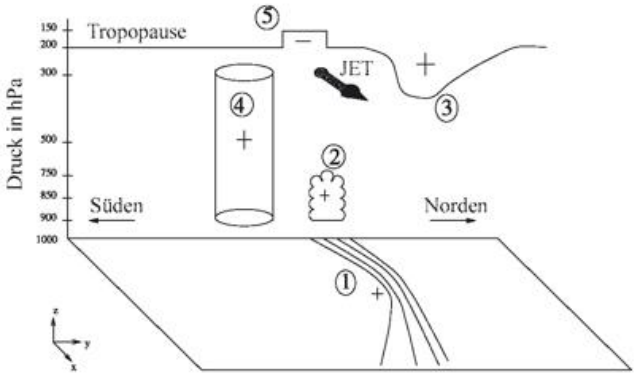


Abb. 4-4: Schema der PV-Anomalien, die bei einer ET beteiligt sind: 1) bodennahe Warmanomalie, 2) diabatisch gebildete positive PV-Anomalie entlang der baroklinen Zone, 3) positive PV-Anomalie in Zusammenhang mit einem Höhentrog der mittleren Breiten, 4) positive PV-Anomalie des tropischen Wirbelsturms, 5) negative PV-Anomalie in Zusammenhang mit der in der Höhe aus dem tropischen Wirbelsturm ausströmenden Luft. Der Pfeil deutet den Strahlstrom nahe der Tropopause an. Die Stärke des Strahlstroms hängt mit dem horizontalen PV-Gradienten nahe der Tropopause, also mit der Neigung der Tropopause, zusammen. (aus: AGUSTI-PANAREDA et al. 2004)

Beobachtungen tropischer Wirbelstürme zeigen eine weite Spanne von Strukturen und Intensitäten, so dass man damit rechnen muss, dass die Stärke und Ausdehnung der PV-Anomalien von Sturm zu Sturm beträchtlich variieren können.

Die PV-Struktur außertropischer Wettersysteme ist sehr viel besser belegt. Die vorherrschenden PV-Anomalien finden sich in der Nähe der Tropopause, wobei positive PV-Anomalien mit einer geringeren Tropopausenhöhe verbunden sind und negative PV-Anomalien mit einer erhöhten Tropopause. Daher kann ein Höhentrog (3 in Abb. 4-4) als positive Anomalie der PV auf einer isentropen Fläche oder als geringe Werte potentieller Temperatur auf der dynamischen Tropopause betrachtet werden. Bewegt sich eine positive Höhenanomalie der PV relativ zur Strömung in der unteren Troposphäre, so ist damit großskaliges Aufsteigen und Wirbelstreckung in Zugrichtung vor der Anomalie verbunden. Aus der PV-Sichtweise ist daher die Region in Zugrichtung vor einer positiven Höhenanomalie günstig für die Bildung eines Bodentiefs. PV-Anomalien in der unteren Troposphäre der mittleren Breiten sind mit bodennahen baroklinen Zonen verbunden oder werden durch diabatische Prozesse gebildet (z. B. 2 in Abb. 4-4). Im Gegensatz zu der symmetrischen PV-Struktur eines tropischen Wirbelsturms sind außertropische Tiefdruckgebiete durch die gestreckten bodennahen PV-Anomalien, die mit den Frontalzonen verbunden sind, charakterisiert.

c) Wechselwirkung mit vertikaler Scherung während der Transformationphase

Ein besseres Verständnis der Entwicklung, die während der außertropischen Phase der ET stattfindet, sollte man erreichen können, indem man barokline Instabilität als Anfangswertproblem betrachtet. Die Struktur der anfänglichen Störung, die einem instabilen baroklinen Grundzustand überlagert wird, kann das weitere Wachstum beeinflussen. Daher sollten die Änderungen, die sich in der Struktur des tropischen Wirbelsturms während der Umwandlung ergeben, einen großen Einfluss auf die weitere Entwicklung einer baroklin instabilen Strömung haben können.

Ein Faktor, der während der Umwandlungsphase zu erheblichen Veränderungen in der Struktur und der Intensität eines tropischen Wirbelsturms führen kann, ist die vertikale Scherung des horizontalen Umgebungswindes. Idealisierte Modellstudien über den Einfluss vertikaler Scherung auf tropische Wirbelstürme haben gezeigt, dass die Änderungen in der Struktur hauptsächlich mit einer vertikalen Neigung des Wirbels und mit Asymmetrien in der Vertikalbewegung und dem Temperaturfeld verbunden sind (z. B. FRANK und RITCHIE 2001). Diese Studien lassen vermuten, dass in der Gegenwart starker vertikaler Scherung die PV-Anomalie in der Höhe abgetragen wird und in der mittleren und unteren Troposphäre eine PV-Anomalie zurücklässt, die entweder mit der Höhe eine Neigung in Richtung der Scherung besitzt oder aber auch immer noch senkrecht stehen kann (JONES 2000). Die Neigung mit der Höhe nach Westen, die für barokline Entwicklung notwendig ist, tritt auf, wenn sich von Westen eine PV-Höhenanomalie nähert. Einige Tage können vergehen, bis es zu einer Wechselwirkung zwischen der von der vertikalen Scherung veränderten PV des tropischen Wirbelsturms mit einer PV-Höhenanomalie kommt.

d) Strömungsmuster der mittleren Breiten und Trogwechselwirkung

Der Vorgang der außertropischen Umwandlung hängt empfindlich von der Wechselwirkung des sich abschwächenden tropischen Wirbelsturms und der Strömung der mittleren Breiten ab, in die der Wirbelsturm wandert. In der Mehrzahl der ET-Fälle kommt es zu einer Wechselwirkung des sich abschwächenden Wirbelsturms und einem Höhentrog. In der frühen Phase der Wechselwirkung zwischen dem Wirbelsturm und dem Höhentrog bewirkt die vertikale Scherung häufig eine Abschwächung des tropischen Wirbelsturms. In den späteren Phasen von ET ist die Baroklinität und die damit verbundene vertikale Scherung für die Reintensivierung als außertropisches Tiefdrucksystem grundlegend nötig. In einigen Fällen (z. B. Erin, siehe Abschnitt 3a), in denen eine starke Reintensivierung als außertropisches Tief stattfindet, befindet sich das ET-System zum Anfang der Reintensivierung zwischen zwei Jet Streaks, in einem Gebiet mit erhöhter Divergenz in der oberen Troposphäre, das durch die Überlagerung des Jetausganges stromaufwärts und des Jeteinganges stromabwärts gebildet wird. UCCELLINI und KOCIN (1987) zeigten, dass dies ein günstiges Gebiet für explosive Zyklogenese in den mittleren Breiten ist. Der Mechanismus, durch den der Jet geteilt wird, mag mit dem diabatischen Abbau der PV in der Höhe verbunden sein, der durch das Freiwerden latenter Wärme während ET verursacht wird.

Manche ET-Fälle wurden wegen der großen Rolle, die der Höhentrog darin spielt, mit Petterssen-Smebye Typ B-Zyklogenese verglichen, in der es zur Entwicklung eines außertropischen Tiefdrucksystems kommt, wenn ein ausgeprägter Höhentrog über ein Gebiet mit bodennaher Warmluftadvektion zieht (PETTERSSEN und SMEBYE 1971). Während ET wird die Typ B-Zyklogenese durch die Überreste des tropischen Wirbelsturms in den unteren Schichten modifiziert und eventuell durch die verringerte Stabilität in Zusammenhang mit der feuchten tropischen Luft verstärkt.

e) Frontogenese

Die Wechselwirkung zwischen einem tropischen Wirbelsturm und der baroklinen Umgebung der mittleren Breiten kann zur Bildung von Frontalzonen führen. Die Advektion der potentiellen Temperatur durch die Zirkulation des Wirbels führt zur Bildung einer Welle an der Front und zu Gebieten mit verstärkten Temperaturgradienten, die an die Warm- und Kaltfronten er-

innern, die typischerweise bei einem außertropischen Tiefdruckgebiet auftreten. Das Deformationsfeld, das mit der Bewegung eines tropischen Wirbelsturms in die mittleren Breiten verbunden ist, trägt zur Frontenbildung polwärts und stromabwärts des Wirbelsturmzentrums bei, d. h. die Bildung einer Warmfront wird unterstützt. Stromaufwärts des Wirbelsturmzentrums trägt das Deformationsfeld und die Absinkbewegung, die mit der Kaltluftadvektion verbunden ist, zur Abschwächung des Temperaturgradienten (Frontolyse) bei (HARR und ELSBERRY 2000). Die Ausbildung einer Kaltfront wird dadurch gehemmt. Die Stärke, Ausdehnung und Struktur der Frontogenese innerhalb des oben beschriebenen Gesamtmusters kann von Fall zu Fall unterschiedlich sein, abhängig von der charakteristischen Strömung in den mittleren Breiten, in die der tropische Wirbelsturm hineinwandert. Entwickelt sich die Temperaturwelle in Phase mit der vorhandenen Temperaturwelle in den mittleren Breiten, so ist es wahrscheinlich, dass sich das ET-System als außertropisches Tief reintensiviert.

f) Niederschlag

In Verbindung mit einem ET-System kann es zu erheblichen Niederschlagsmengen kommen, die zu schweren Überschwemmungen und Erdrutschen führen können. Zu Beginn einer ET ist starker Niederschlag innerhalb des großen Wolkenschirms eingelagert, der sich von dem Wirbelsturmzentrum aus polwärts erstreckt (Abb. 4-3). Mit solchen schweren Niederschlägen polwärts des Wirbelsturms wird oft nicht gerechnet, da sie oft sehr weit entfernt vom Zentrum des Sturms einsetzen. Das Gebiet, das von Wolken und Niederschlag bedeckt wird, vergrößert sich sehr stark, wenn sich ein Wirbelsturm den mittleren Breiten nähert, so dass es über Land zu schweren Niederschlägen kommen kann, ohne dass das Sturmzentrum selbst auf Land trifft. Fällt der starke, mit dem Sturmzentrum verbundene Niederschlag später in dasselbe Gebiet, so erhöht sich die Wahrscheinlichkeit, dass dies zu Überschwemmungen führt, beträchtlich.

In einem tropischen Wirbelsturm treten die größten Niederschlagsmengen typischerweise auf beiden Seiten der Zugrichtung gleich stark auf, wie man in (Abb. 4-5) bei Wirbelsturm Audrey (1964) direkt nach dem Auftreffen auf Land in Nordaustralien sehr gut erkennen kann. Während ET beginnt die Niederschlagsverteilung immer stärker an die Verteilung des Niederschlages in einem außertropischen Tief zu erinnern, d. h. der stärkste Niederschlag fällt in der Süd-(Nord-)Hemisphäre auf der rechten (linken) Seite der Zugbahn (Abb. 4-5). Diese Änderungen in der Struktur des Niederschlagfeldes können dem verstärkten synoptisch skaligen Antrieb für Vertikalbewegung zugeschrieben werden, der mit typischen Merkmalen der mittleren Breiten wie PV-Anomalien in der Höhe oder baroklinen Zonen verbunden ist. Dieser Antrieb kann durch die verschiedenen Formen der quasigeostrophischen Omega-Gleichung quantitativ ausgedrückt werden. Synoptisch skaligen Antrieb für Aufsteigen findet man z. B. unter dem rechten (linken) Eingangs- und dem linken (rechten) Ausgangsbereich eines Jet Streaks in der nördlichen (südlichen) Hemisphäre. Bewegt sich ein tropischer Wirbelsturm in eines dieser Gebiete, so kann dies zu verstärkter Niederschlagsbildung führen. Die diabatische Veränderung der PV in der Höhe (siehe Abschnitt 3d) kann es einem tropischen Wirbelsturm ermöglichen, sich längere Zeit unterhalb eines äquatorseitigen Jeteingansbereiches aufzuhalten.

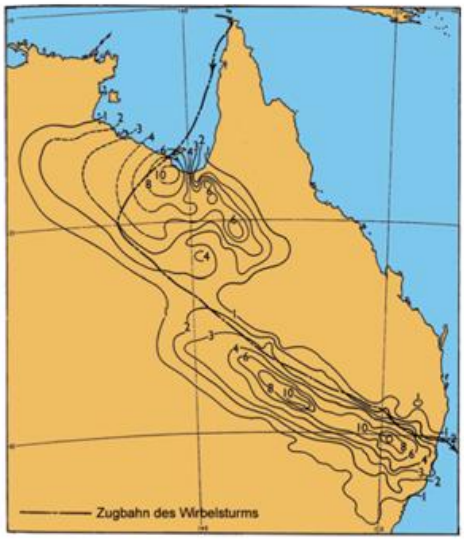


Abb. 4-5: Niederschlag (in Zoll) und Zugbahn des Wirbelsturms über dem östlichen Teil Australiens für die Extratropical Transition vom südwestpazifischen Wirbelsturm Audrey (1964) während der 72 h-Periode, die am 14 Januar 1964 23:00 UTC (BUREAU OF METEOROLOGY 1966) endet.

Ein Großteil des Niederschlages, der mit einer ET verbunden ist, tritt auf der polwärtigen Seite des Zentrums des sich abschwächenden Wirbelsturms auf, in dem Gebiet in dem es zur Warmfrontbildung kommt. Die warme, feuchte Luft steigt an der Warmfront entlang der geneigten Isentropen auf. Das so entstehende Niederschlagsgebiet kann sich dadurch über ein weites Gebiet vor dem eigentlichen Wirbelsturm ausbreiten. Darüber hinaus können orografische Effekte während einer ET zu einer beträchtlichen Verstärkung der Niederschlagsmengen führen.

Weitere wichtige Prozesse während ET sind die Freisetzung latenter Wärme, Konvektion und Oberflächenflüsse. Diese Prozesse, wie auch die energetischen Umsetzungen während ET, werden hier aus Platzgründen nicht behandelt. Weitere Einzelheiten sind in JONES et al. (2003) zu finden.

3 Einfluss auf die Strömung stromabwärts der ET

Durch die Wechselwirkung mit einem außertropischen Wettersystem kann ein tropischer Wirbelsturm die

Strömung der mittleren Breiten großskalig verändern. In der Literatur werden zwei Mechanismen diskutiert, durch die diese Veränderung auftreten kann. Der eine Mechanismus betrachtet die adiabatische Wechselwirkung zwischen der PV-Struktur eines tropischen Wirbelsturms und des Strahlstroms, der zweite den Einfluss von diabatisch veränderter PV auf die Strömung der mittleren Breiten.

In einem einfachen konzeptionellen Modell für den ersten Mechanismus betrachtet man die Wechselwirkung eines Wirbelsturms mit der PV-Struktur eines zweidimensionalen Strahlstromes. Durch die räumliche Ausdehnung der Zirkulation, die mit der lokalisierten PV-Verteilung des Wirbelsturms verbunden ist, erwartet man die Anregung von Rossby-Wellen am PV-Gradienten des Strahlstromes, schon bevor die beiden PV-Strukturen selbst aufeinander treffen. Die Rossby-Wellen breiten sich dann am PV-Gradienten stromabwärts der Anregung aus und können zu weiterer Entwicklung von Tiefdruckgebieten am Boden in den mittleren Breiten führen (SIMMONS und HOSKINS 1979). Zusätzlich zu dieser Entwicklung stromabwärts kann es stromaufwärts des Wirbelsturms zu kleinskaliger Entwicklung kommen, die mit Störungen im bodennahen Temperaturgradienten verbunden ist (SIMMONS and HOSKINS 1979). Da die Zirkulation des tropischen Wirbelsturms in der unteren Troposphäre am stärksten ist, kann die Entwicklung stromaufwärts des ET-Systeme in manchen Fällen eine wichtige Rolle spielen.

Der zweite Mechanismus betrachtet die Veränderung der Struktur der oberen Troposphäre in den mittleren Breiten durch Luftmassen, die in der Höhe aus dem tropischen Wirbelsturm herausströmen und die geringe Werte von PV aufweisen. Innerhalb von Gebieten mit Konvektion und dem damit verbundenen Freiwerden von latenter Wärme ist die PV keine Erhaltungsgröße mehr (ERTEL 1942). Vielmehr führt das Freiwerden latenter Wärme zur Erhöhung der PV in der mittleren und unteren Troposphäre (unterhalb des Maximums des diabatischen Heizens) und zu einer Verringerung der PV oberhalb (KLEINSCHMIDT 1950). Der diabatische Abbau der PV in der oberen Troposphäre kann zu einer verstärkten Rückenbildung (vgl. KNIPPERTZ und FINK, S. 147, dieses Heft) und einer höheren Tropopause stromabwärts des Systems, in dem die latente Wärme frei wird, führen. Insbesondere wurde gezeigt, dass die Tropopauseerhöhung einen bedeutenden Einfluss auf die Bildung von Tiefdruckgebieten in den mittleren Breiten hat.

a) Fallbeispiel Erin

Hurrikan Erin durchlief ET am 15. September 2001 im Nordatlantik. Abb. 4-6 zeigt die zeitliche Entwicklung der dynamischen Tropopause zwischen dem 11. und 16. September. Am 11. und 12. September zieht nördlich von Erin ein Trog, in dieser Darstellung an tiefen Werten der potentiellen Temperatur auf der dynamischen Tropopause erkennbar, vorbei, ohne Erin in die mittleren Breiten zu steuern. Am 13. September zieht von Westen ein neuer Trog heran, der im Laufe des 14. und 15. September deutlich schmäler wird und sich meridional ausdehnt. Dieser Trog tritt nun in Wechselwirkung mit

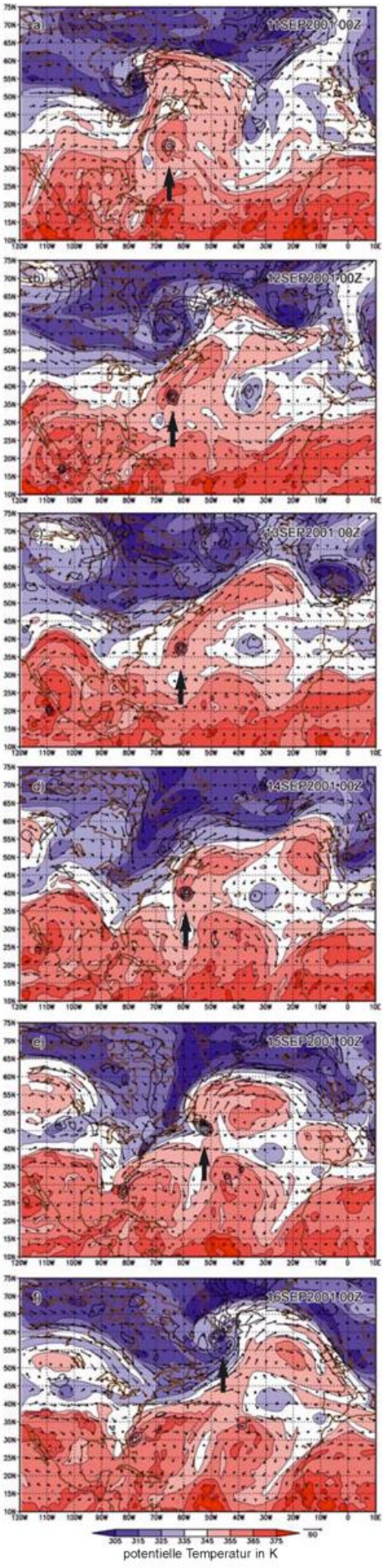


Abb. 4-6: ECMWF-Analyse der dynamischen Tropopause über dem Nordatlantik: Potentielle Temperatur (schattiert) und Windvektoren auf der 2 PVU-Fläche, 850-700 hPa vertikal gemittelte PV konturiert für Werte größer als 0,5 PVU (Konturenintervall 0,5 PVU) um 00 UTC am (a) 11. September, (b) 12. September, (c) 13. September, (d) 14. September, (e) 15. September, (f) 16. September (aus: RÖBCKE et al. 2004). Der Pfeil weist auf die Position des tropischen Wirbelsturms Erin.

Erin und der Hurrikan beginnt ET. Am 16. September rollt sich der Trog auf und beschleunigt das ET-System in den Nordatlantik. Insbesondere in Abb. 4-6b und 4-6c bekommt man den Eindruck, dass Luftmassen mit niedriger PV aus dem Bereich der in der Höhe aus Erin ausströmenden Luft in den Rücken nördlich und östlich des Wirbelsturms fließen und durch die starken Winde in der oberen Troposphäre über weite Strecken advehiert werden.

Um die Entwicklung der ausströmenden Luft stromabwärts von Erin zu untersuchen, wurden sowohl Vorwärts- als auch Rückwärtstrajektorien berechnet. Eine Beschreibung der Trajektorien-Berechnung findet sich bei KOTTMEIER und FAY (1998). Die Trajektorien werden anfangs für alle Startpunkte in den Höhen 150, 200 und 250 hPa berechnet. Abb. 4-7 zeigt die Startpunkte für die Berechnung der Trajektorien. Die Vorwärtstrajektorien wurden ausgehend vom 10. September über 6 Tage berechnet. Die Trajektorien von einem Startpunkt im nordwestlichen Bereich der in der Höhe aus Erin ausströmenden Luft zeigen, dass Luftpakete aus 200 und 250 hPa bis zur Iberischen Halbinsel gelangen (Abb. 4-7a). Die dritte Trajektorie endet im Nordostatlantik. Alle drei Trajektorien zeigen mit der Zeit einen leichten Höhenanstieg. Eine weitere Trajektorie (nicht gezeigt), von 200 hPa aus startend, erreicht ebenfalls die Iberische Halbinsel und bleibt dabei über die gesamte Strecke relativ höhenkonstant. Die Trajektorie, die bei 250 hPa startet endet nahe dem Nordpol und steigt entlang der gesamten Strecke an. Die dritte Trajektorie endet wiederum im Nordostatlantik.

5-tägige Rückwärtstrajektorien wurden für vier Startpunkte berechnet, die in einem Gebiet mit erhöhter Tropopause über Spanien liegen. Die Tropopausenkarten lassen die Vermutung zu, dass dieses Gebiet in Zusammenhang mit der aus Erin ausströmenden Luft steht. Abb. 4-7b zeigt, dass die Luft über der Iberischen Halbinsel aus dem Gebiet der erhöhten Tropopause in der Nähe (bei 63° W, 33° N am 10. September) von Erin stammt. Die Höhe aller drei Trajektorien bleibt entlang des Weges relativ gleich.

Die Vorwärts- und Rückwärtstrajektorien unterstützen demnach die Annahme, dass Luftmassen, die in der oberen Troposphäre aus Erin ausströmen, über den gesamten Atlantik wandern und fünf Tage später die Iberische Halbinsel erreichen. Die meisten Trajektorien zeigen eine antizyklonale Krümmung, die in Übereinstimmung mit der Rückenbildung stromabwärts von Erin, wie sie in der zeitlichen Entwicklung der Tropopausenkarten zu erkennen ist, steht.

b) Rossby-Wellenzüge

Das Zusammenspiel des Trog-Rücken-Musters und des Ausströmens des tropischen Wirbelsturms in der Höhe während einer ET kann zur Anregung eines Rossby-Wellenzugs führen und damit die Strömung weit entfernt vom ET-Ereignis modifizieren. Im Hovmöllerdiagramm Abb. 4-8 ist deutlich ein solcher Rossby-Wellenzug, der sich vom ET-Zeitpunkt von Wirbelsturm Maemi (2003) im Westpazifik stromabwärts bis zum ET-Zeitpunkt des atlantischen Wirbelsturms Isabel (2003) erstreckt, zu erkennen.

Auch in numerischen Simulationen mit idealisierten Ausgangsbedingungen zeigt sich ein deutlicher Einfluss eines tropischen Wirbelsturms auf das Strömungsmuster der mittleren Breiten. In numerischen Experimenten mit dem PSU/NCAR mesoskaligen Modell MM5 wird in einem zonalen Kanal mit periodischen Randbedingungen die Wechselwirkung eines Wirbelsturms mit einem geradlinigen Strahlstrom untersucht. Das MM5 löst dabei die primitiven Gleichungen und verwendet Parameterisierungen für Mikrophysik, Konvektion und Grenzschichtprozesse. Der Wirbelsturm nähert sich dem Strahlstrom von Süden, dabei kommt es in den mittleren Breiten zu einer

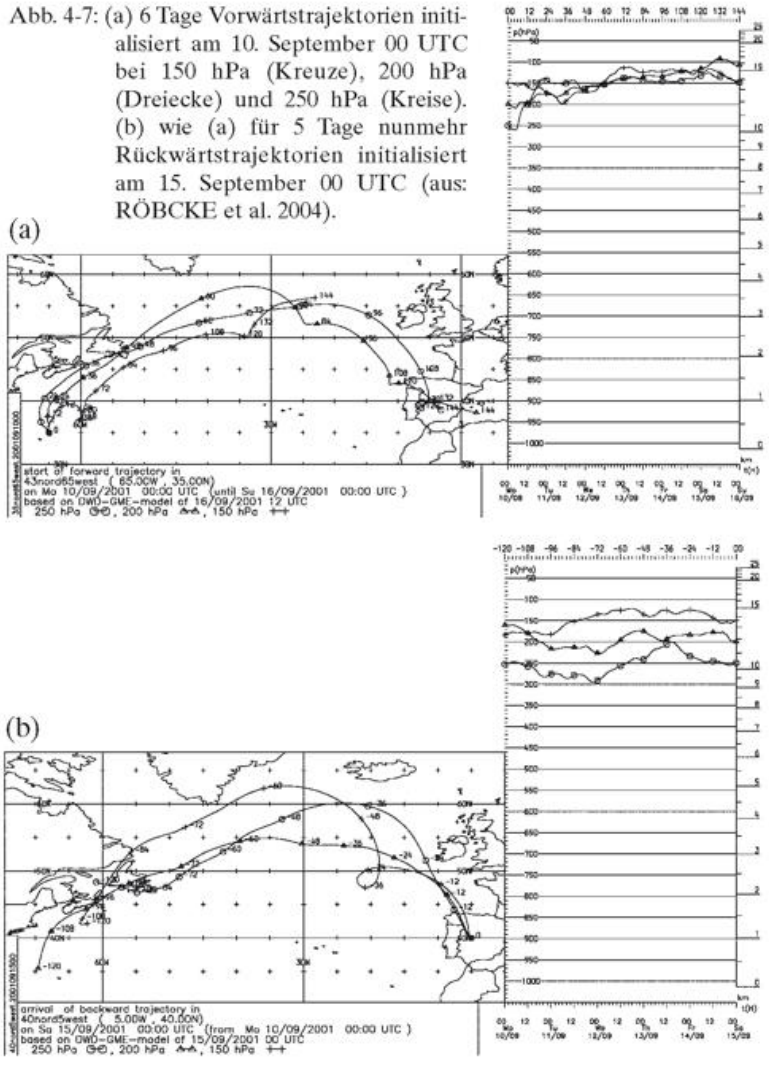


Abb. 4-7: (a) 6 Tage Vorwärtstrajektorien initialisiert am 10. September 00 UTC bei 150 hPa (Kreuze), 200 hPa (Dreiecke) und 250 hPa (Kreise). (b) wie (a) für 5 Tage nunmehr Rückwärtstrajektorien initialisiert am 15. September 00 UTC (aus: RÖBCKE et al. 2004).

lokalen Verstärkung der Windgeschwindigkeiten in der oberen Troposphäre. Es bildet sich ein Jet Streak. Im weiteren Verlauf kommt es zu einer deutlichen Auslenkung des Strahlstromes und einer weiteren Verstärkung des Jet Streaks. Die Auslenkung des Strahlstroms lässt sich als Anregung einer Rossby-Welle interpretieren. Betrachtet man ein Hovmöllerdiagramm (Abb. 4-9) über den gesamten Integrationszeitraum von 8 ½ Tagen, so sieht man, wie sich diese Welle nach ihrer Anregung durch die Wechselwirkung mit dem tropischen Wirbelsturm (Tag 3) stromabwärts entlang des Strahlstromes ausbreitet.

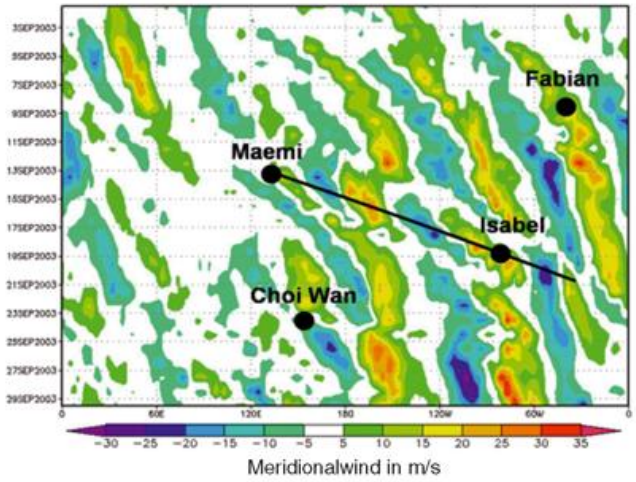


Abb. 4-8: Hovmöllerdiagramm des Meridionalwindes in m/s auf 500 hPa, gemittelt über 40°–50° nördliche Breite, im September 2003, aus der operationellen Analyse der Daten des ECMWF. Die schwarzen Punkte markieren die Zeitpunkte und Orte, an denen Fabian, Maemi, Isabel und Choi Wan ihre außertropische Umwandlung vollzogen haben. Der schwarze Strich weist auf einen Rossbywellenzug hin, der sich zwischen der ET von Maemi und Isabel erstreckt.

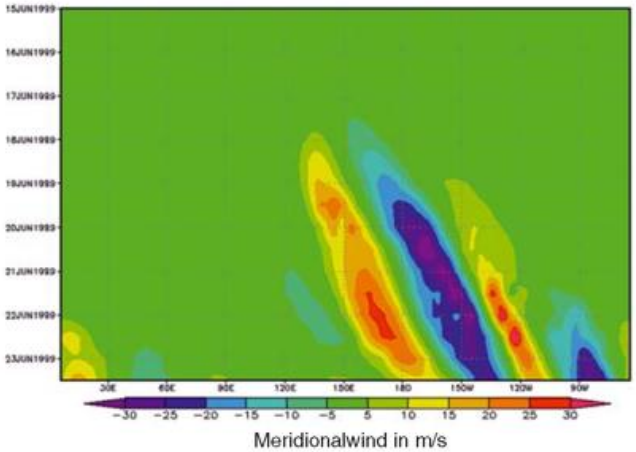


Abb. 4-9: Hovmöllerdiagramm des Meridionalwindes in m/s auf 200 hPa, gemittelt über ein Modellgebiet, dass 40°–55° nördlicher Breite entspricht. Die Zeitangaben sind willkürlich, wobei der 15. Juni 1999 dem Startzeitpunkt der Simulation entspricht. Die zonale Unterteilung entspricht jeweils 30 Gitterpunkten (bei 60 km Auflösung). Das Gebiet ist periodisch, so dass der linke Rand der Abbildung der Fortsetzung am rechten Rand entspricht.

Abb. 4-10 zeigt die zeitliche Entwicklung im Bereich des Wirbelsturms sowie des Jet Streaks. Der Wirbelsturm gerät mit der Zeit immer stärker unter den Einfluss des Strahlstromes, durchläuft ET und wandelt sich schließlich in ein starkes außertropisches Tief um. Aber auch der Strahlstrom erfährt bedeutende Veränderungen. So bildet sich sowohl stromauf- als auch stromabwärts des ET-Systems jeweils ein Jet Streak, wobei der Jet Streak stromabwärts auch eine deutliche meridionale Komponente aufweist. Im linken Ausgangsbereich des stromabwärtigen Jet Streaks bildet sich am Tag 7 ein weiteres außertropisches Tiefdrucksystem, dass sich im weiteren rasch verstärkt. Im linken Ausgangsbereich eines Jet Streaks findet man im allgemeinen Divergenz in der oberen Troposphäre, so dass dies einen Bereich darstellt, der für außertropische Entwicklung sehr günstig ist.

Diese idealisierten numerischen Experimente lassen daher die Vermutung zu, dass ein Wirbelsturm, insbesondere ein ET-System, in der Lage ist, sowohl die Richtung als auch die Stärke des Strahlstromes der mittleren Breiten zu beeinflussen und durch die Bildung eines

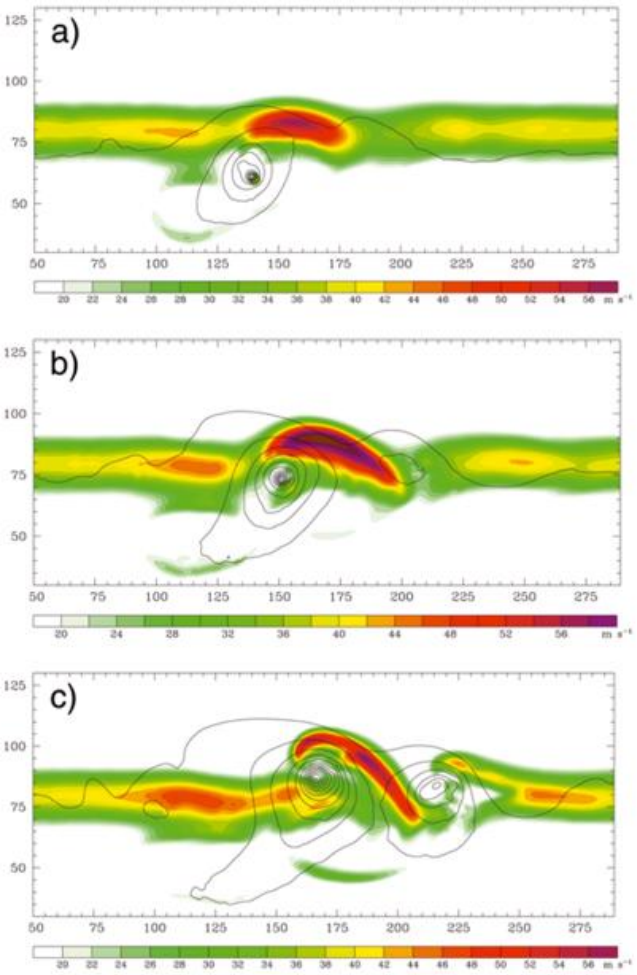


Abb. 4-10 Windgeschwindigkeit (schattiert) und Bodendruck (konturiert < 995 hPa in 5 hPa-Schritten) auf 200 hPa an Tag 6, Tag 7 und Tag 8 der Simulation. Horizontale Skala in Gitterpunkten mit einem Gitterabstand von 60 km.

ausgeprägten Jet Streaks die Entwicklung von Tiefdruckgebieten stromabwärts der ET zu begünstigen.

4 Vorhersageprobleme und ihre Auswirkungen

In jedem regionalen Zentrum, das für Wetterwarnungen während eines ET-Ereignisses verantwortlich ist, stehen die Meteorologen bezüglich der genauen Vorhersage der sich rasch ändernden Zirkulation vor ähnlichen Problemen. Meteorologen müssen nicht nur die Zugbahn und Intensität des Systems vorhersagen, sondern auch die Stärke und Verteilung der oberflächennahen Winde und des Niederschlages sowie die Wellenhöhe, wenn die ET über dem Ozean stattfindet. Warnungen vor Folgen wie Überschwemmungen und Buschfeuer müssen herausgegeben werden. Der Großteil der ET-Ereignisse findet über dem Ozean statt. Daher sind Techniken der Satellitendiagnose ein wichtiges Vorhersageinstrument. Die Vorhersage von ET stellt ein großes Problem für numerische Vorhersagemodelle dar. Ein ET-Ereignis kann die Güte der mittelfristigen Vorhersagen stromabwärts tropischer Wirbelstürme und damit für Europa und den Westen Nordamerikas erheblich reduzieren. Ein weiteres Problem ist die Kommunikation mit den Behörden für Katastrophenmanagement und mit der Bevölkerung, besonders weil das Bewusstsein über die Gefährdung, die mit einer ET zusammenhängt, viel niedriger ist, als bei einem tropischen Wirbelsturm. In diesem Abschnitt diskutieren wir die Probleme in der Vorhersage in Zusammenhang mit einem ET-Ereignis und ihre Auswirkungen.

a) Zugbahn
Ein wichtiges Problem für die Zugbahnvorhersage eines tropischen Wirbelsturms, der eine ET vollzieht, ist seine zunehmende Vorwärtsgeschwindigkeit. Wenn ein tropischer Wirbelsturm in die Westwindzone der mittleren Breiten zieht, beeinflussen die Strömungsverhältnisse, die ihn umgeben, mehr und mehr seine Bewegung und der tropische Wirbelsturm kann sich von einer Zuggeschwindigkeit von 5 m/s in den Tropen auf mehr als 20 m/s in den mittleren Breiten beschleunigen. Diese Beschleunigung erhöht die Schwierigkeit der Vorhersage von Ort und Dauer des Auftretens gefährlicher Unwettererscheinungen wie starke Niederschläge, hohe Windgeschwindigkeiten, gefährliche Brandung und über dem Ozean große Wellenhöhen und starker Seegang. Durch die rasche Änderung in der Translationsgeschwindigkeit wird die Vorwarnzeit für kleine Fischer- und Ausflugsboote herabgesetzt, die die Meeresgebiete im Sommer und Herbst bevölkern. Wenn der richtige Zeitpunkt, an dem sich die Translationsgeschwindigkeit zu erhöhen beginnt, nicht genau bestimmt wird, können Zugbahnfehler von hunderten von Kilometern in der Vorhersage auftreten.

b) Intensität
Die Bewegung eines tropischen Wirbelsturms in die mittleren Breiten wird oft von einer Abnahme seiner Intensität in Form von einer Zunahme des mittleren Druckes auf Meeresniveau in seinem Zentrum und einer Abnahme der maximalen Windgeschwindigkeit begleitet. Diese Abnahme der Intensität kann aus einer Reduzierung der Oberflächenflüsse, wenn der Wirbelsturm über Land oder über kühleres Wasser zieht, aus dem Verlust seiner Symmetrie als Folge von der Einmischung von trockener Luft in seine Zirkulation oder aus der zunehmenden Windscherung seiner Umgebung resultieren. Die Wechselwirkung mit einem System der mittleren Breiten während ET kann jedoch zu einer raschen Wiederverstärkung als außertropisches System führen. Dies stellt ein wichtiges Problem für die Vorhersage dar, das noch dadurch verkompliziert wird, dass die Satellitenbilder lediglich eine Abschwächung des tropischen Wirbelsturms suggerieren würden, wenn sich Meteorologen in der Vorhersage der möglichen Wechselwirkung mit einem außertropischen System nicht bewusst sind (FOLEY und HANSTRUM 1994). Wahlweise kann ein tropischer Wirbelsturm beim Eintritt in die mittleren Breiten zwar abklingen, aber seine Überreste können viele Tage später mit einem außertropischen System wechselwirken. Diese Art der Entwicklung, die schwere Unwetter für Westeuropa und die nördliche Pazifikküste von Nordamerika bedeuten kann, wird von numerischen Wettermodellen oft schlecht vorhergesagt (z. B. Hurrikan Floyd 1993, RABIER et al. 1996).

c) Oberflächennaher Wind
Die Kenntnis der Eigenheiten des Windes in niedrigen Höhen während einer ET ist notwendig, um möglichst genaue Warnungen herauszugeben. Das Windfeld eines tropischen Wirbelsturms beinhaltet in der Regel eine schwache Wellenzahl-1-Asymmetrie mit den höchsten Windgeschwindigkeiten auf der linken (rechten) Seite der Zugbahn in der südlichen (nördlichen) Hemisphäre. Ein Großteil dieser Asymmetrie kann auf die Überlagerung der Vorwärtsbewegung des tropischen Wirbelsturms auf sein symmetrisches Windfeld zurückgeführt werden. Während das ET-System die Umwandlung vollzieht, beschleunigt es sich und die Stärke des Windfeldes schwächt sich typischerweise ab, was eine viel stärkere Asymmetrie hervorruft als die, die in tropischen Wirbelstürmen beobachtet wird. Zusätzlich vergrößert sich der Bereich der starken Winde.

Es ist eine beträchtliche Herausforderung vorherzusagen, wie sich die für einen tropischen Wirbelsturm typische Windstruktur, mit den stärksten Werten nahe am Zentrum des Systems, zu einer für einen ET vollziehenden Wirbelsturm typischen asymmetrischen Windverteilung, mit starken Werten über einem viel größeren Gebiet, verändert.

d) Niederschlag und Überschwemmungen
Für die **q**uantitative **N**iederschlags**v**orhersage (QNV) stellt ein ET-Ereignis ein besonders schwieriges Problem dar. Erfolgreiche QNV erfordert eine genaue

Vorhersage der Zugbahn und der Intensität eines sich umwandelnden Sturms. Der Zeitpunkt der oben beschriebenen Verlagerung des Niederschlagsfeldes relativ zur Zugbahn hängt empfindlich von physikalischen Mechanismen, die den ET-Prozess steuern (z. B. von der dynamischen und thermodynamischen Struktur des Höhentroges), ab. Lokale und regionale Geographie (z. B. Küstenlinien und Gebirge) können ebenfalls bedeutend zur endgültigen Verteilung der Niederschlagsgebiete von ET vollziehenden Stürmen beitragen. Aktuelle operationelle Vorhersagemodelle sind oft überfordert, wenn sie QNV für sich umwandelnde Stürme liefern sollen. Auf ähnliche Weise können einfache Faustregeln, die sich auf die Niederschlagsdauer als vorherrschendes Indiz für die absolute Regenmenge eines Sturms konzentrieren, für ein ET-Ereignis versagen.

e) Buschfeuer

Die asymmetrische Natur des Wind- und Niederschlagsfeldes während ET führt zu einer Bedrohung durch Buschfeuer über Australien (FOLEY und HANSTRUM 1994), weil die stärksten Windgeschwindigkeiten heiße trockene Luft aus dem Norden bringen. Während der ET von Wirbelsturm Alby 1978 wurden 114.000 Hektar Ackerland und Wald durch unkontrollierbare Buschfeuer in Westaustralien zerstört. Die meisten Brände waren bereits entzündet oder wurden absichtlich am Tag dieses Ereignisses als Teil einer traditionellen Abbrennung von landwirtschaftlichen Flächen im Herbst vor Beginn des Winterregens entfacht. Eine rechtzeitige Warnung hätte eine Menge von daraus resultierenden Feuerschäden verhüten können. Zum Vergleich wurde die Feuerwehr im März 1990 48 Stunden vor dem Durchzug des Wirbelsturms Vincent benachrichtigt. Dies hatte es möglich gemacht existierende Brände zu löschen und zusätzliche Brandbekämpfungsmittel während der Periode des maximalen Feuerrisikos einzusetzen.

f) Wellen

Das Auftreten eines ET-Ereignisses auf offener See kann wegen der anhaltenden hohen Windgeschwindigkeiten und der zunehmenden Translationsgeschwindigkeit des gesamten Systems Bereiche mit extrem hohen Wellen hervorrufen. Für langsam ziehende tropische Wirbelstürme bewegen sich schnell propagierende Wellen dem Sturm voraus und rücken als langsam anschwellender Seegang vor. Weltweit unterrichten nautische Institute Seeleute darin, dass die Dünung herannahenden Stürmen weit vorausgeht und dadurch Warnungen erheblich im Voraus ermöglicht. Dies ist während ET oft nicht der Fall, weil die durch den Sturm angeregten Wellen dessen Zuggeschwindigkeit nicht übertreffen. Hierbei gibt es nur eine geringe oder keine Möglichkeit einer Vorwarnung. Die 50–100 % größeren Wellenhöhen als bei einem ähnlichen stationären System können eine ernste Bedrohung für maritime Aktivitäten aller Art darstellen. Folglich können Wellen, die mit einem ET vollziehenden tropischen Wirbelsturm zusammenhängen, eine größere Gefährdung darstellen als solche, die innerhalb der Tropen von einem starken tropischen Wirbelsturm erzeugt werden.

g) Numerische Vorhersage von außertropischer Umwandlung

Die primäre Richtlinie für einen operationellen Meteorologen ist meist das numerische Vorhersagemodell. Die relativ kleinen Skalen von tropischen Wirbelstürmen und die komplizierten physikalischen Prozesse, die durch die Wechselwirkung eines tropischen Wirbelsturms mit den mittleren Breiten auftreten, stellen schwierige Probleme für die numerische Vorhersage dar. Es existieren diverse numerische Modelle, die auf einem begrenzten Gebiet eine genügend hohe Auflösung besitzen, um die internen Merkmale von tropischen Wirbelstürmen zu simulieren und die für die operationelle Vorhersage der Zugbahn und Intensität von tropischen Wirbelstürmen verwendet werden. Diese ‚Limited Area'-Modelle sind jedoch auf Anfangs- und Randbedingungen von globalen Modellen angewiesen, um die Eigenschaften der Zirkulation in den mittleren Breiten, in die sich der abschwächende Wirbelsturm bewegt, zu repräsentieren. Auf der anderen Seite können operationelle Globalmodelle gewöhnlich die Zirkulationsmuster der mittleren Breiten gut beschreiben, sie sind nicht in der Lage, die detaillierten Merkmale von tropischen Wirbelstürmen einzufangen. Daher simuliert weder der eine noch der andere Modelltyp angemessen die Wechselwirkung eines Wirbelsturms mit den mittleren Breiten. Das Auftreten eines ET-Ereignisses gefährdet oft die Güte einer Vorhersage über einem gesamten ozeanischen Becken. Im August 1996 (Abb. 4-11) war die Güte des **N**avy **O**perational **G**lobal **A**tmospheric **P**rediction **S**ystem (NOGAPS) über dem westlichen Nordpazifik dramatisch reduziert worden, als Taifun Joy, Taifun Kirk und Taifun Orson ihre Bahn umgelenkt und ET vollzogen hatten. Das Ausmaß der Verringerung der Vorhersagegüte wurde mit zunehmendem Vorhersagezeitraum stärker. Die Genauigkeit der numerischen Vorhersage für ET-Ereignisse kann also weit unter der für tropische Wirbelstürme oder Tiefdruckgebiete der mittleren Breiten liegen. Ein typisches Problem der numerischen Vorhersage von ET ist die große Variabilität, die durch die unterschiedliche Darstellung eines ET-Ereignisses in Vorhersagen, die zu aufeinander folgenden Analysezeiten initialisiert werden, entstehen kann.

Einen bedeutenden Anteil an numerischen Vorhersagefehlern während einer ET verursachen die Unsicherheiten in den Anfangsbedingungen. Trotz hoher räumlicher Auflösung der Satellitendaten in bestimmten Höhen werden genauere Informationen über den vertikalen Aufbau der Atmosphäre benötigt. Daher besteht eine schwierige Aufgabe der numerischen Wettervorhersage darin, die vorhandenen Beobachtungen optimal zu nutzen.

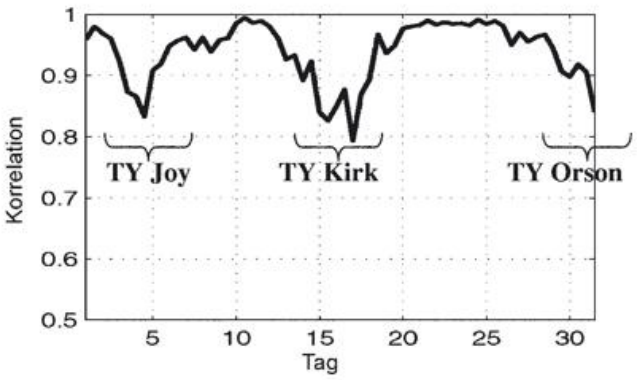


Abb. 4-11: Anomaliekorrelation für **N**avy **O**perational **G**lobal **A**tmospheric **P**rediction **S**ystem (NOGAPS)-Vorhersagen der 500 hPa-Höhen über der nördlichen Hemisphäre im August 1996. Die ET-Ereignisse, die während dieses Monats stattfanden, sind für das Vorhersageintervall 48 h dargestellt (aus: JONES et al. 2003).

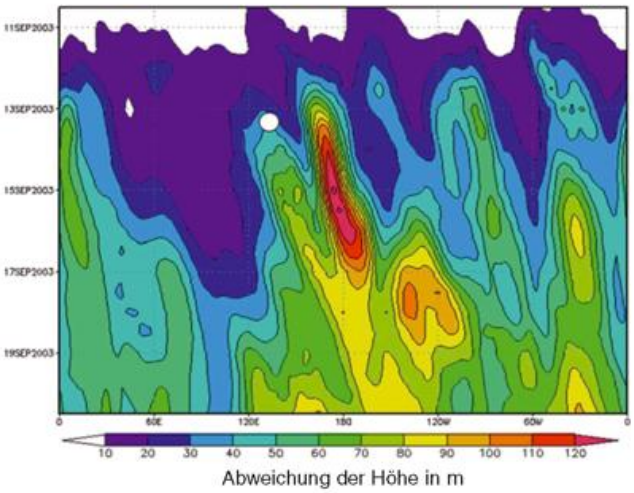


Abb. 4-12: Hovmöllerdiagramm der Ensemblestandardabweichung der 500 hPa-Höhen in m für die Vorhersage vom 10. bis zum 21. September 2003. Der weiße Punkt markiert den Zeitpunkt und Ort der ET des tropischen Wirbelsturms Maemi.

Kleine Ungenauigkeiten in den Messungen können im Verlauf der für die Einspeisung in das numerische Modell notwendigen Datenassimilation schnell anwachsen. Außerdem entstehen kleine Unsicherheiten durch die physikalische Parameterisierung, die für ET vollziehende tropische Wirbelstürme wegen der Kleinräumigkeit ihrer Energiequellen in Globalmodellen angewendet werden muss. Diese können während der Berechnung der Vorhersage ebenfalls rasch anwachsen. Um diese Unsicherheiten zu umfassen, läuft der Trend bei Wettervorhersagezentren immer mehr auf Ensemblevorhersage hinaus. Bei dieser Prozedur wird gezielt nach den größten Instabilitäten in der Atmosphäre gesucht und die Auswirkungen eines größtmöglichen Fehlerwachstums berechnet. Dies wird durch die Addition und Subtraktion von kleinen Abweichungen von den Anfangsbedingungen auf die Analyse, die die Anfangsbedingungen für die nächste Vorhersage stellt, bewerkstelligt, von denen aus parallel Vorhersagen gerechnet werden. Die Regionen in der Atmosphäre, an denen dieses Bündel oder Ensemble an Vorhersagen sich am stärksten ausdehnt, also dort, wo die Vorhersagen am weitesten voneinander abweichen, können als die Gebiete mit niedrigster Vorhersagbarkeit angesehen werden. Dort ist eine gute deterministische Vorhersage nicht möglich, wohl aber eine Aussage über die Wahrscheinlichkeit des Eintreffens der deterministischen Vorhersage. Außerdem liefern solche Ensemblevorhersagen auch Hinweise auf unwahrscheinliche aber mögliche atmosphärische Entwicklungen.

Bei Untersuchungen wurde wiederholt festgestellt, dass im Zusammenhang mit ET-Ereignissen und stromabwärts davon die Ensemblemitglieder weit auseinander laufen, sich also große Unsicherheiten in der Vorhersage ergeben, z. B. bei der ET des Taifuns Maemi im September 2003 (Abb. 4-12). Hier ist deutlich zu sehen, wie sich im Zuge von Maemi und stromabwärts von ihr zwei Fahnen mit erhöhten Werten der Standardabweichung in den Ensemblemitgliedern ergeben, die mit zunehmender Vorhersagezeit stromabwärts propagieren. In diesen Bereichen können Mitglieder, die ähnliche Vorhersagen liefern, zu bestimmten Gruppen (Clustern) zusammengefasst werden, von denen jedes eine verschiedene Form und Ausprägungen von ET sowie des stromabwärtigen Strömungsmusters zeigt. Im Falle von Maemi ist die Erhöhung der Standardabweichung stromabwärts von ihr deutlich größer als die, die direkt mit dem Sturm verbunden ist (Abb. 4-12). Übertragen auf den Nordatlantik zeigt dieses Ergebnis, dass zu dem Zeitpunkt zu dem ein ET-Ereignis beispielsweise über Neufundland stattfindet, die Vorhersagbarkeit über dem Ostatlantik deutlich reduziert ist.

Die Ensemblevorhersage hat in den letzten Jahren bezüglich tropischer Wirbelstürme und außertropischer Umwandlung erhebliche Verbesserungen erfahren. Neben einer Verfeinerung der Auflösung der Modelle, mit denen sie gerechnet werden, wurden Verbesserungen in der Genauigkeit der physikalischen Parameterisierung vorgenommen. Die wichtigste Erneuerung stellt jedoch vermutlich die Berechnung der oben genannten kleinen Anfangsabweichungen explizit für Gebiete in denen sich tropische Wirbelstürme befinden, dar.

5 Zusammenfassung und Ausblick

Tropische Wirbelstürme, die eine außertropische Umwandlung durchlaufen, stellen für die mittleren Breiten eine beträchtliche Gefährdung dar. Die Charakteristik der Gefährdung verändert sich zwar im Vergleich zu einem tropischen Wirbelsturm, ihre Stärke bleibt aber auf hohem Niveau und kann in einzelnen Fällen sogar zunehmen. Die physikalischen Prozesse und Wechselwirkungen während einer ET sind sehr komplex und größtenteils nicht vollständig verstanden. Offene Fragen treten z. B. bezüglich der Wechselwirkung zwischen dem Trog und dem sich umwandelnden Wir-

belsturm auf. Insbesondere ist hier der Einfluss der Stärke und der Struktur des Wirbelsturms auf die weitere Entwicklung, sowie die Veränderung der Trogstruktur durch den Wirbelsturm noch nicht hinreichend erforscht. Über die Wechselwirkung zwischen Ozean und Atmosphäre während ET ist noch sehr wenig bekannt. Zudem fehlen noch in-situ Beobachtungen aus ET-Systemen über dem Ozean, um die numerischen Modelle und theoretischen Überlegungen abzugleichen. Erst in den letzten Jahren wurde damit begonnen, Forschungsflüge in sich umwandelnde tropische Wirbelstürme (z. B. Michael, 2000; Ophelia, September 2005) zu unternehmen.

Die Vorhersagbarkeit von ET-Ereignissen ist in der Regel niedrig. Zum einen kann der tropische Wirbelsturm in den Modellen oft nur unzureichend initialisiert werden, zum anderen können schon kleine Unsicherheiten in den Anfangsbedingungen der mittleren Breiten zu großen Abweichungen in der Vorhersage führen. Gerade bei der Vorhersage des Troges ist es eine offene Frage, in welchem Maße die Unsicherheiten mit der Wechselwirkung mit dem ET-System zusammenhängen. Eine weitere große Fehlerquelle ist in der Modellphysik (Konvektion, Ozean-Atmosphäre-Wechselwirkung) zu vermuten. Da eine zuverlässige deterministische Vorhersage von ET-Ereignissen auch in absehbarer Zukunft nicht zu erwarten ist, sind gerade in diesem Bereich Ensemblevorhersagen von besonderer Wichtigkeit. Sie erlauben neben einer Beurteilung der Wahrscheinlichkeit des Eintretens der deterministischen Vorhersage auch das Erstellen alternativer Szenarien, die auf eine Gefährdung durch schwere Unwetterereignisse, auch in Fällen, in denen dies aus einer deterministischen Vorhersage nicht ersichtlich ist, hindeuten können.

Danksagung

Ein Teil dieser Arbeit wurde von der Münchener Rück und dem „United States Office of Naval Research, Marine Meteorology Program" unterstützt. Die Erstautorin möchte sich zudem bei Prof. Patrick Harr und den weiteren MitautorInnen des Übersichtsartikels JONES et al. (2003), auf dem ein wesentlicher Teil dieses Beitrags beruht, für die gute Zusammenarbeit bedanken.

Literatur:

AGUSTI-PANAREDA, A., C. D. THORNCROFT, G. C. CRAIG, S. L. GRAY, 2004: The extratropical transition of hurricane Irene (1999): A potential vorticity perspective. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **130**, 1047-1074.

BUREAU OF METEOROLOGY, 1966: Tropical cyclones in the northeastern and northwestern Australian regions for the 1963–1964 season, 83 S.

EMANUEL, K., 2003: Tropical cyclones. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.* **31**, 75-104.

ERTEL, H., 1942: Ein neuer hydrodynamischer Wirbelsatz. *Meteorol. Z.* **59**, 271-281.

FOLEY, G. R., B. N. HANSTRUM, 1994: The capture of tropical cyclones by cold fronts off the west coast of Australia. *Wea. Forecasting* **9**, 577-592.

FRANK, W. M., E. A. RITCHIE, 2001: Effects of vertical wind shear on the intensity and structure of numerically simulated hurricanes. *Mon. Wea. Rev.* **129**, 2249-2269.

HARR, P. A., R. L. ELSBERRY, 2000: Extratropical transition of tropical cyclones over the western North Pacific. Part I: Evolution of structural characteristics during the transition process. *Mon. Wea. Rev.* **128**, 2613-2633.

HART, R. E., J. L. EVANS, 2001: A climatology of extratropical transition of Atlantic tropical cyclones. *J. Clim.* **14**, 546-564.

HOSKINS, B. J., M. E. MCINTYRE, A. W. ROBERTSON, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **111**, 877-946.

JONES, S. C., 2000: The evolution of vortices in vertical shear. III: Baroclinic vortices. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **126**, 3161-3186.

JONES, S. C., P. A. HARR, J. ABRAHAM, L. F. BOSART, P. J. BOWYER, J. L. EVANS, D. E. HANLEY, B. N. HANSTRUM, R. E. HART, F. LALAURETTE, M. R. SINCLAIR, R. K. SMITH, C. THORNCROFT, 2003: The extratropical transition of tropical cyclones: forecast challenges, current understanding and future directions. *Wea. Forecasting* **18**, 1052-1092.

KLEIN, P. M., P. A. HARR, R. L. ELSBERRY, 2000: Extratropical transition of western North Pacific tropical cyclones: an overview and conceptual model of the transformation stage. *Wea. Forecasting* **15**, 373-396.

KLEINSCHMIDT, E., 1950: Über den Aufbau und Entstehung von Zyklonen II. *Meteorol. Rundschau* **3**, 54-61.

KOTTMEIER, C., B. FAY, 1998: Trajectories in the Antarctic lower troposphere. *J. Geophys. Res.* **102**, D9, 10947-10959.

PETTERSSEN, S., S. J. SMEBYE, 1971: On the development of extratropical storms. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **97**, 457-482.

RABIER, F., E. KLINKER, P. COURTIER, A. HOLLINGSWORTH, 1996: Sensitivity of forecast errors to initial conditions. Quart. *J. R. Meteorol. Soc.* **122**, 121-150.

RÖBCKE, M., S. C. JONES, D. MAJEWSKI, 2004: The extratropical transition of Hurricane Erin (2001): a potential vorticity perspective. *Meteorol. Z., N. F.* **13**, 511-525.

UCCELLINI, L. W., P. J. KOCIN, 1987: The interaction of jet streak circulations during heavy snow events along the East Coast of the United States. *Wea. Forecasting* **2**, 289-309.

promet, Jahrg. 32, Nr. 3/4, 144-153 (August 2006)
© Deutscher Wetterdienst 2006

P. KNIPPERTZ, A. H. FINK

5 Tropische Wolkenfahnen: Ein sichtbares Zeichen von tropisch-extratropischen Wechselwirkungen

Tropical plumes: A visible sign of tropical-extratropical interactions

Zusammenfassung
Tropische Wolkenfahnen sind lang gestreckte Bänder von hohen und mittelhohen Wolken, die sich auf der Ostseite eines Höhentroges und entlang eines starken Subtropenstrahlstromes über Tausende von Kilometern von den Tropen ost- und polwärts erstrecken. Ausgelöst werden diese häufig durch das Eindringen einer extratropischen Wellenstörung in niedere Breiten. Die komplexe Dynamik der Wolkenfahnen wird von der Wechselwirkung der balancierten extratropischen Zirkulation mit tropischer Konvektion bestimmt. Mit tropischen Wolkenfahnen verbundene mitteltroposphärische Feuchtetransporte können zu extremen Niederschlägen in den Rand- und Subtropen führen.

Abstract
Tropical plumes are elongated bands of high- and mid-level clouds stretching for thousands of kilometers east- and poleward from the tropics at the eastern side of an upper-trough and along a strong subtropical jet streak. They are commonly triggered by the penetration of an extratropical wave disturbance to low latitudes. The complex dynamics of tropical plumes are determined by the interaction of the balanced extratropical circulation with tropical convection. Their associated mid-tropospheric moisture transports can cause extreme precipitation events in the outer tropics and subtropics.

1 Einleitung

Auf Grund ihrer fundamental unterschiedlichen Dynamik werden die Zirkulationen in den Tropen und Extratropen häufig getrennt betrachtet. Während erstere nicht oder kaum balanciert ist und sich oftmals in mesoskaligen Strukturen organisiert, lassen sich in der überwiegend balancierten extratropischen Zirkulation mehr planetarisch- oder synoptisch-skalige Phänomene identifizieren. Darüber hinaus erfolgen in den Extratropen Umlagerungen im Massenfeld durch Störungen infolge von Trägheits- und baroklinen Instabilitäten der großskaligen quasi-horizontalen Strömung, während dieses in den Tropen durch die (feucht-) statische vertikale Instabilität in den Gewitterzonen angetrieben wird. Beide Regime zusammen bilden die allgemeine atmosphärische Zirkulation und **t**ropisch-**e**xtratropische **W**echselwirkungen (TEWs) stellen gleichsam das Bindeglied dar.

Aus den genannten Gründen sind für die Tropen und Extratropen weitgehend unterschiedliche dynamische Konzepte und Analysemethoden entwickelt worden. Für ein Verständnis der Dynamik von TEWs müssen diese so weit wie möglich in ein konsistentes Gesamtbild zusammengefügt werden. Dies stellt eine besondere Herausforderung dar und ist trotz der Bedeutung für die globale Zirkulation bisher von relativ wenigen wissenschaftlichen Arbeiten thematisiert worden. Bekannte Beispiele von Situationen ausgeprägter TEWs sind die extratropischen Übergänge von tropischen Zyklonen (siehe den Beitrag von S. JONES et al. in diesem Heft) und die Bildung von zusammenhängenden Wolkenbändern, die sich von tropischer Konvektion über Tausende von Kilometern pol- und ostwärts erstrecken. Letztere treten im Sommer in bestimmten Regionen (z. B. Ostasien, Südpazifik, Südatlantik) als quasi-stationäre Wolken- und Niederschlagszonen mit fronthaftem Charakter und zu allen Jahreszeiten in den gesamten Tropen in Form von synoptisch skaligen tropischen Wolkenfahnen oder *„tropical plumes"* (TPs) auf. Der folgende Beitrag fasst die Eigenschaften, die Klimatologie, die Entstehungsmechanismen, die Dynamik und die Bedeutung von TPs für Niederschlag in den Tropen und Subtropen zusammen.

Abb. 5-1 zeigt das METEOSAT **I**nfra**r**ot- (IR) Satellitenbild vom 31. März 2002, 00 UTC, auf dem ein ausgeprägtes Wolkenband, das sich vom tropischen Atlantik bis nach Nordwestafrika erstreckt, zu erkennen ist. Dieses erfüllt die zuerst von MCGUIRK et al. (1987) aufgestellte Definition für TPs (bzw. *„moisture bursts"* (Feuchteausbrüche), wie sie ursprünglich genannt wurden). Die Definition verlangt ein zusammenhängendes Band von hohen und mittelhohen Wolken mit einer Mindestlänge von 2000 km, das den 15. Breitengrad kreuzt. Über diese objektive Definition hinaus beschreiben eine Reihe von Arbeiten weitere typische TP-Merkmale: TPs bilden sich i. A. auf der Ostseite eines positiv geneigten (d. h. Südwest nach Nordost auf der Nordhemisphäre) Höhentroges, der sich aus den Extratropen bis weit in niedere Breiten erstreckt. Dieser ist in den Stromlinien auf dem 345-K isentropen Niveau in Abb. 5-1 unweit der Kanarischen Inseln

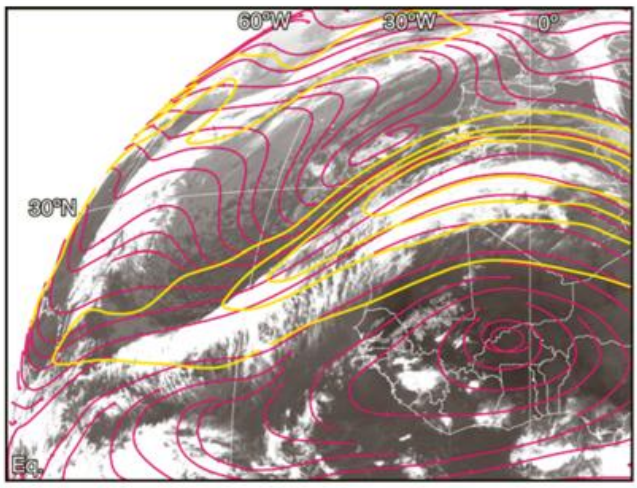


Abb. 5-1: METEOSAT Infrarot-Satellitenbild für 31. März 2002, 00 UTC. Überlagert sind Isotachen (gelbe Konturlinien bei 30, 50, 60 und 70 m/s) und Stromlinien (magenta) auf der 345-K isentropen Fläche (nach KNIPPERTZ 2005).

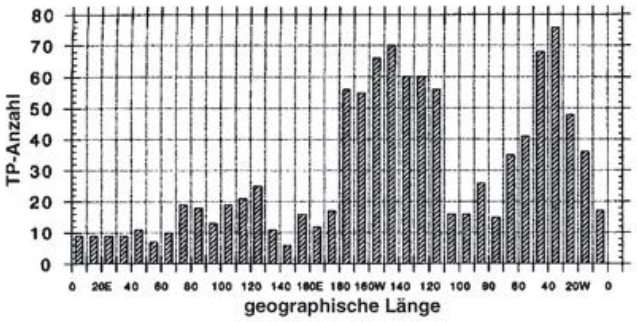


Abb. 5-2: TP-Anzahl in Abschnitten von 10° geographischer Länge für den Zeitraum Oktober–Mai 1974–84 (nach ISKENDERIAN 1995). Die TP-Identifizierung erfolgte auf Basis einer objektiven TP-Definition anhand von Infrarot-Satellitenbildern.

deutlich zu erkennen. Die Stromlinien zeigen darüber hinaus ein Einströmen aus der konvektiv aktiven Region nahe Südamerika und sogar aus der Südhemisphäre in das tropische Ende der TP sowie eine ausgeprägte Höhenantizyklone südöstlich der TP. Ein weiteres typisches TP-Merkmal ist die Bildung eines verstärkten **Sub**tropenstrahlstromes bzw. -**j**ets (STJ) entlang der polwärtigen Flanke der TP. Dies wird an Hand der in Abb. 5-1 gezeigten Isotachen deutlich, die Werte von weit über 70 m/s über dem nördlichen Afrika anzeigen. Auch die häufig beobachtete antizyklonale Krümmung des Wolkenbandes an ihrem extratropischen Ende ist in Abb. 5-1 gut zu erkennen.

Auf Basis von IR-Satellitenbildern und einer gegenüber MCGUIRK et al. (1987) etwas modifizierten objektiven Definition erstellte ISKENDERIAN (1995) eine nordhemisphärische TP-Klimatologie für das Winterhalbjahr (Oktober bis Mai). Er fand zwei ausgeprägte Häufigkeitsmaxima, eins im östlichen Pazifik (180°–110° W) und eins im zentralen Atlantik (50°–20° W, Abb. 5-2). Im Hinblick auf den Jahresgang der TP-Häufigkeit zeigt dieselbe Klimatologie Maxima im Herbst und im Frühjahr. Andere Studien dokumentieren, dass TPs im Sommer am seltensten auftreten. Die durchschnittliche Lebenszeit einer TP beträgt etwa 2,7 Tage (MCGUIRK et al. 1987; ISKENDERIAN 1995); dies unterstreicht den synoptischen Charakter dieses Phänomens. Der Rest dieses Kapitels gliedert sich wie folgt: In Abschnitt 2 werden verschiedene Sichtweisen im Hinblick auf das Vordringen des Höhentroges in niedere Breiten diskutiert, das für die TP-Entstehung eine wichtige Rolle spielt. Abschnitt 3 beschäftigt sich mit der Dynamik der TP-Bildung und Abschnitt 4 mit dem Zusammenhang zwischen TPs und Niederschlag bzw. Feuchtetransporten in die Extratropen. Dabei werden jeweils auch jahreszeitliche Schwankungen der betreffenden Prozesse diskutiert. Abschnitt 5 enthält einige abschließende Betrachtungen und einen Ausblick auf zukünftige Forschungsaspekte.

2 Bildung eines Höhentroges in niederen Breiten

2.1 Rossby-Wellen

Die Regionen stärkster TP-Aktivität (Abb. 5-2) zeichnen sich durch quasi-permanente, bis in die Äquatorregion hineinreichende Langwellentröge in der oberen Troposphäre aus. Diese Gebiete nennt man auch „*westerly ducts*“ (duct=Röhre), da hier der durchgehend westliche Grundstrom ein Propagieren transienter Störungen aus den mittleren Breiten in die Tropen oder sogar in die andere Halbkugel erlaubt (WEBSTER und HOLTON 1982). In verschiedenen statistischen und Fallstudien wurde gezeigt, dass das Eindringen des extratropischen Troges in die Tropen, das in fast allen TP-Situationen beobachtet wird, im Zusammenhang mit der äquatorwärtigen Ausbreitung von Rossby-Wellenzügen steht (ISKENDERIAN 1995; KILADIS 1998). Abb. 5-3 zeigt ein Beispiel aus einer Arbeit von KILADIS und WEICKMANN (1997). Auf der Abbildung sind Störungen im 6–30-tägig gefilterten Stromfunktions- und Windfeld dargestellt, die im Zusammenhang mit Anomalien in der langwelligen Ausstrahlung am Oberrand der Atmosphäre („***o**utgoing **l**ongwave **r**adiation*“, OLR) im Bereich der Südwestküste Westafrikas (0°–10° N, 20°–10° W) auftreten. Letztere sind ein Anzeichen von kalten Wolkenoberseiten und daher von erhöhter Konvektion in der genannten Region. Vor allem in der oberen Troposphäre (200 hPa) sieht man einen Rossby-Wellenzug, der sich als Band abwechselnd zyklonaler und antizyklonaler Stromfunktionsanomalien vom Nordpazifik ausgehend über Nordamerika und den Nordatlantik bis vor die Region anomaler Konvektion erstreckt (Abb. 5-3b). In der Region starker Südwinde auf der Ostseite des Troges vor Afrika beobachtet man häufig eine polwärtige Ausdehnung der anomalen OLR-Region und somit Anzeichen für eine TP-Bildung.

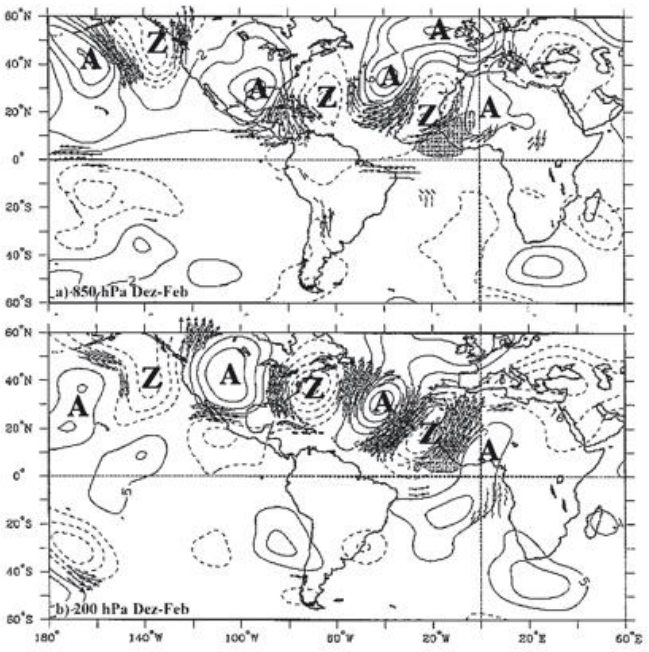


Abb. 5-3: Mit einer einfach negativen Standardabweichung in der OLR im Bereich der Südwestküste Westafrikas (0–10° N, 20–10° W) verknüpfte Störung im 6–30-tägig gefilterten Stromfunktions-, Wind- und OLR-Feld: (a) 850 hPa und (b) 200 hPa (nach: KILADIS und WEICKMANN 1997). Konturintervall ist 5×10^5 m²/s, zyklonale bzw. antizyklonale Zentren sind gekennzeichnet. Bereiche mit OLR-Anomalien kleiner als –10 W/m² sind grau schattiert. Nur lokal statistisch signifikante Windvektoren sind eingezeichnet; die größten Vektoren betragen etwa 3 m/s in (a) und 5 m/s in (b). Datengrundlage sind die operationellen Analysen und OLR-Daten des National Centers for Environmental Prediction im Zeitraum 1984–93.

In der unteren Troposphäre (850 hPa) finden KILADIS und WEICKMANN (1997) einen korrespondierenden Wellenzug (Abb. 5-3a). Die Neigung der Tröge und Rücken mit der Höhe nach Westen in den Extratropen ist ein Anzeichen für eine barokline Struktur. In den Tropen jedoch weist der Rossby-Wellenzug kompliziertere Strukturen auf (siehe auch KILADIS 1998). Es fällt auf, dass sich signifikante Windanomalien in der unteren Atmosphäre im Wesentlichen auf die nördliche Strömung an der Ostseite der ausgeprägten Antizyklonen beschränken (Abb. 5-3a), was auf eine Intensivierung der Passatwinde (so genannte „*trade surges*") hindeutet. Wie unten erläutert wird, kann das Anschwellen der Nordostpassate u. U. mit verstärkter bodennaher Konvergenz in der TP-Entstehungsregion in Verbindung stehen und damit Konvektion unterstützen. Die Tatsache, dass die *westerly ducts* im Winterhalbjahr ausgeweitet sind (KILADIS und WEICKMANN 1997), unterstreicht den Zusammenhang zwischen dem Vorhandensein äquatorialer Westwinde und dem (in dieser Jahreszeit häufigen) Auftreten von TPs.

2.2 Nichtlineare Prozesse

KNIPPERTZ und MARTIN (2005) untersuchen drei Fälle von TP- und starker Niederschlagsbildung über dem westlichen Afrika und dem angrenzenden Atlantik und auch sie finden einen Zusammenhang mit dem Eindringen einer transienten Störung aus den Extratropen. Neben linearen Wellenaspekten, die in den in Abschnitt 2.1 genannten Arbeiten im Vordergrund stehen, weist ihre Analyse auch auf die Bedeutung nichtlinearer Prozesse hin. Abb. 5-4 zeigt die Verteilung der **p**otenziellen **V**orticity (PV) auf der 335-K isentropen Fläche für einen der von KNIPPERTZ und MARTIN (2005) behandelten Fälle, der sich im Oktober 2003 ereignete. Das 335-K Niveau liegt in den mittleren und subtropischen Breiten im Tropopausenniveau, so dass sich die Wellenaktivität in diesem Bereich gut mit der PV auf dieser Fläche darstellen lässt (HOSKINS et al. 1985). Um 12 UTC am 19. Oktober 2003 sieht man einen deutlichen PV-Gradienten in der Nähe Neufundlands, der auf einen starken von Südwest nach Nordost orientierten Strahlstrom und eine dazugehörige barokline Zone hindeutet (Abb. 5-4a). Im Ausgangsbereich dieses Jets befindet sich ein Bodentief mit einem Kerndruck von 997 hPa. Die Schattierung in Abb. 5-4 zeigt diabatische PV-Tendenzen in der Schicht zwischen 200 und 150 hPa an, welche sich in dieser Breitenlage

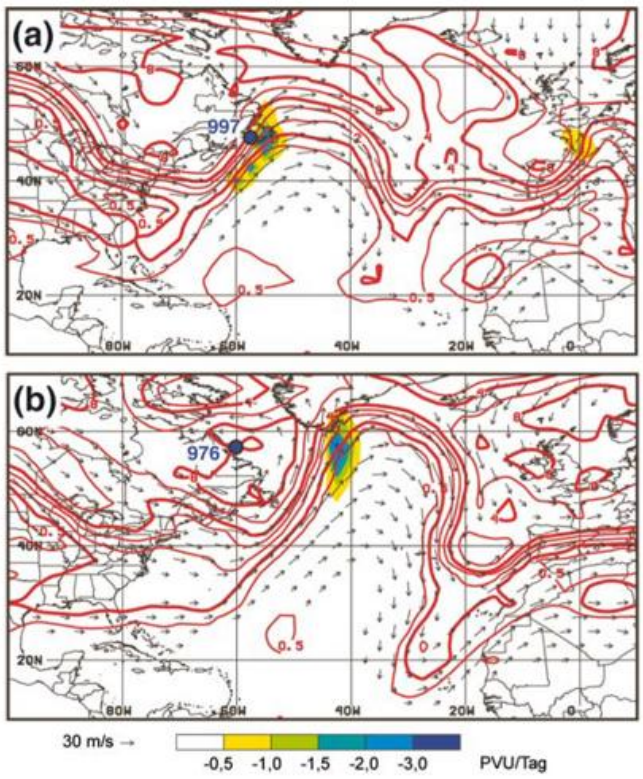


Abb. 5-4: PV (rote Konturlinien bei 0,5, 1, 2, 3, 4, 6 und 8 PVU mit 1-, 4- und 8-PVU fettgedruckt) und Wind (Vektoren gemäß Skala; nur Werte größer als 15 m/s) auf dem 335-K Niveau, sowie diabatische PV-Tendenz in der Schicht zwischen 150 und 200 hPa (Schattierung gemäß Legende) für (a) 12 UTC 19. und (b) 00 UTC 21. Oktober 2003. Die Position und der Kerndruck (in hPa) eines ausgewählten Tiefdruckgebietes sind durch blaue Punkte bzw. Zahlen markiert.

in der Nähe des 335-K Niveau befindet. Die gezeigte Zerstörung tropopausennaher PV ist auf die Reduktion der vertikalen Stabilität bzw. die Streckung von Luftsäulen entlang ihrer vertikalen Achse infolge des Freiwerdens latenter Wärme entlang des frontalen Wolkenbandes (nicht gezeigt) zurückzuführen.

Im Laufe der folgenden 36 Stunden vertieft sich die Bodenzyklone auf 976 hPa und verlagert sich in die Labradorsee (Abb. 5-4b). Das Hauptwolkenband erstreckt sich weiterhin entlang des obertroposphärischen Jets (starker PV-Gradient) über dem westlichen Nordatlantik und trägt nach wie vor zu massiver PV-Zerstörung bei. Die Kombination von advektiven und diabatischen Prozessen führt letztendlich zu einer ausgeprägten Amplifizierung des stromab gelegenen PV-Rückens. Dies hat wiederum eine Advektion hoher PV-Werte über dem östlichen Nordatlantik zur Folge und unterstützt die Bildung des PV-Troges westlich von Nordwestafrika. Dieser dringt bis in die Tropen ein und steht im Zusammenhang mit einer TP-Bildung und äußerst ungewöhnlichen Niederschlägen von den nördlichen westafrikanischen Tropen bis zum algerischen Atlasgebirge (KNIPPERTZ und MARTIN 2005).

Auch die anderen von KNIPPERTZ und MARTIN (2005) untersuchten Fälle zeigen, dass das Eindringen des Troges westlich der TP durch eine der häufigen explosiven baroklinen Entwicklungen vor der Ostküste Nordamerikas unterstützt wird. Zum Teil beobachten sie, dass die Amplifizierung des PV-Rückens zu einem Brechen der Welle über dem Atlantik („***Rossby wave breaking***", RWB) und der Bildung eines scharfen positiv geneigten PV-Troges stromab führt. Abb. 5-5 zeigt dies an Hand der 1- und 4-PVU (PVU="***Potential Vorticity Unit***", 10^{-6} m^2 s^{-1} K kg^{-1})-Konturlinie für das Reifestadium der atlantischen TP aus Abb. 5-1. Auch KILADIS (1998) findet über dem Pazifik stromauf der

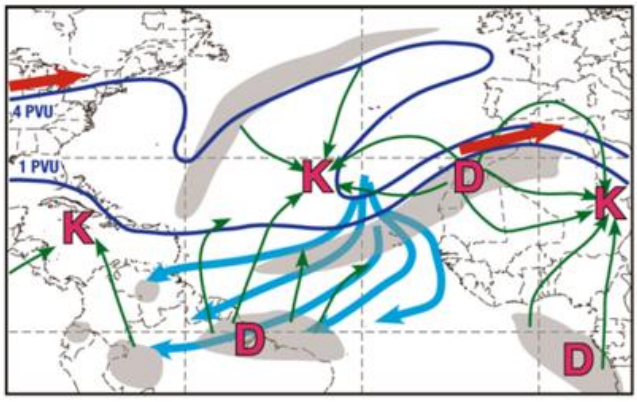


Abb. 5-5: Schematische Darstellung der Strömung während des Reifestadiums der in Abb. 5-1 gezeigten TP. 345-K Niveau: 1- und 4-PVU Konturlinien (blau), ausgewählte divergente Stromlinien (grün), Windgeschwindigkeitsmaxima (rot) und Maxima der Kon-/Divergenz (magenta). Türkise Pfeile zeigen den untertroposphärischen *trade surge* und grau schattierte Flächen hochreichende Wolken.

TP einen starken asiatischen Strahlstrom und einen deutlichen Höhenrücken. Eine starke Amplifizierung des stromauf der TP gelegenen Rückens zeigt sich auch in Abb. 5-3 in der stark nach Norden ausgedehnten antizyklonalen Stromfunktionsstörung über dem östlichen Nordatlantik (vor allem in 850 hPa). Die gleichzeitige auffällige Ausdehnung nach Osten deutet auf RWB-Ereignisse im statistischen Ensemble von KILADIS und WEICKMANN (1997) hin und gibt daher auch in diesem gefilterten und durch die Mittelung stark geglätteten Feld einen Hinweis auf mögliche Nichtlinearitäten.

Für die untere Troposphäre beschreiben auch KNIPPERTZ und MARTIN (2005) das Auftreten von *trade surges* westlich der TP (türkise Pfeile in Abb. 5-5). Diese befinden sich üblicherweise unterhalb eines ausgeprägten obertroposphärischen Konvergenzmaximums, welches durch die stark gekrümmte Strömung in der brechenden Welle und durch das Ausströmen aus tropischer Konvektion, dem TP-Wolkenband und dem extratropischen Wolkenband im Nordwesten (siehe KILADIS 1998) zustande kommt (Abb. 5-5). In dieser Region findet man starkes Absinken und Trockenheit in mittleren Niveaus sowie unter- und mitteltroposphärische Kaltluftadvektion/-anomalien (KILADIS 1998; BLACKWELL 2000; KNIPPERTZ und MARTIN 2005).

Die genannten Prozesse unterstreichen die Wichtigkeit von über die lineare Wellenausbreitung hinausgehenden Mechanismen einer Beeinflussung der Tropen durch die extratropische Zirkulation. Angesichts der gewaltigen Wellenamplituden, der ausgeprägten zonalen und meridionalen PV-Gradienten und der z. T. explosiven baroklinen und diabatischen Prozesse (siehe Abb. 5-4) ist es ohnehin problematisch, von einem Grundstrom und einer überlagerten linearen Wellenstörung zu sprechen. Vor diesem Hintergrund erscheint es durchaus plausibel, dass die Existenz der *westerly ducts*, zumindest zum Teil, durch das Eindringen extratropischer PV-Anomalien verursacht wird anstatt dieses als quasi-stationärer, von tropischen Gegebenheiten erzeugter Grundzustand nur zu ermöglichen. Die genannten extratropischen Prozesse sind ebenfalls im Winterhalbjahr am ausgeprägtesten und daher in Einklang mit dem Jahresgang der *westerly ducts* und der TP-Häufigkeit.

3 TP-Bildung und Dynamik

In der Literatur über TPs und verwandte Phänomene findet sich eine Reihe unterschiedlicher und z. T. widersprüchlicher dynamischer Erklärungsmodelle, die im Weiteren einander gegenüber gestellt werden sollen. Nach Ansicht von KILADIS (1998) wird die Konvektion in den Tropen durch quasigeostrophischen (QG) Antrieb (v. a. Vorticityadvektion) und verringerte vertikale Stabilität auf der Vorderseite des PV-Tro-

ges ausgelöst. Die Konvektion verstärkt lokal die Hadley-Zirkulation und beschleunigt den STJ in der Region der TP und des stromab gelegenen Rückens durch polwärtige Impulsflüsse (MCGUIRK et al. 1987; KILADIS 1998). Das TP-Wolkenband ist dieser Sicht vor allem auf Advektion von Zirruswolken im Ausströmniveau der Konvektion zurückzuführen.

MECIKALSKI und TRIPOLI (1998) vertreten ein dynamisches Konzept der TP-Entstehung, das dem obertroposphärischen Ausströmen aus tropischer Konvektion eine aktivere Rolle beimisst. Sie argumentieren, dass in niederen Breiten – auf Grund des geringen Coriolis-Parameters – der Einfluss einer obertroposphärischen PV-Anomalie auf darunter gelegene Schichten relativ schwach ist (HOSKINS et al. 1985). Zudem wird durch die in unteren Niveaus vorherrschenden Ostwinde das Eindringen extratropischer Rossby-Wellen verhindert. Nach MECIKALSKI und TRIPOLI (1998) reagiert die häufig relativ weit von der PV-Anomalie entfernte Konvektion in der innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) auf Veränderungen, die durch die Advektion von Luftmassen geringer (oder sogar negativer) PV-Werte durch die großskalige Welle hervorgerufen wird. Dies ist in einem schematischen Diagramm für die Konvektion in der ostpazifischen ITCZ bei 10° N in Abb. 5-6a dargestellt. Die Veränderung der Trägheitsstabilität erhöht die Gleichgewichtsdistanz für obertroposphärisches Ausströmen (Horizontaldistanz, bei welcher ein auf einer Isentropen ausströmendes Luftpaket seine konvektiv erzeugte kinetische Energie der Vertikalbewegung durch die gegen das Montgomerypotential geleistete Arbeit verbraucht hat) auf der polwärtigen Seite der Konvektion und sorgt für die Bildung einer TP an Stelle eines äquatorwärtigen Ausströmens im Sinne einer winterlichen Hadley-Zirkulation. Ihre Analyse zeigt, dass die kinetische Energie, die beim quasi-horizontalen Ausströmen aus einer konvektiven Region gewonnen bzw. aufgebraucht wird, sehr sensibel auf Unterschiede in der vertikalen Stabilität zwischen Konvektion und Umgebung, sowie auf konvektive vertikale Impulstransporte reagiert. Diese Prozesse lassen sich allerdings aus konventionellen Gitterpunktsdaten nur abschätzen. Die Effekte geringer Trägheitsstabilität können nur zum Tragen kommen, wenn entsprechende Werte der pseudopotenziellen Temperatur und Konvergenz in bodennahen Schichten (unterstützt z. B. durch einen *trade surge*) hochreichende Feuchtkonvektion erst ermöglichen.

Mit Hilfe eines barotropen Flachwassermodels entwickelt BLACKWELL (2000) ein grundlegend anderes Modell der TP-Entstehung. Er zeigt, dass sich durch einen konvergenten Antrieb im Ostteil des klimatologischen Rückens über dem Zentralpazifik – auch in Abwesenheit von Feuchtigkeit – TP-ähnliche Zirkulationen hervorrufen lassen (schematische Darstellung in Abb. 5-6b). In Einklang mit oben erwähnten Arbeiten macht er großskalige Kaltluftadvektion und Absinken für die Entstehung der Konvergenz verantwortlich. Die zyklonale Vorticityadvektion durch den konvergenten Wind („***Rossby wave source***" (RWS-Effekt)) führt zu einer äquatorwärtigen Vertiefung und einer zonalen Kontraktion des stromab gelegenen Troges, wodurch subtropische Luftpakete in die inneren Tropen gelangen. Dort verringern sie ihre Geschwindigkeit und verlieren ihre Gradientwindbalance, da die Größenskala des Troges L in niederen Breiten die Rossby-Zahl R_Z unterschreitet (siehe Abb. 5-6b). Schließlich beschleunigen die Luftpakete wieder polwärts und bilden einen antizyklonal gekrümmten STJ. Diese Entwicklung wird von der Bildung eines Paares ausgeprägter Konvergenz und Divergenz an der Basis des Troges begleitet (PC und PD in Abb. 5-6b). Letztere dient als antizyklonale RWS für den STJ stromab.

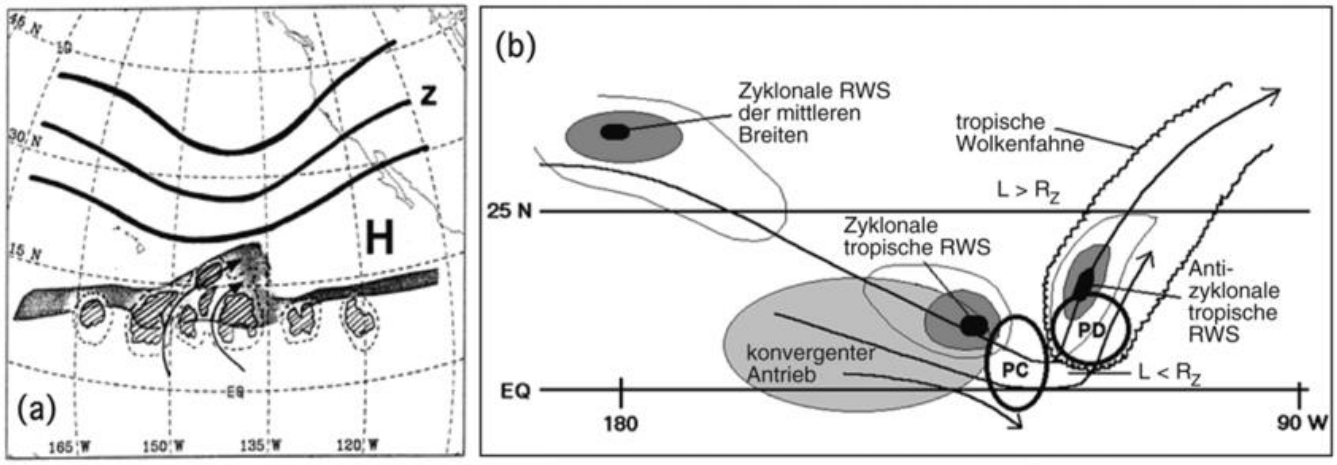


Abb. 5-6: Schematische Illustrationen zur TP-Bildung. (a) Amplifizierung des Troges in den Extratropen und Verringerung der Trägheitsstabilität durch Advektion geringer PV-Werte (nach MECIKALSKI und TRIPOLI 1998). Durchgezogene Linien zeigen geopotenzielle Höhe, Schattierungen Bereiche mit PV zwischen 0,1 und 1 PVU und Schraffur ITCZ Konvektion. Gestrichelte Linien stellen in idealisierter Weise die Gleichgewichtsdistanz für obertroposphärisches Ausströmen dar. (b) TP-Reifestadium mit tropischem konvergentem Forcing (nach: BLACKWELL 2000). Lange Pfeile repräsentieren 200-hPa Stromlinien und die von dünnen Linien umrandeten Bereiche Gebiete signifikanter ***Rossby-Wave-Source*** (RWS). Details siehe Text.

KNIPPERTZ (2005) konnte an Hand von hoch aufgelösten Trajektorien eine Bedeutung der von BLACKWELL (2000) genannten Prozesse für Luftpakete nachweisen, die trogrückseitig aus den Extratropen in die inneren Tropen einströmen und anschließend auf der polwärtigen Seite der in Abb. 5-1 gezeigten atlantischen TP-Fall wieder in die Subtropen zurückkehren (Trajektorie 1 in Abb. 5-7). Das starke Abbremsen des Luftpaketes und die großen ageostrophischen Anteile am Windfeld (türkise Pfeile in Abb. 5-7) zeigen den Verlust der Gradientwindbalance beim Eindringen in die inneren Tropen zwischen dem 27. und 29. März 2002. Dabei scheint neben den von BLACKWELL (2000) genannten Prozessen (v. a. Kaltluftadvektion) auch das Ausströmen aus tropischer Konvektion über dem Ostpazifik in die Region geringer Trägheitsstabilität im Rücken über Mittelamerika einen wichtigen Beitrag zum „konvergenten Antrieb" zu leisten (ähnlich der Situation über dem Atlantik in Abb. 5-5). Die Konvergenz führt zu Absinken und einer Verstärkung der Passatwinde und schließlich zu bodennaher Konvergenz, Konvektion und wiederum erhöhtem Ausströmen in Äquatornähe. Da die Situation quasi-stationär ist, kann sich eine positive Rückkopplung einstellen.

Für die äquatorwärtige Seite der TP zeigt die Trajektorienanalyse von KNIPPERTZ (2005), dass die von MECIKALSKI und TRIPOLI (1998) genannten Prozesse von Bedeutung sind (Trajektorie 2 in Abb. 5-7). Luftpakete aus dem Ausströmen tropischer Konvektion über Südamerika beschleunigen in Richtung der verringerten Trägheitsstabilität in die Eingangsregion des stromab gelegenen STJ. Ein zusätzlicher begünstigender Effekt ist möglicherweise eine Erhöhung des konvektiven Transports von östlichem Impuls auf Grund eines vorangegangenen *trade surges* über dem tropischen Atlantik (siehe Abb. 5-5). Bevor die Luftpakete aus den Tropen Gradientwindbalance erreichen, geraten sie unter den Einfluss des starken Druckgradienten im Eingangsbereich des baroklinen Jets auf der Südostseite des extratropischen Troges (Abb. 5-1 und 5-5). Dies führt zu weiterer Beschleunigung und letztendlich zu einer Trägheitsinstabilität des Jets, die sich durch weit verbreitete Divergenz (siehe Abb. 5-9b) bemerkbar macht. Das Zusammenrücken der 1- und 4-PVU Konturlinien (Abb. 5-5) deutet auf eine Verschmelzung von Polar- und Subtropenjet hin, wie sie auch von ZIV (2001) im Zusammenhang mit TPs beschrieben wurde.

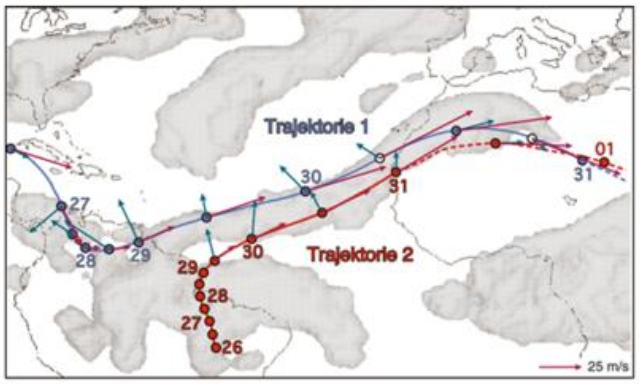


Abb. 5-7: Exemplarische Trajektorien aus einer Simulation einer atlantischen TP mit dem UW-NMS Model (leicht modifiziert nach KNIPPERTZ 2005). Durchgezogene (gestrichelte) Linien zeigen die Trajektorienverläufe vor (nach) 00 UTC 31. März 2002; 00- und 12- (zusätzliche 06- und 18-) UTC-Positionen sind mit gefüllten (offenen) Kreisen dargestellt. Die Zahlen zeigen den Kalendertag (März/April 2002) der 00-UTC Position an. Die Schattierung repräsentiert vom Modell simulierte Wolken. Vektoren des gesamten Windes sind in Magenta, des ageostrophischen Windes in Türkis dargestellt (siehe Skala rechts unten).

Die lang anhaltende und stark ageostrophische Beschleunigung der tropischen und subtropischen Luftpakete ist mit einer Strömung entlang der aufwärts geneigten isentropen Flächen verbunden. Dies führt zu Abkühlung und zur Bildung von Zirruswolken. Die dynamische Wolkenbildung (im Gegensatz zu der häufig angenommenen reinen Advektion, siehe Anfang dieses Abschnitts) erklärt, warum sich TPs z. T. nicht mit der Geschwindigkeit im Jetniveau ausbreiten (MCGUIRK et al. 1987). Nach dem Passieren des Jetmaximums im stromab gelegenen subtropischen Rücken beginnen die Luftpakete auf antizyklonalen Bahnen abzusinken und die Wolken lösen sich auf (siehe Abb. 5-7). Viele der von KNIPPERTZ (2005) identifizierten Wechselwirkungen (z. B. verzögerte Antwort der Konvektion auf *trade surges*, Modifizierung der Ausströmbedingungen durch PV-Advektion) gehen deutlich über die in verschiedenen statistischen Arbeiten postulierte Vorstellung einer linearen Antwort der tropischen Bewölkung auf nichtdivergente Rossby-Wellen (siehe Abschnitt 2.1) hinaus.

4 TPs und Niederschlag

4.1 Feuchtetransporte

Sowohl in klimatologischen als auch in Fallstudien konnte für verschiedene subtropische Gebiete eine Bedeutung von TPs bzw. TEWs für den Niederschlag nachgewiesen werden (ZIV 2001; FINK und KNIPPERTZ 2003; KNIPPERTZ et al. 2003; KNIPPERTZ und MARTIN 2005). Für drei Extremniederschlagsereignisse in Westafrika zeigen letztere Autoren an Hand von hoch aufgelösten Trajektorien, dass die beteiligte Feuchte aus drei verschiedenen Quellen stammen: Dem häufig divergenten Bereich der mitteltroposphärischen Ostwinde in der Umgebung des afrikanischen Oststrahlstromes („*African Easterly Jet*"; AEJ), der bodennahen südlichen Monsunströmung und der Zone der nordöstlichen Harmattanwinde über der Sahara. Während die beiden zuerst genannten Luftmassen i. A. sehr feucht sind, muss letztere erst durch Feuchteflüsse vom Ozean oder Niederschlag aus einem vorangegangenen TP-Ereignis angefeuchtet werden. Die beiden bodennahen Strömungen konver-

gieren in der innertropischen Diskontinuität („*Intertropical Discontinuity*", ITD) und steigen bis in mittlere Niveaus auf. Luftpakete aus allen drei Quellregionen strömen schließlich in einem antizyklonalen Bogen Richtung (Nord-) Westafrika, und ermöglichen dort eine Niederschlagsbildung. Vergleichbare Feuchtetransportwege sind auch für Niederschläge im semiariden Südwesten der USA beobachtet worden. Auch in dieser Region findet man ein gehäuftes Auftreten von obertroposphärischen Trögen und TPs (siehe Abschnitt 1).

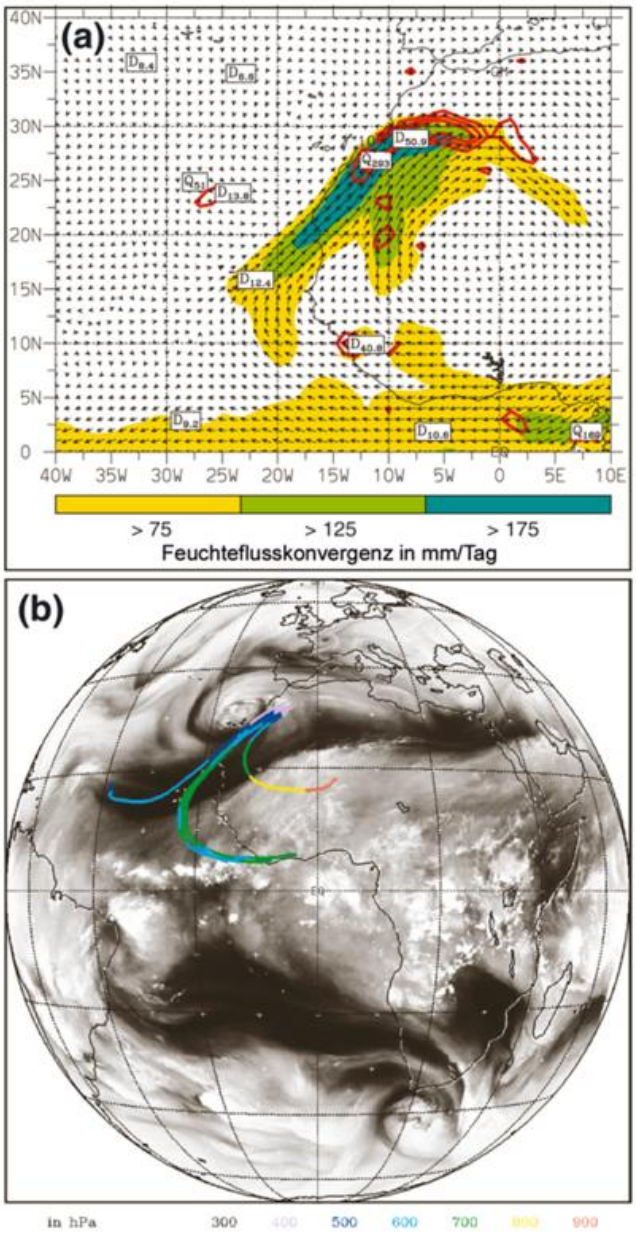


Abb. 5-8: (a) 700–500 hPa integrierter Feuchtefluss (kg m^{-1} s^{-1}; Vektoren und Schattierung) und Feuchteflusskonvergenz (mm/Tag; rote Isolinien) für 31. März 2002, 12 UTC. Feuchteflüsse oberhalb von 75 kg m^{-1} s^{-1} sind schattiert, der größte Vektor beträgt etwa 300 kg m^{-1} s^{-1}, Konvergenzisolinien sind 10, 30 und 50 mm/Tag, Feuchtefluss (-konvergenz) -maxima sind mit Q_x (D_x) bezeichnet. (b) 4-Tages-Rückwärtstrajektorien, die von fünf verschiedenen Punkten über dem südlichen Vorland des Hohen Atlas um 31. März 2002, 12 UTC gestartet wurden. Verschiedene Farben zeigen die Höhe der Trajektorien an (siehe Legende). Das WV-Satellitenbild für 27. März 2002, 12 UTC (Endpunkt der Rückwärtstrajektorien) ist unterlegt (leicht modifiziert nach FINK und KNIPPERTZ 2003).

In Abb. 5-8 ist ein Beispiel eines solchen Feuchteexportes aus den Tropen an Hand des bereits in Abb. 5-1, 5-5 und 5-7 gezeigten TP-Falles vom März 2002 dargestellt. Abb. 5-8a zeigt vertikal integrierte Feuchteflüsse in der mittleren Troposphäre (700–500 hPa) für 31. März 2002, 12 UTC. Man erkennt deutlich ein Band von erhöhten Feuchtetransporten in nördlicher und nordöstlicher Richtung in der Nähe der Westküste Westafrikas. Am nördlichen Ende dieses Bandes befindet sich ein Gebiet mit starker Feuchteflusskonvergenz (rote Linien in Abb. 5-8a), in dem zu dem gezeigten und späteren Zeitpunkten ungewöhnlich heftige Niederschläge beobachtet wurden (siehe FINK und KNIPPERTZ 2003). Die Trajektorienanalyse in Abb. 5-8b veranschaulicht zwei der oben genannten Feuchtequellen: Ein Großteil der Feuchte stammt aus der mittleren Troposphäre in der Region der Guinea-Küste, wo sich um diese Jahreszeit die tropische Niederschlagsaktivität und ein im Vergleich zum Sommer abgeschwächter AEJ befindet. Eine weitere Trajektorie stammt aus bodennahen Niveaus über der Sahara. Luft in dieser sonst trockenen Region ist zuvor durch Niederschläge aus einer vorangegangenen TP angefeuchtet worden, wie man an dem in Abb. 5-8b unterlegten Wasserdampf- (WV) Satellitenbild von 27. März 2002, 12 UTC gut erkennen kann. Die unterschiedlichen Feuchtetransportwege sind in Abb. 5-8a als getrennte Äste im Feuchtefluss zu erkennen. Die Trajektorien in Abb. 5-8b zeigen auch das Aufsteigen im Zusammenhang mit der Niederschlagsbildung über Nordwestafrika.

Vergleichbare Feuchteexporte wurden von KNIPPERTZ et al. (2003) auch während Niederschlagsperioden im Spätsommer/Frühherbst gefunden, wenn in einzelnen Fällen ein Zusammenhang mit den Trögen von östlichen afrikanischen Wellen („*African Easterly Waves*", AEWs) und der mit ihnen verbundenen dynamischen Hebung, mitteltroposphärischen Divergenz, Feuchteadvektion und Konvektionsauslösung beobachtet wird. Außerhalb des Winterhalbjahres sind die Feuchteexporte aus den Tropen nicht notwendigerweise mit einem ununterbrochenen TP-Wolkenband in Verbindung mit einer extratropischen Austrogung verbunden, sondern lassen sich manchmal nur in WV-Satellitenbildern bzw. Feuchteflusskarten und Trajektorien erkennen (KNIPPERTZ et al. 2003).

4.2 Niederschlagsbildung

Die Niederschlagserzeugung im Zusammenhang mit TEWs erfolgt auf Grund verschiedener dynamischer Faktoren. Diese sind in Abb. 5-9 wiederum an Hand der in Abb. 5-1, 5-5, 5-7 und 5-8 gezeigten TP vom März

2002 dargestellt. In diesem Fall konzentrieren sich die Niederschläge im Wesentlichen auf den Bereich zwischen Nordmauretanien und Südmarokko. Für den 30. März 2002, 06 UTC zeigt Abb. 5-9a den die TP begleitenden ausgeprägten Höhentrog, der westlich von Marokko mehrere geschlossene Isohypsen im 500-hPa Niveau aufweist (rote Isolinien). Schattierte Bereiche zeigen einen QG-Antrieb zur Hebung von weniger als –0,1 Pa/s. Im Vergleich zu Systemen der mittleren Breiten ist dieser hier relativ schwach.

Häufig verhindert die allgemeine Trockenheit in den Subtropen trotz großskaliger Hebung die Bildung von Niederschlag (z. B. KNIPPERTZ und MARTIN 2005). In der gezeigten Situation jedoch führen die oben erwähnten mitteltroposphärischen Feuchtetransporte aus den Tropen (siehe Abschnitt 4.1 und Abb. 5-8) zu einer potenziellen Instabilität in mittleren Niveaus, die durch die schwache erzwungene Hebung erlöst wird. Dies lässt sich deutlich an Hand von vertikalen Profilen an der südöstlichen Flanke des Bereichs nennenswerten QG-Antriebs (schwarzer Punkt in Abb. 5-9a) erkennen (Abb. 5-9c). Das Profil des Mischungsverhältnisses zeigt eine fast konstant feuchte Schicht zwischen 850 und 600 hPa und eine starke Abnahme der Feuchte darüber. Daraus resultiert ein leichter Rückgang der pseudopotenziellen Temperatur zwischen 650 und 450 hPa und somit eine potenzielle Instabilität. Da sich diese Schicht durch eine hohe relative Feuchte auszeichnet, kann es vergleichsweise leicht zur Erlösung der Instabilität kommen.

Auch die Bedingungen im Jetniveau spielen eine wichtige Rolle für den Niederschlag. In Abb. 5-9b sind Stromlinien und Isotachen im 345-K Niveau dargestellt, die deutlich den positiv geneigten Höhentrog und den starken STJ (siehe Abschnitt 1) widerspiegeln. Die dicken blauen Linien in Abb. 5-9b umranden Gebiete mit negativer absoluter geostrophischer Vorticity nördlich von 15° N. Ein besonders ausgeprägtes Gebiet befindet sich vor und über der Küste Westafrikas, südlich und westlich des Jetmaximums. Dies ist ein Anzeichen von Trägheitsinstabilität und steht mit der Beschleunigung von tropischen Luftpaketen entlang der antizyklonalen Flanke des STJ in Verbindung (siehe Abb. 5-3). Die instabile Strömung zeichnet sich durch eine Beschleunigung quer zur Jetachse und durch verstärkte Divergenz im Länderdreieck Marokko, Algerien und Westsahara weiter stromab aus, wie an Hand der Schattierung in Abb. 5-9b deutlich zu sehen ist. Dies wiederum forciert und unterstützt die Niederschlagsbildung über Nordwestafrika. Auffällig starke Divergenz wurde auch von ZIV (2001) für eine TP über dem östlichen Nordafrika und dem Nahen Osten sowie von KNIPPERTZ und MARTIN (2005) für weitere westafrikanische Fälle gefunden.

Ein Vergleich zwischen dem oben diskutierten QG-Antrieb und der von einem mesoskaligen Modell generierten Vertikalgeschwindigkeit (blaue Linien in

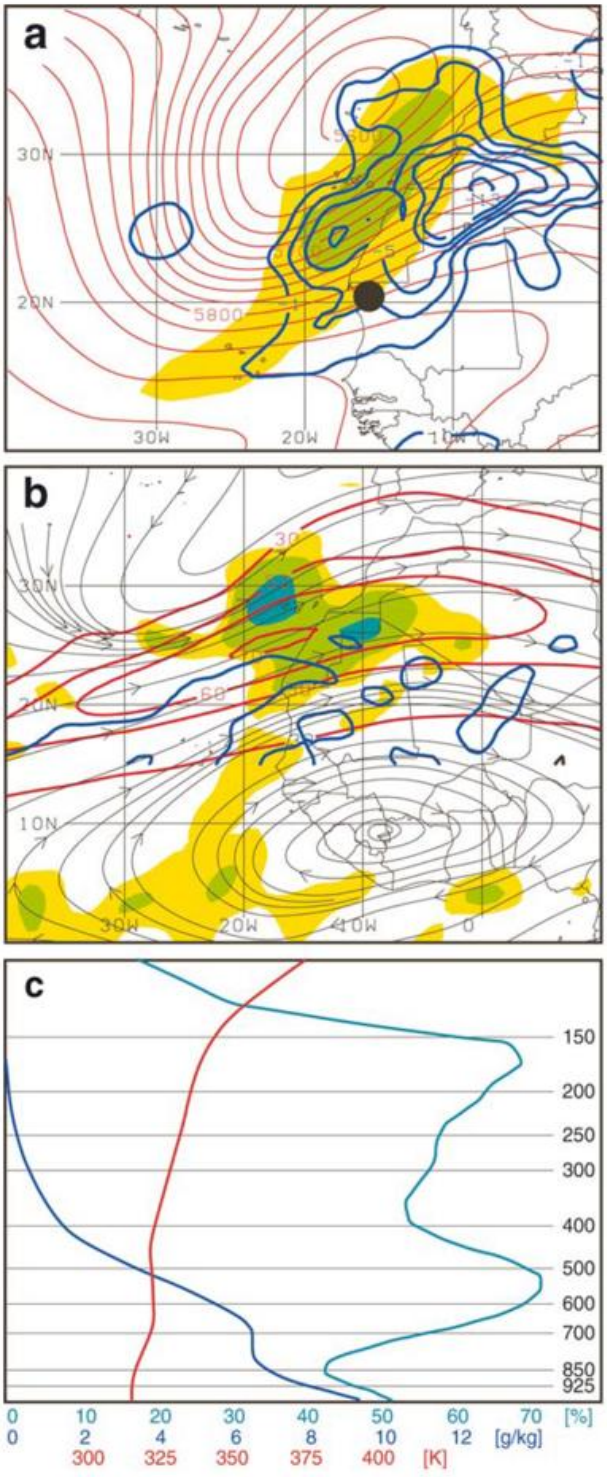


Abb. 5-9: (a) 500-hPa geopotenzielle Höhe (rote Isolinien alle 20 gpm), Vertikalgeschwindigkeit ω (nur negative Werte; blaue Isolinien alle 2×10^{-1} Pa/s beginnend mit -1×10^{-1} Pa/s) und QG ω (Schattierung; Konturintervall wie bei ω). (b) 345-K Stromlinien, Isotachen (rote Isolinien; Einheiten in m/s) und Divergenz (Schattierung; Konturen bei 5, 10 und 20×10^{-6} s^{-1}). Die dicken blauen Konturlinien zeigen Regionen mit negativer absoluter geostrophischer Vorticity nördlich von 15° N an. (c) Vertikalprofil der relativen Feuchte (grün), des Mischungsverhältnisses (blau) und der pseudopotenziellen Temperatur θ_e (rot) für den als schwarzen Punkt in (a) dargestellten Ort. Alle Abbildungen sind für den 30. März 2002, 06 UTC (leicht modifiziert nach KNIPPERTZ und MARTIN 2005).

Abb. 5-9a) zeigt die durch konvektive Aktivität und Trägheitsinstabilität verursachte Ausweitung der Hebungsregion in Richtung der äquatorwärtigen Flanke des STJs. Man sieht, dass auch unmittelbar im Zentrum des Höhentroges die Vertikalgeschwindigkeit den QG-Antrieb übersteigt. Dies ist auf Konvektion unter der kältesten Höhenluft zurückzuführen und kann in Einzelfällen lokal heftigste Gewitter hervorbringen (in diesem Fall auf Teneriffa; FINK und KNIPPERTZ 2003). In Abb. 5-9b sieht man in dieser Region starke obertroposphärische Divergenz. Nur ganz am Ende der Entwicklung lässt sich auch ein Einfluss von extratropischer bodennaher Zyklo- und Frontogenese am polwärtigen Ende der TP feststellen (KNIPPERTZ und MARTIN 2005). Lokal können auch orographische Effekte von Bedeutung sein (FINK und KNIPPERTZ 2003), vor allem in Situationen, wenn der großskalige Antrieb schwach ist. So spielt z. B. im Sommerhalbjahr die nachmittägliche Konvektionsauslösung durch die Heizung hochgelegener Flächen im Atlasgebirge eine Rolle für die Niederschlagserzeugung (KNIPPERTZ et al. 2003).

Wie in Einzelfällen beobachtet wurde, können TEWs bzw. TPs im Bereich der nördlichen Tropen Westafrikas zu beachtlichen Niederschlägen außerhalb der sommerlichen Hauptregenzeit führen (KNIPPERTZ und MARTIN 2005). Für diese Region spielt neben den oben genannten Faktoren auch die Reduktion der Trägheitsstabilität eine Rolle (MECIKALSKI und TRIPOLI 1998). Auf Grund ihres unerwarteten Eintretens haben Trockenzeitregenfälle nachhaltige Auswirkungen auf die Vegetation und die Landwirtschaft. Es ist zu vermuten, dass in den Tropen TEWs in Zeiten/an Orten, wenn/wo andere Konvektion auslösende Faktoren (z. B. AEWs, Orographie) nicht präsent sind, auch im klimatologischen Sinne eine nicht vernachlässigbare Rolle spielen.

Im Hinblick auf die Saisonalität von Niederschlägen im Zusammenhang mit TEWs ist Folgendes festzustellen: Wie oben bereits diskutiert ist die nordhemisphärische barokline Aktivität und das Vordringen extratropischer Höhentröge in niedere Breiten vor allem im Winterhalbjahr ausgeprägt. Die ITCZ und damit auch die feuchte Monsunschicht über Westafrika jedoch sind in ihrer südlichsten Position und die Anregung von Konvektion durch solare Heizung in der Nordhemisphäre ist am schwächsten. Tropische Feuchte kann daher nur durch relativ persistente Systeme oder durch eine nur selten zu beobachtende schnelle Abfolge zweier weit in die Tropen reichender obertroposphärischer Störungen weit genug in die Extratropen transportiert werden (KNIPPERTZ und MARTIN 2005). Im Sommerhalbjahr hingegen ist das Monsunsystem voll entwickelt und der solare Antrieb ist maximal, doch der tropische Feuchteexport wird nun häufig durch die Bildung eines subtropischen Höhenhochdruckgürtels im nördlichen Bereich der Hadley-Zelle blockiert und die Ausbildung von Höhentrögen ist oft schwach und auf die obere Troposphäre beschränkt. Dies steht im Einklang mit der Beobachtung, dass sich in Zeiten einer sehr aktiven Hadley-Zelle keine TPs über dem Ostpazifik bilden.

Folglich sind es Frühling und Herbst, wenn sowohl tropische als auch extratropische Faktoren TEW-induzierte Niederschläge im hier beschriebenen Sinne am ehesten zulassen. In diese Jahreszeiten fallen die Niederschlagsmaxima in den (semi-) ariden Gebieten im subtropischen Nordafrika. Regenfälle im Zusammenhang mit TEWs, die in dieser Region Ereignissummen in der Größenordnung eines durchschnittlichen Jahresniederschlages erreichen können (FINK und KNIPPERTZ 2003; KNIPPERTZ und MARTIN 2005), sind hier von besonderer Bedeutung. Dies konnte an Hand einer 20 Jahre umfassenden klimatologischen Trajektorienanalyse für einzelne Niederschlagsstationen am Südrand des Hohen Atlas bereits nachgewiesen werden (KNIPPERTZ 2003). Ihre hohe Niederschlagsvariabilität macht die genannten Gebiete äußerst sensibel für Klimaveränderungen.

5 Abschlussbemerkungen und Ausblick

Wie in den vorangegangenen Abschnitten gezeigt sind TPs ein wichtiges Bindeglied zwischen den Zirkulationen der Tropen und Extratropen. Die mit ihnen verbundenen positiv geneigten Höhentröge und starken STJs sorgen für Impulstransporte in höhere Breiten. Die tausende von Kilometer langen Bänder von hohen- und mittelhohen Wolken beeinflussen den Strahlungshaushalt der Atmosphäre. Mitteltroposphärische Feuchtetransporte in die Subtropen können dort zu ungewöhnlichen Niederschlagsereignissen führen. Zudem beeinflussen im Zusammenhang mit TPs auftretende *trade surges* und obertroposphärische PV-Advektion die Bedingungen für tropische Konvektion in und nördlich der ITCZ. Diese Beispiele unterstreichen, dass TPs ein wichtiger Bestandteil der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation sind und möglicherweise auch eine wichtige Rolle im Klimasystem spielen.

Dennoch ist es bisher nur in Ansätzen gelungen, die genannten sehr unterschiedlichen und teilweise widersprüchlichen Ansätze zum Zusammenhang von TEWs und tropischer Konvektion bzw. TP-Genese zu einem konsistenten physikalischen Konzept zusammenzufassen. Dies liegt vor allem an der fundamental unterschiedlichen Dynamik in den Tropen und Extratropen, deren Zusammenspiel bei der TP-Bildung eine wichtige Rolle spielt. Nur ein genaues Verständnis der Mechanismen, die an der TP-Entstehung und der sie begleitenden Erzeugung der z. T. extremen Niederschläge in den nördlichen Randtropen und den Subtropen beteiligt sind, kann zu einer Erklärung für die komplexen beobachteten klimatologischen, saisonalen und geographischen Verteilungen führen. Insbesondere ist

die klimatologische Bedeutung der in manchen Fällen sehr geringen Niederschläge im TP-Wolkenband gegenüber denen in unmittelbaren Trogbereich zu untersuchen. Es bedarf daher weiterer Fallstudien und einer gezielten statistischen Analyse. Letztere könnte u. a. auch die Auswirkungen von TPs auf den globalen bzw. nordhemisphärischen Energie- und Impulshaushalt näher beleuchten. Möglicherweise könnten solche Arbeiten auch zu einer besseren Vorhersagbarkeit der im Gegensatz zu rein tropisch oder rein extratropisch verursachten Niederschlägen bisher wenig untersuchten TEW-Regenfälle führen.

Danksagung

Wir bedanken uns bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) und dem vom Bundesministerium für Bildung und Forschung (BMBF) und vom Ministerium für Wissenschaft und Forschung (MWF) des Landes Nordrhein-Westfalen geförderten Projektes IMPETUS (**I**ntegratives **M**anagement-**P**rojekt für einen **E**ffizienten und **T**ragfähigen **U**mgang mit **S**üßwasser in Westafrika) für die Finanzierung eines Teiles der dargestellten Forschungsergebnisse.

Literatur

BLACKWELL, K. G., 2000: Tropical plumes in a barotropic model: A product of Rossby wave generation in the tropical upper troposphere. *Mon. Wea. Rev.* **128**, 2288-2302.

FINK, A. H., P. KNIPPERTZ, 2003: An extreme precipitation event in southern Morocco in spring 2002 and some hydrological implications. *Weather* **58**, 377-387.

HOSKINS, B. J., M. E. MCINTYRE, A. W. ROBERTSON, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **111**, 877-946.

ISKENDERIAN, H., 1995: A 10-year climatology of northern hemisphere tropical cloud plumes and their composite flow patterns. *J. Clim.* **8**, 1630-1637.

KILADIS, G. N., 1998: Observations of Rossby waves linked to convection over the eastern tropical Pacific. *J. Atmos. Sci.* **55**, 321-339.

KILADIS, G. N., K. M. WEICKMANN, 1997: Horizontal structure and seasonality of large-scale circulations associated with submonthly tropical convection. *Mon. Wea. Rev.* **125**, 1997-2013.

KNIPPERTZ, P., 2003: Tropical-extratropical interactions causing precipitation in Northwest Africa: Statistical analysis and seasonal variations. *Mon. Wea. Rev.* **131**, 3069-3076.

KNIPPERTZ, P., 2005: Tropical-extratropical interactions associated with an Atlantic tropical plume and subtropical jet streak. *Mon. Wea. Rev.* **133**, 2759-2776.

KNIPPERTZ, P., J. E. MARTIN, 2005: Tropical plumes and extreme precipitation in subtropical and tropical West Africa. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **131**, 2337-2365

KNIPPERTZ, P., A. H. FINK, A. REINER, P. SPETH, 2003: Three late summer/early autumn cases of tropical-extratropical interactions causing precipitation in northwest Africa. *Mon. Wea. Rev.* **131**, 116-135.

MCGUIRK, J. P., A. H. THOMPSON, N. R. SMITH, 1987: Moisture bursts over the tropical Pacific Ocean. *Mon. Wea. Rev.* **115**, 787-798.

MECIKALSKI, J. R., G. J. TRIPOLI, 1998: Inertial available kinetic energy and the dynamics of tropical plume formation. *Mon. Wea. Rev.* **126**, 2200-2216.

WEBSTER, P. J., J. R. HOLTON, 1982: Cross-equatorial response to middle-latitude forcing in a zonally varying basic state. *J. Atmos. Sci.* **39**, 722-733.

ZIV, B., 2001: A subtropical rainstorm associated with a tropical plume over Africa and the Middle-East. *Theor. Appl. Climatol.* **69**, 91-102.

promet, Jahrg. 32, Nr. 3/4, 154-160 (August 2006)
© Deutscher Wetterdienst 2006

S. HASTENRATH

6 Tropische Klimavorhersage

Tropical climate prediction

Zusammenfassung
In der tropischen Klimavorhersage sind drei Kategorien von Verfahren zu erkennen: (1) Empirische Methoden, gegründet auf die Verbindung von Zirkulations-Diagnose und statistischen Techniken, (2) Numerische Modellierung und (3) empirische, aber rein statistische Verfahren. Wünschenswert ist die parallele Verfolgung von (1) und (2). Beispielhaft wird ein Überblick gegeben für fünf Zielregionen, nämlich El Niño und Southern Oscillation (ENSO), Nordeste Brasiliens, westafrikanischer Sahel, Herbstregen Ostafrikas, und Indischer Sommermonsun. Vergleiche ergeben keinen Vorzug von numerischer Modellierung gegenüber empirischen Verfahren. ENSO trägt nur in beschränkten Regionen der Tropen stark zur interannualen Variabilität des Klimas bei. Unerlässlich ist die Verifizierung der Vorhersageleistung auf einem unabhängigen Datensatz, die Dokumentation und Veröffentlichung der Methode, Veröffentlichung der Vorhersage in Echtzeit und fortlaufende Auswertung der Vorhersagen.

Abstract
In tropical climate prediction three categories of approaches can be recognized: (1) empirical methods based on the combination of circulation diagnostics with statistical techniques; (2) numerical modeling; and (3) empirical but purely statistical procedures. It is desirable to pursue in parallel (1) and (2). By way of example an overview is offered for five target regions, namely El Nino and Southern Oscillation (ENSO), Nordeste of Brazil, West African Sahel, boreal autumn rains of East Africa, and Indian summer monsoon. Comparisons yield no advantage of numerical modeling over empirical approaches. ENSO contributes strongly to the interannual climate variability only in limited regions of the tropics. Indispensable are the verification of forecast performance on an independent data set, the documentation and publication of the method, publication of the forecasts in real time, and continuous evaluation of the forecasts.

1 Einleitung

Klimavorhersagen, insbesondere die Qualität der kommenden Regenzeit, sind seit mehr als einem Jahrhundert ernsthafte Anliegen in den Tropen, wogegen in den gemäßigten Breiten die Meteorologie sich vornehmlich mit der Wettervorhersage befasste. In der Tat haben in verschiedenen Gebieten der Tropen Klimaanomalien schwerwiegende gesellschaftliche und wirtschaftliche Folgen (HASTENRATH 1985). Über das wachsende Interesse an diesen Themen im Laufe der letzten Jahrzehnte ist wiederholt zusammenfassend berichtet worden (HASTENRATH 1985, 1995a, b, 2002; BARNSTON et al. 1994, 1999; PALMER und ANDERSON 1994; LATIF et al. 1998; CARSON 1998; WEBSTER et al. 1998; ANDERSON et al. 1999). Dieser knappe Übersichtsaufsatz beschränkt sich beispielhaft auf fünf der wichtigsten Zielregionen (Abb. 6-1), und versucht die anstehenden Herausforderungen und Aussichten aufzuzeigen. Abschnitt 2 betrachtet die Methoden, Abschnitt 3 behandelt die Regionalthemen El Niño und Southern Oscillation (ENSO), Nordost-Brasilien (Nordeste), westafrikanischer Sahel, Ostafrika, und Indischer Monsun (Abb. 6-1). Abschnitt 4 macht auf ernsthafte Einschränkungen aufmerksam, und der abschließende Abschnitt 5 bietet einen Ausblick auf anstehende Aufgaben.

2 Methoden

In den Bemühungen zur Klimavorhersage im Lauf der letzten Jahrzehnte sind drei breite Kategorien von Verfahren zu erkennen: (1) Empirische Methoden, die gegründet sind auf die Verbindung von Diagnose der Zirkulation und statistische Techniken; (2) numerische Modellierung; und (3) empirische, aber rein statistische Verfahren. Es gibt Verbindungen und Übergänge zwischen diesen Kategorien. Kategorien 1 und 2 beinhalten ein Verständnis der Zirkulationsmechanismen. In den empirisch gegründeten Verfahren 1 und 3 muss zwischen dem abhängigen Teil der Beobachtungsperiode (Trainings-Periode), auf Grund dessen die Methode entwickelt wurde, einerseits und andererseits

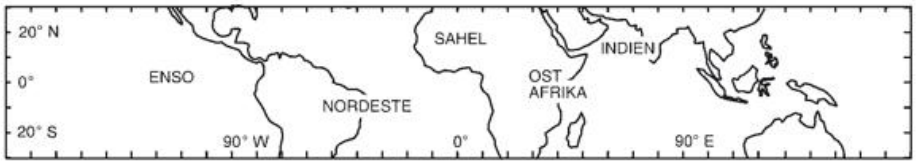


Abb. 6-1: Orientierungskarte der in diesem Aufsatz besprochenen Zielregionen: ENSO (El Niño und Southern Oscillation), Nordeste (Nordost-Brasilien), Sahel, Ostafrika, Indien.

dem unabhängigen Datensatz, der für die Verifizierung der Vorhersageleistung reserviert wurde (Verifizierungsperiode), klar unterschieden werden. Eine unabhängige Verifizierungsperiode ist erforderlich, um sich gegen übertriebene Rauschanpassung zu schützen. Dies ist eine ernsthafte Gefahr, besonders wenn eine große Anzahl von Prädiktoren nach übermäßiger Filterung benutzt wird. In der Kategorie 2 ist es auch angemessen, die Leistung gegenüber Jahrzehnten von Beobachtungen zu überprüfen. Im Vergleich von vorhergesagten und beobachteten Werten sind außer Korrelationskoeffizient und Varianz noch mittlerer quadratischer Fehler, absoluter Fehler, und systematische Abweichung nützlich.

Das Verfahren 1, allgemeine Zirkulation und Statistik, ist in Abb. 6-2 schematisch dargestellt. Untersuchungen zur Diagnose der allgemeinen Zirkulation zielen auf ein Verständnis der Mechanismen von Klimaanomalien hin. Auf dieser Grundlage werden Indizes ausgesucht, die als Prädiktoren viel versprechend erscheinen. Wirksame Verbindungen von Prädiktoren und Formulierungen von quantitativen Prädiktor-Prädiktand-Beziehungen werden durch geeignete statistische Methoden, etwa schrittweise multiple Regression, lineare Diskriminantenanalyse und neuronale Netzwerke erkundet. Andere häufig benutzte statistische Verfahren sind kanonische Korrelationsanalyse, singuläre Spektralanalyse, und empirische Orthogonalfunktionen. Die quantitative Prädiktor-Prädiktand Beziehung bildet das Vorhersagemodell. Dieses dient dann dazu, Prädiktandenwerte für einen Teil der Beobachtungsperiode zu berechnen, der für die Entwicklung des Vorhersagemodells nicht benutzt worden ist. Der quantitative Vergleich von berechneten gegenüber beobachteten Werten des Prädiktanden bietet eine Verifizierung der Vorhersageleistung. Für die Entwicklung von der Zirkulationsdiagnostik zur Vorhersage bietet eine Reihe von Arbeiten zu Nordost-Brasilien (Nordeste) ein Beispiel (HASTENRATH 1995a).

Ein Verständnis der Zirkulationsmechanismen auf Grund von empirisch-diagnostischen Untersuchungen ist auch grundlegend für numerische Modellierung. Beispielhaft hierzu ist die Abfolge der Arbeiten zum pazifischen El Niño-Phänomen, beginnend mit den bahnbrechenden empirischen ozeanographischen Arbeiten über die ersten diagnostischen numerischen Ozeanstudien bis hin zur Anwendung numerischer Modelle für die operationelle Vorhersage von El Niño (HASTENRATH 1995a). Ähnlich hat die Anwendung von numerischen Zirkulationsmodellen zur Klimavorhersage für Brasiliens Nordeste (Abschnitt 3.2) und den westafrikanischen Sahel (Abschnitt 3.3) eine breite empirisch-diagnostische Grundlage. Im Verfahren 2 wird das Vorhersagemodell auf zirkulations-theoretischer Grundlage anstatt von früheren Beobachtungsdaten wie im Verfahren 1 entwickelt. Dementsprechend stellt sich nicht die Trennung in abhängigen und unabhängigen Teil des Zeitraums, anders als für Verfahren 1 und 3. Aus vorher beobachteten Verhältnissen berechnete Werte werden zur Verifizierung wieder mit den beobachteten Werten des Prädiktanden verglichen. Grundsätzlich lassen sich die Komponenten des Systems, Atmosphäre, Ozean, Landoberfläche, verbinden. Rein statistische Techniken (Verfahren 3) mögen wegen des fehlenden Verständnisses der wirkenden Zirkulationsmechanismen unbefriedigend erscheinen. Indessen verdienen einige dieser Bemühungen wegen ihrer bemerkenswerten praktischen Leistung Beachtung.

Es wäre interessant, die Vorhersageleistungen der numerischen Modellierung mit denen der empirischen Verfahren zu vergleichen. Das erfordert den gleichen Prädiktanden über einige Jahrzehnte. Solche Voraussetzungen sind bisher nur für zwei Themen erreicht worden, nämlich ENSO und Nordeste.

3 Zielregionen

Methoden zur Vorhersage interannualer Veränderlichkeit sind für zahlreiche tropische Regionen entwickelt worden. Von diesen sollen hier im Folgenden beispielhaft nur die in Abb. 6-1 aufgezeigten fünf Themen besprochen werden, nämlich ENSO, Nordeste, Sahel, Ostafrika und Indischer Monsun. Weitere interessante Zielregionen sind Guyana, nordatlantische Wirbelstürme, Südafrika, die Mei-Yü Regen Taiwans, Java, und Australien (HASTENRATH 1995a, b, 2002). Naturgemäß geht es im Wesentlichen um die Vorhersage der Regentätigkeit. An staatlichen Diensten seien die wertvollen Leistungen von Hadley Centre of the UK Meteorological Office, Großbritannien, und Climate Prediction Center of NOAA, USA, erwähnt. Tatsächliche und regelmäßige Veröffentlichung von Vorhersagen in Echtzeit erscheint besonders wünschenswert, und die diesbezügliche Serie des *Experimental Long-Range Forecasting Bulletin* (THIAO und BARSTON 1997; COLMAN 2004) ist der Fachgemeinschaft dementsprechend dienlich.

3.1 ENSO

Diesem Thema ist ein anderes Kapitel in diesem Heft gewidmet, sodass hier ein kurzer Kommentar genügen



Abb. 6-2: Schema der auf Diagnostik der Allgemeinen Zirkulation und Statistik gegründeten Klimavorhersage.

soll. Numerische Modellierung führt zur Vorhersage der Meeresoberflächentemperatur im Pazifik, was wiederum als Eingabe zum Modellieren der Atmosphäre dient. Es ist einzusehen, dass auch bei realistischer Wiedergabe der großräumigen Strömung die Vorhersage regionaler Regen-Anomalien eine Herausforderung bleibt. Rein statistische Techniken sind auch sinnvoll angewandt worden.

Das pazifische El Niño Phänomen hängt deutlich zusammen mit der Southern Oscillation, welche gewöhnlich durch die Druckdifferenz Tahiti minus Darwin beschrieben wird. Da Warmwasseranomalien in ausgedehnten Bereichen des äquatorialen Pazifik wiederum eine Rückkopplung auf die atmosphärische Zirkulation bewirken, ist die Vorhersage von El Niño von Interesse weit über den pazifischen Bereich hinaus. Wenngleich Anzeichen von ENSO weit verbreitet sind, ist zu bemerken, dass ENSO nur in beschränkten Regionen der Tropen stark zur interannualen Variabilität des Klimas beiträgt. Vergleiche der Vorhersageleistungen ergaben keinen Vorzug von numerischer Modellierung gegenüber empirischen Verfahren (BARNSTON et al. 1994, 1999; ANDERSON et al. 1999)

3.2 Nordeste

Im nördlichen Teil von Nordost-Brasilien (Nordeste) konzentriert sich die Regenzeit auf März–April, wenn die äquatoriale Tiefdruckrinne ihre südlichste Lage im Jahresgang erreicht. Niederschlagsanomalien haben schwerwiegende gesellschaftliche und wirtschaftliche Folgen, ihre Zirkulationsmechanismen sind deutlich ausgeprägt und wohl verstanden, und sie bieten sich als vornehmliches Ziel für Klimavorhersage (HASTENRATH 1995a) an. In Dürrejahren ist der südwärtige Gradient der Meeresoberflächentemperatur verstärkt, die äquatoriale Tiefdruckrinne und die darin eingebettete Wind-Konfluenz und innertropische Konvergenzzone sind nordwärts verlagert, und der nordatlantische Passat ist verlangsamt, während die transäquatoriale Strömung von der Südhemisphäre beschleunigt ist. Warmwasseranomalien im äquatorialen Pazifik pflegen auch mit Dürreverhältnissen im Nordeste einherzugehen.

Diagnostik der allgemeinen Zirkulation verbunden mit statistischen Techniken bildet die Grundlage für wirksame Vorhersagemethoden. In den Arbeiten an der University of Wisconsin (HASTENRATH 1985, 1995a, 2002; GREISCHAR und HASTENRATH 2000; MOURA und HASTENRATH 2004) ist der Prädiktand ein Index der März–Juni-Niederschläge im nördlichen Nordeste, der erstellt wurde von einem Netzwerk von qualitäts-kontrollierten Regenmessstationen mit ununterbrochenen Beobachtungsserien. Wirksame Vorhersagen lassen sich auf Grund von Beobachtungen bis Ende Januar machen. Die Prädiktoren sind wie folgt: besonders wichtig die Regen der Vorjahreszeit im Nordeste selbst (ONDJ), dann Indizes der Felder der Meridionalkomponente des Oberflächenwindes (V), und der Meeresoberflächentemperatur (ST29) im tropischen Atlantik sowie, weniger wichtig, ein Index der Meeresoberflächentemperatur im äquatorialen Pazifik (PAC). Diese Information dient als Eingabe zu schrittweiser multipler Korrelation, lineare Diskriminantenanalyse, und für neuronale Netzwerke. Ein Verfahren des UK Meteorological Office benutzt als Eingabe Meeresoberflächentemperatur im tropischen Atlantik und im äquatorialen Pazifik. Die empirischen diagnostischen Arbeiten an der University of Wisconsin haben auch beigetragen zur Grundlage für anderweitige Forschungen.

Abb. 6-3 veranschaulicht die Leistung eines schrittweisen multiplen Regressions-Modells. Die Trainingsperiode ist 1921–57, so gewählt, um zu sehen, ob das katastrophale Dürre-Ereignis von 1958 hätte vorhergesagt werden können. Von dem Erfolgserlebnis ermuntert wurden die Erkundungen fortgesetzt. Mitte der 1980er Jahre legten wir wirksame, für den Routinebetrieb geeignete, Klimavorhersageverfahren vor. Diese setzten voraus, dass bis Anfang Februar die o. a. Beobachtungsdaten bis einschließlich Ende Januar verfügbar sein müssen, um die Vorhersage rechtzeitig erstellen zu können, mit dem erklärten Ziel, für die März–Juni-Regenzeit verwendbar zu sein. Das waren gewaltige logistische Aufgaben. Auf lokaler Ebene wurden alle Bemühungen unternommen, die Meldungen von einem Netz ausgewählter Regenmesser im Nordeste zu sammeln und sie unverzüglich zu übermitteln (vor der Ära von Fax und E-Mail). Noch mächtiger war die Forderung, meteorologische Schiffsbeob-

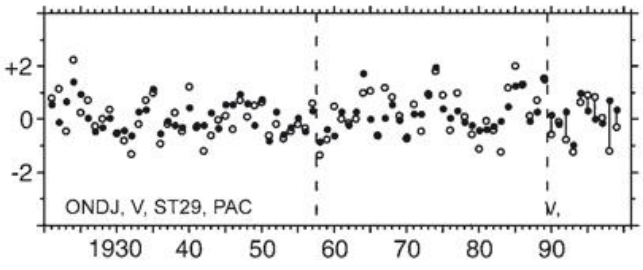


Abb. 6-3: Vorhersage eines dimensionslosen Indexes der März–Juni-Niederschläge im nördlichen Nordeste mit einem Modell schrittweiser multipler Korrelation. Als Prädiktoren werden benutzt Indizes der Oktober–Januar-Regen im Nordeste selbst (ONDJ), der Januar-Verhältnisse der Meridionalkomponente des Windes (V) und der Meeresoberflachentemperatur (ST29) im tropischen Atlantik sowie der Anomalie der Meeresoberflächentemperatur im äquatorialen Pazifik (PAC). Gefüllte Punkte bezeichnen Regressionswerte bis 1957 und vorhergesagte Werte ab 1958. Die Abgrenzung ist angezeigt durch eine vertikale strichlierte Linie. Die andere strichlierte Linie zeigt die Abgrenzung zwischen dem Ende der Verifizierungsperiode und dem Beginn der Vorhersagen in Echtzeit. Offene Kreise bezeichnen den gemessenen Regen.

achtungen auf den tropischen Ozeanen zu sammeln, auf Qualität zu prüfen, zu verarbeiten und abschließend zu verteilen. Es dauerte viele Jahre, um das zu schaffen. Dann war die Zeit reif für Vorhersage der Regenanomalien des Nordeste in Echtzeit. Ein Jahrzehnt lang haben wir solche operationellen Vorhersagen in den Nordeste übermittelt (GREISCHAR und HASTENRATH 2000) und regelmäßig zu dem *Experimental Long-Lead Forecast Bulletin* (THIAO und BARNSTON 1997; COLMAN 2004) beigetragen. Dann wurde es nicht mehr möglich, die Meldungen der Regenmessungen der Vorjahreszeit Oktober–Januar zu erhalten, was früher ohne Fax und E-Mail geschafft wurde. Abb. 6-3 zeigt als Verifizierungsperiode 1958–89, für welche die Korrelation zwischen vorhergesagten und gemessenen Werten +0,78 beträgt, und danach die Vorhersagen in Echtzeit der 1990er Jahre.

Für den Nordeste bot sich die Gelegenheit, die Vorhersageleistung von empirischer Methode und numerischem Modellieren zu vergleichen (MOURA und HASTENRATH 2004), was gleichen Prädiktanden und Verifizierungs-Zeitraum erfordert. Die in Abb. 6-3 dargelegte empirische Arbeit (GREISCHAR und HASTENRATH 2000) liefert insgesamt einen unabhängigen Datensatz oder Verifizierungs-Zeitraum von 1959–99. Die Rechnungen des numerischen Modells umspannen die Jahre 1968–2002. Somit überdecken die Ergebnisse der beiden Verfahren die 32 Jahre 1968–99 gemeinsam. Das numerische Modell-Experiment genoss allerdings als unfaire Vergünstigung die Eingabe-Information bis Ende Februar statt Januar. Obwohl von solchem Vorteil begünstigt, zeigte das numerische Modellexperiment im Vergleich von vorhergesagten mit beobachteten Werten größere Fehler und systematische Abweichung und geringere erklärte Varianz und Korrelation als das empirische Verfahren, welches über den Zeitraum 1958–99 eine Korrelation von +0,73 zwischen vorhergesagten und beobachteten Werten ergab. Somit hat das numerische Modellieren nicht die Leistung des empirischen Verfahrens erreicht.

3.3 Sahel

Die Probleme des westafrikanischen Sahel, im Übergang vom Regenwald zur Wüste, werden in diesem Heft in einem besonderen Artikel ausführlich behandelt. Die jahrzehntelange Dürrekatastrophe im Sahel hat das Interesse geweckt an der Diagnostik der maßgeblichen Zirkulationsmechanismen und der Möglichkeit der Vorhersage der regionalen Klima-Anomalien (HASTENRATH 1985, 1995a, b, 2002; THIAO und BARNSTON 1997; ACMAD 1998; COLMAN 2004).

Die Klimaprobleme in der subsaharischen Zone Westafrikas sind besonders komplex, weil interannuale Variabilität sich mit drastischen dekadischen Niederschlagsänderungen überlagert. Diese beiden Vorgänge haben gewisse Mechanismen gemein: von Belang sind Änderungen im meridionalen Gradienten der Meeresoberflächentemperatur im tropischen Atlantik und Breitenverlagerungen der innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) sowie Änderungen der Temperatur der Meeresoberfläche im westlichen Indischen Ozean. Indessen sind die Ursachen der Fortdauer der Dürreverhältnisse noch nicht völlig geklärt. Deshalb erscheint es wesentlich, interannuale Änderungen von dekadischen Entwicklungen zu trennen, und das stellt eine Herausforderung dar sowohl hinsichtlich der Zirkulationsmechanismen als auch der angemessenen statistischen Behandlung.

Vorhersagen in Echtzeit werden regelmäßig veröffentlicht. Das Hadley Centre des UK Meteorological Office liefert Vorhersagen von empirischen Verfahren und numerischer Modellierung (COLMAN 2004). Die empirische Methode benutzt Empirische Orthogonale Funktionen der Meeresoberflächentemperatur, wobei es vor allem auf den meridionalen Gradienten im tropischen Atlantik ankommt, übereinstimmend mit unseren früheren diagnostischen Erkenntnissen (HASTENRATH 1985). Die Korrelation zwischen vorhergesagtem und beobachtetem Niederschlag beträgt um 0,6, größtenteils dank der starken Persistenz. Die numerische Modellierung benutzt als Eingabe die globale Meeresoberflächentemperatur, so dass die Korrelationen zwischen vorhergesagtem und beobachtetem Niederschlag zwischen 0,3 und 0,6 liegen. Das NOAA Climate Prediction Center in USA liefert Ergebnisse einer empirischen Methode, welche auf einer kanonischen Korrelationsanalyse basiert, auf globale Meeresoberflächentemperatur und auf Gitterpunkte bezogene Niederschlagsdaten für Afrika angewandt (THIAO und BARNSTON 1997). Am wichtigsten ist die interhemisphärische Differenz in der Anomalie der Meeresoberflächentemperatur, insbesondere im Atlantik; ENSO ist nicht der beherrschende Aspekt dieser Beziehung. Die Korrelation zwischen vorhergesagtem und beobachtetem Niederschlag liegt um 0,3. Ein Vergleich für verschiedene Länder Westafrikas in einem besonderen Arbeits-Forum (ACMAD 1998) ergab Korrelationen um 0,4. Somit gibt es Anzeichen für eine mäßige Vorhersagbarkeit der Niederschlagsanomalien im Sahel. In Anbetracht der sonderbaren Klimaentwicklung im Sahel erscheint es wünschenswert, den Beiträgen von interannualer Variabilität verglichen mit dekadischer Entwicklung größere Aufmerksamkeit zu schenken.

3.4 Ostafrika

Das äquatoriale Ostafrika hat zwei Regenzeiten, im borealen Frühjahr, konzentriert um April–Mai, und im Herbst, konzentriert um Oktober–November. Die Herbstregen haben größere Variabilität, und diese kann zu katastrophalen Überschwemmungen und Ansteigen der Seespiegel führen, wie etwa in den Jahren

1961, 1994 und 1997. Die Oktober–November-Regen haben eine Korrelation von -0,85 mit den gleichzeitigen Westwinden über dem zentralen äquatorialen Indischen Ozean, wohl die höchste derartige Korrelation auf unserem Planeten. Die Westwinde sind Teil einer kräftigen äquatorialen zonalen Zirkulationszelle über dem Indischen Ozean in dieser Jahreszeit. Insofern niedrigerer Druck im australasiatischen Raum zuträglich ist sowohl für die Westwinde über dem zentralen äquatorialen Indischen Ozean als auch für die positive Phase der Southern Oscillation, ist es verständlich, dass die Southern Oscillation auch eine wenngleich viel schwächere Korrelation mit den Herbstregen Ostafrikas besitzt. Frühere Arbeiten (HASTENRATH 1995a, b) hatten auf Grund der Southern Oscillation eine bescheidene Vorhersagbarkeit der Herbst-Regen Ostafrikas angezeigt.

In Anbetracht der sehr hohen gleichzeitigen Korrelation zwischen Zirkulationsverhältnissen und Niederschlag wurde die Vorhersagbarkeit in einem Experiment weiter erkundet (HASTENRATH et al. 2004). Prädiktand war ein Index RON der Oktober–November-Regen an der Küste des äquatorialen Ostafrika. Als Prädiktoren zur Eingabe in die schrittweise multiple Regression wurden Septemberwerte einer Familie von Indizes am Boden und in der freien Atmosphäre gewählt, die zur äquatorialen zonalen Zirkulationszelle gehören. Auswertungen wurden durchgeführt für den Datensatz von 1958–97 als Ganzes, und gleichfalls getrennt für die Hälften 1958–77 und 1978–97. Vergleichsweise wurden außer der säuberlichen Trennung in Trainingsperiode 1958–77 und Verifizierungsperiode 1978–97 auch das System der Kreuzvalidation über den ganzen Zeitraum 1958–97 sowie 1958–77 und 1978–97 durchgespielt. Zwischen Prädiktand und Prädiktoren ergaben sich recht schöne Beziehungen für 1958–77, sowie für die Kreuzvalidation auch über den ganzen Zeitraum 1958–97. Angesichts der sehr hohen Korrelation im Oktober–November zwischen äquatorialen Westwinden und dem Regen-Index RON von -0,85 scheint dies optimistische Erwartungen zu bestätigen. Aber dann kommt die Ernüchterung: für die zweite Hälfte (1978–97) des Beobachtungszeitraums wird die Beziehung ganz schwach. Die weitere Auswertung zeigt, dass die Korrelationen der Prädiktoren mit RON sich verschlechtern, wenngleich die äquatoriale zonale Zirkulationszelle durch den ganzen Zeitraum 1958–97 stark bleibt. Die Ursachen für die verminderte Vorhersagbarkeit sind nicht geklärt.

3.5 Indischer Monsun

Der Indische Sommermonsun ist eines der größten Themen der Tropischen Meteorologie und wird dementsprechend in diesem Heft in einem anderen Artikel umfassend behandelt. Für einen großen Teil der Menschheit hat die Regen-Veränderlichkeit ernsthafte Folgen. Schon seit dem späten 19. Jahrhundert ist die Möglichkeit der jahreszeitlichen Vorhersage der Monsunniederschläge als ernsthaftes Anliegen erkannt worden. Es folgten die klassischen Arbeiten von Sir Gilbert Walker und die jahrhundertelangen Bemühungen des Indischen Wetterdienstes (HASTENRATH 1985, 1995a). Es wurden fortlaufend jahreszeitliche Vorhersagen auf empirischer Grundlage erstellt und dabei eine große Anzahl von zirkulationsmäßig sinnvollen Prädiktoren vorgeschlagen. Diese lassen sich lose in drei Klassen gruppieren, nämlich zusammenhängend mit der Strömung in der freien Atmosphäre über Indien; Entwicklung des Hitzetiefs über Südasien, des meridionalen Druckgradienten, und damit der transäquatorialen Strömung über dem Indischen Ozean; sowie der Southern Oscillation, wenngleich es Beziehungen zwischen diesen drei Klassen gibt. Zu der Veröffentlichung von Vorhersagen in Echtzeit im *Experimental Long-Lead Forecasting Bulletin* (THIAO und BARNSTON 1997) haben wir auch wiederholt beigetragen. Es ist bemerkenswert, dass der Indische Wetterdienst diese Gelegenheit bisher nicht wahrgenommen hat und seine Klimavorhersagen nicht in Echtzeit veröffentlicht.

Hier soll nur kurz über ein Experiment berichtet werden, das drei der herkömmlichen, in früherer Literatur vorgeschlagenen Prädiktoren und als Prädiktand einen Regen-Index für Gesamt-Indien in schrittweiser multipler Regression benutzt (HASTENRATH und GREISCHAR 1993). Diese sind in der Legende zu Abb. 6-4 erläutert. Die Monsun-Regen verstärken sich mit folgenden Verhältnissen in der Vorjahreszeit: mitteltroposphärische antizyklonale Achse im April (L) weit im Norden, von Januar zu April stark fallende Drucktendenz in Darwin (DPT), und warme Nordhemisphäre im Januar–Februar (NHT). Als abhängiger Datensatz oder Trainingsperiode diente 1939–68. Die vertikale strichlierte Linie in Abb. 6-4 zeigt die Abgrenzung zu den darauf folgenden Verifizierungsperioden. Zwischen vorhergesagtem und beobachtetem Niederschlag ergibt sich über den Zeitraum 1969–80 die beachtliche Korrelation von +0,89. Die Ernüchte-

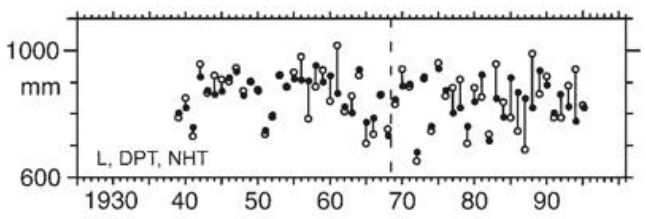


Abb. 6-4: Vorhersage der Sommermonsun-Regen über Gesamt-Indien. Prädiktoren sind wie folgt: Breitenlage des antizyklonalen Rückens in 500 hPa längs 75° E im April (L); Drucktendenz April minus Januar in Darwin, Australien (DPT); und Index der Januar–Februar-Temperatur der Nordhemisphäre (NHT). Gefüllte Punkte bezeichnen Regressionswerte bis 1968 und vorhergesagte Werte ab 1969, und die Abgrenzung ist angezeigt durch die vertikale strichlierte Linie. Offene Kreise bezeichnen den gemessenen Regen.

rung folgt, wenn die Verifizierung auf den Zeitraum 1969–91 ausgedehnt wird, wobei die Korrelation auf +0,57 fällt. Die Vorhersagbarkeit war also hoch in den 1960er und 1970er Jahrzehnten, worauf aber dann in den 1980er Jahren drastisch verminderte Vorhersageleistungen folgten. Solche Änderungen in der Vorhersagbarkeit sollten gesehen werden im Zusammenhang mit dekadischen Entwicklungen der Zirkulationsverhältnisse, aber die direkten Ursachen sind noch zu klaren.

Die Niederschlagsanomalien des Indischen Sommermonsuns haben schwerwiegende gesellschaftliche und wirtschaftliche Folgen, und seit mehr als einem Jahrhundert sind Bemühungen im Gange, sie rechtzeitig vorherzusagen. Umso bemerkenswerter ist es, dass dieses klassische Klimaproblem bisher immer noch ausschließlich mit empirischen Verfahren angegangen worden ist. Die bekannte starke Koppelung von Ozean und Atmosphäre im Monsunsystem (HASTENRATH 1995a) sowie die beträchtliche Gebirgstopographie auf den Kontinenten mögen Schwierigkeiten bieten für numerische Modellierung. Jedenfalls ist der Indische Sommermonsun der älteste und vielleicht wichtigste Zielgegenstand der Klimavorhersage in den Tropen.

4 Einschränkungen

Man mag gern glauben, dass das Problem der tropischen Klimavorhersage reduziert werden kann auf ENSO und dass numerisches Modellieren das auf lange Sicht überlegene Werkzeug bietet. Diese weit verbreiteten Vorstellungen sollen im Folgenden kurz angesprochen werden.

Bezüglich ENSO ist zu beachten, dass die interannuale Variabilität des regionalen Niederschlagsklimas direkt bedingt ist durch das anomale Verhalten der quasi-permanenten Zirkulationssysteme in der Region selbst. Soweit die Southern Oscillation in Beziehung steht mit der Variabilität der regionalen Zirkulation, mag sie auch eine Korrelation mit den regionalen Klimaverhältnissen zeigen. Abb. 6-5 bietet einige Veranschaulichungen, die sich lediglich auf Diagnose und nicht Vorhersage beziehen. So sind die Regen des Nordeste Brasiliens um 0,7 korreliert mit der regionalen Zirkulation, wogegen die Southern Oscillation mit den Regen oder der Zirkulation nur Korrelationen um 0,3 hat. Ähnlich haben die Sommer-Regen im westafrikanischen Sahel Korrelationen um 0,6 mit Indizes der Zirkulation, aber nur von 0,3 mit der Southern Oscillation. Die Oktober–November-Regen an der Küste des äquatorialen Ostafrika sind höher als 0,8 korreliert mit den gleichzeitigen Westwinden an der Oberfläche des zentralen äquatorialen Indischen Ozeans, verglichen mit Korrelationen von nur 0,6 zwischen der Southern Oscillation und den Regen oder Winden.

In der Entwicklung von Methoden zur operationellen Klimavorhersage, sowohl auf Grundlage von empirischer Analyse als auch numerischer Modellierung, haben wir für ihre Pionierleistungen zwei großen staatlichen Institutionen zu danken: dem Hadley Centre des UK Meteorological Office in Großbritannien und dem Climate Predction Center of NOAA in USA. Eine Gruppe in der letzteren Institution hat das Potential der beiden Verfahren in Übersichtsaufsätzen im Abstand von fünf Jahren kritisch geprüft (BARNSTON et al. 1994; ANDERSON et al. 1999). In dem früheren Artikel fanden sie, dass die beiden Verfahren ungefähr gleiche Leistungen erbrachten. Fünf Jahre später bestätigten sie diese Feststellung und zogen die Möglichkeit in Betracht, dass numerische Modelle nie die Leistungsfähigkeit empirischer Verfahren übersteigen werden. Damit stimmen die Eindrücke in ANDERSON et al. (1999), WEBSTER et al. (1998) und BAMZAI und SHUKLA (1999) überein. Leistungsvergleiche für strategische Regionen der Tropen sind angebracht.

In diesen Zusammenhang gehört auch eine von NICHOLLS (1999) ausgegebene Warnung gegen kognitive Illusionen. Mit Bezug auf das El Niño von 1997–98 zeigt er, dass auf numerische Modelle gegründete Vorhersagen nachträglich als großer Erfolg gefeiert wurden, wenngleich einige davon recht schlecht waren. Er kritisiert die Neigung, Bestätigung zu suchen und widersprechende Beweise zu vermeiden.

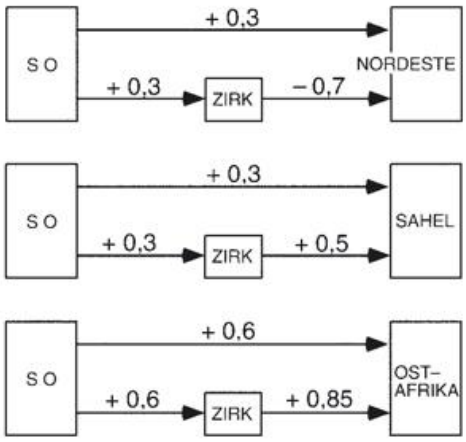


Abb. 6-5: Schematische Darstellung langfristiger diagnostischer Beziehungen. Gezeigt sind gleichzeitige Korrelationen zwischen Indizes der Southern Oscillation (SO), der regionalen Zirkulation (ZIRK), und Regen in Brasiliens Nordeste (März–April), dem Westafrikanischen Sahel (Juli–August), und der Küste Ostafrikas (Oktober–November).

5 Ausblick

Es hat einen ermutigenden Fortschritt gegeben in der jahreszeitlichen Vorhersage von interannualer Klimaveränderlichkeit. Während Vorhersagemethoden für immer größere Zielregionen entwickelt werden, bleibt der Eindruck, dass Klimaanomalien in hohem Maße vorhersagbar sind nur für begrenzte Regionen der Tro-

pen, wo nämlich der Großteil des Regens von einem einzigen wohl organisierten quasi-permanenten Zirkulationssystem (wie etwa die ITCZ) bestimmt wird, besonders an den Extremen des Jahresganges. Glücklicherweise stimmen diese Regionen weitgehend überein mit Gebieten, die Klimaanomalien ausgesetzt sind, und wo die gesellschaftlichen und wirtschaftlichen Folgen am schwerwiegendsten sind. Für andere weite Bereiche mögen die Aussichten für jahreszeitliche Vorhersage gering sein. Inwieweit mäßige Vorhersagbarkeit praktisch nützlich sein kann in landwirtschaftlicher und sonstiger staatlicher Planung, ist ein Anliegen, das weiter zu erkunden bleibt, in fortlaufendem Austausch zwischen den Gemeinden der mit Vorhersagen befassten Meteorologen und den möglichen Benutzern. In diesem Zusammenhang sollte Klima-Überwachung zusammen mit Klima-Vorhersage betrieben werden.

Es scheint wünschenswert, das auf Zirkulations-Diagnostik begründete empirische Verfahren und numerische Modellierung parallel zu verfolgen, denn diese Verbindung sollte wechselseitig fruchtbar sein und Einblick vermitteln in die wirkenden atmosphärisch-ozeanischen Mechanismen. Es sollte beachtet werden, dass Anzeichen der Southern Oscillation zwar weit verbreitet sind, dass aber Klimaanomalien in vielen Regionen nicht überwiegend mit der Southern Oscillation zusammenhängen. Langfristige Änderungen der Vorhersagbarkeit sind ungenügend verstanden, ein Hindernis für Vorhersage mit jedweden Verfahren. Angebracht ist ein weit gespanntes Bemühen, das empirische Verfahren und numerisches Modellieren verbindet und Diagnose mit Vorhersage koppelt. Unerlässlich sind die Dokumentation und Veröffentlichung der Methode, Verifizierung über einen völlig unabhängigen Datensatz, Veröffentlichung der Vorhersage in Echtzeit, und fortlaufende Auswertung der Vorhersagen.

Danksagung

Variability of Tropical Climate Fund der University of Wisconsin Foundation unterstützt unsere Arbeit. Dierk Polzin half mit Graphik und Textdokument. Für guten Rat zu den deutschen Fachausdrücken bin ich Andreas H. Fink und Peter Knippertz dankbar.

Literatur

ACMAD, 1998: Climate forecast in Africa; proceedings of First Forum on Seasonal Forecasting, Oct. 1998, Abidjan. World Meteorological Organization, WMO/TD : No. 927, 210 S.

ANDERSON, J., H. VAN DEN DOOL, A. BARNSTON, W. CHEN, W. STERN, J. PLOSHAY, 1999: Present-day capabilities of numerical and statistical models for atmospheric extratropical seasonal simulation and prediction. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **80**, 1349-1361.

BAMZAI, A. S., J. SHUKLA, 1999: Relation between Eurasian snow cover, snow depth, and the Indian summer monsoon: an observational study. *J. Climate* **12**, 3117-3132.

BARNSTON, A. G., H. VAN DEN DOOL, S. E. ZEBIAK, T. P. BARNETT, M. JI, D. R. LIVEZEY, 1994: Long-lead seasonal forecasts – where do we stand? *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **75**, 2097-2114.

BARNSTON, A. G., M.H. GLANTZ, Y. HE, 1999: Predictive skill of statistical and dynamical climate models in SST forecasts during the 1997–98 El Niño episode and the 1998 La Niña onset. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **80**, 217-243.

CARSON, D. J., 1998: Seasonal forecasting. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **124**, 1-26.

COLMAN, A., 2004: Combined statistical/dynamical forecasts of 2004 season rainfall in the Sahel and other regions of tropical North Africa using observed ocean and atmosphere information up to June 2004. p. 22–26, in: COLA Experimental Long-Lead Forecast Bulletin, June 2004, vol. **13**, no. 2.

GREISCHAR, L., S. HASTENRATH, 2000: The rainy seasons of the 1990's in Northeast Brazil: real-time forecasts and verification. *J. Climate* **13**, 3821-3826.

HASTENRATH, S., 1985: Climate and circulation of the tropics. *Reidel*, Dordrecht, Boston, Lancaster, Tokyo, 455 S.

HASTENRATH, S., 1995a: Climate dynamics of the tropics. *Kluwer*, Dordrecht, Boston, London, 2. Auflage, 488 S.

HASTENRATH, S., 1995b: Recent advances in tropical climate prediction. *J. Climate* **8**, 1519-1532.

HASTENRATH, S., 2002: Prediction: climate (empirical and numerical). S. 411-417 in J. Holton et al., (Hrsg.): Encyclopedia of Atmospheric Sciences, *Academic Press*, 6 Bd., 2780 S.

HASTENRATH, S., L. GREISCHAR, 1993: Changing predictability of Indian monsoon rainfall anomalies. Proceedings Indian Academy of Sciences (Earth and Planetary Sciences), 102, no. 1, 35-47.

HASTENRATH, S., D. POLZIN, P. CAMBERLIN, 2004: Exploring the predictability of the „Short Rains" at the coast of East Africa. *Int. J. Climatology* **24**, 1333-1343.

LATIF, M., D. ANDERSON, T. BARNETT, M. CANE, R. KLEEMAN, A. LEETMA, J. O'BRIEN, A. ROSATI, E. SCHNEIDER, 1998: A review of the predictability and prediction of ENSO. *JGR-Oceans*, 14375-14393.

MOURA, A. D., S. HASTENRATH, 2004: Climate prediction for Brazil's Nordeste: performance of empirical and numerical modeling methods. *J. Climate* **17**, 2667-2672.

NICHOLLS, N., 1999: Cognitive illusions, heuristics, and climate prediction. *Bull. Amer. Meteorol. Soc.* **80**, 1365-1397.

PALMER, T. N., D. L. T. ANDERSON, 1994: The prospect for seasonal forecasting – a review paper. *Quart. J. R. Meteorol. Soc.* **120**, 755-793.

THIAO, W., A. BARNSTON, 1997: CCA forecasts for Sahel rainfall in Jul–Aug-Sep 1997. p. 40–42 in *NOAA-CPC* Experimental Long-Lead Forecast Bulletin, June 1997, vo., 6, no. 2.

WEBSTER, P. J., V. O. MAGANA, T. N. PALMER, J. SHUKLA, R. A. TOMAS, M. YANAI, T. YASUNARI, 1998: Monsoons, processes, predictability, and the prospects for prediction. *JGR-Oceans* **103**, C7, 14451-14510.

© Deutscher Wetterdienst 2006

Liste der in den Kapiteln 1 bis 6 verwendeten Abkürzungen

ENSO	**E**l **N**iño-**S**outhern **O**scillation
ITF	**I**nter**T**ropical **F**ront
ITD	**I**nter**T**ropical **D**iscontinuity
TEJ	**T**ropical **E**asterly **J**et
AEJ	**A**frican **E**asterly **J**et
ITCZ	**I**nter**T**ropical **C**onvergence **Z**one
PV	**P**otential **V**orticity
PVU	**P**otential **V**orticity **U**nits
IMPETUS	**I**ntegratives **M**anagement **P**rojekt für einen **E**ffizienten und **T**ragfähigen **U**mgang mit **S**üßwasser in Westafrika
SST	**S**ea-**S**urface **T**emperature
CEJ	**C**ross **E**quatorial **J**et
HL	**H**eat **L**ow
TA	**T**ibetian **A**nticylone
CPW	**C**ircum**P**olar **W**esterlies
MCS	**M**esoscale **C**onvective **S**ystems
MJO	**M**adden-**J**ulian-**O**scillation
Cb	**C**umulonim**b**us
QBO	**Q**uasi-**B**iennal **O**scillation
TBO	**T**ropical **B**iennal **O**scillation
MOS	**M**odel **O**utput **S**tatistics
IPCC	**I**ntergovernmental **P**anel on **C**limate **C**hange
AMMA	**A**frican **M**onsoon-**M**ultidisciplinary **A**nalysis
GATE	**G**ARP **A**tlantic **T**ropical **E**xperiment
TOGA	**T**ropical **O**cean - **G**lobal **A**tmosphere
TAO	**T**ropical **A**tmosphere **O**cean
ET	**E**xtratropical **T**ransition
MM5	**M**esoscale **M**odel, Version **5**
QNV	**Q**uantitative **N**iederschlags**v**orhersage
NOGAPS	**N**avy **O**perational **G**lobal **A**tmospheric **P**rediction **S**ystem
TP	**T**ropical **P**lume
TEW	**T**ropisch-**e**xtratropische **W**echselwirkung
IR	**I**nfra-**R**ed
WV	**W**ater-**V**apour
STJ	**S**ubtropen**j**et
QG	**Q**uasi-**g**eostrophisch

promet, Jahrg. 32, Nr. 3/4, 162-166 (August 2006)
© Deutscher Wetterdienst 2006

Blick nach draußen

Das Königliche Meteorologische Institut von Belgien (KMI)

Eine ruhmreiche Vergangenheit

Schon kurz nach der 1830 erfolgten belgischen Unabhängigkeit begann der Direktor der Königlichen Sternwarte von Belgien, Adolphe Quételet, in Ermangelung von astronomischen Instrumenten mit systematischen Wetterbeobachtungen. Diesem Umstand verdankt Brüssel-Ukkel/Uccle seinen ansehnlichen Bestand homogener Temperatur- und Niederschlagsmessreihen. Schon seit dem 1. Januar 1833 werden in Brüssel klassische Wetterbeobachtungen durchgeführt.

Im Jahre 1853 fand in Brüssel unter dem Vorsitz von Adolphe Quételet die weltweit erste Internationale Konferenz für maritime Meteorologie statt. Die Teilnehmer kamen aus einem Dutzend Seemächte in aller Welt. Die angestrebten Ziele waren die Erstellung geeigneter Karten für die Handelsschifffahrt sowie die Einführung vereinheitlichter Normen für die Erfassung von meteorologischen Daten überall auf der Welt, insbesondere auf den Ozeanen. Die daraus hervorgegangenen Archivdaten sind heute von unschätzbarem Wert zur Beurteilung der ozeanographischen Aspekte der Klimamodelle.

In Umsetzung der Beschlüsse der 1873 abgehaltenen Wiener Konferenz der **I**nternationalen **M**eteorologischen **O**rganisation (IMO) baute Jean-Charles Houzeau, der Nachfolger von Quételet, schon 1876 ein ganz Belgien umfassendes Wetterbeobachtungsnetz auf. Dieses galt seinerzeit als eines der dichtesten der Welt. Am Vorabend des Ersten Weltkriegs bestand es aus fast 400 Wetterstationen.



Abb. 1: Das Königliche Meteorologische Institut von Belgien.

Der 1890 erfolgte Umzug der Königlichen Sternwarte nach Brüssel-Ukkel/Uccle zwang die Klimatologie zu einem relativ aufwändigen Abgleich der erfassten Daten, denn der alte und der neue zentrale Beobachtungsstandort liegen zwar relativ nahe beisammen, weisen jedoch ein ganz unterschiedliches Umfeld und eine ganz andere Höhe auf.

Im Jahre 1913 wurden in einem Königlichen Erlass die Aufgaben einer neu geschaffenen naturwissenschaftlichen Einrichtung festgelegt: So wurde per Ausgliederung aus der Königlichen Sternwarte von Belgien das nun selbstständige **K**önigliche **M**eteorologische **I**nstitut von Belgien (KMI) gegründet. Sein erster Direktor wurde Jean Vincent. Außer seinen Aufgaben in Meteorologie und Klimatologie ist das KMI auch mit bestimmten Aufgaben in der Geophysik betraut.

Im Jahre 1919 gelingt Direktor Jules Jaumotte die Entwicklung eines der ersten so genannten Meteographen, eines automatischen Wetterschreibers, der von nun an Ballonmessungen in „Echtzeit“ ermöglichte, was zu einem verbesserten Verständnis für die Vorgänge in der Atmosphäre führte. Im Laufe der 1920er-Jahre wurden derartige Messungen schrittweise auf unseren gesamten Planeten ausgedehnt. Das Gleiche gilt für die Bodenbeobachtungen. Schon bald darauf nahm das KMI (als eine der ersten Einrichtungen weltweit) die Erstellung von täglichen Wettervorhersagen aufgrund der Analyse von Druckgebieten und Wetterfronten auf.

Im Jahre 1932 ermöglichte die Beratung seitens des KMI dem Ballonfahrer Auguste Piccard den ersten erfolgreichen Aufstieg in die Stratosphäre. Er war übrigens der Großvater von Bertrand Piccard, dem im Jahre 2000 die erste Erdumrundung im Ballon ohne Zwischenlandung gelang.

Eine der Aktivitäten des KMI, die Radiometrie, trug schon in den 1960er-Jahren zu seiner weltweiten Bekanntheit bei. Unter der Federführung von Jacques Van Mieghem führte das KMI dabei Untersuchungen zur Strahlungsbilanz der Erde durch, angefangen bei der Solarkonstanten. Bei dieser Größe handelt es sich um die Strahlungsleistung der Sonne unter Ausklammerung des Atmosphäreneinflusses, oder einfacher ausgedrückt: Die Strahlungsenergie der Sonne, die pro Zeit und Fläche durchschnittlich am Erdboden ankäme, wenn es keine Atmosphäre gäbe. Der Name „Konstante“ ist dabei etwas irreführend, da deren Werte von der Sonnenaktivität (z. B. Eruptionen, Sonnenfleckenzyklus) abhängig sind und Schwankungen durch die elliptische Erdbahn unterliegen (Abb. 6).

Nach Veröffentlichung seiner Denkschrift über die Turbulenztheorie setzte Jacques Van Isacker im Jahre 1957 als einer der ersten Wissenschaftler einen Computer zur Wettervorhersage ein. Auf dieser Grundlage konnte er ein Verfahren entwickeln, mit dem er seit 1962 computergestützte Wetterprognosen herausgab. Somit wurde das KMI zu einem der weltweiten Pioniere bei der täglichen Veröffentlichung computergestützter Wetterprognosen.

Wir können uns das heute kaum mehr vorstellen. Wie konnte man Wettervorhersagen erstellen, ohne einen einzigen Blick auf ein Foto von Wolkenmassen werfen zu können, ohne Unterstützung durch eine Computermodellierung und durch eine mehrfarbige, dynamische Karte, die einem veranschaulicht, wohin sich ein Tiefdruckwirbel in den nächsten Stunden oder Tagen voraussichtlich bewegen wird? Zu Beginn der 1960er-Jahre wurden in Brüssel-Ukkel/Uccle die ersten zaghaften Versuche mit computergestützten Wetterprognosen unternommen, die übrigens noch eine recht geringe Zuverlässigkeit aufwiesen. In jenen Jahren wurden auch die ersten Anlagen zur Erfassung von Satellitenbildern errichtet. Bis dahin standen dem Meteorologen für eine Vorhersage nur die Zusammenschau verschiedener Bodenbeobachtungen sowie die Ballonmessungen zur Verfügung, die ihm ein grobes Bild über den Zustand der Atmosphäre oberhalb unseres Bereichs lieferten.

Die Erstellung einer brauchbaren Wetterkarte war somit ein sehr aufwändiger Vorgang. Die Wetterbeobachtungen aus Belgien und aus den Nachbarländern wurden mit riesigen, lärmenden Fernschreibern übermittelt. Diese in Zahlen gefassten Beobachtungen wurden durch spezialisierte Mitarbeiter mit der Zeichenfeder oder mit schwarzen und roten Buntstiften wieder in Kartenform übertragen. Erst nach all diesen Vorarbeiten konnte die eigentliche Analyse beginnen. Dabei mussten die Isobaren, die Tiefdruckgebiete und die Hochdruckgebiete sowie die Druckanstiege und Druckabnahmen eingezeichnet werden. Ferner mussten tropische oder polare Luftmassen sowie die Wetterfronten und Störungen ermittelt werden. Windrichtung, Windstärke, Regen, Schnee. Schritt für Schritt wurde alles sichtbar. In der Zwischenzeit wurden eifrig die jüngsten Messungen aus Belgien und den Nachbarländern ausgewertet, um die Höhenwetterkarten zeichnen zu können. Ein kurzer Blick auf die vorhergehenden Karten, um den Trend zu erfassen und einzuschätzen, was eintreten könnte. Ein komplexes Unterfangen. Daher galt in jenen Tagen eine zutreffende Vorhersage über 24 Stunden bereits als ansehnlicher Erfolg. Die genannten Arbeiten mussten übrigens so rasch wie möglich durchgeführt werden, denn die Radiostationen warteten schon ungeduldig und der Wettermann vom Fernsehen bereitete mit der Kreide in der Hand seinen täglichen Auftritt vor.

Zu den vielen dem KMI anvertrauten Aufgaben zählt bereits seit seiner Gründung im Jahre 1913 die Untersuchung der Entwicklung des Erdmagnetfelds in Belgien. Ursprünglich standen die entsprechenden Messgeräte in Brüssel-Ukkel/Uccle. Doch bereits seit den 1940er-Jahren kam es durch das ständige Wachstum des Brüssler Ballungsraums zu Störungen der Messungen, die eine ordnungsgemäße Unterscheidung zwischen natürlichen Schwankungen des Magnetfelds und durch den Menschen verursachten Beeinflussungen unmöglich machten. Daher mussten die Anlagen an einen geeigneten, „magnetisch sauberen" Standort übersiedelt werden, um dort die Beobachtungen des Erdmagnetfelds sowie weiterer geophysikalischer Phänomene fortzusetzen. Dieser neue Standort musste sehr strengen Anforderungen genügen und einen ausreichenden Abstand von Störungsquellen, wie elektrifizierten Bahnstrecken, Industriegebieten oder städtischen Siedlungen, aufweisen. Unter der Leitung von Edmond Lahaye wurde der Standort Dourbes in der Provinz Namur ausgewählt, der alle Kriterien in idealer Weise erfüllte (Abb. 2 und 3). Das Geophysikalische Zentrum des KMI (CPG/GFC) wurde 1956 im Vorfeld des Internationalen Geophysikalischen Jahres 1957/1958 eröffnet. Es wurde beschlossen, dort die Beobachtung einer Reihe geophysikalischer Parameter zu bündeln und neben Beobachtungen des Erdmagnetfelds auch Ionosphärenmessungen durchzuführen. Seit seinen Anfängen gehört das CPG/GFC zu den weltweiten Pionieren.

Nur naturwissenschaftliche Einrichtungen des Staates können auf lange Sicht die Kontinuität der Erfassung geophysikalischer Parameter gewährleisten. Im Laufe der 1950er-Jahre wurden die Aktivitäten zur Überwachung des Erdmagnetfelds Schritt für Schritt ans CPG/GFC verlagert. So wurde das Geophysikalische Zentrum des KMI zu einer weltweiten Referenzgröße für einen Bereich, welcher der breiten Öffentlichkeit in der Regel unbekannt bleibt, dabei aber eine lebenswichtige Bedeutung aufweist. Als André De Vuyst Direktor des CPG/GFC wurde, führte er eine magnetische Kartierung Belgiens durch, gerade noch rechtzeitig, bevor ein derartiges Unterfangen aufgrund der rasanten Verstädterung und Industrialisierung des Königreichs äußerst schwierig oder sogar unmöglich wurde.

Im Laufe der 1960er-Jahre erlebten die Geowissenschaften einen erheblichen Aufschwung. Insbesondere gelang der unwiderlegbare Beweis der Theorie der Kontinentalverschiebung durch Entdeckungen im Bereich des Paläomagnetismus. Man stellte fest, dass die Erde im Laufe ihrer langen Geschichte mehr als einmal ihren magnetischen Nordpol verloren hat und dass es zu Umkehrungen des Erdmagnetfelds gekommen ist. Mit bestimmten, in Dourbes entwickelten und aufgestellten Instrumenten lassen sich die alten Zustände des Erdmagnetfelds aufspüren, die etwa in erstarrtem Vulkangestein, aber auch Ziegeln oder Tongefäßen gleichsam eingefroren sind, wodurch letztere dann wiederum datiert und historisch eingeordnet werden können.



Abb. 2: Das Zentrum für Geophysik in Dourbes.



Abb. 3: Dieser Pavillon wurde speziell so konstruiert, dass jegliche Störung des Erdmagnetismus ausgeschaltet ist.

Das KMI heute: „Eine Gegenwart im Zeichen der Spitzentechnologie"

Heute gelten für das KMI folgende Schlüsselwörter: naturwissenschaftliche Forschung, Innovation, Zuverlässigkeit und Kontinuität. Das Institut ist stets bestrebt, den Behörden und der Bevölkerung einen zuverlässigen Dienst auf der Grundlage von Forschung und Innovation zu liefern. Zu diesem Zweck hat es sich zwei strategische Ziele gesteckt:

- Steigerung der Sicherheit durch Entwicklung und Anwendung neuer Kenntnisse im Bereich Wetter und Klima.
- Steigerung der Zugänglichkeit der am KMI vorhandenen Kenntnisse und Daten.

Steigerung der Sicherheit bedeutet vor allem: verbesserte Warnungen vor gefährlichen Wettererscheinungen in unserem Land und auf dem Meer sowie Überwachung und Vertiefung unserer Kenntnisse über das Klima.

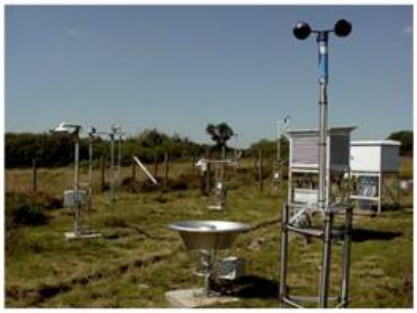


Abb. 4: Die automatische Wetterstation bei Mont-Rigi.

Zu diesem Zweck wird am KMI modernste Beobachtungstechnologie eingesetzt. So werden Hochtechnologien für die Kommunikation und automatischen Wetterstationen entwickelt. Derzeit sind an verschiedenen Stellen des Landes bereits 16 derartige Wetterstationen im Einsatz (s. Abb. 4). Dadurch können Wetterbeobachtungen häufiger durchgeführt und bestimmte durch den Menschen verursachte Fehler ausgeschaltet werden. Das führt zu einer Qualitätssteigerung des Dienstes und liegt also ganz auf der großen Entwicklungslinie des KMI. Im Übrigen leisten diese, mit verschiedenen Sensoren ausgerüsteten, automatischen Wetterstationen einen wichtigen Beitrag zu den Forschungsanstrengungen in der Klimatologie, Hydrologie und Radiometrie. Besonderes Augenmerk gilt dabei der Erfassung von Messreihen über lange Zeiträume, denen für die Klimaforschung eine zentrale Rolle zukommt.

Seit 1992 betreibt das KMI ein Echtzeit-System zur Erkennung und Lokalisierung von Blitzen in Belgien sowie im grenznahen Ausland (s. Abb. 5). Mit diesem System lässt sich der Weg von Gewitterfronten nachverfolgen, so dass die Nutzer unseres Warndienstes ggf. per SMS alarmiert werden können.

Die Wetterradars (in Wideumont und Zaventem) dienen der Nachverfolgung von Niederschlagsgebieten und der Beurteilung ihrer jeweiligen Intensität (s. Abb. 6 und 7).

Dank der laufenden Weiterentwicklung der Instrumente liefern die modernen Satelliten ein immer präziseres Bild der Erde. Außerdem werden Bilder in verschiedenen Spektralbereichen erstellt. Dadurch kann nicht nur der Weg von Wolkenmassen nachverfolgt werden, sondern es lassen sich auch neue Informationen über den Zustand der Atmosphäre in unterschiedlichen Höhen gewinnen.

Zur Verbesserung der Warnungen vor gefährlichen Wettererscheinungen unterliegt die Datenqualität einer ständigen Überwachung. Im Jahre 2005 wurden 80 % der Fälle mit weiträumigen oder lokalen Schäden aufgrund heftiger Niederschläge korrekt vorausgesagt, während 100 % der Fälle mit ausschließlich weiträumigen Schäden sowie 100 % der Fälle mit sehr schweren Schäden korrekt vorausgesagt wurden. Ebenfalls im Jahr 2005 wurde für die 35 Tage mit einer Schneeschicht von mehr als 2 cm in 83 % der Fälle ein völlig korrekter Wetterbericht gegeben.



Abb. 6: Bau des Wetterradars bei Wideumont.

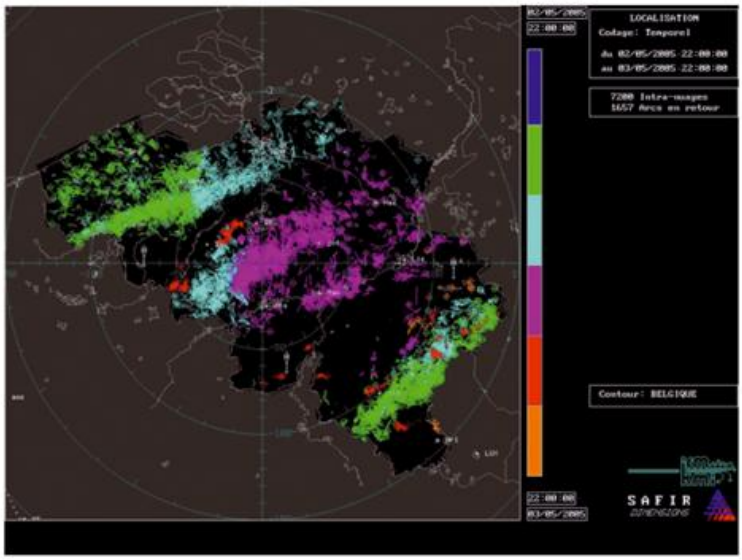


Abb. 5: Blitzentladungen, die durch das Blitzdetektionssystem SAFIR am 3. Mai 2005 registriert wurden.

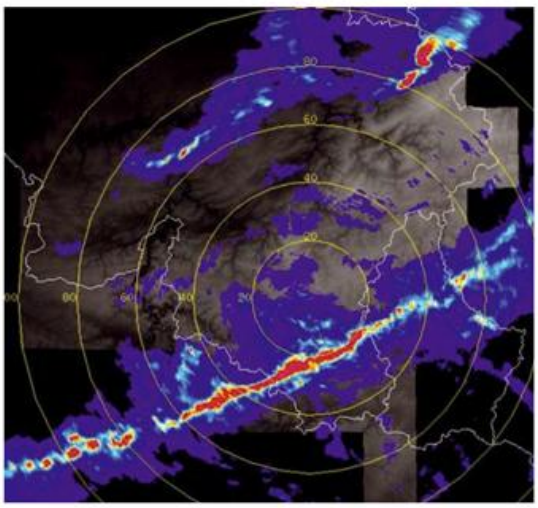


Abb. 7: Durch das Wetterradar registrierte Aufzeichnung, mit einem Echo in Hakenform auf der Höhe von Eupen, die auf die Entstehung eines Tornados hindeutet (26.02.2002).

Die verbesserten Wetterwarnungen sind auf Steigerungen bei den Beobachtungssystemen zurückzuführen, aber auch auf verfeinerte computergestützte Wetterprognosen, die heutzutage mit einer räumlichen Auflösung von 7 km erstellt werden können. Am KMI arbeitet eine aus Mitteln der öffentlichen Wissenschaftsförderung finanzierte Forschungsgruppe, die grenzübergreifend im so genannten ALADIN-Netzwerk mit Wissenschaftlern in 15 weiteren Ländern zusammenwirkt. Diese Spitzenforschung liefert Produkte von unmittelbarem Nutzen für die lokalen Behörden, etwa zur Überwachung von Wetterlagen, welche die Verbreitung von Schadstoffen begünstigen bzw. hemmen, oder zur Vorsorge bei starken Niederschlägen, die zu Überschwemmungen führen könnten (s. Abb. 8).

Seit mehr als einem Jahrzehnt stößt das Klima in der Öffentlichkeit auf ein reges Interesse, und das KMI hat alle Hebel in Bewegung gesetzt, um darauf eingehen zu können. Seit seiner Gründung legt das KMI Messreihen von Wetterbeobachtungen aller Art an und leistet damit einen wichtigen Beitrag zur Klimaforschung in Belgien. Aufgrund dieser langjährigen Messreihen beurteilt das KMI das jeweilige Risiko, dass es zu Wetterereignissen mit Schäden kommt.

Eine weitere grundlegende Frage lautet: Inwiefern ist das Verhalten der Atmosphäre überhaupt „vorhersagbar"? Da dieses Verhalten nicht linear ist, erforscht das Institut das Verhalten der Atmosphäre auch im Sinne der Theorie des *deterministischen Chaos'*. Damit werden vertiefte Erkenntnisse hinsichtlich der Voraussagbarkeit im Klimasystem angestrebt.

Um zu einer fundierten Einschätzung über einen möglicherweise drohenden Klimawandel zu gelangen, müssen nach Ansicht des KMI die externen Einflüsse genauer erfasst und berücksichtigt werden. Hier ist u. a. die Rolle der Sonne zu nennen, deren Intensitätsschwankungen sich auf die durch die Erde empfangene Energiemenge auswirken, sowie die Rolle des Erdmagnetfelds. Die Sonne und die ungleichmäßige Verteilung der Sonnenenergie über die Erde sind der eigentliche Motor des Klimas. In dieser Hinsicht widmet sich das KMI weiterhin der Erstellung langer Messreihen zur Solarkonstanten, im Zusammenwirken mit der Europäischen Weltraumorganisation ESA, mit EUMETSAT und mit der NASA (s. Abb. 9 und 10).

Seit mehreren Jahrzehnten werden am KMI die Ozonmengen in der Troposphäre und in der Stratosphäre gemessen. Diese Messreihen stellen einen wichtigen Beitrag zur Beschreibung und zur Untersuchung der Ursachen für die Veränderungen der Ozonschicht oberhalb unseres Bereichs dar. Darüber hinaus ermöglichen diese Untersuchungen eine eingehende Beurteilung der Veränderungen der UV-Strahlung an der Erdoberfläche sowie der Treibhausgasanteile in der Atmosphäre. Das Institut hat sich in diesem Bereich weltweite Anerkennung erworben, weil aufgrund seiner Daten eine Bestätigung der per Satellit ermittelten Befunde möglich wurde.

Es ist weithin bekannt, dass man mit dem Erdmagnetfeld vertraut sein muss, um mit dem Kompass navigieren zu können. Darüber hinaus spielt dieses Magnetfeld jedoch eine noch viel wesentlichere Rolle für das Leben auf unserem Planeten. Die Erde ist einem laufenden Beschuss durch Elementarteilchen aus dem gesamten Weltall sowie von der Sonne selbst ausgesetzt. Diese schädliche Teilchenstrahlung wird durch das Erdmagnetfeld teilweise abgelenkt, das wie ein Schutzschild wirkt. Bestimmte Teilchen dringen nahe der magnetischen Pole in die Atmosphäre ein und führen dort zu den Polarlichtern. Dieser Beschuss durch Teilchenstrahlung aus dem Weltall wirkt seit Millionen von Jahren auf die Biosphäre ein und beeinflusst durch seine Interaktion mit der Atmosphäre, auf dem Wege der Wolkenbildung, möglicherweise auch das Klimasystem. Daher ist die Erforschung des Erdmagnetfelds dringend erforderlich für die ordnungsgemäße Untersuchung der vergan-

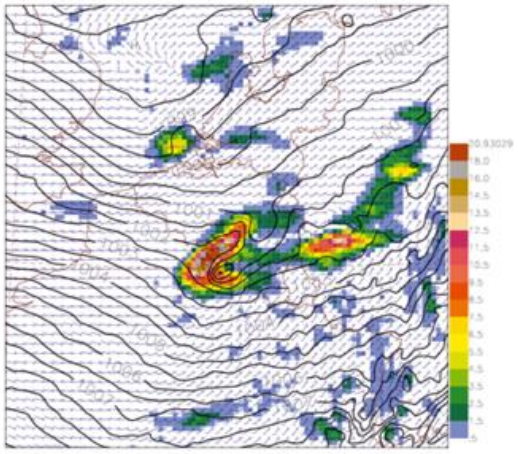


Abb. 8: Am Abend des 14. August 1999 zog ein heftiger Sturm über unser Land hinweg. Ein Mini-Tornado verursachte viel Schaden in der Region Doornik. Die Abbildung zeigt eine Vorhersage des Modells ALADIN. Man kann den heftigen Niederschlag (in Farbe), den Luftdruck (als schwarze Linien, mit einem deutlichen Sturmkern an der französisch-belgischen Grenze) und den Wind erkennen.



Abb. 9: Radiometer, für die Messung der Solarkonstanten. Dieses Instrument, das vom KMI entwickelt wurde, wird auf der Internationalen Raumstation (ISS) eingesetzt werden.

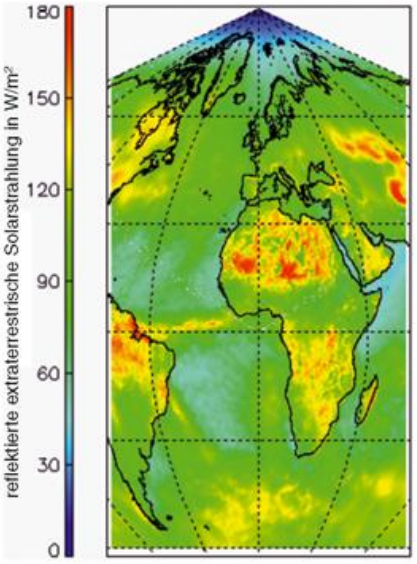


Abb. 10: Von der Erde reflektierte Extraterrestrische Solarstrahlung (hier: Monatsmittelwerte für März 2004 in W/m²), gemessen vom Radiometer GERB an Bord von MSG-1 und ergänzt durch Messungen vom Radiometer CERES auf dem Satelliten Terra. Man kann die Auswirkung der Wüsten und der Wolken auf das Klima erkennen (hier in rot = hohe Reflektion).

genen und zukünftigen Entwicklungen des Klimas auf unserem Planeten, im Sinne einer sauberen Unterscheidung zwischen natürlichen und vom Menschen gemachten Faktoren. Diese verschiedenen Aspekte unserer Umwelt sind Gegenstand einer noch jungen Disziplin, der Weltraummeteorologie.

Das zweite Strategieziel ist die Steigerung der Zugänglichkeit der am KMI vorhandenen Kenntnisse und Daten. Wissen wird wertvoller, wenn man es mit anderen teilt. Das KMI verfügt über eine äußerst umfassende Datenbank. Zur Erleichterung des Datenzugriffs, als Unterstützung für die naturwissenschaftliche Forschung, wurde eine relationale Datenbank eingerichtet, in welcher sämtliche meteorologischen Rohdaten im Anschluss an eine Qualitätsprüfung klassifiziert und gespeichert werden. Aufgrund dieser Datenbank können zahlreiche neue Dienste entwickelt werden. Hier ist unter anderem die Bereitstellung überprüfter Daten für andere Wissenschaftler zu nennen, welche unser Archiv für ihre jeweiligen Forschungsprojekte nutzen. Für die breite Öffentlichkeit können bestimmte Daten über eine Reihe von Kanälen verbreitet werden. Die bekanntesten Beispiele sind die über Fernsehstationen und Internetsites verbreiteten Satellitenbilder, oder die Wettervorhersagen per SMS oder auf unserem Webportal. Darüber hinaus bieten wir gegen Entgelt Spezialprodukte und -dienste an.

Das KMI von morgen: „Eine Zukunft voller Herausforderungen"

Die derzeitigen Strategieziele des KMI werden wohl auch im nächsten Jahrzehnt noch gelten. Die Aktivitäten des KMI werden immer stärker in einen internationalen Rahmen eingebunden sein und werden sich darüber hinaus den belgischen Regionen sowie den grenzübergreifenden Europaregionen zuwenden. In dieser Hinsicht möchten wir besonders hinweisen auf die Zusammenarbeit unseres Instituts mit der Gewässerverwaltung von Flandern, auf unsere Teilnahme am Projekt von Météo-France zur Aufstellung eines Radars im Avenois in Frankreich gemeinsam mit der Interrégionale Nord, ferner auf unsere fruchtbare Zusammenarbeit mit dem Ministerium für Raumordnung und Verkehr der Wallonie sowie mit der Europäischen Kommission. Zur Weiterentwicklung einer derartigen internationalen Kooperation hat das KMI seine interne Struktur einer Überarbeitung unterzogen, um vernetztes Arbeiten zu erleichtern.

Soweit das KMI die dafür erforderliche Rechenleistung erhält, werden wir eine weitere Präzisionssteigerung bei den kleinräumigen Wetterwarnungen, etwa vor Gewittern, erleben. Zu diesem Zweck werden Modelle mit einer Auflösung von 1 km entwickelt, um die örtlichen Beobachtungen noch besser einbeziehen zu können. Die schon heute vorhandenen Möglichkeiten der modernen Instrumente, wie z. B. der automatischen Wetterstationen oder des Wetterradars, werden wir in Zukunft noch besser nutzen können.

Die erwartete Ausweitung der verfügbaren Rechenleistung wird auch eine verbesserte Forschung über die grundsätzliche Voraussagbarkeit des Klimas ermöglichen sowie Vorhersagen mit Angabe der Zutreffenswahrscheinlichkeit, so dass sich der Benutzer ein getreuliches Bild über die Zuverlässigkeit einer hochauflösenden Wetterprognose machen kann.

Im Rahmen der Erforschung der Klimaveränderung berechnet das KMI mit Hilfe von Instrumenten an Bord geostationärer Satelliten die Strahlungsbilanz an der Grenze unserer Atmosphäre. Diese Satelliten haben derzeit nur ein Fünftel des Erdballs im Blick. Wir sind daher auf der Suche nach Partnern in anderen Weltregionen, um zu einem Gesamtbild unseres Globus zu gelangen.

Das KMI wird sein Wissenskapital im Übrigen auch der Wirtschaft unseres Landes zur Verfügung stellen, auch außerhalb der klassischen Felder der Meteorologie und der Geophysik. Ein Beispiel in dieser Hinsicht ist ein Projekt, das man als „Magnet Valley" bezeichnen könnte: Es soll zur wirtschaftlichen Entwicklung der Umgebung des Geophysikalischen Zentrums des KMI (CPG/GFC) in Dourbes beitragen. Hierbei geht es um die Bündelung der vitalen Kräfte in der Provinz Namur, um gemeinsam mit den örtlichen Behörden und der Provinzialverwaltung die Gründung von Unternehmen zu fördern, deren Geschäftstätigkeit auf dem Knowhow des Zentrums aufbaut.

Zur Erleichterung der internationalen Zusammenarbeit, der Bildung von Netzwerken sowie der Telearbeit werden leistungsfähige CTI-Systeme installiert. Ferner wird eine Anbindung der relationalen Datenbank an das Datenbank-Management-System des KMI erfolgen. Auf diese Weise kann bequem auf die am Institut vorhandenen Informationen zugegriffen werden.

Anschrift der Autorin:
An Neukermans
Directiesecretariaat
Management Assistant
Koninklijk Meteorologisch Instituut
Ringlaan 3
B-1180 Brussel
Tel: +32 2 373 05 02
Fax: +32 2 375 12 59
E-Mail: an.neukermans@oma.be
http://www.meteo.be

promet, Jahrg. 32, Nr. 3/4, 167-168 (August 2006)
© Deutscher Wetterdienst 2006

Institute stellen sich vor

Abteilung Mikrometeorologie der Universität Bayreuth

Department Micrometeorology, University of Bayreuth

Zusammenfassung
Die Abteilung Mikrometeorologie der Universität Bayreuth ist Bestandteil des Bayreuther Zentrums für Ökologie und Ökosystemforschung (BayCEER) und in der Lehre für den Komplex ‚Atmosphäre' vorwiegend im Studiengang ‚Geoökologie' verantwortlich. Es werden mehrere meteorologische Stationen in Bayreuth und im Fichtelgebirge betrieben. Forschungsschwerpunkt sind vorrangig mikrometeorologisch-experimentelle Arbeiten zum Energie- und Stoffaustausch über hoher Vegetation. Diese Arbeiten werden durch nationale und internationale Projekte finanziert.

Abstract
The Department of Micrometeorology at the University of Bayreuth is part of the **Bay**reuth **C**entre of **E**cology and **E**cosystem **R**esearch (BayCEER). The department's teaching provenance includes the complex 'Atmosphere' required primarily in the course of study 'Geoecology'. Furthermore, the department runs meteorological stations in Bayreuth and the Fichtelgebirge mountains. The research emphasis is on micrometeorological experimental works mainly connected with the energy and matter exchange above tall vegetation. These studies are funded by national and international projects.

1 Einleitung

Bayreuth ist mit Sicherheit kein bekannter Standort der Meteorologie, auch wenn seit Oktober 2005 ein Windprofiler des Deutschen Wetterdienstes unmittelbar vor den Toren der Stadt steht. Durchaus einen Namen gemacht hat sich die erst 1975 gegründete Universität aber mit dem Studiengang Geoökologie, der vor fast 30 Jahren begonnen wurde, sich auch heute noch großer Beliebtheit erfreut und inzwischen an weiteren fünf deutschen Hochschulstandorten und als ‚Umweltnaturwissenschaften' an der ETH Zürich angeboten wird. Geoökologie ist eine interdisziplinäre Fächerkombination und zielt auf das Verständnis der Funktions- und Wirkungsweise der Umwelt ab, um insbesondere Probleme im Zusammenhang mit der menschlichen Nutzung zu erkennen und zu lösen. Dies erfordert eine breite naturwissenschaftliche Grundausbildung (Mathematik, Physik, Biologie und in Bayreuth verstärkt Chemie), ökologische Grundlagen und vertiefte Kenntnisse in geowissenschaftlichen Fächern. Diese Breite stellt eine Herausforderung an Studierende dar, den großen Lernumfang dieses Studienganges zu meistern. Das Geoökologiestudium soll die Studenten auf eine berufliche Tätigkeit in anwendungsbetonten und umweltorientierten Arbeitsbereichen vorbereiten, allerdings wird auch ein späterer Einsatz in der Forschung ausdrücklich unterstützt. Die geowissenschaftliche Ausbildung erfolgt kompartimentbezogen: Atmosphäre, Biosphäre, Hydrosphäre, Pedosphäre und Lithosphäre. Dabei ist die Atmosphäre der Bereich mit dem geringsten Ausbildungsumfang. Die Stärken der Bayreuther Ausbildung liegen in der Hydrologie und besonders der Bodenkunde.

Die Umwelt- und Ökosystemforschung zählt zu den Schwerpunkten in Forschung und Lehre an der Universität Bayreuth. Besonderen Auftrieb hat diese Richtung durch das vom Bund finanzierte ‚**Bay**reuther **I**nstitut für **t**errestrische **Ök**osystemforschung' (BITÖK, 1988–2004) erfahren. Nach weitgehender Übernahme der Stellen durch den Freistaat Bayern im Jahre 2005 sind diese Aktivitäten in das BayCEER (Bayreuther Zentrum für Ökologie und Ökosystemforschung, seit 2004), ein Zusammenschluss aller in diesem Bereich arbeitenden Professoren, eingegliedert.

Anfang der 80er Jahre wurde die Abteilung Meteorologie geschaffen, die nach dem Ausscheiden von Prof. Dr. R. Eiden in den Ruhestand im Oktober 1997 eine mikrometeorologische Orientierung mit einer stärkeren Anbindung an die Ökosystemforschung erfuhr. Daneben gibt es seit 2003 die Forschungsstelle Atmosphärische Chemie in Kooperation mit der Fraunhofer-Gesellschaft (Prof. Dr. C. Zetzsch).

2 Lehre

Für den Diplomstudiengang Geoökologie wurde letztmalig zum Wintersemester 2004/05 immatrikuliert. Im Wintersemester 2005/06 begann die Ausbildung zum BSc Geoökologie und ab dem Wintersemester 2008/09 beginnt dann der Master-Studiengang. Die Studentenzahlen schwanken zwischen etwa 40 und 60 pro Jahrgang. Die Ausbildung im Kompartiment ‚Atmosphäre' beginnt im 2. Studienjahr mit Einführungsvorlesungen zur Klimatologie und Meteorologie, vorwiegend Statik, Thermodynamik und Dynamik der Atmosphäre und atmosphärischer Grenzschicht. Das 4. Semester enthält zwei größere interdisziplinäre Feldpraktika mit einem relativ großem Anteil Mikrometeorologie und -klimatologie. Das 5. Semester schließt dann mit Veranstaltungen zur Messtechnik und Angewandten Meteorologie ab. In der Masterausbildung (wie auch bislang im Diplom-Hauptstudium) werden stärker mikrometeorologische Grundlagen vermittelt, die dann in interdisziplinären Veranstaltungen (Kohlenstoffkreislauf, Flüsse in Ökosystemen) vertieft werden. Ein gewisser Höhepunkt ist das mikrometeorologische Praktikum, was vorwiegend auf dem Grenzschichtmessfeld des Meteorologischen Observatoriums Lindenberg des Deutschen Wetterdienstes erfolgt (Abb. 1). Etwa 3 bis 4 Absolventen fertigen jährlich ihre Diplomarbeit in der Abteilung Mikrometeorologie an, was in Relation zum Lehrdeputat überdurchschnittlich für die Geoökologie ist. Die Berufschancen sind erstaunlich gut. Sie liegen durch die breite geowissenschaftliche Ausbildung vorrangig im Bereich der Biogeochemie, aber auch in typischen Berufsfeldern der Diplommeteorologen, wenn breitere Zu-

satzkenntnisse gefordert sind. Des Weiteren ist die Abteilung Mikrometeorologie an der Ausbildung im Diplomstudiengang ‚Umwelt- und Bioingenieurwissenschaft' mit einer Vorlesung und einem Praktikum beteiligt. Die Universität Bayreuth beginnt ab Wintersemester 2006/07 einen Masterstudiengang ‚Global Change Ecology' im Rahmen des Elitenetzwerkes Bayern, der auch einen größeren mikrometeorologischen Pflichtkomplex enthält.

3 Forschung

Die Abteilung Mikrometeorologie betreibt mehrere meteorologische Stationen (Tab. 1). Eine gut ausgerüstete Klimastation befindet sich im Ökologisch-Botanischen Garten der Universität, der auch in das Netzwerk Europäischer Phänologischer Gärten integriert ist. Des Weiteren befinden sich im Gebiet des Großen Waldsteins im Fichtelgebirge eine lufthygienische Messstelle und ein 30-m-Messturm mit umfangreichem Messprogramm, u. a. seit 1996 eine Messstation zum Kohlendioxidaustausch im Rahmen des internationalen FLUXNET-Programms (Abb. 2). Im nahe gelegenen Tal der oberen Eger ist noch eine kleine Klimastation auf einer Wiesenfläche in Betrieb. Die meisten Daten stehen nahezu real-time in der Datenbank des BayCEER zur Verfügung und werden teilweise auch im Internet bereitgestellt. Die Wartung dieser Stationen benötigt fast die gesamte Arbeitskapazität des Technikers und auch der Assistent muss einen großen Teil seiner Arbeitszeit für diese Stationen und die wissenschaftliche Bearbeitung der Daten aufbringen.

Die mikrometeorologische Forschung ist vorrangig experimentell ausgerichtet, wobei der umfassende Bestand an mikrometeorologischer Messtechnik, überwiegend zur Bestimmung der Energie- und Stoffflüsse zwischen der Unterlage und der Atmosphäre, zum Einsatz kommt. Die Finanzierung erfolgt vorrangig durch DFG, BMBF und EU aber auch als Kooperationsleistung. So beteiligte sich die Abt. Mikrometeorologie u. a. am LITFASS-2003-Experiment in Lindenberg und wird sich 2007 im Rahmen des COPS-Experimentes (DFG-Schwerpunktprogramm zur Niederschlagsprognose) im Schwarzwald beteiligen. Inhaltliche Schwerpunkte sind die Kopplung zwischen der atmosphärischen Grenzschicht und hoher Vegetation einschließlich kohärenter Strukturen und Kohlendioxidaustausch. Umfangreiche Arbeiten wurden in den letzten Jahren zur Footprint-Problematik und zur Qualitätskennzeichnung von Eddy-Kovarianzmessungen durchgeführt, die u. a. auch eine Überprüfung nahezu aller im CARBOEUROPE-Netzwerk betriebenen Stationen beinhaltete. Ein weiterer Schwerpunkt ist das so genannte Problem der nicht geschlossenen Energiebilanz am Erdboden, wobei hierzu durch das LITFASS-2003-Experiment weitreichende Erkenntnisse gewonnen wurden. Zukünftig erfolgt eine stärkere Zuwendung zu Flüssen chemischer reaktiver Komponenten in hohen Beständen. Alle Arbeiten werden zeitnah auf Tagungen vorgetragen und publiziert (siehe Internet). Im Rahmen dieser Forschungsarbeiten konnten in den letzten Jahren jährlich etwa 2 Promotionen abgeschlossen werden. Zu diesen Forschungen gibt es eine intensive Kooperation mit Partnern an der Universität Bayreuth, aber auch mit den Max-Planck-Instituten in Mainz für Chemie und in Jena für Biogeochemie sowie dem Deutschen Wetterdienst und vielen ausländischen Einrichtungen.



Abb. 1: Studierende der Geoökologie während des mikrometeorologischen Praktikums am Meteorologischen Observatorium Lindenberg.



Abb. 2: Messturm Waldstein-Weidenbrunnen (30 m Höhe, Bestandeshöhe 19 m) der Universität Bayreuth im Fichtelgebirge mit der Kohlendioxidflussmessstation im Rahmen des FLUXNET-Programms.

Es ist in den letzten Jahren immer wieder gelungen, das Problem der Kopplung zwischen Atmosphäre und Ökosystem und die Notwendigkeit der Sammlung kontinuierlicher Daten hervorzuheben, woraus eine enge Verknüpfung mit Lehrstühlen und Abteilungen an der Universität resultiert. Aber auch Behörden der Region greifen zunehmend auf die klimatologischen Auswertungen und die berechneten Klimatrends für das Fichtelgebirge zurück. Die Verbindung zu den anderen Geoökologiestandorten in Deutschland ist naturgemäß sehr eng, ebenso zu Standorten mit ähnlichem Profil in Cottbus, Tharandt, Freiburg und Trier. Mit den Meteorologiestandorten ist die Zusammenarbeit insbesondere über gemeinsame Projekte (z. B. Hannover) realisiert.

Station	Unterlage	Höhe üb. NN	Messprogramm	Bemerkung
Bayreuth, Ökologisch-Botanischer Garten	Wiese	365 m	seit 1992	Klimastation
Waldstein-Pflanzgarten	Waldlichtung	765 m	seit 1994	Lufthygienische Messstation
Waldstein-Weidenbrunnen	Fichtenwald 19 m hoch	775 m	seit 1997	30 m Messturm FLUXNET
Voitsumra	Wiese	624 m	seit 1998	Klimastation

Tab. 1.: Meteorologische Messstationen der Abteilung Mikrometeorologie der Universität Bayreuth in Bayreuth und im Fichtelgebirge.

Anschrift des Autors:

Prof. Dr. Thomas Foken
Universität Bayreuth
Abt. Mikrometeorologie
95440 Bayreuth
Tel. 0921/552293
Fax 0921/552366
E-Mail: thomas.foken@uni-bayreuth.de
http://www.bayceer.uni-bayreuth.de/mm/

promet, Jahrg. 32, Nr. 3/4, 169-175 (August 2006)
© Deutscher Wetterdienst 2006

S. KOHLHASE, F. WEICHBRODT, C. DEDE, J. RADOMSKI

Planung und Bemessung von Holzpfahlbuhnen

– Ein Beispiel für die Berücksichtigung von Seegang und Eis bei Küstenschutzaufgaben –

Planning and design of wooden pile groynes

– Example how to consider waves and ice in coastal protection practice –

Zusammenfassung
In der Praxis des Küstenwasserbaus finden Holzpfähle eine vielfältige Verwendung, beispielsweise in der Konstruktion von Holzpfahlbuhnen. Sie werden an sandigen Brandungsküsten gebaut, um der Erosion zu begegnen. Für den Entwurf und die Konstruktion werden meist empirische Regeln verwendet. In dem Beitrag werden einige Ergebnisse eines umfassenden Forschungsvorhabens vorgestellt. Dieses hatte zum Ziel, die Bemessung der Pfahllängen auf eine ingenieurwissenschaftliche Grundlage zu stellen. Hierzu gehörten vor allem Untersuchungen zum Einfluss des Seegangs auf die Standsicherheit von Pfahlbuhnen und die Erfassung der Belastung durch Eis. Für einen Stabilitätsnachweis wurden ferner die Haltekräfte im Boden bestimmt.

Summary
Wooden piles are often used in coastal engineering practice, e.g. to construct groynes. Groynes are planned at sandy beaches to prevent ongoing erosion. Planning and design are based primarily on empirical rules. Some results of a comprehensive research programme are summarized in this paper. The intention of the programme was to elaborate a scientific engineering approach to determine the necessary lengths of the piles with respect to the impact of waves and ice loads respectively. The assessment of pile stability includes the investigation of the retaining forces of the ground.

1 Einführung

Anders als bei anderen Aufgaben des Bauingenieurwesens kann sich der planende und ausführende Ingenieur bei Baumaßnahmen des Küstenschutzes meistens nicht auf Normen stützen, in denen die Lastannahmen, die Bemessungsansätze und die Sicherheiten verbindlich festgeschrieben sind. Jahrhunderte alte Erfahrung hat trotz des heute viel besseren Wissens über die Naturvorgänge und deren Interaktionen mit Bauwerken an der Küste und trotz der sich rapide entwickelnden Möglichkeiten in der Anwendung numerischer Methoden im Küstenwasserbau noch heute einen hohen Stellenwert. Ein typisches Beispiel ist der Seedeichbau. Bemessen im eigentlichen Sinne, d. h. ausrechnen wie der Deichquerschnitt aussehen muss und wie dick beispielsweise eine Kleidecke sein muss, damit sie die äußeren Kräfte aus Seegang und wechselnden Wasserständen sicher aufnehmen kann, können wir bis heute nur ansatzweise, zumindest tun wir es nicht.

Eine ähnliche Situation finden wir beim Bau von Buhnen. Buhnen stellen neben Deckwerken weltweit noch immer die wichtigsten Bauwerke zur Begegnung von Erosionsproblemen im Küstenschutz dar. Durch Buhnen werden die küstenparallelen, durch Seegang und Küstenströmungen entstehenden Sandwanderungsprozesse gestört, im Extremfall unterbrochen. In den Buhnenfeldern lagern sich Sedimente, die im Wasserkörper bewegt werden, ab. Die Ablagerungen wiederum schützen die dahinter liegenden Strandabschnitte, Dünen, Gebäude oder andere Einrichtungen vor weiterer Erosion. Somit wird deutlich, dass die genaue Kenntnis der meteorologischen und ozeanographischen Bedingungen des Bauplatzes von Buhnen für das weitere Vorgehen von großer Bedeutung sind.

Die Bauweisen von Buhnen (KOHLHASE 2001) sind sehr unterschiedlich. Die einfachste und im Bundesland Mecklenburg-Vorpommern bevorzugte Konstruktion ist eine einzelne oder doppelte Holzpfahlreihe. Die Pfähle werden dicht an dicht oder mit definierten Abständen voneinander mehr oder weniger senkrecht zur Küstenlinie in den Seegrund gerammt. In anderen Küstenabschnitten findet man Buhnen aus Steinmaterial. Technisch gesehen sind Buhnen recht einfache Konstruktionen und ein Laie wird sofort fragen, worin liegen denn die Probleme? Es kann doch nicht so schwierig sein, eine Buhne zu bauen? Da werden dicke Pfähle aus Kiefernholz oder – wegen des Befalls durch die Bohrmuschel *Teredo navalis* – auch aus tropischem Holz in den Boden gerammt.

Die Frage nach der notwendigen Pfahllänge war der Ausgangspunkt für eine Anfrage des Landesrechnungshofs Mecklenburg-Vorpommerns an das **S**taatliche **A**mt für **U**mwelt und **N**atur in Rostock (StAUN). Hintergrund war die Frage, ob es nicht angesichts der vielen Pfähle, die jährlich gerammt werden müssen, möglich sei, die Pfähle etwas zu kürzen, um Geld einzusparen.

In die Sprache eines Ingenieurs übersetzt bedeutet die Anfrage: Wie groß sind die treibenden und die haltenden Kräfte auf einen Einzelpfahl oder einen Pfahl in der Reihe und wie kann man den Stabilitätsnachweis führen? In die Sprache eines Hochschulinstituts übersetzt, bedeutet die Anfrage: Welche Kräfte sind überhaupt zu berücksichtigen? Wie wirken sie auf die Konstruktion? Wie sieht die Wirkungskette aus, die letztlich maßgebend ist für die erforderliche, vom Baugrund abhängige Einbindelänge?

Gemeinsam mit den Kollegen vom StAUN haben die Autoren daher ein Forschungsprogramm zur Buhnenbemessung konzipiert und durchgeführt. Einige Ergebnisse des vom BMBF in den Jahren 2001 bis 2005 geförderten Vorhabens, das mit einer Bemessungsempfehlung an die Staatlichen Ämter für den künftigen Buhnenbau vor wenigen Monaten abgeschlossen wurde, werden im Folgenden vorgestellt.

Den Schwerpunkt des Forschungsvorhabens bildeten Untersuchungen zur Dimensionierung der Pfahllänge. Es war nicht Ziel des Forschungsvorhabens und auch nicht dieses Beitrags, Buhnen für den Küstenschutz funktionell zu bewerten. Es leuchtet aber sofort ein, dass auch hierfür ingenieurwissenschaftliche Untersuchungen zu den Wirkungsmechanismen erforderlich sind. Dabei spielen die hydrografischen Einflüsse des Seegebiets wie bei der konstruktiven Bemessung eine große Rolle.

2 Einflussfaktoren des Systems Pfahl-Boden und Untersuchungsprogramm

2.1 Allgemeines

Wie vorher erläutert wurde, war es das Ziel des Forschungsvorhabens, dem Planer eine Hilfe für den künftigen Buhnenbau im Küstenschutz an die Hand geben zu können.

Das zur Zeit praktizierte, auf Erfahrungen basierende Vorgehen bei Rammarbeiten von Pfählen ist etwa 100 Jahre alt. Die Einspannlänge der Pfähle wird empirisch festgelegt und allein durch die Wassertiefe am Standort der Buhne bestimmt. Auch der Abstand der Pfähle voneinander, d. h. die Durchlässigkeit der Pfahlbuhne, wird nach empirischen Regeln festgelegt. Sowohl die Pfahllängen als auch die Durchlässigkeiten der Buhnen werden entlang der Buhnenachse in der Praxis des Küstenschutzes abgestuft ausgeführt, um beim Einbau der Pfähle vor Ort definierte Pfahllängen verwenden zu können und abrupte Übergänge im Strömungsverlauf am Buhnenkopf zu vermeiden.

Für alle Wasserbaukonstruktionen stellt der Seegang in Verbindung mit Strömungen und wechselnden Wasserständen für die Küstengebiete der Nord- und Ostsee die Hauptbelastungsgröße dar. Besonders kritische Belastungszustände ergeben sich für den Lastfall brechende Wellen (Abb. 1). Die Höhe der Wellen ist aufgrund verringerter Wassertiefe durch das Brechkriterium begrenzt. Ein weiterer wichtiger Einfluss auf die Stabilität einer Pfahlkonstruktion ist der des Eises (Abb. 2). Häufig kann man in Eiswintern beobachten, dass das Eis an Pfählen festfriert und Pfähle bei steigendem Wasserstand aus dem Boden gezogen werden (vertikale Eislasten). Die größten horizontalen Beanspruchungen entstehen durch Treibeis. Letztlich sind die Kräfte, vorausgesetzt, die Konstruktion wird nicht zerstört, durch die Festigkeit des Eises begrenzt.

Diese kurzen Hinweise zu den Belastungen zeigen schon, wie komplex die zunächst sehr einfach erscheinende Aufgabe ist, Holzpfähle gegen die äußeren Kräfte des Meeres zu bemessen. Ähnliche komplex ist die Ermittlung der Haltekräfte im Boden. Schwierigkeiten gegenüber üblichen Ansätzen der Geotechnik ergeben sich beispielsweise dadurch, dass Buhnenpfähle in horizontaler Richtung dynamisch beansprucht werden, wodurch komplizierte Wechselwirkungen zwischen Seegang, dem Pfahlbauwerk und dem Baugrund entstehen, die auf der Grundlage des verfügbaren Schrifttums nicht erklärt werden können. Eine Übersicht über die mit der Thematik Planung und Bemessung von Pfahlbuhnen verknüpften Inhalte zeigt Abb. 3. Im Untersuchungsprogramm des Forschungsvorhabens mussten aber schon allein wegen seines Anwendungsbezugs Schwerpunkte gesetzt werden. Meteorologische und ozeanographische Einflüsse



Abb. 1: Holzpfahlbuhne unter Seegangsbeanspruchung, Rostock-Warnemünde.



Abb. 2: Zur Verdeutlichung des Lastfalls Eis.



Abb. 3: Einflussfaktoren des Systems Pfahl-Boden.

spielen in diesem Zusammenhang eine große Rolle, da hieraus die Randbedingungen für die eigentliche Bemessung abgeleitet werden müssen.

2.2 Lastfall Seegang

Hinsichtlich der Auswirkungen von Seegang kann auf viele Arbeiten zurückgegriffen werden. Der derzeitige Stand des Wissens und die der Planung und Bemessung von Bauwerken in Deutschland zugrunde liegende Philosophie sind in den Empfehlungen zur Ausführung von Küstenschutzwerken (EAK 2002) zusammenfassend dargestellt.

Im Lastfall Seegang werden Buhnenpfähle in unterschiedlicher Weise beansprucht: Die „Direkte Beanspruchung" wird in der Kontaktfläche zum Bauwerk durch die mit der Wellenbewegung verbundene zeitlich veränderliche Druckkraft sowie die im Seegang enthaltenen Strömungsdruck- und -beschleunigungskräfte unmittelbar auf die Buhne übertragen. Für die Berechnung stehen anerkannte Verfahren zur Verfügung, für Pfahlbauwerke insbesondere die MORISON-Gleichung. Sie wurde für einzeln stehende Pfähle entwickelt, so dass bei Pfahlreihen besondere Überlegungen erforderlich werden. Eine undurchlässige Buhne kann als geschlossene Wand aufgefasst werden. Auch hierfür stehen (vgl. EAK 2002) anerkannte Bemessungsansätze, beispielsweise nach SAINFLOU für den Lastfall Reflexion oder GODA für den Lastfall Brechende Wellen zur Verfügung. Für den Zustand „Direkte Belastung" durch Seegang wurden im Forschungsvorhaben antragsgemäß keine eigenen Untersuchungen durchgeführt.

„Indirekte Belastung" einer Pfahlbuhne durch Seegang entsteht durch die Beanspruchung des Systems Pfahl-Boden. Durch die dynamische Wellenkraft wird der Pfahl zu Schwingungen angeregt. Der eingespannte Pfahl wird aus seiner Ruhelage ausgelenkt. Er schwingt dann mit einer Frequenz, die durch die Eigenschaften des Systems Pfahl-Boden bestimmt ist.

2.3 Lastfall Eis

Bei der Bemessung von Bauwerken gegen Eis geht man im Küstenwasserbau allgemein von der Festigkeit des Eises aus. Diese ist von vielen Einflüssen abhängig. Hierzu gehören: der Salzgehalt, die Geschwindigkeit des Gefriervorganges (Wachstumsgeschwindigkeit), die Belastungsgeschwindigkeit. Statisch gesehen sind zwei Fälle denkbar, dass entweder die Festigkeit des Eises überschritten wird oder das Bauwerk versagt. Eiskräfte können, wie die Praxis zeigt, Größen erreichen, die von einer Wasserbaukonstruktion nicht aufgenommen werden können. Bei Pfahlkonstruktionen, besonders im Hafenbau, kann in Eiswintern beobachtet werden, dass ganze Pfahlgruppen durch sog. Eishub aus dem Boden gezogen werden. Nach vom StAUN Rostock veranlassten Untersuchungen wurde bei der Antragstellung davon ausgegangen, dass die Belastung von Buhnenpfählen durch Eis zu den maßgeblichen Belastungen gehört. Abb. 4 zeigt einen möglicherweise durch Eiskräfte aus der Pfahlreihe bewegten Pfahl.

Schwerpunkt wurde auf den Lastfall Eishub gelegt, da die verfügbaren Berechnungsansätze für vertikale Eislasten auf Pfähle widersprüchliche Ergebnisse liefern. So war z. B. der Bruchmechanismus nicht klar. Die Frage, ob der Bruch unmittelbar am Pfahl durch Abscheren erfolgt oder innerhalb der Eisdecke als Biegebruch, ist für die resultierende Vertikalkraft und damit die erforderliche Haltekraft des Pfahls von großer Bedeutung. Für den Belastungszustand horizontale Eiskräfte stehen ausreichend genaue und akzeptierte Ansätze zur Verfügung.

2.4 Haltekräfte

Die am Pfahl auftretenden Belastungen müssen durch die haltenden Kräfte des Systems Pfahl-Boden aufgenommen werden.



Abb. 4: Buhnenschaden durch den Lastfall Eis, Beispiel Insel Usedom.

Bei dynamischer Beanspruchung des Korngerüsts im Boden kann es zu Bodenverflüssigungseffekten kommen. Diese stehen in direktem Zusammenhang mit der Entwicklung des Porenwasserdrucks infolge einer durch Seegang angeregten Schwingung des Pfahls. Wenngleich der Effekt der Bodenverflüssigung technisch durchaus genutzt wird, beispielsweise bei der Vibrationstechnik beim Einbringen von Pfählen oder beim Ziehen von Spundbohlen, gibt es hierzu noch viele offene Fragen, die Gegenstand intensiver Forschung sind.

Die vertikalen Haltekräfte des Pfahls wirken durch Mantelreibung im Boden den vertikalen Belastungen infolge Eis entgegen. Hierbei ist auch der Auftrieb des Pfahls zu berücksichtigen. Für die Berechnung von vertikalen Pfahlhaltekräften im Boden ist eine große Anzahl von Ansätzen aus dem Schrifttum bekannt, die aber erheblich voneinander abweichende Ergebnisse liefern. Eine ingenieurwissenschaftliche Bewertung im Rahmen eines Bemessungskonzepts für den künftigen Buhnenbau verlangt daher vergleichende Untersuchungen. Messungen unter Naturbedingungen sind hierfür unerlässlich.

Im Zusammenhang mit einem Bemessungskonzept sind auch die horizontalen Beanspruchungen des Baugrunds durch Buhnenpfähle zu untersuchen. Sie entstehen vor allem durch den Einfluss des Eises und durch Seegang und müssen durch den eingespannten Pfahl aufgenommen werden. Für die Ermittlung von horizontalen Haltekräften konnte sich das Projekt auf Regelwerke der Geotechnik stützen.

Schließlich müssen für die statischen Nachweise auch die Materialeigenschaften der für den Buhnenbau verwendeten Pfähle bekannt sein, welches stichprobenhafte Untersuchungen im Baustofflabor erfordert.

2.5 Ergänzende Anmerkungen und Hinweise zum funktionellen Entwurf von Buhnen

Aus Abschnitt 2.2 wird deutlich, dass der Seegang beim Buhnenbau in recht unterschiedlicher Weise berücksichtigt werden muss. Seegangseinflüsse müssen auch immer in Verbindung mit Wasserständen betrachtet werden. Im Falle von Pfahlbuhnen spielt die Höhenlage der Konstruktion eine große Rolle. Bei hohen Wasserständen laufen die Wellen über die Konstruktion hinweg, ohne Kräfte zu erzeugen; der Nachweis der Stabilität kann dann auf die belastungsrelevanten Seegangssituation beschränkt werden. Es ist auch darauf hinzuweisen, dass Bemessungsansätze im Küstenwasserbau keine Sicherheiten enthalten. Das beste Beispiel hierfür ist ein künstlicher Strand, der als Bauwerk geplant und auf eine sogn. Halbwertzeit bemessen werden muss.

Die funktionelle Bewertung von Buhnen führt auf viele ganz anders geartete Fragestellungen, z. B.: Welchen Einfluss hat eine Buhne oder ein Buhnensystem auf die Morphologie im Planungsgebiet? Woher kommt der zurückgehaltene Sand und wie wird er örtlich und zeitlich bewegt? Was kann man gegen zu erwartende Negativeffekte, z. B. Strandrückgang und Gefährdung von Einrichtungen im Lee-Bereich des Buhnenfeldes, tun? Wie kann man die Lebensdauer oder die Halbwertzeit einer Strandauffüllung bestimmen?

Um Fragen dieser Art zu beantworten, wird die vollständige Seegangsinformation in Form von Parametern für die Höhen H, Perioden T und Richtungen Θ der Wellen über längere Zeiträume benötigt. Diese müssen aus Messungen und unter Verwendung von Winddaten über Seegangsvorhersageverfahren wasserstandsabhängig abgeleitet werden.

Auf der Basis von multivariaten statistischen Verteilungen der Seebedingungen (hierzu FRÖHLE 2000) kann der Einfluss technischer Maßnahmen auf das Regime einer sandigen Küste berechnet oder zumindest abgeschätzt werden. Die Darstellung der hierfür verwendeten Methode würde den Rahmen dieses Beitrags sprengen.

3 Durchführung der Untersuchungen und wichtigste Ergebnisse

3.1 Lastfall Seegang

Wie bereits in Abschnitt 2.2 dargelegt, stellt der Seegang eine der wichtigsten „direkten" und „indirekten" Belastungen für Buhnenpfähle dar. Wesentliches Ziel der hierzu durchgeführten Untersuchungen war die experimentelle Ermittlung der durch Seegang an Buhnenpfählen induzierten Schwingungen und der damit verbundenen Pfahl- und Bodenreaktion, zu denen das Schrifttum keine ausreichenden Hinweise gibt.

Im Folgenden werden die Begriffe Kolk und Schorre verwendet und sollen daher kurz näher erläutert werden. Ein Kolk ist eine durch strömendes Wasser verursachte Eintiefung der Gewässersohle, d.h. lokale Erosion. Der Begriff Schorre wird für die dem Strand vorgelagerte, flache Brandungsplattform verwendet.

In Abb. 5 ist die Installation der Messgeräte zur Erfassung von Seegang, seegangsinduzierten Pfahlbewegungen und der Höhenlage der Schorre nahe der Versuchspfähle dargestellt. Versuchseinrichtungen wurden an vier Standorten mit unterschiedlichen Baugrundeigenschaften an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns aufgebaut. Das Wellenklima im Untersuchungsgebiet wurde mit einer Richtungswellenmessboje, die Wellenhöhe am Buhnenpfahl mit einer Druckmessdose erfasst. Die durch Seegangseinfluss hervorgerufenen Pfahlbewegungen wurden indirekt mit Beschleunigungssensoren bis in den Baugrund hinein an Pfählen innerhalb der Buhnenreihe und am Kopf der Buh-

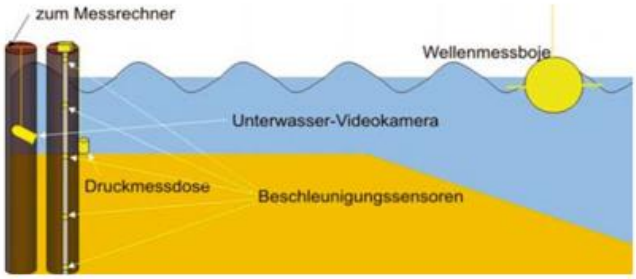


Abb. 5: Messanordnung zur Erfassung von Seegang und Pfahlbewegungen.

ne bei unterschiedlichen Einbindelängen der Versuchspfähle aufgezeichnet. Aus den gemessenen Beschleunigungen kann durch zweifache Integration die Bewegungsamplitude der Pfähle ermittelt werden. Da sich die Höhenlage der Schorre und Kolke durch Seegangseinfluss innerhalb kurzer Zeiträume verändern kann, wurde die Einspannlänge der Versuchspfähle mit einer Unterwasser-Videokamera dokumentiert.

Mit der Versuchseinrichtung wurden die an Buhnenpfählen auftretenden Schwingungsfrequenzen und -amplituden und der Zusammenhang zwischen Seegang (Wellenbelastung) und der auftretenden Pfahlreaktion (Pfahlbewegung), abhängig von den Pfahleigenschaften, der Einbindetiefe des Pfahls in den Boden, der Wassertiefe und der Position des Pfahls innerhalb der Buhne ermittelt. Die wichtigsten Erkenntnisse werden im Folgenden kurz dargelegt:

Pfahlschwingungen in nennenswerter Größe treten nur bei Belastung durch brechende Wellen bei bestimmten Kombinationen von Wellenhöhe und Wasserstand auf. Der Zusammenhang zwischen diesen Größen wurde durch die Untersuchungen geklärt und kann durch ein Diagramm abgeschätzt werden. Besonders hohe Pfahlbelastungen treten bei hohen Wellen und niedrigen Wasserständen auf. Bei extremen Sturmereignissen mit erhöhtem Wasserstand wurden nur geringe Pfahlbewegungen registriert. Die an den Messstandorten gemessenen Schwingungsfrequenzen liegen in einem Bereich, in dem Bodenverflüssigungseffekte infolge zyklischer Belastung des Baugrunds auftreten können. In sandigem Baugrund wurden die Pfahlschwingungen bis in den Boden hinein nachgewiesen. Die Schwingungsdauer kann durch Übertragung der Schwingungen der Nachbarpfähle auf den Versuchspfahl deutlich länger sein als zunächst vermutet. Die errechneten Bewegungsamplituden betragen am Pfahlkopf einige Millimeter und im Boden einige Zehntelmillimeter.

Nach Abschluss der Untersuchungen im Vorhaben zum Lastfall Seegang stehen Seegangsparameter sowie Schwingfrequenz, -dauer und Bewegungsamplitude von Buhnenpfählen als Eingangsdaten für die Bemessung, insbesondere zur Abschätzung von Bodenverflüssigungseffekten, zur Verfügung.



Abb. 6: Versuchseinrichtung zur Bestimmung vertikaler Eislasten (Kreisbecken ∅ 2,5 m, Wassertiefe 1,0 m).

3.2 Lastfall Eis

Da vorhandene Berechnungsansätze zur Ermittlung von vertikalen Eislasten auf Einzelpfähle große Unterschiede zeigen und z. T. unterschiedliche physikalische Annahmen für die Übertragung von vertikalen Eislasten auf Pfähle verwenden, wurde die infolge einer geschlossenen Eisdecke bei Wasserstandsänderung auf einen Pfahl übertragbare Eislast im Labor untersucht. In einem Kreisbecken wurde ein Buhnenpfahlabschnitt in das Eis eingefroren und hydraulisch bis zum Versagen des Systems Pfahl-Eis durch das Eis gepresst. Die Bewegung des Pfahls, die Verformung der Eisdecke, die notwendige Kraft bis zum Versagen sowie die Temperaturen im Kreisbecken und innerhalb der Eisdecke wurden messtechnisch erfasst. Abb. 6 zeigt die Versuchseinrichtung mit der Hydraulik zur Belastung des Pfahls und den Wegsensoren zur Erfassung der Verformung der Eisdecke.

Das Versagen des Systems Pfahl-Eis trat durch Überschreitung der Biegezugfestigkeit des Eises innerhalb der Eisdecke auf. In Abb. 7 sind beispielhaft ein Belastungs-Verformungs-Diagramm und die Verformung der Eisdecke kurz vor Versagen des Eises für einen Versuch mit 6 cm Eisdicke dargestellt.

Die Ergebnisse der Laborversuche (vertikale Eislasten) lassen sich mit dem Ansatz nach russischen Normen abbilden, die als Eingangsgröße die Biegefestigkeit des Eises verwenden. Als Eingangsgrößen sind dabei in der Natur vorkommende Eisfestigkeiten zu verwenden, die aus dem Schrifttum entnommen werden können.

3.3 Haltende Kräfte

Zur Ermittlung vertikaler Haltekräfte von Buhnenpfählen wurden Zugversuche an Pfählen mit bekann-

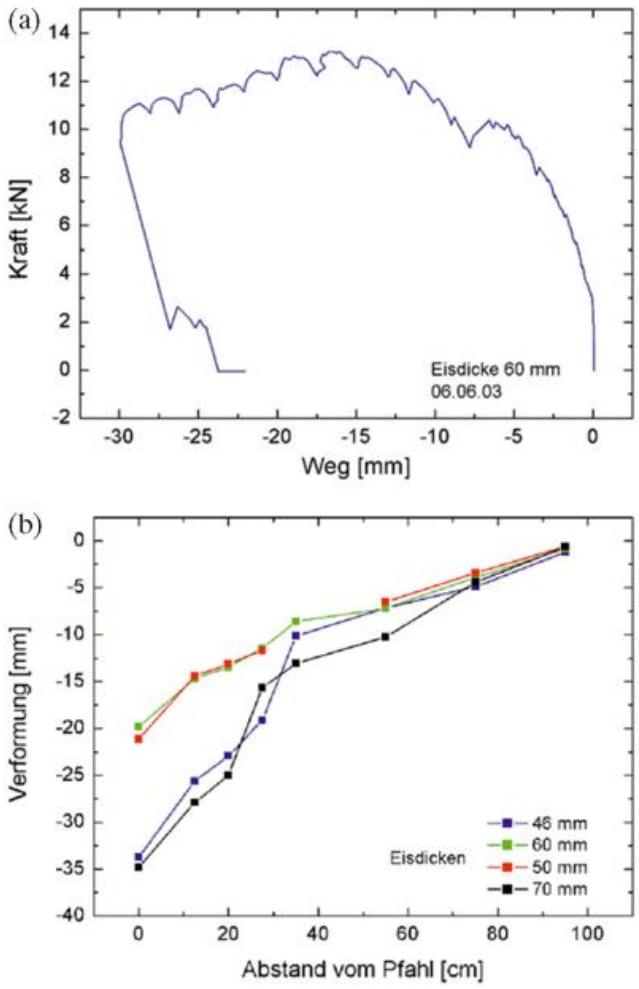


Abb. 7: Verformung der Eisdecke (a) und typisches Kraft-Weg- Diagramm (b) eines Versuchs.



Abb. 8: Versuchseinrichtung zur Erfassung von Porenwasserüberdruck.

ter Einspannlänge und bekannten Baugrundeigenschaften an der Küste Mecklenburg-Vorpommerns durchgeführt. Die Ergebnisse der Zugversuche wurden mit aus dem Schrifttum bekannten Berechnungsansätzen zur Ermittlung von vertikalen Haltekräften verglichen und bewertet.

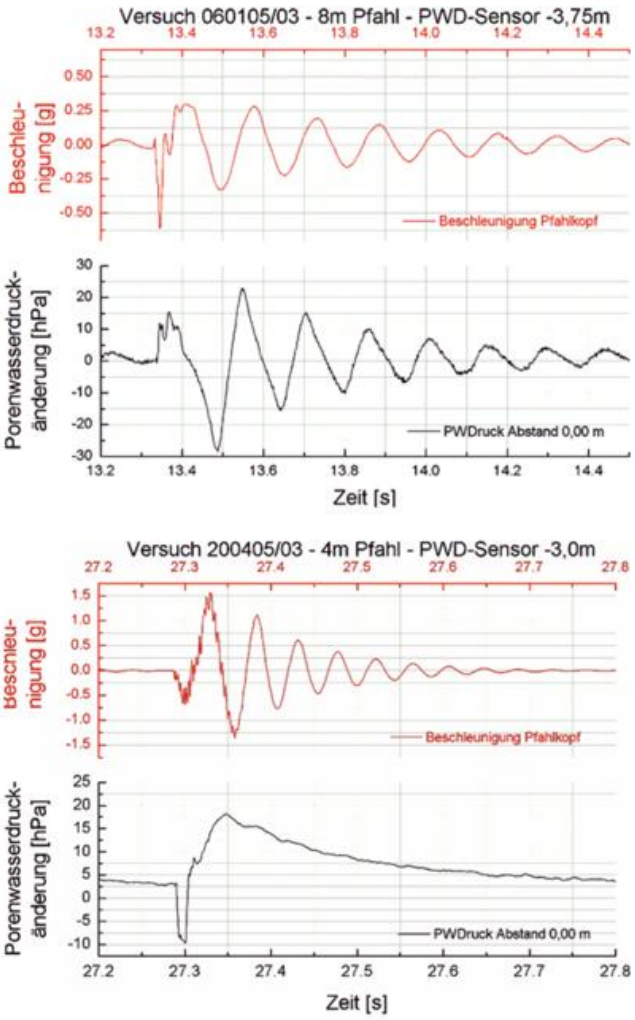


Abb. 9: Porenwasserdruckveränderung infolge Pfahlschwingung bei unterschiedlichen Schwingungsfrequenzen (oben etwa 7 Hz, unten etwa 20 Hz).

Für die Abschätzung von Bodenverflüssigungseffekten ist die Kenntnis des durch die Pfahlschwingungen hervorgerufenen Porenwasserüberdrucks im Boden wichtig. Der Zusammenhang zwischen den an Buhnenpfählen in der Natur gemessenen Pfahlschwingungsfrequenzen und -amplituden und dem Porenwasserüberdruck im Boden ließ sich aus der bekannten Literatur nicht ermitteln. Deshalb wurde eine Versuchseinrichtung zur Erfassung von Porenwasserüberdruck infolge Pfahlschwingungen am Strand von Zingst aufgebaut (Abb. 8). Mit der Versuchseinrichtung wurde die Veränderung des Porenwasserdrucks bei unterschiedlichen Schwingungsfrequenzen und -amplituden messtechnisch erfasst. Eine Erhöhung des Porenwasserdrucks konnte nur bei hohen Schwingungsfrequenzen, die bei relativ kurzen Buhnenpfählen auftreten, nachgewiesen werden. Bei kleineren Schwingungsfrequenzen wurde lediglich eine Schwingung des Porenwasserdrucks mit der Frequenz der anregenden Pfahlschwingung aufgezeichnet (Abb. 9).

Auf Grundlage der Untersuchungen können mögliche Bodenverflüssigungseffekte infolge Pfahlschwingun-

gen durch den Vergleich von Normalspannung im Boden und Porenwasserüberdruck abgeschätzt werden.

4 Zusammenfassung

Die Bestimmung der notwendigen Einspannlänge von Buhnenpfählen auf natur- und ingenieurwissenschaftlicher Grundlage war Ziel eines von 2001–2005 an der Universität Rostock durchgeführten Forschungsvorhabens.

Die wirksamen Beanspruchungen (Lastfall Seegang, Lastfall Eis) und Haltekräfte wurden im Forschungsvorhaben theoretisch und experimentell untersucht. Zum Lastfall Seegang wurden Messungen von Seegang und seegangsinduzierten Pfahlschwingungen durchgeführt und der Zusammenhang zwischen Seegang, Wasserstand und auftretenden Pfahlschwingungen ermittelt. Da die verfügbaren Ansätze zur Berechnung vertikaler Eislasten und vertikaler Haltekräfte stark voneinander abweichende Ergebnisse liefern, wurden Laborversuche zur Ermittlung vertikaler Eislasten auf Holzpfähle in einer Klimakammer und Zugversuche an Buhnenpfählen in der Natur zur Ermittlung der vertikalen Haltekräfte bei unterschiedlichen Baugrundeigenschaften durchgeführt. Bodendynamische Effekte infolge von Pfahlschwingungen wurden mit einer Versuchseinrichtung zur Erfassung von Porenwasserdruck an schwingenden Pfählen untersucht. Als Ergebnis der Untersuchungen wurden der für den Buhnenbau zuständigen Behörde (StAUN Rostock) Empfehlungen zur Bemessung der Einbindelänge von Buhnenpfählen zur Verfügung gestellt. In diesen Empfehlungen wurden die Ergebnisse des Forschungsvorhabens praxisgerecht aufgearbeitet. Es wurde eine konkrete Handlungsempfehlung für die Ermittlung der Belastungen und der haltenden Kräfte abhängig vom Standort der Buhne, den Baugrundeigenschaften, der Wassertiefe und der Position des Pfahls in der Pfahlreihe gegeben. Bodendynamische Effekte werden berücksichtigt.

Darüber hinaus liefern die Untersuchungen grundsätzliche Ergebnisse hinsichtlich der konstruktiven Bemessung von Pfählen und Pfahlreihen. Diese sind in allen Bereichen des Küstenwasserbaus, in denen Holzpfähle angewendet werden, nutzbar und umfassen beispielsweise hafenbauliche Fragestellungen ebenso wie Fragen des Küsten- und Hochwasserschutzes.

Danksagung

Die Autoren danken dem Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen und dem Projektträger des Bundesministeriums für Bildung und Forschung für die finanzielle Unterstützung und die vielen wertvollen Anregungen und Hinweise während der Durchführung. Besonderer Dank gebührt unseren Kollegen im Fachbereich Bauingenieurwesen und unserem Projektpartner, dem Staatlichen Amt für Umwelt und Natur in Rostock.

Literatur

FRÖHLE, P., 2000: Messung und statistische Analyse von Seegang als Eingangsgröße für den Entwurf und die Bemessung von Bauwerken des Küstenschutzes (Diss.), *Rostocker Berichte aus dem Fachbereich Bauingenieurwesen*, H. 2, Rostock, 164 S.

KOHLHASE, S., 2001: Buhnen zum Schutz von Erosionsküsten, Traditio et Innovatio, *Forschungsmagazin der Universität Rostock*, 7. Jg. H. 2/2001, 17-21.

KOHLHASE, S., 2004: Zur Konzeption von technischen Maßnahmen zur Küstensicherung - mit Beispielen aus dem Küstengebiet der Nord- und Ostsee, *Jahrbuch der Hafenbautechnischen Gesellschaft* **54**, Hamburg, 96-118.

Kuratorium für Forschung im Küsteningenieurwesen (KFKI, Hrsg.), 2002: EAK 2002, Empfehlungen für die Ausführung von Küstenschutzwerken, *Die Küste* **65**, Westholsteinische Verlagsanstalt Boyens & Co, Empfehlungen Teil A, 1-302.

KOHLHASE, S., C. DEDE, F. WEICHBRODT, J. RADOMSKI, 2005: Buhnenbau: Beanspruchung und Bemessung von Holzpfählen im Küstenwasserbau, BMBF-Forschungsvorhaben, Förderkennzeichen 03 KIS 023, Schlussbericht Teil II (unveröffentlicht), 99 S.

Anschriften der Autoren

Prof. Dr-Ing. habil. Sören Kohlhase
Dipl.-Ing. Frank Weichbrodt
Dr. rer. nat. Christian Dede
Dipl.-Ing. Jörg Radomski
Universität Rostock, Agrar- und
Umweltwissenschaftliche Fakultät
Institut für Umweltingenieurwesen
Fachgebiet Küstenwasserbau
Justus-von-Liebig-Weg 6, LAG II
18059 Rostock
E-Mail: Soeren.Kohlhase@uni-rostock.de
Frank.Weichbrodt@uni-rostock.de
http://www.auf.uni-rostock.de/uiw/b7/

promet, Jahrg. 32, Nr. 3/4, 176-184 (August 2006)
© Deutscher Wetterdienst 2006

J. WICKERT, G. GENDT

Fernerkundung der Erdatmosphäre mit GPS

GPS based remote sensing of the Earth's atmosphere

Zusammenfassung
Neben der Nutzung von GPS für präzise Navigation etablieren sich zunehmend GPS-basierte Methoden zur Atmosphärenfernerkundung. Mit globalen und regional verdichteten GPS-Bodennetzen werden vertikal integrierte Wasserdampfsäulen mit hoher zeitlicher Auflösung bestimmt. Die Messungen spezieller GPS-Empfänger an Bord von Satelliten erlauben die Ableitung global verteilter Vertikalprofile verschiedener atmosphärischer Parameter. Eine kurze Einführung in Grundlagen und ein Überblick über aktuelle Ergebnisse der Anwendung von GPS-Methoden zur Sondierung des elektrisch neutralen Teils der Erdatmosphäre wird gegeben.

Abstract
Apart from the usage of GPS for precise navigation GPS based techniques for atmospheric remote sensing are more and more established. The measurements of global and regional densified GPS ground networks are used to derive vertical integrated water vapor with high temporal resolution. Dedicated GPS receivers aboard satellites allow for the derivation of globally distributed vertical profiles of various atmospheric parameters. A brief introduction into the basics and an overview of recent results of the application of GPS methods for remote sensing of the neutral part of the Earth's atmosphere is given.

1 Einleitung

Verbesserungen der numerischen Wettervorhersage sowie Aussagen über mögliche anthropogen verursachte Klimaveränderungen sind nur auf der Basis von präzisen atmosphärischen Beobachtungsdaten und Modellen mit hoher räumlicher und zeitlicher Auflösung möglich. Der Einsatz der verschiedenen Fernerkundungssysteme hat hierbei seit den späten siebziger Jahren zu einer deutlichen Verbesserung der operationellen Datenbasis geführt. Weiterhin jedoch gibt es Defizite in unserem Wissen über wichtige Prozesse des Wetter- und Klimageschehens, die vorwiegend auf fehlende oder zu ungenaue Messungen der relevanten atmosphärischen Parameter zurückzuführen sind.

Mit dem U.S.-amerikanischen Satellitennavigationssystem GPS (**G**lobal **P**ositioning **S**ystem) und der für 2010 geplanten Verfügbarkeit des GALILEO-Systems ergibt sich eine innovative Möglichkeit, bestehende Lücken im weltweiten Beobachtungsnetz zu schließen. Die von den Navigationssatelliten kontinuierlich ausgesandten Signale werden beim Durchgang durch das Ausbreitungsmedium, die Erdatmosphäre, in charakteristischer Weise verändert. Diese Tatsache ist für präzise Positionierung unerwünscht, bildet jedoch die Grundlage für GPS-basierte Fernerkundungsverfahren.

GPS-Techniken werden in bodengebundene und satellitengestützte (Radiookkultation) Verfahren unterteilt (Tab. 1). Durch die Analyse der von Bodenstationen empfangenen GPS-Signalen kann die Gesamtmenge des Wasserdampfes oberhalb dieser Station und entlang des Signalweges abgeleitet werden. Die Auswertung der Daten von GPS-Empfängern an Bord niedrig fliegender Satelliten ermöglicht die Bestimmung global verteilter vertikaler Profile von Temperatur, Druck und Feuchte. Die hierbei erreichten Genauigkeiten sind mit denen traditioneller meteorologischen Messmethoden vergleichbar.

In Deutschland konnten GPS-Verfahren zur Atmosphärensondierung im Rahmen des Strategiefondsprojektes der Helmholtz-Gemeinschaft Deutscher Forschungszentren „GPS-Atmosphären-Sondierungs-Projekt" (GASP; 2000-2002; z. B. REIGBER et al. 2004) erfolgreich etabliert werden.

Bodengestützt	Satellitengestützt (Radiookkultation)
• wetterunabhängig	• wetterunabhängig
• vertikal integriert (bzw. entlang des GPS-Signalweges), hohe zeitliche Auflösung möglich	• vertikale Profile (Auflösung höhenabhängig 0,5–1 km)
• horizontale Auflösung durch Netzdichte bestimmt	• horizontal integriert (höhenabhängig ~200–300 km)
• auf Kontinente und Inseln beschränkt (ggf. auf Bojen in Küstennähe möglich)	• globale Überdeckung (pro Satellit ~500 Profile allein mit GPS täglich)
• langzeitstabil, kalibrierungsfrei	• langzeitstabil, kalibrierungsfrei

Tab. 1: Charakteristika von boden- und satellitengestützter GPS-Atmosphärensondierung.

2 Grundlagen der GPS-Atmosphärensondierung

Sowohl boden- als auch satellitengestützte Verfahren beruhen auf präzisen Phasenmessungen der von den 29 derzeit aktiven GPS-Satelliten (L-Band: 1,57542 und 1,2276 GHz, L1 und L2) kontinuierlich ausgesandten Signale. Die Empfängerbasis für bodengestützte GPS-Sondierung bilden globale bzw. regional verdichtete Bodennetze. Bei der GPS-Radiookkultation befinden sich die Empfänger an Bord niedrigfliegender Satelliten (~300–1.000 km Orbithöhe).

Die sich durch die Erdatmosphäre ausbreitenden elektromagnetischen Wellen treten mit dieser in Wechselwirkung, was durch den atmosphärischen Brechungsindex n charakterisiert wird. Er ist über $N = (n–1) \times 10^6$ mit der Refraktivität N verbunden. In erster, guter Näherung kann N als Summe von Trocken-, Feuchte-, Ionosphären- und Streuterm dargestellt werden:

$$N = 77{,}6\frac{p}{T} + 3{,}73\times10^5\frac{p_w}{T^2} - 4{,}03\times10^7\frac{n_e}{f^2} + 1{,}4\times W. \quad (1)$$

Hierbei ist p der atmosphärische Luftdruck in hPa, T die Temperatur in K, p_w der Wasserdampfpartialdruck in hPa und n_e die Elektronendichte in m^{-3}, f ist die Frequenz der elektromagnetischen Welle in Hz und W der Gehalt an flüssigem Wasser in g/m^3. Der *Trockenterm* charakterisiert die Polarisierbarkeit der Moleküle, d. h. die Fähigkeit eines äußeren elektrischen Feldes, in die zunächst elektrisch neutralen Luftmoleküle ein Dipolmoment zu induzieren. Der Trockenterm ist proportional zur Dichte der Moleküle in der Atmosphäre. Der *Feuchteterm* entsteht durch das permanente Dipolmoment der Wasserdampfmoleküle. Der *Ionosphärenterm* ist dispersiv, was beim Zweifrequenzenverfahren GPS über geeignete Linearkombinationen der Messungen auf beiden Frequenzen wiederum zur Ionosphärenkorrektur verwendet werden kann (KURSINSKI et al. 1997; WICKERT 2002). Der *Streuterm* kann bei GPS in den meisten Fällen vernachlässigt werden. Diese Nichtberücksichtigung enthält nur ein geringes Fehlerpotential, was durch SOLHEIM et al. (1999) genauer untersucht wurde.

Im Ergebnis der beschriebenen Wechselwirkung entsteht eine atmosphärisch induzierte Phasenwegverlängerung (Verlängerung der optischen Weglänge, engl. *Phase delay*). Diese Größe kann unter Nutzung des hohen Genauigkeitspotential von GPS sehr präzise abgeleitet werden und bildet die Messgröße sowohl bei Boden- als auch Satellitenverfahren.

2.1 Bestimmung von Troposphärenparametern aus GPS-Bodenstationen

Bodengestützte Verfahren werden seit Beginn der 90er Jahre zur Wasserdampfbestimmung genutzt (BEVIS et al. 1992). Das bereitgestellte Analyseergebnis ist der vertikal integrierte Wasserdampf oberhalb der Station. Zusätzlich können horizontale Gradienten oder der integrierte Wasserdampf entlang des Signalweges zum Satelliten abgeleitet werden.

Die Signale auf den beiden Trägerfrequenzen (f_i) L1 und L2, die vom GPS Satelliten (*sat*) ausgesendet werden, erfahren auf dem Weg zum Empfänger (*rec*) am Boden eine Laufzeitverzögerung durch die Ionosphäre und die neutrale Atmosphäre, die einer Phasenwegverlängerung entspricht.

$$L_i(f_i) = R_{geo} - \Delta ion(f_i)_{rec}^{sat} + \Delta trop_{rec}^{sat} + c\cdot(\Delta t_{rec} - \Delta t^{sat}) - \frac{c}{f_i}N_i + err_i;\ i = 1,2 \quad (2)$$

R_{geo} – geometrischer Abstand *sat-rec*,
c – Lichtgeschwindigkeit, Δt – Uhrenfehler,
N_i – Unbestimmtheit, err_i – restliche Fehler.

Der Anteil der ionosphärischen Phasenwegverlängerung (Δion) ist im Gegensatz zur neutralen Atmosphäre ($\Delta trop$) dispersiv, kann jedoch durch eine Linearkombination der Messungen auf beiden Frequenzen eliminiert werden. $\Delta trop$ kann nicht unmittelbar aus den Messungen abgeleitet werden. Es ist eine Ausgleichungsrechnung gemeinsam mit allen anderen Parametern erforderlich. $\Delta trop$ ist am kleinsten im Zenit und steigt etwa reziprok mit dem Sinus des Höhenwinkels. Diese Abhängigkeit wird durch eine Mapping-Funktion beschrieben. Die Phasenwegverlängerung des GPS-Signals durch die neutrale Atmosphäre kann in zwei Beiträge separiert werden:

$$\Delta trop_{rec}^{sat} = ZHD_{rec}\cdot m_hyd_{rec}^{sat}(elev) + ZWD_{rec}\cdot m_wet_{rec}^{sat}(elev). \quad (3)$$

Hierbei sind *ZHD* und *ZWD*, der hydrostatische bzw. feuchte Anteil im Zenit, sowie *m_hyd* und *m_wet* die hydrostatische bzw. feuchte Mapping-Funktion. Die atmosphärische Phasenwegverlängerung im Zenit (**Z**enith **T**otal **D**elay, *ZTD*) ist dann die Summe von *ZHD* und *ZWD*. *ZHD* ist proportional der atmosphärischen Masse und beträgt etwa 2,5 m im Zenit und ist zeitlich sehr konstant. Der durch den Wasserdampf induzierte Phase delay (*ZWD*) hat eine sehr viel höhere Variabilität und schwankt zwischen wenigen mm in ariden Gebieten bis zu 400 mm in feuchten Regionen. Die Refraktivität, die durch das Dipolmoment des Wassermoleküls verursacht wird, ist pro Mol etwa 17 mal größer als bei trockner Luft und kann daher leicht geschätzt werden. Der Einfluss von Wolken and Regen ist normalerweise klein, er kann mit GPS nicht berechnet werden und wird somit vernachlässigt. In extremen Wetterlagen jedoch kann dieser Einfluss 10 % des *ZWD* betragen, normalerweise aber weniger als 5 % (SOLHEIM et al. 1999).

Aus simultanen Messungen zu möglichst vielen von einer Bodenstation aus sichtbaren GPS-Satelliten und den bekannten Mapping-Funktionen lässt sich der *ZTD* bestimmen. Nach der Bestimmung des *ZTD* mit mm-Genauigkeit kann mit den an der Station gemessenen Druck- und Temperaturwerten eine Konvertierung in den integrierten Wasserdampf (*IWD*) vorgenommen werden. Als erstes wird der Bodendruck verwendet, um den *ZHD*-Wert zu berechnen und ihn vom *ZTD* zu subtrahieren. Der resultierende *ZWD* wird mit dem Faktor $\Pi(T_m)$ (etwa 1/6) in *IWD* umgerechnet. Für die Konvertierung muss die mittlere Temperatur der Atmosphäre T_m bekannt sein. Verwendet man Vorhersagemodelle für die Bestimmung von T_m, so ist der Konversionsfehler kleiner als 1 %; bei einer Regression aus der Oberflächentemperatur erhält man als typischen Fehler etwa 2 % (BEVIS et al. 1992).

2.2 Ableitung atmosphärischer Vertikalprofile aus GPS-Okkultationsmessungen

Bei der GPS-Radiookkultation werden die Phasenmessungen der von den GPS-Satelliten ausgesandten Signale (L1 und L2) an Bord eines niedrig fliegenden Satelliten (Bahnhöhe <1000 km) aufgezeichnet. Diese Messungen erfolgen mit hoher Frequenz (50–200 Hz) während eines ~1 min dauernden sogenannten „Satellitenunterganges", der Periode kurz vor dem Verschwinden des jeweiligen GPS-Satelliten unter dem Horizont. Bei entsprechender Antennen- und Empfängerkonfiguration können auch „Satellitenaufgänge" genutzt werden. Im Gegensatz zur Bodenmessung kommt es beim tangentialen Durchstreifen der Erdatmosphäre zu einer signifikanten Krümmung des Signalweges, also zusätzlich zur optischen zu einer geometrischen Komponente der Phasenwegverlängerung. In der Nähe der Erdoberfläche beträgt der beobachtete Brechungswinkel α etwa 1° (Abb. 1).

Zur Ableitung der atmosphärisch induzierten Phasenverlängerung und zur Eliminierung von Satellitenuhrenfehlern wird eine geodätisch basierte Doppeldifferenzenmethode verwendet. Neben den Signalen des „untergehenden" GPS-Satelliten werden Daten eines

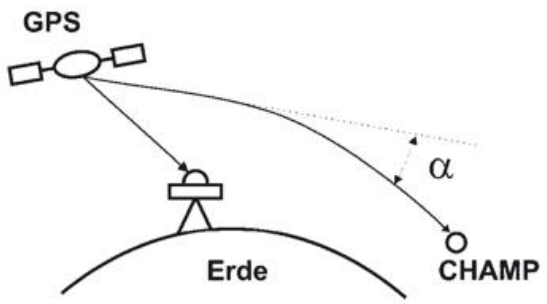


Abb. 1: Die atmosphärisch bedingte Laufzeitverlängerung der GPS-Signale, ein Fehlereinfluss für die präzise Navigation, ist das Messsignal der boden- und satellitengestützten GPS-basierten Atmosphärenfernerkundung (siehe Text).

weiteren GPS-Satelliten (Referenzsatellit) und eines globalen Netzes von GPS-Bodenstationen sowie die genauen Bahndaten (Positionen und Geschwindigkeiten) der beteiligten Satelliten benötigt. Mit geometrischen Relationen kann aus der Zeitableitung der Phasenwegverlängerung der atmosphärische Brechungswinkel α als Funktion des Impaktparameters a abgeleitet werden. Für die beiden GPS-Frequenzen ergeben sich aufgrund der dispersiven Strahlausbreitung in der Ionosphäre unterschiedliche Brechungswinkel. Mit einer geeigneten Linearkombination beider Winkel kann jedoch der Ionosphäreneinfluss nahezu eliminiert werden. Unter Annahme sphärischer Symmetrie der atmosphärischen Refraktivität können dann mit der Abel-Inversion vertikale Refraktivitätsprofile abgeleitet werden. Bis zu diesem Analyseschritt werden keine meteorologischen Daten als Zusatzinformation oder „First guess" benötigt. Um jedoch feuchten und trockenen Anteil der Refraktivität zu separieren (Gl. 1), sind Zusatzannahmen bzw. -informationen notwendig. In kälteren (höheren) Regionen der Troposphäre sowie der Stratosphäre kann der Feuchteterm vernachlässigt werden. Bei Temperaturen unterhalb 250 K beträgt der Temperaturfehler, der durch bis zu 50 % Abweichung des Wasserdampfes von der Klimatologie verursacht wird, weniger als 1 K (KURSINSKI et al. 1997). Die Refraktivitätsgleichung (1) reduziert sich zur Gleichung für trockene Luft. Mit der Zustandsgleichung des idealen Gases und unter Annahme hydrostatischen Gleichgewichts können („Trocken"-) Temperatur-, Dichte und Druckprofil direkt abgeleitet werden (z. B. WICKERT 2002).

Für die Separation des trockenen und feuchten Anteils in der unteren Troposphäre sind meteorologische Zusatzdaten (entweder Temperatur oder Feuchte) notwendig. In der Praxis verwendet man Temperaturen von meteorologischen Analysen, z. B. von ECMWF. Die Feuchte kann dann direkt oder iterativ (z. B. HEISE et al. 2005) bestimmt werden. Einen weiteren Zugang zur Separation bieten 1D-Variationsverfahren (*Optimal Estimation*). Dabei wird der wahrscheinlichste atmosphärische Zustand (Feuchte und Temperatur parallel) durch eine Kombination der Okkultationsmessungen mit atmosphärischen „Hintergrund"-Daten unter Berücksichtigung der zugehörigen Fehlerinformationen abgeleitet (z. B. HEALY und EYRE 2000). Nach KURSINSKI et al. (1997) verhalten sich Temperatur- (ΔT) und Feuchtefehler (Δe) wie $\Delta T \cong 4{,}35\ \Delta e$. Wenn also z. B. die Genauigkeit der verwendeten Temperatur 2 K beträgt, kann der Wasserdampfpartialdruck mit einer Genauigkeit von 0,5 hPa berechnet werden. In vielen Regionen der Erde liegt der Wasserdampfpartialdruck in der unteren Troposphäre zwischen 5 und 20 hPa, andere Messungen sind nicht vorhanden. Hier können direkt abgeleitete GPS-Wasserdampfdaten nützliche Informationen liefern.

Detaillierte Informationen über die Ableitung atmosphärischer Parameter aus GPS-Radiookkultations-

messungen und deren Genauigkeitspotential werden z. B. durch KURSINKI et al. (1997) oder WICKERT (2002) gegeben.

3 Praktische Nutzung von GPS-Bodennetzen

3.1 Internationale Aktivitäten

In einem globalen Netz von etwa 300 GPS-Stationen wird vom **I**nternationalen **G**PS **S**ervice (IGS) seit 1997 routinemäßig ein *ZTD*-Produkt erzeugt (GENDT 2000). Gleiche Ergebnisse werden auch für ein verdichtetes europäisches 150-Stationen-Netz (EUREF) zur Verfügung gestellt. Mit diesen Produkten soll ein Beitrag zur Klimaforschung geleistet werden.

Mit den steigenden Möglichkeiten der operativen Auswertung von GPS-Netzen haben in den vergangenen Jahren weltweit verschiedene Gruppen begonnen, den Nutzen von GPS-Troposphären-Produkten für die numerische Wettervorhersage zu untersuchen. So werden beispielsweise in den USA seit Ende 1999 GPS-Daten assimiliert, um ihren Einfluss auf die Qualität von Wettervorhersagen abschätzen zu können. Die Auswertungen (GUTMAN et al. 2004) haben gezeigt, dass Verbesserungen in den 3-Stunden-Vorhersagen der relativen Feuchte erzielt werden.

Mit der COST-Aktion-716 „Exploitation of ground-based GPS for climate and numerical weather prediction application" (1999–2003) wurden auch in Europa verstärkte Anstrengungen unternommen, um das Potenzial der GPS-Technik für die meteorologische Praxis, insbesondere der numerischen Wettervorhersage, zu studieren sowie die praktische Anwendung zu demonstrieren und voranzutreiben. Insbesondere kam es darauf an, die Produkte zuverlässig in hoher Qualität und mit geringer Verzögerung zu berechnen und sie in die numerische Wettervorhersage einzubeziehen. Die Experimente beschränkten sich bisher auf Fallstudien, und zeigten positive Tendenzen in der Kurzfristvorhersage, im Allgemeinen aber noch einen gemischten Einfluss, sodass diese Studien noch fortgesetzt werden.

3.2 Aktivitäten in Deutschland

In Deutschland existiert eine große Zahl von GPS-Stationen wie beispielsweise das GPS-Referenzstationsnetz der Landesvermessungsämter, genannt SAPOS. Bereits heute sind etwa 250 Stationen in Betrieb und das endgültige Netz wird einen Stationsabstand von etwa 50 km haben. Diese Infrastruktur, aufgebaut für Vermessungszwecke, kann mit relativ geringem zusätzlichem Aufwand für meteorologische Anwendungen erschlossen werden. Eine multidisziplinäre Nutzung umfangreicher Netze ist wegen der laufenden Betriebskosten und der ständig erforderlichen Modernisierung sinnvoll und daher unbedingt anzustreben. In GASP wurde ein System zur operationellen, kontinuierlichen Bestimmung des atmosphärischen Wasserdampfes realisiert (REIGBER et al. 2002; GENDT et al 2004), das derzeit etwa 200 Stationen, davon 110 in Deutschland, verwendet. Die Anforderungen an die Bereitstellung der Ergebnisse für die numerische Wettervorhersage liegen momentan bei etwa 45 min nach Abschluss der Messungen der jeweiligen Stunde. Die Daten werden in einem gleitenden Fenster von 12 Stunden verarbeitet, wobei in einer „Near Real-Time" (NRT)-Anwendung die jeweils letzte Stunde das entscheidende Produkt darstellt. Als Voraussetzung für die NRT-Analysen müssen Vorhersagen der Satellitenpositionen mit möglichst hoher Genauigkeit (10–20 cm) bekannt sein. Unter Nutzung globaler GPS-Daten berechnet das IGS-Analysezentrum am GFZ diese Vorhersagen im 3h-Rhytmus. Die in NRT erzeugten Ergebnisse mit einer zeitlichen Auflösung von 30 min werden den europäischen Wetterdiensten zur weiteren Verarbeitung übermittelt. Das dichte Stationsnetz ermöglicht eine gute Beschreibung des Wasserdampffeldes über Deutschland (Abb. 2) einschließlich seiner zeitlichen Veränderung. Zeitreihen aller beteiligten Stationen, Animationen der Wasserdampfverteilung sowie stündliche Vergleiche zum Lokal-Modell (LM) des DWD sind im Internet bereitgestellt (http://www.gfz-potsdam.de/atmo).

Zusätzlich zu der NRT-Auswertung werden sogenannte *post-processing* Lösungen berechnet, die unter Nutzung der besten bekannten Parameter (u. a. Satellitenpositionen) auf einer tagesbasierten Analyse erfolgt. Diese mit maximaler Genauigkeit ermittelten Lösungen dienen zum einen den Studien in regionalen Wettermodellen (z. B. BRIDGE, BALTEX) und bieten zum anderen eine unmittelbare Möglichkeit, die NRT-Lösungen zu validieren. Dies ist zwar nur ein interner Konsistenztest, liefert aber wichtige Rückschlüsse auf die Verbesserung der operativen Auswertung.

Validierungen wurden mit **W**asser**d**ampf**r**adiometern (WDR), **R**adiosonden (RS) und Ergebnissen aus dem

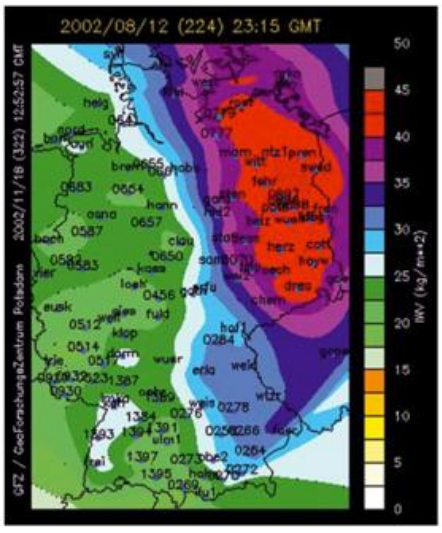


Abb. 2: Wasserdampfverteilung über Deutschland zur Zeit des Elbehochwassers (12. August 2002; 23:15 UTC).

LM durchgeführt. Detaillierte Zeitreihen sind exemplarisch für 20 Tage in Abb. 3 dargestellt. Umfassende Vergleiche über den Zweijahreszeitraum 2001/2002 ergaben eine hohe interne Konsistenz zwischen den NRT-Ergebnissen und den *post-processing* Lösungen (±0,6 mm) sowie Differenzen zur RS (Lindenberg) und WDR (Potsdam) von etwa ±1 mm. Generell kann festgestellt werden, dass die Übereinstimmung der Reihen im Rahmen des Fehlerhaushaltes der einzelnen Verfahren liegt (1–2 mm). Die Differenzen zum LM liegen bei etwa ±2 mm. Die Standardabweichung ist im Sommer größer als im Winter, und der Bias zeigt einen Jahresgang. Die höheren Differenzen, insbesondere im Sommer, können durch zeitliche Verschiebungen zwischen den modellierten und den von GPS beobachteten Frontsystemen erklärt werden. Es konnte auch festgestellt werden, das der Bias in der Nacht deutlich kleiner ist als der am Tage.

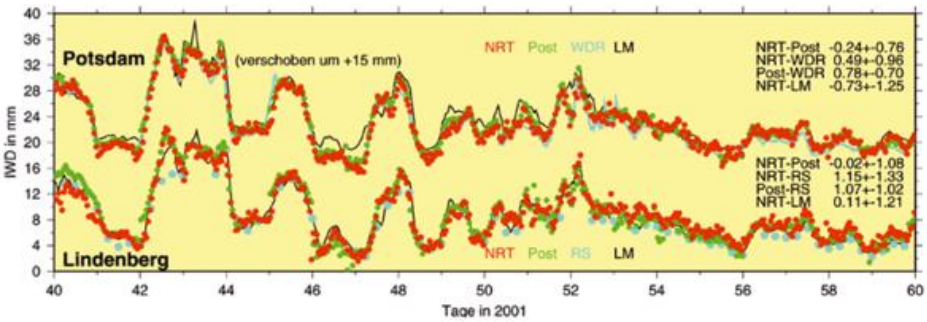


Abb. 3: Vergleich von NRT-GPS-Ergebnissen mit anderen Instrumenten und dem LM des DWD.

Um einen besseren Einblick in den täglichen Zyklus des integrierten Wasserdampfes (IWD) der verschiedenen Instrumente and Modelle zu erhalten, wurden Mittelwerte für die jeweiligen Stunden über ein längeres Zeitintervall gebildet. In Abb. 4 sind zwei RS mit GPS verglichen. Während GPS den höchsten IWD um 12 UTC (13 MEZ) hat, haben die RS hier ihr Minimum. Die Differenzen GPS minus RS sind um 12 UTC um 1 mm höher als um Mitternacht. Die LM-Werte sind denen der RS sehr ähnlich, was nicht überrascht, da LM diese assimiliert. Die gefundene Differenz zur Mittagszeit ist bisher nicht erklärt, zumal ein Vergleich zwischen GPS und WDR nicht diesen Effekt aufweist. Ein detaillierter Vergleich von Stundenmittelwerten zwischen GPS und LM wurde getrennt für Sommer und Winter durchgeführt (Abb. 5). Während GPS tägliche Variationen mit einem Maximum zur Mittagszeit (im Winter kleiner als im Sommer) zeigt, so hat das LM fast keine tägliche Variation im Winter, und im Sommer sogar ein Minimum zur Mittagszeit. Dieses Verhalten verursacht im Sommer einen großen Tag-Nacht-Effekt zwischen GPS und LM. Die gefundene Differenz im Tageszyklus scheint temperaturabhängig (Tag-Nacht; Winter-Sommer) zu sein. Mögliche Ursachen könnten im LM (Probleme in der Modellierung des Tageszyklus), bei den RS und in der Konvertierung von ZWD in IWD (Fehler in T_m) liegen.

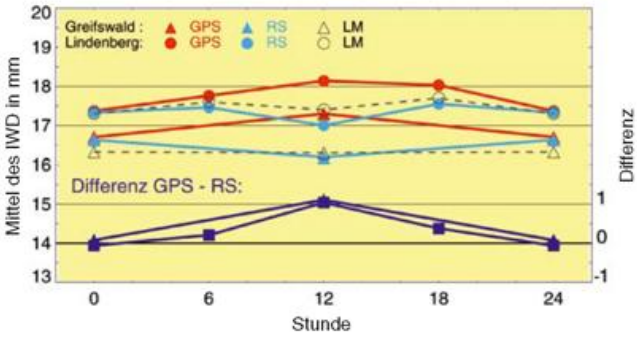


Abb. 4: Vergleich des Tagesgangs im Wasserdampf von GPS und Radiosonden. Stundenmittelwerte für 2001 und 2002. LM-Werte sind zusätzlich angegeben.

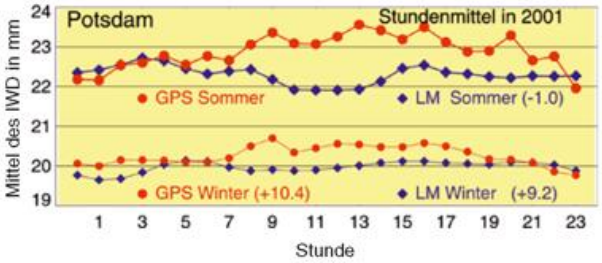


Abb. 5: Vergleich des Tagesgangs im Wasserdampf von GPS und Lokal-Modell. Stundenmittelwerte getrennt für Sommer (Monate MJJA) und Winter (Monate JFND) für 2001.

Nachdem die Validierungen bestätigt haben, dass die Genauigkeit der GPS-Lösungen für eine Assimilation ausreichend ist, wurden numerische Experimente durchgeführt, um die Nutzung von GPS-IWD im LM zu testen und zu optimieren (TOMASSINI et al. 2002). Es zeigte sich, dass die Hinzunahme von GPS-IWD einen Einfluss auf den Vorhersagebereich von bis zu 15 Stunden hat. Die Verifikation mit RS ergab, dass die Assimilation von GPS-IWD den Fehler in der 12-Stunden-Vorhersage der relativen Feuchte um 2 % reduzierte (10 % Verbesserung). Die Vorhersage von Niederschlägen zeigte gemischte Ergebnisse. So konnten durch GPS einige schlechte Vorhersagen verbessert werden, aber andererseits gab es auch negative Effekte in Gebieten ohne Niederschlag. Abb. 6 zeigt ein Beispiel mit positivem Einfluss. Eine Verschlechterung durch GPS findet man meist bei solchen Vorhersagen, die um 12 UTC starten, was auf die Differenz im Tageszyklus zurückzuführen ist. Die zusätzliche Feuchte des GPS zur Mittagszeit und am frühen Nachmittag kann fehlerhafte Konvektionen triggern. Auch wenn die GPS-Informationen korrekt wären, so würde ihre Assimilation zu einer Verschlechterung der Vorhersage führen. Es ist also in jedem Fall notwendig auch Verbesserungen im Modell durchzuführen, um die GPS-Daten optimal nutzen zu können.

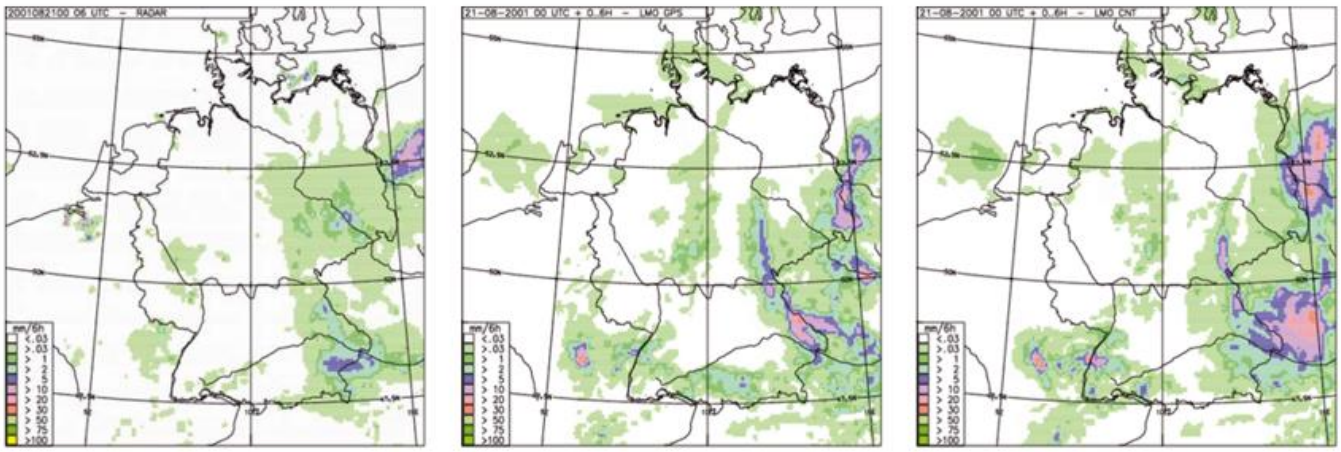


Abb. 6: Akkumulierter Niederschlag der Radarbeobachtungen von 00 bis 06 UTC am 21. August 2001 (links) sowie innerhalb der ersten 6 Stunden in der Vorhersage beginnend mit der 00UT-Analyse des GPS-Experiments (Mitte) und des Kontrollexperiments (rechts).

4 GPS-Radiookkultation mit CHAMP

Erste GPS-Radiookkultationsmessungen wurden an Bord des MICROLAB-1 Satelliten im Rahmen des U.S.-amerikanischen GPS/MET-Experimentes (GPS/METeorology) aufgezeichnet (ROCKEN et al. 1997). Profile hoher Qualität wurden jedoch nur in zeitlich begrenzten Perioden und mit ungleichmäßiger globaler Abdeckung abgeleitet. Die erste kontinuierliche Reihe von Okkultationsmessungen begann am 11. Februar 2001 an Bord des deutschen Forschungssatelliten CHAMP (**Cha**llenging **Mi**nisatellite **P**ayload; REIGBER et al. 2005; WICKERT et al. 2001). Bis Ende Mai 2006 konnten mehr als 250.000 atmosphärische Vertikalprofile abgeleitet werden (Abb. 7), das Ende der Messreihe wird für Anfang 2009 erwartet. Die globale Verteilung der CHAMP-Messungen für die erste Januarwoche 2004 zeigt Abb. 8.

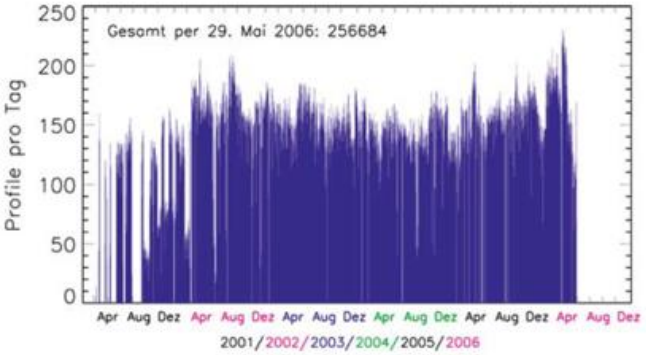


Abb. 7: Anzahl der täglich von CHAMP-Messungen abgeleiteten Vertikalprofile, die vom GFZ Pots-dam bereitgestellt werden (Stand 29.05.2006).

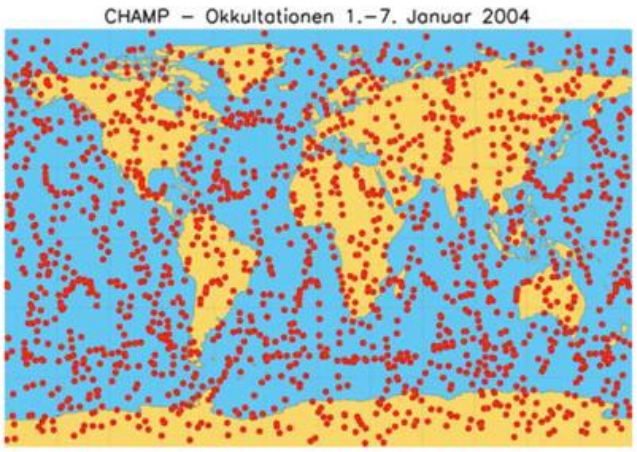


Abb. 8: Globale Verteilung der GPS-Radiookkultationsmessungen (1.671) von CHAMP vom 1. bis 7. Januar 2004.

Die CHAMP-Daten werden am GFZ Potsdam operationell analysiert und der internationalen wissenschaftlichen Gemeinschaft zur Verfügung gestellt. Die Nutzung einer operationell betriebenen Bodeninfrastruktur (Polare Empfangsstation in Ny Ålesund (Spitzbergen), globales GPS-Bodennetz und schnelle Satellitenbahnbestimmung) ist dabei die Grundlage für eine Datenbereitstellung mit geringer zeitlicher Verzögerung, derzeit wird eine durchschnittliche Verzögerung zwischen Messung an Bord des Satelliten und Bereitstellung von Atmosphärendaten von etwa 4 Stunden kontinuierlich demonstriert, eine Reduzierung auf etwa 2 Stunden ist im Rahmen laufender Forschungsarbeiten geplant.

In mehreren Validierungsstudien wurde die Genauigkeit der CHAMP-Daten untersucht. Hierzu wurden Refraktivität, Temperatur und spezifische Feuchte mit unabhängigen meteorologischen Daten von ECMWF oder Radiosonden verglichen (z. B. BEYERLE et al. 2006; WICKERT et al. 2004). Als Beispiel zeigt Abb. 9 einen Vergleich von ~10.000 CHAMP-Messungen mit korrespondierenden ($\Delta d < 300$ km; $\Delta t < 3$ h) Daten des globalen Radiosondennetzwerkes im Bereich der oberen Troposphäre und Stratosphäre. Temperatur und Refraktivität sind nahezu biasfrei. Standardabweichungen von 1–2 K bzw. 1 % wurden ermittelt. Diese guten Ergebnisse, gekoppelt mit der hohen vertikalen Auflösung und der globalen Bedeckung der Okkultationsprofile, sind z. B. die Grundlage für detaillierte

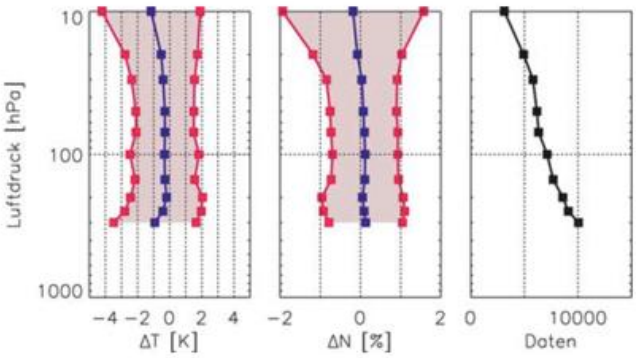


Abb. 9: Statistischer Vergleich von CHAMP-Temperaturen (Links) und Refraktivitäten (Mitte) mit Radiosondendaten (RS): CHAMP-RS für ~10.000 Sondierungen ($\Delta t < 3$ h, $\Delta d < 300$ km). Die höhenabhängige Anzahl der verglichenen Daten ist im rechten Plot gezeigt.

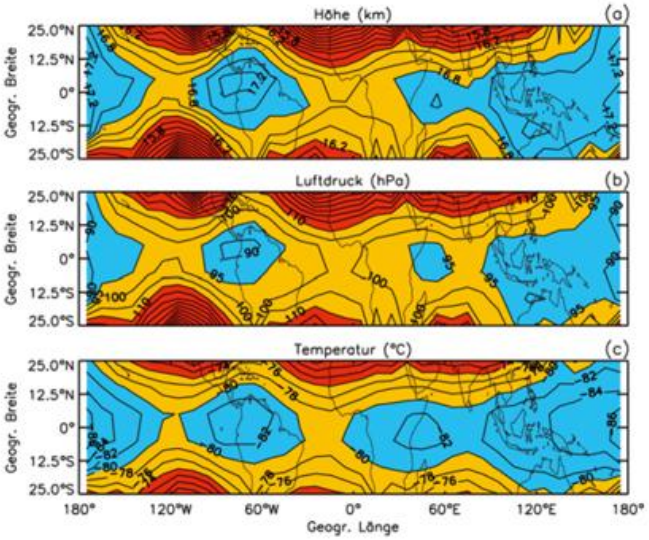


Abb. 10: Tropische Tropopausenparameter abgeleitet aus CHAMP-Messungen 2001–2004: ‚Lapse Rate' Tropopause (LRT) Höhe (a), Druck (b), Temperatur (c) für den Nordwinter (Dezember–Februar). Die Kontur-Intervalle sind (a) 0,2 km, Werte über 16,8 km hellblau; (b) 5 hPa, Werte unter 95 hPa hellblau; (c) 2 K, Werte unter -80 °C hellblau (u. a. SCHMIDT et al. 2006).

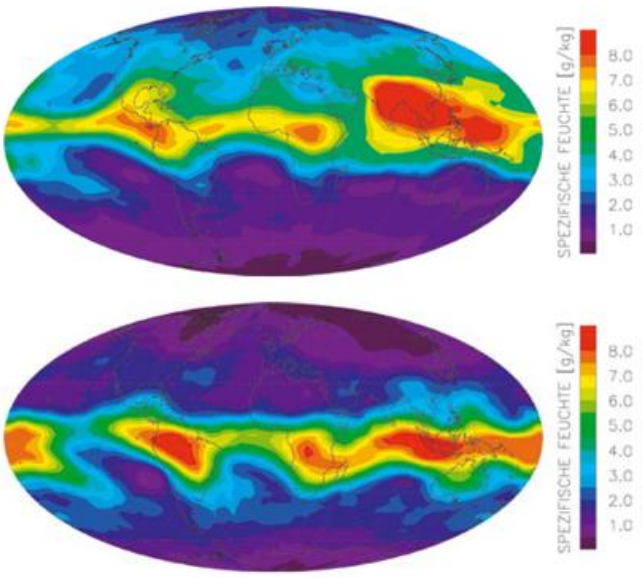


Abb. 11: Mittlere globale Verteilung der spezifischen Feuchte bei 700 hPa, abgeleitet aus CHAMP-Messungen 1.6.–31.8.2003 (oben) und 1.12.2002–28.2.2003 (unten).

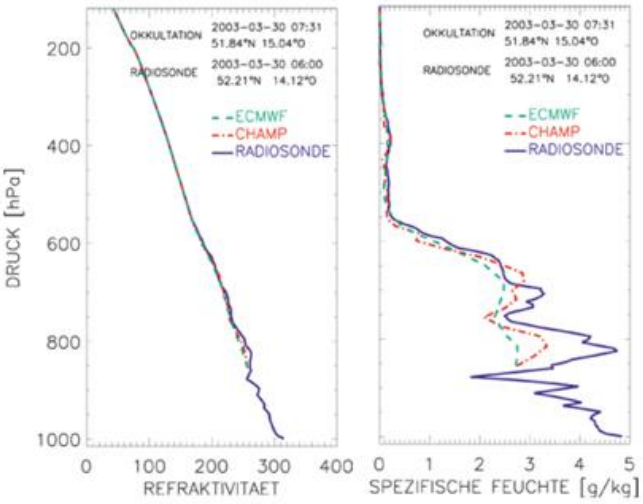


Abb. 12: Vergleich der Refraktivitäten (links) und der spezifischen Feuchte von CHAMP (rot) mit ECMWF (grün) und Ergebnissen von Radio-sondierungen (blau) für Lindenberg (Deutschland, 52,21 °N, 14,12 °E).

Untersuchungen von klimatischen Veränderungen in der Tropopausenregion (SCHMIDT et al. 2006; z. B. Abb. 10). Weitere mögliche Anwendungen in der mittlere Atmosphäre werden durch WICKERT und SCHMIDT (2005) eingeführt.

In der unteren Troposphäre treten systematische Abweichungen zu den unabhängigen Daten auf. Die Refraktivitätsprofile von CHAMP weisen einen negativen Bias im Vergleich zu Analysen und Radiosonden auf. Dieser ist breitenabhängig und kann in den Tropen bis zu 5 % betragen. Er korrespondiert zu einem Trockenbias in der spezifischen Feuchte von ~30 % (WICKERT et al. 2004). Die Ursachen für diesen Bias sind nicht korrigierte Mehrwegeeffekte, Fehler des GPS-Empfängers bei der Signalverfolgung in der unteren Troposphäre, wo durch die Präsenz des Wasserdampfes starke Gradienten in der Refraktivitätsverteilung auftreten, oder mögliche kritische Refraktion in der Nähe der planetaren Grenzschicht. Letztere ist eine physikalische Beschränkung des Okkultationsverfahrens in der unteren Troposphäre. Diese Effekte werden detailliert von BEYERLE et al. (2006) untersucht und diskutiert. Mit verbesserten Instrumenten und Analyseverfahren wird bei zukünftigen Satellitenmissionen eine im Vergleich zu CHAMP bessere Datenqualität erwartet.

Als Beispiel für Ergebnisse der operationelle Datenanalyse von CHAMP zeigt Abb. 11 eine typische saisonale Abhängigkeit der mittleren globale Feuchteverteilung für das 700 hPa-Druckniveau, die mit dem 1D-

Var-Verfahren (siehe Abschnitt 2.2) abgeleitet wurden (HEISE et al. 2005). Die mittlere globale Feuchtestruktur von Nord-Sommer und Nord-Winter wird gut wiedergegeben, vor allem die Monsunregion und die Innertropische Konvergenzzone. Ein Beispiel für die im Vergleich zu ECMWF bessere Wasserdampfinformation von CHAMP zeigt Abb. 12 für die Radiosondenstation in Lindenberg. Das Refraktivitätsprofil von CHAMP stimmt deutlich besser mit den Radiosonden, als den Analysedaten überein und führt auch zu einer Verbesserung der spezifischen Feuchte im Vergleich zu den Analysedaten.

Eine Aufteilung der Refraktivität in einen trockenen und einen feuchten Anteil unter Verwendung von zusätzlichen meteorologischen Daten ist jedoch nicht immer notwendig und sinnvoll. Langfristige Veränderungen in der atmosphärischen Refraktivität selbst können als Indikator für Klimaänderungen dienen (z. B. VEDEL und STENDEL 2003). Auch für die Assimilation der GPS-Daten in die meteorologische Analysen des ECMWF werden gegenwärtig die Refraktivität oder auch die Brechungswinkel bevorzugt bzw. favorisiert. Ein positiver Einfluss auf globale numerische Wettervorhersagen wurde bereits mit den relativ wenigen CHAMP-Messungen nachgewiesen (HEALY und THEPAUT 2006). Die Ergebnisse sind sehr ermutigend in Hinblick auf die Vielzahl der zukünftigen Satellitenmissionen mit Okkultationssensoren, die z. T. mehrere tausend Profile pro Tag liefern werden. [z. B. die Mehrsatellitenmission COSMIC (**C**onstellation **O**bserving **S**ystem for **M**eteorology, **I**onosphere and **C**limate, Start 14. April 2006); MetOp (Start Mitte Juli 2006), GRACE (**G**ravity **R**ecovery **A**nd **C**limate **E**xperiment, z. B. WICKERT et al. 2005, Daueraktivierung Mai 2006) oder TerraSAR-X (Start geplant für 2007)].

5 Zusammenfassung, Ausblick

Im Rahmen des GASP-Forschungsprojektes wurden in Deutschland boden- und satellitengestützte GPS-Verfahren zur Atmosphärenfernerkundung erfolgreich etabliert. Diese werden derzeit am GFZ Potsdam operationell eingesetzt.

Aus Messungen eines deutschlandweiten GPS-Bodennetzes von etwa 250 Stationen wird der vertikal integrierte Wasserdampf mit einer Genauigkeit von 1–2 mm innerhalb von 45 min nach der Messung kontinuierlich bereitgestellt. Erste Studien im Rahmen der numerischen Wettervorhersage beim DWD zeigten eine 2%ige Verbesserung der relativen Feuchte in der 12-Stunden-Vorhersage, während der Einfluss auf die Niederschlagsvorhersage über 24 Stunden noch gemischt war. Assimilationsexperimente über einen längeren Zeitraum mit einer subjektiven und statistischen Evaluierung der sich ergebenen Vorhersagen, insbesondere den Niederschlägen, sind erforderlich, um den Einfluss von GPS endgültig beurteilen zu können. Von besonderem Interesse könnten die aus GPS abgeleiteten Wasserdampffelder für das Now-Casting sein, insbesondere wegen ihrer schnellen Verfügbarkeit und ihrer hohen zeitlichen Auflösung.

Im Rahmen der deutschen Satellitenmission CHAMP werden am GFZ Potsdam GPS-Okkultationsdaten operationell ausgewertet. Der stetig wachsende Langzeitdatensatz ist weltweit einzigartig. Erstmals wird eine kontinuierliche Bereitstellung atmosphärischer Satellitendaten mit geringer zeitlicher Verzögerung für die mögliche Anwendung in der Wettervorhersage demonstriert. Verschiedene Validierungsstudien wurden durchgeführt, u. a. ergaben Vergleiche mit mehr als 10.000 Radiosondenmessungen eine exzellente Übereinstimmung mit den CHAMP-Daten in der oberen Troposphäre und unteren Stratosphäre. In der unteren Troposphäre jedoch wurden systematische Abweichungen festgestellt (negativer Refraktivitätsbias). Mit fortgeschrittenen Analysemethoden kann dieser Bias deutlich reduziert werden, weiterhin wird von zukünftigen Satellitenmissionen eine im Vergleich zu CHAMP höhere Datenqualität (höhere Signalstärke und verbesserte Aufzeichnungsverfahren) erwartet. Für die Assimilation in meteorologische Analysen werden gegenwärtig Brechungswinkel- und Refraktivitätsprofile favorisiert, welche ohne „Hintergrundinformationen" abgeleitet werden können. Bei Einbeziehung zusätzlicher meteorologischer Information ist eine direkte Ableitung von Wasserdampfprofilen möglich. Zahlreiche zukünftige Einzel- und Mehrsatellitenmissionen werden in den nächsten Jahren mehrere Tausend Okkultationsmessungen täglich bereitstellen. Diese Anzahl kann bei vollem Ausbau des Europäischen GALILEO Satellitennavigationssystems (derzeit geplant für 2010) nochmals verdoppelt werden. Ein Überblick über boden- und satellitengestützten Aktivitäten zur GPS-Atmosphärensondierung am GFZ Potsdam gibt www.gfz-potsdam.de/atmo.

Danksagung

Die erfolgreiche Etablierung der GPS-Atmosphärensondierung in Deutschland ist das Ergebnis der hervorragenden Arbeit einer Vielzahl von Wissenschaftlern und Technikern. Besonderer Dank gilt Christoph Reigber, der die Voraussetzungen für diese Arbeit schuf. Weiterhin bedanken wir uns bei unseren engsten Kollegen Georg Beyerle, Galina Dick, Stefan Heise, Markus Rothacher und Torsten Schmidt.

Literatur

BEVIS, M., S. BUSINGER, T. A. HERRING, C. ROCKEN, R. A. ANTHES, R. H. WARE, 1992: GPS meteorology remote sensing of atmospheric water vapor using the global positioning system. *J. Geophys. Res.* **97** (D14), 15787-15801.

BEYERLE, G., T. SCHMIDT, J. WICKERT, S. HEISE, M. ROTHACHER, G. KÖNIG-LANGLO, K. LAURITSEN, 2006: Observations and simulations of receiver-induced refractivity biases in GPS radio occultation. *J. Geophys. Res.*: doi 10.1029/2005JD006673.

GENDT, G., G. DICK, CH. REIGBER, M. TOMASSINI, Y. LIU, M. RAMATSCHI, 2004: Near real time GPS water vapor monitoring for numerical weather prediction in Germany. *Special Issue Journal of Meteorological Society of Japan*, Vol. **82(1b)**, 361-370.

GENDT, G., 2000: Status Report of the Tropospheric Working Group. IGS Analysis Center Workshop, 8–10 June 1999, La Jolla, CA, USA, IGS 1999. *Technical Reports*. Hrsg. K. Gowey, R. Neilan, A. Moore, JPL/IGS Central Bureau, Pasadena, CA, November 2000, 375-384.

GUTMAN, S. I., S. R. SAHM, S. G. BENJAMIN, B. E. SCHWARTZ, K. L. HOLUB, J. Q. STEWART, T. L. SMITH, 2004: Rapid retrieval and assimilation of ground based GPS precipitable water observations at NOAA Forecast Systems Laboratory: Impact on weather forecasts. *Special Issue Journal of Meteorological Society of Japan*, Vol. **82(1b)**, 351-360.

HEALY, S. B., J.-N. THEPAUT, 2006: Assimilation experiments with CHAMP GPS radio occultation measurements. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **132**, 605-623, doi: 10.1256/qj.04.182.

HEALY, S. B., J. R. EYRE. 2000: Retrieving temperature, water vapour and surface pressure information from refractive- index profiles derived by radio occultation data: A simulation study. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* **126**, 1661-1683.

HEISE, S., J. WICKERT, G. BEYERLE, T. SCHMIDT, CH. REIGBER, 2005: Global monitoring of tropospheric water vapor with GPS radio occultation aboard CHAMP. *Adv. Space Res.*, doi:10.1016/j.asr.2005.06.066.

KURSINSKI, E. R., G. A.HAJJ, J. T. SCHOFIELD, R. P. LINFIELD, K. R. HARDY, 1997: Observing Earth's atmosphere with radio occultation measurements using the Global Positioning System. *J. Geophys. Res.* **102**, 23429-23465.

REIGBER, CH., H. LÜHR, P. SCHWINTZER, J. WICKERT (Hrsg.), 2005: Earth Observation with CHAMP: Results from three years in orbit. *Springer*, Berlin Heidelberg New York, ISBN 3-540-22804-7, 628 S.

REIGBER, CH., G. GENDT, J. WICKERT, 2004: GPS Atmosphären-Sondierungs-Projekt (GASP), Ein innovativer Ansatz zur Bestimmung von Atmosphärenparametern. *GFZ Scientific-Technical Report 04/02*, Potsdam (http://www.gfz-potsdam.de/bib/pub/str0402/0402.htm).

REIGBER, CH., G. GENDT, G. DICK, M. TOMASSINI, 2002: Near-real-time water vapor monitoring for weather forecasts. *GPS World*, January, 18-27.

ROCKEN, C., R. ANTHES, M. EXNER, D. HUNT, S. SOKOLOVSKIY, R. WARE, M. GORBUNOV, W. SCHREINER, D. FENG, B. HERMANN, Y.-H. KUO, X. ZOU, 1997: Analysis and validation of GPS/MET data in the neutral atmosphere. *J. Geophys. Res.* **102**, 29849-29866.

SCHMIDT, T., G. BEYERLE, S. HEISE, J. WICKERT, M. ROTHACHER, 2006: A climatology of multiple tropopauses derived from GPS radio occultations with CHAMP and SAC-C. *Geophys. Res. Lett.* **33**, L04808, DOI:10.1029/2005GL024600.

SOLHEIM, F. S., J. VIVEKANANDAN, R. H. WARE, C. ROCKEN, 1999: Propagation delays induced in GPS Signals by Dry Air, Water Vapor, hydrometeors and other particulates. *J. Geophys. Res.* **104**, No. D8, 9663-9670.

TOMASSINI, M., G. GENDT, G. DICK, M. RAMATSCHI, C. SCHRAFF, 2002: Monitoring of integrated water vapor from ground-based GPS observations and their assimilation in a limited-area model. *Phys. and Chem. of the Earth* **27**, 314-346.

VEDEL, H., M. STENDEL, 2003: GNSS RO refractivities as a climate change measure. *Proc. 2nd GRAS SAF User Workshop*, EUMETSAT Publication EUM P 40, ISBN 92-9110-057-9.

WICKERT, J., G. BEYERLE, R. KÖNIG, S. HEISE, L. GRUNWALDT, G. MICHALAK, CH. REIGBER, T. SCHMIDT, 2005: GPS radio occultation with CHAMP and GRACE: A first look at a new and promising satellite configuration for global atmospheric sounding. *Ann. Geophysicae* **23**, 653-658.

WICKERT, J., T. SCHMIDT, 2005, Fernerkundung der mittleren Atmosphäre mit GPS-Radiookkultation. *promet*, Jahrg. **31(1)**, 50-52.

WICKERT, J., T. SCHMIDT, G. BEYERLE, R. KÖNIG, CH. REIGBER N. JAKOWSKI, 2004: The radio occultation experiment aboard CHAMP: Operational data analysis and validation of atmospheric profiles. *J. Met. Soc. Japan* **82**, No. 1B, 381-395.

WICKERT, J., 2002: Das CHAMP-Radiookkultationsexperiment: Algorithmen, Prozessierungssystem und erste Ergebnisse. *GFZ Scientific-Technical Report 07/02* (http://www.gfz-potsdam.de/bib/pub/str0207/0207.htm).

WICKERT, J., CH. REIGBER, G. BEYERLE, R. KÖNIG, CH. MARQUARDT, T. SCHMIDT, L. GRUNWALDT, R. GALAS, T. MEEHAN, W. G. MELBOURNE, K. HOCKE, 2001 Atmosphere sounding by GPS radio occultation: First Results from CHAMP. *Geophys. Res. Lett.* **28**, 3263-3266.

Anschriften der Autoren:

Dr. Jens Wickert
Dr. Gerd Gendt
GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ)
Department Geodäsie und Fernerkundung
Telegrafenberg
14473 Potsdam
E-Mail: wickert@gfz-potsdam.de
gend@gfz-potsdam.de

Anschriften der Autoren dieses Heftes

Dipl.-Met. Doris Anwender
Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe
Kaiserstraße 12
76128 Karlsruhe
E-Mail: doris.anwender@imk.uka.de

HD Dr. habil. Andreas H. Fink
Institut für Geophysik und Meteorologie
Universität zu Köln
Kerpener Straße 13
50923 Köln
E-Mail: fink@meteo.uni-koeln.de

Prof. Dr. Stefan Hastenrath
Department of Atmospheric and Oceanic Sciences
University of Wisconsin-Madison
1225 West Dayton Street
Madison, WI 53706-1695
USA
E-Mail: slhasten@facstaff.wisc.edu

Prof. Dr. Sarah C. Jones
Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe
Kaiserstraße 12
76128 Karlsruhe
E-Mail: sarah.jones@imk.uka.de

Dr. Peter Knippertz
Institut für Physik der Atmosphäre
Johannes Gutenberg-Universität Mainz
Becherweg 21
55128 Mainz
E-Mail: knippertz@uni-mainz.de

Prof. Dr. Mojib Latif
Leibniz-Institut für Meereswissenschaften
Forschungsbereich 1: Ozeanzirkulation
und Klimadynamik
Düsternbrooker Weg 20
24105 Kiel
E-Mail: mlatif@ifm-geomar.de

Prof. Dr. Heiko Paeth
Geographisches Institut
Universität Würzburg
Am Hubland
97074 Würzburg
E-Mail: heiko.paeth@mail.uni-wuerzburg.de

Dipl.-Met. Michael Riemer
Institut für Meteorologie und Klimaforschung
Universität Karlsruhe / Forschungszentrum Karlsruhe
Kaiserstraße 12
76128 Karlsruhe
E-Mail: michael.riemer@imk.uka.de

Bezugsbedingungen von pro*met*

Herausgeber der Fortbildungszeitschrift pro***met*** ist der Deutsche Wetterdienst (DWD) mit Sitz in Offenbach am Main. Demzufolge erhalten die Mitarbeiter (Meteorologen und Wetterberater) des DWD sowie des Geoinformationsdienstes der Bundeswehr (GeoInfoDBw) pro***met*** auf dem Dienstweg. Ferner gibt der DWD pro***met*** kostenlos ab an die fest angestellten Mitarbeiter der meteorologischen Universitätsinstitute in Deutschland. Dabei verbindet der DWD die Hoffnung, dass auch dieser Empfängerkreis sich bereit erklärt, Themen zur Bearbeitung für pro***met*** zu übernehmen.
Die Verteilung der einzelnen Ausgaben vom pro***met*** an die genannten Empfängerkreise erfolgt zentral durch die Bibliothek des DWD. Wenden Sie sich daher bei Nichterhalt von pro***met*** bitte direkt dorthin:

DWD/Bibliothek, Kaiserleistraße 29/35, 63067 Offenbach am Main.

Personen sowie Institutionen, die nicht zu dem oben genannten Empfängerkreis gehören, können pro***met*** wie folgt erhalten:
durch den Kauf eines Einzelheftes
durch den Abschluss eines Belieferungsabonnements.

Ihre Bestellung richten Sie bitte an die Bibliothek des DWD, die Sie auch über die weiteren Bezugsbedingungen sowie Preise informiert.

Abschließend sei darauf hingewiesen, dass eine Übereinkunft zwischen dem DWD und der Deutschen Meteorologischen Gesellschaft e.V. (DMG) Mitgliedern der DMG ermöglicht, pro***met*** im Rahmen ihrer Mitgliedschaft kostenfrei zu erwerben. Weitere Einzelheiten können der Internet-Seite: http://www.dmg-ev.de/gesellschaft/publikationen/promet.htm entnommen werden.