

promet

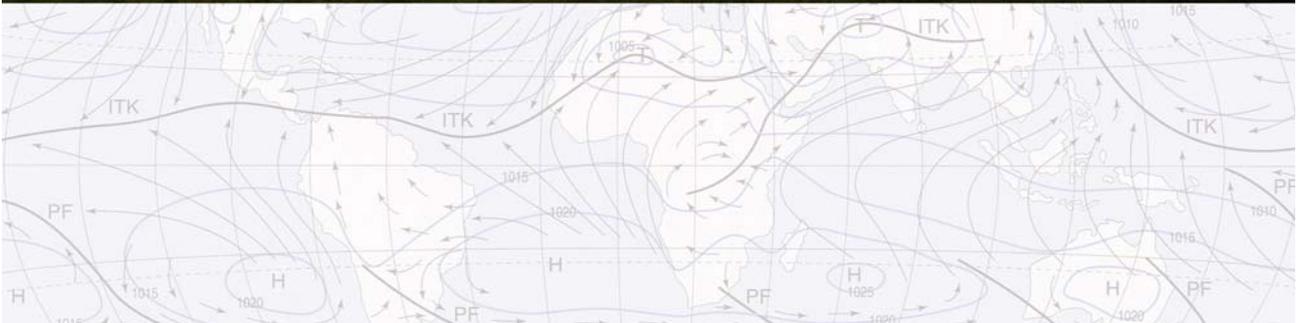
Jahrgang 32 Heft 3
2006

meteorologische fortbildung

Deutscher Wetterdienst



Klima und Wetter der Tropen



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 inter-annual 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 Jahre 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 Sommermonatsmonate 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 Konvektionssysteme 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-

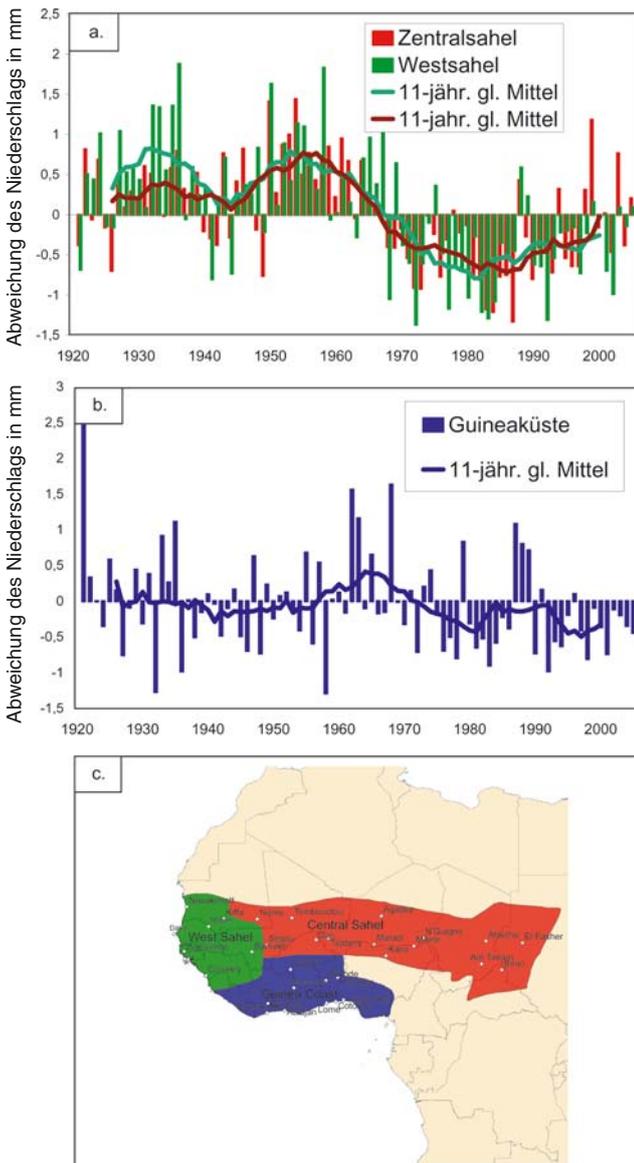


Abb. 2-1: Abweichungen des Juni bis September-Niederschlags für die Periode 1921–2005: (a) im Westsahel und dem zentralen Sahel und (b) in der Guineaküstenregion. Für alle Stationen einer Region wurde die Abweichung des Juni-September-Niederschlags vom Mittel der Bezugsperiode 1951–1990 mit der einfachen 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 Wasserdampfaushaltes. Im abschließenden Abschnitt 5 werden unter anderem der derzeitige Wissenstand im Hinblick auf die Rolle weltweiter Anomaliepattern der Ozeanoberflächentemperaturen für den Monsunniederschlag und die mögliche Überprägung dieses „externen“ Antriebs durch die Landoberflächencharakteristik auf dem westafrikanischen Subkontinent diskutiert.

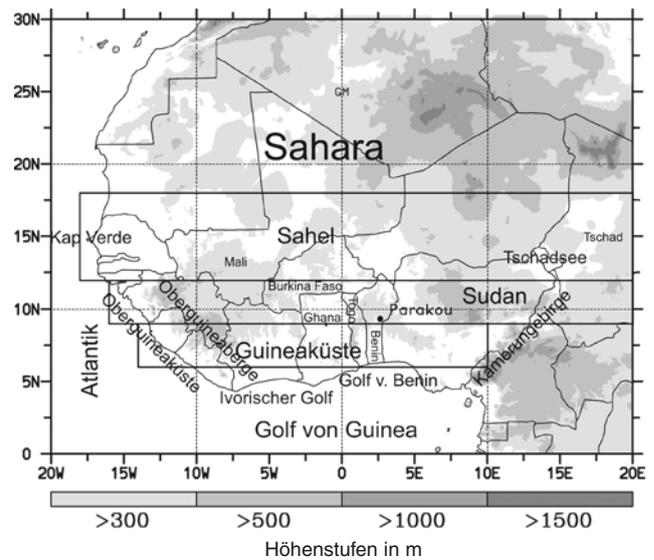


Abb. 2-2: Karte von Westafrika mit grober Einteilung in die Klima- und Vegetationszonen des Sahel, des Sudans und der Guineaküste. Die Orographie (in m) ist für vier verschiedene Höhenstufen schattiert dargestellt. Im Text genannte geographische Bezeichnungen sind in die Karte eingetragen.

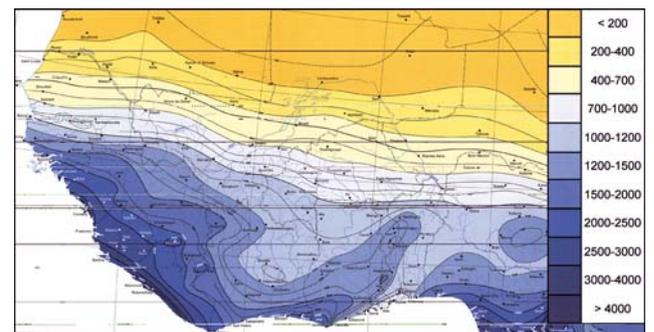


Abb. 2-3: Mittlerer Jahresniederschlag in mm für die Periode 1951–1989. Datenbasis für ganz Westafrika: 890 Stationen. Leicht verändert nach: VOLLMERT et al. 2003.

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 Ivoirischer 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 Savannenzzone 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 Äquaturnähe verharnt. 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 Bodenkonzonenzzone 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 handanalytisierten 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 Nordsummer 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 angege-

benen 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-

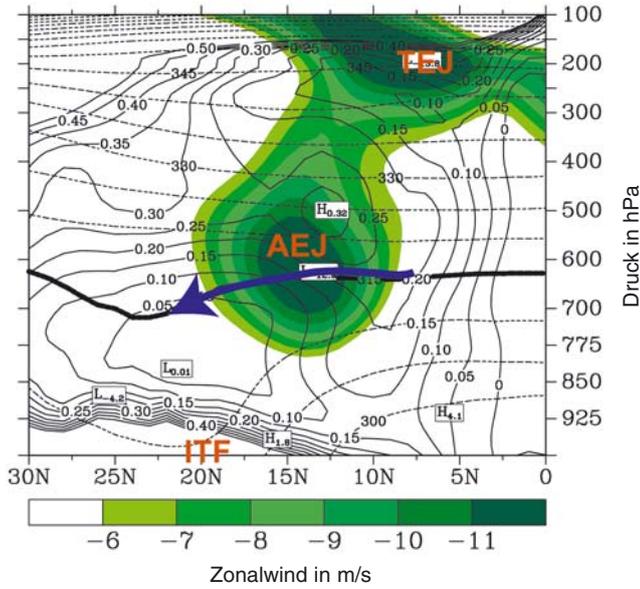


Abb. 2-4: Meridianschnitt der Isotachen des Zonalwindes (farbig), der potenziellen Vorticity (PV, durchgezogene Linien, Konturintervall: $0,05 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ K s}^{-1} \text{ kg}^{-1}$) und der potenziellen Temperatur (gestrichelte Linien, Konturintervall: 5 K) für den Zeitraum 30. 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.

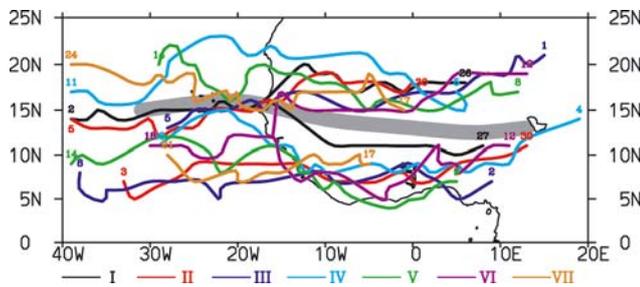


Abb. 2-5: Zugpfade der sieben nördlichen und südlichen Paarzyklonen afrikanischer Wellenstörungen (AEWs), die im Kernzeitraum vom 30. August bis zum 19. September 1974 auftraten. Paarweise auftretende Wirbel haben dieselbe Farbkodierung. Die Nummerierung ist chronologisch. Die Nummern am Beginn und Ende 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 graue 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 potenziellen Vorticity (PV) und der bodennahe Gradient der potenziellen Temperatur ein entgegengesetztes 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.: „African Easterly Waves“, 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 Niederschlagsystemen 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 („Integratives Management Projekt für einen Effizienten und Tragfähigen Umgang mit Süßwasser in Westafrika“) während des Sommermonsuns 2002 von Mai bis Mitte Oktober zweimal täglich Radiosonden aufgelassen 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).

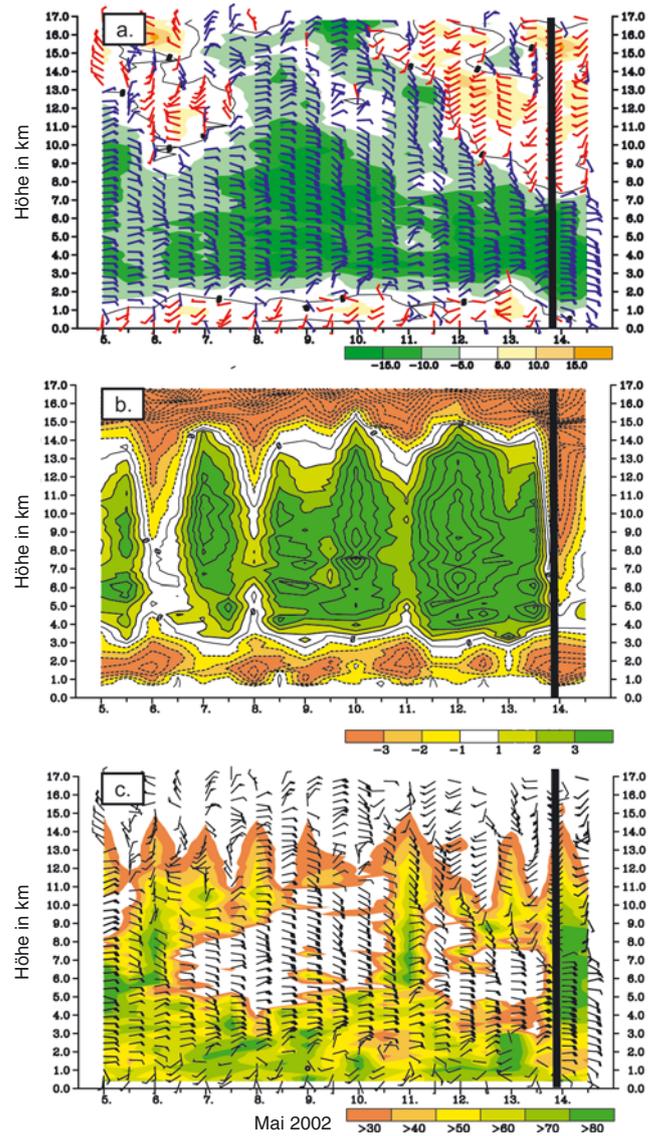


Abb. 2-6: Zeit-Höhenschnitt berechnet aus 12-stündlichen Radiosondenaufstiegen (00 und 12 UTC) in Parakou (Benin, 9° N/2° E) für den Zeitraum 5. Mai 2002 00 UTC bis 14. Mai 2002 12 UTC. (a) rote (blaue) Windpfeile repräsentieren eine West- (Ost-)komponente des Windes und die Farbschattierung stellt die 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 (Tropical Rainfall Measuring Mission, 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

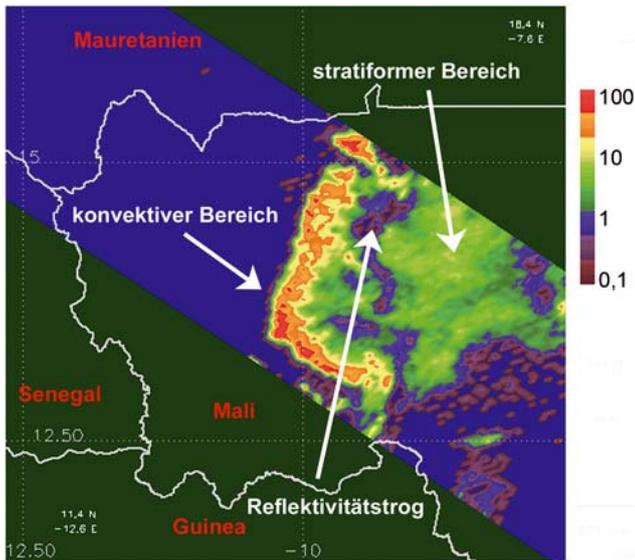


Abb. 2-7: Aus Daten des Regenradars auf dem TRMM-Satelliten abgeleitete Regenraten (TRMM-Produkt 2A25) einer Böenlinie über Mali vom 07.09.2002 um 21:45 UTC.

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 mesoskaligen 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 Jahresniederschlags. 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 niederschlagbarem Wasser ähnliche Regenmengen wie die hoch organisierten Böenliniensysteme verursachen können, 26 % des Jah-

resniederschlags 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 ungeschernten, 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,

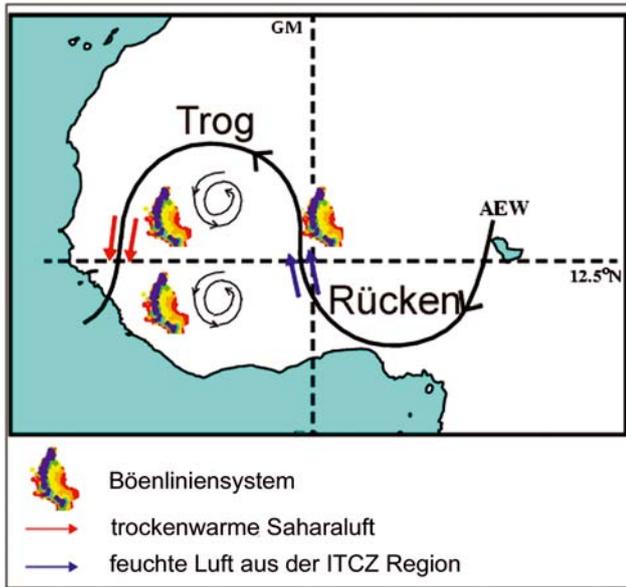


Abb. 2-8: Schema einer AEW in 850 bis 700 hPa und ihren im Trog liegenden zyklonalen „Zwillingswirbeln“. Die bevorzugten Regionen, in denen sich Böenliniensystem bilden, sind durch die stilisierten Regenraten eines solchen Systems relativ zur gezeigten AEW angedeutet.

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 berechneten und nicht berechneten 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 oberetro-

phosphärische 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 Wasserdampfes, 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 Wasserdampfes im Hochmonatsmonat 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

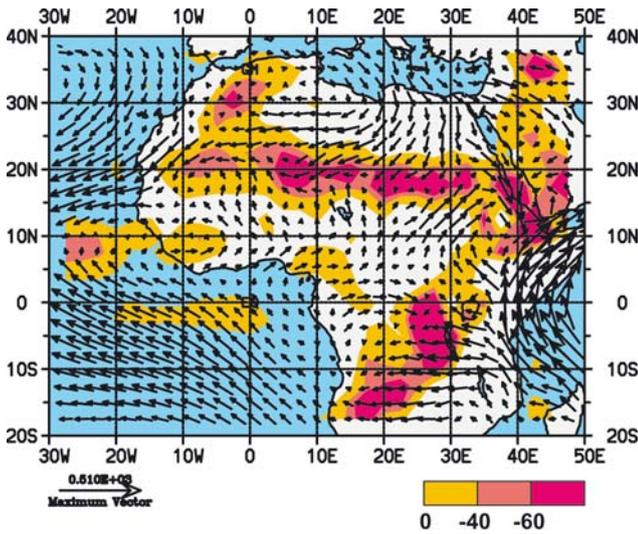


Abb. 2-9: Von 1000 bis 700 hPa integrierter Wasserdampfflussvektor in $\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}$ für den Zeitraum Juli bis September 1987–1993. Farbige unterlegt sind Gebiete mit Wasserdampfkonzvergenz in $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Die Datenquelle ist die erste Generation der ECMWF Re-Analysen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

DER 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 (Afrikanischer Monsun – Multidisziplinäre Analysen, <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.* **117**, 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.