

**GHANA DRY ZONE UND DAHOMEY GAP:  
URSACHEN FÜR EINE NIEDERSCHLAGSANOMALIE  
IM TROPISCHEN WESTAFRIKA**

Mit 10 Figuren

*Patrick Vollmert, Andreas H. Fink und Helga Besler*

*Erde*, 134 (4), 375-393.

**Achtung: Der hier abgedruckte Text kann in editorialen Details  
vom Originaltext abweichen**

Lead

Dieser Aufsatz ist eine Zusammenfassung der Staatsexamensarbeit des Erstautors, die mit dem Dr.-Prill-Preis der Kölner Gesellschaft für Erdkunde ausgezeichnet worden ist. Betreut wurde sie von meteorologischer und geographischer Seite, während die ozeanographische Komponente vom Erstautor selbst erarbeitet wurde. Nur über die Einbringung und Verknüpfung neuerer Erkenntnisse aus drei Disziplinen lässt sich die Besonderheit des Ghana- oder Dahomey Gap erfassen und erklären, das lange schon sowohl für Meteorologen als auch für Geographen eine Herausforderung darstellte. Damit ist diese Arbeit in besonderem Maße geeignet zu zeigen, wie wichtig integrative Problemsicht und Transdisziplinarität für das Verständnis einzelner Erdräume und einer hochkomplexen Umwelt sind.

Key words: Coastal divergence, Ekman transport, Squall Lines, Kelvin wave.

Zusammenfassung: Ghana Dry Zone und Dahomey Gap: Ursachen einer Niederschlagsanomalie im tropischen Westafrika

Die Ursachenfindung für die Trockenzone an der Guineaküste Afrikas steht im Mittelpunkt der Arbeit. Die vorhandene Literatur, die stets nur einige Aspekte betrachtet, kann diese Niederschlagsanomalie nicht hinreichend erklären. Erst ein interdisziplinärer, integrativer Ansatz, der neben den klimatologischen Verhältnissen auch neuere Erkenntnisse der Ozeanographie berücksichtigt, wird dem äußerst komplexen Wirkungsgefüge gerecht. Neben den bekannten litoralen Reibungsdivergenzen, der Strömungsdivergenz im Guinea-Strom und den Zugbahnen der Squall Lines kommt eine besondere Bedeutung einer kalten Kelvinwelle zu, die im äquatorialen Atlantik entsteht, an der afrikanischen Küste entlang

wandert und vor Ghana und Benin auf einen flachen Küstenschelf aufläuft. Für die Verlängerung der Trockenzone landeinwärts spielen dazu noch die Orographie in Richtung der monsunalen Luftmassenvorstöße und der Gewitterlinien sowie die Geschwindigkeitsdivergenz in Richtung auf das Sahara-Hitzetief eine wesentliche Rolle.

Résumé: Ghana Dry Zone et Dahomey Gap: les causes d'une anomalie pluviale en Afrique occidentale tropicale.

L'objectif de cette contribution est d'expliquer le corridor aride dans la forêt tropicale humide guinéenne. Dans la littérature existante ne sont considérés que quelques aspects qui ne peuvent pas expliquer d'une manière satisfaisante l'anomalie pluviale. Afin d'analyser les interactions extrêmement complexes, une approche interdisciplinaire et intégrative qui, à côté des faits climatologiques, tient également compte des nouveaux résultats de recherche en océanographie est nécessaire. Outre les divergences atmosphériques littorales, outre la divergence dans le courant guinéenne et outre les trajectoires des lignes de grains, une onde de Kelvin froide joue un rôle important. Elle se forme dans l'Atlantique oriental équatorial, se propage le long de la côte africaine et monte finalement avec la plate-forme continentale dans la région de Ghana et du Bénin. Quant à l'extension septentrionale du corridor aride, le relief sur la route des poussées de la mousson et sur les trajectoires des lignes de grains ainsi que la divergence de vitesse vers la dépression thermique saharienne sont également essentiels

Summary: Ghana Dry Zone and Dahomey Gap: Causes of a rainfall anomaly in tropical West Africa

The contribution focuses on an explanation for the dry corridor in the Guinean rain forest belt in western Africa. The existing literature, considering always a few aspects only, cannot

sufficiently explain this precipitation anomaly. An interdisciplinary, integrative approach, including new results of research in oceanography besides the climatological facts, is necessary to deal with the extremely complex pattern of interactions. In addition to the well-known atmospheric coastal divergences, the Ekman divergence in the Guinea current and the trajectories of squall lines, a cold oceanic Kelvin wave plays an important part. Being generated in the equatorial eastern Atlantic and propagated along the African coast, it is finally shoaling on the continental shelf rising in the region of Ghana-Benin. For the northward extension of the dry corridor also the topography along the path of monsoonal air masses and squall lines as well as the velocity divergence towards the Saharan Low are of importance.

## 1 Einleitung

Wer im Atlas eine Niederschlags- oder Vegetationskarte von Afrika aufschlägt, dem wird an der Guineaküste im Isohyetenverlauf oder im Regenwaldgürtel eine seltsame Lücke auffallen, die so genannte *Ghana Dry Zone* oder das *Dahomey Gap* (Jenik 1984). Die küstennahe Trockenzone liegt im Bereich Ghanas und Togos und wird daher Ghana- bzw. Togo-Trockenzone genannt (Griffiths 1972, Buckle 1996). Weniger bekannt ist die sich nordöstlich anschließende, von Südost-Togo und Mittel-Benin bis nach West-Nigeria reichende Trockenzone (vgl. Fig. 2). Die sich westlich und östlich erstreckenden natürlichen immergrünen tropischen Regenwälder werden hier von einer Savannenzone unterbrochen, die als *Dahomey Gap*, *Dahomey Corridor*, *Volta Savannah Corridor* oder auch *Dahomey Interval* (Dahomey heißt heute Benin) bezeichnet wird (Jenik 1984). Seit dem letzten Glazial bildet diese Schneise eine natürliche Trockenbarriere für Pflanzengesellschaften sowohl in westlicher als auch in östlicher Richtung (Anhuf und Frankenberg 1991). Die Waldlücke ist also nicht anthropogener Entstehung. Ihre Existenz lässt sich anhand der vorliegenden Literatur nicht ausreichend erklären.

Es finden sich einige Arbeiten, die auf die Ghana-Küstentrockenzone hinweisen und Vermutungen über die Gründe der Trockenheit anstellen. Dabei lassen sich regionale und großräumige Ursachen unterscheiden. Buckle (1996, 213) vermutet, die ‚Ghana-Togo-Trockenzone‘ liege unter einem absteigenden Ast der Ost-West orientierten Walkerzirkulation. Acheampong (1982) macht das sich nach Norden ausdehnende südhemisphärische Subtropenhoch dafür verantwortlich, dass östlich des Kaps der drei Spitzen (vgl. Übersichtskarte in Fig. 1) im Sommer stabilisierende Einflüsse wirksam werden. Diese Argumentation geht in die Richtung zahlreicher Erklärungsansätze für die ‚Kleine Trockenzeit‘ im Juli und August (Ireland 1962; Omotosho 1988), die ebenfalls durch die Ausdehnung des St. Helena-Hochs bis in den Küstenbereich beeinflusst wird.

Diese Erklärungsansätze haben jedoch zwei Schwachpunkte: Zum Einen werden wesentliche Beiträge zum Niederschlagsdefizit in der Ghana-Trockenzone nicht in der ‚Kleinen Trockenzeit‘ akkumuliert, sondern in der ersten Hauptregenzeit im Mai und Juni; zweitens ist es schwer nachvollziehbar, warum der Rest der Guineaküste von den Niederschlag unterdrückenden großräumigen Absinkprozessen ausgespart bleiben sollte.

Im Hinblick auf regionale Ursachen äußerte bereits 1962 *Trewartha* (zitiert in *Griffiths* 1972, 225) die Vermutung, dass kaltes Auftriebswasser unmittelbar vor den Küsten Ghanas und Togos die untere Troposphäre stabilisiert und zusätzlich Küstenreibungsdivergenz zu einem Absinken über dem betreffenden Küstenabschnitt führt. Eine Gewichtung dieser beiden Erklärungsansätze zusammen mit den Gründen für die ausgeprägte, kleinräumige sommerliche Kaltwasserzone im westlichen Teil der Bucht von Benin sowie die schwächere, weiträumige Abkühlung der Ozeanoberfläche in der Äquatorzone des Guineagolfs bilden daher einen Schwerpunkt des vorliegenden Aufsatzes.

Ein zweiter Schwerpunkt liegt in der Diskussion potenzieller Ursachen für die sich anschließende Dahomey-Trockenzone, für welche obige Argumente wegen ihrer lokalen Auswirkungen nicht oder nur abgeschwächt greifen können. Hierbei werden die Beiträge troposphärischer Windfelder, die Rolle der Orographie und die Bedeutung der Meeresoberflächentemperaturen diskutiert und qualitativ bewertet. Der innovative Ansatz der Arbeit liegt in der gleichzeitigen Betrachtung der Charakteristika einerseits und der Ursachen der Ghana- und Dahomey-Trockenzone andererseits. Beide Zonen unterscheiden sich dabei nicht nur klimageographisch in Bezug auf den Jahresgang der Niederschläge und den Typus der wichtigsten regenbringenden Ereignisse, sondern auch in Bezug auf die Gründe für die klimatische Trockenheit.

## 2 *Klimageographische Eigenschaften von Ghana- und Dahomey-Trockenzone*

Die betrachteten Trockenzonen liegen im Einflussbereich des westafrikanischen Monsuns. Die Konfluenzzone im Bodenniveau zwischen trockenem Nordostpassat aus der Sahara (Harmattan-Winde) und den vom Guineagolf her wehenden monsunalen Südwestwinden, die sogenannte ‚*Intertropische Diskontinuität*‘ (ITD) (die nicht mit der ITC verwechselt werden darf), liegt in der Trockenzeit zwischen Mitte November und Mitte März etwas nördlich der Guineaküste bei 6-8° N und auf dem Höhepunkt des Monsuns im August bei 22° N (*Hastenrath* 1990). Die witterungsklimatisch interessantere Zone der ITC-Zone mit maximalen Niederschlägen liegt im Sommer 10-15°, im Winter dagegen nur 5-7 Breitengrade südlich der ITD im Bereich maximaler troposphärischer Säulenkonvergenz (*Weischet und Endlicher* 2000, 255; *Hastenrath* 1990, 174), was zeigt, dass die Konvergenzzone nach Norden abdacht. Die nördlichen Ausläufer des zonalen Gürtels maximaler Niederschläge erreichen das Nigerdelta und die südlichsten Spitzen der Guineaküste bei 4° N Ende März (vgl. u.a. *Bello* 1996) und ziehen sich Mitte bis Ende November wieder auf den Golf von Guinea zurück.

Die jahreszeitliche Nord-Südverlagerung der Regenzone bewirkt an der Guineaküste eine bimodale Verteilung im Jahresgang des Niederschlags. Dies geht aus den in Fig. 3a dargestellten Niederschlagsdiagrammen für die zwischen 5-6° N liegende Küstenstation Accra als Beispiel für die Ghana-Trockenzone sowie für Cotonou und Lagos hervor. Die erste und intensivere Regenzeit gipfelt im Juni, die zweite im Oktober. Dazwischen liegt die sogenannte ‚Kleine Trockenzeit‘ mit maximaler Ausprägung im August. An den etwa 200 km landeinwärts bei 8° N gelegenen Stationen Atakpame, Save und Ilorin fehlt eine ausgeprägte ‚Kleine Trockenzeit‘ (Fig. 3b), die Verteilung bleibt aber schwach bimodal, wobei hier im Landesinneren die zweite Regenzeit im September anteilig deutlich stärker zum Jahresniederschlag beiträgt als dies an der Küste der Fall ist. Das dreidimensionale

Zeit-Breiten-Niederschlagsdiagramm in Fig. 4 veranschaulicht diese Ergebnisse für die Periode 1951-1989 in einem über  $1-3^{\circ}$  E gemittelten Meridionaltransekt, welcher von der Küste ( $6^{\circ}$  N) bis in die nördliche Sudanzone ( $11^{\circ}30'$ N) reicht und auf täglichen Messungen von 42 Regenmessern in Benin beruht (*Institut de Recherche pour le Développement: IRD, Frankreich*). Die Asymmetrie der Küstenregenzeiten und die eingelagerte ‚Kleine Trockenzeit‘ ist augenfällig. Dieses Küstenjahresniederschlagsregime verliert sich rasch im Landsinneren bei  $7^{\circ}30'$  N, um zunächst über ein sogar schwach dreigipfeliges Regime bei  $8^{\circ}$  N in ein bimodales Regime mit maximalem Regen im September überzugehen. Schließlich deutet Fig. 4 an, dass die Regenzeit nördlich von  $10^{\circ}$  N sukzessive in eine unimodale Regenzeit übergeht, die Ende August ihren Höhepunkt erreicht.

Neben dem mittleren Jahresgang des Niederschlags enthüllt besonders der mittlere Tagesgang der Niederschlagswahrscheinlichkeit in den Tropen einiges über die Niederschlag erzeugenden Prozesse. Niederschlagsintensitäten in Minutenauflösung sind aber für die afrikanischen Tropen mangels digitaler Pluviographen kaum verfügbar. Für die sechs synoptischen Stationen Benins wurden derartige Daten vom IRD von 1969 bis 1998 aus Pluviographenstreifen manuell digitalisiert. Figur 5 zeigt für die im Mittelgebirge des Atakora gelegene Station Natitingou ein ausgeprägtes Maximum der Niederschlagswahrscheinlichkeit zwischen 16-17 UTC, das entspricht 17-18 LST (*local solar time*). In dieser gebirgigen Region sorgt die nachmittägliche Überhitzung regelmäßig für Wärmegewitter, und das Atakoragebirge paust sich in der Isohyetenkarte (Fig. 2) als feuchtere Zone in Nordwestbenin durch. Die in der Tafellandschaft der Dahomey-Trockenzone gelegene Station Parakou weist dagegen ein breites nächtliches Maximum zwischen 1 und 6 LST auf. Hierfür sind, wie später noch gezeigt werden wird, langlebige, westwärts wandernde Gewitterlinien (*Squall Lines*) verantwortlich. Schließlich zeigt Fig. 5 für die Guineaküstenstation Cotonou ein für die Küste typisches, ausgeprägtes Maximum



der Niederschlagswahrscheinlichkeit zwischen 8-12 LST. Nachts über dem warmen, destabilisierenden Meerwasser des Guineagolfes entstandene Schauerzellen wandern mit Tagesbeginn mit der den auflandigen monsonalen Südwestwinden überlagerten Seewindkonvergenz (Geschwindigkeitskonvergenz) landein und können in den Abendstunden Gebiete mit einer Küstenentfernung von maximal 100-150 km erreichen. Da diese Schauerzellen ihren Ausgang über dem Meerwasser haben, ist der Einfluss der Meerwassertemperatur auf die Küstenniederschläge naheliegend. Deren Rolle für das Entstehen der Ghana-Trockenzone wird im Folgenden bewertet.

### *3 Rolle der Ozeantemperaturen für die Trockenzone*

#### *3.1 Zeitliche Entstehung des Defizits und Jahresgang der Meerwassertemperatur*

Um die Gründe für die Küstentrockenheit zu finden, soll zunächst die zeitliche Übereinstimmung der Akkumulation des Niederschlagsdefizits mit dem Auftreten der Kaltwasseranomalie in der westlichen Bucht von Benin untersucht werden. Zur Bestimmung derjenigen Monate, in welchen sich die große Differenz zwischen Stationen innerhalb der Trockenzone und Stationen außerhalb ergibt, wurde der mittlere jährliche Niederschlagsgang innerhalb der Ghana-Trockenzone am Beispiel von Accra mit einem ‚Mittelwert Guineaküste‘ verglichen. Für den ‚Mittelwert Guineaküste‘ wurden Küstenorte außerhalb der Ghana-Trockenzone, aber mit einem vergleichbaren Jahresgang des Niederschlags (bimodal, ergiebiger erste Regenzeit, ‚Kleine Trockenzeit‘ im August) herangezogen. Dieses Kriterium wird von den Küstenstationen östlich von Kap Palmas bis in den Westen Nigerias hinein ausnahmslos erfüllt (vgl. Fig. 3a).

Das Balkendiagramm in Fig. 6 stellt für die Periode 1951-1989 den prozentualen Anteil des monatlichen Defizits am Jahresdefizit zwischen dem Jahresniederschlag an der Station Accra und dem Jahresmittel der vier ausgewählten Feuchtstationen Tabou, Sassandra,

Abidjan (alle Elfenbeinküste) und Lagos (Nigeria) dar. Man erkennt, dass das Jahresdefizit in der Ghana-Trockenzone hauptsächlich in den Monaten Mai bis Juli (insgesamt 56%) akkumuliert wird. Im Zusammenhang mit Fig. 3a lässt sich konstatieren, dass in der Küstentrockenzone insbesondere die Kappung der großen ersten Regenzeit für die niedrigen Jahressummenwerte verantwortlich ist. Folglich muss sich die Ursachenforschung auf die atmosphärischen und ozeanographischen Bedingungen in diesen Monaten konzentrieren.

Der monatliche Gang der Meerwassertemperatur vor dem ghanaischen Hafen Tema im Zentrum der Kaltwasseranomalie (*Picaut* 1983) zeigt, dass der Rückgang der Meerwassertemperatur im Juni beginnt und auf dem Höhepunkt der ‚kleinen Trockenzeit‘ im August sein Maximum erreicht (Fig. 6). Die Temperaturen fallen deutlich um fast  $7^{\circ}\text{C}$  von über  $28^{\circ}\text{C}$  auf  $21,5^{\circ}\text{C}$  ab. Die hohen, konvektionsfördernden Meerwassertemperaturen im Mai und die erst langsam von diesem hohen Niveau fallenden Temperaturen im Juni lassen aber eine führende Rolle der Ozeantemperatur als Ursache für die Ghana-Trockenzone unplausibel erscheinen, weil gerade in diesen beiden Monaten 41% des Jahresdefizits akkumuliert wird. Andererseits suggeriert der niedrige absolute Juliwert von 68 mm in Accra, dass das kalte Meerwasser vor Ghana die Kleine Trockenzeit an diesem Küstenabschnitt besonders frühzeitig und ausgeprägt zur Geltung bringt (vgl. Fig 3a). Dieser Punkt und die Ursachen für das Kaltwasseraufquellen an der Küste werden im folgenden Kapitel betrachtet.

### *3.2 Ursachen und Auswirkungen der Abkühlung des Guineagolfs im Nordsommer*

Die in Abschnitt 3.1 diskutierte Reduktion der Meerwassertemperatur in Tema ist charakteristisch für das Erscheinen von kaltem Wasser entlang der Guineaküste in den Monaten Juni bis September. Die Kaltwasserregion erstreckt sich östlich von Kap Palmas bis etwa zur Grenze zwischen Togo und Benin. Besonders deutlich tritt das Phänomen an den südwest-nordostorientierten Küstenabschnitten der westlichen Elfenbeinküste und der

Goldküste in Erscheinung, wo die jährliche Amplitude der Monatsmittel der Meerwassertemperatur mehr als  $5^{\circ}\text{C}$  beträgt. Dabei werden an der ghanaischen Goldküste nicht nur die absolut niedrigsten Meerwassertemperaturen beobachtet, welche regelmäßig für einige Tage die  $20^{\circ}\text{C}$  Marke unterschreiten, sondern die Ausdehnung des kalten Wassers reicht auch weiter in den offenen Ozean hinein (vgl. *Houghton 1976; Moore et al; 1978; Picaut 1983*). Dies hat zur Folge, dass das kalte Wasser auf dem Kontinentalschelf vor Ghana selbst in der mäßigen Auflösung der Ozeantemperaturen von  $1^{\circ} \times 1^{\circ}$  Länge und Breite in Fig. 7 an der fett gezeichneten  $25,5^{\circ}\text{C}$  Juliisotherme erkennbar wird. In dem in Fig. 7 gezeigten Julimittel der Periode 1968-1998 fällt jedoch die großräumige Kaltwasserzone im Guineagolf knapp südlich des Äquators viel deutlicher ins Auge. Die Mechanismen, welche die markante Absenkung der Ozeanoberflächentemperaturen an Teilabschnitten der nördlichen Guineaküste und die geringere Abkühlung im äquatorialen Guineagolf bewirken, sind in der geographischen Literatur bisher kaum beschrieben worden. Möglicherweise liegt das an den damit verknüpften, äußerst komplexen ozeanographischen und meteorologischen Wechselwirkungen.

Die Tatsache, dass die Temperaturabsenkung Maximalwerte an denjenigen Küstenabschnitten annimmt, deren Küstenverläufe nahezu parallel zur der vorherrschenden monsunalen Windrichtung ‚Südwest‘ liegen, lässt es zunächst plausibel erscheinen, das Aufquellen als Folge des durch den Windschub verursachten Ekmantransportes anzusehen, bei welchem auf der Nordhalbkugel Meerwasser in der Reibungsschicht senkrecht zur Windrichtung nach rechts abgelenkt wird. An der westlichen Elfenbeinküste und besonders an der Goldküste würde die Ekmandrift Wassermassen senkrecht von der Küste weg in Richtung offenes Meer treiben, so dass aus Kontinuitätsgründen kaltes Meerwasser aus der Tiefe nachquellen würde. Eine Ekmandrift wird auch beobachtet, allerdings weist *Picaut (1983)* darauf hin, dass das vor der Küste bei Abidjan beobachtete Aufquellen mit  $7\text{ m/Tag}$

um den Faktor 10 größer ist, als es nach den Berechnungen von *Verstraete et al.* (1970) allein durch die beobachteten Windstärken zu erwarten wäre. *Verstraete et al.* (1980) stützen den Vorbehalt gegenüber der Erklärung durch den Ekmantransport weiterhin dadurch, dass der Zeitraum, in dem der Wind an der Küste in entsprechender Richtung und Stärke weht, von April bis Oktober andauert, während das Aufquellen selbst nur zwischen Juni und September mit Maximum im August beobachtet wird. Ein Maximum des Windes für den August lässt sich ebenfalls nicht nachweisen. *Houghton* (1976) weist in diesem Zusammenhang auf das Fehlen einer für küstennahe Aufquellgebiete charakteristischen Korrelation zwischen Wind, Höhe der Meeresoberfläche und küstenparalleler Strömung hin. Mit einer ähnlichen Argumentation kann man zeigen, dass auch der Einfluss des Kapeffekts auf die Absenkung der Wassertemperatur eher vernachlässigbar sein muss. Danach würde der sommerliche Rückgang der Wassertemperaturen aus der Durchmischung von warmem Oberflächenwasser mit kälterem Wasser aus der Tiefe durch Wirbelbildung im nach Osten setzenden Guineastrom am Kap Palmas und am Kap der drei Spitzen resultieren (*Marchal und Picaut* 1977; *Binet* 1997). Da aber der Guineastrom zum größten Teil vom Wind getrieben ist und von April bis Oktober etwa eine konstante Stärke aufweist, kann man auch hier vermeintliche Ursache und Wirkung zeitlich nicht korrelieren, denn das Aufquellen findet nur zwischen Juni und September statt. Was ist also der eigentliche Grund für das Erscheinen des kalten Wassers vor der Küste?

*Moore et al.* (1978, 639) weisen zuerst darauf hin, dass das Minimum der Meerestemperatur zunächst in den östlichen Küstenbereichen der Guineaküste auftritt und sich dann nach Westen verlagert. *Picaut* (1983) beobachtet dieses fortschreitende Signal im gesamten Kaltwasserbereich zwischen Cotonou und Kap Palmas und quantifiziert die Fortpflanzungsgeschwindigkeit mit 0.6-0.7 m/s. *Moore et al.* (1978) und *Picaut* (1983) vermuten, dass es sich bei dem westwärts wandernden Temperatursignal um eine Küsten-

Kelvinwelle handelt, welche aus einer vor Kap Lopez (Gabun) polwärts in beide Hemisphären reflektierten, äquatorialen Kelvinwelle hervorgegangen ist.

Bei der äquatorialen Kelvinwelle handelt es sich um eine äquatorialsymmetrische Flachwasser-Schwerewelle im Ozean. Ihre Wellenlänge liegt in der Größenordnung von 10000 km, so dass die Wirkung der Corioliskraft im Gegensatz zu kleinräumigen Strömungen am Äquator in den Bewegungsgleichungen nicht vernachlässigt werden darf. Der Vorzeichenwechsel der Corioliskraft am Äquator sorgt bei der Kelvinwelle dafür, dass die ostwärts wandernde Welle in beiden Hemisphären an den Äquator ‚gedrückt‘ wird. Dadurch steilt sich der Wellenberg exponentiell gegen den Äquator auf. Im Falle der Küsten-Kelvinwelle fungiert dann die Küste als materieller Beckenrand. Während die äquatoriale Kelvinwelle etwa 350 km nördlich und südlich des Äquators spürbar wird, beschränkt sich die Wirkung der Küsten-Kelvinwelle auf der Breite der Guineaküste ( $5^{\circ}$  N) nur auf einen Küstenstreifen von 100 km (vgl. *Adamec und O' Brien* 1978). Da die Störungsgeschwindigkeit der Teilchen im Wellenberg der Kelvinwelle der Fortpflanzungsrichtung entspricht, lässt sich auch verstehen, warum die Kelvinwelle am Äquator nur nach Osten und an einer zonalen Küste in der Nordhemisphäre nur nach Westen wandern kann - nur bei dieser Richtung wird der Wellenberg durch die Corioliskraft gegen den virtuellen Beckenrand ‚Äquator‘ bzw. gegen die Küste ‚gedrückt‘. Sowohl das anhand der geringeren Wassertemperaturen in Fig. 7 erkennbare äquatoriale Aufquellen als auch das Aufquellen an der Küste wird durch das sich mit der Phasengeschwindigkeit der Kelvinwelle von 1 m/s fortpflanzende, lokale Anheben der Temperatursprungschicht (Thermokline) beim Durchgang des Wellenberges im Ozean verursacht. Die Thermokline trennt das oben liegende warme und salzarme Wasser der Mischungsschicht vom kalten Tiefenwasser. Sie liegt an der Goldküste bei 21 bis  $23^{\circ}$  C Wassertemperatur (*Houghton*

1976), was belegt, dass die Passage der ‚kalten‘ Küsten-Kelvinwelle die Thermokline dort zeitweilig bis an die Meeresoberfläche bringt.

Es stellt sich die Frage, wie und wo die äquatoriale Kelvinwelle angeregt wird und warum die Küsten-Kelvinwelle zwischen Kap Lopez und Cotonou nicht beobachtet wird. Die Initialzündung für die Vorgänge im Golf von Guinea liegt im äquatorialen Atlantischen Ozean westlich von  $20^{\circ}$  W, wo es (fast) jedes Jahr Anfang Mai zu einem zunehmenden Windschub Richtung Westen kommt (*Mitchel und Wallace 1992*). Dieser verstärkte Windschub ist Folge der sich zu dieser Jahreszeit verstärkenden und meridional verbreiternden Passatwinde sowohl auf der Südhemisphäre als auch auf der Nordhemisphäre (*Picaut 1983*). Über dem östlichen Teil des Atlantiks, der südlich des westafrikanischen Kontinents liegt, nehmen dagegen zur gleichen Zeit Winde mit einer südlichen Komponente an Stärke zu, die in das sommerliche Hitzetief über der Sahara strömen (Monsune). Im Übergangsbereich zwischen dem passatischen und dem monsunalen Windregime bei rund  $20^{\circ}$  W kommt es wenig nördlich des Äquators zu einer Divergenz der durch Ekmantransport hervorgerufenen Strömungen (Fig. 8). Die Nordostpassate führen zu einem Ekmantransport nach Nordwesten, während die Süd- bis Südwestmonsune Ekmantransport nach Ost-Südost verursachen (Fig. 8). Die Divergenz innerhalb der Mischungsschicht führt dazu, dass sich deren Mächtigkeit verringert und damit ihre Gewichtskraft abnimmt. Als Folge hebt sich die darunter liegende Thermokline isostatisch an und salzreiches, kaltes Tiefenwasser steigt am Äquator bis nahe an die Oberfläche an (*Vollmert 2001*). Die Anhebung der Thermokline im Westatlantik pflanzt sich dann als ‚kalte‘ Kelvinwelle mit etwa 1 m/s nach Osten fort und erreicht in etwas mehr als einem Monat Kap Lopez, um von dort ausgehend in 28 Tagen, also etwa Anfang Juli, die Goldküste zu erreichen.

Betrachtet man die Amplitude der Kaltwasseranomalie beim Durchgang der Guineaküsten-Kelvinwelle, so erkennt man, dass genau in den Küstenabschnitten die

Temperaturabsenkung besonders stark ist, in denen der Windvektor weitgehend parallel zur Küste gerichtet ist und damit den Ekmantransport unterstützt. Dagegen wird in der Bucht von Biafra und an der westafrikanischen Pfefferküste, wo durch auflandige Winde der Ekmantransport das Aufquellen nicht fördern kann, teilweise überhaupt keine Absenkung der Ozeantemperatur beobachtet. Hier findet man eine zu tief liegende Thermokline unter einer mächtigen Schicht aus leichtem, weil vergleichsweise salzarmem Meerwasser. Hieraus ergibt sich eine wesentliche Schlussfolgerung: Die küstenparallelen Winde und der daraus resultierende Ekmantransport leisten über das lokale Anheben der Thermokline eine wichtige Voraussetzung für die Kaltwasseranomalie an der Guineaküste. In der Literatur wird weiterhin ein allgemeines sommerliches Anheben der Thermokline zur Küste hin durch die Beschleunigung des Guineastroms diskutiert, welches sich ergeben muss, um den beschleunigten Meeresstrom wieder in das geostrophische Gleichgewicht zu bringen (vgl. z.B. *Philander* 1979). Die Hauptursache für das Absinken der Wassertemperaturen vor der Küste scheint aber letztlich die Passage der vor der Äquatorküste Zentralafrikas reflektierten und entlang der Guineaküste wandernden Küsten-Kelvinwelle zu sein. Es handelt sich also bei dem Aufquellen um eine komplizierte Überlagerung von Lokal- und Fernkräften (*Binet und Servain* 1993). *Tomczak und Godfrey* (1994, 277) haben ohne Zweifel Recht, wenn sie von einer ‚rather unique coastal upwelling region‘ sprechen.

Welche Auswirkungen haben die Kaltwasseraufquellgebiete im Golf von Guinea auf den Niederschlag im tropischen Westafrika? Direkt über dem kälteren Ozeanwasser und stromab des Bodenwindes wird zum einen die konvektiv verfügbare potenzielle Energie bodennaher Luftpakete durch reduzierte Verdunstung, geringeren sensiblen Wärmeinhalt und bodennahe Sperrschichten (Inversionen) herabgesetzt. Zum anderen können großräumige Anomalien der Meeresoberflächentemperaturen über ihren Einfluss auf die Hadleyzirkulation die Breitenlage und Aktivität des weit entfernten sommerlichen

Niederschlagsgürtels über Westafrika modifizieren (vgl. u.a. *Wagner und Da Silva* 1994). Eine direkte Beeinflussung des Niederschlagsgeschehens an der Guineaküste durch das südäquatoriale Kaltwassergebiet in Fig. 7 über die Reduzierung des Energiegehaltes von Luftpaketen, welche im Luftmassenursprungsgebiet der Guineaküste im Südostatlantik vor Angola starten (vgl. die schattierte Trajektoriendichte für Juli 1988 in Fig. 7) und zunächst die Kaltwasserzone südlich des Äquators passieren, ist eher unwahrscheinlich. Aus der Gleichung 11 bei *Raymond* (1995) lässt sich für die über dem nordäquatorialen Guineagolf herrschenden Windgeschwindigkeiten und höheren Wassertemperaturen von etwa  $26^{\circ}\text{C}$  abschätzen, dass ein Luftpaket nach maximal 300-350 km Pfadlänge über diesem Warmwasser die Guineaküste ausreichend labilisiert erreicht. Dagegen muss das Überstreichen der küstennahen Aufquellzone mit zunehmender Pfadlänge im unmittelbar stromab gelegenen Hinterland die Konvektionsbereitschaft deutlich herabsetzen. Eine genauere Betrachtung der Fig. 7 und von hier nicht abgedruckten Detailansichten von Karten mit Trajektoriendichteverteilungen und Einzeltrajektorien, welche für die Monate Juni bis September 1988 und für mehrere Endpunkte in der Dahomey-Trockenzone gerechnet wurden, verdeutlichen, dass Luftpakete, welche den südlichen Teil der Dahomey-Trockenzone bei etwa  $7-8^{\circ}\text{N}$  durchströmen, zuvor eine maximale küstenparallele Trajektorie über dem ausgeprägten Kaltwassergebiet vor Ghana aufweisen. Dadurch erscheint es plausibel, dass hier das kalte Ozeanwasser die Jahresregensmengen reduziert, möglicherweise über die Kappung des Maximums der zweiten Regenzeit im September (vgl. *Save* in Fig. 3b). Für Zielgebiete im Norden der Dahomeytrockenzone südöstlich von Parakou überstreicht der Südwestmonsun das Togogebirge mit Höhen von fast 1000 m, so dass hier vermutlich ein Teil der Feuchtigkeit orographisch aus den Monsunwinden herausgekämmt wird. In der unmittelbaren Küstentrockenzone, welche häufig am Vormittag von küstennah entstandenen Schauerzellen beregnet wird, ist der Einfluss einer reduzierten



Wassertemperatur unmittelbar einleuchtend. Durch Vergleich des Jahresgangs der Niederschläge und der Wassertemperatur ersieht man jedoch, dass das küstennahe Aufquellen eher für die deutliche und frühzeitige Ausprägung der kleinen Trockenzeit entlang der vom Aufquellen betroffenen Zonen der Guineaküste verantwortlich gemacht werden kann, als für die Kappung der ersten Regenzeit im Mai und Juni. Im übrigen ist die Kleine Trockenzeit östlich und westlich des Hauptaufquellgebiets, also in Liberia und im Nigerdelta, wo der Ekmantransport wie oben beschrieben nicht mehr wirksam werden kann, kaum noch vorhanden, und die Regenzeit wird unimodal. Besonders in den Monaten Mai und Juni müssen also dynamische Faktoren die Niederschlagsbereitschaft in der Ghana-Trockenzone herabsetzen.

#### *4 Die Rolle klimatologischer Windfelder für die Trockenzonen*

Wichtige dynamische konvektionshemmende Einflussfaktoren sind divergente Strömungskomponenten in Höhen unter 8 km und ein konvergentes Windfeld in Höhen von etwa 12-15 km. Figur 9a zeigt die mittleren Windverhältnisse in der Monsunschicht auf dem 925 hPa Druckniveau (etwa 780 m) für Mai und Juni der Periode 1979-1993, den Monaten mit maximalen Niederschlägen an der Guineaküste (vgl. Fig 3a). Datengrundlage der Fig. 7-9 sind die Re-Analysen des Europäischen Zentrums für mittelfristige Wettervorhersage (EZMW) in Reading, U.K. Man erkennt in der Fig. 9a an der Schattierung mit hellen Grautönen ein parallel zur Ghana-Togoküste verlaufendes Divergenzmaximum, welches dann zonal nach Osten umbiegt. Ersteres ist auf die reibungsbedingte Küstendivergenz, letzteres auf die Beschleunigung der Winde (Geschwindigkeitsdivergenz) in Richtung des Monsuntiefs in der Nähe des Tschadsees zurückzuführen (siehe Buchstabe ‚T‘ in Fig. 9a). Die Beschleunigung ist Folge der zunehmenden Scharung der Höhenschichtlinien (Isohypsen) nordöstlich des Beningolfes. Die hier gezeigten Ergebnisse für die erste große

Regenzeit lassen vermuten, dass die Trockenheit an der Goldküste hauptsächlich auf die reibungsbedingte Richtungsdivergenz in den Monsunwinden entlang der Küste zurückzuführen ist. Fig. 9a zeigt deutlich, dass die Monsunwinde über dem westlichen Golf von Benin deutlich küstenparalleler verlaufen als über dem westlichen ivoirischen Golf, so dass der Küstendivergenzeffekt an der westlichen Elfenbeinküste kaum wirksam wird (siehe Fig. 1 u. Fig. 9a). Für die Ausprägung der sich nordöstlich anschließenden Dahomey-Trockenzone spielt dagegen offenbar die Geschwindigkeitsdivergenz eine wichtige Rolle.

Im in Fig. 9b gezeigten Höhenwindfeld erzeugt das Hinaufströmen des Windes in 200 hPa (ca. 12,4 km Höhe) auf einen Höhenrücken eine deutlich geringere obertroposphärische Divergenz im Bereich beider Trockenzonen. Dieses reduzierte Ausströmen kann nicht allein die Folge geringerer Gewittertätigkeit in dieser Region sein; vielmehr dürfte sich umgekehrt das obertroposphärische Strömungsfeld hemmend auf die Bildung großer und intensiver Gewittercluster in beiden Trockenzonen auswirken.

Ein wichtiger niederschlagsbringender Prozess in Westafrika sind die sogenannten Squall Lines (auch Böen- oder Gewitterlinien, vgl. z.B. *Tetzlaff et al.* 1989). Die mit diesen Gewitterlinien verbundenen Niederschläge tragen an der Küste 20-30%, bei 9° N schon etwa 50% und im Sahel zu mehr als 80% zum Jahresniederschlag bei (*Omotsho* 1985; *Dhonneur* 1981). Günstige Bedingungen zur Genese von Squall Lines bestehen u.a. über den Gebirgsregionen am Spätnachmittag (*Rowell und Milford* 1993). Entsprechend zeigt Fig. 10a für den Zeitraum Mai-Oktober 1998 und 1999, in welchem über Westafrika 344 langlebige (d.h. Lebensdauer von mehr als 6 Stunden) Gewitterlinien diagnostiziert werden konnten (vgl. *Fink und Reiner* 2003), ein Maximum der Entstehung über den nigerianischen Plateaus von Jos und Bauchi. Die Squall Lines ziehen im Mittel mit 50 km/h nach Westen und erreichen Zentralbenin in den Nachtstunden (vgl. Fig. 5, Nachtmaximum in Parakou) im Auflösungsstadium (Fig. 10b). Es kann also gefolgert werden, dass die Orographie auch

insofern eine Rolle spielt, als sich etwa 600 km östlich, und daher mit Bezug auf die mitteltroposphärischen Ostwinde stromauf der Dahomey-Trockenzone gelegen, eine Gebirgsregion befindet, über welcher die Gewitterlinien entstehen, welche dann bei einer mittleren Lebensdauer von 10-12 Stunden das flache Dahomey-Tafelland in den Nachtstunden nur gerade noch erreichen. Andererseits befindet sich über der Dahomeyebene ein Minimum der Entstehung von Squall Lines (Fig. 10a), teils wegen flacher Orographie, teils aber auch wegen der oben diagnostizierten ungünstigen klimatologischen Windfelder.

## 5 Zusammenfassung und Diskussion

Eine kritische Untersuchung der Rolle des küstennahen Aufquellens vor der Schelfküste Ghanas für Ghana Dry Zone und Dahomey Gap weist darauf hin, dass die Kaltwasseranomalie eher die ausgeprägte ‚Kleine Trockenzeit‘ in Ghana und Togo von Juli bis September und die relative Trockenheit im Südteil der Dahomey-Trockenzone zwischen den beninischen Städten Save und Bohicon (Fig. 2) erklären kann. Für die letztgenannte Region zeigen Trajektorienanalysen, dass mit dem Südwestmonsun bodennahe Luftpakete einströmen, die durch das Überstreichen der Kaltwasseranomalie auf dem Kontinentalschelf vor Ghana ein geringes Potenzial zur Konvektion besitzen. Das Anfang Juni beginnende und bis September andauernde Kaltwasseraufquellen an der Guineaküste östlich von Kap Palmas bis zur Grenze von Togo und Benin lässt sich weder allein mit küstenparallelen Monsunwinden und der damit verbundenen Ekmandrift, noch mit Veränderungen innerhalb des Guineastroms erklären. Die Ekmandrift sorgt lediglich für ein Anheben der Thermokline an der Gold- und westlichen Elfenbeinküste im Vergleich zur Pfefferküste und zum Golf von Biafra, wo auflandige Monsunwinde vorherrschen. Dadurch kann während der Passage des langwelligen und langperiodischen Küsten-Kelvinwellenpaketes zwischen Juni und September die Thermokline an der Gold- und Elfenbeinküste bis an die Oberfläche

gelangen. An der Goldküste sorgt die im Vergleich zur westlichen Elfenbeinküste in Folge stärkerer und küstenparallelerer Winde ausgeprägtere Ekmandrift für eine ausgedehntere, seeseitige Ausbreitung des kalten Auftriebswassers. Das lokale Aufquellen an der Guineaküste wird dabei letztlich durch eine Strömungsdivergenz im Westatlantik Anfang Mai in Gang gesetzt und über äquatoriale Kelvin- und deren Umwandlung zu Küsten-Kelvinwellen als Folge von Reflektion an der afrikanischen Äquatorialküste über Tausende von Kilometern ‚vermittelt‘ (Vollmert 2001).

Was sind nun die wesentlichen Ursachen für die Ghana- und Dahomey-Trockenzone? Die gezeigten klimatologischen Divergenzfelder in der bodennahen Monsunschicht weisen auf eine dominante Rolle der reibungsbedingten unterschiedlichen Ablenkung des küstenparallelen Monsunwinds und der daraus resultierenden Divergenzanomalie für die Ghana-Küstentrockenzone hin. Gestützt wird das Argument dadurch, dass an der deutlich feuchteren Elfenbeinküste zwischen Kap Palmas und Sassandra mit einer ähnlichen Küstenorientierung zwar ebenfalls eine Temperaturabsenkung des Meeres um mehr als  $5^{\circ}\text{C}$  beobachtet werden kann (Picaut 1983), durch die hier höhere auflandige Windkomponente aber eine geringere Küstendivergenz entsteht (Fig. 9a). Das Kaltwasseraufquellen und die herabgesetzte Divergenz in der oberen Troposphäre haben lediglich sekundäre Bedeutung als Ungunstfaktoren für die Niederschlagsbildung in der Ghana-Trockenzone.

Für die Dahomey-Trockenzone sind die Verhältnisse komplizierter. Durch eine Beschleunigung der Bodenwinde in das Monsuntief nahe des Tschadsees herrscht hier Geschwindigkeitsdivergenz vor, und das Höhenwindfeld ist ebenso wie in der Küstentrockenzone weniger Konvektion fördernd, als in den zonal angrenzenden Feuchtzonen. In den Südteil werden darüber hinaus bodennah Luftmassen herangeführt, welche maximale Pfadlängen über das Kaltwasser auf dem Ghana-Küstenschelf in den

Monaten Juni-September aufweisen. In den weiter nördlich gelegenen Bereichen werden Lееeffekte wirksam, weil die Luftpakete zuvor das fast 1000 m hohe Togogebirge überströmt haben. Ein weiterer Effekt der Orographie wurde über ihren Einfluss auf die Bildung von Squall Lines nachgewiesen. Diese wichtigen niederschlagsbringenden Systeme erreichen die Dahomey-Ebene im Auflösungsstadium, ohne dass über dieser flachen Region am Nachmittag viele neue, niederschlagsaktive Gewitterlinien entstehen. Eine Gewichtung der Faktoren kann allerdings im Rahmen dieser Arbeit wegen des komplexen, multifaktoriellen Zusammenwirkens der Effekte nicht vorgenommen werden.

Die küstennahe Trockenzone und die Regionen um die beninischen Städte Bohicon und Parakou sind Gebiete raschen Bevölkerungswachstums. Einige Agrarpflanzen der subhumiden Tropen befinden sich hier im Bezug auf den Niederschlag an der unteren Anbaugrenze. Eigene Untersuchungen und Literaturarbeiten (*Wagner und Da Silva* 1994) zeigen, dass beide Trockengebiete, wenn auch in geringerem Umfang als der Sahel, seit 1971 unternormale Niederschläge aufweisen. Dieser dekadische Trend ist bis 2001 ungebrochen, auch wenn die späten 80er und die 90er Jahre einige wenige Jahre mit übernormalen Niederschlägen enthielten. Die beschriebenen Trockenzone weisen daher aus klimatischen und kulturgeographischen Gründen eine hohe Vulnerabilität im Hinblick auf eine ausreichende Wasserversorgung auf.

### **Danksagungen**

Die Forschung des Zweitautors wird vom BMBF unter dem Förderkennzeichen 07 GWK 02 und dem MSWF in NRW unter dem Förderkennzeichen 514-21200200 unterstützt. Die Autoren danken den französischen Kollegen vom *Institut de Recherche pour le Développement (IRD)* für die Bereitstellung der beninischen Niederschlagsdaten. A. Reiner

vom Institut für Geophysik und Meteorologie der Universität zu Köln stellte freundlicherweise die Statistiken zu Gewitterlinien zur Verfügung.

*Anschriften der Autoren:*

Patrick Vollmert  
Institut für Geophysik und Meteorologie  
Universität zu Köln  
Kerpener Str. 13  
50923 Köln  
[vollmert@meteo.uni-koeln.de](mailto:vollmert@meteo.uni-koeln.de)

Dr. Andreas H. Fink  
Institut für Geophysik und Meteorologie  
Universität zu Köln  
Kerpener Str. 13  
50923 Köln  
[fink@meteo.uni-koeln.de](mailto:fink@meteo.uni-koeln.de)

Prof. Dr. Helga Besler  
Geographisches Institut  
Universität zu Köln  
Albertus-Magnus-Platz  
50923 Köln  
[h.besler@uni-koeln.de](mailto:h.besler@uni-koeln.de)

*Literatur:*

- Acheampong, P.K.* (1982): Rainfall anomaly along the coast of Ghana – its nature and causes. - *Geogr. Ann.*, **64A** (3-4): 199-211.
- Adamec, D. und J.J. O'Brien* (1978): The seasonal upwelling in the Gulf of Guinea due to remote forcing. - *J. Phys. Ocean.*, **8**: 1050-1060.
- Anhuf, P. und P. Frankenberg* (1991): Die naturnahen Vegetationszonen Westafrikas. - *Die Erde*, **122**: 243-265.
- Bello, N.J.* (1996): The late onset of the rains in the coastal area of Nigeria. - *Weather*, **51**(6): 219-223.
- Binet, D. und J. Servain* (1993): Have the recent hydrological changes in the Northern Gulf of Guinea induced a *Sardinella urita* outburst. - *Oceanologica Acta*, **16** (3): 247-260.
- Binet, D.* (1997): Climate and pelagic fisheries in the Canary and Guinea Currents 1964-1993: The role of trade winds and the southern oscillation. - *Oceanologica Acta*, **20**: 177-190.
- Buckle, C.* (1996): *Weather and Climate in Africa*. Essex.
- Dhonneur, G.* (1981): Les amas nuageux mobiles, principale composante de la météorologie du Sahel. - *La Météorologie*, **27**: 75-82.
- Fink, A. H. und 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), 4332, doi:10.1029/2002JD002816.
- Griffiths, J.F.* (1972): Wet and dry tropics. - Landsberg, H.E. (Ed.): *Climates of Africa*, World Survey of Climatology Vol. 10, Amsterdam: 221-258
- Hastenrath, S.* (1990): *Climate dynamics of the tropics*. Dordrecht.
- Houghton, R.W.* (1976): Circulation and hydrographic structure over the Ghana continental shelf during the 1974 upwelling. - *J. Phys. Ocean.*, **6**: 909-924.

- Ireland, A.W.* (1962): The little dry season of southern Nigeria. - *J. of Geogr. Assoc.*, **1**, 7-20.
- Jenik, J.* (1984) : Coastal upwelling und distributional pattern of West African vegetation. - *Preslia*, **56**: 193-204.
- Marchal, E. und J. Picaut* (1977): Répartition et abondance évaluées par echo-intégration des poissons du plateau ivoiro-ghanéen en relation avec les upwellings locaux. - *J. Rech. Ocean.*, **2**(4): 39-57.
- Mitchell, T.P. und J.M. Wallace* (1992): The annual cycle in equatorial convection and sea surface temperature. - *J. Clim.*, **5**: 1140-1152.
- Moore J. und 6 Co-Autoren* (1978): Equatorial adjustment in the eastern Atlantic. - *Geophys. Res. Lett.*, **5**(8): 637-640.
- Omotsho, J.B.* (1985): The separate contribution of squall lines, thunderstorms and the monsoon to the total rainfall in Nigeria. - *J. Climatol.*, **5**: 543-552.
- Omotsho, J.B.* (1988): Spatial variation of rainfall in Nigeria during the ‚Little Dry Season‘. - *Atmos. Res.*, **22**(2): 137-147.
- Philander, S.G.H.* (1979): Upwelling in the Gulf of Guinea. - *J. Mar. Res.*, **37**: 23-33.
- Picaut, J.* (1983): Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic Ocean. - *J. Phys. Ocean.*, **12**: 457-463.
- Raymond, D.J.* (1995): Regulation of convection over the West Pacific warm pool. - *J. Atmos. Sci.*, **52**: 3945-3959.
- Rowell, P.R. und J.R. Milford* (1993): On the generation of African squall lines. - *J. Clim.*, **6**: 1181-1193.
- Tetzlaff G., M. Peters und W. Janssen* (1989): Rainfall intensity of West African squall lines. - *Annales Geophys.*, **7**(3): 227-238.
- Tomczak, M. u J.S. Godfrey* (1994): Regional oceanography: An introduction. London.



- Verstraete, J.M.* (1970): Etude quantitative de l'upwelling sur le plateau continental ivoirien.  
- Doc. Sci. Centre Rech. Oceanogr. Abidjan, **1**: 1-17.
- Verstraete, J.M., J. Picaut und A. Molière* (1980): Atmospheric and tidal observations along the shelf of the Guinea Gulf. - Deep Sea Res., **26** (Suppl II): 342-356.
- Vollmert, P.* (2001): Ghana Dry Zone – Dahomey Gap: Ursachen einer Niederschlagsanomalie in Westafrika. Unveröffentlichte Examensarbeit, Bibliothek des Meteorologischen Instituts, Universität zu Köln.
- Wagner, R. G. und A. M. Da Silva* (1994): Surface conditions associated with anomalous rainfall in the Guinea coastal region. - Int. J. Climatol., **14**: 179-199.
- Weischet, W. und W. Endlicher* (2000): Regionale Klimatologie. Teil 2: Die Alte Welt. Stuttgart.

## Figurenunterschriften

- Fig. 1:* Westafrika und Golf von Guinea: Orographie, Hydrographie und Staaten. Die Höhenstufen sind schattiert in 100m-Intervallen dargestellt.  
*Quelle:* Eigener Entwurf (P. Vollmert), Daten vom USGS GTopo 30 Orographiedatensatz.  
West Africa and Gulf of Guinea: Orography, hydrography and states. Orography is shown in intervals of 100 m.
- Fig. 2:* Mittlerer Jahresniederschlag in mm für die Periode 1951-1989. Datenbasis für ganz Westafrika: 890 Stationen, darunter 230 eingezeichnete synoptische Stationen.  
*Quelle:* Institut de Recherche pour le Développement (IRD, ex ORSTOM, Frankreich), verändert (P. Vollmert).  
Mean annual rainfall in mm for the period 1951-1989. Data base for entire West Africa: 890 rainfall stations, among them are plotted 230 synoptic stations.
- Fig. 3:* Mittlerer Monatsniederschlag für Stationen an der Guineaküste (a) und im Hinterland (b). 1951-1989.  
*Quelle:* Eigener Entwurf (A. Fink), Daten außer Lagos u. Ilorin aus *Wagner und Da Silva* (1994)  
Mean monthly rainfall for coastal stations (a) and stations in the hinterland (b). 1951-1989.
- Fig. 4:* Zeit-Breiten-Niederschlagsintensitätsdiagramm für die Periode 1951-1989. Die Intensität in mm/Tag wurde durch Anwendung eines zentrierten 15-tägigen Mittels geglättet. Die Stationswerte wurden alle 0.5° zu Breitenkreismittelwerten zusammengefasst.  
*Quelle:* Eigener Entwurf (A. Fink)  
Time-Latitude-Rainfall intensity diagram for the period 1951-1989. The rainfall intensity in mm/day was smoothed by calculating 15-day centred means. Averages over all stations within 0.5° latitude intervals were then calculated.
- Fig. 5:* Tagesgang der Niederschlagshäufigkeit in % für die beninischen Stationen Cotonou (Küste), Parakou (Dahomey-Ebene) und Natitingou (Atakoragebirge). Die zeitliche Auflösung ist 15 Minuten, die Bezugsperiode ist 1969-1998.  
*Quelle:* Eigener Entwurf (A. Fink)  
Diurnal cycle of precipitation frequency in % for the Beninese stations Cotonou (Coast), Parakou (Dahomey plain) and Natitingou (Atakora Mountains). The temporal resolution is 15 minutes, the base period is 1969-1998.
- Fig. 6:* Prozentualer Anteil des monatlichen Defizits am Jahresdefizit der Station Accra (Ghana) gegenüber dem Jahresmittel der Periode 1951-1989 von vier regenreichen Küstenstationen (Tabou, Sassandra, Abidjan (alle Elfenbeinküste) und Lagos (Nigeria)). Die durchgezogene Kurve gibt die Monatsmittel der Meeresoberflächentemperatur in °C vor dem ghanaischen Hafen Tema in den Jahren 1963-1977 wieder.  
*Quelle:* Eigener Entwurf (P. Vollmert), Wassertemperatur nach *Picaut* 1983, verändert  
Monthly contribution (in %) to the annual rainfall deficit of Accra (Ghana) compared to the annual ensemble mean for the period 1951-1989 of four wet coastal stations (Tabou, Sassandra, Abidjan (all Ivory Coast), and Lagos (Nigeria)). The solid curve represents the mean (1963-1977) monthly sea surface temperatures at the Ghanaian port of Tema.
- Fig. 7:* Meeresoberflächentemperatur in °C für die Periode 1968-1998 und Trajektoriendichte als Trajektorienanzahl pro 1°x 1° Grad Gitterbox für Juli 1988. Es wurden insgesamt 62 (00 und 12 UTC) Rückwärtstrajektorien vom Startpunkt ‚Save‘ (8° N, 2° E) über 5 Tage

zurückgerechnet.

*Quelle:* Eigener Entwurf (A. Fink)

Sea surface temperatures for the period 1968-1998 and trajectory density, i.e., number of trajectories per  $1^\circ \times 1^\circ$  grid box for July 1988. 62 backward trajectories for 00 and 12 UTC were started at ‚Save‘ ( $8^\circ \text{ N}, 2^\circ \text{ E}$ ) and traced back for 5 days.

*Fig. 8:* Schematische Darstellung der Windvektoren und des Netto-Ekmantransports im Atlantischen Ozean. Der Netto-Ekmantransport (graue Pfeile) ist senkrecht zum Windvektor (schwarze Pfeile) gerichtet. Dies führt im Nordsummer zu einem Divergenzgebiet bei rund  $20^\circ \text{ W}$ .

*Quelle:* Eigener Entwurf (P. Vollmert)

Plan of wind vectors and Net-Ekman-Transport in the Atlantic Ocean. Vectors of Ekman-Transport (grey) are perpendicular to wind vectors (black). This leads to a region of divergence near  $20^\circ \text{ W}$  during northern summer.

*Fig. 9:* (a) Windvektoren und Höhe des 925 hPa-Niveaus (in geopotenziellen Metern) für die Periode 1979-1993. Schattiert unterlegt ist die Konvergenz (dunkle Grautöne) und Divergenz (helle Grautöne) des Windfeldes in  $\text{s}^{-1}$ . (K = Konvergenz = negative Divergenz). Zusätzlich sind die Monsuntrogachse und die Lage des Hitzetiefs markiert. (b) Wie (a), nur für 200 hPa. Hier ist die Achse des Höhenrückens über der ITC eingezeichnet.

*Quelle:* Eigener Entwurf (A. Fink)

Wind vectors and isohypses of geopotential height in gpm at 925 hPa for the period 1979-1993. Shaded is the convergence (dark grey) and divergence (light grey) of the wind field in  $\text{s}^{-1}$ . (K = convergence = negative divergence). The location of the monsoon trough and the heat low are marked. (b) As (a), but for 200 hPa. Here, the bold line indicates the location of the ridge above the ITC.

*Fig. 10:* (a) Anzahl der in einer  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  Gitterbox im Zeitraum Mai-Oktober 1998 und 1999 entstandenen Squall Lines. (b) Wie (a), nur für sich auflösende Squall Lines.

*Quelle:* Eigener Entwurf (A. Fink)

(a) Number of squall line initiations per  $2.5^\circ \times 2.5^\circ$  grid box within the periods May-October 1998 and 1999. (b) As for (a), but grid counts for the number of dissipating squall lines.

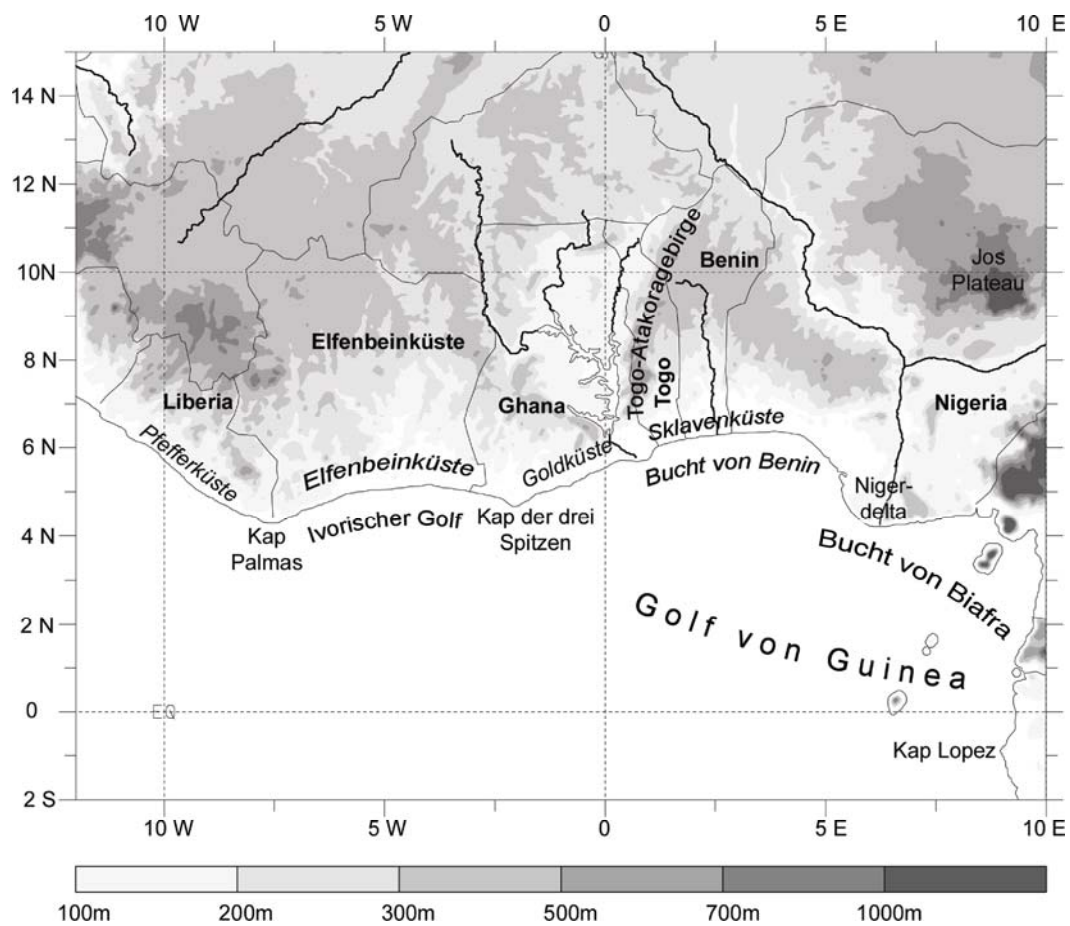


Fig. 1

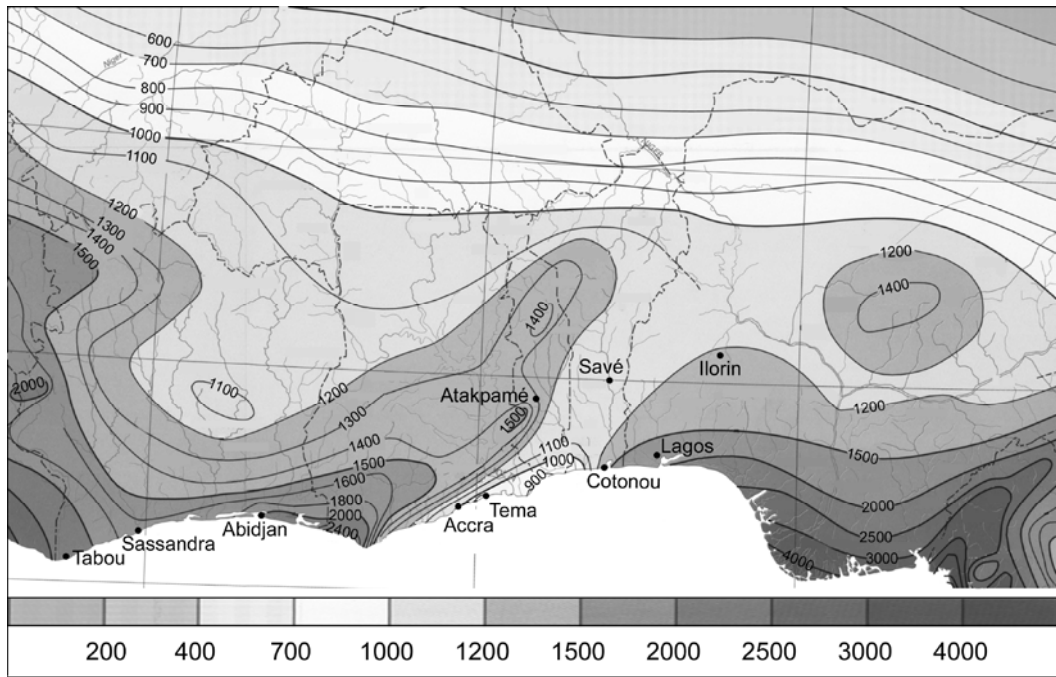


Fig. 2

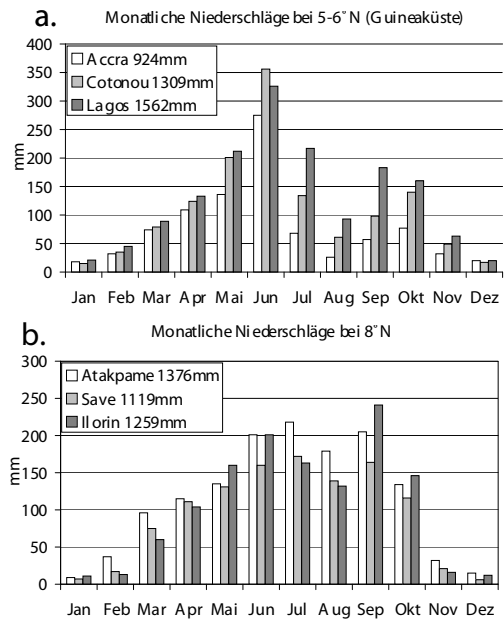


Fig. 3

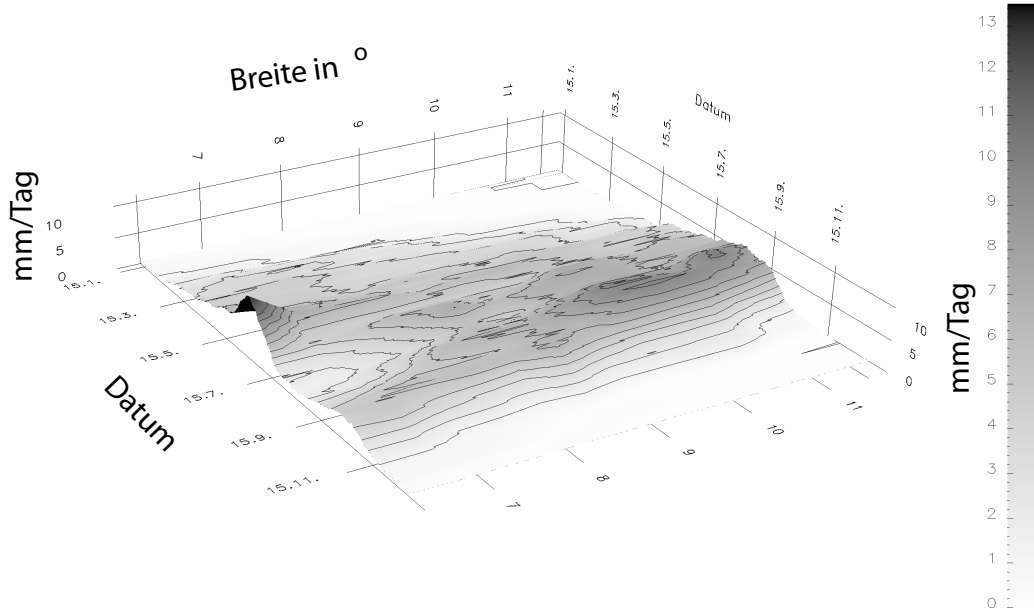


Fig. 4

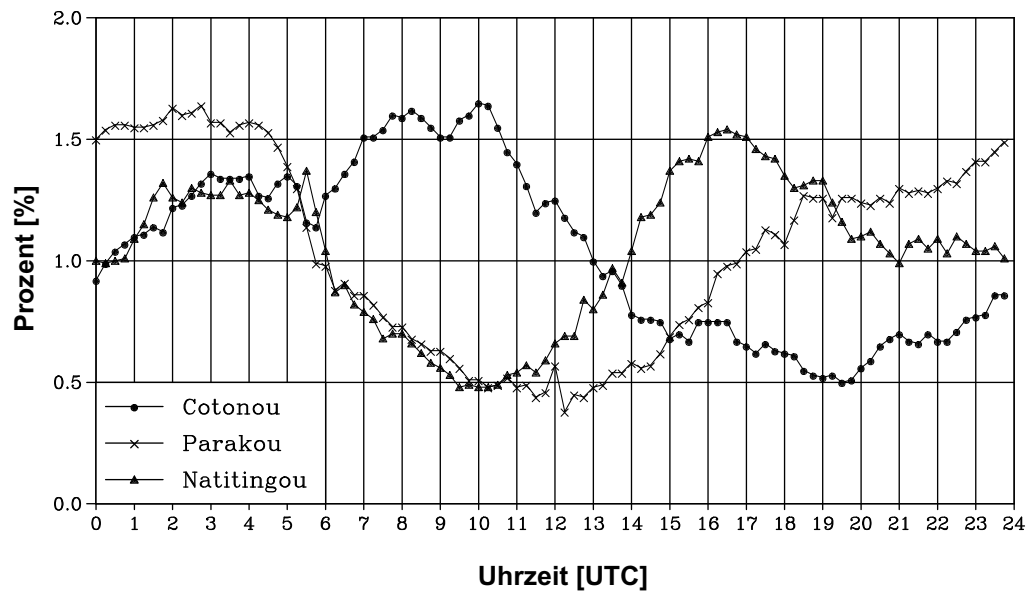


Fig. 5



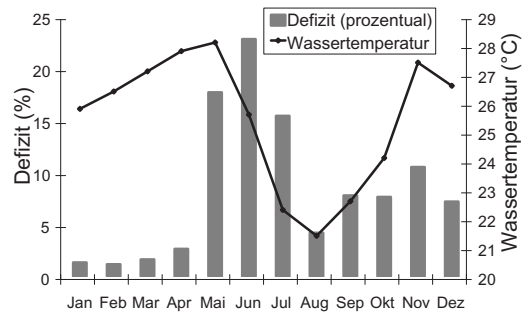


Fig. 6

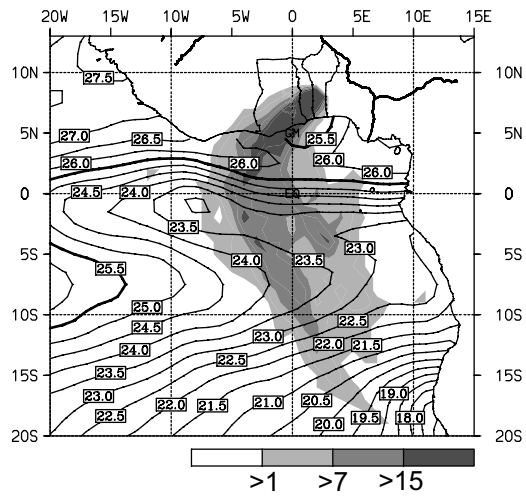


Fig. 7

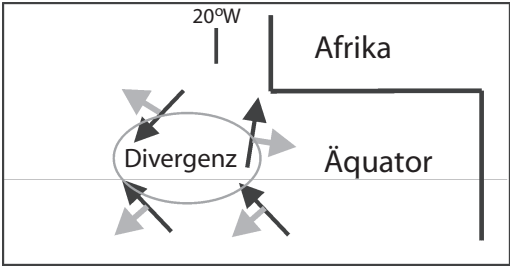


Fig. 8

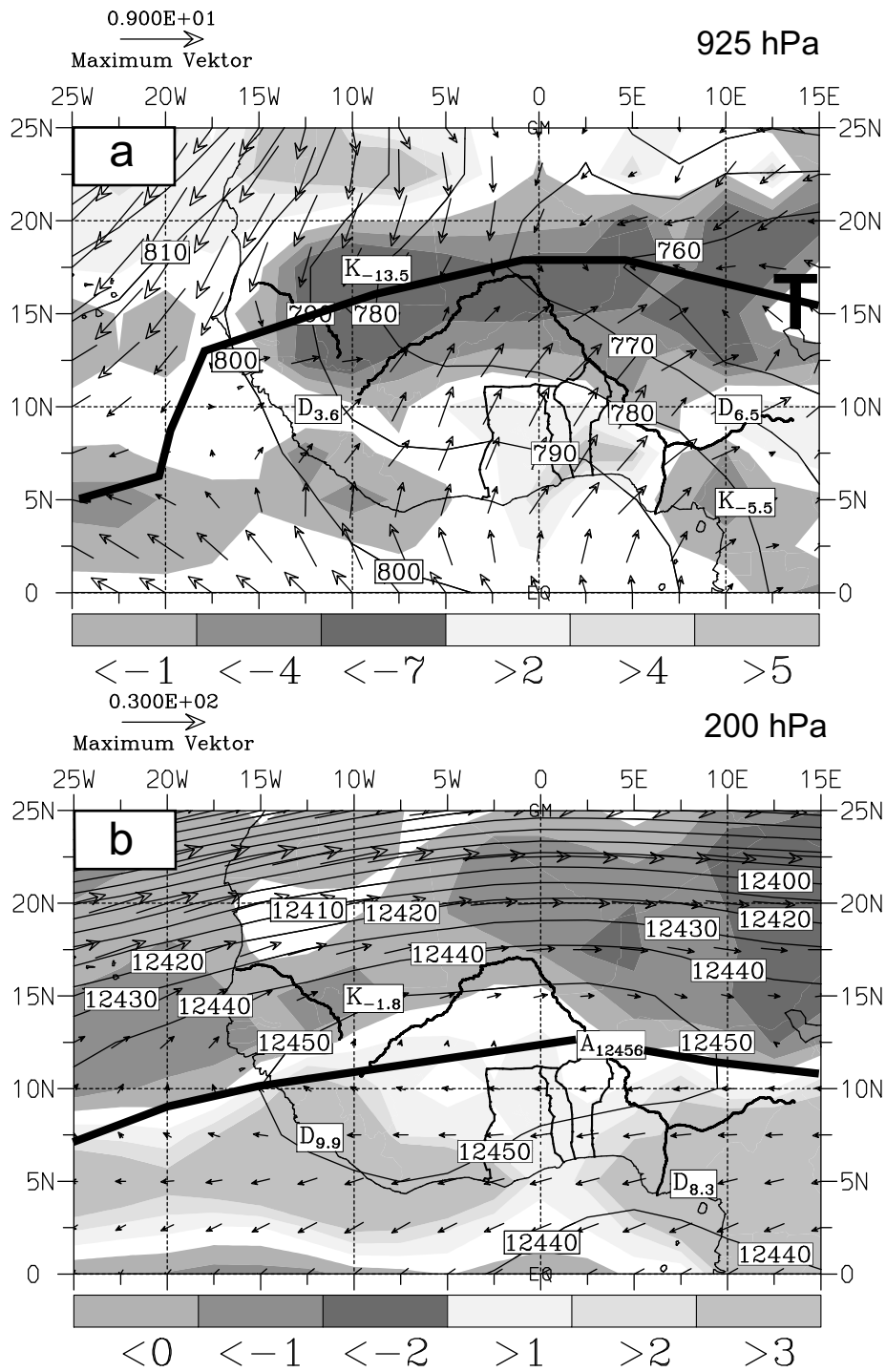


Fig. 9

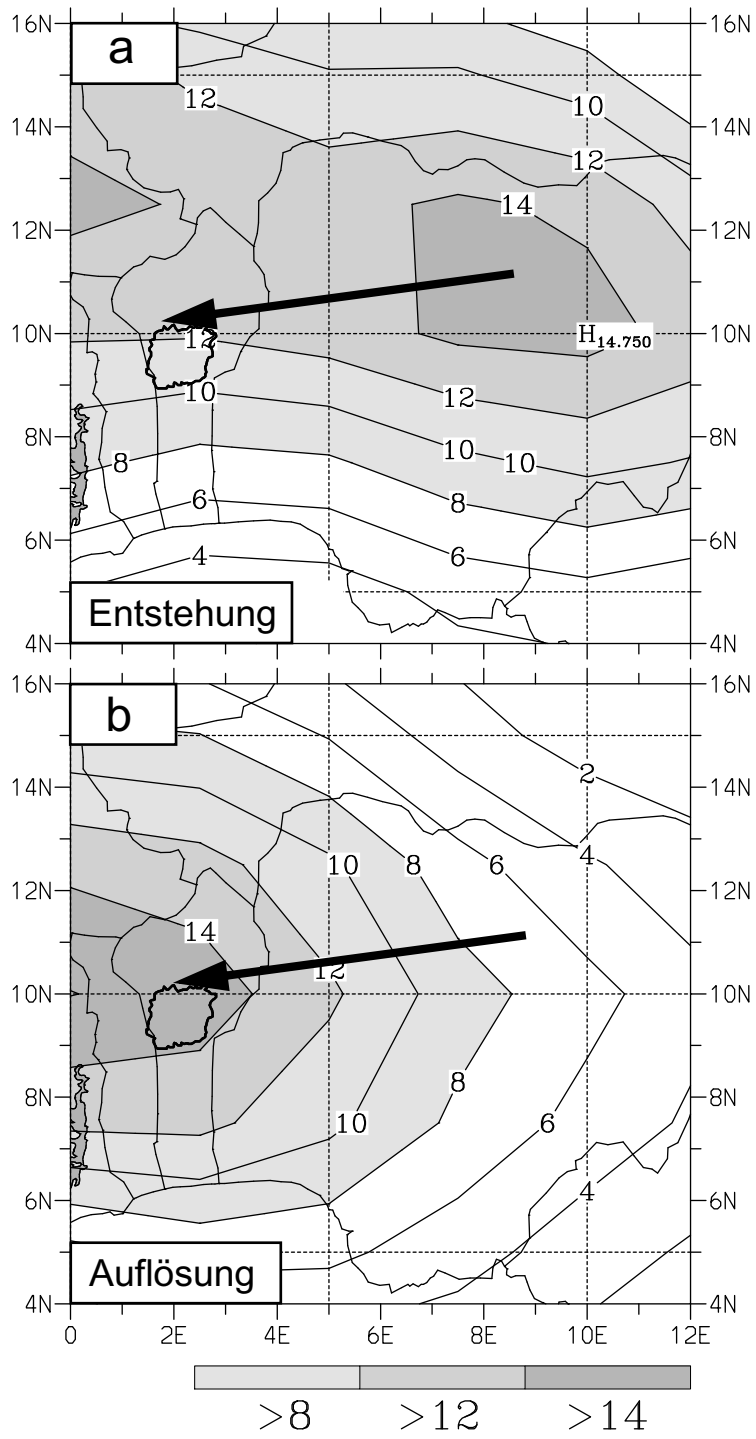


Fig. 10