Werk

Titel: Wasserhaushalt im Sahel

Autor: Tetzlaff, Gerd; Peters, Manno; Adams, Leonhard J.; Janssen, Wolfgang

Ort: Berlin

Jahr: 1988

PURL: https://resolver.sub.uni-goettingen.de/purl?385984391_0119|log58

Kontakt/Contact

Digizeitschriften e.V.
SUB Göttingen
Platz der Göttinger Sieben 1
37073 Göttingen

info@digizeitschriften.de

DIE ERDE	119	1988	S. 163–170	Regionaler Beitrag

• *Sahelzone – Wasserhaushalt – Klimatologie*

Gerd Tetzlaff, Manno Peters, Leonhard J. Adams und **Wolfgang Janssen** (alle Hannover)

Wasserhaushalt im Sahel

Mit 6 Figuren

Niederschlag im Sahel wird vor allem durch die Squall Lines (SL) hervorgerufen. Ihre Entstehung erfordert die Erfüllung einer Reihe von notwendigen Bedingungen. Diese Bedingungen sind im Sommer, der Regenzeit relativ leicht zu erfüllen. Die Ergiebigkeit der Niederschläge hängt jedoch davon ab, welche Wasserdampfmengen von den beiden Quellen, den Atmosphärenströmungen und der Verdunstung bereitgestellt werden. Die Verdunstung wird von den Niederschlägen der vorausgegangenen SL gespeist. Durch Veränderungen von großen Flächen kann das Verdunstungsaufkommen auch in der zeitlichen Verteilung beeinflußt werden und so die Ausbildung der SL und ihrer Niederschläge verändern. Werden die SL unterdrückt, können unorganisierte Konvektionszellen sie nicht völlig ersetzen, weil diese keine Eigengeschwindigkeit gegenüber der Atmosphäre aufweisen.

Summary: Water budget in the Sahel.

The drought in the Sahel simply shows a lack of precipitation. About 90 % of the annual rains in the region originate from the atmospheric process of the Squall Lines (SL) which enhances the amount of rainfall compared to the amount formed by unorganized convection cells. These SLs can only be formed under certain conditions. In the West African region this means the appropriate combination of the monsoon with the intertropical convergence zone (ITCZ) and the monsoon front at the surface (MF), the strength of the midtropospheric easterly jet (AEJ), the formation of waves within the easterly jet, the Easterly Waves (EW), the humidity fluxes of the atmospheric flow systems, and the formation of a specific form of the vertical wind profile. The humidity sources for the rains in the Sahel, that is the SLs, are the atmospheric fluxes (the surface water fluxes are neglegibly small) and the reevaporation of precipitated waters from preceding SLs. This is the reason for the sparseness of SLs at the beginning of the rainy season when the necessary conditions for the SL-formation are only be met occasionally because of the shortage of reevaporated waters. The quantitative amount of evaporation depends on the surface coverage. Therefore, the changes in large areas of land surfaces can contribute to the actual amount of precipitation experienced by the region itself.

Résumé: Le bilan hydrologique au Sahel.

La sécheresse au Sahel est le résultat d'un déficit de précipitations. La formation des précipitations, qui sont causées par des lignes de grains, dépend de la réalisation de plusieurs conditions. Ce sont les fluxions en atmosphère ainsi que la réévaporation de l'eau des lignes de grains précédentes qui sont la source de la vapeur d'eau pour les lignes de grains. Si l'on change la surface de la terre en grandes parties on y change également l'intensité de l'évaporation. Par conséquent, il faut s'attendre en même temps à un changement des précipitations dans la région.

1. Einleitung

Die Beschreibung der Auswirkungen der Saheldürre ist an vielen Stellen vorgenommen worden (u. a. *Mensching* 1985, *Spittler* 1985). Wie der Name Dürre sagt, handelt es sich um ein nachhaltiges Fehlen von Wasser aus Niederschlägen. Die Beschreibung des Niederschlagsdefizits ist in den letzten Jahren immer wieder Gegenstand von wissenschaftlichen Arbeiten gewesen, da sich die quantitativ abgesicherte Beschreibung dieses Defizits trotz aller so offenkundigen Auswirkungen als nicht-triviale Aufgabe erwiesen hat (*Tetzlaff* u. a. 1985).

Die vorliegenden Beschreibungen der Niederschlagsverhältnisse während und vor der Dürreperiode stützen sich meist auf die statistische Analyse von Reihen von Niederschlagsdaten. Wegen der Inhomogenität der Beobachtungsreihen verwenden die meisten Autoren zur Be-

Prof. Dr. *Gerd Tetzlaff,* Dipl.-Met. *Manno Peters,* Dr. *Leonhard J. Adams* und Dipl.-Met. *Wolfgang Janssen,* Institut für Meteorologie und Klimatologie der Universität Hannover, Herrenhäuser Straße 2, D-3000 Hannover 21.

schreibung der Dürre auch Daten von Niederschlagsstationen, die nicht im Gebiet des Sahel selbst liegen (*Lamb* 1985, *Nicholson* 1986, *Wolter* 1987). Statistische Analysen haben darüber hinaus den Nachteil, daß sie eine Ursachenuntersuchung nicht gerade erleichtern.

Im folgenden soll hier dargestellt werden, welche Quellen die im Sahel fallenden Niederschlagswasser haben und welche atmosphärischen Vorgänge dazu führen, daß es zur Niederschlagsbildung kommen kann. Wenn hinreichend lange Zeiträume betrachtet werden, hat alles Wasser im kontinentalen Bereich seinen Ursprung auf den Ozeanen. Es ist jedoch auch für kurze Zeiträume wie etwa eine Regenzeit oder ein niederschlagsbildendes Wolkensystem von Interesse, den Wasserhaushalt zu bestimmen. Damit ergibt sich dann die Möglichkeit, die die Niederschlagshöhe beeinflussenden Größen herauszufinden. Das wiederum kann als Grundlage dienen, um die Möglichkeit einer Vorhersage der Dürren zu prüfen oder zu untersuchen, ob es anthropogene Beeinflussungen der Niederschlagshöhe im Sahel geben kann.

Die niederschlagsbringenden Prozesse im Sahel sind auf das engste verknüpft mit dem Vorstoß des Monsuns in den afrikanischen Kontinent. Das Vorrücken des Monsuns erfolgt nordwärts gegen die kontinentale Luft. Wegen der unterschiedlichen Eigenschaften der beiden Luftmassen kommt es zu einer Strömungskonvergenz, der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ). Mit dem Monsun wird im bodennahen Bereich feuchte, relativ kühle Luft aus dem Bereich des Golfes von Guinea nach Norden geführt; im westafrikanischen Bereich gelangt sie im Sommer bis zu einer Breite von etwa 22° N.

Die nördliche Begrenzung der Monsunluft ist am Boden meist deutlich in Wind, Lufttemperatur und Luftfeuchte ausgeprägt und hat den Charakter einer meteorologischen Front, worauf sich der Name Monsunfront (MF) begründet. Sie stellt den untersten, nach Norden verschobenen Teil der ITCZ dar. Wegen der sich mit dem sommerlichen Monsunvorstoß einstellenden thermischen Verhältnisse, der keilförmig unterhalb der heißen Saharaluft liegenden Monsunluft, strukturiert sich die Atmosphäre in einer charakteristischen Weise, die sonst nirgends angetroffen wird. Am Boden wird mit einer südwestlichen Strömung die Monsunluft herangeführt, darüber stellt sich in der mittleren Troposphäre eine östliche Strömung ein, der African Easterly Jet (AEJ). Dieser AEJ ist mit einer mittleren Windgeschwindigkeit von 12 m/s in einer Höhe von etwa 3 km über Grund am stärksten ausgeprägt. Wie bei *Tetzlaff* u. a. (1985) dargestellt, wird die Strömung des AEJ durch die Stärke des meridionalen Temperaturgradienten im Sommer häufig instabil, d. h. zur Ausbildung von Wellen angeregt, den Easterly Waves (EW). Diese Wellen sind für die Initiierung von niederschlagsbildenden Prozessen verantwortlich. Das zeigt sich dann auch in der Verknüpfung der Ausprägung der EW mit der Niederschlagshöhe im Sahel (*Tetzlaff* und *Peters* 1986 a).

2. Die Squall Lines

Wie dargestellt, sind die atmosphärischen Strömungen über dem westafrikanischen Teil des Sahel bestimmt durch die jahreszeitliche Wanderung der ITCZ und der MF. Der AEJ mit den aufgeprägten EW ist das notwendige Ergebnis der beschriebenen thermischen und strömungsdynamischen Verhältnisse (*Fig. 1*).

Zur Bildung von Niederschlagsgebieten, wie sie im Sahel beobachtet werden, ist zum einen die Ausbildung von vertikal instabiler Schichtung der Atmosphäre erforderlich, in der sich Schauer und Gewitter nur durch erzwungene Vertikalbewegungen erzeugen lassen (*Riehl* 1954). Zum anderen konnten *Bolton* (1984) und *Dudhia* u. a. (1987) zeigen, daß die Form des vertikalen Wind-

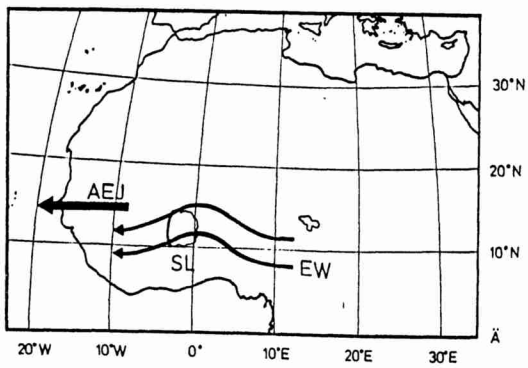

Fig. 1. Sommerliche synoptische Situation in Westafrika (AEJ = African Easterly Jet in etwa 3 km Höhe, EW = Stromlinien einer Easterly Wave, SL = eine die EW von Ost nach West durchwandernde Squall Line).

Synoptic summer situation in West Africa (AEJ = African Easterly Jet at about 3 km height, EW = Easterly Wave, SL = Squall Line moving from east to west).

profils, wie es im Bereich des AEJ angetroffen wird, über die einzelnen konvektiven Zellen hinaus die Bildung von größerräumig organisierten Niederschlagsgebieten (Squall Lines SL) erlaubt. Jede einzelne dieser SL stellt einen Prozeß dar, der die durch die EW erzwungenen initialen Vertikalbewegungen verstärkt. Nach *Riehl* u.a. (1974) sind die SL damit als Konvergenzkonzentratoren zu bezeichnen.

Über Aufbau und Zugbahn der SL im westafrikanischen Bereich gibt es eine Reihe von Untersuchungen (*Payne* und *McGarry* 1977, *Devynck* 1981). SLs haben eine mittlere horizontale Erstreckung von etwa 500 km mal 500 km. Sie treten vor allem im Breitenbereich von 8–15° N auf und weichen kaum von einer Ost–West orientierten Zugbahn ab. Die Verlagerungsgeschwindigkeit beträgt über Westafrika im Mittel etwa 16 m/s und ist damit deutlich höher als die Strömungsgeschwindigkeit in allen beteiligten Höhenniveaus der Atmosphäre selbst. Im Sommer wird am festen Ort fast jeden zweiten Tag der Durchgang einer SL beobachtet.

Der Aufbau der SL ist schematisch (*Fig. 2*) dargestellt. Sie zeigt einen Längsschnitt (Ost–West) durch eine SL. Nach *Houze* (1977) kommt es auf der wolkenarmen Vorderseite zum Einströmen in die SL. Dem entgegengesetzt ist die in Verlagerungsrichtung orientierte Strömung von der Rückseite der SL her. Durch die damit verbundene Konvergenz am Boden entsteht die Squall Front (SF). Sie markiert die Vorderseite der SL und für einen Beobachter am festen Ort auch den Beginn der SL-Wettererscheinungen. Mit der Bodenwindkonvergenz verbunden ist eine Erhöhung der mittleren Windgeschwindigkeit und das Auftreten von starken Böen, so wie es von Gewittern in den mittleren Breiten in ähnlicher Form auch bekannt ist. Von diesen Böen werden oft große Mengen Staub von der zunächst trokkenen Erdoberfläche aufgewirbelt und in Form einer eindrucksvollen Staubwalze vor der SL hergeschoben (*Tetzlaff* und *Peters* 1986b). Mit der Passage der Bodenkonvergenz setzt dann der Niederschlag ein. Dabei werden hier die größten Niederschlagsintensitäten kurz nach Beginn des Regens erreicht. Nach etwa einer halben bis ganzen Stunde sind die Starkregen vorbei, und es kommt im Amboßbereich mit vorwiegend schichtförmiger Bewölkung nur noch zu leichten Regenfällen. Durch Verdunstung von Niederschlag in dieser Region wird die kalte Luft gebildet, die sich nach unten und in Verlagerungsrichtung ausbreitet und so die Konvergenz an der SF unterhält. An der SF trifft die kalte auf die relativ warme Luft aus dem Bereich vor der SL und wird hier abrupt zur Hebung gezwungen, wodurch mächtige Wolkentürme entstehen. Nachdem der Prozeß der Kaltluftbildung im Amboßbereich und der Bildung der SF einmal in Gang gekommen ist, regeneriert er sich selber und die Verlagerungsgeschwindigkeit nimmt Werte an, die sogar größer werden als die Windgeschwindigkeit des AEJ. Demzufolge kann die SL in diesem Bereich der nebeneinanderliegenden warmen und kalten Luft als Schwerewelle angesehen werden (*Hamilton* und *Archbold* 1945, *Roux* u.a. 1984). Damit ist dann auch die Organisationsform der SL mit den in der *Fig. 2* gezeigten Bestandteilen gegeben. Es läßt sich zeigen, daß bei Vorliegen eines vertikalen Windprofils, so wie es im Bereich des AEJ in der Regel beobachtet wird, die kalten Abwinde die Entstehung von Konvektionszellen rechts und links von einer ursprünglichen Zelle begünstigen und dadurch die SL anwächst (*Dudhia* u.a. 1987). So kommt es allmählich zur Ausbildung der scharfen Vorderkante, der SF, und der Verstärkung der Bodenkonvergenz und der Niederschläge.

Wie aus *Fig. 2* ersichtlich, bilden sich im Bereich der SF die größten und höchsten konvektiven Wolken, die auch für die starken Niederschläge in diesem Bereich verantwortlich sind. Entlang der SF ordnen sich mehrere Konvektionselemente nahezu linienhaft an. Beobachter werden beim Durchgang ein und derselben SL an unter-

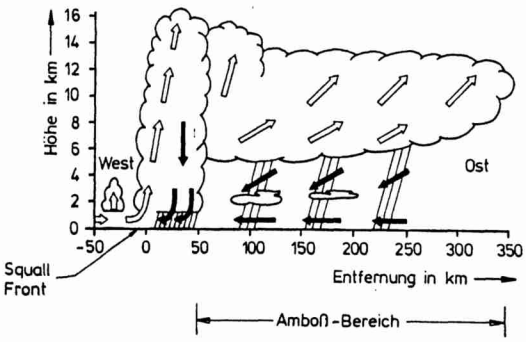

Fig. 2. Schematischer Längsschnitt durch eine von Ost nach West wandernde SL. Helle Pfeile stellen warme und dunkle Pfeile kalte Strömungen relativ zum Untergrund dar.
Schematic cross section through an east-west moving SL. Light arrows represent warm air flows, dark arrows cold ones, both relative to the ground.

schiedlichen Standorten somit auch unterschiedliche Wetter- und Niederschlagserscheinungen beobachten können. Daher wurde bei den folgenden Untersuchungen die Methode der »Composite-Studie« verwendet. Sie beruht darauf, mehrere SL gemeinsam darzustellen und damit die mittleren Eigenschaften der SL zu bestimmen. Zu diesem Zweck müssen die in Größe, Stärke und Verlagerungsgeschwindigkeit unterschiedlichen SL so normiert werden, daß sie gemeinsam ausgewertet werden dürfen. Dazu werden die SF der vom Juli 1979 untersuchten 17 SL alle 6 Stunden so übereinandergelegt und bezüglich der Länge normiert, daß z. B. eine gemeinsame Mittelwertbildung der meteorologischen Parameter erfolgen kann. Ferner wurde so verfahren, daß im Sahel ein Gebiet mit einer Erstreckung von 5° geographischer Breite und 10° geographischer Länge betrachtet wurde, in dem die Zustände »SL im Gebiet« und »SL nicht im Gebiet« unterschieden wurden. Einzelheiten zur Methode finden sich bei *Tetzlaff* und *Peters* (1985) und bei *Peters* und *Tetzlaff* (1988).

Die Größe der SL erlaubt es, die dazugehörigen Wolken im Satellitenbild zu verfolgen. Die *Fig. 3* zeigt die Bahn einer typischen SL vom Sommer des Jahres 1986. Ihr Entstehungsgebiet liegt im Bereich des Tschad-Sees. Die Verlagerung erfolgt dann zunächst in westlicher Richtung, nach

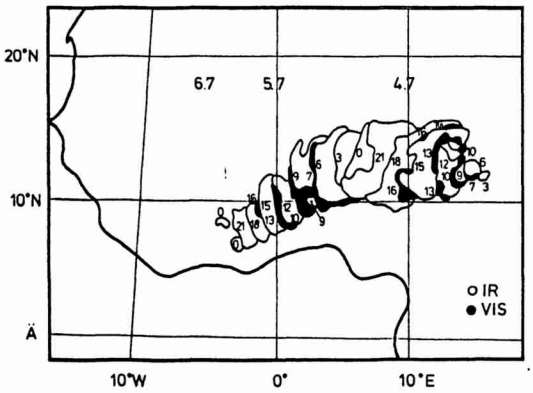

Fig. 3. Wolkenkonturen einer SL vom 4.–6.7.1986. Die Zahlen an den Wolkenrändern bezeichnen die Beobachtungszeit in UTC. Die Darstellung verwendet Satellitenbeobachtungen von Meteosat im infraroten (○ IR) und im sichtbaren (● VIS) Spektralbereich.
Contours of the leading edge of a SL between July 4 and 7, 1986. The small numbers give the time in UTC. The satellite data come from Meteosat in the visible (● VIS) and in the infrared (○ IR) spectral ranges.

einer Lebensdauer von etwa einem Tag kommt eine nach Süden gerichtete Verlagerungskomponente dazu. Nimmt man die Entstehung im Bereich des Troges einer EW an, so bewegt sich die SL dann mit anwachsender Zeit aus dem Trogbereich heraus auf die Vorderseite mit der nördlichen Strömungskomponente (*Fig. 1*). Da sich dort auch der Bereich mit großskalig abnehmender Strömungsdivergenz befindet, kommt es mit wachsender Lebensdauer zu einer Abschwächung der SL und nach etwa 2tägiger Lebensdauer zu ihrer Auflösung. Die mittlere Niederschlagshöhe beim Durchzug einer SL beträgt etwa 10 mm.

3. Die Feuchteflüsse im Gebiet des Sahel

Die Niederschläge im Bereich des Sahel fallen zu einem Anteil von fast 90 % aus SL (*Peters* und *Tetzlaff* 1988). Der zur Niederschlagsbildung erforderliche Wasserdampf kann aus unterschiedlichen Quellen stammen. Zum einen transportiert die Atmosphäre Wasserdampf, zum anderen kann von der Bodenoberfläche her Wasserdampf verdunsten, ferner kann sich der Wasser- und Wasserdampfgehalt der Atmosphäre verändern.

Dazu werden im folgenden die Wasserdampf- und Flüssigwassertransporte im Bereich des Sahel für Juli 1979 dargestellt, wie sie aus der genannten Composite-Methode gewonnen wurden. *Fig. 4* zeigt in Einheiten von 10^6 kg/s die Größe der einzelnen Wasser- bzw. Wasserdampfströme. Diese Angaben sind eine Quantifizierung der schematischen Darstellung der Feuchteflüsse von *Tetzlaff* u. a. (1985), die auf dem letzten Sahel-Symposium gezeigt wurde.

Als Ergebnis zeigt sich, daß im Fall »SL im Gebiet« die horizontalen Flüsse in der Atmosphäre sich in zwei Richtungen aufspalten lassen: In Ost–West und Süd–Nord Transporte. Dabei ist die Persistenz des Windes im Untersuchungsgebiet mit etwa 90 % recht hoch und die spezifische Feuchte ist in allen Schichten recht gleichmäßig verteilt. Aus der Composite-Studie ergab sich aus Osten ein Zustrom von Wasserdampf in der Größe von $97 \cdot 10^6$ kg/s, aus dem Gebiet heraus strömen in der Atmosphäre $95 \cdot 10^6$ kg/s. Unter Berücksichtigung der erreichbaren Genauigkeit solcher Werte sind diese beiden Flüsse damit gleich groß, so daß die Divergenz dieses Flusses verschwindet. Anders liegen die Verhältnisse für den Fluß aus dem Süden. Von dort strömen in

das Gebiet 43 · 10^6 kg/s ein, an der nördlichen Berandung verlassen 35· 10^6 kg/s das Gebiet. Damit ist in Relation zum Wert der Flüsse selbst die Divergenz nicht mehr vernachlässigbar. Die Wasserdampftransporte aus dem Osten sind demnach mehr als doppelt so groß wie die Transporte aus dem Süden durch den gemeinhin als Feuchtebringer angesehenen Monsun. Die beiden Transporte müssen den Strömungen in unterschiedlichen Stockwerken der Atmosphäre zugeordnet werden. Der im Höhenbereich von etwa 2–7 km Höhe herrschende AEJ sorgt für den großen Feuchtetransport aus dem Osten. Der Monsun kann wegen seiner geringen Schichtdicke und der geringen Strömungsgeschwindigkeit nur relativ kleine Transporte leisten, obwohl die spezifische Feuchte hier doppelt so groß ist wie im Bereich des AEJ. Damit ist die Feuchtezufuhr, d.h. die Divergenz der Flüsse auf die Monsunschicht beschränkt. Insgesamt gewinnt die Atmosphäre im Untersuchungsgebiet, d.h. in der unmittelbaren Umgebung der SL 10 · 10^6 kg/s aus der atmosphärischen Strömung.

Diesem Gewinn aus der Strömung steht der Verlust an Niederschlagswasser gegenüber. Im gesamten Gebiet verliert die Atmosphäre 89 · 10^6 kg/s durch Regenfälle; das ist ein weit größerer Wert als er durch die atmosphärischen Flüsse bereitgestellt wird. Daher muß sich das Defizit auch in anderen Größen zeigen. Vertikale Flüsse von oben in das Gebiet hinein können wegen der geringen Feuchte in großen Höhen und der geringen Vertikalgeschwindigkeit auch bei extrem angenommenen Verhältnissen den Wert von 1 · 10^6 kg/s nicht überschreiten. Als weitere Quelle kommt die Verdunstung von der Erdoberfläche in Frage. Die Werte der Verdunstung sind in einen Mittelwert für das gesamte Gebiet zusammengefaßt, d.h. für den von der SL überdeckten Teil der Fläche sowie für den wolkenarmen Teil, der etwa zwei Drittel der Gesamtfläche einnimmt. Von dieser Fläche werden an Wasserdampf 22 · 10^6 kg/s bereitgestellt. Die Quellstärke der Verdunstung ist danach etwa doppelt so groß wie diejenige der atmosphärischen Flüsse.

Auch wenn die Verdunstung und der Wasserdampfgewinn durch die atmosphärische Strömung zusammengenommen werden, entsteht durch die Niederschlagsverluste immer noch ein erhebliches Defizit. Nur die Atmosphäre selbst kommt nun noch als Quelle für Wasser in Frage. In der Tat ist die Atmosphäre nach dem Durchgang der SL am rechten Rand des Untersuchungsgebietes wesentlich trockener als am linken Rand. Aus der Studie ergab sich ein Verlust von 57 · 10^6 kg/s. Daraus kann dann geschlossen werden, daß die SL aus dem Gebiet Wasserdampf verzehrt, wie es für konvektive Elemente üblich ist. Im Lee der SL steigt der Wasserdampfgehalt der Atmosphäre langsam wieder an und führt zu einem Anwachsen der latenten Labi-

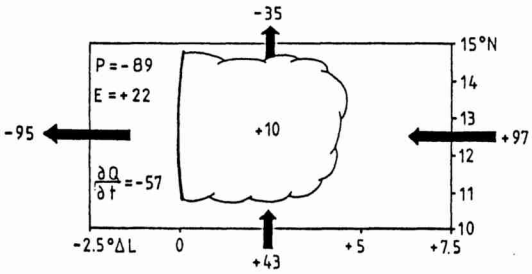

Fig. 4. Wasser- und Wasserdampfströme der Sahelatmosphäre im Umfeld einer SL für den Monat Juli 1979. Alle Größen sind in 10^6 kg/s angegeben und sind Mittelwerte für die gesamte Fläche, die sich zwischen 10° N und 15° N bzw. über 10 Längengrade (wegen der Composite-Methode variabel in relativen Koordinaten von −2,5°△ L bis +7,5°△ L) erstreckt. Die Pfeile geben die vertikal integrierten atmosphärischen Transporte an. Ost-West-Transporte sind mit dem AEJ, Süd-Nord-Transporte mit dem Monsun verknüpft. Die Bilanz aus den Atmosphärentransporten beträgt +10 · 10^6 kg/s. Der über die Fläche gemittelte Niederschlag (P) erreicht −89 · 10^6 kg/s, die Verdunstung (E) +22 · 10^6 kg/s und die Veränderung des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre ($\delta\Omega/\delta t$) −57 · 10^6 kg/s, wobei der Wasserdampfgehalt der gesamten Atmosphäre im Mittel im Gebiet etwa 5 · 10^{13} kg beträgt. Positives Vorzeichen bedeutet Wasserdampfgewinn, negatives Wasserdampfverlust des Atmosphärenvolumens.

Water- and water vapour fluxes in the sahelian atmosphere at along SL and in its environment, averaged for Juiy of 1979. All numbers are given in units of 10^6 kg/s and represent average values for the total surface area (10° N to 15° N, and extending over 10 degrees longitude as given by the relative coordinates −2.5° △ L to +7.5°△ L). The arrows indicate the vertically integrated atmospheric transports. East-west-transports are connected to the AEJ, south-north-transports to the monsoon. The net budgets of the atmospheric fluxes amount to +10 · 10^6 kg/s. The area-average of precipitation (P) is −89 · 10^6 kg/s, of evapotranspiration (E) +22 · 10^6 kg/s. The change in the water vapour content of the atmosphere ($\delta\Omega/\delta t$) is as high as −57 · 10^6 kg/s with an average water vapour content of the total atmosphere reaching a value of 5 · 10^{13} kg. Positive values mean water vapour gains, negative ones indicate losses of the atmospheric volume.

lität; zusätzlich kommt es auch zu einer Verstärkung des AEJ. Daraus ergibt sich dann ein gewisser zeitlicher und räumlicher Abstand der vom AEJ gesteuerten SL.

Um zu einer Quantifizierung des Wasserhaushaltes an der SL selbst zu gelangen, wurde die Composite-Technik auch auf das reine SL-Gebiet angewendet. Eine Darstellung im Detail findet sich bei *Peters* und *Tetzlaff* (1988). Im Bereich der SL selbst verschärfen sich die in der *Fig. 4* gezeigten Verhältnisse noch und erlauben einen Test der Genauigkeit der erzielten Ergebnisse. Hier sind die Beiträge aus der Verdunstung und der Divergenz der atmosphärischen Flüsse vernachlässigbar klein. Das Niederschlagswasser kommt nahezu ausschließlich aus der Austrocknung der Atmosphäre.

Die Versorgung mit Wasserdampf erfolgt in den SL-freien Gebieten durch die Flußkonvergenz der atmosphärischen Wasserdampfflüsse und durch die Verdunstung des vorher gefallenen Niederschlages. Dabei werden vom Niederschlag der vorausgegangenen SL etwa 90 % im nachfolgenden SL-freien Gebiet wieder verdunstet. Nimmt man die mittlere Niederschlagshöhe an der SL und betrachtet den Wasserhaushalt, so zeigt sich, daß der Rest des Wassers im Boden gespeichert wird ober abfließt. Dies entspricht etwa einer Niederschlagshöhe von 1,5 mm Wasserspeicherung im Boden pro SL. Der Abfluß aus dem Gebiet ist sehr gering, wie *Adams* (1987) zeigen konnte. Der Anteil des abfließenden Niederschlagswassers beträgt etwa 4 %. Mit einer Gesamtzahl von etwa 50 bis 70 SL pro Niederschlagssaison ergibt sich eine Größe der Bodenwasserrücklage am Ende der Regenzeit von etwa 75 bis 100 mm Niederschlagshöhe, ein Wert, der mit Berechnungen von *Adams* (1987) im Einklang steht. Die Berechnung der Verdunstung erfolgte mit einem Modell, das eine Verknüpfung des Wärmehaushaltes der Erdoberfläche mit dem Bodenfeuchtehaushalt erlaubt. Diese Berechnungen stützen sich auf ein Modell, das gleichzeitig den Wasser- und den Wärmehaushalt der Oberfläche verwendet. Dabei können unter Verwendung der routinemäßig gemachten meteorologischen Beobachungen und Messungen alle Parameter, die die Größe der Verdunstung beeinflussen, direkt oder indirekt bestimmt werden, so der Strahlungshaushalt an der Oberfläche aus der Bewölkung und den astronomischen Parametern.

Es werden Berechnungen mit einem Modell durchgeführt, das die Gehalte an Flüssigwasser und an Wasserdampf im Bereich der SL bestimmen kann. Das Modell benötigt als Eingangsparameter die nicht von der SL beeinflußten Temperatur- und Feuchtefelder sowie das Windfeld aus dem SL-Composite. Das untersuchte Gesamtvolumen, zwischen den Breiten 10° und 15° N und den Längengraden 2.5° E und 2.5° W gelegen, wird in Teilvolumina aufgespalten. Die gesamte Fläche wird im Mittel von einer SL ausgefüllt, wenn diese mit ihrer Squall Front an der westlichen Berandung bei 2.5° W zu liegen kommt. Jedes der Teilvolumina bedeckt eine Grundfläche von etwa 50 km mal 50 km und hat eine vertikale Erstreckung von jeweils 50 hPa (etwa 500 m). Für jedes dieser über 1000 Teilvolumina finden dann die Bilanzgleichungen für den Wasserdampf, für das Wolkenwasser sowie für das Regenwasser Anwendung. Die Verknüpfung dieser Haushaltsgleichungen liefert neben Aussagen über die Veränderung des Feuchtegehaltes der Atmosphärenvolumina bei Durchzug einer SL vor allem Daten über die Niederschlagsverteilung in der SL.

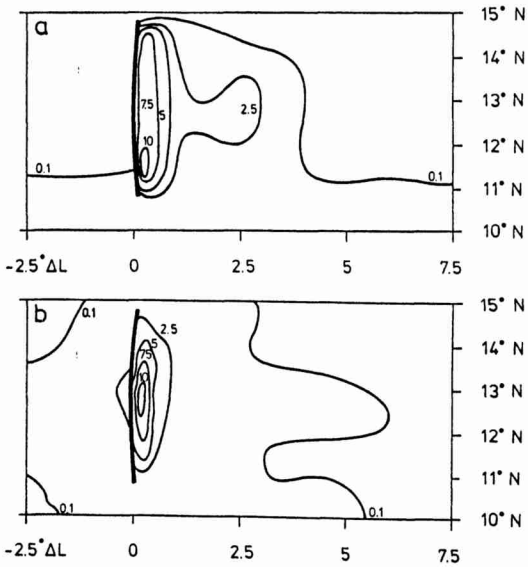

Fig. 5. Niederschlagshöhe an einer mittleren SL (Juli 1979) in mm/h bestimmt aus der Composite-Methode (*Fig. 5a*) und aus Modellberechnungen (*Fig. 5b*).
Precipitation at an average SL (July, 1979) in mm/h for observations as retrieved from the composite method (Fig. 5a) and from model calculations with a budget model (Fig. 5b).

Die berechneten Werte lassen sich mit den aus der Composite-Auswertung ermittelten vergleichen. Die *Fig. 5* zeigt die Niederschlagshöhe so wie sie sich aus den beiden Bestimmungsverfahren für die SL vom Juli 1979 ergab. Bis auf die zu geringen Niederschlagshöhen im Bereich des Ambosses beim Modell ist die Übereinstimmung zwischen den Ergebnissen außerordentlich gut. Die Abnahme des Wasserdampfgehaltes der Atmosphäre, die die Austrocknung der Atmosphäre zugunsten des an der SL erzeugten Niederschlages anzeigt, läßt sich anhand der *Fig. 6* ersehen. Dort ist der vertikal integrierte Wasserdampfgehalt eingeführt worden. Die Werte sind Differenzen zum von der SL unbeeinflußten Wasserdampfgehalt vor der SL, der etwa bei 50 bis 60 kg/m² liegt. Es zeigt sich deutlich die Abnahme des Wasserdampfgehaltes im Lee der SL. Der Vergleich der berechneten Werte mit den aus der Composite-Auswertung ermittelten ergibt ebenfalls nur sehr geringfügige Unterschiede.

4. Schlußbemerkung

Die Untersuchungen zum Wasserhaushalt der niederschlagsbringenden atmosphärischen Störungen des Sahel zeigen, daß die Versorgung der Squall Lines mit Wasserdampf zu einem guten Teil von der im Umfeld der Squall Lines selbst stattfindenden Verdunstung beeinflußt wird. Damit wird deutlich, daß die Oberflächenbedeckung einen entscheidenden Einfluß auf die Größe der Verdunstung, aber eben auch auf die Größe des Niederschlages, haben kann. In folgenden Untersuchungen wird die Verdunstung und das Bodenwasserspeichervermögen in die Unterschungen einbezogen werden, so daß durch rechnerische Sensitivitätsstudien die Reaktion der Niederschlagshöhe auf Veränderungen der Verdunstung, so wie sie aus Veränderungen der Landoberfläche resultiert, quantifiziert werden kann.

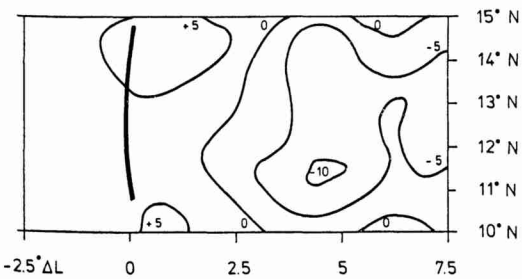

Fig. 6. Durch Modellberechnungen bestimmter vertikal integrierter Wasserdampfgehalt der Atmosphäre im SL-Umfeld in kg/m², dargestellt als Differenz zum Mittelwert in der wolkenfreien Umgebung der SL.
Vertically integrated water vapour content of the atmosphere in kg/m² from model calculations. The values are taken as differences from the average value in the cloud-free environment of the SL.

Danksagung

Die vorgestellten Ergebnisse wurden im Rahmen des Forschungsvorhabens KF 2004/1 des Bundesministers für Forschung und Technologie aus dem Klimaprogramm der Bundesregierung finanziell gefördert. An den umfangreichen Rechen- und Auswertearbeiten haben sich *U. Hoppmann* und *S. Kruse* beteiligt.

5. Literatur

Adams, L. J. 1987: Ein Wasser- und Energiebilanz-Modell von abflußlosen Seen und seine Anwendung in der Paläoklimatologie von Nordwest-Afrika. – Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie, Universität Hannover **29**, 127 S.

Bolton, D. 1984: Generation and propagation of African squall lines. – Quart. J. Roy. Met. Soc. **110**, pp. 695–721.

Devynck, J.-L. 1981: Study of some Sahelian disturbances during WAMEX. – GARP Special Report **37**, App. 15, pp. 16–27.

Dudhia, J., M. W. Moncrieff and *D. W. K. So* 1987: The two-dimensional dynamics of West African squall lines. – Quart. J. Roy. Met. Soc. **113**, pp. 121–146.

Hamilton, R. A. and *J. W. Archbold* 1945: Meteorology of Nigeria and adjacent territory. – Quart. J. Roy. Met. Soc. **71**, pp. 231–264.

Houze, R. A., Jr. 1977: Structure and dynamics of a tropical squall line system. – Mon. Wea. Rev. **105**, pp. 1540–1567.

Lamb, P. 1985: Rainfall in Subsaharian West Africa during 1941–83. – Z. Gletscherkunde u. Glazialgeologie **21**, S. 131–139.

Mensching, H. G. 1985: Die Sahelzone – Probleme ohne Lösungen? – DIE ERDE **116**, S. 99–108.

Nicholson, S. E. 1986: The spatial coherence of African rainfall anomalies: Interhemispheric teleconnections. – J. Clim. Appl. Met. **25**, pp. 1365–1381.

Payne, S. W. and *M. M. McGarry* 1977: The relationship of satellite infrared convective activity to easterly waves over West Africa and the adjacent ocean during Phase III of GATE. – Mon. Wea. Rev. **105**, pp. 413–420.

Peters, M. and *G. Tetzlaff* 1988: The structure of West African squall lines and their environmental moisture budget. Met. Atmos. Phys. **39**, pp. 74–84.

Riehl, H. 1954: Tropical Meteorology. – London, McGraw-Hill, 392 pp.

Riehl, H., D. Rossignol and *W. Lückefedt* 1974: On the structure and maintenance of West African squall lines. – Institut für Meteorologie, Freie Universität Berlin, 29 S.

Roux, F., J. Testud, M. Payen and *B. Pinty* 1984: West African squall line thermodynamic structure retrieved from dual-Doppler radar observations. – J. Atmos. Sci. **41**, pp. 3104–3121.

Spittler, G. 1985: Dürren im Air – eine historische Analyse. – DIE ERDE **116**, S. 177–184.

Tetzlaff, G., M. Peters und *L. J. Adams* 1985: Meteorologische Aspekte der Sahel-Problematik. – DIE ERDE **116**, S. 109–120.

Tetzlaff, G. and *M. Peters* 1986a: The atmospheric transport potential for water vapour and dust in the Sahel region. – Geo. J. **12**, pp. 387–398.

Tetzlaff, G. and *M. Peters* 1986b: Deep-sea sediments in the eastern tropical Atlantic off the African coast and meteorological flow patterns over the Sahel. – Geol. Rundschau **75**, S. 71–79.

Tetzlaff, G. and *M. Peters* 1988: Composite study on early summer Squall Lines and their environment over West Africa. – Met. Atmos. Phys. **38**, pp. 153–163.

Wolter, K. 1987: The Southern Oscillation in surface circulation and climate over the tropical Atlantic, eastern Pacific, and Indian Oceans as captured by cluster analysis. – J. Clim. Appl. Met. **26**, pp. 540–558.