

STUDIEN ZUM KONVEKTIVEN NIEDERSCHLAGSGESCHEHEN IM LAKE VICTORIA GEBIET MIT DIGITALEN METEOSAT-DATEN

Mit 11 Abbildungen und 2 Beilagen (III–IV)

GUNTER MENZ UND MATTHIAS BACHMANN

Summary: Studies on convective precipitation processes in the Lake Victoria area with digital METEOSAT-data.

Digital METEOSAT images represent a unique data base for the study of temperature patterns and horizontal movements of convective cloud systems within the Inner Tropics of Eastern Africa. In the present paper, time series of calibrated METEOSAT images of Kenya are analysed for the period of March to May 1990 – the period of the „long rains“. The method applied has the following advantages in comparison to conventional studies:

1. *Improvement of the understanding of the diurnal formation and circulation of cloud systems in the Lake Victoria area.* After sunset, intensive convective processes start above the relatively warm surface of Lake Victoria, while clouds are dissolving offshore. At night, the cloud systems move westwards. On the western shore, this movement slows down until sunrise – the clouds are in a quasi-stationary position. During daytime, convective processes can be observed on the northern and eastern shores. They culminate in the late afternoon, and then the clouds are highly significant for precipitation. These cloud movements result from the overlapping of different wind systems and from diurnal variances in energy flow.
2. *Differentiation of day- and night-rainfalls in relation to topography and surface coverage.* The varying day and night shares of the monthly precipitation (April 1990) along a transect running from Lake Victoria through Mount Kenya to the East-Kenyan lowlands around Garissa can be differentiated well. While nocturnal rainfall clearly dominates on the Lake, the gently undulating agrarian regions and savannahs receive most of the rain during day-time. High mountains like Mount Kenya and Kilimanjaro are exceptions to the general pattern, with a maximum during night-time.
3. *Calculation of rainfall maps for arbitrary time intervals.* For April 1990, a detailed rainfall map of Kenya was calculated by the so-called *Index-Method* from 1440 satellite images (infrared channel) and correlated with the monthly totals of precipitation as registered by 48 ground-stations ($r = 0,84$). In areas with very high precipitation, the correspondence between the map based on satellite data and the respective map published by the Kenya Meteorological Department (KMD) is most pronounced. Divergences were found to augment with decreasing monthly totals and increasing inter-annual variances of precipitation.

1 Einführung und Problemstellung

Der Viktoriasee in Ostafrika füllt mit einer Fläche von rund 68 500 km² den Boden des flachen, tektonisch entstandenen Unjamwesi-Beckens zwischen der ostafrikanischen und der zentralafrikanischen Schwelle aus. Er befindet sich in einer Höhenlage von 1134 m NN und zeichnet sich aufgrund seiner äquatorialen Lage (Geographische Breite: 0° bis 2,5°S und Geographische Länge: 32° bis 34°E) im Übergangsraum zwischen den immerfeuchten und den wechselfeuchten inneren Tropen ganzjährig durch sehr hohe Einstrahlungssummen aus. Das unterschiedliche thermische Verhalten der Wasser- und Landoberflächen generiert ein klassisches Land-See-Wind-System, das weitreichende klima-ökologische Konsequenzen für die Agrarwirtschaft in der Uferzone besitzt.

Überlagert und nachhaltig beeinflusst wird das regelmäßig auftretende Windsystem durch die saisonale N-S-Verlagerung der Innertropischen Konvergenzzone (ITCZ) und die permanenten troposphärischen Ostwinde, die sogenannten *Easterlies*. Das daraus resultierende tagesperiodische Zirkulationsmuster hat einen direkten Einfluß auf die Niederschlagsverteilung über dem Viktoriasee und seiner flachhügeligen Umgebung, wobei es eine deutliche Tag/Nacht-Differenzierung gibt. FLOHN und FRAEDRICH (1966) bezeichnen dies als ein gelände- oder topoklimatologisches Phänomen, wobei der Maßstab verglichen mit europäischen Verhältnissen sicherlich relativiert werden muß. Alleine die W-E-Erstreckung von Bukoba nach Musoma beträgt etwa 250 km, die Ausdehnung von Kampala im Norden bis Mwanza am Südufer mißt knapp 300 km. Die Ausmaße des Winam Golfs (auch als Kavirondo oder Nyanza Golf bezeichnet) bei Kisumu entsprechen etwa der Fläche des Bodensees (Abb. 1).

Die bisherigen Forschungsarbeiten zum Land-See-Wind-System, zur Gewitterhäufigkeit, zur Wolkenentwicklung und zum Niederschlagsgeschehen im Gebiet des Viktoriasees von FLOHN und FRAEDRICH (1966), THOMPSON (1966), LUMB (1970), FRAEDRICH (1972), ASNANI (1977), NIEUWOLT (1977), DATTA

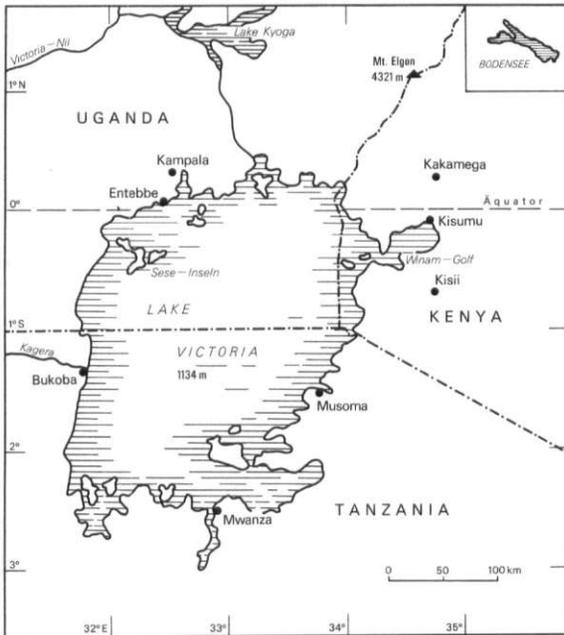


Abb. 1: Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes mit dem Viktoriasee

General map of the area of investigation with Lake Victoria

(1981), BÄRRING (1988), OGALLO (1988) u. a. wurden ausschließlich auf der Basis von terrestrischen Messungen der wichtigsten Klimatelemente (Lufttemperatur, Luftfeuchte, Windrichtung, Windgeschwindigkeit, Niederschlag und Sonnenscheindauer) und ergänzenden Wetterbeobachtungen durchgeführt.

In ihrem Aufsatz über die „Tagesperiodische Zirkulation und Niederschlagsverteilung am Viktoriasee“ haben FLOHN u. FRAEDRICH (1966) aus dem Datenarchiv des *East African Meteorological Department* (Nairobi), aus Statistiken in den *Deutschen Überseeischen Meteorologischen Beobachtungen* und aus Klimadaten der Normalperiode 1931–1960 erstmals detaillierte Karten der saisonalen Tageszeitenwinde und der mittleren jährlichen Niederschlagsverteilung erstellt (Abb. 2). Diese Karte zeigt, daß mehr als die Hälfte des Sees jährlich über 1500 mm Niederschlag erhält, wobei es drei deutliche Niederschlagsmaxima gibt; das absolute Maximum mit bis zu 2290 mm liegt in der NW-Ecke des Viktoriasees (Sese-Inseln), zwei Maxima befinden sich nördlich und südlich des Winam Golf (Kakamega und Kisii; siehe Abb. 1) im östlichen Küstenbereich. Dazwischen liegt über dem See eine meridional verlaufende Minimumzone mit weniger als 750 mm Niederschlag. Auf dem See kann ein deutlicher Niederschlagsgradient festgestellt werden, wobei das Gefälle im Westen und Nor-

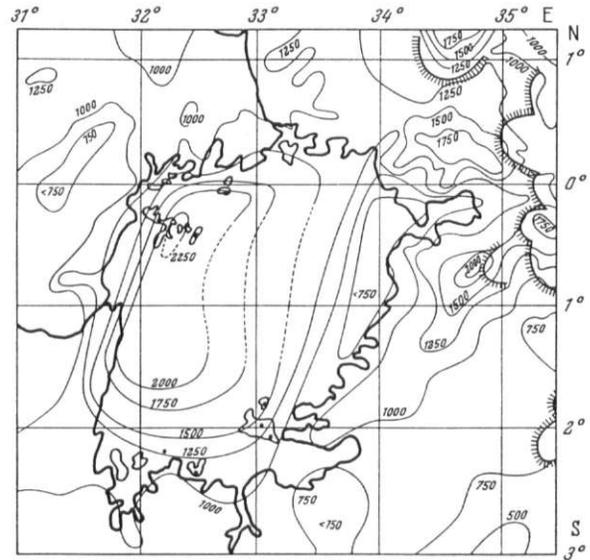


Abb. 2: Mittlere jährliche Niederschlagsverteilung am Viktoriasee

Quelle: FLOHN u. FRAEDRICH 1966

Mean annual precipitation in the Lake Victoria area

den größer ist als im Süden und Osten, d. h. es liegt eine asymmetrische Niederschlagsverteilung vor.

Eine klimageographische Interpretation der vorliegenden Verteilung kann vor dem Hintergrund der Erstellung dieser Jahreskarte aus den Daten von 13 Küstenstationen, 10 Inselstationen (verteilt auf 4 Inseln) und 13 Hinterlandstationen für ein Gebiet von ungefähr 220 000 km² nur eine Approximation der realen Niederschlagsverhältnisse widerspiegeln.

Im Rahmen von Untersuchungen während des *Hydromet Survey Project* der World Meteorological Organisation (WMO) und der Food and Agriculture Organisation (FAO) Anfang der 80er Jahre hat DATTA (1984, S. 335) das Problem der geringen Stationsdichte und das Fehlen von geeigneten Methoden zur Übertragbarkeit von Punktmessungen in die Fläche wie folgt formuliert: „... even today, the large open area of the Lake remains without any observatory. Thus rainfall estimation in this vast area remains largely speculative.“ Er fordert deshalb: „... it is very necessary to understand the physics of formation of precipitation over the lake and thence to model the distribution if rainfall estimation are to be improved.“ Insbesondere lassen sich folgende Fragen mit den Stationsdaten ursächlich nicht klären:

1. Warum liegt das absolute Niederschlagsmaximum auf der Seefläche und nicht auf dem Land im unmittelbaren Uferbereich?

2. Warum befindet sich das Niederschlagsmaximum in der NW-Ecke des Sees?
3. Woher kommen die wasserdampfreichen Luftmassen?
4. Zu welcher Tageszeit erreichen die Luftmassen die NW-Ecke, und was sind die Ursachen für die ergiebigen Niederschläge?
5. Welche horizontalen und vertikalen Mächtigkeiten besitzen die niederschlagsbringenden Wolkensysteme?

Im Rahmen eines von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) finanzierten Forschungsprojektes wurde der Einfluß der raum-zeitlichen Niederschlagsverteilung auf das Pflanzenwachstum (Nettoprimärproduktion) der verschiedenen Savanntentypen in den semiariden Gebieten von Kenya mit zeitlich hochaufgelösten METEOSAT-Daten quantitativ untersucht. Mit den Ergebnissen der Auswertung von digitalen METEOSAT-Bild-Sequenzen, die aus dem Untersuchungszeitraum von März bis Mai 1990 (Große Regenzeit in Kenya) vorliegen, lassen sich die oben genannten Fragen teilweise beantworten und die klimageographischen Aussagen der Niederschlagskarte von FLOHN und FRAEDRICH (1966) ansatzweise verifizieren.

In den nachfolgenden Abschnitten 2 und 3 werden die verwendeten METEOSAT-Daten näher beschrieben und die Vorteile multitemporaler Auswertungen erläutert. In den Abschnitten 4 und 5 folgt die Analyse der horizontalen Verlagerung und der vertikalen Bewegung von Wolkensystemen am Beispiel eines für die Regenzeit typischen Tagesganges (20.-21. 4. 1990) auf der Grundlage von Temperaturbildern. Anschließend wird in Abschnitt 6 eine numerisch erzeugte Niederschlagskarte von Kenya für den Monat April 1990 vorgestellt und im Kontext der vorliegenden Klimakarten vom Meteorological Department of Kenya (MDK) und von JÄTZOLD (1977) diskutiert. Die Aufteilung des Monatsniederschlags in Tag- und Nachtniederschlag gibt abschließend (Abschnitt 7) am Beispiel eines Querprofils vom Viktoriasee bis in das ostkenianische Tiefland neue klimatologische Einblicke in die Zusammensetzung von Konvektionsniederschlag in Abhängigkeit von der Oberflächenbedeckung und der Topographie.

2 METEOSAT-Daten

Für quantitative Untersuchungen der tageszeitlichen und räumlichen Veränderung von Wolkenzellen stellen digitale METEOSAT-Daten mit einer

zeitlichen Auflösung von 30 Minuten und einer maximalen räumlichen Auflösung von $5 \times 5 \text{ km}^2$ im thermalen Infrarot ein hervorragendes Datenmaterial dar. Die synoptische Betrachtungsweise und die unübertroffene Bildwiederholrate dieser Flächen-daten ermöglicht die Beobachtung des Aufbaus, des Reifestadiums und des Zerfalls von tropisch-konvektiven Wolkensystemen sowie die exakte Erfassung der Bewegungsrichtung in sogenannten Film-Loops mit bis zu 48 Einzelbildern pro Tag. Um die METEOSAT-Daten für die eigentlichen Auswertungen verfügbar zu machen, mußten folgende Vorverarbeitungsschritte auf der Bildverarbeitungsanlage am Geographischen Institut der Universität Bonn durchgeführt werden:

1. Kalibrierung der Rohdaten (Umrechnung in Strahlungsäquivalenttemperaturen),
2. Abschätzung des atmosphärischen Störeinflusses,
3. Überprüfung der geometrischen Genauigkeit,
4. Berechnung der räumlichen Auflösung (Pixelgröße).

Zu 1: Die Rohdaten von METEOSAT liegen zunächst als sog. Digital Counts vor und repräsentieren die digitalisierten Zahlenwerte der am Sensor gemessenen Analogsignale in den drei Spektralbereichen VIS (visible band: $0,5-0,9 \mu\text{m}$), WV (infrared water vapour absorption band: $5,7-7,1 \mu\text{m}$) und IR (thermal infrared band: $10,5-12,5 \mu\text{m}$). Über eine lineare Gleichung lassen sich die Rohdaten aus dem

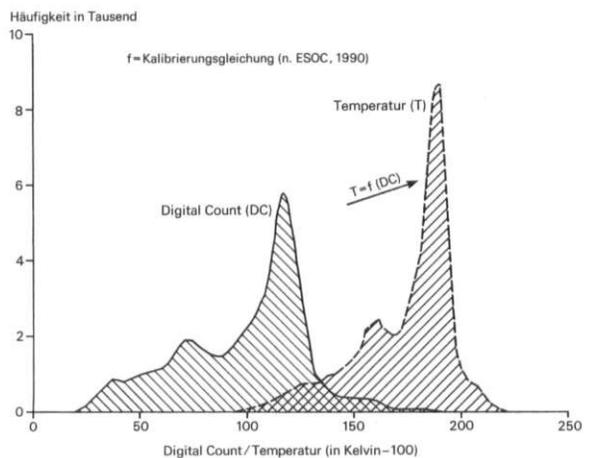


Abb. 3: METEOSAT-Kalibrierung - Häufigkeitsverteilung der Rohdaten (Digital Counts) und der umgerechneten Temperaturwerte für das 14-Uhr-Bild vom 21. 4. 1990

Calibration of METEOSAT data - histogram of the raw data (digital counts) and the calculated brightness temperatures for the 21st of April, 1990, 14 hrs

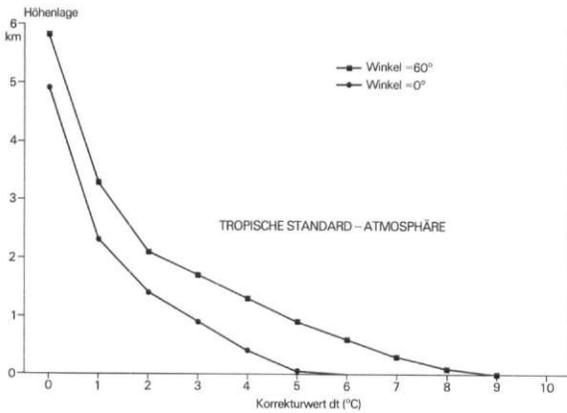


Abb. 4: Atmosphärenkorrektur (dt) für den IR-Kanal von METEOSAT-4 bei Sonnenzenitwinkeln von 0° respektive 60°

Quelle: SCHMETZ 1986

Atmospheric correction (dt) of the IR-channel of METEOSAT-4 at a solar zenithal angle of 0° and 60°

IR-Kanal in Strahlungsäquivalenttemperaturen, angegeben in Kelvin, umrechnen. Die Koeffizienten können dem METEOSAT Calibration Report (ESA 1990) entnommen werden. Damit die so berechneten Oberflächentemperaturen speicherplatzsparend auf der Festplatte der Bildverarbeitungsanlage abgelegt werden können, wurde jeder Temperaturwert um 100 erniedrigt ($273 \text{ Kelvin} = 0^\circ \text{ Celsius} = \text{Zahlenwert } 173$). Abbildung 3 zeigt für das 14-Uhr-Bild (SLOT 24) vom 21. April 1990 (JD 111) die Häufigkeitsverteilungen der Rohdaten (links) und der Temperaturwerte (rechts).

Zu 2: Solare und terrestrische Strahlungsflüsse werden auf ihrem Weg durch die Erdatmosphäre durch Absorption, Reflexion und Emission in unterschiedlicher Intensität verändert. Deshalb muß der Anteil der Störung an der empfangenen Strahlungsenergie am Sensor des Satelliten mit einer Fehlerabschätzung eingegrenzt werden. Abbildung 4 zeigt für die tropische Standardatmosphäre den Korrekturwert in Abhängigkeit von der Höhe über der Erdoberfläche. Im thermalen Kanal folgt daraus, daß eine Korrektur sowohl für einen Sonneneinfallswinkel von $\theta = 0^\circ$ (Zenitalstand der Sonne) als auch für einen Winkel von $\theta = 60^\circ$ lediglich unterhalb von 5 bzw. 6 km über Grund notwendig ist. Für Wolken des mittleren und hohen Stockwerkes (z. B. Cumulus congestus und Cumulonimbus), deren Höhe 5–6 km übersteigt und die den entscheidenden Beitrag zum tropischen Niederschlag liefern, können die IR-Daten somit ohne eine Atmosphärenkorrektur ausgewertet werden.

Zu 3: Die Bearbeitung eines multitemporalen Datensatzes setzt eine möglichst hohe Kongruenz der Einzelbilder voraus. Um dies zu gewährleisten, werden in dieser Untersuchung sogenannte rektifizierte METEOSAT-Daten benutzt, die bereits bei der Betreiberorganisation, dem European Space Operation Centre (ESOC) in Darmstadt, über ein operationelles Paßpunktverfahren geometrisch korrigiert worden sind und einen tolerablen Bild-zu-Bild-Versatz von maximal einem Bildelement (= 1 Pixel) aufweisen.

Zu 4: METEOSAT ist als geostationärer Satellit in einer Höhe von 35 800 km über dem Golf von Guinea am Kreuzungspunkt von Äquator und 0° -Meridian positioniert. Er tastet die Erdoberfläche, d. h. die ihm zugewandte Erdhälfte (Full Disk), mit einem Multispektralscanner innerhalb von 25 Minuten einmal vollständig ab. Für die Berechnung der räumlichen Auflösung eines bestimmten Bildelementes (Pixelgröße) auf der Erdoberfläche muß aus dem zentralperspektivischen Blickwinkel des Satelliten die Schnittfläche zwischen einem Kegel mit der Kugeloberfläche der Erde im Sinne der sphärischen Geometrie gelöst werden. Im Nadirpunkt beträgt die Auflösung im IR-Kanal exakt $5 \times 5 \text{ km}^2$. In W-E-Richtung nimmt die Auflösung entlang des Äquators bis 33°E auf etwa 6,6 km zu, in N-S-Richtung lediglich auf 5,1 km. Diesem Umstand ist besonders bei Flächenberechnungen Beachtung zu schenken.

3 Zeitreihenanalyse und Digitale Bildverarbeitung

Multitemporale Satellitendaten stellen für die flächenhafte Erfassung klimatologischer, hydrologischer und vegetationskundlich-phänologischer Prozesse eine wichtige Datengrundlage dar. Da diese ökologischen Prozesse in unterschiedlichen Zeit- und Raumskalen ablaufen, ist ein differenzierter Einsatz der Satellitendaten erforderlich, wie die nachfolgenden Beispiele zeigen.

GOSSMANN (1984) hat mit der Gegenüberstellung von Tag-Nacht-Bildpaaren der Oberflächentemperatur aus der Heat Capacity Mapping Mission (HCMM) neue Erkenntnisse über den Wärmehaushalt (Tagesamplitude) von verschiedenen Oberflächen ableiten können. MAUSER (1991) klassifizierte mit LANDSAT-TM- und SPOT-Daten aus unterschiedlichen Jahreszeiten wichtige Oberflächenparameter, wie z. B. die Landnutzung, und modellierte daraus die räumliche Variabilität der Evapotranspiration in einem landwirtschaftlich intensiv genutz-

ten Gebiet in der südlichen Oberrheinebene. BACHMANN und BENDIX (1991) berechneten aus etwa 180 NOAA/AVHRR-Szenen mit einem operationellen Verfahren die winterliche Nebelverteilung in den randalpinen Becken.

Die zeitliche Auflösung der Satellitendaten sollte also möglichst gut mit der Geschwindigkeit der betrachteten Prozeßabläufe korrespondieren. Zur Analyse des Tagesganges der Wolkenentwicklung und der Oberflächentemperatur stellen die 48 METEOSAT-IR-Bilder mit einem 30minütigen „Meßintervall“ ein hervorragendes Datenmaterial dar. Die Gesamtdatenmenge (Anzahl der Bilder) ist durch den gewünschten Auswertungszeitraum vorgegeben. Für die Berechnung einer Niederschlagskarte für den Monat April 1990 (s. Abs. 6) z. B. müssen insgesamt 1440 IR-Bilder mit zusammen über 310 MByte Datenumfang verarbeitet werden. Eine normierte Datenstruktur ist hierfür die wesentliche Voraussetzung (Abb. 5).

Bildgeometrie, Bildinhalt, Bildnamen und Bildzugriff müssen so organisiert sein, daß für variable Fragestellungen der Zugriff operationalisierbar ist. Dies wird durch eine Trennung zwischen den Analyseprogrammen für die eigentlichen Berechnungen und den sogenannten Steuerdateien, die die Auswahl und den Zugriff auf die Bilddaten regeln, geleistet. Mit der Digitalen Bildverarbeitung als methodisches Hilfsmittel und Satellitenbildern als Datenbasis eröffnen sich somit neue Möglichkeiten für die

Analyse von Zeitreihen im Sinne landschafts-ökologischer Prozeßstudien.

4 Horizontale Verlagerung von Wolkenzellen/-clustern

Der Tagesgang der Bewölkungsverhältnisse im Gebiet des Viktoriasees folgt streng dem Land-See-Wind-Regime (LUMB 1970). Anhand einer Auswahl von 12 IR-Bildern soll das typische Verteilungsmuster während eines 24-Stunden-Zyklus wiedergegeben werden (Beilage III). Die ausgewählte Bildsequenz vom 20. 4. 1990 (23 Uhr Lokalzeit (LT)) bis zum 21. 4. 1990 (21 Uhr LT) kann aufgrund der Analyse weiterer Tagesgänge aus der Regenzeit 1990 und nach Durchsicht von Zeitreihen der 12-Uhr-Bilder aus dem METEOSAT IMAGE BULLETIN hinsichtlich Tagesdynamik und Wolkenverteilung durchaus als typisch angesprochen werden. Die Temperaturabstufung der Wolkenoberflächen beträgt 5 Kelvin (203–207 K, 208–212 K, . . . , 257–262 K). Der Perimeter der Untersuchung wurde so festgelegt, daß sowohl die Prozesse über dem See als auch der nachmittägliche Seewind mit seiner größten Intensität zwischen 15 und 18 Uhr und einer maximalen Reichweite von etwa 150 km erfaßt werden können. Weitere Bildsequenzen aus der Regenzeit belegen mit unterschiedlicher Intensität die nachfolgend beschriebenen Beobachtungen.

Um 23 Uhr (etwa 5 Stunden nach Sonnenuntergang) haben sich die großflächigen Wolkencluster vom Nachmittag im weiteren Uferbereich auf der Nord- und Nordostseite des Viktoriasees bis auf wenige, relativ kleine Wolkenzellen aufgelöst. Gleichzeitig erkennt man über der östlichen Seehälfte die ersten isolierten Konvektionszellen mit einer horizontalen Ausdehnung zwischen 10 und 50 km. Zwei Stunden später (um 1 Uhr) hat sich aus den isolierten kleineren Konvektionszellen über dem See ein größeres, fast kreisrundes Wolkencluster gebildet, das einen Durchmesser von etwa 80 km aufweist. Dieses Cluster befindet sich noch in der gleichen Position wie zwei Stunden zuvor die kleinen Zellen, liegt jedoch vollständig auf der Seefläche. Außer einer kleineren Wolke im Norden ist der übrige See wolkenfrei.

Im Verlauf der zweiten Nachthälfte setzt sich das Wolkenwachstum fort. Um 3 Uhr hat das Wolkencluster weiter an Größe zugenommen und ist gleichzeitig auf die Seemitte in Richtung Westen abgedriftet. Der Durchmesser liegt nun bei etwa 120 km. Gegen 4 Uhr erreicht das Wolkencluster das Westufer des Sees zwischen Bukoba im Süden und den

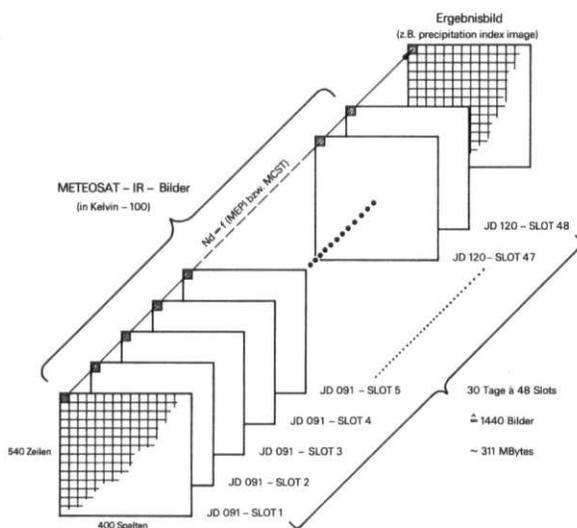


Abb. 5: Datenstruktur für die Berechnung von Niederschlagskarten aus METEOSAT-IR-Bildern

Data organisation scheme for the calculation of rainfall maps from METEOSAT-IR-data

Sese Inseln im Norden. Eine Stunde später (5 Uhr) liegt das Wolkengebiet immer noch vollständig über der Wasserfläche, allerdings zeigt es eine Stauchung (Deformation) in zonaler Richtung. Das Temperaturmuster der Wolkenoberfläche ist jetzt, im Unterschied zu den frühen Nachtstunden, asymmetrisch mit sehr niedrigen Temperaturen im Westen. Am Südeinde ist eine kleinere Wolkenzelle mit einem eigenen Temperaturminimum angegliedert. Diese Befunde erlauben den Schluß, daß die horizontale Wolkenverlagerung am Westufer gestoppt wird, d. h., daß das System in eine stationäre Lage kommt und fortan nur noch „in situ“ Prozesse ablaufen. Auf der seewärtigen Seite bewirkt dies einen Zerfall, während die Mächtigkeit der Wolken auf der ufernahen See- fläche weitgehend erhalten bleibt. Zwischen 5.30 Uhr und 6.00 Uhr setzt das Wolkensystem seine Bewegung in westliche Richtung auf das Land fort.

Im 7-Uhr-Bild zeigen sich nun über der westlichen Seehälfte zwei getrennte Wolkenzellen, wobei die nördliche Zelle zur Hälfte dem Festland aufliegt und starke Auflösungserscheinungen zeigt, während die südliche Zelle sich noch größtenteils über dem Wasser befindet und gut ausgebildet erscheint. Das restliche Untersuchungsgebiet ist zu dieser Tageszeit wolkenfrei. Weitere 2 Stunden später, um 9 Uhr, hat sich die nördliche Wolkenzelle fast komplett aufgelöst, die südliche Wolke, die erst zeitversetzt das Festland erreicht hat, ist ebenfalls in Auflösung begriffen. Der Durchmesser beträgt noch etwa 80 km. Der geringste Bewölkungsgrad wird am Vormittag um 11 Uhr erreicht. Fünfzig Kilometer westlich der Küste existiert eine ungefähr 10 bis 20 km große Restbewölkung. Damit ist der nächtliche Bewölkungszyklus, der in der Hauptsache über der See- fläche und im Uferbereich abgelaufen ist, beendet. Es beginnt der Tageszyklus des Bewölkungsganges.

Kurz nach Sonnenhöchststand, um 13 Uhr, bildet sich am Nordufer und landeinwärts in Richtung Kampala eine Konvektionszelle mit einem Durchmesser von etwa 50 km. Einige kleinere initiale Konvektionswolken lassen sich im Hochland von Kenya (bei Kisumu) ausmachen. Am frühen Nachmittag vervielfacht sich die Grundfläche der bereits vorhandenen Wolken durch intensives konvektives Wachstum (die Wolkenzelle bei Kampala hat sich z. B. mehr als verdoppelt). Andererseits kommen neue Wolken hinzu, wie z. B. am Mt. Elgon an der Grenze von Kenya zu Uganda. Zum Zeitpunkt der höchsten Windgeschwindigkeiten des zentrifugal ausgerichteten Seewindsystems gegen 17 Uhr haben sich an der Nordwest-, Nordost- und Ostküste ausgedehnte Wolkencluster gebildet, die in ihrer Größe denen der

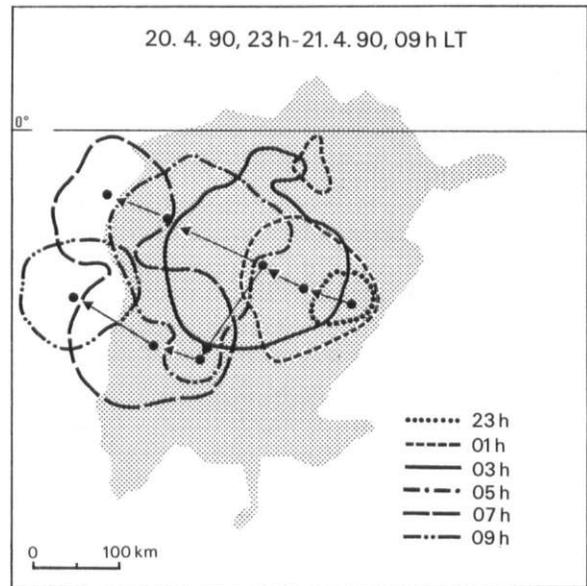


Abb. 6: Schematische Darstellung der horizontalen Wolkenverlagerung über dem Viktoriasee während des Nachtzyklus (23 Uhr bis 9 Uhr LT)

Schematic representation of the horizontal cloud movement over Lake Victoria during the night (23 hrs to 9 hrs LT)

Nacht über dem See gleichen. Diese bis zu 150 km im Durchmesser mächtigen Wolken reichen nicht bis an die Uferlinie, sondern sind um bis zu 50 km landeinwärts versetzt. Die Wasserfläche ist seit dem frühen Morgen wolkenfrei.

Nach Sonnenuntergang um 19 Uhr haben sich die bis dahin getrennten Wolkenzellen über dem Hochland von Kenya zu einem zusammenhängenden „Super-Cluster“ von etwa 300 km Länge und bis zu 150 km Breite vereinigt. Dieses hat das Ufer erreicht, wobei der Golf von Kisumu ausgespart bleibt. Das Wolkenfeld westlich des Sees zeigt deutliche Auflösungserscheinungen. Knapp drei Stunden nach Sonnenuntergang, um 21 Uhr, hat das „Super-Cluster“ einen stark veränderten Aspekt. Im Auflösungsstadium bzw. im Transformationsstadium von einem Land- zu einem Seesystem hat sich das Wolkenareal bereits bis zu 70 km auf den See hinaus verlagert. Auf seiner rückwärtigen Seite sind großflächig Areale wolkenfrei geworden.

Zusammenfassend läßt sich für den Nachtzyklus festhalten (Abb. 6), daß sich das einzellige, konzentrisch aufgebaute Wolkensystem nach der Wachstumsphase im östlichen Seegebiet in den frühen Abend- und Nachtstunden in westliche Richtung verlagert. Am Westufer des Sees wird die horizontale

Bewegung für 3–4 Stunden bis zum Sonnenaufgang gestoppt. Danach wird die Bewegung reaktiviert und die Wolkenzellen wandern auf das Land bei gleichzeitiger Tendenz zur Wolkenauflösung.

Die horizontale Wolkenbewegung lässt sich nach dem hier Dargelegten auf zwei eng miteinander gekoppelte Ursachen zurückführen:

1. *Boden- und Höhenwindfeld*: Das oberflächennahe Windfeld (Reibungswind) zeichnet sich durch seine ganzjährig hohe Beständigkeit hinsichtlich Richtung und Geschwindigkeit aus (FLOHN u. FRAEDRICH 1966). Der nach Sonnenuntergang einsetzende Landwind erreicht jedoch nicht während der Nacht, sondern erst gegen 8 Uhr seine maximale Geschwindigkeit. Bei Kisumu dominiert die östliche Richtung, während in der Südost-Ecke bei Mwanza südöstliche Winde vorherrschen. An der Nord-, West- und Südküste sind die Landwinde deutlich schwächer ausgeprägt und bilden zusammen mit den Winden der Ostküste ein zentripetales Muster. Das nächtliche Windfeld im Stockwerk der mittleren und oberen Troposphäre bis etwa 12 km Höhe wird durch einen stetigen Ostwind, die sogenannten *Easterlies*, beeinflusst mit einer nördlichen Komponente im nordhemisphärischen Sommer und umgekehrt (NIEUWOLT 1978).

Die synergistische Beziehung zwischen beiden Windsystemen erklärt die horizontale Verlagerung der Wolken. Die beobachtete höhere Zuggeschwindigkeit der Wolken nach Westen bis in die frühen Morgenstunden resultiert im wesentlichen aus der Addition von Boden- und Höhenwind, während sich das „Stehenbleiben“ des Wolkensystems am Westufer in der späten Nacht und am frühen Morgen durch Subtraktion der Windvektoren ergibt. Die Addition bzw. Subtraktion der zwei Windsysteme verbunden mit vertikal unterschiedlichen Windgeschwindigkeiten führt generell vermutlich nicht zu einer vertikalen Entwicklung der Wolkentürme, sondern insbesondere in der Höhe zu einem westwärts gerichteten Abdriften (s. Abb. 7).

2. *Energieaustausch zwischen Wolken und Land-/Seeflächen*: Die hohe räumliche Koinzidenz zwischen der Verteilung der Wolken am Tage über dem Land bis exakt an die Küstenlinie und in der Nacht über dem See bis an das Ufer lässt sich nicht allein aus dem Zusammenwirken der beteiligten Windsysteme erklären. Ein weiterer entscheidender Faktor ist der Energieumsatz in Form von latenter und fühlbarer Wärme innerhalb der Wolken und zwischen der Erdoberfläche und den darüber liegenden Wolken. Im Folgenden soll die beobachtete Tag/Nacht-Differenzierung qualitativ beschrieben werden:

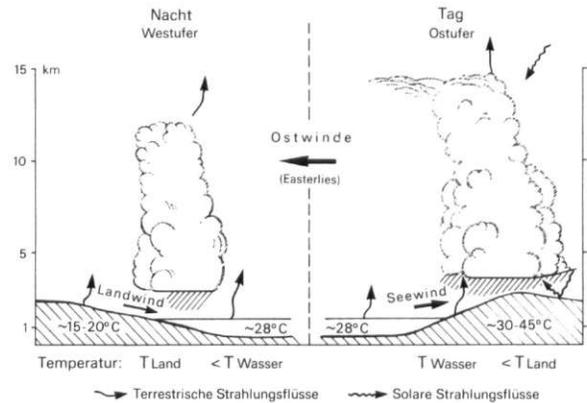


Abb. 7: Tag-/Nacht-Wolkenverteilung als Ergebnis der resultierenden Windvektoren (Easterlies und Land-Seewind-System) und des Energieaustausches zwischen Erdoberfläche und Wolken

Day-/night distribution of clouds as a result of the resulting wind field (easterlies and land-sea-wind system) and energy flow between earth surface and the clouds

Während der *Nacht* geben die Wolken über dem See Wärmeenergie im langwelligen Spektralbereich (Ausstrahlung) ab (Abb. 7). Das entstehende Energiedefizit hätte Wolkenauflösung zur Folge, wenn nicht 1. durch fühlbare und latente Wärmeenergie von der warmen Seeoberfläche (28 °C) her und/oder 2. durch freiwerdende Kondensationswärme innerhalb der Wolke selbst das Defizit kompensiert werden könnte. Erreichen die Wolken in der zweiten Nachthälfte das Westufer, so ändern sich abrupt die Rahmenbedingungen für die Aufrechterhaltung dieser mächtigen Wolkensysteme. Einer unverändert hohen Energieabgabe an der Oberfläche steht ein deutlich geringerer Energieinput an der Wolkenbasis gegenüber. Wolkenauflösung beim Übertritt von der energiereichen See- auf die energiearme Landfläche ist die sichtbare Konsequenz. Eine Quantifizierung der hier beschriebenen Energie- und Massenumsätze von konvektiven Wolkensystemen in den Tropen wurde im Rahmen von mehreren Feldexperimenten (z. B. Global Atmospheric Tropical Experiment – GATE) und Modellrechnungen (STEINER 1979) ansatzweise versucht; eine exakte Erfassung der komplexen Zusammenhänge bedarf weiterer Untersuchungen.

Am *Tage* werden über der Landfläche durch die sehr hohe Einstrahlungsleistung von bis zu 1000 W/m² thermisch induzierte Konvektionsprozesse in Gang gesetzt. Vertikales und horizontales Wolkenwachstum über dem Land sind besonders effektiv, solange 1. die Energiebilanz der konvektiven Wolkensysteme positiv ist, 2. der Wasserdampf-

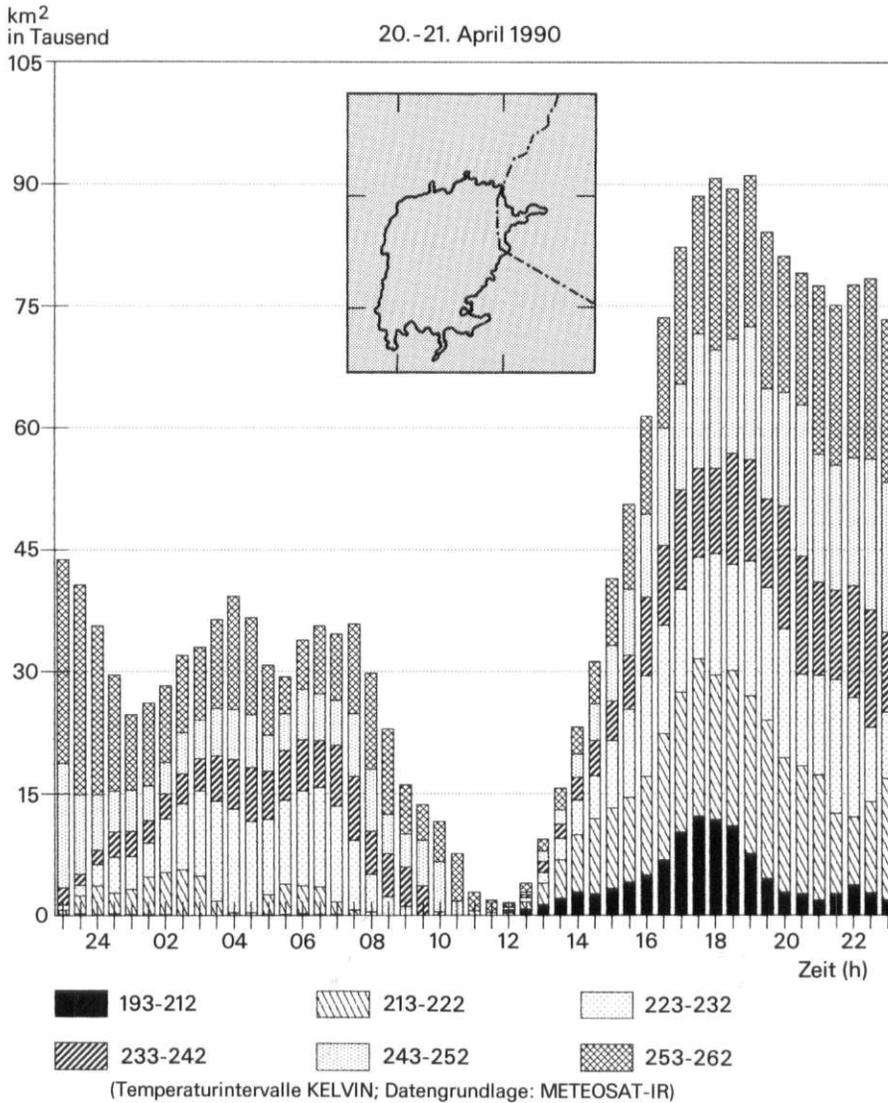


Abb. 8: Tagesgang des Bewölkungsgrades und der Temperaturmuster der Wolkenoberflächen im gesamten Untersuchungsgebiet

Cloud cover and cloud top temperature in the overall area of investigation

gehalt der beteiligten Luftmassen sehr hoch ist und 3. kein Niederschlag einsetzt. Für das Untersuchungsgebiet gilt somit, daß am Tage Wolken über dem See die Ausnahme, über der ufernahen Landoberfläche die Regel sind.

5 Vertikale Bewegung und Temperaturmuster von Wolkenoberflächen

Aus der Dominanz des vertikalen Luftmassenaustausches mit den typischen Haufenwolken (Cumulus

humilis bzw. congestus) als sichtbares Zeichen kann die Temperatur von Wolkenoberflächen in erster Näherung als Indikator für die Höhenlage angesehen werden. Somit kann aus dem Tagesgang der Temperatur auf das vertikale Wachstum geschlossen werden. Für das Untersuchungsgebiet wurde die zeitliche Veränderung des Bewölkungsgrades und der Temperaturmuster der Wolkenoberflächen insgesamt wie auch für die Land- und Seeoberfläche getrennt analysiert. Die Temperaturintervalle umfassen das Temperaturminimum der kältesten Wolken, das bei 196 Kelvin (-77°C) liegt, und reichen

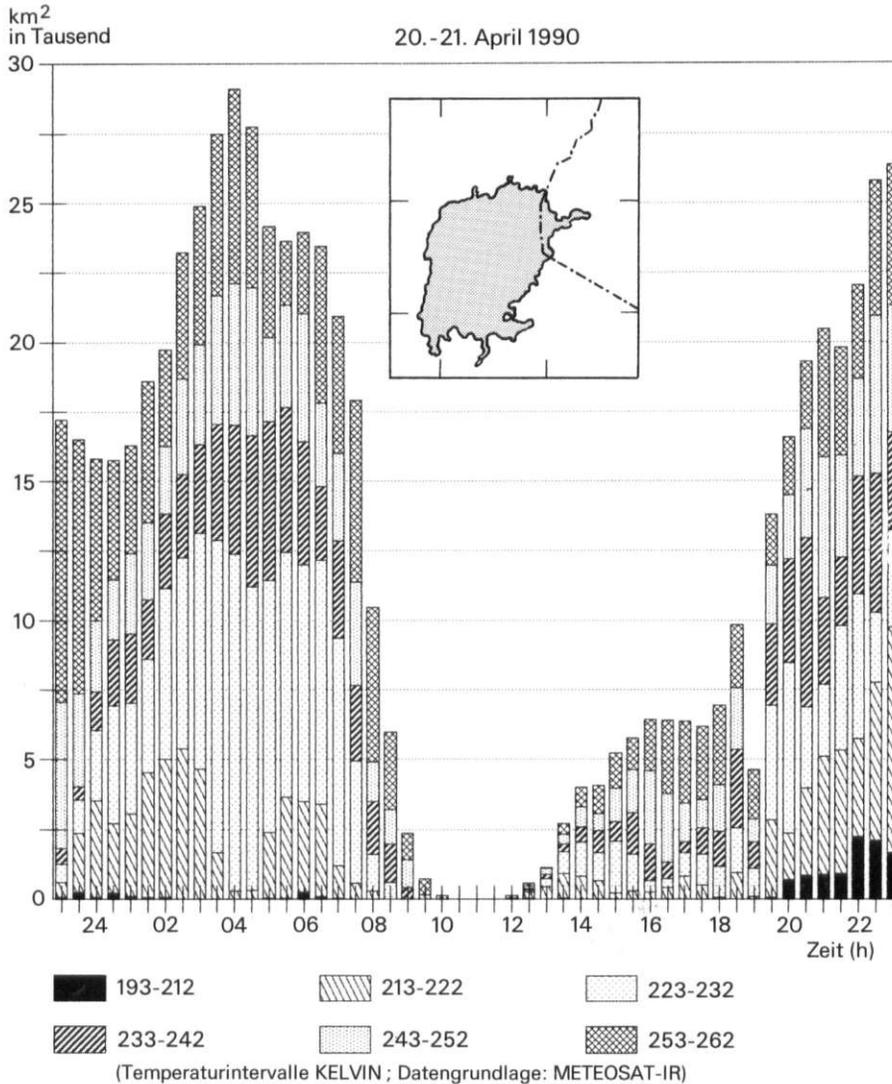


Abb. 9: Tagesgang des Bewölkungsgrades und der Temperaturmuster der Wolkenoberflächen über dem Viktoriasee
Cloud cover and cloud top temperature over Lake Victoria

bis 262 Kelvin (-11°C) für Wolken des unteren Wolkenstockwerkes (Cumulus humilis).

Für die Land- und Wasserflächen zeigt Abbildung 8 den Tagesgang des Bewölkungsgrades und die Zusammensetzung der Oberflächentemperatur aller Wolken. Die Verteilung weist zwei Hauptmaxima auf, ein erstes in der Zeit von 1 Uhr in der Nacht bis um 10 Uhr am Morgen, das durch ein lokales Minimum gegen 5.30 Uhr unterteilt ist, und zweitens ein um den Faktor 2 bis 2,5 größeres Bewölkungsmaximum am Spätnachmittag und frühen Abend. Dazwischen herrscht am Mittag (11.30 bis 12 Uhr) der geringste Bewölkungsgrad. Der höchste Bewölkungsgrad liegt nach Sonnenuntergang um

18.30 Uhr mit etwa 90 000 km² (32%) vor. Zum Zeitpunkt der maximalen Bewölkung gegen 18 Uhr LT erreichen die Wolkencluster gleichzeitig ihre größte vertikale Mächtigkeit. Das absolute Temperaturminimum beträgt 193 Kelvin (-80°C), was einer mittleren Höhenlage der Wolkenobergrenze von etwa 15,5 km über NN entspricht.

Regionalisiert man die Gesamtaussage auf die Teilgebiete See (Abb. 9) und Land (Abb. 10), so lassen sich zwei allgemein bekannte Aussagen eindrücklich verifizieren:

1. Das Maximum der Bewölkung über dem See liegt in der zweiten Nachthälfte. Nach Sonnenuntergang steigt der Bewölkungsgrad über der Seefläche

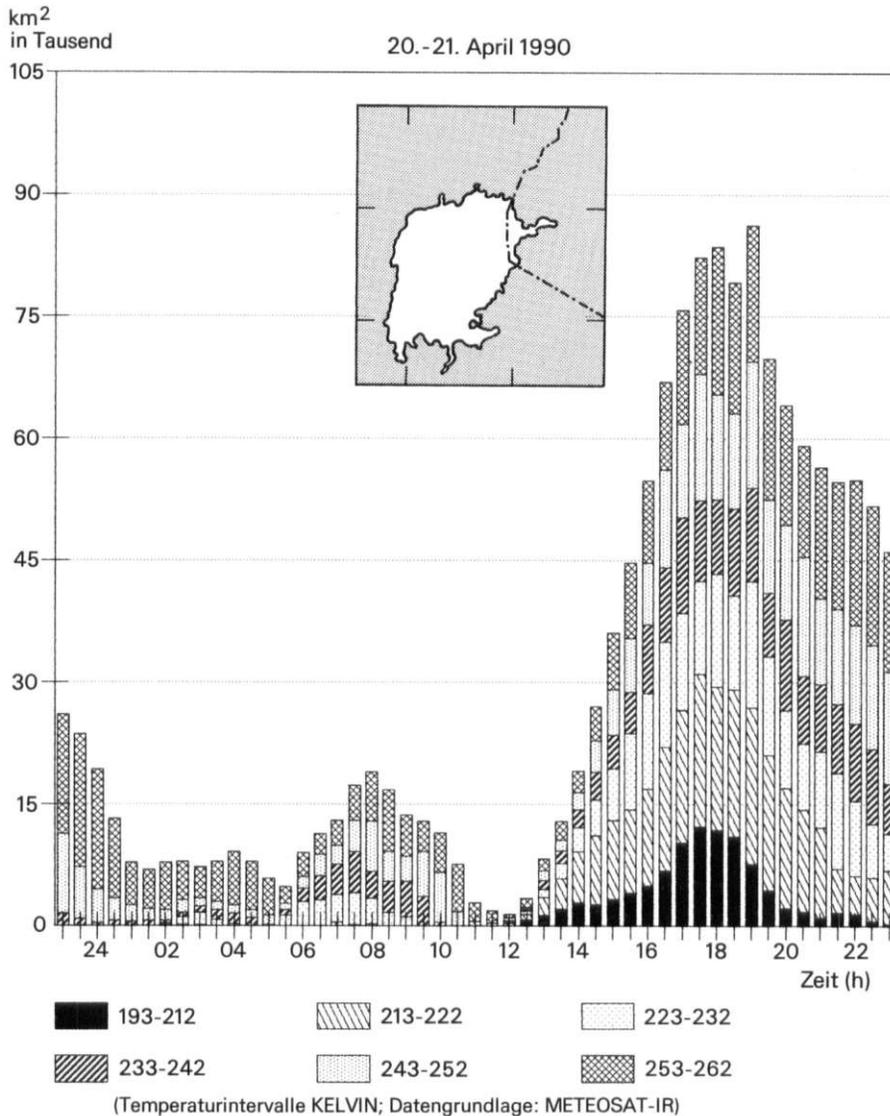


Abb. 10: Tagesgang des Bewölkungsgrades und der Temperaturmuster der Wolkenoberflächen über der Landoberfläche
Cloud cover and cloud top temperature over the land surface

rapide an. Ein gleichzeitiges Höhenwachstum läßt sich aus der Abnahme der Oberflächentemperaturen der Wolken von der Klasse 223 bis 232 Kelvin um 18.30 Uhr auf 193 bis 212 Kelvin um 23 Uhr ableiten. Entscheidend hinsichtlich der Niederschlagsaktivität ist der ausgeprägte Anstieg nach Mitternacht bis in die frühen Vormittagsstunden. Um 4 Uhr wird der maximale Bewölkungsgrad erreicht. Etwa 30% der Seefläche oder rund 20 000 km² sind dann wolkenbedeckt. Oberflächentemperaturen kleiner 232 Kelvin sind dabei niederschlagssignifikant, wie in Abschnitt 6 weiter ausgeführt wird.

2. Das Bewölkungsmaximum über dem Land liegt am Spätnachmittag bis kurz nach Sonnenuntergang. Neben einem kleinen Bewölkungsmaximum um 8 Uhr, das hauptsächlich Wolkenareale in Auflösung darstellt, setzen ab 12 Uhr intensive Konvektionsprozesse über Land ein, die gegen 18 Uhr ihren Kulminationspunkt erreichen. Die niedrigste Oberflächentemperatur liegt um bis zu 20 Kelvin tiefer als das entsprechende Minimum in der Nacht über dem See. Die Wolkensysteme reichen dann entsprechend ihrer Temperatur bis in das Tropopausenniveau in etwa 16 km Höhe.

6 Berechnung einer Niederschlagskarte „KENYA – April 1990“

Für die inneren Tropen mit ihren dominant-konvektiven Niederschlägen (WEISCHET 1966) besteht eine hohe Korrelation zwischen der Niederschlags-ergiebigkeit einzelner Wolkenzellen und ihrer Oberflächentemperatur. Erst nach Unterschreitung einer regional unterschiedlichen Schwellenwerttemperatur (für Ostafrika wurde eine optimale Schwellenwerttemperatur von 232 Kelvin errechnet), d. h. dem Erreichen einer bestimmten vertikalen Mächtigkeit – „Koagulationsstrecke“ –, kann mit einer hohen Wahrscheinlichkeit auf die Ausfällung von Wasser in Form von Schauerniederschlägen oder Landregen geschlossen werden. Diese bekannte, physikalische Gesetzmäßigkeit wurde erstmals von ARKIN (1979) in seiner Arbeit: „The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulation“ auf der Basis von einzelnen Satellitenbildern untersucht. Daraus entwickelte sich in der Folge die sog. *Index-Methode*.

Mit der *Index-Methode* wird ein Temperaturbild über eine Schwellenwerttemperatur in ein sog. binäres Bild zerlegt, wobei für jedes Bildelement je nach seinem Temperaturwert eine 1 (Niederschlag) oder eine 0 (kein Niederschlag) im Binärbild steht. Wiederholt man dies für eine große Anzahl Bilder aus einer beliebigen Bildsequenz (z. B. einer Vegetationsperiode) und addiert die Binärbilder, so erhält man als Ergebnis ein sog. „Niederschlags-Index-Bild“. Die Transformation der dimensionslosen Indexwerte in absolute Niederschlagssummen erfolgt über eine Regressionsrechnung zwischen den Indexwerten und den zeitlich und räumlich korrespondierenden, terrestrisch gemessenen Niederschlagsmengen in Millimeter (VACULIK 1991).

Die Niederschlagskarte „KENYA – April 1990“ (Beilage IV) zeigt die Anwendung dieser Methode auf die REAL-TIME-WINDOW-Daten von METEOSAT. Mit einer Schwellenwerttemperatur von 232 Kelvin wurden alle 1440 IR-Bilder für den Monat April (= 30 Tage à 48 Bilder/Tag) nach der beschriebenen *Index-Methode* numerisch abgearbeitet. Mit den Bodenmessungen von 48 Niederschlagsstationen für den Monat April 1990 wurden die Indexwerte kalibriert, wobei ein linearer Regressionsansatz einen Korrelationskoeffizient $r = 0,84$ ($n = 48$) lieferte.

Die Niederschlagskarte „KENYA – April 1990“ besitzt im Original einen Maßstab von 1:2 000 000 und zeigt die Niederschlagsverteilung in 25 mm Intervallen. Die höchsten Niederschlagssummen mit

bis zu 300 bzw. 350 mm liegen im weiteren Uferbereich des Viktoriasees in Westkenya. Weniger als 50 mm im Hauptniederschlagsmonat April erhalten die Gebiete in Nordwest-Kenya an der Grenze zum Sudan und unmittelbar an der Küste des Indischen Ozeans im Grenzbereich zu Somalia. Zwischen diesen beiden Extremen liegt das Hochland von Kenya mit Werten von 125 bis 175 mm – inselartig unterbrochen durch höhere Niederschlagswerte mit bis zu 250 mm in den Luvlagen der ostafrikanischen Hochgebirge von Mt. Kenya, Nyandarua Range (Aberdares) und Kilimanjaro. Das sogenannte Tiefland von Kenya im Norden und Osten erhält Niederschlagssummen zwischen 75 und 125 mm.

Auffällig im Vergleich zu der Niederschlagskarte für den Monat April vom Meteorological Department of Kenya, einer langjährigen Mittelwertkarte, ist eine atypische „Niederschlagsbrücke“ von den südlichen Ausläufern des Hochlands von Äthiopien über das Bergland von Marsabit bis in das kenianische Hochland. Die Niederschlagssummen von 125 bis 150 mm übertreffen das langjährige Monatsmittel um bis zu 100 mm oder 200% und sind ein deutlicher Hinweis auf die hohe Variabilität.

Im Unterschied zu den Monats- und Jahreskarten des Niederschlages vom Meteorological Department of Kenya oder zur Karte der mittleren Jahresniederschläge von JÄTZOLD (1977) aus dem Afrika-Kartenwerk, die als Klimakarten die mittlere monatliche bzw. jährliche Verteilung des Niederschlages über eine längere Zeitperiode (z. T. Normalperiode) beinhalten, zeigt die nach der *Index-Methode* berechnete Niederschlagskarte eine „Momentaufnahme“ für den Monat April 1990. Das differenzierte Verteilungsmuster des Niederschlages spiegelt den spezifischen Vorteil der benutzten Flächendaten von METEOSAT wider, wie es nach Auffassung der Autoren mit einem Interpolationsansatz nicht zu erreichen ist. Um mit der *Index-Methode* Klimakarten von Ostafrika aus METEOSAT-Daten zu berechnen, ist eine mindestens 10jährige Reihe mit etwa 36 GByte Daten notwendig.

In Kombination mit phänologischen Beobachtungen, wie sie seit Anfang der 80er Jahre mit diversen Vegetationsindizes (z. B. Normalized Difference Vegetation Index (NDVI)) aus NOAA-AVHRR-Satellitendaten durchgeführt werden, erweitern diese Datensätze (im regionalen Maßstab) das Verständnis für die ökologischen Wechselwirkungen zwischen Niederschlag und Pflanzenwachstum in den semiariden Räumen Afrikas und liefern damit wichtige Hinweise für die bessere Inwertsetzung dieser marginalen Agrarräume.

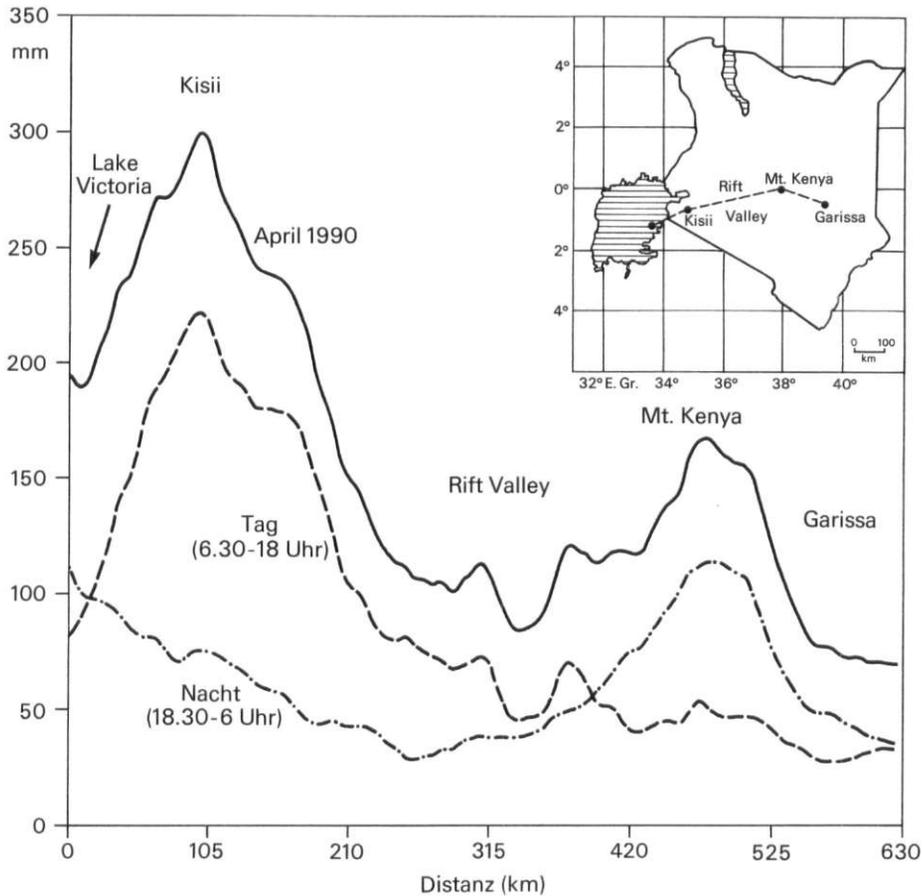


Abb. 11: Niederschlagsverteilung für den Monat April (Total, Tag- und Nachtanteil) entlang einer Profillinie vom Viktoriasee (Musoma) über den Mt. Kenya bis ins ostkenianische Tiefland (Garissa)

Rainfall distribution (April, total, day-, night share) along a profile from Lake Victoria (Musoma) through Mt. Kenya to the lowlands of East-Kenya (Garissa)

7 Tag/Nacht-Niederschlagsverteilung

Ein neuer Aspekt bei der numerischen Ableitung von Niederschlagskarten aus digitalen METEOSAT-Daten liegt in der Zerlegung der Monatssumme in frei definierbare Zeitintervalle (z. B. stündlich, täglich, dekadisch, etc.). Dazu wird bei der Berechnung die Steuerdatei, die beim Programmablauf die Namen der Temperaturbilder angibt, entsprechend modifiziert. Die gesamte Stichprobe (1440 IR-Bilder) kann somit auf einfache Art und Weise in zwei Teilmengen – 1. Tag (6.30 Uhr bis 18 Uhr Lokalzeit) und 2. Nacht (18.30 Uhr bis 6 Uhr Lokalzeit) – zerlegt und es können die Partialgrößen Tag- und Nachtniederschlag berechnet werden.

Entlang einer Profillinie vom Viktoriasee durch das Rift Valley über den Mt. Kenya-Gipfel bis in das östliche Tiefland bei Garissa lassen sich die

Anteile von Tag- und Nachtniederschlag am Gesamtniederschlag für den Monat April 1990 besonders gut aufzeigen und klimageographisch interpretieren (Abb. 11). Der Gesamtniederschlag besitzt zwei ausgeprägte Maxima: ein größeres mit bis zu 300 mm bei Kisii in Westkenya und ein zweites im Gebiet des Mt. Kenya in Zentralkenya mit bis zu 170 mm. Dazwischen bzw. westlich von Kisii auf der Wasserfläche des Viktoriasees und östlich des Mt. Kenya im Tiefland bei Garissa erreicht der Monatsniederschlag Werte zwischen 190 und 80 mm.

Betrachtet man im Vergleich dazu das differenzierte Verteilungsmuster der Tag- und Nachtniederschläge, so lassen sich drei niederschlagsklimatologisch unterschiedliche Regionen ausgliedern:

1. Auf dem *Viktoriasee* überwiegen die Nachtniederschläge, wobei das Verhältnis von Nacht zu Tag von Westen nach Osten abnimmt (vgl. Abs. 4). Im

Uferbereich kommt es zu einer Umkehrung. Für den Untersuchungszeitraum lagen die absoluten Niederschlagssummen am Ostufer bei Musoma in der Nacht bei 100 bis 110 mm und zwischen 80 und 90 mm am Tage.

2. Im niederschlagsreichen *Westkenya um Kisii* dominieren die Tagesniederschläge mit Werten bis zu 220 mm (Nacht: 70 mm). Es handelt sich hier um ausgeprägte spätnachmittägliche Konvektionsniederschläge. Das Maximum ergibt sich dabei aus der Superposition der 3 wichtigsten niederschlagsfördernden Faktoren:

- ganzjährig sehr hohe Einstrahlungssummen,
- persistente Windsysteme am Boden sowie in der mittleren und höheren Troposphäre,
- hohe Verfügbarkeit von Wasserdampf.

3. Der *Vulkankegel des Mt. Kenya* – mit einem Basisdurchmesser von etwa 80 km und einer maximalen Höhe von 5200 m NN (im Randbereich des kenianischen Hochlandes gegen das östlich vorgelagerte Tiefland gelegen) – besitzt in etwa 3200 m NN auf der südostexponierten Luvseite ein Niederschlagsmaximum (WINIGER 1981). Die Monatssumme April 1990 wurde mit 170 mm berechnet. Umgekehrt als in Abschnitt 4 für relativ ebene Landoberflächen hergeleitet und für die weiten Savannenlandschaften Kenyas zutreffend, erhält der Mt. Kenya den Hauptniederschlag in der Nacht (120 mm). Geländebeobachtungen und Video-Zeitrafferfilme über den Tagesgang der Bewölkung aus den Großen Regenzeiten 1990 und 1991 sowie die Arbeiten von TROLL (1952) liefern folgende Erklärung: Die mächtige Vulkaninsel des Mt. Kenya initiiert als hochgelegene Heizfläche am Tage ein großräumiges, auf die Gipfelregion ausgerichtetes Windfeld. Luftmassen aus der Umgebung des Berges steigen als Hangwinde auf und bilden sehr regelmäßig gegen 10 bis 11 Uhr ein Kondensationsniveau in etwa 3300 m NN aus. Im weiteren Tagesverlauf nimmt die vertikale Mächtigkeit der Bewölkung bis in die frühen Abendstunden stetig zu, und es entsteht häufig ein riesiger Cumulonimbus. Aufgrund der topographischen Ausnahmestellung des Mt. Kenya mit einer Höhendifferenz zum Umland von über 3200 m kommen die Hangaufwinde erst nach Sonnenuntergang zum Erliegen. Das gesamte Zirkulationssystem des Berges reagiert somit zeitverzögert, und entsprechend fallen während der Nacht etwa 150 mm oder 1,5 mal soviel Niederschlag wie am Tage. Insgesamt konzentriert sich im Verlauf des Tages der Wasserdampf einer vielfach größeren Grundfläche über dem Berg, so daß der Mt. Kenya hygrisch betrachtet auf Kosten seiner semihumiden bis semiariden Fußflächen lebt. Diese

Prozesse bedürfen zu ihrer genauen Klärung jedoch weiterer Untersuchungen.

8 Zusammenfassende Schlußbemerkungen

Die vorliegende Studie unterstreicht die herausragende Bedeutung von digitalen METEOSAT-Daten für die raum-zeitliche Untersuchung der horizontalen und vertikalen Wolkenbewegungen sowie der konvektiven Niederschlagsaktivität in den inneren Tropen Ostafrikas.

Reihenauswertungen ermöglichen das Studium tageszeitlich differenzierter Prozesse und erlauben die genaue Kartierung der aktuellen räumlichen Niederschlagsverteilung in unterschiedlichen Zeitskalen. Der Tag-/Nachtzyklus der Wolkenbewegungen im Gebiet des Viktoriasees wird bereits bei der Analyse weniger Bildsequenzen deutlich und ist eng mit dem unterschiedlichen Energieumsatz an Land- und Wasseroberflächen verknüpft. Das Nachtmaximum befindet sich über dem See und wird gegen die frühen Morgenstunden erreicht. Dabei kann eine deutlich westwärts gerichtete Bewegung der Wolkensysteme festgestellt werden. Am Tag setzt die Konvektion im Norden und Osten des Sees ein und erreicht ihr Maximum um den Sonnenuntergang.

Die berechnete Niederschlagskarte von Kenya für den Monat April 1990 ergibt gegenüber konventionellen Kartierungen ein deutlich differenzierteres Bild. Damit ist es erstmals möglich, das Feuchteangebot flächendeckend zu ermitteln. Da dieses für die Vegetationsentwicklung und Biomassenproduktion in Ostafrika entscheidend ist, kann ein direkter Bezug zur aktuellen und potentiellen Nutzung des Raumes hergestellt werden. Es ist künftig anzustreben, mit den aufgezeigten Methoden die Monitoringmöglichkeiten der klimatischen Wuchsbedingungen des Agrarraumes entscheidend zu verbessern, um damit einen Beitrag zur optimalen Nutzung der Ressourcen zu leisten.

Danksagung

Die Forschungsarbeiten von G. MENZ wurden dankenswerterweise von der Deutschen Forschungsgemeinschaft (Me 919/1–3) unterstützt. Für die Mitarbeit bei den Geländearbeiten geht ein besonderer Dank an Frau S. RITTER und Herrn A. VACULIK vom Geographischen Institut der Universität Bonn, sowie Herrn M. KAGEMA vom Geographischen Institut der Universität Nairobi. Ein weiterer Dank gilt den Her-

ren Drs. U. WIESMANN und U. HERREN vom Laikipia Research Program (LRP) in Nanyuki für die Bereitstellung der Infrastruktur des Projektes. Herrn Prof. Dr. M. WINIGER vom Geographischen Institut der Universität Bonn sind wir für kritische Anmerkungen und fruchtbare Diskussionen bei der Erstellung dieses Aufsatzes herzlich verbunden.

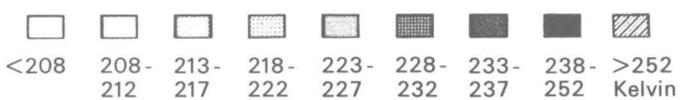
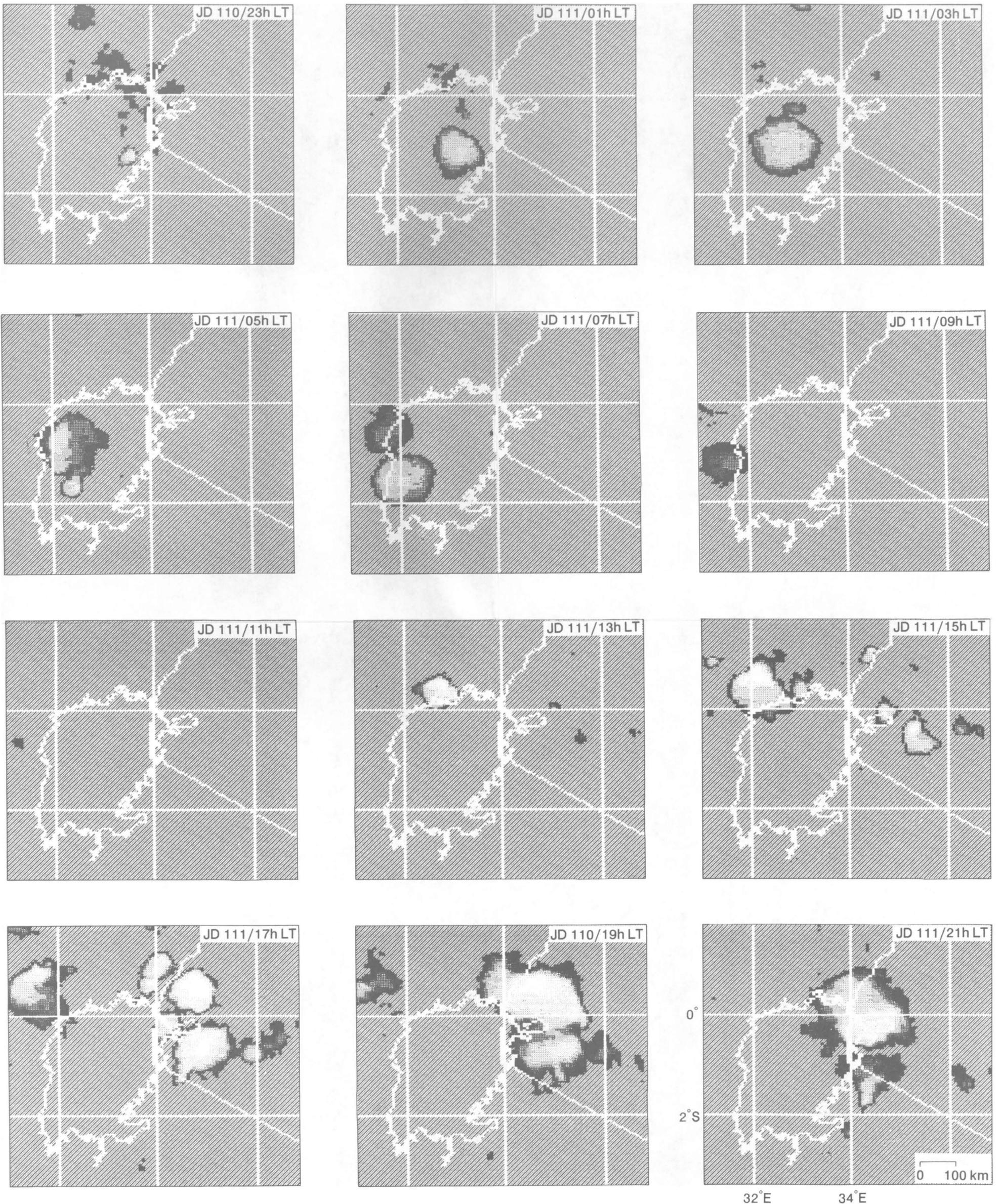
Literatur

- ARKIN, P. A.: The relationship between fractional coverage of high cloud and rainfall accumulations. In: *Month. Weath. Rev.* 107, 1979, S. 1382-1387.
- ASNANI, G. C.: Circulation over Lake Victoria. Nairobi 1977.
- BACHMANN, M. u. BENDIX, J.: Fog studies in the Alpine region with NOAA/AVHRR. In: *Proc. of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS '91*. Helsinki 1991, S. 1713-1716.
- BÄRRING, L.: Regionalization of daily rainfall in Kenya by means of common factor analysis. In: *Journ. Climatol.* 8, 1988, S. 371-389.
- DATTA, R. K.: Certain aspects of monsoonal precipitation dynamics over Lake Victoria. In: LIGHTHILL, M. J. u. PEARCE, R. (eds.): *Monsoon dynamics*. London et al. 1981, S. 333-349.
- European Space Agency (ESA): METEOSAT-4 Calibration Report*, Issue 7, March-April 1990. Darmstadt 1990.
- FINDLATER, J.: An experiment in monitoring cross-equatorial airflow at low level over Kenya and rainfall of western India during the northern summers. In: LIGHTHILL, M. J. u. PEARCE, R. (eds.): *Monsoon dynamics*. London et al. 1981, S. 309-320.
- FLOHN, H. u. FRAEDRICH, K.: Tagesperiodische Zirkulation und Niederschlagsverteilung am Victoria-See (Ostafrika). In: *Met. Rundschau* 6, 1966, S. 157-165.
- FRAEDRICH, K.: A simple climatological model of the dynamics and energetics of the nocturnal circulation at Lake Victoria. In: *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.* 98, 1972, S. 322-335.
- GOSSMANN, H.: Satelliten-Thermalbilder - Ein neues Hilfsmittel für die Umweltforschung. *Fernerkundung in Raumordnung und Städtebau* 16. Bonn 1984.
- JÄTZOLD, R.: *Klimageographie - Ostafrika (Kenya, Uganda, Tanzania)*. Afrika - Kartenwerk, Beiheft E 5. Berlin-Stuttgart 1981.
- LAUER, W.: Hygrische Klimate und Vegetationszonen der Tropen mit besonderer Berücksichtigung Ostafrikas. In: *Erdkunde* 5, 1951, S. 284-293.
- LUMB, F. E.: Topographic influences on thunderstorm activity near Lake Victoria. In: *Weather* 25, 1970, S. 404-410.
- MAUSER, W.: The use of multitemporal TM- and SPOT-data in a geographical information system to model the spatial variability of evaporation. In: *Proc. of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS '91*. Helsinki 1991, S. 59-62.
- MENZ, G.: Determination of seasonal rainfall in Kenya by means of real-time-window-data from METEOSAT. In: *Proc. of the International Geoscience and Remote Sensing Symposium IGARSS '91*. Helsinki 1991, S. 185-187.
- NIEUWOLT, S.: *Tropical Climatology*. London - New York 1977.
- OGALLO, L. J.: Relationship between seasonal rainfall in East Africa and the southern oscillation. In: *Journ. Climatol.* 8, 1988, S. 39-43.
- RIEHL, H.: *Tropical Meteorology*. New York 1978.
- SCHMETZ, J.: An atmospheric correction scheme for operational application to METEOSAT infrared measurements. In: *ESA Journal* 10, 1986, Paris, S. 145-159.
- STEINER, J. T.: A three-dimensional model of cumulus cloud development. In: *Journal Atmos. Sci.* 30, 1979, S. 414-435.
- THOMPSON, B. W.: The mean annual rainfall of Mount Kenya. In: *Weather* 21, 1966, S. 48-49.
- TROLL, C.: Die Lokalwinde der Tropenberge und ihr Einfluß auf Niederschlag und Vegetation. In: *Bonner Geographische Abhandlungen* 9, 1952, S. 124-182.
- VACULIK, A.: Niederschlagsbestimmung aus digitalen Satellitendaten am Beispiel Kenias. Diplomarbeit Geographisches Institut der Universität Bonn. Bonn 1991.
- WEISCHET, W.: Der tropisch-konvektive und der außertropisch-advective Typ der vertikalen Niederschlagsverteilung. In: *Erdkunde* 19, 1966, S. 6-14.
- WINIGER, M.: Zur thermisch-hygrischen Gliederung des Mt. Kenya. In: *Erdkunde* 35, 1981, S. 248-263.

Tagesgang der Bewölkung im Gebiet des Viktoriasees

Development and movement of clouds in the Lake Victoria area

Beilage III zu ERDKUNDE 46,2 Beitrag Menz/Bachmann



vom 20. 4. 1990 - 23 Uhr LT (JD 110) bis zum 21. 4. 1990 - 21 LT (JD 111);
 (JD= Julianischer Tag; LT (Lokalzeit)=Weltzeit (GMT) + 2 h;
 Temperaturabstufung bis 237 K = 5 Kelvin)

from 20 ieth April, 1990 - 23 hrs LT (JD 110) to 21 st April, 1990 - 21 hrs LT (JD 111);
 (JD = Julian day, LT = local time = GMT + 2 hrs, temperature classes up to 237 K = 5 K)

