

• Äolische Prozesse – Aride Räume – Nordafrika – China

**Dieter Jäkel** (Berlin)

**Beobachtungen zur Dynamik und zu den Ursachen von Sand- und Staubstürmen in ariden Räumen, angestellt in Nordafrika und China**

*Observations on the Dynamics and Causes of Sand and Dust Storms in Arid Regions, reported from North Africa and China*

Mit 8 Figuren und 11 Photos

Alle Mitarbeiter der Forschungsstation Bardai/Tibesti waren während ihres Aufenthaltes in der Station verpflichtet, sich an dem Messprogramm der meteorologischen Installationen zu beteiligen. Das hieß, zu den international festgelegten drei Terminablesungen morgens, mittags und abends die Werte der Bodentemperatur, der Lufttemperatur und -feuchte sowie des Luftdrucks zu registrieren und die Wolkenart und -bedeckung der Himmelskalotte sowie die Sichtweiten abzuschätzen. Dazu kam je nach Laufzeitpunkt regelmäßig das Wechseln der Registrierstreifen der Thermo-, Hygro- und Barographen in der Wetterhütte sowie die Messung des gefallenen Niederschlages und die Ermittlung des Infiltrationsbetrages nach Regen. Auf diese Weise entstand nicht nur eine umfangreiche Datenbank in einem auch heute noch schwer zugänglichen Teil der Erde, es wurde zugleich bei den Mitarbeitern das Interesse für meteorologische Prozesse geweckt. Für Geomorphologen heißt das: Wie entsteht Wind und wann bzw. bei welchen Werten entsteht Staub- und Sandtransport? Lassen sich Grenzwerte finden und lässt sich in Bezug auf diese ein Kategoriensystem über Dynamik und Ausmaß des verfrachteten äolischen Materials erstellen? Darüber sind in der meteorologischen Fachliteratur so gut wie keine Untersuchungsergebnisse zu finden. Es ist deshalb Ziel dieses Beitrages, zum Verständnis geomorphologischer Prozesse Beobachtungen und Messungen zur äolischen Dynamik mitzuteilen. Hier wird vom Autor erstmalig ein Kategoriensystem dazu vorgestellt, das nach der Intensität der Prozesse und dem räumlichen Maßstab der Ergebnisse – von lokal über regional zu kontinental und global – hierarchisch gegliedert ist. Insgesamt werden sieben Kategorien im Windflusssystem unterschieden, von denen die Vorgänge der Kategorien 1 und 2 von Luftbewegungen mit initialer und lokaler Sand- und Staubverlagerung handeln, die der Kategorien 3 bis 5 im Zusammenhang mit Gewittern stehen, die der Kategorie 6 an Frontdurchgänge gebunden sind und die der Kategorie 7 aus globalen Windsystemen resultieren.

### 1. Einleitung

Der Autor dieses Beitrages nahm von 1964 bis 1983 an zahlreichen Forschungsreisen in Nord-

afrika teil und führte von 1986 bis 2002 solche in den Wüstengebieten Chinas durch. Dabei war er immer wieder Sand- und Staubstürmen ausgesetzt, die meistens sehr unvermittelt die Expedi-

tionsteilnehmer trafen. Er beteiligte sich in der Sahara an den Wetterbeobachtungen der Forschungsstation Bardai der Freien Universität Berlin im Tibestigebirge im Norden der Republik Tschad und unterhielt während eines neunmonatigen Forschungsprojektes in Umm Badr in Nordkordofan in der Republik Sudan eine eigene Messstation. 1983 fasste er seine Erfahrungen in Nordafrika im Habilitationsvortrag „Sand- und Staubtransport in der Sahara und in der Sahel-Zone Nordafrikas“ zusammen. Während der Forschungsreisen in China führte er keine eigenen Instrumentenmessungen durch, sondern beschränkte sich im Wesentlichen auf Wetterbeobachtungen. Diese stellte er in Zusammenhang mit vom Wind transportiertem Material und mit Vorkommen geomorphologischer Formen. Da er im Gelände erkannte, dass Rippelmarken auf Sandtennen und Dünen ein Ausdruck differenzierter Windgeschwindigkeiten sind, führte er zu dieser Frage 1987 Windkanalversuche am Institut für Desert Research der Academia Sinica (IDRAS) in Lanzhou durch. Die Ergebnisse zeigten, dass die Entstehung verschiedener Rippelformen erstaunlich schnell vor sich geht und an ihnen Windrichtungen und -stärke abgelesen werden können (Jäkel 1991: 169ff.). Zeugen deflativer, korrasierender und kumulativer Windwirkung geben sich im Gelände als Deflationspflaster, Windkanter, Yardangs mit Windgassen einerseits und Nebkas, Dünen und Löss andererseits zu erkennen. Sie lassen sich lokalen, regionalen und globalen Windsystemen zuordnen. Diese geomorphologischen Formen zeigen die Windrichtung der äolisch aktiven Prozesse auf, worauf schon Hövermann (1967) und Hagedorn (1971) hingewiesen haben. Da sie in Nordafrika bis 1000 m über NN dominante Formen im gesamten geomorphologischen Spektrum darstellen, wurde diese Zone von den genannten Autoren als Höhenstockwerk des Windreliefs bezeichnet. In ihm lässt sich der Windfluss des Passates durch die Umströmung von Gebirgen und höherer Reliefformen ablesen. Da das Windrelief nach oben durch charakteristische fluviale Formen und Übergangsformen be-

grenzt wird, lässt es sich unschwer zur Höhe abgrenzen. Dank dieser Erkenntnis gelang es dem Autor in China nachzuweisen, dass es aufgrund der besonderen Reliefstrukturen dort drei Höhenstufen des Windreliefs gibt. Die unterste reicht am Rande der Taklamakan und der Kumtak-Wüste bis 2000 m über NN. Die zweite befindet sich im Qaidam-Becken zwischen 2800 m und 3200 m Höhe und die dritte liegt auf dem Tibetplateau im Schumar- und Beilu-Becken zwischen 4300 m und 4900 m Höhe über NN. Diese geomorphologischen Zeugen dokumentieren die äolische Dynamik der hier erläuterten Kategorien 5 bis 7 im dargestellten Windflusssystem.

## **2. Heftiger, lokaler und regionaler Sand- und Staubtransport in Wüstengebieten niederer und mittlerer Breiten (Kategorie 1 im Windflusssystem)**

### *2.1 Unterschiedliche Oberflächentemperaturen und ihre Ursachen*

Aufgrund der allgemeinen Wolkenarmut in den Wüsten niederer und mittlerer Breiten kommt es täglich mit zunehmender Sonneneinstrahlung zu starker Erwärmung der Grundsicht, die zu trockenadiabatischer Konvektion führt. Diese weist einen typischen Tagesgang auf, indem sie sich von Sonnenaufgang bis zum Nachmittag bei ungehinderter Einstrahlung stetig entwickelt und nach dem Tagestemperaturmaximum bis zum Sonnenuntergang wieder abnimmt. Das führt zu modifizierten Einstrahlungsbeträgen in der topographisch nicht einheitlichen Fläche, da durch Erhebungen und Vertiefungen der Einstrahlungswinkel der Sonne unterschiedlich ist. So stellen sich expositionsbedingte Differenzen in der Einstrahlungssumme ein, die eine starke, weniger starke oder geringe Konvektion zur Folge haben. Sonnen- und Schattenseiten in bergigem Gelände sind dafür ein Beispiel.

Gerade in Wüsten als vegetationsarmen Gebieten spielt für die Entwicklung der Oberflächentempe-

turen in der Fläche auch die Wärmeleitfähigkeit des Substrates eine entscheidende Rolle. Blanker, kompakter Fels erwärmt sich weniger stark als loser Fluss- oder Dünen sand, da in ihm die Oberflächentemperatur durch eine gute Wärmeleitfähigkeit in tiefere Gesteinszonen eindringt. Bei locker gelagertem Sand, in dem ein hoher Anteil Porenluft enthalten ist, ist dagegen die Leitfähigkeit gering und die Entwicklung der Oberflächentemperatur hoch. Die tägliche Eindringtiefe ist bei Sand in 30 cm Tiefe abgeschlossen, während sie bei festem Gestein in 1 m Tiefe noch deutlich spürbar ist. Das konnte bei Feldmessungen an der Forschungsstation Bardai/Tibesti (17°E; 21°21'N) im März 1974 eindeutig nachgewiesen werden (Jäkel und Dronia 1976). Die Differenzen betragen – mit einem Infrarotthermometer berührungsfrei als Strahlungs-

temperatur gemessen – mehr als 20°C (Jäkel und Dronia 1976: 61, Tab. 1). Im Vergleich zu losem Sand mit 59°C wies Quarzit nur 38°C und 39°C Oberflächentemperatur auf. Das bedeutet, dass in Trockentälern im Vergleich zu den sie begrenzenden Felsflächen eine wesentlich stärkere Konvektion gegeben ist. Sie macht sich in Thermik bemerkbar, die jedem erfahrenen Piloten in Wüstengebieten vertraut ist. Sie kann über 3000 m Höhe erreichen, weshalb Piloten von nicht klimatisierten, mit Druckausgleich versehenen Kabinen möglichst vermeiden, in der Mittagshitze zu fliegen, um sich und den Passagieren den Stress durch die Turbulenzen in der Grundschicht der Atmosphäre zu ersparen.

Für die Entwicklung unterschiedlicher Oberflächentemperaturen in der Fläche sind aber auch

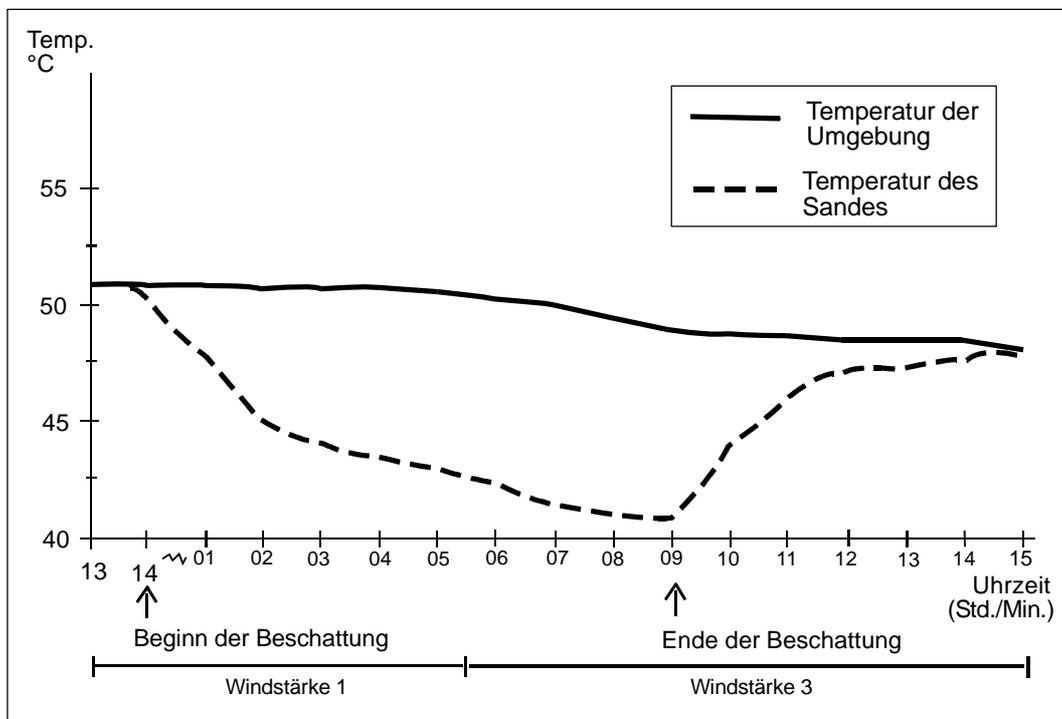


Fig. 1 Der Einfluss kurzfristiger Beschattung auf die Oberflächentemperatur einer besonnten Sandfläche um die Mittagszeit / The effect of short-term shadowing on the temperature of a sand surface exposed to the afternoon sun

Schatten von Cumuluswolken bedeutungsvoll, die sich vereinzelt mit nur geringer Geschwindigkeit bewegen. Das kann aus einem Beschattungsversuch an der Forschungsstation Bardai/Tibesti am 23.03.74 abgeleitet werden. Dabei wurde um 14 Uhr, zum Zeitpunkt der höchsten täglichen Oberflächentemperatur, bei 51°C eine Teilfläche einer Sandfläche beschattet. Innerhalb von nur drei Minuten ergab sich im Vergleich zu der nicht beschatteten Fläche ein Temperaturunterschied von 8,0°C. Danach lag die Schattentemperatur bis zum Ende des Versuchs von 9 Minuten 8,5 bis 7,5°C tiefer. Vom Endzeitpunkt der Beschattung dauerte es wiederum nur 6 Minuten, bis die beschattete Fläche wieder die Umgebungstemperatur angenommen hatte. Auch dabei war bemerkenswert, dass die Temperaturzunahme in den ersten 2 Minuten mit 5°C am stärksten war (Fig. 1; Jäkel und Dronia 1976: 59, Fig. 8). Wenn sich auch ein Wolkenschatten im Vergleich zum Schatten in der Versuchsanordnung nicht exakt begrenzen lässt, da die Ränder mehr oder weniger diffus in Erscheinung treten, so ist sein Einfluss jedenfalls bemerkenswert. Darauf wird auch von Peter F. Lester (1994: 53ff.) mit Blick auf die Entstehung von *Thermals* hingewiesen.

## 2.2 Beispiele für heftigen lokalen und regionalen Sand- und Staubtransport

Ein relativ kleinräumiger Sandsturm fand in der Nacht vom 18. zum 19. September 1964 im nördlichen Hon-Graben in Libyen statt. Nach einem wolkenfreien Tag setzte gegen 22 Uhr böiger Wind mit Sandfegen ein, der bald so heftig wurde, dass man Schutz vor dem getriebenen Sand hinter Kisten und Autoreifen suchte. Nach Mitternacht ließ der Wind nach und es kehrte nach einer weiteren Stunde wieder Windstille ein. Am nächsten Morgen ließen sich Folgen des Sandtransportes beobachten. Barchanoide Dünenformen, deren Bewegungsrichtung zum Zentrum der Grabensenke wiesen, und initiale Dünensandflächen, die auch die erst 1963 neu gebaute Straße überdeckten, waren zu sehen. Im Grabentiefsten erstreckte sich über mehr als 100 km Länge eine Sterndünenkette, die bei näherer Betrachtung 1977 eine Sandbewegung sowohl vom östlichen als auch vom westlichen Grabenrand zum Kulminationspunkt erkennen ließ. Nach den seitdem gewonnenen Erkenntnissen und den oben dargelegten unterschiedlichen Temperaturentwicklungen im Substrat einer

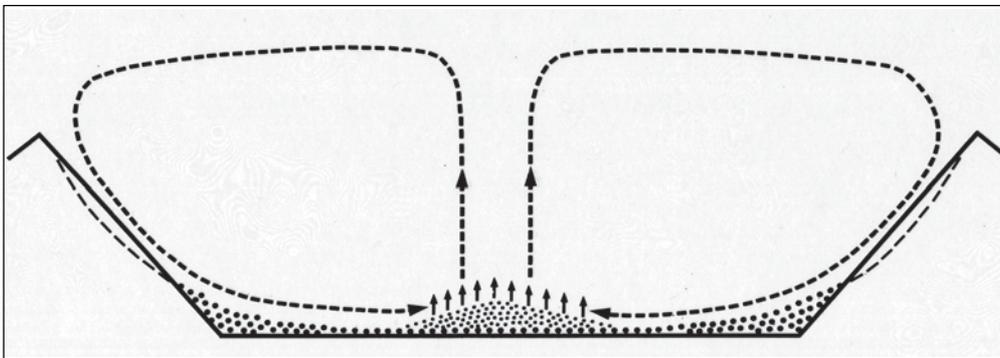


Fig. 2 Durch hohe Oberflächentemperaturen in Tälern, Senken und intramontanen Becken ausgelöste lokale Windzirkulation, die zur Entstehung von Sterndünen führt / High surface temperatures in valleys, depressions and basins lead to a local wind circulation which in turn causes the emergence of star dunes.

Wüstenfläche handelt es sich dabei um einen Wind, der aus topographischen Unterschieden resultiert und eine lokale Windwalze zur Folge hat (Fig. 2). Die sich dabei entwickelnde trockenadiabatische Konvektion findet ihre Erklärung in der Wärmeentwicklung und -speicherung des losen Fluss- und Dünenandes in der Grabensenke, wo das Material zusammengespült und -geweht wird. Je größer die Fläche und Menge ist, desto höher ist auch die Wärmespeicherkapazität. Diese ist in den felsigen Randbereichen des Anstehenden offensichtlich nur gering, so dass sich bei überregionaler Windstille durch die Temperaturdifferenzen ein lokaler Wind entwickeln kann, wie wir es erlebten.

Das dargestellte Beispiel lässt sich vielfältig auf ähnliche topographische Gegebenheiten übertra-

gen. Deutliche Zeichen dafür sind Sterndünen in intramontanen Becken oder Senken. Als klassisches Beispiel dafür kann eine isoliert liegende Sterndüne im Panamint Valley in Kalifornien gelten (Photo 1). Im Prinzip ähnlich oder gleich wirken auch heftige Berg- und Talwinde, die, wenn genügend Sand- und Feinmaterial vorhanden ist, auch in Talschlüssen zur Dünenbildung führen. Sie werden von Lester (1994: 78ff.) als *upslope* oder „*anabatic*“ bzw. *downslope* oder „*katabatic*“ winds bezeichnet. Sie können 5 bis 20 Knoten Stärke erreichen (Lester 1994: 79f.)

Solche lokalen Winde entwickeln sich aber auch im Zuge von Austrocknung und Desertifikation. Dafür gibt es zahlreiche Beispiele in der Sahelzone Nordafrikas. Da dort die Felder vor Beginn der Regenzeit für die Aussaat vor-



Photo 1 Sterndünenkomplex im Panamint Valley als Ausdruck von zu einem Hitzefeld strömenden und darüber aufsteigenden Winden (Aufnahme: D. Jäkel, 30.03.1980) / Association of star dunes in Panamint Valley, California, accumulated by winds flowing towards and rising above a heat field (Photo: D. Jäkel, 30.03.1980)

bereitet werden, sind sie der Sonneneinstrahlung schutzlos ausgesetzt. Die Oberflächentemperaturen können im aufgelockerten Boden 80°C erreichen, was wir 1974 bei Messungen mit einem Infrarot-Thermometer feststellten. Die Umgebung von Feldern und Feldkomplexen sind in der Regel vegetationsbesetzte Areale, die sich weniger stark erhitzen und sogar Verdunstungskühlung erfahren, wenn noch assimilierende Pflanzen im Bestand erhalten sind. In ihnen beträgt die Strahlungstemperatur dann etwa 50°C. Diese Temperaturdifferenzen führen zu besonders häufigen Turbions oder Dustdevils über den Feldfluren, die zum Zeitpunkt der höchsten Tagesamplitude zu heftigen Verwirbelungen Anlass geben. Da diese Windwirbel sich beim Auftreffen auf Hindernisse in den vegetationsbedeckten Umrahmungen auflösen, bleibt der Sandtransport lokal begrenzt

und es vollzieht sich nur eine Materialverlagerung innerhalb eines Feldes. Der Staub gelangt zwar innerhalb der Grundsicht in mehrere hundert Meter Höhe, fällt aber in den Nachmittags- und Abendstunden wieder aus, so dass er auch keine weitere Verfrachtung erfährt. Diese erfolgt erst, wenn solche lokalen Zirkulationen von übergeordneten Windsystemen, wie dem Passat, überlagert werden.

In China können sich solche Erscheinungen im Frühjahr auf den intensiv genutzten Lössflächen einstellen, worauf wir später noch einmal zurückkommen wollen. Die Entstehung solcher lokalen Winde ist aber mehr am Rande der Dünenwüsten und in Endpfannenbereichen von Flüssen zu finden. Da mit zunehmender Austrocknung die Unterlaufbereiche der Gebirgsflüsse in den Becken nicht mehr überflutet wer-



*Photo 2* Staubwolke über einer Salztonebene westlich von Korla, die bis zur Untergrenze einer Cumulus-Wolkenkette hinaufreicht (Aufnahme: D. Jäkel, 26.07.2000) / *Dust cloud above a salt-clay plain west of Korla, reaching as high as the lower limits of a chain of cumulus clouds (Photo: D. Jäkel, 26.07.2000)*

den, fallen einzelne Flussarme in anastomosierenden Flussabschnitten trocken. Sie sind meistens von Tokaiformationen oder Typhabeständen umgeben, so dass sich zwischen den trockenen, vegetationslosen und locker gelagerten Flussflächen und den sie umrahmenden Bereichen durch Assimilationskühlung mit beeinflussten Vegetationsflächen starke Temperaturdifferenzen herausbilden. Diese bewirken trockenadiabatische Konvektion, die zu heftigem Sandtransport zum Zentrum der Trockenfläche führen, wie wir es oben im Fall des Hon-Grabens beschrieben haben. Als Ergebnis entstehen Sterndünen und Sterndünenfelder, die den Beginn einer größeren Dünenbildung einleiten. Dafür lassen sich zahlreiche Beispiele am Rande der Taklamakan finden, von denen das Sterndünenfeld südwestlich von Qira besonders beeindruckend ist (Jäkel 1995a: 297, Abb. 1).

### 2.3 *Bewölkung als Auslöser heftigen Sand- und Staubtransportes* (Kategorie 2 im Windflusssystem)

Aufschlussreich waren Beobachtungen während einer Querung der Taklamakan entlang der neu gebauten Wüstenstraße am 26. Juli 2000. Zu Fahrtbeginn regnete es morgens an der Südseite der Taklamakan. Aus einer geschlossenen Nimbostratusbewölkung fiel Niederschlag mit unterschiedlicher Intensität bis 160 km in die Dünenwüste hinein. Im Zentrum der Wüste ging die Stratusbewölkung in Cumulus-perlucidus-Formen über und am Nordrand herrschte wolkenloser Himmel vor. Die Fahrt über die 500 km lange Strecke dauerte 5 Stunden, so dass sie einen ganzen Vormittag umfasste. Am Nordrand waren auffallend viele Dustdevils, meistens 3 bis 4, auf nicht allzu weite Entfernung gleichzeitig



*Photo 3* Staubwolke über dem Gashu Noor, die bis zur Untergrenze einer Cumulus-Wolkenkette reicht (Aufnahme: F. Lehmkuhl, 24.09.1988) / *Dust cloud above the Gashu Noor, reaching as high as the lower limits of a chain of cumulus clouds* (Photo: F. Lehmkuhl, 24.09.1988)

zu sehen. Nördlich des Tarim-Flusslaufes ließ sich am Nachmittag über einer Salztonebene Richtung Korla eine Staubwolke erkennen. Ihre Ursachen sowie zahlreiche ähnliche Beobachtungen zu erklären, soll hier im Rahmen einer systematischen Darstellung versucht werden.

Bei diesem Beispiel handelt es sich um einen Prozess der trockenadiabatischen Konvektion, der durch eine aneinandergereihte Cumulus-Bewölkung verstärkt wurde (*Photo 2*). Die oben erwähnte hohe Anzahl von Dustdevils am Nordrand der Taklamakan ließ die starken Konvektionsvorgänge sichtbar werden. Sie erreichten bei wolkenlosem Himmel beträchtliche Höhen. Von Ferne konnte man erkennen, dass sie die Untergrenze der über der Salztonebene stehenden Cumulus-Wolken-Reihe erreichten und am Rande der Staubwolke sich in diese integrierten. Der sich entwickelnde

„Buran“ lässt sich nun nach Modellvorstellungen von *Lester* (1994: 47ff.) relativ leicht erklären. Offensichtlich hatte im Verlaufe des Vormittags im Vorfeld der Tienshan-Vorketten eine Konvektionsbewölkung stattgefunden, die sich zur Cumulus-Reihe zusammenschloss. In ihrem „Sog“ erreichten die trockenadiabatisch aufsteigenden „plumes“ infolge der Hitzeentwicklung über der Salztonebene eine größere Vertikalerstreckung bis zur Höhe der Wolkenuntergrenze, der Inversionsschicht. Dabei entwickelten sich auf der Fläche so starke Winde, dass Sand und vor allem Staub in großem Umfang mitgerissen wurden. Dieser Staubsturm hatte nur lokale Bedeutung, wie wir während der Weiterfahrt am Nachmittag und bis zur Ankunft in Korla am Abend feststellen konnten. Über den Schwemmfächern westlich und nördlich der Salztonebene herrschte klare Sicht und war keinerlei Staubbelastung zu bemerken, während die Staub-



*Photo 4* Mini-Yardangs als Ausdruck korrasiver Abtragung auf dem Seeboden des Gashu-Noor (Aufnahme: D. Jäkel, 24.09.1988) / *Small yardangs caused by corrasive erosion on the lake bottom of Gashu-Noor (Photo: D. Jäkel, 24.09.1988)*

wolke ständig sichtbar war. Wir hatten sie praktisch umfahren und zum Abend hin löste sich die Cumulusreihe auf. Die Staubfront brach in sich zusammen. Aus der gesamten Beobachtungsfolge lässt sich schließen, dass es sich um eine selbst-induzierte, lokale Zirkulationszelle handelte.

Eine ähnliche Beobachtung konnten wir in den Nachmittagsstunden am 24.09.1988 an der Südseite des Gashu Noor in der Inneren Mongolei machen. Wir sahen über der ausgetrockneten Seefläche eine Reihe Cumulus-Wolken, bis zu deren Untergrenze eine Staubwolke reichte (*Photo 3*). Da wir die Seesedimente beproben wollten, gingen wir auf das Zentrum der Austrocknungsfläche zu und gerieten unmittelbar in den Sog der Staubwolke. Ein stark böiger Wind fegte mit zunehmender Intensität über die Fläche. Sand und Tonpartikel wurden aufgenommen und mit hoher Ge-

schwindigkeit verfrachtet. Dadurch vollzog sich eine flächenhafte Abtragung, Deflation, aus der ein Mini-Yardang-Relief hervorging (*Photo 4*), das Richtung Seemitte ausgerichtet war. Je weiter wir auf der zunehmend vegetationslosen Fläche Richtung Zentrum voranschritten, desto heftiger wurde der Wind und das Sand- und Staubfegen, so dass wir unser Vorhaben bald abbrechen mussten. Auf dem Rückweg flaute der Sandsturm ab, so dass wir in der den Gashu Noor im Süden umgrenzenden Vegetationszone quasi wieder Windstille erlebten und die oben beschriebene Staubwolke in Ruhe beobachten konnten. Es handelte sich auch in diesem Fall um ein lokal begrenztes Phänomen, das keine Fernwirkung aufwies.

Offensichtlich ist es auch dabei zur Ausblasung der Sedimente gekommen, die aber innerhalb der Zirkulationszelle wieder zur Ablagerung gelangten.



*Photo 5* Staubwalze, die sich vor einer Gewitterfront südlich von Umm Badr/Nordkordofan, Republik Sudan, zu Beginn der Regenzeit bildete (Aufnahme: G. Lichtenberg, 07.07.1981) / *Dust roll which had formed before a thundery front south of Umm Badr/northern Kordofan, Republic of Sudan, at the beginning of the rainy season (Photo: G. Lichtenberg, 07.07.1981)*

Die beiden angeführten Beispiele zeigen, welche Bedeutung die trockenadiabatische Konvektion im Verbund mit Cumulus-Wolken erreichen kann. Da in China an vielen Stellen die Voraussetzungen für solche Vorgänge bestehen, treten sie wahrscheinlich häufiger auf, als es allgemein bekannt ist.

In manchen Fällen mag es sogar schwer sein, den Sand- und Staubtransport im Zusammenhang mit Gewittern zu unterscheiden. Dabei handelt es sich im Anfangsstadium in der Wüste ebenso um trockenadiabatische Konvektion, die sich dann bei höherer Luftfeuchtigkeit und starker vertikaler Ausdehnung der Cumulus-Wolken über Cumulonimbus-Formen zu Gewittern entwickeln. Das ist bei Lester (1994: 85ff.) überzeugend be-

schrieben. Aus unserer Geländebeobachtung geht jedoch hervor, dass die unterschiedliche Hitzeentwicklung und Differenzierung in der Fläche nicht mehr entscheidend ist; denn eine Cumulus-Wolke bleibt nicht stationär, sie wird, zuweilen sogar relativ schnell, weiter getrieben.

#### 2.4 Gewitter als Auslöser heftigen Sand- und Staubtransports (Kategorie 3 im Windflusssystem)

Die Entwicklung von Sand- und Staubstürmen im Gefolge von Gewittern ist an die Zirkulationsvorgänge innerhalb der Gewitterzelle gebunden. Dabei herrscht im Anfangs- oder Wachstums-

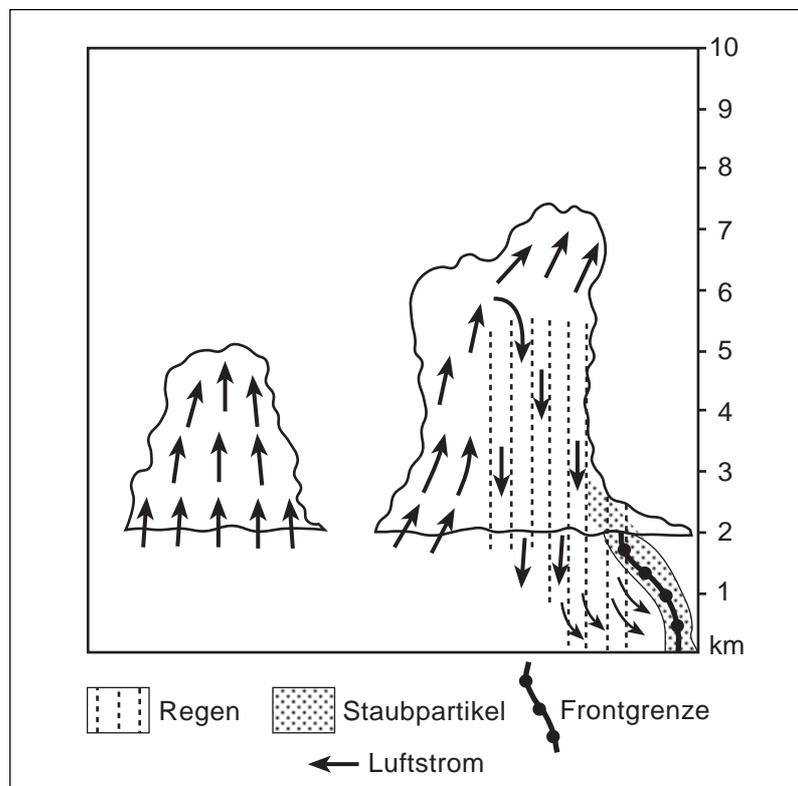


Fig. 3 Schema eines Einzengewitters mit Bildung einer Staubwolke (nach Lester 1994: Fig. 3-4) / Model of a single-cell thunderstorm with formation of a dust cloud (after Lester 1994: Fig. 3-4, modified)

stadium einer Cumulus-Wolke trotz starker Konvektion in der Wolke und am Wolkenunterrand am Boden relative Windstille. Erst im Reifestadium entsteht als Folge des Niederschlags und der damit verbundenen Abwärtsströmung in der Wolke Starkwind, der oberflächennah vom Zentrum nach außen gerichtet ist. Er setzt in Trockengebieten das lose, trockene Oberflächenmaterial, Sand und Staub, in Bewegung und ist insbesondere in Richtung der Cumuluswolkenzugbahn ausgeprägt. Da es ein kalter Luftstrom ist, schiebt er sich unter die wärmeren randlichen Luftmassen, so dass sich eine Scherfront mit heftigen Böen bildet, an der Staub bis zur Wolkenuntergrenze hochgerissen wird (*Photo 5*). Er gerät innerhalb der Wolkenzirkulation bei Single-

Cell-Gewittern bald in die Abwärtsströmung und fällt als Nassdeponie wieder aus (*Fig. 3*). Bei Multi-Cell-Gewittern kann er in höhere Luftschichten gelangen und in der Wolke mitgeführt werden, bis er in den Abwärtsstrom (*downdraft*) gerät (Kategorie 4 im Windflusssystem, *Fig. 4*).

Bei Super-Cell-Gewittern – einer Aneinanderreihung von Gewittern innerhalb eines Frontdurchganges – kann der Staub in den oberen Wolkenbereichen integriert sein und nach Auflösung des Systems über weite Strecken transportiert werden, ehe er wieder als Nassdeponie ausgeschieden wird. Da Super-Cell-Gewitter meistens im Zuge von Fronten entstehen, werden wir die Diskussion darüber erst im nächsten Kapitel wieder aufnehmen. Bleiben ein-

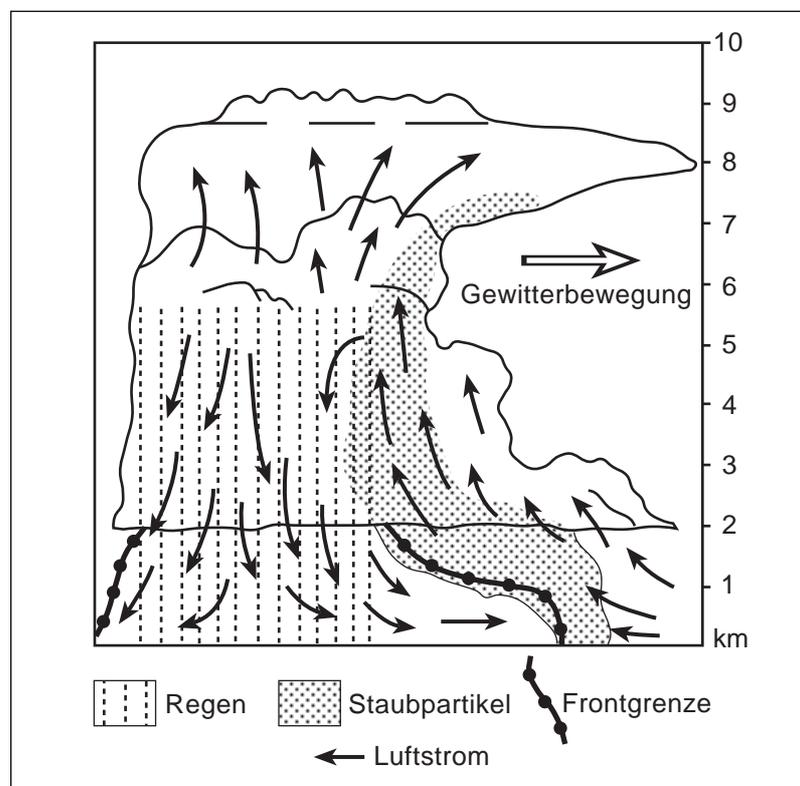


Fig. 4 Schema eines Mehr- und Multizellengewitters mit Staubwolkenbildung (nach Lester 1994: Fig. 3-8) / Model of a pluri- and multi-cell thunderstorm with formation of a dust cloud (after Lester 1994: Fig. 3-8, modified)

zelne Gewitterzellen mehr oder weniger stationär, so kann die sich bildende Staubwolke als Ring die Wolke umgeben. Dabei hält sich die Staubbelastung in Grenzen. Erst wenn sich mehrere Zellen zusammenschließen und sich daraus eine Multizelle entwickelt, bildet sich in Bewegungsrichtung eine starke Staubwalze. In der Sahelzone Nordafrikas in Nordkordofan, Republik Sudan, konnten wir beobachten, dass einzelne Wolken durch die Passatdrift zu einer Wolkenzeile zusammengeschoben wurden und diese sich zu Multi-Cell-Gewittern entwickelten. Wenn man sich am Rand der scharf begrenzten Zelle befand, konnte es passieren, dass einen nur die Staubbelastung traf, ohne dass man die erquickende Erfrischung des Regens danach erhielt. Unsere Messungen ergaben, dass der den Erdboden erreichende Niederschlag Temperaturen von 19 bis 20°C aufwies. Im Vergleich dazu herr-

schen auf dem Boden vor der Scherfront 40 bis 60°C, je nach Sonnenbestrahlung, woraus sich die intensive Böenbildung leicht erklären lässt.

### *2.5 Der Einfluss großräumiger Windsysteme auf die Bildung und Entwicklung von Staubstürmen*

Die Kategorie 5 im Windflusssystem ergibt sich aus dem Einfluss von Frontdurchgängen auf Sandstürme. In Nordafrika sind darunter Polarfronteinbrüche zu verstehen, die bis in die Sahelzone um 13 bis 14°N spürbar sind, in Westafrika der Harmattan, der auch als Südwestmonsun bezeichnet wird, und in China Fronten, die aus der Westwindzone resultieren, sowie solche des Südostmonsuns, die bis in die Wüstengebiete vorstoßen.



*Photo 6* Sand- und Staubsturm vor einer Wolkenfront in der algerischen Sahara aus einem Flugzeug in 10 000 m Höhe (Aufnahme: D. Jäkel, 04.11.1969) / Sand and dust storm before a cloud front in the Algerian Sahara, seen from a plane at the height of 10 000 m (Photo: D. Jäkel, 04.11.1969)

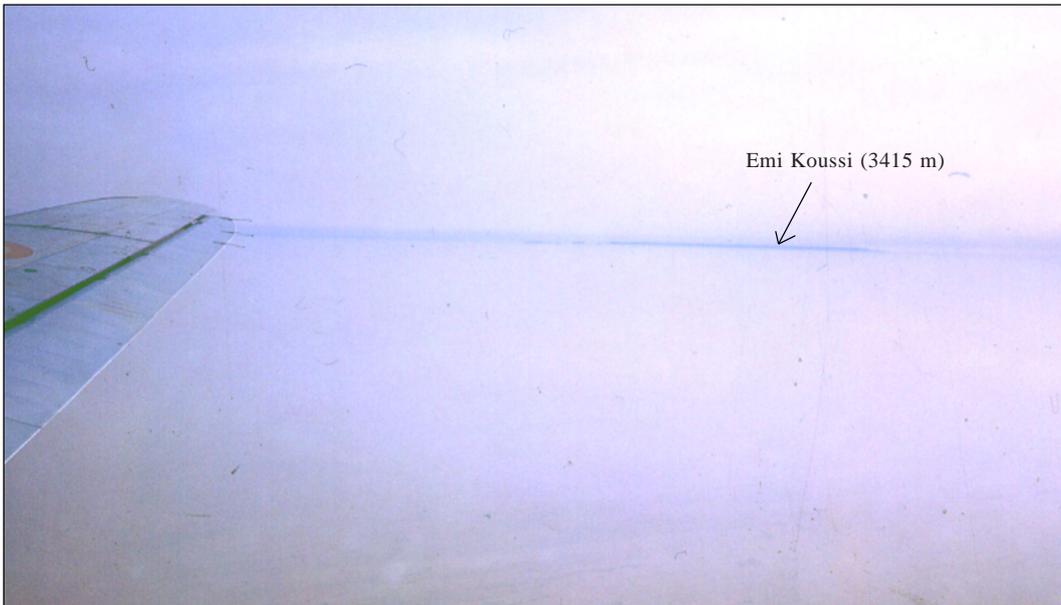
Während der meteorologischen Beobachtungen in der Forschungsstation Bardai/Tibesti von 1964 bis 1974 konnten wir in dem intramontanen Becken gelegentlich bei wolkenlosem Himmel und Windstille auch eine starke Staubbelastung der Atmosphäre mit Sichtweiten unter 1000 m feststellen. Wir wussten dann, dass im Vorland des Gebirges, mindestens 150 km entfernt, ein Sandsturm herrschen musste. Bei einem Flug von Paris nach N'Djamena, der Hauptstadt der Republik Tschad, war am 04.11.1969 die Ursache eines solchen Sandsturms zu beobachten. Aus einer Flughöhe von 10 000 m über der algerischen Sahara sah man eine Frontbewölkung. Als das Frontende durch eine klare Wolkengrenze sichtbar wurde, ließen sich unter ihr Staubfahnen erkennen, die in Passatrichtung nach Südwesten ausgerichtet waren (*Photo 6*). Eine meteorologische Analyse ergab, dass an diesem Tag eine Polarfront bis in die mittlere Sahara vordrang. Wenn auch in dem beobachteten Gebiet kein Niederschlag fiel, so bewirkte die Bewölkung doch eine trockenadiabatische Konvektion, die Sand und Staub aufwirbelte. Das mobilisierte Feinmaterial wurde dann offensichtlich von der Passatströmung aufgenommen und weitergeleitet. Da der Staub jedoch nur bis zur Passatinversion, die über der zentralen Sahara in etwa 3000 m Höhe liegt, hinauftransportiert wird, reichert er sich in der unteren Atmosphäre stark an, so dass es zu einer spürbaren Eintrübung führt. Das konnte bei Flügen in 3000 m Höhe über dem Tibestigebirge immer wieder beobachtet werden (*Photos 7 und 8*).

Die von der Atlantikküste und dem Golf von Guinea in der Regenzeit von Südwesten her in den Raum der Sahelzone und die Sahara vorstoßenden Fronten bewirken ebenso heftige Sand- und Staubstürme, die Feinmaterial wieder entgegen der Passatrichtung zurücktransportieren. Dabei sind nach unseren Beobachtungen diese auch als Harmattan bezeichneten Stürme stets an Regentfronten gebunden. Ihre Wirksamkeit in der Längserstreckung ist meistens begrenzt, weshalb der rückwärts gerichtete Transport in die Sahara auch

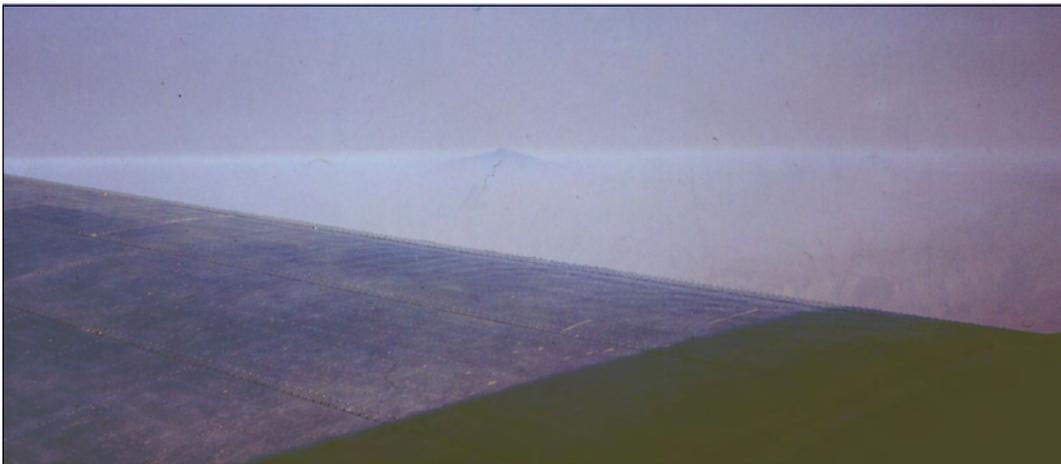
keine große Entfernung aufweist. Ihre Entstehung ist mehr der Böenbildung bzw. den Minifronten bei Multizellen- und Super-Cell-Gewittern vergleichbar als der trockenadiabatischen Konvektion (vgl. *Lester 1994: 105; Fig. 3-11*). Die Staubbelastung ist auch nur am Beginn der Regenzeit spürbar, wenn der Boden noch vegetationsarm ist. Nach Bildung einer Vegetationsdecke, wie wir es im August 1973 am Nordrand des Tschad-Sees erfuhren, sind nur noch heftige Winde, aber kein Sandtransport mehr gegeben (*Photo 9*).

In China gehören zu dieser Kategorie die Frontdurchgänge, die im Sommer und Herbst aus der Westwindzone hervorgehen, und diejenigen, die aus dem Vordringen des Südostmonsuns resultieren. Erstere ereignen sich hauptsächlich in der Autonomen Region Innere Mongolei und in der Provinz Xinjiang. Dabei sind die Sand- und Staubstürme nach Südosten gerichtet. Ihre Wirksamkeit kann sehr unterschiedliche Ausmaße erreichen. Wir erlebten vom 27.09. bis 29.09.1988 einen solchen Sturm am Nordrand der Badain-Jaran-Wüste an der meteorologischen Station in Wentugaole (41°23'N; 102°20'E). Gegen 20.30 Uhr setzte am 27.09. heftiger Wind ein, der sich im Verlaufe der Nacht zum Sand- und Staubsturm entwickelte. Am Morgen des 28.09. betrug die Sichtweite unter 100 m (*Photo 10*). An der Station wurden Windgeschwindigkeiten von 18m/sek (60-70 km/h) gemessen. Bis zum Abend flaute der Wind ab und in der Nacht setzte Regen ein, der bis gegen 14.30 Uhr des 29.09. andauerte. Es wurden 5,2 mm Niederschlag registriert. Der Frontdurchgang war um 15.30 Uhr abgeschlossen, was an der sich auflösenden Stratusbewölkung und der anschließenden Schönwetterlage erkennbar war. Aus dem Ablauf und der Intensität des Ereignisses kann geschlossen werden, dass dieser Sturm die gesamte Alashan-Wüste betraf.

Ob es sich bei dem oben in der Einleitung beschriebenen Regen am Südrand der Taklamakan am 26.07.2000 um einen Frontdurchgang aus der Westwindzone handelte, kann ohne genaue



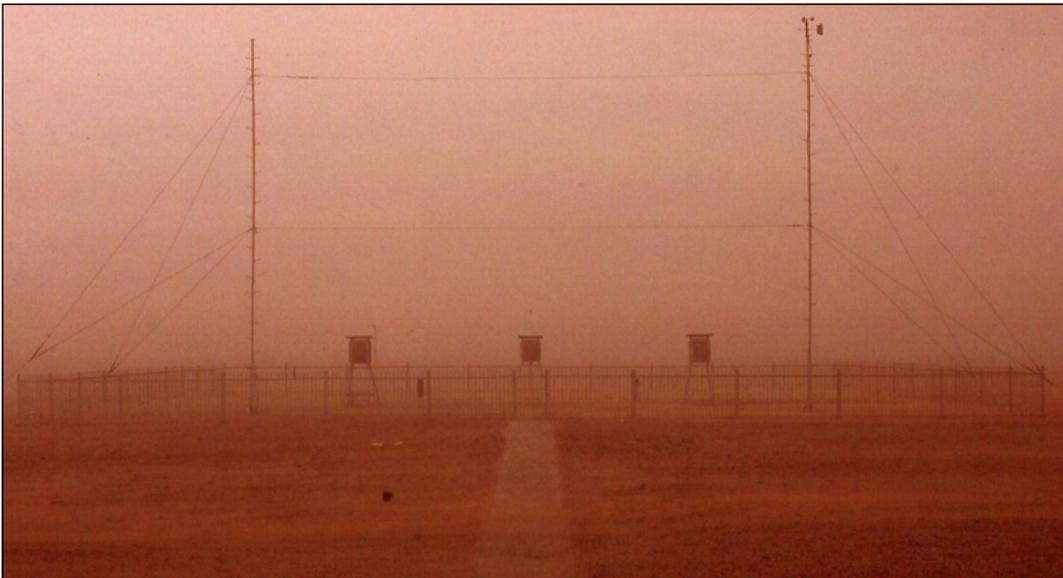
*Photo 7* Passatinversion über dem Tibestigebirge, Republik Tschad. Der Caldera-Rand des Emi Koussi, des mit 3415 m ü. NN. höchsten Bergs der Sahara, ist über der staubbelasteten Atmosphäre unterhalb der Inversion wie eine Insel sichtbar (Aufnahme: D. Jäkel, 16.03.1973). / *Trade winds inversion above the Tibesti Mountains, Republic of Chad. Above the dust-laden atmosphere beneath the inversion the edge of the caldera of Emi Koussi, with 3415 m asl the highest mountain of the Sahara, is visible (Photo: D. Jäkel, 16.03.1973).*



*Photo 8* Passatinversion über dem Tibestigebirge, Republik Tschad. Der Pic Toussidé, mit 3265 m Höhe über NN, ist gerade noch über der Inversion sichtbar, während der 3100 m hohe Ehi Timi noch in der staubbelasteten Atmosphäre unterhalb der Inversion verhüllt ist. (Aufnahme: D. Jäkel, 16.03.1973) *Trade winds inversion above the Tibesti Mountains, Republic Chad. Pic Toussidé, with a height of 3265 m asl, is just visible above the inversion, while Ehi Timi, with an elevation of 3100 m, is still hidden in the dust-laden atmosphere below the inversion. (Photo: D. Jäkel, 16.03.1973)*



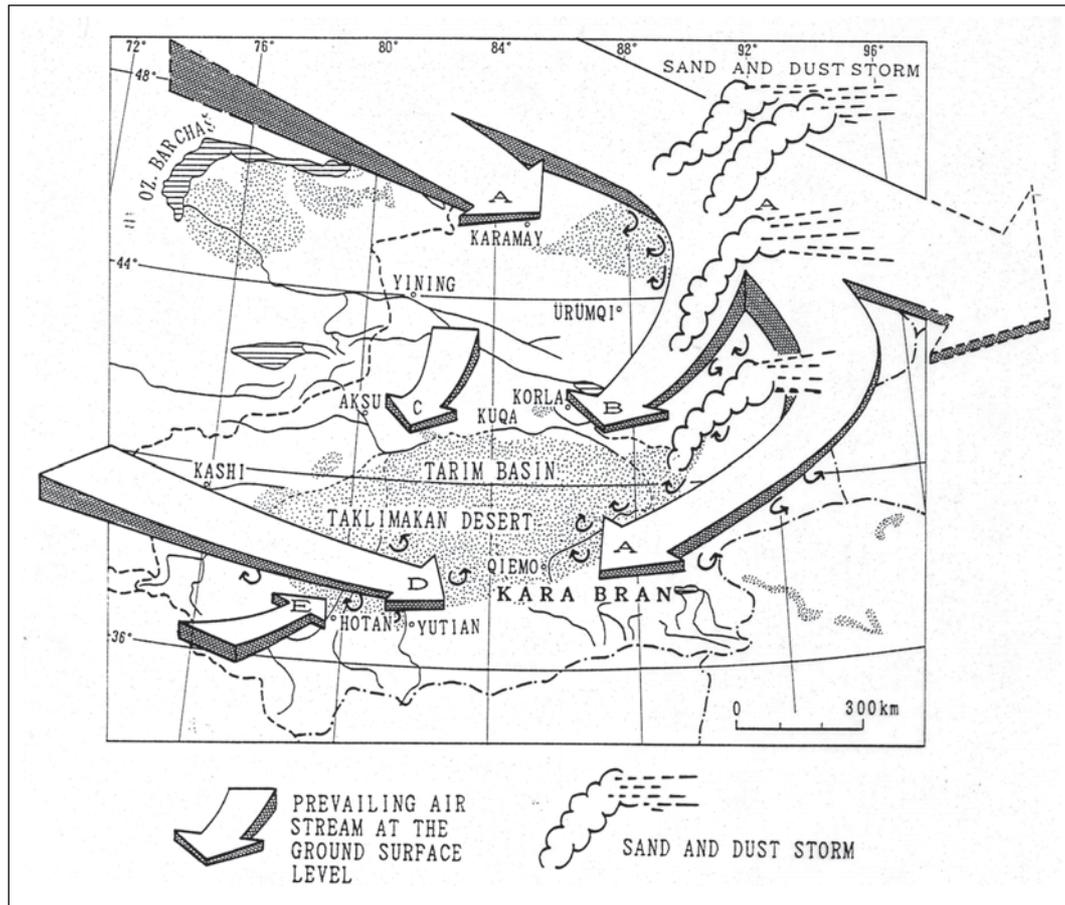
*Photo 9* Wolkenfront nördlich des Tschad-Sees, 8 km östlich von Boga Sola. Da der Boden in der Regenzeit begrünt ist, entwickelt sich trotz heftiger Winde keine Staubwalze. (Aufnahme: D. Jäkel, 14.08.1973)  
*Cloud front north of Lake Chad, 8 km east of Boga Sola. As the ground is covered by vegetation in the rainy season, no dust roll emerges despite heavy winds. (Photo: D. Jäkel, 14.08.1973)*



*Photo 10* Sand- und Staubsturm an der Wetterstation Wentugaole, westliche Innere Mongolei, China, 102°10'E; 41°23'N. Die maximale Windgeschwindigkeit wurde mit 38 m/sec (136,8 km/h) gemessen. (Aufnahme: D. Jäkel, 28.09.1988) / *Sand and dust storm at Wentugaole meteorological station, western Inner Mongolia, China, 102°10'E; 41°23'N. A maximum wind speed of 38 m/sec (136.8 km/h) was registered. (Photo: D. Jäkel, 28.09.1988)*

Kenntnis der meteorologischen Daten nicht geklärt werden. Es scheint sich dabei mehr um eine Wetterlage zu handeln, die von *M. Yoshino* (1992: 211, *Fig. 8*) dargestellt wurde (*Fig. 5* und *Fig. 6*). Danach werden aus der Westwindzone nördlich des Kunlun Shan streichende Luftmassen mit Luftmassen, die aus dem Südostmonsun nördlich des Qilian Shan westwärts entlang des Südrandes der Taklamakan einfließen, durch Konvektion gehoben und zum Abregnen veranlasst. Das geschieht in der Konvergenzzone die-

ser beiden Luftströmungen zwischen Keriya und Andi River relativ häufig. Die dabei entstehenden Südwest-Nordost-Winde bewirken bis zu 15 km vor der nach Norden wandernden Front Sandfegen entgegen der generellen Sandverlagerung. (*Yoshino* 1992: 210f., *Jäkel* 1991: 185, *Jäkel* 1995a: 297ff.); dieses Sandfegen entspricht jedoch mehr dem einer Minifront als dem eines echten Frontdurchgangs. Wir schätzen uns jedenfalls glücklich, das von *Yoshino* beschriebene Modell durch unsere Beobachtungen bestätigen zu können.



*Fig. 5* Schematische Darstellung der atmosphärischen Zirkulation in der unteren Troposphäre des Tarimbeckens im Frühjahr (Quelle: *Yoshino* 1992: 210) / *Schematic illustration of the atmospheric circulation in the lower troposphere of the Tarim Basin in spring (source: Yoshino 1992: 210)*

Auf einen Frontdurchgang des Südostmonsuns geht ein Sandfegen am 26.09.1994 in der Umgebung von Shugui ( $40^{\circ}17'N$ ;  $103^{\circ}02'E$ ) zurück. Es dauerte ungefähr einen Tag und bewirkte, dass auf den nach Osten ausgerichteten Barchanen nach Nordwesten weisende, aufgesetzte Sekundärformen entstanden, die bis zu 0,8 m Höhe erreichten. Da die meteorologische Station Shugui geschlossen wurde, ließen sich über dieses Ereignis keine weiteren Details erfahren.

Ein ebenso auf das Vorrücken einer Südostmonsun-Front zurückgehendes Ereignis erlebten wir im Basislager unserer Expedition vom 29.08. bis 01.09.1995. Da wir in Zelten übernachteten, war die subjektive Wahrnehmung entsprechend intensiv. Zunächst beobachteten wir am Abend des 29.08. in Nord- und Nordostrichtung bei Windstille und klarem Himmel Wetterleuchten, was auf ein Gewitter schließen ließ. Nach Mitternacht setzte von Osten her

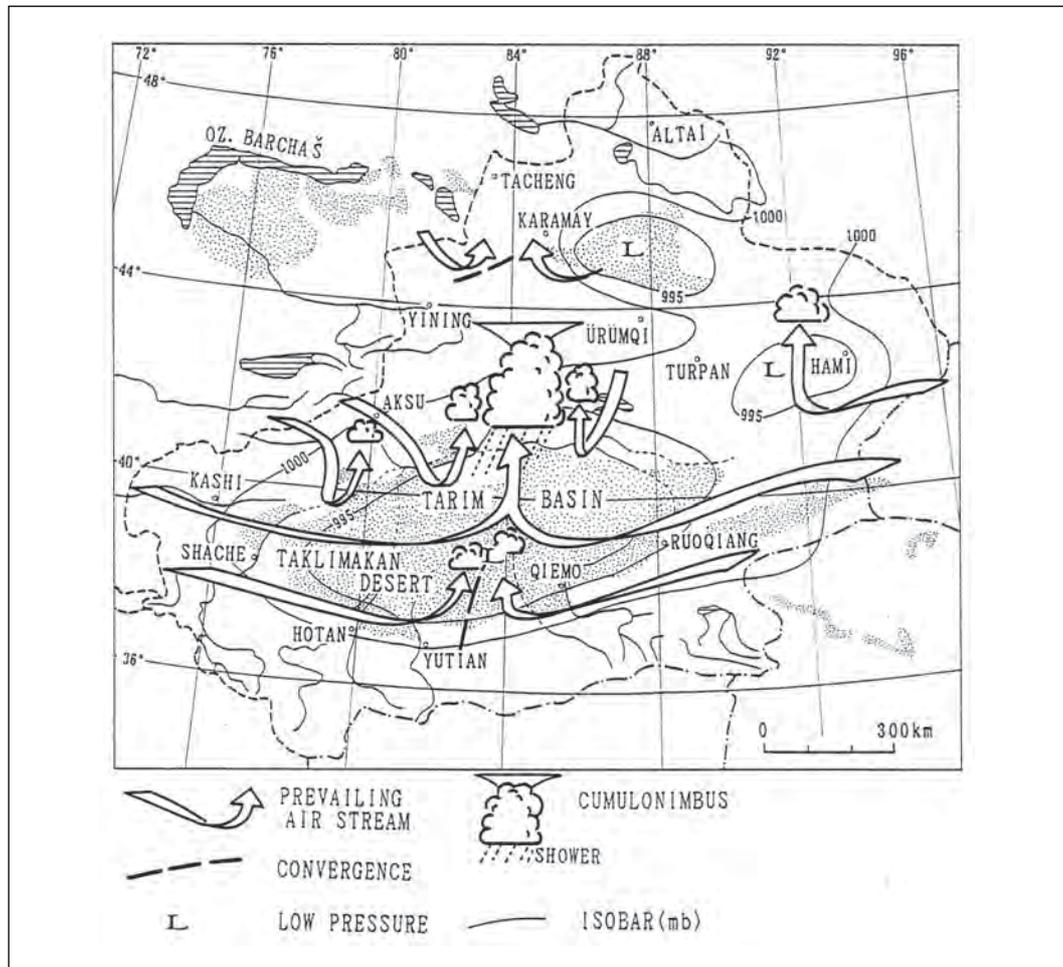


Fig. 6 Schematische Darstellung der atmosphärischen Zirkulation in der unteren Troposphäre des Tarimbeckens im Sommer (Quelle: Yoshino 1992: 211) / Schematic illustration of the atmospheric circulation in the lower troposphere of the Tarim Basin in summer (source: Yoshino 1992: 211)

Sandfegen ein, das bis zum Tagesanbruch des 30.08. so heftig wurde, dass wir um die Standfestigkeit der Zelte auf einem 2 m hohen Dünenkomplex fürchteten und das Lager an eine geschütztere, vegetationsumgebene Stelle verlegten. Der Himmel wurde von einer geschlossenen Stratusbewölkung eingenommen. Gegen 18 Uhr fielen erste Regentropfen. Mit dem Regen erlosch das Sandfegen. Am 31.08. herrschte morgens wolkenloser Himmel vor. Gegen 14.30 Uhr bildeten sich Cumulus-Wolken, die sich um 16 Uhr zu einer Front im Südosten zusammenschlossen und aus der es um 17.10 Uhr bis 18.30 Uhr am Lagerplatz regnete. Da seit 17.30 Uhr im Westen Cumulonimbus-Wolken sichtbar waren, war klar, dass der Frontbeginn schon vorüber war, weshalb auch keine heftigen Winde mehr registriert wurden. Am 01.09. regnete es von 18.45 Uhr bis 3.30 Uhr mit unterschiedlicher Intensität. Wir maßen die Menge an drei verschiedenen Messstellen und konnten eine mittlere Niederschlagssumme von 7,8 mm errechnen. Die Leitfähigkeit des Regenwassers betrug 66,6 Mikrosiemens/cm. Dieser Wert lässt darauf schließen, dass eine beträchtliche Menge Staub in den Wolken mitgeführt wurde, da die Leitfähigkeit von Regenwasser in der Badain-Jaran-Wüste vom 05. und 06.09. nur 20,6 Mikrosiemens/cm betrug. Diese Beobachtungen verdeutlichen noch einmal eindrucksvoll, dass sich die Ursachen für Sand- und Staubstürme auf die Vorderseiten von Frontdurchgängen beschränken.

### **3. Sand- und Staubstürme aufgrund globaler Windsysteme (Kategorien 6 und 7 im Windflusssystem)**

Die größte Wirksamkeit für Sand- und Staubstürme geht von den globalen Windsystemen aus. Das sind in Nordafrika die Passatströmung und in den Wüsten Chinas die im Winter und Frühjahr auftretenden starken Winde aus der Westwindströmung.

#### *3.1. Die Passatströmung als Ursache von Staubstürmen*

In Nordafrika resultiert als Folge der deflativen und korrasiven Arbeit des Passatwindes ein typisches Windrelief, das als geomorphologische Formungszone grob genommen bis 1000 m über NN zu beobachten ist. Je nach topographischer Situation kann es bis 1200 m Höhe reichen, aber auch schon in 900 m Höhe seine Obergrenze haben. Das wurde bereits von *J. Hövermann* 1967, *H. Hagedorn* 1971 und *M. Mainguet et al.* 1992 ausführlich beschrieben. Ihre Arbeiten und die der meisten Autoren beziehen sich vornehmlich auf die morphologische Prägung, weniger auf die Staubverlagerung innerhalb und außerhalb dieses Systems. Vor dreißig Jahren und früher lag die Begründung dafür in der spärlich vorhandenen Datenlage. Durch die Entwicklung der Satellitentechnik ist das inzwischen anders geworden, und wir können über Satelliten- und Raumfahrtfotographie die Zugbahnen von Staubwolken feststellen. Dadurch kann auch die Fernwirkung außerhalb des Systems Wüste erkannt werden. Diese schlägt sich in Staubablagerungen bis in die Karibik im Gefolge der innertropischen Ostwindzone, in Mitteleuropa über den Umweg um das Azoren-Hoch und die britischen Inseln und als „Blutregen“ in den Alpen als Folge bis in die Sahara reichender Antizyklonen nieder.

Die schwierige Frage ist dabei, wie die Staubpartikel in die obere Atmosphäre gelangen, in der sie die weiten Strecken zurücklegen, da sich ja in der Sahara der Staubtransport deutlich sichtbar unterhalb der Passatinversion in 3000 m Höhe vollzieht (*Photo 7* und *8*). Das lässt sich relativ leicht aus den Prozessvorgängen in Multi- und Super-Cell-Gewittern erklären, wie sie oben beschrieben wurden, die wiederum hauptsächlich in den Wüstenrandgebieten im Vergleich zur gesamten Saharafläche auftreten. Es kommt hinzu, dass in der Kernwüste nur relativ wenig Staubpartikel zur Aufnahme bereitstehen, da bei den seltenen Niederschlagsereignissen nur wenig

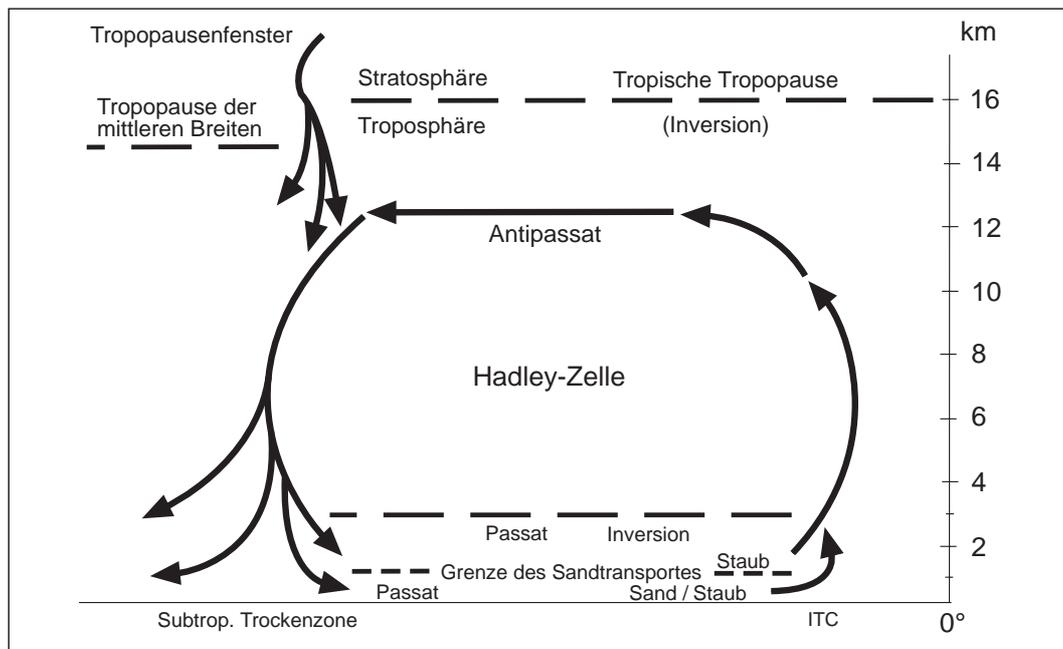


Fig. 7 Modell der Passatwind-Zirkulation über Nordafrika. Sandtransport und äolische Formung vollziehen sich bis in die Höhe von 1000 m über NN (Windrelief), Staubtransport bis zur Höhe der Passatinversion in ca. 3000 m Höhe. / A model of the trade-wind system over North Africa. Sand transport and wind action occur up the height of 1000 m asl (wind-shaped relief), dust transport is active up to the elevation of the trade-wind inversion at c. 3000 m asl.

Feinmaterial durch fluviatile Umlagerungsprozesse an die Oberfläche gelangt. Man hat deshalb auch schon von einer staubfreien Sahara gesprochen; denn der größte Teil des feindetrithischen Verwitterungsmaterials wird durch Deflationspflaster vor Ausblasung geschützt. Diese „Konservierung“ ist in der Sahelzone und in den nordafrikanischen, mediterranen Steppengebieten weniger ausgeprägt, weshalb dort die hauptsächlichlichen Ausblasungsgebiete des Saharastaubes zu suchen sind. Hinzu kommt, dass diese angesprochenen Randgebiete als Zwischenlager der zentralsaharischen Staubpartikel, verfrachtet durch regionale Winde und die Passatwinde, angesehen werden dürfen. Durch die Verlagerung der Innertropischen Konvergenzzone (ITC) ist das Gebiet jahreszeitlichen

Veränderungen ausgesetzt, was sich in mehr oder weniger stark ausgeprägten Regen- und Trockenzeiten zu erkennen gibt. So liegt die Nordgrenze der Passatwurzelzone, in der die Passatinversion noch nicht ausgebildet ist, im Sommer bei etwa 40°N und im Winter um 30°N. In gleicher Größenordnung und Breitenverschiebung wirkt der Passat in der Sahelzone und in den Savannen südlich der Sahara zwischen 15°N und 5°N. Entsprechend dem Modell der Passatwindzirkulation (Fig. 7) werden die Staubpartikel aus dem Bereich der Hadley-Zelle herausgeführt und gelangen so in die oben beschriebenen Bahnen des Ferntransportes.

Ein typisches Beispiel für Staubtransport von Nordafrika nach Mitteleuropa ereignete sich

am 21.02.2004. Der Staub war noch in München als grau-braune Wolke zu diagnostizieren und der Schnee in den Alpen wurde durch den Saharastaub gefärbt, was ja auch mit dem Begriff „Blutregen“ umschrieben wird. Die Ursache dieser atmosphärischen Prozesse ließ sich aus Meteosat-Bildern rekonstruieren. Eine Kaltfront der Westwindzone reichte weit nach Süden bis an den Südrand der Sahara, deutlich sichtbar an einem geschlossenen Wolkenband. In ihr entwickelte sich ein äußerst starkes Druckgefälle, das zu heftigem Wind vor der Front führte und intensive deflative Prozesse in den Wüstenflächen auslöste. Da zu dieser Zeit die Passatwurzelszone südlich 30°N lag, gab es keine Begrenzung für die Staubverwirbelung nach oben durch die Passatinversion und die Aerosole konnten dadurch in die höheren Schichten der Atmosphäre gelangen. In diesen wurde der Staub dann mit der zyklonalen Strömung nach Norden über das Mittelmeer zu den Alpen und nach Süddeutschland verfrachtet.

Verstärkend für die Lockerung und Bereitstellung des Feinmaterials wirken die anthropogenen Aktivitäten in den mediterranen Steppengebieten und der Sahelzone Nordafrikas. Durch Überweidung und intensiven, unangepassten Ackerbau werden früher fixierte Oberflächen umgebrochen und instabil, so dass sie dem Wind schutzlos ausgesetzt sind. Die Folge sind Desertifikation und vermehrter Staub- und Sandtransport, dem weite Flächen unterliegen. Im Vergleich zu den vor dem Bevölkerungswachstum liegenden Ausblasungsmengen sind diese überdimensional gesteigert worden, was in jüngster Zeit zu erhöhten Staubtransportraten führte. Wenn sich bewahrheiten sollte, dass sich ein stärkerer Temperatur- und Druckgradient zwischen Polar- und Tropengebieten im Zuge des allgemeinen Temperaturanstieges einstellt, dann werden Polarfronten, Multi- und Super-Cell-Gewitter in Nordafrika häufiger als gegenwärtig und mit größerer Intensität auftreten, und diese sind dann auch wieder mit stärkerem Staub- und Sandtransport verbunden.

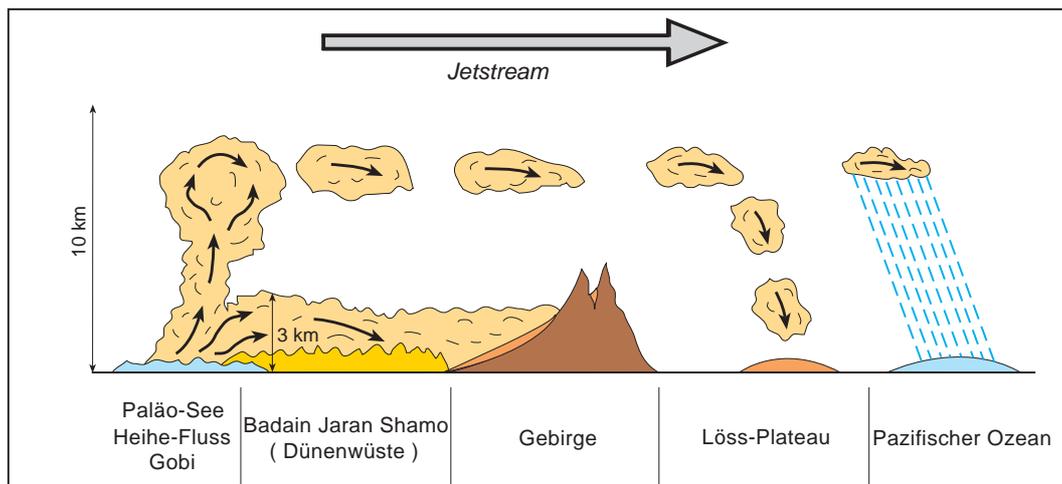


Fig. 8 Modell der Windzirkulation über der Gobi im Transekt Heihe-Schwemmfächer-Lössplateau (nach Pye und Li 1989, modifiziert und ergänzt) / A model of the wind circulation above the Gobi in the transect between the Heihe alluvial fan and the Loess plateau (based on Pye and Li 1989, with some modification and additions)

### 3.2. Sandstürme im Zuge der Westwinddrift in Zentralasien

In China und in den Wüstengebieten Zentralasiens sind es die in der Westwindzone auftretenden Stürme, die sich vor allem im Winter und Frühjahr ereignen. Auf registrierte Werte an der Station Wentugaole in der Inneren Mongolei wurde oben bereits hingewiesen. Im Gegensatz zu den Zirkulationsvorgängen in Nordafrika besteht in Zentral- und Innerasien keine Inversion zwischen Peplosphäre und Troposphäre, wie die Passatinversion, so dass

der Staub bis in Höhen von 10 000 m verfrachtet und transportiert werden kann. Das ist insofern nicht verwunderlich, da wir uns um 40°N im Vergleich zur Sahara in der Passatwurzelzone befinden, die ja auch keine Inversionsschicht kennt. Somit ist nach dem Modell von *Pye* und *Li* (1989) der ungehinderte Transport von Staub auf weite Distanzen möglich (*Fig. 8*). Auslöser der Sand- und Staubstürme sind zweifellos die Frontdurchgänge. Sie treten je nach Druckgefälle zwischen Hoch- und Tiefdruckgebieten unterschiedlich heftig auf. Ihre Häufigkeit fällt mit dem Auf-



*Photo 11* Über 10 m mächtige Lössablagerungen im Subsequenz-Tal des Hai-Elach im westlichen Kunlun Shan in 4260 m Höhe über NN, vor dem Podestgletscher Tashi Ouganke (Aufnahme: *D. Jäkel*, 26.09.1986) / *Loess sediments, more than 10 m thick, in the subsequent Hai-Elach valley in western Kunlun Shan, at an elevation of 4260 m asl, in front of Tashi Ouganke glacier (Photo: D. Jäkel, 26.09.1986)*

treten von Rosby-Wellen zusammen, die mehr zonalen Windfluss bei einem Gefüge von nur vier Wellen auf der Nordhemisphäre bewirken im Vergleich zu einer stärkeren meridionalen Komponente bei sechs Wellen im System.

Im Vergleich zu Nordafrika gibt es in China drei Höhenstockwerke des Windreliefs, die alle mehr oder weniger west-östlich ausgerichtet sind. Das kann an Dünenformen, Yardangs und Windhöckerrelief erkannt werden. Das unterste Stockwerk reicht vom Meeresniveau bis etwa 2000 m Höhe, das mittlere Stockwerk im Qaidam-Becken von 2800 m bis 3200 m über NN und das oberste auf dem Tibetplateau von 4300 m bis 4900 m über NN. In den Randgebieten des Tibetplateaus, wie dem Kunlun Shan und dem Qilian Shan, Nanshan und Datong Shan, lassen sich in den intramontanen Becken Lössablagerungen bis zu mehr als 10 m Mächtigkeit finden (*Photo 11*). Durch ebenso im Vergleich zur zentralen Sahara häufiger auftretende fluviale Umlagerungsprozesse steht an den Oberflächen von Schwemmfächern auch mehr Mittel- und Feinsand sowie Schluff und Ton zur Verfügung; dieses Material kann vom Wind ungehindert ausgeblasen werden. Dazu kommen in den Beckenlandschaften Chinas feinkörnige Ablagerungen aus den Hochständen eiszeitlicher Seen, die noch immer in großer Quantität vorhanden sind. Sie sind nach unseren Beobachtungen in China die Hauptquellen der Staubfracht, die im Verlaufe der Zeit die Ablagerungen des Lössplateaus verursachten und schon immer das für weite Gebiete Nordchinas so charakteristische Bild einer staub- und dunstgeschwängerten Landschaft vermittelten, das wir auch aus historischen Gemälden kennen.

Ein besonders starker Staubsturm ereignete sich Anfang April 2000 im Osten Chinas. In dieser Zeit fühlten sich die Bewohner Beijings durch eine außergewöhnlich starke Staubablagerung belästigt. Ohne konkrete meteorologische Messergebnisse lässt sich das Ereignis nicht erklären.

Der meteorologische Dienst Chinas verweigerte dazu die Herausgabe konkreter Daten, aber nach den oben dargestellten Prozessvorgängen zur Entstehung von Sand- und Staubstürmen vermuten wir, dass ein Frontdurchgang der Westwindzone dafür verantwortlich war, bei dem sich ein sehr starkes Druckgefälle zwischen 110° bis 115°E entwickelte. Dadurch bildeten sich vom Ordos-Plateau bis Beijing Sturmwinde, die sehr viel Feinmaterial – Staub von den Terrassenfeldern der Lössablagerungen – aufnahmen und als Staubwolken verfrachteten. Die Staubauswehung war deshalb so intensiv, weil zum Zeitpunkt des Ereignisses die Felder noch nicht begrünt und die Lösspartikel ohne Schutz den Winden ausgesetzt waren. Die Staubfront ließ sich auf Satellitenaufnahmen über Korea bis Japan und darüber hinaus in den Pazifik diagnostizieren. Proben der Staubdeponie wurden unter der Leitung von *Prof. Sadayo Yabuki* am Institut of Physical and Chemical Research (RIKEN) mineralogisch untersucht; die Ergebnisse wurden dann auf der DT VI (International Conference of Desert Technologie VI) im September 2001 in Urumqi, China, vorgetragen. Als Herkunftsgebiet des Staubes wurde das Gebiet zwischen Ordos und Beijing, wie oben vermutet, angegeben, als Hauptausblasungsflächen wurden die Terrassenfelder dieses Gebietes genannt (*Yabuki 2001: 12f.*). In einem persönlichen Gespräch mit dem Autor erklärte *Prof. Liu Tungsheng*, dass es in diesem Gebiet im Frühjahr auf den Feldern zu deflativer Abtragung von bis zu 10 cm kommen kann und deshalb die Bauern manchmal gezwungen sind, eine erneute Aussaat vorzunehmen. Es stellt sich hier die Frage nach der Ursache des starken Luftdruckgefälles in diesem Gebiet, in dem im Frühjahr derartige Frontdurchgänge häufig sind. War es ein zufälliges Ereignis oder reiht es sich in die katastrophalen Wetterlagen ein, die in den letzten Jahren weltweit überdurchschnittlich oft auftraten und von einigen Experten als Folge des größeren Temperatur- und Druckgefälles zwischen Polargebieten und Tropen angesehen

werden? Ist es ein erster Hinweis auf die anthropogen ausgelöste globale Temperaturerhöhung? Die Entwicklung in den nächsten Jahren wird zeigen, ob darin die Ursache zu finden ist. Sollte der festgestellte Trend anhalten, so sind in dem angesprochenen Gebiet in China stärkere Staubstürme zu erwarten, in der Weise, wie wir es oben für Nordafrika dargestellt haben.

### Danksagung

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft, der Max-Planck-Gesellschaft und der Chinesischen Akademie der Wissenschaften danke ich für ihre umfangreiche finanzielle und logistische Unterstützung, Prof. Dr. Werner Wehry für eine kritische Durchsicht des Manuskripts, Anne Beck und Martine Friedmann-Winter für die Übersetzung der Zusammenfassung ins Englische bzw. ins Französische.

### 4. Literaturverzeichnis

- Grunert, J. und B. Meyer 1990: Starkregen und Wadiabkommen auf der Nordabdachung des Hoggar-Gebirges Anfang März 1988. – In: Gabriel, B. (Hrsg.): Forschungen in ariden Gebieten: aus Anlass der Gründung der Station Bardai (Tibesti) vor 25 Jahren. – Berliner geographische Studien **30**: 169-192
- Hagedorn, H. 1971: Untersuchungen über Relief-typen arider Räume an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge und seiner Umgebung. – Zeitschrift für Geomorphologie: Supplementband **11**
- Heckendorf, W.D. 1974: Wettererscheinungen im Tibesti-Gebirge. – In: Jäkel, D. (Hrsg.) 1974: Forschungsstation Bardai. FU-Geologen in der Zentralsahara: Aus der Arbeit der Außenstelle des geomorphologischen Laboratoriums der FU Berlin in der Oase Bardai (Tibesti), Republik Tschad / FU Berlin. – Pressedienst Wissenschaft: Information aus Lehre und Forschung an der Freien Universität Berlin **5**: 51-58
- Heckendorf, W.D. 1977: Untersuchungen zum Klima des Tibesti-Gebirges. – Berichte des Instituts für Meteorologie und Klimatologie der Technischen Universität Hannover **17**
- Heckendorf, W.D. 1990: Kleinräumige Luftwirbel in den untersten Schichten der Erdatmosphäre. – In: Gabriel, B. (Hrsg.): Forschungen in ariden Gebieten: aus Anlass der Gründung der Station Bardai (Tibesti) vor 25 Jahren. – Berliner geographische Studien **30**: 71-78
- Hövermann, J. 1967: Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrien und Tschad. – In: Évolution des versants. – Les congrès et colloques de l'Université de Liège **40**: 139-156
- Jäkel, D. 1982: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti V: Abschlussbericht. – Berliner geographische Abhandlungen **32**
- Jäkel, D. 1994: The Formation and Evolution of Deserts. A Comparison between North Africa and China. – In: Ichikuni, M. (ed.): Proceedings of the Japan-China International Symposium on the Study of the Mechanism of Desertification. Special Lectures. – Tokyo: 37-52
- Jäkel, D. 1995a: Ursachen der Windzirkulation in der Taklamakan-Wüste. – Geowissenschaften **13** (8/9): 297-301
- Jäkel, D. 1995b: Die Wüsten Chinas, aufschlussreiche Zeugen globaler Klimaschwankungen. – Naturwissenschaftliche Rundschau **10**: 365-373
- Jäkel, D. and Z. Zhu (eds.) 1991: Reports on the "1986 Sino-German Kunlun Shan Taklimakan Expedition". – DIE ERDE, Ergänzungsheft **6**
- Jäkel, D. und H. Dronia 1976: Ergebnisse von Boden- und Gesteinstemperaturmessungen in der Sahara. – In: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti. – Berliner geographische Abhandlungen **24**: 55-66
- Kanayama, S., S. Yabuki, F. Yanagisawa and R. Motoyama (2001): The Chemical and Sr Isotope Composition of Atmospheric Aerosols over Japan. The Contribution of Long-range-transported Asian Dust (Kosa). – In: Desert Technology VI International Conference, Urumqi, China, September 16-24, 2001, Proceedings of Abstracts: 12-13
- Lester, P.F. 1994: Turbulence: A new Perspective for Pilots. – Englewood
- Ling, Y. 1991: Flow Field Characteristics and their Relationship to the Intensity of Drifting Sand Activity in the Taklimakan Desert. – In: Jäkel, D. and Z. Zhu (eds.): Reports on the "1986 Sino-German

Kunlun Shan Taklimakan Expedition". – DIE ERDE, Ergänzungsheft 6: 113-121

Liu, T. (ed.) 1985: Loess and the Environment. – Beijing

Liu, T. (ed.) 1991: Loess, Environment and Global Change. – Beijing

Mainguet, M. et M.-C. Chemin 1990: Le massif du Tibesti dans le système éolien du Sahara. – In: Gabriel, B. (Hrsg.): Forschungen in ariden Gebieten: aus Anlass der Gründung der Station Bardai (Tibesti) vor 25 Jahren. – Berliner geographische Studien 30: 261-276

Mainguet, M. 1994: Desertification is a Different Problem in the Drylands of Africa and of Asia. – In: Ichikuni, M. (ed.): Proceedings of the Japan-China International Symposium on the Study of the Mechanism of Desertification. Special Lectures. – Tokyo: 22-36

NOAA 16, 22.02.2004, 11: 50 GMT, FU Berlin

Pye, K. and P.Z. Li 1989: Late Pleistocene and Holocene Aeolian Dust Deposition in North China and the Northwest Pacific Ocean. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 73: 11-23

Yoshino, M. 1992: Wind and Rain in the Desert Region of Xinjiang, Northwest China. – Erdkunde 46 (3/4): 203-216

Zhu, Z., S. Liu, Z. Wu and X. Di 1986: Deserts in China. – Lanzhou

*Zusammenfassung: Beobachtungen zur Dynamik und zu den Ursachen von Sand- und Staubstürmen in ariden Räumen, angestellt in Nordafrika und China*

In dem hier veröffentlichten Beitrag wird versucht, die Ursachen für äolischen Sand- und Staubtransport in Nordafrika und in den Wüsten Chinas zu erklären. Dazu werden Beobachtungen und Messdaten dargestellt und erläutert. In Abhängigkeit von Dauer und Intensität des Windes werden die Phänomene in systematischer Abfolge beschrieben; darauf aufbauend wird ein Kategoriensystem entwickelt. Einführend werden die wesentlichen Phänomene vorgestellt, die für unterschiedliche Temperaturen auf den Oberflächen der Wüsten ausschlaggebend sind. Ein entscheidendes Kriterium ist dabei die Wärmeleitfähigkeit des Substrates, die bewirkt, dass die Aufheizung im Festgestein oberflächennah geringer ist als in lockerem Sand. Im kompakten Gestein wird die Erhit-

zung bis zu einem Meter und mehr in das Gesteinsinnere weitergeleitet, während sie in losem Fluss- oder Dünenand nur etwa 30 Zentimeter tief eindringt. Dadurch bilden sich zwischen nackten Felsflächen und Sandflächen auf engstem Raum Temperaturdifferenzen an der Oberfläche von mehr als 20°C. Die vertikale Ausdehnung der wärmeren Luft verursacht Luftströmungen, die sich als „plumes“ (Aufwinde) bemerkbar machen, die in der Horizontalen durch Druckausgleich zu Minifronten führen. Wenn die Sandflächen größere Areale einnehmen, kommt es zu trockenadiabatischer Konvektion, die so stark werden kann, dass lokaler Sand- und Staubtransport im Sinne einer „Luftwalze“ entsteht. Daraus resultiert die erste Kategorie von Sand und Staub transportierendem Wind. Unterhalb dieser sind die Dust devils oder Staubtromben einzuordnen, die auch durch expositionsabhängige unterschiedliche Aufheizung von Flächen oder Schattenbildung durch Felstürme oder Cumuluswolken ausgelöst werden können. Beispiele für trockenadiabatische Konvektion werden aus dem Gebiet des Hon-Grabens in Libyen, dem Panamint Valley in den USA und der Sahelzone Nordafrikas angeführt. Die zweite Kategorie, die schon als Sand- und Staubsturm bezeichnet werden kann, entsteht, wenn sich über einer größeren Aufheizungsfläche eine Cumuluswolken-Kette gebildet hat, die die trockenadiabatische Konvektion so verstärkt, dass sie bis zur Untergrenze der Wolken reicht und sogar in die der Wolken integriert wird. Beispiele dafür werden von einer Salztonebene bei Korla und vom Gashu Noor beschrieben. Die Kategorien 3 bis 5 im hierarchisch gegliederten System bilden die Luftströmungen im Zusammenhang mit Gewittern. Dabei sind Sand- und Staubverlagerungen der Kategorie 3 an Single-Cell Gewitter gebunden, die der Kategorie 4 an mehrzellige Gewitter; Staubstürme der fünften Kategorie werden durch Super-Cell-Gewitter ausgelöst. Für die Wirksamkeit bzw. Effizienz der Sand- und Staubstürme ist festzustellen, dass die der Kategorien 1 bis 4 nur zu lokaler und regionaler Umlagerung des äolisch transportierten Materials führen, während die Luftströmungen ab Kategorie 5 Ferntransport bis zu globalem Ausmaß hervorrufen. Hier gilt es der Vollständigkeit wegen festzustellen, dass die Prozesse der Kategorie 6 an Frontdurchgänge gebunden sind, wie sie in Nordafrika durch weit nach Süden vorstoßende Polarlufterbrüche erfolgen, in Westafrika durch den Südwest-Monsun (Harmattan)

oder in den Wüsten Chinas durch den Südost-Monsun ausgelöst werden. Die Luft- und Materialbewegungen der Kategorie 7 beruhen auf den globalen Windsystemen der Passate und der Westwindzonen. In vielen Fällen ist es schwierig, die physikalischen Parameter ab Kategorie 4 von denen der höheren Kategorien zu unterscheiden, da die Auslöser von Sand- und Staubstürmen in der Passatregion und in der Westwindzone Frontdurchgänge in Verbindung mit mehrzelligen und Super-Cell-Gewittern sind. In Bezug auf die Intensität der Prozesse ist hervorzuheben, dass hauptsächlich die Vorgänge der Kategorien 5 bis 7 geomorphologisch sichtbare Spuren hinterlassen. Durch Materialverlagerungen in den niedrigen Kategorien entstehen zwar auch Dünen und Initialformen von Yardangs; sie stellen aber mehr oder weniger nur Miniformen dar. Erst in der Einwirkung übergeordneter Windsysteme entwickeln sich diese zu dominanten Formen im gesamten geomorphologischen Spektrum. Dieses wurde von *Hagedorn* (1971) und *Hövermann* (1967) als Windrelief bezeichnet, das in Nordafrika bis 1000 m über NN reicht und in vertikaler Abfolge darüber von einer Reihe anderer spezifischer Formen begrenzt und abgelöst wird. Im Gegensatz zu dem in der Sahara durchgängig in gleicher Höhenlage ausgebildeten Windrelief bestehen jedoch in China drei Höhenstufen des Windreliefs, die nach oben jeweils von der gleichen hypsommetrischen Formen-Abfolge begrenzt und abgelöst werden, wie sie für die Sahara beschrieben sind. Es lassen sich dort im untersten Stockwerk dominante äolische Formen bis 2000 m über NN ausmachen. Im zweiten Stockwerk, im Qaidam-Becken, liegen sie zwischen 2800 bis 3200 m über NN und im obersten, dem dritten Stockwerk auf dem Tibetplateau, im Schumar- und Beilu-Becken, zwischen 4300 m und 4900 m über NN. Es lässt sich leicht nachvollziehen, dass das nach oben jeweils begrenzende Schluchtreief in den Gebirgsketten Chinas in der Vergangenheit eher glazial überprägt wurde als das rein fluvial bedingte Schluchtreief in Nordafrika und dass in China durch die Staubsedimentation in den intramontanen Becken und auf dem Lössplateau ein weiterer Formenkomplex vorhanden ist. Das liegt generell an den unterschiedlichen Zirkulationsbedingungen der Passat-Zirkulation einerseits und der Westwinddrift andererseits, was wiederum die Bedeutung der übergeordneten Windsysteme für die geschilderten Prozesse erkennen lässt.

*Summary: Observations on the Dynamics and Causes of Sand and Dust Storms in Arid Regions, reported from North Africa and China*

The causes of aeolian sand and dust transport in North Africa and in the deserts of China are discussed. Observations and field measurements are reported and commented on. The processes are described systematically and categorized according to the duration and intensity of the winds. In the introduction, the factors controlling surface temperature variations in the deserts are listed. One important criterion is the thermal conductivity of the substrate: rock just below the surface heats up less than unconsolidated sand because solid rock conducts heat to a depth of at least one metre, in contrast to about 30 cm in the case of unconsolidated fluvial or dune sand. As a result, surface temperatures can vary within a very small area by more than 20°C between bare rock and sand. The vertical expansion of warmer air over sandy surfaces causes air currents (plumes) leading to the formation of minifronts as a result of pressure equalization. In the case of large areas of sand, dry-adiabatic convection processes occur which may be strong enough to cause local sand and dust transport in the form of eddies. This represents the first category of sand- and dust-transporting winds. This category also includes dust devils, which may be triggered by aspect-induced differences in surface temperature or by shade from rock pinnacles or cumulus clouds. Examples of dry-adiabatic convection are given from the Hon graben (Libya), Panamint Valley (USA) and the Sahel zone of North Africa. The second category, sand and dust storms, originates when a series of cumulus clouds forms above a large heated surface intensifying dry-adiabatic convection to such an extent that it rises as far as the cloud base and even mingles with the clouds. Examples were observed at the playa near Korla and at Gashu Noor. Categories 3 to 5 of this hierarchic classification are based on airstreams associated with thunderstorms. Sand and dust transport in category 3 relates to single-cell thunderstorms, whereas category 4 transport is triggered by multicell thunderstorms, and category 5 by super-cell thunderstorms. As regards efficacy, the sand and dust storms of categories 1 to 4 cause only local and regional

movement of the wind-transported material, whereas upwards of category 5 the storms trigger long-range transport, sometimes on a global scale. Category 6 storms are associated with fronts like those occurring in North Africa as a result of polar fronts advancing far southward, in West Africa as a result of the southwestern monsoon (harmattan), or in the Chinese deserts as a result of the south-eastern monsoon. Category 7 storms relate to the global wind systems of the trades and the westerlies. In many cases it is difficult to distinguish the physical parameters of the different categories from 4 upwards because in the trade wind and westerlies zones sand and dust storms are triggered by advancing fronts in association with multicell and supercell storms. With respect to process intensity, it should be emphasized that primarily the processes in categories 5 to 7 are visibly effective in geomorphological terms. Although material transport in the lower categories also produces dunes and initial stages of yardangs, these are more or less only mini-landforms. It is only in combination with macro-scale wind systems that they develop into dominant forms in the entire geomorphological system. Hövermann (1967) and Hagedorn (1971) termed this "wind relief". In North Africa it extends as far as 1000 m asl; above this elevation it is replaced by a vertical series of other specific forms. In contrast to the single wind relief found in the Sahara, three levels of wind relief may be distinguished in China, each of which is succeeded vertically by the same series of hypsometric forms as that described in the Sahara. The first level of dominant aeolian forms is found up to 2000 m asl, the second in the Qaidam basin – between 2800 and 3200 m asl, and the third is located between 4300 m and 4900 m asl on the Tibetan Plateau, in the Schumar and Beilu basins. This is evidently because the gorge relief in the mountain ranges of China underwent more glacial reworking in the past than did the purely fluvially shaped gorge relief in North Africa and also because dust deposition in the intramontane basins and the Loess Plateau in China created a further landform complex. This is generally due to the different circulation patterns of the trades, on the one hand, and the westerlies, on the other, which in turn shows the importance of macro-scale wind systems for the processes described above.

*Résumé: Observations sur la dynamique et sur les causes des tempêtes de sable et de poussière dans les espaces arides, concernant l'Afrique du Nord et la Chine*

L'article que nous publions ici se propose de fournir une explication sur les origines du transport éolien du sable et de la poussière en Afrique du Nord et dans les déserts de Chine. Dans cet objectif, un compte-rendu des observations et des données de mesure recueillies a été rédigé, les explications nécessaires à l'appui. Les phénomènes ont été décrits systématiquement et classifiés en fonction de la durée et de l'intensité des vents. On a tout d'abord cité en introduction les faits décisifs caractérisant les différences de température à la surface des déserts. Un critère essentiel est la conductivité thermique du substrat, la roche cohérente se chauffant moins vite en surface que le sable meuble. Cela s'explique par le fait que la chaleur atteint un mètre de profondeur et plus dans la roche solide alors qu'elle ne pénètre qu'à environ 30 centimètres de profondeur dans le sable des dunes et des lits fluviaux. Dans un espace limité, on observe des variations de températures de surface de plus de 20°C entre les surfaces dénudées des roches et les surfaces sableuses et on assiste ainsi à la formation de courants d'air. Ces courants d'air s'expliquent par l'expansion verticale de l'air plus chaud au dessus des surfaces de sable; ils se manifestent sous forme de « plumes » (panaches de chaleur) et conduisent à l'horizontale à la formation de minifronts dus à la compensation de pression. Lorsque les sables s'étendent sur de plus grandes surfaces, on assiste à une convection adiabatique sèche qui peut être si forte que le sable et la poussière transportés apparaissent sous forme de tourbillons d'air. Nous avons ainsi la 1<sup>ère</sup> catégorie de vents transportant du sable et de la poussière. Les dust devils ou trombes de poussière sont à classer dans cette catégorie; ils peuvent également être provoqués par des échauffements différents de surfaces dus à des expositions différentes ou par la formation d'ombres dues à la présence de pics rocheux ou de cumulus; on citera comme exemple de convections adiabatiques sèches celles rencontrées dans la région du Hon graben en Libye, de la vallée de la Panamint aux U.S.A. et de la zone du

Sahel en Afrique du Nord. La 2<sup>ème</sup> catégorie peut être désignée comme la catégorie des tempêtes de sable et de poussière lorsqu'une chaîne de cumulus s'est formée au-dessus d'une surface d'échauffement importante et est venue renforcer la convection adiabatique sèche de telle sorte qu'elle atteint la base des nuages et qu'elle se voit même intégrée à ceux-ci. Ce phénomène a été observé par exemple dans un chott près de Korla et dans le Gashu Noor. Les 3<sup>ème</sup> et 5<sup>ème</sup> catégories de la classification hiérarchique considèrent les courants d'air en relation avec les orages. Les déplacements de sable et de poussière de la 3<sup>ème</sup> catégorie sont liés aux orages isolés, ceux de la 4<sup>ème</sup> catégorie aux orages multicellulaires et ce sont les orages super cellulaires qui prennent leur relais dans la 5<sup>ème</sup> catégorie. En ce qui concerne l'efficacité des tempêtes de sable et de poussière, on constate que celles qui entrent dans les catégories 1 à 4 provoquent des déplacements de matériaux éoliens au niveau local et régional alors que celles de la 5<sup>ème</sup> catégorie occasionnent des transports pouvant atteindre une échelle globale. Pour ne rien omettre, il convient de constater ici que celles de la 6<sup>ème</sup> catégorie sont liées aux passages de fronts tels qu'on les observe en Afrique du Nord lors de lointaines arrivées d'air polaire en provenance du sud, en Afrique de l'Ouest lorsqu'elles sont provoquées par la mousson du sud-ouest (l'harmattan) ou par la mousson du sud-est dans les déserts de Chine. Les tempêtes de sable et de poussière de la 7<sup>ème</sup> catégorie se basent sur les systèmes éoliens globaux des alizés et des zones de vent d'ouest. Dans de nombreux cas, il est difficile de différencier les paramètres physiques de la 4<sup>ème</sup> catégorie avec ceux des catégories plus hautes car ce sont les passages de front en relation avec les orages multi-cellulaires et les orages super-cellulaires qui provoquent les tempêtes de sable et de poussière dans les régions d'alizés et de vents d'ouest. En ce qui concerne l'intensité des processus, il faut relever que ce sont principalement les processus des 5<sup>ème</sup> et 7<sup>ème</sup> catégories qui laissent géomorphologiquement les traces les plus visibles. Dans les premières catégories, on assiste également à la formation de dunes et de formes initiales des yardangs que l'on

doit au transport de matériaux mais ces formations se présentent plus ou moins comme des mini-formes. Ce n'est que sous l'influence de systèmes éoliens de plus grande envergure que ces formes dominantes se développent dans tout le système géomorphologique. C'est ce qu'*Hagedorn* (1971) et *Hövermann* (1967) ont qualifié de « relief éolien ». En Afrique du Nord, il s'étend jusqu'à 1000 m au-dessus du niveau de la mer et au-delà de ce niveau, il est remplacé en séquence verticale par une série d'autres formes spécifiques. Contrairement au relief éolien singulier qui s'est formé dans le Sahara, on constate en Chine trois différents niveaux d'altitude du relief éolien se succédant chacun par les mêmes formes hypsométriques comme celles décrites pour le Sahara. Au niveau le plus bas, on trouve les formes éoliennes dominantes jusqu'à une altitude de 2000 m au-dessus du niveau de la mer. Au second niveau, dans le bassin du Qaidam, elles se trouvent entre les altitudes de 2800 à 3200 m au-dessus du niveau de la mer et au plus haut niveau, au troisième niveau, sur le plateau du Tibet, elles se trouvent entre 4300 m à 4900 m au-dessus du niveau de la mer dans les bassins de Schumar et de Beilu. On comprend aisément que le relief de gorges limitant en altitude les chaînes de montagnes de Chine ait beaucoup plus subi les processus glaciaux dans le passé que le relief des gorges de l'Afrique du Nord d'influence purement fluviale et qu'en Chine on a à faire à un autre complexe de formes dans les bassins intramontagneux et sur les plateaux de loess dont la formation est à attribuer à la sédimentation par la poussière. Ces phénomènes s'expliquent en général par les différents modes de circulation des alizés d'une part et laisse reconnaître d'autre part l'importance des systèmes éoliens supérieurs pour les processus décrits.

*Prof. Dr. Dieter Jäkel*, Lefèvrestr. 6, 12161 Berlin, Deutschland

Manuskripteingang: 25.03.2004  
Annahme zum Druck: 28.02.2005