

Hochasien: Der Effekt großer Massenerhebungen

Willibald Haffner

Hochasien bildet als Komplex von Hochländern und Hochgebirgen die größte und höchste Massenerhebung der Erde. Am Beispiel dieser Region werden der strahlungsbedingte Massenerhebungseffekt und seine ökologisch-geographischen Auswirkungen diskutiert.

Das Thema enthält mit „Hochasien“ und „Massenerhebungseffekt“ zwei Leitbegriffe, die es im folgenden zu erklären und zu diskutieren gilt: Während „Hochasien“ kurz als größte Massenerhebung oder das „Dach der Welt“ erläutert wird, sind zum Verständnis des „Massenerhebungseffektes“ differenziertere Überlegungen erforderlich.

Hochasien als „Dach der Welt“

Noch bis in die Mitte des vergangenen Jhs. war die Topographie Hochasiens in Europa fast unbekannt – ein wesentlicher Grund für die Gebrüder von Schlagintweit, 1854 zu einer mehrjährigen Forschungsreise (1854 bis 1856) nach Indien und in die Hochgebirge Zentralasiens aufzubrechen. Sie reisten im Auftrag des preußischen Königs und der englischen ostindischen Kompanie – ein Zeichen dafür, welch großes Interesse man der topographisch-geographischen Erforschung Hochasiens beimaß, nicht zuletzt aus politisch-strategischen Gründen.

Wie ihr wissenschaftlicher Förderer Alexander von Humboldt 50 Jahre zuvor in Südamerika, so waren auch die Gebrüder von Schlagintweit hervorragend mit Meßgeräten ausgerüstet: Aneroid- und Quecksilberbarometer zur Luftdruck- und barometrischen Höhenbestimmung, Bussolen und ein Theodolit zur trigonometrischen Lage- und Höhenbestimmung von Berggipfeln, Gletschern usw., die sie in topographischen Kartenskizzen sowie Panoramazeichnungen und -gemälden festhielten.

Aufgrund ihres zeichnerischen Talentes, einer guten Beobachtungsgabe und des professionellen Einsatzes von Meßgeräten gelang es ihnen, die geographisch-topographischen Kenntnisse bis dahin weitgehend

unbekannter Gebiete im Hochland von Tibet und den umrahmenden Hochgebirgen Himalaya, Karakorum und Kunlun Shan wesentlich zu erweitern. Die Forschungsergebnisse der Gebrüder von Schlagintweit ergänzten in vortrefflicher Weise den gleichfalls um die Mitte des vergangenen Jhs. weitgehend abgeschlossenen „Großen Trigonometrischen Survey“ im Auftrag der ostindischen Kompanie. Erst 1892 gelang es britischen Ingenieuren, den später als Mt. Everest benannten höchsten Berg der Erde einzumessen. Wegen der damaligen Fremdenfeindlichkeit in Nepal war dies nur mit Hilfe besonders großer Theodoliten vom indischen Himalaya-Vorland aus möglich (Mason 1955).

Erst seit Mitte des vergangenen Jhs. hat man in Europa also eine einigermaßen korrekte Vorstellung von der großräumigen Topographie Hochasiens, insbesondere von der räumlichen Anordnung der Hochgebirgsketten und den Höhenverhältnissen. Seither versteht man unter „Hochasien“ jenen im Zentrum des asiatischen Kontinents gelegenen Komplex von Hochlandgebieten und Hochgebirgen, der sich deutlich von den randlichen Tiefländern im Süden und den Beckenlandschaften im Norden abhebt.

Wie jede Atlaskarte zeigt, umspannt und begrenzt eine Kette von Hochgebirgen in weitem Bogen das zentrale Hochasien: der Himalaya im Süden, im Westen der Karakorum und der Hindukush, nördlich anschließend das Pamir- und Alai-Massiv. Vom Gebirgsknoten des Alai-Pamir ausgehend, umgreift der Tien Shan in einem großen nördlichen Gebirgsbogen das Tarimbecken, nach Osten erstreckt sich der Kunlun Shan und bildet den Nordabfall des mehr als 2 Mio. km² großen zentralen Hochlandes von Tibet. Auch dieses Hochland ist in sich durch Gebirgsketten gegliedert, besonders markant durch den west-östlich verlaufenden Transhimalaya. Dieser nur wenig vergletscherte Gebirgszug trennt das durch die Längstalfurche von Indus und Tsangpo gekennzeichnete Südtibet (mittlere Höhenlage zwischen 3 500–4 500 m NN) vom ariden Hochland von Tschangtang (mittlere Höhenlage zwischen 4 500–5 500 m NN). Im Osten fehlt die scharfe Begrenzung durch einen Gebirgszug. Das östliche Hochasien wird erschlossen durch die

großen Talfurche der südost- und ostasiatischen Ströme Irawadi, Saluën, Mekong, Jangtse und – weiter im Norden – durch das Einzugsgebiet des Huang He.

In den zentralen Hochlandgebieten sind abflußlose Becken, Salzseen und Salzpfannen topographisch typisch und zugleich sichtbarer Ausdruck der Aridität. Die humiden äußeren Gebirgsabdachungen im Süden, Osten und Westen sind dagegen gekennzeichnet durch ein dichtes perennierendes Gewässernetz und intensive fluviale Zerschneidung. Im Zusammenspiel von tektonischer Heraushebung und fluvialer Einschneidung entstanden hier die größten relativen Höhenunterschiede bzw. die tiefsten eingekerbten Täler der Erde: Der Höhenunterschied zwischen der Talsohle im Indus-Durchbruchstal und dem Gipfel des Nanga Parbat beträgt z. B. mehr als 5 000 m. Noch spektakulärer sind die Höhenunterschiede im Himalaya-Durchbruchstal des Kali Gandaki. Eingetieft bis auf 2 000 m NN, wird es im Westen vom 8 172 m NN hohen Dhaulagiri und im Osten vom 8 091 m NN hohen Annapurna-Massiv flankiert.

Wie die topographische Weltkarte belegt, liegen die größten zusammenhängenden Hochgebirgs- und Hochlandgebiete über 3 000 m NN in Hochasien, genauso wie alle Gipfelhöhen über 7 000 m NN. Hochasien bildet deshalb die größte und höchste Massenerhebung der Erde, besonders anschaulich erkennbar ist das „Dach der Welt“ anhand von Höhenprofilen (vgl. Abb. 1).

Die großräumige topographische Anordnung der Hochländer und Gebirge Hochasiens ist mittlerweile zwar durch Karten und Satellitenbilder (vgl. Foto 1) bestens dokumentiert. Unsere topographische Detailkenntnis läßt jedoch noch immer zu wünschen übrig.

„Gesetz großer Massenerhebungen“

Über die Einflüsse und Auswirkungen der im Zentrum Asiens gelegenen größten Massenerhebung nachzudenken, gehört traditionell zu den Aufgaben der geographischen Hochgebirgsforschung.

Die regelhaften klimageographischen Auswirkungen großer Massenerhebungen sind auch als „Gesetz der großen Massenerhebungen“ in die Lehrbuchliteratur einge-

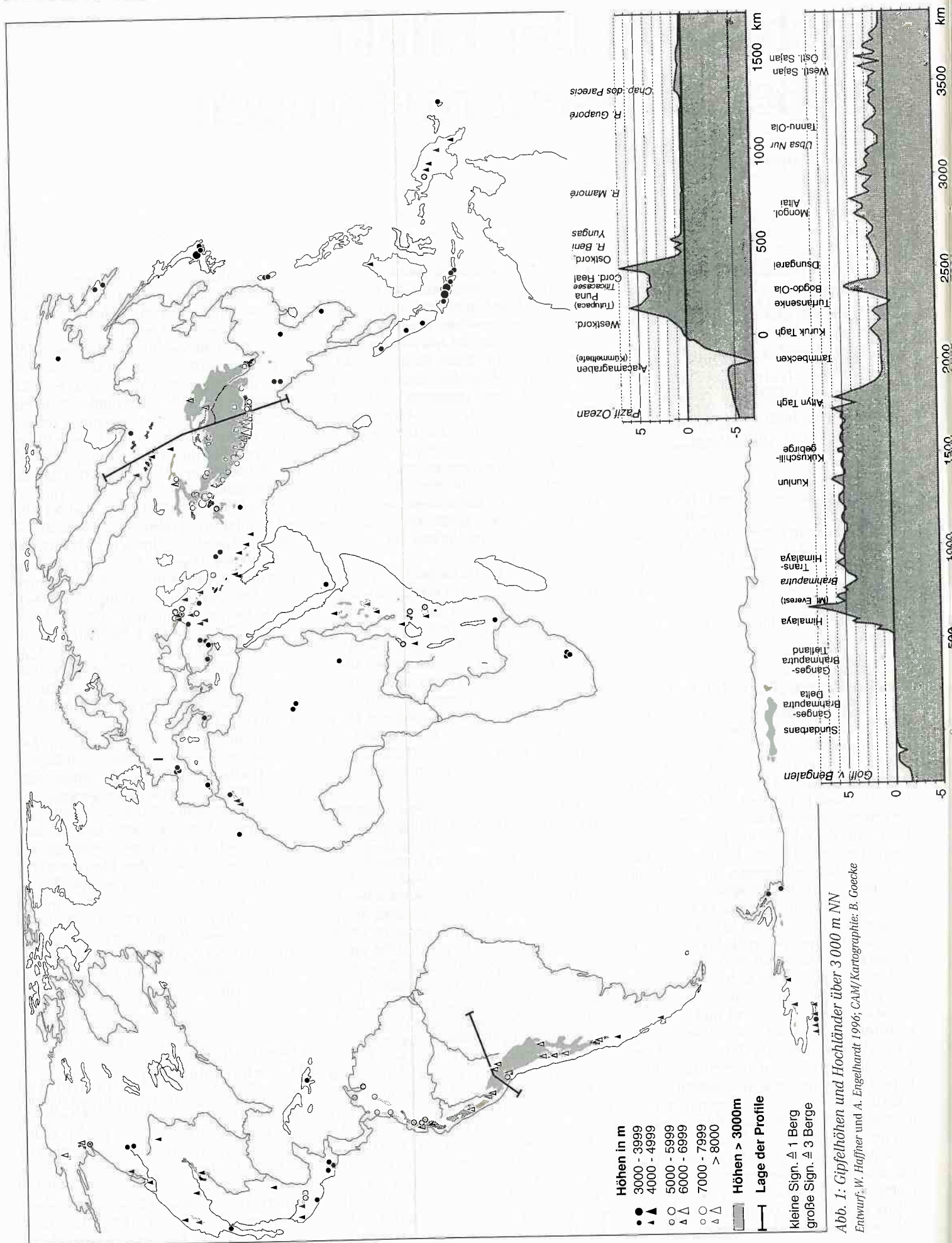


Abb. 1: Gipfelhöhen und Hochländer über 3000 m NN
Entwurf: W. Haffner und A. Engelhardt 1996; CAM/Kartographie: B. Goecke

gangen (z.B. Blüthgen und Weischet 1980, S. 612 f.). Dieses „Gesetz“ sagt aus, daß über einem Hochland die mittlere Lufttemperatur höher liegt als im gleichen Niveau der freien Atmosphäre über dem Tiefland, die isothermen Flächen also über der Massenerhebung eine Aufwölbung erfahren. Kurz: Über der Massenerhebung läßt sich im statistischen Mittel eine positive Wärmeanomalie feststellen. Der spezifische Strahlungs- und Wärmehaushalt bzw. das Thermoklima einer Hochlandregion wird jedoch keineswegs nur von der absoluten Höhenlage der Strahlungsumsatz- oder Heizfläche bestimmt. Zwei weitere topographische Lagefaktoren sind von Bedeutung: Neben der Breitenlage ist es vor allem die für die Gebiete großer Massenerhebung typische, durch randliche Hochgebirge abgeschirmte, wolkenarme und damit strahlungsreiche Leelage.

Im Vergleich zu peripheren Gebirgslagen (Luvlagen) sind hier die Sommermaxima der Lufttemperatur höher, die Winterminima niedriger, insgesamt ist der Temperaturgang also kontinentaler. Auch der Lee-Effekt trägt damit zur Herausbildung relativer Wärmeinseln über Massenerhebungen bei.

Die Höhenlage – der Massenerhebungseffekt im engeren Sinne – und den kontinentalen Lee-Effekt als Einflußfaktoren auf das Strahlungs- und Wärmeklima anteilig quantitativ zu gewichten, gelingt kaum. Am überzeugendsten läßt sich der unmittelbare Höheneffekt noch anhand von Zonalschnitten der Temperatur ($^{\circ}\text{C}$) bzw. der daraus ableitbaren Abweichung der Temperatur vom Breitenkreismittel plausibel machen. Wie der globale Vergleich zeigt (vgl. Abb. 2), hat die absolute Höhenlage der Strahlungsumsatzfläche einen erheblichen Einfluß auf den hochlandspezifischen Strahlungs- und Wärmehaushalt. Dies resultiert ganz wesentlich aus der Tatsache, daß Hochlandgebiete wie z.B. die Hochländer von Tibet und Bolivien/Peru deutlich in die mittlere Troposphäre hineinragen. Hieraus erklären sich ganzjährig starke Einstrahlungs- und Ausstrahlungsunterschiede und damit auch die markanten Temperaturunterschiede im Vergleich zur freien Atmosphäre gleichen Höhengniveaus. Das Hochland von Tibet stellt deshalb im Sommer eine ausgeprägte Wärme-, im Winter eine ausgeprägte Kältequelle dar (vgl. Abb. 2).

Im Sommer beträgt die positive Temperaturanomalie (Bodendaten) in den besonders hoch gelegenen Gebieten Tibets im Vergleich zum Breitenkreismittel etwas mehr als 4°C . Eine maximale „Überwärmung“ von $6,5^{\circ}\text{C}$ läßt sich in 230 mb und 70°E , d.h. im Bereich der höheren Troposphäre feststellen. Sie erklärt sich aus der für die Sommermonate typischen, thermisch bedingten Labilisierung der atmosphärischen Schichtung und entsprechend starker Konvektion. Energetisch ist die damit verbundene Freisetzung von latenter



Foto: Space Shuttle Earth Observation Project

Foto 1: Handkamera-Aufnahme vom Gebiet des Manasarovar-Sees (4 450 m NN) und des Rakastal aus einem US-Space-Shuttle (3.05.1993)

Im Norden der verschneite Transhimalaya, im Süden der vergletscherte Hohe Himalaya mit dem Gurla Mandatta (7 728 m NN), einem der höchsten Berge Tibets. Unmittelbar nördlich der beiden Seen das Gebiet um den Berg Kailash (6 714 m NN). Nicht nur der vergletscherte Granitgipfel ist auf dem Bild identifizierbar, sondern auch die Pilgerroute rund um das Massiv. Das weite Hochland mit den großen Süßwasserseen ist Nomadenland, das durch die Bäche und Gerinne aus den benachbarten feuchten Hochgebirgsregionen bewässert wird.



Foto: W. Hoffner

Foto 2: Blick aus 5 000 m vom Südrand des Transhimalaya nach Süden über den Rakastal (4 558 m NN) bis zum Hohen Himalaya

Typisch gegen Mittag: starke konvektive Wolkenbildung und erste Schauer und Gewitterniederschläge. Im Hintergrund links der zum Teil wolkenverhangene Gurla Mandatta (7 728 m NN).

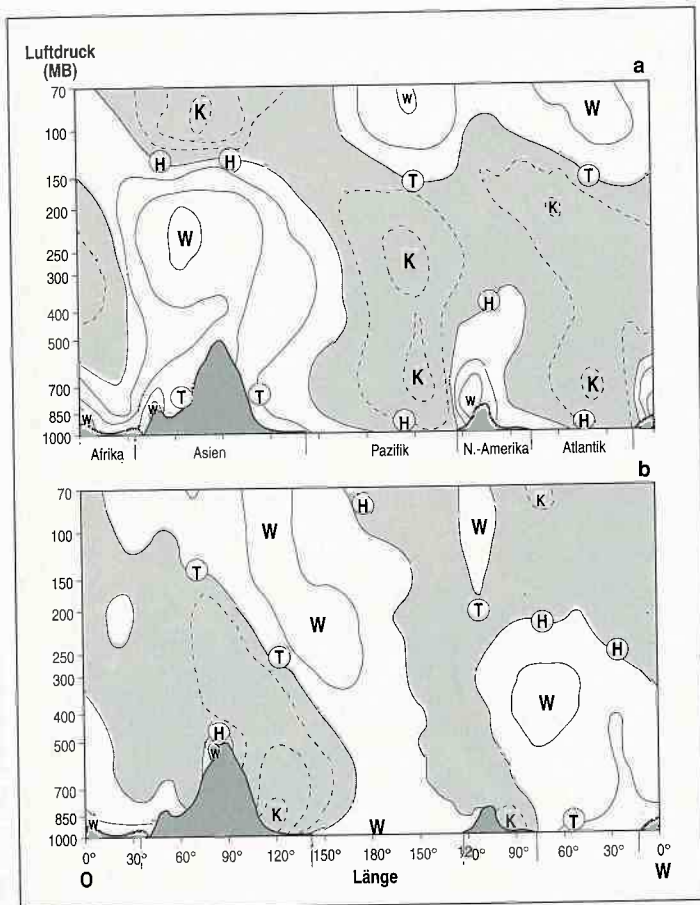


Abb. 2: Zonale Profildarstellung der Temperaturanomalie und der Luftdruckverteilung entlang 33° 75' n. Br.

a): Sommer (Juni bis August 1979)

b): Winter (Dezember 1978 bis Februar 1979)

weiß:
positive Abweichung
der Temperatur vom
Breitenkreismittel

grau:
negative Abweichung
der Temperatur vom
Breitenkreismittel

W/K:
Lage der Wärme-/
Kältezentren

H/T:
Lage der Hochdruck-
bzw. Tiefdruckzentren

Quelle: Murakami 1987

Kondensationsenergie von entscheidender Bedeutung. Die vertikale Temperaturverteilung in der Troposphäre spiegelt sich in den vertikalen Luftdruckverhältnissen: Über einem bodennahen Tief entwickelt sich in der oberen Troposphäre das vielzitierte, quasi-stationäre tibetische Hoch (Flohn 1968; Yeh 1982; Murakami 1987).

Abb. 2b veranschaulicht die negative Temperaturanomalie, wie sie für die Wintermonate typisch ist: -6°C im östlichen Tibet. Interessant, aber nicht geklärt sind kleinere Wärmenischen jeweils auf der Westseite der Hochlandgebiete sowohl in Tibet als auch in der gleichen Breitenlage Nordamerikas. Die topographische Lage führt zu der Annahme eines reliefbedingten, aufwärts gerichteten Stromes von Wärmeenergie.

Ein besonders überzeugendes Beispiel für eine aus dem Massenerhebungseffekt ableitbare positive Temperaturanomalie hat kürzlich Weiers (1995) in seinen „Untersuchungen zur Klimatologie des NW-Karakorum“ vorgelegt: Der Vergleich der aus Karakorum-Bodendaten und Radiosondendaten (= Temperatur der freien Atmosphäre) der Station Srinagar berechneten Temperaturprofile läßt eine positive Temperaturanomalie im Hochgebirge sogar ganzjährig klar erkennen, und zwar erwartungsgemäß weniger ausgeprägt im Januar, dagegen aber besonders deutlich im Juli (vgl. Abb. 3).

Wie sehr Tibet im Sommer durch die hochlandspezifischen Strahlungsbedingungen thermisch begünstigt ist, zeigt auch ein

logischen Meßstationen aufgebaut worden. Dies geschah vor allem in Zusammenhang mit großen meteorologischen Forschungsprojekten wie dem „Qinghai-Xizang Plateau Meteorology Experiment“ (QXPME) im Sommer 1979, ein Projekt, das die Erforschung der hochflächeninduzierten thermischen und dynamischen Effekte auf die allgemeine Zirkulation in Zentral- und Ostasien zum Ziel hatte. Wie eine Durchsicht der seither erschienenen Spezialliteratur belegt, hat sich die Datenlage zwar verbessert, aber die Diskussion zum Thema „Tibet als gehobene Heizfläche“ hält an (vgl. die zusammenfassenden Aufsätze von Yeh 1982; Ding 1992; Murakami 1987). Daten zum Energietransfer von der Plateau-Oberfläche in die Atmosphäre und auch quantitative Angaben zum Strahlungs- und Energiehaushalt der Hochland-Atmosphäre variieren je nach der eingesetzten Meß- und Berechnungsmethodik sowie des Meßzeitraumes beträchtlich. Trotz der keineswegs widerspruchsfreien Datenlage lassen sich qualitativ übereinstimmende Ergebnisse formulieren:

- Die absolute Höhenlage (im Mittel über 4 500 m NN) und die subtropische Breitenlage (27° und 40° N) des Tibetischen Hochplateaus sind wesentlich für die Absorption großer Beträge solarer Energie und ihre Umwandlung in Wärme.

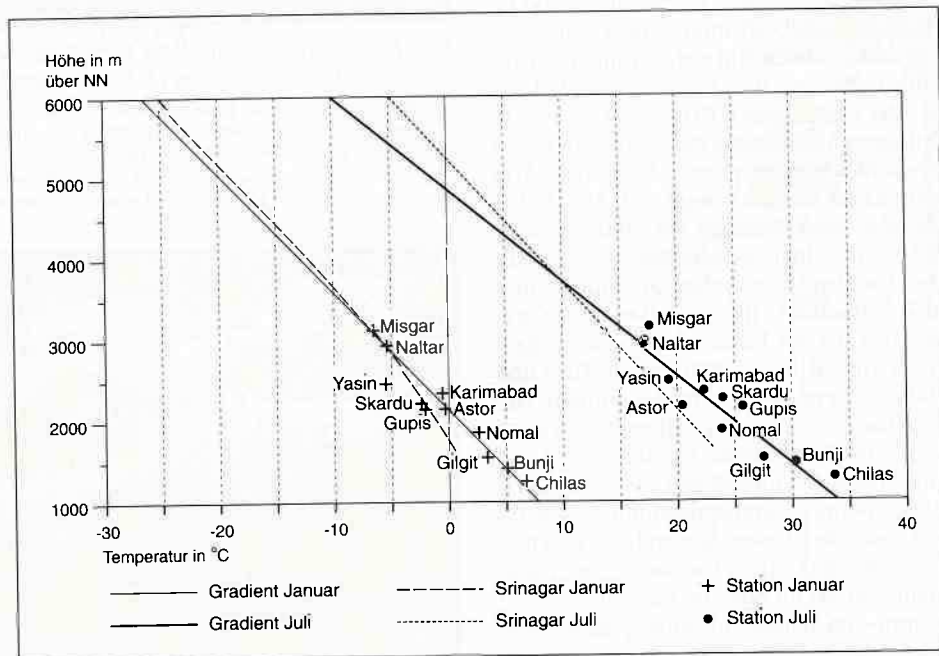


Abb. 3: Temperaturgradienten im Januar und Juli - Bodenstationen und freie Atmosphäre (Radiosonde Srinagar)

Quelle: Nach Weiers 1995

Vergleich von Daten der Lufttemperatur ausgewählter Stationen (vgl. Tab. 1). Typische Hochlandstationen wie Xigaze, Lhasa oder Lo Mantang besitzen ähnlich hohe mittlere Temperaturmaxima wie die um 1 000–1 200 m tiefer auf der wolkenreichen Luvseite des Himalaya gelegenen Stationen Darjeeling und Daman.

In den vergangenen 50 Jahren ist in Tibet ein immer dichteres Netz von meteorologischen

- Die Plateauoberfläche gibt ganzjährig Wärmeenergie an die Atmosphäre ab, die im Jahresmittel $40\text{--}50\text{ cal/cm/Tag}$ beträgt.
- Das Plateau als ausgedehnte sommerliche Heizfläche bzw. Wärmequelle führt zu einer ausgeprägten vertikalen Luftmassenbewegung (Labilisierung).
- Hieraus resultiert die großräumige spezifische Sommerzirkulation über dem Plateau, die gekennzeichnet ist durch ein aus-

Tab. 1: Lufttemperatur im Juli – mittlere Maxima und Minima °C

	Höhe m NN	Maxima	Minima
Xigaze	3 836	21,0	8,7
Lhasa	3 658	21,7	9,9
Lo Mantang	3 705	19,0	11,0
Leh	3 514	24,6	10,2
Marpha	2 566	21,2	13,1
Darjeeling	2 265	18,6	14,4
Daman (Nepal)	2 314	21,1	13,2
Kanyam (Ostnepal)	1 678	21,35	17,1
Gulmarg	2 654	21,5	10,9
Simla	2 201	21,6	15,1
Mussoorie	2 115	20,7	15,8

Quellen: Domrös 1988; Flohn 1958; Climatological Records of Nepal 1971–1986

gedehntes, quasistationäres Hoch in der mittleren und oberen Troposphäre und ein flaches bodennahes Tief (vgl. Abb. 2a; Flohn 1968; Yeh 1982; Murakami 1987).

● Eingelagert in die großräumige Luftdruckverteilung sind sehr aktive Konvektionszellen, die in unmittelbarem Bezug zum Plateau als Wärmequelle oder Heizfläche stehen.

● Der Wärme- und Energiehaushalt der Hochlandatmosphäre wird regional stark abgewandelt durch das regionalspezifische Freiwerden von latenter Wärmeenergie. Während der strahlungsreichen und zugleich wolkenarmen Vormonsunmonate (März bis Juni) dominiert in ganz Tibet der Strom fühlbarer Wärme. Das Freiwerden latenter Energie überwiegt regional im östlichen und südöstlichen Tibet, und zwar insbesondere während der Monsun- und Nachmonsunmonate (Juni bis Oktober).

● Die Monsunströmung liefert zusätzlich Wasserdampf (= latente Energie) durch die Himalaya-Durchbruchstäler und die Täler im Gebiet der großen Stromfurchen.

Der Prozeß der „Überwärmung“ Hochasiens läßt sich damit zusammenfassend aus dem Zusammenwirken von drei Teilprozessen erklären:

● Durch den direkten Strom fühlbarer Wärme von der hochgelegenen Heizfläche in die Atmosphäre.

● Durch das Freiwerden zusätzlicher latenter Kondensationsenergie.

● Durch den konvektiven Transport von Wärmeenergie bis in die Zone maximaler Überwärmung in etwa 10 km Höhe (Flohn 1968, 1970; Murakami 1987).

Als Folge der Temperaturerhöhung über dem Plateau – häufig modellhaft als Aufwölbung der isothermen Flächen beschrieben – entwickelt sich ein relatives quasistationäres sommerliches Höhenhoch im Bereich der mittleren und oberen Troposphäre, d. h. ein sommerliches antizyklonales Strahlungswetter. Im Rückkopplungseffekt ist dies die optimale Voraussetzung für die strahlungsbedingte Freisetzung fühlbarer und latenter Energie, was sich wiederum stabilisierend auf die sommerliche antizyklonale Wetterlage über dem Tibetischen Hochland auswirkt (vgl. Abb. 2a).

Selbst die nächtliche Ausstrahlung kann noch einen positiven Beitrag zur Lufttemperatur liefern. Durch das Abfließen der ausstrahlungsbedingt abgekühlten Luft in tiefere Tallagen und ihren Ersatz durch normaltemperierte bzw. sogar durch dynamisch (weil absteigend) leicht angewärmte Luft sind Hochflächen und Hanglagen auch nachts thermisch bevorzugt. Auch hier handelt es sich um einen Prozeß, der nur schwer zu bilanzieren ist, der nach den Ausführungen Flohns (1958) modellhaft aber durchaus vorstellbar wird.

Zwei Grundvoraussetzungen müssen jedoch erfüllt sein:

● Der strahlungsbedingte Prozeß relativer Aufheizung ist an schneefreie Flächen mit geringer Albedo gebunden. Er funktioniert deshalb nicht über winterlichen Schneedecken und Eis oder in Gebirgslagen oberhalb der klimatischen Schneegrenze.

Tab. 2: Ökologische Auswirkung der relativen Überwärmung Hochasiens: Extreme Höhenlage vom Klima bestimmter oder mitbestimmter Höhengrenzen

1. Klimatische Schneegrenze: 5 700 m–6 200 m NN¹
2. Waldgrenze: 3 700 m–4 400 m NN²
3. Anbaugrenzen³
Apfel: 4 040 m NN;
Walnuß: 4 000 m NN;
Aprikose: mehr als 3 800 m NN;
Tibetische Sommergerste: 4 400 m–4 750 m NN
Kartoffel: 4 650 m NN
Zwei Ernten bis 3 600 m NN
4. Phänologie: Obstbaumblüte in 3 000 m–3 800 m NN bereits Anfang April
Aprikosenblüte in Mustang je nach Wetterlage bereits im Januar/Februar
5. Landwirtschaftliche Dauersiedlungen: 4 558 m NN
6. Klostersiedlungen⁴
Driva Phug Gompa (Mt. Kailash): 4 981 m NN
Kloster Rongbuk (Nordseite Everest): 5 030 m NN
7. Zeltplätze der Nomaden: bis maximal 4 800 m NN
Hochweiden: bis mindestens 5 200 m NN
8. Beispielen für mehr als 5 000 m hochgelegene, regelmäßig begangene oder befahrene Pässe:
Dolma La am Mt. Kailash: 5 636 m NN
Khardung La (Ladakh): 5 602 m NN (Militärstraße)
Thorang La: 5 416 m NN

Quellen:

¹ von Wissmann 1959

² von Wissmann 1960/61

³ Nach Yu Xiaogan 1981; Pohle 1992; Uhlig 1980

⁴ Everding 1993

● Es handelt sich um einen reliefbezogenen, d. h. regionalklimatischen Prozeß, der ganz besonders bei stabilen Strahlungswetterlagen, wie sie über dem sommerlichen Tibet gegeben sind, funktioniert. Advektiver Luftmassentransport führt dagegen zum Energieexport, d. h. zum Temperaturausgleich zwischen Hochland und freier Atmosphäre über dem Tiefland.

Auswirkungen der relativen Überwärmung

Eine wichtige zusätzliche Beweisquelle für die relative Überwärmung Hochasiens sind aus geographischer Sicht die Beschreibung und Interpretation thermisch bedingter oder wenigstens mitbedingter Höhengrenzen (vgl. Tab. 2). Sie erreichen in Hochasien nicht nur maximale Höhenwerte, sondern Schnee- und Waldgrenze steigen regelhaft jeweils von der Peripherie der Gebirge mit zunehmender Massenerhebung deutlich an: – die klimatische Schneegrenze von ca. 5 700 m NN im Süden auf 6 200 m NN im nordwestlichen Hochland von Tibet, – die obere Waldgrenze von ca. 3 700 m NN in den südlichen, d. h. peripheren Randketten des Himalaya bis auf mindestens 4 400 m NN im Tibetischen Himalaya.

Die thermische Begünstigung des Hochlandes von Tibet erlaubt auch Dauersiedlungen bis in sehr große Höhen. In Höhenlagen von ca. 4 500 m NN sind deshalb in Südtibet immer wieder Dörfer sesshafter Ackerbauern anzutreffen. Ganz besonders bevorzugte Siedlungslagen sind in dieser Höhe in der Nähe von Süßwasserseen gegeben. Ein Beispiel ist das Dorf Pāti am Ufer des 4 441 m NN hoch gelegenen Yamdok Tsho in Südtibet. Auch an den Ufern des Manasarovar-Sees in 4 558 m NN Höhe gibt es noch ganzjährig bewohnte Dörfer. Die am höchsten gelegenen, permanent bewohnten Siedlungen sind die lamaistischen Gompas, z. B. am Berg Kailash (Chhöku Gompa, Serlung Gompa und Drira Phug Gompa in 4 981 m NN). Den Höhenrekord hält mit 5 030 m NN jedoch das nördlich des Mt. Everest im Gletschervorfeld gelegene Kloster Rongbuk.

Hirten-Nomaden sind mit ihren Zelten regelmäßig bis in Höhen von ca. 4 800 m NN anzutreffen, extreme Hochweiden reichen bis zu 5 200 m NN herauf. Die Sauerstoffarmut in der Atmosphäre macht den genetischen an den niedrigen Sauerstoffpartialdruck angepaßten Yaks keine Probleme, um so mehr aber den Hirten, die sich deshalb in Höhen über 5 000 m NN in der Regel nur



Foto 3: Dorf und Flur unterhalb des Burgberges von Shekar

Wie die Umgebung von Lhasa und Shigatse gehört auch Shekar zu den klimaökologischen Gunstgebieten Südtibets. Typisch für Südtibet: Dörfer mit enggestellten Flachdachhäusern. Der Anbau von tibetischer Gerste in bewässerten Oasen hat hier Tradition und ist aus thermischer Sicht trotz der Höhenlage von 3 700 m NN weitgehend risikolos.

Vegetationszeit von nur 120 Tagen und die geschickte Ausnutzung der thermischen Gunst lokaler Föhnneffekte oder der thermisch ausgleichenden, d.h. frostverhindernden, Wirkung des Seewassers lassen diese Versuche durchaus realistisch erscheinen. Immerhin beträgt die sommerliche Wassertemperatur im Manasarovar-See noch 12–13 °C. Dennoch reicht in ungünstigen kühlen Sommern die dann besonders kurze Vegetationszeit nicht mehr zum völligen Ausreifen des Getreides aus. Als Viehfutter ist nicht ganz ausgereifte Gerste jedoch immer noch gut verwendbar.

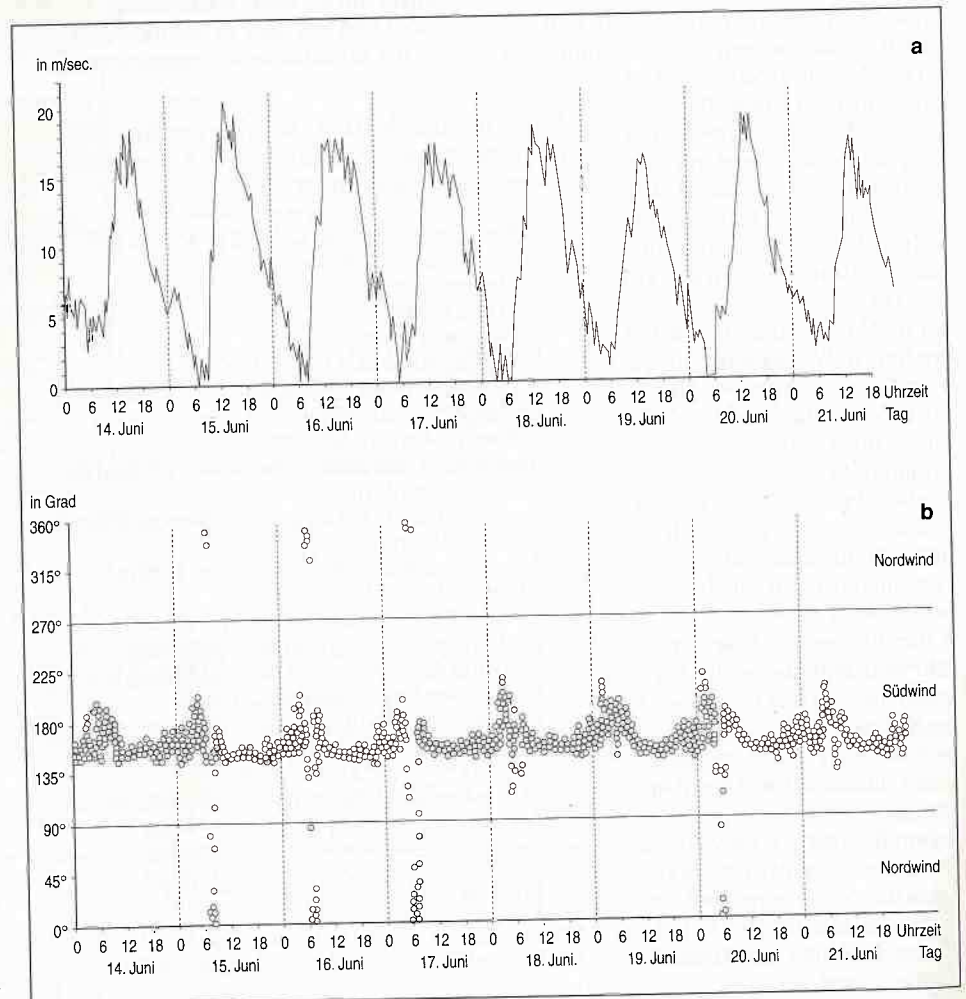
Die sommerliche, thermische Begünstigung des Tibetischen Hochlandes ermöglicht es dem Menschen allerdings nur kurzfristig, sich in größeren Höhen aufzuhalten. Ein Beispiel ist die sehr hoch gelegene Pilgerroute um den Heiligen Berg Kailash. Die Pilgersiedlung Darchen als Ausgangspunkt liegt in 4 700 m NN, Lagerplätze zum Über-

kurzfristig aufhalten. Die Herden – ausschließlich männliche Tiere – werden so über Wochen sich selbst überlassen.

Auch die Höhengrenzen des landwirtschaftlichen Anbaus erreichen in Hochasien extreme Werte. Aprikosen gedeihen seit jeher oberhalb von Lhasa in mehr als 3 800 m NN. Walnußbäume gibt es in Südtibet noch in 4 000 m NN, Äpfel in 4 040 m NN. Der Anbau der tibetischen Sommergerste reichte traditionell bis mindestens 4 400 m NN (vgl. Foto 3). Unter chinesischem Einfluß hat man versucht, die absolute Höhengrenze des Anbaus nach oben zu verschieben: Die höchstgelegenen Kartoffelfelder liegen in Südtibet deswegen in 4 650 m Höhe und der Anbau der Sommergerste reicht heute bis 4 750 m NN. Aus pragmatischen Gründen hatte man z. B. chinesische Armeeposten und Arbeiter in Straßenbaucamps usw. verpflichtet, sich soweit wie möglich selbst mit Gemüse und Kartoffeln zu versorgen. Selbst an den Ufern des Manasarovar-Sees in 4 600 m Höhe wird mit dem Anbau von Sommergerste experimentiert. Gerstesorten mit einer

Abb. 4: Tagesgang der Windgeschwindigkeit (a) und Windrichtung (b) im oberen Kali Gandaki-Tal bei Kagbeni (2 820 m NN); Meßhöhe 20 m

Entwurf: Haffner und Stortz;
Daten: Nepal Electricity Authority



nachten in 4800 m NN. Der Dolma-La, ein Paß und zugleich höchster Punkt bei der Umrundung des Heiligen Berges, liegt auf 5636 m Höhe. Jüngere kräftige Pilger umrunden an 13 aufeinanderfolgenden Tagen den heiligen Berg Kailash und bewältigen die Strecke von 45 km in ca. zwölf Stunden. Andere, die die gesamte Strecke mit ihrem eigenen Körper ausmessen, benötigen für eine Umrundung bis zu drei Wochen. Die Sommertemperaturen – nachts nur wenige Grade unter Null – sind so günstig, daß auch leicht bekleidete Pilger aus Nepal die Pilgerreise einschließlich der Übernachtung im Freien gesund überstehen. Problematisch sind nicht die niedrigen Temperaturen, sondern die Höhe und die damit verbundene Sauerstoffarmut.

Sowohl die von Nomaden und ihren Herden begangenen Hochweidegebiete als auch

regelmäßig überschrittene Pässe entlang von Handelsrouten und nicht zuletzt Pilger Routen mit ihren Gebets-, Rast- und Übernachtungsplätzen liegen also in Höhen an oder über der für den Menschen gültigen physiologischen Höhengrenze ($\pm 5\,200\text{ m}$). Dies sind Höhenlagen, in denen eine Höhenanpassung ohne Leistungsverminderung und ohne Gesundheitsgefahr nicht mehr möglich ist (Pohle 1992).

Tagesperiodische Winde

Genetisch steht in engem Zusammenhang mit den grundsätzlich positiven thermischen Effekten großer Massenerhebungen ein weiteres Klimaphänomen, das sich jedoch ökologisch nachteilig auswirkt: die stürmischen tagesperiodischen Talwinde in den Durchbruchstätern des Himalaya und

der angrenzenden Gebirge einerseits und die für die Hochländer Zentralasiens typischen Winterstürme andererseits. Die statistisch jährlich an mehr als 330 Tagen auftretenden tagesperiodischen Südwinde sind im Zusammenspiel mit einem deutlich ausgeprägten Hangwindssystem für die Niederschlagsarmut und die Aridität der Himalaya-Durchbruchstätern verantwortlich. Der Anbau ist hier nur noch in bewässerten Oasen möglich, Obstbaumkulturen nur bei entsprechendem Windschutz hinter Mauern und in geschützten Seitentälern. Sogar Steinschlag wird an steilen Felshängen durch starke Windböen ausgelöst. Auch die 1993 in Dorfnähe installierten modernen Windräder zur Erzeugung von elektrischem Strom sind durch die starken, böenreichen Winde inzwischen zertrümmert worden.

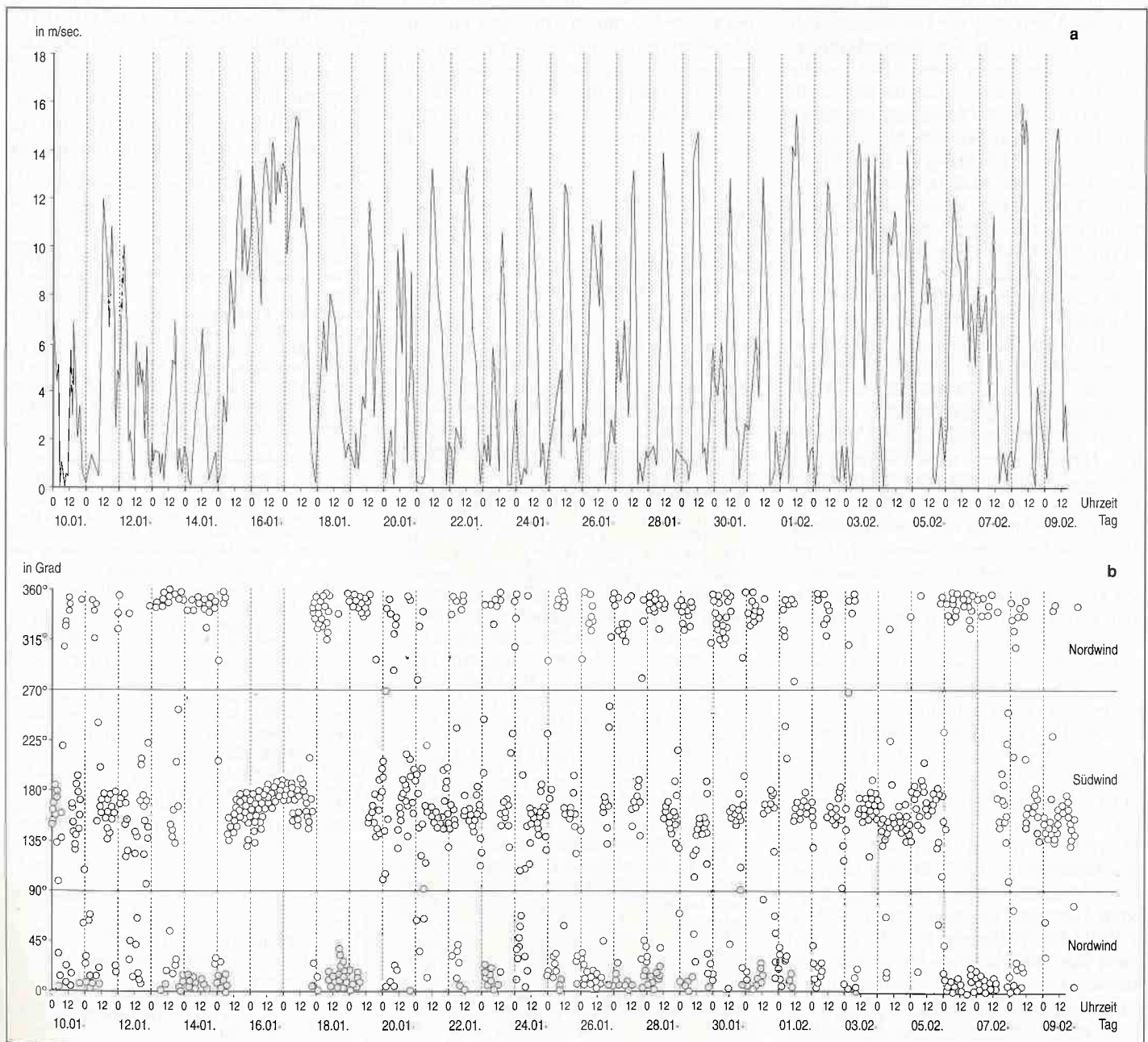


Abb. 5: Tagesgang der Windgeschwindigkeit (a) und Windrichtung (b) im oberen Kali Gandaki-Tal bei Jomosom (2744 m NN); Meßhöhe 20 m
Entwurf: Haffner und Stortz; Daten: Nepal Electricity Authority

Diagramme über die Windgeschwindigkeit und -richtung aus dem oberen Kali Gandaki-Tal (Stationen Jomosom und Kagbeni) bestätigen bisherige Beobachtungen. Der Wind setzt zwischen 9.00 und 9.30 Uhr allmählich ein, wird zunehmend stärker und erreicht sein Maximum am frühen Nachmittag. Bis zum Abend bleibt es stürmisch, erst gegen 22.00 Uhr bzw. Mitternacht flaut es endgültig ab. Bis gegen 6.00/7.00 Uhr morgens weht dann eine nur sehr schwache Brise aus nördlicher Richtung talabwärts. Im statistischen Mittel erreicht der Talaufwind Geschwindigkeiten von 15 bzw. 16 m/sec. Windgeschwindigkeiten von über 20, ja bis zu 25 m/sec. sind an exponierten Standorten und im Zusammenspiel mit reliefabhängigen Düseneffekten regelmäßig zu registrieren. Siedlungen liegen deshalb häufig in windgeschützten Talnischen. Der nächtliche Nordwind erreicht dagegen kaum merkliche 2 m/sec. Die Abhängigkeit des hier beschriebenen Talwindsystems von der Einstrahlung belegt nicht nur die Tagesperiodik, sondern auch die jahreszeitliche Variabilität der Windgeschwindigkeit (vgl. Abb. 4 und 5). Wie die Diagramme belegen, reicht die Strahlung als Energielieferant offensichtlich auch an vielen Wintertagen noch aus, um als Motor dieses Systems stürmischer Talwinde zu funktionieren. In statistisch seltenen Fällen, aber regelmäßig im Januar/Februar, bricht das System jedoch völlig zusammen. Dies geschieht bei zyklonalen Wetterbedingungen, die im Hochland von Tibet, aber auch auf der Himalaya-Südseite, als Schlechtwettertage mit Schneefall bis auf unter 2 300 m NN auftreten können. Zugleich sind dies die Wettervoraussetzungen, die auf der Südseite des Himalaya zu einer kurzfristigen Schneedecke bis in Höhen unter 2 500 m NN führen und auch in weiten Teilen des Tibetischen Hochlandes eine – wie Satellitenbilder belegen – nur für wenige Tage geschlossene Schneedecke verursachen können. Die Schneedecke verhindert durch das hohe Reflektionsvermögen jeglichen positiven thermischen Effekt des Hochplateaus als Heizfläche. Im Gegenteil: Das Tibetische Hochland und die verschneiten Hochgebirge werden zu einer Kältequelle.

Das Hochland liegt im Einflußbereich der westlichen Höhenströmung (subtropischer Jet), in die nicht nur das Hochland selbst, sondern besonders die umrahmenden Gebirgsketten deutlich hineinragen. Dies ist nach Flohn (1968, 1970) eine plausible Erklärung für die gefürchteten winterlichen Weststürme in den großen Längstätern Tibets und aus meiner Sicht auch eine plausible Erklärung für die Tag und Nacht über mehrere Tage hin anhaltenden talabwärts gerichteten Nordstürme in den Himalaya-Durchbruchstätern (vgl. Abb. 5). Diese talabwärts gerichteten Nordstürme erreichen im Kali Gandaki-Tal ähnliche

Spitzengeschwindigkeiten wie der aus den übrigen Jahreszeiten bekannte tagesperiodische südliche Talaufwind. Kein Reiter wagt sich an diesen stürmisch kalten Wintertagen mehr auf den Weg. Die sonst ganzjährig anzutreffenden Muli-Karawanen suchen Schutz hinter Haus- und Dorfmauern, jeglicher Flugverkehr ruht.

Die winterlichen Nordstürme sind bisher wissenschaftlich nicht beschrieben worden, auch nicht in der Spezialliteratur, die sich mit dem Phänomen der Ausgleichs- und Gebirgswinde befaßt (Flohn 1970; Schweinfurth 1956). Die lokale Bevölkerung jedoch, die unter den Windverhältnissen zu leiden hat, unterscheidet und klassifiziert hier sehr genau: *nampar* wird der Südwind, *phamar* der lästig kalte stürmische Nordwind genannt.

Setzt sich im Bereich des Tibetischen Hochlandes wieder eine winterliche Hochdruckwetterlage durch, tritt nicht nur eine Wetterberuhigung ein, sondern auch der tagesperiodische Südwind. Die Folge ist ein deutlicher Temperaturanstieg, der sogar im Januar/Februar bereits zum Beginn der Aprikosen- und Pfirsichblüte führen kann. ■

Summary High Asia and the Effect of Mass Elevation by Willibald Haffner

Since the research expeditions of the 3 *Schlagintweits* and the excellent work done by the "Great Trigonometrical Survey" of India during the middle of the last century, High Asia is known as the greatest and highest mass elevation on earth. In this study the radiation induced effect of high mass elevation has been discussed in 2 chapters. The first chapter deals with the positive thermal anomaly over the Tibetan Plateau and the surrounding mountain ranges. It refers mainly to the publications of H. Flohn (1958, 1970) and more recent results published by Chinese meteorologists. The second chapter discusses the eco-geographical consequences of this thermal anomaly over High Asia, well proved by the extreme height of the climatic snow line and upper timber line and the upper limits of human settlements, agriculture, Tibetan nomadism and so on. The study comes to three conclusions:

- Due to the favourable thermal conditions in High Asia especially during summer, man's activity in heights above $\pm 5\,200$ m is not limited by temperature but by the low oxygen content of the atmosphere.
- Without the additional warming caused by mass elevation, agriculture would be ecologically impossible, even in the great valleys of southern Tibet.
- On the other side the system of valley winds typical for the deep Himalayan valleys and also basically caused by the Tibetan plateau as an elevated heating surface are a serious ecological handicap for man.

Literatur

- Barry, R.G.: Mountain, Weather & Climate. London 2¹⁹⁹²
- Blüthgen, J., und W. Weisheit: Allgemeine Klimageographie. Berlin, New York 1980
- Chen, L., E.R. Reiter, and Z. Feng: The atmospheric heat source over the Tibetan Plateau; May-Aug. 1979. Monthly Weather Review 113 (1985), S. 1771–1790
- Ding, Y.: Effects of the Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau on the circulation features over the plateau and its surrounding areas. Advances in Atmospheric Sciences 9 (1992) H. 1, S. 112–130
- Domrös, M., and P. Gongbing: The Climate of China. Berlin, Heidelberg, New York, London, Paris, Tokyo 1988
- Everding, K.-H.: Tibet. Köln 1993 (DuMont Kunst-Reiseführer)
- Flohn, H.: Beiträge zur Klimakunde von Hochasien. Erdkunde 12 (1958), S. 294–308
- Ders.: Contributions to a Meteorology of the Tibetan Highlands. Atmospheric Sciences Paper No. 130 (1968), Fort Collins, Colorado State University
- Ders.: Beiträge zur Meteorologie des Himalaya. Khumbu Himal 7 (1970) H. 2, S. 25–45
- Loseries, A.: Kailasa. Der heiligste Berg der Welt. In: Die heiligsten Berge der Welt. Graz 1990, S. 81–118
- Mason, K.: Abode of Snow. A History of Himalayan Exploration and Mountaineering. London 1955
- Miehe, S., T. Cramer, J.-P. Jacobsen, and M. Winiger: Humidity Conditions in the Western Karakorum as Indicated by Climatic Data and Corresponding Distribution Patterns of the Montane and Alpine Vegetation. Erdkunde 50 (1996) H. 3, S. 190–204
- Murakami, T.: Effects of the Tibetan Plateau. In: C. P. Chang and T. T. Krishnamurti: Monsoon Meteorology. Oxford 1987, S. 235–270
- Pohle, P.: Umweltanpassung und ökonomischer Wandel im Nepal-Himalaya. Das Beispiel der Manangki. GR 44 (1992) H. 7–8, S. 416 ff.
- Dies.: Manang: Mensch und Umwelt im Nepal-Himalaya. Untersuchungen zur biologischen und kulturellen Anpassung von Hochgebirgsbewohnern (Dissertation). 1992
- Schweinfurth, U.: Über klimatische Trockentäler im Himalaya. Erdkunde 10 (1956), S. 297–302
- Troll, C.: Die Lokalwinde der Tropengebirge und ihr Einfluß auf Niederschlag und Vegetation. Bonn 1951, S. 124–182 (Bonner Geographische Abhandlungen, H. 9)
- Uhlig, H.: Der Anbau an den Höhengrenzen der Gebirge Süd- und Südostasien. Saarbrücken 1980 (Arbeiten aus dem Geographischen Institut des Saarlandes, Bd. 29)
- Weiers, S.: Zur Klimatologie des NW-Karakorum und angrenzender Gebiete. Statistische Analysen unter Einbeziehung von Wettersatellitenbildern und eines Geographischen Informationssystems (GIS). Bonn 1995 (Bonner Geographische Abhandlungen, H. 92)
- Wissmann, H. von: Die heutige Vergletscherung und Schneegrenze in Hochasien. Wiesbaden 1959 (Akademie der Wissenschaften und Literatur Mainz, Abh. Math.-Nat. Kl. 14)
- Ders.: Studien und Gürtel der Vegetation und des Klimas in Hochasien und seinen Randgebieten. Erdkunde XIV (1960), Teil I, S. 249–272 und XV (1961), Teil II, S. 19–44
- Yeh, D.-Z.: Some aspects of the thermal influences of Qinghai-Tibetan plateau on the atmospheric circulation. Archiv für Meteorologie, Geophysik und Bioklimatologie A, 31 (1982), S. 205–220
- Yu, X.-G.: The Upper Limit of Agriculture in Xizang and Analysis of its Factors. Nanjing o. J.
- Yu, X.-G., and S. Z. Sun: The Upper Limit of Agriculture in Xizang and its Factors Analysis. Beijing, New York 1981

Author

Prof. Dr. Willibald Haffner, geb. 1935.
Geographisches Institut der Justus-Liebig-Universität Gießen,
Senckenbergstraße 1, 35390 Gießen.
Arbeitsgebiete/Forschungsschwerpunkte:
Hochgebirgsforschung.