

- KISTEMANN, TH. u. LAUER, W.: Lokale Windsysteme in der Charazani-Talung (Bolivien). In: *Erdkunde* 44, 1990, S. 46-59.
- LAUER, W.: Im Vorland der Apolobamba-Kordillere. Physisch-geographische Beobachtungen auf einer kurzen Studienreise nach Bolivien. In: HARTMANN, R. u. OBEREM, U. (ed.): *Estudios Americanistas II. Homenaje a H. Trimborn*. Coll. Inst. Anthr. 21. St. Augustin 1979, 9-15.
- LAUER, W.: Zur Ökologikologie der Kallawaya-Region (Bolivien). In: *Erdkunde* 36, 1982, 223-247.
- : Geoökologische Grundlagen andiner Agrarsysteme. In: *Tübinger Geogr. Studien* 96, 1987, S. 51-71.
- LAUER, W. u. RAFIQPOOR, M. D.: Die jungpleistozäne Vergletscherung im Vorland der Apolobamba-Kordillere (Bolivien). In: *Erdkunde* 40, 1986, 125-145.
- MAHNKE, L.: Zur indianischen Landwirtschaft im Siedlungsgebiet der Kallawayas (Bolivien). In: *Erdkunde* 36, 1982, 247-254.
- : Anpassungsformen der Landnutzung in einem tropischen Hochgebirge. Der agrare Wirtschaftsraum der Kallawaya-Indianer (Bolivien). Diss. Aachen 1985.
- MONHEIN, F. u. MONHEIN, I.: *Carl Troll. Tagebücher der Reisen in Bolivien 1926/1927*. Erdwissenschaftliche Forschung, Bd. XIX. Stuttgart 1985.
- RAFIQPOOR, M. D.: Studien zur Morphodynamik in den Höhenstufen der Apolobamba-Kordillere - auf der Basis einer Kartenaufnahme nach dem Methodenansatz der GMK 100. Diss. Bonn (im Druck).
- RICHTER, M. u. LAUER, W.: Pflanzenmorphologische Merkmale der hygrischen Klimavielfalt in der Ostkordillere Boliviens. In: *Aachener Geogr. Arbeiten* 19, 1987, 71-108.
- SEIBERT, P.: Die Kallawaya-Indianer: Ein Relikt des Inka-Reiches. Anpassung an die Lebensbedingungen des Hochgebirges. In: *Forschung. Mitt. d. DFG.* 4, 1981, 6-9.
- : Ökosystemforschung in den bolivianischen Anden. In: *Naturwiss. Rundschau* 35, 4, 1982a, 147-157.
- : Ökosystemforschung im Wohngebiet der Callawaya (bolivianische Anden). In: *MAB-Mitt.* 11, 1982b, 46-49.
- SCHOOP, W.: Gütertausch und regionale Mobilität im Kallawaya-Tal (Bolivien). In: *Erdkunde* 36, 1982, 254-266.
- ZECH, W. u. FEURER, T.: Geoökologische Studien im Callawaya-gebiet, Bolivien. In: *Gießener Beiträge zur Entwicklungsforschung* I, 8, 1982, 131-141.

## LOKALE WINDSYSTEME IN DER CHARAZANI-TALUNG (BOLIVIEN)

Mit 13 Abbildungen

THOMAS KISTEMANN und WILHELM LAUER

*Summary:* Local wind systems in the Charazani Valley (Bolivia)

Local wind phenomena constitute an important ecological factor in the tropical Andes. In this paper the particular case of the upper Charazani Valley is discussed on the basis of anemographic data taken between July 1981 and June 1984.

The slope winds exhibit definite seasonal variations, and the upslope component is dominating throughout. It is shown that the circulation of slope winds, which depends on the orographical setting, has a decisive influence on the hygric differentiation of the valley. Moreover, the valley wind dominates over the less stable mountain wind throughout the whole year. Nevertheless, this is a typical example of a valley-mountain wind system, with both wind directions occurring regularly. Using cluster analysis, it can be distinguished between five different types of "wind days". According to their frequency the individual months have been classified into three "wind seasons".

It is shown that the predominance of the valley wind and its seasonal variation can be related to the over-heating of the mountains and to the high reaching summer anticyclone above the Altiplano. Thus the local wind system can be understood as a part of a larger mountain circulation, which to a large extent determines the macroscale climate.

### *Gebirgswinde im tropischen Südamerika*

Die Gebirgsräume der niederen Breiten werden durch ein thermisch induziertes Gebirgswindsystem geprägt mit weitreichenden ökologischen Konsequenzen. Es ist eingebettet in das Regime des thermischen Tageszeitenklimas und zeichnet sich durch eine große Regelmäßigkeit des tagesperiodischen Auftretens aus.

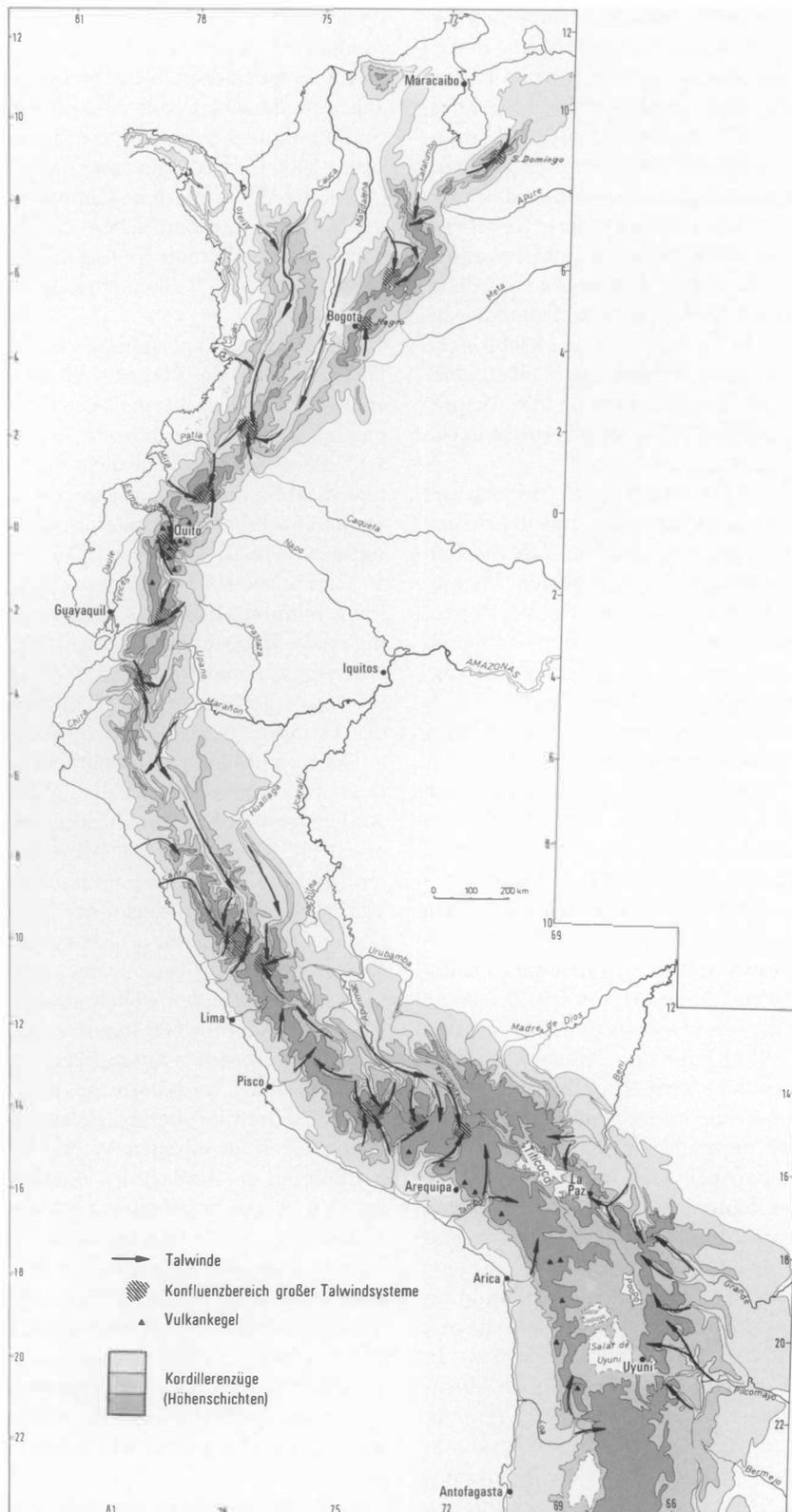


Abb. 1: Wichtige Talwindsysteme im tropischen Südamerika  
Important valley wind systems in tropical South America

Das gesamte System überzieht die tropischen Gebirge mit einer meist wenige Meter dicken „Windhaut“, in der sich das gesamte lokale Klimageschehen abspielt; dies besonders in strömungsarmen Jahreszeiten mit geringen Luftdruckgegensätzen, die nicht nur in den Trockenzeiten, sondern auch in den trockeneren Intervallen während der Regenzeiten auftreten. Das reich gegliederte Relief verursacht differenzierte Lokalwindphänomene unterschiedlicher Größenordnung. Auffallend sind dabei Konfluenzgebiete auf hochgelegenen Plateaus, auf denen Talwinde aus verschiedenen Richtungen zusammenströmen und dort mächtige Wolkenfelder hervorrufen. Über die lokale und regionale Ausprägung und Wirkung des Gebirgswindsystems liegen zahlreiche Beobachtungen vor (Abb. 1).

Für den Westhang der Anden, im Bereich der Küstenwüste von Ecuador bis Chile, postuliert LETTAU (1967) unterhalb von etwa 2000 m NN die Existenz eines großräumigen hangparallelen Windes am Tage mit katabatischem Gegenstück nachts, dem ein Gleichgewichtszustand von thermisch bedingtem Druckgradienten an einem ausgedehnten Hang, Coriolisbeschleunigung und Bodenreibung zugrunde liegt. Erst oberhalb dieses Systems stellt sich als Umkehr der katabatischen Nachtwinde ein hangaufwärts gerichteter Tageswind ein. Die großflächigen Hangwinde setzen sich entlang der kolumbianischen Cordillera Occidental nach Norden fort, wo die Aufwindkomponente (*la marea*) die seichten Pässe überströmt und als katabatischer Wind föhnartig den nach Osten sich anschließenden Cauca-Graben erreicht (LÓPEZ u. HOWELL 1967). In den zum Pazifik entwässernden Tälern kanalisiert, erreicht der Wind beträchtliche Stärke, wie etwa aus dem Tal des Loa in Chile (TROLL 1952) oder des Chicama in Peru (HOWELL 1953) berichtet wird. Daß unter dem Regime des Talwindes Aridität anzeigende Xerophytenvegetation von der peruanischen Küstenebene her weit in den Gebirgskörper vordringt (insbesondere in den Tälern des Santa, Pativilca, Pisco, Ocoña und Vitor), dokumentiert WEBERBAUERS Vegetationskarte (1922).

Nach Norden nimmt mit steigender Humidität des Kordillerenwestabhanges der Gegensatz zu den von Talwinden durchströmten Trockentälern zu. In Ecuador sind dies die von den innerandinen Hochbecken nach Westen entwässernden Täler (Chota, Guaylabamba u. a.), die sich hygrisch ebenso von ihrer Umgebung absetzen wie die in die gegenüberliegende feuchte Ostabdachung eingeschnittenen Täler (Ambato, Zamora u. a.). Besonders eindrucksvoll stellt sich die abrupte Abnahme des Nie-

derschlags in den Durchbruchstätern der kolumbianischen Westkordillere dar, z. B. des Sucio, des Dagua und des Patia. Dort geht auf kurzer Distanz der Jahresniederschlag von den höchsten Werten ganz Südamerikas am Außenhang des Gebirges bis weit unter 1000 mm auf den trockenen Talsohlen zurück (SCHMIDT 1952). Auch im Chama- und im S. Domingo-Tal der venezolanischen Cordillera de Mérida wird die kleinräumige hygrische Differenzierung auf den Einfluß der Talwindzirkulation zurückgeführt (FLOHN 1968).

In den großen kolumbianischen Längstätern, den Grabensenken des Cauca und des Magdalena, existieren ebenfalls tagesperiodische Windsysteme. In einzigartiger Weise beeinflussen sie das Niederschlagsregime, indem sie nicht nur am Tage den Kordillerenabhängigen Steigungsregen zuführen, sondern auch in nächtlicher Zirkulationsumkehr der Grabensohle Konvektionsniederschläge bringen (SCHMIDT 1952, FLOHN 1971). Eine zur konvektiven Bewölkungsbildung ausreichende Talbreite und die ständig schwach feuchtblabile Schichtung der äquatorialen Atmosphäre sind wesentliche Voraussetzungen dieser konvergenzbedingten Niederschlagsentstehung über der Talmitte (WEISCHET 1969, FLOHN 1971).

Der thermische Gegensatz zwischen Amazonastiefland und Gebirgskörper läßt auch am Ostabhang der Anden großräumige und kräftige Hangwindssysteme erwarten. Beispiele von Talwinden in der Ostkordillere sind aus Kolumbien (Cátatumbo-Tal: SCHMIDT 1952; Negro-Tal: WEISCHET 1969) und Bolivien (Zongo-Tal: RICHTER u. LAUER 1987) beschrieben. Die großen Durchbruchstäler der peruanisch-bolivianischen Ostanden stellen gewaltige Eintrittspforten des Windes ins Gebirge dar. Den Talwindzirkulationen entsprechen ausgeprägte Trockental-Phänomene in den Längstätern des Marañon, Huallaga, Apurimac und Urubamba (WEBERBAUER 1922).

Die tagesperiodischen Winde dieser Talsysteme konfluieren im Bereich des Westkordillerenkammes mit den entgegengerichteten Strömungen der Westabdachung. Ähnliche Konfluenzzonen sind auch am Talschluß des Caucagrabens sowie in den ecuadorianischen Hochbecken ausgebildet. Wie für die zentralmexikanische Meseta gezeigt wurde (LAUER u. KLAUS 1975), sind derartige Konfluenzen niederschlagsgenetisch höchst aktiv. Die Tagesperiodik der Gewitterschauer im Bereich der peruanischen Westkordillere (FLOHN 1955) entspricht dieser bodennahen Strömungssituation.

In Bolivien strömen die Luftmassen am Tage von allen Seiten der Weite des aufgeheizten Altiplano zu. Am Beispiel des von ihm eingehend untersuchten

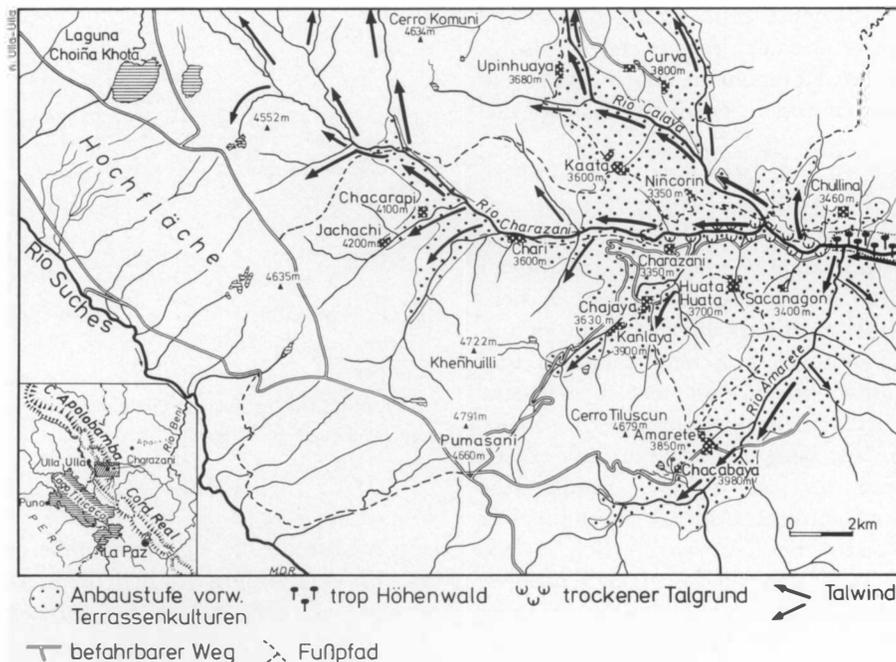


Abb. 2: Übersichtskarte des Arbeitsgebietes  
Survey map of the area under investigation

La-Paz-Durchbruchtales zeigte TROLL (1952) den Zusammenhang zwischen Windzirkulation und Trockenheit eines tief eingeschnittenen Tales exemplarisch auf. Ähnliche, wenn auch weniger ausgeprägte Wind- und hygri sche Verhältnisse herrschen in den südöstlich sich anschließenden Durchbruchstä lern des Ayopaya, des Rio Grande und des Pilcomayo.

Auch aus den beiden Durchbruchstä lern der Amazonas-Tributäre Sorata-Consata und Charazani-Camata in der nordostbolivianischen Cordillera de Muñecas sind tagesperiodische Winde und Trockentalstrecken seit langem bekannt und von TROLL beschrieben worden. Im Bereich dieses etwa 100 km breiten, unvergletscherten Berglandes, das mit einer Kammhöhe unter 5000 m den den peruanisch-bolivianischen Altiplano nach Osten begrenzenden Gebirgszug unterbricht, liegt das Untersuchungsgebiet, das obere Talsystem des Rio Charazani. Es umfaßt auf einer Länge des Haupttales von 25 km ein zwischen Wald- und Schneegrenze liegendes Höhenintervall von 2000 m vertikaler Erstreckung (Abb. 2).

#### Das Datenmaterial

Zur kontinuierlichen Wetterbeobachtung wurden von Juli 1981 bis Juni 1984 im Rahmen des Forschungsprojektes „Kallaway-Bergbevölkerung und

Ökosysteme“ (vgl. LAUER 1982) die Klimastationen Charazani (3300 m NN) und Ulla Ulla (4460 m NN) betrieben. Die Hangstation Charazani lag nordexponiert auf einem Bergsporn 200 m oberhalb des hier schluchtartig eingeschnittenen Flusses. Die Auswertung der dreijährigen Anemographenregistrierung von dieser Stelle bildet die empirische Grundlage zur Analyse der Winde im Charazanital. Während die Mehrzahl jüngerer Untersuchungen zu Gebirgs windphänomenen vornehmlich die Erfassung der dynamischen und thermischen Vorgänge mit hoher zeitlicher und räumlicher Auflösung zum Ziel hatte, ermöglicht das vorliegende mehrjährige Datenmaterial einer einzigen Meßstation eine *klimatologische Betrachtung* der Lokalwinde.

#### Antrieb und Struktur der Gebirgswinde

Eine Theorie der Gebirgswinde wurde in ihren Grundzügen von WAGNER (1932, 1938) und DEFANT (1949) entwickelt und inzwischen mit Hilfe aufwendiger Feldexperimente in verschiedenen Alpentälern bestätigt, ergänzt und präzisiert (vgl. VERGEINER u. DREISEITL 1987).

Es sind ineinander verschachtelte Windsysteme verschiedener Größenordnung zu unterscheiden. Primär thermisch bedingt ist die Hangwindzirkulation.

Sie leistet die vertikalen Luftbewegungen, während die talparallelen Winde auch bei geneigter Talsohle eine rein horizontale Komponente haben. Außerdem erhöhen die Hangwinde den bodennahen Energieaustausch.

Mit Hilfe der Methode von STEINACKER (1984), nach welcher in die Bestimmung eines Talvolumens das Haupttal und alle Seitentäler bis zur Kammhöhe einzubeziehen sind, konnte für einen zehn Kilometer langen Abschnitt des Charazanitals gezeigt werden, daß das Verhältnis von Energieumsatzfläche zu auflagerndem Luftvolumen zwischen Talboden und Kammhöhe 2,5mal größer ist als über einer Ebene. Orographisch bedingte Reduzierung des Luftvolumens und erhöhter bodennaher Energieaustausch verursachen eine größere tägliche Temperaturschwankung der Gebirgsatmosphäre gegenüber der Vorlandsatmosphäre. Bei dem sehr hoch gelegenen Charazanital ist ferner zu berücksichtigen, daß durch abnehmende Mächtigkeit und reduzierte Trübung der Atmosphäre Ein- und Ausstrahlungsvorgänge intensiviert werden und die Wärmekapazität der Luft abnimmt. Der Vergleich der Stationen Apolo (1380 m NN), Charazani und Ulla Ulla im Verlauf des Tal-systems zeigt, daß die tägliche Temperaturschwankung mit zunehmender Seehöhe größer wird. Der infolge abgebremsten Gradientwindes verringerte Austausch mit höheren atmosphärischen Schichten begünstigt ebenfalls die große Temperaturschwankung im Gebirge.

Aus den unterschiedlichen Tagesschwankungen ergibt sich zwischen Gebirge und Vorland ein zweimal täglich umkehrender Temperaturgradient. Oberhalb der Kammhöhe des Gebirges („Neutralschicht“, BURGER u. EKHART 1937) bis zur Tropopause muß sich dieser Gradient aus energetischen Gründen umdrehen. Es resultiert ein gleichgerichteter Druckgradient, der die Ursache des gebirgs umfassenden Windsystems mit tagesperiodischer Umkehr und jeweils entgegengerichteter Strömung oberhalb der Neutralschicht ist. Der obere Zirkulationsast läßt sich tagsüber als divergierende und nachts als konvergierende Komponente innerhalb des übergeordneten Gradientwindes auch im Bereich der großen Hochländer subtropischer Breiten nachweisen (FLOHN 1955). Ebenso wie weiten Alpentälern lokal verstärkte, wenn auch keineswegs deutlich kanalisierte „Antiwinde“ in der Höhe zuzuordnen sind (FREYTAG 1987), so ist aufgrund der orographischen Voraussetzungen denkbar, daß das gesamte Muñecas-Bergland mit seinen Durchbruchstätern von einer umfassenden Antiströmung überlagert wird (Abb. 3). Innerhalb der großräumigen Zirkulation zwischen Gebirge und Vor-

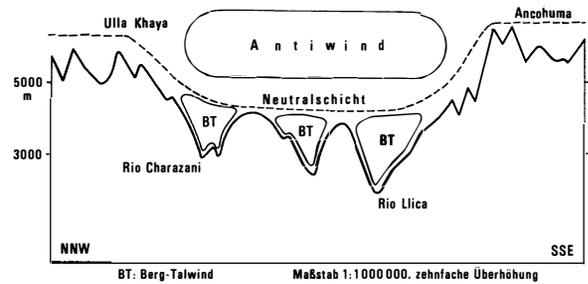


Abb. 3: Hypothetische Darstellung zur großräumigen Gebirgswindzirkulation im Bereich des Muñecas-Berglandes

Hypothetical large-scale circulation of mountain winds in the Muñecas Highlands area

land kann man die eigentlichen Berg-Talwinde als örtliche Verstärkung des bodennahen Astes der gesamten Gebirgswindzirkulation auffassen.

#### Hangwinde im Charazanital

Die Tagesperiode des Richtung und Geschwindigkeit beschreibenden Gesamtwindvektors veranschaulichen dreidimensionale Darstellungen von Stundenmitteln im Tagesgang, zu denen die Daten von Windrichtung (zwölf je 30° umfassende Klassen) und -geschwindigkeit monatsweise zusammengefaßt wurden (Abb. 4). Die Phasen von Bergwind und vor allem Talwind treten in jedem Beobachtungsmonat deutlich hervor, während das Auftreten von Hangwinden nur in ihrer den Windvektor von der Talachse ablenkenden Wirkung zum Ausdruck kommt.

Um Berg-Talwinde und Hangwinde getrennt analysieren zu können, wurden die Gesamtwindvektoren jeder Einzelstunde in eine talachsenparallele Talwind- und eine senkrecht dazu stehende Hangwind-Komponente zerlegt (vgl. EKHART 1953, HENNEMUTH u. SCHMIDT 1985). Im mittleren Tagesgang der reinen Hangwinde (Abb. 5) überwiegt sowohl über den gesamten Beobachtungszeitraum als auch in den extremen Monaten November (erfter Zenitstand) und Juni (niedrigster Stand der Sonne) der Hangaufwind deutlich. Dies steht in Einklang mit Beobachtungen aus Alpentälern (DEFANT 1949).

Das mittlere Einsetzen der geschlossenen Hangaufströmung folgt dem (astronomischen) Sonnenaufgang mit etwa eineinhalbstündiger, im Winter etwas größerer Verzögerung. Zwischen Juni und November verschiebt sich der Beginn des Aufwindes insgesamt um etwa eine, das Maximum sogar um

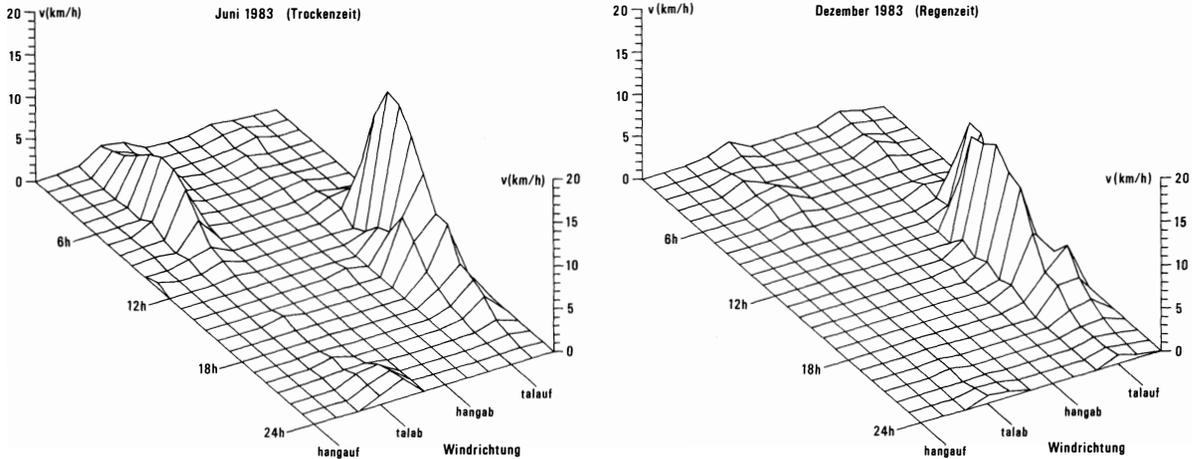


Abb. 4: Mittlere Tagesgänge des Windes in ausgewählten Monaten  
 Mean daily wind variation during selected months

zwei Stunden. Der frühe Höhepunkt im Regenzeitmonat November steht ebenso wie eine nachmittägliche Abschwächung mit verstärkter schattenbringender Bewölkung in Zusammenhang. Auch die in

der winterlichen Trockenzeit im Mittel kräftigere morgendliche Talinversion trägt aufgrund ihrer bremsenden Wirkung zur Erklärung der jahreszeitlichen Unterschiede bei. Die mehrstündige, im November besonders ausgeprägte Fortdauer des Aufwindes bis weit nach Sonnenuntergang wird durch die Freisetzung latenter Wärme infolge konvektiver Bewölkungsbildung ermöglicht (FLOHN 1970, LAUER u. KLAUS 1975). Insgesamt ist die Aufwindphase im Juni um zwei Stunden kürzer als im November, jedoch erheblich kräftiger, da die Ein- und Ausstrahlungsverhältnisse am Hang in der Trockenzeit ungestörter sind und die Ausrichtung zum Sonnenhöchststand günstiger ist. Es ist außerdem zu erwarten, daß der mittägliche Aufwind am nordexponierten Charazani-Hang in den Wintermonaten durch eine thermisch bedingte Querkirkulation des Tales, die gegen den wärmeren Stationshang gerichtet ist, verstärkt wird (vgl. HENNEMUTH 1986).

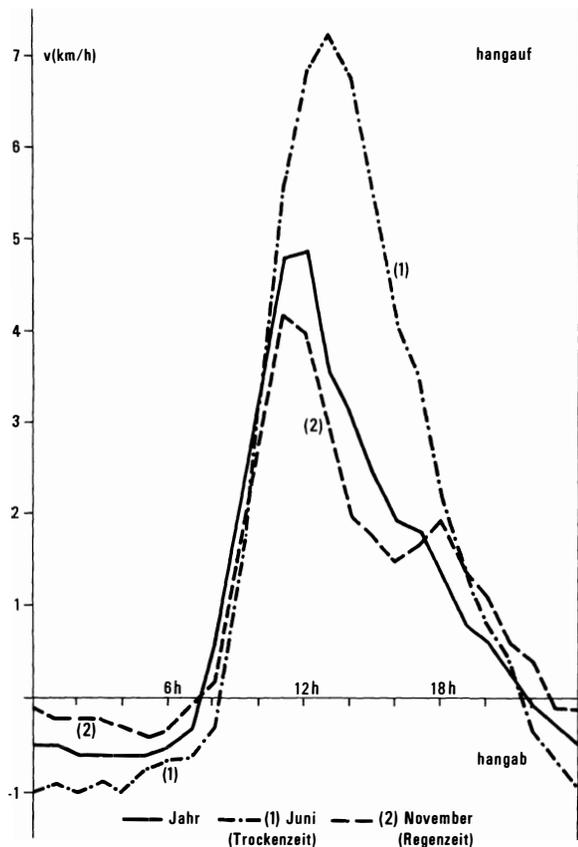


Abb. 5: Tagesgang des Hangwindes in Charazani  
 Daily variation of the slope wind in Charazani

Aufschlußreich für die Dynamik der Hangwinde ist das Verhältnis vom Betrag der Hangwindstärke zu registrierter Gesamtwindstärke (Abb. 6). Im Jahresmittel liegt der Anteil des Hangwinds nachts recht konstant bei 30%. Ein leichter Rückgang gegen 7h zeigt die Umstellung von Hangab- zu Hangaufwind bei gleichzeitigem Maximum des Bergwindes an. Am Vormittag erreicht der Anteil des Hangwindes seinen Höhepunkt: Am besonnten Hang herrscht kräftiger Aufwind, während der Talwind noch nicht voll entwickelt ist. Nachmittags wird er durch den Talwind zurückgedrängt, dessen Abflauen dann am frühen Abend durch ein sekundäres Maximum des Hangwindanteils angezeigt wird. Dieser ist im Juni tagsüber viel höher als im November: Der Hangwind reagiert empfindlich auf den jahreszeitlichen Wandel

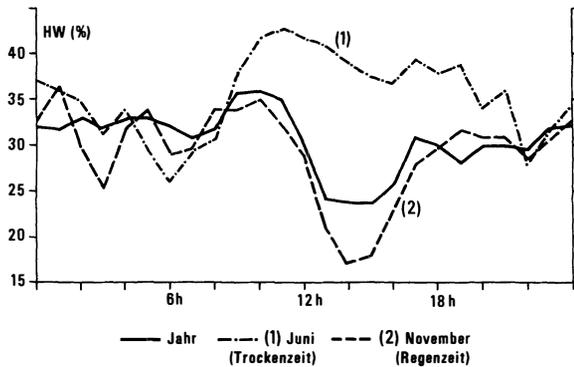


Abb. 6: Tagesgang des Hangwindanteils am Gesamtwind in Charazani

Daily variation of the slope wind as part of total wind in Charazani

der Einstrahlungsverhältnisse, die während der wolkenarmen Trockenzeit am nordexponierten Charazani-Hang besonders günstig sind. Wie beim Tagesgang der Hangwind-Geschwindigkeit sind auch Maxima und Minima des Hangwind-Anteils den jahreszeitlich bedingten Sonnenauf- und Sonnenuntergangszeiten entsprechend verschoben. Die Junikurve, die nur eine leichte Nachmittagsschwächung aufweist, hat zwei deutliche Minima zu den Zeiten des Richtungswechsels der Hangwindsschicht; im Regenzeitmonat November hingegen hat der Anteil des Hangwindes seinen Tiefpunkt am frühen Nachmittag.

#### Hangwinde und hygrische Differenzierung

Die allgemeine Existenz von „Antihangwinden“, also Vertikalbewegungen im Tal, die den Hangwinden entgegengerichtet sind und den Erfordernissen der Massenkompensierung genügen, steht außer Zweifel. In einem Haupttal ist dabei nicht nur an die Kompensation der Hangwinde, sondern auch an die „quasilokale Kompensation“ der Berg-Talwinde in den Seitentälern zu denken (FREYTAG 1987). Auch Beobachtungen im schweizerischen Dischmatal, denen zufolge dort Gegenströmungen über der Talmitte nicht auftreten (URFER-HENNEBERGER 1970), konnten inzwischen entsprechend ergänzt werden (HENNEMUTH 1986). Einen qualitativen Nachweis von Antihangwinden im Charazanital bietet die Wolkenbeobachtung: In einer markanten Talweite unterhalb des Hauptortes werden Wolken in einiger Entfernung vom Hang häufig bei Tag von einer Absinkbewegung erfaßt und nehmen dann typische „Ab-

schmelzformen“ an. Wolkenauflösung und regelmäßiges Auftreten von „Sonnenfenstern“ (RICHTER u. LAUER 1987) über der Talmitte sind besonders in der hangwindreichen Trockenzeit die Folge dieser Subsidenz am Tage. Da die nächtliche Zirkulationsumkehr durch stabile Luftschichtung mit bodennaher Inversion (LAUER 1982) sehr häufig unterdrückt wird, stellt sich im Tal ausgeprägte Aridität ein, während die angrenzenden Hänge wesentlich feuchter sind.

In Tallängsrichtung wird die Stärke der Antihangwinde über der Talmitte gemäß der Forderung nach ausgeglichener Massenbilanz durch die orographischen Voraussetzungen moduliert. Die kräftigste Subsidenz am Tage ist über Talabschnitten mit geringer Steigung zu erwarten, und der Effekt wird in Talweitungen, die auf Engstellen folgen, verstärkt, weil dort ein relatives Massendefizit der vom Talwind bewegten Luftmasse auftritt. Mit zunehmendem Talgefälle verliert hingegen der rückführende Ast der Hangaufwinde an Stärke, weil diese in steilen Abschnitten einen größeren Teil der von ihnen bewegten Luft über die seitlichen Käme abführen. Dadurch läßt die Wolkenauflösung über der Talmitte nach.

Mit Hilfe des erläuterten Prinzips läßt sich die lokale Differenzierung des mittleren Bewölkungsgrades im oberen Talsystem des Rio Charazani erklären. Die ausgeprägte Trockeninsel unterhalb von Charazani weist das mit Abstand geringste Gefälle des gesamten Untersuchungsraumes auf; Talweitung und Einmündung zweier Seitentäler, deren Talwinde im Haupttal quasilokal kompensiert werden, kommen als die Absinkbewegung unterstützende Faktoren hinzu. Die steilen Seitentäler des Rio Canlaya und des Rio Huatajla sowie die Talschlüsse neigen dagegen zu besonders rascher Bewölkungsbildung, während das Calayatal und der obere Abschnitt des Haupttales entsprechend ihres Gefälles eine mittlere Stellung einnehmen. Die hygrischen Unterschiede haben ihre Ursache in der Orographie, wobei die geschlossene Hangwindzirkulation ganz wesentlich beteiligt ist (vgl. TROLL 1952, „Troll-Effekt“ nach FLOHN 1970).

Im Nebelniveau der Talschlüsse herrscht bisweilen Windstille, während im Tal und auf der Hochfläche oberhalb heftige Talwinde wehen. Nach WAGNER (1932) ist diese Erscheinung damit zu erklären, daß in den sehr steilen Talschlüssen die Hangaufwinde, durch die beschattende Bewölkung geschwächt, den seitlichen Abtransport der vom Talwind herangeführten Luft, der gerade in Steilstücken besonders intensiv sein muß, nicht mehr vollständig bewerk-

stelligen können. Deshalb muß der Talwind selbst eine verstärkte vertikale Komponente entwickeln (vgl. FREYTAG 1987). Das aber führt zur Abschwächung des talparallelen Windes infolge dynamischer Abkühlung.

Die hygrisch-thermische Differenzierung im Querschnitt der Täler prägt ein stereotypes Kondensationsniveau zwischen 3400 m und 4100 m NN, das dem Tageszeitenklima tropischer Hochgebirge mit weitgehend feststehenden Feuchtigkeitsniveaus entspricht. Es läßt sich während des ganzen Jahres – mit Ausnahme wirklicher Regentage – als Inversionschicht von Temperatur und relativer Feuchte nachweisen (LAUER 1982) und manifestiert sich häufig in Form einer „Wolkenschlange“ (RICHTER u. LAUER 1987) entlang der Hänge.

Auffällig ist, daß die Kondensation sowohl im Haupt- als auch in den Seitentälern des Untersuchungsraums stets im Bereich eines durchgängigen, trogschulterartigen Verflachungsniveaus, das Reste eines fossilen Talbodens darstellt, auftritt. Eine Erklärung für dieses Phänomen geht von neueren Vorstellungen zur Struktur der Hangwindschicht aus: Bodenreibung, Stabilität der Talatmosphäre, Strahlungsbilanz der Hangoberfläche und Hangneigung beeinflussen in ihrer lokalen Ausprägung sowohl die Geschwindigkeit der Hangwinde (PETKOVŠEK u. HOČEVAR 1971, PETKOVŠEK 1982) als auch die Höhe der Hangwindschicht (BREHM 1986) und somit den Volumenstrom der Hangwinde. Das Zusammenspiel der genannten Faktoren inszeniert eine kleinräumig überaus differenzierte Ausbildung der Hangwindschicht. Notwendige Konsequenz sind rege Austauschprozesse mit der Talatmosphäre durch Aufnahme und Abgabe von Luftpaketen (Entrainment und Detrainment). Die Vorstellung einer einheitlichen Hangwindschicht ist demnach fiktiv, vielmehr handelt es sich um ein raum-zeitlich intermittierendes „Ensemble von extrem lokal beeinflussten Thermikblasen“ (VERGEINER 1982).

Bewegt sich eine Luftmasse entlang eines gekrümmten Hangs, so wirkt auf sie eine Zentrifugalkraft, die eine zusätzliche, hangnormale Geschwindigkeitskomponente zur Folge hat. Im vorliegenden Fall einer konvexen Krümmung unterhalb der Hangschulter ist diese Komponente vom Hang weggerichtet, so daß die Mächtigkeit der Hangwindschicht zunimmt (vgl. PETKOVŠEK 1982). Die sich vom Hang entfernende Luft kühlt wegen größerer Distanz zur Hangoberfläche und Durchmischung mit der kühleren Talluft ab und erreicht bald den Kondensationspunkt, so daß Nebel ausfällt. Die so hervorgerufene Beschattung verstärkt den Effekt und die Situation

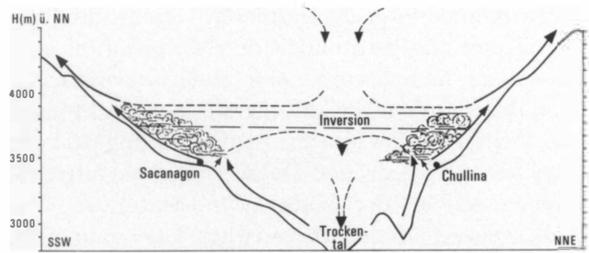


Abb. 7: Hangwindzirkulation und hygrische Situation im Querschnitt des oberen Charazanitales

Sectional view of the slope wind circulation and hygric situation in the upper Charazani Valley

stabilisiert sich: Die ausgebildete Inversionsschicht erhöht die statische Stabilität, die wiederum umgekehrt proportional zum mittleren Volumenstrom des Hangwindes ist. Nach dem Detrainment-Entrainment-Konzept von VERGEINER (1982) strömt Luft aus der Hangwindschicht in die Talatmosphäre. Deren Abkühlung führt zu weiterer Kondensation, so daß die Temperatur- und Feuchteinversion verstärkt wird. Unterhalb dieser Inversion schließt sich die Hangwindzirkulation weitgehend, oberhalb bildet sich eine zweite, getrennte Zirkulationszelle aus (vgl. VERGEINER 1982, VERGEINER u. DREISEITL 1987).

Das entwickelte Modell (Abb. 7) zeigt, daß das stereotype Kondensationsniveau dieser tropischen Höhenstufe im oberen Charazanital hinsichtlich seiner kleinräumigen Lokalisation durch die topographischen Eigenarten beeinflusst ist. Insofern schafft das Zusammenwirken morphologischer und klimatischer Gegebenheiten einen auf dem Nebeneinander von Hangverflachung und Feuchtigkeit beruhenden siedlungsgeographischen Gunstraum, den zahlreiche Dorfanlagen nutzen (Curva, Kaata, Niñocorin, Chullina, Sacanagon, Huata Huata, Chajaya, Kanlaya; vgl. Abb. 2).

#### Berg-Talwind im Charazanital

Die Tagesgänge der rein talachsenparallelen Windkomponente, für jeden Monat gemittelt über den Untersuchungszeitraum, sind in einem Tacho-Isoplethendiagramm<sup>1)</sup> zusammengefaßt (Abb. 8). Das

<sup>1)</sup> Die Wahl der Bezeichnung für die Darstellung der skalaren Windgeschwindigkeit erfolgte in Analogie zum „Thermo-Isoplethendiagramm“; die Darstellungsweise lehnt sich an EKHART (1953) an. – Die Datenbasis des Januar ist unzureichend.

Bergwindmaximum der mittleren Geschwindigkeit tritt in den Morgenstunden der Monate Juni und Juli auf, das mehr als dreimal so große Talwindmaximum in den frühen Nachmittagsstunden der Monate Mai sowie Juli bis Oktober. Am Vormittag sind die Isotachen dicht gedrängt. Das weist auf den ungleich schiefen Aufbau der beiden Windrichtungen hin: Einhergehend mit dem thermischen Tagesgang wird das Maximum des Talwindes in der Regel in der ersten Hälfte seiner Phase, das des Bergwindes jedoch erst gegen Ende seines Andauerns erreicht (vgl. EKHART 1953).

Wie immer wieder in den Tropengebirgen beobachtet wird, ist der zeitliche Anteil des Talwindes wesentlich größer als der des Bergwindes. Im Jahresmittel herrscht in 62% der Beobachtungsstunden Tal-, in 25% Bergwind, nur in 13% Windstille (Stundenmittel der talparallelen Windgeschwindigkeit unter 2 km/h; Abb. 9). Die größten Anteile erreicht der Bergwind von Mai bis Juli, der Talwind von September bis November sowie im Februar. Es gibt zwar einen Jahresgang des Verhältnisses von Bergwind zu Talwind, der Bergwind überwiegt jedoch zu keiner Jahreszeit, wie dies etwa im Winter in Alpentälern ist (VERGEINER u. DREISEITL 1987). Die ganzjährige Dominanz des talauf gerichteten Windes ist mit der



Abb. 9: Zeitlicher Anteil von Talauf- und Talabwind in Charazani  
Daily duration of up- and down-valley wind in Charazani

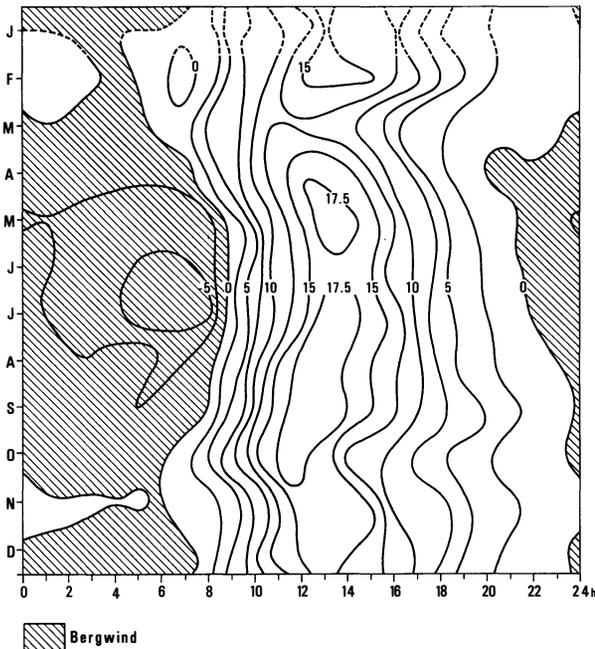


Abb. 8: Tacho-Isoplethendiagramm des talachsenparallelen Windes in Charazani  
Tacho-isopleths diagram of the valley-parallel wind in Charazani

Tatsache in Verbindung zu bringen, daß im Charazanital und auf der sich anschließenden Hochfläche mit ganz wenigen Ausnahmen zu keiner Jahreszeit eine geschlossene Schneedecke über mehrere Tage erhalten bleibt. Denn gerade deren albedoerhöhende und damit die Gebirgsatmosphäre auskühlende Wirkung stärkt den dem Vorland zuströmenden Ast einer Gebirgswindzirkulation (vgl. OHATA u. a. 1981). Anhand einiger Beispieltage konnte festgestellt werden, daß schon auf einen halben Tag begrenzte Schneefallereignisse in der Windstatistik in Form einer Ausdehnung des Bergwindanteils um etwa 60% zutage treten.

Aufgrund der Lage der Station 200 m über dem Talboden kann man davon ausgehen, daß dort nur der „eigentliche“ Bergwind erfaßt wird. Der von diesem zu unterscheidende seichte, bodennahe Kaltluftabfluß, ein „Hangabwind längs der geneigten Talsohle“ (EKHART 1953, S. 245), ist unterhalb der Einmündung des Calayatales sehr ausgeprägt, wo er

durch den katabatischen Gletscherwind maßgeblich intensiviert wird.

Das Monatsmittel der talparallelen Windgeschwindigkeit, ermittelt als Differenz aus mittlerer Berg- und Talwindgeschwindigkeit unter Berücksichtigung der Häufigkeit der Richtungen, kann als qualitatives Maß der resultierenden talparallelen Luftversetzung dienen (Abb. 10). Im Jahresmittel herrscht eine talauf gerichtete Strömung von 4,3 km/h. Der Jahresgang zeigt zwei Phasen: Von März bis Juli ist die Luftversetzung talauf unterdurchschnittlich, während der anderen Monate überdurchschnittlich, mit einem Maximum im September.

Mit Hilfe einer Clusteranalyse (Verfahren nach WARD) wurden die einzelnen Beobachtungstage in fünf Gruppen typischer „Windtage“ eingeteilt. Die einem Cluster zugeordneten Tage wurden jeweils zu einem mittleren Tagesgang ihrer Gruppe zusammengefaßt (Abb. 11).

Bis auf einen „Störungstyp“ mit insgesamt schwacher Luftbewegung unterscheiden sich die Typen im wesentlichen durch ihren Bergwindanteil, während die Talwindphasen nur wenig differieren. Allein beim seltenen „Bergwindtyp“ überwiegt die talab gerichtete Komponente in Andauer und Intensität. Die monatlich variierenden Häufigkeiten der „Windtag“-Typen spiegeln den Jahresgang des Windgeschehens wider (Abb. 12):

- Der Anteil des „Störungstyps“ ist während der Regenzeit sowie bemerkenswerterweise im trockenzeitlichen Juni überdurchschnittlich hoch.

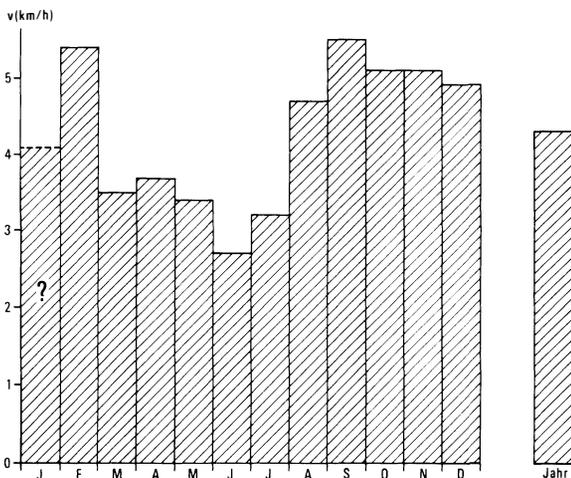


Abb. 10: Jahresgang der mittleren talauf gerichteten Windgeschwindigkeit in Charazani  
Seasonal variation of the mean up-valley wind velocity in Charazani

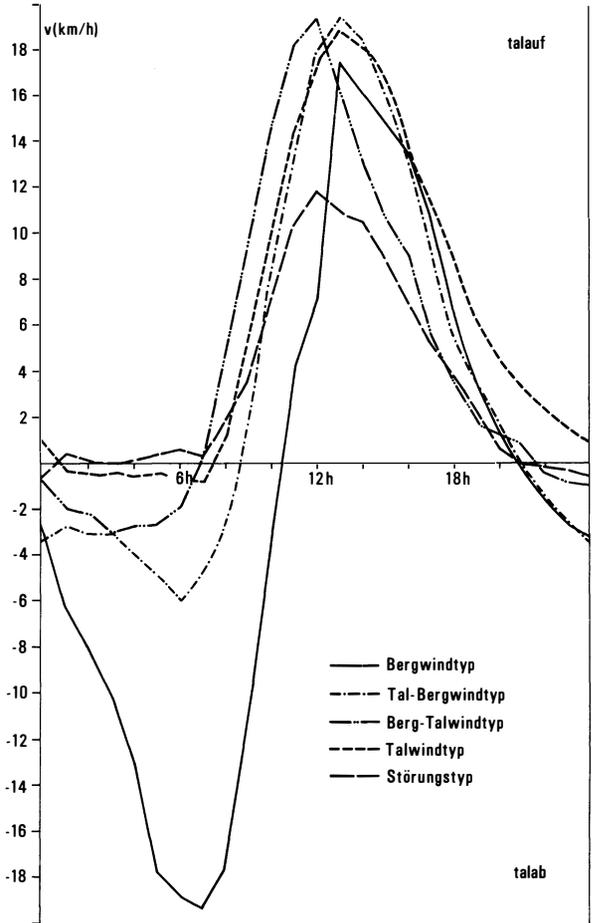


Abb. 11: Mittlere talachsenparallele Windgeschwindigkeit der „Windtag“-Typen in Charazani  
Mean valley-parallel wind velocity of the “wind day” types in Charazani

- Im Gegensatz dazu ist der „Bergwindtyp“ ausschließlich auf die Trockenzeit beschränkt, wobei die erste Hälfte (Mai-Juli) deutlich vor der zweiten (August-Oktober) überwiegt.
- Auch „Tal-Bergwindtyp“ und „Berg-Talwindtyp“ haben ihre größten Anteile während des Winters. Der zweite, der eine etwas schwächere Bergwindphase sowie vor allem morgens frühere und abends spätere Windumkehr und frühere Lage der Maxima im Tagesgang hat, ist der vorherrschende Typ der Übergangsmo-nate (März, April, Oktober). Dies ist auf die astronomisch günstigeren Strahlungsverhältnisse gegenüber dem Winter zurückzuführen.
- Der „Talwindtyp“ ist als einziger in jedem Monat mit mindestens 20% Anteil vertreten und kann als

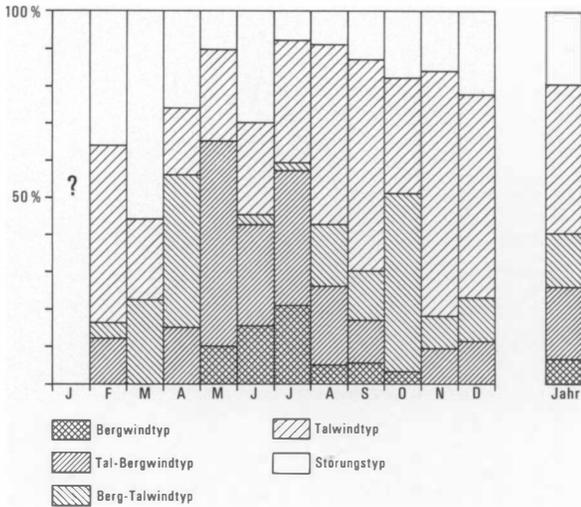


Abb. 12: Häufigkeit der „Windtag“-Typen in Charazani im Jahresgang  
 Frequency of the “wind day” types in Charazani throughout the year

Normaltyp bezeichnet werden. Besonders bedeutend ist er in der zweiten Jahreshälfte.

Aus den Erkenntnissen über den Jahresgang ergibt sich die Zusammenfassung der Einzelmonate zu drei „Windjahreszeiten“, für die jeweils der mittlere Tagesgang des talparallelen Windes bestimmt wurde (Abb. 13). Das Winterhalbjahr wird in eine frühe Trockenzeit (Mai–Juli) mit starker Bergwindkomponente und eine späte Trockenzeit (August–Oktober) mit überragender Talwindkomponente aufgeteilt. Die sommerliche Regenzeit (November–April) wird in ihrer Gesamtheit betrachtet, weil, ähnlich wie für Temperatur (vgl. LAUER 1982) und relative Feuchte, in dieser Jahreshälfte keine deutliche Differenzierung erkennbar ist.

Der regenzeitliche Tagesgang hat in der zweiten Nachthälfte eine sehr schwache Bergwindphase ohne eigentliches Maximum. Der Umschlag in die Talwindrichtung folgt dem Sonnenaufgang mit kurzer, etwa einstündiger Verzögerung. Seinen Höhepunkt hat der Talwind schon um 12 h. Der sich anschließende kontinuierliche Rückgang flacht nach 20 h ab, so daß das Ende der Talwindphase auf 24 h verzögert ist. Diese in der Regenzeit besonders ausgeprägte Fortdauer des Talwindes etwa sechs Stunden über den Sonnenuntergang hinaus ist in Analogie zum gleichen Phänomen beim Hangaufwind auf die abendliche Freisetzung latenter Wärme durch Kondensation zurückzuführen.

Vor allem nachts ist der mittlere tägliche Gang der frühen Trockenzeit deutlich verschieden von dem der Regenzeit. Die Bergwindphase umfaßt beinahe zwölf Stunden und hat ein kräftiges Maximum in den frühen Morgenstunden. Gegenüber dem astronomischen Sonnenaufgang ist der Talwindbeginn um etwa zweieinhalb Stunden verzögert, und das Maximum tritt zwei Stunden später ein als im Sommer. Die Ursache der Verzögerungen ist darin zu sehen, daß es sich um das Quartal größter Sonnen-

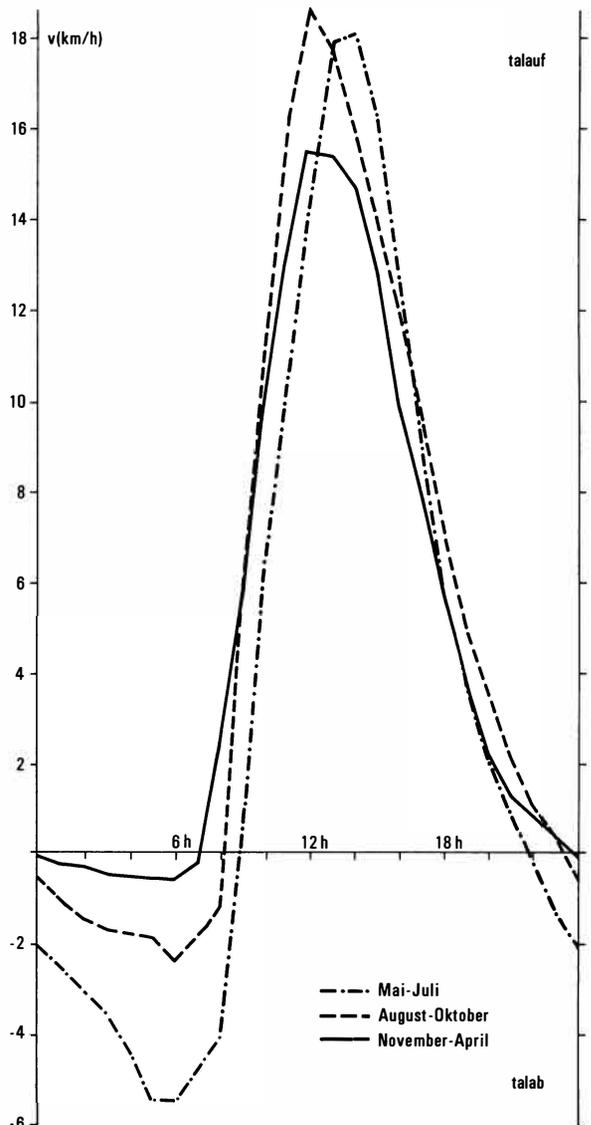


Abb. 13: Mittlere Tagesgänge der talachsenparallelen Windgeschwindigkeit in verschiedenen Jahreszeiten in Charazani

Mean daily variation of the valley-parallel wind velocity in Charazani in different seasons

ferne handelt, wodurch die morgendliche Erwärmung zunächst verlangsamt wird. Der Vergleich mittlerer monatlicher Temperaturtagesgänge bestätigt diese Tendenz für die Zeit zwischen 6 h und 9 h.

Die späte Trockenzeit nimmt bezüglich der nächtlichen Bergwindphase eine Mittelstellung ein, der Talwind jedoch hat in diesem Jahresabschnitt seinen Höhepunkt. Die Verzögerung des Talwindbeginns gegenüber dem Sonnenaufgang schrumpft auf zwei Stunden, die Maximalwerte werden vor 13 h erreicht. Geringe Bewölkung der ausgehenden Trockenheit in Verbindung mit zunehmender Intensität der Besonnung bei Annäherung an den ersten Zenitstand im November begünstigen die Talwindkomponente. Die Feuchtigkeitszunahme gegenüber der frühen Trockenheit bewirkt außerdem eine größere abendliche Persistenz des Talwindes.

In allen Jahreszeiten hat der Talwind sein Tagesmaximum bereits in den Mittagsstunden, während dies in Alpentälern erst am späten Nachmittag erreicht wird (BREHM u. FREYTAG 1982, HENNEMUTH u. SCHMIDT 1985): Infolge der großen Höhenlage des Charazanitals und der entsprechend verminderten Wärmekapazität der Luft folgt der Tagesgang der Temperatur dem der Strahlung mit nur geringer Verzögerung und kulminiert bereits zwischen 12 h und 13 h. Der zeitliche Abstand zwischen Temperaturmaximum, Druckminimum und Talwindmaximum in einem Gebirgstal ist ohnehin klein (BREHM u. FREYTAG 1982).

### *Berg-Talwind und lokalklimatische Situation*

Im Gegensatz zum Talwind weist der Bergwind enge Beziehungen zur lokalen thermischen und hygri-schen Situation auf. Seine Tagesperiode folgt in ihrer jahreszeitlichen Ausprägung derjenigen der Temperaturschwankung (Korrelationskoeffizient  $r = 0,89$ ; vgl. EKHART 1953). Die Föhnwirkung des Bergwindes kommt im signifikanten Zusammenhang zwischen der resultierenden talauf gerichteten Luftversetzung (Abb. 9) und dem Temperaturgradienten zwischen Ulla Ulla (4460 m NN) und Charazani (3300 m NN) zum Ausdruck ( $r = -0,81$ ): Die Zunahme des katabatischen Windes vergrößert durch intensivierete dynamische Erwärmung der Talluft den Gradienten, während die talauf gerichtete Windresultierende kleiner wird.

Die wechselseitige Beeinflussung von Bergwindstärke und hygri-scher Situation (relative Feuchte:  $r = -0,87$ ; Wasserdampfdruck:  $r = -0,95$ ) beinhaltet eine positive Rückkopplung: Einerseits wird der

Bergwind durch geringe Feuchte begünstigt, andererseits vermindert er sie durch seine föhnartige Wirkung. Der Talwind hingegen ist in der Trockenzeit, wie der regelmäßig am Nachmittag zu beobachtende Bewölkungsaufzug verdeutlicht, für die Hangstation Charazani feuchtebringend und gleicht nachmittags sogar die relative Feuchte dem Niveau der Trockenzeit an.

Auch ein ungewöhnlicher, von der üblichen Umkehr des Temperaturganges abweichender Tagesgang der relativen Feuchte weist auf die Einflußnahme des periodischen Windregimes hin. Das Tagesminimum ist gegenüber dem Temperaturmaximum verfrüht, und das Maximum liegt statt in den frühen Morgenstunden am Abend: Der Talwind des Tages erhöht die Feuchte, während der nächtliche Bergwind sie senkt. Diese Verschiebungen sind in der Trockenzeit, der Windintensität entsprechend, besonders markant.

Die Ausprägung des Bergwindes hängt insgesamt stark von den lokalklimatischen Verhältnissen ab und reagiert empfindlich auf Veränderungen. Der wesentlich mächtigere Talwind hingegen ist von der örtlichen Situation weitgehend unabhängig. Trotz der größeren Labilität und Unstetigkeit des Bergwindes weist die Clusteranalyse aber immerhin für 40% aller Beobachtungstage Typen des Windgeschehens mit beachtlichem, teilweise sogar überwiegendem Bergwind aus, und es kann deshalb im Untersuchungsraum von einem echten Berg-Talwind-Phänomen mit regelmäßiger tagesperiodischer Ausbildung beider Windrichtungen gesprochen werden.

### *Beziehungen zum Großraumklima*

Der thermische Gradient zwischen Gebirge und Vorland wird bei dem gewaltigen andinen Gebirgskörper durch die *Überwärmung* der auflagernden Luftsäule entsprechend dem Gesetz der großen Massenerhebungen maßgeblich beeinflusst (TROLL 1952, FLOHN 1970). Charazani hat im Jahresmittel eine Temperaturanomale gegenüber der freien Atmosphäre in gleicher Höhe (über der Pazifikküste; Datengrundlage: HASTENRATH 1971) von nur  $+1,5^{\circ}\text{C}$  (Ulla Ulla:  $+2,0^{\circ}\text{C}$ ). Zu beachten sind jedoch jahreszeitliche Unterschiede: von  $+0,7^{\circ}\text{C}$  während der Trockenzeit steigt die relative Überwärmung auf  $+2,1^{\circ}\text{C}$  im Mittel der sommerlichen Regenzeit. Die Verkleinerung des nächtlichen, zum Vorland gerichteten Temperaturgradienten zugunsten des Gegenstücks am Tage als Effekt der Überwärmung ist deshalb im Sommer größer. Der Tagesgradient ist

in dieser Jahreshälfte sogar etwas größer als im Winter, der Nachtgradient aber schrumpft auf die Hälfte.

Um die Konsequenzen der Temperaturanomalie quantitativ zu erfassen, müßte die Temperatursituation zwischen Talboden und Kammhöhe integrativ erfaßt und mit einer entsprechenden Luftsäule über dem Vorland zeitgleich verglichen werden. In Ermangelung derartiger Daten dient die bodennahe Situation einer qualitativen Abschätzung von jahreszeitlichen Entsprechungen zwischen Wind und Überwärmung. Wie der jahreszeitliche Wandel des Temperaturgradienten erwarten läßt, geht die mittlere Luftversetzung talab im Sommer um 60% zurück, während die Gegenrichtung nur einen störungsbedingten Rückgang um 10% erfährt. Aufgrund der von NW nach SE zunehmenden Überwärmung des nördlichen Altiplano (vgl. GRAF 1981) findet man im La-Paz-Tal eine wesentlich drastischere Verschiebung zugunsten des Taggradienten und dazu passend nur ganz untergeordneten Bergwind (TROLL 1952).

GUTMAN u. SCHWERDTFEGER (1965) weisen auf den engen Zusammenhang zwischen Überwärmung, Gebirgswindzirkulation und dem von ihnen nachgewiesenen südsommerlich-regenzeitlichen *Höhenhoch*

über dem peruanisch-bolivianischen Altiplano hin: Die Überwärmung begünstigt die feuchtebringenden Talwinde; die latente Wärme der herangeführten Feuchte hat zentrale Bedeutung für die Aufrechterhaltung der Antizyklone im Sommer (vgl. FLOHN 1971); mit dem Rückgang der Überwärmung im Winter bildet sich auch das Höhenhoch zurück.

Die Zweiteilung des Winterhalbjahres im Charazanital in eine frühe Trockenzeit mit großer Bergwindintensität und eine späte Trockenzeit mit übertragender Talwindintensität ist in diesem Zusammenhang so zu deuten, daß die erste Phase mit dem Abbau des Höhenhochs zusammenfällt, während in der zweiten bereits der Aufbau der Antizyklone einsetzt. In der sommerlichen Regenzeit dominieren ohnehin die Talwinde.

Der Berg-Talwind des Charazanitalsystems prägt insofern nicht nur die lokalklimatische Situation der Täler entscheidend, sondern er hat auch, als Glied einer gebirgsumfassenden Zirkulation und im Sinne einer Energiekaskade innerhalb des Gebirges von kleineren zu größeren Systemen (HENNEMUTH 1985, 1987), teil an der maßgeblichen Beeinflussung des Großraumklimas.

### Literatur

- BREHM, M.: Experimentelle und numerische Untersuchungen der Hangwindschicht und ihrer Rolle bei der Erwärmung von Tälern. *Wiss. Mitt. Met. Inst. München* 54, 1986.
- BREHM, M. u. FREYTAG, C.: Erosion of the night-time thermal circulation in an alpine valley. In: *Arch. f. Met., Geophys. u. Biokl., Ser. B* 31, 1982, S. 331-352.
- BURGER, A. u. EKHART, E.: Über die tägliche Zirkulation im Bereich der Alpen. In: *Gerl. Beitr. Geophys.* 49, 1937, S. 341-367.
- DEFANT, F.: Zur Theorie der Hangwinde, nebst Bemerkungen zur Theorie der Berg- und Talwinde. In: *Arch. Met., Geophys. u. Biokl., Ser. A* 1, 1949, S. 421-450.
- EKHART, E.: Weitere Beiträge zum Problem des Berg- und Talwindes. In: *Beitr. Phys. Atmosph.* 18, 1932, S. 242-252.
- : Über den täglichen Gang des Windes im Gebirge. In: *Arch. Met., Geophys. u. Biokl., Ser. B* 4, 1953, S. 431-450.
- FLOHN, H.: Zur vergleichenden Meteorologie der Hochgebirge. In: *Arch. Met., Geophys. u. Biokl., Ser. B* 6, 1955, S. 193-206.
- : Ein Klimaprofil durch die Sierra Nevada de Mérida (Venezuela). In: *Wetter und Leben* 20, 1968, S. 181-191.
- : Beiträge zur Meteorologie des Himalaya. In: *Khumbu Himal*, Bd. 7,2, 1970, S. 25-47.
- : Beiträge zur vergleichenden Meteorologie der Hochgebirge. In: *Ann. Met. NF* 5, 1971, S. 9-16.
- FREYTAG, C.: Results from the MERKUR experiment: Mass budget and vertical motions in a large valley during mountain and valley wind. In: *Met. Atmosph. Phys.* 37, 1987, S. 129-140.
- GRAF, K.: Zum Höhenverlauf der Subnivalstufe in den tropischen Anden, insbesondere in Bolivien und Ecuador. In: *Zeitschrift für Geomorphologie NF, Suppl.-Band* 37, 1981, S. 1-24.
- GUTMAN, G. J. u. SCHWERDTFEGER, W.: The role of latent and sensible heat for the development of a high pressure system over the subtropical Andes, in the summer. In: *Met. Rundsch.* 18, 1965, S. 69-75.
- HASTENRATH, S.: Beobachtungen zur klima-morphologischen Höhenstufung der Cordillera Real (Bolivien). In: *Erdkunde* 25, 1971, S. 102-108.
- HENNEMUTH, B.: Temperature field and energy budget of a small alpine valley. In: *Beitr. Phys. Atmosph.* 58, 1985, S. 545-559.
- : Thermal asymmetry and cross-valley circulation in a small valley. In: *Bound. Lay. Met.* 36, 1986, S. 371-394.

- : Heating of a small alpine valley. In: *Met. Atmosph. Phys.* 36, 1987, S. 287-296.
- HENNEMUTH, B. u. SCHMIDT, H.: Wind phenomena in the Dischma Valley during DISKUS. In: *Arch. Met., Geophys. u. Biokl.*, Ser. B 35, 1985, S. 361-387.
- HOWELL, W. E.: Local weather of the Chicama Valley (Peru). In: *Arch. Met., Geophys. u. Biokl.*, Ser. B 5, S. 41-51.
- KISTEMANN, TH.: Lokale Windphänomene im oberen Tal-system des Rio Charazani im Bereich der Apolobamba-Kordillere (Bolivien). Unveröffentlichte Magisterarbeit, Geographisches Institut der Universität, Bonn 1987.
- LAUER, W.: Zur Ökoklimatologie der Kallaway-Region (Bolivien). In: *Erdkunde* 36, 1982, S. 223-247.
- : Natural potential and the land-use-system of the Kallaway in the upper Charazani Valley (Bolivia). In: *Erdwissenschaftliche Forschung* 18, 1984, S. 173-196.
- LAUER, W. u. KLAUS, D.: The thermal circulation on the Central Mexican Meseta Region within influence of the trade winds. In: *Arch. Met., Geophys. u. Biokl.*, Ser. B 23, 1975, S. 343-366.
- LAUER, W. u. RAFIQPOOR, M. D.: Topographische Karte des Berglandes von Charazani (Bolivien) 1:50.000. In: *Erdkunde* 44, 1990, S. 37-46.
- LETTAU, H. H.: Small to large-scale features of boundary layer structure over mountain slopes. In: *Colorado State Univ. Fort Collins, Atmos. Sci. Paper* 122, 1967, S. 1-74.
- LÓPEZ, M. E. u. HOWELL, W. E.: Katabatic winds in the equatorial Andes. In: *Journ. Atmos. Sci.* 24, 1967, S. 29-35.
- OHATA, T., HIGUCHI, K. u. IKEGAMI, K.: Mountain-valley wind system in the Khumbu Himal, East Nepal. In: *Journ. Met. Soc. Japan* II, 59, 1981, S. 753-762.
- PETKOVŠEK, Z.: Ein einfaches Modell des Tages-Hangwindes. In: *Met. Z.* 32, 1982, S. 31-41.
- PETKOVŠEK, Z. u. HOČEVAR, A.: Night drainage winds. In: *Arch. Met., Geophys. u. Biokl.*, Ser. A 20, 1971, S. 353-360.
- RICHTER, M. u. LAUER, W.: Pflanzenmorphologische Merkmale der hygrischen Klimavielfalt in der Ost-Kordillere Boliviens. In: *Aachener Geographische Arbeiten* 19, 1987, S. 71-108.
- SCHMIDT, R. D.: Die Niederschlagsverteilung im andinen Kolumbien. In: *Studien zur Klima- und Vegetationskunde der Tropen. Bonner Geogr. Abh.* 9, 1952, S. 99-119.
- STEINACKER, R.: Area-height distribution of a valley and its relation to the valley wind. In: *Beitr. Phys. Atmosph.* 57, 1984, S. 64-71.
- TROLL, C.: Die Lokalwinde der Tropengebirge und ihr Einfluß auf Niederschlag und Vegetation. In: *Studien zur Klima- und Vegetationskunde der Tropen. Bonner Geogr. Abh.* 9, 1952, S. 124-181.
- URFER-HENNEBERGER, CH.: Neuere Beobachtungen über die Entwicklung des Schönwetterwindsystems in einem V-förmigen Alpentale (Dischmatal bei Davos). In: *Arch. Met., Geophys. u. Biokl.*, Ser. B 18, 1970, S. 21-41.
- VERGEINER, I.: Eine energetische Theorie der Hangwinde. In: *Ann. Met. NF* 19, 1982, S. 189-191.
- VERGEINER, I. u. DREISEITL, E.: Valley winds and slope winds - observations and elementary thoughts. In: *Met. Atmosph. Phys.* 36, 1987, S. 264-286.
- WAGNER, A.: Neue Theorie des Berg- und Talwindes. In: *Met. Z.* 49, 1932, S. 329-341.
- : Theorie und Beobachtung der periodischen Gebirgswinde. In: *Gerl. Beitr. Geophys.* 52, 1938, S. 408-449.
- WEBERBAUER, A.: Die Vegetationskarte der peruanischen Anden zwischen 5° und 17°S. In: *Peterm. Geogr. Mitt.* 68, 1922, S. 89-91, 120-122.
- WEISCHET, W.: Klimatologische Regeln zur Vertikalverteilung der Niederschläge in Tropengebirgen. In: *Die Erde* 100, 1969, S. 287-306.