

nungen sprechen, die sich hier in einem Quellgebiet städtischer Zuwanderung abspielen. Zwischen den einzelnen Formen der Wanderung von der vorübergehenden und saisonalen Abwesenheit bis zum ständigen Exodus mit gelegentlichen oder regelmäßigen Besuchen in den Ursprungsgemeinden gibt es fließende Übergänge. Die Analyse dieser vielfältigen Erscheinungen ermöglicht es, das Bild der Verstärkung Boliviens aus der Sicht des flachen Landes in wichtigen Aspekten abzurunden.

Literatur

- ALBERTI, G., MAYER, E.: Reciprocidad e Intercambio en los Andes Peruanos. Lima 1974.
- BASTIEN, J. M.: Qollawayas Rituals: An Ethnograph of the Symbolic Relations of Man and Land in an Andean Village. Ithaca, N. Y. 1973 (Cornell University).
- BLUMBERG, E.: Die Heilkunde der Callawayas-Indianer Boliviens. In: Dtsch. med. Wochenschr. 78, 1953, S. 16–19.
- GIRAULT, L.: Textiles Boliviens. Paris 1969.
- : La Cultura Kallawayas. Dualismo o Pluralismo Cultural en Bolivia. La Paz 1975 (Casa Municipal de la Cultura).
- HARRIS, O.: Kinship and the Vertical Economy of the Laymi Ayllu, Norte de Potosí. In: Actes du XLIIe Congrès International des Américanistes. Paris 1976, S. 2–9.
- KÖSTER, G.: Räumliche Mobilität in Bolivien. In: Aachener Geograph. Arbeiten 14, II, 1981, S. 603–637.
- LAUER, W.: Im Vorland der Apolobamba-Kordillere. Physisch-geographische Beobachtungen auf einer kurzen Studienreise nach Bolivien. In: Estudios Americanistas II. St. Augustin 1979, S. 9–15.
- MAHNKE, L.: Zur indianischen Landwirtschaft im Siedlungsgebiet der Kallawayas (Bolivien). In: Erdkunde 36, 1982, S. 247–254.
- MONHEIM, F.: Studien zur Haziendawirtschaft des Titicacabeckens. In: Heidelberger Geograph. Arbeiten 15, 1966, S. 133–163.
- OBLITAS P., E.: Cultura Callawayas. La Paz 1978.
- OTERO, G. A.: La Piedra Mágica. Mexico 1951.
- POMA DE AYALA, F. G.: Nueva Corónica y Buen Gobierno (Aufl. 1936).
- PUHLE, H. J.: Tradition und Reformpolitik in Bolivien. Wirtschaft, Gesellschaft und Politik in einem südamerikanischen Entwicklungsland. Hannover 1970.
- SCHOOP, W.: Die bolivianischen Departementszentren im Verstärkungsprozeß des Landes. Wiesbaden 1980.
- : DFG-Projekt „Callawayas-Bergbevölkerung und Ökosysteme“. In: Zeitschrift der Deutsch-Bolivianischen Industrie- und Handelskammer III, La Paz 1981, S. 13–19, sowie in: UNIVERSITAS 37, 1982, S. 509–514.
- SEIBERT, P.: Ökosystemforschung in den bolivianischen Anden. Naturwiss. Rdsch. 35, 1982, S. 147–157.
- : Der Einfluß des Menschen auf Landschaft und Vegetation im Hochland der Zentralanden. München 1982. (Mskr.).
- TROLL, C.: The Cordilleras of the Tropical Americas. In: Colloquium Geographicum 9, 1968, S. 15–56.
- WRIGLEY, G. M.: The Travelling Doctors of the Andes: The Callawayas of Bolivia. In: Geogr. Review 4, 1917, S. 183–196.

GEOMORPHOLOGISCHE UND HYGRISCHE HÖHENZONIERUNG DES ANDENWESTABFALLS IM PERUANISCH-CHILENISCHEN GRENZGEBIET

Mit 2 Abbildungen und 8 Photos

GERHARD ABELE

Summary: Geomorphology and precipitation at different altitudes on the western slope of the Andes near the border between Chile and Perú

In the hinterland of Arica (northernmost Chile) the slopes are dissected by many gullies at levels of medium elevation, whereas they are conspicuously plane both further down and further up. The intensive linear erosion at the level of the gullies is mainly caused by rare but strong rainfall on bare ground. From this level dissection decreases both downward because rainfall becomes extremely scarce and upward because the vegetation spreads more densely under the influence of regular rainfall. This decreasing tendency of dissection is one of the main conditions under which plane

slopes develop. Moreover their formation depends on the production of scree by mechanical weathering on the whole surface of the slope and its moving downhill under the influence of gravity. In the periglacial region the scree is produced by frequent freeze-thaw cycles, whereas at the level of the coastal fogs it is the result of the alternating process of moistening and dessication, which causes crystal growth or hydration of salt.

In spite of these different processes at work, the morphological results are the plane slopes both in the periglacial region and at the level of the coastal fogs. Moreover there are other similarities between these two levels, namely the smooth forms, stone stripes, and earth arcs or terracettes.

Für eine geomorphologische und hygrische Gliederung¹⁾ ist der Westabfall der Anden im peruanisch-nordchilenischen Trockengebiet ein interessanter Untersuchungsraum; dies vor allem wegen der großen Höhenspanne vom Meeresspiegel zu den über 6000 m hohen Vulkangipfeln der Westkordillere, der Ausbildung einer extremen Wüste am Westfuß dieser Kordillere und der von WEISCHET (1966) herausgestellten Trennung dieser Wüste in eine unter der Dominanz der Küstennebel stehende Küstenwüste (unter 1100 m) und eine sehr bewölkungsarme Binnenwüste (über 1100 m bzw. jenseits der Küstenkordillere). Besonders eindrucksvoll ist diese Gliederung bei Arica im peruanisch-chilenischen Grenzgebiet, wo die Küstenkordillere fehlt und die Höhen-gürtel infolgedessen am steilen Andenwestabfall sehr eng gerafft sind und wo die unteren Höhenstufen nie oder fast nie von stärkeren Niederschlägen erreicht werden. Seit 1940 regnete es in Arica (18° 30' s.Br.) an keinem Tage mehr als 2,3 mm. Ursache der hygrischen Sonderstellung Aricas ist nicht nur seine Lage am Nordende der Küstenkordillere, im Lee der fast durchweg wehenden Südwestwinde, sondern vor allem seine großklimatische Lage. Die tropischen Sommerregen, die in großen zeitlichen Abständen über der nordperuanischen Küstenwüste niedergehen, und die in seltenen Fällen in Nordchile über den südlichen Wendekreis hinaus bis nördlich Tocopilla (22° 05') vorstoßenden winterlichen Frontalniederschläge der außertropischen Zyklonen erreichen diesen nördlichsten Bereich Chiles und das südliche Perú höchstens sehr stark abgeschwächt (vgl. Abb. 1a u. 2). Trotz der extremen Regenarmut steht dem Küstennebelbereich Feuchtigkeit durch Nebelnässen zur Verfügung. Diese erlaubt nicht nur das Aufkommen der Lomavegetation, sondern auch eine unter dem Einfluß der Hangbefeuchtung stehende Verwitterung. Wegen dieser hygrischen Extrembedingungen bildet die Küstenwüste im äußersten Norden Chiles und im südlichen Perú ein morphologisches „Versuchsfeld“, wie es weltweit sonst kaum irgendwo zu finden ist.

Bisher liegen für den Bereich des peruanisch-nordchilenischen Andenwestabfalls folgende geomorphologische Gliederungen vor: Die klassische Zonierung der nordchilenischen Wüste von MORTENSEN (1927) bezieht sich fast ausschließlich auf die horizontale Verbreitung der Kern-, Mittel- und Randwüste. Auf der Grundlage der detaillierten Angaben von MORTENSEN stellt HÖVERMANN (1965, S. 10ff.) folgende drei Höhenstufen heraus: Über der bis maximal 2000 m hinaufgreifenden Kernwüste folgt die Mittelwüste, die in weit über 3000 m Meereshöhe in die Hochwüste übergeht. WEISCHET (1970, S. 310f.) stellt dem durch völlige Formenstarre geprägten Kernwüstenbereich ein höheres Stockwerk gegenüber, das durch Spülrinnen gekennzeichnet ist. In Südpéru unterscheiden DOLLFUS, GABERT und LAHARIE (1970, S. 283–293) das Küstennebelgebiet mit weichen Formen (bis 1100–1300 m), das Vollwüstengebiet der „Pampas“

ohne hierarchisches Talnetz und das Gebiet der nach oben zunehmenden Sommerniederschläge mit selektiver Abtragung, die vor allem während der Pluvialzeiten tätig war (über 1600–1800 m). Eine weitere geomorphologische Höhenzonierung gibt DOLLFUS (1965) in seiner sehr umfangreichen geomorphologischen Monographie über das Hinterland von Lima.

In der vorliegenden Untersuchung soll zunächst eine hygrische Vertikalgliederung vorgenommen werden, wobei auf Grund der relativ günstigen Datenlage nicht nur die Jahresdurchschnittsniederschläge, sondern auch die morphologisch sehr wichtigen maximalen Niederschläge berücksichtigt werden. Auf dieser Grundlage wird versucht, die hervorstechenden Merkmale der im Hinterland von Arica ermittelten morphodynamischen Höhenstufen zu erklären.

Hygrisches Vertikalprofil

Die Jahresdurchschnittsniederschläge²⁾ und die Zahl der Niederschlagstage nehmen vom Altiplano gegen die tieferen Höhenstufen ab (vgl. Abb. 1a u. b). Dies bedeutet jedoch keinesfalls eine Abnahme der Ergiebigkeit der Niederschlagsereignisse, denn im mittleren Höhenbereich sind die Maximalniederschläge in 24 Stunden³⁾ teilweise größer als auf dem Altiplano. So erhält Belén (3240 m) mit 42 mm sogar höhere Maximalniederschläge als jede der benachbarten Altiplanostationen (21–37 mm). Noch deutlicher zeigt sich dies im ebenfalls auf der trockenen Andenabdachung, aber nördlich des Untersuchungsgebiets gelegenen Arequipa (2518 m; 59 mm). Erst unterhalb des mittleren Stockwerks nehmen nicht nur die Jahresdurchschnittsniederschläge, sondern auch die Maximalniederschläge sehr stark ab.

Die lockere Vegetationsdecke findet bei 3100–3300 m ihre Untergrenze (vgl. Abb. 1b)⁴⁾. Unterhalb davon erlauben die seltenen und unsicheren Niederschläge nur noch das Aufkommen vereinzelter Kakteen, deren tiefste Standorte sich bei 2000 m befinden.

Eine Besonderheit im hygrischen Vertikalprofil ist die relativ feuchte Stufe unter 1100 m Meereshöhe. Sie ist – wie schon erwähnt – an das Niveau der Küstennebel gebunden, die an der Inversion zwischen der kühlen, über dem Auf-

²⁾ Den Mittel- bzw. Maximalwerten mehrerer meteorologischer Stationen liegen leider nur kurze und unzusammenhängende Beobachtungsperioden zugrunde (vgl. Anhang), so daß sie nicht uneingeschränkt vergleichbar sind. Zwar können daher einige der folgenden Aussagen nur unter Vorbehalt gemacht werden, in der Tendenz dürften sie dennoch zutreffen.

³⁾ Die Ergiebigkeit der Starkniederschläge ist in der Niederschlagsstatistik nicht erfaßt, daher muß „aushilfsweise“ auf die maximalen Niederschläge in 24 Stunden zurückgegriffen werden. Diese sollen im folgenden vereinfacht Maximalniederschläge genannt werden. Im mittleren und oberen Stockwerk dürfte deren Höhe nicht allzu weit von der der Starkregen abweichen, da sie dort ohnehin meist als kurze Konvektionsniederschläge fallen.

⁴⁾ Das Höhenprofil der Vegetationsbedeckung (Abb. 1b) basiert nicht auf Meßdaten; es ist nur als Schema zu verstehen.

¹⁾ Die Geländearbeiten wurden bei zwei von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützten Reisen in den Jahren 1977 und 1980 sowie einer weiteren Reise im Jahre 1978 unternommen.

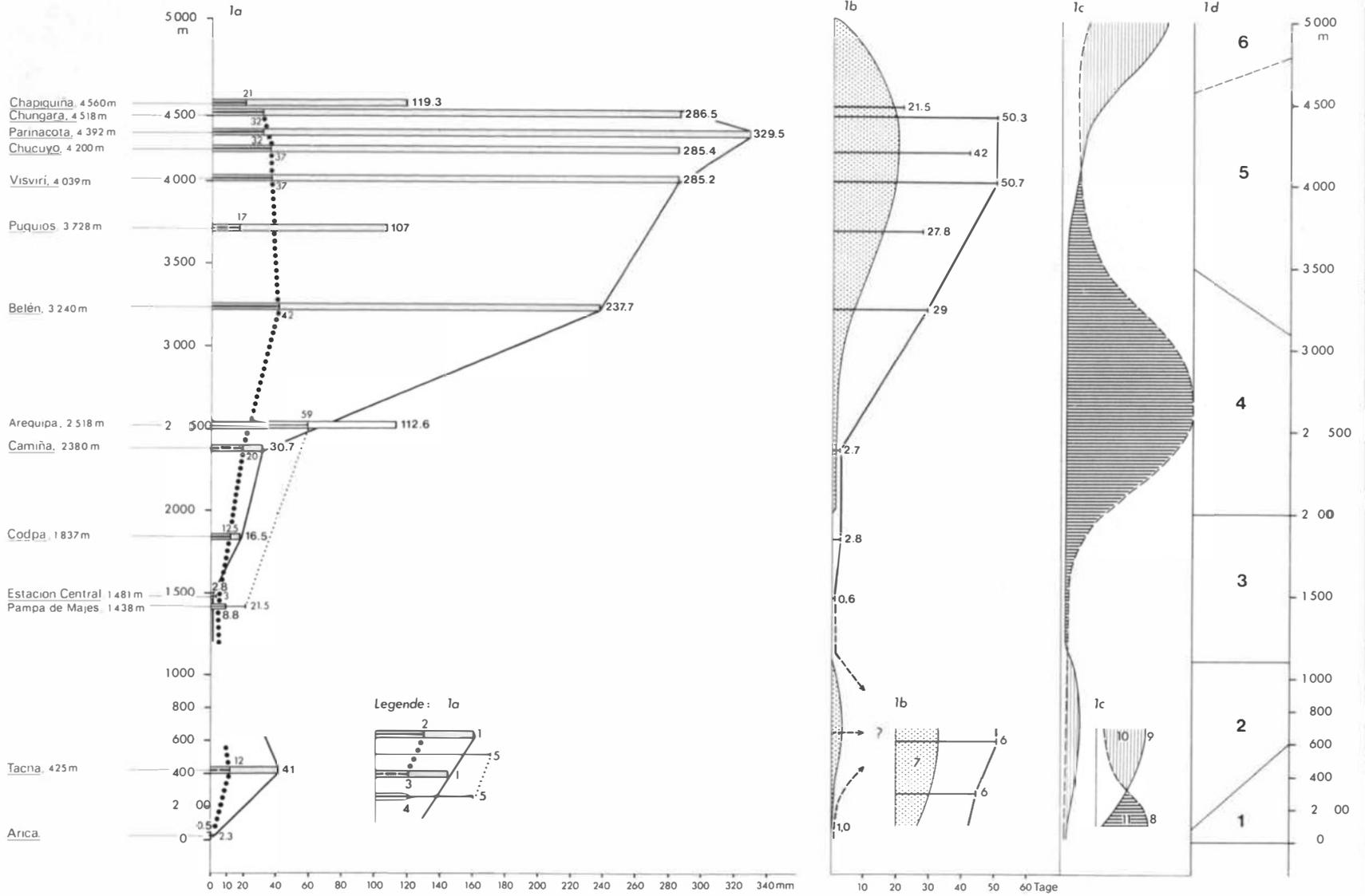


Abb. 1a-d

triebswasser lagernden und der warmen darüber folgenden Luft entstehen. Zu dem hier vorherrschenden Nebelnässen und den Nieselregen kommt es vor allem im Winter, der Zeit starker Nebelbildung. Die Niederschläge dieses Stockwerks stehen damit in eindrucksvollem Gegensatz zu den sommerlichen Konvektionsniederschlägen des oberen Höhenbereichs. Die Niederschlagsmengen im Küstennebelgebiet sind allerdings nicht uneingeschränkt mit den übrigen Daten des Höhenprofils vergleichbar, denn die feinen, windgetriebenen Tropfen können mit den konventionellen Methoden der Niederschlagsmessung nicht erfaßt werden. Ein günstiger Indikator für den Feuchtigkeitsanfall innerhalb dieser Höhenstufe ist die von den Küstennebeln abhängige Lomavegetation, die auf der Höhe der Inversion (1100 m) ihre auffallend scharfe Obergrenze findet. Wo dieses Niveau auf die mauergleich aufsteigende Küstenkordillere trifft, ist das Küstennebelgebiet nur ein wenige Kilometer breites, küstenparalleles Band. Hingegen vermögen in den tiefer gelegenen Gebieten die Nebel weiter landein vorzudringen (WEISCHET (1966, S. 4), so z. B. im Valle Azapa, wo auf ± 1100 m Höhe gelegene Tillandsien bis zu 50 km vom Meer entfernt vor-

kommen. Die Lomavegetation erreicht ihre maximale Ausbildung bei 600 m und dort vor allem auf den gegen das Meer vorgeschobenen SW-gerichteten Luvhängen.

Die morphologischen Höhenstufen

Bei der morphologischen Gliederung des Andenwestabfalls ist es zweckmäßig, zunächst mit den obersten Stufen zu beginnen (vgl. Abb. 1), denn vor diesem Hintergrund kann die große Ausnahmestellung des Küstenbereichs besser herausgearbeitet werden.

Bis zur *nivalen Stufe* (Stufe 7) ragen nur einige der hohen Stratovulkane auf (Nevados de Payachata mit Volcán Paríncota, 6350 m, und Volcán Pomerape, 6240 m, sowie Volcán Guallatiri, 6060 m). Die Firnlinie im Bereich der Berge um die Laguna Chungará liegt nach der Gipfelmethode (PARTSCH 1882) bei 5800–5900 m.

Die *Stufe der periglazialen Formung* (Stufe 6) ist erwartungsgemäß durch glatte Hänge, auffallend weiche rundliche Formen, Steinstreifen (z. B. am Guani Guani auf knapp 5000 m) und Solifluktionsterrassen (z. B. westlich der Laguna Chungará auf 4800 m) gekennzeichnet. Über die in diesem Stockwerk wirksamen Formungsmechanismen und die dafür vor allem maßgebliche Frostwechselhäufigkeit liegen viele Untersuchungen vor (u. a. TROLL 1944 und GRAF 1973), so daß hierauf nur insofern eingegangen werden soll, als es zur Vervollständigung des Vertikalprofils nötig ist. Rinnen und Runsen gliedern die Hänge weit weniger als in den tieferen Stockwerken. Der entscheidende Grund hierfür ist die durch Frostwechsel bedingte flächenhafte Bereitstellung von Lockermaterial, das gravitativ hangab wandert. Lineare Zerschneidungstendenzen werden hierbei von vornherein unterdrückt.

Deutliche Solifluktionsterrassen lassen sich bei 4500 m kaum noch feststellen, weshalb die Untergrenze der Stufe der periglazialen Formung etwas darüber angenommen wird.

Die *Stufe der abtragungshemmenden Vegetation* (Stufe 5) greift vom Altiplano die westliche Andenabdachung hinab. Trotz des steilen Gefälles sind die aktuellen Abtragungsvorgänge nur von mäßiger Intensität. Zeugnisse frostdynamischer Formung treten hier kaum mehr hervor. Dies ist wohl nicht nur auf die geringere Frostwechselhäufigkeit zurückzuführen, sondern auch darauf, daß der nach unten immer geringer werdende Wasseranfall die frostdynamische Formung einschränkt. Außerdem ist die im unterhalb anschließenden Stockwerk sehr aktive Runsenpflügelung hier nur auf wenige bevorzugte Rinnen beschränkt, was vor allem eine Folge der relativ dichten Vegetation ist. Die Untergrenze der abtragungshemmenden Vegetationsdecke liegt bei etwa 3100–3300 m.

Die *Stufe der starken Rinnen- und Runsenpflügelung* (Stufe 4) steht in eindrucksvollem Gegensatz zu den oben und unten anschließenden Stufen geringerer Hangzerschneidung: Die starke Gliederung der Hänge durch Rinnen und Runsen beruht vor allem auf dem Mißverhältnis zwischen der Vegetationsbedeckung, die nach unten entsprechend der geringeren Jahresdurchschnittsniederschläge allmählich aussetzt, und

Abb. 1a–d: Hygrisches und geomorphologisches Vertikalprofil im peruanisch-chilenischen Grenzgebiet

a: Die Jahresdurchschnittsniederschläge und die maximalen Niederschläge in 24 Stunden: 1–3 = Stationen im engeren Untersuchungsgebiet, 1 = Jahresdurchschnittsniederschlag, 2 = Maximalniederschlag in 24 Stunden im Sommerhalbjahr (Nov.–April), 3 = Maximalniederschlag in 24 Stunden im Winterhalbjahr (Mai–Okt.), 4 u. 5 = Stationen außerhalb des engeren Untersuchungsgebietes

b: Die Zahl der Tage mit Niederschlag und schematische Darstellung der Vegetationsbedeckung: 6 = durchschnittliche Zahl der Tage mit über 0,1 mm Niederschlag im Jahresdurchschnitt, 7 = schematische Darstellung des Grades der Vegetationsbedeckung

c: Tendenz zur Hangzerschneidung und flächenhaften Hangdenudation (schematische Darstellung ihres Intensitätsverhältnisses): 8 = gestrichelte Linie: Tendenz zur Hangzerschneidung, 9 = durchgezogene Linie: Tendenz zur Hangglättung, 10 = Hangglättung > Hangzerschneidung, 11 = Hangzerschneidung > Hangglättung

d: Morphologische Höhenstufen: 1 = küstennaher Bereich mit geringer Umgestaltung, 2 = küstennaher Hangglättungsbereich, 3 = Stufe der geringen Hangzerschneidung, 4 = Stufe der starken Hangzerschneidung, 5 = Stufe der abtragungshemmenden Vegetation, 6 = periglaziale Stufe, 7 = nivale Stufe (außerhalb der Abb.)

Geomorphology and precipitation. Vertical section near the border between Perú and Chile

a: Mean annual precipitation and maximal precipitation in 24 hours

b: Number of days with precipitation and schematic representation of vegetation

c: Intensity of gully erosion and of the formation of plane slopes (schematic representation)

d: Morphological levels

der Ergiebigkeit der Maximalniederschläge, die von oben gegen den mittleren Höhenbereich eher zu- als abnimmt. Unterstützt wird die Linearerosion außerdem durch die Intensität dieser kurz andauernden Niederschläge, den teilweise überaus steilen Andenwestabfall und die starke tektonische Zertrümmerung an der Störungszone, an der die Anden emporgehoben wurden. Der reichlich vorhandene Lockerschutt wird von den plötzlich zutalschießenden Wassermassen erfaßt, in den tiefer eingesenkten Tälern zusammengeschwemmt und als Avenida weiterbewegt. In der Quebrada Cardones, einem südlichen Seitental des Llutatales, durchmißt der schuttreiche Strom den Talboden stellenweise in mehreren hundert Metern Breite, wobei er die beiderseitigen Hangfüße stark unterschneidet. Viele Avenidas kommen erst an der Einmündung der Quebrada Cardones in das Valle Lluta zur Ruhe, nachdem sie bis zu 35 km zurückgelegt haben. Der mächtige Aufschüttungskegel am Talausgang besteht aus bis zu 1 m dicken, ungeschichteten und unsortierten Murbänken, die belegen, daß sich die Avenidas zumindest teilweise als Schlammströme zutalbewegen.

Bei der letzten großen Avenida in der Quebrada Cardones im Jahre 1972⁵⁾ wurde die kurz vorher fertiggestellte Straße nach Bolivien an vielen Stellen zerstört. Die rezenten Avenidas zeigen, daß die Hangzerschneidung der Stufe 4 durchaus den heutigen klimatischen Bedingungen entspricht und daß es sich bei den dabei gebildeten Rinnen nicht in jedem Falle um die von DOLLFUS u. a. (1970, S. 292) angenommenen pluvialzeitlichen Vorformen handeln muß. Aus der frischen, hellen Färbung der autochthonen Rinnen und Runsen läßt sich das Areal bestimmen, das vor nicht allzu langer Zeit von ergiebigen Starkregen betroffen wurde. Es greift im Bereich der Quebrada Cardones auf etwa 2000 m hinab und bildet damit die Untergrenze der vierten Höhenstufe.

Die Stufe der geringen Rinnen- und Runsenpflügel (Stufe 3) zeigt zwar auch deutliche Spuren der Hangzerschneidung; angesichts der seltenen Niederschläge und insbesondere der niedrigen Maximalniederschläge erhebt sich jedoch die Frage, ob es sich hier um Vorzeitformen handelt. Dagegen sprechen nach Form und Färbung frisch wirkende Murgänge nordöstlich Cabuza (Quebrada Azapa) und westlich der Quebrada Cardones, deren Einzugsgebiet nicht höher als 1500 m gelegen haben konnte. Bis maximal 1500 m reicht auch das Einzugsgebiet eines kleinen Murkegels bei Chapisca am Südrand des Valle Lluta, dessen oberste Murbänke sich mit undatierten Kulturschichten verzahnen⁶⁾. Dies beweist, daß sich hier seit der Besiedlung des Valle Lluta Muren ereignet haben. Verglichen mit den Avenidas des darüberliegenden Stockwerks handelt es sich hier jedoch um bescheidene Ereignisse. Entsprechend den nach unten immer selteneren Niederschlägen werden die Spuren junger Hangzerschneidung spärlicher, so daß das Relief an der Untergrenze der Stufe 3 bei etwa 1100–1200 m kaum mehr weitergebildet wird.

In eindrucksvollem Gegensatz zu den beiden Stufen der Rinnen- und Runsenpflügel (Stufen 3 und 4) stehen die beiden unterhalb folgenden Höhenstufen: Der im Gebiet der Küstennebel gelegene Bereich (Stufe 1 und 2) ist auf weite Strecken durch auffallend glatte Hänge (vgl. MORTENSEN 1927, S. 35ff.) und weiche, rundliche Formen gekennzeichnet. Wegen des Mangels an Rinnen und Runsen erhebt sich die Frage, ob es sich hier um ein totes Relief handelt, das seine Gestaltung ausschließlich anderen Klimaphasen verdankt. Die klimatischen Befunde scheinen zunächst dafür zu sprechen: Wie schon herausgestellt, fallen die Niederschläge im Küstennebelgebiet überwiegend als Nieselregen. Starke Niederschläge sind außerordentlich selten (vgl. Abb. 1 a und 2). Trotz dieser offensichtlich ungünstigen Voraussetzungen zur Umgestaltung der Hänge zeigen höhere und steilere Areale im Befeuchtungsgebiet der Küstennebel deutliche Spuren rezenter Umgestaltung, während andere Gebiete nahezu tot erscheinen. Das küstennahe Gebiet soll daher untergliedert werden in einen Hangglättungsbereich und ein Gebiet mit sehr geringer Umgestaltung.

Der küstennahe Hangglättungsbereich (Stufe 2) bietet viele Hinweise auf junge Veränderungen: Dazu gehört die helle Färbung der z. T. auffallend glatten Talhänge (vgl. Photo 1), insbesondere am Rio Camarones, wo infolge junger Umlagerungserscheinungen die dunkle Färbung des Wüstenlacks zurücktritt. Das für die Mittelwüste typische Fehlen des Wüstenlacks (WEISCHET 1970, S. 310) ist hier auf die Hänge beschränkt. Bestätigt werden die hangab gerichteten Bewegungen außerdem durch Schmutztapeten an künstlichen Aufschlußwänden (vgl. Photo 2). Der sich vom Hang aus über die Aufschlußwände bewegende Feinmaterialfilm besitzt zwar oft nur wenige Millimeter Dicke, ist aber über große Strecken hinweg fast ohne Unterbrechung zu verfolgen. Die hangwärtigen Straßenrandaufschlüsse der Carretera Panamericana werden im Bereich der Quebrada Vitor und im Tal des Rio Camarones auf vielen Kilometern Länge von diesen Schmutztapeten überkleidet. Möglicherweise handelt es sich hier um dieselbe Erscheinung, die DOLLFUS u. a. (1970, S. 286f.) im peruanischen Bereich solifluction pelliculaire genannt haben.

Noch deutlichere Anzeichen rezenter Hangbewegung sind im Bereich der Tillandsien zu erkennen, die in den Hangpartien des Küstennebelstockwerks aufkommen. Diese wurzellosen, girlandenförmig den Hängen aufliegenden Pflanzen wachsen gegen die feuchtigkeitsbringenden Winde, wie dies WEBERBAUER (1911, S. 147) herausgestellt hat. Die girlandenförmige Anordnung der Tillandsien ist jedoch, im Gegensatz zur Meinung WEBERBAUERS, nicht allein vom Wind beeinflusst, denn das Wachstum der Einzelpflanze folgt auf den steilen Hängen (26–30°) fast durchweg der Richtung des größten Hanggefälles, so daß die Girlanden beim Blick von oben wie hangab gekämmt aussehen (vgl. Photo 3 u. 4). Dies ist auch dann der Fall, wenn – wie in den meisten Fällen – die vorwiegende Windrichtung schräg dazu verläuft. Unter dem Einfluß des Windes liegt allenfalls das der Windrichtung zugewandte Ende der hangab leicht durchhängenden Girlande etwas höher als das andere Ende. Die dem Hanggefälle folgende Wachstumsrichtung der Ein-

⁵⁾ freundliche mündliche Mitteilung von P. DAUELSBERG, Arica.

⁶⁾ freundliche mündliche Mitteilung von L. ALVAREZ, Arica.

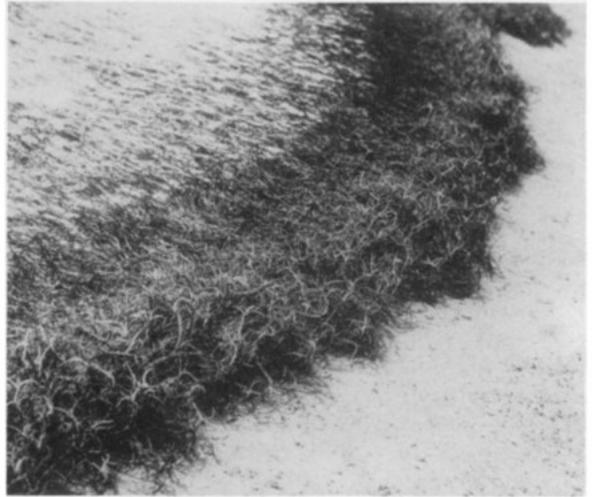
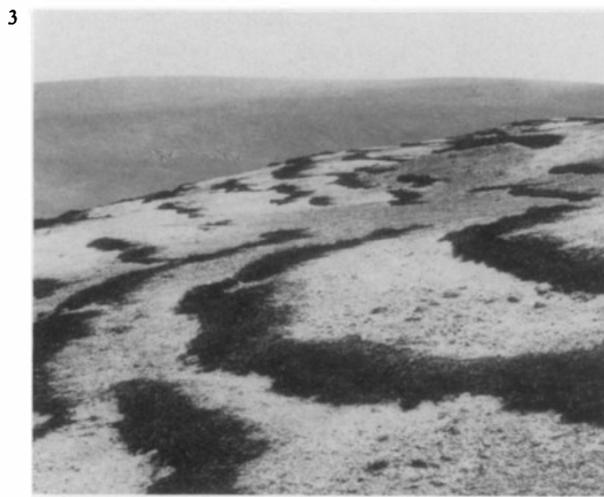


Photo 1: Tal des Rio Camarones, Nordflanke. Glatter Hang in etwa 1000 m Höhe
Rio Camarones valley. Plane slope north of the river at about 1000 m above sea-level

Photo 2: Quebrada Vitor, Nordflanke. Salzreiche Schmutztapete im Straßenrandaufschluß (etwa 600 m Höhe)
Quebrada Vitor, north of the river (about 600 m above sea-level). A thin salty cover of fine material flows down the walls of a cut at the roadside

Photo 3: Oberhalb Mollendo. Tillandsiengirlanden auf SW-exponiertem Luvhang in etwa 1050 m Höhe. Die Tillandsien fehlen auf dem weniger günstig exponierten Hang im Hintergrund
Near Mollendo. Garlands of tillandsia (1050 m) on a slope exposed towards the steady south-west-winds

Photo 4: Nahe Standort des Bildes 3. Von Feinmaterialfilm hangab gekämmte Tillandsien
Near the site of photo 3, tillandsia combed downhill by fine hillside waste

zelpflanzen und das gleichgerichtete Durchhängen der Girlande ist durch die dünne Feinmaterialschicht zu erklären, die sich von oben auf die Tillandsien auf schiebt. Die Tillandsiengirlanden sind demnach eine Kampfform zwischen windgefördertem Pflanzenwachstum einerseits und hangabwärtiger Materialbewegung andererseits. Statt durch die nur wenige Millimeter dicke Feinmaterialschicht sind die Til-

landsien in Extremfällen auch von 1–2 cm dicken Kleinstmuren bedeckt, die zum selben Effekt führen (vgl. Photo 5). Die feinschuttüberlagerten Tillandsienpartien sterben ab, während an der Vorderfront das Wachstum fortgesetzt wird. Bei einer Bildung mehrerer Tillandsiengirlanden hintereinander kommt es häufig zu einer Stufung des Gehänges.

Ein mehrfacher Wechsel zwischen Überschüttung und

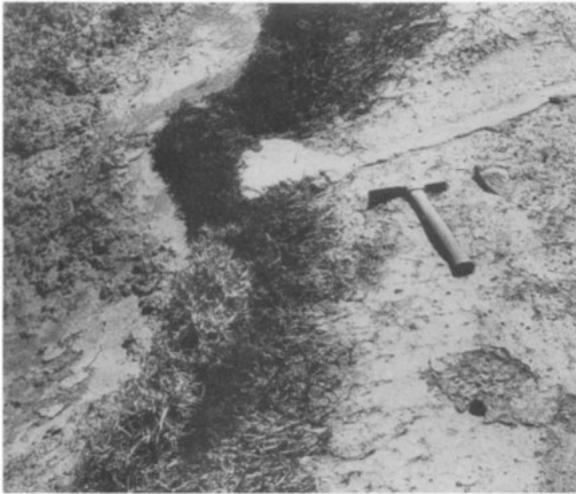


Photo 5: Nordflanke der Quebrada Azapa, etwa 850 m Höhe.

Von Feinmaterialfilm und von Kleinstmure überschüttete und hangab gekämmte Tillandsien

Quebrada Azapa, northern slope, about 850 m above sea-level. Tillandsia combed downhill by a cover of fine hillside waste and a little mudstream

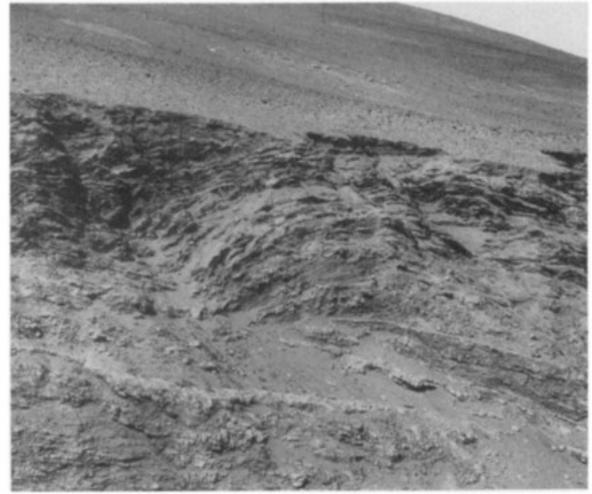


Photo 6: Quebrada Vitor, Südflanke, Straßenrandaufschluß auf 910 m Höhe. Mit Hangschutt wechsellagernde Tillandsienhorizonte, die links im Bild nachträglich verstellt wurden

Quebrada Vitor, southern slope, cut at the roadside 910 m above sea-level. Alternate structure of layers of tillandsia and hillside waste

Tillandsienwachstum führt zur Ausbildung mehrerer Tillandsienstockwerke (vgl. Photo 6). So zeigt ein Straßenrandaufschluß an der Südflanke der Quebrada Vitor in 910 m Höhe eine Folge von 15 übereinander gestapelten Tillandsienhorizonten, die jeweils durch eine Lockermaterialschicht voneinander getrennt sind. Dies bestätigt erneut, daß unter den Wuchsbedingungen der Tillandsien, also unter den heutigen Klimaverhältnissen, durchaus Massenverlagerungen im Bereich der Hänge stattgefunden haben. Da das Material der Zwischenschichten überwiegend der Feinfraktion angehört (Ton 2,39%, Schluff 20,9%, Feinsand 28,17%, Grob- und Mittelsand 34,12%, Kies 14,42%)⁷⁾, ist zwar Windwirkung hier keinesfalls auszuschließen, doch weisen die immer wieder eingebetteten größeren Gesteinsbrocken von bis zu 15 cm Durchmesser und die Konkordanz der – soweit nicht nachträglich verstellt – völlig hangparallelen Lagen darauf hin, daß eine extrem flächenhaft wirkende hangab gerichtete Bewegung stattgefunden haben muß.

Die helle Färbung des Untergrunds, die Schmutztapeten sowie die Tillandsiengirlanden bezeugen, daß das Relief des Küstennebelbereichs keineswegs tot ist, sondern weitergebildet wird. Die Hangglättung dürfte damit in erster Linie eine Folge der hangabwärtigen Bewegung des weitflächig vorhandenen Locker- bzw. Feinmaterialfilms sein.

Die auffallend regelmäßige Ausbildung der glatten Hänge im Hinterland von Arica mag durch die dort anstehenden

Ignimbrite und klastischen Sedimente begünstigt sein. Die Gesteinsbeschaffenheit ist jedoch für die Ausbildung dieser Formen nur von sekundärer Bedeutung, in erster Linie ist die extreme Hangglättung klimatisch bedingt. Dies ergibt sich schon aus der Tatsache, daß dieselben Ignimbrite und klastischen Sedimente, die im Küstennebelstockwerk die glatten Hänge tragen, über diesem Niveau durch ein engmaschiges Netz von Rinnen und Runsen zerfurcht werden. Während demnach in verschiedenen Höhenstockwerken im selben Gestein ein unterschiedlicher Formenschatz entstanden ist, bleibt innerhalb des Küstennebelstockwerkes bei unterschiedlicher Gesteinsbeschaffenheit ein ähnlicher Formenschatz erhalten: So wird die vor allem aus metamorphem Gestein aufgebaute Küstenkordillere bei Mollendo (Südperú) ebenfalls von glatten Hängen und weichen Geländeformen überzogen.

Hierbei soll keinesfalls geleugnet werden, daß auch im Küstennebelgebiet nahe der peruanisch-chilenischen Grenze Hänge von Rinnen und Runsen zerfurcht sein können (z. B. westlich Moquegua). Dies ist jedoch weit seltener der Fall als in allen anderen Höhenstufen zwischen dem Küstennebelbereich und dem Periglazialstockwerk. Nur in wenigen edaphisch bedingten Sonderfällen konnte sich die allgemeine flächenhafte Hangformungstendenz des Küstennebelgebiets nicht durchsetzen.

Eserhebt sich nun die Frage, wie das weitflächig die Hänge überkleidende Locker- bzw. Feinmaterial bereitgestellt wird und wodurch es zu dessen hangabwärtiger Bewegung kommt. Auffallend ist in diesem Zusammenhang zunächst die Verwandtschaft zur Stufe der periglazialen Formung (Stufe 6), wo die glatten Hänge ja ebenfalls durch weitflächige

⁷⁾ Die Korngrößenanalyse wurde am geomorphologischen Labor der Universität Mainz unter Leitung von Herrn Dr. N. MAQ-SUD vorgenommen.

Bereitstellung von Lockermaterial und flächenhaft voranschreitende Hangabbewegung entstehen. Während dort diese Vorgänge jedoch unter dem Diktat des sehr häufigen Frostwechsels ablaufen, scheidet dieser im Küstennebelbereich mit seinem von WEISCHET (1966, S. 1) herausgestellten ausgesprochen geringen jahres- und tageszeitlichen Temperaturgang völlig aus. So wurden in Tacna, 558 m über dem Meer, also mitten im Küstennebelgebiet gelegen, während einer 20jährigen Beobachtungsperiode nie Temperaturen unter 0°C gemessen (JOHNSON 1976, S. 217, Tab. 41).

Einen Schlüssel zur Erklärung des Fein- und Lockermaterialfilms auf den Hängen bietet der relativ hohe Salzgehalt im Hangschutt⁸⁾, dessen wichtige Rolle von MORTENSEN (1929, S. 129f. u. 1933) herausgestellt wurde. Die Salzanreicherung wird nach TRICART (1970, S. 435) vor allem durch die Küstennebel hervorgerufen. Kleine Salzkristalle aus dem Brandungsbereich des Pazifischen Ozeans dienen als Kristallisationskerne für die Nebeltröpfchen, die dann vom stetig wehenden SW-Wind landein getrieben werden und das Salz auf den Hängen absetzen. Wegen des fehlenden Abflusses kommt es trotz der häufigen Befeuchtung der Hänge nicht zu einer Auflösung der Salzanreicherungen.

Die weitflächige Bereitstellung des Lockermaterials läßt sich durch die Sprengwirkung des Salzes erklären. Während MORTENSEN (1933) und TRICART (1970, S. 426ff.) in diesem Zusammenhang die Bedeutung der Hydratation betonen, wird in Untersuchungen von KWAAD (1970) die wichtige Rolle des Kristallwachstums bei wechselnder Feuchtigkeit und Temperatur herausgestellt. Als wirksamstes der Salze wird hierbei Na₂SO₄ bezeichnet (KWAAD 1970), das allerdings in den untersuchten Proben weit schwächer als Kochsalz und Gips vertreten ist.

⁸⁾ Für verschiedene Standorte auf Hängen des Küstennebelgebiets ergab sich folgender Salzgehalt (in Prozent):

	NaCl	CaSO ₄	CaCl ₂	Na ₂ SO ₄	KCL	MgSO ₄
1. Ob. Mollendo (1050 m)	1,32	3,75	0,4	—	Spuren	Spuren
2. 50km westl. Moquegua (630 m)	1,7	2,48	—	0,34	0,15	0,54
3. Quebrada Chaca, S-Flanke (860 m)	3,02	0,55	1,19	—	Spuren	Spuren
4. Tal des Rio Camarones, S-Flanke (100 m)	37,24	(1,81)	(0,69)	(—)	(0,21)	(Spuren)
5. Quebrada de Suca (1030 m)	5,2	3,02	—	0,43	0,22	Spuren

Die Bestimmung des Salzgehalts erfolgte im geomorphologischen Labor der Universität Mainz unter Leitung von Herrn Dr. N. MAQSUD.

Besonders begünstigt wird die Sprengwirkung durch den im Küstennebelgebiet sehr häufigen Wechsel zwischen Befeuchtung und Austrocknung. Befeuchtet werden die Hangoberflächen zur Zeit der vor allem im Südwinter lang andauernden Küstennebel. Im Tagesverlauf wird insbesondere im Südsommer die Nebeldecke aufgezehrt, so daß beim hohen Sonnenstand des in den solaren Tropen gelegenen Gebietes die Austrocknung sehr stark ist. In bestimmter Höhenlage, Exposition und Jahreszeit vollzieht sich der Wechsel zwischen Nebelbedeckung und Insolation fast täglich. Beispielsweise zeigen die Messungen von ZAMORANO (1974) in der Station Azapa (250 m, östlich Arica) in den Monaten September und Oktober 1973, daß die relative Luftfeuchtigkeit in diesen beiden Monaten an 51 Nächten auf 100% anstieg, während sie in derselben Zeit tagsüber auf durchschnittlich 57% absank.

Der die Hänge fast lückenlos überkleidende Feinmaterialfilm bewegt sich der Schwerkraft folgend in breiter Front hangab (vgl. MORTENSEN 1927, S. 137). Sicher erfolgt die flächenhafte Gestaltung der Hänge nicht durch Schwerkraftwirkung allein. Schon die relativ geringe Neigung mancher glatter Talflanken von unter 30° fordert zusätzliche Agenzien. Nach DOLLFUS u. a. (1970, S. 287) wird die Schwerkraft durch die Erschütterungen der an der südamerikanischen Westküste sehr häufigen Erdbeben unterstützt. Vor allem der Wind könnte zusätzlich zum Materialtransport (TRICART 1970, S. 433) und zur Glättung der Hänge (MORTENSEN 1927, S. 137f.) beitragen. So ist vorstellbar, daß durch fortwährende äolische Überformung jeglicher Ansatz zur Hangzerschneidung von vornherein unterdrückt wird. Auch das sich bei den Tillandsiengirlanden hangab bewegende Feinmaterial mag zum Teil vom Wind geliefert worden sein. Gegen eine vorrangige Bedeutung des Windspricht jedoch die Tatsache, daß die Hänge unmittelbar über dem Küstennebelgebiet (im ebenfalls fast starkniederschlagslosen unteren Teil der Stufe 3) zerrunzt sind, obwohl sich doch die Windverhältnisse in diesem benachbarten Gebiet nicht allzu sehr vom Küstennebelgebiet unterscheiden dürften.

Möglicherweise geschieht nicht nur die Bildung, sondern auch die hangabgerichtete Bewegung des Hangschuttfilms unter dem Einfluß des häufigen Wechsels zwischen Befeuchtung und Austrocknung, wobei sowohl der Tongehalt (Quellung) als auch der Salzgehalt bewegungsfördernd wirken kann. Zumindest die weit verbreiteten „Schmutztapeten“ sowie die Kleinstmuren sind nur bei Durchfeuchtung zu erklären. Damit ergibt sich eine Gemeinsamkeit zu der von KAISER (1970, S. 150 u. 165) im Bereich der Sahara festgestellten „ariden Solifluktion“.

Im Zusammenhang mit diesen solifluktionsartigen Prozessen stehen auch die Steinstreifen 50 km westlich von Moquegua (vgl. Photo 7). Die Hänge der auffallend weichen Geländeformen werden hier in Höhen zwischen 630 m und 1000 m von hangabgerichteten Grob- und Feinmaterialstreifen überzogen. Es handelt sich hier zumindest um eine formale Übereinstimmung zu den Streifenböden des Periglazialgebiets.

Konvergenzen zum Periglazialbereich wurden im peruanischen und chilenischen Wüstengebiet von BROT und

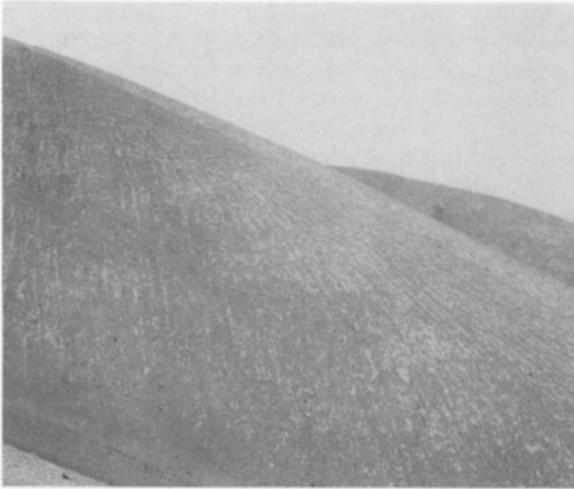


Photo 7: Etwa 50 km westlich Moquegua auf 1000 m Höhe. Weiche Geländeformen. Hangabwärts gerichtete Grob- und Feinmaterialstreifen

Stone stripes about 50 km west of Moquegua, 1000 m above sea level

DOLLFUS (1961, S. 178: „pentes de Richter“), DOLLFUS (1965, S. 289: blockgletscherartige Wülste), TRICART (1970, S. 426 ff: Salzsprengung in Analogie zur Frostsprengung) und WEISCHET (1970, S. 310: Hydratation und Frostschiebung) herausgestellt. In anderen Wüsten wurden Strukturböden und Girlanden mit denen des Periglazialgebiets verglichen (MECKELEIN 1965, 1974; BREMER 1965 und KAISER 1970). Die in diesem Zusammenhang aufkommende Streitfrage, ob die Strukturböden in der Wüste durch Nachtfroste bedingt sind (vgl. MENSCHING 1977), ist im frostfreien Küstennebelgebiet gegenstandslos.

Die Hänge im Küstennebelbereich zeigen nicht nur in horizontaler Hinsicht eine auffallende Glättung, sondern sie besitzen auch im Vertikalschnitt ein konstantes Gefälle. Widerständige Schichten sind zwar stellenweise als Hangleisten leicht angedeutet, sie werden jedoch im allgemeinen auf breiter Front vom Lockermaterialfilm „überflossen“. Nur stellenweise wittern sie als überkragende Vollformen heraus. Deren Unterseite wird teilweise von Bröckellöchern perforiert. Die Vollform wird damit von unten her zerstört, so daß sich das allgemeine Hanggefälle allmählich wieder einstellt. Das sehr konstante Gefälle einzelner Hangpartien dürfte auf diesen der Tafonierung verwandten Vorgang zurückzuführen sein, was wegen des hohen Salzgehalts und des Befeuchtungswechsels keineswegs überraschend ist. Auf die große morphologische Bedeutung der Tafoni im peruanischen und chilenischen Küstennebelgebiet haben GRENIER (1968) und DOLLFUS (1965, S. 296 ff.) hingewiesen.

Wegen der Unregelmäßigkeiten im Vertikalprofil wird hier statt des festgelegten Begriffes „Glatthang“ nur die neutrale Formulierung „glatter Hang“ benutzt. Die drei Grundvoraussetzungen, an die die Glatthangbildung nach HAGE-

DORN (1970) geknüpft ist, sind jedoch auch hier gegeben: 1. geringe Zerschneidungstendenz, 2. auf dem ganzen Hang wirksame Bereitstellung von Lockermaterial durch die physikalische Verwitterung und 3. gravitative Hangabbewegung dieses Lockermaterials.

Die glatten Hänge sind im Küstennebelgebiet beiderseits der peruanisch-chilenischen Grenze besonders gut ausgebildet. Gegen Norden und Süden nimmt die Hangerschneidung allmählich zu. Dies ist eine Folge der nach beiden Richtungen ergiebiger werdenden Maximalniederschläge (vgl. Abb. 2). Obwohl sie nur in sehr großen zeitlichen Abständen fallen, vermögen sie den „glättenden“ Einfluß der auch dort herrschenden Küstennebel zu überlagern. Die Intensität der flächenhaften Hangdenudation im Küstennebelgebiet ist damit sicher als gering zu veranschlagen. Wenn sie sich beiderseits der peruanisch-chilenischen Grenze dennoch durchzusetzen vermag, so nur wegen der sehr stark zurücktretenden Hangerschneidungstendenz infolge der extrem niedrigen Maximalniederschläge.

Angesichts der geringen rezenten Morphodynamik müßten im Falle einer stärkeren Zerschneidungstendenz in jüngerer geologischer Vergangenheit entsprechende Rinnen erhalten geblieben sein. Dies ist nicht der Fall. Auch die viele Kilometer langen Aufschlüsse der Carretera Panamericana, die die glatten Hänge anschnitten, legen kaum irgendwo eine nachträglich verfüllte Rinne frei. Starkniederschlägen kam daher auch in vorausgehenden feuchteren Klimaphasen bei Arica keine große morphologische Bedeutung zu. Grund hierfür ist entweder ihre auch damals geringe Häufigkeit und Ergiebigkeit oder eine stärkere Vegetationsbedeckung im Bereich der Küstennebel. Die Rohform der glatten Hänge dürfte damit ein hohes Alter besitzen. Dennoch zeigen die erwähnten Befunde, daß die flächenhafte Hanggestaltung heute zumindest weiterwirkt.

Der küsternahen Bereich mit sehr geringer Umgestaltung (Stufe 1) liegt meist unterhalb der Stufe 2. Er ist gekennzeichnet durch ein ausdrucksloses Relief ohne Rinnen und Runsen, aber auch ohne die relativ frisch wirkenden glatten Hänge der Stufe 2. Dies beruht wohl auf einer nach unten immer geringer werdenden Intensität der Hangdenudation, die ihrerseits auf die geringere Befeuchtung unterhalb der Küstennebeldecke und das kleinere Hanggefälle zurückzuführen ist. Besonders gering ist die Befeuchtung auf den nordexponierten Leehängen und in den meerfernen tiefen Talräumen. Wahrscheinlich erklärt sich damit die gute Erhaltung der präinkaischen⁹⁾ Geoglyphen, die etwa 450 m über dem Meer am nordexponierten Hang des Llutatales deutlich zu erkennen sind. Die locker auf bis 26° geneigten Hängen aufliegenden Blöcke dieser Steinfiguren wären bei stärkerer Überformung des Hanges nicht an Ort und Stelle geblieben.

Trotz der stark zurücktretenden Hangdenudation ist das Relief der Stufe 1 nicht völlig tot. Die auffallende Wellung der Schutthaldenoberflächen im Valle Lluta, der Quebrada Vitor und im Tal des Rio Camarones beweist eine gravitative

⁹⁾ freundliche mündliche Mitteilung der Herren L. ALVAREZ und P. DAUELSBERG, Univ. de Chile, Sede Arica.

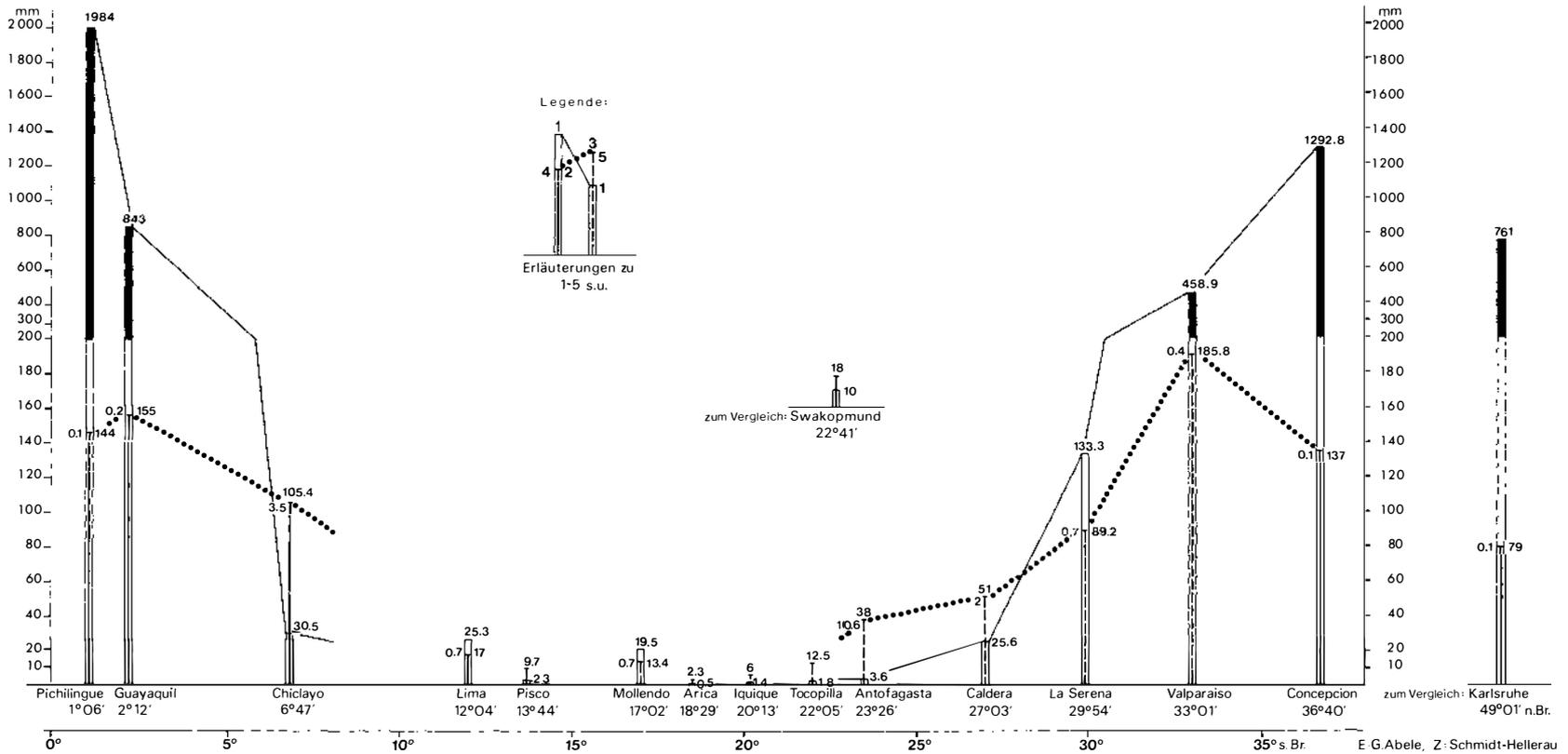


Abb. 2: Hygrisches Profil entlang der südamerikanischen Westküste zwischen Ecuador und der chilenischen Zentralzone

1 = Jahresdurchschnittsniederschläge, 2 = Maximalniederschläge in 24 Stunden im Sommerhalbjahr (Nov.-April), 3 = Maximalniederschläge in 24 Stunden im Winterhalbjahr (Mai-Okt.)
 4 = Maximalniederschlagsquotient $Q = M/J$ (Q = Maximalniederschlagsquotient, M = Maximalniederschlag in 24 Std., J = Jahresdurchschnittsniederschlag), 5 = die Verbindungslinien der Jahresdurchschnittsniederschläge (durchgezogen) und Maximalniederschläge (punktiert) sind im Bereich der sehr geringen Niederschläge unterbrochen
 Quantity of precipitation along the South American coast between Ecuador and Central Chile

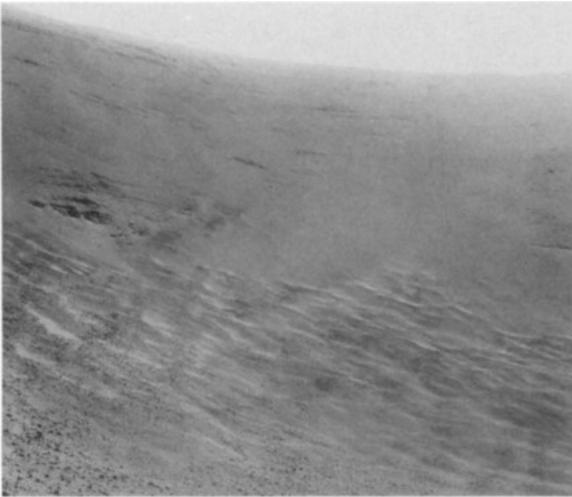


Photo 8: Unterer Talhang südlich des Rio Camarones. Gewellte Hangschuttoberfläche

Slope south of Rio Camarones. Undulating surface of scree

Weiterbewegung (vgl. Photo 8). Ob sich hier auch der hohe Salzgehalt dieser Schuttkörper (am Rio Camarones bis zu 40%) bewegungsfördernd auswirkt, müßte noch überprüft werden.

Zusammenschau der morphologischen Höhenstufen

Bei der Darstellung der einzelnen morphologischen Höhenstufen wurden vor allem zwei gegensätzliche Typen von Hangformen herausgestellt: die stark zerschnittenen Hänge im mittleren Höhenbereich (Stufe 4) und die auffallend glatten Hänge nahe den beiden Enden der Höhenskala (Stufen 2 und 6). Die starke lineare Hangzerschneidung des mittleren Höhenbereichs ist in erster Linie eine Folge der sommerlichen Starkregen, die auf weitgehend vegetationslosen Untergrund niedergehen¹⁰. Sie wird zusätzlich gefördert durch die hohe Reliefenergie und die starke tektonische Beanspruchung. Von hier aus nimmt die Intensität der Hangzerschneidung ab, nach unten wegen der immer selteneren und weniger ergiebigen Starkniederschläge, nach oben wegen der dichteren Vegetationsdecke, die infolge der höheren Jahresdurchschnittsniederschläge aufkommt. Diese geringere Zerschneidungstendenz ist eine der Vorbedingungen zur Entstehung der glatten Hänge. Weitere Voraussetzungen zur Glättung der Hänge sind die auf der ganzen Hangoberfläche wirksame Bereitstellung von Lockermaterial durch die

¹⁰ Die der Verdeutlichung des Verhältnisses zwischen Hangzerschneidung und Hangglättung dienende Abbildung 1c ist als rein schematische Darstellung ohne Anspruch auf quantitative Aussagen zu verstehen.

physikalische Verwitterung sowie dessen gleichzeitige gravitative Hangabbewegung. Diese Voraussetzungen bestehen sowohl im Küstennebelgebiet als auch im Periglazialbereich.

Neben den glatten Hängen sind als weitere Konvergenzen zwischen Periglazial- und Küstennebelbereich die weichen Geländeformen, Girlandenböden bzw. Tillandsiengirlanden sowie die Streifenböden bzw. Grob- und Feinmaterialstreifen ausgebildet.

Trotz der auffallenden Übereinstimmung der beiden Stufen überwiegender Hangglättung sind nicht nur die Agenzien, sondern auch die Intensität der Hangformung in beiden sehr verschieden. Bereitstellung und gravitative Hangabbewegung des Lockermaterials wird im Periglazialstockwerk durch den außerordentlich häufigen Frostwechsel (Frostsprengung, Kammeis)¹¹, im Küstennebelgebiet durch den sehr häufigen Wechsel zwischen Befeuchtung und Austrocknung (Kristallwachstum der Salze und/oder Hydratation) gesteuert. Die Intensität der flächenhaften Hangdenudation ist im Küstennebelgebiet sehr viel geringer als im Periglazialbereich. Wenn die Hänge des Küstennebelgebiets trotzdem geglättet werden, so ist dies nicht etwa eine Folge einer besonders starken Tendenz zur Hangglättung, sondern vielmehr eine Folge der außerordentlich geringen Hangzerschneidungstendenz. Die im weltweiten Vergleich extremen hygrischen Sonderbedingungen schaffen damit im Küstennebelgebiet von Arica eine „Versuchsanordnung“, in der die flächenhafte Hangdenudation unter weitestgehender Ausschaltung weiterer Faktoren beobachtet werden kann.

Anhang

Quellen der Niederschlagsdaten:

Chile: Anuario Meteorológico de Chile 1943–1970. Perú: Unveröffentlichte Niederschlagsstatistik des Servicio Nacional de Meteorología y Hidrología, Lima. Stationen bzw. Jahre, für die weitere Quellen herangezogen wurden, sind in der Aufstellung der Beobachtungsperioden der Niederschläge (s. unten) wie folgt gekennzeichnet: *JOHNSON (1976) u. MILLER (1976); **ALMEYDA ARROYO (1950); ***unveröffentlichte Daten von M. J. ZAMORANO (Meteorologe, Universidad del Norte, Sede Arica, Chile).

Beobachtungsperioden der Niederschläge:

Falls der Beobachtungszeitraum der Jahresdurchschnittsniederschläge und der maximalen Niederschläge in 24 Stunden nicht übereinstimmt, wird dies in Klammern vermerkt: z. B. (–1940) = keine Angabe der maximalen Niederschläge in 24 Stunden im betreffenden Jahr; (+1945) = Angabe der maximalen Niederschläge im betreffenden Jahr, obwohl keine Jahresdurchschnittsniederschläge erfaßt sind. Entsprechendes gilt bei der Zahl der Niederschlagstage, wobei hier zwei Klammern verwandt werden, z. B. ((–1950)).

Chile: Antofagasta 1940–42⁺⁺, 43, 45–47, (–1942); Arica 1940–42⁺⁺, 43–56, 60–70, (–1940–42), ((–1940–42)); Belén 1943–49, 51–53, 62–64, 66, 68; Caldera 1940, 42–55, 57, 61, 62, 64, 65, 67, 69, 70; Camiña 1962, 63⁺⁺⁺, 64–69, 70, 71⁺⁺⁺, 74⁺⁺⁺, (–1962, 63, 70, 71, 74), ((–1962, 63, 70, 71, 74)); Chapiquiña 1963–66, 68, 69;

¹¹ Unter ehemals periglazialen Bedingungen sind nach WEISCHET (1969a) Glatthänge im Kleinen Norden entstanden.

Chucuyo 1963–66, 68, 69, (–1968), ((–1968)); Chungará 1964–66, 68, 69, (–1968, 69), ((–1968, 69)); Codpa 1962, 64, 65, 66⁺⁺⁺, 67, 68⁺⁺⁺, 69, 70–76⁺⁺⁺, (–1966, 68, 70–76), ((–1966, 68, 70–76)); Concepción⁺ 1860–1950, (–1860–1936); Estación Central 1963–66, 68, 69–73⁺⁺⁺, (–1969–73), ((–1969–73)); Iquique 1961–69; La Serena⁺ 1911–49; Parinacota 1951, 55, 56, 64, 68, (–1964, 68), Puquios-1962–65, 67, 68, (–1967), ((–1967)); Tocopilla 1941⁺⁺, 43–52, 64–69; Valparaíso⁺ 1911–50; Visvirí 1943–56, 62–66, 68, 69

Perú: Arequipa 1944, 49–76; Atiquipa 1967, 70–74; Chiclayo⁺ 1954–69; Lima, Campo de Marte 1929–42, 44–49, 51–60, 62–75, 77; Mollendo 1969, 71–75, 77; Pampa de Majes 1951–53, 55, 56, 61, 64–66, 69, 70, 74, (+1971, 73); Pisco 1944, 48–77; Tacna 1950–74, (+1975, 76); Yauca 1964–73

Ecuador: Guayaquil⁺ 1959, 1961–69; Pichilingue⁺ 1960–69

Vergleichsdaten: Swakopmund (SCHULZE 1972); Karlsruhe (SCHÜEPP u. SCHIRMER 1977).

Literatur

- ABELE, G.: Der Formenschatz im Bereich der Küstenebel der peruanisch-chilenischen Wüste und seine Konvergenzen zum Relief des Frostwechselklimas. In: Tagungsbericht und wissenschaftliche Abhandlungen des 42. Deutschen Geographentages in Göttingen. Wiesbaden 1979, S. 215–217.
- ALMEYDA ARROYO, E.: Pluviometría de las zonas del desierto y de las estepas cálidas de Chile. Santiago de Chile 1950.
- Anuario Meteorológico de Chile 1940–1971. Hrsg.: Ministerio de Defensa Nacional, Dirección Meteorológica de Chile. Santiago de Chile.
- BIROT, P., DOLLFUS, O.: L'évolution des versants dans l'étage inférieur des Andes péruviennes occidentales. In: Annales de Géographie 70, 1961, S. 162–178.
- BREMER, H.: Musterböden in tropisch-subtropischen Gebieten und Frostmusterböden. In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. 9, 1965, S. 222–236.
- COOKE, R. U., WARREN, A.: Geomorphology in Deserts. London 1973.
- DOLLFUS, O.: Quelques aspects de la morphologie de la région de Tacna (Pérou). In: Bulletin de l'Association de Géographes Français 1963, S. 85–99.
- : Les Andes Centrales de Pérou et leurs piémonts. Etude géomorphologique. Travaux de l'Institut Français d'Etudes Andines, Bd. 10. Lima 1965.
- DOLLFUS, O., GABERT, P., LAHARIE, R.: Les problèmes morphologiques du piémont désertique des Andes péruviennes méridionales. In: Revue de Géographie Alpine 58, 1970, S. 265–300.
- DRESCH, J.: Problèmes morphologiques des Andes Centrales. In: Annales de Géographie 67, 1958, S. 130–151.
- : Observations sur le désert cotier du Pérou. In: Annales de Géographie 70, 1961, S. 179–184.
- GONZALEZ-FERRÁN, O.: Arica – Nevados de Payachata. In: International Symposium on Volcanology in Santiago de Chile, Guide Book, Excursion A–1. Santiago de Chile 1974.
- GRAF, K.: Vergleichende Betrachtungen zur Solifluktion in verschiedenen Breitenlagen. In: Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 16, 1973, S. 104–154.
- GRENIER, M. P.: Observations sur les taffonis du désert chilien. In: Bulletin de l'Association de Géographes Français 364–365, 1968, S. 193–211.
- HAGEDORN, J.: Zum Problem der Glatthänge. In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. 14, 1970, S. 103–113.
- HÖVERMANN, J.: Hans Mortensen in memoriam. In: Zeitschrift für Geomorphologie, N.F. 9, 1965, S. 1–15.
- JOHNSON, A. M.: The Climate of Perou, Bolivia and Ecuador. In: World Survey of Climatology, (Hrsg. v. A. LANDSBERG), Bd. 12. Amsterdam 1976, S. 147–218.
- KAISER, K. H.: Über Konvergenzen arider und „periglazialer“ Oberflächenformung. In: Abh. d. 1. Geogr. Inst. d. FU Berlin 13, 1970, S. 147–188.
- KATSUI, Y., GONZALEZ-FERRÁN, O.: Geología del Area Neovolcanica de los Nevados de Payachata. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Publicación No. 29. Santiago de Chile 1968.
- KWAAD, F.: Experiments on the granular disintegration of granite by salt action. In: Fysisch geografisch en bodemkundig laboratorium, Univ. Amsterdam, Publ. No. 16, 1970, S. 67–80.
- MECKELEIN, W.: Beobachtungen und Gedanken zu geomorphologischen Konvergenzen in Polar- und Wärmewüsten. In: Erdkunde 19, 1965, S. 31–39.
- : Aride Verwitterung in Polargebieten im Vergleich zum subtropischen Wüstengürtel. In: Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband 20, 1974, S. 178–188.
- MENSCHING, H.: Bemerkungen zum Problem einer „periglazialen“ Höhenstufe in den Gebirgen der Ariden Zone im nördlichen Afrika. In: Abhandl. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, Math. phys. Kl., = 3. F. 31. Göttingen 1977, S. 290–299.
- MILLER, A.: The Climate of Chile. In: World Survey of Climatology, (Hrsg. v. A. LANDSBERG), Bd. 12. Amsterdam 1976, S. 113–130.
- MORTENSEN, H.: Der Formenschatz der Nordchilenischen Wüste. Abhandlungen d. Ges. d. Wiss. zu Göttingen, Math. phys. Kl., N.F. Bd. 12, 1. Berlin 1927.
- : Über Vorzeitbildungen und einige andere Fragen in der Nordchilenischen Wüste. In: Mitt. d. Geogr. Ges. Hamburg 40, 1929, S. 202–239.
- : Die Salzsprengung und ihre Bedeutung für die regionale klimatische Gliederung der Wüsten. In: Pet. Mitt. 79, 1933, S. 130–135.
- MORTIMER, C., SARIC, N.: Cenocoic studies in northernmost Chile. In: Geologische Rundschau 64, 1975, S. 395–420.
- PARTSCH, J.: Die Gletscher der Vorzeit in den Karpaten und den Mittelgebirgen Deutschlands. Breslau 1882.
- PASKOFF, R.: Le Chili semi-aride – recherches géomorphologiques. Bordeaux 1970.
- : Sobre la evolución geomorfológica del gran acantilado costero del Norte Grande de Chile. In: Norte Grande 6, 1978–79, S. 7–22.
- Pluviometría de Chile. Hrsg.: Ministerio de Defensa Nacional, Fuerza Aerea de Chile, Oficina Meteorológica de Chile, II parte, fascículo II, Santiago de Chile 1966.
- SALAS, R. O., KAST, R. F., MONTECINOS, F., SALAS, I.: Geología y recursos minerales del departamento de Arica, Prov. de Tarapacá. Instituto de Investigaciones geológicas, Chile, Boletín No. 21, 1966.
- SCHÜEPP, M., SCHIRMER, H.: Climates of Central Europe. In: World Survey of Climatology, (Hrsg. v. A. LANDSBERG), Bd. 6. Amsterdam 1977, S. 3–73.
- SCHULZE, B. R.: South Africa. In: World Survey of Climatology, (Hrsg. v. A. LANDSBERG). Amsterdam 1972, S. 501–586.
- TRICART, J.: Convergence de phénomènes entre l'action du gel et celle du sel. In: Acta Geografica Lodziana 24, 1970, S. 425–436.
- TROLL, C.: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. In: Geologische Rundschau 34, 1944, S. 545–694.
- WEBERBAUER, A.: Die Pflanzenwelt der peruanischen Anden. Die Vegetation der Erde, Bd. 12. Leipzig 1911.
- WEISCHET, W.: Der tropisch konvektive und der außertropisch

- advektive Typ der vertikalen Niederschlagsverteilung. In: *Erdkunde* 19, 1965, S. 6–14.
- : Zur Klimatologie der Nordchilenischen Wüste. In: *Meteorologische Rundschau* 19, 1966, S. 1–7.
- : Zur Geomorphologie des Glatthang-Reliefs in der ariden Subtropenzone des Kleinen Nordens von Chile. In: *Zeitschrift für Geomorphologie*, N.F. 13, 1969a, S. 1–21.
- : Klimatologische Regeln zur Vertikalverteilung der Niederschläge in Tropengebirgen. In: *Die Erde* 100, 1969b, S. 286–306.
- : Chile, seine länderkundliche Individualität und Struktur. Darmstadt 1970. (Wissenschaftliche Länderkunden Bd. 2/3).
- ZAMORANO, M.: Boletín climatológico mensual, Dic. 1973. Universidad del Norte, Departamento de Agricultura, Boletín No. 21. Arica 1974.
- : Cuatro Años de siembra de nubes en el extremo Norte de Chile, 1968–1971, (maschinenschriftl. Manuskript). Arica o. J.

STADTKLIMATISCHE EFFEKTE DER RAUM-ZEITLICHEN NIEDERSCHLAGSVERTEILUNG AUFGEZEIGT AM BEISPIEL VON MEXIKO-STADT

Mit 7 Abbildungen und 1 Tabelle

ERNESTO JAUREGUI UND DIETER KLAUS

Summary: Urban effects on precipitation in a large metropolis in the tropics: the case of Mexico City

Precipitation analysis using urban/rural precipitation ratio for Mexico City is used to detect time trends in urban effects. A steady increase in rainfall amounts (since the 1940's) is apparent from this analysis. At the same time amounts of precipitation seem to have decreased to the windward and the leeward side of this tropical city in relation to the east winds of the rainy season. Precipitation increase in the urban area is accompanied by a rise in the frequency of heavy rains.

In wet years there is evidence of a marked preference of precipitation for falling during weekdays. The city's aerosol production, too, shows maximum values towards the middle and end of the week. In dry years a weekend reduction in aerosols apparently favours additional amounts of precipitation. Genetic relationships are discussed.

SCHMAUSS (1927) war der erste Wissenschaftler, der in einer klimatologischen Studie nachwies, daß die Urbanisation einen signifikanten Einfluß auf die Niederschlagsverteilung nehmen kann. In den folgenden Jahrzehnten ist dieser Sachverhalt wiederholt für Städte der gemäßigten Breiten überprüft worden (ATKINSON 1970).

In jüngster Zeit führen Bevölkerungsexplosion und Landflucht zu einem Anwachsen städtischer Siedlungen in der dritten Welt. Am Ende dieses Jahrhunderts werden minde-

stens zwei Drittel der Menschen tropischer Länder in Städten leben. Welche stadtklimatischen Effekte als Folge dieses Urbanisationsprozesses in der Tropenzone zu erwarten sind, ist bisher nur unzureichend geprüft worden.

Am Beispiel von Mexiko-Stadt soll gezeigt werden, daß mit ganz erheblichen Veränderungen der Niederschlagshöhen und Niederschlagsintensitäten im Bereich rasch wachsender tropischer Städte zu rechnen ist. Die daraus resultierenden städtebaulichen Konsequenzen sollten so früh wie möglich erkannt und in die Stadtplanung einbezogen werden (vgl. JAUREGUI 1974).

Datenmaterial und klimatologische Lagebeschreibung

Mexiko-Stadt liegt im Südwesten des Hochbeckens von Mexiko, welches durch Erhebungen, die zum Teil mehr als 1000 m das mittlere Beckenniveau (2250 m) überragen, in westlicher, südlicher und östlicher Richtung abgeschlossen wird (Abb. 1). Nur in nördlicher Richtung steigt die Beckenumrandung maximal bis 200 m über das mittlere Beckenniveau auf.

Die Lage der berücksichtigten meteorologischen Stationen ist in Abb. 1 angegeben. Winde aus östlichen Richtungen herrschen im Hochbecken von Mexiko während der Regenzeitmonate Mai–Oktober vom Bodenniveau bis in große