

- YOSHINO, M. M.: 1959; A micro-climatological study of surface winds affected by micro-topography. „Proc. IGU Reg. Conf. Japan 1957.“ 243—249.
- YOSHINO, M. M.: 1960; The local distribution of wind-shaped trees and *Usnea* as indicators of microclimates in the subalpine zones. \* Tokyo Kyoiku Daigaku Chirigaku Kenkyû Hôkoku 4: 87—106.
- YOSHINO, M. M.: 1961; „Shôkikô.“ (Lokalklima.) \*\* 1—274. Tokyo.
- YOSHINO, M. T.: 1960; A vegetation map from aerial photographic interpretation in southern part of Osumi Peninsula. \* Misc. Rep. Res. Inst. Nat. Resou. 52—53: 17—23.
- WADATI, K., et al. 1958; „Nippon no kikô.“ (Climate of Japan.) \*\* Tokyo.
- WAGNER, R.: 1955; Die geographische Anordnung der Mikroklimate auf dem Hosszûbêrc Berg im Bûkgebirge Ungarn. Acta Geographica Szeged, Nov. Ser., Tom. I, fasc. 1—4. Szeged (Hungaria).
- WAGNER, R.: 1956; Microclimatic spaces and their mapping. Földrajzi Közlemények 80 201—206.
- WEISCHET, W.: 1956; Die räumliche Differenzierung klimatologischer Betrachtungsweise. Ein Vorschlag zur Gliederung der Klimatologie und zu ihrer Nomenklatur. Erdkunde 10 109—122.
- WISSMANN, H. v.: 1960; Stufen und Gürtel der Vegetation und des Klimas in Hochasien und seinen Randgebieten. Erdkunde 14 249—272.
- WOLFE, J. N., WAREHAM, R. T., SCOFIELD, H. T.: 1949; Macroclimates and microclimates of Neotoma, a small valley in central Ohio. Bull. Ohio Biol. Survey 8 1: 1—267.

## ÜBER KLIMA UND WASSERHAUSHALT DES ALTIPLANO (BOLIVIEN, PERU) WÄHREND DES HOCHSTANDES DER LETZTEN VEREISUNG<sup>1)</sup>

Mit 3 Abbildungen (davon eine als Beilage)  
und 4 Tabellen

ALBRECHT KESSLER

*Summary: Climate and Hydrology of the Altiplano (Bolivia, Perú) during the Climax of the last Glaciation.*

The snow line of the section of the Andes between 14° and 22° southern latitude lay about 700 m. below its present height during the climax of the last glaciation. Simultaneously the surface of Lake Titicaca was larger than today and within the confines of the southern Altiplano there existed a large terminal lake — the Lago Minchin — which embraced the present Lake Poopo and the Salars of Coipassa and Uyuni. Starting from the present climatic conditions at the snow line and the altitudinal gradient of the air temperature near the ground the paper discusses the different values of the climatic elements which resulted in the depression of the snow line during the ice age. The results are checked by means of the water balance equation of the glacial Lago Minchin. Taking the minimum conditions for the existence of the Lago Minchin as derived from the present hydrological conditions of the Altiplano, the most likely solution appears to be as follows: During the climax of the last glaciation the mean annual temperature was at least 6° C lower than today whereas precipitation, or rather relative humidity, was higher. The assumption of a lesser lowering of temperature combined with even higher amounts of precipitation, or conversely, an even larger temperature depression without any increase of precipitation, explains the glacial phenomena in their total effects less satisfactorily.

Seit dem ausgehenden 19. Jahrhundert, als die fossilen Seenbildungen des peruanisch-bolivianischen Altiplano der Wissenschaft bekannt wurden, hat es nicht an Versuchen gefehlt, ihre Entstehung

von der klimatologischen Seite her zu erklären. Mit A. PENCKs Abhandlung (1913) über die Verschiebung der Klimagürtel während der Kaltzeiten auf der Erde wurden die lokalen Phänomene des Altiplano in einen größeren Rahmen gestellt. Auch aus diesem Raum erwartete man eine Antwort auf die allgemeinere Frage, wie sich der Trockengürtel in der Kaltzeit verhalten habe, ob er einfach nur gegen den Äquator hin verschoben war oder ob er zugleich von der Pol- und Äquatorseite eingeengt war. Die Diskussion darüber ist bis heute nicht abgeschlossen. Um der geographischen Individualität der einzelnen Räume Rechnung zu tragen, wurde es allerdings notwendig, das Schema wiederum zu differenzieren (H. WILHELMY 1952). In diesem Zusammenhang machte C. TROLL (1952) vor allem auf die Sonderstellung der Hochgebirge und die Möglichkeit der vertikalen Verengung der Trockengürtel aufmerksam. Das Klimageschehen der Hochgebirge wird nicht nur von der Breitenlage, sondern ebenso stark von der vertikalen Komponente bestimmt. Diese Überlegungen sind im Falle des ca. 4000 m hoch gelegenen Altiplano besonders wichtig, handelt es sich doch um eine der bedeutendsten Massenerhebungen der Erde.

Im folgenden wird der Versuch unternommen, Anhaltspunkte darüber zu gewinnen, in welcher Weise und in welchem Ausmaß sich die heutigen Klimatelemente auf jeden Fall geändert haben müssen, damit es zu der ausgedehnten Seenbildung auf dem Altiplano kommen konnte. Das setzt die Kenntnis der rezenten Bedingungen voraus. Über

<sup>1)</sup> Diese Studie basiert auf einer Forschungsreise, auf der ich Herrn Prof. Dr. F. MONHEIM begleiten konnte, wofür ich ihm an dieser Stelle besonders danken möchte. Mein Dank gilt ebenso Herrn Prof. Dr. E. OTREMBÄ und der Hochschulbehörde der Freien und Hansestadt Hamburg für die großzügige Gewährung eines Forschungsurlaubs.

die heutigen Verhältnisse liegt jetzt für etwa ein Jahrzehnt meteorologisches und hydrologisches Material vor. In Peru und Bolivien sind in den vergangenen Jahren die meteorologischen Beobachtungsstationen stark ausgebaut worden. Außerdem wurden hydrologische Meßstationen eingerichtet. Für die folgende Untersuchung konnte das meteorologische Jahrbuch von Bolivien und unveröffentlichtes meteorologisches und hydrologisches Material beider Länder herangezogen werden.

### 1. Hydrographische Veränderungen

C. TROLL (1928) hat nachgewiesen, daß der spätleistozäne Vorgänger des Pooposees und der Salare von Coipasa und Uyuni — der Lago Minchin — seine größte Ausdehnung während des Hochstandes der letzten Vereisung erreichte. Er konnte auch seine Fläche kartographisch festlegen, die mit kleinen Abänderungen nach F. AHLFELD, L. BRANISA (1960) und C. TROLL (mündliche Mitteilung) der Abb. 1 zugrunde gelegt wurde. Zu diesem vergrößerten Wasserareal im Süden, das eine enorme Flächenerweiterung der potentiellen Verdunstung darstellte, gesellte sich im Norden die während der letzten Vereisung etwas vergrößerte Fläche des heutigen Titicacasees<sup>2)</sup>. Die Flächenänderung des Titicacasees war allerdings verschwindend gering im Vergleich zum Pooposee. Beide fossilen Seestände sind morphologisch und geologisch belegt durch hochgelegene Seeterrassen und Seetonbildungen. Synchron mit der Entstehung der fossilen Seen in den tieferen Beckenzonen des Altiplano lief eine verstärkte Vergletscherung der die Hochfläche flankierenden Kordillerenabschnitte. Heute ist der Norden und Osten stärker als der trockenere Westen und Süden vergletschert.

Die Zuflüsse des Titicacasees haben sich abgesehen von der Einschneidung in die „pluvialzeitlichen“ Talböden in ihrem Gesamtnetz nicht verändert. Nur Ober- und Unterläufe waren verkürzt durch die Talvergletscherungen und den etwas erhöhten Seestand. Während die Flüsse des westlichen Titicaca-Beckens durch die Vergletscherung nur eine geringfügige Einbuße erlitten, bewirkte der Verlust der sehr flachen Schwemmebenen im Unterlauf bei Ramis, Coata und Ilave Verkürzungen bis zu 20 km (heutige Längen 320 km, 170 km und 165 km nach F. Monheim, 1956, S. 24). Im Osten war die Flächentransgression des Sees geringer, dafür der Laufverlust der allgemein relativ kürzeren Flüsse (etwa der Cordillera Real) durch die Talgletscher größer.

<sup>2)</sup> Über den Hochstand des Titicacasees während der letzten Vereisung soll später ausführlich berichtet werden.

Tabelle 1: Mittlerer Abfluß (m<sup>3</sup>/sec) und Einzugsgebiete (km<sup>2</sup>) einiger Flüsse des Altiplano.

Titicacabecken:			
Huancané (1)	1956—61	14	3630
Ramis (1)	1956—61	74	15370
Coata (1)	1956—61	25	4940
Ilave (1)	1957—61	25	7350
Suchez (1)	1948—51, 58, 59	11	3100
Contador (2, 3)	1945—59	1,4	76,6
Hichucota (2, 3)	1951—57	1,1	55,3
Pallina (2)	1946—50	2,1	1420
Mittl. und südl. Altiplano:			
Desaguadero Des.	1957—59	7	
Desaguadero Joya	1940—60	37	
Tacagua	1941—49	2,5	1000

- (1) Am Unterlauf gem.  
 (2) Am Mittellauf gem.  
 (3) Oberhalb der Bewässerungsentnahme gem.

Tab. 1 zeigt, daß heute der Ramis mit Abstand der bedeutendste Zufluß des Titicacasees ist. Das hängt mit seinem großen Einzugsgebiet im feuchtesten Teil des Altiplano zusammen. Die Wassereinnahme des Sees geht abgesehen von den Niederschlägen auf die Seefläche hauptsächlich auf das Konto der Zuflüsse während der Regenzeit. Die Schwankungskoeffizienten zwischen Minimum und Maximum des mittleren monatlichen Abflusses sind sehr groß. Sie bewegen sich zwischen 7 beim Hichucota und 30 beim Huancané, wobei auch in diesem Raum die Gletscherabflüsse den ausgeglicheneren Abfluß zeigen. Das Abflußverhältnis zwischen Ramis und den Flüssen im Osten etwa, die die Cordillera Real und die Cordillera de Apolobamba entwässern, kann sich während der letzten Vereisung nicht wesentlich geändert haben, trotz Zunahme der Vergletscherung und der Firnflächen in den Randgebirgen des Titicacabeckens und die dadurch bedingte Flächenvergrößerung für die freie Verdunstung. Wie neuere Gletschermessungen von W. E. HOWELL (1953) in den mittelperuanischen Anden nämlich ergeben haben, scheint die Ablation durch direkte Verdunstung im Verhältnis zur Ablation durch Schmelzung überraschenderweise relativ gering zu sein. Howell gibt an, daß der Verlust durch die Verdunstung etwa 5% des Verlustes durch Schmelzung beträgt. Es darf ferner in bezug auf die Gesamtwasserbilanz nicht übersehen werden, daß selbst das in der Eiszeit firnigte Areal oberhalb der eiszeitlichen Schneegrenze nur einen kleinen Prozentsatz des Einzugsgebietes des Titicacasees, überhaupt der eiszeitlichen Seen des Altiplano ausmachte.

Während des Hochstandes der letzten Vereisung besaß der Titicacasee im Desaguadero genauso wie heute seinen einzigen Abfluß. Er wirkte auch damals regulierend auf die Höhe des Seespiegels, so

daß dieser sich nicht höher als 10 m über den Nullpegel von Puno erheben konnte. In den letzten 50 Jahren erreichte der See nicht die 1,5-m-Marke. Da sich etwa von jener Höhe an der Abflußquerschnitt an der Ausflußstelle beim Ort Desaguadero sehr stark vergrößert, liegt bei dieser Höhe die für das heutige Abflußregime charakteristische obere Grenze. Die Schwankungsamplitude betrug in den letzten 50 Jahren ca. 5 m (vgl. F. MONHEIM, 1956, S. 68). Es ist anzunehmen, daß auch der letzteiszeitliche See starken Schwankungen unterworfen war.

Der Desaguadero mündet heute südlich von Oruro in den Pooposee als sein einzig maßgeblicher Zufluß. Zwischen Pooposee und dem See und Salar von Coipasa besteht zeitweise eine Verbindung durch den Lacadahuirra. Heute isoliert von diesem Endseesystem liegt weiter südlich der große Salar von Uyuni, der im Südwinter austrocknet. In der letzten Eiszeit lagen die Verhältnisse im südlichen Altiplano wesentlich anders. Der Desaguadero mündete schon 110 km nordwestlich von Oruro in den damaligen Lago Minchin. Er war 155 km kürzer als heute. Der Lago Minchin vereinigte den heutigen Pooposee und die Salare von Coipasa und Uyuni. Da dieser somit praktisch den gesamten sehr flachen südlichen Altiplano erfüllte, ist ein großer Teil des Gewässernetzes erst postglazialen Alters. Nach J. BRÜGGEN (1934) und F. AHLFELD/L. BRANISA soll der Lago Minchin — allerdings nur zeitweise — im Südwesten einen Abfluß besessen haben. C. TROLL (frdl. mündliche Mitteilung) bezweifelt dies mit guten Gründen. Wenn die Möglichkeit eines gelegentlichen Abflusses trotzdem hier erwähnt wird, so nur deshalb, um auf eine von mehreren Minimalbedingungen der Wasserbilanz der unten errechneten Werte aufmerksam zu machen.

## 2. Der Höhengradient der Bodenlufttemperatur und die klimatische Sonderstellung des Altiplano

Zur Berechnung des rezenten mittleren Höhengradienten der Bodenlufttemperatur wurden 52 bolivianische und peruanische Stationswerte im Bereich des östlichen Tieflandes, des Gebirgsanstieges, der Hochflächen und der Kordilleren herangezogen. Abb. 2 gibt die Jahresdurchschnittswerte für 1959 in Höhen über 3400 m wieder. Außerdem wurde der einzige verfügbare Wert im 6000-m-Höhenbereich der Mistigipfelstation eingetragen, der aus einer zweijährigen Meßreihe allerdings vom Ende des 19. Jahrhunderts stammt, der die Gerade aber sinngemäß erweitert. Während der mittlere Temperaturgradient im Höhenbereich von 200 m bis 3400 m zwischen 0,3 und 0,6 schwankt, steigt er in Höhen über 3400 m, also im Gebiet der zertalten Puna und vor allem des Altiplano und der Kordillerenketten, außerordentlich stark auf ca. 0,9 an. Das ist bemerkenswert im Hinblick auf die eiszeitliche Temperaturreduktion, die man aus der Schneegrenzdepression ziehen kann. Die starke Zunahme des Gradienten mit der Höhe ist auf verschiedene Ursachen zurückzuführen. Ein Grund liegt in der großen absoluten Höhe des Gebietes, das über die Grundschicht der freien Atmosphäre bzw. einen unteren Konvektionsraum (vgl. W. GEORGI 1951 und 1952) des benachbarten Tieflandes herausragt. Dazu kommt der Heizflächeneffekt der Hochebene. Die mittlere Nullgradgrenze steigt z. B. von ca. 4800 m bzw. 4600 m (mittlere jährliche Nullgradgrenze der freien Atmosphäre in Lima und Antofagasta nach Schwerdtfeger 1961) auf ca. 5300 m am Chacaltaya in der Cordillera Real an. Die Fläche der Nullgradmitteltemperatur wird also durch die Massenerhebung der Anden um 500—700 m ausgebeult (vgl. F. MONHEIM,

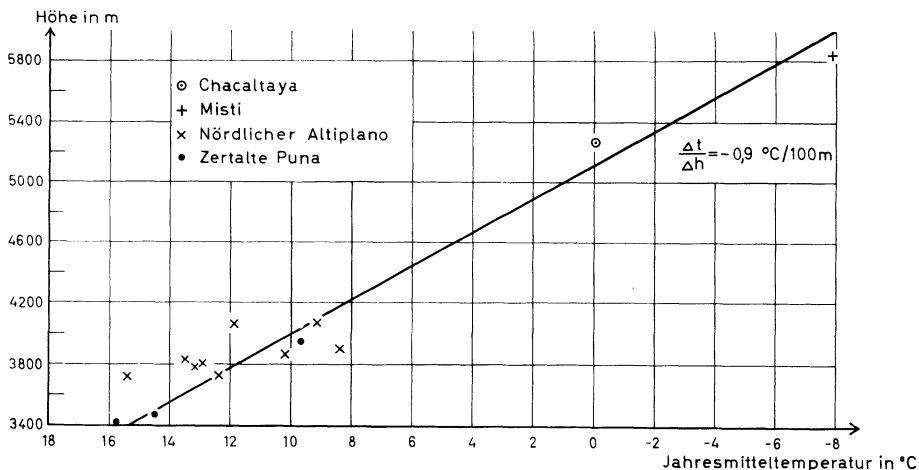


Abb. 2

1956, S. 42). Im nördlichen Altiplano wirkt auch die große Wasserfläche des Titicacasees mildernd und hebt die Mitteltemperaturen an. Eine weitere Ursache liegt im Feuchtegegensatz im Jahresdurchschnitt zwischen dem Tiefland bis zur Nebelwaldgrenze (Grundschichtraum) und der relativ trockenen Hochflächenregion begründet, da der adiabatische Temperaturgradient größer als der feucht-adiabatische ist. Der Gradient schwankt natürlich in beiden Räumen jeweils mit dem Jahreszeitenwechsel etwas.

Am Ostabfall der Anden, in der Höhe der Nebelwaldobergrenze bei 3000—3500 m, bildet sich besonders im Südwinter eine Temperaturinversion aus. Wir können die Sperrschicht nicht mit exakten Daten belegen. Aber dem Reisenden, der von der Hochebene ins Tiefland fährt, tritt die vorübergehende Temperaturabnahme an der oberen Nebelwaldgrenze deutlich ins Bewußtsein. Bezeichnenderweise wird die entsprechende Örtlichkeit auf der Strecke von Cochabamba nach Santa Cruz „Siberia“ genannt.

Über den eiszeitlichen Gradienten lassen sich folgende Überlegungen anstellen. Es müssen abschwächende und verstärkende Einflüsse berücksichtigt werden. Durch eine allgemeine Feuchtigkeitszunahme der Atmosphäre muß sich der Gradient einerseits verkleinert haben. Andererseits ist aus der allgemeinen Temperaturdepression, die etwa durch die Senkung der Nullgradgrenze während der Eiszeit zum Ausdruck kommt, und aus der Vergrößerung der Wasserfläche, die im Vergleich zu den heutigen Verhältnissen eine noch stärkere Temperaturbegünstigung des Hochbeckens bewirkt haben mußte, eine Zunahme des Gradienten abzuleiten. Man geht wohl nicht fehl in der Annahme, daß sich der Gradient im Bereich

des Altiplano und seiner Gebirgsumrahmung während der letzten Vereisungsperiode nicht grundsätzlich verändert hat.

Aus der Tatsache, daß der Gradient sich stark mit der Höhe ändert, kann auch abgeleitet werden (vgl. H. MORTENSEN 1957), daß bei gleich groß angenommener Temperaturdepression während der Eiszeit in beiden Höhenstufen — im Bereich des unteren Konvektionsraumes und im Gebiet der großen Massenerhebung — die Schneegrenze im unteren Bereich um den doppelten Betrag herabgedrückt worden sein kann als im oberen, oder daß für die gleiche Schneegrenzdepression in beiden Räumen eine Temperaturverringerung im Verhältnis von 1 : 2 angenommen werden kann. Auf jeden Fall dürfen die Verhältnisse in beiden Räumen wegen des unterschiedlichen Gradientwertes nicht unmittelbar miteinander verglichen werden.

### 3. Rezente Schneegrenze und eiszeitliche Schneegrenz-, Temperatur- und Verdunstungsdepression

Wegen zunehmender Trockenheit von Norden nach Süden steigt die rezente Schneegrenze nach Süden stark an (vgl. Tab. 2). Niederschlags- und Temperaturwerte an der Schneegrenze nehmen daher nach Süden ab. In der westlichen Umrahmung erhebt sich die Schneegrenze von ca. 4900 m in der Cordillera de Vilcanota auf 5900 m in den Nevados de Payachatas. Der drei Grad südlicher gelegene Aucanquilcha mit 6180 m besitzt keinen ewigen Schnee mehr. Während an der Schneegrenze der Cordillera de Vilcanota eine Jahresmitteltemperatur von ca. +3,5° C herrscht, sinkt diese in den Nevados de Payachatas auf ca. —5,0° C ab (bzw. auf —8° C am Gipfel des Aucanquilcha noch unterhalb der Schneegrenze). Im Südwestteil

Tabelle 2: Rezente und letzteiszeitliche Schneegrenzhöhe (m), Jahresmitteltemperatur an der rezenten Schneegrenze (° C)

#### Westliche Umrahmung:

Nudo de Vilcanota (S 14.25, W 71)	4900 <sup>1)</sup>		3,5
Col. de Quenamari (S 16.5, W 70.17)	5100—5200 <sup>2)</sup>		1
Tacora (5950 m) (S 17.45, W 69.45)	>5950 <sup>3)</sup>	(5000)	<—6
Sajama (S 18.7, W 68.53)	5800—5900 <sup>4)</sup>	5200—5300	<—5
Nev. de Payachatas (S 18.10, W 69.10)	5900 <sup>5)</sup>		—5
Aucanquilcha (6180 m) (S 21.13, W 68.26)	>6180 <sup>5)</sup>		<—8
Ollagüe (5870 m) (S 21.23, W 68.12)	>5870 <sup>5)</sup>		<—5

#### Östliche Umrahmung:

Cord. de Apolobamba (Westseite) (S 14.40, W 69.15)	4900—5150 <sup>1)</sup>		2
Illampu-Ancohumá (Westseite) (S 15.53, W 68.34)	5300—5400 <sup>6)</sup>	4660—4730	—1
Chacaltaya (Westseite) (S 16.19, W 68.10)	5200—5300 <sup>2)</sup>		0
Col. Cuzco (5400 m) (S 19.55, W 66.50)	>5400 <sup>7)</sup>		<—1
Chorolque (5630 m) (S 20.59, W 65.58)	>5360 <sup>7)</sup>	4800—5000	<—3
Cerro Lipez (S 21.55, W 66.55)	≥5850 <sup>5)</sup>		<—5
Volc. Uturunco (S 22.15, W 67.15)	≥5900 <sup>5)</sup>		<—5

<sup>1)</sup> nach NEWELL 1949

<sup>2)</sup> nach eigenen Beobachtungen

<sup>3)</sup> nach BRÜGGEN 1929

<sup>4)</sup> nach ENJALBERT 1958

<sup>5)</sup> nach AHLFELD/BRANISA 1960

<sup>6)</sup> nach TROLL/FINSTERWALDER 1935

<sup>7)</sup> nach HAUTHAL 1911

des Altiplano ist offenbar die Trockengrenze schon unterschritten, so daß vom Niederschlag her die notwendige Voraussetzung für eine den großen Höhen entsprechende Vergletscherung fehlt, worauf früher schon hingewiesen wurde (vgl. MORTENSEN, BRÜGGEN, KNOCH). Der Temperaturabnahme an der Schneegrenze von ca.  $8^{\circ}\text{C}$  geht grob geschätzt eine Niederschlagsverminderung von 700 mm parallel, so daß man folgende Relation erhält: eine Temperaturzunahme von  $1^{\circ}\text{C}$  an der Schneegrenze ist mit einer Niederschlagszunahme von ca. 100 mm Niederschlag gekoppelt. Diese Beziehung kann zunächst nur als vereinfachte Annäherung angesehen werden, da von den Schneegrenzen keine Niederschlagsmessungen existieren (sie wurden nach F. MONHEIM 1956, S. 34 geschätzt; die dem Aucanquilcha benachbarten Stationen Ollagué [3695 m] und Chiguana [3663 m] erhalten 85 mm Jahresniederschlag [Mittel aus den Jahren 1912—16, 1953—56 und 1959]). In der östlichen Umrahmung herrschen ähnliche Verhältnisse, nur liegt dort im Süden wegen größerer Feuchtigkeit die Schneegrenze niedriger als im Südwesten.

Durch das Observatorium auf dem Chacaltaya werden seit einiger Zeit meteorologische Beobachtungen angestellt. Sein Standort ist besonders gekennzeichnet durch die Nähe zur rezenten Schneegrenze, die wenige Meter oberhalb der Station liegt. Tab. 3 enthält Niederschlags- und Temperaturwerte von 1954 bis 1959. Das Niederschlagsmittel (1954—59) mit 191 mm erscheint relativ gering<sup>3)</sup>. Die Temperaturkurve besitzt im Vergleich zum Temperaturverlauf von Puno und Chuquibambilla (F. MONHEIM 1956, S. 43) cha-

<sup>3)</sup> Es weicht stark von dem Wert der Niederschlagskarte F. MONHEIMS (1956 S. 34) ab. Herr Prof. MONHEIM wird zu den Niederschlagsverhältnissen demnächst erneut Stellung nehmen.

rakteristische Abweichungen. In den Sommermonaten (Regenzeit) erreicht sie ein Minimum, steigt am Ende des Sommers wieder an, fällt im Südwinter (Trockenzeit) zum Hauptminimum ab und erhebt sich vor der Regenzeit wieder. Dieser Ablauf hängt mit der pendelnden temporären Schneegrenze zusammen, die zu Beginn und am Ende des Sommers über der Station liegt. Die Temperaturmittelbildung ergibt für die Schneegrenzlinie am Chacaltaya die Übereinstimmung mit der Nullgradjahresisotherme.

Aus den Bedingungen an der rezenten Schneegrenze und ihrer eiszeitlichen Depression, die im Mittel 700 m betrug — im feuchten Norden eher weniger, im trockenen Süden etwas mehr —, folgt eine klare Bedingung für die Änderung der klimatologischen Elemente (vgl. H. MORTENSEN 1929). Eine Temperaturverringering scheidet wegen der Trockenheit im Süden als alleinige Ursache aus. Genauso dürfte nur eine Niederschlagssteigerung als Erklärung nicht in Frage kommen, denn es ist ausgeschlossen, daß z. B. in der Cordillera de Vilcanota an der eiszeitlichen Schneegrenze eine Jahresmitteltemperatur von  $9^{\circ}\text{C}$  geherrscht hat mit der entsprechenden monatlichen Schwankung, die man von den Verhältnissen am Chacaltaya ableiten kann.

Berechnet man die eiszeitliche Temperaturdepression als Produkt aus Schneegrenzdepression mal Gradient, so erhält man den Betrag von  $6,3^{\circ}\text{C}$ . Dabei ist aber, jedenfalls für die Schneegrenzdepression im Süden, außerdem eine Niederschlagssteigerung vorauszusetzen. Einen ähnlichen Wert ( $5\text{—}6^{\circ}\text{C}$ ) berechnete H. WILHELMI (1957) für die Anden der feuchten Tropen. Unser Wert steht nicht im Widerspruch zu H. FLOHN (1953), der  $4^{\circ}$  für die untere Grundsicht annimmt, da die Änderung des Gradientwertes berücksichtigt werden muß. Auf Grund von paläobotanischen

Tabelle 3: Niederschlags- und Temperaturverhältnisse an der rezenten Schneegrenze (in mm und  $^{\circ}\text{C}$ ).  
(Station Chacaltaya 5280 m, Cordillera Real Westseite)

	1954	1955	1956	1957	1958	1959					
J	52,7	10,1	—2,6	130,6	—1,9	56,0	—0,5	92,5	1,1	47,7	0,3
F	29,6	5,8	—1,5	31,4	—0,6	36,0	—0,7	12,0	0,9	73,5	—0,4
M	44,4	8,8	—3,0	13,0	—0,1	8,0	—1,9	5,5	0,7	50,8	—0,5
A	8,2	1,4	2,8	0,0	1,5	0,5	—0,8	9,0	1,5	12,9	—0,3
M	0,0	2,7	1,1	0,0	—0,2	0,0	—1,0	6,0	0,8	12,5	—0,7
J	6,2	0,3	0,4	0,0	—3,7	0,0	—2,2	0,0	—0,5	3,5	—1,1
J	0,0	0,4	—1,3	13,1	—2,6	0,0	—2,0	0,0	—0,7	0,2	—1,6
A	3,5	0,0	—1,2	10,2	—3,8	6,0	—1,4	0,0	2,9?	2,3	0,3
S	7,4	14,7	—2,7	0,0	1,9	0,0	0,0	0,0	0,7	11,3	0,8
O	4,0	4,2	0,9	0,0	3,9	34,0	—0,5	14,9	1,5	30,2	0,9
N	9,0	1,0	1,9	20,0	1,0	22,8	—0,1	22,7	0,2	37,9	0,9
D	9,1	41,7	1,2	19,0	—0,4	13,0	—0,4	?	?	30,4	1,0
Jahr	174,1	91,1	—0,3	237,3	—0,4	176,3	—0,96	(155,6)	(0,8)	313,2	—0,03

Niederschlagsmittel (1954—59) = 191,3 mm. Temperaturmittel (1955—59) =  $-0,2^{\circ}\text{C}$ .

Studien in der Sabana von Bogotá errechneten TH. VAN DER HAMMEN und E. GONZALES 8° Temperaturdepression.

Es bleibt schließlich noch zu klären, in welchen Zusammenhang die von der Schneegrenzdepression abgeleitete Temperaturabnahme mit dem daraus resultierenden Verdunstungsrückgang gebracht werden kann. Unter der Voraussetzung, daß die Windverhältnisse sich nicht wesentlich verändert haben, kann man folgende Gleichung aufstellen, die den Verdunstungsrückgang in Abhängigkeit von der Temperaturerniedrigung (Änderung des Sättigungsdampfdruckes) und außerdem von der Vergrößerung der relativen Feuchte angibt:

$$\frac{V_h}{V_e} = \frac{(1 - RF_h)}{(1 - RF_e)} \cdot \frac{E_h}{E_e}$$

- V Verdunstung von der freien Wasseroberfläche
- RF Relative Feuchtigkeit
- E Sättigungsdampfdruck
- h heute
- e Eiszeit (bei der Berechnung sind die der jeweiligen Temperaturerniedrigung entsprechenden Werte für E<sub>e</sub> aus der Dampfdruckkurve einzusetzen. Rechnet man ohne Änderung der relativen Feuchte, dann kürzt sich der erste Faktor auf der rechten Seite heraus (Abb. 3 rechte Kurve). Bei der Konstruktion der linken Kurve wurden die Monatswerte der RF um den Wert 10 erhöht. Das entspricht einer effektiven Erhöhung der RF um 15—20 %).

Für die Kurvenkonstruktion der Abb. 3 wurden die Grundwerte der Tab. 4 verwendet. Die Jahreswerte wurden aus den einzelnen Monatswerten errechnet. Die Berechnung geht von einer Jahresverdunstungsmenge von der freien Wasseroberfläche von 1,2 m aus. Um auch den Jahresgang der Klimatelemente zu berücksichtigen, wurden die Daten von Puno herangezogen, die als die zuverlässigsten im Untersuchungsraum gelten können. Abb. 3 zeigt, daß bei einem Temperaturrückgang von 6° C und gleichbleibender relativer Feuchte mit einem Verdunstungsrückgang von 1,2 m auf ca. 0,8 m zu rechnen ist. Andere Kombinationen lassen sich leicht aus den Kurven ablesen.

#### 4. Der Wasserhaushalt des Lago Minchin

Die bisherige Erörterung über die Änderung der Klimatelemente ging im wesentlichen von der Schneegrenzdepression aus. Die dabei gewonnenen Daten müssen aber auf der anderen Seite die Bilanzgleichung des Lago Minchin befriedigen. Auf diese Weise wird noch einmal ihr Wahrscheinlichkeitswert überprüft.

Für einen Endsee gilt die Gleichgewichtsformel: Niederschlag auf der Seeoberfläche + Zufluß = Verdunstung von der Seeoberfläche

Nach dieser Formel wird die Wasserbilanz des Lago Minchin berechnet. Für den Ansatz der Gleichung müssen hier gewisse Annahmen gemacht

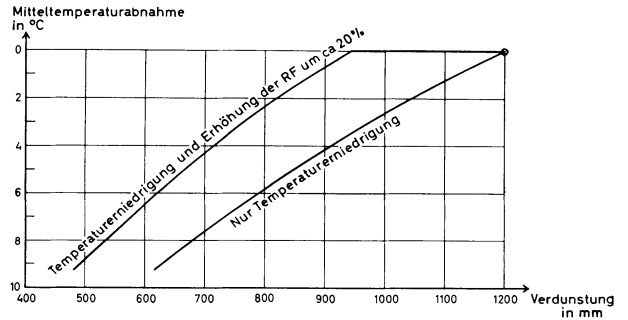


Abb. 3

Tabelle 4:

- A: Monatsmitteltemperaturen von Puno (1950—61) in ° C.
- B: Verhältniszahlen der Verdunstungswerte von Puno (1950—61).
- C: Monatsmittel der Verdunstung von der freien Wasseroberfläche in mm bei einer Jahressumme von 1200 mm. Die prozentualen Anteile wurden nach Spalte B berechnet.
- D: Mittlere monatliche relative Feuchtigkeit in Puno (1950—61) in %.

	A	B	C (= Vh)	D
J	8,7	5,8	69	65
F	8,7	5,4	65	69
M	8,3	6,5	79	68
A	7,9	7,4	88	63
M	6,9	8,1	97	51
J	5,8	8,5	103	43
J	5,8	9,5	114	39
A	6,3	10,1	121	41
S	7,8	10,0	120	48
O	8,5	11,0	132	47
N	9,0	9,7	116	51
D	8,8	8,0	96	55
Jahr	7,7	100 %	1200	53

werden, die dann die Minimalbedingung für die Existenz des Sees ergeben. In der Rechnung wurden folgende Durchschnittswerte verwendet:

Südliches Becken:	
Fläche des nördlichen Teiles des Lago Minchin (nördlich des Berglandes zwischen dem Salar von Coipasa und Uguni)	27 600 km <sup>2</sup>
Fläche des südlichen Teiles des Lago Minchin	25 200 km <sup>2</sup>
	52 800 km <sup>2</sup>
Heutiger Niederschlag auf dem nördlichen Minchin	0,31 m
auf dem südlichen Minchin	0,18 m
Einzugsbereich des Desaguadero zwischen Titicacasee und La Joya	30 250 km <sup>2</sup>
Heutiger Niederschlag im Einzugsgebiet des Desaguadero	0,45 m
Einzugsbereich des Lago Minchin ohne Desaguadero	63 700 km <sup>2</sup>
Heutiger Niederschlag dieses Einzugsbereiches	0,22 m

T i t i c a c a b e c k e n (nach F. MONHEIM, 1956, S. 94):	
Fläche des Titicacasees	8 100 km <sup>2</sup>
Fläche des Einzugsbereiches des Titicacasees	50 000 km <sup>2</sup>
Fläche des eiszeitl. Titicacasees	8100 + 1600 =
	9 700 km <sup>2</sup>
Heutiger Niederschlag auf dem Titicacasee	0,625 m
im Einzugsbereich des Titicacasees	0,67 m

Mit diesen Werten wird die Haushaltsgleichung aufgestellt unter den vorläufigen Annahmen:

- 1) Gleichbleibender Niederschlag.
- 2) Rückgang der Verdunstung um 30%. Diesem Verdunstungsrückgang entspricht im Maximalfall etwa eine Verfünffachung des Abflußkoeffizienten im Einzugsbereich des Desaguadero und des Lago Minchin ( $0,07 \cdot 5 = 0,35$ ) bzw. eine Verdoppelung im Titicacabecken ( $0,23 \cdot 2 = 0,46$ ). Der heutige Abflußkoeffizient des Titicacabeckens wurde von F. MONHEIM (1956, S. 94) mit 0,23 angegeben. Aus der Bilanz des Ramisgebietes ergibt sich mit den jetzt zur Verfügung stehenden Abflußmessungen der gleiche Wert. Der Abflußkoeffizient für das südliche Becken basiert ebenfalls auf Abflußmessungen des Desaguadero bei La Joya. Die jeweilige Vergrößerung des Abflußkoeffizienten wurde aus der Gleichung  $N = A + V$  errechnet, indem der um 30% verringerte Verdunstungswert dem Abfluß zugerechnet wurde.
- 3) Die heutige Verdunstung von der freien Wasseroberfläche betrage für den Titicacasee 1,1 m und für den Pooposee 1,2 m. Der Verdunstungswert von 1,1 m für den Titicacasee ist sicher zu tief, ebenfalls der Wert für den Pooposee, der auch schon wegen des geringeren Abflußkoeffizienten im südlichen Becken etwas über dem Wert des Titicacasees angenommen werden muß. Diese absichtlich zu niedrig kalkultierten Werte ergeben eine weitere Minimalbedingung. Nach F. MONHEIM (S. 94) berechneten MONHEIM, BUCHNER, RUDOLPH und FORTI für die heutige Verdunstung des Titicacasees 1,5, 1,7, 1,1, 1,9 m.

#### E i n n a h m e n :

Nördlicher Minchin	$27\ 600 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \cdot 0,31 \text{ m} = 8556 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
Südlicher Minchin	$25\ 200 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \cdot 0,18 \text{ m} = 4536 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
Einzugsbereich Minchin	$63\ 700 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \cdot 0,22 \text{ m} \cdot 0,35 = 4905 \cdot 10^6 \text{ m}^3$
	$17\ 997 \cdot 10^6 \text{ m}^3$

Vergrößerung des Desaguaderozuflusses:  
ohne Titicacazufluß

$$30\ 250 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \cdot 0,45 \text{ m} \cdot 0,35 = 4764 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

Titicacazufluß

$$1) \text{ Niederschlag auf See } 9700 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \cdot 0,625 \text{ m} = 6063 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

$$2) \text{ Zufluß zum See (die wegen der Vergrößerung des Sees verkleinerte Einzugsbereichsfläche beträgt } 50\ 000 - 1600 = 48\ 400 \text{ km}^2)$$

$$48\ 400 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \cdot 0,67 \text{ m} \cdot 0,46 = 14\ 917 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

$$3) \text{ Verdunstung vom See (30\% von 1,1 gleich } 0,77 \text{ m)}$$

$$9700 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \cdot 0,77 \text{ m} = 7469 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

$$\text{es folgt also } 6063 + 14\ 917 - 7469$$

$$= 13\ 511 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

$$\text{Gesamteinnahme: } 17\ 997 + 4764 + 13\ 511$$

$$= 36\ 272 \cdot 10^6 \text{ m}^3$$

Daraus folgt für die Verdunstungsmenge:

$$36\ 272 \cdot 10^6 \text{ m}^3 = 52\ 800 \cdot 10^6 \text{ m}^2 \cdot V \text{ mit}$$

$$V = 0,685 \text{ m}$$

Als Bedingung für die Verdunstung von der freien Wasseroberfläche des Lago Minchin erhält man auf diesem Wege also den Wert 0,685 m. Daraus ist aber zu entnehmen, daß die der Rechnung vorläufig zugrunde gelegte Annahme einer 30%-igen Verdunstungsverringerung ( $1,2 - 0,36 = 0,84 \text{ m}$ ) nicht ausreicht, um den Lago Minchin zu garantieren. Der wahrscheinlichste Wert liegt in der Mitte bei etwa 36% ( $= 0,763 \text{ m}$ ). Da aber ohnehin schon Minimalbedingungen einkalkuliert waren (maximal möglicher Abfluß bei 30%iger Verdunstungsverringerung; heutige Verdunstung von der Seeroberfläche nur 1,2 m; gelegentlicher Abfluß des Lago Minchin im SW), ergibt sich die Forderung: Die Verdunstung muß um mehr als 36% zurückgegangen sein. Das noch vorhandene Defizit kann durch noch größere Verdunstungsverringerung oder durch Vergrößerung der relativen Feuchtigkeit bzw. der Niederschläge ausgeglichen worden sein. Diese Aussage wird noch bekräftigt durch eine Kontrollrechnung mit den wahrscheinlicheren Werten für die heutige Verdunstung des Titicaca- und Pooposees mit 1,3 m bzw. 1,5 m. Aus der Bilanzgleichung erhält man mit diesen Werten 0,65 m statt 1,05 m gemäß der Gleichung:  $1,5 - 0,45 (= 30\%) = 1,05 \text{ m}$ . Danach würde sogar ein Verdunstungsrückgang von ca. 43% erforderlich sein.

Die Zahlen geben noch einige weitere wichtige Hinweise. Über ein Drittel der Wassereinnahmen des Lago Minchin wurde durch den Abfluß aus dem Titicacasee bestritten. Im Vergleich dazu erhält heute der Pooposee nur etwa ein Fünftel seiner Einnahmen aus dem Titicacasee. In der Eiszeit hatte der Titicacasee einen über 20mal größeren Abfluß als heute. Diese außerordentliche Vermeh-

rung des Abflusses kann nur parallel mit einer Erhöhung des mittleren Seespiegels bzw. der Schwankungsamplitude eingetreten sein. Bei sämtlichen Flüssen trat eine Veränderung des Abflußregimes ein. Allein schon bei einer 30%igen Verdunstungsverringerung wurde die Transportkraft der Flüsse des Altiplano bedeutend vergrößert. Während heute der Ramis vom Abfluß her der größte Fluß des gesamten Altiplano ist, stand der Desaguadero in der Eiszeit mit mindestens einer Verzehnfachung seines heutigen Abflusses an der Spitze. So erzeugte allein schon eine durch die Temperaturerniedrigung bewirkte Verdunstungsverringerung „pluvialzeitliche“ Verhältnisse für die Flußläufe. Daraus sollte die Konsequenz gezogen werden, den hier apostrophierten Begriff „pluvialzeitlich“ nur dann zu benutzen, falls man bei der Ermittlung der eiszeitlichen Bedingungen nicht mit einer Verdunstungsverringerung als Folge der Temperaturdepression allein auskommen sollte, wenn es sich also um eine echte Niederschlagssteigerung handelt. Für morphologische Terrassenstudien ist diese Unterscheidung zwar weniger wichtig, um so mehr aber für Rückschlüsse auf das Klima, die gern aus Terrassenstudien gezogen werden.

Vergleicht man die Ergebnisse der Wasserhaushaltsgleichung mit den Kurven der Abb. 3, so zeigt sich, daß bei gleichbleibender relativer Feuchte eine Temperaturabnahme von 6°C nicht ganz ausgereicht hat, um den oben berechneten Verdunstungsmittelwert von 0,763 m zu erhalten. Entweder muß also die Temperaturerniedrigung oder die relative Feuchtigkeit größer gewesen sein. Die Erhöhung der relativen Feuchte könnte man als Niederschlagssteigerung deuten. Da wir es hier aber eben mit Minimalbedingungen zu tun haben, kann zusammenfassend festgestellt werden, daß der Wasserhaushalt des Lago Minchin bei einer Temperaturerniedrigung von 6°C, die aus der Schneegrenzdepression abgeleitet werden konnte, nur auszugleichen war, wenn sich die relative Feuchte oder der Niederschlag auch erhöhte. Bei Annahme einer Temperaturerniedrigung von nur 3° bis 4°C, was von der Schneegrenzdepression her unwahrscheinlich wäre, müßte sich die relative Feuchte um den schon recht großen und daher ebenso zweifelhaften Jahresmittelwert von ca. 20% vergrößert haben. Die Wasserhaushaltsberechnung für den Lago Minchin ließe sich natürlich auch mit der Annahme eines noch größeren, abschließlichen Temperaturrückganges (vgl. Abb. 3) ausgleichen. Da aber für die Schneegrenzdepression jedenfalls im trockeneren Süden außer einer Temperaturabnahme auch eine Niederschlagsstei-

gerung notwendig war, dürften die Verhältnisse auf dem Altiplano mit einer Temperaturerniedrigung von 6°C und einer Niederschlagssteigerung am besten erklärt sein.

Als Ursache vermehrter Niederschläge im Bereich des Altiplano kann eine Aktivierung der Meridionalzirkulation (vgl. H. FLOHN) angenommen werden. Der Altiplano liegt heute im Bereich der innertropischen Konvergenzzone, die den Hauptjahresrhythmus der Niederschläge bestimmt. Außerdem dringen aber auch Kaltluftvorstöße aus dem Südosten kommend bis in den nördlichen Altiplano ein (vgl. F. MONHEIM, S. 32). Sie können zusätzlich starke Niederschläge bringen auch während der winterlichen Trockenzeit. Es liegt nahe, diesem „labilsten“ Klimaelement der Hochebene während der Eiszeit größere Aktivität zuzumessen.

Vom Altiplano existiert vorläufig noch keine absolute Datierung für das Alter der letzten Vergletscherung und der fossilen Seebildungen. Nach den neuesten Ergebnissen von TH. VAN DER HAMMEN und E. GONZALES und nach P. WOLDSTEDT (1962) scheint es jedoch sicher, daß die hier geschilderten Vorgänge mit der Würmeiszeit parallelisiert werden können. TH. VAN DER HAMMEN und E. GONZALES konnten mit der C<sup>14</sup>-Methode den fossilen See in der Sabana von Bogotá in die Würmeiszeit datieren.

#### Literaturverzeichnis

- AHLFELD, F. u. BRANISA, L.: Geología de Bolivia, La Paz 1960.  
 BACARREZA RONCAL: Hidrología de Bolivia, Nimbus I, Nr. 3—4, La Paz 1949.  
 BOBEK, H.: Die Rolle der Eiszeit in Nordwestiran, Zsch. für Gletscherkunde Bd. 25, 1937.  
 BRAUCH, W.: Die letzteiszeitliche maximale Temperaturdepression in Europa, erschlossen aus der Depression der Schneegrenze, Mainzer Geograph. Studien 1961.  
 BRÜGGEN, J.: Zur Glazialgeologie der chilenischen Anden. Geol. Rundschau Bd. 20, 1929.  
 BRÜGGEN, J.: Grundzüge der Geologie und Lagerstättenkunde Chiles, Heidelberg 1934.  
 CABRERA LA ROSA, A. u. PETERSEN, G.: Reconocimiento Geológico de los Yacimientos Petrolíferos del Departamento de Puno, Boletín Sociedad Nacional de Minería y Petróleo, Lima 1956.  
 ENJALBERT, M. H.: Le modèle des Andes péruviennes, Bull. de l'Assoc. de Géogr. Franc. 1958.  
 FLOHN, H.: Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit, Erdkunde Bd. 7, 1953.  
 FLOHN, H.: Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie, Geol. Rundschau, Bd. 40, 1952.  
 GEORGII, W.: Beitrag zur Aerologie Argentinien, Ber. d. Deut. Wetterd. i. d. US-Zone Nr. 27, 1951.  
 GEORGII, W.: Beiträge zur Aerologie von Mendoza, Ber. d. Deut. Wetterd. i. d. US-Zone Nr. 36, 1952.  
 HAMMEN, TH. VAN DER, u. GONZALES, E.: Upper Pleistocene and Holocene Climate and vegetation of the Sabana de Bogotá, Leidse Geol. Mededeel. Vol. 25, 1960.  
 HAUTHAL, R.: Reisen in Bolivien und Peru, Wiss. Veröffentl. d. Ges. f. Erdk. Leipzig Bd. 7, 1911.



- HECTOR MORALES: Evaporacion, Nimbus III, Nr. 8—9, La Paz 1952.
- HOWELL, W. E.: Some measurements of ablation, melting, and solar absorption on a glacier in Peru, Transactions Americ. Geophys. Union, Vol. 34, 1953.
- KNOCH, W.: Über den Einfluß der Verdunstung auf die Vergletscherung, Zschr. f. Gletscherkunde Bd. 19, 1931.
- KÖPPEN, W.: Die Lufttemperatur an der Schneegrenze, Pet. Geogr. Mitt., 1920.
- LEOPOLD, L. B.: Pleistocene climate in New Mexico, Amer. Journ. of Science Vol. 249, 1951.
- MONHEIM, F.: Beiträge zur Klimatologie und Hydrologie des Titicacabeckens, Heidelberger Geogr. Arbeiten Heft 1, 1956.
- MORAWETZ, S.: Zur Frage der eiszeitlichen Temperaturerniedrigung, Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 1955.
- MORTENSEN, H.: Über den Abfluß in abflußlosen Gebieten und das Klima der Eiszeit in den nordchilenischen Kordilleren, Naturwissenschaften Bd. 17, 1929.
- MORTENSEN, H.: Temperaturgradient und Eiszeitklima am Beispiel der pleistozänen Schneegrenzdepression in den Rand- und Subtropen, Zschr. f. Geomorph. NF I, 1957.
- NEWELL, N. D.: Geology of the Lake Titicaca Region, Peru and Bolivia, Geol. Society of Amer. Memoir 36, 1949.
- PENCK, A.: Die Formen der Landoberfläche und Verschiebungen der Klimagürtel, Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. Berlin 1913.
- PETERSEN, G. u. ALBERCA, A.: Sobre las condiciones del agua del subsuelo en el valle de Tacna, Boletín Técnico de la Empresa Petrolera Fiscal Nr. 2, Lima 1954.
- ROHMEDER, W.: Die diluviale Vereisung des Anconquija-Gebirges in Nordwest-Argentinien, Pet. Geogr. Mitt. 1941.
- SCHNEIDER-CARIUS, K.: Klimazonen und Vegetationsgürtel in tropischen und subtropischen Gebirgen, Erdkunde Bd. II, 1948.
- SCHWERTFEGGER, W.: Strömungs- und Temperaturfeld der freien Atmosphäre über den Anden, Meteorol. Rundschau Jg. 14, 1961.
- SNYDER, C. T. u. LANGBEIN, W. B.: The Pleistocene Lake in Spring Valley, Nevada, and its climatic Implications, Journal of Geophys. Research Vol. 67, Nr. 6, 1962.
- STENZ, E.: Über den täglichen Verlauf der Temperatur, Feuchtigkeit und Verdunstung auf der bolivianischen Hochebene in Oruro, Meteorol. Zschr. Bd. 49, 1932.
- TROLL, C.: Vom Titicacasee zum Pooposee und zum Salar von Coipasa, Pet. Geogr. Mitt. 1927.
- TROLL, C.: Die zentralen Anden, Jubil. Sonderb. d. Zschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin 1928.
- TROLL, C.: Die Cordillera Real, Zschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin 1929.
- TROLL, C. u. FINSTERWALDER, R.: Die Karten der Cordillera Real und des Talkessels von La Paz, Pet. Geogr. Mitt. 1935.
- VITA-FINZI, C.: A pluvial age in the puna de Atacama, Geogr. Journal 1959.
- WILHELMY, H.: Die eiszeitliche und nacheiszeitliche Verschiebung der Klima- und Vegetationszonen im Südamerika, Tagungsber. u. wissensch. Abh. d. Dt. Geogr. Tages Frankfurt 1951, Remagen 1952. — Hierzu auch: TROLL, C.: Diskussionsbemerkung zu Wilhelmy, ebenda.
- WILHELMY, H.: Eiszeit und Eiszeitklima in den feuchttropischen Anden, Pet. Geogr. Mitt. Erg. H. 262, 1957.
- WOLDSTEDT, P.: Die Vergletscherung Neuseelands und die Frage ihrer Gleichzeitigkeit mit den europäischen Vereisungen, Eiszeit und Gegenwart Bd. 12, 1962.
- WUNDT, W.: Pluvialzeiten und Feuchtbodenzeiten, Pet. Geogr. Mitt. 1955.
- Anuario Meteorológico 1952—1959*, La Paz.  
Unveröffentlichtes Hydrologisches und Meteorologisches Material, Ministerio de Agricultura, Ganadería y Colonización, La Paz; Ministerio de Fomento, Dirección de Aguas e Irrigación, Lima.
- World Aeronautical Chart* Bl. 1136, 1193, 1194, 1258, 1259.

## INTRAMONTANE EBENEN IM HOCHLAND VON GODJAM (ÄTHIOPIEN)

Mit 4 Abbildungen, 9 Bildern und einer Tabelle

ARNO SEMMEL

### *Level surfaces of the Highland of Godjam (Ethiopia)*

*Summary:* The paper describes and genetically interprets level surfaces of the highland of Godjam (Ethiopia). They are similar to the south-east Asian "intra-mountain plateaux" (intramontanen Ebenen) as described by W. CREDNER. They differ from Rumpfflächen proper by being surrounded on all sides by mountain ridges.

Intra-mountain plateaux are not as a rule tectonic depressions but genuine erosion features. Proof of this is mainly as follows:

1. Within the plateaux fresh basalt forming the solid geology comes to the surface in many places;
2. Within and on the margins of the plateaux accumulations of unweathered blocks of basalt are found and can only be explained as remains of basalt sheets weathered in situ and subsequently eroded. A fluvial or solifluctive transport of these blocks can be discounted.

The erosion within the plateaux takes place by "wash troughs" and "wash gulleys" (Spülmulden and Spülrinnen). These join the rivers which cross the plateaux. The rivers lower the local base level by linear corrosion and thus create the prerequisites for the erosion of the plateaux themselves.

The original formation of the plateaux is due to the consequences of selective weathering. Deeply weathered rocks are removed more quickly than those weathered little or not at all. Once a depression has come into being it is enlarged horizontally and is also deepened by the processes of sheet wash. These processes have been continuing more or less unchanged since the lava flows ceased.

### I. Einleitung

Eine viermonatige Forschungsreise<sup>1)</sup> durch die im nordwestlichen Äthiopien gelegene Provinz Godjam bot Gelegenheit, ein für das Hochland von Godjam besonders charakteristisches Formenelement zu untersuchen: weitflächige, in das großwellige Hügelland eingesenkte Ebenheiten, die

<sup>1)</sup> Der Verfasser nahm an dieser Forschungsreise, die von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert wurde, als Begleiter von Herrn Prof. Dr. W. KULS, Bonn, teil. Herr Prof. Dr. KULS ist an den hier dargelegten Beobachtungen und Gedanken in wesentlichem Maße beteiligt.