

- BRAAK, C., 1921-9: Het klimaat van Nederlandsche-Indie. Koninklijk Magnetisch en Meteorologisch Observatorium te Batavia.
- BROOKFIELD, H. C., 1965: Natural Resources. In E. K. Fisk ed., *New Guinea on the Threshold*. Canberra, Australian National University.
- BROOKS, C. E. P. and CARRUTHERS, N., 1953: *Handbook of Statistical Methods in Meteorology*, London, H. M. S. O.
- BUDYKO, M., 1956: *Teplovoi balans zemnoi pover khnosti. Gidrometeorologicheskoe izdatel'stvo, Leningrad.* (English translation: N. A. Stepanova, *The heat balance of the earth's surface*. Office of Technical Services, U. S. Department of Commerce, Washington, 1958.
- CONRAD, V. and POLLAK, K. L. W., 1951: *Methods in Climatology*. Cambridge, Mass. Harvard University Press.
- CURRY, L. and ARMSTRONG, R. W., 1959: Atmospheric circulation of the tropical Pacific Ocean. *Geographiska Annaler*. 41, 245-255.
- FITZPATRICK, E. A., 1964: Seasonal distribution of rainfall in Australia analysed by Fourier methods. *Archiv für Meteorologie Geophysik und Bioklimatologie*. 13, 270-285.
- GIOVANELLI, J., 1952: *Les Cyclones Tropicaux en Nouvelle - Calédonie au cours d'un siècle, (1852-1952)*. Noumea, Service Météorologique, Publication No. 2.
- HORN, L. H. and BRYSON, R. A., 1960: Harmonic analysis of the annual march of precipitation over the United States. *Annals Assoc. of Amer. Geogr.* 50, 157-171.
- HOUNAM, C. E., 1951: Meteorological and climatic conditions over British New Guinea and adjacent islands. In: *Resources of the Territory of Papua - New Guinea*. Vol. 1 Ch. 3, pp. 34-54. Government Printer, Melbourne.
- KARLSKY, S., 1956: Classification of the surface circulation in the Australasian region. *Meteorological study No. 8*, Commonwealth Bureau of Meteorological, Australia.
- LANDSBERG, H., 1951: Statistical investigations into the climatology of the island of Oahu. *Meteorol. Monog.* 1, 3, 7-23.
- MALKUS, J., 1955: The effect of a large island upon the trade-wind air stream. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 81, 538-550.
- MERRIT, E. S., 1964: Easterly waves and perturbations, a reappraisal. *J. Appl. Meteorol* 3, 367-382.
- MOHR, E. C., 1933-38: *De bodem der tropen in het algemeen, en die van Nederlandsche-Indie in het bijzonder*. Meded. Kon. Inst. v. d. Trop., Amsterdam (translated by R. L. Pendleton (1944): *Soils of Equatorial Regions*. Michigan, J. W. Edwards, Ann Arbor.
- Naval Intelligence Division Pacific Islands*, 1945: Vol. 4, Western Pacific. London, H. M. S. O.
- PALMER, C. E., 1951: *Tropical Meteorology*. In: *Compendium of Meteorology*, ed. T. F. Malone (American Meteorological Society) pp. 859-880 Waverly Press Inc. Baltimore.
- SABAGH, M. A. and BRYSON, R. A., 1962: Aspects of the precipitation climatology of Canada as investigated by the method of harmonic analysis. *Annals Assoc. Amer. Geogr.* 52, 426-440.
- THOMPSON, B. W. 1951: On the general circulation of the atmosphere over S. E. Asia and the western Pacific. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 77, 569-597.

JUNGE LAUFÄNDERUNGEN DES DESAGUADERO UND DIE ENTSTEHUNG DES URU-URU-SEES (BOLIVIANISCHER ALTIPLANO)

Ein Beitrag zur klimabedingten Morphogenese eines Endseebeckens¹⁾

Mit 4 Abbildungen und 6 Bildern

ALBRECHT KESSLER

Summary: Recent changes in the course of the Desaguadero and the origin of Lake Uru-Uru (Bolivian Altiplano).

The lower course of the Desaguadero has experienced marked changes in the last 40 years. In the same period a new lake has appeared which has developed into a stream source. The origins and reasons are illustrated. The morphological situation was the subdued relief of an old sea floor with flat, sunken depressions, formed by the lower Desaguadero as a bank-full stream. An analysis of the water budget of the Desaguadero is presented. Large fluctuations in runoff periodically alter the transporting power of the river, resulting in considerable erosion of the bed and sediment deposition. Several changes in river course have occurred at periods of summer maximum flow and these always orient themselves to the left bank, probably in accordance with the Coriolis effect. The sequence of development of the ice-age Lake Minchin and its effect through the recent course changes of the Desaguadero on

the formation of Lake Uru-Uru is compared to similar relationships in the Tarim Basin and the similar result of these climatically conditioned morphogeneses explained.

Die bolivianische Minenstadt Oruro sieht sich heute einer seltsamen Situation gegenüber. Während Geologen wegen des steigenden Trinkwasserbedarfs der Stadt unter Schwierigkeiten neue Quellen erschließen müssen, schiebt ein jüngst entstandener See seine Ufer langsam gegen die südliche Stadtgrenze vor. Der Panamerican Highway La Paz - Oruro - Uyuni, eine befestigte Schotterpiste, ist bereits zwischen Oruro und Machacamarca von den Fluten überspült (Bild 1). Der Autoverkehr umgeht den See im Osten in zahllosen, täglich neu entstehenden Spuren, deren Liniengewirr die Tonebenen durchkreuzen. Der Bahnkörper der Strecke La Paz - Potosi muß dauernd mit Steinen befestigt werden, um dem nagenden Wellenschlag des neuen Sees wenigstens noch

¹⁾ Für mündliche Auskünfte habe ich den Herren RÜDE und KIERIG (Oruro), Dr. THORMANN und Ing. URQUIDI (La Paz) zu danken. Herr Ing. URQUIDI machte mir außerdem dankenswerterweise einen Plan des Uru-Uru-Sees zugänglich.

eine Zeitlang Widerstand leisten zu können. Alleinige Nutznießer dieses Naturschauspiels scheinen Tausende von Flamingos zu sein, deren Lebensraum am Pooposee sich nun im Norden erweitert hat.

1927 berichtete C. TROLL von bedeutenden Verlagerungen des Desaguaderolaufes vor seiner Einmündung in den Pooposee. Wenn heute nach 35 Jahren, nach einer erdgeschichtlich gesehen sehr kurzen Zeitspanne, neue Veränderungen beschrieben werden können, so liegt der Grund in der Entwicklungsdynamik, durch die ein Endseebecken wegen der besonderen geomorphologischen und klimatologischen Verhältnisse geprägt wird. Einem solchen Endseebecken gehört der Raum um Oruro als nördlicher Teil des mittleren Altiplanobeckens an.

Die morphologischen und hydrographischen Grundlagen

Die um 4000 m gelegene Punafläche des peruanisch-bolivianischen Altiplano wird morphologisch und hydrographisch durch drei Becken untergliedert: Im Norden durch das TITICACABECKEN; südlich anschließend durch das mittlere Becken mit den Teilbecken von POOPO und des SALARS VON COIPASA; im Süden durch das Becken des SALARS VON UYUNI.

Das Titicacabecken entwässert durch den Desaguadero zum Pooposee. Es besitzt demnach eine positive Wasserbilanz. Während der vergangenen 50 Jahre konnte jedenfalls nur ein Jahr (1943) registriert werden, in dem kein Wasserüberschuß vorhanden war und das mittlere Altiplanobecken keinen Zuschuß aus dem Titicacabecken bezog. Die Teilbecken von Poopo und des Salars von Coipasa und das Becken von Uyuni bilden dagegen abflußlose Endseebecken. Der Salar von Uyuni (3660 m) liegt stellenweise noch 20 m tiefer als der Salar von Coipasa. Heute besteht oberirdisch zwischen den drei Becken keine Wasserbindung mehr. Während der letzten Vereisung waren allerdings aus klimatischen Gründen die drei Becken durch den Lago Minchin (vgl. C. TROLL 1928; A. KESSLER 1963) verbunden. Mit einer Oberfläche von ca. 52 800 km² breitete er sich über die drei Becken aus. Ein nördlicher Teil umfaßte die Becken von Poopo und Coipasa. Zwischen diesem Teil bestand wegen des hohen Seespiegels durch die Pässe von Llica und Salinas de Garcí Mendoza eine Verbindung mit dem südlichen Teil des Lago Minchin im Gebiet des heutigen Salars von Uyuni. Mit der postglazialen Klimaänderung sank der Seespiegel immer weiter ab. Schließlich blieben zwei Salare und ein sehr viel kleinerer Endsee in drei isoliert voneinanderliegenden Becken übrig.

Im Poopobecken ist die Wasserbilanz heute eben gerade ausgeglichen. In der Trockenzeit verkleinert sich zwar die Wasserfläche des Pooposees. Er kann sich aber gegen die starke Verdunstung über das ganze Jahr hinweg behaupten. Dagegen fällt der Salar von Uyuni während des Südwinters völlig trocken. Da in der letzten Eiszeit wohl wie heute die Verdunstung im Bereich des Salars von Uyuni am größten war, existierte damals noch ein nordsüdlich gerichteter Wassertransport über die heutige südliche Begrenzung des mittleren Altiplanobeckens hinaus. Dabei konnte jedenfalls die feinere Fraktion des aus dem Norden herangeführten Ablagerungsmaterials auch noch bis in das heutige Becken von Uyuni gelangen. Mit dem Verschwinden des Lago Minchin wurde auch das mittlere Altiplanobecken zum Endseebecken. Dadurch wurde der Sedimentationsraum des im feuchteren Norden liegenden Einzugsbereiches verkleinert und die Erosions- oder besser Sedimentationsbasis angehoben. Diese Vorgänge formten die Ausgangssituation für die heutige Entwicklung, der das ohnehin schon wenig reliefierte Becken von Poopo unterworfen ist.

Das Becken von Poopo (Abb. 1)

Das Becken von Poopo besteht aus einer fast tischebenen Fläche, die sich von der Pforte von Selota über 160 km südsüdostwärts erstreckt. Ihre größte Breite beträgt ca. 60 km. Im Südteil ist eine flache Depression eingesenkt, die vom Pooposee eingenommen wird. Seiner mittleren Größe von 2800 km² (5mal größer als der Bodensee) steht eine mittlere Tiefe von nur 1 m gegenüber. Die größte Tiefe liegt bei etwa 3 m. Der Nordteil der Ebene zwischen der Pforte von Selota und dem Nordufer des Pooposees besitzt eine ganz schwache Neigung nach Süden. Sie entspricht dem Gefälle des Desaguadero mit 0,198 ‰.

Das Kleinrelief wird von verschiedenen typischen Formelementen gestaltet. Der Desaguadero ist besonders in seinem Unterlauf als DAMMFLUSS ausgebildet. Das Gelände fällt kaum wahrnehmbar nach den angrenzenden Pampas ein. Mit dieser charakteristischen Eigenschaft gehört er zu den Flußtypen der flachen, wenig über der Erosionsbasis liegenden Schwemmebenen. Größere Laufverlegungen sind bei diesen keine Seltenheit, wenn nicht wie in den Kulturlandschaften wasserbautechnische Maßnahmen durchgeführt worden sind, um Ausbrüche möglichst zu verhindern. Das Gegenteil ist am Desaguaderounterlauf der Fall. C. TROLL (1927 b) berichtete, daß die Indios senkrecht zum Strom verlaufende Kanäle angelegt haben, um die tieferliegenden Pampaflächen zu bewässern. Bei meinen Geländebegehungen konnte ich kritische Stimmen gegen diese Kanäle hören,

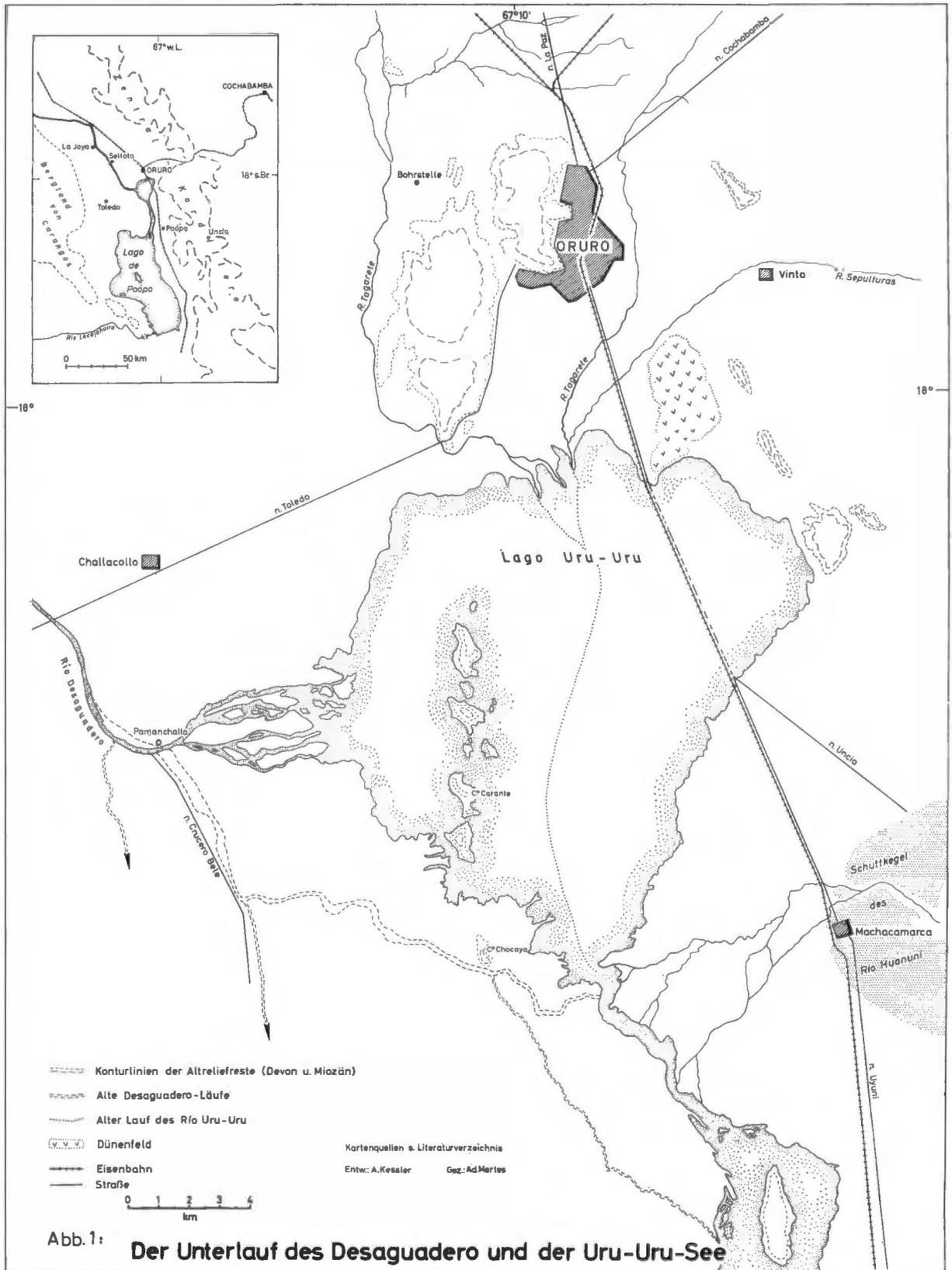


Abb. 1: Der Unterlauf des Desaguadero und der Uru-Uru-See

die die jüngsten Laufänderungen und die Totalüberschwemmung der Pampa südlich von Oruro verursacht haben sollen. Wenn es auch naheliegt, einen Schuldigen zu suchen, so läßt sich schon jetzt feststellen, daß diese relativ kleinen Bauten die allgemeine morphologische und hydrologische Entwicklungstendenz nicht maßgeblich zu steuern vermochten.

Weitere Elemente des Kleinreliefs sind seichte *Deflationswannen*, die sich meist nur durch Deflationspflaster zu erkennen geben, da die weitgespannten Wannen mit bloßem Auge gewöhnlich nicht auszumachen sind. Während der winterlichen Trockenzeit wird der südliche Altiplano von starken Stürmen heimgesucht. Da eine geschlossene Vegetationsdecke fehlt, können feinere Partikel der Sedimente leicht ausgeblasen werden. Die hier verbreiteten Vegetationsformationen der Ichugassteppe und der Tolaheide zeichnen sich durch Weitständigkeit der einzelnen Pflanzen aus. Solange der Sturm anhält, verdunkelt sich der Himmel durch den aufgewirbelten, meist salzhaltigen Staub (Bild 2). Am 15. 7. 62 konnte ich auf der Strecke zwischen La Paz und Oruro einen solchen Sturm beobachten, der von 11–16 Uhr anhielt, nachdem es schon an den Vortagen zu heftigen Luftbewegungen gekommen war. Im Rhythmus von 2 Stunden steigerte sich der Wind auf Windstärke 7 (Anemometermessung), und dichte Staubschwaden versperrten die Sicht, so daß vorübergehend an eine Weiterfahrt mit dem PKW nicht zu denken war.

Vor allem am Beckenrande in der Nähe der Seitentalschuttkegel, wo die entsprechenden Korngrößenfraktionen zur Verfügung stehen, bilden sich *Wanderdünenfelder* (Barchane) als morphologische Äquivalente zu den Deflationswannen aus. Im Osten und Südosten von Oruro findet man z. B. sehr schön entwickelte Dünenfelder, die sich etwa in Nordsüdrichtung bewegen.

Als weiteres Kleinformenelement, das auch an der Entstehung des Uru-Uru-Sees beteiligt ist, muß noch der *Beckenrandschuttkegel* der Seitentäler erwähnt werden. Die Kleineren unter ihnen liegen während der Trockenzeit völlig trocken. Manche Bäche erreichen auch während der Regenzeit nicht die größeren Vorfluter der Ebene, sondern versickern im eigenen Schuttfächer am Talausgang. Von den Schuttfächern her nimmt die Korngrößenzusammensetzung der Oberflächensedimente gegen das Beckeninnere und den Überschwemmungsraum des Desaguadero stark ab. Je mehr man sich von Norden her dem Pooposee nähert, um so mehr erhält das Becken den Charakter einer Salztonebene (Bild 3). An Stellen mit hohem Grundwasserspiegel wird die

Pampa in der Trockenzeit von einer grell strahlenden Salzkruste überzogen.

Der geologische Untergrund der Aufschüttungsebene des Poopobeckens ist noch wenig bekannt. Sie wird im Raum von Oruro durchragt von einzelnen Sandstein- und Schieferrippen des Unterdevon bzw. im Cerro von Oruro durch einen miozänen Latitstock. Unter den rezenten Alluvionen stehen lehmig-tonige, zum Teil kalkige mit Süßwassermuscheln durchsetzte Ablagerungen an. Es sind die Seesedimente des eiszeitlichen Lago Minchin, der das gesamte Becken von Poopo überspülte. Darunter dürften auch Ablagerungen älterer pleistozäner Seen liegen (etwa des Lago Pre-Minchin, vgl. AHLFELD/BRANIŠA 1960). Eine Wasserbohrung in der Pampa in unmittelbarer Nähe der Devondurchragung bei Oruro (vgl. Abb. 1) erreichte bei 40 m Tiefe noch nicht das Anstehende. Im Beckeninneren ist daher mit einer noch wesentlich größeren Aufschüttung zu rechnen, durch die ein altes Relief plombiert wurde. So ist die Fläche bei Oruro das Produkt eines schon länger andauernden Reliefausgleichs. Alte Formen, die inzwischen bereits weitgehend in den Ablagerungen versunken sind, wurden vor allem mit Hilfe einer Seesedimentation eliminiert. Dadurch erklärt sich auch die große Ebenheit eines Teiles des mittleren Endseebeckens. An den scharfen Hangknicken zwischen Ebene und Hang am Fuße der „Zeugenberge“ des alten Reliefs (vgl. Bild 4) sieht man deutlich, wie die Berge langsam von der allgemeinen Sedimentation verschluckt wurden und nicht so sehr im eigenen Abtragungsschutt ertrinken, der ihre unmittelbare Umgebung stärker aufhohen müßte. Es wäre sonst nicht zu erklären, daß sich der Uru-Uru-See gerade zwischen Oruro und Machacamarca gebildet hat, wo sich die unterdevonischen Durchragungen häufen.

Das Flußregime des Desaguadero

Neben den geomorphologischen Voraussetzungen haben die hydrologischen Verhältnisse des unteren Desaguadero einen maßgeblichen Anteil an seinen Laufverlegungen und an der Entstehung des Uru-Uru-Sees. Die Aussagen, die hier über seinen Wasserhaushalt gemacht werden können, basieren auf Abflußmessungen, die bei La Joya seit 1940 ausgeführt werden. Der Abfluß des Desaguadero (Pegel La Joya) setzt sich aus dem Abfluß von dem ca. 30250 km² großen Einzugsgebiet zwischen Titicacasee und La Joya und dem Abfluß aus dem Titicacasee selbst zusammen. Dabei stehen beide Anteile etwa im Verhältnis von 5 zu 1. Der Einfluß des Titicacasees ist also beim Pegel La Joya schon relativ stark reduziert.



1



2



3



4



5



6

Bild 1: Panamerican Highway zwischen Oruro und Machacamarca, der im Süden aus dem Uru-Uru-See auftaucht (Blickrichtung Süden). Die hellen Streifen beiderseits der Trasse sind Salzausblühungen. Die Randhöhen der Zentralkordillere im Hintergrund sind wegen eines Staubsturmes nur schwach zu sehen.

Bild 2: Staubsturm in der Pampa nördlich von Oruro (15. 7. 1962). Im Vordergrund der Panamerican Highway La Paz-Oruro

Bild 3: Salztonebene zwischen Uru-Uru-See und Pooposee. Blick über den weit aufgefächerten Desaguadero (schwarzer Streifen im Mittelgrund) nach Westen.

Bild 4: Tonige Pampa südlich von Oruro. Silhouette von Oruro im Hintergrund am Bergfuß sichtbar. Die Pampa ist in der Trockenzeit in Trockenpolygone aufgerissen. Rechts der Rio Tagarete

Bild 5: Lago Uru-Uru von Norden. Im Vordergrund der Rio Tagarete; im Mittelgrund die zeitweise überschwemmte Pampa

Bild 6: Straße von Challacollo nach Oruro (Blickrichtung nach Oruro)

Am Berg im Mittelgrund ist die Terrasse des eiszeitlichen Lago Minchin zu erkennen. Der rechts vom Bild liegende Uru-Uru-See hat während der Regenzeit bei einem höheren Spiegelstand kleine Kliffs in die Straße genagt.

Der Hauptrhythmus des Abflußregimes resultiert aus dem Wechsel zwischen sommerlicher Regenzeit und der Trockenzeit im Winter. Der mittlere Altiplano zählt schon zu den äußeren Tropen, so daß die auch hier als Zenitalregen fallenden Niederschläge sich auf einen enger begrenzten Zeitraum konzentrieren. So tritt der Gegensatz zwischen Regen- und Trockenzeit besonders stark hervor. Trotz der geringeren Mitteltemperaturen im Winterhalbjahr, aber wegen der niedrigen relativen Feuchte in dieser Jahreszeit verläuft der Verdunstungsgang entgegengesetzt zum Niederschlagsgang. Dadurch wird der ohnehin schon große Unterschied zwischen Maximum und Minimum im Abflußverlauf noch weiter verstärkt. Der gleichen Tendenz trägt der geringere Gletscherabfluß des kälteren Winterhalbjahres bei. Obwohl die letztgenannten Einflüsse nicht unwesentlich für den Wasserhaushalt des Desaguadero sind, gehört sein Abflußstyp zu den einfachen Regimen (nach PARDÉ), die vom Niederschlagsgang geprägt werden.

Die sommerliche Regenzeit setzt im nördlichen Altiplano kräftiger als im Süden ein und dauert auch gewöhnlich etwas länger (vgl. in Abb. 2 die Niederschlagskurven von Chuquibambilla und Oruro; Chuquibambilla liegt 100 km NW vom

Nordende des Titicacasees entfernt). Gleichfalls nehmen die Niederschlagsmengen von Norden nach Süden ab. Nach F. MONHEIM (1956, S. 31) können wir das Niederschlagsjahr gliedern in 1. die sommerliche Regenzeit (Dez. bis März), 2. die winterliche Trockenzeit (Mai bis August) und 3. die Übergangsmonate (September bis November und April). Für die einzelnen Jahresabschnitte teilt sich dann der Gesamtniederschlag folgendermaßen auf: im nördlichen Altiplano in 73 % : 5 % : 22 %, im mittleren Altiplano in 82 % : 2 % : 16 %. Diese schon oben erwähnte Niederschlagskonzentration im Bereich des mittleren Altiplano trägt besonders zum starken Anschwellen des Desaguadero bei.

Da der Anteil des Titicacaseeabflusses am Gesamtabfluß des unteren Desaguadero verhältnismäßig klein ist, vermag das Abflußmaximum des Titicacasees (vgl. in Abb. 2 die Pegelkurve des Titicacasees, die seinem Abfluß parallel geht) den steilen Abfall der Abflußkurve des Desaguadero bei La Joya zur Trockenzeit hin nicht wesentlich abzufachen. Diese Feststellung wird noch dadurch bekräftigt, daß das Abflußmaximum des Titicacasees im allgemeinen 1–2 Monate später eintritt als das Abflußmaximum des Desaguadero bei La Joya. Auch der Anstieg der Abflußkurve ist äh-

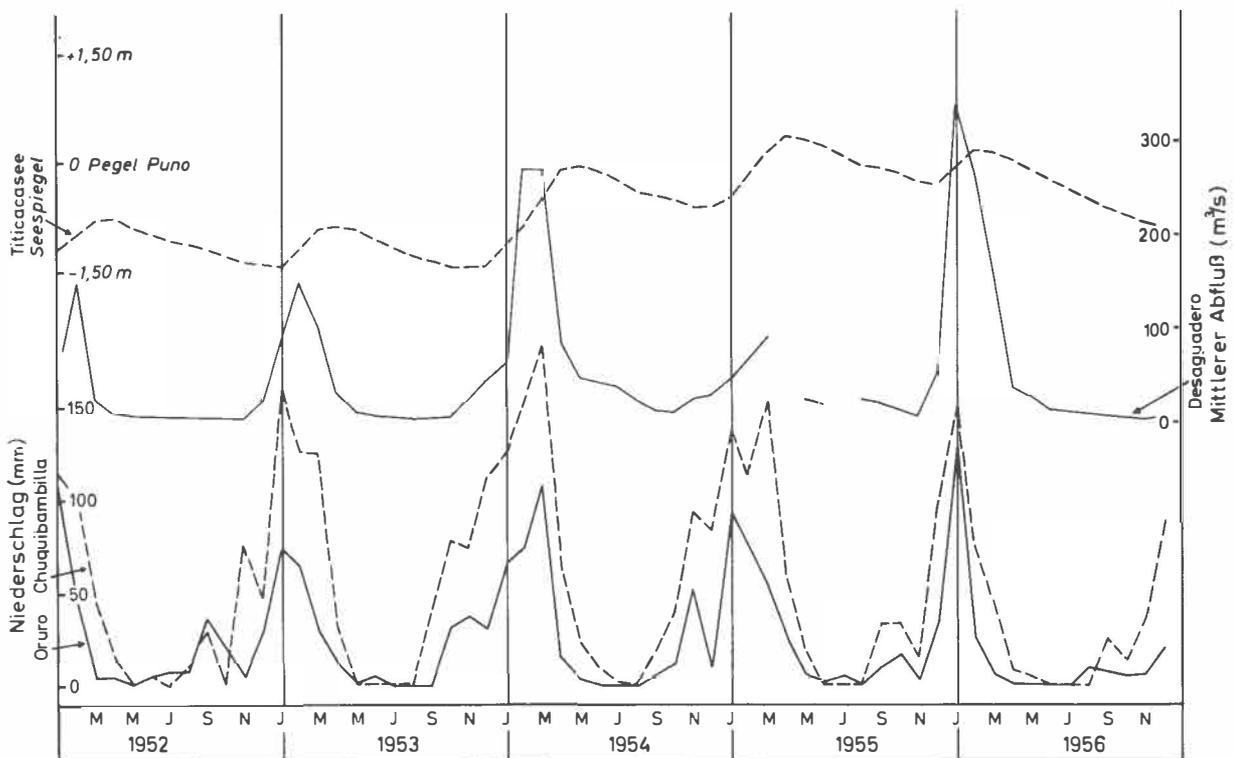


Abb. 2: Seespiegeländerung des Titicacasees, Abfluß des Desaguadero bei La Joya, Niederschlag in Oruro und Chuquibambilla

lich stark wie der Abfall. Durch das große Wasseraufnahmevermögen des Bodens nach der langen Trockenzeit wird zunächst in der Übergangsperiode bei beginnender Regenzeit ein Großteil des Niederschlags vom Boden aufgesogen. Das Abflußminimum korrespondiert daher nicht mit dem Niederschlagsminimum. Das Niederschlagsminimum eilt dem Abflußminimum weit voraus. Erst mit steigender Sättigung des Bodens, abnehmender Verdunstung und Übergang zur Hauptregenzeit schnell die Abflußkurve steil in die Höhe. Die ziemlich abrupten Änderungen im Abfluß begünstigen einmal die Seitenerosion im Flußbett und führen außerdem mit der plötzlichen Änderung der Transportkraft des Flusses zu starken Sedimentumlagerungen. Neben den schon angeführten Gründen wird hierdurch die Tendenz zu Laufänderungen erhöht.

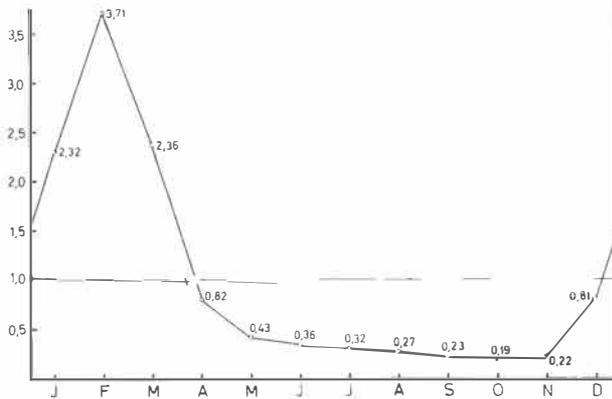


Abb. 3: Schwankungskurve des Desaguadero bei La Joya für den Zeitraum 1942–1959 (Verhältnis von mittlerem monatl. zu mittlerem jährl. Abfluß; MQ = 36,3 m³/s)

Die Schwankungskurve (vgl. Abb. 3) gibt eine Vorstellung von den großen Amplituden des Jahresganges. Wegen der gelegentlichen zeitlichen Verschiebung der Regenzeit sind Anstieg und Abfall der Kurve zum Maximum durch die Mittelbildung allerdings abgeschwächt. Die Unausgeglichenheit des Abflußganges kommt aber trotzdem klar zum Ausdruck. Nur während dreier Monate, dafür aber um so stärker liegt der mittlere Monatsabfluß über dem mittleren Jahresabfluß. Vom fast Vierfachen des mittleren Jahresabflusses im Februar fällt er auf seinen fünften Teil im Oktober ab. Das ergibt den recht großen Schwankungskoeffizienten zwischen Maximum und Minimum von 19,6. Geht man noch zu den Extremwerten der Einzeljahre über (vgl. Abb. 4), so erhält man äußerst große Schwankungskoeffizienten innerhalb eines Abflußjahres. Sie legen von der Beanspruchung des Flußbettes ein beredtes Zeugnis ab.

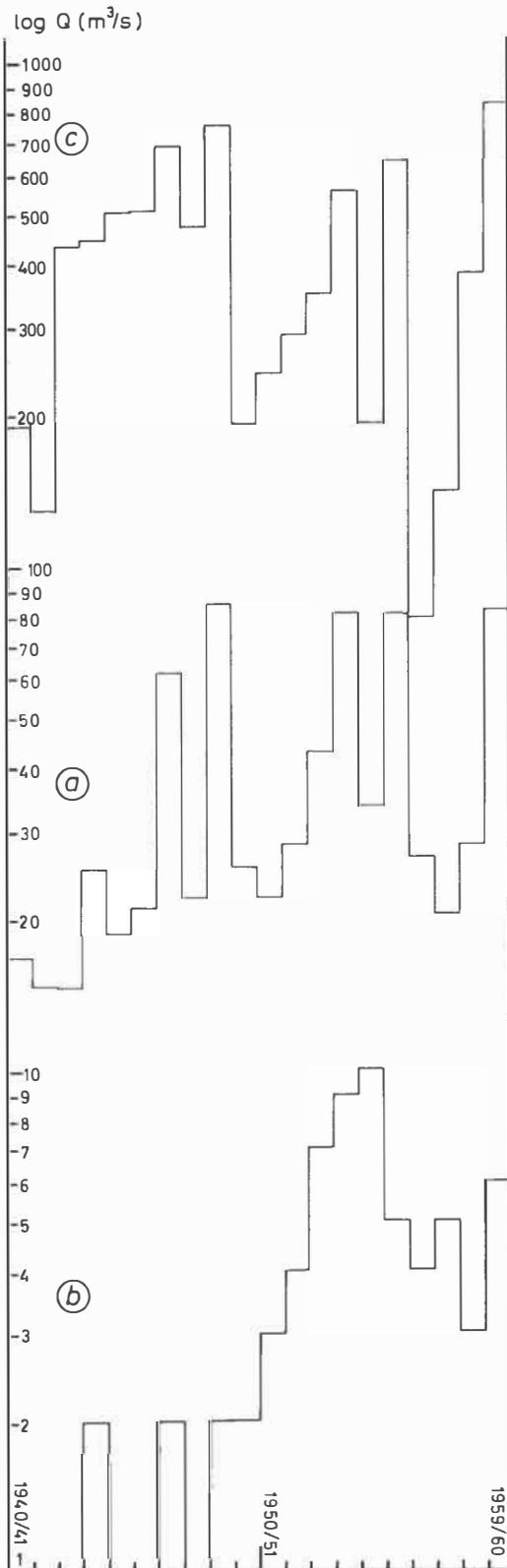
Für die Jahre von 1940–1960 besteht außerdem z. B. zwischen dem absoluten Minimum (0,5 m³/s) und dem absoluten Maximum (831 m³/s) ein Verhältnis von 1 : 1700. Auch die Schwankungskoeffizienten der Einzeljahre bewegen sich in dem beachtlichen Streubereich von 20 bis 560. Von den vielen charakteristischen Extrembedingungen sei hier nur noch folgender Fall erwähnt. Im Abflußjahr 1956–57 erreichte das höchste Hochwasser mit 79 m³/s noch nicht den mittleren jährlichen Abfluß des Vorjahres mit 80,3 m³/s. Obwohl die Abflußmaxima Ausnahmerecheinungen mit stark wechselndem Ausmaß sind, während sich die Minima in der Größenordnung jährlich sehr nahekommen, wird darüber hinaus mit den Schwankungen des mittleren jährlichen Abflusses zwischen 14,6 und 83,7 m³/s die Variabilität des Flußhaushaltes beispielhaft belegt. In den letzten 20 Jahren bewegten sich absolutes Minimum, mittlerer jährlicher Abfluß und absolutes Maximum in den Größenordnungen von 1–10, 10–10², 10²–10³ m³/s (vgl. Abb. 4 einschl. Tabelle).

Wegen der Gleichförmigkeit des Niederschlagsanges treten Hochwasser ausschließlich in der gleichen Jahreszeit, während der sommerlichen Regenzeit, auf. In den letzten 10 Jahren wurden sie im Zeitraum zwischen Ende Dezember und Ende März beobachtet. Das Hochwasser im Jahre 1956 hat wahrscheinlich den nördlichen Durchbruch des Desaguadero zum Uru-Uru-See verursacht.

Die Laufänderungen des Desaguadero (Abb. 1)

Ganz allgemein kann man feststellen, daß sich die Entwicklung des jüngsten Desaguaderolaufes nicht mehr nur nach der allein auf der Schwerkraft beruhenden Regel vollzogen hat, nach der ein Fluß bestrebt ist, die Erosionsbasis (in diesem Falle den Pooposee) auf dem kürzesten Wege zu erreichen, weil dieser das steilste Gefälle besitzt und deshalb dem normalen Abflußvorgang den geringsten Widerstand entgegengesetzt. Hier beginnt sich ein hydrologisches Moment, der Rückstau, schon stärker bemerkbar zu machen. Übersteigt dieser einen gewissen Schwellenwert vor allem in der Zeit des Hauptwasserangebots, so kann im Laufe der Zeit, soweit die morphologischen Verhältnisse dies zulassen, eine Laufverlängerung eintreten, durch die die Wasseraufnahmekapazität des neuen Flußbettes gegenüber der ehemaligen Flußstrecke vergrößert wird. Dabei verringert sich das Gefälle des Unterlaufs.

Vergleicht man die heutige Lauflänge des Desaguadero mit derjenigen vor 1922, dann ergibt sich eine Verlängerung von ca. 15 km. Offenbar war bei Hochwassern der Rückstau vom Pooposee her bereits so groß geworden, daß der Desaguadero



Zeitraum	MQ	NQ	HQ	Tag des HQ
1940/41	16,7	0,5	189	
1941/42	14,7	1	128	
1942/43	14,6	0,8	434	
1943/44	25,0	2	447	
1944/45	18,8	0,9	502	
1945/46	21,1	0,9	503	
1946/47	60,4	2	683	
1947/48	22,0	1	468	
1948/49	83,7	2	753	
1949/50	25,6	2	190	
1950/51	22,0	3	240	11. II
1951/52	28,0	4	289	3. II
1952/53	42,3	7	348	14. II
1953/54	80,7	9	547	20. III
(1954/55	33,4	10	190	14. III)
1955/56	80,3	5	640	1. I
1956/57	26,6	4	79	20. II
1957/58	20,4	5	140	31. XII
1958/59	28,0	3	383	10. III
(1959/60	81,5	6	831	8. I)

weiter oberhalb in lokale Depressionen ausweichen mußte. Diesen Grund führte C. TROLL schon für die frühere Laufänderung an. Nach mehr als 40jähriger Entwicklung ist inzwischen ein gewisser Endzustand hergestellt worden, indem der Desaguadero die südlich von Oruro liegende Depression endgültig in seinen Lauf mit aufnahm, obwohl er dabei sein Gesamtgefälle des Unterlaufs verkleinerte.

Die Entwicklung vollzog sich in einzelnen Etappen. Der älteste Stromstrich führte wahrscheinlich 1,5 km westlich von Pamanchalla in südlicher Richtung zum Pooposee. Er änderte dann vor 1922 zu einem nicht genauer datierbaren Zeitpunkt seinen Lauf und floß bis Pamanchalla und von dort zunächst ca. 5 km in südöstlicher Richtung, um dann nach Süden zum Pooposee abzubiegen. An dieser Biegung brach er 1922 nach Osten durch und fächerte sich beim Cerro Chocaya in einer amphibischen Zone in einzelne Arme auf, die das Wasser nach Süden abführen. Der am südlichsten gelegene Hauptarm verlagerte sich in der folgenden Zeit sukzessive nach Norden, bis 1947, vermutlich während des drittgrößten Hochwassers der letzten 20 Jahre, ein Durchbruch im Raum östlich vom Cerro Chocaya nach Norden entlang des kleinen nordsüdlich fließenden Rio Uru-Uru erfolgte. Es entstand eine Flußaufspaltung. Von dieser Zeit an entwässerte der Desaguadero hauptsächlich in der Regenzeit an der Gabelung sowohl nach Norden als auch nach Süden zum Pooposee. Im Norden begann er langsam in einer Depression einen See aufzustauen. Schließlich verließ er 1956 seinen alten Lauf zwischen Pamanchalla und dem Cerro Chocaya und

Abb. 4: Abfluß des Desaguadero bei La Joya
 a) mittlerer jährlicher Abfluß; b) absolutes Minimum; c) absolutes Maximum.

verschaffte sich vom Westen einen Zugang zur Depression südlich von Oruro. Bei Pamanchalla bildete er ein großes Delta, indem er zu einem anfänglich allein existierenden südlichen später noch einen nördlichen Arm hinzufügte. Die alte Rinne zwischen Pamanchalla und dem Cerro Chocaya versandete und wird heute nur noch bei großen Hochwassern zusätzlich als Abflußkanal benutzt.

Diese jüngere Entwicklung zeigt eine auffällige Tendenz. Alle Verlegungen sind von der Stromrichtung gesehen in einer Linksabiegung erfolgt bis auf den Frontaldurchbruch bei Pamanchalla. Aber selbst die Fortentwicklung des Deltas verlief dort in einer Ausweitung nach links. Die morphologische Gesamtsituation spricht nicht dafür, daß der Desaguadero von der ja weiter entfernt liegenden Depression praktisch „angezogen“ worden ist. Auch die im Raum von Oruro herrschenden Windverhältnisse sprechen dagegen, daß Winde die eingetretenen Laufänderungen beeinflussen haben, da die größten Windhäufigkeiten gerade entgegengesetzt zwischen Norden über Ost drehend und Süden liegen. Es ist nicht ausgeschlossen, daß die Ablenkung durch die Corioliskraft bedingt ist, die auf der Südhalbkugel auf frei bewegliche Massen linksablenkend wirkt. Dieses von BAER 1860 erstmals auf die Hydrologie angewandte Gesetz fände hier eine Bestätigung.

Häufigkeit der Windrichtung (in Tagen) in Oruro (nach Anuario meteorológico, La Paz 1952–1955)

N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
140	6	72	2	86	12	23	17

Der Uru-Uru-See (Abb. 1)

Mit dem Durchbruch vom Jahre 1947 begann der Desaguadero die flache Geländewanne südlich Oruro zum Uru-Uru-See aufzufüllen (Bild 5). Diese bildete ein Ausweichbecken für die während der Regenzeit meist schwer zu bewältigenden Wassermassen; sie wurden von dieser Zeit an dem Wasserhaushalt des Pooposees teilweise entzogen, da ein Teil dort bereits verdunstete, ehe er in der Trockenzeit bei abnehmender Stauwirkung nach Süden zum Pooposee abfließen konnte. AHLFELD und BRANIŠA sehen darin einen Grund für die Verringerung der Seeoberfläche des Pooposees, die seit Ende der 50er Jahre beobachtet wird. Aber auch heute, seit der Uru-Uru-See durch den Desaguaderodurchbruch im NW nur eine seeartige Ausweitung des Flusses darstellt, wird durch die große Verdunstungsfläche des Uru-Uru-Sees fortlaufend ein Teil der ehemals zur Verfügung stehenden Wassermenge dem Pooposee entzogen. Nebenbei sei nur bemerkt, daß eine exakte Wasserbilanzrechnung für beide Seen sehr schwierig und problematisch ist, da sich der Wasseraustausch

zwischen beiden in einer flachen Pampa mit teils stagnierendem Wasser teils wechselnden Strömungsarmen vollzieht (Bild 3).

Die Bildung des Uru-Uru-Sees ging relativ rasch vor sich. Da recht bald die Gefährdung für die Eisenbahntrasse bemerkt wurde, versuchte man die Ausweitung der zunächst kleinen Lagune durch Abdämmung des linken Desaguaderoufers beim Cerro Chocaya aufzuhalten. Aber schon nach kurzer Zeit (um 1952) erreichte der sich vergrößernde See die Trasse. 2 bis 3 Jahre später hatte er die durch die Bergkette markierte Linie nach Westen überschritten. Die Karte gibt die Ausdehnung von 1960 wieder. In der Regenzeit schwillt der See noch weiter an. Er hat z. B. schon einmal die Straße zwischen Challacollo und Oruro überspült. Auf Bild 6 sind die Auswirkungen an der Piste noch zu sehen, in die sich kleine Kliffs seitlich hineingefressen hatten. In der Trockenzeit zieht sich der See an dieser Stelle bis zum nördlichsten Bergsporn der heutigen Inselkette zurück.

Die mittlere Fläche des Uru-Uru-Sees beträgt 150 km². Seine größte Tiefe wurde von Herrn RÜBE/Oruro mit 2,20 m angegeben. Die mittlere Tiefe dürfte kaum einen Meter erreichen. Aus diesem Grunde haben sich besonders im Süden große Bestände von Totoraschilf und anderer Wasserpflanzen gebildet. Der See hat seinen Namen vom Rio Uru-Uru erhalten, der in den Fluten des Sees „ertrunken“ ist und früher als Vereinigung der beiden Tagaretearme bekannt war. Zwei auf älteren Karten eingezeichnete Indiosiedlungen haben vor dem See weichen müssen.

Die heute vom See eingenommene Depression hat sich durch die randliche Aufhöhung des allgemeinen Pampaniveaus geformt. An der Ostflanke sind daran die Schuttfächer vor allem des Sepulturas und Huanuni beteiligt, die die wenig östlich liegende Zentralkordillere entwässern. Im Nordosten breitet sich außerdem ein Dünenfeld aus, das sein Material aus dem Sepulturasschuttkegel bezieht. Relativ flach steigt die Pampa Richtung Oruro und nach NW an. Die Südwestseite wird von dem allerdings nur mäßig hohen Überschwemmungssaum des alten Desaguadero begrenzt.

Auf längere Sicht läßt sich für die Weiterentwicklung folgende Prognose stellen unter der Annahme, daß sich das Klima nicht ändert. Wegen des Transportkraftverlustes des Desaguadero im Uru-Uru-See wird eine Ausfüllung der Depression auf jeden Fall relativ schnell, schätzungsweise in einigen Jahrzehnten, vonstatten gehen. Da aber eine weitere Ablenkung des Desaguadero nach links aus morphologischen Gründen dann nicht

mehr möglich ist, kann man damit rechnen, daß er seinen alten Lauf einmal wiederfindet und dazu benutzen wird, die kürzeste Strecke zur Erosionsbasis wieder herzustellen beziehungsweise nach anderen Depressionen gelenkt wird. Vorläufig werden jedoch die Einwohner von Oruro den ungebetenen Gast vor den Toren ihrer Stadt dulden müssen oder sogar noch stärker von ihm bedroht werden, falls sie nicht kostspielige Verbauungen der Durchbruchstellen und eine Ausbaggerung der alten Rinne vornehmen sollten.

Entwicklungsgeschichtliche Merkmale im Vergleich zum Lobnorproblem

Die rezenten Vorgänge im Becken von Poopo und die jüngere Entwicklung im östlichen Tarimbecken Innerasiens, die die Forschung seit den Arbeiten von N. M. PRSHEWALSKI als Lobnorproblem bewegt hat, enthalten viele ähnliche Züge. Es ist offensichtlich, daß es sich um regelhafte Erscheinungen handelt. Zum Schluß sollen daher einige Merkmale der nicht zuletzt klimabedingten Morphogenese dieser beiden Endseebecken vergleichend zusammengestellt werden. Für die entscheidenden Phasen des Lobnorproblems folge ich den Darstellungen von E. TRINKLER (1929) und S. HEDIN (1942). Beide Räume liegen heute in Trockengebieten der Erde. Durch größeren Zufluß, stärkeren Niederschlag oder geringere Verdunstung während eines früheren Klimaabschnittes hatten sich in den Beckenzonen große Endseen gebildet. Infolge einer wie auch immer gearteten Klimaänderung, die jedenfalls bei der Wasserbilanz der Seen die Ausgabenseite vergrößerte bzw. die Einnahmen verringerte, verkleinerten sich die Seen und ließen sehr flache Becken zurück. Der Schrumpfungsprozeß des vorgeschichtlichen Lobsees, der das Becken zwischen Kurruk-Tagh und Astin-Tagh erfüllte, hinterließ den Endsee von Putschang-hai. Er wurde von dem Kotschen-darya-Kurruk-darya gespeist. Diese Vorgänge entsprechen der Entwicklungsreihe vom Lago Minchin bis zum Pooposee mit dem alten Desaguadero als Wasserspender. Mit der Ablenkung des Kurruk-darya nach Süden verlor das Endseebecken den nördlichen Zufluß. Auf einer westlichen Umgehungsschleife trat der Fluß aber im Süden wieder mit ihm in Verbindung. Im Zuge dieser Entwicklung bildeten sich im Süden zwei Flußseen, der Karaburan und der Karakoschan. Beide waren ähnlich flache Gebilde wie der Uru-Uru-See. Indem sich diese Seen ausweiteten, zog sich der Putschan-hai zurück. Auch jener Entwicklungsabschnitt findet sich im Becken von Poopo wieder mit den Laufänderungen des Desaguadero, der Entstehung des Uru-Uru-Sees und der Alternation der Wasserflächen, die

zwar nicht in der räumlichen Anordnung aber als (Verdunstungs)flächen konstant blieben.

Würde der Desaguadero eines Tages bei Pamanchalla wieder in seinen alten Lauf eintreten und der Uru-Uru-See wegen der Aufschlammung langsam eintrocknen, so wäre eine letzte Parallele gezogen zu der Vorhersage und den Beobachtungen von SVEN HEDIN, nach denen die alte Rinne des Kurruk-darya wieder benutzt wurde und der Karaburan und der Karakoschan austrockneten. Es liegt in der Natur der Sache, daß räumliche Dimension und zeitlicher Ablauf der Entwicklung in beiden Endseebecken verschieden waren.

Die Grundzüge der Entwicklung lassen sich schließlich in vier Stufen einteilen:

1. Das Endseebecken war in jüngerer geologischer Zeit aus klimatischen Gründen von einem größeren See erfüllt. Infolge der Seesedimentation entwickelte sich ein flacher Seeboden. Durch sie wurde die besondere morphologische Ausgangssituation für die weitere Entwicklung vorbereitet.
2. Mit dem wiederum klimatisch bedingten Rückgang des Altsees bildet sich ein von Hydrologie und Morphologie her mehr oder weniger labiles Gewässernetz aus, das empfindlich auf alle möglichen Einflüsse reagiert. Es speist einen kleineren flachen Endsee, dessen Flächengröße stark von der Wasserbilanz abhängig ist.
3. Wegen des geringen Reliefs können die Flüsse relativ leicht ihre Strombetten ändern, wenn z. B. unter anderen Gründen der Rückstau vom Endsee gelegentlich zu groß wird. Es bilden sich außerdem Durchgangsseen, die einerseits das Verdunstungspotential vergrößern und damit den Endsee verkleinern, andererseits starke Tendenz zur Verlandung zeigen.
4. Das hydrographische Netz neigt dazu, ältere Vorgänge in einer späteren Entwicklungsphase mit wenig veränderten Voraussetzungen zu wiederholen.

Das altweltliche Lobnorproblem, das besonders durch die Untersuchungen von SVEN HEDIN allgemein bekannt geworden ist, hat in der neuen Welt mit den Vorgängen auf dem bolivianischen Altiplano eine deutliche Parallele. Den Hauptgrund für das konvergente Verhalten mag man darin erblicken, daß beide Gebiete in „ähnlich morphologisch und klimatisch sensiblen“ Räumen liegen.

Literatur

- AHLFELD, F., u. BRANIŠA, L.: Geologia de Bolivia, La Paz 1960.
 HEDIN, S.: Der wandernde See, 10. Aufl. Leipzig 1942.
 KESSLER, A.: Über Klima und Wasserhaushalt des Altiplano (Bolivien, Peru) während des Hochstandes der letzten Vereisung, Erdkunde Bd. 17, 1963.

- MONHEIM, F.: Beiträge zur Klimatologie und Hydrologie des Titicacabeckens, Heidelberger Geographische Arbeiten H. 1, 1956.
- SEVER, J.: Le Desaguadero (Bolivie), La Géographie, Tom 36, 1921.
- TRINKLER, E.: Die Lobwüste und das Lobnor-Problem auf Grund der neuesten Forschungen, Zsdt. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1929.
- TROLL, C.: Vom Titicacasee zum Pooposee und zum Salar von Coipasa, Petermanns Mitteilungen 1927, (1927a).
- TROLL, C.: Reisebericht, Mitteil. d. Geogr. Ges. München Bd. 20, 1927, S. 125, (1927b).

- TROLL, C.: Die Zentralen Anden, Zsdt. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin. Jubiläum-Sonderband 1928.
- World Aeronautical Chart Bl. 1193 (1 : 1 Mill.).
- Internationale Karte 1 : 1 Mill., Blatt La Paz.
- Mapa aproximado de Bolivia 1 : 250 000, Bl. 32, 38, 44.
- Croquis de la Ciudad de Oruro, Esc. aprox. 1 : 40 000, unveröffentlicht (Consejo Nacional de Caminos).
- Anuario Meteorologico 1952-1956, La Paz.
- Unveröffentlichtes Hydrologisches und Meteorologisches Material, Ministerio de Agricultura, Ganaderia y Colonización, La Paz und Ministerio de Fomento, Dirección de Aguas e Irrigación, Lima.

BERICHTE UND KLEINE MITTEILUNGEN

EIN FOSSILER SEMI-ARIDER TROPISCHER KARST AUF ITHACA

Mit 1 Abbildung und 5 Bildern

VIKTOR MAURIN und JOSEF ZÖTL

Summary: A fossil semi-arid tropical karst on Ithaca.

Next to the modification of karst forms by lithological conditions, climatic differentiation is most important. The literature on climatically conditioned variations is dominated by the exotic forms of the humid tropics; it is only recently that J. N. JENNINGS and M. M. SWEETING (1963) have steered attention back to the tropical arid and semi-arid areas. Also, thought on the remains of a palaeoclimatic karst is pursued mainly in terms of humid tropical conditions.

On the northern half of Ithaca (Ionian Islands) there is a surface sloping today at 460 to 480 metres above sea level. It bevels a horizontally-bedded Cretaceous "Rudiste" limestone and passes into the solution rim of the next-highest step in towers and 'woolsack' shapes. The concave grooves found on some towers and now at a height of 5,5 metres mark former surface hollows. In the course of morphogenetic investigations on Kephallinia and Ithaca the surface was dated as upper Pliocene. Based on the morphological work and palaeoclimatic investigations of D. JARANOFF (1944) and others, the interpretation is made that in this part of Ithaca, we are dealing with a fossil semi-arid tropical karst, and this is very strongly supported by a comparison with recent forms of that kind in N. W. Australia.

Die Karbonatgesteine, Kalke und Dolomite, unterliegen Lösungsvorgängen durch CO₂-haltige Wässer. Die morphologischen Folgeerscheinungen dieser korrosiven Tätigkeit des Wassers werden als Karstphänomene, der Vorgang selbst als Verkarstung bezeichnet. Die auffälligsten Karstformen im mitteleuropäischen Raum sind Karren, Dolinen und Höhlen. Die Bezeichnung „Karst“ – man spricht heute zum Beispiel vom Schwäbischen, Nordalpinen, Slowakischen oder Mährischen Karst – stammt von einem Gebirgszug dieses Namens in West-Slowenien, wo diese Formen frühzeitig beobachtet und beschrieben wurden.

Die weite Verbreitung der Karbonatgesteine und ihre eigenartigen Entwässerungsverhältnisse, die durch die Wasserlosigkeit hochgelegener Gebiete und das Auftreten mächtiger Quellen in tiefen Lagen charak-

terisiert werden, bedingen, daß mit dem Fortschreiten der geologischen und geographischen Forschung dem Studium der Karstphänomene steigende Bedeutung zukam.

Zunächst wurde man auf die Abhängigkeit der Formen und ihre Modifikation im Zusammenhang mit der Ausbildung des Gesteins aufmerksam. Am augenscheinlichsten sind die Formenunterschiede von Kalk und Dolomit, aber auch die Reinheit der Kalke sowie Lagerung und Klüftung sind von Belang.

Die Sammlung weltweiter Beobachtungsergebnisse ließ auch die regionale Differenzierung der Karstphänomene immer deutlicher hervortreten. Die Modifikation der Formen in Abhängigkeit von den verschiedenen Klimaten läßt uns heute beispielsweise auch vom subpolaren oder vom tropischen Karst sprechen. Selbst für den an den Karstproblemen Unbeteiligten sind die Bilder vom südchinesischen Turmkarst faszinierend, die bizarren bis 200 m relative Höhe aus der Ebene aufragenden Kalktürme wirken exotisch und sind in den gemäßigten Klimaten unbekannt. H. v. WISSMANN (1954) hat aus der Verbreitung dieser Formen in Südostasien die klimatischen Bedingungen fixiert und erkannt, daß nur ergiebige, meist ganzjährige Niederschläge und hohe Temperaturen die Bildung des Turmkarstes ermöglichen. Beschreibungen ähnlicher Formen tropischer Karstphänomene, meist als Kegelkarst bezeichnet, liegen von den Sunda-Inseln und Zentralamerika vor (H. LEHMANN 1954 u. a.).

Die wichtigsten Kriterien für den tropischen Karst sind große, verstellte Schichten kappende Randebenen im Vorflutniveau, die Auflösung des anschließenden Berglandes in eine große Anzahl von Kegeln oder Türmen, das rasche Tiefenwachstum der Dolinen bis zum Niveau des Vorfluters und gelegentlich die Bildung intramontaner Ebenen, wobei die rezente Weiterbildung durch Fußhöhlen am Rande der Ebenen dokumentiert wird.

Das imposante Bild des Karstes der feuchtheißen Tropen zwang die Forschung so sehr in seinen Bann, daß das Studium anderer Klimazonen zunächst zurückfiel. Mit Recht beklagen J. N. JENNINGS und M. M. SWEETING (1963) die geringe Beachtung, die die ebenso charakteristischen Formen tropisch-arider und semi-arider Zonen finden. Den beiden Autoren verdanken wir eine Beschreibung der Kalkzüge des