

chen (1944, S. 197), um die Entstehung von relativ schwachen Flurwüstungen.

Faßt man das bisher Gesagte zusammen, so wird man, wie bereits mehrfach gesagt, jede Extensivierung von Ackerland ganz allgemein und in weitester Begriffsfassung stets zu dem Erscheinungskomplex der Flurwüstungen rechnen dürfen. Ob es sich dabei um eine in vielgestaltiger Abstufung auftretende relativ schwache Extensivierung – Anbau von Hackfrüchten an Stelle von Getreide, Umwandlung von Ackerland in Grünland und Weide – oder um stärker ausgeprägte Extensivierungsprozesse – das „Brachfallen“ im Sinne der Definition der Sozialbrache von *Ruppert* – handelt, sind letztlich nur graduelle Abwandlungen relativer Flurwüstungen, die mit dem Ausschneiden aus dem Landbauareal ihr absolutes Wüstungsstadium bzw. ihre agrarwirtschaftlich totale Endphase erreichen.

Ich möchte daher meinen, daß das als Sozialbrache bezeichnete Phänomen der heutigen Veränderungen im Bild der deutschen Kulturlandschaft durchaus in Parallele zu den Flurwüstungen vergangener Jahrhunderte zu setzen ist, wenn man damit physiognomisch gleichartige Landschaftselemente hinsichtlich ihrer typischen Gemeinsamkeiten kennzeichnen will, die trotz der individuellen und in erster Linie zeitbedingten Unterschiede in bezug auf ihre Veranlassung bestehen. Der Begriff Wüstung, der in engerer Begriffsfassung auf die siedlungskundlich wichtigen Vorgänge des späten Mittelalter und der frühen Neuzeit beschränkt werden muß (vgl. *Scharlau*, 1957, S. 65 ff.), hat in der siedlungsgeographischen Praxis der jüngsten Vergangenheit eine Erweiterung und Ausdehnung auf alle jene im Landschaftsbild sichtbar hervortretenden Prozesse erfahren, die zu einer völligen oder teilweisen Einbuße an Areal und Nutzwert landwirtschaftlicher Anbauflächen oder an der Zahl und Größe der Agrarbetriebe geführt haben. In diesem Sinne hat er sich zu einem Oberbegriff entwickelt, der in weitester Fassung auf alle derartige Veränderungen des Siedlungsbildes angewandt werden kann, soweit diese in genetischer Beziehung zum kulturlandschaftlichen Formenschatz der Gegenwart stehen.

Zitierte Schriften

Abel, W.: Die Wüstungen des ausgehenden Mittelalters. Quellen u. Forschgn. z. Agrargeschichte, Bd. I, 2. 1. Aufl. 1943; 2. Aufl. 1955.

Hartke, W.: Die Sozialbrache als Phänomen der geographischen Differenzierung der Landschaft. *Erdkunde*. X. 1956. S. 257–269.

Mayer, Th.: Deutsche Wirtschaftsgeschichte des Mittelalters. Wissenssch. u. Bildg. 248. 1928.

Mortensen, H.: Zur deutschen Wüstungsforschung. *Götting. Gel. Anzn.* 206. Jhg. 1944. S. 193–215.

Ruppert, K.: Zur Definition des Begriffes „Sozialbrache“. *Erdkunde*. XII. 1958. S. 226–231.

Scharlau, K.: Beiträge zur geographischen Betrachtung der Wüstungen. *Bad. Geogr. Abh.* 10, 1933.

Neue Probleme der Wüstungsforschung. Bemerkungen anlässlich der Neuauflage von *W. Abels* Buch „Die Wüstungen des ausgehenden Mittelalters“. *Ber. dtsh. Landeskde.* 16. 1956. S. 266–275.

Der Beitrag der Wüstungsforschung zur Bevölkerungsgeschichte. *Stud. Generale*. 9. 1956. S. 516–519.

Ergebnisse und Ausblicke der heutigen Wüstungsforschung. *Bl. dtsh. Landesgesch.* 93. 1957. S. 43–101.

BEITRÄGE ZUR KLIMAKUNDE VON HOCHASIEN

Hermann Flohn

Mit 11 Tabellen

Contributions towards a climatology of High Asia

Summary: On the basis of all available data (including expedition observations at various places) climatological averages were derived for Tibet and adjacent parts of the Central Asiatic Highlands. Owing to the elevated insolation surface, the temperatures of the high plateau are about 4–9°C higher during the warm season than the latitudinal average of the free atmosphere, while the humid valleys and slopes of the Himalayas remain remarkably cool, despite their lower elevation. The daily periodicity of the winds and the frequency of gales can be explained by vertical momentum exchange and the fact that the highlands reach into the sub-tropical jet streams. The complicated precipitation mechanism consists of specific weather situations, dynamic effects and local diurnal winds. Within the general atmospheric circulation, the block of High Asia acts as a mechanical obstacle and also during the warm season as a source of heat; its hypothetical effect as a source of cold air during the winter is however doubtful. The different climatic types were classified according to *Köppen's* system.

I. Einleitung

Das Hochland von Tibet und seine Nachbargebiete — die hier unter dem Begriff Hochasien verstanden werden sollen — war bis vor kurzem eine der großen Lücken im meteorologischen und klimatologischen Stationsnetz der Erde. Die z. T. sehr sorgfältigen Expeditionsbeobachtungen aus der Zeit der Gebrüder *Schlagintweit* (1, 2) über *Prschewalsky* (3), *Futterer* (4), *Filchner* (5), sowie ganz besonders *Sven Hedin* (6, 7) sind nur zum kleinen Teil — so von *A. Woeikof* 1896 (3) — zusammenfassend bearbeitet worden. Das indische Stationsnetz erfaßte am SW-Rand die Station Leh (seit 1873), deren Beobachtungen lange Zeit hindurch praktisch die einzige allgemein zugängliche Quelle darstellten, während die Beobachtungsreihen von *Gyantse* (1906–1954 mit Unterbrechungen) und *Lhasa* (1940–1955 mit Unterbrechungen) außerhalb Indiens kaum bekannt wurden. Die Ergebnisse der chinesischen Station *Lhasa* (1935–38) wurden dagegen allgemein zugänglich kurz veröffentlicht (8). Neben den Daten in den bekannten Quellenwerken zur Klimatologie Indiens (9) — in denen noch zahlreiche weitere Angaben für die Hill Stations des Himalaja (*Simla*, *Mussoorie*, *Mukteswar*, *Darjiling*) und Talstationen des Karakorum (*Kargil*, *Gilgit*, *Drosh*) u. a. enthalten sind — und den während des Krieges rasch zusammengestellten Tabellen zur Klimatologie Chinas (10, nicht immer fehlerfrei) sowie die sorgfältige Bearbeitung von *E. R. Biel* (11) müssen zwei Klimaskizzen über das Grenzgebiet zwischen Tibet und China (12, 13) genannt werden, sowie eine

kurze Zusammenstellung von drei Hochstationen (14). Über den Pamir existieren die ausgezeichneten Arbeiten von *H. v. Ficker* (siehe Bemerkungen zu der Station Pamirski Post).¹⁾

Leider fanden die ausgezeichneten Beobachtungen der italienischen Expedition *de Filippi*, die 1914 am Ostrand des Karakorum in 5362 m Höhe über fast drei Monate hinweg, z. T. Tag und Nacht hindurch ausgeführt worden waren, trotz sehr vollständiger Publikation 1931 (15) in der Meteorologie bis vor wenigen Jahren kaum Beachtung. Sie enthalten sogar — für die damalige Zeit vorbildlich! — Höhenwindmessungen im optischen Doppelanschnitt und Strahlungsmessungen mit dem Kompensations-Pyrheliometer von *Ångström*. Die Bearbeitung neuerer Expeditionsbeobachtungen im Karakorum und NW-Himalaja durch *W. Bleeker* (16) und den Autor (17, 18) zeigte, wieviel wertvolle Informationen bei einer unorthodoxen — die Ableitung typischer, räumlich gemittelter Werte (wie in der maritimen Meteorologie) anstrebenden — Bearbeitung der älteren Beobachtungen noch zu erzielen waren.

Zur Schließung der Lücke Tibet im aerologischen Stationsnetz hatte daher Verf. eine Neubearbeitung älterer (3—7) und neuerer (19) Expeditionsbeobachtungen begonnen (20), deren hauptsächliches Ergebnis der Nachweis einer quasipermanenten warmen Antizyklone im Hochsommer über Tibet war (20—22).

Die folgenden Zeilen sollen — als ein mehr am Rande erzielt Ergebnis der schon seit 1941 laufenden Arbeiten über den Mechanismus des „Sommermonsuns“ in Süd- und Ostasien — einige Daten zur Klimatographie Hochasiens zusammenstellen, und damit eine Lücke unserer makroklimatischen Kenntnisse schließen. Diese tritt nach den politischen Umwälzungen im Raume China—Tibet jetzt in eine neue Phase: seit etwa 1950 hat die Regierung in Peking Tibet wie ganz Chinesisch-Zentralasien mit einem Netz hauptamtlicher Wetterstationen und aerologischer Stationen überzogen, deren Ergebnisse seit Juni 1956 durch Funk ausgestrahlt werden. Damit bildet Hochasien heute — im Gegensatz etwa zu dem größten Teil Südamerikas — keine Lücke mehr in unseren Höhenkarten. Mit dieser Fülle aerologischer Beobachtungen werden die spärlichen aerologischen Daten zu Ende des letzten Weltkrieges (so in 23) umfassend erweitert; die ersten Bearbeitungen dieses Materials (24, 25) bestätigen die auf Grund indirekter Aerologie abgeleiteten Ergebnisse (20—22), die in den bisherigen globalen Zusammenfassungen der aerologischen Daten (26, 27) mangels Messungen höchstens schwach angedeutet waren.

Außer den in (9—11) veröffentlichten Stationsreihen finden sich noch neuere Beobachtungsdaten in den

Monatsberichten des indischen Wetterdienstes (28), während Extensobeobachtungen von Lhasa für ein Jahr (Juli 1935 — Juni 1936) in den chinesischen Jahrbüchern (29) veröffentlicht wurden. Eine recht vollständige Bibliographie (bis 1950) findet sich in (30). Für die Mitteilung ergänzender, unveröffentlichter Daten ist der Autor der Klima-Abteilung des indischen Wetterdienstes, insbesondere den Herren *B. N. Sreenivasaiah* und *K. P. Ramakerishnan*, sowie dem Direktor des Regional Meteorological Centre Colaba (Bombay), *K. N. Rao*, zu besonderem Dank verpflichtet, ebenso Herrn *Ch. Ch. Koo* vom Institut für Geophysik und Meteorologie der Academia Sinica (Peking) für Überlassung von schwer zugänglichen Sonderdrucken, der Bücherei des US-Weather Bureau für einen Mikrofilm von (19), sowie Herrn Prof. *H. v. Wissmann* (Tübingen) für einen Mikrofilm von (10). Beide Filme sind — ebenso wie die Mehrzahl der angeführten Literatur — durch die Bibliothek des Deutschen Wetterdienstes (Offenbach a. M.) Interessenten zugänglich.

II. Temperatur

Die Temperaturverhältnisse von Hochasien bieten schon in den Monatsmittelwerten (Tab. 1) manche Überraschung. So sind im Hochsommer (Juli und August) die Temperaturen von Leh und Lhasa in 3500—3700 m Höhe mit 16—17° ebenso hoch wie diejenigen der bekannteren Hill Stations in 2000 bis 2300 m am Himalajarand; wir kommen auf diese Vergleiche noch zurück (Tab. 5).

Gegenüber diesen geschützten Tallagen in 3000 bis 3700 m mit ihrer relativ üppigen Vegetation (wenigstens bei künstlicher Bewässerung) und dem Anbau empfindlicher Obstsorten — wie in Lhasa — hebt sich die rauhe Hochfläche durch niedrigere Sommertemperaturen ab (8—9° in 4000—4500 m, wenig über 0° in 5400 m, vgl. Tab. 3). Trotzdem sind diese Gebiete immer noch abnorm warm; so gibt *Trinkler* (31) für West-Tibet (Lingschitang) noch einen August-Mittelwert von +6° in 5200 m an. Die beiden Reihen Zentraltibet und Osttibet, aus den nicht an festem Ort gewonnenen Expeditionsbeobachtungen zusammengestellt und auf eine mittlere Höhe von 4500 bzw. 4000 m mit einem Gradienten von 5°/km reduziert, liefern als räumliches Mittel (wie in den Gradfeldern der Ozeane) eine brauchbare Näherung an einen wirklich repräsentativen Wert. Wir können diese Werte vergleichen mit der Mitteltemperatur der freien Atmosphäre längs 35° Breite in der gleichen Höhe, die uns schwer aus den amerikanischen Höhenkarten (26) für das 700-mb-Niveau abgeleitet werden kann. Hierbei wurde für den vertikalen Gradienten der Mittelwert der ganzen Troposphäre mit 6,4°/km (nach 32) zugrunde gelegt. Im Vergleich zu diesem Breitenmittel für 4500 m ist nun Zentraltibet im Frühwinter (November—Januar) etwa gleich, aber im Sommerhalbjahr (März—September) um 7—9°, im Mittel 8,1° zu warm. Das entspricht durchaus dem Befund aus den Einzelreihen (20, 21), wo aus den Mittagstemperaturen mit Hilfe der thermodynamischen Grundgleichungen die repräsentativen Temperaturen der freien Atmosphäre errechnet worden waren: die 0°-Grenze liegt

¹⁾ Das Klima von Lhasa wird auch behandelt in dem zweibändigen Werk von *Father E. Gherzi, S. J.*, *The Meteorology of China, Macau 1951* (Vol. I, S. 365—368) mit einer zusätzlichen Tabelle über die Windverteilung und Bemerkungen über das so abweichende Klima der Hochwüste Changtang. Klimatabellen für Lhasa (1941—48) und Yatung (1924—43) finden sich in den vom Meteorological Office (London) herausgegebenen „Tables of Temperature, relative humidity and precipitation for the world“ (M. O. 617, 1957 f., Part V).

Tabelle 1 : Mittlere Temperatur (°C)

Station	Höhe (m)	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
Skardu	2288	- 3.9	- 1.9	+5.2	11.4	16.1	20.4	23.7	23.5	18.2	12.0	5.0	- 0.4	10.8 ¹⁾
Dras	3066	-15.7	-14.5	-10.6	- 0.5	7.9	13.6	17.0	17.1	13.1	5.7	- 2.7	-11.0	1.8 ¹⁾
Leh	3514	- 7.4	- 5.7	+0.3	6.0	10.2	14.4	17.4	17.0	13.2	7.0	0.9	- 4.5	5.7 ¹⁾
Gangtok	1725	+8.6	+9.4	13.3	15.8	17.2	18.6	19.2	19.1	18.3	16.3	12.8	9.2	14.8 ¹⁾
Yatung	ca. 2987	+0.4	0.8	4.2	7.8	10.9	13.6	14.6	14.2	12.8	8.8	4.4	1.1	7.8 ¹⁾
Gyantse	3996	- 3.8	- 3.0	1.1	4.9	9.0	13.3	14.3	13.5	11.9	7.0	1.1	- 2.8	5.5 ¹⁾
Lhasa I	3675	0.0	1.0	6.1	9.6	13.3	17.0	16.3	15.4	14.8	9.1	4.3	0.6	8.6 ¹⁾
Lhasa II	3730	- 1.4	1.9	4.8	8.2	12.2	16.6	16.4	16.1	14.4	9.8	4.2	0.1	9.8
Tschiamdo	ca. 3230	0.5	3.4	6.9	10.6	14.5	16.4	18.1	18.1	15.3	11.1	3.6	- 0.6	9.8
Batang I	ca. 2685	3.8	5.8	9.9	14.4	18.2	20.7	21.5	20.4	16.8	12.5	7.6	4.4	13.0
Taining	ca. 3690	- 7.7	- 2.9	0.6	2.9	8.0	10.6	13.1	12.8	10.6	5.6	- 1.2	- 3.4	4.1
Sining	ca. 2300	- 7.1	- 2.6	2.1	6.5	13.4	15.3	18.1	18.1	12.7	7.6	- 0.8	- 5.1	6.4
Sungpan	2865	- 2.0	+0.4	3.9	8.0	10.8	13.1	16.2	15.0	11.4	8.0	2.0	- 1.6	7.1
Zentraltibet	rd. 4500	-12.4	- 7.3	- 3.8	+0.2	3.3	7.8	8.7	9.9	5.9	- 1.6	- 8.9	-10.8	- 0.7
Osttibet	rd. 4000	-12.9	-11.3	- 6.8	(2.1)	3.1	7.5	8.7	7.7	3.7	- 3.2	-10.5	-14.8	- 2.2
Pamirski Post	3640	-17.2	-14.8	- 6.8	+0.5	5.9	9.9	13.5	13.1	7.8	0.2	- 7.3	-15.6	- 0.9
Tian-Schanskaja	3605	-23.9	-19.1	-13.0	- 7.0	0.1	3.3	4.8	4.4	- 0.5	- 8.1	-12.4	-20.9	- 7.7
Omieschan	3092	- 4.0	- 3.8	- 0.7	+2.9	7.2	9.5	12.6	11.4	7.8	5.2	- 0.1	- 2.5	+3.8
Mittel														
35° N-Breite	4500	-13.5	-13.0	-11.6	- 8.0	- 4.6	- 1.6	+1.8	+1.0	- 1.4	- 4.8	- 7.9	-11.4	- 6.2

¹⁾ = $\frac{1}{2}(\text{Max.} + \text{Min.})$

Tabelle 2 : Mittlere und absolute Tagesextreme der Temperatur

Station		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
Leh	Max.	- 1.4	+0.6	+6.8	13.0	17.6	21.9	24.6	24.3	20.9	14.6	+8.2	+1.9	12.7
Leh	Min.	-13.3	-12.0	- 6.1	- 0.9	2.9	6.9	10.2	9.8	5.5	- 0.7	- 6.4	-10.8	- 1.3
Yatung	Max.	7.3	7.3	10.9	14.0	16.0	17.8	18.5	18.2	17.1	14.8	11.2	8.2	13.5
Yatung	Min.	- 6.9	- 5.7	- 2.5	+1.6	5.8	9.3	10.8	10.2	8.4	2.7	- 2.4	- 6.0	2.1
Gyantse	Max.	5.8	5.6	9.8	13.2	16.9	21.0	21.0	20.1	19.5	15.9	10.4	7.0	13.8
Gyantse	Min.	-13.4	-11.7	- 7.6	- 3.4	+1.1	5.6	7.6	6.8	4.3	- 1.8	- 8.2	-12.6	- 2.8
Lhasa II	Max.	6.9	10.0	12.2	15.5	19.5	23.9	23.7	23.0	21.4	18.2	13.1	9.1	16.4
Lhasa II	Min.	- 9.5	- 6.0	- 2.6	+0.9	5.0	9.2	9.3	9.3	7.5	1.4	- 4.8	- 8.9	0.9
Tschiamdo	Max.	10.3	13.8	18.2	21.6	24.5	25.0	27.7	28.4	25.5	22.0	15.6	11.6	20.4
Tschiamdo	Min.	- 8.7	- 5.0	0.6	2.8	7.0	9.7	11.2	10.9	8.2	2.2	- 5.9	-10.5	1.9
Zentraltibet	13h	- 7.5	- 2.5	+1.8	5.3	9.0	13.8	13.5	14.0	11.0	4.5	+0.5	- 4.6	4.9
Zentraltibet	Min. ¹⁾	-25.2	-19.4	-14.5	-10.9	-11.1	- 4.4	- 1.9	+1.8	- 6.5	-16.8	-20.1	-20.6	-12.5 ¹⁾

¹⁾ = Minima nicht auf 4500 m reduziert

Absolute Extreme

Leh	Max.	8	13	19	23	29	34	33	32	31	26	20	13	34
Leh	Min.	-28	-25	-19	-13	- 4	- 1	+1	+3	- 4	- 8	-14	-26	-28
Lhasa I, II	Max.	20	22	22	24	27	29(32)	29	30(36)	29	26	21	17	30(36)
Lhasa I, II	Min.	-16	-15	-10	- 8	- 3	+3	+4	+3	+1	- 7	-11	-15	-16

Tabelle 3 : Aperiodische Extreme, Depsang, Sommer 1914

Temperatur	Juni	Juli	August	Sommer
Abs. Maximum	13.6	15.1	9.0	15.1 °C
Mittleres Maximum	7.2	9.6	3.4	6.7
24h-Mittel	- 0.3	3.2	- 1.1	0.6
Mittleres Minimum	- 7.6	- 3.5	- 6.6	- 5.9
Absolutes Minimum	-14.5	-11.0	-12.5	-14.5
Rel. Feuchte :				
Abs. Minimum	12	9	(27)	9%

Tabelle 4: Mittlerer (periodischer) Tagesgang der Klimaelemente (Depsang, Sommer 1914), 5362 m

Uhrzeit	03	06	09	12	15	18	21	24	Mittel	Minimum	Maximum
Temperatur 5.-30. Juni	-6.8	-5.6	+1.1	+4.8	+6.2	+3.6	-1.4	-4.0	-0.31°C	05 ^h -7.6	15 ^h +6.2
„ Juli	-2.0	-1.0	+3.9	+7.9	+9.0	+6.5	+1.8	-0.5	+3.15°	„ -2.8	14 ^h +9.0
„ 1.-16. Aug.	-5.2	-5.4	+0.6	+2.9	+2.8	+1.0	-2.1	-4.0	-1.14°	„ -6.1	13 ^h +3.1
Rel.Feuchte 5.-30. Juni	—	65	39	28	26	33	46 ¹⁾	—	—	—	—
„ Juli	77	69	50	43	41	46	55	70	56.8%	04 ^h 78	14 ^h 40
Dampfdruck „	3.1	2.9	2.8	2.8	2.8	2.9	3.0	3.1	2.94 mm	—	—
Bewölkung „	48	49	57	54	59	45	36	44	49%	—	—
Windrichtung Juli ²⁾	298	287	232	242	271	278	290	302	271°	10 ^h 230°	24 ^h 302°
Windgeschwindigkeit Juli	0.9	0.6	2.2	4.1	5.6	5.6	3.1	1.8	2.99 m/sec.	06 ^h 0.61	16 ^h 6.09
Luftdruck Juli ³⁾	0.07	0.32	0.46	+0.08	-0.32	-0.28	+0.40	0.40	0.14 mm	(08 ^h +0.50	16 ^h -0.39)
										(03 ^h +0.07	22 ^h +0.50)

Zum Vergleich:

Temperatur Skardu Winter	-5.8	-6.2	-4.8	+0.6	+1.0	-1.3	-4.0	-5.0	-3.1°	06 ^h -6.2	14 ^h +1.3
„ Leh April	-1.3	-2.3	+4.9	+8.8	+8.5	+6.5	+3.4	+0.8	+3.6°	06 ^h -2.3	13 ^h +9.0

1) = Juni 20^h

2) = in °, 270° = W

3) = 400 mm Hg +

Tabelle 5: Temperaturverhältnisse im Juli, Vergleich Tibet - Himalaja - indische Ebene (meist nach 9)

Station (72-80°E)	Höhe (m)	Max.	Min.	Niedersch. (mm)	Station (88-97°E)	Höhe (m)	Max.	Min.	Niedersch. (mm)
Depsang	5362	9.6	-3.5	?	Zentraltibet	4500	(13.5)	-1.9	?
Leh	3514	24.6	10.2	12	Gyantse	3996	21.0	7.6	78
Dras	3066	24.3	9.5	16	Lhasa	3730	23.7	9.7	147
Kargil	2682	30.5	17.5	8	Tschiamdo	3230	27.7	11.2	96
Skardu	2288	30.9	16.6 ³⁾	10	Yatung	2987	18.5	10.8	163
Gilgit ¹⁾	1490	35.4	22.0	10	Darjiling	2265	18.6	14.4	836
Gulmarg	2654	21.5	10.9	103	Gangtok	1725	23.3	15.0	664
Simla ²⁾	2201	21.6	15.1	414	Kalimpong	1209	24.0	19.5	578
Mussoorie	2115	20.7	15.8	698	Khatmandu	1337	28.7	20.4	373
Srinagar	1586	31.0	17.9	59	Shillong	1500	24.0	18.1	346
Dehra Dun	682	30.3	23.2	668	Cherrapunji	1313	22.4	18.5	2447
Jammu	366	35.2	26.3	325	Dhubri	35	30.0	25.7	437
Roorkee	274	33.4	25.7	312	Jalpaiguri	83	31.5	25.2	818

1) ähnlich: Drosh

2) ähnlich: Murree, Mukteswar

3) Im Original 71.8°F = 22.2°C, vermutlich Druckfehler statt 61.8°F

im Sommer mit 6100—6200 m hier etwa 1300 m höher als in Äquatornähe oder im Breitenkreismittel. Zum Vergleich mit der auf 4000 m reduzierten Reihe „Osttibet“ müssen wir das Breitenkreismittel für 4500 m um 3,2° erhöhen; dann ergibt sich der Sommer (April—August) in Osttibet gleichfalls um 4—6° (im Mittel 4,9°) zu warm, der Winter (November—Februar) um 3—6° zu kalt, das Jahresmittel etwa identisch. Auf die in jüngster Zeit erneut aufgegriffene Diskussion der Klimawirkung der „Massenerhebung“ kann hier nicht näher eingegangen werden (vgl. 20).

Der aperiodische Tagesgang wird durch die mittleren täglichen Maxima und Minima (Tab. 2) wiedergegeben. Sie zeigen für die Tallagen hohe Werte der

Tagesschwankung, die im Sommer 13—15° betragen, in den Übergangsjahreszeiten, besonders im trockenen Herbst, auf 16—18° ansteigen. Besonders hohe Werte der Tagesamplitude werden in Tschiamdo beobachtet (Jahresmittel 18,5°, Dezember 22,1°). Die räumlich ausgeglicheneren Werte für Zentraltibet stehen ihnen kaum nach, zumal wenn man berücksichtigt, daß der zu (ungefähr) festem Termin beobachtete 13-Uhr-Wert um 1—1,5° erhöht werden muß, um das aperiodische Maximum zu erreichen. Auch in dieser Reihe steigt die tägliche Schwankung (mindestens) von 12° im August auf 21° im Oktober und 20° im Mai an. Die aperiodischen Extremwerte in 5400 m Höhe (Tab. 3) zeigen ebenfalls große Schwankungen an; in dieser Höhe treten trotz hoher Mitteltemperaturen noch

sommerliche Fröste bis -15° auf. Die absoluten Extreme (Tab. 2) bestätigen, daß bis etwa 3500 m herab auch im Sommer mit örtlichen Bodenfrösten gerechnet werden muß. Die Tallagen sind gegen die extremen Fröste der kahlen Hochplateaus deutlich geschützt. Die absoluten Minima von Zentraltibet liegen bei -40° ; für Pamirski Post ergeben sich aus einer zehnjährigen Reihe $+28^{\circ}$ und -47° ! Einen Einblick in den mittleren (periodischen) Tagesgang der Temperaturen bietet Tab. 4; das mittägliche Maximum liegt meist schon um 14 Uhr, also nur wenig verspätet gegenüber dem Sonnenstand, während das Minimum sich wie üblich bis gegen Sonnenaufgang verzögert.

Die physikalische Ursache der hohen Tagesschwankung (Tab. 4) liegt in der geringen nächtlichen Gegenstrahlung der Atmosphäre, die ihrerseits von der Bewölkung und dem Wasserdampfgehalt abhängt. Ein Musterbeispiel für die geringe Gegenstrahlung, also eine extrem starke effektive Ausstrahlung, stellt (18) das nächtliche Absinken der Temperatur von $-16,5^{\circ}$ auf $-36,8^{\circ}$ in 13 Stunden in 6300 m Höhe (Karakorum) dar, bei einer repräsentativen Temperatur der freien Atmosphäre von rund -22° . Aus diesem Grunde sind die Amplituden im feuchten Sommer deutlich niedriger, die der trockenen Übergangsjahreszeiten (nahe der Tag- und Nachtgleiche) besonders hoch; in den wasserdampfreichen Himalajatälern sinkt die Tagesschwankung im Sommer auf $6-8^{\circ}$, ja in Darjiling in gut ventilierter Spornlage auf $4,2^{\circ}$ ab. Dabei muß in Depsang, Gyantse, Lhasa und Leh wegen der Tal- bzw. Beckenlage eine Tendenz zu nächtlichen Kälteseen angenommen werden, so daß die Nachtwerte (und Tagesmittel) sicher unter denen der freien Atmosphäre in gleicher Höhe liegen. Es ist leicht abzuschätzen, daß Frostwechseltage auch in Tibet sehr häufig sind, im Südtel in 3500—4000 m Höhe vorwiegend in der kalten Jahreshälfte (Oktober—April), in 4500—5000 m fast täglich außer Dezember—Februar. Im strahlungsreichen trockenen Winter sind aber immer noch Temperaturen über 0° möglich; so beobachtete *Sven Hedin* am 18. Februar 1908 in 5181 m Höhe $-1,4^{\circ}$ ²⁾.

Der Vergleich der mittleren täglichen Extremwerte im Juli — deren Mittelwert mit recht guter Näherung das wahre Tagesmittel repräsentiert — enthüllt (vgl. Tab. 5) bemerkenswerte Gegensätze zwischen den mindestens tagsüber auffallend warmen Hochtälern Tibets (Lhasa, Leh, Tschiamdo, Dras), den merkwürdig kühlen und niederschlagsreichen Hanglagen der indischen Erholungsstationen (Gulmarg, Simla, Mussoorie, Darjiling), den im Vergleich dazu warmen Beckenlandschaften im vorderen Himalaja (Srinagar

in Kaschmir, Dehra Dun, Kathmandu in Nepal) und der heiß-feuchten indischen Ebene von Assam bis zum Punjab. In den mittleren Höhen des Himalajarandes (1800—3000 m), vielfach oberhalb der mittleren Wolkenbasis, sinkt die Temperatur nicht nur mit der Höhe ab, sondern anscheinend auch mit der Niederschlagsmenge. Physikalisch exakter handelt es sich um die Häufigkeit orographisch erzwungener, feucht-adiabatischer Hebungsvorgänge; daher ist Shillong wärmer als Cherrapunji, Gulmarg in Kaschmir wärmer als das 500 m niedrigere Mussoorie (oder Murree). Recht heiß sind dagegen die wüstenhaft trockenen Seitentäler des Indus (vergleiche Kargil mit Gulmarg, Skardu mit Simla!), selbst in den Nachtstunden auffällig warm, unter Berücksichtigung der absoluten Höhe. Die Existenz einer — im Vergleich zu dem auch absolut wärmeren Hochland — *f e u c h t k ü h l e n H a n g z o n e* am *H i m a l a j a - S ü d r a n d* im Sommer verdient jedenfalls besondere Beachtung. Sie zeigt auf der anderen Seite, daß ein Versuch, aus diesen Bodenstationen einigermaßen repräsentative Höhengradienten zu errechnen, kaum sinnvoll erscheint.

Die hohen Temperaturen wirken sich auch phänologisch in erstaunlichem Maße aus: so blühen in Lhasa (8) die Pfirsiche am 2. April, früher als in gleicher Breite, aber in Meereshöhe am mittleren und unteren Jangtsekiang. In Batang (19) blühen in über 2800 m Höhe die Mandeln und Aprikosen Anfang Februar — Anfang März, die Äpfel Mitte März — Anfang April, die Felder werden Anfang Januar bestellt, während Ende Juni die Ernte (Gerste) beginnt. Diese Befunde belegen ebenfalls, daß die thermische Gunst des Hochlandes nicht nur auf die warme Jahreszeit beschränkt ist.

III. Niederschlag und Hydrometeore

Die mittleren Niederschlagsmengen sind wegen der Variabilität der Einzeljahre — die auch *Sven Hedin* (7) betont, die aber für die ganze Subtropenzone typisch ist —, recht unsicher und sollten nur als Anhalt gewertet werden. Unsere Tabelle 6 stellt Vertreter aus den verschiedensten Vegetationsgebieten zusammen. Leh gehört wie Pamirski Post der Wüstensteppe an, Gyantse der alpinen Steppe, während Lhasa schon den Übergang zu einem semihumiden Klima bildet; der Mittelwert von 437 mm entspricht (bei etwa gleicher Temperatur, aber höherer Einstrahlung und zugleich stärkerer Verdunstung) den mitteleuropäischen Trockengebieten, wobei jedoch 4 humide Monate 7—8 ariden gegenüberstehen. Tschiamdo und Batang als Vertreter der osttibetischen Täler haben 5 humide Monate. Rein arid ist offenbar die Zone östlich des Karakorums mit den öfters beschriebenen Salzseen; in den übrigen Teilen Innertibets dürfen wir 3—5 humide Monate mit sommerlichen Schauern und Graupelböen annehmen. Dagegen ist der Winter besonders zu Beginn (November—Dezember) ausgesprochen trocken, mit Ausnahme des westlichen Karakorums (Dras), wo noch (wie in Iran) Winter- und Frühlingsregen fallen. Über die Schneedecke ist ohne eingehendes Studium der Reiseliteratur keine Aussage möglich; nach (11) bleibt der Schnee nie lange liegen.

²⁾ Von besonderem Interesse ist ein Vergleich mit den Hochlagen der südamerikanischen Anden (20), für die kürzlich *F. Prohaska* (33) neue Daten mitgeteilt hat. Gut vergleichbar ist die Station La Quiaca $22,1^{\circ}$ S, $65,6^{\circ}$ W, 3460 m, (Periode 1911—50) mit einer täglichen Schwankung von $20,2^{\circ}$ (Jahr), ja $24,1^{\circ}$ (Juli) und absoluten Extremen von $+31^{\circ}$ und -18° . Auch hier sind die Temperaturen im Sommer merklich höher als in der freien Atmosphäre gleicher Breite (20) — La Quiaca Dezember $12,8^{\circ}$, Juli $3,6^{\circ}$ —, auch hier erreichen die Hochstationen ähnliche Temperaturen wie 1900 m tiefer gelegene Orte, nun allerdings im Winter unter Föhneinfluß.

Tabelle 6 : Mittlere monatliche Niederschlagsmenge (mm) und Extreme

Station		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
Skardu		22	18	26	25	20	6	10	9	10	3	1	10	160
Dras		97	97	138	104	62	17	16	14	18	20	12	54	649
Leh		10	8	7	6	6	5	12	15	7	3	1	5	83
Gangtok		25	68	129	294	436	545	664	593	478	147	46	27	3452
Lachen		26	45	136	115	126	310	356	294	279	89	28	25	1829
Yatung		14	55	52	81	103	145	163	155	110	49	11	9	947
Gyantse		0	1	3	5	12	38	78	94	35	4	1	0	271
Lhasa I + II		0	6	4	3	21	70	147	114	59	10	3	0	437 ¹⁾
Tschiamdo		0	3	5	10	65	129	96	77	93	10	2	2	491
Batang II		0	2	0	8	28	109	140	127	127	28	0	0	569
Taining		1	7	18	73	76	166	102	76	174	36	5	2	736
Sining		1	3	5	4	26	48	71	94	72	25	5	1	365
Tatsienlu		10	10	18	58	84	160	86	96	140	64	8	3	737
Sungpan		1	14	23	61	70	71	130	101	107	66	15	1	662
Pamirski Post		5	4	3	6	6	11	13	6	2	2	0	1	59
Omeischan		11	15	80	135	198	228	472	340	240	148	53	19	1939 ²⁾
<i>Extreme</i>														
Leh	Max.	41	44	39	32	69	29	45	112	69	34	6	28	231
(60 Jahre)	Min.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25
Gyantse	Max.	2	15	28	27	48	119	185	168	94	29	19	2	419
(38 Jahre)	Min.	0	0	0	0	0	2	23	27	0	0	0	0	110
Lhasa	Max.	1	58	22	10	70	146	362	235	99	41	23	0	583 ¹⁾
(16-17 Jahre)	Min.	0	0	0	0	0	8	50	33	24	0	0	0	255

¹⁾ = ohne das Jahr 1936; mit diesem Jahressumme 707, Juli 252, August 184 mm (vgl. Stationsbemerkungen)

²⁾ = ohne das Jahr 1932/3 mit einer Jahressumme von 7625 mm

Tabelle 7 : Mittlere Niederschlagshäufigkeit (in Tagen)

Station	Schwelle	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
Skardu	≧ 0,25 mm	8	6	6	5	6	2	3	5	4	1	1	3	50
Dras	≧ 2,5 mm	10	8	10	8	5	2	2	2	1	2	1	6	57 ²⁾
Leh	≧ 2,5 mm	1,0	0,9	0,9	0,8	0,7	0,7	1,4	1,9	0,9	0,3	0,2	0,6	10,3
„	≧ 0,25 mm	8	5	5	2	3	3	6	8	4	1	2	5	52
Gangtok	≧ 2,5 mm	3	5	8	15	20	23	28	27	22	9	4	2	165
Lachen	„	4	5	13	14	18	25	23	31	27	10	4	2	176
Yatung	„	2	4	5	10	11	14	18	17	11	3	1	1	97 ³⁾
Gyantse	„	0	0	1	1	2	4	8	10	4	0	0	0	30
Lhasa II	„	0	0	1	0	3	8	13	10	7	2	0	0	45
Lhasa I	≧ 0,1 mm	0	1	2	2	10	12	23	22	13	4	0	0	90
Tschiamdo	„	1	5	4	6	13	13	17	15	15	5	2	2	98
Batang I	„	1	1	8	12	12	17	19	18	21	5	2	1	117 ¹⁾
Batang II	≧ 0,1 mm	2	2	8	4	6	11	16	16	12	8	1	0	85
Taining	„	1	4	9	16	12	19	19	17	21	10	5	2	135
Sining	„	2	3	4	4	8	13	12	11	13	6	3	0	79
Zentraltibet	„	7	4	3	9	7	10	15	16	8	4	0	3	86 ¹⁾
Osttibet	„	10	0	3	9	10	20	24	15	16	14	0	4	125 ¹⁾
Karakorum	„	-	-	-	-	15	10	12	10	6	8	-	-	- ¹⁾
Pamirski Post	?	3	2	2	2	2	4	4	3	2	1	1	1	27
Tian-Schans- kaja	≧ 0,1 mm	8	6	7	9	19	20	19	20	19	6	7	6	144
Omeischan	≧ 0,1 mm	10	9	19	19	21	21	24	23	24	22	17	12	221

¹⁾ = nach Augenbeobachtungen (ohne Messung) geschätzt

²⁾ = 93 Tage ≧ 0,25 mm

³⁾ = 153 Tage ≧ 0,25 mm

Offenbar wechseln die Schneebedingungen räumlich wie von Jahr zu Jahr, aber eine geschlossene und anhaltende Winterschneedecke scheint bei der Trockenheit, dem Strahlungsreichtum und den Stürmen nur in Ausnahmefällen aufzutreten.

Über extreme Niederschläge in den einzelnen Monaten unterrichtet der Anhang zu Tabelle 6; von Interesse ist die Tatsache, daß in den humiden Sommermonaten (außer Leh) auch als Mindestwert nicht unerhebliche Regenmengen (mehr als vielerorts in Mitteleuropa) fallen, so daß ein Aussetzen der sommerlichen Regenzeit wenigstens an diesen Orten nicht befürchtet zu werden braucht. Das Auftreten unwahrscheinlich hoher Niederschläge in Einzeljahren (Omeischan 1932/3 7625 mm, Lhasa 1936 5036 mm) ist so vereinzelt und fällt (wenigstens in Lhasa) derart aus dem statistischen Verteilungsbild heraus, daß zunächst in beiden Fällen wegen der Gefahr systematischer Meßfehler Zurückhaltung geboten erscheint; nähere Bemerkungen zu den einzelnen Stationen sind im Anhang gemacht.

Die Niederschlagshäufigkeit (Tab. 7) erfaßt bei vielen Stationsreihen nur die (landwirtschaftlich-bodenkundlich nahezu allein wirksamen) Niederschläge von mindestens 2,5 mm (0,1 inch), deren

Zahl gerade in trockenen Klimaten mit konvektiven Niederschlägen erheblich kleiner ist als die der Niederschläge von mindestens 0,1 mm. Für die nur geschätzten Expeditionsbeobachtungen dürfte der Schwellenwert nicht wesentlich von 0,1 mm abweichen, da in Tibet Nachmittagsregen meist deutlich überwiegen (17). Von erheblicher Bedeutung erscheint die Tatsache, daß Winterniederschläge ab Dezember weder im Himalaja (Lachen, Gangtok), im Tien-Schan oder den Gebirgen Szetschwans (Omeischan), noch in den repräsentativen Lagen Zentral- und Osttibets selten sind; nur der November zeichnet sich fast allgemein durch große Trockenheit aus. Bezieht man die leichten Niederschläge ein, so finden wir in Leh (ebenso wie in der Tieflandbucht von Peshawar auf gleicher Breite) ein doppeltes Maximum im Winter und Sommer, wie auch in der zentralen Sahara (Hoggar). In Innertibet steigt vom Februar bis Juni die Niederschlagshäufigkeit stetig an, ein deutlicher Hinweis darauf, daß der Mechanismus der Niederschläge kaum viel mit dem so oft strapazierten Begriff des „Monsons“ zu tun hat (17); wir kommen auf diese Fragen noch zurück.

Die mittlere Bewölkung (Tab. 8) wechselt zwar auffallend stark, ist aber meist — der subtropischen

Tabelle 8: Mittlere Bewölkung (% der Himmelsbedeckung)

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
Skardu (08 ^h)	72	66	62	54	43	32	36	39	31	26	35	61	46
Dras (08 ^h)	63	57	53	49	37	28	35	36	25	21	27	52	40
Leh	67	66	61	52	44	39	46	47	36	27	32	58	48
„ (unt. Wolken) ¹⁾	28	26	27	13	12	18	20	22	15	9	12	20	19 ¹⁾
Gangtok (08 ^h)	31	32	22	27	40	61	67	59	55	34	24	20	39
Yatung „	26	31	30	34	45	52	54	52	52	35	22	19	38
Gyantse „	11	9	20	18	26	36	54	56	45	10	5	6	25
Lhasa I	12	14	22	31	41	50	61	61	56	26	10	5	33
Batang I ²⁾	31	41	42	44	42	45	51	55	51	31	36	29	42 ²⁾
Zentraltibet	38	37	40	48	36	36	48	55	28	28	19	31	37
Osttibet	53	63	43	56	61	68	67	52	53	48	20	20	50
Karakorum	—	—	—	—	—	50	47	42	41	41	42	—	—
Pamirski Post	47	49	49	51	46	36	40	29	24	46	30	39	39
Tian-Schanskaja	44	56	75	59	71	69	67	50	47	35	52	48	56
Omeischan	74	64	68	89	88	85	86	85	90	91	79	60	80

¹⁾ = nur 5 Jahre

²⁾ = genähert

Tabelle 9: Relative Luftfeuchtigkeit (%)

Station	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Jahr
Dras (08 ^h)	84	85	88	87	72	63	64	67	67	73	86	88	77%
Leh („)	62	58	57	53	41	45	56	62	53	49	59	61	55
Yatung „	81	82	84	82	83	86	87	86	85	83	80	83	84
Gyantse „	64	58	43	44	48	54	64	69	58	50	42	58	54
Lhasa I	22	35	27	25	38	48	57	61	54	37	34	30	39
Zentraltibet ¹⁾	41	40	26	30	34	41	50	45	42	35	32	34	38
Pamirski Post	62	59	52	47	47	44	42	42	42	49	54	57	50
Tian-Schanskaja	62	63	57	50	54	49	52	42	49	44	45	60	52
Omeischan ²⁾	87	86	82	91	88	88	92	86	89	94	91	84	88

¹⁾ = 1906–08

²⁾ = 1932–33

Breite entsprechend — gering. Besonders im Winter wird von vielen Reisenden die Heiterkeit des Himmels trotz strenger Kälte und beißendem, oft stürmischem Wind beschrieben. In den Tallagen Südtibets sinkt die Bewölkung im Winter auf wüstenhaft geringe Werte ab. Jedoch ist der Hochsommer allgemein wolkenreich, wobei hochgetürmte Quellwolken in den Mittags- und Nachmittagsstunden fast täglich beobachtet werden, wenigstens an den Berghängen unter dem Einfluß der tagesperiodischen Hangwinde. Die sorgfältigen Daten geschulter Beobachter in Leh — ähnlich in Skardu u. a. (9) — beweisen, daß hier im Industal tiefe Bewölkung (mit einer Basis unterhalb 2500 m über Station, d. h. 6000 m über Meeresebene) das ganze Jahr über selten ist; die auffallend hohen winterlichen Bewölkungswerte stellen also nur Ci- und As-Schirme wandernder Störungen der Höhenströmung dar, die in Dras und im ganzen Karakorum starke Schneefälle bringen. Ähnliches zeigen alle neueren Expeditionsbeobachtungen.

Die Daten für die relative Feuchtigkeit der Luft (Tab. 9) erscheinen recht unsicher und widerspruchsvoll; bei den Stationen des indischen Netzes handelt es sich vielfach um Mittelwerte für 8 Uhr früh, die (besonders im Winter und in Tallagen, wie Dras,

Yatung) kaum als repräsentativ für das Tagesmittel angesehen werden dürfen. Der Verfasser glaubt, daß die Beobachtungen von Lhasa I (3 Termine) und diejenigen von *Sven Hedin* auf seiner zweiten Reise noch den größten Repräsentativwert haben, ebenso die in Tab. 4 enthaltenen Sommerwerte von Depsang. Danach liegt die mittlere relative Feuchte in der sommerlichen Regenzeit bei 50—60 %, sinkt aber im Winter auf 20—40 % ab, was dem ariden oder mindestens semiariden subtropischen Hochplateau noch am besten entspricht. Bei praktisch tagsüber konstant bleibendem Dampfdruck (vgl. Tab. 4), aber starkem Tagesgang der Temperatur sind dann mittags wüstenhaft niedrige Werte unter 10 % nicht selten.

Aber es darf nicht verschwiegen werden, daß den üblichen Meßmethoden im Hochgebirge und unter Expeditionsbedingungen erhebliche systematische Fehlerquellen anhaften (ungenügende Befeuchtung und Aspiration beim Psychrometer, fehlende Berücksichtigung der Luftdruck-Korrektur in den Tafeln, Verschmutzung der Haare, Trägheit beider Methoden bei sehr tiefen Temperaturen). Aus diesem Grunde mußte die ursprünglich vorgesehene Diskussion des Wasserdampftransportes mit Hilfe der spezifischen Feuchte unterbleiben.

Tabelle 10: Höhenwinde über Depsang, Juni/Juli 1914

Höhe über Station	Abs. Höhe ca.	Windresultante Richt. ¹⁾	Geschwindigkeit.	Windstärke (skalar)	Beständigkeit	Zahl
625 m	6.0 km	216°	1.2 m/sec.	3.2 m/sec.	38%	24
1250 „	6.6 „	253°	2.5	5.6	45	24
1750 „	7.1 „	266°	3.6	6.5	55	24
2750 „	8.1 „	328°	7.5	10.7	70	17
3750 „	9.1 „	308°	10.7	11.7	91	13
4500 „	9.9 „	315°	16.2	16.2	100	11
Bodenwinde zum						
Aufstiegstermin:		237°	1.2	2.3	52%	24 ²⁾
Bodenwinde 15 ^h :		259°	4.6	5.4	85	17 ²⁾

¹⁾ 270° = W

²⁾ 24 Aufstiege an 17 Tagen

Tabelle 11: Häufigkeit der Windrichtungen (% der n Beobachtungen)

Station	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	C	n
Leh 08 ^h Sommer (IV–IX)	1	6	5	4	15	5	5	1	58	} 20 Jahre
Leh Winter (X–III)	2	12	7	2	7	5	4	0	61	
Depsang VI–VII, 12–18 ^h	2	1	1	1	2	19	62	10	2	413
Lhasa I Jahr ¹⁾ 06 ^h	0	13	26	3	1	3	3	0	50	366
Lhasa I Jahr ¹⁾ 14 ^h	5	3	5	5	5	15	25	10	27	366
Zentraltibet 13 ^h Wi	6	3	3	3	4	48	20	5	7	201
Zentraltibet 13 ^h Fr	5	3	5	4	6	54	15	7	3	199
Zentraltibet 13 ^h So	7	8	5	6	11	33	18	8	4	318
Zentraltibet 13 ^h Hc	6	5	5	3	4	36	28	6	7	324
Batang I ²⁾ III–VIII	5	16	7	3	1	42	4	9	13	520
Batang I ²⁾ IX–II	2	9	1	1	1	43	0	3	40	545

¹⁾ = VII 1935 – VI 1936; beide Termine zusammen liefern im Sommer (V–VIII) 33% Winde aus NE–SE, in den restlichen Monaten nur 19%

²⁾ = während der Tagesstunden; nachts meist windstill (C)

IV. Wind

Die Diskussion der Windverhältnisse — insbesondere im Hinblick auf das (vom Boden her gesehen) umstrittene Übergreifen des indischen SW-Monsuns, des chinesischen SE-Monsuns auf Tibet (21, 25, 34) — stößt in einem subtropischen Hochland auf besondere Schwierigkeiten. Die orographisch bedingte Ablenkung und Führung der Bodenwinde, die Häufigkeit tagesperiodischer Zirkulationen (Hangwinde, Berg- und Talwinde, dazu Seewinde an den zahlreichen Seen Tibets) läßt repräsentative Bodenwindstatistiken zu einer Seltenheit werden. Hier führt uns — neben bekannten Befunden und Überlegungen der Meteorologie — die einzigartige Serie von 24 doppelvisierten (!) Pilotballonen weiter, die die italienische Expedition (15) vom Depsang-Plateau mitbrachte (Tab. 10). Sie belegt die bekannte Tatsache (20), daß in den Mittagsstunden bei starkem Vertikalaustausch (d. h. bei adiabatischer oder schwach überadiabatischer Temperaturschichtung) die Bodenwindrichtung sich wegen des gleichzeitigen Impulsaustausches recht nahe an den „Gradientwind“ in rund 1000 m Höhe anpaßt, hier richtiger an die allgemeine Strömung in der gleichen (relativen) Höhe. Hierfür sprach auch schon der überaus starke Tagesgang der Windgeschwindigkeit (Tab. 4). Man vergleiche nun den Bodenwind um 15 Uhr an den Aufstiegstagen mit der Höhenströmung in 1,25—1,75 km über Station, d. h. in rund 7000 m Meereshöhe.

Aus diesem Grunde wurden (vgl. 20) die Mittags-Windbeobachtungen Hedins in Zentraltibet (Tab. 11) an stets wechselndem Ort, also ähnlich repräsentativ wie maritime Windbeobachtungen, statistisch ausgewertet. Das Resultat war in dieser Klarheit unerwartet: völliges Überwiegen der SW- und W-Winde in allen Jahreszeiten. Das bestätigt die aerologische gewonnenene — und durch das chinesische Radiosondennetz seit 1956 bekräftigte — Erkenntnis, daß das Hochland von Tibet praktisch das ganze Jahr hindurch in die außertropische Westdrift hineinreicht. Nur im Sommer treffen wir etwas häufiger S und NE an, insbesondere im Südosten des Hochlandes, der ja auf der Südseite der Höhenhochzelle (21, 22, 25) in die tropische Ostwindzone hineinreicht. Die Diskussion der Windbeobachtungen von Lhasa bestätigt das, während Depsang und Leh — wie durch die Wolkenzugsmessungen am Nanga Parbat und im Karakorum bestätigt wurde (17, 18) — auch im Sommer der Westwindzone angehören. Lhasa I zeigt die typische Tagesperiodik des Windes im Hochtal; den auf eine bestimmte Tageszeit beschränkten Windstatistiken von Leh und Batang mangelt wegen der orographischen Einflüsse und der häufigen Windstillen gleichfalls die Repräsentativität.

Alle Reisenden von den Gebrüdern *Schlagintweit* bis in die neueste Zeit beschreiben eindrucksvoll die wilden Stürme, denen sie auf dem kahlen Hochland ungeschützt ausgesetzt waren; so hat *E. Trinkler* (vgl. 33) mit Recht Tibet als das „Land der Stürme“ bezeichnet. Die Geschichte der Himalaja-Besteigungen ist voll von Schilderungen der furchtbaren Höhenstürme; vgl. hierzu (17, 18). Erst die neue aerologische Epoche der Klimatologie konnte die Ursache dieser Sturmhäufigkeit angeben, die Tibet mit dem Pamir

und der Puna del Atacama, überhaupt den südamerikanischen Anden in 20—35° Breite gemeinsam hat (20). Es ist das Hineinragen in die Ausläufer der in Raum und Zeit auffallend beständigen subtropischen Strahlströmung, die gerade über dem subtropischen Hochdruckgürtel liegt und mit ihm physikalisch in recht komplexer Weise gekoppelt ist; auf diesen Zusammenhang soll hier nicht näher eingegangen werden. Lediglich im Sommer nimmt die Häufigkeit anhaltender Stürme ab; dafür kommt es in den Tagesstunden zu kräftigen Graupel- und Hagelböen, in denen mit dem herabstürzenden Kaltluftkörper — durch die entzogene Verdunstungs- und Schmelzwärme trotz Absinkens kalt gehalten — die hohen Windgeschwindigkeiten aus den höheren Zonen der Quellwolken (mindestens 7—8 km Höhe) herabgeholt werden.

V. Tagesgang und Lokalklima

Einen schönen Einblick in die Tagesperiodik der meteorologischen Elemente gewährt uns die einzigartige Serie der italienischen Karakorum-Expedition (15), zudem mit Vergleichen zu alpinen Gipfelhöhen, für die bisher ebenfalls wenig Beobachtungsmaterial veröffentlicht war (Mte. Rosa 4560 m). Auf dem kahlen Wüstensteppen-Plateau Depsang finden wir (Tab. 4) immer noch eine periodische Tagesamplitude der Temperatur von 9—14° (Juni 13,8°); die relative Feuchte schwankt entsprechend zwischen 26 und über 65 %, auch die Bewölkung (trotz des geringen Anteils tiefer Wolken!) zwischen 36 und 59 %. Die doppelte tägliche Luftdruckschwankung ist auch in fast 5400 m Höhe noch gut ausgeprägt; vgl. die ausführliche Diskussion in (15). Am auffallendsten aber ist die enorme Tagesschwankung des Windes, dessen Geschwindigkeit von 0,61 m sec.⁻¹ und 6 Uhr früh auf das Zehnfache, nämlich 6,09 m sec.⁻¹ um 16 Uhr zunimmt, wobei die Extremwerte jeweils um 1—2 Stunden hinter den primär strahlungsbedingten Extremen der Temperatur (und der rel. Feuchte) nachhinken. Der einfache, nicht doppelte Tagesgang der Windrichtung (variabel, aber vorwiegend SW in den Morgenstunden — siehe auch Tab. 10 mit den meist früh durchgeführten Pilotvisierungen —, sehr beständiger W-NW in den Nachmittags- und Abendstunden) scheint mindestens teilweise lokal mitbedingt zu sein.

Nehmen wir den hohen Tagesgang der Temperatur (trotz der Meereshöhe und der Rolle advektiver, also unperiodischer Vorgänge) und der Windgeschwindigkeit zusammen, so ergibt sich ein eindrucksvolles Bild der Tagesperiodik des Vertikalaustausches. Die Temperatur der freien Atmosphäre oberhalb etwa 1,5—2 km über Station darf im täglichen Gang als praktisch konstant angesehen werden (Schwankungen höchstens 1°), und der Vertikalgradient in der freien Atmosphäre ist wegen der Höhenlage der Heizfläche und ihrer hohen Sommertemperaturen (siehe Abschnitt II) sicher größer als der globale Mittelwert von 6,4°/km. Das bedeutet aber für die Tagesstunden ein mindestens trockenadiabatisches, in den untersten Hektometern wahrscheinlich leicht überadiabatisches Temperaturgefälle und eine enorme konvektive Turbulenz. Hier liegt die Ursache für die oft

beschriebenen sommerlichen Schauer und Böen, die bei einer 0°-Grenze von etwa 6200 m (20, 21), d. h. nur 1—2000 m über Grund, genau wie im Frühling Mitteleuropas oft Graupel, leichten Hagel oder Schlacksschnee (Regen und Schnee gemischt) bringen. Der ständige Wechsel zwischen nächtlicher Inversion (wenn auch meist nur seicht) und überadiabatischem Gradient in den frühen Nachmittagsstunden läßt auch den Vertikalaustausch entsprechend variieren, wobei der Austauschkoeffizient von unter 1 in den Nachtstunden bis zu 100—1000 nachmittags schwanken dürfte, entsprechend den in anderen Klimaten gewonnenen Daten. Dieser Vertikalaustausch befördert nun gemäß den Austauschgesetzen und dem normalen Gradienten dieser Größen Staub, Wasserdampf, Kohlendioxid und Wärme vom Erdboden aufwärts, dagegen Bewegungsgröße (im englischsprachigen Schrifttum *momentum*) oder auch Ozon aus höheren Schichten abwärts; die Tagesgänge von Wind und Temperatur erscheinen auf diese Weise miteinander gekoppelt, erzeugt durch Strahlungsbilanz und Vertikalaustausch.

Daß damit auch die Verdunstung tagesperiodisch stark schwankt — abhängig von Strahlungsbilanz, Windgeschwindigkeit und Sättigungsdefizit —, bedarf keiner näheren Erläuterung; als Ausdruck hierfür sehen wir die Abnahme des Dampfdruckes von 3,1 mm nachts auf 2,8 mm in den Tagesstunden, ebenso das Absinken des (aperiodischen)! Minimums der relativen Feuchte in den Mittagsstunden auf 9—12 % (Tab. 3).

Die *Strahlungsbilanz* einer Hochstation in über 5000 m Höhe ist von sehr großem Allgemeininteresse. Die italienische Expedition (15) maß eine direkte Sonnenstrahlung von im Mittel 1,54 gcal cm⁻²min⁻¹, d. h. etwa 80 % der (bis vor kurzem allgemein angenommenen) Solarkonstanten. Untersteiner (35) fand im Karakorum (Chogo-Lungma-Gletscher) in 4000 bzw. 4300 m Höhe für die Sonnenstrahlung 1,49, für die Globalstrahlung 1,62 gcal cm⁻²min⁻¹. Der Anteil der diffus zerstreuten Himmelsstrahlung ist (wegen der geringen Trübung der Atmosphäre) gering, ebenso — wenigstens relativ zu den Ostalpen — der der Gegenstrahlung der Atmosphäre (auch wegen ihres geringen Wasserdampfgehaltes). Aus diesem Grund ist die nächtliche effektive Ausstrahlung hoch, Ursache der „bitterkalten“ Nächte, ebenso aber auch die Sicht, die Klarheit und die tiefe Bläue des Himmels, die alle Reisenden als faszinierend empfunden haben. Die geplante Einrichtung eines indischen Hoch-Observatoriums hat sich bisher leider nicht verwirklichen lassen; die Erfassung einer vollständigen Strahlungs- und Wärmebilanz unter so exzessiven Bedingungen wäre von großem Interesse.

In Leh, Gilgit und Drosch (35°34'N, 71°47'E, 1433 m) werden um 8 Uhr früh, also zur Zeit des Frühdunstes vor bzw. zur Zeit der Auflösung der nächtlichen Inversion nicht weniger als 304—324 Tage jährlich mit mindestens 20 km Sicht beobachtet: das ist für Tallagen selbst in den Subtropen viel, und Nebel scheint im Hochland sogar in der kalten Jahreszeit zu den Seltenheiten zu gehören (2—4 Tage im Jahr). Die tiefen, meist feuchten Täler der Himalajasüdseite und die Nebelwaldregion der Hänge sind

natürlich von dieser Feststellung ausgenommen (Darjiling 115 Nebeltage jährlich).

VI. Der Mechanismus der Niederschläge

Überblicken wir den Jahresgang der Niederschläge (Tab. 6) und besonders die Niederschlagshäufigkeit (Tab. 7), so finden wir zwei Haupttypen des Jahresganges: die *Sommerregenzeit* im größten Teil des Gebietes, sowie die *Winter-Frühjahrsregenzeit* im Westen (z. B. Dras), deren Ausläufer aber in den übrigen Randgebieten (Tian-Schan, Szetschwan, auch im Himalaja und selbst in Zentral- und Osttibet) noch erkennbar sind. Diese Winter-Frühjahrsregen sind offensichtlich Ausläufer der mediterranen Winter-Frühjahrsregen, die sich über ganz Vorderasien, die Gebirge Irans (36, 37), Afghanistan (38, 39), Russisch-Zentralasien und die ehemalige Nordwest-Grenzprovinz Indiens bis hierher fortsetzen. Ihre Erklärung und Verfolgung mittels der Fronten und Zyklonen der Boden-Wetterkarte war nicht immer leicht, da die lokalen Störungen hoher Gebirgsketten wie der Land-See-Verteilung eine systematische Analyse der Bodenwetterkarte sehr erschweren. Die heutigen Höhenwetterkarten, besonders des 500-mb-Niveaus (5,5—6 km), erleichtern die Erklärung sehr: fast immer sind die Niederschläge gekoppelt mit den ostwärts wandernden Höhentroggen der Westdrift — in der Höhe stets mit Abkühlung und Labilisierung verbunden, in Bodennähe nur teilweise als Kaltfront auftretend —, meist an ihrer Vorderseite und dem Zentrum, während auf der Rückseite der Tröge in den unteren Schichten divergente Strömungsverhältnisse und damit Absinken vorherrschen (40). Dieser Mechanismus tritt anscheinend in der ganzen Subtropenzone in den Vordergrund, überall da, wo in der Höhe die Ausläufer der Westdrift über der nur wenig veränderlichen subtropischen Warmluft hinziehen und Labilität, Wolkenbildung und (vielfach, aber nicht immer konvektive, schauerartige oder gewittrige) Niederschläge auslösen. In Tibet fehlt dieses untere Warmluftpolster: die Wechselhaftigkeit des Wetters und der Winde ist auch eine solche der Temperatur bzw. der Luftmassen. Diese Winter-Frühjahrsregenzeit — die Weihnachtsregen Nordwest-Indiens — dauert im allgemeinen von Mitte Dezember bis in den Mai.

Das Studium der vom Bergsteiger so gefürchteten *sommerlichen Schlechtwetterlagen* im NW-Himalaja (Nanga Parbat) und Karakorum hat klar herausgestellt (17), daß der Mechanismus weitgehend der gleiche ist. Während des Sommermonsuns (Mitte Juni—September) kommt es darüber hinaus gelegentlich zu einer Koinzidenz zwischen diesen wandernden Höhentroggen der Westdrift und den relativ seichten Monsunzyklonen tropischen Ursprungs: die flachen, an der innertropischen (Monsun-) Konvergenz entstandenen und SE-NW wandernden Monsuntiefs können an der Vorderseite eines Höhentrogges mit der südlichen Höhenströmung in dessen Bereich einbezogen werden und verursachen dann tagelang anhaltende Aufgleitvorgänge mit intensiven Niederschlägen, die auch bis in den Karakorum hinein ausgreifen können. Das ist besonders häufig im zen-

tralen Himalaja, wo diese Monsuntiefs vom Bengalischen Golf aus nordwärts gesteuert werden. In diesem Fall wird das quasi-stationäre Höhenhoch über Zentraltibet durch die Kaltluft vorübergehend abgedrängt; über Indien selbst kommt es zu Strömungsdivergenzen und zu einer Monsunpause („break condition“). Diese Vorgänge sind aber im ganzen selten; die 23—31 monatlichen Niederschlagstage im Himalaja in den Sommermonaten (Gangtok, Lachen) sind offenbar in erster Linie durch regelmäßige (tagesperiodische) Zirkulationsphänomene in der feucht-labilen Monsunluft bedingt. Als Folge der gut ausgebildeten tagesperiodischen Hangwindzirkulation konzentrieren sich diese konvektiven Niederschläge auf die Kämme, und in manchen tiefen Tälern entwickelt sich dieses System in den Tagesstunden so regelmäßig, daß die von beiden Seiten her absteigenden Äste in der Talmitte eine in der Vegetation eindeutig abgegebildete Trockenzone erzeugen (41, 42), wie sie C. Troll zuerst aus den südamerikanischen Anden beschrieben hat (vgl. 20).

Eine besondere Erwähnung verdient im statistisch-klimatologischen Sinn der Zusammenhang zwischen Niederschlag und Höhenströmung, besonders der — in bekannter Weise mit einer Frontalzone verknüpften — Strahlströmung (Jet). Die zu ihrer Aufrechterhaltung notwendige, anisobare Quercirkulation bedingt in der Troposphäre ein Vorwiegen aufwärts gerichteter Windkomponenten auf der kalten Seite der Strahlströmung bzw. Frontalzone, ein Vorwiegen abwärtsgerichteter auf der warmen Seite (43). Die Verteilung der Winter-Frühjahrsregen zu der auffällig stationären Strahlströmung über Nordindien bestätigt diese Quercirkulation: diese Regen greifen nur ganz ausnahmsweise auf die indische Halbinsel über und beschränken sich i. a. auf die Zone 25—30°N, an der Nordflanke des Subtropenjets. Die diskontinuierliche Verlagerung dieser Strahlströmung im Sommer auf die Nordflanke von Hochasien (vgl. Kapitel VII) erzeugt dann Niederschläge über Südsibirien; die gleichzeitige Trockenzone über Hochasien selbst ist nur im Lee des Karakorum (Westtibet) und im Tarimbecken voll ausgebildet, in den Gebirgen dagegen durch die eben erwähnten konvektiven Niederschläge etwas verwischt.

Neuestens hat Koteswaram (44) auf die Existenz einer überaus beständigen östlichen Strahlströmung in der oberen Troposphäre (100—200 mb oder 12 bis 16 km) im Sommer über Indien (Maximum nahe 20°N) hingewiesen. Die großräumige Verteilung der „Monsunregen“ erscheint mit einer entsprechenden Quercirkulation (trockene Seite im N, d. h. über dem tibetischen Plateau nördlich des Himalaja) ebenfalls in großen Zügen verträglich. Im Delta der Strahlströmung ist bei abnehmender Geschwindigkeit dieser Effekt gesteigert, im Einzugsgebiet dagegen, bei Geschwindigkeits-Zunahme, abgeschwächt und umgekehrt (43). Da wegen der Überwärmung der Troposphäre über Tibet das Maximum dieses bis in die Stratosphäre reichenden Ost-Strahlstroms etwa bei 90°E zu suchen ist, mag dieser dynamische Effekt mitbeteiligt sein an der Trockenheit des nordwestlichen Indiens (im Delta auf der warmen Seite!) im Vergleich zu dem stark überregneten Assam und Ober-

burma; umgekehrt ist im Bereich des nördlichen West-Strahlstroms der Nordwesten des Hochlandblocks viel feuchter als der Nordosten.

VII. Die Rolle Hochasiens in der allgemeinen Zirkulation

Das Hochland von Zentralasien steht wie ein gewaltiger Block von rund 2 Mill. km² mit einer mittleren Meereshöhe von 4—5000 m und mit seinen 6—8000 m hohen Randgebieten mitten in den nach oben an Geschwindigkeit zunehmenden Windströmungen der Atmosphäre. Seine Wirkung auf diese Winde ist in den letzten Jahren viel diskutiert worden; eine Stellungnahme hierzu — (vgl. 20—25) — überschreitet den Rahmen dieser Arbeit. Hier beschränken wir uns auf einige Hinweise, die das Witterungsgeschehen von Tibet in einer Art Fernwirkung mit denen entfernter Gebiete verknüpfen (Telekonnektionen). Es handelt sich dabei um kinematische wie um thermisch-dynamische Effekte, von denen wir drei erörtern wollen:

a) Als mechanisches Hindernis der Luftströmungen. Bekanntlich sind die Windgeschwindigkeiten am höchsten in den Strahlströmungen der Breitenzone 25—45°, in einer Höhe von 8—12 km. Das Gebiet großer Windzunahme („Windscherung“) mit der Höhe reicht nach unten bis etwa 3—4 km Höhe, wird also von dem Hochlandblock noch abgeschnitten, der im Mittel bis 4500—5000 m Höhe (entsprechend 550 bis 600 mb) reicht und damit 40—45 % des Luftgewichtes verdrängt. Hier treten beträchtliche Kräfte auf: die Gebirge bremsen die vorwiegend westlichen Höhenwinde, die ihrerseits der rotierenden Erde einen zusätzlichen Schub verleihen, dessen jahreszeitliche Änderung an der Rotationsdauer der Erde bzw. der Tageslänge abgelesen werden kann (van Mieghem, Munk u. a.). Während meridionale Gebirgsketten wie die amerikanischen Kordilleren nicht umgangen werden können, läßt sich am tibetischen Hochlandblock heute einwandfrei beobachten³⁾, daß die Strahlströmungen die beiden Positionen im N und S des Hochlandes bevorzugen, während ihre zentralen Kerne nur selten das Hochland selbst unmittelbar überwehen. Der Verlust an kinetischer Energie durch die Übertragung mittels Schubspannung auf das bremsende Gebirge läßt die Strömungen soweit als möglich seitlich ausweichen.

b) Als hochgelegene Wärmequelle der Atmosphäre, besonders im Sommer. Die Daten in Abschnitt II belegen eine Überwärmung des Hochlandes um 5—8° im Mittel gegenüber dem Breitenmittel der freien Atmosphäre. Damit entstehen hier die höchsten Temperaturen der freien Atmosphäre mit einer 0°-Grenze in 6100—6200 m (20, 21) gegenüber 4700 Meter am Äquator, zusammen mit einer quasipermanenten Höhenhochzelle im 500-mb-Niveau und darüber. Es resultiert in der Zeit des höchsten Sonnenstandes im Nordsommer eine Umkehr des meridionalen Temperatur- und Druckgefälles zwischen dem Hochland und dem Äquator, die in der Schicht 6

³⁾ nach noch unveröffentlichten Untersuchungen meines Mitarbeiters Dr. M. Wagner.

bis 20 km (500—50 mb) die normale geostrophische Westdrift auf der Südflanke des Hochlandes auf eine mit der Höhe zunehmende, überaus beständige Ostströmung umspringen läßt. Zugleich wird nun das polarwärts gerichtete Temperatur- und Druckgefälle auf die Nordflanke des Hochlandes konzentriert und noch verstärkt: die subtropische Strahlströmung springt (normalerweise von Mitte Juni bis Mitte September) auf die Nordseite. Damit kommt es aber auch zu einer Neuorientierung der orographisch geführten Höhenträge; während das tibetische Hochland die Westströmung in 85—95°E antizyklonal nach N auszuweichen zwingt, bildet sich vor dem Hindernis ein neuer quasistationärer (wenn auch flacher) Höhentrog nach 68°E (Turkestan) aus, und der hinter dem Hindernis gelegene ostasiatische Höhentrog verschiebt sich unter Verschärfung nach 105—110°E⁴⁾.

Die weitreichenden Folgen für den ganzen eurasischen Kontinent — Häufigkeit von W- und NW-Lagen über Europa, sprunghafte Verlagerung der innertropischen Konvergenz (Monsunkonvergenz) nach Nordindien, Häufigkeit von Schleifzonenregen über Nordchina und Japan — können hier nur angedeutet werden. Auf die umfangreiche Diskussion dieser Wirkung als Wärmequelle (vgl. 21—25) kann hier ebenfalls nicht näher eingegangen werden; sie wurde schon mehrfach (so 1, 37) aus der Pflanzenverbreitung erschlossen. Der Kern der Höhenhochzelle über dem Hochland ist etwas nach Osten verschoben; die Ursache kann in der durch die freiwerdende Kondensationswärme der Niederschläge nicht kompensierten adiabatischen Abkühlung durch orographisch erzwungenes Aufsteigen (42) am Westrand des Hochlandblockes zu suchen sein.

c) Als hochgelegene Kältequelle der Atmosphäre im Winter. Diesen Gedankengang hat Ramage (45) erörtert und unter anderem die Schnee- und Eisbedeckung der Gebirge zur Erklärung herangezogen. Tatsächlich liegt aber die mittlere Position der subtropischen Strahlströmung im Winter in 25—30°N, höchstens unwesentlich äquatornäher als über dem nordamerikanischen Kontinent oder über den warmen Ozeanen. Die offenbar nur geringe Ausdehnung (siehe Abschnitt III) einer ständigen winterlichen Schneedecke, die sich vorwiegend auf die Gebirge zu beschränken scheint, erklärt die Tatsache, daß für Zentraltibet die Wintertemperaturen nicht unter denen der freien Atmosphäre (Breitenmittel 35°N) liegen, für Osttibet — am Rande des ostasiatischen Höhentrog mit nordwestlichen Winden — nur um 3—6° tiefer. Dieser Effekt scheint daher — sofern er überhaupt reell ist — wesentlich geringer zu sein als der Heizungseffekt im Sommer.

VIII. Bemerkungen zur Klimaklassifikation

In den meisten älteren Klimadarstellungen wird Tibet als typischer Vertreter eines Hochlandklimas

⁴⁾ Auf diese sprunghafte Umstellung der Strömung (20—22) und ihre großräumigen Zusammenhänge hat in dieser Zeitschrift kürzlich auch G. Trewartha hingewiesen (Erdkunde 12, 1958, 205—214); obige Ausführungen mögen diesen Fragenkomplex noch in einigen Punkten präzisieren.

dargestellt. Demgegenüber hat schon Lu (8) darauf hingewiesen, daß Lhasa nach den Ergebnissen der Reihe I (1935—38) in der Köppen-Klassifikation als Cwb (statt ETH) eingereiht werden müßte. Um diese Frage weiter zu klären, wurden alle Stationsreihen der Tabelle 1 und 6 nach Köppen (46) klassifiziert. Das Ergebnis war insofern etwas überraschend, als die Variationsbreite der tibetischen Klimate erheblich größer ist als erwartet. Allein in dem vorliegenden lückenhaften Stationsnetz (einschließlich der Gebirgsstationen in Lit. 9) treten folgende Klimatypen auf:

a) BSk'w gilt für Gyantse, Lhasa (wenn man das Jahr 1936 mit den fraglichen extremen Niederschlägen nicht berücksichtigt) und Sining. Diese kalte Abwandlung des winterrockenen Steppenklimas dürfte im größten Teil der Tallagen Tibets auftreten, bis etwa 4 300 m Höhe (Nord- und Osttibet nur etwa 3 800 m) hinauf. In den Tälern des nördlichen Kaschmir herrscht die sommertrockene Varietät BSk's vor (Kargil, Drosch), aber mit einer Ausdehnung der Winterregen bis in das Frühjahr (Mai). In diesem Falle ist die Verwendung von Köppen-Formeln für die Trockengrenzen von zweifelhaftem Wert, da die Grenzwerte für Klimate mit Winterregen und denen mit gleichmäßiger Verteilung der Regen über das Jahr sehr verschieden sind, und beide Kriterien, streng genommen, hier ungültig sind.

b) BWk' gilt für Leh, Skardu, Pamirski Post, wahrscheinlich auch für weitere Tallagen im Trockengebiet Westtibets zwischen etwa 3 300 und 4 400 m; unterhalb gilt — weil die Julitemperatur, nicht aber die Jahrestemperatur über 18°C ansteigt — das Symbol BWk. Oberhalb dieser Höhengrenze muß nach den Definitionen von Köppen ETH-Klima angenommen werden; man könnte für beide Typen hier einen Sondertypus ETB formulieren (siehe unter e). Die wüstenhaft trockenen Täler auf der Leeseite des Himalaja und Karakorum gehören z. T. nach BWk bzw. BWh (Gilgit), wobei die sehr seltenen Regen im Sommer (Monsun) wie im Winter (Westdrift) fallen. In trockenen Jahren gehört auch Gyantse zu diesem Hochwüstenklima.

c) Cwb, das winterrockene „sinische Klima“, reicht von Osten und Süden randlich in die Täler hinein; es wird vertreten durch die Stationen Gangtok, Yatung, Tschiamdo, Batang und Sunpan sowie die indischen „Hill Stations“ in 2 000—2 300 m Höhe, wie Simla, Mussoorie, Darjiling, während der Omeischan dem etwas kühleren Cwc-Klima angehört. Hier sind also extrem niederschlagsreiche und gerade eben ausreichend feuchte Klimate in einer Gruppe vereinigt; es sei vermerkt, daß Lhasa in feuchten Jahren ebenfalls zu Cwb gehört.

d) Dwc, das gleichfalls winterrockene, aber auch winterkalte Klima reicht vom Nordosten her randlich in die Täler hinein, hier vertreten durch Taining. Im Nordwesten findet man in den feuchteren Tälern (Dras) ein Dsc-Klima mit einer Regenzeit von Dezember bis in den Mai, während die trockenste Zeit bis in den Herbst verschoben ist. Ähnliches gilt auch für die Täler des Pamir (Chorog) und die Becken Afghanistans (Kabul, vgl. 38, 39).

e) Das kalte ETH-Klima über die Baumgrenze umfaßt die Hochlagen oberhalb 4 300—4 400 m in Zentral-, West- und Südtibet, oberhalb 3 600—4 000 m in Nord- und Osttibet. Seine Untergrenze sinkt nach N hin deutlich ab und dürfte im Tianschan nur mehr 2 700 m betragen. In diesem Temperaturbereich sind aber extrem aride und sehr humide bzw. nivale Klimate vereinigt, mit Niederschlagsmengen von 3—5 m in den Hochgebirgen des Himalaja und vor allem Karakorum mit ihrer großartigen Vergletscherung bis herab zu weniger als 100 mm in den Hochwüsten des westlichen Tibet.

Der Vorschlag Köppens (46, S. C 21), hier ein EB-Klima abzutrennen, erscheint daher durchaus berechtigt. Vielleicht könnte man — im Hinblick auf die nur während der warmen Jahreszeit voll wirksame Verdunstung — seine Grenzen gegen die schneereichen ET-Klimate abgrenzen durch die Forderung: Jahres-Niederschlag (in cm) geringer als $2 t_M$ (t_M = Mitteltemperatur des wärmsten Monats über 0° C). Bei diesem Vorschlag hätten nur die ET-Klimate, nicht auch die EF-Klimate, eine schneearme EB-Varietät. Zentraltibet hätte dann ein ETB-Klima, wenn in 4 500 (5 000) m Höhe der Jahresniederschlag unter 200 (140) mm liegt, was wenigstens im westlichen Abschnitt (im Lee der Hochgebirge) der Fall sein dürfte. In Osttibet läge die gleiche Trockengrenze in 4 000 (4 500) m Höhe bei 170 (110) mm. Der gleiche Typ dürfte in den Anden Südamerikas wiederkehren.

Die vom Verfasser 1950 (47) vorgeschlagene „semi-genetische“ Einteilung nach den vorherrschenden Windsystemen der allgemeinen Zirkulation könnte hier ohne weiteres angewandt werden, wenn man darauf verzichtet, den Einfluß der Höhe explizit heranzuziehen. Dann gehört der ganze Norden, ab etwa 36° N, zu dem Windregime der gemäßigten Breiten (WW). Dagegen wird der Süden im Sommer gelegentlich erreicht von den Ausläufern der Monsunzyklonen, die zum äquatorialen Windsystem T gehören; sonst herrscht im Bereich der quasisistenten Subtropenhochzelle Absinken vor oder passatische Ostwinde (P), besonders im Herbst, während im Winter die Höhenträge der Westdrift W den Wetterablauf beherrschen. Es ergibt sich also — wie bereits 1950 für die in Köppens Klassifikation nicht unterzubringende Station Peshawar vorgeschlagen — die Ergänzungsformel (TPW); für sie spricht auch der Jahresgang der Niederschlagshäufigkeit mit einem zweiten Maximum in den Wintermonaten, oder doch jedenfalls mit nicht seltenen Winterniederschlägen. Das Zentralgebiet (ohne das Eingreifen der Monsunzyklonen, aber mit konvektiven Sommerniederschlägen) erhalte die Ergänzungsformel (PW).

Eine kartenmäßige Abgrenzung der Klimatypen wird in ganz Hochasien noch auf Jahrzehnte hinaus nur näherungsweise auf der Basis einer Vegetationskarte (42, vgl. auch 38) möglich sein. Auf einen solchen Versuch, der bei systematischer Auswertung der Reiseliteratur wie in (42) vielleicht Erfolg verspricht, muß naturgemäß hier verzichtet werden, ebenso auf ein Eingehen auf die zahlreichen anderen Klassifikationsvorschläge. Die geographischen Koordinaten der Klimastationen sind aus dem Anhang oder den angegebenen Quellen zu ersehen.

Bei der Bearbeitung des Beobachtungsmaterials haben mich seit 1950 mehrere Mitarbeiter unterstützt, insbesondere Stud.-Ass. Waltraut Spohn, geb. Bayer (Würzburg) für die Reihen „Zentraltibet“ und „Depsang“, Dipl.-Met. W. Alfuth (Huntsville/Alabama) für die Reihen „Karakorum“, Lachen und Gyantse, Dr. O. Neutard (Stuttgart-Echterdingen) für Batang, Dr. M. Wagner (Nürtingen) und Diplom-Met. H. Oeckel (Frankfurt/M.) für die Reihen Lhasa und Gyantse; ich möchte allen Helfern an dieser Stelle herzlich danken. Diese Bearbeitung wurde in dankenswerter Weise z. T. durch Mittel des Deutschen Wetterdienstes und der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert.

Schrifttum

1. H. v. Schlagintweit - Sakünlünski: Klimatischer Charakter der pflanzengeographischen Regionen Hochasiens mit vergleichenden Daten über die angrenzenden Gebiete. Abh. K. Bayr. Ak. Wiss. II. Kl. 12, 199—242 (1876).
2. H. F. Blanford: Meteorological and hypsometrical observations in Western Tibet, recorded by Dr. J. Scully. Ind. Meteor. Mem. I, 8 (1879).
3. A. Woeikof: Das Klima Zentral-Asiens nach den Beobachtungen von Prschewalsky. Meteor. Z. 13, 49—61, 90—100 (1896).
4. K. Futterer: Durch Asien. Bd. 3, Lief. III (v. Elsner), 1903.
5. G. v. Elsner: Wiss. Ergebnisse der Expedition Filchner nach China und Tibet, 1903—1905, Bd. 9 (1908).
6. Sv. Hedin: Scientific Results of a Journey in Central Asia. Vol. V, Stockholm 1908.
7. Sv. Hedin: Southern Tibet. Vol. VI, 1, Stockholm 1920.
8. A. Lu: A brief survey of the Climate of Lhasa. Quart. Journ. Roy. Met. Soc. 65, 297—302 (1939).
9. India Meteor. Dept.: Climatological Tables of Observatories in India, Delhi 1953, XXXV und 508 S. sowie bereits Mem. Ind. Meteor. Departm. 17 (1904), 22, 1—3 (1913—14) und für Niederschlag 27, 5 (1949).
10. Academia Sinica, Nat. Inst. Meteorology. Climatological Data (1943—44).
11. E. R. Biel: Weather and Climate of China. Publ. Weather Div. Headqu. A. A. F. (1945), 2. Vol.
12. J. Hanson-Lowe: Notes on the climate of the South Chinese-Tibetan borderland. Geogr. Rev. 31, 444—453 (1941).
13. A. Lu: Precipitation in the South Chinese-Tibetan borderland, Geogr. Rev. 37, 88—93 (1947).
14. H. Flohn: Zum Klima der Hochgebirge Zentralasiens I. Met. Rundsch. 1, 95—97 (1947).
15. C. Alessandri, N. V. Ginori in: Spedizione Italiana de Filippi nell' Himalaja, Caracorum e Turchestan Chinese 1913—1914, Ser. 1, Vol. 3, Bologna 1931.
16. W. Bleeker: Meteorologisches zu den 3 holländischen Karakorum-Expeditionen. Proc. Kon. Ak. Wet. Amsterdam 39, 1936.
17. H. Flohn: Zur Meteorologie des Nanga Parbat. In: Nanga Parbat 1953 (München 1953), S. 171—192.
18. H. Flohn: Zum Klima der Hochgebirge Zentralasiens II, Met. Rundsch. 9, 85—88 (1956).
19. M. H. Duncan: Unpublished Manuscript (US-Weather Bureau, Library).
20. H. Flohn: Zur vergleichenden Meteorologie der Hochgebirge. Arch. Meteor. Geophys. Biokl. B 6, 193—206 (1955).
21. H. Flohn: Large-scale Aspects of the „Summer Monsoon“ in South and East Asia. Journ. Jap. Meteor. Soc., 75th Anniv. Volume, 180—186 (1957). Einzelheiten siehe: Bemerkungen zur Klimatologie von Hochasien. Abh. Akad. Wiss. Lit. Mainz (im Druck).

22. *H. Flohn*: Der indische Sommermonsun als Glied der planetarischen Zirkulation der Atmosphäre. Ber. Dt. Wetterdienst 22 (1956), 134—139.
23. *Tsch. Tsch. Ku*: Der dynamische Einfluß des Hochlandes von Tibet auf die ostasiatische Zirkulation. Acta Agron. Hungar. 5, 273—284 (1955).
24. Staff Members, Acad. Sinica, Inst. Geophys. Meteor., Peking: On the General Circulation over Eastern Asia. Tellus 9 (1957), 432—446; 10 (1958), 58—75
25. *Sh. Y. Dao, L. Sh. Chen*: The Structure of General Circulation over Continent of Asia in Summer. 75th Annivers. Vol. Journ. Meteor. Soc. Japan (1957), 215—229.
26. US Weather Bureau: Normal Weather Charts for the Northern Hemisphere. Tech. Pap. 21, Wash. 1952.
27. *I. Jacobs*: 5- bzw. 40-jährige Monatsmittel der absoluten Topographien der 1000 mb-, 850 mb-, 500 mb- und 300 mb-Flächen. Meteor. Abh. Inst. Meteor. Geophys. Fr. Univ. Berlin IV, 1—2 (1957—1958).
28. India Meteor. Dept: India Weather Review, Monthly Weather Report 1942 f.
29. Nat. Res. Inst. Meteor. Nanking, Monthly Meteorological Bulletin 1935—36.
30. *H. P. Kramer*: Climatology of the Middle East and Central Asia. Meteor. Abstr. Bibl. 2 (1951), 453—491.
31. *E. Trinkler*: Wissenschaftliche Ergebnisse der Dr. Trinklerschen Zentralasien-Expedition, Band I (1932).
32. *I. G. Moore*: The Tropospheric Temperature Lapse Rate. Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. A 9, 468—470 (1956).
33. *F. Prohaska*: Über die meteorologischen Stationen der Hohen Kordillere Argentiniens. 51.—53. Jber. Sonnenblick-Verein, 45—55 (1957).
34. *M. Schick*: Die geographische Verbreitung des Monsuns. Nova Acta Leopoldina N. F. 113 (1953).
35. *N. Untersteiner*: Glazialmeteorologische Untersuchungen im Karakorum I, II. Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. B 8, 1—30; B 9, 137—171 (1957).
36. *M. H. Ganji*: The climates of Iran. Bull. Soc. Géogr. d'Égypte 28, 195—299 (1955).
37. *H. Bobek*: Beiträge zur klima-ökologischen Gliederung Irans. Erdkunde 6 (1953), 65—84.
38. *O. H. Volk*: Klima und Pflanzenverbreitung in Afghanistan. Vegetatio, Acta Geobotanica 5—6 (1954), 422—433.
39. *E. Stenz*: Precipitation, Evaporation and Aridity in Afghanistan. Acta Geophysica Polonica 5 (1957), 245—266.
40. *C. Ramaswamy*: On the Subtropical Jet Stream and its Rôle in the Development of Large-Scale Convection. Tellus 8, 26—60 (1956).
41. *U. Schweinfurth*: Über klimatische Trockentäler im Himalaja. Erdkunde 10, 297—302 (1956).
42. *U. Schweinfurth*: Die horizontale und vertikale Verbreitung der Vegetation im Himalaja. Bonner Geogr. Abhandl. 20 (1957).
43. *H. Faust*: Nullschichteffekt und Frontalzonen. Arch. Meteor. Geophys. Bioklim. A 6, 334—369 (1954), sowie Meteor. Rundsch. 6, 6—15 (1953).
44. *P. Koteswaram*: The Easterly Jet-Stream in the Tropics. Tellus 10 (1958), 43—57.
45. *C. S. Ramage*: Relationship of General Circulation to normal weather over Southern Asia and the Western Pacific during the cool season. Journ. Meteor. 9, 403—408 (1952).
46. *W. Köppen*: Das geographische System der Klimate, in: *Köppen-Geiger*, Handbuch der Klimatologie, Teil C (1930).
47. *H. Flohn*: Neue Anschauungen über die allgemeine Zirkulation der Erdatmosphäre und ihre klimatische Bedeutung. Erdkunde 4 (1950), 141—162.

Anhang: Bemerkungen zu den Stationen

(Quellen in Klammern, siehe Schrifttum)

1. *Skardu*, 35°18'N, 75°37'E, 2288 m, nach (9), Periode 1896—1940. Terrassenlage im Industal.
2. *Dras*, 34°26'N, 75°46'E, 3066 m, nach (9), für die Periode 1896—1940. Tallage.
3. *Leh*, 34°09'N, 77°34'E, 3514 m, langjährige Station des indischen Netzes (seit 1873), Mittelwerte vielfach veröffentlicht (siehe auch World Weather Records Vol. I—III). Temperatur und Niederschläge 1881—1940, Feuchte und Bewölkung 45 Jahre nach (9), z. T. mit geringen Abweichungen.
4. *Depsang*, 35°17'N, 77°58'E, 5362 m, auf einer ausgedehnten, nach N und E abdachenden, öden Hochebene in 5300—5500 m Höhe, am Osthang der stark vergletscherten Karakorum-Ketten gelegen (15); an der Karawanenstraße Leh—Kaschgar südlich des berühmten Karakorum-Passes (5574 m).
5. *Gangtok* (Sikkim), 27°20'N, 88°37'E, 1725 m, im Flußgebiet der Tista auf der nördlichen Seite eines Nebentales, 1893—1901, 1907—25 (9, sowie unveröffentlichtes Archivmaterial). Die nahegelegenen Stationen *Darjiling* (2265 m) und *Kalimpong* (1209 m) sind in (9) ausführlich veröffentlicht.
6. *Lachen* (Sikkim), 27°42'N, 88°45'E, ca. 2700 m, Station des indischen Beobachtungsnetzes, mit Lücken 1950—55 veröffentlicht (28), in engem, NNW-SSE gerichteten Tal auf einer Terrasse gelegen.
7. *Yatung* = *Chumbi*, 27°29'N, 88°55'E, ca. 2987 m, am Karawanenweg *Darjiling*—*Lhasa* im Südzügel des tibetischen Territoriums gelegen, in einem N-S verlaufenden Tal (auf der Karte von *Schweinfurth* als *Yatung* bezeichnet), Abweichungen vom Mittel, 1896—1940, Unterbrechungen 1907/08 (9, 10, 11).
8. *Gyantse*, 28°56'N, 89°36'E, 3996 m, in einem SE-NW ziehenden Hochtal, 1949—1954 in (28), am 17. 7. 1954 durch Überschwemmung zerstört und aufgehoben. Temperatur aus den in (28) gegebenen Abweichungen vom Mittel 1926—40 berechnet, ebenso Bewölkung und Dampfdruck; Niederschlagsmenge Mittel 1906—16, 1925—54 (unveröffentlichtes Archivmaterial). Die Mittel 1949—54 weichen von den längeren nur geringfügig ab.
9. *Lhasa*, 29°48'N, 91°02'E, 3675 oder 3730 bzw. 3732 m in einem nahezu E-W verlaufenden Talabschnitt, Windrichtung daher wegen ganzjähriger Lokalwinde (06 Uhr um ENE, 14 Uhr um WSW, häufige Windstillen) nicht repräsentativ. Reihe I 1935—38 aus chinesischen Quellen (8, 10, 11, 14), II 1941—1955 mit Unterbrechungen nach (28) einschließlich unveröffentlichtem Archivmaterial. Klima wegen der geschützten Tallage günstig. Während die Niederschläge zwischen 255 und 587 mm schwanken, lieferte das exzessive Jahr 1936 dagegen 5036 mm, in den Monaten Mai—September 486, 519, 2056, 1313 und 619 mm! Da in den übrigen 16 Vergleichsjahren auch nicht annähernd vergleichbare Mengen beobachtet wurden, und da die Niederschlagshäufigkeit in keiner Weise eine Sonderstellung des Jahres 1936 wiedergibt (87 Tage $\geq 0,1$ mm gegen 87, 89, 93 in den 3 Nachbarjahren), sollte dieser extreme Wert zunächst als fraglich (Kommatafehler?) bei der Mittelbildung außer Ansatz bleiben. Auch *Gyantse* (im gleichen Klimagebiet) zeigt in 38 Jahren keine derart extremen Schwankungen; das Jahr 1936 ist mit 332 mm zwar übernormal, wird aber von 6 anderen Jahren überboten. Die Feuchtedaten der beiden Reihen geben widerspruchsvolle Ergebnisse; in II zeigt der Dampfdruck eine Inhomogenität (Jahresmittel 1943 5,5 mb, 1944 7,0, dagegen 1947—53 10,2 mb), so daß Nachprüfung erforderlich scheint.

10. *Tschiamdo* (= Changiu), chin. Prov. Sikang, 31°09'N, 97°10'E, 3910 m (?), wohl richtiger 3230 m, Zeitabschnitt 1941—42, aus (10).
11. *Batang* (= Paan), 30°1'N, 98°56'E, 2685 m nach Stieler-Atlas, nach (11) 2687 m, chin. Provinz Sikang. I Juli 1927 — Juli 1932, sowie Okt. 1934 bis Jan. 1935, unveröffentlichtes Klimatagebuch der Missionarin *M. H. Duncan* (USA) mit Vorwort (19). Temperaturen: Maximum und Minimum an geschützter Stelle aufgehängt (Sixthermometer?), Bewölkung nur geschätzt (aus 0,1 heitere Tage + 0,5 wolkige Tage + 0,9 bedeckte Tage), Angaben jedoch inhomogen wegen offenbar schwankender Beobachtungsgrundlage. Die tägliche Niederschlagsmenge wurde in (19) in 0,1 inch geschätzt, im Jahresmittel aus 34 Monaten 953 mm; bei den bekannten Schwierigkeiten einer Niederschlagsschätzung erscheint dieser Wert von vornherein als unsicher, eher zu hoch. Die ebenfalls dreijährige Meßreihe II (nach 19) bestätigt diese Vermutung. Niederschlagshäufigkeit nach (19) aus 37 Monaten (Schnee und Regen), II nach (11).
12. *Taining*, chin. Prov. Sikang, 30°53'N, 101°29'E, 3496 oder 3690 m, Zeitabschnitt 1939—42, Temperatur nur 1940, nach (10).
13. *Sining* (früher Siningfu), 36°37'N, 101°49'E, 2380 m (?), 1937—40 nach (10), einige weitere Daten bei (5).
14. *Tatsienlu* (= Kangting), 30°01'N, 102°09'E, Höhe nach *Stieler* 2520 m, Niederschlagsmenge (8 Jahre) nach (11), Tallage.
15. *Sungpan*, 32°39'N, 103°34'E, 2856 m, 1941—42 nach (10).
16. *Zentraltibet*, neu bearbeitet nach den Expeditionen von *Sven Hedin* 1900—02 (6) und 1906—08 (7), aus dem Bereich 29—38°N, 78—90°E, Höhen zwischen 3900 und etwa 5400 m, Temperaturen mit 0,5°/100 m auf 4500 m reduziert, umfaßt 2—5 Jahre.
17. *Osttibet*, kompiliert nach den Expeditionen von *Prschewalski* 1872 f. (nach *Woeikof* 1896, vgl. 3), *Futterer* (1896) und *Filchner* (1904) — deren Beobachtungsdaten jeweils von *G. v. Elsner* (4,5) zusammengestellt wurden —, Raum 32—37°N, 92—103°E, Höhen zwischen 3400 m und 4800 m, Temperaturen mit 0,5°/100 m auf 4000 m reduziert, umfaßt 1—3 Jahre.
18. *Karakorum*, kompiliert nach den Expeditionen von *Ph. C. Visser* (16) und *Herrligkoffer* (17, 18) 1—4 Jahre; gilt für 35—36°N, 75—78°E, Höhen über 4000 m. Winterdaten fehlen.
19. *Pamirski Post*, 38°11'N, 74°02'E, 3653 m, hier nach *Köppen*, Handbuch der Klimatologie, Teil N2 (1939); Hochplateau im zentralen Pamir. Weitere Einzelheiten und Stationsdaten im Pamir siehe bei *H. v. Ficker*, Denkschr. Math. Nat. Kl. Akad. Wiss. Wien 81 (1908) und 97 (1919); die wichtigen Stationen Irkeschtam (39°42'N, 2850 m) und Chorog (37°29'N, 2098 m) ebenfalls bei *Köppen* (1939).
20. *Tian-Schanskaja*, 41°55'N, 78°14'E, 3605 m, südlich Alma-Ata in einem Hochtal des Tien-schan gelegen, Zeitraum Polarjahr 1932/33, vgl. (14).
21. *Omeischan*, 29°28'N, 103°41'E, 3092 m. Zeitabschnitt 1940—42 nach (10); vgl. hierzu auch 1932/33 in (11, 14). Die riesigen Niederschlagsmengen des Polarjahres 1932/33 (7625 mm, mit häufigen Tagesmengen über 20 cm, Hax. 332 mm) werden in dem neueren Zeitabschnitt nicht entfernt erreicht. Der allgemeine Witterungscharakter ist derselbe (219 Niederschlagsstage gegen 234) wie in den Nachbarjahren, so daß der Wert recht fragwürdig erscheint (falsches Meßglas?).

THE GLACIATION OF YULUNGSHAN, YUNNAN, CHINA

by *Jen Mei-Ngo**

With 3 Figures and 8 Plates

Die Vergletscherung des Yulungshan

Zusammenfassung: Der Yulungshan (5914 m), im Nordwesten der chinesischen Provinz Yunnan gelegen, weist eine Anzahl kleiner Kargletscher auf, von denen einige Zungen nach unten senden und Abbruchgletscher bilden, die ihr unteres Ende gegen 4500 m N.N. finden. Es wurden zwei quartäre Vereisungen, deren Endmoränen bei 3200 und 2800 m liegen, unterschieden. Sie werden hier vorläufig als Tali- und Litschiang-Vereisung bezeichnet und entsprechen wahrscheinlich der Würm- und Riß-Vereisung der Alpen. Aus der relativ kleinen Ausdehnung der Litschiang-Vereisung, der Frische der großen Verwerfungsstufe und dem Vorkommen tropischer Pflanzen in großen Höhen wird geschlossen, daß die Haupt-heraushebung des Yulungshan wahrscheinlich im späten Quartär erfolgte.

Various high mountains of north-western Yunnan nourish isolated glaciers among which Yulungshan is the most accessible. Yulungshan is situated at about 20 km. from Lichiang (26°53'N) the most important city of northwestern part of Yunnan Province, which may be reached from Kunming, the provincial capital, in three days by the newly built highway. The principal peak of Yulungshan, Sien-Tzu-Tou, has an altitude of 5914 m. or more than 3,000 m. above the Lichiang Basin. Viewed from the beautiful city of Lichiang, its snowy peaks rise like giants towering high above the clouds, about which local people cherish many romantic legends (Plate 1). Trending roughly from north to south, the mountain range is cut through by the Chinshachiang, forming a great gorge, known as Hu-Tiao-Chien or the Tigers' Leap (1), where the great river rushes by a series of waterfalls and cataracts in a narrow trench less than 100 m. wide above which tower precipitous cliffs more than 3,500 m. high. The gorge, more than 10 km. long, is undoubtedly the mightiest gorge in China and one of the grandest gorges of the world (Plate 2).

*) The expedition, led by the author, was organized under the sponsorship of the Institute of Geography of the Academia Sinica (Peking) and Nanking University for the purpose of studying geomorphological division of Yunnan Province and providing materials for the development of water resources of the Yangtze Valley, one of the essential parts of the plan for the multi-purpose development of the Yangtze River Basin undertaken by the state. The field work was carried out in May and June, 1957. Besides the Yulungshan area, the famous river capture case of the Chinshachiang near Shiku was studied which will be the subject of another paper to be presented later. The party consisted of eleven members: *Prof. M. N. Jen, Mr. C. C. Liu, Mr. H. H. Hu, Mr. H. S. Bao, Mr. W. L. Yun, Mr. Y. F. Sung, Mr. P. W. Huang, Miss. F. Y. Wang, Mr. T. C. Han, Mr. S. Y. Ma and Mr. S. Y. Soo.*

Leader of the Yunnan Geographical Expedition and head of the Department of Geography, Nanking University.