

- : Petrography of Some Late Quaternary Pyroclastic Deposits at La Malinche and Valsequillo Early Man Sites, Puebla, Mexico. – The Geol. Soc. Amer. and Ass. Soc. Program with Abstracts, 1968 Annual Meetings, Mexico-City, Mexiko 1968.
- VUILLEUMIER, B. S.: Pleistocene changes in the fauna and flora of South America. – Science, 173, 1971, S. 771–780.
- WALTER, H.: Bericht über Untersuchungen im Süden des zentralen Arbeitsgebietes unter besonderer Berücksichtigung des Präkeramikums. – Das Mexiko-Projekt der Deutschen Forschungsgemeinschaft, Bd. I, 1968 (hrsg. F. TICHY), S. 72–79.
- WEYL, R.: Eiszeitliche Gletscherspuren in Costa Rica (Mittelamerika). – Z. Gletscherkde. Glazialgeol., 3, 1956, S. 317–325.
- : Erdgeschichte und Landschaftsbild in Mittelamerika. – Frankfurt 1965.
- WHITE, S. E.: The firn field on the volcano Popocatepetl, Mexico. – J. Glaciology, 2, 1954, S. 389–393.
- : Probable substages of glaciation on Iztaccihuatl, Mexico. – J. Geol., 64, 1956, S. 289–295.
- : El Iztaccihuatl. Acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el Pleistoceno Superior. – INAH, Serie Investigaciones 6, Mexiko 1962a.
- : Late Pleistocene Glacial Sequence for the West Side of Iztaccihuatl, Mexico. – Bull. Geol. Soc. Amer., 73, 1962b, S. 935–958.
- WOLDSTEDT, P.: Die letzte Eiszeit in Nordamerika und Europa. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 11, 1960, S. 148–165.
- : Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs. Dritter Band: Afrika, Asien, Australien und Amerika im Eiszeitalter. – Stuttgart 1965.
- YARZA DE LA TORRE, E.: Volcanes de México. – Mexiko 1971.

DIE EISZEITLICHEN UND NACHEISZEITLICHEN KLIMASCHWANKUNGEN IM ZENTRALMEXIKANISCHEN HOCHLAND UND IHRE URSACHEN

Mit 5 Abbildungen und 4 Tabellen

DIETER KLAUS

Summary: Climatic variations and their causes in the central Mexican Highlands during and after the Ice Age

The 'glacier pool', the contemporary glaciers in the Sierra Nevada, is strongly determined by the level of summer precipitation totals. The fact that, despite lower temperatures, there were no glacier advances in the Mexican Highlands during high glacial times, can be traced back to a decrease in summer precipitation amounts and a contemporaneously constant level of winter precipitation. This phenomenon can be explained by the particular geographical situation of Mexico with respect to the high-level trough of low pressure in the lee of the Rocky Mountains. During the Ice Age this through, because of the inland glaciation of North America, was positioned all the year round at about 25–30° northern latitude in the lee of the Rocky Mountains. The beginning of worldwide temperature increases in late and postglacial times led in Mexico to repeated glacier advances. These are explicable in terms of an increase in summer precipitation in conjunction with a northward shift of the trough consequent on ice retreat on the European and north American continents.

The glacier advances of the most recent period are probably connected with persistent 'low index circulations' on the entire northern half of the globe, released by energy transport in the southern hemisphere.

Die Gletscher der Iztaccihuatl

Die Ausdehnung und Höhe der vergletscherten Gebiete des Vulkans Iztaccihuatl wurde von LORENZO (1964) eingehend beschrieben. Der ausgedehnteste

Gletscher (Chestgletscher) beginnt im Gipfelniveau der Iztaccihuatl (5286 m) und endet in einer Höhe von 4750 m. Alle übrigen 12 Gletscher der Iztaccihuatl enden je nach ihrer Größe und Exposition zwischen 5010 m und 4715 m. Die Höhe der orographischen Schneegrenze kann demnach zwischen 5000–4700 m angenommen werden.

Die Höhe der 0 °C-Sommerisotherme, die aus Radiosondendaten zu bestimmen ist, entspricht nach LEOPOLD (1951) recht genau der Höhe der regionalen Schneegrenze oder liegt knapp über dieser. Nach den Daten der Höhengaufstiege in Mexiko D. F. (Mai–Sept., 1967–1971, Monthly Climatic Data) tritt die 0 °C-Sommerisotherme in einer Höhe von 4958 m auf (vgl. Tab. 1).

Der Gletscherhaushalt wurde bisher für keinen der Gletscher der Iztaccihuatl bestimmt. Beobachtungen zeigen jedoch, daß erhebliche Ablationserscheinungen am Ende der Trockenzeit auftreten, die während der Regenzeit nur gelegentlich erkennbar sind. Es muß angenommen werden, daß die Gletscher durch die Sommerniederschläge erhalten werden.

In der Tab. 1 sind für einige Stationen im Fuß- und Hangbereich der Iztaccihuatl Klimadaten angegeben. Ein Vergleich der mittleren monatlichen Niederschlagssummen dieser Stationen zeigt, daß in allen Monaten des Jahres die hochgelegene Station Repetidora T.V. (4034 m) weniger Niederschlag erhält, als die Fuß- und Hangstationen dieses Vulkans. Es läßt sich eine Zunahme der Niederschläge vom Boden

Tabelle 1: Monatliche Mittelwerte einiger wesentlicher Klimaparameter / Mean monthly values of some essential climatological parameters

	Jan.	Feb.	Mrz.	Apr.	Mai	Jun.	Jul.	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.	Dez.	Jahr
Vertikaler Temperaturgradient zwischen 850–500 mb in °C/100 m (1967–1971)	0.55	0.56	0.59	0.59	0.58	0.52	0.49	0.49	0.47	0.50	0.51	0.65	0.54
Vertikaler Temperaturgradient zwischen 700–500 mb in °C/100m (1967–1971)	0.75	0.75	0.81	0.83	0.82	0.70	0.65	0.66	0.64	0.68	0.69	0.76	0.73
Mittlere Höhe der 0 °C-Isotherme in m (1967–1971)	4567	4587	4798	4916	4960	4987	4902	4943	5000	4955	4805	4707	4843
Mittl. monatliche Niederschlagssummen Repetidora T. V. (4034 m) (1963–1969)	6.4	3.8	13.5	36.6	85.6	122.	142.	127.	129.	75.6	16.7	6.9	766.8
Mittl. monatliche Niederschlagssummen S. Juan Tetla (2734m) (1967–1968)	26.8	15.8	11.9	87.3	113.	215.	163.	197.	167.	73.4	17.9	22.4	1113.
Mittl. monatliche Niederschlagssummen, Rio Frio (3000m) (1940–1969)	13.6	7.5	13.1	53.6	107.	178.	196.	187.	185.	84.5	22.1	10.2	1059.
Mittl. monatliche Niederschlagssummen, Huejotzingo (2260m) (1940–1967)	9.6	15.3	16.1	27.0	57.6	121.	157.	178.	150.	68.5	13.3	7.1	821.
Prozentuale Auftrittshäufigkeit von Tagen ohne Niederschlag in Rio Frio	92	94	86	68.5	34	30.1	24.	25.6	22.8	49.5	75.5	87.0	57.4
Prozentuale Auftrittshäufigkeit von Tagen ohne Niederschlag in Repetidora	83	87	82	61	35	29	14.5	10.2	17.4	46	80	85	52.5
Prozentuale Auftrittshäufigkeit von Tagen ohne Niederschlag in Huejotzingo	90	95	89	75.5	60	39	36	36.4	37	62	87	90	60.4
Prozentuale Auftrittshäufigkeit von Tagen mit unmeßbarem Niederschlag in: Repetidora	11.3	7.	7.5	11	19.4	14.5	5.5	12.4	12.3	9.7	6.1	6.5	10.3
Rio Frio	–	0.6	0.6	4.4	3.9	2.1	8.2	3.3	–	7.2	9.5	6.0	3.7
Huejotzingo	3.8	1.8	4.3	10.	15	12	12.3	9.8	11.2	12.	5.	4.5	8.5
Prozentuale Auftrittshäufigkeit von Tagen mit Niederschlag größer 16mm in: Repetidora	–	–	–	0.5	4.3	5.3	1.5	2.7	2.7	2.6	–	–	1.6
Rio Frio	1.1	0.6	0.6	2.6	5.2	9.0	10.7	11.1	13.8	3.9	–	–	4.6
Huejotzingo	1.0	–	0.6	–	1.7	0.6	0.6	0.7	–	1.1	–	–	1.5
Prozentuale Auftrittshäufigkeit von Tagen ohne Bewölkung in: Rio Frio	60	65	59	48	36	23	6	11	5	13	58	54	36.5
Repetidora	65	75	47	43	36	20	22	13	20	36	68	71	43.0

(2250 m) bis ins 3000-m-Niveau (Station Rio Frio) ablesen. Von dort nehmen die Niederschläge in allen Monaten des Jahres bis in die Höhe der Station Repetidora ab. Die Zahl der Tage mit Niederschlag nimmt mit der Höhe allerdings (Tab. 1) infolge des gehäuften Auftretens von unmeßbarem Niederschlag, der durch die gelegentliche Lage der Station oberhalb des Wolkenniveaus bedingt ist, zu. Starke Niederschläge mit Tagessummen über 16 mm treten in Repetidora seltener auf als an der Hangstation Rio Frio (vgl. LAUER, 1973, LAUER/STIEHL, 1973).

Die Variation der orographischen Schneegrenze um 300 m und mehr zeigt die besondere Bedeutung der Sonneneinstrahlung für die Ablation. Während in den Sommermonaten die 0 °-Isotherme gegenüber den Monaten Januar und Februar um nahezu 400 m höher liegt, was einer mittleren Temperaturzunahme von 2–3 °C im Bereich der orographischen Schneegrenze entspricht, sinkt die Zahl der Tage ohne Bewölkung von 65% im Januar auf 13% im August (Tab. 1). Die Einstrahlung im Gipfelniveau der Vulkane wird durch diesen jahreszeitlichen Bewölkungsgang erheblich reduziert.

In den Wintermonaten können in 5 km Höhe in maximaler Häufigkeit (74%) Windgeschwindigkeiten um 18–20 m/sec in Mexiko D. F. beobachtet werden. In den Sommermonaten dominieren Windgeschwindigkeiten um 10 m/sec in dieser Höhe. Verschiedentlich wurde die lineare Beziehung:

$$M = 1.2 \cdot A \cdot v \cdot T \text{ mit } M = \text{Schmelzwasser in cm} \\ v = \text{mittl. monatl. Windgeschw. in m/sec} \\ A = \text{Arealindex, Gebirge: } A = 0.4 \\ T = \text{monatliche Mitteltemperatur}$$

zur Bestimmung des Schmelzwassers vorgeschlagen. Eine Verdopplung von v würde demnach eine Verdopplung der Abschmelzprozesse bewirken.

Die nur geringen jahreszeitlichen Änderungen der Temperatur in Höhe der Schneegrenze (2–3 °C) werden in bezug auf ihre Wirkung für den Gletscherhaushalt durch die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge weit überkompensiert. In den durch niedrige Temperaturwerte ausgezeichneten Monaten von November bis März (Tab. 1) fallen nur 6,15% (47,3 mm) der Jahresniederschläge. Die zeitliche Inkoinzidenz der das Gletscherwachstum begünstigenden Faktoren läßt eine hohe Sensibilität des Gletscherhaushaltes in bezug auf die Höhe der sommerlichen Niederschlagssummen vermuten, die durch direkte Beobachtungen der Ablationsprozesse bestätigt wird (WHITE, 1954).

Geomorphologische und pollenanalytische Befunde und ihre klimatologische Interpretation

In den Arbeiten von JÄGER (1926), BRYAN (1948), WHITE (1962) und HEINE (1973) wird auf Grund morphologischer Befunde eine wiederholte Änderung des Klimas im zentralmexikanischen Hochland her-

geleitet. HEINE und WHITE geben detaillierte Hinweise auf die räumlichen und zeitlichen Veränderungen der fossilen Eisstände im Bereich der Vulkane Iztaccihuatl, Popocatepetl und Malinche während des Glazials und Postglazials. Die Lage der kartierten, bzw. beschriebenen (Moräne M 5) Endmoränen läßt unter Berücksichtigung der vielfältigen Fehlerquellen (FLINT, 1971, S. 67) Rückschlüsse auf die Lage der orographischen Schneegrenze während der Vergletscherungsphasen zu (KUROWSKI, 1881). Ohne Berücksichtigung einer möglichen Änderung der Niederschläge ergeben sich daraus folgende hypothetische Temperaturabnahmen für die Sommermonate, deren relative Größenordnung zueinander gut gesichert ist: Moräne M 5 (1800 n. Ch. [?]) etwa 1,75 °C, Moräne M 4 (100 v. Ch. [?]), etwa 3 °C, Moräne M 3 (1. Vorstoß 10 000 v. h., 2. Vorstoß 9000 v. h.) mindestens 4 °C, Moräne M 2 (vor 12 100 v. h.), mindestens 5,5 °C, Moräne M 1 (zwischen 39–26 000 v. h.), mindestens 7 °C. Die genannten Zeitangaben werden von HEINE (1973) durch C¹⁴-Daten teilweise belegt.

In Abb. 1 werden die hergeleiteten mutmaßlichen Temperaturänderungen in Beziehung gesetzt zur zeitlichen Änderung der CaCO₃-Sedimentation im äquatorialen Atlantik (WISEMAN, 1966), zur Wassertemperaturveränderung (keine absoluten Werte) im westlichen Golf von Mexiko (KENNETH und HUDDSTON, 1972), zur mutmaßlichen Julitemperatur für Masset, Br. Columbiens, bzw. Humpstulips, Wash. (HEUSSER, 1966), zur mittleren mutmaßlichen Jahrestemperatur von Bogotá, Columbiens (VAN DER HAMMEN und GONZALES, 1960), zur mutmaßlichen Januartemperatur in Alerce, Chile (HEUSSER, 1966) und zur eustatischen Standardkurve der Meeresspiegelschwankungen (FAIRBRIDGE, 1966).

Die Temperaturänderungen in Masset, Bogotá und Alerce zeigen eine erstaunlich gute Übereinstimmung. Allerdings setzt die Erwärmung im Hypsithermalintervall in Nordamerika, vielleicht infolge der Inlandeisbedeckung, später als in Südamerika ein. Die relativen Oberflächentemperaturen im westlichen Golf von Mexiko verlaufen nahezu invers zu diesen Temperaturkurven und zeigen nur eine geringe Parallelität zum Verlauf der Kurve der CaCO₃-Sedimentationsraten im östlichen äquatorialen Atlantik. Es fällt auf, daß dem steigenden Meeresspiegelniveau um 7–8000 v. h. eine Abnahme der Oberflächentemperaturen im Golf von Mexiko entspricht. Dieser Zeitraum ist durch eine erhebliche Reduktion der Inlandeis Massen auf dem nordamerikanischen Kontinent gekennzeichnet (Abb. 3a). Neben einer Änderung des Salzgehaltes (FLOHN, 1969) haben diese Schmelzwässer vermutlich einen erheblichen Temperaturrückgang im Golf von Mexiko ausgelöst.

Die Gletschervorstöße im Hochland von Zentralmexiko koinzidieren mit Temperaturzunahmen in Nord- und Südamerika (Abb. 1). Die Moräne M 2 (12 100 v. h.) wurde am Ende des „middle stade“ der

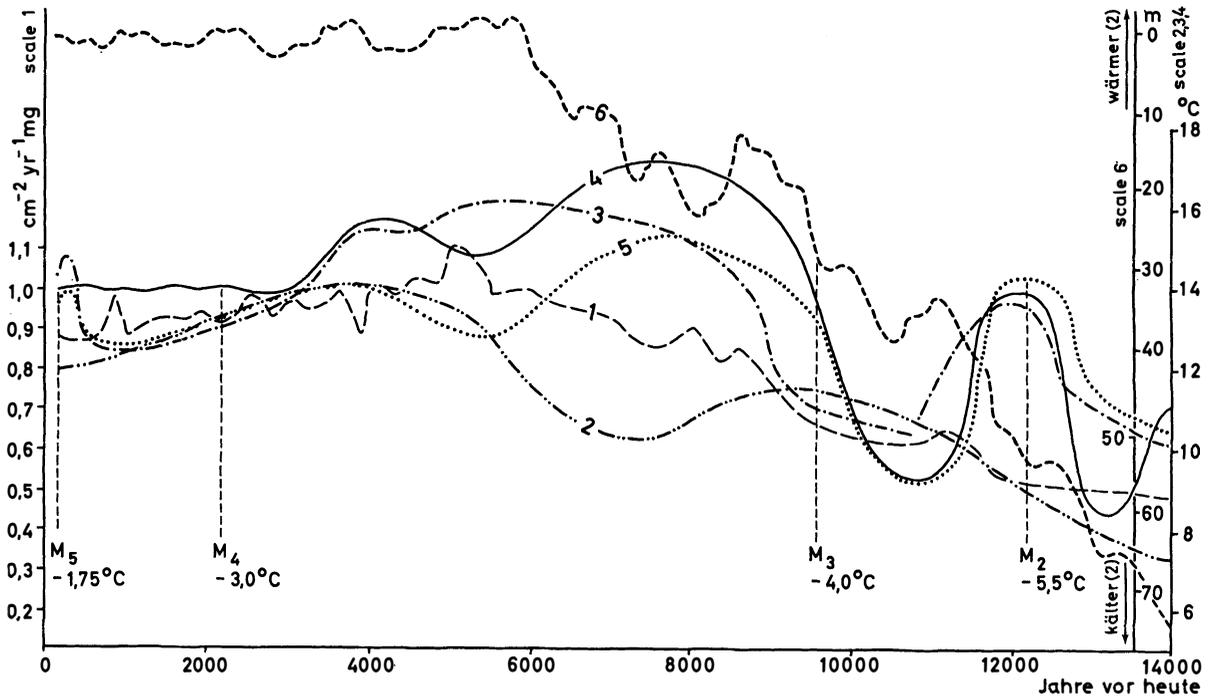


Abb. 1: Mutmaßliche Temperatur- und Meeresspiegeländerungen in verschiedenen Gebieten der Erde

1 Die Veränderung der CaCO_3 -Sedimentation ($\text{mg cm}^{-2}\text{yr}^{-1}$) in 60 aufeinanderfolgenden Sedimentationsschichten aus dem äquatorialen Atlantik ($1^\circ 10' \text{N}$, $19^\circ 50' \text{W}$, Seetiefe: 4350 m) nach WISEMAN 1966; 2 Die Veränderung der Wassertemperatur im westlichen Golf von Mexiko (die Kurve weist nur relative Temperaturänderungen aus) nach KENNETT und HUDDLESTON 1972; 3 Die Veränderungen der Julitemperaturen in Masset, Brit. Columbien (0–11 000 vor heute) und in Hump Tulips, Wash. (11 000–14 000 vor heute), nach HEUSSER 1966; 4 Die Veränderungen der Jahrestemperatur in Bogota, Columbien nach VAN DER HAMMEN und GONZALES 1960; 5 Die Veränderung der Januartemperaturen in Alerce, Chile nach HEUSSER 1966; 6 Eustatische Standardkurve der Meeresspiegelschwankungen nach FAIRBRIDGE 1966

Hypothesised changes in temperature and sea level in various parts of the world

1 changes in CaCO_3 sedimentation ($\text{mg cm}^{-2}\text{yr}^{-1}$) in 60 successive sedimentation levels from the equatorial Atlantic ($1^\circ 10' \text{N}$, $19^\circ 50' \text{W}$, depth below the surface: 4350 metres), after WISEMAN 1966; 2 changes in water temperature in the western Gulf of Mexico (the curve shows only relative changes in temperature), after KENNETT and HUDDLESTON 1972; 3 changes in July temperatures in Masset, British Columbia (0–11,000 years B.P.) and in Hump Tulips, Washington (11,000–14,000 years B.P.), after HEUSSER 1966; 4 changes in annual temperature in Bogota, Colombia, after VAN DER HAMMEN and GONZALEZ 1960; 5 changes in January temperatures in Alerce, Chile, after HEUSSER 1966; 6 eustatic standard curve of changes in sea level, after FAIRBRIDGE 1966

Pinedale-Eiszeit (Pinedale, 25000–6500 Jahre v. h., etwa zu parallelisieren mit Late Wisconsin, 25–10 000 v. h.) in einer Zeit gebildet, die durch einen raschen Temperaturanstieg (Interstade nach RICHMOND, 1965) gekennzeichnet ist (Abb. 1). Ähnliche Bedingungen können für die M 3-Moränen im ausgehenden Pinedale (late stade) abgelesen werden. Während im frühen und im mittleren Pinedale keine Gletschervorstöße im zentralmexikanischen Hochland beobachtet werden, fällt die Moräne M 1 (39–26 000 v. h.) in die ausgehende Bull-Lake Eiszeit (beginnt und endet früher als das Middle Wisconsin, 55–25 000 Jahre v. h.) und koinzidiert damit wahrscheinlich wiederum mit einer weltweiten Temperaturzunahme. Die Zeiten maximaler Eisstände und minimaler Temperaturen in Nordamerika waren demnach während der letzten Eiszeit mit großer Wahrscheinlichkeit im zentralmexi-

kanischen Hochland nicht mit einem Vorrücken der Gletscher verbunden.

Zwei Hypothesen sind denkbar. Da Gletscher gegenüber Änderungen der Ablationsbedingungen eine höhere Sensibilität besitzen als gegenüber Änderungen der Akkumulationsbedingungen, spielt die Höhe der Sommertemperaturen eine übergeordnete Rolle im Gletscherhaushalt. Die Annahme, daß das Fehlen von Gletschervorstößen in den Hochglazialzeiten des „Late Wisconsin“ (Pinedale) und möglicherweise auch des „Middle Wisconsin“ (FLINT, 1971, S. 560) durch zu hohe Sommertemperaturen bedingt war, ist unwahrscheinlich, da trotz der Temperaturzunahme am Ende des „Late Wisconsin“ Gletschervorstöße beobachtet werden. In subtropischen Gebieten wird der Niederschlag zur bestimmenden Komponente des Gletscherhaushaltes. Die Annahme, daß während der

Hochglazialzeiten fehlender Niederschlag ein Vorrücken der Gletscher trotz der erheblichen Temperaturbegünstigung ausschloß, steht nicht im Gegensatz zu den geomorphologischen Beobachtungen. HEINE (1973) hebt im Gegenteil hervor, daß viele Indizien für eine Verstärkung der Niederschläge zur Zeit des Vorrückens der Gletscher sprechen.

SEARS und KATHRYN (1955) und OHNGEMACH (1973) leiten aus Änderungen des Pollenspektrums verschiedener Bohrkerne aus den Hochbecken von Mexiko und Puebla einen mehrfachen Wechsel feuchter und trockener sowie warmer und kühler Perioden her. Als Klimaindikator wählt SEARS das quantitative Verhältnis von Kiefern-, Fichten-, Eichen- und Erlenpollen zueinander. Im Gegensatz zu der Annahme, daß das zentralmexikanische Hochland einen wiederholten Wechsel kalt-feuchter (Ausdehnung des Westwindgürtels nach Süden während der Eiszeiten) und warm-trockener (Ausdehnung des Subtrophenhochs nach Norden) Perioden erlebte, kommt SEARS zu dem Ergebnis: „Paradoxically, moist periods appear to be times of rising temperature.“

Die von OHNGEMACH (1972) beschriebenen Veränderungen im Pollenspektrum eines Bohrkernes aus dem Hochtal von Puebla bestätigen den Wechsel feucht-warmer und trocken-kalter Perioden. Insbesondere scheinen die Zeiten zwischen 30–35 000 v. h. und um 22 000 v. h. feucht und warm, die Periode von 19–13 000 v. h. kühl und trocken gewesen zu sein.

Die gegenwärtige atmosphärische Zirkulation im Vergleich zu den Zirkulationsbedingungen während des Glazials und Postglazials

Das gegenwärtige Niederschlagsregime im zentralmexikanischen Hochland ist durch die winterliche Trocken- und die sommerliche Regenzeit gekennzeichnet (Tab. 1). Dieser jahreszeitliche Wechsel im Gang der monatlichen Niederschlagssummen koinzidiert zeitlich mit der jahreszeitlichen Umstellung der allgemeinen atmosphärischen Zirkulation. Folgende mittlere Breitenangaben charakterisieren die nordhemisphärische Zirkulationsumstellung zwischen 90–125° westl. Länge (s. Tabelle 2; Abb. 3b):

Die äquatorwärtige Ausweitung des Westwindgürtels mit der Höhe begrenzt im zentralmexikanischen Hochland während der Wintermonate die nur in den östlichen Teilen der Altiplanicie ausgebildeten tropischen Ostwinde auf die vertikale Schicht unterhalb 700 mb. In den Troposphärenschichten darüber sind in großer Beständigkeit Westwinde bestimmend. Anhaltende Wolkenlosigkeit und nur sporadisch auftretende schwache Niederschläge sind die Folge. Im Sommer verlagern sich die Westwinde in der Höhe nach Norden und geben Raum für eine vertikale Ausdehnung der tropischen Ostwinde, die in Einzelwetterlagen bis ins 200-mb-Niveau reichen kann. Innerhalb der vertikal mächtig ausgebildeten tropischen

Ostströmungen kommt es zu erheblichen konvektiven Niederschlägen (Tab. 1).

*Tabelle 2: Mittlere Jahreszeitliche Zirkulationsänderungen zwischen 90–125° westl. Länge
Mean annual variation of the Tropospheric Wind Field between 90–125° w. l.*

Winterliche Westwinde	im Bodenniveau:	70–35°n. Breite
Winterliche Westwinde	im 500mb-Niveau:	90–13°n. Breite
Winterliche Westwinde	im 200mb-Niveau:	90–0°n. Breite
Sommerliche Westwinde	im Bodenniveau:	65–40°n. Breite
Sommerliche Westwinde	im 500mb-Niveau:	90–25°n. Breite
Sommerliche Westwinde	im 200mb-Niveau:	90–10°n. Breite
Tropische Ostwinde	im Bodenniveau:	34n.–34s. Breite
	(Winter)	
Tropische Ostwinde	im Bodenniveau:	38n.–28s. Breite
	(Sommer)	
Lage des Strahlstromes	(Winter)	28–29°n. Breite
Lage des Strahlstromes	(Sommer)	47°n. Breite

Die Sommerzirkulation geht vom Oktober zum November ebenso sprunghaft in die Winterzirkulation über, wie die Winterzirkulation vom Mai zum Juli in die Sommerzirkulation. Diese Diskontinuität in der Zirkulationsumstellung äußert sich in der Wanderung der Höhenantizyklone (500 mb) über dem karibischen Raum (KLAUS, 1971) und insbesondere durch die sprunghafte Verlagerung des Strahlstromes von 30° N auf 47° N in den Monaten Mai bis Juli und von 50° N nach 29° N vom Oktober bis November (vgl. PALMEN, NEWTON, 1969, S. 91). Die sprunghafte Verlagerung der Achse maximaler Höhenwindgeschwindigkeiten (vgl. CHANG, 1972, S. 143) über die höchsten und horizontal am weitesten ausgedehnten Teile der Rocky Mountains (Abb. 3b) erfolgt synchron mit der Verlagerung des Subtropenjets im Bereich des Himalaya. Dabei bildet sich im Mittel ein quasistationärer Rücken im Sommer über den Rocky Mountains aus, der sich während der Wintermonate in den Bereich des nordöstlichen Pazifiks verlagert. Diese Positionsänderung des quasistationären Rückens bedingt eine Verlagerung des Höhentrogens im Lee der Rocky Mountains in westliche Richtung im Winter (mittlere Jahresposition: 80° w. Länge). Stark ausgebildete Rücken über den Rocky Mountains sind i. a. mit einer erheblichen Intensivierung der Zirkulation auf der gesamten Nordhemisphäre verbunden.

Diese nahezu übergangslose Umstellung der Höhenzirkulation drückt sich in der Höhe der Mai- und Juliniederschläge im zentralmexikanischen Hochland deutlich aus. In der Tab. 3 sind beispielhaft die Niederschlagssummen einiger extremer Jahre für die Station Puebla in Millimetern zusammengestellt.

In der Regel sind die Mainiederschlagssummen etwas höher als die genannten Werte (vgl. Tab. 1). Dies ist auf eine Nordverlagerung der Achse maximaler Windgeschwindigkeit im Mai (Abb. 3b), die unmittel-

Tabelle 3: Monatliche Niederschlagssummen (mm) einiger extremer Jahre für die Station Puebla
Monthly precipitation at Puebla (mm) for some extreme years

	1880	1886	1891	1899	1912	1919	1942	1953
Mai	28	26	35	36	36	11	29	4
Juni	241	213	349	218	240	152	257	149

bar im Lee der Rocky Mountains in etwa 30–40° n. Breite beginnt, zurückzuführen (vgl. CHANG, 1972, S. 143). Es können allerdings auch Jahre beobachtet werden, in denen das Niederschlagsregime in Mexiko eine verspätete oder stark abgeschwächte Verlagerung (Subtropischer Strahlstrom verschwindet im Sommer nicht völlig) des Jets in die Sommerposition indizieren (1895, 1896), während gelegentlich die Niederschlagsdaten eine verfrühte Zirkulationsumstellung (1908, 1920) wahrscheinlich machen (vgl. Tab. 4).

Tabelle 4: Monatliche Niederschlagssummen in Millimeter für die Station Puebla
Monthly precipitation at Puebla (mm)

	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sep.	Okt.	Nov.
1895	78	68	72	13	104	67	17
1896	87	132	85	62	119	83	59
1908	302	104	252	100	146	63	9
1920	218	186	102	143	53	46	6

In Abb. 2a–d sind die Auftrittshäufigkeiten der mit Kaltluftereinbrüchen (Nortes) in der Golfzone verbundenen Bodenkaltfronten für den Zeitraum von 1899–1961 angegeben. Die Auszählungen erfolgten nach den Historical Weather Maps (1899–1961). In Anlehnung an die mexikanischen Arbeiten von MOSINO (1958) und JAUREGUI (1972) wurden die Fronthäufigkeiten für die empirisch festgelegten Areale ausgezählt, die in der Abb. 3a angegeben sind.

Die jahreszeitliche Verteilung der Kaltfronthäufigkeiten in den verschiedenen Arealen zeichnet die oben aufgezeigte Verlagerung der Zirkulationsgürtel gut nach. In den Wintermonaten tritt der Typ 8a, der eine Nord-Südwanderung der Kaltluft ausweist, in maximaler Häufigkeit auf. Die Zahl der Kaltfronten nimmt allerdings in Nord-Südrichtung erheblich ab (vgl. 8a, 9a und 10a). Da für den Typ 9b höhere Auftrittshäufigkeiten ausgewiesen werden als für den Typ 9a, ist die mittlere Zugrichtung der Kaltfronten von Nordwesten nach Südosten gerichtet. Mit der Verlagerung der Westwindzone nach Norden in den Sommermonaten nimmt die Auftrittshäufigkeit der Kaltfronten vom Typ 8a und insbesondere 9a und 9b gelegentlich bis auf Null ab, während der nordöstlichere Typ 8c Maximalwerte annimmt. Im Bereich der Areale 9b und 8c wird die Mehrzahl der Kaltfronten unter der Trogvorderseite des quasistationären Höhentrogos bei 80° w. Länge stationär und löst sich auf.

Die Auflösung beginnt, wie ein Vergleich von 8a und 8b, bzw. 9a und 9b zeigt, bevorzugt in den Teilen der Front, die im äußersten Südwesten auftreten. In diesen Frontbereichen erfolgt infolge der mit den Absinkbewegungen unter dem konvergenten Quadranten (vgl. Abb. 3b) der Höhenströmung und den aus Vorticity- und Kontinuitätsgründen resultierenden vertikalen Schrumpfungen der Luftmassen eine rasche Erwärmung der Kaltluftmassen und dadurch eine Angleichung an die „in situ“ vorgefundenen Temperaturen.

Die Höhenträge folgen der Nord-Südwanderung der Bodenkaltluft, steuern dabei allerdings in den Wintermonaten nur bedingt die Bahn der im Lee der Rocky Mountains neu gebildeten Zyklonen, da diese bevorzugt an den im Lee der Rocky Mountains bei vorherrschenden Höhenwestwinden auftretenden Leetrog im Bodendruckfeld gebunden bleiben und erst dann durch die Höhenströmung der Trogvorderseite in nordwestliche Richtung gesteuert werden, wenn die das Hindernis überstömenden Westwinde in niedrigen Breiten an Intensität verlieren (FRENZEN, 1955, BOLIN, 1959, SMAGORINSKY, 1953).

In den Eiszeiten dehnte sich die Inlandvereisung in Nordamerika bis zum 38. nördlichen Breitenkreis im Gebiet von San Louis aus (Abb. 3a). Der gegenüber jahreszeitlichen Temperaturschwankungen invariante Eisrand erzwang eine im Winter und Sommer kaum veränderte Lage der Frontalzone. Da die höchsten Windgeschwindigkeiten der Höhenwestwinde nördlich der Gebiete auftreten, in denen die höchsten bodennahen Temperaturkontraste beobachtet werden, muß ganzjährig eine quasistationäre Lage des Höhentrogos im Lee der Rocky Mountains angenommen werden (vgl. Abb. 3a). Die eiszeitlichen Zirkulationsbedingungen im Bereich Nordamerikas wären damit nahezu ganzjährig den Zirkulationsverhältnissen ähnlich, die heute in extrem kalten Wintern auf der Nordhalbkugel zu beobachten sind (FLOHN, 1969). Als besondere Charakteristika dieser eiszeitlichen Zirkulation zwischen 80–140° westlicher Länge können der Höhenrücken über dem nordöstlichen Pazifik, der durch die vergleichsweise hohen Wassertemperaturen in dem während der Eiszeit nahezu völlig unvereisten pazifischen Quadranten bedingt ist und der gegenüber den heutigen Verhältnissen (80° W) in westlicher Richtung verschobene Höhentrog im Lee der Rocky Mountains angesehen werden.

Die starken Temperaturkontraste, die zwischen hohen und niedrigen Breiten infolge der Inlandvereisung bestanden haben, fordern einen meridionalen Temperaturengleich, der unter den gegenwärtigen Zirkulationsbedingungen auf der Nordhemisphäre durch die Ausbildung langer Wellen erfolgt (FORTAK, 1971, S. 213). Auf der Südhemisphäre bilden sich lange Wellen gegenwärtig trotz der gegenüber der Nordhemisphäre erheblich größeren meridionalen Temperaturgradienten zwischen Pol und Äquator

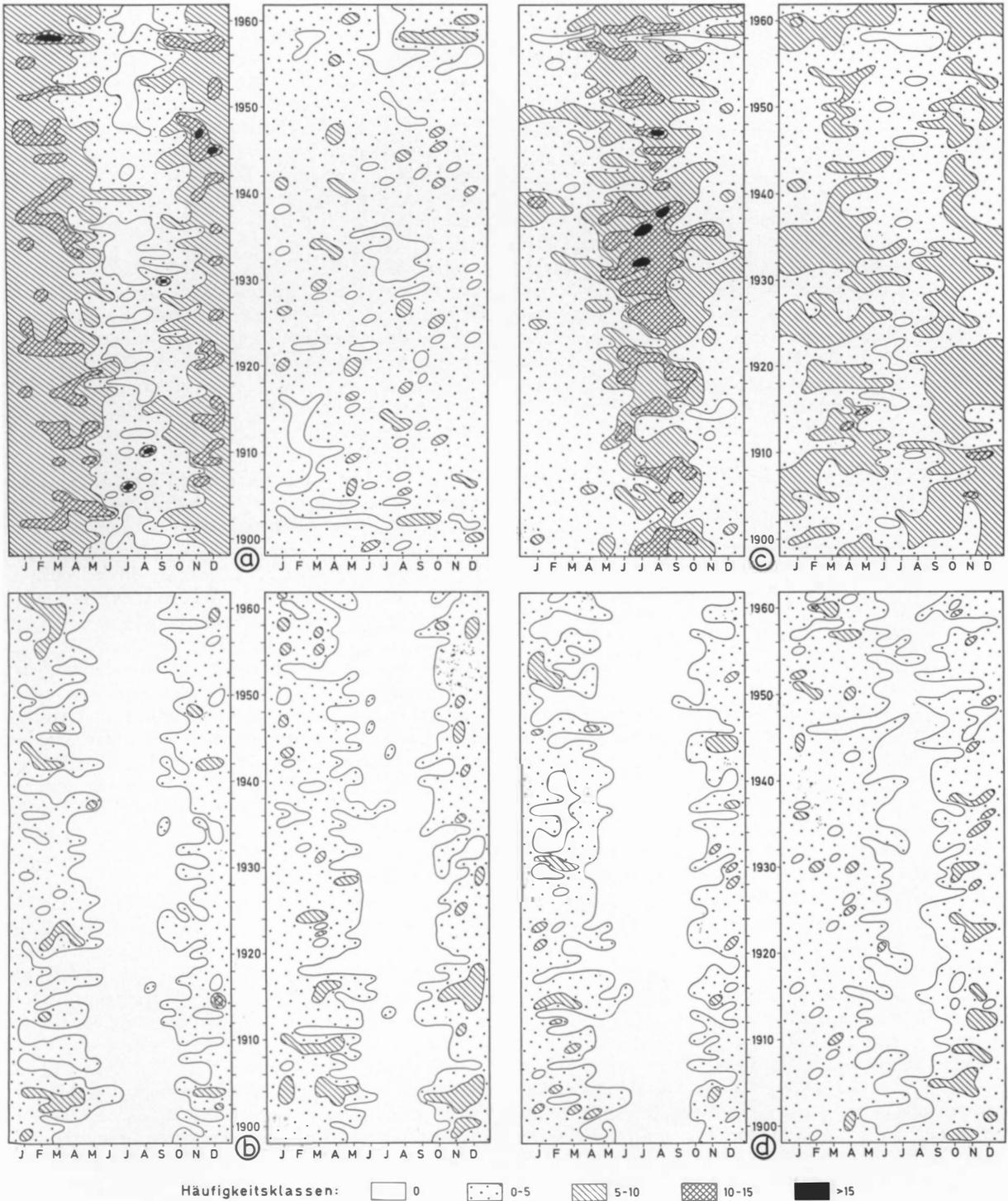


Abb. 2: Isoplethendiagramm der monatlichen Auftretshäufigkeiten von Kaltfronten
 (a) des Typs 8a und 8b; (b) des Typs 9a und 9b; (c) des Typs 8c und 9c; (d) des Typs 10a und 10b
 isopleth diagram of monthly frequency of occurrence of cold fronts
 (a) of types 8a and 8b; (b) of types 9a and 9b; (c) of types 8c and 9c; (d) of types 10a and 10b

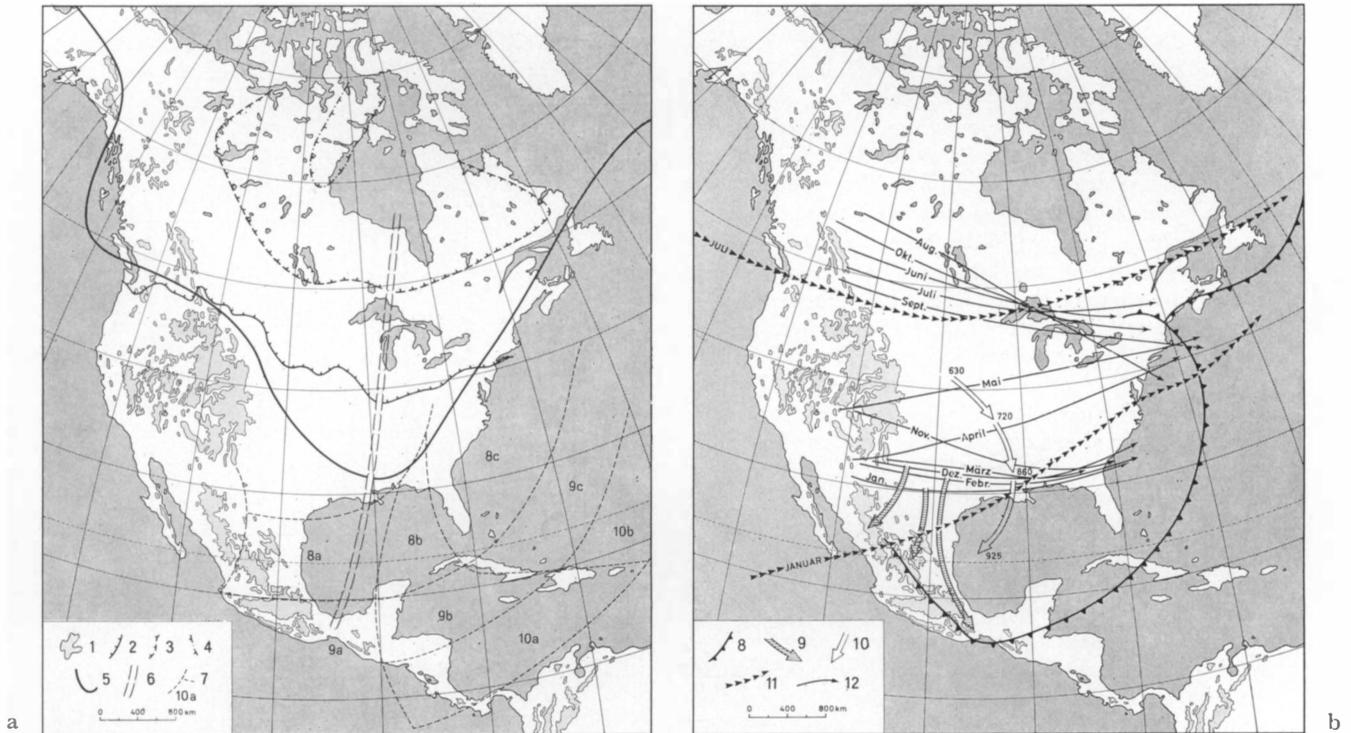


Abb. 3: Eiszeitliche (a) und gegenwärtige (b) Zirkulationsstrukturen im Sektor 60–140° westlicher Länge

1 Höhen über 2000 m, intramontane Becken sind eingeschlossen; 2 Südgrenze der nordamerikanischen Inlandvereisung (Wisconsin); 3 Südgrenze der nordamerikanischen Inlandvereisung (8500 vor heute); 4 Südgrenze der nordamerikanischen Inlandvereisung (6000 vor heute) (nach FLINT 1971); 5 eiszeitlicher Höhentrog; 6 eiszeitliche Höhentrogachse; 7 Begrenzung der Areale, die der Kaltfrontauszählung zugrundeliegen; 8 typische gegenwärtige Position einer Kaltfront vom Typ 9a (zweiter Tag nach dem Kaltluftenbruch in die Golfzone); 9 Trajektorien der Bodenkaltluft; 10 Trajektorien der Höhenkaltluft; die Zahlen geben die Höhe eines individuellen Luftteilchens an (PALMÉN und NEWTON 1969, S. 305); 11 mittlere Lage der Strahlströme im Januar und Juli nach NAMIAS und CLAPP 1949; 12 mittlere monatliche Lage der Achse, entlang welcher in größter Häufigkeit die Höhenwinde (beliebige Höhe) 35 m/sec Geschwindigkeit überschreiten. Periode: 1954–1958 nach LANDSBERG, zit. nach CHANG 1972, S. 143

Ice Age (a) and contemporary (b) circulation structures in the sector 60–140° western longitude

1 Altitudes over 2000 metres, intramontane basins are included; 2 southern boundary of the north American inland glaciation (Wisconsin); 3 southern boundary of the north American inland glaciation (8,500 years B.P.); 4 southern boundary of the north American inland glaciation (6,000 years B.P.) (after FLINT 1971); 5 Ice Age pressure trough; 6 axis of the Ice Age high level pressure trough; 7 boundary of the area included for the enumeration of cold fronts; 8 typical contemporary position of a Type 9a cold front (2nd day after the influx of cold air into the Gulf zone); 9 Trajectories of ground cold air; 10 Trajectories of high level cold air; the figures give the height of an individual air pocket (PALMÉN and NEWTON 1969 p. 305); 11 median position of jetstreams in January and July, after NAMIAS and CLAPP 1949; 12 median monthly position of the axis along which high level winds (various heights) most often exceed 35 metres per sec. Period of measurement 1954–1958 by LANDSBERG, cited by CHANG 1972, p. 143

(FLOHN, 1967) nur selten aus. Der meridionale Transport wird auf der Südhalbkugel durch kurze Wellen geleistet und ist im Winter nur um 10% geringer, im Sommer jedoch um 30% größer als auf der Nordhalbkugel (PALMEN, NEWTON, 1969, S. 71f.). Infolge der ganzjährigen Lage der ITC nördlich des Äquators bleibt auf der Südhemisphäre gegenwärtig der subtropische Strahlstrom im Gegensatz zur Nordhemisphäre ganzjährig erhalten. WILLET und SANDERS (1959) glauben, daß diese südhemisphärischen Zirkulationsbedingungen während der Eiszeiten auch das Zirkulationsgeschehen auf der Nordhemisphäre bestimmen.

Sie postulieren eine „low latitude zonal circulation“. Diese ist durch eine Verlagerung der zonalen Westerlies äquatorwärts, große meridionale Temperaturgradienten und starke Strahlströme in der mittleren Troposphäre gekennzeichnet. Eine derartige Zirkulation würde eine Amplitudenverkürzung der Wellen in den hohen Westerlies gegenüber den heutigen Gegebenheiten auslösen. Nach LAMB (1972, S. 92) lassen sich in der Tat Belege erbringen, die für eine rasche Aufeinanderfolge von in West-Ostrichtung ziehenden Störungen während der Eiszeit sprechen.

Die eiszeitliche äquatorwärtige Verlagerung der

Westwindzone und insbesondere die ganzjährige, fast unveränderte Lage der Zone maximaler Windgeschwindigkeiten, hat bedeutenden Einfluß auf das Klima des zentralmexikanischen Hochlandes gehabt. Da die geschlossene Inlandvereisung im Bereich der Rocky Mountains bis zum 48. nördlichen Breitenkreis reichte und Gletscher vom alpinen Typ weit südlich davon nachgewiesen wurden, war die Zone maximaler Windgeschwindigkeiten in der Höhe notwendig nahezu während des ganzen Jahres auf den Raum fixiert, in dem heute maximale Windgeschwindigkeiten in den hohen Westerlies in extrem kalten Wintern registriert werden. Das bedeutet aber, daß ganzjährig solche klimatischen Bedingungen in Mexiko herrschten, die heute die Wintermonate Januar und Februar charakterisieren. Es kann allerdings vermutet werden, daß während der Eiszeiten die Kaltlufteinbrüche, insbesondere in den Wintermonaten, zahlenmäßig zunahm und eine größere Intensität aufwies als heute. Infolge der quasistationären Lage des Höhentroges im Bereich des Eisrandes der Inlandvereisung (Abb. 3a) lag Zentralmexiko mit großer Wahrscheinlichkeit beständig unter der Trogrückseite des Höhentroges, also in einer ähnlichen geographischen Situation zu dem Höhentrog, in der es sich heute während der Wintermonate befindet. Das bedeutet aber, daß eine Analyse der niederschlagsgenetischen Wirksamkeit der gegenwärtig zu beobachtenden Kaltlufteinbrüche in den mexikanischen Raum Rückschlüsse auf die Niederschlagsverhältnisse in den Glazialzeiten zuläßt. Auch die Temperaturänderungen, die in der Gegenwart durch Kaltlufteinbrüche in Mexiko verursacht werden, gestatten unter Berücksichtigung der Südverlagerung und erheblichen Intensivierung der Kaltluftquellen im Lee der Rocky Mountains eine größenordnungsmäßige Abschätzung der eiszeitlichen Temperaturverhältnisse.

In der Abb. 4 zeigt der Vergleich der kumulativen prozentualen Abweichung der Niederschlagssummen für die Trockenzeit vom Mittelwert der Periode 1881–1940 mit den kumulativen Abweichungen der jährlichen Kaltfrontauftrittshäufigkeiten des Typs 9a (vgl. Abb. 4) vom Mittelwert des Beobachtungszeitraumes, daß mit einer Zunahme der Kaltfronhäufigkeiten eine Zunahme der Niederschlagssummen in der Trockenzeit verbunden ist. Die lineare Korrelation zwischen den absoluten Auftrittshäufigkeiten der Kaltfronten vom Typ 9a und den Niederschlagssummen der Station Tacubaya (Mexiko D. F.) für die Monate der Trockenzeit ($M = 63$) ergibt mit einer 50/oigen Irrtumswahrscheinlichkeit die lineare Beziehung $y = 1.905x + 47.45$, $r = 0.261$ ($y =$ Niederschlag, $x =$ Fronthäufigkeit).

Die Berechnung der linearen Beziehung zwischen den Auftrittshäufigkeiten von Kaltfronten des Typs 9a im Monat Januar und den monatlichen Niederschlagssummen der Station Puebla bzw. Mexiko im Monat Januar ergibt im Gegensatz zu diesen Ergebnissen mit einer Irrtumswahrscheinlichkeit die größer

als 50/o ist, einen negativen Regressionskoeffizienten: $y = -0.3154x + 6.8452$ (Mexiko) und $y = -0.335x + 11.362$ (Puebla). Das bedeutet, daß in den extremen Wintermonaten ein wenig signifikan-

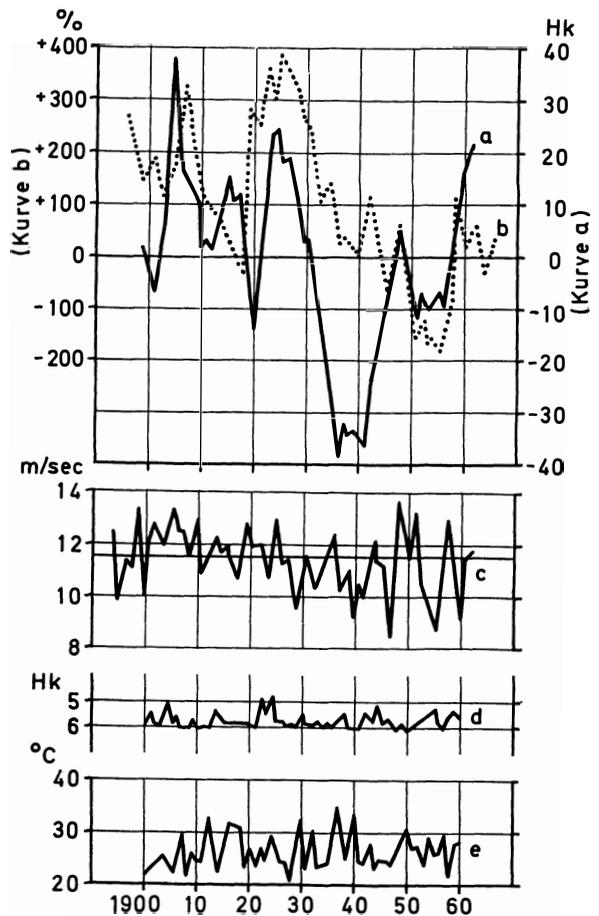


Abb. 4: a Kumulative Abweichung der jährlichen Kaltfronhäufigkeiten des Typs 9a vom Mittelwert der Periode 1899–1961; b kumulative prozentuale Abweichung der Niederschlagssummen für die Trockenzeit vom Mittelwert der Periode 1881–1940; c mittlere zonale Westwindkomponente des geostrophischen Windes (500 mb) in 50°–60° nördlicher Breite im Sektor 60° West–60° Ost für die Monate Dezember bis Februar nach H. TRENKLE, zitiert nach H. LAMB 1972, S. 271; d absolute Auftrittshäufigkeit der Kaltfronten vom Typ 9a im Monat Januar; e Temperaturdifferenzen zwischen Omaha und Merida für Januar
a cumulative deviation of annual cold front frequencies (Type 9a) from the median value of the period 1899–1961; b cumulative percentage deviation of precipitation totals for the dry period, from the median of the period 1881–1940; c median zonal west wind components of the geostrophic wind (500 mb) at 50°–60° northern latitude in the sector 60° West–60° East for the months December to February, after H. TRENKLE, cited by H. LAMB 1972, p. 271; d absolute frequency of occurrence of Type 9a cold fronts in the month of January; e temperature differences between Omaha and Merida for January

ter Trend derart besteht, daß mit einer Zunahme der Fronthäufigkeiten eine schwache Abnahme der Niederschlagssummen verbunden ist. Die Korrelation zwischen den Kaltfrontauftrittshäufigkeiten (Typ 9a) im Monat April und den monatlichen Niederschlagssummen dieses Monats ergibt hingegen eine hochsignifikante Beziehung, die ausweist, daß gerade am Ende der Trockenzeit eine Zunahme der Fronthäufigkeit mit einer Zunahme der Niederschlagssummen verbunden ist. Das gilt sowohl für die Nortefront- als auch für die Pazifikfronttypen, die bei der Auszählung nicht unterschieden wurden.

Dieses Ergebnis steht in guter Übereinstimmung zu den Unterscheidungen der Kaltfrontwetterlagen in Mexiko, die DOMINGUEZ (1941) vornimmt. Danach ist zwischen trockenen Nortes, feuchten Nortes und solchen Nortes zu unterscheiden, die lediglich mit einer stratiformen Bewölkung und gelegentlich mit schwachem Nieselregen verbunden sind (chipichipi). HILL (1969, S. 51) kommt zu einem ähnlichen Ergebnis und unterscheidet folgende Wetterlagen, die mit negativen Temperaturänderungen verbunden sind, nach der Art der Bewölkung, die mit ihrem Auftreten verbunden ist: A. „cold-cloudy“, 36% aller Wetterlagen in den Wintermonaten und in Tacubaya in 49% der beobachteten Fälle mit Niederschlag verbunden; B. „cold non-cloudy“, 19% aller Wetterlagen in den Wintermonaten und in 14,9% aller aufgetretenen Fälle mit Niederschlag in Tacubaya verbunden.

Die jahreszeitliche Verteilung der Aufttrittshäufigkeiten dieser beiden Wetterlagentypen wird von HILL nicht angegeben, das Resultat der oben genannten Korrelation zeigt jedoch, daß in den extremen Wintermonaten der Typ B vorherrscht, während in den Übergangsmonaten zu Beginn und am Ende der Regenzeit der Typ A in großer Häufigkeit anzunehmen ist.

Eine Analyse der Trajektorien, denen die Kaltluftmassen bei Nortewetterlagen folgen, zeigt (Abb. 3b), daß Kaltluftmassen, die in Nord-Südrichtung verlaufenden Trajektorien folgen, unmittelbar aus dem Inneren Nordamerikas nach Mexiko einströmen. Sie sind extrem kalt und trocken. Folgen hingegen die Kaltluftmassen aus den Kaltluftproduktionsgebieten im Lee der Rocky Mountains kommenden Trajektorien, die sie über den Golf von Mexiko aus nordöstlichen Richtungen nach Mexiko führen, so werden die trockenen und kalten Luftmassen in kühle, feuchte Luftmassen transformiert (vgl. Abb. 3b). Die Menge des aufgenommenen Wasserdampfes ist von der Länge des Kontaktweges Luftmasse-Meer und den Temperaturen der beteiligten Kaltluftmassen abhängig. Die vergleichsweise hohen Temperaturen dieser Luftmassen in den Übergangsmonaten wirken sich daher auf die Wasserdampfaufnahmefähigkeit stark aus.

Neben diesem Effekt ist die Stärke der hohen Westerlies im Bereich der bodennah ausfließenden Kaltluft wichtig für die Wanderung der Zyklone. Starke

Westerlies, die bevorzugt in den Monaten Januar und Februar beobachtet werden, binden die Zugbahnen der Zyklonen an den bodennahen Leetrog und bewirken damit Nord-Süd orientierte Trajektorien, also trockenere und kalte Nortewetter in Mexiko.

Die Aufttrittshäufigkeit der Nortes in den einzelnen Jahren der Beobachtungsperiode steht in einem Zusammenhang zur mittleren zonalen Westwindkomponente des geostrophischen Windes (500 mb) in 50–60° nördlicher Breite im Sektor 60° West – 60° Ost für die Monate Dezember bis Februar (zit. n. LAMB, 1972, S. 271). Der Abb. 4 kann entnommen werden, daß die intensive Zonalzirkulation in den Jahren von 1900–1910, 1920–1927 und von 1946–1950 durch zunehmende Nortehäufigkeit ausgezeichnet ist. Obwohl diese Beziehungen in Abb. 4 infolge der den verglichenen Beobachtungen zugrundeliegenden Sektorenungleichheit nur schwach in Erscheinung treten, darf von einer Zunahme der Kaltfronthäufigkeiten bei starker Zonalzirkulation ausgegangen werden.

In Abb. 4 (d, e) wird die Bedeutung der Kaltluftereinbrüche in den mexikanischen Raum für den meridionalen Wärmetransport sichtbar. Hohe absolute Aufttrittshäufigkeiten der Kaltfronten vom Typ 9a für den Monat Januar koinzidieren zeitlich völlig mit geringen Temperaturdifferenzen (Januar) zwischen Merida und Omaha und umgekehrt. Dementsprechend hoch sind die negativen Temperaturänderungen, die in Mexiko mit Kaltfrontdurchgängen verbunden sind. Die Extremwerte liegen bei 15–20 °C, die Mittelwerte nach HILL (1969, S. 34) für das zentralmexikanische Hochland zwischen 4–5 °C.

Eine Übertragung dieser Ergebnisse auf die eiszeitlichen Zirkulationsverhältnisse führt zu diesen Folgerungen:

1. Die intensive eiszeitliche „low latitude zonal circulation“ bedingt eine Verlagerung der Zugbahnen der Zyklonen nach Süden und eine Zunahme der Norteauftrittshäufigkeiten in Mexiko.
2. Die Lage Mexikos unter der Trogrückseite des ganzjährig quasistationären Höhentrogos (Abb. 3a) führt in Mexiko während der Wintermonate zu Bedingungen, die denen extrem kalter Winter entsprechen, d. h., die Kaltluftereinbrüche sind vorwiegend mit kalter, trockener Luft aus dem Landesinneren Nordamerikas verbunden, da die Kaltluftmassen Nord-Süd orientierten Trajektorien folgend in Mexiko eindringen. Trotz der hohen Nortehäufigkeit bleibt die Höhe der Niederschlagssummen daher gering, zumal die Verdunstung während der Eiszeit erheblich reduziert war.
3. Für die Sommermonate können Zirkulationsbedingungen angenommen werden, die den mittleren Bedingungen im Monat April der Jetztzeit vergleichbar sind (Abb. 3b). Die große Zahl der Nortes wirkt sich in diesem Monat positiv auf die Höhe der Niederschlagssummen aus, da die Trajektorien,

denen folgend die Kaltluftmassen Mexiko erreichen, infolge nachlassender Intensität der hohen Westerlies Nordost-Südwest orientiert gewesen sein können.

4. Infolge des meridionalen Wärmeaustausches, der mit den ganzjährig auftretenden Kaltlufterbrüchen verbunden war, müssen insbesondere die Frühjahrs- und Sommertemperaturen wesentlich unter den heutigen Werten gelegen haben.
5. Da in den einzelnen Sommermonaten, in denen heute im Mittel im mexikanischen Hochland 100–150 mm Niederschlag fallen, nur Niederschlagswerte in Höhe oder etwas über den heutigen April bzw. Maiwerten (im Mittel zwischen 30–60 mm) infolge dieser Zirkulationsbedingungen auftreten konnten und in den Wintermonaten kein erheblich höherer Niederschlag als heute angenommen werden kann, müssen die Glazialzeiten im zentralmexikanischen Hochland durch eine erhebliche Reduktion der Niederschlagssummen ausgezeichnet gewesen sein. Die Temperaturabnahme und die damit verbundene Abnahme der Verdunstung werden zwar diese Niederschlagsabnahme während der Glazialzeiten gedämpft, nicht jedoch kompensiert haben. Es erscheint berechtigt, die Glazialzeiten in Mexiko als trocken und kalt zu bezeichnen (LORENZO, 1958). Die erhöhte Ablation im Gipfelniveau der Vulkane, die als Folge der starken Höhenwestwinde während der Eiszeit angenommen werden muß, ließ in Verbindung mit den geringen Niederschlagswerten kein Gletscherwachstum zu.

Wie in Abb. 1 gezeigt wurde, entspricht dem Beginn der weltweiten Temperaturzunahme 11–12 000 v. h. ein Gletschervorstoß in Mexiko. Da die nordamerikanischen Inlandeismassen zu dieser Zeit (Abb. 3a) noch weit südlich des Eisrandes von 8500 v. h. gelegen haben (ca. 45° n. Br.), ist eine Umstellung der Zirkulation, die in Mexiko höhere Niederschlagswerte bewirkte, aus den Gegebenheiten im nordamerikanischen Raum allein nicht zu erklären (vgl. FLOHN, 1969, S. 224). Bezieht man jedoch den europäischen Kontinent, auf dem sich im Alleröd das Inlandeis bereits bis nach Skandinavien (62° n. Br., vgl. FLINT, 1971, S. 610) zurückgezogen hatte, in diese Betrachtung mit ein, so kann eine Umstellung der allgemeinen Zirkulation erklärt werden aus der Nordverlagerung des Strahlstromes in Europa, der möglicherweise eine Nordverlagerung des subtropischen Strahlstromes im Himalayagebiet folgte, die wiederum eine Nordverlagerung der Zone maximaler Windgeschwindigkeiten aus Stabilitätsgründen im Bereich der Rocky Mountains erzwungen hat. Der Zusammenbruch der „low latitude zonal circulation“ führte dann in Mexiko zu einer Nordverlagerung und vertikalen Ausdehnung der tropischen Ostwinde, die in Verbindung mit den wachsenden Oberflächentemperaturen in den tropischen Meeren zu bedeutend höheren sommerlichen

Niederschlagssummen als während der Eiszeit führte. Das einsetzende Gletscherwachstum fand ein Ende durch die beständig zunehmenden Temperaturen (Abb. 1). Die Temperaturabnahme um 10 700 v. h. führte, da in Mexiko keine Gletschervorstöße erkennbar sind, offensichtlich erneut zu einem Rückgang der Sommerniederschläge. Verbunden mit der Temperaturzunahme um 10 000 v. h. kann eine Zunahme der Sommerniederschläge aus dem Vorrücken der Gletscher geschlossen werden, die wahrscheinlich durch eine Nordverlagerung der Westerlies ausgelöst wurde. Auch in diesem Fall kann das Ende des Gletschervorstoßes durch eine Zunahme der Temperaturen erklärt werden.

Aus der Zeit zwischen 9000 v. h. bis 2500 v. h. liegen keine geomorphologischen Befunde für weitere Gletschervorstöße vor. Daraus sind allerdings keine Rückschlüsse auf die Höhe der Niederschlagssummen möglich, da die vergleichsweise hohen Temperaturwerte die Ablation erheblich begünstigten und somit selbst bei hohen Jahresniederschlagssummen Gletschervorstöße ausschlossen (Abb. 1). Die vorhandenen pollenanalytischen Befunde für diese Zeit sind bisher zeitlich nicht sicher einzuordnen und gestatten daher keine Folgerungen auf mögliche Veränderungen im Niederschlagsregime.

Die beiden jüngsten Gletschervorstöße (2100 v. h. [?] und 1800 nach Chr. [?]) sind verbunden mit einer weltweiten Abnahme der Temperaturen, die für den amerikanischen Kontinent der Abb. 1 entnommen werden kann. Berichte über die Seestände des Texcocosees im Hochbecken von Mexiko in der auf die spanische Eroberung folgenden Zeit lassen den Schluß zu, daß insbesondere im 17. und 18. Jahrhundert ein bedeutend feuchteres Klima im zentralmexikanischen Hochland herrschte als heute (SEARS und KATHRYN 1955).

Die Niederschlagsschwankungen während der letzten 60 Jahre zeigen (Abb. 5), daß „high index Wetterlagen“ (zunehmender kumulativer Zonalindex), die im allgemeinen durch eine Verlagerung der polaren Westwindzone nach Norden und ein kräftig entwickeltes Subtropenhoch charakterisiert sind, mit einer Zunahme der jährlichen Niederschlagssummen in Mexiko und Puebla verbunden sind. Negative Temperaturabweichungen lassen jedoch andererseits auf eine „low index Zirkulation“ schließen, da mit diesem Zirkulationstyp meist ein akzentuierter Nord-Südaustausch der Luftmassen verbunden ist, durch den in den niedrigen Breiten eine bedeutende negative Temperaturabweichung erfolgt. Von einigen Autoren (vgl. CHANG 1972, S. 118f.) wird eine Verlagerung der ITC nach Süden für den Zeitraum der sogenannten „kleinen Eiszeit“ (1550–1850) vermutet, die Folge eines nachlassenden Energietransportes auf der Südhemisphäre sein soll. Diese Annahme würde das Auftreten einer low index Zirkulation auf der Nordhemisphäre fordern, was gegen eine Zunahme der Niederschlags-

summen sprechen würde (vgl. Abb. 5). Möglicherweise hat die Abnahme der Verdunstung, die aus der Temperaturabnahme resultiert, in Verbindung mit einer stärkeren Bewölkung in den Übergangsjahrzeiten ausgereicht, das belegte Gletscherwachstum und das Ansteigen der Seespiegel in Mexiko (insbesondere des Texcocosees) zu bewirken.

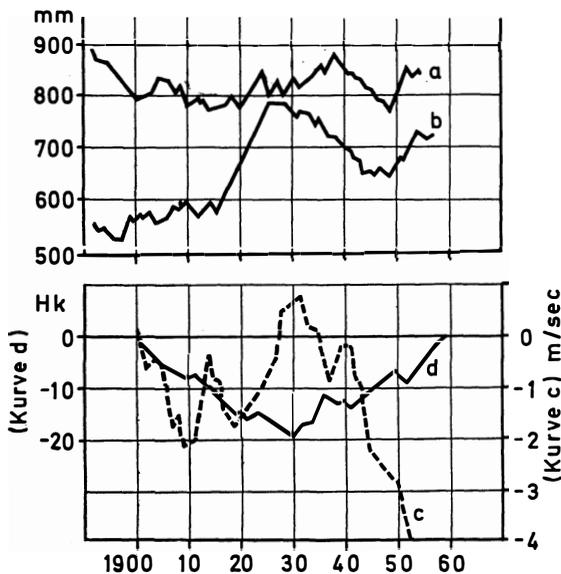


Abb. 5: a Zehnjährige gleitende Durchschnitte der jährlichen Niederschlagssummen für die Station Puebla; b zehnjährige gleitenden Durchschnitte der jährlichen Niederschlagssummen für die Station Tacubaya in Mexico D. F.; c kumulativer Zonalindex (Boden) für den Sektor 35–55° Nord und 0°–180° West in m/sec nach RODEWALD (1958), zitiert nach FLOHN 1960; d kumulative Auftrittshäufigkeit tropischer Zyklonen im Golf von Mexiko nach Daten von CRY und HAGGARD (1962) berechnet
 a ten-year smoothed averages of annual precipitation totals for the Puebla station; b ten-year smoothed averages of annual precipitation totals for the Tacubaya station in Mexico D.F.; c cumulative zonal index (ground level) for the sector 35°–55° North and 0°–180° West in metres per second, after RODEWALD 1958, cited by FLOHN 1960; d cumulative frequency of occurrence of tropical cyclones in the Gulf of Mexico calculated from data in CRY and HAGGARD 1962

Wenn die bisherigen Befunde auch keine endgültigen Aussagen in bezug auf die Zirkulationsbedingungen der Glazial- und Postglazialzeit zulassen, so steht der hier aufgezeigte Erklärungsansatz in Übereinstimmung mit den bisherigen Ergebnissen (LAMB 1972) der eiszeitlichen und posteiszeitlichen atmosphärischen Zirkulation und erklärt zugleich die Klimaschwankungen, die durch die geomorphologischen und pollenanalytischen Befunde aus dem zentralmexikanischen Hochland indiziert werden.

Literatur

- BOLIN, B.: On the influence of the earth's orography on the general character of the westerlies. *Tellus*, Vol. 2, 1959, S. 184–195.
- BRYAN, K.: Los suelos complejos y fosiles de la Altiplanicie de México en relacion a los cambios climaticos. *Bolet. Soc. Geol. Mex.*, Vol. 13, 1948, S. 1–20.
- CHANG JEN-HU: Atmospheric Circulation Systems and Climates. Honolulu, Hawaii 1972.
- CRY, G. W. and HAGGARD, W. H.: North Atlantic tropical cyclones activity 1901–1960. *Month. Weather Rev.*, Vol. 90, No. 2, 1962, S. 341–349.
- DOMINGUEZ, A. E.: Elementos de prevision a corto plazo en la Republica Mexicana. Escuela Naval Militar, Seccion Autografica, Vera Cruz 1941.
- FAIRBRIDGE, R. W.: The changing level of sea. *Sci. Amer.*, Vol. 202, No. 5, 1966, S. 71–79.
- FLINT, R. R.: *Glacial and Quaternary Geology*, New York 1971.
- FLOHN, H.: Climatic Fluctuations and their physical causes, especially in the tropics. *Munitalp Foundation Proc.*, 1960, S. 270–280.
- : Ein geophysikalisches Eiszeit-Modell. *Eiszeitalter und Gegenwart*, Vol. 20, 1969, S. 204–231.
- : Thermische Unterschiede zwischen Arktis und Antarktis. *Met. Rdschau*, Vol. 20, 1967, S. 147–149.
- FORTAK, H.: *Meteorologie*. Berlin, Darmstadt 1971.
- FRENZEN, P.: Westerly flow past an obstacle in a rotating hemispherical shell. *Bull. of the Americ. Meteor. Soc.*, Vol. 36, 1959, S. 204–210.
- HAMMEN VAN DER, T. and GONZALEZ, E.: Upper pleistocene and holocene climate and vegetation of the „Sobana de Bogotá“, Colombia, South America. *Leidse Geol. Meded.*, Vol. 25, 1960, S. 261.
- HEINE, K.: Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40 000 años en México. *Comunicaciones, Proyecto Puebla-Tlaxcala*, Vol. 7, 1973, S. 51–58.
- HEUSSER, G. J.: Polar Hemispheric correlation: palynological evidence from Chile and the Pacific north-west of America. *World Climate from 8000–0 B. C.*, Proc. intern. Symp., Spec. Iss., Roy. Met. Soc., 1966, S. 124–141.
- HILL, B. J.: Temperature Variability and synoptic cold Fronts in the winter climate of Mexico. McGill University, Dept. of Geography, Montreal, February 1969.
- JÄGER, F.: *Forschungen über das diluviale Klima in Mexico*. Peterm. Mitt., Erg. H. 190, Gotha 1926.
- JAUREGUI, E.: Variaciones de largo periodo de los tipos de tiempo superficie en México. *Bul. del Inst. Geogr.*, Vol. 4, México 1972.
- KENNETT, P. J. and HUDDLESTON, P.: Late Pleistocene Paleoclimatology, Foraminiferal Biostratigraphy and Tephrochronology, Western Gulf of Mexico. *Quaternary Research*, Vol. 2, 1972, S. 38–69.
- KLAUS, D.: Zusammenhänge zwischen Wetterlagenhäufigkeit und Niederschlagsverteilung im zentralmexikanischen Hochland. *Erdkunde*, Vol. 25, No. 2, 1971, S. 81–90.
- KUROWSKI, L.: Die Höhe der Schneegrenze mit besonderer

- Berücksichtigung der Finsterahorn-Gruppe. Geogr. Abh., Vol. 5, No. 1, 1891, S. 24–76.
- LAMB, H.: Climate: Present, past and future, Vol. 1: Fundamentals and Climate now. London 1972.
- LAUER, W.: Problemas climato-ecológicos de la Vegetación de la región montañosa oriental Mexicana. Comunicaciones, Proyecto Puebla-Tlaxcala, Vol. 7, 1973, S. 37–46.
- LAUER W. und STIEHL E.: La Clasificación del clima en la región Puebla-Tlaxcala. Comunicaciones, Proyecto Puebla-Tlaxcala, Vol. 7, 1973, S. 31–35.
- LEOPOLD, L. B.: Pleistocene climate in New Mexico. Amer. Journ. Sci., Vol. 249, 1951, S. 152–167.
- LORENZO, L. J.: Una Hipotesis paleoclimática para la cuenca de Mexico. Misc. Paul Rivet, México 1958.
- : Los Glaciares de México. Monografías del Instituto de Geofísica, Vol. 1, México D. F. 1964.
- MOSIÑO, P.: Una clasificación de las configuraciones de flujo aereo sobre la Republica Mexicana. Revista de Ingenieria Hidraulica, Vol. 12, No. 2, México 1958.
- OHNGEMACH, D.: Análisis polínico de los sedimentos del Pleistoceno Reciente y del Holoceno en la región Puebla-Tlaxcala. Comunicaciones, Proyecto Puebla-Tlaxcala, 1973, S. 47–49.
- PALMÉN, E. und NEWTON, C. W.: Atmospheric Circulation Systems. Intern. Geophys. Series, Vol. 13, New York 1969.
- RICHMOND, G. M.: Glaciation of the Rocky Mountains, in: The Quaternary of the U. S. ed. H. E. Wright u. D. G. Frey, a review volume for the VII INQUA-Congress, S. 217–230, Princeton N. J. 1965.
- SEARS, P. B. and KATHRYN, H. C.: Palynology in Southern North America. Bull. Geol. Soc. Americ., Vol. 66, 1955, S. 521–530.
- SMAGORINSKY, J.: The dynamical influence of large-scale heat sources and sinks on the quasistationary mean motions of the atmosphere. Quater. Journ. Roy. Met. Soc., Vol. 79, 1953, S. 342–366.
- WHITE, S. H.: The firn field on the volcano Popocatepetl, Mexico. Journ. of Glaciology, Vol. 2, No. 16, 1954, S. 389–392.
- WHITE, S. E.: El Iztaccihuatl. Acontecimientos volcánicos y geomorfológicos en el lado oeste durante el Pleistoceno superior. Investigaciones Vol. 6, INAH, México 1962.
- WILLET, H. C. and SANDERS, F.: Descriptive Meteorology. 2nd ed. Academic Press New York and London 1959, S. 185–195.
- WISEMAN, J. D. H.: Evidence for recent climatic changes in cores from the ocean bed. World Climate from 8000–0 B. C., Proc. intern. Symp., Special issue, Roy. Met. Soc., 1966, S. 84–97.
- Historical Weather Maps* (daily sea-level) published by: U. S. Weather Bureau, Period: 1899–1960.

ZUSAMMENHÄNGE ZWISCHEN KLIMA UND VEGETATION AM OSTABFALL DER MEXIKANISCHEN MESETA

Mit 17 Abbildungen und 1 Beilage (X)

WILHELM LAUER

Summary: Coherency between climate and vegetation at the eastern slopes of the Mexican Meseta

The eastern mountain slopes of Central Mexico—lying on the edge of the tropics—shows in its climatological and geobotanical structure numerous interference phenomena with tropical and extra-tropical characteristics. The plant cover has the properties of a floristic mixture of boreal, neotropical and tropical mountain/southern hemisphere elements. The thermal and hygral occurrences during the year also clearly show a transitional and boundary situation, even though the median climatic behaviour still fulfils the criteria of a tropical definition.

This state of affairs is investigated in individual thermal and hygral characteristics of the climate and the convergences to the vegetation demonstrated. Particular climatic characteristics investigated include: cold air influxes in winter, the temperature gradient with increasing altitude, frost frequency and the levels of maximum precipitation.

Das zentralmexikanische Hochland, zwischen 19° und 20° nördl. Breite am Rande der Tropen gelegen, weist in seiner klimatologisch-geobotanischen Struktur auf zahlreiche Interferenzerscheinungen tropischer

und außertropischer Merkmale hin. Das Pflanzenkleid trägt die Züge einer floristischen Mischung aus borealen, tropisch-südhemisphärischen und tropisch-montanen Elementen. Das thermische und hygrische Geschehen im Jahresablauf macht ebenso eine Übergangs- und Grenzsituation deutlich, wenn auch das Klima in seinem mittleren Verhalten eben noch den Kriterien einer Tropendefinition entspricht.

Mit diesem Beitrag wird die Absicht verfolgt, einige klimatologische Parameter zu analysieren, die sich auf die räumliche Anordnung und die physiognomisch-ökologische Ausprägung sowie das floristische Verhalten der Vegetation auswirken.

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) umfaßt die östlich der Sierra Nevada gelegenen Hochbecken von Puebla-Tlaxcala, Oriental, Apam und deren nordöstliche bzw. östliche Abdachung zur karibischen Küste. Die drei Teilbecken bilden den östlichen Ausläufer der *Meseta (Altiplancie) Central* von Mittelmexiko, die sich dort mit den östlichen Ausläufern der *Sierra Neovolcánica Transversal* und Teilen der *Sierra Madre Oriental* eng verzahnen. Daher wer-