

ZUR GLAZIALMORPHOLOGIE UND PRÄKERAMISCHEN ARCHÄOLOGIE
DES MEXIKANISCHEN HOCHLANDES WÄHREND DES SPÄTGLAZIALS
(WISCONSIN) UND HOLOZÄNS*)

Mit 5 Abbildungen, 3 Photos und 3 Tabellen

KLAUS HEINE

Summary: The glacial morphology and pre-ceramic archaeology of the Mexican Highlands during the late glacial period (Wisconsin) and the Holocene.

Four glacier advances can be identified on the 4461 metre high Malinche volcano, recognisable through moraines,

*) Die vorliegende Untersuchung entstand im Rahmen des Mexiko-Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft, die mir durch ein großzügiges Forschungsstipendium den Aufenthalt in Mexiko ermöglichte; dafür sei ihr an dieser Stelle herzlich gedankt. Danken möchte ich auch Herrn

Professor Dr. W. LAUER, der die morphologisch-tephrochronologischen Untersuchungen anregte und durch viele Hinweise förderte; die Untersuchungen stehen in engem Zusammenhang mit den klimatologischen und vegetationskundlichen sowie pollenanalytischen Arbeiten des Mexiko-Projektes (vgl. bes. LAUER 1973a + b; LAUER et al. 1973; KLAUS 1973a + b; ERN 1973; KLINK 1973; OHNGEMACH 1973). Herr Dr. M. A. GEYH vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung in Hannover führte die ¹⁴C-Altersbestimmungen aus und Frau Dr. H. HEIDE-WEISE die mineralogischen Untersuchungen; auch ihnen möchte ich für ihre Mühen danken.

glacier abrasions, periglacial deposits (sands, periglacial deposits, varves) and cryoturbations. The sediments of the individual glacier advances are separated from each other by volcanic breccias, ash and pumice deposits, fluvial debris, aeolian loess-like deposits, mud flows and various fossil soils. The stratigraphic arrangement of the glacial and periglacial sediments has been based on tephrochronological and paleopedological observations. A number of ^{14}C -age determinations on fossil soils and charcoal supplement the fieldwork.

In the Sierra Nevada (Popocatepetl, 5452 metres and Iztaccíhuatl, 5286 metres) the traces of a further fifth glacial advance in addition to the four glaciations already mentioned can be found.

The glacial traces of the Sierra Nevada can be shown to be parallel to those of the Malinche; in this way the individual glacier advances can be more accurately dated. The fourth glacier advance emerges as having occurred at around 2,000 years B.P., the fifth at around the beginning of the 19th century. Up to four retreat moraines show evidence of the stage-wise back-melting of the glacier since about 1890.

The research results allow relatively exact dating of the glaciations. It can be shown that the dating efforts for the moraines of Iztaccíhuatl, put forward by DE TERRA et. al. (1949) and WHITE (1962a + b) require revision.

A paleoclimatic interpretation of the morphological indices yields new insights into the climatic development of the last 40,000 years B.P. for Mexico. The extra-tropical periods of maximum glaciation (high glacial) correspond in Mexico to periods of time with a cold and dry climate without significant glacier formation. Apart from the oldest glacier advance, it is not until the later Wisconsin Ice Age that a number of glacier advances occur on the Mexican volcanoes, caused by increased precipitation and having only a short duration.

Comparison of the recent pleistocene and holocene glacial deposits and fossil soils of Mexico with the quaternary stratigraphy of the north American Rocky Mountains shows amazingly good agreement. The glacial advances of Mexico are temporally somewhat later in the last period of the Pleistocene than those of the Rocky Mountains, which confirms assumptions about the general circulation of the atmosphere during the period.

On the basis of these research results, the age the Tepexpan man and the Hueyatlaco (State of Puebla) archaeological site are discussed.

Über die Ergebnisse der Eiszeitforschung in der Neuen Welt liegt eine umfangreiche Literatur vor. Neben den nordamerikanischen Gebieten der pleistozänen Inlandvereisung sind vor allem die Cordilleren zwischen Alaska und Feuerland Bereiche besonders intensiver Forschungen.

Aus Mittelamerika, dem Verbindungsglied zwischen den Rocky Mountains und den Anden, liegen nur wenig Beobachtungen über frühere Vergletscherungen vor. In Costa Rica trug das Chirripó-Gebiet eine pleistozäne Vergletscherung (WEYL 1956, 1965). In Mexiko fand man Gletscherspuren pleistozänen Alters an den höchsten Vulkanen im Bereich der Cordillera Neovolcánica (Abb. 1; JAEGER 1926; DE TERRA 1947;

DE TERRA et al. 1949; FARNSWORTH 1957; LORENZO 1962, 1964, 1969a + b; WHITE 1956, 1962a + b). Abgesehen von den Arbeiten von WHITE, die sich mit den Gletscherspuren des Westabhanges der Sierra Nevada (Popocatepetl und Iztaccíhuatl) beschäftigen, gibt es nur vereinzelte Beobachtungen über frühere Vergletscherungen.

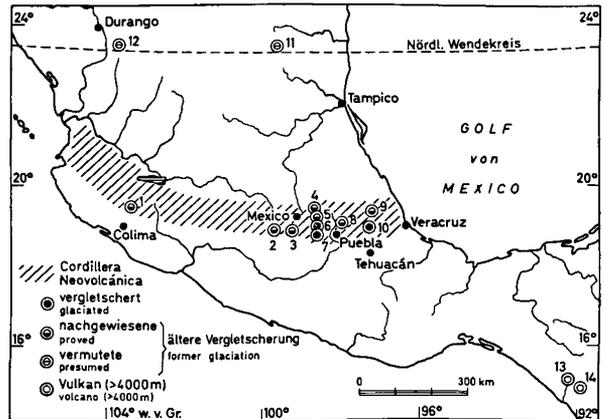


Abb. 1: Übersichtskarte der höchsten Berge Mexikos mit glazialen und periglazialen Erscheinungen / Map of the highest mountains in Mexico with glacial and periglacial phenomena

1 Nevado de Colima (4180 m NN); 2 Nevado de Toluca (4690 m NN); 3 Ajusco (3952 m NN); 4 Tláloc (4160 m NN); 5 Telapón (4200 m NN); 6 Iztaccíhuatl (5286 m NN); 7 Popocatepetl (5452 m NN); 8 Malinche (4461 m NN); 9 Cofre de Perote (4282 m NN); 10 Pico de Orizaba (5700 m NN); 11 Cerro Peña Nevada (4056 m NN); 12 Bergland bei Durango (bis 3559 m NN); 13 Tacaná 4064 m NN); 14 Tajumulco (4210 m NN)

Für den Iztaccíhuatl konnte WHITE (1962a + b) mehrere Moränenstufen nachweisen; ihre Datierung erfolgt aufgrund der Morphologie, des Verwitterungszustandes und der Höhenlage. Die kritische Durchsicht der Ergebnisse WHITES in bezug auf weitergehende Interpretationen – wie z. B. Aussagen über das genaue Alter der einzelnen Gletschervorstöße, über paläoklimatische Probleme oder eine mögliche Korrelierung der Moränenstufen mit den Sedimenten im Becken von Mexiko oder mit Moränenbildungen der Rocky Mountains – macht deutlich, daß weitere Forschungen notwendig sind, um die Quartärgeschichte Mexikos aufzuhellen.

In der vorliegenden Arbeit werden zunächst die Spuren früherer Vergletscherungen der zentralmexikanischen Vulkane zusammenfassend dargestellt. Die Datierung der Vereisungsspuren erfolgt aufgrund tephrochronologischer Untersuchungen, verbunden mit einigen ^{14}C -Altersbestimmungen. Anschließend wird versucht, die jungpleistozäne und holozäne Klimaentwicklung in ihren großen Zügen für das Gebiet der Cordillera Neovolcánica darzustellen. Schließlich sollen zwei bedeutende archäologische Fundstellen mit

der erarbeiteten Stratigraphie korreliert werden; dadurch werden konkrete Aussagen über das Alter der Funde wie auch über die natürlichen Umweltbedingungen des jungpleistozänen Menschen in Mexiko möglich.

I. Die jungquartären Vergletscherungen der höchsten Vulkane

(Eine Stratigraphie aufgrund glazialmorphologischer, geologischer, tephrochronologischer und pedologischer Befunde)

1. Der Malinche-Vulkan

Die Kombination tephrochronologischer Arbeiten mit den glazialmorphologischen Beobachtungen erlaubt eine einwandfreie Unterscheidung und ziemlich genaue Datierung der einzelnen Vergletscherungsphasen (M I bis M IV) an der 4461 m hohen Malinche (vgl. HEINE 1972a + b, 1973a + b; HEINE et al. 1972, 1973).

Ein Sammelprofil der wichtigsten Horizonte einschließlich der Moränen (Abb. 2), verbunden mit den bisher vorliegenden ^{14}C -Datierungen, veranschaulicht folgende Ergebnisse: Die ältesten aufgeschlossenen Lockersedimente sind Glutwolkenabsätze, die in sich durch verschiedene vulkanische Bims-, Sand- und Aschenlagen sowie geringmächtige lößartige Staubsedimente gegliedert werden. Der unterste Glutwolkenabsatz hat ein Alter von $38\,895 \pm 1200$ Jahre v. h. Ob diese Glutwolkenabsätze von einer ältesten Moräne unterlagert werden, ist nicht mit Sicherheit nachzuweisen.

Das M I-Moränenmaterial (vgl. Abb. 2) befindet sich stratigraphisch zwischen dem Glutwolkenmaterial und den Resten des fossilen Bodens fBo1, der das ^{14}C -Alter von $20\,735 \pm 460$ Jahre v. h. hat. MALDE (o. J.) hat diesen Boden ebenfalls datiert; seine ^{14}C -Analysen ergaben Werte von $23\,940 \pm 1000$ und $25\,920 \pm 1000$ Jahre v. h. Die Ablagerungen der M I-Vergletscherung haben demnach ein Alter von maximal rund $39\,000$ (= Glutwolkenabsatz) und minimal rund $26\,000$ (= fBo1-Boden-Datierung nach MALDE) Jahre v. h., d. h. sie sind Wisconsin-zeitlich. Eine Ausdeutung der Schichtenfolge unter Einbeziehung der fossilen Bodenbildungen zeigt, daß die Ablagerungen des M I-Moränenmaterials sehr wahrscheinlich zu dem älteren der die M I-Moränen zeitlich festlegenden ^{14}C -Daten tendiert. Ein Alter von über $32\,000$ Jahre v. h. darf daher sicherlich angenommen werden, zumal – wie die Erfahrung lehrt (GEYH 1971) – Bodenproben im Vergleich zu Holzkohleproben um Jahrtausende zu junge ^{14}C -Alter ergeben können.

Die zeitliche Einordnung der M II-Vergletscherung ist durch ein ^{14}C -Datum gegeben, das für korrelierte Sedimente der M II-Moränen ermittelt worden ist. Demnach beträgt das Alter für die M II-Vergletsche-

rung rund $12\,100$ Jahre v. h.; sie gehört damit noch der letzten Eiszeit an.

Für die jüngeren M III-Moränen, die durch zwei getrennte Vorstöße gebildet wurden, läßt sich aufgrund tephrochronologisch-stratigraphischer Untersuchungen der Zeitraum für die Entstehung einengen. Sie sind einerseits jünger als die ca. $12\,100$ Jahre alten M II-Moränen, andererseits aber älter als die 7405 ± 145 und 7690 ± 100 Jahre alten Tuffe und der fossile Boden fBo3, der an manchen Stellen die M III-Moränen überzieht. Der fBo3-Boden hat ein ^{14}C -Alter von 7645 ± 80 bzw. 7715 ± 80 Jahre v. h. Die M III-Gletschervorstöße werden auf ein Alter von ca. $10\,000$ – 9000 Jahre v. h. geschätzt (HEINE 1972a + b), denn der fossile Boden fBo3 sowie verschiedene Lagen vulkanischer Sedimente darüber lassen vermuten, daß nach dem M III-Gletscherrückzug eine gewisse Zeitspanne verstrichen ist.

Für die letzte, an der Malinche nachgewiesene Vergletscherung (M IV) gibt es nur wenig Anhaltspunkte einer zeitlichen Bestimmung. Die frischen Formen, die geringe Bedeckung mit vulkanischen Sedimenten und die äußerst geringe Verwitterung des Moränenmaterials, die allerdings auch eine Folge der großen Höhenlage sein kann, erlauben nur eine Zuordnung dieser Vergletscherungsphase zu einer Klimaschwankung des Holozäns.

Eine Rekonstruktion des jungpleistozänen Vergletscherungsbildes der Malinche (vgl. Abb. 3) läßt sich für die M I-Zeit nur schwer vornehmen. Die spärlichen Zeugen der M I-Vergletscherung deuten darauf hin, daß am Ost- und Südhang je ein langer Talgletscher aus dem zerklüfteten Gipfelbereich der Vulkanruine floß und bis in Höhen von 2550 m NN gelangte. Wahrscheinlich existierten zwei weitere Talgletscher an den westlichen Hängen. Die Nordhänge waren vermutlich von einem großen Gletscherfeld bedeckt, aus dem einige kleine Gletscherzungen hinausflossen. Die Untergrenze einer geschlossenen Vergletscherung zur M I-Zeit ist unbekannt, jedoch darf – analog zu den Verhältnissen der M II-Vergletscherung – mit einer Lage dieser Grenze wenig über 3000 m NN an den nördlichen Hängen gerechnet werden. Da die rezente Vergletscherung der mexikanischen Vulkane eine starke Expositionsabhängigkeit zeigt – die Südhänge sind an allen Vulkanen gletscherfrei –, muß angenommen werden, daß auch während der älteren, pleistozänen Vergletscherungen die Untergrenze der Eisbedeckung an den südexponierten Hängen wesentlich höher lag als an den anderen Vulkanhängen.

Für die M II-Vergletscherung sind vier lange Talgletscher nachgewiesen. Sie reichten am Westhang bis 2640 m NN, am Südwesthang bis 2750 m NN, am Südhang bis 2700 m NN und am Osthang bis 2750 m NN herab (Abb. 3). Sie hinterließen Grund- und Endmoränen, in denen größere Blöcke deutliche Gletscherschliffe zeigen können (Photo 1). Der längste M II-Talgletscher floß aus einer großen Schlucht nach Sü-

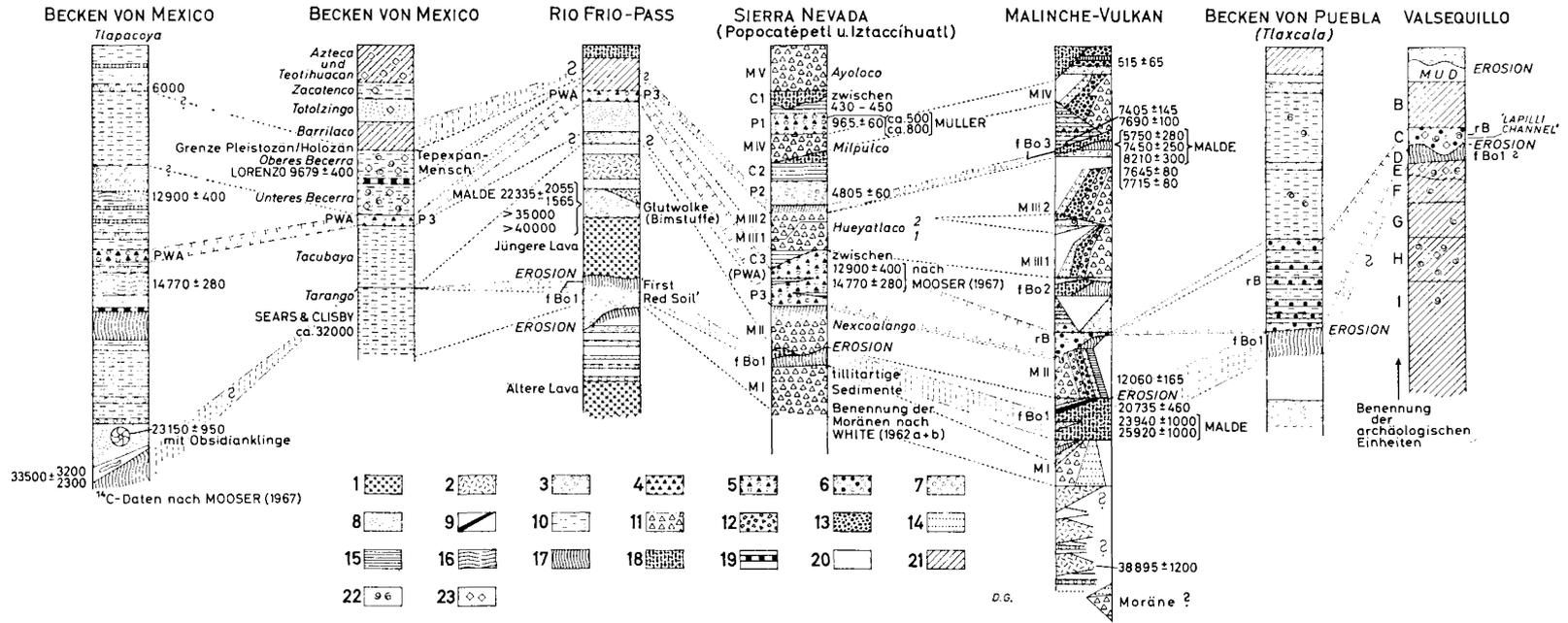


Abb. 2: Korrelation der jungquartären Sedimente aus dem Becken von Mexiko, der Sierra Nevada, dem Becken von Puebla und der Malinche. Schematische Sammelpprofile / Correlation of late quaternary sediments from the Basin of Mexico, the Sierra Nevada, the Puebla Basin and the Malinche. Schematic collective profiles

1 anstehendes vulkanisches Gestein; 2 vulkanische Breccie; 3 Bims; 4 Andesitfragmente; 5 P3-Bims (PWA); 6 rB-Bims; 7 Bims mit vulkanischem Sand; 8 Sand, meist vulkanisch; 9 Schluff; 10 limnische Sedimente; 11 Moränenschutt; 12 periglazialer Hangschutt; 13 fluviale Schotter; 14 glazifluviale Sande und Kiese; 15 Bänderton; 16 Torf; 17 Boden; 18 Andosol; 19 Caliche; 20 lößartige Staubsedimente; 21 keine petrographische Unterscheidung; 22 Fossilien; 23 Artefakte

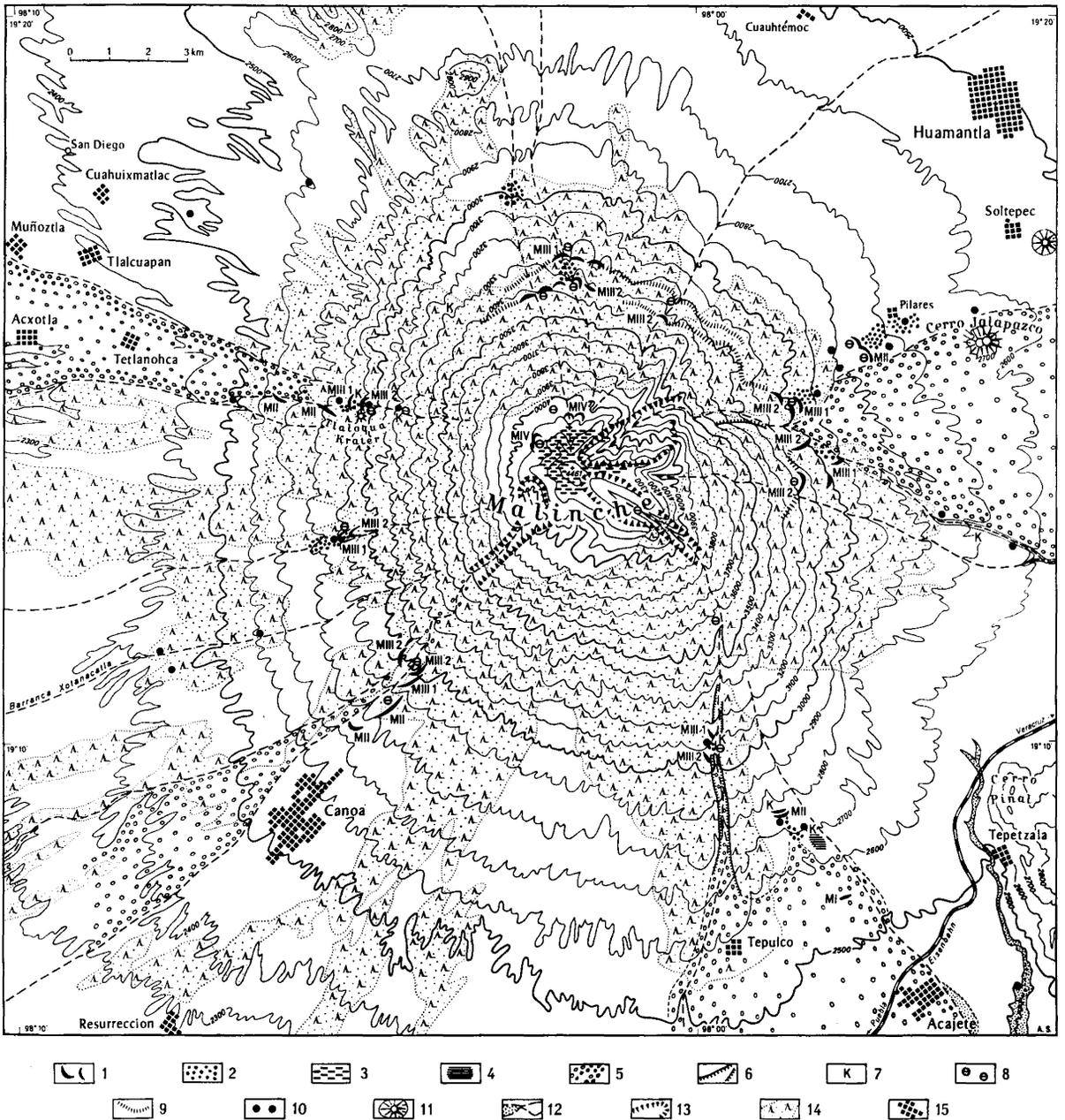


Abb. 3: Glazialmorphologische Skizze des Malinche-Vulkans / Glacio-morphological sketch of the Malinche volcano. Topographie nach / Topography after: Secretaria de la Defensa Nacional, Blatt / sheet Puebla 14 Q-h (6) and Blatt / sheet Huamantla 14 Q-i (4)

1 Moräne; 2 glazifluviale Sedimente; 3 Schutthaldden; 4 Bänderton; 5 Schwemmkegelsedimente; 6 Terrassen; 7 Kryotur-bationen; 8 Gletscherschliffe; 9 untere M III-Periglazialschuttgrenze; 10 Bims-Leithorizont rB; 11 Krater; 12 Barranca; 13 steile Wände; 14 Wald; 15 Siedlung

1 moraines; 2 glacio-fluvial sediments; 3 talus piles; 4 varved clays; 5 alluvial fan sediments; 6 terraces; 7 cryotur-bations; 8 striations; 9 lower M III periglacial debris boundary; 10 pumice main horizon rB; 11 crater; 12 barranca; 13 steep slopes; 14 woodland; 15 settlement

den; er hatte vom oberen Karrand bis zu den Endmoränen eine Länge bis zu 12 km. Die drei anderen Talgletscher waren zwischen 9 und 7 km lang. An die Endmoränen schließen sich talwärts stets glazifluviale

Kies- und Sandablagerungen an. Eine geschlossene Schnee- bzw. Eiskappe existierte an der Malinche während der M II-Vergletscherung bis zu einer Höhe von rund 3200 m NN an den nördlichen und bis zu

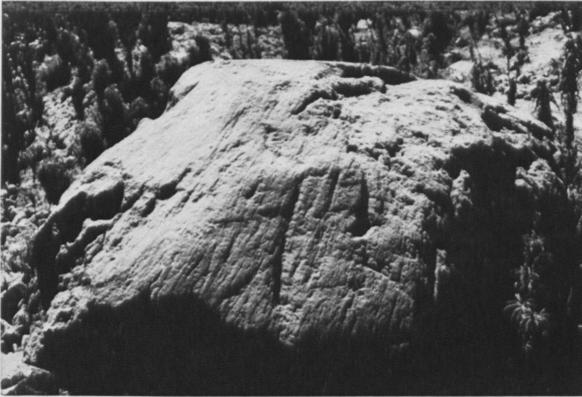


Photo 1: Gletscherschleife an einem Phänoandesit der M II-Moränen der Malinche (Osthang, ca. 2750 m NN)
Striations on a phänoandesite of the M II moraines of the Malinche (eastern slope, about 2,750 m NN)



Photo 2: Endmoränen des M III 2-Stadiums am Osthang der Malinche in 2930 m NN. Die Moränen werden von einem andesitischen Bimstuff bedeckt
Terminal moraines of the M III Stage Two on the eastern slopes of the Malinche at 2,930 m NN. The moraines are covered with an andesitic pumice material

3400 m NN an den westlichen sowie östlichen Hängen. Für die Südhänge liegen keine Beobachtungen vor. Unterhalb der geschlossenen Schneebedeckung erstreckte sich ein Gebiet, in dem periglaziale Phänomene besonders häufig auftreten. Periglazialer Hangschutt und Kryoturbationen sind im stratigraphischen Niveau der M II-Moränen bis in Höhenlagen von 2750 m NN keine Seltenheit; Verwürgungen fossiler Böden und vulkanischer, geschichteter Ablagerungen wurden am Westhang auch noch an tiefer gelegenen Stellen beobachtet.

Eine Rekonstruktion der M III-Vergletscherung ist wesentlich einfacher anhand der geologisch-geomorphologischen Befunde vorzunehmen als für die beiden genannten älteren Vergletscherungen. Zur M III-Zeit rückten die Gletscher zweimal vor, und zwar kurz hintereinander und bis in etwa gleiche Höhenlagen. Die Endmoränenkränze der beiden M III-Vergletscherungen liegen an den Ausgängen großer Schluchten des Gipfelmassivs um 3000 m NN (Photo 2); sie sind stets girlandenartig in Form breiter Fächer angelegt. Die Endmoränenwälle sind im Gelände gut zu erkennen; sie erreichen Höhen zwischen 10 und 30 m. Große Blöcke sind oft mit Schliffflächen, Striemung und Kritzen versehen. Unterhalb der breit angelegten Endmoränenkränze befinden sich sanderartige Ablagerungen. Periglazialspuren wie Kryoturbationen, Solifluktionsschutt etc. treten im Niveau der M III-Moränen bis 3000 m NN häufig auf; in tieferen Lagen sind Kryoturbationen selten. Am Nordhang jedoch kommen sie regelmäßig bis etwa 2800 m NN vor. Für den Nordhang ist eine geschlossene Gletschereisbedeckung bis rund 3400 m NN nachgewiesen; hier flossen einige kleine Gletscherzungen fingerartig auch noch bis zu 200 m tiefer herab. Die Untergrenze der Eisbedeckung lag an den West- und Osthängen höher, vermutlich um 3600 m NN. Am Südhang verhindert

die Bedeckung mit mächtigen vulkanischen Lockerprodukten die Festlegung der Eisausdehnung zur M III-Zeit. Die beiden getrennten Vorstöße der Gletscher erfolgten aus denselben Schluchten wie die der M II-Gletscher (vgl. Abb. 3); am Südhang floß ein 7,5 km langer Eisstrom talwärts, an den anderen Hängen erreichten die Gletscher bis zu 5,5 km Länge.

Die kleinen Moränenbildungen der M IV-Vergletscherung am Nord- und Nordwesthang der Malinche in 4100 bis 4200 m NN oberhalb der Waldgrenze bezeugen eine Hangvergletscherung, die lediglich die nördlichen Gipfelbereiche erfaßte. Die M IV-Moränen bilden kleine Wälle von maximal einigen Metern Höhe. Nach unten endeten die M IV-Hanggletscher – wie die Moränen zeigen – in Lappen und Zipfel aufgelöst, da sie Tiefenlinien der steilen Hänge sowie Linien stärkeren Eisnachschiebs folgten.

2. Die Sierra Nevada (Popocatepetl, 5452 m, und Iztaccíhuatl, 5286 m)

Ein Sammelprofil der Moränen einschließlich der für stratigraphische Aussagen wichtigen Bims- und Aschenlagen der jüngsten Popocatepetl-Förderfolge verbunden mit ^{14}C - und anderen Datierungshilfen veranschaulicht folgende Ergebnisse (Abb. 2): Älteste Glazialspuren liegen in Gestalt tillartiger Sedimente vor; WHITE (1962a+b) beschreibt sie vom Westhang des Iztaccíhuatl aus rund 2500 m NN bei San Rafael und anderen Orten. Auf der Ostseite der Sierra Nevada befinden sich glaziale Ablagerungen in 2550 m NN oberhalb Huejotzingo und vermutlich auch oberhalb von San Nicolas de los Ranchos in 2520 m NN. Stets treten diese Ablagerungen in etwa gleicher Höhenlage auf; immer liegen sie im Bereich oder am Ausgang gewaltiger Schluchten bzw. Täler, in denen die Spuren der nachfolgenden jüngeren Vergletscherungen ebenfalls zu beobachten sind. Da ähnliche Sedimente nur

als Moränenbildungen bekannt sind, nicht aber als Muren, Schlammströme oder Glutwolkenabsätze, werden die Ablagerungen als Glazialbildungen gedeutet. WHITES Vermutungen werden damit unterstrichen.

Aufgrund ihrer Lage hinsichtlich des Reliefs und der absoluten Höhe werden diese glazialen Sedimente vorerst – ohne daß weitere Beweise angeführt werden könnten – einer einzigen Vergletscherungsphase zugeschrieben; die Tatsache, daß zwischen den glazialen Ablagerungen dieser bisher ältesten nachgewiesenen Vergletscherung und den nächstjüngeren M II-Moränen an keiner Stelle und auch von keinem früheren Bearbeiter (WHITE 1962a+b; DE TERRA et al. 1949) irgendwelche Spuren einer weiteren Vergletscherung gefunden worden sind, mag für die Annahme sprechen, daß die drei genannten Moränenbildungen zeitgleich sind.

WHITE (1962a+b) datiert diese Moränen am Westhang der Sierra Nevada ins prä-Wisconsin bzw. in das Buffalo-Stadium oder das post-Buffalo/prä-Bull-Lake-Stadium (Tab. 1). Als Gründe für die zeitliche Einstufung nennt WHITE die starke Verwitterung des Materials und die Beziehung zu den nachfolgenden Wisconsin-zeitlichen Moränenbildungen. Im Bereich der Sierra Nevada konnten keine Anhaltspunkte für eine genauere absolute Datierung dieser tillitartigen Sedimente gefunden werden. Erst die Korrelierung der Moränen der Malinche mit den Moränen der Sierra Nevada erlaubt eine bessere Altersansprache (s. u.).

Über den ältesten Moränen befindet sich am Osthang des Iztaccíhuatl ein mächtiger, kräftig entwickelter fossiler Boden; dieser Boden lag gleichzeitig auf einer alten Landoberfläche. Die mineralogischen Untersuchungen (HEIDE-WEISE et al. 1971; HEINE et al. 1973) haben ergeben, daß diese fossile Bodenbildung in eine Zeit relativer Ruhe hinsichtlich der vulkanischen Förderung fällt. Dieser Boden wurde auf der Nordost-, Ost- und Südseite der Sierra Nevada beobachtet. Oft lagern über 30 m mächtige jüngere Sedimente über dem Boden.

In dem Profil (Abb. 2) folgen über diesem Boden die M II-Moränen. Sie sind, abgesehen von der Südseite der Sierra Nevada, überall dort nachgewiesen worden, wo große Täler das Gebirgsmassiv verlassen. In der Regel werden die Endmoränen der M II-Vergletscherung in 2750 m NN aufgefunden; am Nordosthang des Popocatépetl liegen sie etwas tiefer. Unterhalb der Endmoränenwälle sind häufig Kiese und Sande als glazifluviale Bildungen abgelagert und durch verschiedene Erosions- und Akkumulationsphasen Terrassen gebildet worden. Auf der Westseite der Sierra Nevada allerdings reichten die Gletscher während der M II-Vereisung nicht aus den in die Gebirgsflanken tief eingeschnittenen Tälern heraus; dadurch wurde die Akkumulation breiter Schwemmfächer unterbunden.

Die Gletscher, die die M II-Moränen bildeten, hat-

ten unterschiedliche Längen. Der größte Talgletscher floß vom Iztaccíhuatlmassiv nach Norden; seine Gesamtlänge betrug 16 km. Ein 12 km langer Gletscher reichte vom Nordhang des Popocatépetl in einem Bogen nach Osten. Etwas kürzer war der Gletscher im Nexpayantla-Tal auf der Nordwestseite des Popocatépetl. Die Talgletscher, die vom Iztaccíhuatlmassiv nach Osten und Westen flossen, waren bis zu 10 km lang.

Die M II-Moränen werden von den P3-Bimsen überlagert. Der P3-Bimslapilli-Horizont stellt eine stratigraphische Leitschicht dar. Bereits MOOSER (1967) konnte diese Bimsschicht, die er mit PWA (= pumice with andesite) bezeichnet, von der Sierra Nevada bis in das Becken von Mexiko verfolgen und dort aufgrund ihrer Einschaltung in limnische und torfige Sedimente auf ein ^{14}C -Alter zwischen $14\,770 \pm 280$ und $12\,900 \pm 400$ Jahre v. h. eingrenzen. Die M II-Moränen haben demnach ein Mindestalter von $12\,900 \pm 400$ Jahre v. h. Über das maximale Alter der Moränen, die WHITE (1962a) in das Bull-Lake-Stadium (vgl. RICHMOND 1965) stellt und damit – so WHITE – in das Classical Wisconsin, lassen sich keine auf ^{14}C -Daten beruhende Angaben machen.

Über dem P3-Bims und den C3-Aschen befinden sich die glazialen Ablagerungen der beiden Vorstöße der M III-Vergletscherung. Aufgrund der stratigraphischen Lage der M III-Moränen zwischen den P3/C3-Bims- und Aschenlagen und dem P2-Bimshorizont kann das maximale Alter vorerst auf ca. 13 000 bis 14 000 Jahre v. h. festgesetzt werden. Das minimale Alter wird durch die auf 4805 ± 60 Jahre v. h. datierte P2-Bimsschicht gegeben (HEINE 1972b).

Besonders charakteristisch für die M III-Moränen sind die beiden deutlich voneinander getrennten End- und Seitenmoränenstaffeln, die einen zweimaligen Gletschervorstoß dokumentieren. Nicht immer konnten die Moränen der älteren Staffel von denen der jüngeren unterschieden werden. In der Regel jedoch rückten die Gletscher des älteren Vorstoßes weiter talwärts vor und schufen kleinere Moränenwälle als die Gletscher des nachfolgenden Vorstoßes. Auffällig ist weiterhin, daß die M III-Vergletscherung nicht mehr die langen Talgletscherzungen auszubilden vermochte, die für die M II-Vergletscherung so typisch waren. Daher kommt es, daß die M III-Endmoränen stets zwei bis drei Kilometer weiter talaufwärts als die M II-Moränen anzutreffen sind.

In Höhenlagen zwischen 3000 und 3800 m NN sind die M III-Seitenmoränen teilweise bis zu 50 m hoch. Da sie sich im Gelände gut verfolgen lassen, kann aufgrund der Kartierungen die Vergletscherung während des M III-Stadiums recht gut rekonstruiert werden. Die Auswertung der Rundhöcker und Verbreitung der P3-Bimslagen ergab, daß sich die geschlossene M III-Vergletscherung des Gipfelbereichs der Sierra Nevada in rund 3600 m NN in einzelne Eisströme und -lappen auflöste. Mehrere Gletscher flossen vom Nordhang des

Zwischen den M III- und den M IV-Moränen liegen der P2-Bims und die C2-Aschen. Allein aus diesem Grunde muß das Alter der M IV-Moränen, die WHITE (1962a+b) als Bildungen des Temple-Lake-Stadiums ansieht, das er ins ausgehende Wisconsin stellt, jünger als 4805 ± 60 Jahre v. h. sein. Andererseits wird das minimale Alter der Moränen durch die Datierung der hangenden P1-Bimse festgesetzt, die ein ^{14}C -Alter von 965 ± 60 Jahre v. h. haben (frdl. mdl. Mitt. Dr. G. MIEHLICH). Für ein recht junges Alter der letzten größeren Bimsruptionen des Popocatepetl sprechen auch die archäologischen Beobachtungen an der Pyramide von Cholula, in der Spuren dieses Bimses gefunden worden sind. Nach MULLER (1970) sind Bimse mit Keramik des Mittleren Postklassikums (1200–1100 n. Chr.) und des Späten Postklassikums (1440–1469 n. Chr.) aufgefunden worden.

Über dem P1-Bims liegen die C1-Aschen, die den letzten größeren Ascheneruptionen des Popocatepetl angehören. Während der Ausbruchperiode zwischen 1519 und 1539 förderte der Popocatepetl zum letzten Mal größere Mengen vulkanischer Aschen (DIAZ DEL CASTILLO 1939; YARZA 1971). Die in unmittelbarer Nachbarschaft des Ausbruchsherdens gelegenen M V-Moränen haben keine Aschen- oder Lapilli-Auflage, d. h. sie sind jünger als rund 430 bis 450 Jahre. Bereits JAEGER (1926) beschreibt den frischen Erhaltungszustand der Moränenkränze und kommt zu dem Schluß, daß es sich um rezente Moränen handelt, die vor nicht allzu langer Zeit gebildet wurden. Der für die vergangenen 90 Jahre nachgewiesene rasche Gletscherrückzug (HEINE 1972b) bestätigt die Vermutung, daß hier Moränen aus dem 19. Jahrhundert vorliegen (Photo 3).

Während noch zur Zeit der M IV-Vergletscherung einzelne kleine Gletscherzungen bis in Höhen unter 4000 m NN vorstoßen konnten, um dort schmale, nur wenige Meter hohe Moränenkränze aufzuhäufen, zeigt die Anordnung der M V-Moränen rings um das Gipfelmassiv des Iztaccíhuatl eine Vergletscherung an, die keine längeren Talgletscher mehr auszubilden vermochte. Die M IV-Moränen lassen mindestens eine Rückzugsmoräne erkennen, die M V-Moränen weisen bis zu vier Rückzugsmoränenwälle auf.

Die gewaltigen M V-Endmoränen in Höhen zwischen rund 4300 und 4500 m NN dürfen aus Analogiegründen den weltweiten Gletschervorstößen in der Zeit zwischen 1800 und 1850 zugeordnet werden. Dafür sprechen auch verschiedene andere Beobachtungen. So reichte beispielsweise der Ayoloco-Gletscher am Iztaccíhuatl-Westhang noch um 1880 bis an die Hauptendmoräne heran (FARRINGTON 1897). Ähnlich tief hinunter erstreckte sich der Popocatepetl-Gletscher im Ventorillo-Tal noch zu Beginn dieses Jahrhunderts (WHITE 1954). In der Zeit zwischen 1800 und 1890 waren die Niederschläge weltweit größer als in der Zeit nach 1890; diese Erscheinung läßt sich auch für Mexiko nachweisen; erst nach 1890 erfolgte



Photo 3: Das Gipfelmassiv der Iztaccíhuatl von SW gesehen.

Am mittleren Hang liegen die Ayoloco-Hauptendmoränen (Pfeil) und verschiedene Rückzugsmoränen. Der Ayoloco-Gletscher hat sich weit von diesen Moränen zurückgezogen

The summit massif of Iztaccíhuatl seen from the SW. The Ayoloco main terminal moraines (arrow) and various retreat moraines lie on the middle slopes. The Ayoloco glacier has retreated a long way from these moraines

ein allgemeiner Temperaturanstieg bei gleichzeitigem Rückgang der Niederschläge (KLAUS 1973a+b). Die Rückzugsmoränen des Ayoloco-Gletschers wurden erst nach ca. 1890 gebildet, was die klimatischen Verhältnisse recht gut widerspiegelt. Eine Bildung der Rückzugsmoränen war durch ein Stagnieren des Gletscherrückschreitens oder durch ein kurzzeitiges, geringes Vorschieben der Gletscherzunge infolge überdurchschnittlich starker (Winter-)Niederschläge möglich. Verschiedene feuchtere und damit auch wolkenreichere Jahre sind für Mexiko um 1900–1909, 1914–1917, 1931/32–1936/37 und 1941/42–1953 nachgewiesen (KLAUS 1973a). Die vier Rückzugsmoränen im Ayoloco-Tal sind – wie aus den Beschreibungen von FARRINGTON (1897), FRÜH (1898), JAEGER (1926), DE TERRA et al. (1949) und WHITE (1962a+b) hervorgeht – zwischen 1890 und 1950 gebildet worden. Die Vermutung liegt nahe, daß dies in den feuchteren Klimaabschnitten geschah und zwar: Die älteste Rückzugsmoräne vor 1900, die zweitälteste in den Jahren 1900–1909 und/oder 1914–1917, die nächstjüngere in den Jahren 1931/32–1936/37 und die jüngste in den Jahren 1941/42–1953.

WHITE (1962a+b) glaubte an eine Bildung der Ayoloco-(= M V-)Moränen während des Gannett-Peak-Stadiums, das nach WHITE in die ‚Kleine Eiszeit‘ (Little Ice Age) fällt. DE TERRA et al. (1949) schließlich datierte die von ihm erkannten drei Rückzugsmoränen wesentlich älter; die jüngste Rückzugsmoräne fällt nach ihm mit der klassischen Teotihuacán-Kultur (um 1300 n. Chr.) zusammen, die nächstälteren Rückzugsmoränen wurden nach ihm in der Zeit zwi-

schen 300 v. Chr. und 100 n. Chr. gebildet. Die Ayoloco-(= M V-)Endmoräne parallelisiert DE TERRA mit der Chalco-Kultur um 2500 v. Chr. Nur JAEGER (1926) erkannte das junge Alter der Ayoloco-(= M V-)Moränen und der bis 1925 gebildeten beiden ältesten Rückzugsmoränen.

3. Die Vulkangebirge des Pico de Orizaba, Nevado de Toluca und Nevado de Colima

Am Pico de Orizaba, der sich mit rund 5700 m Höhe am Abfall des Hochlandes zur Küstenebene bei Veracruz erhebt, sind ebenfalls die vier jüngsten der fünf zuvor genannten Gletschervorstöße nachgewiesen (HEINE 1972b). Die weniger hohen Vulkanmassive des Cofre de Perote (4282 m), Nevado de Toluca (4690 m), Nevado de Colima (4180 m) sowie einige kleinere Vulkanbauten sind stets seit dem „Temple Lake Stade der Neoglaciation“ gletscherfrei gewesen. Die einzelnen älteren Gletschervorstöße jedoch lassen sich zum Teil auch dort nachweisen.

Aufgrund der Untersuchungen an diesen Vulkangebirgen konnte die Rekonstruktion über Art und Ausmaß der jungquartären Gletschervorstöße ergänzt werden; die Kenntnis über glazialmorphologische Phänomene konnte erweitert werden; es war jedoch nicht möglich, zur absoluten Datierung der einzelnen Gletschervorstöße über die bereits oben erwähnten Angaben aus dem Bereich des Malinche-Vulkans und der Sierra Nevada hinausgehende Feststellungen zu machen. Daher sollen an dieser Stelle auf nähere Angaben über frühere Vergletscherungsspuren der oben erwähnten Vulkanmassive verzichtet werden.

II. Korrelierung der glazialen und periglazialen Ablagerungen und Formen mit den Sedimenten aus dem Becken von Mexiko und dem Becken von Puebla

Der Parallelisierung der glazialen Ablagerungen und Formen der Malinche einerseits und der Sierra Nevada andererseits wird eine anhand pedologischer, tephrochronologischer und geomorphologischer Untersuchungen erarbeitete und durch ^{14}C -Daten ergänzte Stratigraphie der jungpleistozänen und holozänen Sedimente zugrunde gelegt; sie wird durch eine Profilreihe von der Malinche durch das Becken von Puebla-Tlaxcala bis zur Sierra Nevada belegt (vgl. HEINE 1971b, 1972a + b; HEINE et al. 1972, 1973). Die stratigraphischen Beziehungen zwischen beiden genannten Vulkangebirgen sind aus der Abbildung 2 ersichtlich.

Die Altersangaben der jungquartären Schichtenabfolge stimmt in einem Punkt nicht völlig überein. Im Bereich der Malinche wurde das Alter der M II-Moränen durch eine ^{14}C -Datierung eines Kiefernstammes auf ca. 12 100 Jahre v. h. festgesetzt. Aufgrund der im Bereich des Beckens von Mexiko vorgenommenen Altersbestimmung durch ^{14}C -Datierungen müßten die M II-(= Nexcoalango-)Moränen jedoch

älter als rund 13 000 bis 14 000 Jahre sein. Diese Diskrepanz läßt sich vorerst nicht erklären. Wird berücksichtigt, daß die ^{14}C -Altersbestimmungen, die der zeitlichen Einstufung der M II-Moränen der Sierra Nevada zugrunde liegen, in einem mexikanischen und die Analysen der Malinche-M II-Moränen-Datierung in einem deutschen ^{14}C -Labor vorgenommen wurden, so muß a priori bei einem Vergleich der ^{14}C -Ergebnisse äußerst vorsichtig vorgegangen werden (vgl. GEYH 1971; SCHARPENSEEL et al. 1969). Da Grund zu der Annahme besteht (frdl. mdl. Mitt. Prof. Dr. F. H. MOOSER), daß die von MOOSER (1967) genannten ^{14}C -Daten hinsichtlich der Genauigkeit nicht den Aussagewert haben wie die von MALDE (o. J.) und die für die vorliegende Untersuchung ermittelten Werte, soll an dieser Stelle den ^{14}C -Analysen des Labors in Hannover (Leitung: Dr. M. A. GEYH) die größere Bedeutung zukommen, zumal diese Daten sehr gut mit den Ergebnissen von MALDE (o. J.) übereinstimmen. Außerdem muß berücksichtigt werden, daß den Datierungen für die M II-Moränen der Sierra Nevada und denen der Malinche unterschiedliches Material zugrunde liegt, nämlich Torfe aus dem Becken von Mexiko einerseits und Holzkohle eines Kiefernstammes andererseits. Daher wird hier angenommen, daß die M II-Moränen der Malinche und Sierra Nevada ein Alter von rund 12 100 Jahre v. h. haben und daß dementsprechend das Alter der P3-Bimsschicht etwas jünger zu sein scheint, als MOOSER (1967) angibt; der P3-Bims liegt nämlich im gleichen stratigraphischen Niveau wie der rB-Bims-Leithorizont im Bereich der Malinche (vgl. Abb. 2). Allein diese Beobachtung und die tephrochronologischen Untersuchungen (HEINE et al. 1972, 1973) scheinen die Vermutung zu bestätigen, daß die ^{14}C -Datierungen MOOSERS (1967) für die P3-Bimse etwas zu alte Daten ergaben.

Es fehlt nicht an Versuchen, die Beckensedimente mit den Schichten der Vulkanhänge zu korrelieren. So stellte DE TERRA et al. (1949) Beziehungen zwischen den Moränen des Iztacihuatl und den Texcoco-See-Sedimenten im Becken von Mexiko her. MOOSER (1967) gibt eine Korrelierung zwischen Bimstufen des Popocatepetl (P3-Bimse) und den Sedimenten des Beckens von Mexiko. MALDE (o. J., 1965, 1968) und STEEN-McINTYRE (o. J., 1968) versuchen, Beziehungen zwischen den Sedimenten der Malinche und dem Valsequillo-Gebiet herauszuarbeiten. Von CORNWALL (1968a + b, 1970) ist versucht worden, die jüngeren Sedimente aus dem Becken von Puebla mit den Ablagerungen im Becken von Mexiko zu parallelisieren. Verf. hat an verschiedenen Stellen Teilergebnisse der im Rahmen des Mexiko-Projektes durchgeführten Arbeiten publiziert (HEINE 1971a + b, 1972a + b, 1973a + b; HEINE et al. 1972, 1973; HEIDE-WEISE & HEINE 1971). Im folgenden sollen die Ergebnisse zusammenfassend dargestellt werden.

Die Sedimente der Malinche lassen sich mit den Ablagerungen im Becken von Puebla und im Bereich des

Valsequillo aufgrund der weiten Verbreitung des fossilen Bodens fBo1 und des rB-Bimsmaterials (vgl. Abb. 2) gut korrelieren. Gleichzeitig wurde festgestellt, daß zumindest der MII-Gletschervorstoß an der Malinche durch limnische Ablagerungen im Becken von Puebla charakterisiert wird. Während der fBo1-Boden bis zur Sierra Nevada und darüber hinaus zu verfolgen ist, dünnt die Bimslapilli-Lage rB im westlichen Bereich des Beckens von Puebla aus; sie wird im Tlálóc/Telopón-Gebiet von quarzhaltigen Bimsen und an den Hängen der Vulkane Popocatepetl und Iztaccíhuatl von Bimslagen mit einem hohen Gehalt an Hypersthen und diopsidischen Augit (P3) abgelöst. Die Auswertung zahlreicher Profile läßt erkennen, daß die letzte große Förderfolge im Bereich der Sierra Nevada und der Malinche mehr oder weniger gleichzeitig eingesetzt hat, und zwar wurden am Popocatepetl zuerst die andesithaltigen P3-Bimslagen gefördert, in der nördlichen Sierra Nevada die quarzreichen Tuffe und an der Malinche die andesithaltigen rB-Bimslapilli.

Die stratigraphischen Angaben über die jungquartären Sedimente ergänzen Beobachtungen aus dem Bereich des Rio Frio-Passes. Der fBo1-Boden, der dem ‚First Red Soil‘ CORNWALLS (1968a, 1970) entspricht, läßt sich auf der Ostflanke der Sierra Nevada deutlich verfolgen, ebenso im Bereich der Westabhänge entlang der Autobahn Mexiko-Puebla. Nur im Bereich des Rio Frio-Passes scheint der fBo1-Boden nicht gut ausgebildet zu sein (vgl. Abb. 2). Dort wird er von einer sog. ‚Jüngeren Lava‘ und den von MALDE (o. J.) auf $22\,335 \pm 2055$ (1565) Jahre v. h. datierten Glutwolkenabsätzen überlagert. Nimmt man an, daß die fBo1-Bodenbildung bereits vor 25 000 Jahren begonnen hat – wie es für den fBo1-Boden der Malinche nachgewiesen ist – und daß die fBo1-Bodenbildung bis zumindest 21 000 Jahre v. h. andauerte, so erklärt sich zwanglos die geringe Intensität der Bodenbildung unter den Ablagerungen der ‚Jüngeren Lava‘ und den Bimstufen im Bereich des Rio Frio-Passes gegenüber der fBo1-Bodenbildung an den Ost- und Westhängen der Sierra Nevada, denn durch die Lavabedeckung wurde am Rio Frio-Paß die fBo1-Bodenbildung vorzeitig unterbrochen. Die von MALDE (o. J.) genannte ^{14}C -Datierung der Glutwolkenabsätze fügt sich gut in das stratigraphische Gesamtbild ein, während die Datierungen von mexikanischer Seite wegen ihres hohen Alters (über 35 000 bzw. über 40 000 Jahre v. h.) allen anderen Beobachtungen widersprechen, weshalb ihnen hier ein geringer Aussagewert zugemessen wird.

Mit Hilfe der P3-(= PWA-)Bimslage können stratigraphische Beziehungen zwischen den Sedimenten des Texcoco-Sees bei Tlapacoya und den Hängen der Sierra Nevada hergestellt werden (Abb. 2). Über die stratigraphische Einordnung der Schichten aus den randlichen Gebieten des Beckens von Mexiko (vgl. DE TERRA et al. 1949; BRYAN 1948) wird im folgenden Kapitel berichtet.

III. Jungquartäre Klimaschwankungen in Mexiko

Eine graphische Darstellung des Klimaganges für die letzten 40 000 Jahre in Form einer Kurve für Temperatur und Niederschlag, erstellt aufgrund morphologischer Befunde, zeigt Abbildung 4. Es wird darauf hingewiesen, daß die Kurven keine Aussagen über absolute Temperatur- und/oder Niederschlagsverhältnisse erlauben. Das der Kurve zugrunde liegende Material gestattet nämlich nicht, Temperatur und Niederschlag hinreichend exakt voneinander zu trennen.

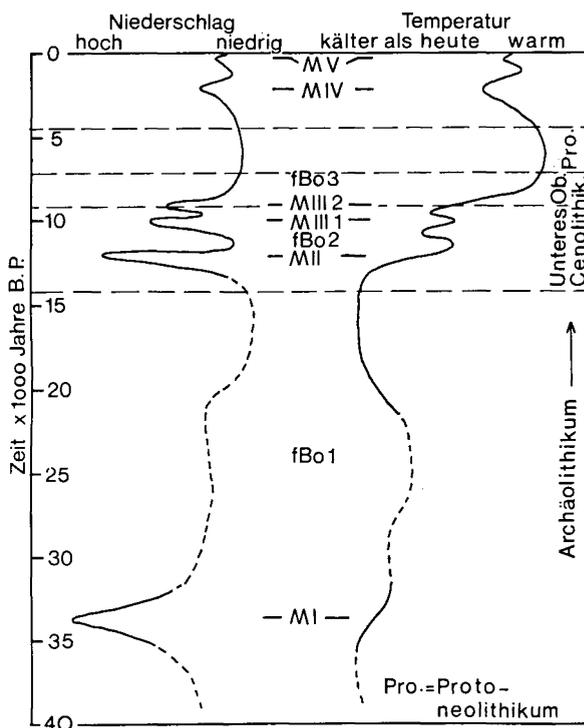


Abb. 4: Klimaentwicklung (Niederschlag und Temperatur) während der letzten 40 000 Jahre in Mexiko, ermittelt aufgrund morphologischer Befunde. Die Unterteilung der Steinzeit erfolgt nach LORENZO (1967). Climatic development (precipitation and temperature) during the last 40,000 years in Mexico, calculated from morphological findings. The subdivisions of the Stone Age are based on LORENZO 1967

Im Verhältnis zu den Klimaabschnitten, die nachweislich kühler und feuchter waren, können die heutigen Klimaverhältnisse als ‚warmtrocken‘ bezeichnet werden. Die Zeiten der Vergletscherungen waren kühler, denn die Frostbodenformen und Kryoturbationen sind in Höhenlagen zu finden, die eine Temperaturabnahme voraussetzen; zum anderen belegen viele Formen, daß die Niederschläge sowohl während der Regenzeit als auch während der strahlungsreichen Trockenzeit größer als heute gewesen sein müssen. Allein die starken Vergletscherungen mit den langen

Talglletschern unterhalb der Schneegrenze weisen auf vermehrte Niederschläge hin, denn bei den relativ kleinen Nährgebieten an den Vulkanen wäre die Ausbildung von bis über 10 km langen Gletschern an dem verhältnismäßig kleinen Malinche-Vulkanmassiv nicht denkbar. Auch konnte aufgrund tephrochronologisch-stratigraphischer Untersuchungen eine Korrelation zwischen der M II-Vergletscherung und limnischen Sedimenten im Becken von Puebla vorgenommen werden, was die Vermutung bestätigt, daß während der Vergletscherungen in den Becken ausgedehnte Seen existierten (JAEGER 1926; DE TERRA et al. 1949).

Die Temperaturkurve zeigt bis etwa 30 000 Jahre v. h. eine kühle Phase (Abb. 4), in der die Niederschläge während des relativ kurzen Zeitraumes der M I-Vergletscherung stark zunehmen. Leider läßt sich dieses Niederschlagsmaximum nicht genau zeitlich eingrenzen; vermutlich liegt es vor 32 000 Jahre v. h. und ist jünger als 38 000 Jahre v. h. Anschließend muß es wesentlich trockener geworden sein, denn es gibt nur wenig Anzeichen für eine fluviale Abtragung in dem stratigraphischen Niveau über den M I-Moränen und unter dem fBo1-Boden.

Der fossile Boden fBo1 ist häufig als kräftiger Andosol entwickelt. Auf eine paläoklimatische Interpretation desselben wird verzichtet, da Andosolböden unter fast allen Klimabedingungen gebildet werden können (BESOAIN 1969). Er dokumentiert lediglich eine längere Ruhe der vulkanischen Aktivität der Malinche und des Popocatepetl. Verschiedene Geröllhorizonte, die zumeist aus groben Bimslapilli bestehen, mögen innerhalb des fBo1-Bodens auf gelegentlich schwache fluviale Abtragungsvorgänge hinweisen. Man kann daher die Zeit der fBo1-Bodenbildung mit geringen Niederschlagsfluktuationen in Verbindung bringen.

Nach der fBo1-Bodenbildung wird es kälter und gleichzeitig trockener (ab ca. 21 000 Jahre v. h.). Über 8000 Jahre folgen, in denen kaum Spuren einer Abtragung an den Vulkanhängen zu beobachten sind. Die Verknüpfung der Malinche-Hangprofile mit den Beckensedimenten bei Tlaxcala bestätigt ein arides Klima, denn dort befindet sich über dem fBo1-Boden direkt eine zusammengeschwemmte Auflage des rB-Bimses; erst danach folgt – wie die limnischen Ablagerungen in Wechsellagerung mit rB-Material belegen – ein schneller Anstieg des jungquartären Sees im Beckenbereich bei Tlaxcala. Nur ganz vereinzelt konnten auch Spuren eines kälteren Klimas für die Zeit zwischen dem fBo1-Boden und der M II-Vergletscherung gefunden werden. Sie dokumentieren eine starke Temperaturabnahme.

Um 12 100 Jahre v. h. erfolgt plötzlich eine starke Niederschlagszunahme, die eine gewaltige Gebirgsvergletscherung zur Folge hat. Gleichzeitig werden die Abtragungsvorgänge intensiviert. Auch diese Zeit, die aufgrund der Warvenausbildung am Malinche-Südhang, aber auch wegen der nur einmal schnell vorsto-

ßenden Talglletscher auf ca. 400 Jahre Dauer geschätzt werden kann, war noch recht kühl. Ob ein nachfolgender Temperaturanstieg oder eine Niederschlagsabnahme das schnelle Ende der Vergletscherung bewirkte, läßt sich anhand morphologischer Befunde nicht entscheiden. Möglicherweise spielten beide Ursachenkomplexe zusammen.

In der Zeit zwischen rund 12 000 und 10 000 Jahre v. h. war es wieder wärmer und trockener. Der fossile Boden fBo2, dessen Bildung in diese Zeit fällt, darf nicht weitergehend interpretiert werden, denn auch er ist in der Regel andosolartig ausgebildet und tritt in den Beckenlandschaften, wo der fBo1-Boden braunlehmartig entwickelt ist, fast ganz zurück.

Zwischen rund 10 000 und 9000 Jahre v. h. erfolgen zwei große Gletschervorstöße, die durch eine zweimalige Zunahme der Niederschläge bei gleichzeitiger Temperaturabsenkung hervorgerufen werden. Die Temperaturen müssen – wie die Periglazialformen belegen – wieder recht niedrig gewesen sein. Die Niederschläge andererseits waren so hoch, daß in verhältnismäßig kurzer Zeit eine gewaltige Gebirgsvergletscherung entstehen konnte, die mächtige, stark erodierende Gletscher aufwies. Innerhalb von rund 1000 Jahren erfolgten die beiden M III-Vergletscherungen; in der Zwischenzeit herrschten höhere Temperaturen, wie die Ausbildung der fossilen Böden auf den Moränen des ersten M III-Vorstößes beweist.

Ab ca. 9000 Jahre v. h. wird das Klima durch wärmere Temperaturen und geringere Niederschläge charakterisiert. Die Temperaturen müssen höher als heute gewesen sein, denn der fBo3-Boden, der zwischen 8000 und 5000 Jahre v. h. gebildet wurde, läßt sich als Andosol auch noch in großen Höhen – bis zu 4300 m NN – beobachten. Rezentere Andosole findet man nur bis ca. 4000 m NN (vgl. AVECES GARCIA et al. 1969). Man darf mit Recht vermuten, daß hier das postglaziale Klimaoptimum anzusetzen ist. Da weder Spuren verstärkter Erosion noch Zeugen für Seenbildungen in den Becken aus dieser Zeit erhalten sind, wird mit relativ geringen Niederschlägen gerechnet.

Erst um 2000 Jahre v. h. rücken die Gletscher wieder vor, bzw. bilden sich Hangglletscher an den niedrigeren Vulkanen. Eine Niederschlagszunahme wird daher in dieser Zeit angenommen. Ob gleichzeitig auch die Temperaturen absanken, läßt sich aufgrund der morphologischen Befunde nicht entscheiden. Es kann aber vermutet werden, denn mit einer Niederschlagszunahme ist eine Bewölkungszunahme verbunden, die wiederum eine geringe Temperaturabsenkung zur Folge hat.

Kurz darauf wird es wieder etwas wärmer und wohl auch trockener. Erst seit dem Ende des 18. Jahrhunderts scheinen etwas kühlere Temperaturen und erhöhte Niederschläge die letzten – nur an den drei höchsten Vulkanen beobachteten – Gletschervorstöße (M V) zu bewirken. Seit 1890 ziehen sich die Gletscher etappenweise zurück. Die Rückzugsmoränen las-

sen sich mit bestimmten Phasen der Niederschlags- und Temperaturkurven in Verbindung bringen (s. o.), die eine Unterbrechung oder rückläufige Tendenz des allgemeinen Temperaturanstiegs bzw. der Niederschlagsabnahme dokumentieren.

Im folgenden soll die gerade skizzierte Klimaentwicklung für Mexiko während der letzten 40 000 Jahre den Ergebnissen früherer Autoren gegenübergestellt werden. JAEGER (1926), der als erster den Versuch unternahm, das Eiszeitklima für Mexiko zu rekonstruieren, glaubte, daß das Becken von Mexiko während der Eiszeit ein feuchteres Klima gehabt hat; die äquatoriale Grenze des Trockenklimas hat nach ihm weiter nördlich gelegen als heute. JAEGER mußte zu diesem Schluß kommen, da er annahm, daß die Hauptvergletscherung der mexikanischen Vulkangebirge mit dem Maximum der Eiszeit zusammenfiel. Es hat sich jedoch herausgestellt, daß die Gletschervorstöße in Mexiko erst am Ende der letzten Kaltzeit gewesen sind, sieht man einmal von dem M I-Gletschervorstoß ab; aber auch die M I-Vergletscherung scheint am Ende einer längeren kalten Phase zu liegen. Andererseits gibt JAEGER (1926) zu bedenken, daß nicht erwiesen ist, daß im Pleistozän mehr Niederschläge fielen; die Ausbildung der Gletscher und der Seen in den Becken kann auch nur eine Folge geringerer Temperaturen sein (JAEGER 1926). Aufgrund der Untersuchungen von KESSLER (1963) scheint diese Aussage JAEGERS zumindest für den Altiplano Boliiviens und Perus zuzutreffen.

1948 versucht BRYAN aufgrund umfangreicher Untersuchungen an rezenten und fossilen Böden die Klimageschichte Mexikos für das Jungquartär zu rekonstruieren. Caliche-Bildungen (vgl. ARISTARAIN 1971) werden als Zeugen eines trockenen (und warmen) Klimas angesehen, während tonreiche und mit Fe- und Al-Verbindungen angereicherte Böden meist

rötlicher oder brauner Farbe als Zeugen eines humiden (und kühleren) Klimas betrachtet werden. BRYAN (1948) kommt zu folgenden Ergebnissen: Das Wisconsin 2 (= Tazewell-Cary) war feucht und kühl, das Interstadial Wisconsin 2/Wisconsin 3 war trocken und warm, das Wisconsin 3 (= Mankato und Cochrane) war zuerst feucht, dann trocken, schließlich wieder feucht. Das Postglazial beginnt mit einer ariden Phase zwischen 7500 und 4500 Jahre v. h., darauf folgen verschiedene kleinere Fluktuationen des Klimas mit einer Temperaturabsenkung um 1750 n. Chr. (Tab. 2).

Eine Korrelierung mit den eigenen Ergebnissen ist teilweise möglich und stimmt auch hinsichtlich der Zeitangaben für die M V-Vergletscherung, die fBo3-Bodenbildung und die M III 2-Vergletscherung fast überein. Die von WOLDSTEDT (1965, vgl. auch 1960) gegebene Quartärstratigraphie aus dem Becken von Mexiko muß demnach geändert werden. Die Schichten haben sich zum Teil als wesentlich jüngere Bildungen – nämlich wie bereits bei BRYAN (1948) angegeben – erwiesen. Nach einer Angabe bei SEARS & CLISBY (1955) haben Teile der Tarango-Sande ein ¹⁴C-Alter von ca. 32 000 Jahre v. h.; das Alter würde die Parallelisierung der Tarango-Schichten mit den M I-Moränen, die auf wenig über 32 000 Jahre v. h. datiert worden sind, unterstreichen. Die Gegenüberstellung in der Tabelle 2 zeigt jedoch, daß auch BRYAN (1948) mit wesentlich längeren feucht-kühlen Phasen gerechnet hat. Ganz entsprechend interpretiert CORNWALL (1970) seine pedologischen Untersuchungen. Es hat den Anschein, daß die Caliche-Bildung nicht nur trockene, sondern auch relativ warme Klimaverhältnisse verlangt, während die Bodenbildung unter kühlen Klimabedingungen auch bei relativer Trockenheit nicht zur Caliche-Bildung führt, denn es liegen keine Anzeichen vor, daß während des ariden und kalten Hochglazials in Mexiko Caliche-Horizonte ausgebildet worden sind.

Tabelle 2: Gliederung des Jungquartärs im Becken von Mexico aufgrund bodenkundlicher Untersuchungen (nach BRYAN 1948)
Divisions of the late Quaternary in the Basin of Mexico on the basis of pedological investigations (after BRYAN 1948)

Geologische/archäologische Benennung	Schichten am Rand des Beckens von Mexiko	Klima	Korrelierung mit Glazialzeiten	Korrelierung mit eigenen Ergebnissen
Azteca und Teotihuacan Zacatenco Totolzingo	Noche Buena	kleinere Klimaschwankungen	1750 n. Chr. kältere Phase	M V
Barrilaco	fehlt (Caliche)	trocken	4500–7500 Jahre v. h., arides Postglazial	fBo3
Becerra	Oberes Becerra Caliche Unteres Becerra	feucht trocken feucht	Cochrane (10000 J. v. h.) Wisconsin 3 Mankato ?	M III 2 M III 1
Morales	fehlt (Caliche)	trocken	W ₂ /W ₃ -Interstadial	fBo2
Tacubaya	Tacubaya	feucht	Tazewell Wisconsin 2 Cary	M II
Tarango	diverse Sedimente	?	Pleistozän	M I ?

Wenn im Zusammenhang mit der Caliche-Bildung von ‚trockenen‘ oder ‚ariden‘ Klimaverhältnissen gesprochen wird, so handelt es sich um relative Bezeichnungen; die Ausführungen müssen daher nicht im Gegensatz zu ROHDENBURG et al. (1972) stehen, die die Caliche-Bildung mit relativ ‚feuchten‘ Klimaphasen in sonst trockenen Gebieten in Verbindung bringen.

Werden diese Ergebnisse mit der von DE TERRA et al. (1949) angegebenen Stratigraphie verglichen (Tab. 3), so ergeben sich folgende Beziehungen zwischen den Angaben von DE TERRA und den eigenen Untersuchungsergebnissen:

Tabelle 3: Beziehungen zwischen den Sedimenten des Beckens von Mexico und den Moränenstapeln der Westseite der Sierra Nevada (nach DE TERRA et al. 1949), korrigiert aufgrund der eigenen Untersuchungen
Relationships between the sediments of the Basin of Mexico and the moraine series of the west side of the Sierra Nevada (after DE TERRA et al. 1949) corrected by the author's own investigations

DE TERRA et al. (1949)		HEINE
Schichten	Moränen	
	Ayolotepito	M V
Totalzingo	El Circo	M IV
Caliche III	Eisrückzug	fBo3
Young Becerra	Trancas	M III 2
Caliche II		
Old Becerra	Xopaná	M III 1
Caliche I		fBo2
Tacubaya	Salto	M II

Aus dieser Parallelisierung wird ersichtlich, daß einerseits die Korrelierung der Beckensedimente mit den Moränenstapeln von DE TERRA et al. (1949) abgeändert werden muß; El Circo entspricht Totalzingo und Ayolotepito einer jüngeren Beckenfazies. Die von DE TERRA angeführten Phasen I bis IX, die Stratigraphie, Kulturstufen und Klimagang im Becken von Mexiko in Beziehung zueinander setzen, müssen inhaltlich entsprechend abgeändert werden.

DE TERRA et al. (1949) verbindet mit Gletschervorstößen kühle und feuchte Phasen und mit der Caliche-Bildung trockene und wärmere Zeitabschnitte. Auch bei ihm gibt es – wie bei BRYAN (1948) – nur kühl-feuchte oder warm-trockene Phasen, jedoch keine kühl-trockenen, die aber aufgrund der glazialmorphologischen Untersuchungen im Pleistozän ausgebildet waren. Diese Diskrepanz kann folgendermaßen erklärt werden: Die warm-trockenen Zeitabschnitte werden durch die Caliche-Bildung repräsentiert, sowohl bei BRYAN als auch bei DE TERRA. Die feucht-kühlen Phasen, die recht kurz gewesen sein müssen, wie die vorliegenden Untersuchungen ergaben, werden bei DE TERRA einerseits durch die Moränen, d. h. Eisvorstöße charakterisiert, andererseits – wie auch bei BRYAN – durch die fossilen Böden. Nun kann aber

eine Bodenbildung, die in einer feucht-kühlen Zeit beginnt oder abschließt, danach oder zuvor während einer trocken-kühlen Phase weitergebildet werden, bzw. die Pedogenese kann in dieser Phase bereits begonnen haben; beides würde sich bodentypologisch kaum ausprägen und wäre an den fossilen Böden, Bodenresten oder Reliktböden nicht mehr zu erkennen und nachzuweisen. Es wird daher angenommen, daß von den beiden Autoren trocken-kühle Phasen nicht nachgewiesen worden sind, zumal von der Voraussetzung ausgegangen wurde, daß die Gletschervorstöße längere Zeitspannen dokumentieren.

Recht interessant in diesem Zusammenhang sind die Ergebnisse von MACNEISH (1967), FLANNERY (1967) und BYERS (1967); die Autoren stellen übereinstimmend fest, daß im Oberen Pleistozän die Klimaverhältnisse im Tal von Tehuacán kühler und vor allen Dingen trockener gewesen sein mußten als heute. SEARS, FOREMAN & CLISBY (1955) weisen palynologisch nach, daß in Mexiko paradoxerweise die feuchten Perioden gleichzeitig Zeiten mit ansteigenden Temperaturen sind, also genau der Vorstellung widersprechen, daß ein Eisvorstoß in eine feuchte und auch kalte Zeit fallen muß. Diesen Gedanken greift LORENZO (1958, 1967) auf. Er will daher nicht – wie bei allen anderen Autoren üblich (vgl. JAEGER 1926; BRYAN 1948; DE TERRA et al. 1949; ARELLANO 1953; SEARS, FOREMAN & CLISBY 1955; MARTIN et al. 1957; MOOSER et al. 1956; WHITE 1962a+b; CORNWALL 1968a, 1970; BRADBURY 1970) – den Caliche-Horizonten trocken-warme, sondern trocken-kalte und den Oberen und Unteren Becerra-Schichten nicht feucht-kalte, sondern feucht-warme Zeiten zuordnen. Das würde aber bedeuten, daß die in Nordamerika durch Eisvorstöße belegten kalten Phasen des Jungquartärs in Mexiko durch feucht-warme Klimaabschnitte charakterisiert würden. In ähnlicher Weise ist zwar oft geäußert worden, daß den Kaltzeiten der gemäßigten Breiten in den Tropen Warmzeiten entsprechen (vgl. u. a. BERNARD 1962; LORENZO 1967), doch läßt sich diese Vorstellung nicht recht mit vielen, vor allem morphologischen Beobachtungen verbinden (vgl. u. a. LÖFFLER 1970; BLAKE et al. 1971; KOOPMANS et al. 1967; LIVINGSTONE 1962; VUILLEUMIER 1971; KINZL 1968; BUTZER 1970; PEETERS 1971). Das Problem kann zumindest für Mexiko gelöst werden, wenn man den extrem kalten Zeitabschnitten mit Eiswachstum in den Außertropen trocken-kühle Phasen in Mexiko gegenüberstellt und die Vergleichen der mexikanischen Vulkane – wie die Untersuchungen ergaben – auf kurze feucht-kühle Phasen (vor/oder) im Anschluß an die trocken-kalten Zeitabschnitte beschränkt. Eine meteorologische Erklärung für die oben beschriebenen Befunde gibt KLAUS (1973b) in diesem Heft der Zeitschrift.

Erwähnenswert erscheint mir die Gegenüberstellung (Tab. 1) der anhand glazialmorphologischer, geologischer und tephrochronologischer Untersuchungen er-

arbeiteten Stratigraphie des Jungquartärs in Mexiko mit den Ergebnissen der Quartärforschung in den Rocky Mountains in Nordamerika.

RICHMOND (1965, 1969, 1970 und frdl. schr. Mitt. 1972) gibt genaue zeitliche Angaben für die Vergletscherungen der Rocky Mountains während der Wisconsin-Eiszeit und der Nacheiszeit. Es zeichnen sich gewisse Übereinstimmungen hinsichtlich der Parallelisierung der Gebirgsvergletscherung Mexikos mit derjenigen der Rocky Mountains ab; nähere Angaben finden sich bei HEINE (1972b, 1973a+b). Oft läßt sich deutlich eine zeitliche Verschiebung der mexikanischen Vergletscherung gegenüber der nordamerikanischen erkennen. Die meteorologischen Ursachen dafür erklärt KLAUS (1973a+b).

IV. Die stratigraphische Stellung von zwei steinzeitlichen Fundschichten

1. Das ‚Obere Becerra‘

Nach LORENZO (1967) wird die Steinzeit in Mexiko folgendermaßen unterteilt: Das Archäolithikum (arqueolítico) reicht bis 14 000 Jahre v. h. Zwischen 14 000 und 9000 Jahre v. h. befindet sich das Untere Cenolithikum, zwischen 9000 und 7000 Jahre v. h. das Obere Cenolithikum. Mit dem Protoneolithikum zwischen 7000 und 4500 Jahre v. h. schließt in Mexiko die Steinzeit ab (Abb. 4).

Verschiedentlich haben Autoren versucht, die natürlichen Umweltbedingungen der Steinzeitmenschen in Mexiko aufzuhellen (vgl. bes. DE TERRA et al. 1949; DE TERRA 1957; BRYAN 1948; SEARS 1951, 1952; AVELEYRA et al. 1953; MOOSER & GONZALEZ RUL 1961; AVELEYRA 1964; LORENZO 1967, 1971; CORNWALL 1962, 1971; BYERS 1967; FLANNERY 1967; MACNEISH 1967). Zwei Fragen standen dabei im Vordergrund: (a) Gibt es Anzeichen für Klimaschwankungen im Becken von Mexiko während der Zeit der Besiedlung durch den Menschen? (b) Wenn das der Fall ist, können die Klimaschwankungen mit bekannten Kulturschichten korreliert werden?

Beide Fragen konnten bisher nicht befriedigend beantwortet werden, da man zwar viele Zeugen früherer Klimaschwankungen fand, diese jedoch nicht exakt zeitlich bestimmen konnte. Die weiter oben kurz geschilderten Ergebnisse der glazialmorphologischen und tephrochronologischen Untersuchungen erlauben die Beantwortung der aufgeworfenen Fragen. In der Abbildung 4 wird der jungquartäre Klimagang mit den verschiedenen Abschnitten der Steinzeit in Verbindung gebracht. Etwas ausführlicher soll im folgenden der Komplex der ‚Oberen Becerra‘-Schichten behandelt werden (vgl. Tab. 2 u. 3).

Im Becken von Mexiko bilden limnische Sedimente die Untere wie auch die Obere Becerra-Schicht (ARELLANO 1951, 1953); an den Rändern des Beckens werden die Schichten von sandigen bis schluffig-tonigen

fluvialen und/oder äolischen Ablagerungen aufgebaut (BRYAN 1948). Beide Becerra-Schichten können mitunter von einem geringmächtigen Horizont mit Kalkanreicherungen (Caliche) getrennt werden. Im allgemeinen wird mit BRYAN (1948) und DE TERRA et al. (1949) angenommen, daß die Becerra-Schichten einen feuchteren und auch kühleren Klimaabschnitt charakterisieren, während die Kalkausscheidungen einer trockeneren und wärmeren Phase zugeschrieben werden. Nur LORENZO (1958, 1967) glaubt, in den Becerra-Ablagerungen die Sedimente aus einer feucht-warmen und nicht feucht-kalten Zeit zu erkennen, während er die Caliche-Bildungen einem trocken-kalten Klimaabschnitt zuordnet.

Die Korrelation der Becerra-Schichten mit dem Ablauf der Vergletscherungen an den hohen mexikanischen Vulkanen beruhte bisher nur auf Vermutungen, wobei ganz allgemein die Becerra-Sedimente mit relativ jungen Vergletscherungen, bzw. Moränenbildungen parallelisiert wurden.

Die vorliegenden Untersuchungen haben ergeben, daß die Becerra-Schichten mit den beiden M III-Gletschervorstößen korreliert werden können. Sie haben somit ein Alter zwischen ca. 10 000 und 9000 Jahre v. h. Diese Datierung widerspricht den Angaben bei ARNOLD et al. (1951), wonach die Becerra-Sedimente zwischen 11 000 und über 16 000 Jahre v. h. alt sein müßten (vgl. auch FOREMAN 1955; BRADBURY 1970).

Untere wie auch Obere Becerra-Schicht sind oft fossilführend. Pferd (*Equus cf. E. occidentalis*), Bison (*Bison occidentalis*) und Mammut (*Mammuthus imperator*) sind häufig gefunden worden (vgl. ARMENTA 1959; GARCIA COOK 1968; HIBBARD 1955). Diese pleistozäne Megafauna stirbt – wie die archäologischen Forschungen zeigen (LORENZO 1967) – zu Beginn des Oberen Cenolithikums aus, das um 9000 Jahre v. h. beginnt. Nach FLANNERY (1967) jagte der Steinzeitmensch im Tal von Tehuacán vor 10 000 Jahren noch eine pleistozäne Fauna; bereits um 9000 Jahre v. h. war diese Fauna durch die holozäne vollständig abgelöst.

In der Oberen Becerra-Schicht sind häufig Artefakte mit spätpleistozänen Säugern vergesellschaftet gefunden worden. Besonderes Aufsehen hat der Fund des Tepexpan-Menschen (DE TERRA et al. 1949) in der Nähe von Mexiko-Stadt erregt. Das Skelett lag in der Oberen Becerra-Schicht. DE TERRA et al. (1949) vermutete aufgrund der geologisch-stratigraphischen Lage des Tepexpan-Menschen ein Alter desselben von 9000 oder 10 000 (oder 11 000 bis 12 000) Jahre v. h. Seine Schätzung, die anhand der Sedimentationsgeschwindigkeit der Seablagerungen ermittelt wurde, entspricht recht gut dem wirklichen Alter, daß zwischen rund 9000 und 9500 Jahre v. h. aufgrund der vorliegenden Untersuchungen liegen muß. Diese Datierung wird durch eine ¹⁴C-Alterbestimmung der Oberen Becerra-Schicht auf 9679 ± 400 Jahre v. h. bekräftigt (LORENZO 1967), wenn auch diese, vermut-

lich in den USA vorgenommene Analyse keine völlige Übereinstimmung zeigt. Mit dem Tepexpan-Menschen zusammen wurden einzelne Werkzeuge geborgen, außerdem in der Nähe in der gleichen geologischen Position (DE TERRA et al. 1949) eine Säugerfauna mit *Elephas (Parelephas columbi?)* und anderen großen Pflanzenfressern. Die ‚Tepexpan-Industrie‘ (DE TERRA et al. 1949) wird von LORENZO (1967) in das Obere Cenolithikum gestellt, d. h. auf knapp 9000 Jahre v. h. datiert. Ein so junges Alter der Becerra-Schicht, in der die Artefakte gelegen haben sollen, ist aber aufgrund der geologisch-sedimentologischen Befunde ausgeschlossen. Die Datierungen von LORENZO (1967) stützen sich nicht auf ¹⁴C-Analysen; daher ist einerseits nicht auszuschließen, daß die Grenze zwischen Oberem und Unterem Cenolithikum etwas früher angesetzt werden muß; andererseits handelt es sich bei den Werkzeugen der ‚Tepexpan-Industrie‘ um Artefakte von verschiedenen Oberflächenfundstellen, die recht großzügig zu einer ‚Industrie‘ zusammengefaßt wurden (WALTER 1968) und daher nicht unbedingt mit dem Tepexpan-Menschen gleichalt sein müssen. Hier sind weitere Forschungen erforderlich.

Mag auch die exakte Datierung der Oberen Becerra-Schicht nicht endgültig sein, so kann doch jetzt schon ausgeschlossen werden, daß die Ablagerungen – und damit die in ihnen enthaltenen Werkzeuge und Fossilien – älter als rund 9500 Jahre v. h. und jünger als ca. 9000 Jahre v. h. sind. Das Minimalalter der das Pleistozän abschließenden Oberen Becerra-Schicht stimmt mit den umfassenden geologisch-paläontologisch-archäologischen Untersuchungen im Tal von Tehuacán überein (BYERS 1967). Durch Radiokarbon-Datierungen ist belegt, daß um 9000 Jahre v. h. Pferd, Antilope und eine an kühle und trockene Klimabedingungen angepaßte pleistozäne Nagetierfauna ausstirbt. Um 9000 Jahre v. h. beginnt der Mensch im Tehuacán-Tal mit dem Anbau von Pflanzen; sicherlich ist es kein Zufall, daß die Kultivierung der ersten Pflanzen in eine Zeit fällt, in der sich die ökologischen Verhältnisse aufgrund großer Klimaveränderungen grundlegend wandelten.

Während des Unteren Cenolithikums (Abb. 4) waren die Klimaverhältnisse zur Zeit der Akkumulation der Unteren Becerra-Schichten ähnlich; die Tacubaya-Sedimente (vgl. Tab. 2) wurden vermutlich unter noch kühleren und feuchteren Bedingungen sedimentiert. Während des Wiscosin-Hochglazials, das im mexikanischen Hochland durch ein kaltes und trockenes Klima repräsentiert wird, wurden nur sehr selten Sedimente transportiert und abgelagert (HEINE 1972b). Auch sind archäologische Funde, die dieser Zeit, d. h. dem Archäolithikum (LORENZO 1967), angehören, im Hochland von Mexiko äußerst selten. LORENZO (1967) nennt für das Hochland nur einen Fundort, nämlich die Höhle von Chimalacatlán im Staate Morelos, die sich zudem in einem verhältnismäßig tief gelegenen und warmen Gebiet befindet. Vielleicht waren wäh-

rend des Archäolithikums die klimatischen Bedingungen für die Besiedlung des Hochlandes i. e. S. zu ungünstig.

2. Der Fundort Hueyatlaco/Puebla

Nicht nur im Becken von Mexiko und im Tal von Tehuacán, sondern auch am Südrand des Hochtales von Puebla, dem sog. Valsequillo-Gebiet, suchte man nach ‚Early Man Sites‘, d. h. Fundstellen von Artefakten, die entweder mit pleistozäner Fauna vergesellschaftet oder in pleistozänen Schichten gelagert sind (ARMENTA 1959; MALDE 1965, 1968; STEEN-McINTYRE 1968; IRWIN-WILLIAMS o. J., 1963, 1967). ARMENTA (1959) berichtet von einem Steinwerkzeug zusammen mit Mammut, Bison, Pferd und anderen Säugern des Spätpleistozäns; bei der Fundschicht handelt es sich um den Becerra-Komplex, der hier jedoch nicht in Untere und Obere Becerra gegliedert werden kann.

Wesentlich interessanter sind die Untersuchungen von IRWIN-WILLIAMS (o. J., 1963, 1967). Die Fundstellen Hueyatlaco, Tecacaxco, El Mirador, El Horno und Barranca Caulapan befinden sich alle nahe dem Valsequillo-Stausee. Ein schematisches Profil der Hueyatlaco-Fundstelle zeigt Abbildung 5. Die tephrochronologischen Untersuchungen haben ergeben, daß der ‚Lapilli Channel‘ (IRWIN-WILLIAMS 1963, 1967; STEEN-McINTYRE o. J., 1968; MALDE o. J.; CORNWALL 1970) dem rB-Bims-Leithorizont der Malinche (vgl. Abb. 2) entspricht. Der Tlaloqua-Krater am Westhang des Vulkans in rund 3000 m NN muß als Ausbruchsstelle dieser Bimslapilli mit Andesitfragmenten angesehen werden. Aufgrund der stratigraphischen Untersuchungen ereignete sich die Bimseruption vor knapp 12 000 Jahren, denn das Material des rB-Bimses ist an vielen Stellen in das Moränenmaterial des ca. 12 100 Jahre alten M II-Gletschervorstoßes eingewürgt oder gar – wie am Südhang der Malinche – noch von dem M II-Moränenschutt bedeckt worden. Durch die Korrelierung des ‚Lapilli Channel‘-Materials aus dem Gebiet des Valsequillo mit dem rB-Bims der Malinche ist ein *terminus ante quem* von rund 12 000 Jahre v. h. für die Artefakte der Fundstelle Hueyatlaco gegeben. Das bedeutet, daß hier Steinwerkzeuge gefunden wurden, die älter als die Geräte aus den Becerra-Schichten sind und damit auch älter als der Tepexpan-Mensch. Ob die Artefakte von Hueyatlaco mit den in der Barranca Caulapan auf $21\,850 \pm 850$ Jahre v. h. (¹⁴C-Datierung von Muschelschalen) datierten Steingeräten parallelisiert werden können, wie IRWIN-WILLIAMS (o. J.) annimmt, läßt sich nicht ausschließen, aber auch nicht bestätigen, da in der Schichtabfolge der Barranca Caulapan das rB-Bimsmaterial nicht aufgefunden werden konnte.

Da die ‚Lapilli-Channel‘-Sedimente fluvial abgelagert wurden, muß mit einer mehrmaligen Umbettung der Gerölle gerechnet werden; die Vergesellschaftung

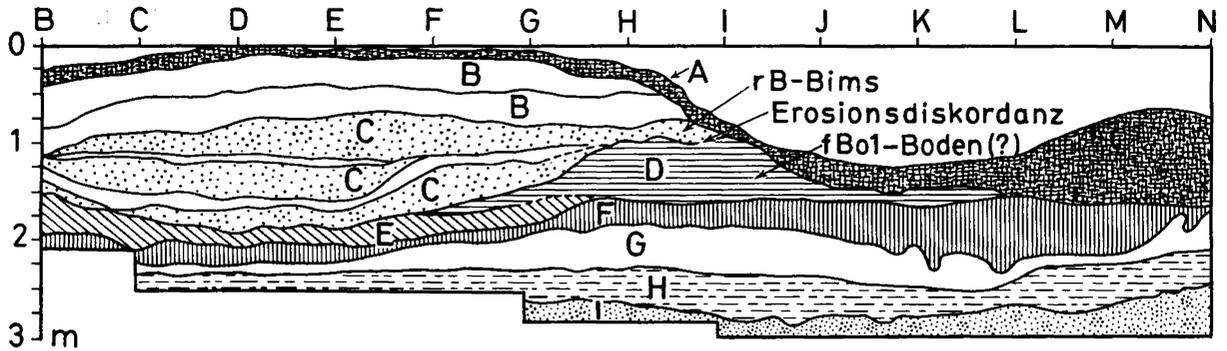


Abb. 5: Stratigraphie von Hueyatlaco nach IRWIN-WILLIAMS (1967)

A rezenter dunkler Boden; B rezente Fossilien, kein Kulturmaterial; C zahlreiche Fossilien (z. B. Pferd, Kamel, Mammut) vergesellschaftet mit Artefakten; D keine Fossilien und keine Kulturgegenstände; E zahlreiche Fossilien (Pferd, Kamel, Mammut, Mastodon) vergesellschaftet mit Artefakten; F + G selten Fossilien, keine Artefakte; H zahlreiche Fossilien (Pferd, Kamel, Mammut, Mastodon) vergesellschaftet mit Artefakten; I selten Fossilien, keine Artefakte

Stratigraphy of Hueyatlaco, after IRWIN-WILLIAMS 1967

A recent dark soils; B recent fossils, no cultural material; C many fossils (e.g. horse, camel, mammoth) in association with artefacts; D no fossils and no cultural finds; E many fossils (horse, camel, mammoth, mastodon) associated with artefacts; F + G few fossils, no artefacts; H many fossils (horse, camel, mammoth, mastodon) in association with artefacts; I few fossils, no artefacts

der Artefakte mit dem rB-Material im ‚Lapilli-Channel‘ beweist daher keineswegs deren Gleichzeitigkeit. Die Beobachtungen im gesamten Hangbereich der Malinche sowie in dem Becken von Puebla-Tlaxcala haben jedoch ergeben, daß die Umlagerung der rB-Bimslapilli unmittelbar nach deren Förderung erfolgte; teilweise wurde das rB-Material noch in einen pleistozänen See eingeschwemmt, der sich während der M II-Vergletscherung im Becken von Puebla gebildet hatte (HEINE et al. 1973). Die Artefakte in den Schichten unter dem ‚Lapilli-Channel‘ jedoch sind keineswegs jünger als rund 12 000 Jahre v. h., was mit LORENZO (1967) Datierung der Hueyatlaco-Funde ins Untere Cenolithikum gut zusammenpaßt.

Allerdings ergibt sich aus geologisch-stratigraphischer Sicht eine Schwierigkeit: Fast regelmäßig konnte festgestellt werden, daß das umgelagerte rB-Material in den unteren Hangbereichen der Malinche und im Gebiet kleinerer Erhebungen im Becken von Puebla unmittelbar dem fossilen Boden fBo1 auflagert, der ein Alter von rund 26 000 bis 21 000 Jahre v. h. hat (Abb. 2). Auch bei der Fundstelle Hueyatlaco ist wahrscheinlich, daß die Erosionsdiskordanz unter dem ‚Lapilli-Channel‘ das Relief dokumentiert, mit dem der fBo1-Boden abschließt. Demnach müßte zwischen den Artefakten aus dem ‚Lapilli-Channel‘-Horizont und denen der liegenden Horizonte ein gewaltiger Hiatus bestehen, der aber archäologisch nicht nachzuweisen ist. LORENZO (1967) glaubt an eine Entnahme der Werkzeuge von Hueyatlaco aus stratigraphisch nicht einwandfrei gesicherten Horizonten, was für die älteren Fundschichten durchaus zutreffen mag.

Die zeitliche Einstufung der Werkzeuge von Hueyatlaco bleibt weiterhin ungeklärt. Der *terminus ante quem* von 12 000 Jahren für alle Hueyatlaco-Arte-

fakte bedeutet jedoch eine wesentliche Erkenntnis für nachfolgende Arbeiten.

Literatur

- ARELLANO, A. R. V.: The Becerra formation (Latest Pleistocene) of Central Mexico. – 18th Inter. Geol. Cong., London, 1948, Contrib. Inst. Geol. Méjico, 1951.
- : Estratigrafía de la Cuenca de México. – Mem. Cong. Cient. Mexicano 3. Ciencias Físicas y Mat., S. 172–186, Mexiko 1953.
- ARISTARAIN, L. F.: On the definition of caliche deposits. – Z. Geomorph., N. F., 15 (3), 1971, S. 274–289.
- ARMENTA, J.: Hallazgo de un Artefacto Asociado con Mamut, en el Valle de Puebla. – INAH, Dirección de Prehistoria 7, Mexiko 1959.
- ARNOLD, J. R. & LIBBY, W. F.: Radiocarbon dates. – Science, 113, 1951, S. 119.
- AVECES GARCIA, R. M. & AGUILERA HERRERA, N.: Características pedológicas de suelos de ceniza volcánica en la región del Popocatepetl, México. – Anuario de Geografía, IX, S. 143–148, Mexiko 1969.
- AVELEYRA, L.: The Primitive Hunters. – Handbook of Middle American Indians, I, S. 348–412, Austin 1964.
- & MALDONADO KOERDELL, M.: Asociación de artefactos con mamut en el Pleistoceno Superior de la Cuenca de México. – Rev. Mexicana Ests. Antrops. 12 (1), S. 3–29, Mexiko 1953.
- BERNARD, E. A.: Théorie astronomique des pluviaux et interpluviaux du Quaternaire africain. – Mens. Acad. Roy. Scs. Outre Mer, Class. Scs. Nats. et Meds. 12 (1), 1962, S. 1–282.
- BESOAIN, E.: Untersuchungen von Böden auf Pyroklastiten (Asche und Tuffe) Chiles, Japans, Deutschlands und Italiens. – Diss. d. landwirtsch. Fak. Univ. Bonn 1969.
- BLAKE, D. H. & LÖFFLER, E.: Volcanic and glacial landforms on Mount Giluwe, Territory of Papua and New

- Guinea. – Bull. Geol. Soc. Amer., 82 (6), 1971, S. 1605–1614.
- BRADBURY, J. P.: Diatoms from the Pleistocene Sediments of Lake Texcoco, Mexico. – Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., XII (2), 1970, S. 161–168.
- BRYAN, K.: Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México, en relación a los cambios climáticos. – Bol. Soc. Geol. Mex., XIII, 1948, S. 1–20.
- BUTZER, K. W.: Environment and Archeology. – Chicago. – : Geomorphological observations in the Lower Omo Basin, southwestern Ethiopia. – Colloquium Geographicum 12, S. 177–192, Bonn 1970.
- BYERS, D. S.: Climate and Hydrology. – The Prehistory of the Tehuacan Valley, vol. I: Environment and Subsistence, S. 48–65, Austin & London 1967a.
- , Editor: The Prehistory of the Tehuacan Valley, vol. I: Environment and Subsistence, Austin & London 1967b.
- CORNWALL, I. W.: Volcanoes, Lakes, Soils and Early Man in and near the Mexico Basin. – Man, 62, S. 55–58, London 1962.
- : Outline of a stratigraphical „bridge“ between the Mexico and Puebla basins. – Bulletin No. 7, S. 88–140, Univ. of London, Inst. of Archaeology, 1968a.
- : Estratigrafía de los depósitos terrestres volcánicos y de los suelos entre Chalco y Puebla. – Bol. INAH, 32, S. 25–29, Mexico 1968b.
- : Outline of a stratigraphical „bridge“ between the Mexico and Puebla basins. Part II. – Bulletin No. 8/9, S. 1–54, Univ. of London, Inst. of Archaeology, 1970.
- : Geology and early man in central Mexico. – Proc. Geol. Ass., 82 (3) 1971, S. 379–391.
- DE TERRA: Teoría de una cronología geológica para el Valle de México. – Rev. Mex. Ests. Antrops. 9, S. 11–26, Mexico 1947.
- : Man and mammoth in Mexico. – London 1957.
- , ROMERO, J. & STEWART, T. D.: Tepexpan Man. – Viking Fund Publ. Anthropol., 11, New York 1949.
- DIAZ DEL CASTILLO, B.: Historia Verdadera de la Conquista de la Nueva España. – Mexico 1939.
- ERN, H.: Estudios de la vegetación en el oriente de México central especialmente de los bosques montañosos en la zona de Puebla-Tlaxcala. – Ediciones Inst. Mex. Recursos Naturales Renovables. Im Druck (1973).
- FARNSWORTH, D. W.: Glacial geology of the west side of the volcano Iztaccihuatl, Mexico. – The Ohio State Univ., M. Sc. Thesis, 1957.
- FARRINGTON, O. C.: Observations on Popocatepetl and Iztaccihuatl. – Field Columbian Museum Publ. Nr. 18, vol. I, Nr. 2, S. 71–120, Chicago 1897.
- FLANNERY, K. V. C.: Vertebrate Fauna and Hunting Patterns. – The Prehistory of the Tehuacan Valley, vol. I: Environment and Subsistence, S. 132–177, Austin & London 1967.
- FOREMAN, F.: Palynology in southern North America, Part II: Study of two cores from lake sediments of the Mexico City basin. – Bull. Geol. Soc. Amer., 66, 1955, S. 475–510.
- FRÜH, J.: Neue Reisen in die Schneeregion des Popocatepetl und Iztaccihuatl. – Globus, LXXIII (4), 1898, S. 1–5.
- GARCIA COOK, A.: Chimalhuacán: Un artefacto asociado a megafauna. – INAH, Dept. de Prehistoria, 21, Mexico 1968.
- GEYH, M. A.: Die Anwendung der ¹⁴C-Methode. – Clausthaler Tekton. H. 11, Clausthal-Zellerfeld 1971.
- GUENTHER, E. W.: Ausgrabungen einer eiszeitlichen Tierwelt im Valsequillo (Hochland von Mexico). – Quartär, 18, S. 163–172, Bonn 1967.
- HAYNES, C. V. Jr.: Muestras de C 14 de Tlapacoya, Estado de México. – Bol. INAH, 29, S. 49–52, Mexico 1967a.
- : Carbon-14 Dates and Early Man in the New World. – Pleistocene Extinctions, the Search for a Cause, vol. 6, Proc. VII. Cong. INQUA, New Haven & London 1967b.
- HEIDE-WEISE, H. & HEINE, K.: Sobre la Mineralogía de algunos Sedimentos Fluviales y Depósitos Volcánicos en la Zona de Puebla, Pue. (México). – Comunicaciones 4, S. 1–3, Puebla, Pue. (Mexico) 1971.
- HEINE, K.: Observaciones morfológicas acerca de las barrancas en la Región de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala. – Comunicaciones 4, S. 7–23, Puebla, Pue. (Mexico) 1971a.
- : Fechas C¹⁴ de los sedimentos del volcán de la Malinche, México. – Anuario de Geografía, XI, S. 177–184, Mexico 1971b.
- : Die jungpleistozänen und holozänen Gletschervorstöße am Malinche-Vulkan, Mexico. – Eiszeitalter u. Gegenwart, 23, 1972a (im Druck).
- : Studien zur jungquartären Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane, mit einem Ausblick auf die Klimaentwicklung. – Habil. Schr. Math.-nat. Fak. Univ. Bonn 1972b.
- : Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40,000 años en México. – Comunicaciones 7, S. 51–58, Puebla, Pue. (Mexico) 1973a.
- : Glazialmorphologische und tephrochronologische Forschungen an den Vulkanen des zentralmexikanischen Hochlandes. – Z. Gletscherkde. Glazialgeol., IX, Innsbruck, im Druck (1973b).
- & HEIDE-WEISE, H.: Estratigrafía del Pleistoceno Reciente y del Holoceno en el volcán de la Malinche y región circunvecina. – Comunicaciones 5, S. 3–8, Puebla, Pue. (Mexico) 1972.
- & –: Secuencias de erupciones en el volcán de la Malinche y en la Sierra Nevada (Méx.) durante los últimos 40,000 años. – Comunicaciones 7, S. 7–8, Puebla, Pue. (Mexico) 1973.
- HIBBARD, C. W.: Pleistocene vertebrates from the Upper Becerra (Becerra Superior) formation, Valley of Tequiquiac, Mexico. – Contrib. Michigan Univ. Mus. Paleont. 12, Ann Arbor 1955.
- IRWIN-WILLIAMS, C.: 1. Summary of Archaeological Evidence from Valsequillo Region, Puebla, Mexico. – 2. Comments Concerning Radiocarbon Dates from the Valsequillo Region and Their Relation to the Early Archaeological Localities. – Manuskript (o. J.).
- : Preliminary report on investigations in the Valsequillo region, Puebla, Mexico. – Dept. de Prehistoria, INAH, Mexico 1963.
- : Associations of Early Man with Horse, Camel, and Mastodon at Hueyatenco, Valsequillo (Puebla, Mexico). – Pleistocene Extinctions, the Search for a Cause, vol. 6, Proc. VII. Cong. INQUA, S. 337–347, New Haven & London 1967.
- JAEGER, F.: Forschungen über das diluviale Klima in Mexiko. – Pet. Mitt. Erg.H. 190, 1926.

- KESSLER, A.: Über Klima und Wasserhaushalt des Altiplano (Bolivien, Peru) während des Hochstandes der letzten Eiszeit. – *Erdkunde*, XVII, Bonn 1963, S. 165–173.
- KINZL, H.: La glaciación actual y Pleistocénica en los Andes centrales. – *Colloquium Geographicum*, 9, S. 77–90, Bonn 1968.
- KLAUS, D.: Las Fluctuaciones del Clima en el Valle de Puebla-Tlaxcala. – *Comunicaciones* 7, S. 59–62, Puebla, Pue. (México) 1973a.
- : Die eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Klimaschwankungen im zentralamerikanischen Hochland und ihre Ursachen. *Erdkunde*, XXVII, Bonn 1973b.
- KLINK, H. J.: La división de la vegetación natural en la región Puebla-Tlaxcala. – *Comunicaciones* 7, S. 25–30, Puebla, Pue. (Mex.) 1973.
- KOOPMANS, B. N. & STAUFFER, P.: Glacial phenomena on Mount Kinabalu, Sabah, Malaysia, Borneo Region. – *Geol. Surv. Bull.* 8, 1967, S. 25–35.
- LAUER, W.: Naturwissenschaftliche Arbeiten im Rahmen des Mexiko-Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft. – *Festschr. E. GENTZ*, S. 29–38, Kiel 1970.
- : Problemas climato-ecológicos de la vegetación en la región montañosa oriental mexicana. – *Comunicaciones* 7, S. 37–46, Puebla, Pue. (Mex.) 1973a.
- : The altitudinal belts of the vegetation in the Central Mexican Highland and their climatic conditions. – *Arctic and Alpine Research*. Im Druck (1973b).
- & STIEHL, E.: La clasificación del clima en la región Puebla-Tlaxcala (mapa preliminar 1:500 000). – *Comunicaciones* 7, S. 31–35, Puebla, Pue. (Mex.) 1973.
- LIVINGSTONE, D. A.: Age of Deglaciation in the Ruwenzori Range, Uganda. – *Nature*, 194, 1962, S. 859–860.
- LÖFFLER, E.: Evidence of Pleistocene glaciation in East Papua. – *Austr. Geogr. Studies*, 8, 1970, S. 16–26.
- LORENZO, J. L.: Una hipótesis paleoclimática para la Cuenca de México. – *Miscellanea Paul Rivet*, S. 579–584, México 1958.
- : Informe de la sección de glaciología. – *Monografías Inst. Geofísica*, 3, S. 119–126, UNAM, México 1962.
- : Los glaciares de México. – *Monografías Inst. Geofísica*, 1, UNAM, México 1964.
- : La etapa lítica en México. – *Dept. de Prehistoria*, 20, INAH, México 1967.
- : Condiciones periglaciares de las altas montañas de México. – *Paleoecología*, 4, Dept. de Prehistoria, INAH, México 1969a.
- : Minor periglacial phenomena among the high volcanoes of Mexico. – *The periglacial environment: past and present* (Ed.: T. L. Péwé), S. 161–175, Montreal 1969b.
- : Problème du peuplement de l'Amérique à la lumière des découvertes de Tlapacoya (Mexique). – *Écologie et conservation* 3 (Origine de l'homme moderne), S. 261–264, Unesco Paris 1971.
- MACNEISH, R. S.: A Summary of the Subsistence. – *The Prehistory of the Tehuacan Valley*, vol. I: Environment and Subsistence, S. 290–309, Austin & London 1967.
- MALDE, H. E.: La Malinche Volcanic Ash Stratigraphy. – *Manuskript* (o. J.).
- : Pyroclastic Layers at Valsequillo Early Man Sites, Puebla Valley, Mexico. – VII. Intern. cong. INQUA, S. 316, Abstract, Boulder & Denver Colorado 1965.
- : Volcanic Ash Stratigraphy at Valsequillo Archaeologic Sites and La Malinche Volcano, Puebla, Mexico. – *The Geol. Soc. Amer. and Ass. Soc. Program with Abstracts*, 1968 Annual Meetings, Mexico-City, México 1968.
- MARTIN, P. S. & HARRELL, B. E.: The Pleistocene History of Temperate Biotas in Mexico and Eastern United States. – *Ecology*, 38 (3), 1957, S. 468–480.
- MIRAMBELL, L.: Excavaciones en un sitio Pleistocénico de Tlapacoya, México. – *Bol. INAH*, 29, S. 37–41, México 1967.
- MOOSER, F. H.: Tefracronología de la Cuenca de México para los últimos treinta mil años. – *Bol. INAH*, 30, S. 12–15, México 1967.
- & GONZALEZ RUL, F.: Erupciones volcánicas y el hombre primitivo en la Cuenca de México. – *Homenaje a PABLO MARTINEZ DEL RIO*, S. 137–141, México 1961.
- , WHITE, S. E. & LORENZO, J. L.: La Cuenca de México: consideraciones geológicas y arqueológicas. – *Dirección de Prehistoria*, 2, INAH, México 1956.
- MULLER, F.: La cerámica de Cholula. – *Proyecto Cholula*, INAH, Serie Investigaciones 19, S. 129–142, México 1970.
- OHNGEMACH, D.: Análisis polínico de los sedimentos del pleistoceno reciente y del holoceno en la región de Puebla-Tlaxcala. – *Comunicaciones* 7, S. 47–49, Puebla, Pue. (Mex.) 1973.
- PEETERS, L.: Nuevos datos acerca de la evolución de la cuenca del Lago de Valencia (Venezuela) durante el Pleistoceno Superior y el Holoceno. – *Publ. del Inst. para la conservación del Lago de Valencia*, Caracas 1971.
- RICHMOND, G. M.: Glaciation of the Rocky Mountains. – *The Quaternary of the United States*, a review volume, VII. INQUA-Cong., S. 217–230, Princeton N. J. 1965.
- : Development and stagnation of the last Pleistocene icecap in the Yellowstone Lake Basin, Yellowstone National Park, USA. – *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 20, 1969, S. 196–203.
- : Comparison of the Quaternary Stratigraphy of the Alps and Rocky Mountains. – *Quaternary Research*, 1, S. 3–28, New York & London 1970.
- ROHDENBURG, H. & SABELBERG, U.: Quartäre Klimazyklen im westlichen Mediterrangebiet und ihre Auswirkungen auf die Relief- und Bodenentwicklung. – *Z. Geomorph. Suppl.* Bd. 15, 1972, S. 87–92.
- SCHARPENSEEL, H. W. & PIETIG, F.: Altersbestimmung von Böden durch die Radiokohlenstoffdatierungsmethode. III. Böden mit B_t-Horizont und fossile Schwarzerden. – *Z. Pflanzenern. Bodenkde.*, 122 (2), 1969, S. 145–152.
- SEARS, P. B.: Pollen profiles and culture horizons in the Basin of Mexico. – 29th Intern. Cong. Americanists Univ. Chicago 1951, Pr., vol. 1, S. 57–61.
- : Palynology in southern North America, Pt. C, Archaeological horizons in the Basins of Mexico. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 63, 1952, S. 241–254.
- & CLISBY, K. H.: Palynology in southern North America, Part IV: Pleistocene climate in Mexico. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 66, 1955, S. 521–530.
- , FOREMAN, F. & CLISBY, K. H.: Palynology in southern North America. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 66, 1955, S. 471–530.
- STEEN-McINTYRE, V.: Petrography of Selected Late Quaternary Pyroclastic Deposits at La Malinche Volcano, State of Puebla, México (o. J.) – *Manuskript*.

- : 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.