

Münster. Forsch. Geol. Paläont.	H. 38/39	S. 229–251	7 Abb.	Münster (Westf) September 1976
------------------------------------	----------	------------	--------	-----------------------------------

Die Pleistozän/Holozän-Grenze in Mexiko

von

KLAUS HEINE* & DIETER OHNGEMACH*

Schlüsselworte: Krit. Darstellung, stratigraph. Grenze, Jungpleistozän, Holozän, ¹⁴C-Datierung (10000 bzw. 9000 Jahre), Moräne, Pollendiagramm, Paläoklima, Mexiko

Key words: Critical review, stratigraphic limit, Upper Pleistocene, Holocene, ¹⁴C-dating, moraine, pollen diagram, palaeoclimate, Mexico

Zusammenfassung: Die Pleistozän/Holozän-Grenze soll auf Vorschlag der INQUA-Kommission (Commission of the Study of the Holocene) auf 10000 ¹⁴C-Jahre B.P. festgesetzt werden. Das entspricht in etwa dem Übergang der Pollenzonen Jüngere Dryaszeit/Präboreal in Europa. In Mexiko herrschten vor 10000 a B.P. noch pleistozäne Verhältnisse. Ein rascher Übergang von pleistozänen zu holozänen Klima- und Vegetationsverhältnissen fand in Zentralmexiko – wie glazialgeologische, glazialmorphologische und palynologische Untersuchungen ergaben – erst 9000 (bzw. 8500) a B.P. statt. Die geoökologischen Befunde zeigen, daß die Pleistozän/Holozän-Grenze in Mexiko nicht mit der vorgeschlagenen 10000 a B.P.-Grenze zusammenfällt.

Resumen: La comisión (Commission of the Study of the Holocene) de la INQUA ha propuesto fijar el límite Pleistoceno/Holoceno en 10000 años B.P. (fecha ¹⁴C). Esta fecha corresponde aproximadamente a la transición de las zonas polínicas

* Adressen der Autoren: Prof. Dr. K. Heine, Geographisches Institut der Universität, Franziskanerstraße 2, D–5300 Bonn
Dr. D. Ohngemach, Botanisches Institut der Universität, Düsternbrooker Weg 17, D–2300 Kiel

Dryas Superior/Preboreal en Europa. Al mismo tiempo, 10000 a B.P., en México todavía predominaban condiciones pleistocénicas. Un cambio brusco de condiciones de clima y vegetación pleistocénicas a holocénicas en México Central se produjo — según investigaciones glacial-geológicas, glacial-morfológicas y palinológicas — sólo a los 9000 (resp. 8500) a B.P. Los análisis geoecológicos muestran que el límite Pleistoceno/Holoceno en México no coincide con la fecha de los 10000 a B.P. propuesta por la comisión de INQUA.

Summary: The INQUA-commission (Commission of the Study of the Holocene) proposed that the Pleistocene/Holocene boundary should be placed at the date 10000 B.P., measured in radiocarbon years. This approximately corresponds to the transition of the pollen zone boundary Younger Dryas/Preboreal in Europe. In Mexico, 10000 a B.P. still Pleistocene conditions prevailed. In central Mexico a rapid change from Pleistocene to Holocene climatic and vegetational conditions is recognized not earlier than 9000 a B.P. (or 8500 respectively), according to investigations in the fields of glacial geology, glacial morphology, and palynology. The geoecological data show that in Mexico the Pleistocene/Holocene boundary does not correspond to the proposed 10000 a B.P. boundary.

1. Einleitung

Das Eiszeitalter (Pleistozän) begann und endete an verschiedenen Orten zu verschiedenen Zeiten; die Ursache dafür liegt einmal in der unterschiedlichen Entfernung der jeweils betrachteten Räume von den großen Zentren der Inlandvereisungen, zum anderen aber auch in den Ursachen der Eiszeiten selbst, die man mit FLOHN (1969, 1974) zumindest zum großen Teil in autozyklischen geophysikalischen Vorgängen im Bereich der Antarktis zu suchen hat; in Gebieten mit unterschiedlicher Entfernung von der Antarktis werden daher die dort ausgelösten (Klima-) Veränderungen zeitlich unterschiedlich auftreten. Bestimmte Bahnen des globalen Energieaustausches – wie der Atlantische Ozean (FLOHN, 1974) – spielen dabei eine bedeutende Rolle. Die Bezeichnungen „Pleistozän“, „Holozän“, „glazial“, „postglazial“ etc. sind demnach, wenn sie nicht genau definiert werden, relativ. So wie eine entwicklungsgeschichtliche Epoche für jede Gemeinschaft und jedes Volk zeitlich relativ ist, so bezieht sich auch die postglaziale Zeit auf die Befreiung eines Gebietes von der Eisbedeckung und den damit einhergehenden aktuo-geologischen Prozessen (Erosion und Sedimentation) sowie der Wiedereinwanderung bzw. Neueinwanderung einer nacheiszeitlichen, modernen Fauna und Flora. Die kälteliebende Foraminifere *Globorotalia pachyderma* (links gedreht) beispielsweise zeigt, daß eiszeitliche Bedingungen später im westlichen Nordatlantik (Neufundland) als im östlichen Nordatlantik (England) endeten (RUDDIMAN & McINTYRE, 1973); das Postglazial nahe der Peripherie der Inlandvereisung mag daher zeitlich dem Spätglazial nahe den Vereisungszentren entsprechen; die vergletscherten Hohen Breiten befinden sich auch heute immer noch im Eiszeitalter (vgl. CHARLESWORTH, 1957).

Die Grenze zwischen Pleistozän und Holozän ist immer noch schlecht definiert; das eine verzahnt sich mit dem anderen morphodynamisch, paläontologisch und die Kulturstufen betreffend. Pleistozäne Pflanzen reichen in moderne Floren mit relativ wenig morphologischen Änderungen hinein und nur gelegentlich mit einer speziellen Evolution; der Faktor Zeit wird hier vielmehr durch floristische Trennungen und die Herausbildung neuer Pflanzengemeinschaften und Verbreitungsareale gekennzeichnet.

Und dennoch glaubt man, das Pleistozän in Mexiko vom Holozän genau unterscheiden zu können. Das Pleistozän wird mit Gebirgsvergletscherungen und pluvialen Seenbildungen und vielen anderen, klimatisch bedingten physisch-geographischen Veränderungen der Umweltbedingungen in Zusammenhang gebracht, das Holozän schließlich beginnt mit dem Wandel zu modernen Verhältnissen. Im folgenden wird versucht, den Umschwung von sog. pleistozänen zu sog. holozänen Bedingungen in Mexiko zu charakterisieren und daraus eine Definition der Grenze zwischen Pleistozän und Holozän zu finden.

2. Die Pleistozän/Holozän-Grenze in Mexiko

2.1. Vorbemerkung

Auf dem VIII. INQUA-Kongreß (Internationale Quartärvereinigung) in Paris 1969 wurde der Vorschlag gemacht, die chronostratigraphische Pleistozän/Holozän-Grenze bei 10000 ¹⁴C-Jahren B.P. anzusetzen; dann würde die Pleistozän/Holozän-Grenze in Europa etwa mit der Pollengrenze III/IV (Jüngere Dryaszeit/Präboreal) zusammenfallen. Seither ist man auf der Suche nach einer Welt-Typuslokalität für diese Grenze (MÖRNER, 1973a). Gleichzeitig wird gefordert, die Pleistozän/Holozän-Grenze nicht nur global, sondern auch lokal und regional festzulegen (Abb. 1).

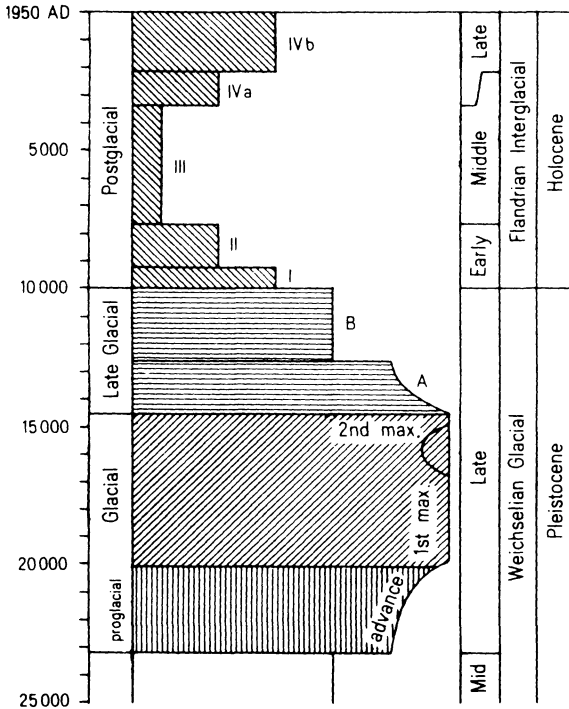


Abb. 1: Die bedeutendsten klimatischen Abschnitte während der letzten 25000 Jahre in Bezug zur stratigraphischen Gliederung des Jungquartärs (nach MÖRNER, 1973a).

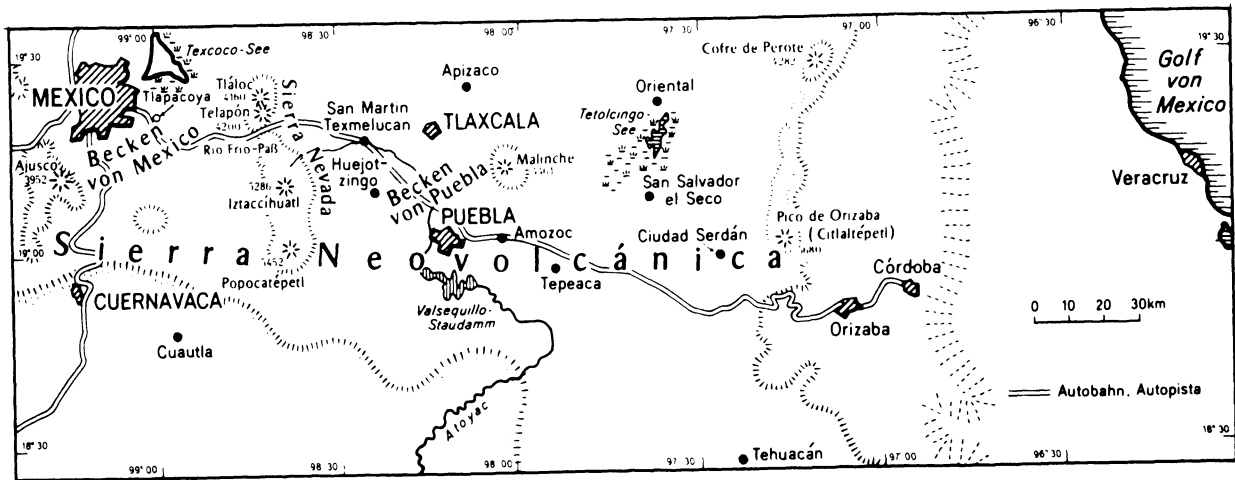


Abb. 2: Übersichtskarte.

2.2. Bisherige Festlegung der Pleistozän/Holozän-Grenze in Mexiko

Die wichtigsten älteren Arbeiten faßt WOLDSTEDT (1965, S. 229 ff.) zusammen. Es handelt sich um Untersuchungen aus den Randgebieten des Beckens von Mexiko, wo sich fluviale und limnische Sedimente miteinander verzahnen. Nach BRYAN (1948), DE TERRA, ROMERO & STEWART (1949), ARELLANO (1951, 1953) und ALBRITTON (1958) ist dort folgendes geologisches Profil der Quartärbildungen vorhanden (zit. nach WOLDSTEDT 1965, S. 230):

1. Noch buena-Schichten, bis 0,5 m mächtig; See-, Fluß- und Marschbildungen mit Keramik und sonstigen Artefakten. Untergrenze bei etwa 500 J. v. Chr.
2. Totolzingo-Schichten, 0–3 m: dunkelgrauer Feinsand und Sand, meist stark humos; Artefakte, aber keine Keramik. Untergrenze bei etwa 2500 J. v. Chr.
3. Barrilaco-Boden, 10–20 cm dick: Kalkanreicherung an einer Erosionsdiskordanz, „Caliche III“, Alter ca. 5000 J. v. Chr.
4. Becerra-Schichten, 10–20 m mächtig.
 - a) Oberer Teil: Kies, Sand, vulkanische Aschen, Feinsand und Ton in Wechsellagerung, mit Überresten von *Bison*, *Equus*, *Elephas* und *Homo*. Alter 9000–14000 J. v. Chr.; nach C. HIBBARD jedoch teilweise älter.
 - b) Fossiler Boden, Kalkbänder und -adern in einer bis 2 m mächtigen Zone an einer Erosionsdiskordanz (Caliche II); nach HIBBARD Sangamon.
 - c) Unterer Teil: Ton, Feinsand, Sand und Kies in Wechsellagerung, mit *Elephas*, *Bison* und Landschildkröten; nach HIBBARD Sangamon oder Oberes Illinoian.
5. Fossiler Boden von Morales: Caliche I an einer Erosionsdiskordanz.
6. Tacubaya-Schichten, bis 30 m: Wechsellagerung kompakter Bänke mit pulvrigen, die Kalkkonkretionen enthalten.
7. Caliche-Bildung.
8. Tarango-Schichten (mehr als 50 m): vulkanische Fluß- und See-Bildungen in Wechsellagerung.

WOLDSTEDT (1965) – und mit ihm fast alle Forscher – sehen in den Oberen Becerra-Schichten die jüngsten pleistozänen Ablagerungen. Das beginnende Holozän wird nicht durch Sedimente charakterisiert. Das nacheiszeitliche klimatische Optimum führte nach den genannten Autoren zur Ausbildung des Barrilaco-Bodens.

In den Oberen Becerra-Schichten sind häufig Artefakte mit spätpleistozänen Säugern vergesellschaftet gefunden worden. Pferd (*Equus cf. occidentalis*), Bison (*Bison occidentalis*) und Mammut (*Mammuthus imperator* und *M. columbi*) treten häufig auf (ARMENTA, 1959; GARCÍA COOK, 1968; HIBBARD, 1955; GUENTHER, 1973). Diese pleistozäne Megafauna stirbt am Ende des Eiszeitalters aus. Besonderes Aufsehen hat der Fund des Tepexpan-Menschen (DE TERRA, ROMERO & STEWART, 1949) in der Nähe von Mexiko-Stadt erregt. Das Skelett lag in der Oberen Becerra-Schicht, etwa 35 cm unter der Barrilaco-Caliche.

Durch das Alter des Barrilaco-Bodens einerseits und die zeitliche Stellung der Oberen Becerra-Schichten andererseits läßt sich die Pleistozän/Holozän-Grenze im zentralmexikanischen Hochland festlegen. Für den Barrilaco-Boden nennen viele Autoren als Bildungszeit das klimatische Optimum der Nacheiszeit, d.h. ca. 7000 a B.P. (WOLDSTEDT, 1965) bzw. 4500–7500 a B.P. (BRYAN, 1948). Die Datierung der Oberen Becerra-Schichten dagegen ist weniger einheitlich. DE TERRA, ROMERO & STEWART (1949) vermuteten aufgrund der geologisch-stratigraphischen Lage des Tepexpan-Menschen ein Alter desselben von 9000 oder 10000 (bzw. an anderer Stelle: 11000 bis 12000) a B.P.; diese Altersschätzung ermittelte DE TERRA anhand der Sedimentationsgeschwindigkeit der Seeablagerungen. Nach ARNOLD & LIBBY (1951) haben die Becerra-Sedimente ein Alter zwischen 11000 und über 16000 a B.P. Ähnliche Angaben machen auch FOREMAN (1955) und BRADBURY (1970). LORENZO (1967) nennt für die Oberen Becerra-Schichten eine ^{14}C -Datierung von 9679 ± 400 a B.P. MIRAMBELL (1972a) berichtet von einem *Mammuthus imperator* in den oberen Pleistozän-Sedimenten (= Oberes Becerra) des Beckens von Mexiko, vergesellschaftet mit zwei Obsidian-Artefakten, deren Alter aufgrund von Hydratations-Untersuchungen mit 12600 a B.P. $\pm 10\%$ angegeben wird; in der gleichen Mitteilung gibt die Autorin die Pleistozän/Holozän-Grenze mit ± 10000 a B.P. an. Am Chapala-See (Jalisco, Mex.) fand man eine Pleistozän-Fauna mit Mammut, Bison, Kamel, Schildkröten u.a.; zwei ^{14}C -Daten liegen bisher vor: 11735 ± 165 a B.P. (1-6161) und – für die jüngere Fundschicht – 10820 ± 155 a B.P. (1-6163) (CABRERA CASTRO, 1972); die Mammut-Reste liegen ganz im Hangenden der jüngeren Fundschicht; sie haben somit ein maximales ^{14}C -Alter von 10820 ± 155 a B.P.

Eine genaue zeitliche Fixierung der Pleistozän/Holozän-Grenze, die auf neueren ^{14}C -Altersbestimmungen beruht, ist bisher nicht erfolgt. Lediglich HEINE (1973c) und HEINE & HEIDE-WEISE (1973) wiesen an anderer Stelle kurz auf das mögliche Alter dieser stratigraphisch wichtigen Grenze hin.

2.3. Die Pleistozän/Holozän-Grenze im Bereich der hohen Vulkane (Cordillera Neovolcánica)

Die Untersuchungen zur stratigraphischen Gliederung des Jungquartärs in Zentral-Mexiko haben gezeigt, daß in den Beckenablagerungen nur sehr selten Material gefunden wird, das eine einwandfreie ^{14}C -Altersbestimmung erlaubt. Anders dagegen treten uns die Verhältnisse an den Hängen der großen Vulkane entgegen. Dort finden wir differenzierte Abfolgen jungquartärer Sedimente; Moränen, fossile Böden, Hangschutt, fluviale Kiese und äolische lößartige („toba“-)Sedimente wechsellagern mit vulkanischen Aschen, Bimslapillibändern, Tuffen, Ignimbriten

und Lavaströmen (vgl. HEINE & HEIDE-WEISE, 1973; HEINE, 1975; WEYL, 1974). Oft sind in den Tephralagen, aber auch in den fluvialen und kolluvialen Schutthorizonten die Reste von Bäumen eingelagert, die während katastrophaler, d.h. plötzlicher Ablagerung der betreffenden Sedimente in dem Material eingeschlossen wurden. Da die Holz- und Holzkohlenreste oft unmittelbar durch mächtige Sedimente bedeckt und somit der nachträglichen Kontamination beispielsweise durch Bodenbildung, Tätigkeit von Bodentieren, Durchwurzelung, Beeinflussung durch Grund- und Sickerwässer etc. entzogen wurden, darf man annehmen, daß ¹⁴C-Altersbestimmungen dieses Materials besonders aussagefähige Daten liefern.*

Im folgenden sollen besonders gut durch ¹⁴C-Daten belegte Profile vom Malinche-Vulkan beispielhaft die Verhältnisse veranschaulichen (Abb. 2, 3 u. 4).

Der Moränenschutt M III 2 verkörpert morphologisch eine Endmoräne, die am Malinche-Osthang oberhalb des Ortes Pilares in 2970 m Höhe liegt. Ältere Moränen befinden sich unweit der M III 2-Endmoräne weiter hangabwärts. Die M II-Moränen reichen bis 2750 m Höhe herunter. Schließlich ist als älteste Moränenbildung die M I-Moräne ausgewiesen, deren Material aber infolge mächtiger jüngerer Sedimentüberlagerung nur selten aufgeschlossen ist. Ihre Verbreitung hangabwärts ist nicht zu rekonstruieren. Moränen, die jünger als die M III 2-Moränen sind, befinden sich im Bereich der oberen Waldgrenze in ca. 3925 m Höhe am Osthang des Malinche-Vulkans (M III 3, Abb. 5) sowie auf der Nordwest- und Nordflanke des Gipfelmassivs in Höhen um 4100 m (M IV). Die M IV-Moränen haben ein Alter von ca. 2000 a.B.P. (HEINE, 1975). Die Seiten- und Endmoränen M III 3 sind bisher nicht beschrieben und datiert worden. Aufgrund jüngster Geländeuntersuchungen im Bereich der hohen Vulkane Mexikos muß ihr Alter an der Iztaccíhuatl weit über 5000 a.B.P. liegen, da die Popocatépetl-Bimse P2 (¹⁴C-Alter: 4805 ± 60, Hv 4883) das verwitterte Material dieser Moränen bedecken (Abb. 6). Am Malinche-Osthang werden Moränen, die in gleicher morphologischer Ausbildung angetroffen werden, von Andesit/Bims-Brekzien bedeckt, deren Alter 7405 ± 145 a.B.P. beträgt. Dadurch ergibt sich für die M III 3-Moränen ein Minimumalter von ca. 7500 a.B.P.; das maximale Alter wird durch die Datierung der nächst älteren M III 2-Moränen gegeben, die zwischen 9500 und 9000 a.B.P. gebildet wurden. Alle glazialgeologischen Befunden sprechen dafür, daß die nur wenige Meter hohen M III 3-Moränenwälle ein Rückzugsstadium verkörpern, das in die Zeit des schnellen

* Die ¹⁴C-Altersbestimmungen führte freundlicherweise Herr Prof. Dr. M.A. GEYH vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Hannover, aus. Ihm sei an dieser Stelle herzlich gedankt.
Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danken die Autoren für großzügige Reise- und Sachbeihilfen (im Rahmen des Mexiko-Projektes).

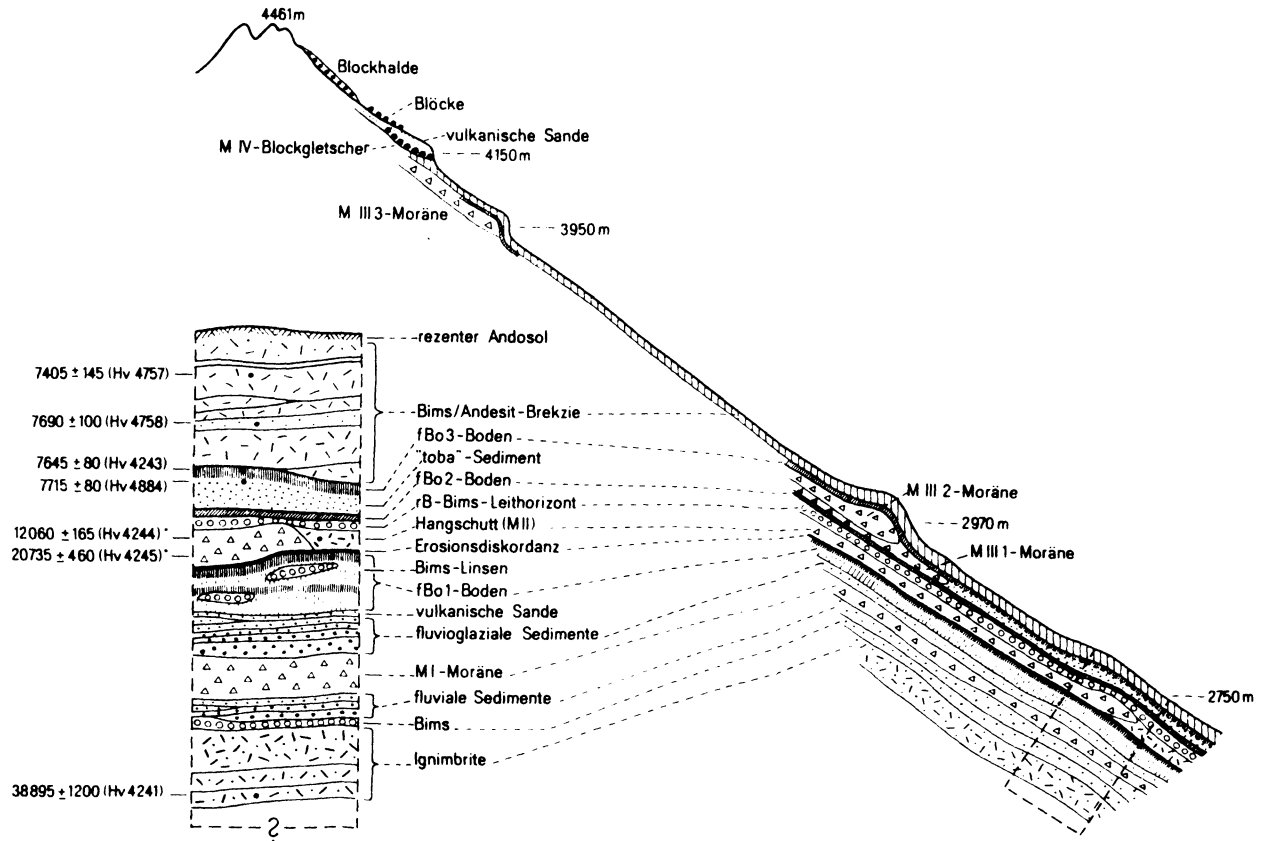


Abb. 3: Schematische Darstellung der stratigraphischen Verhältnisse am Osthang des Malinche-Vulkans. (Die mit * gekennzeichneten ^{14}C -Daten stammen vom Malinche-Westhang aus gleicher stratigraphischer Lage.)

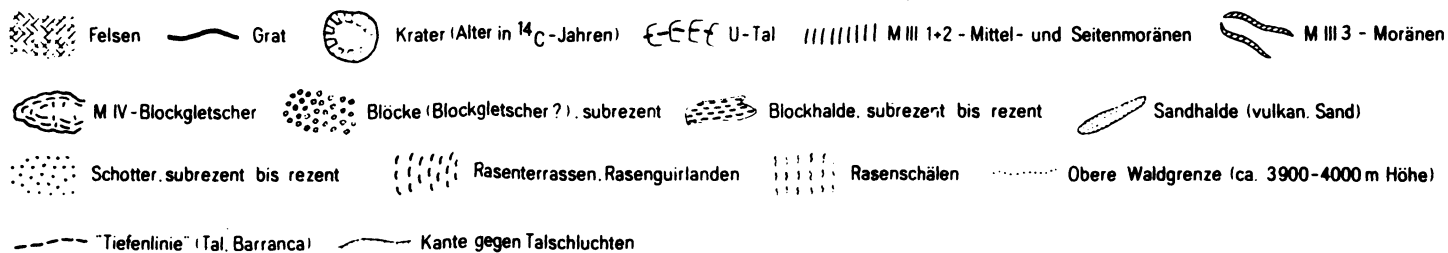
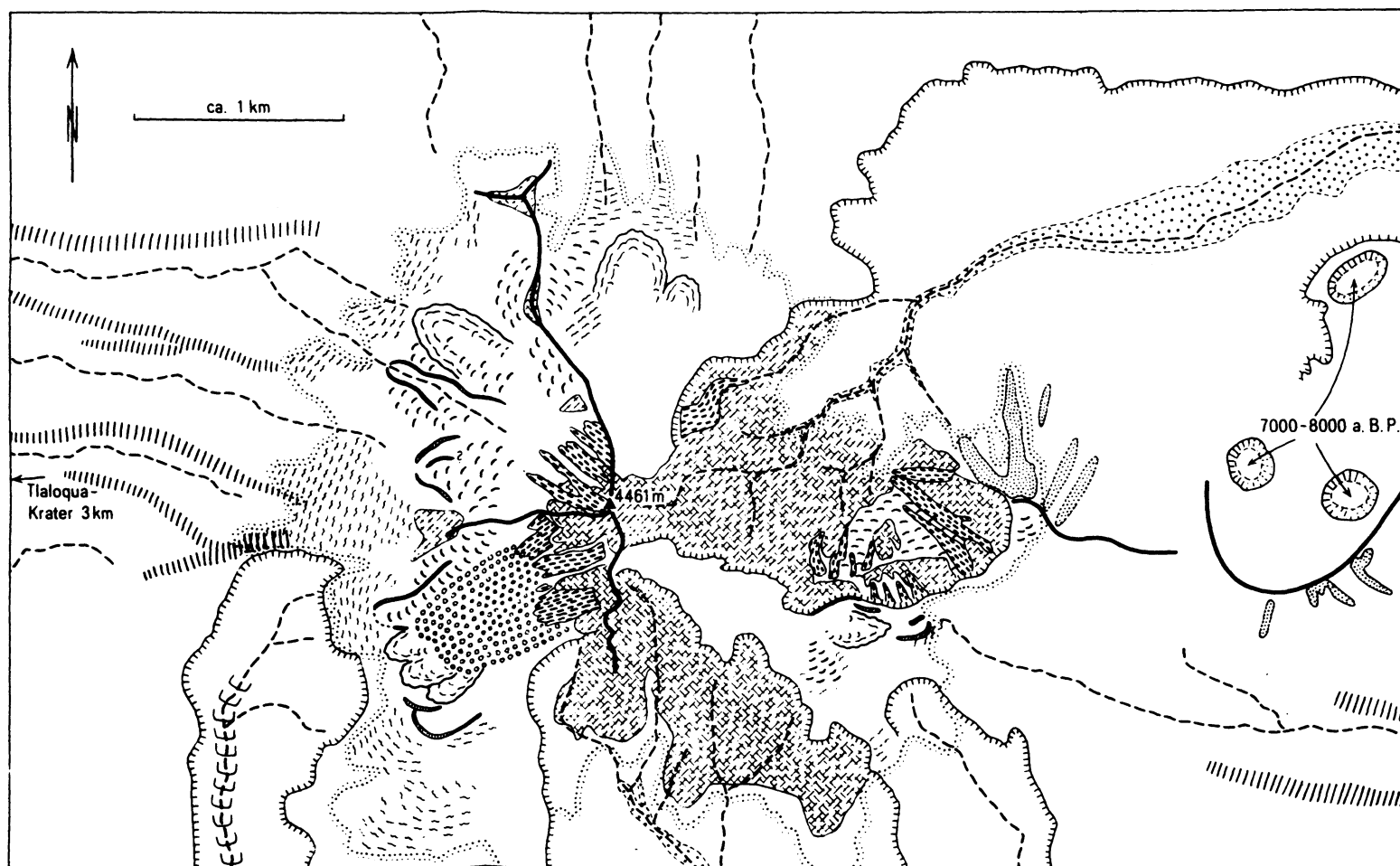


Abb. 4: Morphologische Übersichtsskizze des Malinche-Gipfelbereichs. (Als Grundlage der Darstellung dienten nicht entzerrte Luftbilder.)

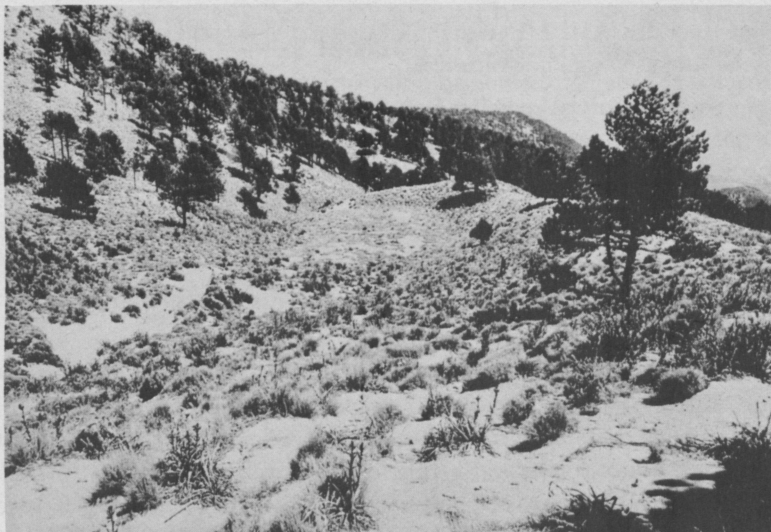


Abb. 5: Moränenwall (M III 3) am Malinche-Osthang in ca. 3950 m Höhe. In der Bildmitte erkennt man das vom Gletscher übertiefte, später von vulkanischen Sanden ausgefüllte Zungenbecken.

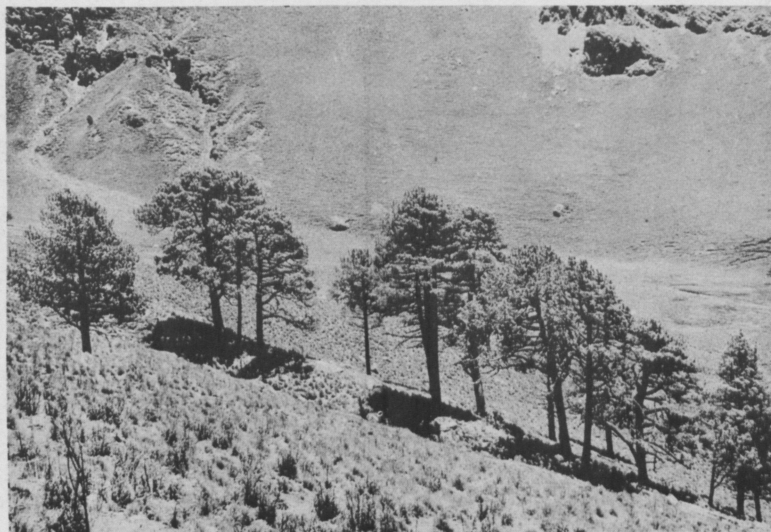


Abb. 6: Moränenwall (M III 3) im Tlaltipitongo-Tal (Iztaccíhuatl-Westflanke) in ca. 3850 m Höhe.

Abschmelzens der M III 2-Gletscher fällt und auf eine geringe thermische und/oder hygri-sche Klimaschwankung hinweist.

Aufgrund der morphologischen Befunde müssen die Moränen M III 2 als letzte Bildungen des Pleistozäns angesehen werden. Die M III 2-Moränen bezeugen Gletscher von 7,5 km Länge an der Malinche, 9 km im Bereich der Sierra Nevada (Popocatépetl und Iztaccíhuatl), > 7 km am Nevado de Toluca und 13 km am Pico de Orizaba. Rezente Gletscher tragen nur noch die Nord-, Nordwest und z.T. Nordostflanken der drei höchsten Vulkane (Pico de Orizaba, 5680 m; Popocatépetl, 5452 m; Iztaccíhuatl, 5286 m). Die rezente klimatische Schneegrenze liegt um 5000 m Höhe (LAUER, 1973).

Die stratigraphischen Verhältnisse an der Malinche (Abb. 3) erlauben eine recht exakte Datierung der letzten größeren Vergletscherung (M III) der mexikanischen Vulkane. Die M III-Moränen werden von vulkanischen Bims- und Andesitbrekzien überlagert, deren Alter 7690 ± 100 (Hv 4758) im mittleren Bereich und 7405 ± 145 (Hv 4757) a B.P. im oberen Bereich beträgt. Der Moränenschutt selbst ist mit einem bis zu 40 cm mächtigen „toba“-Sediment (vgl. HEINE & SCHÖNHALS, 1973) bedeckt; dieses toba-Material ist geringfügig verwittert. Die Bodenbildung (fBo3) dringt auch noch etwas in die Moränenablagerungen ein. Der Boden ist an verschiedenen Stellen datiert worden: ^{14}C -Bestimmungen ergaben 7645 ± 80 (Hv 4243) a B.P. für kleine Holzkohlestückchen in den „toba“-Sedimenten und 7715 ± 80 (Hv 4884) a B.P. für Reste des fossilen fA_h -Horizontes. MALDE (o.J.) hat diesen stratigraphisch wichtigen fBo3-Boden ebenfalls datiert; an der Westflanke des Vulkans erhielt er folgende Werte: 5750 ± 280 (W-1912), 7450 ± 250 (W-1923) und 8240 ± 300 (W-1909) a B.P. Die Bodenbildung bzw. die Humusanreicherung im fBo3-Boden erfolgte demnach seit etwa rd. 8200 a B.P. Stellt man in Rechnung, daß es sich hier um ein Mindestalter handelt, daß die Sedimentation des äolischen „toba“-Materials über den Moränen sicherlich einige Jahrhunderte benötigte und daß der fossile fBo3-Boden relativ kräftig entwickelt ist (in Höhen um 2750–2900 m), bereits aber um 7700 a B.P. von der vulkanischen Brekzie bedeckt worden ist, so muß man das Ende der Moränenbildung M III 2 auf ca. 9000 a B.P. ansetzen. Die „toba“-Sedimente wurden bereits zur Zeit der M III 1- und M III 2-Vergletscherung unterhalb der Moränen am Hang abgelagert; auf den M III 2-Moränen jedoch gelangten sie nur noch relativ kurze Zeit nach dem Gletscherrückzug zur Sedimentation. Daher ist die „toba“-Mächtigkeit auf den Moränen gering, am tiefer gelegenen Vulkanhang dagegen verhältnismäßig mächtig, nämlich bis zu 1,5 m. Stratigraphisch entsprechen also große Teile der „toba“-Sedimente den M III-Moränen.

Auch aufgrund der unter dem M III 1- und M III 2-Moränenschutt liegenden Sedimente (Abb. 3) muß mit einem recht jungen Alter der M III-Vergletscherung gerechnet werden. Der Beginn der M III-Vergletscherung, die zweiphasig ablief

(M III 1 und M III 2), kann auf ca. 10000 a B.P. festgesetzt werden. Dabei werden die allgemeinen stratigraphischen Verhältnisse berücksichtigt, vor allem aber fossile Bodenbildungen (z.B. fBo2), das Alter der M II-Vergletscherung (um 12060 ± 165 a B.P., Hv 4244), zwischengeschaltete Tephralagen etc.

Im Bereich der hohen Vulkane endeten die pleistozänen Verhältnisse um ca. 9000 a B.P. (¹⁴C-Alter); zu dieser chronostratigraphischen Festlegung der Pleistozän/Holozän-Grenze gelangt man unter Berücksichtigung der glazialgeologischen und glazialmorphologischen Befunde.

2.4. Stratigraphische Korrelierungen

Verschiedene Leithorizonte der Malinche-Stratigraphie lassen sich von den Vulkanhängen bis in die Beckenlandschaften verfolgen. Auch die Ergebnisse der Sierra Nevada-Stratigraphie können zu Beckenablagerungen in Beziehung gesetzt werden (HEINE & HEIDE-WEISE, 1973; HEINE, 1973c). Demnach entspricht der fBo3-Boden dem Barrilaco-Boden im Becken von Mexiko. Dieser Barrilaco-Boden liegt als Kalkanreicherungshorizont (Caliche III) vor. Die stratigraphischen Untersuchungen haben ergeben, daß den Caliche-Böden in den Beckengebieten braunlehmartige Böden in tief gelegenen kalkfreien Sedimenten und braunerdeartige Böden an den unteren Vulkanhängen entsprechen. Im Bereich der höher gelegenen Vulkanhänge sind altersgleiche Böden oft andosolartig entwickelt. Es sind also reliefbedingte (und klimaabhängige) Bodencatenen ausgebildet (vgl. auch MIEHLICH, 1974).

Den Ablagerungen der M III-Vergletscherung entsprechen in den Beckengebieten große Teile der sog. Becerra-Sedimente, die oft fossilführend sind und eine pleistozäne Fauna aufweisen. Auch in vielen kleinen Tälchen sind Becerra-Sedimente eingeschwemmt worden, nicht selten mit pleistozänen Fossilien (GUENTHER, 1973); doch die Datierung der Becerra-Schichten konnte bisher nicht befriedigend vorgenommen werden. Aufgrund der Parallelisierung der Malinche- und Sierra Nevada-Stratigraphien (HEINE, 1973c) kann das Ende der Becerra-Sedimentation mit dem Ende der M III-Vergletscherung gleichgesetzt werden, d.h. auf rd. 9000 a B.P. Die Pleistozän/Holozän-Grenze ist also sowohl im Bereich der Vulkane als auch im Bereich der zentralmexikanischen Beckengebiete durch das genannte ¹⁴C-Datum definiert.

2.5. Charakterisierung der Pleistozän/Holozän-Grenze im zentral-mexikanischen Hochland aufgrund von Pollenanalysen

In Mitteleuropa ist der Übergang vom Pleistozän zum Holozän i.e.S. (= Postglazial) vegetationsgeschichtlich ganz allgemein durch die mit der Erwärmung im Präboreal erfolgte endgültige Wiederbewaldung gekennzeichnet, nach der es — im Gegensatz zum vorausgegangenen Spätglazial — keine klimatisch bedingten Waldauflichtungen mehr gegeben hat. Betrachtet man das Holozän i.w.S. (GAMS, 1954, 1965; NEUSTADT, 1967), d.h. bezieht man auch das Spätglazial mit ein, so ist sein Beginn dadurch charakterisiert, daß in den einstigen eiszeitlichen Steppentundren die ersten Bäume, zunächst Birken, später auch Kiefern und lichte Waldbestände auftreten.

Anders als in Mitteleuropa, wo während der letzten Kaltzeit auch kälteresistente Bäume weit in den Süden, etwa an die Ufer des Mittelmeeres, verdrängt wurden und sich in den eisfrei gebliebenen Gebieten nur eine dürftige Steppen-Tundren-Vegetation behaupten konnte, fand im zentralmexikanischen Hochland ganz offenbar kein derart einschneidender Wandel der Vegetation statt (OHNGEMACH, 1973, 1976). Das heißt aber nicht, daß die Vergletscherungen der letzten Kaltzeit ganz ohne Einfluß auf Flora und Vegetation geblieben wären. In den Hochbecken selbst gab es zwar — soweit die bisher untersuchten Profile diesen Schluß erlauben — wegen der großen Entfernung von der kontinentalen Vereisung keinen mit mitteleuropäischen und nordamerikanischen Verhältnissen vergleichbaren Wechsel in den Vegetationsbildern. Anders war es dagegen in den montanen Gebieten, die im Bereich der hohen Vulkane im Verlauf der letzten Kaltzeit mehr oder weniger stark vergletschert waren. Dies geht aus pollenanalytischen Untersuchungen an Profilen aus dem Tlaloqua-Krater hervor, der am Westhang der Malinche in etwa 3 100 m Höhe liegt (s. auch Abb. 3).

Hier soll uns nur das zeitlich am weitesten zurückreichende Profil Tlq. II interessieren (Abb. 7). Die sehr hohen Nichtbaumpollen-Werte (200–300%) unterhalb von 2,10 m, vor allem *Gramineae* und *Compositae*, weisen auf eine waldfreie Zeit in der Umgebung des Kraters hin (heute wachsen in der Umgebung des Kraters lichte Mischwälder von *Abies religiosa*, *Pinus montezumae* und *Alnus firmifolia*). Dabei handelte es sich ganz offensichtlich um die Zeit der M III-Vergletscherung bzw. um einen Teil davon. Dafür sprechen folgende Befunde:

1. Eine ¹⁴C-Datierung an einer Gytjtja-Probe aus dem Bereich des Erlen-Maximums bei 1,7 m ergab ein Alter von 7970 ± 70 Jahren a B.P. (Ki-745) *.

* Die ¹⁴C-Altersbestimmung wurde vom ¹⁴C-Labor des Instituts für Reine und Angewandte Kernphysik der Universität Kiel durchgeführt. Herrn Dr. ERLKENKEUSER und Herrn Dr. WILLKOMM sei hier herzlich gedankt.

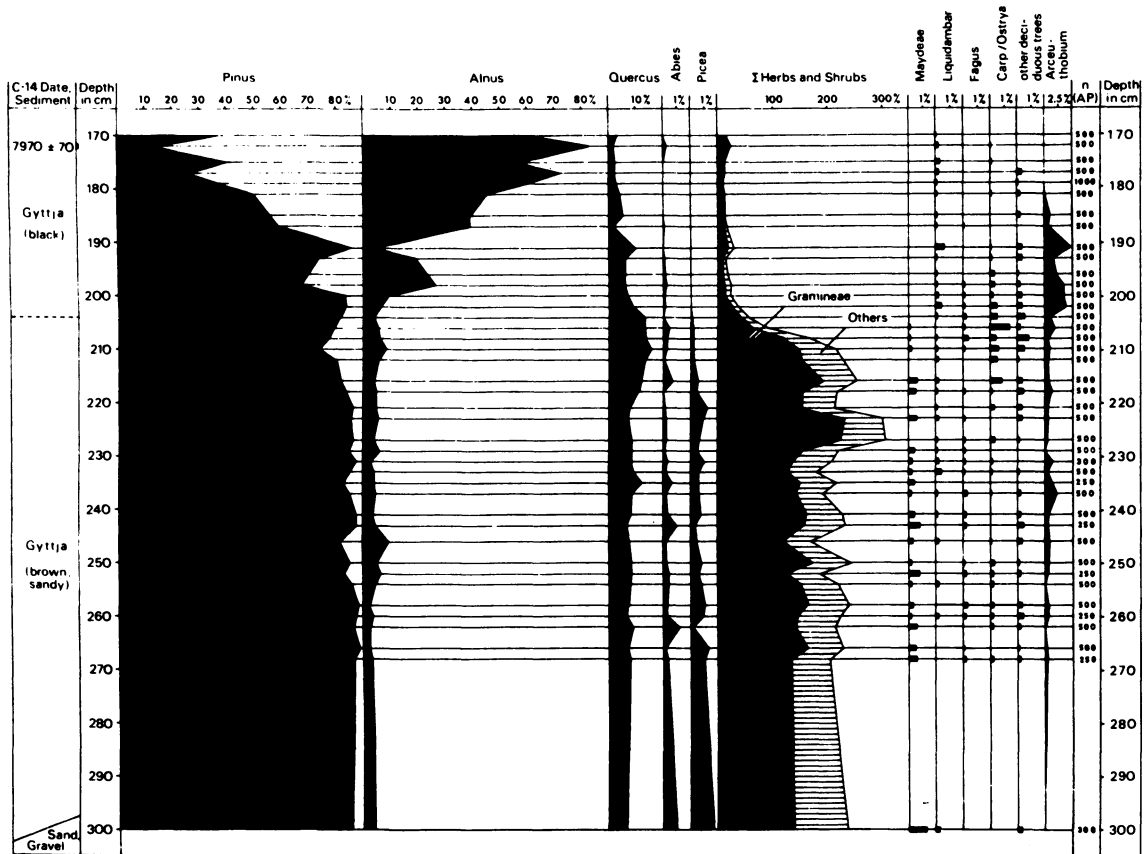


Abb. 7: Pollendiagramm TIq. II aus dem Tlaloqua-Krater (ca. 3100 m), Malinche-Westhang.

2. Nach HEINE (briefl. Mitteilung) hat der Krater ein Alter von 8000–12000 Jahren.
3. HEINE (Abb. 3 in: HEINE, 1973c; vgl. auch Abb. 4) fand in der näheren Umgebung des Kraters Spuren von beiden M III-Gletschervorstößen.

Diese letzte Beobachtung ließ schon vermuten, daß sich die Waldgrenze während der M III-Vereisung zumindest in der Nähe des Kraters befunden haben mußte. Die hohen NBP-Werte beweisen jetzt, daß der Krater sogar deutlich oberhalb der Waldgrenze gelegen hat. Dies paßt gut zu der Annahme von LAUER (1973), wonach die Waldgrenze, heute an der Malinche bei 3900 m, während der M III-Ver-gletscherung um 600–800 m herabgedrückt wurde.

Während dieser Zeit war der Krater umgeben von Gras- und Kräuterfluren, wie man sie heute nach BEAMAN (1965) und ERN (1972a, b) an den hohen Vulkanen im Bereich zwischen oberer Waldgrenze (im Durchschnitt bei 4000 m) und etwa 4300 m antrifft. Das „alpine Grasland“ bedeckte demnach im letzten Teil des Pleistozäns sicher eine wesentlich größere Fläche als heute (vgl. auch die Ansicht von RZEDOWSKI, 1975, wonach eine einfache Temperaturabnahme von 4°–5° während des Pleistozäns genügt haben würde, um die von „grasslands“ eingenommene Fläche über weite Gebiete des nördlichen Mexiko auszudehnen).

Neben *Gramineae* und *Compositae* fanden sich in den Ablagerungen der NBP-reichen Zeit weitere Vertreter dieser „alpinen“ Vegetation, so z.B. *Caryophyllaceae*, *Umbelliferae*, *Plantago*, *Chenopodiaceae* bzw. *Amaranthaceae*, *Cyperaceae*, *Ranunculaceae*, *Brassicaceae*. Daneben tritt gerade in diesem Abschnitt auch der Pollen von Wasserpflanzen auf, vor allem *Potamogeton* und *Lemna*, seltener *Myriophyllum* und *Utricularia*.

Damit besteht eine Parallele zu Verhältnissen, wie sie uns auch in Teilen des mitteleuropäischen Spätglazials entgegentreten (vgl. dazu u.a. WALTER & STRAKA, 1970; STRAKA, 1975; GODWIN, 1949). Dies ist aber nicht erstaunlich, gehen doch alle diese Erscheinungen auf die gleiche Ursache, nämlich auf mehr oder weniger starke Vereisungen zurück.

Unter den im Diagramm vertretenen Bäumen verdient die Fichte besondere Aufmerksamkeit. Diese Gattung kommt heute in Mexiko nach MARTINEZ (1963) nur noch in reliktschen Beständen vor. Das der Malinche nächstgelegene Vorkommen von *Picea chihuahuana*, von der nach GORDON (1968) insgesamt vielleicht nur noch ein paar hundert Exemplare vorhanden sind, liegt etwa 900 km NW; einen kleinen Bestand von *Picea mexicana* findet man ca. 700 km N' der Malinche. Der Pollen der Fichte wurde unterhalb von 2,02 m in jeder Probe angetroffen, oberhalb dieses Horizontes nicht mehr, selbst beim Durchmustern einer Präparatfläche, die 1000 Baumpollen entsprach.

Das Erlöschen des Fichten-Vorkommens fällt mit dem raschen Abfall der NBP-Kurve zwischen 2,0 und 2,1 m zusammen; hier gehen die NBP-Werte auf ca. 1/10 der vorherigen Werte zurück. Diese Koinzidenz ist kein Zufall. Nach HEINE (1973a-c, 1975) war das Klima während der beiden M III-Gletschervorstöße kälter und feuchter als heute. Solche klimatischen Bedingungen dürften aber, wie auch aus Untersuchungen zur Ökologie von *Picea chihuahuana* hervorgeht (GORDON, 1968), Voraussetzung für das Vorkommen der Fichte an der Malinche gewesen sein. Als das Klima wärmer und trockener wurde, konnte sich die Fichte nicht mehr länger behaupten und starb aus.

Das Aussterben der Fichte markiert zusammen mit dem schnellen Rückgang der hohen NBP-Werte einen deutlichen Einschnitt in unser Diagramm. Da in anderen pleistozänen Profilen aus dem zentralmexikanischen Hochland ebenfalls Pollen von *Picea* gefunden wurde (CLISBY & SEARS, 1955; GONZALEZ-QUINTERO, 1971; OHNGEMACH, 1973, 1976), in holozänen dagegen nicht mehr (SEARS, 1952; HUTCHINSON, PATRICK & DEEVEY, 1956; OHNGEMACH, 1973, 1976), liegt es nahe, in dem durch das Aussterben der Fichte charakterisierten Horizont die Grenze zwischen pleistozänen und holozänen Vegetationsverhältnissen zu sehen. Dieser Umschwung ist in unserem Tlaloqua-Diagramm besonders gut erfaßt. Hier ist sogar eine angenäherte absolute Datierung möglich. Geht man davon aus, daß unser Diagramm nur wenig nach dem Beginn der M III-Vergletscherung einsetzt, so kommt man mit Hilfe des ^{14}C -Datums (ca. 8000 a B.P.) für das Erlin-Maximum in 1,7 m Tiefe und unter der Annahme einer gleichbleibenden Sedimentationsrate zu einem Alter von ca. 8500 a B.P.

Die postglaziale Vegetationsgeschichte im Bereich des Tlaloqua-Kraters soll uns hier nicht näher beschäftigen; es soll nur erwähnt werden, daß nach dem Rückgang der M III-Vergletscherung und mit der zunehmenden Erwärmung sehr rasch die Wiederbewaldung einsetzte. Diese führte zunächst zur Bildung von *Pinus hartwegii*-Wäldern, die aber bald von Erlenbeständen abgelöst wurden (Näheres s. OHNGEMACH, 1976).

Anders als in den Tlaloqua-Diagrammen, wo der Übergang vom Pleistozän zum Holozän nicht nur durch das Verschwinden der Fichte, sondern auch durch den Rückgang der NBP-Werte und damit durch die beginnende Wiederbewaldung gekennzeichnet ist, ist bei Profilen aus dem Bereich der Hochbecken die Fichte alleiniger Indikator für pleistozäne Verhältnisse; denn während der Vergletscherungsphasen waren die Hochflächen und auch die unteren Vulkanhänge niemals waldfrei, nur die Waldgrenze war mehr oder weniger tief abgesenkt (vgl. LAUER, 1973). So kommt die Fichte in einem ca. 30–35000 Jahre zurückreichenden Profil aus dem Becken von El Seco im Vorland des Pico de Orizaba von Anfang an

vor, erreicht Werte bis 5% und verschwindet schließlich zu einem Zeitpunkt, der zunächst ganz grob auf 10–15000 a B.P. geschätzt wurde (OHNGEMACH, 1973, 1976).

Die Fichte war während des Pleistozäns sicher ebenso wie heute ein Baum der montanen Gebiete; so fand sich in Proben aus einer Barranca in der Hochebene nördlich von Apizaco, in der eine jungpleistozäne Fauna aufgeschlossen ist (freundl. mündl. Mitteilung von Prof. GUENTHER), der Pollen von *Picea* nur sehr vereinzelt. Ganz offenbar lag diese Stelle ziemlich weit ab von den einstigen Fichten-Vorkommen.

Während es gute Gründe gibt, in Mitteleuropa Postglazial und Spätglazial als Holozän i.w.S. zusammenzufassen, wird man in Zentralmexiko an dem Begriff Holozän im Sinne von Postglazial festhalten. Der schnelle Schwund der Gletscher der M III-Vereisung zeigt, daß der Klimaumschwung vom Höhepunkt der letzten wisconsin-zeitlichen Vergletscherung zur Nacheiszeit hin ziemlich rasch erfolgte, so daß man kaum von einem Spätglazial wie in Mitteleuropa, das hier immerhin 2000–2500 Jahre dauerte, sprechen kann.

Das in den Tlaloqua-Profilen festgestellte Alter von ca. 8500 a B.P. für die Pleistozän/Holozän-Grenze ist ziemlich gering, wenn man daran denkt, daß sich Mitteleuropa zu dieser Zeit schon inmitten der Frühen Wärmezeit (Boreal) befand. Die bisherigen Erfahrungen lassen es gerechtfertigt erscheinen, die Fichte – so wie es hier vorgeschlagen wurde – aufgrund ihrer ökologischen Ansprüche als Zeigerpflanze für pleistozäne Verhältnisse im mexikanischen Hochland zu werten. Diese Rolle der Fichte sollte aber bei weiteren Untersuchungen überprüft und insbesondere festgestellt werden, zu welchem Zeitpunkt sie in anderen Gebieten, etwa in der Sierra Nevada, ausgestorben ist.

2.6. Vergleichende Betrachtung der Ergebnisse im Bereich des mexikanischen Hochlandes

Das Minimalalter der das Pleistozän abschließenden Oberen Becerra-Schichten, nämlich ca. 9000 a B.P. aufgrund geomorphologischer Befunde und ca. 8500 a B.P. aufgrund pollenanalytischer Untersuchungen, stimmt mit den umfassenden geologisch-paläontologisch-archäologischen Untersuchungen im Tal von Tehuacán überein. Aufgrund von Radiocarbon-Datierungen ist belegt (FLANNERY, 1967), daß seit mindestens 8400 a B.P. eine völlig rezente Fauna das Tehuacán-Tal bevölkerte. Diese Daten stehen in Einklang mit Befunden der Frightful Cave (Coahuila), wo seit 8800 a B.P. (M-191) eine rezente Fauna angetroffen wird. Als eines der letzten pleistozänen Großsäugetiere kommt das Pferd noch

8518 a B.P. in der Gypsum Cave (Nevada) und 8191 und 7423 a B.P. in White-water Draw (Arizona) vor (FLANNERY, 1967). Im Tehuacán-Tal sterben um 9000 a B.P. Pferd, Antilope und eine an kühle und trockene Klimabedingungen angepaßte pleistozäne Nagetierfauna aus. Gleichzeitig wird festgestellt, daß die rezenten klimatischen Bedingungen, nachdem sie sich einmal eingestellt haben, wie auch die grundlegenden ökologischen Verhältnisse sich während der letzten ca. 8500 Jahre nicht wesentlich verändert haben. Sicherlich ist es kein Zufall, daß die Ajuereado-Kulturphase im Tehuacán-Tal vor über 8500 a B.P. endete; sie wird durch Höhlenbehausungen und durch kleine Gruppen weniger Familien, die als Jäger, Trapper und Pflanzensammler umherstreiften, charakterisiert. Die darauf folgende El Riego-Kulturphase wird in der Zeit von ca. 8400 bis 4900 a B.P. angesetzt. Wesentliche Merkmale dieser Phase sind: regen- und trockenzeitliche Lager von Jägern, Trappern und Sammlern, die aber auch schon die Pflanzenkultivierung kannten (BYERS, 1967). Die erste Kultivierung von Pflanzen fällt demnach in eine Zeit, in der sich die ökologischen Verhältnisse grundlegend aufgrund großer Klimaveränderungen gewandelt hatten (HEINE, 1973c, 1974, 1975), nämlich die Wende Pleistozän/Holozän. Dafür sprechen auch die jüngsten Ergebnisse der stratigraphischen Arbeiten in Tlapacoya bei Mexiko, wo ein grundlegender Wandel der limnischen Sedimentation um ca. 9000 a B.P. eintrat (LAMBERT in: LIDDI-COAT, COE, LAMBERT & VALASTRO, 1974).

Zum ersten Mal wird hier nun auch pollenanalytisch diese Pleistozän/Holozän-Grenze erfaßt (vgl. auch OHNGEMACH, 1973, 1976). Es ist erstaunlich, wie gut sich die palynologischen Befunde in das bisherige – vorwiegend durch das Tehuacán-Projekt erarbeitete – Gesamtbild einfügen. Zu einer anderen Festlegung der Pleistozän/Holozän-Grenze kommt allerdings BEARD (1973) aufgrund von Foraminiferen-Untersuchungen im Golf von Mexiko; die faunistischen Befunde belegen einen Übergang von „glazialen“ zu „postglazialen“ Bedingungen um 7000 ¹⁴C-Jahre B.P.

3. Ausblick

Es wurde versucht, die Pleistozän/Holozän-Grenze für das mexikanische Hochland chronostratigraphisch zu bestimmen. Aufgrund der glazialgeologischen, palynologischen, paläontologischen wie auch vor- und frühgeschichtlichen Befunde ist diese Grenze bei ca. 9000 (bzw. 8500) ¹⁴C-Jahren B.P. anzusetzen. Das bedeutet aber gleichzeitig, daß im mexikanischen Hochland die von der INQUA-Kommission vorgeschlagene Pleistozän/Holozän-Grenze bei 10000 ¹⁴C-Jahren B.P. zeitlich nicht zutrifft, denn um 10000 a B.P. befinden wir uns in Mexiko ökologisch noch

im Pleistozän. Die eiszeitlichen Verhältnisse dauern in Mexiko – legt man die 10000 Jahr-Grenze zugrunde – noch mindestens 1000 Jahre im Holozän an.

Diese Untersuchungsergebnisse zeigen, wie fragwürdig relative stratgraphische Korrelierungen sind, die aufgrund paläontologischer, geologischer oder auch paly-nologischer Grundlagen gewonnen wurden, wenn sie ohne absolute Datierungen vorgenommen werden. Heute müssen wir von der Tatsache ausgehen, daß in verschiedenen geographischen Breiten zu verschiedenen Zeiten sog. eiszeitliche Verhältnisse von sog. holozänen Bedingungen abgelöst worden sind. Die Pleistozän/Holozän-Grenze kann nämlich (1) durch die absolute zeitliche Festlegung von 10000 ¹⁴C-Jahren B.P. bestimmt werden, (2) aber auch paläoökologisch i.w.S. Im Fall (2) kann die Pleistozän/Holozän-Grenze regional daher zeitlich stark differieren.

Literaturverzeichnis

- ALBRITTON, C.C.: Quaternary Stratigraphy of the Guadiana Valley, Durango, Mexiko. — Bull. geol. Soc. Amer., **69**, 1 197—1216, 4 Abb., 3 Taf., New York, N.Y. 1958.
- ARELLANO, A.R.V.: The Becerra Formation (Latest Pleistocene) of Central Mexiko. — 18th Int. geol. Congr., London 1948, Contr. Inst. Geol. Mexico, 1951.
- : Estratigrafía de la Cuenca de México. — Mem. Congr. Cient. Mex., (Cienc. Fis. y Mat.) **3**, 172—186, Mexiko 1953.
- ARMENTA, J.: Hallazgo de un Artefacto Asociado con Mamut, en el Valle de Puebla. — Dir. Prehist., INAH, **7**, 1—30, 11 Abb., Mexiko 1959.
- ARNOLD, J.R. & LIBBY, W.F.: Radiocarbon dates. — Science, **113**, p. 119, Washington, D.C. 1951.
- BEAMAN, J.H.: A preliminary ecological study of the alpine flora of Popocatepetl and Iztaccíhuatl. — Bol. Soc. Bot. México, **29**, 63—75, 2 Abb., 4 Tab., Mexiko 1965.
- BEARD, J.H.: Pleistocene/Holocene Boundary and Wisconsinan substages, Gulf of Mexico. — In: BLACK, R.F. et al. (ed.): The Wisconsinan Stage. — Mem. geol. Soc. Amer., **136**, 277—316, 24 Abb., 6 Tab., Washington, D.C. 1973.
- BRADBURY, J.P.: Diatoms from the Pleistocene Sediments of Lake Texcoco, Mexico. — Rev. Géogr. phys. Géol. dyn., **XII**, 161—168, 2 Abb., Paris 1970.
- BRYAN, K.: Los suelos complejos y fósiles de la altiplanicie de México, en relación a los cambios climáticos. — Bol. Soc. Geol. Mex., **XIII**, 1—20, 8 Abb., 3 Tab., Mexiko 1948.
- BYERS, D.S.: The Prehistory of the Tehuacán Valley, I, 1—331, 188 Abb., 38 Tab., Austin, Tex. 1967.
- CABRERO CASTRO, R.: Fauna fósil Pleistocenica en Jocotepec, Jalisco. — Bol. Inst. nac. Antr. Hist., **36**, 37—44, 8 Abb., Mexiko 1972.
- CHARLESWORTH, J.K.: The Quaternary Era, II. — 1—1700, 326 Abb., London (Arnold) 1957.
- CLISBY, K.H. & SEARS, P.B.: Palynology in Southern North America, Part III: Microfossil profiles under Mexico City correlated with the sedimentary profiles. — Bull. geol. Soc. Amer., **66**, 511—520, 5 Tab., 2 Taf., Washington, D.C. 1955.
- DE TERRA, H., ROMERO, J. & STEWART, T.D.: Tepexpan Man. — Viking Fund Publ. Anthr., **11**, 1—160, 22 Abb., 37 Taf., New York 1949.
- ERN, H.: Vegetationsstudien im östlichen Zentralmexiko unter besonderer Berücksichtigung der Gebirgswälder im Gebiet des Puebla-Tlaxcala-Projektes der Deutschen Forschungsgemeinschaft. — Vervielfältigtes Manusk., 123 S., 106 Abb., 1 Taf., 2 Kt., Konstanz 1972a.
- : Estudio de la vegetación en la parte oriental del México Central. — Comunicaciones, **6**, 1—6, 4 Abb., Puebla, Pue. 1972b.
- FAIRBRIDGE, R.W.: The Pleistocene/Holocene Boundary. — IX. INQUA-Congr. Abstr., 90—91, Christchurch/New Zealand 1973.
- FLANNERY, K.V.C.: Vertebrate Fauna and Hunting Patterns. — In: BYERS, D.S. (ed.): Prehistory of the Tehuacán Valley, I, 132—177, 6 Abb., 5 Tab., Austin, Tex. 1967.
- FLOHN, H.: Ein geophysikalisches Eiszeit-Modell. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **20**, 204—231, 8 Abb., Öhringen 1969.
- : Background of a Geophysical Model of the Initiation of the Next Glaciation. — Quaternary Res., **4**, 385—404, 4 Abb., 2 Tab., New York 1974.
- 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**, 475—510, 6 Tab., New York, N.Y. 1955.

- GAMS, H.: Neue Beiträge zur Vegetations- und Klimageschichte der nord- und mitteleuropäischen Interglaziale. — *Experientia*, X, 357–363, 8 Abb., 2 Tab., Basel 1954.
- : Abgrenzung und Gliederung des Pleistozäns und Holozäns. — *Rep. VIth Intern. Congr. Quatern.*, Warsaw 1961, I, 419–421, Lódź 1965.
- GARCÍA COOK, A.: Chimalhuacán: Un artefacto asociado a megafauna. — *Dept. Prehist., INAH*, 21, 1–42, 15 Abb., 8 Ktn., Mexiko 1968.
- GODWIN, H.: The spreading of the British Flora considered in relation to the Late-glacial Period. — *J. Ecol.*, 37, 140–147, Cambridge 1949.
- GONZALEZ QUINTERO, L.: Pollen Sequence of Tlapacoya (Late Pleistocene, Mexiko). — *IIIrd Intern. palynol. Conf.*, (Abstr.) Novosibirsk, 1971.
- GORDON, A.G.: Ecology of *Picea chihuahuana* MARTINEZ. — *Ecology*, 49, 880–896, 13 Abb., 7 Tab., Brooklyn, N.Y. 1968.
- GUENTHER, E. W.: Geologische und paläontologische Untersuchungen im Valsequillo bei Puebla, Mexiko. — *Das Mexiko-Projekt der Dtsch. Forsch. Gem.* VI, 1–177, 36 Abb., 32 Tab., 14 Taf., 2 Kt., Wiesbaden (Steiner) 1973.
- HEINE, K.: Variaciones más importantes del clima durante los últimos 40000 años en México. — *Comunicaciones*, 7, 51–58, 3 Abb., 2 Tab., Puebla, Pue. 1973a.
- : Die jungpleistozänen und holozänen Gletschervorstöße am Malinche-Vulkan, Mexiko. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 23/24, 46–62, 9. Abb., 1 Tab., Öhringen 1973b.
- : Zur Glazialmorphologie und präkeramischen Archäologie des mexikanischen Hochlandes während des Spätglazials (Wisconsin) und Holozäns. — *Erdkunde*, XXVII, 161–180, 8 Abb., 3 Tab., Bonn 1973c.
- : Bemerkungen zu neueren chronostratigraphischen Daten zum Verhältnis glazialer und pluvialer Klimabedingungen. — *Erdkunde*, XXVIII, 303–312, 2 Abb., 1 Tab., Bonn 1974.
- : Studien zur jungquartären Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane mit einem Ausblick auf die Klimaentwicklung. — *Das Mexiko-Projekt der Dtsch. Forsch. Gem.*, VII, 1–178, 78 Abb., 9 Tab., Wiesbaden (Steiner) 1975.
- HEINE, K. & HEIDE-WEISE, H.: Jungquartäre Förderfolgen des Malinche-Vulkans und des Popocatepetl (Sierra Nevada, Mexiko) und ihre Bedeutung für die Glazialgeologie, Paläoklimatologie und Archäologie. — *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 31/32, 303–322, 2 Abb., 2 Tab., Münster 1973.
- HEINE, K. & SCHÖNHALS, E.: Entstehung und Alter der „toba“-Sedimente in Mexiko. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 23/24, 201–215, 7 Abb., Öhringen 1973.
- HIBBARD, C. W.: Pleistocene Vertebrates from the Upper Becerra (Becerra Superior) Formation, Valley of Tequixquiac, Mexiko. — *Contr. Univ. Mus. Paleont. Michigan*, 12, 47–96, Ann Arbor, Mich. 1955.
- HUTCHINSON, G.E., PATRICK, R. & DEEVEY, E.S.: Sediments of Lake Patzcuaro, Michoacan, Mexico. — *Bull. geol. Soc. Amer.*, 67, 1491–1504, Washington, D. C. 1956.
- LAUER, W.: Zusammenhänge zwischen Klima und Vegetation am Ostabfall der mexikanischen Meseta. — *Erdkunde*, XXVII, 192–213, 17 Abb., 1 Beil., Bonn 1973.
- LIDDICOAT, J.C., COE, R.S., LAMBERT, P.W. & VALASTRO, S.: Dating Mexican Archaeological Sites Using a Possible Late Quaternary Geomagnetic Field Excursion. — *Pap. presented at the geol. Soc. Amer. 1974 Annual Meet.*, 1–5, 8 Abb., Miami, Fla. 1974.
- LORENZO, J. L.: La etapa lítica en México. — *Dept. Prehist., INAH*, 20, 1–49, 6 Abb., Mexiko 1967.
- MARTINEZ, M.: Las Pináceas Mexicanas. — 400 S., 108 Abb., Mexiko (UNAM) 1963.

- MIEHLICH, G.: Stratigraphie der jüngeren Pyroklastika der Sierra Nevada de México durch schwermineralanalytische und pedologische Untersuchungen. — Eiszeitalter u. Gegenwart, **25**, 107–125, 6 Abb., 5 Tab., Öhringen 1974.
- MIRAMBELL, L.: El hombre de Tiapacoya desde hace unos 20 mil años. — Bol. Inst. Nac. Antr. Hist., **34**, 3–8, 8 Abb., Mexiko 1972a.
- : Una osamenta fósil en el Exlago de Texcoco. — Bol. Inst. Nac. Antr. Hist., **34**, 9–16, 11 Abb., Mexiko 1972b.
- MÖRNER, N.-A. (Ed.): The Pleistocene/Holocene Boundary, a Proposed Boundary-Stratotype in Gothenburg, Sweden. — INQUA 1973 Symp. "The Boundaries of the Pleistocene", 1–163, Stockholm 1973a.
- : Climatic changes during the last 35000 years as indicated by land, sea and air data. — Boreas, **2**, 33–53, 6 Abb., 2 Tab., Oslo 1973b.
- NEUSTADT, M. I.: The Lower Holocene boundary. — Proc. VII. Congr. Int. Ass. Quatern. Res., Quatern. Paleoecol., **7**, 415–425, 6 Abb., New Haven u. London 1967.
- OHNGEMACH, D.: Análisis polínico de los sedimentos del Pleistoceno Reciente y del Holoceno en la región Puebla-Tlaxcala. — Comunicaciones, **7**, 47–49, Puebla, Pue. 1973.
- : Vorläufige Bemerkungen zu einigen spätquartären Pollendiagrammen aus dem Gebiet der Staaten Puebla und Tlaxcala (Mexiko). — Das Mexiko-Projekt der Dtsch. Forsch. Gem., 6 Abb., Wiesbaden (Steiner) (im Druck).
- RUDDIMAN, W.F. & McINTYRE, A.: Time-Transgressive Deglacial Retreat of Polar Waters from the North Atlantic. — Quaternary Res., **3**, 117–130, 7 Abb., 1 Tab., New York 1973.
- RZEDOWSKI, J.: An ecological and phytogeographical analysis of the grasslands of Mexico. — Taxon, **24**, 67–80, 5 Tab., Utrecht 1975.
- SEARS, P.B.: Palynology in Southern North America, Part I: Archeological horizons in the basins of Mexico. — Bull. geol. Soc. Amer., **63**, 241–254, 4 Abb., 10 Tab., Washington, D. C. 1952.
- STRAKA, H.: Pollen- und Sporenkunde. Eine Einführung in die Palynologie. — Grundbegriffe der modernen Biologie, **13**, 238 S., Stuttgart (Fischer) 1975.
- WALTER, H. & STRAKA, H.: Arealkunde. Floristisch-historische Geobotanik. — Einführung in die Phytologie, **III/2**, 478 S., Stuttgart (Ulmer) 1970.
- WEYL, R.: Vulkanismus und Vulkanlandschaft im Hochland von Mexiko. — Natur u. Museum, **104**, 137–152, 24 Abb., 1 Tab., Frankfurt 1974.
- WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter. Grundlinien einer Geologie des Quartärs, **III**. — 328 S., 97 Abb., 18 Tab., Stuttgart (Enke) 1965.