

**DIE LETZTEISZEITLICHE VERGLETSCHERUNG MEXIKANISCHER VULKANE ALS
ZEUGNIS HOCHGLAZIALER ARIDITÄT IN MITTELAMERIKA**

von

Klaus Heine *

Abstract

At La Malinche volcano, central Mexico, apart from pre-Wisconsinan moraines the moraines of the last glaciation (Wisconsin) have ages of about 35,000 - 32,000 yr B.P., 12,000 yr B.P. and 10,000 - 9,000 yr B.P. The La Malinche volcano was not glaciated during the last glacial maximum (30,000 - 12,000 yr B.P.) because of ice age aridity. This is in agreement with observations from the other central Mexican volcanoes. Other paleoclimatic indicators (lake sediments, pollen sections etc.) show more or less arid and cool conditions during the last glacial maximum, too. The results suggest that the glaciations of central Mexico should not be correlated with the North American glacial stratigraphy.

1. Einleitung

Nicht nur in den Außertropen, sondern auch in den Tropen wurde über die Spuren der Eiszeiten schon im 19. Jahrhundert berichtet (KINZL, 1973). In tropischen Hochgebirgen waren es Zeugen ehemaliger gewaltiger Gletscher, die mit eiszeitlichen Klimaschwankungen in Verbindung gebracht wurden, in den semi-ariden Randtropen und ariden Subtropen wurden die Sedimente und Fossilfunde feuchterer, sog. Pluvialzeiten den großen Gletschervorstößen des Eiszeitalters gleichgesetzt. Unseren Glazialzeiten sollten in den Tropen und Subtropen die Pluvialzeiten entsprechen. Zur Modifizierung dieser Vorstellungen wurden von mir seit 1971 immer wieder Argumente vorgebracht (HEINE, 1971, 1974, 1975, zuletzt 1988). Vor dem Hintergrund der anthropogenen Klimaänderungen und der Erarbeitung brauchbarer Klimamodelle, die die Klimaentwicklung simulieren sollen, werden detaillierte Beobachtungen über die Klimaschwankungen der Jungquartärzeit immer wichtiger, dienen die Ergebnisse doch zur Verifizierung der für die Menschheit heute so wichtigen Klimamodell-Forschung.

* Prof. Dr. Klaus Heine, Geographisches Institut der Universität Regensburg, Universitätsstraße 31, 8400 Regensburg

Mexiko bietet mit seinen Vulkangebirgen ideale Voraussetzungen zur genauen Erfassung und Datierung jungquartärer Gletscherschwankungen und deren paläoklimatischer Deutung, da infolge der seit dem Tertiär andauernden vulkanischen Aktivität zahlreiche Schichten und Komplexe vulkanischer Lockersedimente sowie fossile Bodenbildungen die Spuren einzelner Gletschervorstöße stratigraphisch gliedern; es ist somit möglich, mit Hilfe der Tephrochronologie und absoluter Altersbestimmungen eine Chronologie der Gletschervorstöße zu erarbeiten, die in vielen Punkten differenzierter und zuverlässiger ist, als die glazialen Chronostratigraphien anderer tropischer und subtropischer Hochgebirge.

2. Das Untersuchungsgebiet

Im Bereich der zentralen und östlichen Cordillera Neovolcánica (Abb. 1) überragen gewaltige Vulkanmassive die in der Regel über 2000 m hoch gelegenen Beckenlandschaften. Seit dem Tertiär erfolgt der Aufbau der Vulkane, die entlang des 19. nördlichen Breitengrads aufgereiht sind und die mit der Iztaccihuatl (5.286 m), dem Popocatepetl (5.452 m) und dem Pico de Orizaba (5.700 m) in die Höhenstufe des ewigen Schnees reichen. Diese Welt der gletschergekrönten Vulkane und der in enger Folge dicht übereinander angeordneten Klima- und Vegetationsstufen, die vom ewigen Schnee bis hinab in die tropischen warmen und feuchten Regenwälder im Küstentiefland reichen, ist faszinierend und seit den Beschreibungen Alexander von Humboldts (1862) den Naturwissenschaftlern nur zu gut bekannt.

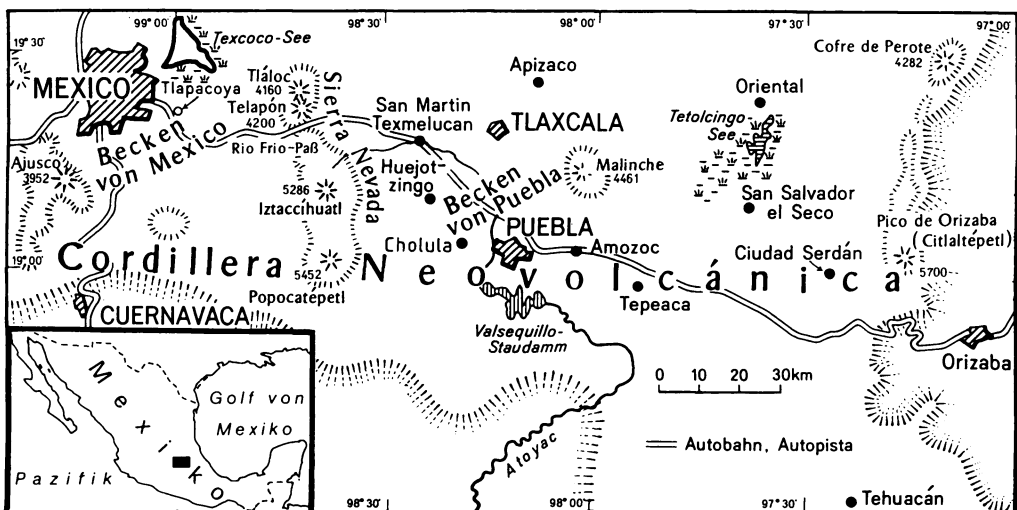


Abb. 1: Übersichtskarte der Cordillera Neovolcánica Zentralmexikos

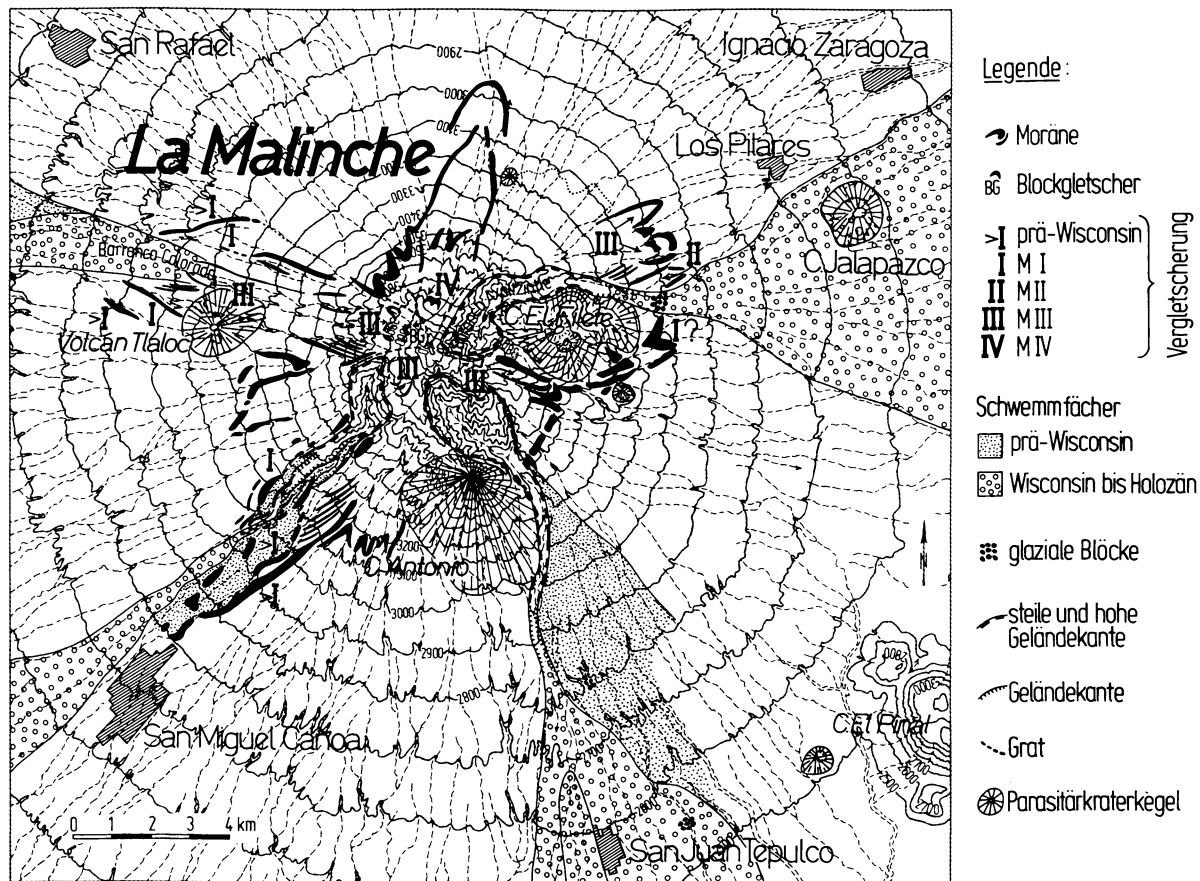


Abb. 2: Zeugen pleistozäner Vergletscherung des La Malinche-Vulkans

An den Hängen der Vulkane sind differenzierte Abfolgen jungquartärer Sedimente ausgebildet. Moränen, fossile Böden, Hangschutt, fluviale Kiese und äolische lößartige Sedimente ("toba") wechseln lagern mit vulkanischen Aschen, Bimslapillibändern, Tuffen, Ignimbriten und Lavaströmen. Oft sind in den Tephrallagen, aber auch in den fluvialen und kolluvialen Schotter- und Schutthorizonten sowie in den fossilen Böden die Reste von organischem Material (Bäume, Wurzeln, etc.) eingelagert, so daß anhand von ^{14}C -Altersbestimmungen die Bildungszeit der Sedimente genau bestimmt werden kann. Die chronostratigraphischen Beziehungen der glazialen und periglazialen Sedimente in Mexiko wurden im Rahmen des "Mexiko-Projektes" der Deutschen Forschungsgemeinschaft in den Jahren seit 1971 erarbeitet. Während des letzten Geländeaufenthaltes 1984/85 konnten weitere Beobachtungen und Untersuchungen ausgeführt werden, über die hier berichtet wird.

3. Der La Malinche-Vulkan

3.1. Westflanke

Abbildung 2 zeigt die jungquartären Moränen des La Malinche-Vulkans. Die Darstellung basiert auf Geländeaufnahmen aus den Jahren 1984/85; sie ist in vielen Punkten im Vergleich zu früheren Kartierungen (z.B. HEINE, 1975) wesentlich ergänzt worden.

Ein Sammelprofil für die Westhänge des La Malinche-Vulkans im Bereich des Tlaloc-Parasitärkraters, der in rund 3.000 - 3.100 m NN vor ca. 12.000 ^{14}C -Jahren gebildet wurde, gibt Auskunft über die Abfolge der glazialen Bildungen und deren Alter (Abb. 3).

Das Liegende wird von einem Moränenschutt gebildet, der die bisher älteste nachgewiesene Vergletscherung darstellt. Zu dieser Vergletscherungsphase, die sehr wahrscheinlich durch mehrere Vorstöße charakterisiert wird, gehören große Seitenmoränen und Endmoränen, wie sie vor allem auch am Südwesthang oberhalb der Ortschaft Canoa ausgebildet sind. Das Alter der Moränen ist prä-letzteiszeitlich (prä-Würm/prä-Wisconsin, d.h. älter als das Sauerstoffisotopen-Stadium 5, > 125.000 a B.P.). Der Moränenschutt ist stark verwittert; ein fossiler Boden überzieht als Barro-Boden oder Andosol (vgl. AEPPLI & SCHÖNHALS, 1975) nicht nur die Moränen, sondern auch "toba"-Sedimente und vulkanische Brekzien und Lahare, die im gleichen stratigraphischen Niveau liegen. Dieser Boden wird als Bildung des Stadiums 5 (ca. 130.000 bis 70.000 Jahre) angesehen.

Im Hangenden setzt sich die Abfolge fort mit "toba"-Sedimenten mit Bodenbildung; darauf folgen weiße Bimslapilli, die in der Regel gut geschichtet sind und die im obersten Bereich von einer Bodenbildung überprägt wurden, von der zumeist nur noch Reste erhalten sind. Wieder folgen "toba"-Sedimente und darüber ein rot-violetter Andesitschutt, dem oft zentnerschwere Blöcke eingelagert sind. Bimslapilli-Linsen und -bändchen können den Andesitschutt im Hangenden abschließen.

Der Vorstoß der M I-Gletscher hat die Sedimente über dem fossilen Boden des Stadiums 5 zum größten Teil ausgeräumt; an manchen Stellen ist auch der rot-violette Andesitschutt in Schuppen und Schollen in das Grundmoränenmaterial eingewürgt worden. Die M I-Gletscher haben sehr deutlich erkennbare lange Ufermoränenwälle zurückgelassen.

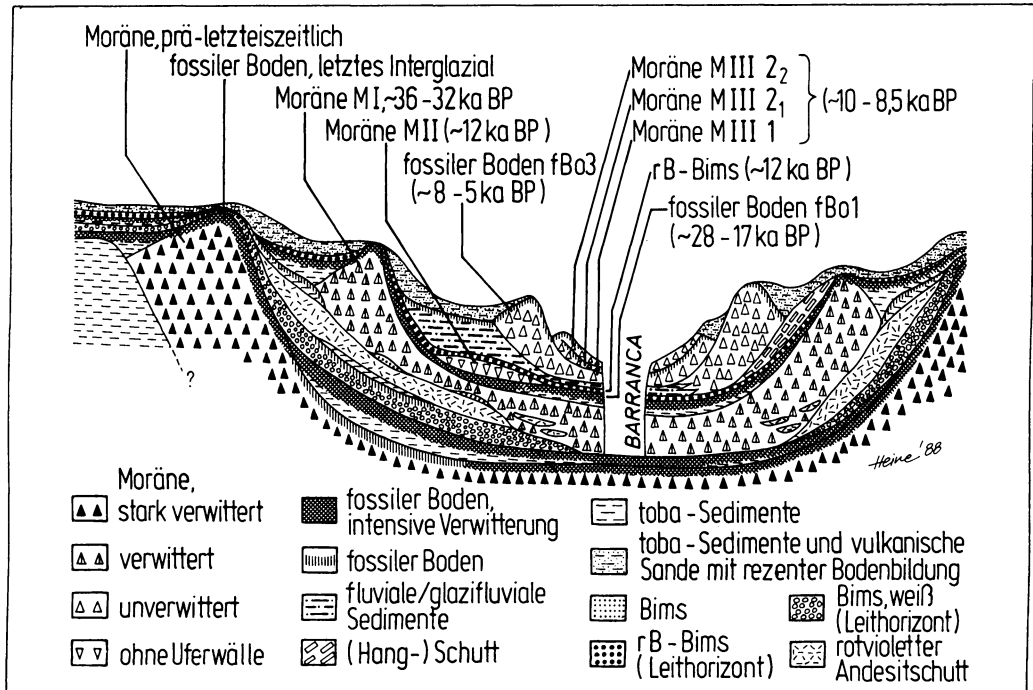


Abb. 3: Schematische Darstellung der Moränen des La Malinche-Vulkans im Bereich der Westhänge (Nähe Tlaloc-Parasitärkrater)

Die glazialen Ablagerungen der M I-Gletscher sind oft mit "toba"-Sedimenten bedeckt oder mit stark verwitterten Bimslapilli-Lagen. Die "toba"-Sedimente belegen durch ihren Mineralinhalt, daß das Material aus dem Bereich der Sierra Nevada, dem Becken von Puebla/Tlaxcala und den Malinche-Hängen zusammengeweht und mehrmals umgelagert worden ist. Diese Auswehung und Sedimentation der "toba"-Ablagerungen über den M I-Moränen fällt in die Zeit zwischen ca. 35.000 und 25.000 a B.P. Anschließend erfaßt eine recht intensive Bodenbildung die Sedimente. Diese Bodenbildung, die um oder vor 25.000 a B.P. beginnt und an den unteren Hängen um 16.000 a B.P. endet, wird von mir fBo1 bezeichnet (HEINE, 1971). Sie dokumentiert eine Phase morphologischer Stabilität im Sinne Rohdenburgs (1971) mit stark reduzierten Erosions- und Akkumulationsprozessen an den Hängen des Vulkans.

Erst um 12.000 a B.P. setzt mit der M II-Vergletscherung eine verstärkte morphologische Aktivität ein (HEINE, 1983). Im Vergleich zu den älteren Vergletscherungen bilden die M II-Sedimente jedoch nicht markante Seitenmoränen. Es erscheint nicht ausgeschlossen, daß die M II-Bildungen teilweise als Lahara bzw. Schlammschlämme gedeutet werden müssen, die an bestimmte Niederschlagsereignisse und/oder Niederschlagsphasen in Verbindung mit vulkanischen Ausbrüchen gebunden sind. Auch dokumentieren fossile Bodenbildungen, daß die M II-Sedimente, die von den rB-Bimsen bedeckt werden, ein unterschiedliches Alter haben.

Die rB-Bimse sind als Leithorizont im gesamten Bereich des Malinche-Vulkans ausgebildet. Aufgrund der rB-Bimslagen und des fossilen Bodens fB01 können die glazialen Ablagerungen der M I- und der M III-Vergletscherungen stets klar unterschieden werden. Die rB-Bimseruption erfolgte um 12.000 a B.P.

Die M III-Moränen sind in verschiedenen Staffeln anzutreffen. Fluvio-glaziale Sande (Vorschüttssande) sind oft zu beobachten; die einzelnen Moränen weisen oft eine geringe Bodenbildung auf oder sind mit geringmächtigen "toba"-Sedimenten bedeckt (Abb. 3). Ihr Alter ist jünger als 12.000 a. B.P. Aufgrund von Pollenprofilen aus dem Tlaloc-Krater kann das Ende der M III-Vergletscherung auf ca. 8.500 a B.P. festgesetzt werden (HEINE & OHNGEMACH, 1976).

Die M III-Moränen, deren letzte markante Rückzugsmoräne im Bereich der oberen Waldgrenze liegt (ca. 4.000 m), werden mit unterschiedlich mächtigen vulkanischen Lockersedimenten und geringmächtigen "toba"-Ablagerungen bedeckt, in denen verschiedene fossile Böden ausgebildet sein können. Auf die holozäne Entwicklung soll hier jedoch nicht eingegangen werden.

3.2. Ostflanke

Die Beobachtungen auf der Ostseite des La Malinche-Vulkans ergänzen die zuvor geschilderten Verhältnisse. Ein Schema der Stratigraphie für den Bereich der Hänge beiderseits des großen Schwemmkegels ist in Abbildung 4 dargestellt.

Der fossile Boden fB01 tritt deutlich hervor; auch hier verkörpert er eine Erosionsdiskordanz sowie eine Zeit morphologischer Stabilität. Erst mit der M II-Moräne, die hier unverwittert ist und vom rB-Bims-Horizont bedeckt wird, die aber auch rB-Material eingewürgt haben kann, liegt wieder ein Hinweis auf Gletscherbildung und Abtragungsprozesse vor. Die markanten M III-Moränenwälle, die im Gelände um 3.000 m NN in mehreren Staffeln ausgebildet sind, sind hier wesentlich jünger als die rB-Bimseruption, denn sie liegen "toba"-Sedimenten mit einer fossilen Bodenbildung auf. Bedeckt werden die M III-Moränen von geringmächtigen "toba"-Ablagerungen mit Bodenbildung sowie durch die andesitischen Brekzien aus den Parasitärkratern südlich der Schlucht Axaltzintle (Abb. 2).

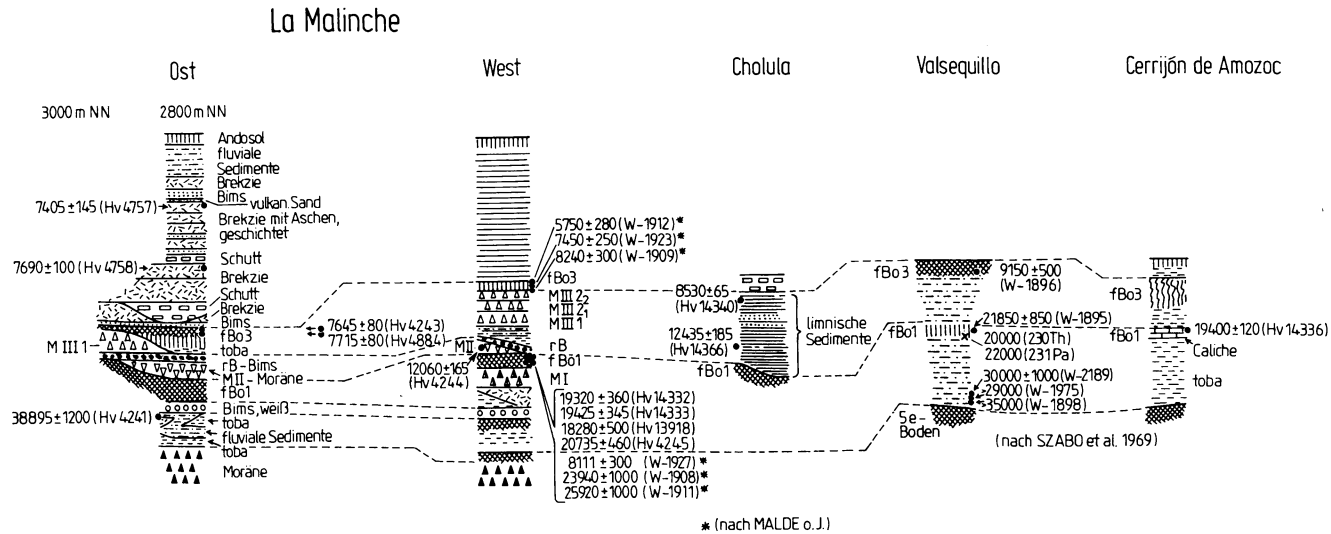


Abb. 4: Schematische Darstellung der Glazialstratigraphie der Ost- und Westhänge des La Malinche-Vulkans in Bezug zu Jungquartär-Profilen benachbarter Gebiete.

Die ^{14}C -Alter der verschiedenen Sedimente und eine Abschätzung der "toba"-Sedimentationsraten sowie der Dauer der Bodenbildungen ergeben für die M III-Vergletscherung ein Alter zwischen ca. 10.000 und 9.000 a B.P.

3.3. Das letzte Hochglazial im Bereich des La Malinche-Vulkans

Werden die Geländebefunde zu einer Chronostratigraphie der Vergletscherungsphasen und der Zeiten der Bodenbildung zusammengefaßt (Abb. 5), so wird folgendes deutlich:

(1) Während der letzten Kaltzeit kann in Zentralmexiko der größte Gletschervorstoß auf über 30.000 a B.P. datiert werden. Er entspricht damit weder der Maximalverglletscherung der letzten Kaltzeit in Nordamerika noch der größten Eisausdehnung in Nordeuropa oder in den Alpen; in den Außertropen der Nordhemisphäre wird die größte Vereisung (maximale Gletscherausdehnung) in die Zeit zwischen ca. 25.000 und 16.000 a B.P. gestellt, wobei um 18.000 a B.P. allgemein das LGM (=Last Glacial Maximum = letzteiszeitliches Hochglazial) angenommen wird.

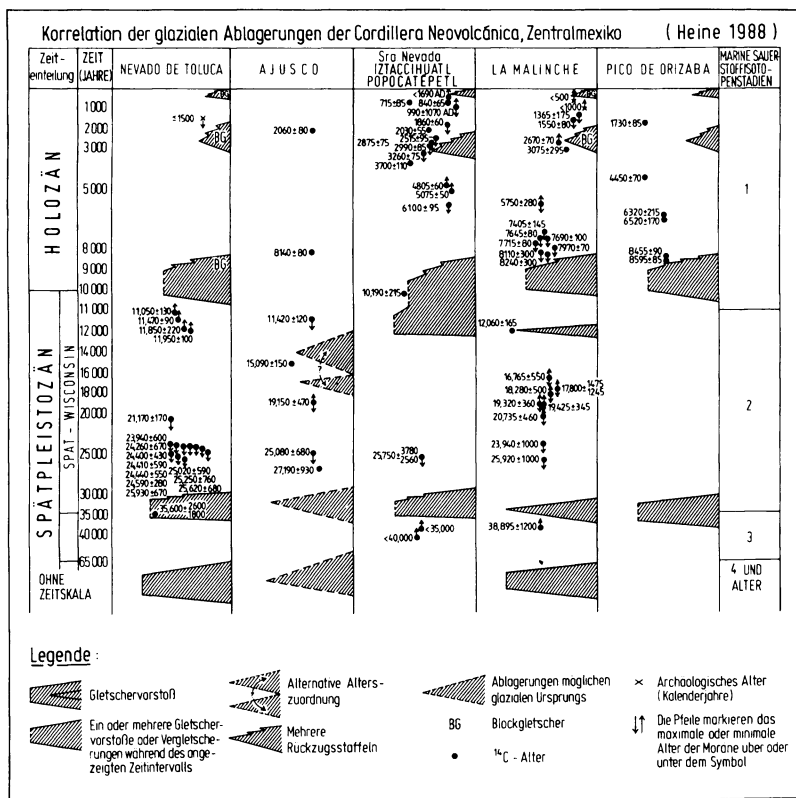


Abb. 5: Die glaziale jungquartäre Stratigraphie und Chronologie zentralmexikanischer Vulkane

(2) Zwischen ca. 35.000/30.000 a B.P. und 12.000 a B.P. gibt es an der La Malinche keine bedeutenden Vergletscherungen. Das LGM Mexikos ist zwar wesentlich kühler als heute, jedoch auch gleichzeitig trockener. Zwischen ca. 30.000 bis 18.000 a B.P. findet im gesamten Arbeitsgebiet die Bodenbildung fB₀₁ statt; diese setzt nach ca. 18.000 a B.P. infolge der größeren Aridität aus.

(3) Erst ab 12.000 a B.P. belegen die Gletscherspuren wieder wesentlich feuchtere Verhältnisse bei noch relativ kühlen Temperaturen. Besonders markante Gletschervorstöße erfolgen erst am Übergang von der kühl-ariden Glazialzeit zur postglazialen feuchteren Zeit mit im ganzen ansteigenden Temperaturen.

(4) Die Vergleiche der glazialen Chronostratigraphien anderer zentralmexikanischer Vulkane bestätigen die Befunde von dem La Malinche-Vulkan. Vor allem die Datierungen der Vergletscherung des Nevado de Toluca belegen eindrucksvoll, daß dort die Zeit zwischen über 25.000 a B.P. und 11.000 a B.P. ebenfalls ohne bedeutende Vereisungsspuren ist (Abb. 5). Gleichzeitig werden durch die Untersuchungen der Gletschergeschichte der anderen Vulkane die Datierungen der einzelnen Gletschervorstöße noch besser erfaßt.

4. Hochglaziale Aridität in Mittelamerika

Aus dem Becken von Mexiko berichtet BRADBURY (1988, im Druck) aufgrund umfangreicher paläolimnologischer Untersuchungen, daß vor mehr als 28.000 a B.P. die effektive Feuchtigkeit wesentlich höher ist als im letzten Hochglazial, das durch das Fehlen größerer Pluvialseen gekennzeichnet wird. Erst gegen Ende der letzten Kaltzeit gibt es Hinweise auf vermehrte Infiltration an den Vulkanhängen. Das Holozän ist bis 5.000 a B.P. recht arid; seither herrschen etwa die gegenwärtigen klimatischen Bedingungen (Abb. 6).

Die Befunde aus dem Becken von Puebla/Tlaxcala sind ähnlich; limnische Sedimente haben bei Cholula ein Alter von 12.435 ± 185 a B.P. (Hv 14.366) und 8.530 ± 65 a B.P. (Hv 14.340) und belegen feuchtere Bedingungen zur Zeit der M II- und M III-Vergletscherungen. Andererseits erfolgt in den Beckengebieten zur Zeit der fB₀₁-Bodenbildung die Bildung von Caliche-Horizonten in Vertisolen (u.a. belegt durch das Alter 19.400 ± 120 a B.P. (Hv 14.336) einer Caliche südlich des Malinche-Vulkans) und Braunerdebildungen in fluvialen Schottern, die durch Mollusken-Datierungen auf rund 9.000 a B.P. für den jüngeren Boden und auf rund 20.000 - 22.000 a B.P. für den älteren Boden festgelegt werden können (SZABO, MALDE & IRWIN-WILLIAMS, 1969).

Für die Zeit von 18.000 - 13.000 a B.P. geben HARRISON & METCALFE (1985) für den mittelamerikanischen Raum niedrige Seespiegelstände an, während zwischen 13.000 und 9.000 a B.P. hohe Seespiegelstände registriert werden.

Aufgrund der palynologischen Untersuchungen (OHNGEMACH & STRAKA, 1983) ergeben sich für das letzteiszeitliche Hochglazial recht kühle und trockene Klimabedingungen; die tieferen Lagen Zentral-

mexikos sind teilweise waldfrei (Abb. 6). Auch für das Maya-Tief-land im Petén wird eine spätpleistozäne Aridität nachgewiesen (LEYDEN, 1984, 1987), die ab 11000 a B.P. von feuchteren Bedingungen abgelöst wird.

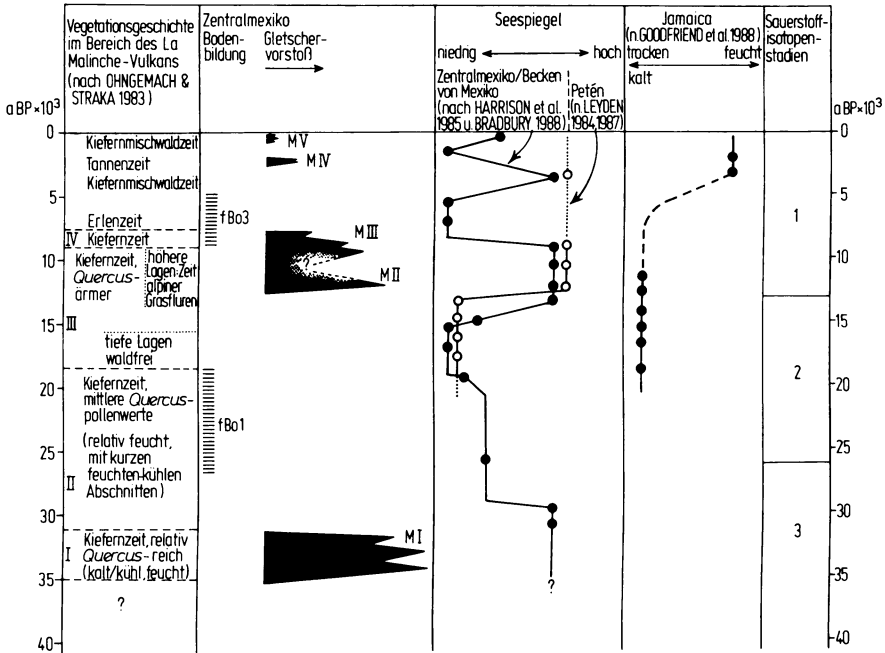


Abb. 6: Schematische Darstellung von Vegetationsentwicklung und Glazialchronostratigraphie Zentralkarikos im Vergleich zu Seespiegelschwankungen (Zentralkarikos, Petén) und Land-schneckenfaunen Jamaicas und deren Beziehungen zum Paläo-klima

Im karibischen Raum häufen sich in den letzten Jahren die Indizien für eine letzteiszeitliche Aridität zwischen ca. 18.000 und 13.000 a B.P. Nicht nur palynologische, geomorphologisch-sedimentologische und paläopedologische Beobachtungen weisen auf diese Aridität im letzteiszeitlichen Hochglazial, sondern auch paläontologische und vor allem geochemische Analysen (z.B. GOODFRIEND & MITTERER, 1988; HAILES, PERROTT et al., 1987). Diese Befunde bestätigen die Annahme relativ arider glazialer Klimabedingungen in Amazonien und dem nördlichen Südamerika, wie sie bereits von DAMUTH & FAIRBRIDGE (1970) postuliert wurden und seither vielfach belegt werden konnten (OCHSENIUS, 1983; HEINE, 1984; LEYDEN, 1985); zuletzt machen SHOWERS & BEVIS (1988) durch die Untersuchungen der Amazonas-Deltasedimente darauf aufmerksam.

5. Folgerungen

An der letzteiszeitlichen Aridität während des Hochglazials (ca. 18.000 - 13.000 a B.P.) darf aufgrund der Beobachtungen aus dem tropischen und randtropischen süd- und mittelamerikanischen Raum nicht mehr gezweifelt werden. Es erhebt sich jedoch die Frage, welche Paläoklimazeugen Aussagen über die hygrischen Veränderungen (Aridität - Humidität) und welche Indizien Rekonstruktionen der thermischen Schwankungen (Abkühlung - Erwärmung) gestatten. Zweifellos sind Gletscher der Randtropen äußerst ungeeignet für paläoklimatische Aussagen. Gerade in den Randtropen ist der Gletscherhaushalt von anderen Klimafaktoren abhängig als in den uns sehr bekannten Gletschergebieten der gemäßigten Breiten (vgl. JORDAN, 1979). Nicht nur Feuchtigkeit und Temperaturen sowie der Strahlungshaushalt in Verbindung mit der Bewölkung beeinflussen das Anwachsen und Abschmelzen der Tropengletscher, sondern der völlig andersartige zeitliche Gang des Klimaablaufs spielt eine - bisher noch wenig erforschte - Rolle. Fest steht, daß die Gletscherschwankungen im randtropischen Mexiko nicht primär vom weltweiten Temperaturgang gesteuert werden, denn die größte Gletscherausdehnung im Jungquartär fällt nicht mit den maximalen Eisvolumina der außertropischen Gebiete, charakterisiert durch die Sauerstoff-Isotopen-Kurve, zusammen. Da die Gletschervorstöße Mexikos einerseits mit dem Übergang vom Stadium 3 zum Stadium 2 und andererseits mit dem Übergang vom Stadium 2 zum Stadium 1 zusammenfallen, wird angenommen, daß während dieser Zeiten eine Anpassung der allgemeinen Zirkulation der Atmosphäre einerseits an glaziale, andererseits an interglaziale Bedingungen erfolgte, die zu vermehrten Niederschlägen bei kühleren Temperaturen während der Phase der Abkühlung bzw. der Erwärmung führte. Es ist hervorzuheben, daß sowohl die markante Vergletscherung M I um 35.000 a B.P. als auch die M III-Vergletscherung um ca. 11.000 - 9.000 a B.P. mit Klimaabschnitten koinzidieren, die in den Tropen als Pluviale ausgewiesen sind. Wenn angenommen wird, daß Veränderungen der Insolation der Sonne - verursacht durch die Parameter der Erdbahnelemente - für Klimaänderungen eine bedeutende Rolle spielen, dann mögen die Vergletscherungsphasen Mexikos hinsichtlich ihres zeitlichen Auftretens auch hierin mitbegründet sein (KUTZBACH et al., 1986).

Gletscherschwankungen führen zur Bildung von glazialen Formen und Sedimenten (u.a. Moränen, Tillite). Die glazialen Sedimente sind jedoch, wie die Befunde aus Mexiko zeigen, für stratigraphische Korrelationen von Region zu Region bzw. von Kontinent zu Kontinent ungeeignet, da deren Bildung oft nicht zeitgleich ist. Es ist daher sehr fragwürdig, beispielsweise die "würmzeitliche maximale Schneegrenzdepression" oder die "würmzeitliche Maximalvergletscherung" weltweit zu vergleichen unter der Annahme, daß die maximalen Werte um 18.000 a B.P. (=LGM) auftraten. Dies wird oft bei Paläoklima-Rekonstruktionen und Modellen getan (z.B. CLIMAP, 1976). Zuverlässige Aussagen über das Klima der Zukunft erlauben aber Klimamodelle nur, wenn sie auf Fakten beruhen, die die komplizierte quartäre Klima- und Landschaftsgeschichte unserer Erde möglichst getreu simulieren.

Danksagung

Für finanzielle Förderung der Forschungen sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft und für zahlreiche ^{14}C -Altersbestimmungen Herrn Professor Dr. M.A. Geyh (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung) herzlich gedankt.

Literatur

- AEPPLI, H. & E. SCHÖNHALS (1975): Los suelos de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala. Investigaciones acerca de su formación y clasificación. in: Das Mexiko-Projekt der DFG, Bd. XIII, 153 S.; Steiner - Wiesbaden.
- BRADBURY, J.P. (1988, im Druck): Late Quaternary Lacustrine Paleoenvironments in the Cuenca de México. - Manuskript.
- CLIMAP project members (1976): The surface of the ice age earth. in: Science 191: 1131-1137.
- DAMUTH, J.E. & R.W. FAIRBRIDGE (1970): Equatorial Atlantic Deep-Sea Arkosic Sands and Ice-Age Aridity in Tropical South America. in: Geol. Soc. Amer. Bull. 81: 189-206.
- GOODFRIEND, G.A. & R.M. MITTERER (1988): Late Quaternary land snails from the north coast of Jamaica: Local extinctions and climatic change. in: Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol. 63: 293-311.
- HAILES, P.E., PERROT, R.A., RAE, A. & F.A. STREET-PERROTT (1987): Late Quaternary environmental change in Jamaica: A study of Wallywash Great Pond. in: Tropical Geomorph. Newsletter, Nat. Univ. Singapore, Oct. 1987: 26.
- HARRISON, S.P. & S.E. METCALFE (1985): Spatial variations in lake levels since the last glacial maximum in the Americas north of the equator. in: Ztschr. Gletscherkde. Glazialgeol. 21: 1-15.
- HEINE, K. (1971): Fechas C14 de los sedimentos del volcán de La Malinche, México. in: Anuario de Geografía (Mexico) XI: 177-184.
- HEINE, K. (1975): Studien zur jungquartären Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane - mit einem Ausblick auf die Klimaentwicklung. in: Das Mexiko-Projekt der DFG, Bd. VII, 178 S.; Steiner - Wiesbaden.
- HEINE, K. (1983): Ein außergewöhnlicher Gletschervorstoß in Mexiko vor 12000 Jahren. Ein Beitrag zum Problem der spätglazialen Klimaschwankungen. in: Catena 10: 1-25.

- HEINE, K. (1984): The Classical Late Weichselian Climatic Fluctuations in Mexico. in: MÖRNER, N.-A. & W.KARLÉN (eds.): Climatic Change on a Yearly to Millennial Basis. D.Reidel - Dordrecht, Boston, Lancaster: 95-115.
- HEINE, K. (1988): Late Quaternary Glacial Chronology of the Mexican Volcanoes. in: Die Geowissenschaften Jg. 6; 7: 197-205.
- HEINE, K. & D. OHNGEMACH (1976): Die Pleistozän/Holozän-Grenze in Mexiko. in: Münster. Forsch. Geol. Paläont. 38/39: 229-251.
- HUMBOLDT, A. VON (1862): Alexander von Humboldt's Reise in die Aequinoctial-Gegenden des neuen Continents. Deutsche Bearbeitung von Herrmann Hauff, 6 Bde.; Stuttgart.
- JORDAN, E. (1979): Grundsätzliches zum Unterschied zwischen tropischem und außertropischem Gletscherhaushalt unter besonderer Berücksichtigung der Gletscher Boliviens. in: Erdkunde 33: 297-309.
- KINZL, H. (1973): Die frühesten Meinungen und Beobachtungen über die pleistozäne Vergletscherung in den südamerikanischen Tropen. in: Geographie heute - Einheit und Vielfalt; Beih. Geogr. Ztschr. (E. Plewe-Festschrift): 94-104.
- KUTZBACH, J.E. & P.J. GUETTER (1986): The Influence of Changing Orbital Parameters and Surface Boundary Conditions on Climate Simulations for the Past 18000 Years. in: J. Atmosph. Sci. 43 (16): 1726-1759.
- LEYDEN, B.W. (1984): Guatemalan forest synthesis after Pleistocene aridity. in: Proc. Natl. Acad. Sci. USA 81: 4856-4859.
- LEYDEN, B.W. (1985): Late Quaternary aridity and Holocene moisture fluctuations in the lake Valencia basin, Venezuela. in: Ecology 66: 1279-1295.
- LEYDEN, B.W. (1987): Man and Climate in the Maya Lowlands. in: Quatern. Res. 28: 407-414.
- MALDE, H.E. (o.J.): La Malinche Volcanic Ash Stratigraphy. - Manuskript.
- OCHSENIUS, C. (1983): Aridity and Biogeography in Northernmost South America During the Late Pleistocene (Peri-Caribbean Arid Belt, 62° - 74° W). in: Zbl. Geol. Paläont. Teil I (3/4): 264-278.
- OHNGEMACH, D. & H. STRAKA (1983): Beiträge zur Vegetations- und Klimageschichte im Gebiet von Puebla-Tlaxcala. Pollenanalysen im Mexiko-Projekt. in: Das Mexiko-Projekt der DFG, Bd. XVIII, 161 S.; Steiner - Wiesbaden.
- ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie. Lenz - Giessen; 350 S.

- SHOWERS, W.J. & M.BEVIS (1988): Amazon cone isotopic stratigraphy: Evidence for the source of the tropical freshwater spike. in: *Pelaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 64: 189-199.
- SZABO, B.J., MALDE, H.E. & C. IRWIN-WILLIAMS (1969): Dilemma posed by uranium-series dates on archaeologically significant bones from Valsequillo, Puebla, Mexico. in: *Earth and Planetary Sci. Letters* 6: 237-244.