

Christoph Jentsch und Herbert Liedtke (Hrsg.): Höhengrenzen in Hochgebirgen
Arbeiten aus dem Geograph. Institut der Universität des Saarlandes, Bd. 29, Saarbrücken 1980

Quartäre Pluvialzeiten und klimamorphologischer Formenwandel in den Randtropen (Mexiko, Kalahari)

von Klaus Heine, Saarbrücken

In vielen neueren geomorphologischen Arbeiten wird der Diskussion über Klimaentwicklung, Morphodynamik und Morphogenese in den Subtropen, Randtropen und Tropen große Beachtung geschenkt. Dabei spielen quartäre Pluvialzeiten eine besondere Rolle. Die als Pluviale bezeichneten Phasen des Quartärs lassen häufig eine eigene Morphodynamik erkennen, die zu einem viel differenzierteren klimamorphologischen Formenwandel geführt hat, als sich aus einer äquator- bzw. polwärtigen quartären Verschiebung der rezenten Klima- und Landschaftsgürtel ergeben würde. Aufgrund unserer heutigen Kenntnisse muß eine starke räumliche und zeitliche Differenzierung der jungquartären Temperatur- und vor allem der Niederschlagsentwicklung angenommen werden.

1. Mexiko

1.1 Einführung

Untersuchungsgebiet ist der zentrale und östliche Teil der Cordillera Neovolcánica Mexikos. Es handelt sich um ein aus verschiedenen tertiären und quartären Vulkaniten zusammengesetztes Gebiet, in dem über 2 000 m hoch gelegene Becken von gewaltigen Vulkanmassiven überragt werden. Vulkanismus und Vulkanlandschaft im Hochland von Mexiko werden von WEYL (1974) sehr anschaulich beschrieben. Im Osten begrenzt der 5 700 m hohe Pico de Orizaba das vulkanische Hochland; nach Westen schließen sich das Becken von Oriental/El Seco an, der Malinche-Vulkan, das Becken von Puebla/Tlaxcala, die Sierra Nevada mit den Vulkanbauten des Popocatépetl und Iztaccíhuatl, das Becken von Mexiko, die Ajusco-Vulkane, das Becken von Toluca und der Vulkan Nevado de Toluca (Abb. 1).

Ich habe in den letzten Jahren wiederholt über die glazialen und periglazialen Sedimente und deren stratigraphische Beziehungen aus dem Bereich der zentralmexikanischen hohen Vulkane berichtet (HEINE 1975, 1976 a, 1976 b, 1976 c, 1977 a, 1977 b; HEINE u. SCHÖNHALS 1973; HEINE u. OHNGEMACH 1976). An den Hängen der Vulkane sind differenzierte Abfolgen jungquartärer Sedi-

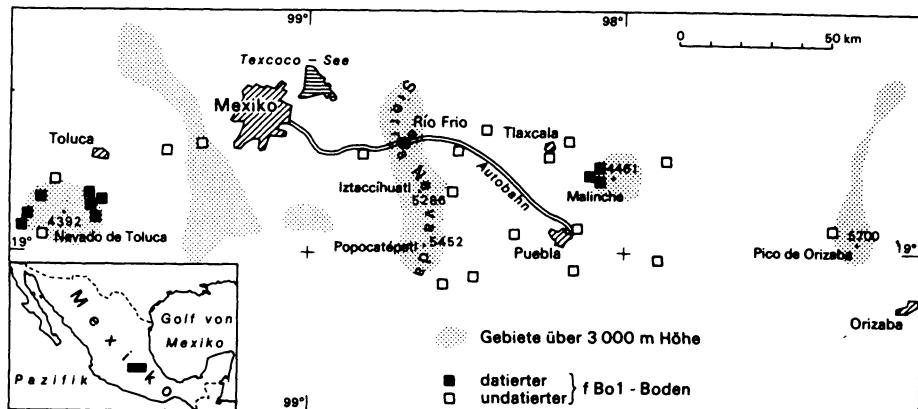


Abb. 1: Untersuchungsgebiet

mente ausgebildet. Moränen, fossile Böden, Hangschutt, fluviale Kiese und äolische „toba“-Sedimente wechsellagern mit vulkanischen Aschen, Bimsplattbändern, Tuffen, Ignimbriten und Lavaströmen. Oft sind in den Tephralagen, aber auch in den fluvialen und kolluvialen Schutthorizonten sowie den fossilen Böden die Reste von Bäumen bzw. organisches Material eingelagert, so daß ^{14}C -Altersbestimmungen vorgenommen werden können. Daher konnten chronostratigraphische Beziehungen der glazialen und periglazialen Sedimente in Zentrale Mexiko erarbeitet werden.

Figur 1 ist zu entnehmen, daß fünf Phasen stärkerer Vergletscherungen im Jungquartär auftreten. Die älteste datierte Vergletscherung (M I) wird zwischen ca. 36 000 bis 32 000 B.P. eingeordnet. Erst um 12 100 B.P. stoßen die Gletscher (M II) an den Vulkanen erneut vor. Dieser wie auch die folgenden Gletschervorstöße zwischen 10 000 und ca. 8 500 B.P. (M III 1, M III 2, M III 3) sind nur von kurzer Dauer. Im Holozän lassen sich Gletschervorstöße zwischen ca. 3 000 und 2 000 B.P. (M IV) und während der Kleinen Eiszeit (M V) belegen. Aufgrund der chronostratigraphischen Beobachtungen sollen vier Fragen im folgenden näher erörtert werden, nämlich Klimaentwicklung, Morphodynamik und Morphogenese (1) während des Interstadials zwischen >30 000 und <25 000 B.P., (2) während des Hochglazials, (3) während des Übergangs vom Pleistozän zum Holozän und (4) während der letzten 3 000 Jahre.

1.2 Das innerwürmzeitliche Interstadial

Das innerwürmzeitliche Interstadial folgt nach der M I-Vergletscherung und wird vom Nevado de Toluca im Westen bis zum Pico de Orizaba im Osten

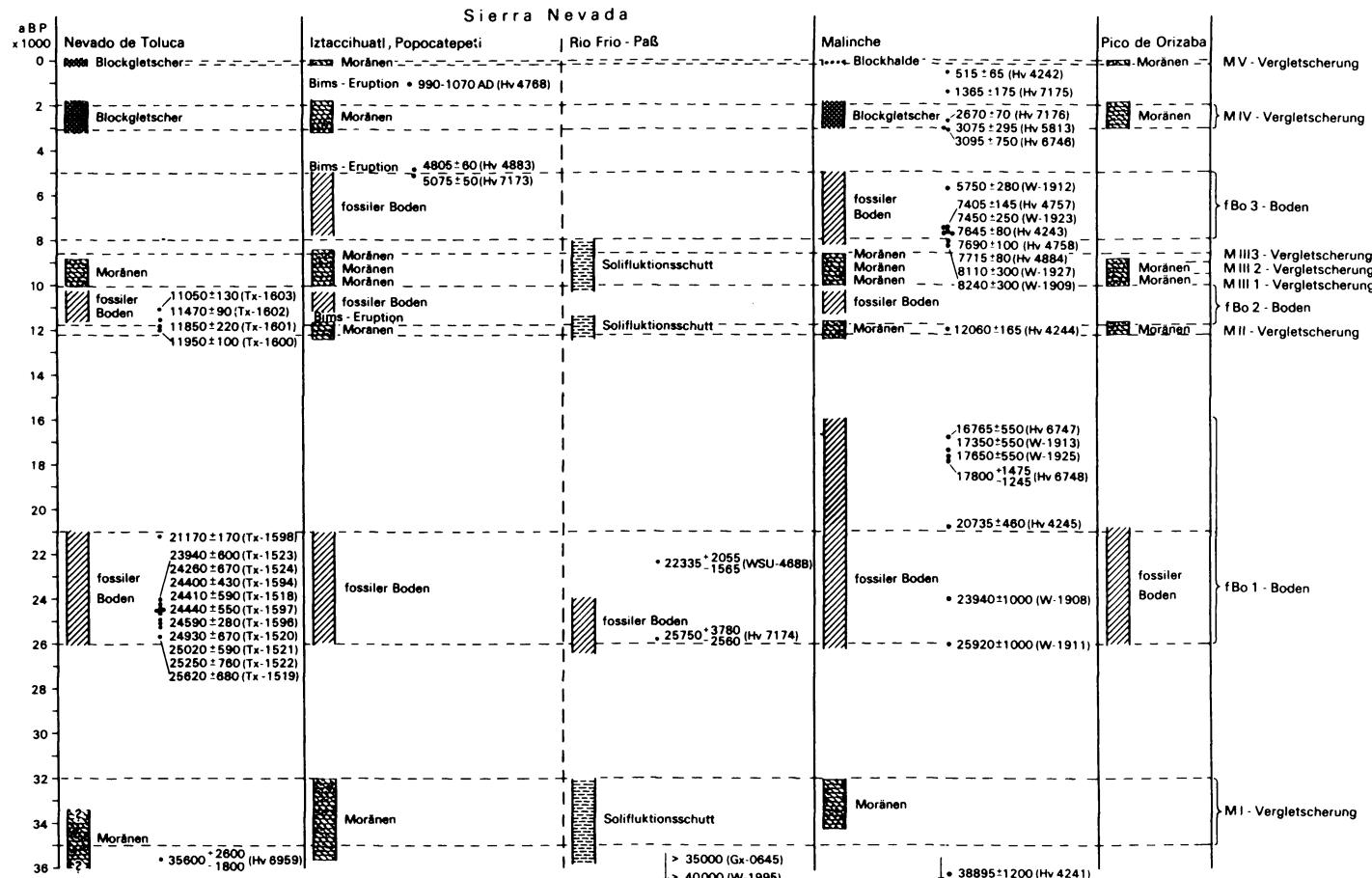


Fig. 1: Chronostratigraphische Beziehungen der glazialen und periglazialen Formen und Ablagerungen und fossilen Böden in Zentralmexiko (vgl. HEINE 1978 a)

(Abb. 1) durch eine intensive Bodenbildung dokumentiert, die mit fBo1 bezeichnet wird (HEINE 1975, 1978 a).

Der fBo1-Boden konnte am Malinche-Vulkan, am Nevado de Toluca und in der nördlichen Sierra Nevada (Río Frío-Paß) datiert werden (Fig. 1). Die bisher ausgewerteten Daten (HEINE 1978 a) haben ein Alter des Bodens zwischen 26 000 und 21 000 B.P. ergeben, wobei berücksichtigt werden muß, daß die Datierungen des humusreichen fBo1-Oberbodens Minimalalter darstellen, die um Jahrtausende zu klein ausfallen können. Da jedoch in vielen Profilen an verschiedenen Vulkanen der fBo1-Boden in „toba“-Sedimenten, die über den M I-Ablagerungen zu finden sind, ausgebildet ist, wird deutlich, daß nach der M I-Vergletscherung (ca. 36 000—32 000 B.P.) zunächst die äolische Ablagerung der „toba“-Sedimente erfolgt, bevor die fBo1-Bodenbildung beginnt. „toba“-Sedimente sind Bildungen, die durch Ausblasung und Windtransport entstanden sind; Auswehungsgebiete sind vegetationslose Tephraablagerungen (nach vulkanischen Eruptionen) und Schotterfluren, Schwemmkegel und die „periglaziale“ Höhenstufe. Das „toba“-Material, das am Malinche-Vulkan als Substrat für die fBo1-Bodenbildung auftritt, weist häufig einen für die Malinche atypischen hohen Hypersthengehalt (Augit : Hornblende-Verhältnis = 46 : 54 bis 80 : 20) auf. Mineralogische Untersuchungen über die Herkunft der Staubsedimente haben ergeben, daß sie einen hohen Anteil an Mineralen des westlich gelegenen Iztaccíhuatl-Massivs haben; diese herangewicherten Minerale zeigen häufig starke Lösungsscheinungen infolge mehrmaliger Umlagerung, während die Malinche-Minerale wesentlich besser erhalten sind. Diese Beobachtungen bestätigen die Profilbefunde dahingehend, daß mit einer längeren Zeit der Anwehung der „toba“-Sedimente über den M I-Sedimenten gerechnet werden muß. Daher ergibt sich für die fBo1-Bodenbildung ein maximales Alter an den Vulkanhängen von etwa 30 000 B.P.

Wurde das Ende der fBo1-Bodenbildung bisher von mir um 21 000 B.P. angesetzt, so darf neuerdings aufgrund weiterer Feldstudien, die ich 1974 und 1975 durchführen konnte, mit einer fBo1-Bildungszeit am Malinche-Vulkan (Westhang) bis nach 16 000 B.P. gerechnet werden. In der Abbildung 2 werden einige Profile vom Malinche-Westhang unterhalb des Tlaloqua-Parasitärkraters vorgestellt. Hier wird der fBo1-Boden durch verschiedene vulkanische Förderprodukte in mehrere fossile Böden aufgespalten. Im mittleren Profil (ca. 2918 m Höhe) befindet sich M I-Material im Liegenden und darüber „toba“-Sedimente mit einer fBo1-Barro-Bodenbildung (zur Definition des Barro-Bodens vgl. SCHÖNHALS u. AEPPLI 1975). Im Hangenden folgt ein weißer Bims, der sich bis in das Becken von Puebla verfolgen läßt und dort den fBo1-Boden bedeckt, und ein größeres Bimsband mit Holzkohlestückchen. Das ^{14}C -Alter der Holzkohle beträgt $16\ 765 \pm 550$ B.P. (Hv 6747). Darüber liegt ein roter Andesitschutt mit einem kräftig ausgebildeten Andosol, der als jüngster Teil des fBo1-Bodens angesehen wird, da er sich in den Profilen über viele Kilometer verfolgen läßt und schließlich am unteren Hang mit dem liegenden fBo1-

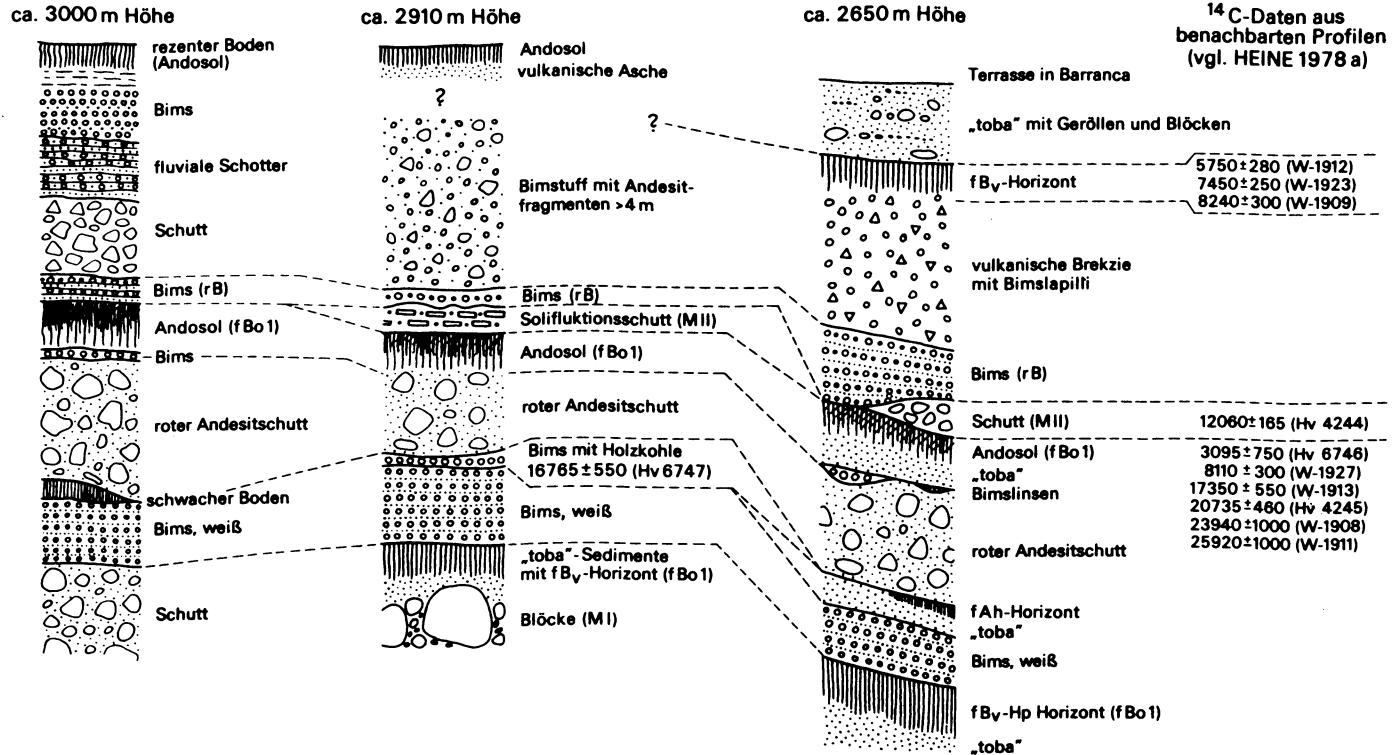


Abb. 2: Profile vom Westhang des Malinche-Vulkans

Boden eine Einheit bildet. Aus den Profilbeobachtungen geht hervor, daß nur an den Malinche-Hängen oberhalb rund 2 500 m Höhe über dem weißen Bimshorizont noch jüngere Teile des fBo1-Bodens entwickelt sind; im Becken von Puebla ist der weiße Bims in der Regel nicht verwittert. Am Hang befindet sich über den jüngsten fBo1-Bodenabschnitten entweder Solifluktionsschutt der M II-Phase ($12\ 060 \pm 165$ B.P., Hv 4244) oder der Leithorizont des rB-Bimses (vgl. HEINE 1975).

In Verbindung mit zahlreichen anderen und früher bereits publizierten Beobachtungen kann nun folgendes Bild für die fBo1-Zeit für das Arbeitsgebiet entworfen werden: Nach der M I-Vergletscherungsphase erfolgt verstärkt äolische Abtragung aus den im Becken von Puebla abgelagerten fluviyalen Sedimenten; an den Vulkanhängen wurden Staubsedimente akkumuliert. Vermutlich sind die Klimabedingungen recht trocken, da zuerst keine stärkere Verwitterung des „toba“-Materials stattfindet. Ab ca. 30 000 B.P. (oder etwas später ?) setzt die fBo1-Bodenbildung ein; an den Hängen werden in größeren Höhen (über 3 000 m) Andosole gebildet, in den tieferen Hanglagen und im Beckenbereich Barro-Böden. Das Klima muß recht warm und auch etwas feuchter als zuvor sein; aufgrund bodenkundlicher Kriterien kann diese Zeit mit den klimatischen Verhältnissen des Holozäns verglichen werden. Dafür sprechen auch die Humusgehalte des fBo1-Bodens (Abb. 3), die ihre maximalen Werte in derselben Höhenlage wie drei verschiedene Andosole holozänen Alters haben. Untersuchungen zur klima- und altersabhängigen Entwicklung

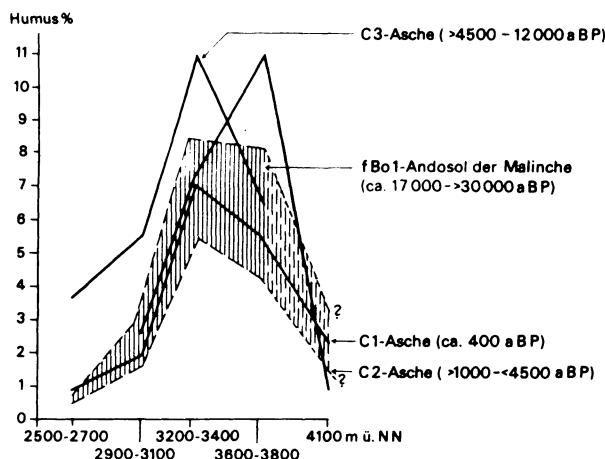


Abb. 3: Humusgehalte (% der Feinerde) in verschiedenen Höhenlagen für drei holozäne Andosole (nach MIEHLICH 1974) und den innerwürmzeitlichen fBo1-Andosol

von Vulkanascheböden der Sierra Nevada (MIEHLICH 1974) haben ergeben, daß die Humusgehalte eine steile Maximumkurve mit Höchstwerten zwischen 3 200 und 3 600 m Höhe und starkem Abfall sowohl zu den Höhen- wie auch zu den Tiefenregionen zeigen; die Humusanreicherung, die von der Streuzufuhr und der Humusmineralisierung gesteuert wird, ist in Höhen von mehr als 4 000 m wegen der geringen Streuzufuhr, in den Tiefenlagen jedoch bei sehr hoher biologischer Produktion wegen der starken Zersetzung unter warm-trockenen Bedingungen verringert; der Humusgehalt wird vom Klima, nicht jedoch von der Dauer der Bodenbildung in den Andosolen bestimmt (MIEHLICH 1974).

Unter Einbeziehung bereits vorliegender ^{14}C -Datierungen des fBo1-Bodens der Malinche-Hänge (die Daten sind in Abb. 2 rechts angeführt¹⁾) muß mit einer Temperaturabnahme nach ca. 25 000 B.P. gerechnet werden, denn zwischen ca. 25 000 und 20 000 B.P. verlagert sich die klimaabhängige Untergrenze der fBo1-Bodenbildung hangabwärts bis in die Höhen unter 2 500 m. Die Andosole der Profile (Abb. 2) belegen, daß die jüngeren Teile des fBo1-Bodens unter kühlerem Klima entstanden sind als die liegenden älteren Teile des fBo1-Bodens, die in den Profilen als Barroböden bzw. als Reste davon vorliegen.

Die fBo1-Bodenbildung findet ihr Ende erst nach ca. 16 000 B.P. Da zumeist der fBo1-Boden im Arbeitsgebiet nicht in mehrere Teile aufgegliedert ist, läßt sich das Minimumalter der fBo1-Bodenbildung nur dort ermitteln, wo immer wieder frisch geförderte, entsprechend junge vulkanische Ablagerungen der fBo1-Bodenbildung ausgesetzt wurden, wie das in den Profilen der Abb. 2 der Fall ist.

Im Arbeitsgebiet ist der fBo1-Boden in den Profilen fast überall erhalten; daher kann zur Zeit der fBo1-Bodenbildung und auch danach keine wesentliche Abtragung an den Hängen und keine starke Ablagerung in den Becken-gebieten stattgefunden haben. Allerdings muß hervorgehoben werden, daß unter natürlichen Vegetationsbedingungen selbst bei stärkeren Niederschlägen keine Abtragung in der Höhenstufe der Andosole auftritt, da diese Böden aufgrund ihrer charakteristischen physikalischen und chemischen Eigenschaften ein rasches Versickern der Niederschläge gestatten. Das innerwürmzeitliche Interstadial ist eine Passivitätszeit i. S. ROHDENBURGS (1971). Der fBo1-Boden verkörpert das Relief zur Zeit seiner Entwicklung; er belegt, daß die Zerschneidung der Vulkanhänge durch die vielen radial angeordneten Barrancas erst später erfolgt; nur aus den großen Schluchten treten Barrancas aus, die an den unteren (und mittleren) Hängen Schwemmfächer aus groben Sedimenten aufschütten, so wie es auch für das Holozän nachzuweisen ist.

¹⁾ Die Datierungen 8110 ± 300 (W-1927) und 3095 ± 750 (Hv 6746) bleiben unberücksichtigt; sie scheinen infolge Kontamination wesentlich zu jung Alter darzustellen.

1.3 Das Hochglazial

Obgleich am Malinche-Vulkan wie auch im Bereich anderer zentrale mexikanischer Vulkangebirge in der Zeit zwischen der fBo1-Bodenbildung und ca. 12 500 B.P. nur selten Tephrahorizonte über dem innerwürmzeitlichen Boden abgelagert worden sind, ist der fBo1-Boden während des Hochglazials an den Vulkangebirgen vornehmlich bis in Höhen von 3 000 m gut erhalten geblieben. Nur unwesentlich können daher die Abtragungsprozesse während des Hochglazials, d. h. für das Untersuchungsgebiet 17 000 bis etwa 12 500 B.P., gewesen sein. Es gibt keinerlei Hinweise aufgrund der morphologischen, sedimentologischen und pedologischen Befunde für nennenswerte morphodynamische Vorgänge. Hang- und Solifluktionsschutt, glazifluviale Kiese und Sande, Moränen oder fluviale Sedimente, die der M II-Vergletscherungszeit angehören und damit erst um 12 100 B.P. abgelagert worden sind, bedecken das durch den fBo1-Boden deutlich nachweisbare interstadiale und hochglaziale Relief.

Während der Zeit zwischen ca. 17 000 und 12 500 B.P. werden nur in den Talbarrancas (HEINE 1976 a) Sedimente befördert, die vorwiegend in der „periglazialen“ Höhenstufe oberhalb ca. 3 500 m abgetragen und am unteren Hang der Gebirge (Schwemmkessel) und/oder im Beckenbereich abgelagert werden. Größere Mächtigkeiten dieser Sedimente konnten nicht gefunden werden; eine alles in allem nur geringe Abtragung im Einzugsbereich der Talbarrancas läßt sich daraus ableiten.

Aus den Beckengebieten liegen aufgrund der tephrostratigraphischen Untersuchungen keine Anzeichen für Seenbildungen vor (vgl. HEINE 1975). Die morphologischen Befunde bestätigen die Annahme (KLAUS 1973), daß das Hochglazial in Zentrale Mexiko kühl und relativ trocken war. Abgesehen von geringen Abtragungsvorgängen in Höhen über 3 500 m und nur lokaler Akkumulation an den unteren Hängen und in Becken ist auch das Hochglazial eine Passivitätszeit i. S. ROHDENBURGS (1971). Aufgrund der Untersuchungen zum Bodenabtrag i. w. S. (Erosionsanfälligkeit verschiedener Bodentypen in Abhängigkeit von einer unterschiedlichen Vegetationsbedeckung) läßt sich zur Zeit nicht entscheiden, ob das Hochglazial besonders arid gewesen ist wie in früheren Publikationen ausgeführt wurde, oder ob die „hochglaziale Aridität“ nicht nur aus den vorangegangenen wärmeren und feuchteren (fBo1-Boden) und nachfolgenden extrem feuchten (M II-Gletscher) Klimaabschnitten resultiert; weitgehend fehlende hochglaziale Abtragungs- und Bodenbildungsprozesse belegen für das Hochglazial stark reduzierte Niederschläge im Verhältnis zum innerwürmzeitlichen Interstadial und zu den spätwürmzeitlichen Vergletscherungsphasen.

1.4 Die Zeit zwischen 12 500 und 8 500 B.P.

Die Zeit zwischen 12 500 und 8 500 B.P. wird durch zwei Vergletscherungsphasen charakterisiert. In früheren Arbeiten habe ich die stratigraphischen Verhältnisse an den Vulkanhängen aus dieser Zeit dargelegt. Daher beschränke ich mich auf einige Ergänzungen, die zur weiteren Differenzierung führen.

Die M II-Vergletscherung wird auf ca. 12 100 B.P. datiert (Fig. 1). Die Dauer der Vergletscherung war sehr kurz. Legt man ein Bändertonprofil vom Südhang des Malinche-Vulkans zugrunde, das den gesamten M II-Zeitabschnitt repräsentiert, so umfaßt die M II-Vergletscherungsphase maximal ca. 200 Jahre.

Aus der Verknüpfung des M II-Moränenmaterials mit den rB-Bimsen, die einen Leithorizont der jungquartären Malinche-Sedimente darstellen, geht hervor, daß die M II-Gletscher teilweise mächtige Blockzungen gebildet haben. Da rB-Bimse in der Regel den M II-Moränen auflagern, am Osthang aber in M II-Blockzungenschutt eingearbeitet sind und am Südhang auch unter M II-Blockzungenschutt angetroffen werden, muß die rB-Bimseruption erfolgen, als die M II-Gletscher bereits abschmelzen und nur noch Blockzungen mit eingelagertem Toteis in Bewegung sind. Die rB-Bimse unter dem M II-Blockzungenschutt am Ausgang einer gewaltigen Schlucht am Malinche-Südhang belegen dort noch ein Wandern des M II-Materials lange nach dem eigentlichen Höhepunkt der M II-Vergletscherung. (Ähnliche Beobachtungen konnte ich an schuttbedeckten Gletschern des Pico de Orizaba machen, die der M V-Vergletscherungsphase angehören). Wird der M II-Blockzungenschutt bei einer Rekonstruktion der entsprechenden klimatischen Schneegrenze berücksichtigt, so kann eine zu tiefe Lage derselben vorgetäuscht werden.

Zur Zeit der M II-Vergletscherung sind die Prozesse der Abtragung, des Materialtransports und der Ablagerung im Untersuchungsgebiet besonders stark. Die Gletscher sorgen im Gipfelbereich der Vulkane für Erosion und Materialtransport; Solifluktion und Abspülung spielen in der Höhenstufe zwischen ca. 2 700 m und dem Gletschereis eine bedeutende Rolle. Unterhalb der oberen Waldgrenze konzentrieren sich die Abtragungsvorgänge besonders auf die Schluchten. An den unteren Hängen werden Schwemmfächer gebildet, in den Becken schließlich gelangen die feinsten Sedimente zur Ablagerung. Limnische Sedimente aus dieser Zeit sind Hinweise für Seenbildung. Die M II-Zeit ist i. S. ROHDENBURGs (1971) eine Aktivitätszeit, die durch eine kurzzeitige, jedoch extreme Zunahme der Niederschläge bedingt wird.

Zwischen etwa 12 000 und 10 000 B.P. wird aufgrund der ¹⁴C-Daten und der stratigraphischen und pedologischen Befunde mit einer Phase der Bodenbildung (fBo2-Boden) gerechnet. Die morphologischen Prozesse, die für die M II-Zeit charakteristisch gewesen sind, kommen zum Erliegen.

Die zweite Phase morphologischer Aktivität lässt sich zwischen ca. 10 000 und 8 500 B.P. nachweisen. In dieser Zeit erfolgen die beiden Gletschervorstöße M III 1 und M III 2 sowie die Gletscherschwankung M III 3 (Fig. 1). Wie für die M II-Zeit so sind auch für die M III-Zeit intensive Abtragung, Umlagerung und Akkumulation nachzuweisen. Diese Morphodynamik ist in der Gegenwart in keiner Höhenstufe mehr anzutreffen.

Aufgrund morphologischer und pollenanalytischer Befunde wird die Pleistozän/Holozän-Grenze zwischen 9 000 und 8 500 B.P. angesetzt (HEINE u. OHNGEMACH 1976; OHNGEMACH u. STRAKA 1978).

1.5 Das Holozän

Zwischen etwa 8 500 und 5 000 B.P. wird der fBo3-Boden gebildet, der an den Vulkanhängen in Höhen von 2 800 bis 4 200 m als Andosol, an den unteren Vulkanhängen und in den Beckenlandschaften als Barro-Boden ausgebildet ist. Im Bereich der Sierren aus Kalkgesteinen entwickelt sich in der fBo3-Zeit ein vertisolartiger Boden mit oft recht mächtigem CaCO₃-Anreicherungshorizont (Caliche). Hinweise auf nennenswerte morphologische Vorgänge sind nicht vorhanden.

Zwischen 5 000 und 3 000 B.P. setzt sich vermutlich die Passivitätszeit fort, denn in den Sedimentationsräumen der Hochbecken findet man keine Spuren der Hangabtragung und Akkumulation. Vermutlich verhindert die natürliche Vegetation die Abtragung.

Seit etwa 3 000 Jahren werden die geomorphodynamischen Prozesse stark durch die Aktivitäten des wirtschaftenden Menschen im Untersuchungsgebiet bestimmt; darüber habe ich bereits berichtet (HEINE 1976 a, 1978 b). Einige charakteristische Profile der holozänen Beckensedimente sind in Abb. 4 dargestellt; sie zeigen die alt- bis mittelholozäne fBo3-Bodenbildung; limnische bzw. fluviale Sedimente mit einem Alter von ca. 3 000—2 000 B.P. liegen häufig auf dem fBo3-Boden. Verschiedene anthropogen bedingte Erosions- und Akkumulationsphasen sind für das Jungholozän typisch (ca. 700 v. Chr. bis 100 n. Chr. und ab ca. 700 n. Chr. bis zur Gegenwart; HEINE 1976 a).

1.6 Quartäre Pluvialzeiten und klimamorphologischer Formenwandel in Zentralmexiko

Die jungquartäre Klimaentwicklung ist in Abb. 5 dargestellt. Die M I-Vergletscherungsphase zeigt ein kühleres und feuchteres Klima als heute; die geomorphologischen Befunde werden nun auch von pollenanalytischen Ergebnissen gestützt (OHNGEMACH u. STRAKA 1978). Die M I-Zeit darf als Pluvialzeit angesehen werden, die gleichzeitig auch Aktivitätszeit i. S. ROHDENBURGS

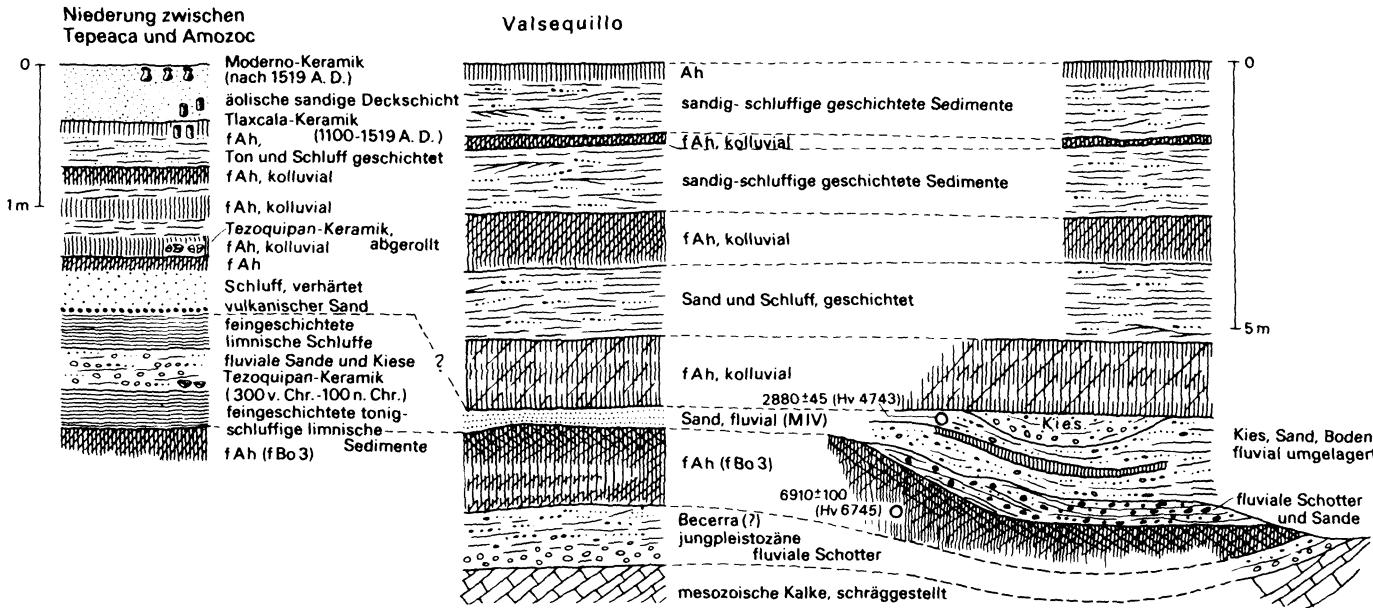


Abb. 4: Charakteristische Holozän-Profile aus der Niederung bei Tepeaca-Amozoc und westlich des Valsequillo-Stausees

(1971) gewesen ist. Nach der M I-Zeit und vor ca. 25 000 B.P. liegt eine relativ warme Phase mit Temperaturen, die den heutigen in etwa entsprochen haben; die Niederschläge sind vermutlich zuerst etwas geringer als heute, nach ca. 30 000 B.P. mit den rezenten vergleichbar. Ab ca. 25 000 B.P. wird es kühler und feuchter. Während die Abkühlung ihr Maximum erst um oder nach etwa 17 000 B.P. erreicht, scheint der Niederschlag schon vor ca. 20 000 B.P. wieder abzunehmen, um nach ca. 17 000 B.P. sein Minimum zu erlangen. Die Zeit zwischen ca. 17 000 und 12 500 B.P. ist relativ trocken und kühl. Vermutlich ab ca. 15 000 B.P. nehmen die Temperaturen bereits wieder langsam zu. Eine Zunahme der Niederschläge setzt sehr plötzlich — jedoch nur für eine sehr kurze Zeit — ein und führt zur M II-Vergletscherungsphase. Diese Zeit läßt sich palynologisch bisher nicht fassen. Vielleicht liegt die Ursache dafür in der extrem kurzen Dauer der pluvialen M II-Phase. Während die Temperaturen zwischen ca. 12 000 und 8 500 B.P. ansteigen, ohne daß aus den morphologischen, pedologischen und palynologischen Befunden auf stärkere Temperaturschwankungen geschlossen werden könnte (vergleichbar mit Älterer und Jüngerer Dryaszeit), läßt die Entwicklung der Niederschlagsverhältnisse zwischen ca. 10 000 und 8 500 B.P. eine zweite, jedoch längere und in sich unterteilte spätglaziale Pluvialphase erkennen (M III). Im Holozän ist es zwischen etwa 8 000 und 5 000 B.P. etwas wärmer als heute, die Niederschläge gleichen den rezenten. Zwischen 3 000 und 2 000 B.P. wird es zeitweise etwas feuchter, ebenso während der Kleinen Eiszeit. Mit diesen jungholozänen Niederschlagschwankungen geht vermutlich auch eine geringe Temperaturabnahme einher (KLAUS 1973).

Aus dieser skizzierten Klimaentwicklung geht hervor, daß die jungquartären Pluvialzeiten nicht durch eine horizontale und/oder vertikale Verschiebung der rezenten Klimazonen bzw. klimatischen Höhenstufen zu erklären sind. Deshalb können die Morphodynamik und die Morphogenese der betreffenden Zeitabschnitte nicht durch einen unmittelbaren Vergleich mit benachbarten Klimazonen und/oder Höhenstufen erarbeitet werden. Die jungquartäre Klimaentwicklung und besonders die Pluvialzeiten verursachen Prozesse und damit Oberflächenformen, die in Raum und Zeit äußerst stark differenziert sind (Abb. 5). Jeder durch bestimmte Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse gekennzeichnete Zeitabschnitt des Jungquartärs zeigt einen eigenen planetarischen und hypsometrischen klimamorphologischen Formenwandel in Zentralmexiko; die räumliche Aufeinanderfolge des Formenschatzes in der Horizontalen und Vertikalen wird durch einen zeitlichen Formenwechsel des jeweils betrachteten Gebietes ergänzt. Der zeitliche Formenwandel resultiert nicht aus der Verschiebung der Klimazonen und/oder Höhenstufen. Die geomorphodynamisch besonders wirksamen Pluvialphasen (M I, M II, M III) sind weder durch eine südwärtige Verlagerung der außertropischen Westwindzone noch durch eine nordwärtige Verschiebung der ITC zu erklären; sie haben ihre Ursachen in den Zirkulationsverhältnissen zwischen dem eigentlichen Hochglazial und dem postglazialen Klimaoptimum. (Die M I-Pluvialphase liegt am Übergang zum innerwürmzeitlichen Interstadial).

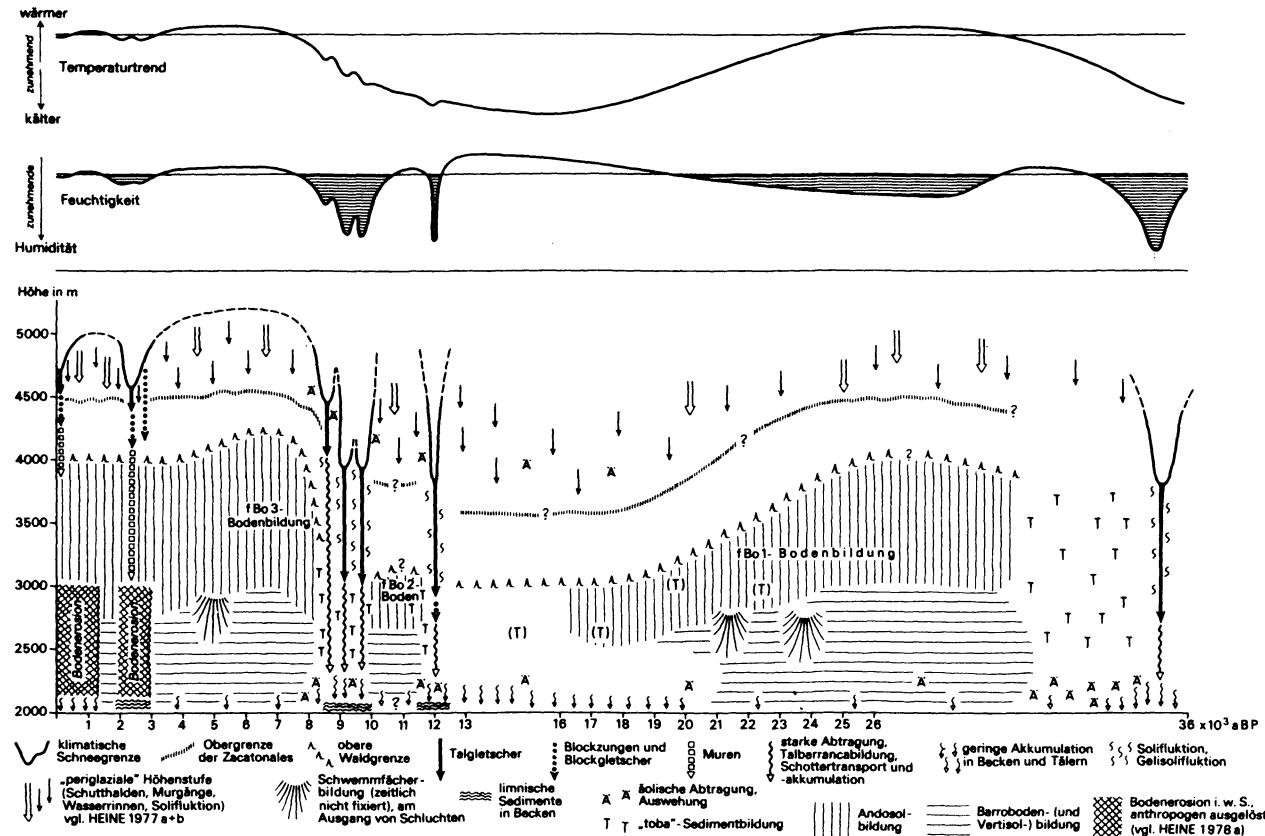


Abb. 5: Schema des klimamorphologischen Formenwandels in Raum und Zeit für zentrale mexikanische Vulkanlandschaften

Eine Sonderstellung nimmt der klimamorphologische Formenwandel in der Zeit von ca. 3 000 B.P. bis heute ein, denn Morphodynamik und Morphogenese dieses Zeitabschnitts werden besonders stark vom Menschen geprägt; diese Feststellung gilt jedoch nicht für die Vulkangebirge oberhalb rund 3 000 m Höhe. Somit können wir zwar die Gegenwart mit der fBo1-Zeit vergleichen bezüglich der Klimaverhältnisse, doch Morphodynamik und Morphogenese sind nur in den Höhenstufen vergleichbar, die vom Menschen wenig ökologisch verändert wurden, nämlich die Gebirgswälder in 3 000—4 000 m Höhe, die Zaconales (Horstgras-Fluren) in 4 000—4 400 m Höhe und die subnivalen und nivalen Stufen oberhalb 4 400 m Höhe. (Waldweide, Erosionsverbauungen, Holzeinschlag etc. bewirken z. T. auch hier schon erhebliche Eingriffe in den Naturhaushalt).

2. Die Kalahari

2.1 Einführung

Das hier betrachtete Untersuchungsgebiet der Kalahari liegt auf einem Plateau zwischen ca. 900 und 1 100 m Höhe in Botswana, dem östlichen SWA und der nördlichen Kapprovinz. Es erstreckt sich vom Okavango-Fluß im Norden bis nahe an den Oranje-Fluß im Süden. Das Relief ist flach oder leicht hügelig; im Südwesten bestimmen Sanddünen den Landschaftscharakter. Die eigentliche Kalahari ist ein mit tertiären und quartären Sanden gefülltes Becken.

Die ersten Ergebnisse meiner Untersuchungen zur jungquartären Klimageschichte der Kalahari sind veröffentlicht (HEINE 1978 c, 1978 d). Wurde für Zentralmexiko ein hypsometrischer Formenwandel in Abhängigkeit von jungquartären Pluvialzeiten vorgestellt, so soll nun versucht werden, die jungquartären Pluvialzeiten der Kalahari mit einem planetarischen Formenwandel in Verbindung zu bringen.

2.2 Hinweise auf Klimaschwankungen

Aus dem Ngami-Makarikari-Gebiet (Abb. 6) liegen viele Beobachtungen über Zeugen von Klimaschwankungen vor. Besonders auffällig sind verschiedene, alte Strandlinien; die Strandlinie I befindet sich in etwa 945 m Höhe (GREY u. COOKE 1977); sie repräsentiert einen Pluvialsee, der vermutlich die Makarikari-Pfannen, den Ngami-See und die Mababe-Senke zu einem etwa 60 000 km² großen See vereinigte. Die Strandlinien II verkörpern weniger ausgedehnte Pluvialseen im Ngami- und Makarikari-Gebiet.

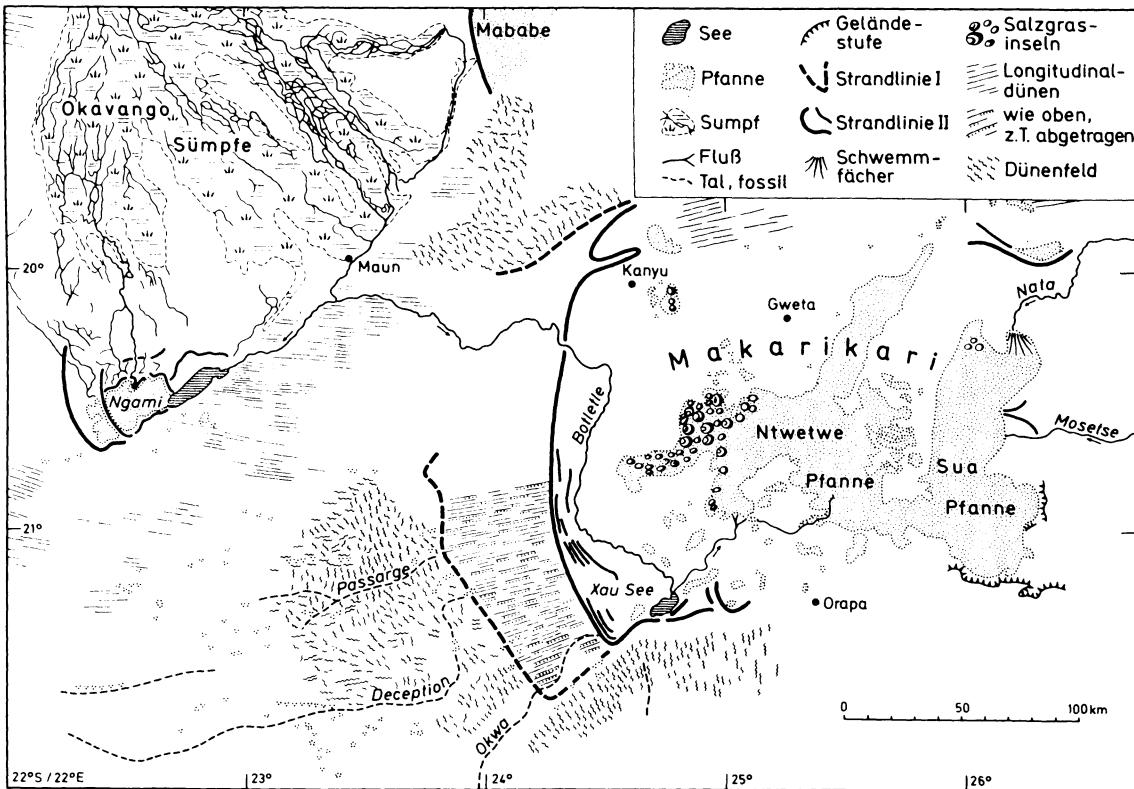


Abb. 6: Morphologische Skizze des Ngami-Makarikari-Gebietes, Kalahari

Aus den Datierungen von Mollusken und limnischen Ablagerungen (HEINE 1978 c, 1978 d) geht hervor, daß die Zeit vor über 30 000 bis ca. 19 000 B.P. vorwiegend feucht ist und als Pluvialzeit angesehen werden darf. Sedimento- logische und stratigraphische Befunde weisen nicht auf größere Schwankun- gen (Austrocknung) des innerwürmzeitlichen Pluvialsees hin. Die Verbreitung der limnischen Sedimente aus der Zeit zwischen ca. 30 000 und 19 000 B.P. auch zwischen den Ngami- und Makarikari-Pfannen stützt die Vermutung, daß die Strandlinie I den innerwürmzeitlichen Pluvialsee markiert. Im Pas- sarge-, Deception- und anderen Tälern sind ebenfalls die Spuren pluvialer Bedingungen nachzuweisen; die Täler sind auf das Niveau des großen Pluvial- sees (Strandlinie I) ausgerichtet; Passarge- und Deception-Tal enden an der Strandlinie I. Auch COOKE (1975) kann im westlichen Ngamiland am Kwiha- be-Tal eine extrem feuchte Periode belegen, die der Höhlensinterbildung (ca. 17 500 bis 14 000 B.P.) vorangegangen ist; in dieser extrem feuchten Periode werden Kalkkrusten erodiert, die auf >45 000 B.P. datiert wurden, und in Höhlen teilweise die Sinterbildung, die ein Alter von ca. 30 000 bis >45 000 B.P. haben (COOKE u. VERHAGEN 1977). Es liegt nahe, diese extrem feuchte Periode (COOKE 1975, 1979) mit den von mir datierten limnischen Sedimenten und Mollusken, die einen Pluvialsee zwischen >30 000 und 19 000 B.P. bezeu- gen, zu korrelieren.

Limnische Ablagerungen und Mollusken eines jüngeren Pluvialsees wurden nur im Bereich der Makarikari-Pfannen gefunden, nicht jedoch im Gebiet außerhalb der Strandlinie II; daher wird der auf ca. 12 000 B.P. (und jünger?) datierte Pluvialsee vorerst hypothetisch den Strandlinien II zugeordnet. Da zwischen den älteren Seeablagerungen, die im Liegenden der Profile angetrof- fen wurden, und den jüngeren molluskenführenden Seesedimenten im Han- genden (ca. 12 000 B.P.) weder Seekreidehorizonte noch Mollusken angetrof- fen wurden, wird eine Austrocknung der Makarikari-Pfannen zwischen ca. 19 000 und 12 500 B.P. angenommen. Nur gelegentlich werden während dieser hochglazialen relativ ariden Zeit Sedimente von Westen (Okavango) in die Makarikari-Pfannen geschüttet, denn alle Profile zeigen, daß zwischen den ca. 30 000—19 000 B.P. alten Sedimenten und den jüngeren Kalkkrusten mit ¹⁴C-Altern zwischen rund 13 000 und 9 000 B.P. feingeschichtete, schluffig- sandige, kalkhaltige Ablagerungen liegen, die teilweise dünne Calcrete-La- mellen zeigen und deren Mächtigkeit von Westen (nahe dem Ort Maun) nach Osten (nahe dem Ort Gweta) von etwa 1—2 m auf wenige Dezimeter abnimmt. Diese fluvialen hochglazialen Sedimente können beachtliche Anteile äolisch transportierter Sandkörner enthalten; äolische Prozesse und gelegentliche Fluten scheinen für das Hochglazial für das Makarikari-Gebiet charakteri- stisch gewesen zu sein.

Auch die Datierung von Höhlensintern im Ngamiland durch COOKE (1975) auf 17 500 bis 14 000 B.P. und das Vorkommen von stark gebänderten Stromatoli- ten in der Urwi-Pfanne in West-Botswana, die LANCASTER (1979) auf rund

16 000 B.P. datieren konnte, bestätigen meine Beobachtungen aus dem Makarikari-Ngami-Gebiet, daß nämlich die hochglaziale Aridität mit gelegentlichen Niederschlagsereignissen einherging. Bemerkenswert in diesem Zusammenhang ist, daß das Okwa-Tal sich morphologisch auch im westlichen Makarikari-Becken zwischen der Strandlinie I und II nachweisen läßt (im Gegensatz zum Passarge- und Deception-Tal), worauf GREY u. COOKE (1977) bereits hingewiesen haben. Das Okwa-Tal hat ein großes Einzugsgebiet im Süden. Vermutlich sorgten Niederschläge des Typs, die zur Bildung der Stromatoliten geführt haben, auch für gelegentliche Wasserführung im Okwa-Tal. Da die nördlich des Okwa-Flußsystems gelegenen Täler nicht mehr die Makarikari-Strandlinie II erreichen, kann vermutet werden, daß diese Niederschläge vom Makarikari-Gebiet nach Süden an Intensität zunehmen.

Auch aus der Südkalahari liegen Hinweise auf Klimaschwankungen vor (HEINE 1978 c, 1978 d). Auf Einzelheiten kann ich hier nicht eingehen. Während des Hochglazials werden in den Tälern des Molopo, des Kuruman, des Auob und des Nossob fluviale Sande und Kiese abgelagert, die eine reiche Molluskenfauna im Molopo-Tal enthalten; Süßwassermuscheln und -schnecken ergaben ^{14}C -Alter zwischen 15 600 und 12 500 B.P. Dieser eindeutige Nachweis pluvialer Bedingungen in der Südkalahari läßt sich geomorphologisch-sedimentologisch bis etwa 25° S in den Tälern von Auob und Nossob belegen.

2.3 Quartäre Pluvialzeiten und klimamorphologischer Formenwandel in der Kalahari

Wurde für Zentralmexiko ein hypsometrischer Formenwandel in Abhängigkeit von jungquartären Pluvialzeiten vorgestellt, so soll in Abb. 7 versucht werden, die jungquartären Pluvialzeiten der Kalahari mit einem planetarischen Formenwandel in Verbindung zu bringen. Berücksichtigt werden in dem Schema neben den eigenen Ergebnissen u. a. die Resultate von COOKE (1975, 1979); COOKE u. VERHAGEN (1977); GREY u. COOKE (1977) und LANCASTER (1979).

Im südlichen Afrika weisen die morphodynamischen Prozesse des Jungquartärs markante räumliche und zeitliche Veränderungen auf, die sich nicht allein durch eine Verschiebung der rezenten Klimazonen mit der ihnen eigenen Morphodynamik erklären lassen. Wie in Mexiko müssen auch in der Kalahari Zeiten vorgekommen sein, die durch besondere Temperatur- und Niederschlagsverhältnisse gekennzeichnet waren.

In der Kalahari ist das innerwürmzeitliche Interstadial im nördlichen Arbeitsgebiet relativ feucht; aufgrund palynologischer Befunde aus dem südlichen Afrika (VAN ZINDEREN BAKKER 1976) wird mit relativ warmen Tempera-

turen zwischen ca. 30 000 und 25 000 B.P. gerechnet; ab 25 000 B.P. wird es kühler. Erst nach ca. 19 000 B.P. nehmen die Niederschläge im Norden ab. Die Zeit zwischen ca. 19 000 und 12 500 B.P. wird in der Nordkalahari durch kühle und trockene Klimabedingungen charakterisiert; diese hochglaziale Periode weist in der Südkalahari besonders feuchte und kühle Verhältnisse auf, die nordwärts bis etwa 25° S reichen. Gelegentlich müssen aber auch im Hochglazial (ca. 17 000—14 000 B.P.) stärkere episodische Niederschläge (ek-tropische Winterregen?) die Gebiete der Kalahari zwischen 25° und 20—18° S erreicht haben; diese Niederschläge führten nicht zur Bildung größerer Pluvialseen in den Makarikari-Pfannen. Um 12 000 B.P. werden erneut Pluvialseen im Ngami- und Makarikari-Gebiet gebildet; in der Südkalahari wird es trockener und vermutlich auch wärmer. Über die altholozänen Klimabedingungen können bisher keine durch absolute Datierungen gesicherte Angaben gemacht werden. Für den nördlichen Bereich (Abb. 7) sind Schwankungen in Humidität und Aridität vermerkt, deren exakte Datierung noch aussteht. In jüngster Zeit wird durch menschlichen Einfluß das morphodynamische Gefüge stark verändert; im Norden und im Süden setzt infolge der Landnutzung (vorwiegend Weidewirtschaft) eine äolische Abtragung und Umlagerung ein, während im Bereich dazwischen als Folge weitgehender Vernichtung der großen Wildtierherden und Verhinderung der ausgedehnten Wanderungen zwischen Auob-Nossob und Ngami-Makarikari-Gebiet bei gleichzeitiger geringer viehwirtschaftlicher Nutzung die Pfannenbildung zum Stillstand kommt. Dadurch wird — anthropogen bedingt — im mittleren Untersuchungsgebiet eine feuchtere, im nördlichen und südlichen Arbeitsgebiet eine aridere Morphodynamik vorgetäuscht.

3. Schlußfolgerungen

Aus den Beobachtungen und Untersuchungen zum klimamorphologischen Formenwandel in Raum und Zeit in Zentralmexiko und in der Kalahari folgt:

- (1) Während verschiedener Abschnitte des Jungquartärs ist der hypsometrische und planetarische Formenwandel nicht mit dem rezenten morphologischen Formenwandel vergleichbar.
- (2) Diese Unterschiede lassen sich nicht allein durch eine vertikale Verschiebung der Höhenstufen bzw. horizontale Verschiebung der Klima- und Landschaftszonen erklären.
- (3) Die Korrelation bestimmter Klimazeugen (z. B. Moränen, Pluvialsee-Sedimente etc.) erscheint nur sinnvoll, wenn deren Datierung, d. h. chronostratigraphische Einordnung, gesichert ist.
- (4) Ein Vergleich der geomorphodynamischen Prozesse und Prozeßkombinationen ist erforderlich.

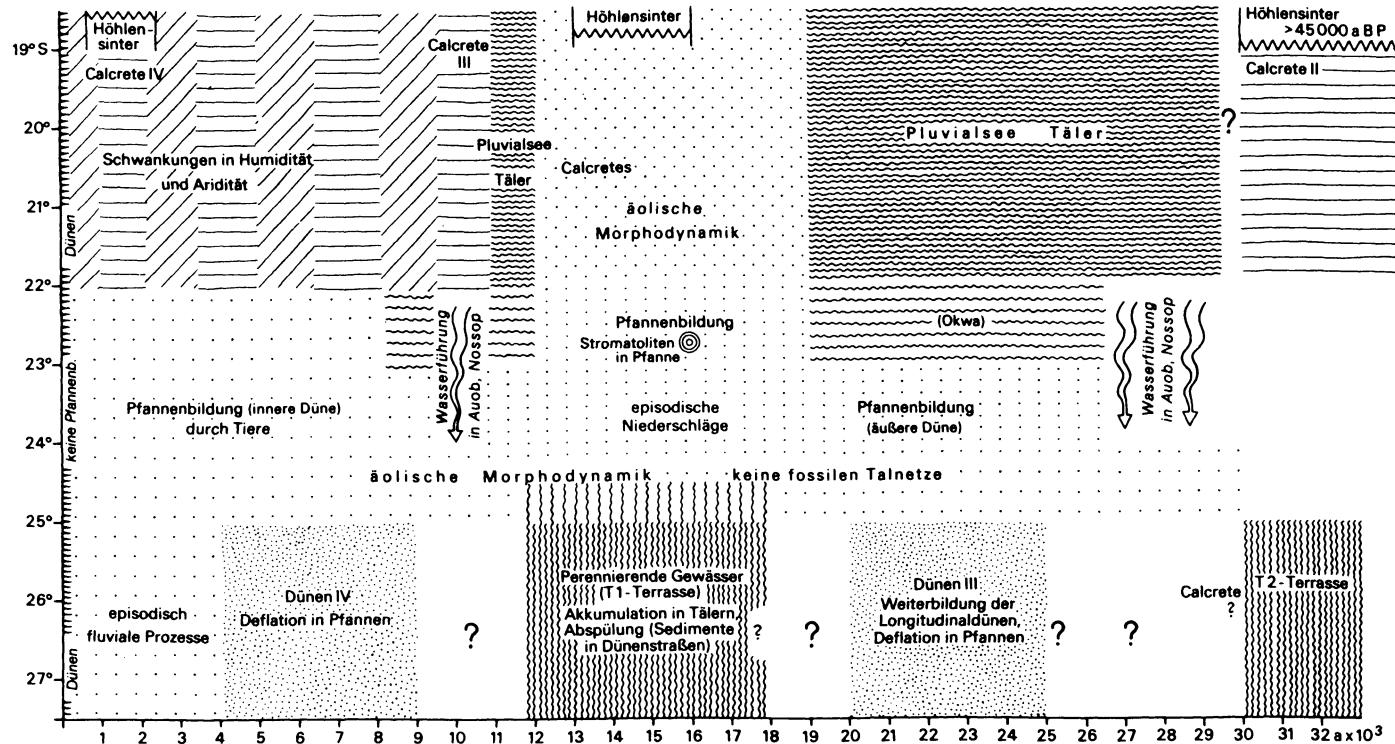


Abb. 7: Schema des klimamorphologischen Formenwandels in Raum und Zeit für die Kalahari

tionen der Gegenwart mit denen sog. Interglazial- bzw. Interstadialzeiten (z. B. innerwürmzeitliches Interstadial) erscheint nicht möglich.

(5) Die mittelholozänen, vor allem aber die jungholozänen morphologischen Prozesse können äußerst stark anthropogen beeinflußt sein.

(6) 18 000 B.P. wird als der Höhepunkt der letzten Eiszeit angesehen und vielfach als zeitlicher Bezugspunkt benutzt (vgl. CLIMAP-Projekt). Die Befunde aus den Randtropen werfen die Frage auf, ob dieses Datum auch sinnvoll für subtropische und tropische Gebiete verwendet werden kann.

Ich danke der Deutschen Forschungsgemeinschaft für mehrere Reise- und Sachbeihilfen, Herrn Professor Dr. M. A. GEYH für zahlreiche ^{14}C -Altersbestimmungen, Herrn Professor Dr. R. HUCKRIEDE für Bestimmungen von Molusken, Herrn Professor Dr. E. M. VAN ZINDEREN BAKKER und Frau Dr. J. A. COETZEE für die Ausrichtung einer Kalahari-Expedition und viele Diskussionen, Frau E. MARCHAL für Laboranalysen und meiner Frau für vielfache Hilfe im Gelände und zu Hause.

Literatur

- COOKE, H. J. (1975): The palaeoclimatic significance of caves and adjacent landforms in western Ngamiland, Botswana. — Geogr. J., 141, S. 430—444.
- COOKE, H. J. (1979): K. Heine: Radiocarbon Chronology of Late Quaternary Lakes in the Kalahari, Southern Africa. A Discussion. — Catena, 6, S. 107.
- COOKE, H. J. u. B. Th. VERHAGEN (1977): The dating of cave development — an example from Botswana. — Proceedings 7th Intern. Speleol. Congr. Sheffield, U. K., Sept. 1977, S. 123—124.
- GREY, D. R. C. u. H. J. COOKE (1977): Some problems in the Quaternary evolution of the landforms of Northern Botswana. — Catena, 4, S. 123—135.
- HEINE, K. (1975): Studien zur jungquartären Glazialmorphologie mexikanischer Vulkane — mit einem Ausblick auf die Klimaentwicklung. — Das Mexiko-Projekt der DFG, VII, Wiesbaden.
- HEINE, K. (1976 a): Schneegrenzdepressionen, Klimaentwicklung, Bodenerosion und Mensch im zentralmexikanischen Hochland im jüngeren Pleistozän und Holozän. — Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. 24, S. 160—176.
- HEINE, K. (1976 b): Auf den Spuren der Eiszeit in Mexiko. — Natur u. Museum, 106, S. 289—298.
- HEINE, K. (1976 c): Blockgletscher- und Blockzungen-Generationen am Nevado de Toluca, Mexiko. — Die Erde, 107, S. 330—352.
- HEINE, K. (1977 a): Zur morphologischen Bedeutung des Kammeises in der subnivalen Zone randtropischer semihumider Hochgebirge. — Z. Geomorph. N. F., 21, S. 57—78.
- HEINE, K. (1977 b): Beobachtungen und Überlegungen zur eiszeitlichen Depression von Schneegrenze und Strukturbodengrenze in den Tropen und Subtropen. — Erdkunde, 31, S. 161—178.
- HEINE, K. (1978 a): Neue Beobachtungen zur Chronostratigraphie der mittelwissconsinzeitlichen Vergletscherungen und Böden mexikanischer Vulkane. — Eiszeitalter u. Gegenwart, 28, S. 139—147.
- HEINE, K. (1978 b): Mensch und geomorphodynamische Prozesse in Raum und Zeit im randtropischen Hochbecken von Puebla/Tlaxcala. Mexiko. — 41. dt. Geogr.-Tag Mainz, Tagungsber. u. wiss. Abh., S. 390—406.

- HEINE, K. (1978 c): Jungquartäre Pluviale und Interpluviale in der Kalahari (südliches Afrika). — *Palaeoecology of Africa*, 10/11, S. 31—39.
- HEINE, K. (1978 d): Radiocarbon Chronology of Late Quaternary Lakes in the Kalahari, Southern Africa. — *Catena*, 5, S. 145—149.
- HEINE, K. u. D. OHNGEMACH (1976): Die Pleistozän/Holozän-Grenze in Mexiko. — *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 38/39, S. 229—251.
- HEINE, K. u. D. SCHÖNHALS (1973): Entstehung und Alter der „toba“-Sedimente in Mexiko. — *Eiszeitalter u. Gegenwart*, 23/24, S. 210—215.
- KLAUS, D. (1973): Die eiszeitlichen und nacheiszeitlichen Klimaschwankungen im zentralmexikanischen Hochland und ihre Ursachen. — *Erdkunde*, 27, S. 180—192.
- LANCASTER, I. N. (1979): Evidence for a widespread late Pleistocene humid period in the Kalahari. — *Nature*, 279, S. 145—146.
- MIEHLICH, G. (1974): Klima- und altersabhängige Bodenentwicklung von Vulkanascheböden der Sierra Nevada de México. — *Mitt. dt. BodenkdL Ges.*, 18, S. 360—369.
- OHNGEMACH, D. u. H. STRAKA, (1978): La historia de la vegetación en la región Puebla-Tlaxcala durante el cuaternario tardío. — *Comunicaciones (Proyecto Puebla-Tlaxcala)*, 15, S. 189—204.
- ROHDENBURG, H. (1971): Einführung in die klimagenetische Geomorphologie. — *Gießen*.
- SCHÖNHALS, E. u. H. AEPPLI (1975): Los suelos de la cuenca de Puebla-Tlaxcala. Investigaciones acerca de su formación y clasificación. — *Das Mexiko-Projekt der DFG*, VIII, Wiesbaden.
- VAN ZINDEREN BAKKER, E. M. (1976): The Evolution of Late-Quaternary Palaeoclimates of Southern Africa. — *Palaeoecology of Africa*, 9, S. 160—202.
- WEYL, R. (1974): Vulkanismus und Vulkanlandschaft im Hochland von Mexiko. — *Natur u. Museum*, 104, S. 137—152.