

# MENSCH UND GEOMORPHODYNAMISCHE PROZESSE IN RAUM UND ZEIT IM RANDTROPISCHEN HOCHBECKEN VON PUEBLA/TLAXCALA, MEXIKO

Mit 7 Abbildungen

Von Klaus Heine (Bonn)

## 1. Einleitung

Bei Tlapacoya im Becken von Mexiko belegen Artefakte das Auftreten steinzeitlicher Jäger und Sammler bereits vor 25 000–30 000 a BP. Im Tal von Tehuacán östlich von Puebla wird der Anbau von Kulturpflanzen seit über 7000 Jahren betrieben (Johnson 1972). Vor 4000 Jahren bevölkerten viele Gruppen, teils als Nomaden, teils als Halbnomaden, aber auch schon als Sesshafte Zentralmexiko; die sesshafte Bevölkerung betreibt Ackerbau. Wurde um 1700 bis 1200 a BC im Becken von Puebla/Tlaxcala neben der Jagd und dem Sammeln noch ein extensiver Brandrodungsfeldbau mit langen Zeiten der Brache betrieben, so überwiegt bereits in der Kulturstufe Tlatempa (1200 bis 800 a BC) der Ackerbau gegenüber Jagd und Sammeln. Feldterrassen sind aus dieser Zeit bekannt, und Gräben am Fuß der bewirtschafteten Hänge belegen erste Versuche, die Bodenerosion zu meistern. In der Kulturstufe Texoloc (800 bis 300 a BC) kommt es zu einer erheblichen Siedlungsausweitung, verbunden mit der Anlage neuer Kulturflächen, bei denen Bewässerungskonstruktionen beobachtet werden. Dieser Prozeß der Landnahme dauert bis etwa 100 a AD an; künstliche Bewässerung, ausgedehnte Terrassierungen der Hänge, Chinampas-Anbau in tiefen Niederungen bekunden das starke Eingreifen des Menschen in den Naturhaushalt. Daß auch ganze Siedlungsräume, wie das Becken von Puebla/Tlaxcala, in dieser Zeit schon auf phantastische Weise geordnet und damit geplant wurden, konnte Tichy (1976) nachweisen. Seit mindestens 2000 Jahren gestaltet der Mensch die Landschaft im Becken von Puebla/Tlaxcala, nicht nur in den Beckenlagen, sondern auch an den Hängen der umliegenden Vulkangebirge bis in Höhen um 3000 m.

Aus der in Zentralmexiko im Verlaufe von Jahrtausenden geschaffenen Kulturlandschaft muß die Hypothese resultieren, daß sich die geomorphodynamischen Prozesse hier nicht nur auf endogene und klimagesteuerte Vorgänge zurückführen lassen, sondern daß diese in großem Umfange auch unmittelbar mit dem Auftreten des Menschen und der von ihm vorgenommenen Umgestaltung der Naturlandschaft zusammenhängen. Alle Erosions- und Akkumulationsprozesse – wie sie in Zentralmexiko (mit Ausnahme höchster Gebirgslagen) in den vergangenen 2500 Jahren abliefen – sind nur denkbar im Zusammenspiel von Natur *und* Mensch; die Vorgänge sind also auf das jüngere Holozän beschränkt und haben keine Übereinstimmung mit Vorgängen geologisch früherer Zeiten.

Bodenerosion i. w. S. einerseits und Akkumulation des erodierten Materials andererseits werden im folgenden näher betrachtet.

### 2.1. Bodenbildung und Erosion

Der Idealzustand von Bodenbildung und Erosion ist das Gleichgewicht zwischen der Erosion (E) und der Verwitterung (V) und dem von höheren Hangteilen herangeführten Boden- und Abtragungsmaterial (B); daraus folgt die Gleichung:  $E = V + B$ . Eine aktive Balance, nämlich  $E > V + B$ , ergibt sich, wenn das o. a. Gleichgewicht gestört ist, was z. B. durch Entwaldung, Überweidung, Kultivierung und/oder klimagesteuerte Prozesse erfolgen kann. Eine passive Balance, nämlich  $E < V + B$ , zeigt sich oft an konvexen Hängen, am Hangfuß, in Niederungen und Beckengebieten. Während eine aktive Balance nicht unbegrenzt andauern kann (nur das erodierbare Material wird abgetragen), kann die passive Balance unter günstigen Voraussetzungen – z. B. in tektonisch angelegten Beckengebieten – über Jahrhunderte und Jahrtausende andauern (vgl. Butzer 1974).

Betrachten wir das Becken von Puebla/Tlaxcala hinsichtlich der drei hier genannten Zustände von Bodenbildung und Erosion, so können wir verschiedene Bereiche unterscheiden (Abb. 1).

### 2.2. Erodierbarkeit der Böden

Die Erodierbarkeit der Böden ist von einer Vielzahl physisch-geographischer Faktoren abhängig; dazu gehören Intensität und Dauer der Niederschläge, Hangneigung und Hanglänge, Vegetationstyp, Verteilung des Wurzelwerks im Boden (einschließlich der Bedeckung des Bodens mit organischem Material), Bodenart und Ausgangsmaterial (Butzer 1974).

Um die geomorphodynamischen Prozesse im zentralmexikanischen Hochland analysieren zu können, werden kurze Ausführungen zu einigen der o. a. Parameter erforderlich. Hangneigung und Hanglänge, Bodenart und Ausgangsmaterial sind als unveränderliche Faktoren anzusehen, während Intensität und Dauer der Niederschläge, Vegetationstyp und Art und Ausbildung des Wurzelwerks im Boden variabel sind.

Ausgangsmaterial der Böden sind in den von der Erosion stark betroffenen Gebieten (Abb. 1) an den unteren Vulkanhängen und an kleinen Kuppen und Bergrücken im Becken von Puebla/Tlaxcala zumeist vulkanische Tephrahorizonte, die als „toba“-Sedimente bezeichnet werden und die primär als vulkanische Sedimente oder aber äolisch umgelagert als lößartige Ablagerungen vorliegen. Auf diesen Sedimenten sind sog. Barroböden (Schönhals u. Aepli 1975) entwickelt; als Tepetate werden die Böden bezeichnet, die durch Erosion an die Oberfläche gelangten und in trockenem Zustand außerordentlich hart sind. Der Tepetate wird durch die unteren Horizonte relativ intensiv entwickelter Barroböden gebildet. Die gelbrotbraunen bis gelblichbraunen Barroböden, deren Verbraunung und Tongehalte von oben nach unten kontinuierlich abnehmen, zeigen Merkmale von Tonverlagerungen; charakteristisch allerdings sind Kieselsäureverlagerungen in den Barroböden als Folge des leicht verwitterbaren vulkanischen Ausgangsmaterials, was zu einer relativen Anreicherung von Fe, Al, Ti und Mn in den oberen Horizonten führt. Die nach unten verlagerte Kieselsäure verkittet dort die Bodenteilchen, ohne jedoch Kieselsäurekrusten zu bilden; nach Erosion und Austrocknung können diese kieselsäurereichen Horizonte zu dem außerordentlich harten Tepetate führen, dessen Verkittung bei Wiederbefeuchtung reversibel ist (Schönhals u. Aepli 1975). Mindestens fünf verschieden alte Barroböden sind nachgewiesen worden, von denen auch die jüngsten nicht an die Oberfläche treten, sondern von einem äolischen, sandig-schluffigen, 20–30 cm mächtigen Decksediment überlagert werden (Schönhals u. Aepli 1975).

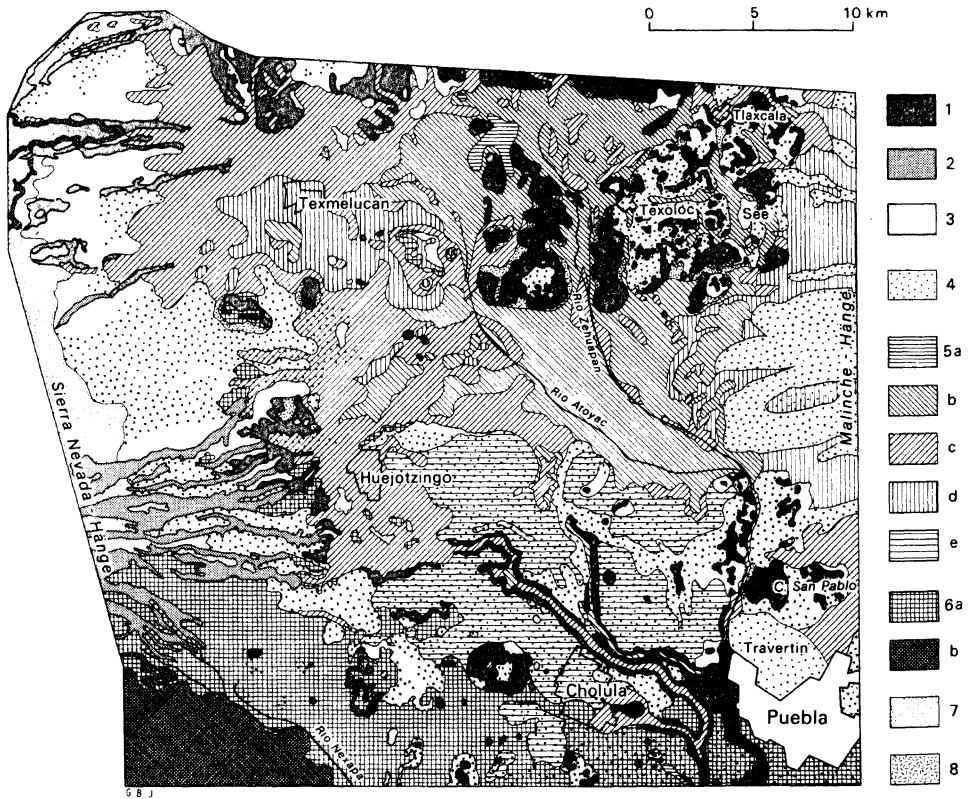


Abb. 1 Erosion und Akkumulation im Becken von Puebla/Tlaxcala. Umgezeichnet nach einer farbigen Bodenkarte von Schönhals u. Aeppli (1975). Es bedeuten:

- 1 Erosion bis auf harte Tepetatehorizonte oder bis auf anstehendes Gestein,
- 2 starke Schluchtbildung,
- 3 flächen- und linienhafte Erosion, jedoch sind flachgründige Böden erhalten,
- 4 äolische sandige Decksedimente,
- 5 fluviale Akkumulation (a) tonig, (b) schluffig, (c) sandig, (d) kiesig, (e) limnische Akkumulation,
- 6 vulkanische Ablagerungen (a) Sande, Bimslapilli, Schlacken, (b) Lavaströme,
- 7 vulkanische Aschenböden (Andosole) an den Hängen oberhalb 3000 m Höhe mit diversen Erosionsprozessen als Folge menschlicher Aktivitäten,
- 8 Hangkolluvium.

Klimatologisch wird das Becken von Puebla/Tlaxcala als randtropische Höhenregion angesehen, in dem ein gemäßigtes, wechselfeuchtes Klima herrscht; der randtropische Charakter zeigt sich sowohl im Wärmegang mit relativ geringen Jahresschwankungen der Temperatur bis zu 6° C als auch im Regenregime, das durch die fast übergangslos aufeinanderfolgenden halbjährigen sommerlichen Regen- und winterlichen Trockenperioden gekennzeichnet ist. Die Regen fallen typisch als kurze Starkregen am frühen Nachmittag (Tichy 1968; Klaus 1971).

Als natürliche Vegetation wird für die vorwiegend von den Barroböden eingenommenen Beckengebiete bis in Höhen um 2500 m ein artenreicher Eichen-Kiefernwald angenommen, der sich in einen Kiefern-Eichenwald in Höhen zwischen ca. 2500 und 3000 m wandelt.

Darüber folgen Kiefernwälder, die auch die obere Waldgrenze in rund 4000 m Höhe bilden. Zwischen den Kiefernwäldern und der Stufe der Kiefern-Eichenwälder kann sich eine Zone aus Tannen-Erlenwäldern, die jedoch nicht durchgehend ausgebildet ist, einschieben (Ern 1972; Lauer 1973). Oberhalb der Waldgrenze erstreckt sich Hochgebirgsgrasland vom *Festuca tolucensis* – *Calamagrostis tolucensis*-Typ bis in Höhen um 4500 m.

### 2.3. Der Mechanismus der Bodenerosion

#### 2.3.1. Erosion der Barroböden unter natürlichen Vegetationsverhältnissen

Während des Holozäns erfolgte zwischen ca. 8000 und 5000 a BP auf den „toba“-Sedimenten die jüngste Barrobodenbildung, die wahrscheinlich auch in der darauf folgenden Zeit andauerte. Erosionsvorgänge waren im Becken von Puebla/Tlaxcala auf die höheren Hangbereiche der Vulkane beschränkt, wo eine Weiterbildung der oft schon im Jungpleistozän tief eingeschnittenen Barrancas erfolgte, die als Fortsetzung der gewaltigen, aus den Gebirgsmassiven austretenden Täler anzusehen sind und im folgenden als Tal-Barrancas bezeichnet werden. Im Bereich der „toba“-bedeckten Hügel, Kuppen und unteren Hangteile beschränkte sich die Abtragung auf die Anlage kleiner, nur wenige Meter eingetiefter Muldentälchen mit konkaven Hängen. Barrancas sind aus dieser Zeit aus dem Becken von Puebla/Tlaxcala nicht bekannt. Nur im südlich angrenzenden, von einem wesentlich arideren Klima geprägten Gebiet (nördliche Balsas-Senke) lassen sich Erosions- und Akkumulationsphasen, die mit Barrancabildung einhergingen, auch schon vor der Zeit vor ca. 1500 a BC nachweisen.

Die Anlage der Muldentälchen ist nur möglich, wenn (1) eine geschlossene Vegetationsdecke einschließlich ihres Wurzelhorizontes ausgebildet ist, (2) der Barroboden bzw. die „toba“-Sedimente auch während der Trockenzeit nicht vollständig austrocknen und (3) auch an den unteren Hängen, die oft mit einem markanten Hangknick gegen die Niederungen abgesetzt sind, keine Barrancabildung infolge rückschreitender Erosion auftritt. Die rückschreitende Erosion erfolgte in dieser Zeit nur von den tief eingeschnittenen Tal-Barrancas pleistozänen Alters aus, jedoch in sehr begrenztem Umfang, da der für die rückschreitende Erosion notwendige plötzliche und starke Wasserabfluß, der zudem linienhaft konzentriert sein muß, in der Regel in den Eichen-Kiefernwäldern fehlte.

#### 2.3.2. Rezente Erosion im Bereich der Barroböden

Die teilweise oder völlige Vernichtung der natürlichen Vegetation durch den wirtschaftenden Menschen hat im Bereich der Barroböden zu völlig andersgearteten Erosionsprozessen geführt. Von entscheidender Bedeutung sind die veränderten Haft- und Grundwasserverhältnisse. Während der Trockenzeit trocknet der Barroboden einschließlich der darunter liegenden „toba“-Sedimente bis zum Grundwasserspiegel aus; der Grundwasserspiegel befindet sich im zentralen Becken zwischen den Flüssen Atoyac und Zahuapan, d. h. in den Gebieten mit fluvialer Akkumulation, oft weniger als 1 m unter der Oberfläche; er sinkt jedoch an den die Niederung umgebenden Hängen schnell auf 20, 30 und mehr m ab (Knoblich 1971). Die oft stockwerkartig übereinanderliegenden Barroböden werden auch in den Regenzeiten nicht mehr durchfeuchtet, da das Niederschlagswasser wegen der bereits ausgebildeten harten Tepetate-Horizonte nicht mehr in größere Bodentiefen einzudringen vermag. Die kräftigen Gewitterschauer der Regenzeit bewirken im Bereich der vegetationslosen Barro- und Tepetate-Böden eine oft nur stundenweise andauernde, wenige mm bis

einige cm starke Durchfeuchtung der obersten Bodensedimente; häufig trocknet die Bodenoberfläche schon wenige Stunden nach dem Gewitterguß wieder aus. Daher sind die Tepetatebänke auch in der Regenzeit als Folge der Intensität und Dauer der Niederschläge stets trocken und damit verhärtet. Charakteristische Erosionsvorgänge werden möglich (Heine 1971).

Im Bereich der Barroböden beginnt die Erosion durch flächenhafte Abtragung des lockeren sandig-schluffigen,  $\pm$  humosen Oberbodens. Dabei bilden sich in der Regel kleine, nur wenige dm eingetiefte Abflußrinnen aus, die sich nach und nach bis zur harten Tepetatebank eintiefen, die unter dem Barroboden liegt. Die Tepetatebank bildet dann solange die Basis der Rinnen (bzw. der flächenhaften Abtragung), bis sie infolge rückschreitender Erosion zerstört wird. Diese rückschreitende Erosion geht in der Regel von einer größeren alten Tal-Barranca oder vom Hangknick gegen die Niederung aus. Markierungen auf Tepetate-Flächen ergaben nur sehr kleine Abtragungswerte. Selbst dort, wo nach Regengüssen größere Bäche über die Tepetatestufen stürzen, ist der Abtragungsbetrag gering, und zwar im Vergleich zu den gemessenen Werten an Tepetatestufen in Barrancas bzw. am Anfang derselben (Abb. 2).

Im Zusammenhang mit der geschilderten, alles in allem flächenhaft wirkenden Abtragung kommt es überall dort, wo sich Sammelrinnen des abfließenden Niederschlagswassers bilden (es können auch frühere Muldentälchen sein), zur Barranca-Bildung. Diese erfolgt nach demselben Prinzip wie die Abtragung an den Hängen, nur daß infolge des vermehrten Wasseranfalls in den Sammelrinnen die rückschreitende Erosion eben dort besonders rasch voranschreitet (Abb. 2). Häufig beobachtet man ein Herabbrechen größerer Tepetate-Schollen infolge der Unterschneidung im Bereich des darunterliegenden Barro-Bodens. Während natürliche Sammelrinnen des Abflußwassers in den Muldentälchen angenommen werden müssen (sie weisen jedoch keine große Flächendichte auf), kommen als anthropogen verursachte Sammelrinnen Wege und Pfade, Feldbegrenzungen und Pflugfurchen, Jagüeyes (Wassersammelbecken) und Dämme sowie Gräben der Erosionsverbauung, wenn diese die anfallenden Wassermassen nicht mehr fassen können, in Betracht. Der Mensch schafft damit überall an den Hängen des Beckens von Puebla/Tlaxcala und seiner Umgebung ideale Voraussetzungen für die Barranca-Bildung. Erfolgt die erste Anlage der Barranca als schmale Schlucht, so wird die seitliche Verbreiterung derselben durch Unterschneidung der zumeist senkrechten Wände hervorgerufen, was ein Nachstürzen des Materials bewirkt bei der Tendenz, senkrechte Wände zu bilden.

### *2.3.3. Erosion an den Vulkanhängen in Höhen über 3000 m*

Im Gebiet des Beckens von Puebla/Tlaxcala dominieren bis zu einer Höhe von 2700–2800 m die Barroböden, während in den höheren Lagen fast ausschließlich Andosole vorkommen (Schönhals u. Aepli 1975; Heine 1977). Nach Waldvernichtung durch Überweidung und Rodung sowie nach Beackerung der lockeren Tephroböden läßt sich überall bis in Höhen von 3800 m (z. B. Pico de Orizaba) die Ausbildung junger Barrancas nach heftigen Niederschlägen beobachten. Diese Barrancas zeichnen frühere Mulden und Dellen sowie Wege und Feldbegrenzungen nach, wo sich das Niederschlagswasser sammeln kann. Ausgangspunkt der durch rückschreitende Erosion gebildeten Barrancas sind die größeren Schluchten, die die Gebirge radial entwässern.

Oberhalb 3600 m Höhe gewinnt neben der Barranca-Bildung ein weiterer Erosionsvorgang an Bedeutung: das Rasenschälen (vgl. Troll 1973). Ansatzpunkte für das Rasenschälen

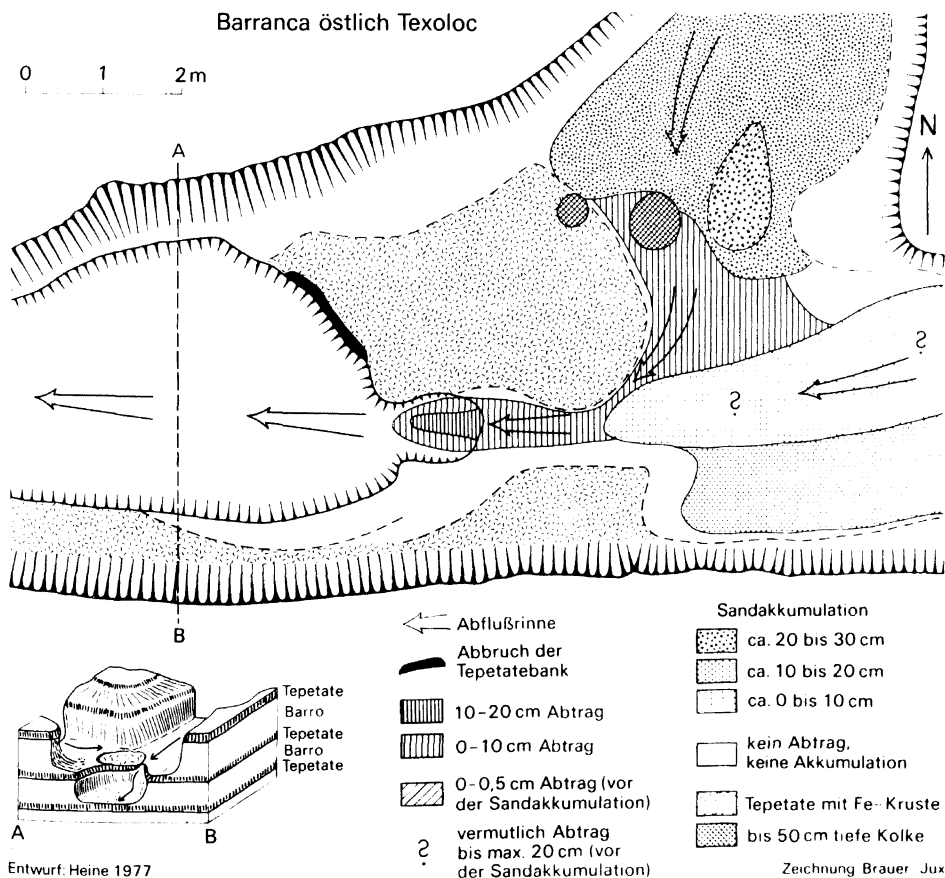
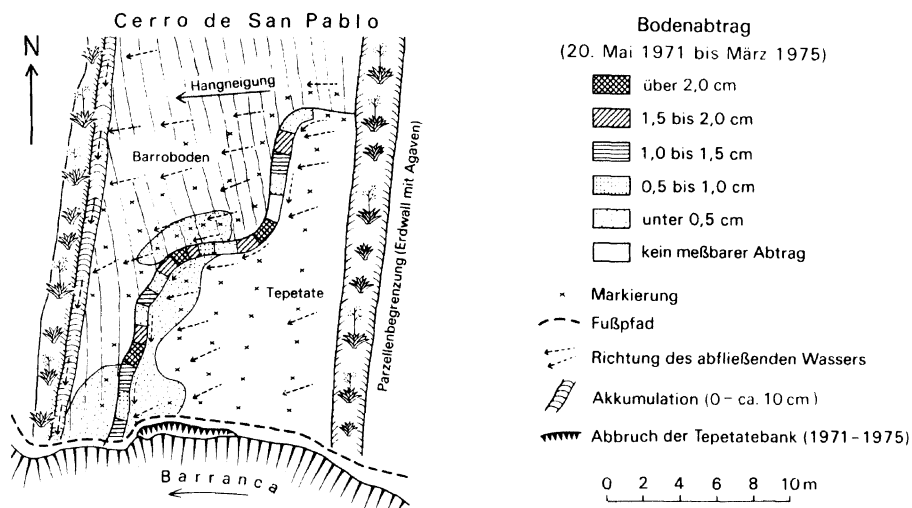


Abb. 2 (A) Gemessene Erosionsraten am Cerro de San Pablo, (B) Erosionsraten in einer Barranca östlich Texoloc

sind (oft nur kleine) Narben in der Vegetationsdecke der Zacatonales (Horstgrasfluren). Während unter natürlichen Vegetationsbedingungen die Rasenabschälung nur stellenweise größere Flächen erfaßt, bilden anthropogen geschaffene Einschnitte in der Zacatonales-Vegetation günstige Ansatzstellen für das Rasenschälen, wie überall in den Gebirgen entlang neuer Straßen und Wege, aber auch im Bereich mühsam geschaffener Erosionsverbauungen zu beobachten ist. Inwieweit die Beweidung durch Großvieh in der Höhenstufe der Zacatonales einen Einfluß auf die geomorphodynamischen Prozesse ausübt, läßt sich z. Z. noch nicht übersehen.

#### 2.4. Erosionsraten

Untersuchungen zur quantitativen und regionalen Erfassung der Bodenerosion durch Wasser werden seit 1974 von Schönhals und Mitarbeitern ausgeführt. Ergebnisse der quantitativen Bodenerosion sind noch nicht verfügbar. Hier sollen daher einige Beobachtungen mitgeteilt werden, die ich während der Jahre 1971 bis 1975 machen konnte.

Stahlnägel, die 1971 in die Barroböden und Tepetatebänke hineingetrieben wurden, ergeben erste Anhaltspunkte über Erosionsraten. Im Bereich des Cerro de San Pablo wurde in vier Jahren auf Tepetateflächen nur dort eine meßbare Abtragung ermittelt, wo kleine Rinnen als Wassersammler fungierten; der Abtrag betrug zwischen 0 und 2 cm (Abb. 2). Auch im Barranca-Bett östlich von Texoloc konnten im Zeitraum 1971–1975 nur an Tepetate-Stufen Abtragungsbeträge von 0–20 cm ermittelt werden. Wesentlich größere Erosionsbeträge zeigen Messungen am Beginn der Barrancas, wo diese sich durch rückschreitende Erosion entlang früherer Muldentälchen oder Wege ausdehnen. Jährliche Erosionsraten von mehreren Metern sind hier keine Seltenheit; dabei erfolgt die Ausdehnung der Barrancas nicht  $\pm$  kontinuierlich durch Abrieb an der Stufe, sondern durch Unterschneidung und Nachbrechen der unterhöhlten harten Tepetatebank; häufig liegen die Tepetateblöcke am Anfang der Schlucht, wo sie einer stärkeren Durchfeuchtung (Schatten, wassergefüllte Kolke) ausgesetzt werden; die Verhärtung der Tepetate wird reversibel, so daß ein schneller Abtransport des Materials erfolgen kann. Daher wird auch die Unterschneidung am Barranca-Anfang gefördert.

Die Erosionsraten (bzw. die Barrancabildung) am Cerro de San Pablo nördlich Puebla während der Zeit zwischen ca. 1869 und 1965 ergeben sich aus dem Vergleich eines detailliert kartierten Planes von Fernando de Rosenzweig aus dem Jahre 1869 (aufbewahrt im Casa de Alfinique zu Puebla) und einem Luftbild aus dem Jahre 1965 (Abb. 3). Daraus geht hervor, daß die Ausbreitung der Barrancas sehr unterschiedlich während der vergangenen 100 Jahre abgelaufen ist, worauf auch die punkthaften Messungen an einzelnen Barrancas in den Jahren 1971–1975 deuteten. Viele Barrancas am Cerro de San Pablo zeigen keine Vergrößerung, andere wiederum haben sich in ihrer Länge verdoppelt oder wurden ganz neu gebildet. Während der Cerro de San Pablo 1869 fast ausschließlich als Weideland genutzt wurde, zeigen Luftbild und Geländebegehungen, daß ein Großteil der Weide in Ackerland verwandelt wurde. Große Flächen bis auf Tepetatehorizonte erodierter Barroböden umgeben heute die Barrancas. Diese flächenhafte Erosion bestand vor 100 Jahren nur in unmittelbarer Barrancanähe. Viele Beobachtungen – vor allem die Tatsache, daß die in den letzten Jahren neu angelegten Feldparzellen zu einer starken flächen- und linienhaften Erosion geführt haben – mögen darauf hinweisen, daß die flächenhafte Erosion als Folge der Beackerung anzusehen ist (vgl. Bryan-Davis 1976).

Unter besonderen Umständen können die Erosionsbeträge erschreckende Ausmaße annehmen. In der Regenzeit des Sommers 1974 führten ungewöhnlich heftige Regenfälle an

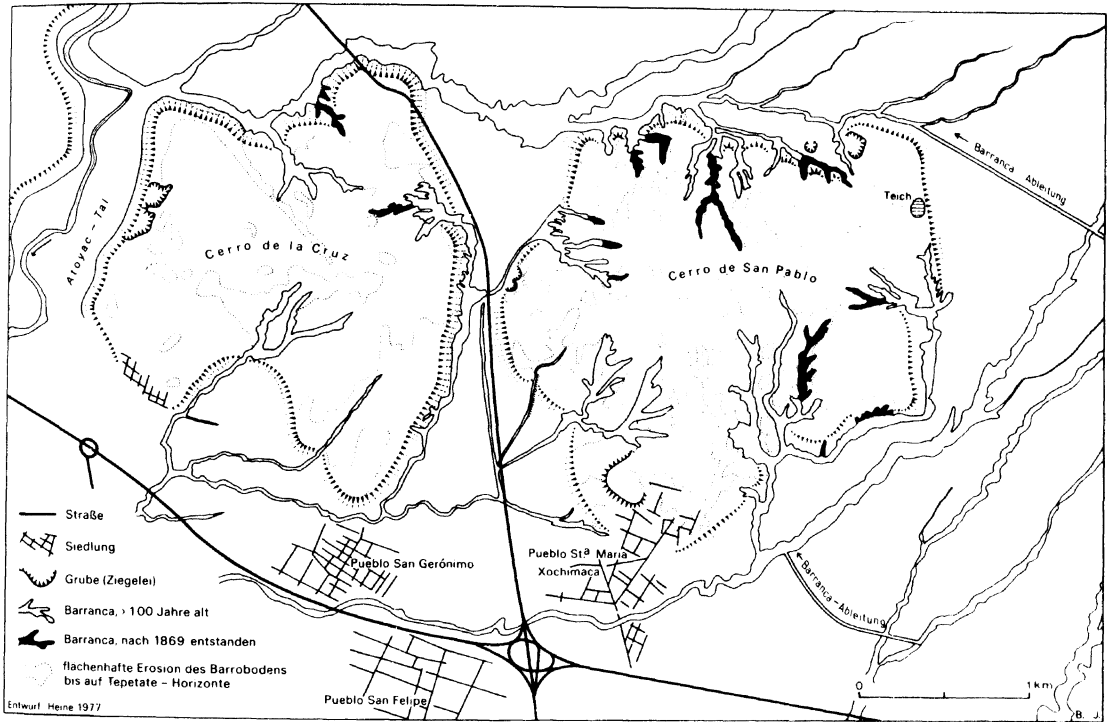


Abb. 3 Barrancabildung am Cerro de San Pablo zwischen ca. 1869 und 1965

einigen Tagen zu verheerenden Erosionsschäden. Am Pico de Orizaba bildeten sich in nur drei Tagen Barrancas bis über 350 m Länge, 5–30 m Breite und 4–10 m Tiefe infolge rückschreitender Erosion (Heine 1976 a). Erosionsvorgänge von diesem Ausmaß sind an bestimmte Geofaktoren gebunden. Die lockeren, über 10 m mächtigen Staubsedimente aus vulkanischen Aschen und Bimsen bieten im trockenen Zustand der rückschreitenden Erosion keinen Widerstand. Heftige tropische Gewittergüsse führen auf den gerodeten Hängen zu einem Oberflächenabfluß; die tiefliegende Erosionsbasis der Hänge (Barrancas pleistozänen Alters) erlaubt somit eine schnelle Schluchtbildung durch rückschreitende Erosion. Selbst das noch im Boden vorhandene Wurzelwerk der Kiefern kann die Erosion nicht verhindern. In der gleichen Zeit, in der die genannten Erosionsschäden im Rodungsland erfolgten, konnten die starken Niederschläge im Zacatonales-Gürtel wie auch im ungerodeten Kiefernwald keine sichtbare Abtragung bewirken; Ausnahmen bilden hier Erosionsrinnen entlang der Wege und in den Gräben der Erosionsverbauungen.

Drei Beispiele sollen exemplarisch die Erosions- und Akkumulationsprozesse während der letzten 3000 Jahre veranschaulichen. Die Abbildung 4 zeigt Schnitte durch eine Barranca am Westhang des Cerro de San Pablo (nördlich Puebla) während verschiedener Entwicklungsstadien.

Die unteren Hänge der Sierra Nevada sind bei Huejotzingo häufig von mehreren Metern fluvial geschichteter Aschensande und Bimslapilli bedeckt (Abb. 5), die zum größten Teil den P1-Eruptionen des Popocatepetl entstammen; die Eruptionen erfolgten um 990–1070 a AD (Miehlich 1974). Vor diesen Eruptionen muß längere Zeit Abtragungsruhe geherrscht haben,



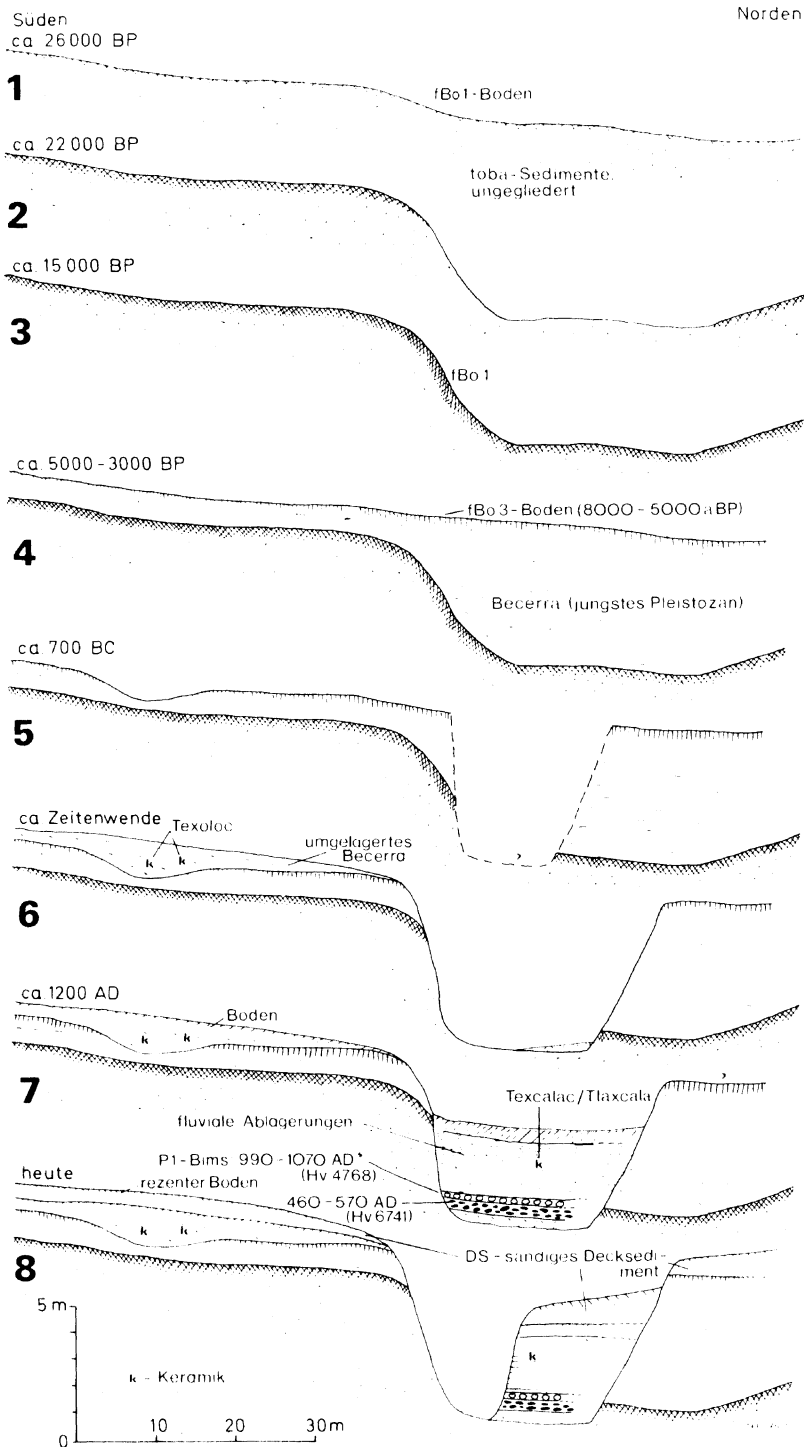


Abb. 4 Barrancaentwicklung am Westhang des Cerro de San Pablo. Jungpleistozäne Becerra-Sedimente mit holozäner Bodenbildung (5 u. 6) werden bereits in den Kulturstufen Texoloc und Tezoquipan am Oberhang abgetragen und am unteren Hang sedimentiert; mit der Abtragung erfolgt am unteren Hang die Bildung einer Barranca. Diese Vorgänge kommen etwa ab 100 a AD zum Stillstand; später (7) wird die Barranca teilweise mit Sedimenten aufgefüllt; die Verfüllung weist auf erneute Abtragung am oberen Hang während der Texcalac/Tezcuicalli-Zeit hin. Nach ca. 1200 a AD wird ein äolisches Decksediment abgelagert (8); eine erneute Barrancabildung entfernt die älteren Sedimente und vergrößert die Barrancasysteme am Cerro de San Pablo. Während der vergangenen 100 Jahre wurde die Barranca nicht wesentlich vergrößert. (Vgl. Heine 1976 b).

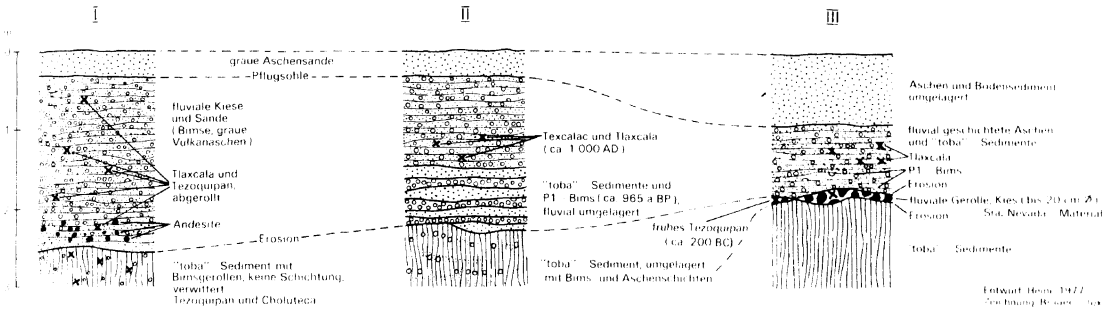


Abb. 5 Profile der unteren Hänge der Sierra Nevada bei Huejotzingo. Erläuterungen im Text

denn die umgelagerten P1-Aschen und -Bimse bedecken eine Bodenbildung. Das liegende Material wurde aufgrund der eingeschlossenen Keramikfunde in der Tezoquipan-Stufe (400 a BC–100 a AD) abgelagert. Erst über 1000 Jahre später setzt in der Texcalac/Tlaxcala-Stufe die Abtragung an den Hängen der Sierra Nevada wieder ein, was zur Sedimentation der fluvial transportierten Aschen, Lapilli und Andesitgerölle führt. Diese Sedimentation erfolgt großflächig in der Fußzone der Sierra Nevada-Hänge. Dafür sprechen auch die Ausgrabungen im Bereich der Pyramide von Cholula, die über 2000 Jahre alt ist und die etwa 15 km südöstlich der genannten Profile liegt. Dort wurden von insgesamt 6 m vorwiegend fluvial geschichteten Sedimenten rund 1,5 m vor über 800 a AD (Cholula-Kulturstufen), 3,5 m in

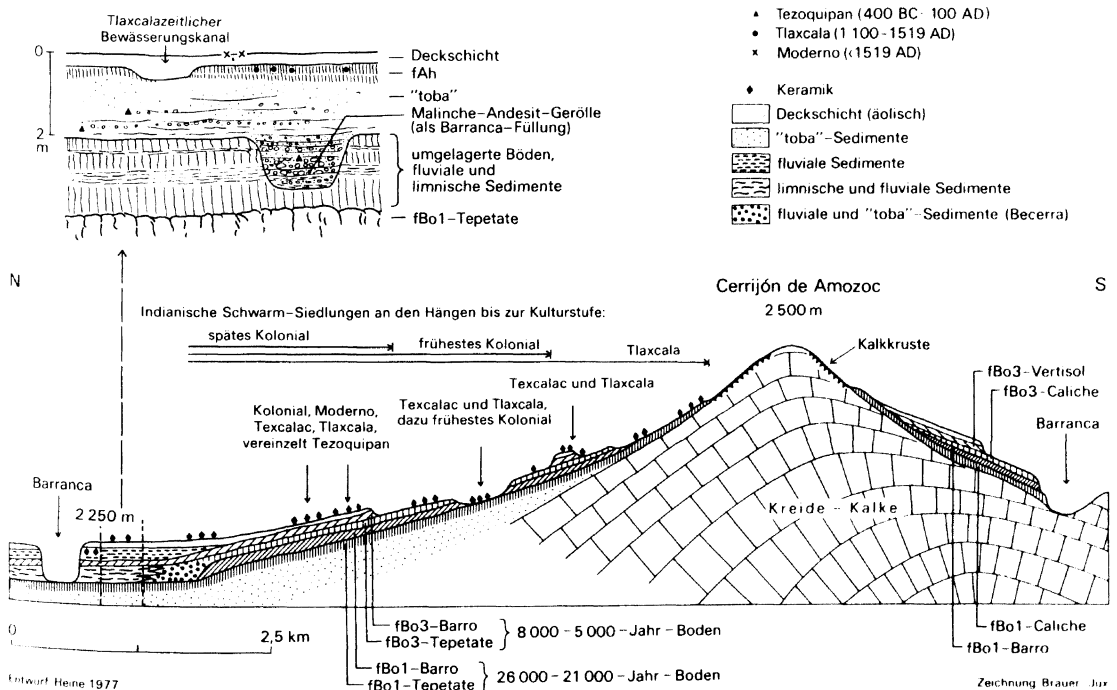


Abb. 6 Schematischer Schnitt durch den Cerrijón de Amozoc östlich Puebla. Erläuterungen im Text

der Zeit zwischen ca. 800 und 1500 a AD (Choluteca I–III) und weitere 1 m Sedimente nach der Conquista abgelagert (Marquina 1970).

Das dritte Profil (Abb. 6) zeigt einen Schnitt durch die Niederungen beiderseits des Cerrijón de Amozoc, eines kleinen Höhenzuges aus kreidezeitlichen (Maltrata-Formation) Kalkgesteinen (ca. 20 km östlich von Puebla). Die Bergflanken sind im Gipfelbereich vollends von den pleistozänen Decksedimenten entblößt. Am Mittelhang beginnen auf der Nordseite harte Tepetatekrusten (fBo1-Boden mit einem Alter von 26 000–21 000 a BP), die aus „toba“-Sedimenten hervorgegangen sind; auf der Südseite entsprechen diesen fBo1-Tepetatehorizonten die fBo1-Calichekrusten, die ebenfalls aus „toba“-Sedimenten hervorgegangen sind, die jedoch infolge starker Infiltration mit Grundwasser, das große Anteile gelösten Kalkes mitführte, sehr kalkhaltig sind. Die Calichehorizonte entwickelten sich – ähnlich wie die Tepetatebänke – infolge Auswaschung des Oberbodens und Anreicherung (in diesem Fall von  $\text{CaCO}_3$ ) im Unterboden. fBo1-Caliche- und fBo1-Tepetatehorizonte sind unter gleichen Klimabedingungen entstanden und auch als gleichalt anzusehen. Am unteren Hang sind Reste der Becerra-Schichten mit den entsprechenden holozänen (fBo3, ca. 8000–5000 a BP) Bodenbildungen erhalten. Ein äolisches Decksediment wurde an den Hängen nur dort von der Abtragung bewahrt, wo Siedlungsreste (größere Steinhaufen von Gebäudefundamenten) Schutz vor der Abspülung boten. Am unteren Hang und besonders in der Niederung von Tepeaca/Amozoc sind die Decksedimente überall verbreitet. Aus dem Profil (Abb. 6) geht hervor, daß den Becerra-Sedimenten des Hanges limnische Ablagerungen in der Niederung entsprechen, was auf feuchte Klimaverhältnisse schließen läßt. Nach der holozänen fBo3-Bodenbildung herrscht Abtragungsruhe. In der Tezoquipan-Zeit lassen sich Verfüllungen von Barrancas belegen, die kurz zuvor eingeschnitten wurden. Die sedimentologischen Befunde deuten auf starke Wasserführung der Barrancas hin, denn große Gerölle vom Malinche-Vulkan füllen bei Tepeaca die über 2000 Jahre alten Schluchten aus. In der Tezoquipan-Zeit bildeten sich neben den Barrancas auch limnische Sedimente, was auf kleinere Seen im Bereich der Niederung hinweist. Von den Hängen des Cerrijón de Amozoc gelangen zu dieser Zeit keine Gerölle in die Niederung, d. h. hier findet keine wesentliche Abtragung statt. Eine zweite Phase verstärkter Abtragung – dieses Mal jedoch werden sandig-schluffige Böden, zumeist  $A_h$ -Horizonte, abgetragen und in der Niederung abgelagert – läßt sich für die Tlaxcala-Stufe (1100–1519 a AD) nachweisen. In dieser Zeit werden vermutlich auch die heute von jüngeren Sedimenten bedeckten Bewässerungsgräben in der Niederung angelegt. Während der Tlaxcala-Stufe müssen auch die Erosionsbeträge an den Hängen des Cerrijón de Amozoc beträchtlich gewesen sein, denn es finden sich an den heute stark erodierten Hängen nur Siedlungsreste, die vor der Conquista bestanden haben. Lediglich am unteren Hang konnte ich auch Siedlungsspuren (bzw. Keramik) aus der Kolonialzeit finden.

Die drei genannten Profile (Abb. 4, 5, 6) sind Beispiele für geomorphodynamische Prozesse in Raum und Zeit im zentralmexikanischen Hochland, einer Morphodynamik, die sich in einer Vielzahl von Beobachtungen erkennen läßt.

### 2.5. Äolische Erosion und Akkumulation

Äolische Abtragung und Akkumulation feinsandig-schluffiger Sedimente sind für das mexikanische Hochland für das Pleistozän nachgewiesen; es handelt sich meistens um äolisch umgelagerte Aschen und Bimse, wie die Korrelierung der lößartigen Ablagerungen mit den vulkanischen Förderprodukten zeigt (Heine u. Schönhals 1973). Die Datierung der fossilen Böden auf den jüngsten „toba“-Sedimenten in das postglaziale Klimaoptimum

zeigt, daß an der Umlagerung der lößartigen Sedimente der Mensch keinen direkten Einfluß hatte.

In der Gegenwart finden äolische Abtragung und Akkumulation vorwiegend am Ende der Trockenzeit statt, wenn die Felder für die Aussaat vorbereitet werden, wenn der Boden selbst aber noch ausgetrocknet ist. Besonders anfällig für die Windausblasung sind tonarme, daher nicht krümelig verbackene Böden in den Becken sowie an den Vulkanhängen oberhalb 2500 m Höhe. Messungen über die Beträge der äolischen Erosion und Akkumulation gibt es bisher nicht.

Von besonderer Bedeutung für die Beurteilung der äolischen Umlagerungsprozesse scheint die sog. Deckschicht zu sein, ein äolisches Sediment, das in weiten Bereichen die intensiver ausgebildeten Böden überlagert (Abb. 1) (Schönhals u. Aeppli 1975). Die Bodenkartierungen (Schönhals u. Aeppli 1975) wie auch die geomorphologischen Untersuchungen ergaben, daß die Deckschicht im NE des Beckens am feinkörnigsten und am geringmächtigsten ist; Dicke und Korngröße nehmen nach SW in Richtung Popocatepetl zu. Von Schönhals u. Aeppli (1975) wird die Deckschicht als äolische Ablagerung angesehen, die wahrscheinlich eine Folge der bei der fortschreitenden Waldrodung verstärkt einsetzenden Winderosion ist. Die eigenen Beobachtungen ergaben weitere Anhaltspunkte zur Genese der Deckschicht. Einerseits ist ihr Alter in der Regel jünger als die Texcalac-Stufe, d. h. die äolischen Umlagerungen erfolgten nach ca. 1000 a AD. Wäre allein die fortschreitende Siedlungsausbreitung für die Deckschichtbildung verantwortlich, so müßte diese auch schon vor über 1000 a AD gebildet worden sein. Andererseits deutet die abnehmende Mächtigkeit und die abnehmende Korngröße des Materials von SW nach NE auf einen direkten Zusammenhang mit der Popocatepetl-Eruptionsfolge der P1-Bimse und -Aschen, die um 1000 a AD erfolgte. Es ist daher sehr wahrscheinlich, daß die Deckschicht aus diesen Förderprodukten durch Ausblasung hervorging.

Die Deckschicht gibt überall dort, wo sie erodierten Böden auflagert, Hinweise über den Grad der Bodenerosion vor 1000–1200 a AD. Aus Abbildung 1 ist zu entnehmen, welche Gebiete bereits vor der Tlaxcala-Zeit stark erodiert waren.

### *3. Mensch und geomorphodynamische Prozesse*

Aus der Fülle der Einzelbeobachtungen ergibt sich die schematische Darstellung der Erosion i. w. S. in Raum und Zeit für das Arbeitsgebiet (Abb. 7). Aus der Zusammenschau resultieren mehrere Fragen: (1) Wurden die geomorphodynamischen Prozesse während der letzten 3000 Jahre klimatisch gesteuert? (2) Sind die Erosions- und Akkumulationsvorgänge anthropogen bedingt? (3) Kommen sowohl Klimaänderungen als auch anthropogene Einflüsse für die morphodynamischen Prozesse in Betracht?

Feuchtere Klimaabschnitte im Vergleich zu heute sind aufgrund zahlreicher – vorwiegend glazial- und periglazialmorphologischer – Befunde für die Zeitabschnitte zwischen ca. 1300 a BC bis ca. 100 a AD und ab etwa 1100 bis 1890 a AD belegt. Vermehrte und/oder stärker akzentuierte Niederschläge vermögen aber nicht unter natürlichen Vegetationsverhältnissen größere Erosionsleistungen zu vollbringen, abgesehen von der Tal-Barranca- und Schwemmfächerbildung an den Hängen großer Vulkane und von Mur-Bildungen, Rutschungen und Bodenfließen in der „periglazialen“ Stufe der Gebirge. So zeigt auch die Abb. 7, daß die Erosion nicht mit den feuchteren Klimaabschnitten unmittelbar einsetzt, sondern erst, nachdem der Mensch das Kulturland und die Siedlungen wesentlich ausgeweitet hatte (von 66 Siedlungen in der Tlatempa-Stufe auf 186 in der Texoloc-Stufe). Wie die Mechanik der Erosionsvorgänge zeigt, ist Erosion nur möglich, wenn zuvor das natürliche Vegeta-

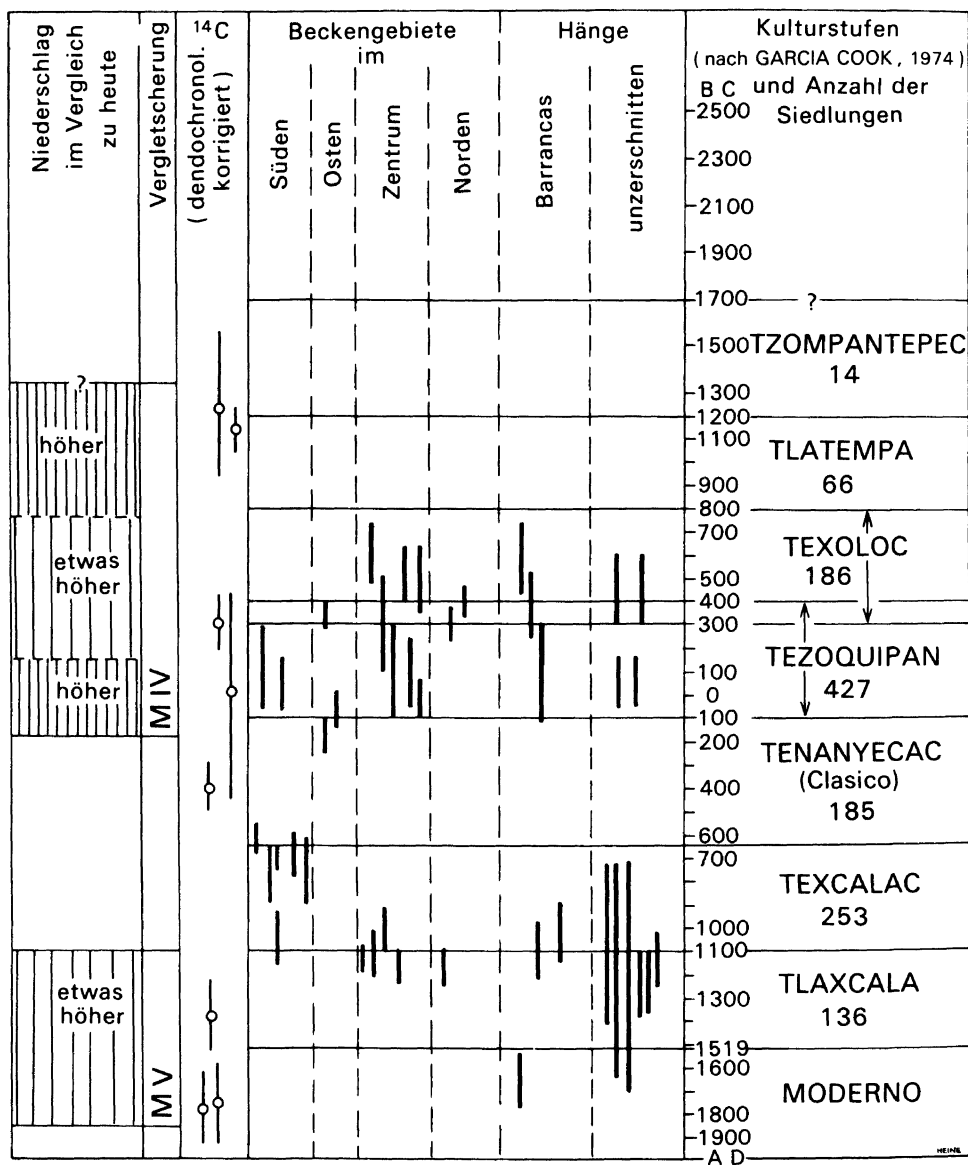


Abb. 7 Schematische Darstellung der Erosion i. w. S. in Raum und Zeit. Die Anzahl der Siedlungen (rechte Spalte) bezieht sich auf den Nordteil des Beckens von Puebla/Tezcuicalli (archäologisches Projekt von García Cook). Die fetten senkrechten Linien kennzeichnen archäologisch datierte Sedimente, die als korrelierte Ablagerungen von Erosionsvorgängen anzusehen sind. Erläuterungen im Text.

tionskleid großflächig entfernt worden ist, was im zentralmexikanischen Hochland vor über 2500 Jahren geschehen ist (Vielleicht war die Siedlungsausweitung erst möglich, als die klimatischen Gegebenheiten im semihumiden Mexiko vor über 3000 Jahren günstigere Bedingungen für den Regenfeldbau an den Hängen boten).

Die zweite Phase verstärkter Erosion, in der vor allem auch die holozänen Böden flächenhaft abgetragen wurden, setzt etwa mit der Kulturstufe Texcalac ein und dauert – wenn man von regionalen Besonderheiten absieht – bis heute an. Eine Veränderung der Niederschlagsverhältnisse koinzidiert *nicht* mit dem Beginn dieser Erosionsphase; die Niederschlagsverhältnisse ändern sich etwa um 1100 a AD. Die Gründe für die Erosion finden wir in der erneuten Siedlungs- und Kulturlandausweitung nach der Kulturstufe Tenanyecac. Vor allem scheinen jetzt auch die Hänge der Vulkan-Gebirge bis in größere Höhen (3000 m) intensiv besiedelt zu werden. Es ist hervorzuheben, daß diese Erosionsphase mit durchgreifenden Veränderungen der Sozial- und Herrschaftsstrukturen im präspanischen Mexiko zusammenfällt; der Einbruch nomadischer Völker aus dem Norden in das Gebiet der Hochkulturen beginnt zu dieser Zeit; Cholula wird von den Tolteken um 800 a AD übernommen.

Die drei aufgeworfenen Fragen lassen sich – wie wir sehen – nicht einfach beantworten. Der Mensch übt direkt Einfluß auf das geomorphodynamische Geschehen aus; das betrifft sowohl die erste Erosionsphase vor über 2500 Jahren bis kurz nach der Zeitenwende als auch die zweite Phase der Erosion, die um 700 a AD einsetzt (Vita-Finzi 1977 ermittelt die letzte Phase größerer Talverschüttungen für die Zeit zwischen 500 und 1700 a AD im zentralmexikanischen Hochland). Klimaveränderungen können die Umlagerungsprozesse fördern und/oder hemmen. Mensch *und* Natur bestimmten und bestimmen also das geomorphodynamische Geschehen im zentralmexikanischen Hochland seit mehreren Jahrtausenden bis auf den heutigen Tag.

#### 4. Ausblick

Die Aktivitäten des Menschen haben in der Landschaft des mexikanischen Hochlandes den Naturhaushalt nachhaltig gefährdet. Die Erosion spielt dabei eine zentrale Rolle. Die starke Sandführung der Flüsse und Barrancas im Becken von Puebla/Tlaxcala führt z. Z. zu einer schnellen Versandung des Valsequillo-Staudammes, der große Bewässerungsprojekte ermöglicht. Als besonders erosionsgefährdet werden die Malinche-Vulkanhänge angesehen. Das hat 1961 zur Gründung der Malinche-Kommission geführt. Seit 1962 werden Arbeiten zur Erosionsverhütung ausgeführt. Um den Oberflächenabfluß des Wassers an den Vulkanhängen und die Hochwasserbildung zu verringern oder zu unterbinden, wurden an den Hängen Horizontalgräben gezogen und in den Barrancas Querriegel errichtet (vgl. Tichy 1966).

Leider sind die Anstrengungen der Malinche-Kommission ohne Kenntnisse der geomorphodynamischen Prozesse ausgeführt worden. Die Horizontalgräben fangen bei normalen Starkregen kein Wasser auf, denn dieses versickert schnell in den lockeren vulkanischen Aschenböden der Malinchehänge. Bei außergewöhnlichen Starkregen jedoch füllen sich die Gräben und laufen über; eine Kanalisierung des abfließenden Wassers ist die Folge; das wiederum führt sofort zum Aufreißen von Rinnen und Barrancas, oft schon nach wenigen Stunden. Anstatt die Erosion zu verhüten, wird durch die Anlage der Gräben die Barrancabildung gefördert. Ein weiterer unerwünschter, bisher überhaupt nicht erkannter Effekt der Horizontalgräben sind die Prozesse der Rasenabschälung, die von den Gräben ausgehend die Vegetation oberhalb der Waldgrenze auflösen. Die lockeren Aschen können dann vom Wind und vom Wasser schnell fortgetragen werden. Der beste Schutz an den Malinchehängen sind in Höhen zwischen 3000 und 4000 m Wälder, darüber die Zacatonalesfluren – und nicht die Erosionsgräben!

Ebenfalls ohne Verständnis für die Morphodynamik wurden die Querriegel in den (Tal-) Barrancas errichtet. Die Steinmauern von oft mehreren Metern Höhe bilden keine Abfluß-

regulierung, da sie nach einer Regenzeit bereits völlig versandet sind. Unterhalb der Steinmauern erfolgt Einschneiden der Barrancas, da infolge verminderter Sedimentlast die Erosionskraft der abfließenden Wasser verstärkt wird. Das Wasserspeichungsvermögen in den Sandmassen oberhalb der Querriegel ist gering, da die Barrancas ein großes Gefälle aufweisen und eng sind und somit nur volumenmäßig kleine Sandkörper gebildet werden. Ganz ohne Wirkung sind die Mauern, die die vielen engen, jedoch ebenso tiefen Seitenbarrancas bis zu einigen Metern Höhe abriegeln, denn die Erweiterung dieser Barrancas erfolgt unmittelbar an deren Anfang durch Unterhöhlung der Tepetatebänke und Nachbrechen derselben. Die Stau Mauern bewirken lediglich ein weniger tiefes Einschneiden, was aber die flächenhafte Ausdehnung der Erosion nicht verhindert (und gerade diese soll vermindert werden).

Doch nicht nur die Erosionsschutzbauten führen bei extremen Niederschlägen zur Barrancabildung, sondern auch die erosionsverhindernden Maßnahmen bei der Kultivierung der Äcker. An vielen Stellen kann beobachtet werden, daß das Konturenpflügen in lockeren Aschenböden überall dort zur Barrancabildung führt, wo die Furchen nicht exakt horizontal verlaufen, was stets in kleinen Mulden der Fall ist. Ebenso ergibt sich aus der Anlage von Feldterrassen, die fast immer etwas hangabwärts geneigt sind, die Gefahr, daß die rahmenden Erdwälle zuerst das Wasser stauen, dann aber – wenn es zum Überfließen kommt – aufreißen und das Wasser kanalisieren, wodurch eine Kettenreaktion entsteht; das in Pflugfurchen und auf Feldterrassen gesammelte Wasser kann bei Starkregen in wenigen Stunden (oder Tagen) Barrancas von über 100 m Länge bilden (Heine 1976 a). Die vielen neuen, tief eingeschnittenen Schluchten an den Vulkanhängen, an denen der Ackerbau erst seit wenigen Jahren betrieben wird, zeigen, wie sinnlos die unregelmäßige und alle Naturgegebenheiten mißachtende Landnahme ist, die kultivierbares Land für nur kurze Zeit bereitstellt und die zudem auch den für das Land lebenswichtigen Wasserhaushalt ernsthaft gefährdet (vgl. Ern 1973). Die Beispiele aus der Geschichte zeigen, wie schnell der Naturhaushalt gestört wird, und meistens sind die Schäden irreparabel. Die Gefährdung ist heute umso größer, da Mexiko bereits über 60 Mio. Einwohner zählt bei einem jährlichen Geburten-Überschuß von nahezu 40 je 1000 Einwohner.

Danksagung. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danke ich für eine großzügige finanzielle Unterstützung, die mir die Forschungen im Rahmen des Mexico-Projektes ermöglichten. Herrn Professor Dr. M. A. Geyh vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung (Hannover) danke ich für zahlreiche <sup>14</sup>C-Bestimmungen, Herrn Professor Dr. García Cook (Mexico) und seinen Mitarbeitern für die Bestimmung der Keramik und Artefakte. Schließlich gilt mein Dank vielen Mitarbeitern des Mexico-Projektes, mit denen ich so manches Problem erörtern konnte.

#### *Literatur*

- Bryan-Davis, M. C.*: Erosion rates and land-use history in southern Michigan. *Environmental Conservation*, 3, 1976, S. 139–148
- Butzer, K. W.*: Accelerated Soil Erosion: A Problem of Man-Land Relationships. In: „Perspectives on Environment“, hrsg. I. R. Manners & M. W. Mikesell, Washington D. C. 1974, S. 57–78
- Ern, H.*: Estudios de la vegetación en la parte oriental del México Central. *Comunicaciones (Mexiko-Projekt)*, 6, 1972, S. 1–6
- Ders.*: Bedeutung und Gefährdung zentralmexikanischer Gebirgsnadelwälder. *Umschau in Wiss. u. Technik*, 73, 1973, S. 85–86
- García Cook, A.*: Una secuencia cultural para Tlaxcala. *Comunicaciones (Mexiko-Projekt)*, 10, 1974, S. 5–22

- Heine, K.: Observaciones Morfológicas acerca de las Barrancas en la Región de la Cuenca de Puebla-Tlaxcala. Comunicaciones (Mexiko-Projekt), 4, 1971, S. 7–24
- Ders.: Photo der Woche – Geoökologie. Umschau in Wiss. u. Technik, 76, 1976 a, S. 202
- Ders.: Schneegrenzdepressionen, Klimaentwicklung, Bodenerosion und Mensch im zentralmexikanischen Hochland im jüngeren Pleistozän und Holozän. Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 24, 1976 b, S. 160–176
- Ders.: Zur morphologischen Bedeutung des Kammeises in der subnivalen Zone randtropischer semihumider Hochgebirge. Z. Geomorph. N. F., 21, 1977, S. 57–78
- Ders. u. Schönhals, E.: Entstehung und Alter der „toba“-Sedimente in Mexiko. Eiszeitalter u. Gegenwart, 23/24, 1973, S. 201–215
- Johnson, F.: Chronology and Irrigation. The Prehistory of the Tehuacan Valley, Bd. IV, Austin u. London 1972
- Klaus, D.: Zusammenhänge zwischen Wetterlagenhäufigkeit und Niederschlagsverteilung im zentralmexikanischen Hochland. Erdkunde, 25, 1971, S. 81–90
- Knoblich, K.: Posibilidades de poner en explotación aguas subterráneas en la cuenca de Puebla-Tlaxcala. Comunicaciones (Mexiko-Projekt), 4, 1971, S. 30–32
- Lauer, W.: Zusammenhänge zwischen Klima und Vegetation am Ostabfall der mexikanischen Meseta. Erdkunde, 27, 1973, S. 192–213
- Marquina, I. (Hrsg.): Proyecto Cholula. Serie Investigaciones (INAH), 19, Mexiko 1970
- Miehl, G.: Stratigraphie der jüngeren Pyroklastika der Sierra Nevada de México durch schwermineralanalytische und pedologische Untersuchungen. Eiszeitalter u. Gegenwart, 25, 1974, S. 107–125
- Schönhals, E. u. Aeppli, H.: Los suelos de la cuenca de Puebla-Tlaxcala. Investigaciones acerca de su formación y clasificación. Das Mexiko-Projekt der DFG, Bd. VIII, Wiesbaden 1975
- Tichy, F.: Politischer Umsturz und Kulturlandschaftswandel im Hochland von Mexiko. Heidelberger Geogr. Arb., 15, 1966, S. 99–114
- Ders.: Das Hochbecken von Puebla-Tlaxcala und seine Umgebung. Das Mexiko-Projekt der DFG, Bd. I, Wiesbaden 1968, S. 6–24
- Ders.: Ordnung und Zuordnung von Raum und Zeit im Weltbild Altamerikas. Mythos oder Wirklichkeit? Ibero-Amerikan. Archiv N. F., Jg. 2, 1976, S. 113–154
- Troll, C.: Rasenabschälung (Turf Exfoliation) als periglaziales Phänomen der subpolaren Zonen und der Hochgebirge. Z. Geomorph. N. F., Suppl. Bd. 14, 1973, S. 1–32
- Vita-Finzi, C.: Quaternary Alluvial Deposits in the Central Plateau of Mexico. Geol. Rdsch., 66, 1977, S. 99–120

#### *Diskussion zum Vortrag Heine*

*Prof. Dr. F. Tichy (Erlangen)*

Der Vortrag von Herrn Heine, dessen Arbeiten im Rahmen des Mexiko-Projektes der DFG erfolgt sind, ist ein Beispiel für die gelungene interdisziplinäre Zusammenarbeit, hier mit der Archäologie und der Bodenkunde. Herr Wegener, ein Mitarbeiter von Prof. Schönhals (Gießen) konnte durch Bodenabtragungs- und Niederschlagsmessungen die besondere Wirkung von Starkregen nach der kurzen sommerlichen regenärmeren Periode (Anfang August) zeigen, besonders durch die Planschwirkung der Regentropfen auf trockene Bodenoberflächen. Fragen möchte ich, ob nicht hier vergleichsweise günstige Verhältnisse vorlagen, weil häufig Überlagerung mit vulkanischen Aschen auf frühere Bodenzerstörungsformen ausheilend gewirkt hat? Ist nicht damit zu rechnen, daß die ehemalige Wirtschaftsweise der Mais-Bohnen-Kürbis-Trilogie auf einem Feld die Bodenzerstörung geringer hielt als das bei reinem Mais- oder Bohnenanbau der Fall ist?



*Prof. Dr. O. Fränzle (Kiel)*

Handelt es sich bei der katastrophenartig rasch erfolgenden Bildung bzw. Weiterbildung der Barrancas am Pico de Orizaba im Jahre 1974 um Abflußereignisse vom Typ des „Horton overland flow“, d. h. um Vorgänge, die dadurch ausgelöst wurden, daß die Infiltrationskapazität der Böden geringer war als die Höhe des effektiven Niederschlages?

*Dr. U. Sabelberg (Braunschweig)*

Welche Indikatoren standen zur Verfügung, um die Veränderungen der Niederschlagsmenge im Holozän zu beurteilen?

*Prof. Dr. W. Sperling (Trier)*

Die Ausführungen von Herrn Heine sind sehr wichtig für die Weiterführung der europäischen und mitteleuropäischen Forschungen. Es dürfte eine Reihe von Homologien und Konvergenzen geben, die methodisch interessant sind. Ich verweise auf fossile Erosionsformen im vulkanischen Lockermaterial des Mittelrheinischen Beckens, die bisher noch unzureichend erklärt wurden und deren Formengeneese auf diese Weise erhellt werden könnte.

*Prof. Dr. K. Heine (Bonn)*

Zu Prof. Tichy: Gerade die Aschenüberlagerungen im Arbeitsgebiet gestatten differenzierte Aussagen. Einerseits konservieren sie frühere Erosionszustände und erlauben – wenn die Eruptionsphasen chronostratigraphisch bestimmt werden können – eine Datierung der Bodenzerstörung, andererseits ermöglichen sie Vergleiche zwischen den Befunden aus einzelnen Bereichen des Arbeitsgebietes. Zweifellos wirken Aschenüberlagerungen ausheilend auf Bodenzerstörungsformen, besonders dort, wo neben primär abgelagerten Aschen und Bimsen auch umgelagerte vulkanische Lockersedimente treten (beispielsweise an den unteren Hängen der Sierra Nevada). – Die Wirtschaftsweise hat großen Einfluß auf die Bodenzerstörung; über unterschiedliche Abtragungsraten bei verschiedenen Anbaupflanzen liegen mir bisher keine Untersuchungsergebnisse vor.

Zu Prof. Fränzle: Die Infiltration der anfallenden Niederschläge war infolge oberflächennaher Austrocknung bei kultivierten Böden (Mais/Kartoffeln) geringer als unter natürlicher Vegetation (Kiefernwald und Horstgräser), wo der Oberboden noch feucht war. Nur im Bereich der Felder waren Abflußereignisse vom Typ des „Horton overland flow“ zu beobachten.

Zu Dr. Sabelberg: Die Niederschlagsveränderungen im Holozän ergeben sich aus Untersuchungen zur Glazialmorphologie, zur Palynologie (leider sind die Resultate von Ohngemach/Straka, Kiel noch nicht publiziert), zur Morphodynamik in Höhen über 3500 m NN (hier hat der Mensch wenig Einfluß ausgeübt), zur Sedimentologie der Beckensedimente (als korrelierte Bildungen zu Vorgängen an den Hängen der Vulkane), zur Verbreitung limnischer Ablagerungen in den Niederungen und zur Archäologie.

Allen Diskussionsrednern danke ich für ihre Fragen und Anregungen.

Der Vortrag von Herrn Prof. Dr. Wendelin Klaer (Mainz), „Der Einfluß von Brandrodung und Shifting Cultivation auf die natürlichen Abtragungsprozesse im tropischen Wald- und Grasland von Papua-Neuguinea“, ist zur Veröffentlichung in einer wissenschaftlichen Zeitschrift vorgesehen; von einem nochmaligen Abdruck im Verhandlungsband wird deshalb auf Vorschlag des Vortragenden abgesehen.