Schr. Naturw. Ver. Schlesw.-Holst.	Bd. 42	S. 35—46	Kiel, Juli 1972

Geomorphologische Beobachtungen im südlichen Randgebiet der Wüste Sonora (Mexiko)

Von Heinz Klug, Kiel

Zusammenfassung: Im südlichen Randgebiet der Wüste Sonora, das den tektonischen Bauplan der Basin-Range-Struktur aufweist, wurden geomorphologische Untersuchungen zur Morphodynamik und Genese des Hoch- und Flächenreliefs durchgeführt. Die klimatisch kontrollierten Formbildungsprozesse führen über Hangabtrag mit Kerbenerosion zur Rückverlegung der teilweise als Schichtstufen ausgebildeten Steilhänge und damit zur Ausdehnung der Flächenanteile des Reliefs. Die Entwicklung führt über die Auflösung der Ketten in Restberge bis zu deren Aufzehrung. Die Sockelflächen werden dann ihrerseits von Gerinnen zerschnitten und tiefergeschaltet.

Im Untersuchungsgebiet treten drei geomorphologische Flächentypen auf: Pedimente, Glacis und Schotterterrassenflächen. Bei Vorherrschaft der Bildung „lebender" Fußflächen kommt es aber auch gleichzeitig zu Flächenüberschüttung (bei starker Gefällsminderung, hohem Schuttanfall und sehr begrenztem Einzugsgebiet der Gerinne) sowie zur Flächenzerschneidung (in den Flußrandzonen der Fremdlingsflüsse mit großem Einzugsgebiet) unter denselben klimatischen Bedingungen auf engem Raum nebeneinander.

Aus den gegenseitigen Beziehungen zwischen Fußflächen und Schotterterrassen, die ihrerseits mit fossilen Strandplattformen an der Küste des Golfs von Kalifornien korrespondieren und dadurch datiert werden konnten, wurde versucht, die Entwicklung des Flächenreliefs wie folgt zu erklären: Mit der tektonischen Anlage des Ausgangsreliefs begann im Pliozän-Altpleistozän zunächst die Auffüllung der Senken bis ein gleichsinniges Gefälle zum Meer erreicht war. Im Quartär setzte in zyklischem Wechsel eine Verbreiterung der Flächen und eine sukzessive Tieferschaltung der Talsohlen durch eine Folge von klimatisch bzw. glazialeustatisch gesteuerten Vorgängen ein. Diese Prozesse umfassen in genetischer Reihenfolge: Flußakkumulation bei steigendem Meeresspiegel in der ersten Phase eines Interglazials (Interpluvials), Pedimentierung und Glacisbildung im Interglazial (Interpluvial) unter arid-semariden Klimaverhältnissen sowie Erosion und Terrassenbildung mit dem Wechsel des Klimas zu einem neuen Glazial (Pluvial) bei absinkendem Meeresspiegel. Wahrscheinlich fällt die Zeit des Hochglazials, als die Flußläufe auf den in tiefer Lage verharrenden Meeresspiegel eingestellt waren, wieder mit einer Phase der Aufschüttung zusammen. Diese hat jedoch infolge der Küstennähe des Untersuchungsgebiet keine morphologischen Zeugen hinterlassen, denn die Akkumulationskörper wurden in unmittelbarer Nähe der Erosionsbasis in der Folgezeit nicht zerschnitten, sondern von jüngeren Sedimenten bedeckt. Dieser morphologische Zyklus dürfte sich im Laufe des Quartärs mehrmals wiederholt haben, er ist jedoch infolge fehlender Kenntnis älterer Reliefglieder erst seit dem Übergang zum Sangamon (Eem) zeitlich zu fassen.

Zwischen dem Golf von Kalifornien und der Sierra Madre Occidental liegt im NW Mexikos die Wüste Sonora. Nach ihrem Reliefcharakter hat Leo Waibel (1928) diese Trockenregion als „Inselberglandschaft" bezeichnet. Der Name nimmt Bezug auf die Vielzahl einzelstehender Berge und schmaler Bergketten, die hier — meist reihenförmig angeordnet — inselartig aus schwach geneigten Ebenen emporragen (Abb. 1). Die parallel gestaffelten, von NNW nach SSE

ausgerichteten Bergzüge werden in Mexiko als „Sierren" bezeichnet, die sie trennenden breiten Längstäler oder Senken als „Valles". Der rasche räumliche Wechsel von schmalen Steil- und meist breiten Flachformen ist das tektonische Strukturmerkmal eines besonderen Relieftyps der arid-semiariden Flächenbildungszone[1]), der für die Wüste Sonora und das angrenzende nordamerikanische Trockengebiet geomorphologisch kennzeichnend ist (Basin-Range-Struktur).

Der Formenschatz dieser Region wurde in der näheren Umgebung der Hauptstadt Hermosillo erstmals im Spätjahr 1926 von Leo Waibel untersucht, der damals einen Lehrstuhl in Kiel innehatte. Über seine Forschungsergebnisse berichtete er im Sonderband der Zeitschrift der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin 1928 anläßlich deren Hundertjahrfeier.

Der Verfasser des vorliegenden Beitrags hatte während der Wahrnehmung einer Gastprofessur in Mexiko-City im November 1966 Gelegenheit, das südliche Randgebiet der Wüste Sonora zu besuchen und mit freundlicher Unterstützung durch die Universität Hermosillo einige Feldforschungen zur Frage der Reliefentwicklung, insbesondere der Flächenbildung, durchzuführen[2]). Damit konnte nicht nur an die Kieler Tradition der Arbeiten Waibels — sie ergänzend und weiterführend — angeknüpft, sondern auch ein kleiner Beitrag zu einem gegenwärtig lebhaft diskutierten Problemkreis der geomorphologischen Forschung erbracht werden.

Der untersuchte Raum liegt im Umkreis des Koordinatenkreuzes 28°30′ nördlicher Breite und 110°30′ westlicher Länge, das ist etwa 80 km SE der Hauptstadt Hermosillo und annähernd gleich weit in NE-Richtung von der Hafenstadt Guaymas entfernt. Dieses südliche Randgebiet der mexikanischen Küstenwüste wird von zwei intermittierenden Flüssen, Río Sonora und Río Mátape durchzogen, die von der Sierra Madre Occidental ihren Lauf nach SW zum Golf von Kalifornien nehmen. Beiderseits dieser Wasserläufe breitet sich ein Netz dendritisch verzweigter Gerinnebetten aus, die durch regionale Wasserscheiden in einzelne Abflußsysteme gegliedert werden (Abb. 2). Beim Flug von Culiacan nach Hermosillo (etwa 520 km) wurde dieser Raum (vgl. Nebenkarte in Abb. 1) während der letzten hundert Kilometer überflogen. Die Rückreise ermöglichte noch einmal einen Überblick aus der Luft.

1. Physisch-geographische Grundlagen der Morphodynamik

Klimatische Verhältnisse, hydrographische Gegebenheiten und vegetationsgeographische Bedingungen bilden wichtige Grundlagen der Morphodynamik.

Das Klima der Region ist trocken und warm (vgl. Klimadiagramme für Guaymas und Hermosillo in Ives 1959, S. 163 und 167). Die Niederschläge, die in der Regel als temporäre Sturzregen zwischen Anfang Juni und Ende September fallen, liegen im Jahresmittel unter 400 mm. Hermosillo (237 m NN) erhält eine mittlere Niederschlagsmenge von 320 mm/Jahr, Guaymas (8 m NN) von 283 mm/Jahr. Für den Ablauf der morphodynamischen Prozesse ist von besonderer Bedeutung, daß die Unterschiede der Niederschlagsmengen auf kleine Entfernungen oft beträchtlich, und auch die jährlichen Schwankungen der Niederschlagsbeträge mit über 30% (Guaymas 35%) sehr groß sind. Von 1949 bis 1954 fiel im Staat Sonora überhaupt kein Regen (Gierloff-Emden 1970, S. 85). Für das engere Untersuchungsgebiet sind diese morphodynamisch höchst effektiven Klima- und

Witterungsparameter durch das Fehlen eines hinreichend dichten Meßnetzes quantitativ jeodch nicht zu erfassen.

Landeinwärts nehmen die Niederschlagsmengen im Gebirge mit größerer Höhe auf 500 bis 1000 mm zu. Die Flüsse Sonora und Mátape, die dort ihr Haupteinzugsgebiet haben, führen infolgedessen oft monatelang Wasser und erreichen gelegentlich auch das Meer. Waibel (1928, S. 74) weist zurecht darauf hin, daß diese Tatsache morphologisch von größter Bedeutung ist.

Neben geringem Regenfall kennzeichnen hohe Lufttemperaturen das Klima des Untersuchungsgebietes. Die Sommertemperaturen steigen zeitweise auf fast 50 °C an. Extremtemperaturen von mehr als 43 °C sind im Juli und August durchaus üblich. Wenn dagegen im Winter Kaltluft aus Norden kommt, kann nachts Bodenfrost auftreten. Als höchste und niedrigste Lufttemperaturen wurden in Guaymas im Jahresmittel (mehrjähriger Durchschnitt) 41,5 °C und 8,5 °C gemessen (vgl. Meigs 1966 und Tamayo 1949).

Neben den jahreszeitlichen Unterschieden sind auch die tageszeitlichen Amplituden der Temperaturschwankungen beträchtlich. Dem Klima entsprechend ist das Ausmaß der physikalischen Verwitterung groß, das der chemischen äußerst gering und Bodenbildung nur in Ansätzen festzustellen.

Ein klimamorphologisch wichtiger Faktor ist im Untersuchungsgebiet auch der Wind. Zwar ist nach Waibel (1928, S. 76) seine Erosionsleistung unbedeutend, aber von zweifellos nachhaltiger Wirkung ist sein Einfluß auf das Feuchtigkeitsregime der gesamten Region. Aus Abb. 3 ist der enge Zusammenhang zwischen Windgeschwindigkeit und relativer Feuchtigkeit im Tagesablauf ersichtlich. Da in dieser Küstenregion des Südrandes der Sonora-Wüste die Windgeschwindigkeit im Ablauf des Tages bis gegen 18 Uhr zunimmt, aber auch die Luft- und vor allem die Bodentemperaturen am Nachmittag ihre höchsten Werte erreichen, sinkt dementsprechend in diesem Zeitabschnitt die relative Feuchtigkeit bis unter 20% ab. Weist das Untersuchungsgebiet auch nicht die Klimakennzeichen extremer Adridität auf, so werden aber zweifellos im Tagesgang zeitweise solche Verhältnisse erreicht.

Die starke Abnahme der Feuchtigkeit führt zu einer beträchtlichen Austrocknung des Bodens. Dieser nach Dauer und Tiefe hohe Grad der Bodentrockenheit bildet in einem Wüstengebiet, wie vor allem Mensching (1970b, S. 38) herausgestellt hat, ein sich morphodynamisch besonders auswirkender Faktor: „Das Porenvolumen wird durch Luft aufgefüllt, so daß ein Boden-Luftpolster (Luftkissen) entsteht, das bei kurzfristigen und konzentriert fallenden Niederschlägen, . . ., diese gar nicht oder nur geringfügig eindringen läßt." Dieser Sachverhalt hat einen verstärkten Oberflächenabfluß vor allem auf dem Flächenrelief zu Folge.

Das in den Gerinnebetten abfließende Wasser versickert und verdunstet jedoch sehr schnell, so daß die kleineren Wasserläufe nur gelegentlich die Hauptvorfluter erreichen. Im Regelfall lösen sie sich in anastomosierenden Trockenbetten auf oder enden unter Aufschüttung kleinflächiger Binnenfächer. Dasselbe trifft häufig, natürlich besonders in trockenen Jahren oder gar Jahresfolgen, auch für Río Sonora und (teilweise) Río Mátape zu. In den topographischen, Karten (vgl. Abb. 2) sind die Gerinnebetten der großen Wasserläufe (Sonora, Mátape) deshalb nicht bis zur Küstenlinie durchgeführt.

Dem semiariden Klima entspricht das natürliche Pflanzenkleid in Verbreitun und Artenzusammensetzung. Vor allem Mesquite, Agave und Kakteen bilde die schütteren Bestände der charakteristischen Sukkulenten-Dornstrauch-Gesellschaft. Stärkere Vegetationsbedeckung ist fast ausschließlich auf die Gerinnebetten und Bergfußregionen beschränkt. Sie zeigt damit eine deutliche Bindung an die Wasserabflußbahnen. Dies trifft vor allem für die sehr flach wurzelnden Kakteen zu, die—sobald die oberen Bodenschichten befeuchtet werden — innerhalb kurzer Zeit feine Saugwurzeln ausbilden und ihre Wasserspeicher auffüllen (WALTER 1970, S. 114). Die weiten, trockenen Flächen bieten in der Regel nur dem Kreosotbusch (*Larrea divaricata*) ein Fortkommen, der ein besonders dürreresistenter ökologischer Typ ist. In ihrem schütteren Bestand bildet die Vegetation kein wesentliches Hemmnis für die Abtragung.

2. Geologische Voraussetzungen der Reliefentwicklung

Am geologischen Aufbau des Untersuchungsgebietes sind folgende Gesteinsserien beteiligt (PESQUERA VELAZQUEZ und CARBONELL CORDOBA 1960):

1. Jungtertiäre Vulkanite, vorwiegend andesitische Laven und Agglomerate, zusammengefaßt als „Formación Baucarit". Verwandte alttertiäre vulkanische Bildungen werden nach einem gleichnamigen Bergrücken im Raum San Marcial (vgl. Abb. 5) örtlich als „Formación Lista Blanca" benannt.
2. Metamorphe Gesteinsserien der „Formación San Marcial", Laven und Pyroklastika kretazischen Alters.
3. Quarzite und harte Konglomerate mit zwischengeschalteten weicheren Sedimentschichten. Diese „Formación Barranca" wird an die Wende zwischen Trias und Jura gestellt.
4. Paläozoische Quarzite, Marmore und Kalke.
5. Granitintrusionen früh- bis mitteltertiären Alters. Diese Intrusiva bilden entweder — wie im Bereich des Río Mátape NE San Marcial (vgl. Abb. 5, Profil) als Batholithen das Liegende der anderen Gesteinsserien, oder sie treten als kuppige Erhebungen auf. Mehrere Einzelberge im Gebiet SE Hermosillo sind solche Granitkuppen.

Die Anlage des Reliefs ist im südlichen Randsaum der Wüste Sonora — wie in der gesamten Basin-Range-Region — tektonisch bestimmt. Im Pliozän wirksame und in das Altpleistozän hineinreichende tektonische Bewegungen (WAIBEL 1928, PESQUERA VELAZQUEZ und CARBONELL CORDOBA 1960) schufen einen Schollenbau aus Horsten und Gräben. Damit war die Möglichkeit zur Entstehung erster ausgedehnter Fußebenen („Initialflächen" nach MENSCHING 1968) gegeben. „Die Senken wurden mit Schutt ausgefüllt und in Ebenen verwandelt. Im Niveau dieser Schuttebenen wurden meist schmale Felsebenen in die Hochschollen hineingearbeitet, wobei letztere an Höhe und Umfang starke Einbuße erlitten" (WAIBEL 1928, S. 78). Die Verwerfungslinien fallen infolgedessen meist nicht mit den Grenzen der orographischen Einheiten zusammen.

Die pliozäne Tektonik gab die morphodynamischen Impulse für die Entwicklung der Landformen. Die reliefbildenden Prozesse selbst waren jedoch rein exogener Natur. Sie vollzogen sich in Abhängigkeit von den klimatischen Gegebenheiten im Verlauf des Quartärs.

3. Beobachtungen zur Morphogenese

3. 1. Hochrelief

Abgesehen von den Granitkuppen sind die meisten Berge des Untersuchungsgebietes Horstschollen. Die herausgehobenen Blöcke sind in vielen Fällen gekippt. Die tektonischen Achsen liegen in der Hauptsache NNW—SSE, jedoch erfolgte die Kippung nicht in einheitlicher Richtung. So liegen auf engstem Raum oft nach W und E keilschollenartig schiefgesetllte Blöcke als langgestreckte Bergzüge nebeneinander (vgl. Abb. 5, Metamorphite NW San Marcial).

Die einzelnen Gesteinsserien sind von unterschiedlicher Resistenz gegenüber der Abtragung und zeigen unterschiedliche Aufbereitungsfähigkeit. Sofern sie Schichtpakete bilden, haben die durch kurze Quertäler isolierten Bergzüge dementsprechend das morphologische Formenbild von Schichtstufen. Als stirnbildende Deckschichten treten in der Regel die harten Konglomerate und Quarzite im Hangenden der weicheren metamorphen Gesteine auf. Reste jungvulkanischer Decken, die meist fast waagerecht liegen, bilden dagegen Tafelberge (z. B. Mesa da la Sanguijuela, Abb. 5).

Die Geländeuntersuchungen zur Morphodynamik im Bereich des Hochreliefs waren im wesentlichen auf zwei Punkte ausgerichtet. Sie galten

1. den morphologischen Formen und den Abtragungsvorgängen auf den verschiedenen Seiten der asymmetrischen Bergzüge und
2. der Anordnung des Gewässernetzes und seinem Einfluß auf die Formenentwicklung.

Zu diesen beiden Punkten wurde folgendes festgestellt: Die Steilhänge der Bergzüge werden durch die in sich treppenartig gegliederten Stufenstirnen gebildet. Hangabwärts gehen sie in Schuttschleppen über, die am Rand des Berglandes vorwiegend aus grobblockigem Material in kennzeichnender Mischung aus eckigen und kantengerundeten Geschieben bestehen. Dieser Grobschutt erreicht aber nicht die weitere Fußfläche (s. u.).

Die rückwärtigen Berghänge werden durch die Dachfläche einer harten Gesteinsschicht gebildet. Im untersten Hangabschnitt kann die Hangoberfläche die Gesteinsschicht in stumpfem Winkel schneiden, so daß eine Hangverteilung zu einer vorgelagerten Fußfläche eintritt.

Der Verlauf der Stufen ist — im Gegensatz zu den wenig gegliederten Rückhängen — selbst auf kleinstem Raum nicht glatt, sondern stark gelappt: Stirntälchen — sie folgen häufig den Kluftsystemen — zerlegen den Abfall in Buchten und vorspringenden Bastionen. Die Abtrennung von Zeugenbergen konnte in allen Phasen der Entwicklung beobachtet werden (vgl. die kleinen Auslieger vor dem Schichtstufenberg Burras in Abb. 4). Kerbenerosion kennzeichnet die Abtragung an den Stufenrändern. Der den Einbuchtungen zugeführte Schutt wird hangab rasch zerkleinert und bei Verminderung des Gefälles am Fuß der Stufe akkumuliert. In seiner Weiterbewegung wirkt er flächenhaft erodierend ohne aber der primäre Faktor bei der Flächenbildung zu sein.

Die größeren Abtragungsfurchen (Kerbtäler) setzen sich in Gerinnebetten fort, die das flache Vorland in dichtem Netz überziehen. Abschwemmung und Rinnenerosion sind während der sommerlichen Sturzregen als morphodynamische Vorgänge sehr intensiv wirksam. Durch die Stoßkraft dieser, auf die lokale Erosions-

basis eingestellten Gerinne können in Abhängigkeit von der Größe ihres Einzugsgebietes „subsequente" Wasserläufe in den Längstälern von der Stirnseite der Bergzüge weggedrängt werden, sogar so weit, daß sie die gegenseitigen Hänge unterschneiden.

Die asymmetrischen Bergzüge unterliegen also auf der Stirn- und Dachflächenseite unterschiedlichen Abtragungsvorgängen: Kerbenerosion führt an der Stufenstirn bei engständigen Buchten und Bastionen zu einer Rückverlegung des steil bleibenden, aber niedriger werdenden Hanges. Die Abtragungsprozesse am Steilrelief (Kerbenerosion, Hangverwitterung mit Flächenabtrag) führen zu dessen Einsockelung[3]) und damit zur Ausdehnung der Flächenanteile des Reliefs. Die wenig gegliederten Dachflächenhänge der Pultschollen sind gegenüber der Abtragung meist solange von ziemlich großer Resistenz bis sie durch die Lateralerosion eines „subsequenten" Wasserlaufes unterschnitten, damit ebenfalls zurückverlegt, im unteren Teil versteilt und eingesockelt werden. Ist dieses Entwicklungsstadium erreicht, dann setzt auch hier Kerbenerosion ein. Sie verstärkt und erhält das Steilrelief, führt damit aber zugleich auch an der Basis der Rückhänge zur Flächenbildung.

In den großen Quertälern einer Bergkette bewirkt die rückschreitende Erosion letztlich eine Auflösung der geschlossenen Erhebung. Sie wird durch tief eingeschnittene Erosionskerben in einzelne Bergzüge zerlegt. Da diese kurzen Quertäler häufig tektonischen Schwächelinien folgen, dürfte ihre Anlage durch Störungen vorgezeichnet und erleichtert gewesen sein.

Die Geländebegehungen führten zusammen mit der Überprüfung des vorliegenden Kartenmaterials zu der Erkenntnis, daß die regressive Erosion der Wasserläufe großer Quertäler — und zwar nicht nur im Schichtstufenrelief — schließlich zu einer Anzapfung des nächsten „subsequenten" Trockenflusses führt. Auf diese Weise sind die Durchbrüche großer „subsequenter" Wasserläufe bei fast rechtwinkligem Laufwechsel durch die sie begleitenden Bergketten zu erklären. Ein Beispiel dafür kann der Río Mátape sein, der bei El Tuquisón (südlich San Marcial) für ein kurzes Laufstück aus der Meridionalrichtung nach SW wechselt und in das Valle de Guaymas eintritt, das er dann wieder südwärts durchzieht (Abb. 1 und 2). Diese Entwicklung wird dadurch begünstigt, daß die allgemeine Geländeabdachung nach SW gerichtet ist.

3. 2. Flächenrelief

Im südlichen Randgebiet der Wüste Sonora treten drei geomorphologische Flächentypen auf:

1. Pedimente,
2. Glacisflächen,
3. Schotterterrassenflächen.

Die Pedimente umgeben als maximal etwa 3 km breite Felsfußebenen die mit deutlichem und weithin auffällig geradlinigem Konkavknick aus ihnen aufragenden Berge. Sie ziehen sich als „Gesimse an den Rändern der Gebirgszüge entlang" (Waibel 1928, S. 69). Die bis über 10° geneigten, mit gering mächtigen Decken von charakteristischen Grobschutt verhüllten Pedimente gehen unter Verminderung ihres Gefälles und gleichzeitiger Mächtigkeitszunahme des immer feinkörniger werdenden Schuttes in die Durchgangs-Aufschüttungsflächen der Glacis

über, die zum größten Teil nicht mehr im Bereich der tektonischen Horstschollen, sondern innerhalb der Gräben des Ausgangsreliefs liegen.

Beide Flächentypen, die Pedimente und die Glacis-Ebenen, sind auf das Niveau tiefer gelegener Flächen eingestellt: Diese werden durch die Oberflächen von Schotterterrassen, die sich längs der großen Flußläufe hinziehen, oder durch die rezente Talsohle eines solchen Trockenbettes repräsentiert. Sofern die Fußflächen auf eine Schotterterrasse auslaufen, sind sie — zumindest im proximalen Teil — zerschnitten und in ein Glacis-Terrassen-System gegliedert.

Die drei im Untersuchungsgebiet auftretenden Flächentypen sind nicht nur von unterschiedlicher Gestalt und Genese, sondern unterliegen auch voneinander abweichenden, räumlich wechselnden Tendenzen der Weiterentwicklung. Die zum Problemkreis der Flächenbildung durchgeführten Geländearbeiten zielten deshalb im wesentlichen auf die Klärung folgender Fragen ab:

1. Welche morphologische Entwicklung nehmen die Fußflächen (Pedimente und Glacis) unter den klimatisch kontrollierten Formbildungsvorgängen der Gegenwart?
2. Können aus den gegenseitigen Beziehungen zwischen Schotterterrassen und Fußflächen Aussagen über die zeitliche Entwicklung des Flächenreliefs abgeleitet werden?

Zur Beantwortung der ersten Frage ist grundsätzlich festzustellen, daß die charakteristischen Reliefformen des Untersuchungsgebietes in allen wesentlichen Zügen Zeugen des heutigen Klimas sind. Die rezente Morphodynamik führt zweifellos in weiten Teilen der Wüste Sonora zur Bildung „lebender Fußflächen", die im gebirgsnahen Teil aus Pedimenten mit dünner Schuttdecke bestehen. Die Zergliederung der reihenförmig angeordneten Bergketten in isolierte Einzelberge (Restberge) und deren weitere Auflösung bis zu einem Pediment-Scheitel-Relief (Büdel) kann an drei Sierren südlich Hermosillo (Abb. 1 und 4) in allen Phasen der Entwicklung beobachtet werden.

Der Pedimentierungsprozeß verläuft in der von Büdel (1970, S. 40ff.) herausgearbeiteten Weise. Nachdem die „Zertalungsreife" erreicht ist, greifen zunächst schmale „Pedimentspitzen" in das Hochrelief ein. Im folgenden trennen dann zunehmend breiter werdende „Pedimentgassen" die Restberge voneinander, die immer kleinflächiger und niedriger werden bis schließlich nur noch flachkonvex gewölbte Kuppen („Pedimentscheitel") zurückbleiben. Die ehemalige Lage der vollkommen eingesockelten Erhebungen ist dann nur noch durch den Verlauf der Wasserscheide gekennzeichnet.

Nach Büdel (1970, S. 43) sind Pedimente im wesentlichen Transportbahnen, nicht Abtragungshänge. Auf ihnen erfolgt der flächenhafte Ausgleich der Schuttdecke, deren Zerkleinerung und Weitertransport. Für die Bildung der Pedimente ist demzufolge ein dynamisches Gleichgewicht zwischen Schuttzufuhr und Abtransport prinzipiell eine notwendige Voraussetzung. Dieses ist überall da nicht (mehr) gegeben, wo einer dieser Vorgänge in der Wirksamkeit überwiegt.

Wird der Schuttransport auf den Fußflächen so gering, daß der Feinschutt nicht mehr in einer der Schuttproduktion entsprechenden Geschwindigkeit weiterbefördert werden kann, werden die Pedimente von unten her allmählich unter einer Schuttdecke begraben: Die Schuttdecke „transgrediert" auf die Felsfußfläche

(vgl. Weise 1970, S. 80). Schon eine Schuttmächtigkeit von mehr als 2 m auf dem Pediment dürfte dessen Weiterbildung ausschließen.

Diese Beobachtung kann im Untersuchungsgebiet dort gemacht werden, wo Pedimente und Glacis auf große Seitentäler der Valles als Abtragungsbasis eingestellt sind und beide (Fußfläche und Talsohle) ein nur sehr geringes Gefälle haben. Dabei ist festzustellen, daß sich der Böschungswinkel der einzelnen Pedimente mit deren Länge verringert (Mammerickx 1964, S. 430). Bei zu starker Gefällsminderung findet unter den herrschenden Klimaverhältnissen — zumindest teilweise — keine lineare Tiefenerosion mehr statt, vielmehr werden die flachen Talsohlen zu temporären Aufschüttungsebenen. Dieser Befund ist auf den hohen Schuttanfall bei gleichzeitig sehr begrenztem Einzugsgebiet (vgl. Werner 1972) zurückzuführen, darüber hinaus aber auch als Folge der Küstennähe des in seinen (arealmäßig überwiegenden) Flächenanteilen insgesamt äußerst gering geböschten Landes zu erklären.

Eine „regressive" Verschüttung der Pedimente kann auch in den Fällen eintreten, wo diese auf eine sehr weit vom Gebirgsrand entfernt liegenden Schotterterrasse eingestellt sind. Die vom rezenten Trockenbett ausgehende Zerschneidung hat dann die Fußfläche erst randlich erfaßt, so daß die Terrassenfläche als Abtragungsbasis fungiert.

Umgekehrt ist bei einer geringen Distanz zwischen Berglandrand und Terrassenfläche in der Regel eine Zerschneidung der Glacis bis zu den Pedimenten zu beobachten. Die Tiefe der Zerschneidung beträgt meist mehrere Meter, sie kann sogar mehr als 15 m erreichen, so daß es sich eindeutig um Talbildung handelt.

Analoge Gegebenheiten bestimmen die Morphodynamik in den mündungsferneren Talabschnitten der großen Fremdlingsflüsse Sonora und (teilweise) Mátape. Diese Wasserläufe besitzen ein sehr großes Einzugsgebiet im Hinterland der regenreichen Sierra Madre Occidental, durchfließen das Gebirge und anschließend die Flächen der Wüste Sonora in so tiefen Einschnitten, daß von ihnen keine allgemeine Flächentieferschaltung mehr ausgehen kann. In den Flußrandzonen werden die Flächen zerschnitten. Nach Mensching (1970a, S. 21) gehören solche linienhafte Erosionsformen unbedingt zur Morphodynamik der Flächenbildung.

Es zeigt sich also am Südsaum der Wüste Sonora, daß im Trockengebiet Fußflächenbildung, -überschüttung und -zerschneidung nebeneinander herlaufen können. Auch Weise (1970, S. 85) und Werner (1972) berichten von analogen Beobachtungen in anderen arid-semiariden Gebieten. In der Wüste Sonora ist der Formungsstil im wesentlichen jedoch durch die morphodynamischen Prozesse der Flächenbildung (Pedimentierung am Gebirgsrand, Glacisbildung im Vorland) gekennzeichnet.

Zur Frage der zeitlichen Entwicklung des Flächenreliefs sollen im folgenden einige Untersuchungsergebnisse über die gegenseitigen Beziehungen zwischen Schotterterrassen und Fußflächen mitgeteilt werden.

Nach den eigenen Geländebegehungen kann in Übereinstimmung mit Waibel (1928, S. 82) festgestellt werden, daß in allen größeren Flußtälern der südlichen

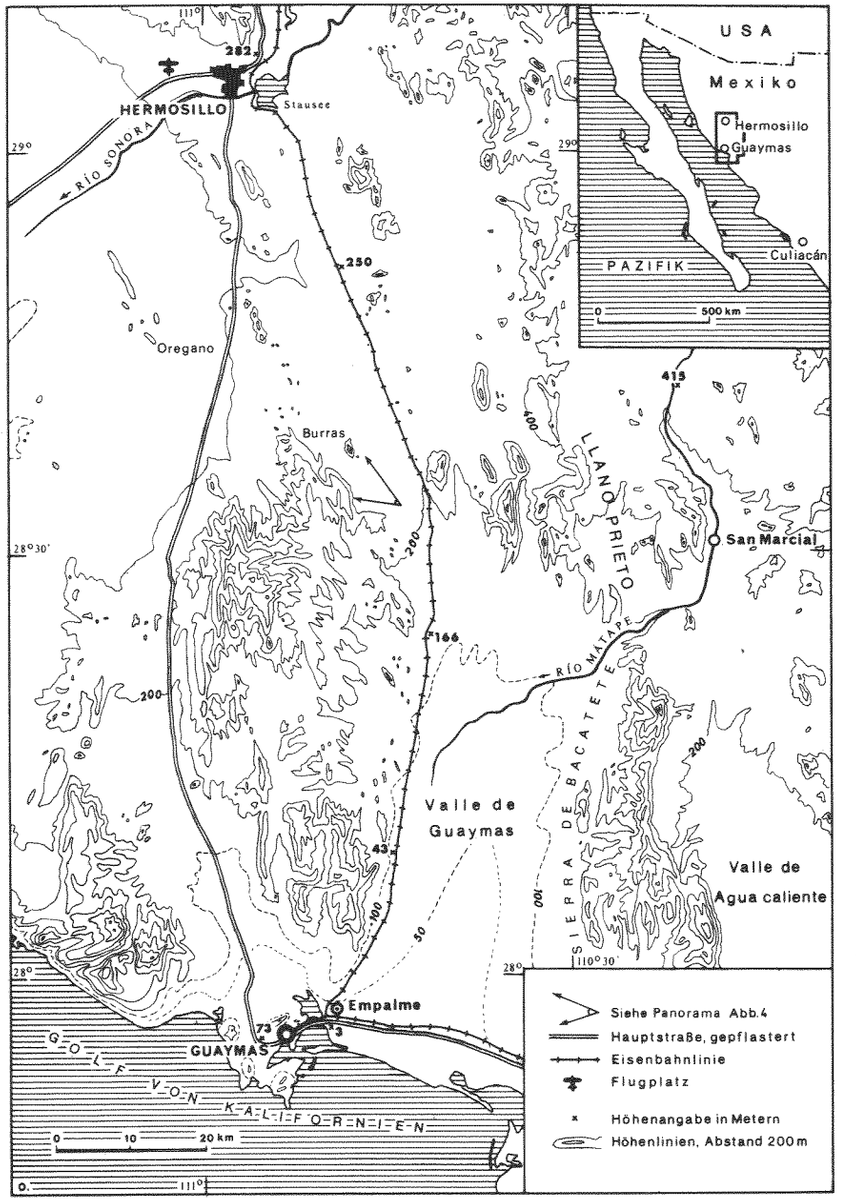

Abb. 1: Das südliche Randgebiet der Wüste Sonora.
(Nach der Topographischen Karte 1: 500000 „Estados Unidos Mexicanos", 1958, Blätter Hermosillo, Isla Tiburón und Ciudad Obregón)

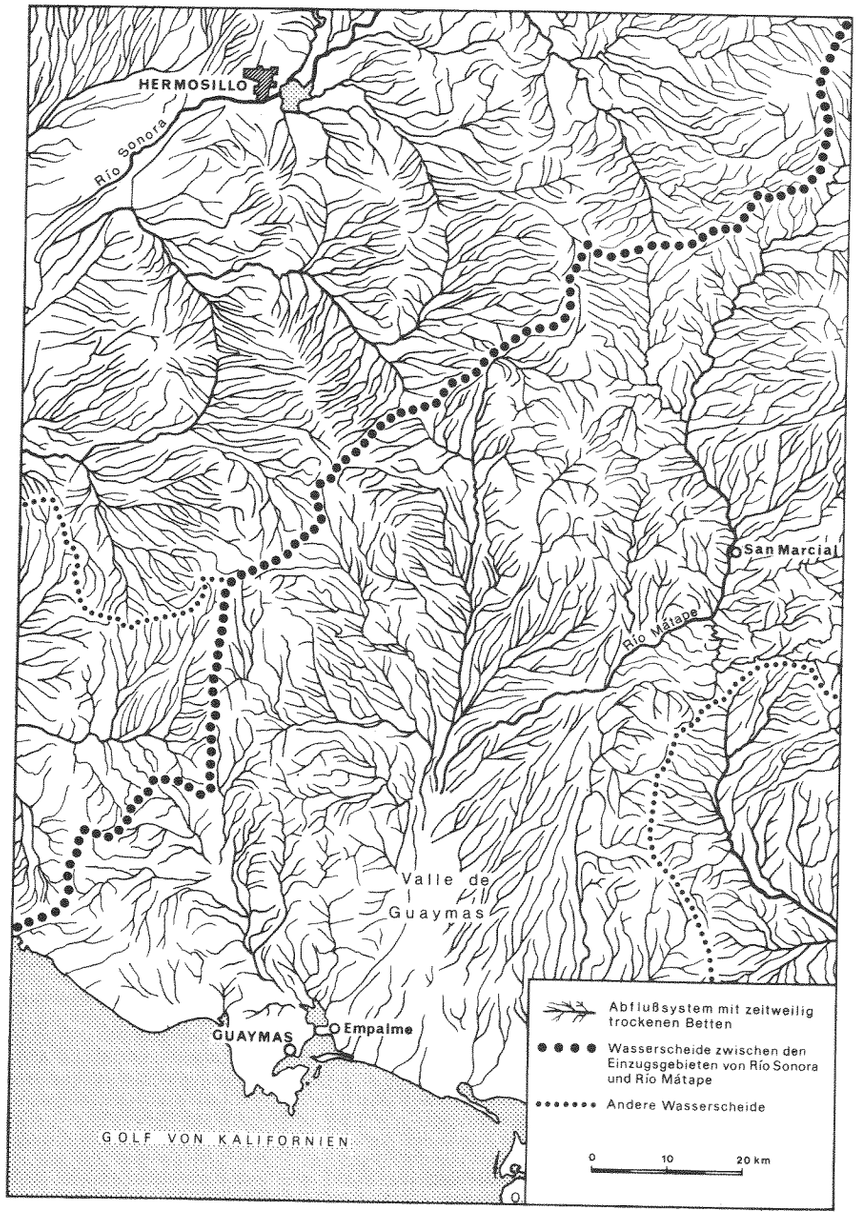

Abb. 2: Die Abflußsysteme im südlichen Randgebiet der Wüste Sonora
(Nach der Topographischen Karte 1 : 500000 „Estados Unidos Mexicanos", 1958, Blätter Hermosillo, Isla Tiburón und Ciudad Obregón)

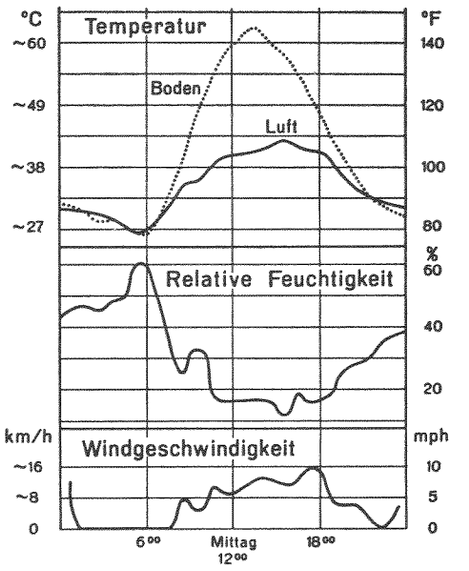

Abb. 3: Temperatur, Feuchtigkeit und Windgeschwindigkeit während eines typischen Sommertages (5. August 1951) in der Wüste Sonora
(Nach E. C. Jaeger aus Gierloff-Emden 1968)

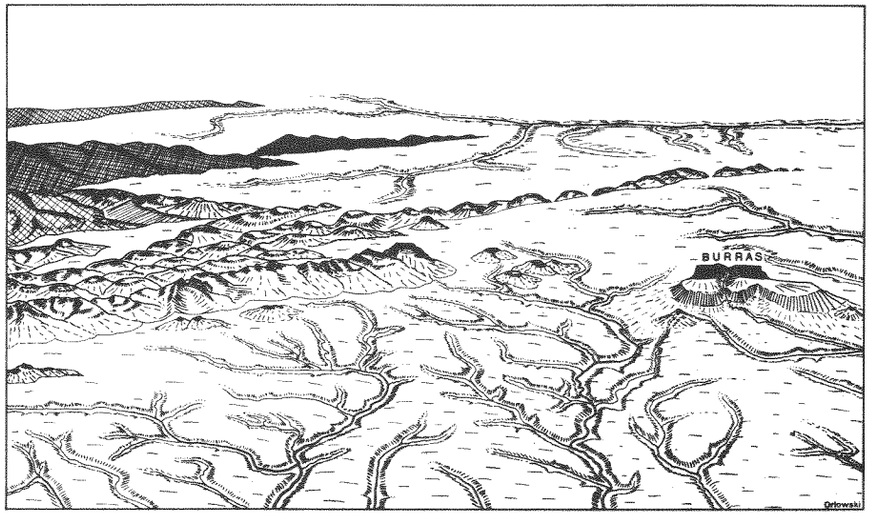

Abb. 4: Luftschrägansicht des Wüstenrandgebietes südlich des Río Sonora (vgl. Angabe des Blickwinkels in Abb. 1). Auflösung der Bergketten in Restberge und ihre Einsockelung. Rechts: Schichtstufenberg Burras mit vorgelagerten Auslieger-Kuppen.
(Nach Flugaufnahmen von H. Klug 1966 gezeichnet von L. Orlowski).

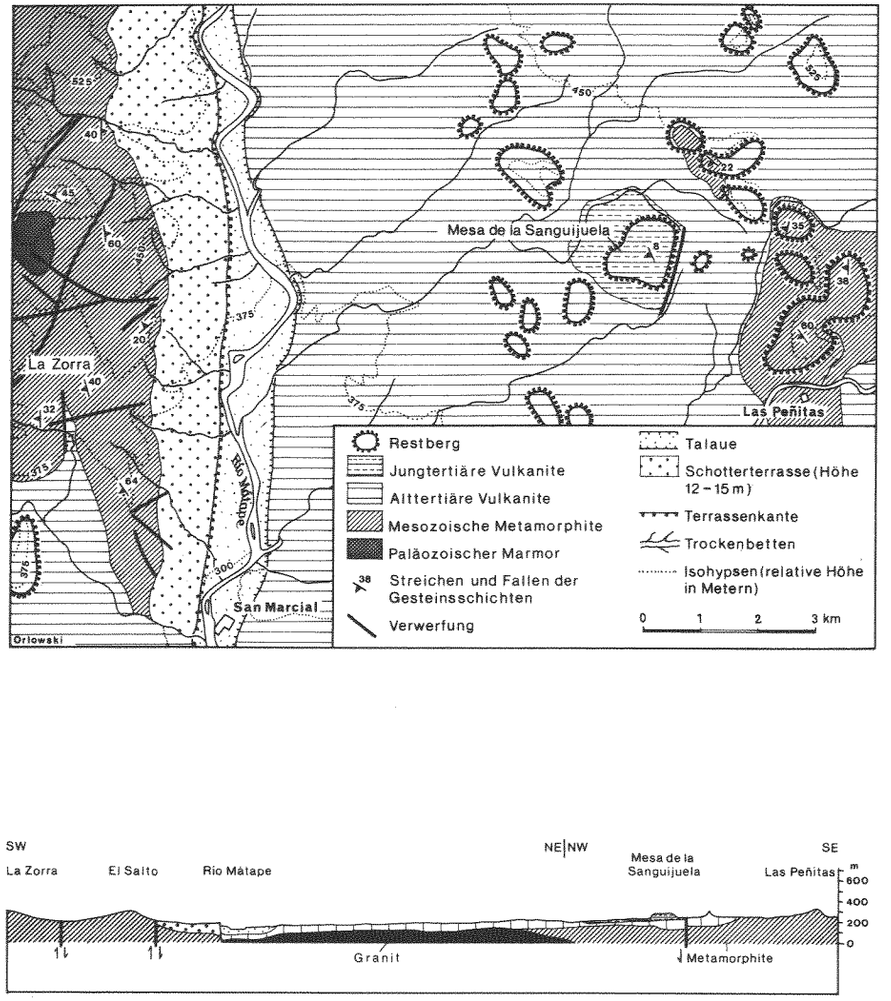

Abb. 5: Geologisch-geomorphologische Kartenskizze und Schnitt der vom Río Mátape durchflossenen Wüstenregion nördlich San Marcial zwischen La Zorra un Las Peñitas.
(Geologie nach PESQUERA VALEZQUEZ und CARBONELL CORDOBA 1960).

Wüste Sonora Schotterterrassen ausgebildet sind. Am verbreitesten ist eine Terrasse in etwa 15 m Höhe über dem rezenten Flußbett (auf sie sind in der Regel die Fußflächen eingestellt, soweit sie nicht in die Talsohle auslaufen). Höhere Terrassen konnten — mit Ausnahme weniger undeutlicher Reste in rund 35 m Höhe — nicht beobachtet werden. WAIBELS (1928, S. 82) Äußerung, an „vielen Stellen" seien noch Reste höherer, allerdings meist durch jüngere Ablagerungen verhüllte Terrassen vorhanden, bezieht sich nicht auf den Raum südlich Hermosillo, sondern auf die Wüstengebiete nördlich des Río Sonora bis nach Arizona. Jedoch ist im Untersuchungsraum mitunter noch eine Schotterterrasse in 7 m und eine tiefere in etwa 3 m relativer Höhe zu erkennen.

Diese Akkumulationskörper bestehen aus meist kopf- bis faustgroßen Geröllen, die — ausgenommen die Schotter des 3-m-Niveaus — stark durch Oberflächenkalk verkittet sind. Für WAIBEL (1928, S. 82) bestand noch wenig Klarheit „über das Alter, die Entstehung und die gegenseitigen Beziehungen dieser Terrassen". Aus „gehobenen diluvialen Flußterrassen" schließt er auf tektonische Bewegungen und möchte eine „ganz junge Strandterrasse von etwa 7 m Höhe am Golf von Kalifornien" dahingehend interpretieren, „daß sich das Land noch weiterhin in Hebung befindet". Nach dem heutigen Stand der Forschung ist dieser Erklärungsversuch auszuschließen, da es sich eindeutig um eine glazialeustatische Küstenterrasse handelt (IVES 1951).

Die Frage nach dem Alter der Flächen in der südlichen Wüste Sonora ist nun gerade durch diese Terrassen einer Klärung näherzubringen, und zwar indem man zunächst prüft, ob — und wenn ja — welche Beziehungen zwischen den Talterrassen und den Strandterrassen am Golf von Kalifornien bestehen.

Geomorphologisch-geologische Untersuchungen im Küstengebiet der mexikanischen Wüste gaben zu erkennen, daß dort mehrere fossile Strandplattfor- auftreten. IVES (1951, S. 217f.) gibt für diese alten Küstenlinien „about the shores of the Gulf of California, roughly from Guaymas, Sonora to La Paz, Baja California" folgende Höhenangaben: 115 feet (~35 m) und 75 + 5 feet (~22 m). Die letztgenannte Plattform ist von marinem Kalksandstein bedeckt, der *Chione-cancellata* führt[4]). Besonders aus der Gegend südlich von Puerto Peñasco erwähnt er weiterhin die Vorkommen relativ junger Strandlinien in etwa 25 feet (7,5 m) ("with dry lagoon basins behind them": IVES 1951, S. 220) und 5—10 feet (1,5—3 m).

Unter Abwägung der geologisch-paläontologischen Bildungsbedingungen ordnet IVES (1951, S. 221) die Terrassenvorkommen wie folgt in das etablierte Schema des amerikanischen Quartärs ein: Die höchste Terrasse entspricht dem Sangamon oder Yarmouth (Eem bzw. Holstein), die tiefsten sind nicht älter als Spätest-Wisconsin bzw. wahrscheinlich dem postglazialen Klimaoptimum zuzuordnen („10000—2000 B.C."). Es besteht damit Berechtigung, die Terrassenvorkommen an der Sonora-Küste als glazialeustatische Bildungen interglazialen (interpluvialen) Alters anzusprechen.

Soweit die zeitlich stark limitierten eigenen Geländeerkundungen eine (durch weitere Feldarbeiten noch abzusichernde) Aussage zulassen, kann festgestellt werden, daß die Flächen der Talterrassen, die die größeren Flußbetten im südlichen Randgebiet der Wüste Sonora begleiten, jeweils auf die an der kalifornischen Golfküste ausgebildeten marinen Niveaus der gleichen Höhenlage auslaufen.

Die fossilen Talböden korrespondieren mit den Küstenterrassen. Daraus ist auf eine entsprechende morphogenetische Entwicklung zu schließen. Sie sind nicht klimatischer, sondern thalassogener (ZEUNER 1959) Entstehung, das heißt während eines glazialeustatisch höheren Meeresspiegelstandes in den Talunterläufen abgelagert als die Flüsse auf diese Erosionsbasis eingestellt waren. Die Strandterrassen ermöglichen damit als datierbare Leithorizonte die Altersbestimmung auch der thalassogenen Talterrassen.

Aus dem geschilderten Sachverhalt ergibt sich als vorläufige Arbeitsbasis[5]) folgende Eingliederung der Schotterterrassen des Untersuchungsgebietes in die geochronologische Zeittafel (Tab. 1):

Tabelle 1

Stratigraphische Gliederung der Terrassen im südlichen Randgebiet der Wüste Sonora

Terrassen-Höhe		Interglazial (stadial)		
Feet	Meter	amerikanische Terminologie	deutsche Terminologie	Meeresspiegelstand
115	35	Yarmouth	Holstein (Mindel/Riß)	Paläotyrrhen
75	22	Sangamon	Eem (Riß/Würm)	Eutyrrhen
25	7,5	Spättest-Wisconsin	Würm-Interstadial	Neotyrrhen
5—10	1,5—3	Post-Wisconsin	Postglazial	Flandrien

Unter Zugrundelegung dieser stratigraphischen Gliederung ergibt sich aus der Konvergenz der Fußflächen mit den Terrassenflächen, daß die Pedimentbildung in die interglazialen (interpluvialen) Epochen des Quartärs einzuordnen ist. In Analogie zu der rezenten, klimatisch kontrollierten Morphodynamik, deren Wesenszug die Ausbildung lebender Fußflächen ist, kann gefolgert werden, daß das Klima auch in den Interglazialen (Interpluvialen) arid-semariden Charakter besessen haben muß. Für die Zerschneidung der Schotterakkumulationen in den Tälern folgt daraus, daß sie während eines im Ganzen wahrscheinlich humideren Klimas in den Zeitabschnitten des Quartärs erfolgt ist, in denen der Meeresspiegel zu einer tieferen Lage absank.

Auf der Basis dieser Untersuchungsergebnisse kann versucht werden, die Entwicklung des Flächenreliefs wie folgt zu erklären: Mit der tektonischen Anlage des Ausgangsreliefs (Basin-Range-Struktur) begann im Pliozän-Altpleistozän zunächst die Auffüllung der Valles bis ein gleichsinniges Gefälle zum Meer erreicht war (vgl. WAIBEL 1928, S. 80). Im Pleistozän setzte in zyklischem Wechsel eine Verbreiterung der Flächen und eine sukzessive Tieferschaltung der Talsohlen durch eine Folge von klimatisch bzw. glauzialeustatisch gesteuerten Vorgängen ein. Diese umfassen vor allem Pedimentierung, Glacisbildung, Akkumulation und Erosion.

Über die früheren Phasen dieser Prozeßabläufe sind — solange spezielle Felduntersuchungen noch ausstehen — infolge fehlender Kenntnis älterer Reliefglieder (höherer Terrassen) keine genauen Angaben zu machen. Eine erste,

auf eine vorausgehende Erosionsperiode folgende Phase der Akkumulation ist zeitlich faßbar, als der glazialeustatisch tiefer liegende Meeresspiegel im Sangamon (Eem) auf etwa 22 m NN ansteigt. Sobald dieses Niveau erreicht ist, beginnt unter arid-semiariden Klimabedingungen eine Periode der Flächenbildung (Pedimentierung). Nimmt man die weitflächige Verbreitung der 20-m-Terrasse als Maßstab, dürfte diese Zeit lange angedauert haben. Arid-semiarides Klima herrschte noch, als der Meeresspiegel — glazialeustatisch kontrolliert — wieder zu sinken begann, da an der Küste des Golfs von Kalifornien die fossilführende Kalksandsteindecke der 22-m-Terrasse von typischen "sheetflood and bajada deposits" überlagert wird IVES (1951, S. 221).

Mit dem Wechsel des Klimas zu einem neuen Glazial beginnt bei weiter absinkendem Meeresspiegel eine nächste Phase der Erosion. Die großen Meerestiefen im Golf von Kalifornien (über 500 m) ermöglichen, daß die regressive Erosion rasch in die Täler der Küstenwüste eindringt. Die Schotterakkumulationen werden zerschnitten und die Terrassen gebildet.

Wahrscheinlich fällt die Zeit des Hochglazials (Pluvials), als sich die Flußläufe auf den in tiefer Lage verharrenden Meeresspiegel eingestellt hatten, wieder mit einer Phase der Aufschüttung zusammen. Diese hat infolge der Küstennähe des Untersuchungsgebietes jedoch keine morphologischen Zeugen hinterlassen, denn die Akkumulationskörper wurden in unmittelbarer Nähe der Erosionsbasis in der Folgezeit nicht zerschnitten, sondern von jüngeren Sedimenten bedeckt. Deshalb fehlt im Untersuchungsgebiet eine in das Glazial (Pluvial) einzuordnende Schotterterrasse wie sie in der Binnenwüste (Zentral-Arizona: BARSCH und ROYSE 1972) nachgewiesen ist.

Mit dem Übergang zum nächsten Interglazial (Interpluvial) beginnt in den Tälern der Küstenregion die regressive Akkumulation, ausgelöst durch den glazialeustatisch ansteigenden Meeresspiegel, die mit der beginnenden Herrschaft des arid-semiariden Klimas wieder zur vollen Wirksamkeit der Flächenbildung (Pedimentierung) überleitet. Der Ablauf dieser morphologischen Prozesse hat sich bis zur Gegenwart noch mindestens einmal wiederholt. Derselbe morphologische Zyklus dürfte auch für die älteren Zeitabschnitte des Quartärs kennzeichnend gewesen sein.

Literatur

BARSCH, D. und C. F. ROYSE jr. (1972): A model for development of Quarternary terraces and pediment-terraces in the southwestern United States of America. — Z. f. Geomorph. N.F., 16, 1: 54—75, Berlin-Stuttgart.

BÜDEL, J. (1969): Das System der klima-genetischen Geomorphologie. — Erdkunde XXIII, 3: 165—183, Bonn.

BÜDEL, J. (1970): Pedimente, Rumpfflächen und Rückland-Steilhänge; deren aktive und passive Rückverlegung in verschiedenen Klimaten. — Z. f. Geomorph., N.F., 14, 1: 1—57, Berlin-Stuttgart.

BÜDEL, J. (1971): Das natürliche System der Geomorphologie. — Würzburger Geogr. Arbeiten, H. 34, Würzburg.

GIERLOFF-EMDEN, H.-G. (1968): Zum Klima Mexikos und seinen Auswirkungen auf den Menschen. — Geogr. Rdsch. 20, 9: 325—333, Braunschweig.

GIERLOFF-EMDEN, H.-G. (1970): Mexiko, eine Landeskunde. Berlin.

IVES, R. L. (1949): Climate of the Sonoran desert region. — Ann. Ass. Am. Geogr., XXXIX, 3: 143—187 Washington.

IVES, R. L. (1951): High sea levels of the Sonoran shore. — Am. Jour. Sci., 249, 3: 215—223, New Haven.

MAMMERICKX, J. (1964): Quantitative observations on pediments in the Mojave and Sonoran deserts. — Am. Jour. Sci., 262, 4: 417—435, New Haven.
MEIGS, P. (1966): Geography of coastal deserts. — Arid Zone Research XXVIII (UNESCO), Paris. (Darin: Northwestern Mexico, S. 102—107).
MENSCHING, H. (1958): Glacis — Fußfläche — Pediment. — Z. f. Geomorph., N.F., 2, 3: 165—186, Berlin.
MENSCHING, H. (1968): Bergfußflächen und das System der Flächenbildung in den ariden Subtropen und Tropen. — Geol. Rdsch. 58, 1: 62—82, Stuttgart.
MENSCHING, H. (1970a): Flächenbildung in der Sudan- und Sahel-Zone (Ober-Volta und Niger). — Z. f. Geomorph., Supllem. = Bd. 10: 1—29, Berlin-Stuttgart.
MENSCHING, H. (1970b): Sudan — Sahel — Sahara, Geomorphologische Beobachtungen auf einer Forschungsexpedition nach West- und Nordafrika 1969. — Jahrb. d. Geogr. Ges. Hannover für 1969, Hannover.
PESQUERA, VALESQUEZ R. und M. CARBONELL CORDOBA (1960): Geología y exploración de los depositos de carbon de la región de San Marcial, Estado de Sonora. — Consejo de Recursos Naturales no Renovables, 59: 6—39, Mexiko.
TAMAYO, J. L.: Geografía general de México, Vol. 2: Geografía física, Mexiko.
WAIBEL, L. (1928): Die Inselberglandschaft von Arizona und Sonora. — Z. Ges. Erdkde. Berlin, Sonder-Bd.: 68—91. Mit Kürzungen und ohne die im Original enthaltenen Abbildungen wieder gedruckt in Bd. CCXVIII „Wege der Forschung" durch die wissenschaftl. Buchgesellschaft Darmstadt 1971 als Beitrag in: CARL RATHJENS (Hrsg.), Klimatische Geomorphologie, S. 33—61.
WALTER, H. (1970): Vegetationszonen und Klima. Stuttgart.
WEISE, O. (1970): Zur Morphodynamik der Pediplanation. — Z. f. Geomorph., Supplem.-Bd. 10: 64—87, Berlin-Stuttgart.
WERNER, D. J. (1972): Beobachtungen an Bergfußflächen in den Trockengebieten NW Argentiniens. — Z. f. Geomorph., Supplem.-Bd. 15 (im Druck), Berlin-Stuttgart.
ZEUNER, F. E. (1959): The Pleistocene Period. London.

1) Innerhalb der von J. BÜDEL (1971) unterschiedenen „Klimamorphologischen Zonen der Gegenwart" ist diese Zone definiert als diejenige der „Flächen-Erhaltung und -Überprägung sowie der Fußflächen-Bildung".

2) Für die finanzielle Unterstützung der Reise sei der Deutschen Forschungsgemeinschaft, für die Hilfe zur Vorbereitung der Geländearbeit der Universität Hermosillo auch an dieser Stelle gedankt.

3) Durch das Präfix „Ein-" soll — im Gegensatz zu H. v. WISSMANN, der von „Untersockelung" sprach — zum Ausdruck gebracht werden, daß der scharfe Konkavknick zwischen den steilen und flachen Hangteilen nicht durch Unterscheidung von unten her, sondern aktiv im Zuge der Rückverwitterung des Steilhanges entstanden ist (vgl. BÜDEL 1971).

4) Dieser Muschel kann jedoch nicht die Bedeutung eines Leitfossils zuerkannt werden, da sie eine Vertikalverbreitung vom Pleistozän bis Holozän hat. Geeignetere Arten konnten aber nicht gefunden werden (IVES 1951, S. 218).

5) Der vorläufige Charakter dieser Arbeitsbasis muß betont werden, weil spezielle Untersuchungen noch ausstehen und auch die bis jetzt vorliegenden Fossil-Sammlungen für die Altersbestimmung der Strandterrassen noch sehr unvollständig sind.