

## Beiträge zur Formenentwicklung der Sierren am unteren Segura (Südostspanien)

Mit 4 Abb. im Text, 1 Tafel und 12 Bildern

Von KONRAD WICHE, Wien

Die vorliegende Studie will gleicherweise zur Klärung regionaler wie allgemeiner Fragen beitragen. Einerseits soll versucht werden, möglichst den gesamten Formenschatz einiger Ketten Südostspaniens vorzuführen und zu erläutern, andererseits ist die Behandlung gewisser klimamorphologischer Fragen beabsichtigt, die gerade in den letzten Jahren stärker diskutiert werden. Zunächst werden also die Großformen, an deren Entstehung eine junge, pliozäne Tektonik stark beteiligt war, sodann der überwiegend klimagenetische pleistozäne und holozäne Formenschatz, wie Glatthänge, Fußflächen, Flußterrassen, Tafoni und Felsburgen, erörtert.

Ein in der Arbeit besonders berücksichtigter Themenkreis allgemeinerer Bedeutung betrifft das Ausmaß der kaltzeitlichen Depression periglazialer Vorgänge, wie der Solifluktion, in subtropischen Gebirgen. Dieses Problem war in den letzten Jahren einer der Hauptgegenstände bei den Tagungen der von J. DYLIK geleiteten Kommission für Periglazialforschung im Rahmen der Internationalen Geographen Union, so namentlich bei der 1959 von R. RAYNAL und seinen Mitarbeitern mustergültig organisierten Zusammenkunft und Exkursion in Rabat bzw. Marokko, aber auch bei den Treffen 1960 in Stockholm und 1961 in Warschau, anlässlich des XIX. Intern. Geographen Kongresses bzw. des VI. Intern. Quartärkongresses.

In den Sierren am unteren Segura kann u. a. der sichere Nachweis erbracht werden, daß Gehängebreccien, die in den Mittelmeerländern vielfach ohne eingehendere Prüfung ihrer Genese als einzige Indikatoren für die kaltzeitliche Absenkung der unteren Solifluktionsgrenze betrachtet werden, ausschließlich den während der Pluviale stärkeren Niederschlägen und nicht dem Frost ihre Entstehung verdanken. Im allgemeinen ist in den Subtropen eine scharfe Trennung zwischen soligeliden Solifluktionsdecken einerseits und pluvialen Fließerden bzw. Spülschutt andererseits oft kaum möglich.

Das den folgenden Betrachtungen zu Grunde liegende Beobachtungsmaterial wurde während mehrwöchentlicher Geländebegehungen im Herbst 1959 gesammelt. Die Möglichkeit, die Iberische Halbinsel zu besuchen, danke ich dem Bundesministerium für Unterricht, der Österreichischen Akademie der Wissenschaften und dem Notring der wissenschaftlichen Verbände Österreichs. Für mannigfache Förderung in Spanien bin ich Herrn Prof. JUAN SANCHO sowie Frau CLARA SMILG, beide Murcia, für wichtige Hinweise Herrn Prof. Dr. HERBERT FRANZ, Wien, sehr verpflichtet.

*Die Großformen*

Die Betische Kordillere, orogenetisch ein Teil des alpidisch geprägten afro-urasiatischen Faltengebirgsgürtels, gliedert sich in die Betische Innenzone (Cordillere Penibética), der das höchste Gebirge der Iberischen Halbinsel, die Sierra Nevada (3478 m), angehört und in die bedeutend niedrigere Betische Außenzone (Cordillere Subbética), die in der Sierra Sagra 2381 m erreicht [L. SOLÉ SABARIS 1952; H. LAUTENSACH 1958]. Die beiden Gebirgsgürtel werden durch eine Flucht zumeist tektonisch angelegter Neogenbecken getrennt (Depresión Penibética), die ineinander übergehen und entweder zum Guadalquivir oder zum Mittelmeer entwässert werden. Die bedeutendsten sind die Becken von Granada, Quadix-Baza, Lorca-Murcia-Elche. Die Flüsse dieser Beckenflucht benützen auf ihren Wegen quer durch die Innen- und Außenzone Niederungen, die oft gleichfalls tektonisch vorgezeichnet sind. Deshalb weisen beide Zonen der über 600 km langen Betischen Kordillere mehr oder weniger breite Lücken auf und das Gebirge ist auf größere Distanz nirgends so geschlossen wie beispielsweise die Alpen. Daher kommt auch die große Durchgängigkeit namentlich der Subbetischen Kordillere.

Den Kern der Betischen Innenzone bildet ein W-E-gestrecktes kristallines Gewölbe, das von paläozoischen, hauptsächlich aber von mesozoischen und alttertiären Schichten (vornehmlich Kalke und Dolomite) ummantelt wird [F. MACHATSCHKE 1955]. Die Außenzone der Betischen Kordillere besteht hingegen ausschließlich aus Schichten der oberen Trias, des Jura, der Kreide und des Tertiärs, wobei nur der vorwiegend aus bunten salz- und gipsführenden Mergeln, Sanden und Konglomeraten zusammengesetzte Keuper kontinental entwickelt ist. Alle übrigen jüngeren Gesteine der Außenzone — Kalke, Dolomite, Mergel, Sandsteine (Flysch) — wie auch die mesozoischen und alttertiären Schichten der Innenzone wurden als Tiefseesedimente in eine Geosynklinale alpiden Typs abgelagert, in der sie eine maximale Mächtigkeit von 4000 m erreichen.

Im Bauplan der Betischen Kordillere wurden keine komplizierten Decken und weitreichenden Überschiebungen nachgewiesen. Nach der Meinung spanischer Geologen [J. SERMET 1934; L. SOLÉ SABARIS 1952] ist der Großteil der Innenzone autochthon, während in der Außenzone Schubweiten von 20—30 km angenommen werden. Im einzelnen können die Strukturen jedoch sehr unübersichtlich sein, vor allem in den kleineren Becken und Niederungen, die in großer Zahl innerhalb der Betischen Außenzone auftreten. Diese Becken und Niederungen sind immer an weiche Gesteine, wie Mergel und Tone, geknüpft. Das sehr plastische Material fungierte als Gleitbahn bei den Deckenbewegungen und wurde zwischen den starren Gesteinsmassen, wie den Kalken der Sierren, zusammengepreßt und ausgequetscht. Die Schubkräfte wirkten in dem ungefähr westöstlich gestreckten Sedimentationstrog der Betischen Kordillere von Süden, wobei die ausgedehnte Iberische Festlandsmasse als Staukörper wirkte. Dementsprechend herrscht die W—E- bis SW—NE-Richtung im Streichen zumindest der widerstandsfähigeren Gesteine vor. Damit stimmt im wesentlichen auch der Verlauf der Gebirgskämme überein. Die für die Orogenesen entscheidenden Phasen waren in der Innenzone die pyrenäische (Wende Eozän zu Oligozän), in der Außenzone die savische (vorburdigal), gefolgt von der steirischen (Wende Helvet zu Torton). Das Alter der Gebirgsbildung nimmt also von Süden gegen Norden ab.

Die Untersuchung befaßt sich mit dem östlichen Teil der Subbetischen Kordillere, der vom Rio Segura und seinen Zubringern entwässert wird. Der Fluß entspringt in der Sa. de Segura (2107 m), die, nahe dem Nordrand der Außenzzone, dem Gebiet zusammenhängend größter Erhebungen innerhalb der Subbetischen Kordillere angehört. Der Segura folgt zunächst einem Tal im orographischen Streichen, quert dann in östlicher, später in südöstlicher Richtung, einer großen Einwalmungszone folgend (vgl. Seite 131), die nur mehr wenig über 1000 m aufragenden, durch Mulden und Niederungen stark aufgelockerten Ausläufer der Betischen Außenzzone. Bei Archena betritt der Segura ein weites Tertiärgebiet, das in den Ausläufer der großen Betischen Beckenflucht, in die an Längsbrüchen abgesunkene Furche Lorca-Murcia-Elche übergeht. In diese schwenkt der Fluß knapp oberhalb Murcia ein und folgt ihr bis zu seiner Mündung südlich von Alicante.

Die Geländearbeiten wurden in erster Linie innerhalb der aus einer Reihe gesteinsbedingter Engen und Weiten bestehenden Durchbruchsstrecke des Segura, zwischen den Orten Cieza und Archena, im Bereich der Sierren del Lloro (940 m), de Ricote (1124 m), del Solan (539 m), Navela (552 m) u. a. ausgeführt<sup>1</sup>. Im weiteren Umkreis wurden die Sierren de Ascoy (602 m), Benis (592 m) und der Westteil der Sa. de la Pila in die Untersuchungen einbezogen. Übersichtsexkursionen wurden im Tertiärhügelland beiderseits des Segura nach seinem Austritt aus der Durchbruchsstrecke bei Archena (Ausläufer der inneren Beckenflucht) sowie in einem Teil der Sa. de Carrascoy (ca. 600 m), dem östlichsten Vorposten der Betischen Innenzzone, südöstl. der Furche Lorca-Murcia-Elche, unternommen.

Das hervorstechendste Merkmal der Großformen in der gesamten Betischen, namentlich aber in der Subbetischen Kordillere, ist die bereits angedeutete weitgehende Aufgliederung des Gebirges in isolierte Massive und Ketten. Auf diesen in gleichem Ausmaß den Alpen fremden orographischen Grundzug des südspanischen Gebirges wurde schon mehrfach hingewiesen [u. a. P. BIROT 1950; H. LAUTENSACH 1958]; er hat geologische Ursachen. Im Gebiet des unteren Segura schließen die Sierren an Antiklinalen, Teile von solchen oder auch ganzen Faltenbündeln (Sa. de Ricote) an, welche Strukturen hauptsächlich in Kalken, weniger in Dolomiten des Jura, des Eozäns oder des unteren Miozäns, entwickelt sind. Die stets in weichen Gesteinen gelegenen Niederungen zwischen den Sierren entsprechen in der Betischen Außenzzone lediglich im morphologischen Sinne eindeutig Mulden. Geologisch kann man sie nur mit Vorbehalt als Synklinalen bezeichnen, da an den Rändern der Niederungen, am Fuße der Sierren, in der Regel keine Flexuren oder Brüche auftreten, im Inneren hingegen untergeordnete kräftige Schichtverbiegungen und selbst enge Falten nicht selten sind. Die Mulden sind sowohl im Gebirgsstreichen als auch quer zu diesem angeordnet und stehen untereinander über kaum merkbare Wasserscheiden in Verbindung (z. B. die Wasserscheiden an der Rambla de Moro, südwestl. und nordwestl. von der Sa. de la Pila). Selten handelt es sich um geschlossene Hohlformen, zumeist um nach einer oder mehreren Seiten geöffnete Durchgänge („Kanäle“, „Coulours“).

Eine ganz andere geologische Entwicklung, namentlich eine andere Tektonik, weisen die großen Becken der Depressión Penibética auf. Sie waren während

<sup>1</sup> Bezeichnungen und Höhen wurden der Mapa Geológico de España, 1:50.000, Blätter Cieza und Mula sowie der topographischen Karte gleichen Maßstabs, Blatt Murcia, entnommen. Zur groben Orientierung dient die beigegebene Skizze auf Tafel I.

des Tertiärs, bis ins älteste Quartär, Senkungsgebiete und sind von mächtigen, flachlagernden Sedimenten erfüllt. Aus genetischen und wegen der unterschiedlichen Größen auch orographischen Gründen ist es angezeigt, zwischen den kleineren intramontanen Mulden und den ausgedehnten Senken der inneren Beckenflucht zu unterscheiden.

Die Schichtfolge ist in den Mulden am unteren Segura fast immer dieselbe. Das stratigraphisch tiefste Glied sind die salz- und gipsführenden Mergel, Sandsteine und Konglomerate des Keuper, der, wo er nicht die Oberfläche bildet, an einigen Stellen von Kreidemergeln, sonst von klastischen Bildungen des marinen Miozäns (Vindobonien) überdeckt wird. Das Vindobonien liegt überall diskordant auf dem Keuper. Es bestehen also erhebliche Schichtlücken und es gibt

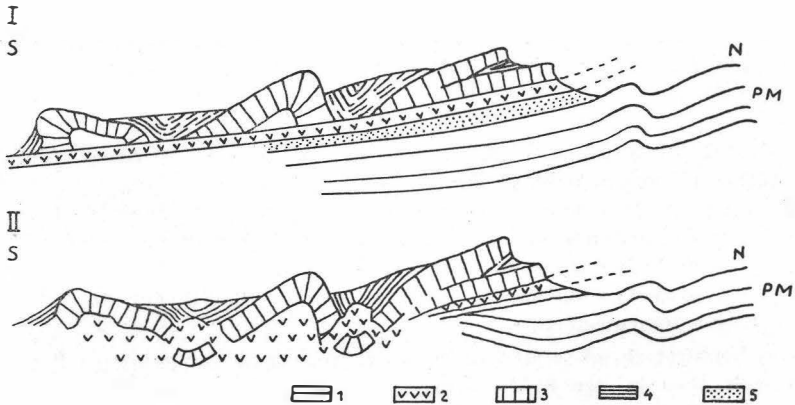


Abb. 1. Schemata der möglichen tektonischen Vorgänge während und nach den Deckenbewegungen in der Außenzone der Betischen Kordillere zur Erklärung der Isoliertheit der Sierren. Profil I versinnbildlicht die Hypothese der Abscherung, Profil II die Hypothese einer Diapir-Tektonik. Nach P. BIROT und L. SOLÉ SABARIS 1959.

Legende. 1: Präbetische Serie; 2: Salz- und gipsführender Keuper; 3: Jurakalk; 4: Kreidemergel; 5: Gesteine des Burdigal; PM: Präbetisches Massiv, auf welches die Betische Kordillere aufgeschoben wurde.

in keiner der Mulden Jura- oder Eozänkalke, welche in beträchtlicher Mächtigkeit die benachbarten Käme aufbauen. Aus der Zusammensetzung des marinen Miozäns sowie seiner Verbreitung kann man schließen, daß im jüngeren Tertiär ein dem heutigen ähnliches Relief, jedoch als Archipel, am unteren Segura bestand. Auch das Vindobonien wurde noch, wenn auch zumeist nicht von sehr erheblichen Dislokationen betroffen; wirklich flach liegt nur das oberste Miozän und, wo vorhanden, das Pont.

Aus dem Gesagten geht hervor, daß die Isolierung der Sierren eine tief in das Tertiär zurückreichende Erscheinung ist. Sie wird mit den Deckenbewegungen in Zusammenhang gebracht, die in der Subbetischen Kordillere hauptsächlich in der savischen Phase stattfanden. Über die Vorgänge selbst, die während oder als Folge der Deckenschübe zur Separierung der Kalkmassen führten, gibt es zwei Meinungen. Nach P. FALLOT [1948] wurden bei den Orogenesen die Gesteinspakete mit ihren widerständigen Kalkkernen zwar in kontinuierliche Falten gelegt, deren Zusammenhang ging aber bei der Verfrachtung der Decken wieder verloren, weil die Synklinalen am Untergrund abgesehen wurden. In den Sierren sind nur die Antiklinalen erhalten geblieben, die

also Reste einer einst kompletten Schubdecke darstellen. Profil I in Abbildung 1 illustriert schematisch diese Hypothese der Abscherung.

Hingegen wurde auf Grund der Auffassung von P. BIROT und L. SOLÉ SABARIS [1959] die Trennung der Kalksierren durch eine Diapir-Tektonik herbeigeführt, die während oder erst im Anschluß an die Gebirgsbildungen wirksam wurde (Profil II in Abb. 1). Die bei den Faltungen unter Druck gesetzten, plastischen, salz- und gipsführenden Keupermergel drangen soz. artesisch durch Rupturen der Kalksynklinalen nach oben und kamen so mit den kretazischen und tertiären Schichten direkt in Kontakt. Nach dieser Hypothese wären die Kalksynklinalen unter dem Keuper zu suchen, nach der Hypothese von FALLOT sind die Sierren wurzellos.

Nach beiden Theorien ist es nicht erforderlich, zusätzlich Brüche oder steile Flexuren zur Erklärung des noch für einige Hauptzüge der heutigen Topographie maßgebenden tektonischen Urreliefs heranzuziehen. Solche sind am unteren Segura auch nicht nachweisbar. Die Couloirs sind keine Grabenbrüche und die Sierren keine Horste.

Im Zusammenhang mit der letzten Faltungsphase, an der Wende vom Helvet zum Torton, vor der Transgression des mittelmiozänen Meeres (Vindobonien), dürfte kräftige Erosion stattgefunden haben, von der besonders die weichen Gesteine in den Mulden betroffen wurden. Vermutlich wich die damalige Reliefenergie nicht sehr wesentlich von der heutigen ab. Man kann dies daraus erschließen, daß das postorogenetische Miozän (Vindobonien) überall in beträchtlicher, einige 100 m betragender Mächtigkeit die Tiefen der Mulden erfüllt. Mit dem Pont, das in den oberen Horizonten bereits kontinental ausgebildet ist, geht die marine Entwicklung in der Betischen Außenzone zu Ende. In ihrer gegenwärtigen Form sind die Couloirs das Ergebnis einer neuerlichen Ausräumung, die m. E. seit dem Pont durch das ganze obere Pliozän, das Pleistozän und das Holozän im Gange ist, unterbrochen bloß durch die klimatisch bedingten Akkumulationen während der Kaltzeiten.

Die Verlegung des Beginns der für das Formenbild entscheidenden Ausräumung in das obere Pliozän stützt sich auf die Tatsache, daß postpontische tertiäre Ablagerungen, im Gegensatz zu den Senken der inneren Beckenzone, beiderseits des unteren Segura nicht bekannt sind. Offensichtlich hatten in der Betischen Außenzone im oberen Pliozän bereits Hebungsvorgänge eingesetzt, während die großen Senken weiterhin absanken. In den Senken von Granada und Baza dauerte beispielsweise die jungtertiäre Akkumulation bis einschließlich dem Villafranchien fort und erst nach diesem schnitten die Flüsse ein.

Einer näheren Prüfung bedarf die Frage nach der Existenz älterer Erosionssysteme am unteren Segura. P. BIROT und SOLÉ SABARIS [1959] sind der Meinung, daß es in der Betischen Außenzone im Gegensatz zur Innenzone zu keinem Zeitpunkt des Tertiärs eine völlige, d. h. auch über die widerständigeren Gesteine (Kalke) hinweggreifende Einebnung gegeben habe, weil die hierzu erforderliche tektonische Ruhe gefehlt habe. Tatsächlich war die Mobilität in der Subbetischen Kordillere eine beträchtliche, verursacht durch die Nachgiebigkeit der salz- und gipsführenden Keuperschichten gegenüber allen Arten tektonischer Beanspruchung, vielleicht auch zufolge der Fortdauer einer eventuellen Diapir-Tektonik. So gab es in der steirischen Phase, also relativ spät, noch intensive Faltung, wie beispielsweise die enggepreßte Antiklinale der aus untermiozänen sandigen Kalken zusammengesetzten Sa. de Cajal erweist. Man kann auch die häufigen Einschaltungen größerer Horizonte, wie Sandsteine

und Konglomerate, in die feinen graublauen Tone und Mergel des mittleren und oberen Miozäns als Korrelate für wiederholt aufliebende, die Erosion in den Sierrn fördernde Bewegungen im Bereiche des damaligen Archipels auffassen. Leichte Schrägstellungen und Verbiegungen der im allgemeinen flachlagernden obermiozänen und pontischen Sedimente sind Zeugen einer schwachen post-pontischen Tektonik. Schließlich sind verbogene eustatische Terrassen am Mittelmeer Hinweise dafür, daß die Bewegungen auch während des Pleistozäns nicht zum Stillstand gekommen sind.

Zweifellos war also die Labilität in der Betischen Außenzone groß, jedoch auch der Zeitraum, auf den sich die Bewegungen verteilten. Es ist zu überlegen, ob die Ruheperioden zwischen den tektonischen Phasen nicht doch lange genug waren, um Verebnungen auf den ja nicht sehr ausgedehnten Inseln des miozänen Archipels zu ermöglichen. Wie dem auch sei, so kann man sich m. E. der Einsicht nicht verschließen, daß es auf den Sierrn am unteren Segura Flächen gibt, die kaum anders denn als Reste alter Einebnungssysteme, die einst in geringer Meereshöhe lagen, gedeutet werden können, zumal sie in verschiedenen Gesteinen und als Schnittflächen auftreten. Sie stellen sich in zwei mittleren Höhen ein: in 1000 und 550 m (Einebnungssystem I und II).

Der Westteil des imposanten Massivs der *Sa. de la Pila*, östlich vom Segura, wird aus einer breiten Antiklinale aus zumeist hellen Eozänkalken aufgebaut, deren Achse SW—NE streicht. In die Kalke sind oft Mergelschichten in größerer Dicke eingeschaltet. Auf dem Scheitel des Gewölbes sind in  $\pm 800$  m (im Westen) und in  $\pm 1000$  m (Caramucel) schmale Fluren vorhanden, die sich eng an die hier flach liegenden Kalke anschließen. Die treppenförmige Gliederung dieses Kammabschnittes dürfte nur durch die Ausräumung von Mergelzwischenlagen verursacht worden sein. Eine eindeutige Kappungsfläche in NW-fallenden, dickgebankten Liasdolomiten liegt weiter im Osten, zwischen 1200 und 1260 m, vor (*Pila*).

Westlich des Segura trägt die *Sa. del Lloro* ziemlich breite Kammverflachungen zwischen 850 und 950 m, begünstigt durch schwach geneigte Liaskalke und -dolomite, die wahrscheinlich eine weit gespannte Antiklinale im betischen Streichen bilden. Die *Sa. de Ricote* ist aus mehreren Antiklinalen und Synklinalen zusammengesetzt. Erstere sind zumeist in harten Jurakalken, letztere in weichen Keupermergeln und Mergelkalken des Jura ausgebildet. Im mittleren und höchsten Teil (*Almeces-Garita* 1124 m) hat die Ricote die Form einer Kuppel, deren Fläche über die verschiedenen, hier enge zusammengestauchten Strukturen hinweggreift. Gegen Nordosten fächert das breite Gewölbe in einzelne Faltenzüge, langgestreckte Rücken mit schmalen Verebnungen, auf.

Reste des unteren Einebnungssystems krönen einige der niederen Sierrn nördlich und innerhalb der Durchbruchsstrecke des Segura zwischen Cieza und Archena. Ausgangspunkt der Betrachtung muß hier die *Sa. Navela* sein, in der das untere Stockwerk in zumeist südfallenden Flyschsandsteinen und -mergeln des Helvet und Torton in 500—550 m ausgebildet ist. Mindestens bis zu dieser Höhe waren demnach die Käme und Plateaus am unteren Segura unter den Sedimenten des marinen Miozäns begraben. Verebnungen, die unter 500 m liegen, sind jünger als das untere System (II), können aber auch denudativ wiederaufgedeckte ältere Flächen sein, wenn sie in vorhelvetischen Gesteinen liegen. Die Feststellung echter, seinerzeit an Erosionsbasen gebundener Systeme im Durchbruchstal des Segura wird dadurch erschwert, daß am Aufbau der

meisten Sierrren neben harten Kalken (Eozän) und Sandsteinen (Burdigal) in Wechsellagerung auch Tone und Mergel stark beteiligt sind, der selektiven Abtragung somit ein weiter Spielraum verbleibt. Die Rekonstruktion des unteren Einebnungssystems ergibt, ähnlich der des oberen, das Bild eines Hügellandes mit Höhenunterschieden von 200—300 m.

Einen relativ ausgedehnten Flächenrest des Systems II trägt die 500 bis 600 m hohe *S. a. de A s c o y*, deren dickgebankte Eozänkalke in Wechsellagerung mit sandigen Mergeln am SW-Hang des Massivs antiklinalen Bau erkennen lassen. Die regelmäßige, in grauen Liasdolomiten ausgebildete Antiklinale der *S. a. de A t a l a y a*, südwestlich von Cieza, besitzt Verebnungen zwischen 450 und 570 m. Aus zumeist steil einfallenden Eozänkalken in Wechsellagerung mit Mergeln, Sandsteinen, Tonen und Konglomeraten sind die *Sierrren del M o r o n* und *S o l a n* aufgebaut. Sie tragen Verflachungen in 350—400 m bzw. 450—540 m, die z. T. dem Schichtbau angepaßt sind. Nur die *S. a. de S o l a n* erreicht mit kleinen, an den Schichtbau anschließenden Flächen knapp die Höhe der benachbarten *Sa. Navela* und damit das Niveau der höchst gelegenen obermiozänen Sedimente in der Durchbruchsstrecke des Segura. Ähnlich verhält es sich mit den kleinen Kamm- und Gipfflächen in durchwegs steil gestellten untermiozänen Kalk- und Flyschsandsteinen, die auf den *Sierrren de U m b r i a* in 450—500 m und nordöstlich des Dorfes Ulea in fast 500 m liegen. Schließlich treten auch an den Abfällen der hohen Sierrren Erosionsflächen auf, die mit dem unteren Einebnungssystem korrespondieren. Die besten Beispiele sind die Rampe am Südhang der *Sa. de la Pila* bei 500—600 m sowie die nachträglich zertalte Verebnung auf dem Südostsporn der *Sa. del Lloro* bei rd. 500 m.

Bei dem Versuch, das Alter zunächst des oberen Einebnungssystems zu bestimmen, muß man davon ausgehen, daß nach der letzten (steirischen) orogenetischen Phase das Meer des Vindobonien ein Relief vorfand, das hinsichtlich der Höhen dem heutigen ähnlich war. Dies geht, wie erwähnt, aus der Zusammensetzung, Verteilung und bedeutenden Mächtigkeit der Sedimente hervor, die während des mittleren und oberen Miozäns in die Meeresbucht zwischen den Sierrren de la Pia, del Lloro und de Ricote bis zu einer Höhe von mindestens 550 m abgelagert wurden. Zu Beginn der helvetischen Transgression kann das obere Einebnungssystem noch nicht bestanden haben, weil es kaum vorstellbar ist, daß die auf den genannten Sierrren erhaltenen Altformen die sehr intensive steirische Faltungphase überdauert haben. Demnach handelt es sich um Reste einer jüngeren, obermiozänen, viel wahrscheinlicher aber pontischen Flachlandschaft, bis zu welcher die Sierrren am Ende der langen postorogenetischen relativen Ruheperiode abgetragen worden waren. Diese Flachlandschaft hatte im Bereich der widerständigen Kalke der Sierrren das Relief eines Hügellandes, im Bereich der weichen Schichten der Couloirs, nach dem Schwinden des Meeres, das einer Ebene.

Im oberen Pliozän setzte die für die heutige Höhenverteilung in der Betischen Außenzone maßgebliche allgemeine Hebung ein, in deren Verlauf die pontische Flachlandschaft jedoch nicht gleichmäßig, sondern gebietsweise mit unterschiedlicher Intensität höher geschaltet wurde. Am stärksten wurden die Kalkmassive der drei hohen Sierrren emporgetragen, während die Zone dazwischen, die heutige Durchbruchsstrecke des Segura, relativ zurückblieb, wodurch dem Flusse zwischen Cieza und Archena der Weg gewiesen wurde. Auf

die tektonische Vorzeichnung des unteren Seguralaufes haben schon P. BIROT und L. SOLÉ SABARIS (1959) hingewiesen<sup>2</sup>.

Diese Einwalmung, deren Achse quer zum betischen Streichen verläuft, liegt im Bereich zusammenhängend weit verbreiteter plastischer Keuper-schichten, in denen schon vor dem Helvet die Becken am Segura und die Couloirs östlich von diesem angelegt wurden. Das Hebungsausmaß in den der Einwalmung benachbarten Wölbungs-zonen läßt sich nur schätzen, weil man die Endfläche der mio-pliozänen Akkumulationen und damit auch die ursprüngliche Höhenlage der Sohle der Großmulde nicht genau genug kennt. Die Beträge der Aufwölbungen waren jedoch auf keinen Fall groß: so dürfte die Sa. de la Pila 400—500 m, die Ricote rd. 400 m und die Sa. del Lloro rd. 300 m, auf eine Horizontaldistanz von jeweils 10—12 km, über das Tiefste der Einwalmungszone gehoben worden sein. Diese Werte erfordern nur außerordentlich flache Verbiegungen, Gewölbe, deren Schenkel 2° bis maximal 4° geneigt sind. Derartige geologisch unbedeutende, morphologisch aber sehr wirksame junge Verbiegungen sind im Schichtbau eines gefalteten Gebirges natürlich nicht nachweisbar.

Hält man daran fest, daß die Verebnungen auf den Sierras de la Pila, del Lloro und de Ricote Reste einer (pontischen) Flachlandschaft sind, dann ist die Annahme der geschilderten Jungtektonik zwingend. Bei en bloc-Hebung würde ein Relief der heutigen relativen Höhen sehr viel mächtigere mio-pliozäne Sedimente und dementsprechend eine bedeutend größere nachträgliche Erosions- und Denudationsleistung postulieren als man anzunehmen berechtigt ist. Namentlich die erste Voraussetzung — Mächtigkeit der mio-pliozänen Sedimente von mindest 800 m (vgl. Abb. 2) — entbehrt jeder Grundlage.

Auf junge, differenzielle Hebungen deuten ferner die Befunde in der Sa. de la Muela hin. Diese besteht aus einer Folge N—S gereihter und in der gleichen Richtung abgedachter Schichttafeln, die in der breiten Neogensenke westlich des Segura unterhalb Archena, zwischen den Sierras de Cajal und Carrascoy, aus obermiozänen Sedimenten herauspräpariert wurden. Die Formen schließen sich völlig an das Gestein und dessen Lagerung an. Die Oberflächen der einzelnen Mesas liegen jeweils in wenige Meter dicken Bänken harter Kalksandsteine, die zumeist unter sehr flachem Winkel (2°—4°) gegen Südosten einfallen. Das Liegende bilden weiche Mergel. Entsprechend der wiederholten Einschaltung von Sandsteinen gibt es mehrere verschieden hohe Systeme von Schichttafeln, die voneinander durch zumeist trockene Furchen getrennt sind. In einer von diesen Furchen verläuft die Straße Muela—Archena. Die höchste Fläche setzt im Nordwesten, von der Sa. de Cajal durch einen breiten funktionslos gewordenen Einschnitt geschieden, in 650 m ein. Im Südosten, am Rio Mula, liegt die Kante einer unteren Fläche bei rd. 300 m.

Die Sa. de la Muela knüpft an das mit 650 m höchst gelegene Vorkommen obermiozäner Schichten im ganzen Beobachtungsraum an, das abseits vom Segura, geschützt durch gröbere Sandsteinhorizonte, erhalten geblieben ist. Ihre hohe Lage verdanken die Ablagerungen jedoch jungen (pliozänen) Verbiegungen, für die sich unmittelbar östlich der Sa. de Muela und am Segura auch im Schichtbau gewisse Anzeichen einstellen. Am Ostfuß der Sierra drehen die Schichten in der Fallrichtung von Südosten auf Ost und beiderseits des Segura herrscht schwebende Lagerung. Es ergibt sich somit wieder das Bild eines

<sup>2</sup> P. BIROT und L. SOLÉ SABARIS 1959, S. 22: „... la grande inflexion transversale du Segura ...“



flachen Gewölbes, dessen Scheitel zudem genau in der Fortsetzung der NW—SE streichenden Hebungsachse Sa. del Lloro—Sa. de Ricote liegt.

Während einer den differentiellen Hebungen und der durch diese verursachten Tiefenerosion folgenden Ruhepause wurden die Verebnungen des unteren Einebnungssystems (II) geschaffen, dessen Reste wir auf den niederen Sierrren begegnen und dem auch die Verebnunge an den Hängen der Sa. de la Pila

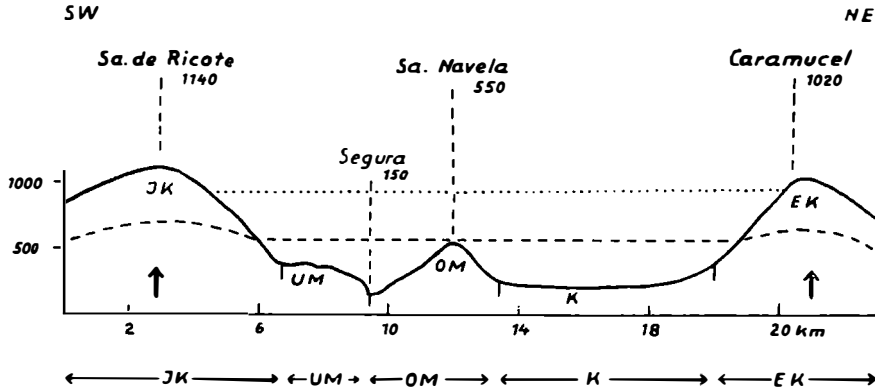


Abb. 2. Schema der Entwicklung der Großformen im Querschnitt Sa. de Ricote-de la Pila (Caramucel), bei Annahme differentieller und en bloc-Hebung.

Legende: Die strichlierte Linie gibt die heutige Höhe der neogenen Sedimente im Bereich der Keuper- und Miozänniederungen zwischen den Sierrren de Ricote und de la Pila an, rekonstruiert nach dem höchsten Miozänvorkommen in der Sa. Navela (550 m). Die Fortsetzung der strichlierten Linie im Bereich der hohen Sierrren stellt schematisch die pontische Flachlandschaft vor deren lokalen Höferschaltung dar. Die punktierte Linie gibt die theoretische Höhe der neogenen Sedimente an, wie sie bei en bloc-Hebung des Gebietes erforderlich wäre. Die Pfeile geben die Zentren der postpontischen Aufwölbungen an.

JK: Jurakalk; UM: Gesteine des unteren Miozäns; OM: Gesteine des oberen Miozäns; K: Gesteine des Keuper; EK: Eozänkalk.

und Ricote angehören. Diese Flachlandschaft nahm die ganze Breite der bei der postpontischen Hebung zurückgebliebenen Einwalmungszone ein, in der im Oberpliozän die marinen Tone, Sande und Mergel des Mio-Pliozäns noch bedeutend größere Ausdehnung besaßen als heute. Noch ins Pliozän fällt eine neuerliche Höferschaltung, die bis ins Pleistozän andauerte, das Gebirge nun en bloc erfaßte und zur Ausbildung talgebundener Flächensysteme führte. Der Segura, der von der Neogendecke aus in die Tiefe schnitt, geriet dabei mehrfach in härtere Gesteine. So entstanden die Engen und Schluchten zwischen Cieza und Archena, von denen jede für sich einen epigenetischen Durchbruch darstellt.

Zur Untermauerung der vorgebrachten Überlegungen betreffs der älteren Morphogenese am unteren Segura sind Vergleichsstudien in anderen Teilen der Betischen Außenzone nötig. Von zentraler Bedeutung werden sich dabei immer die Fragen nach der Existenz und dem Alter echter Verebnungen erweisen, die es in der Betischen Außen- wie in der Innenzone gibt, nur daß sie sich in der letzteren besser, d. h. in größerer Ausdehnung erhalten haben, denn die Innenzone ist längst nicht so stark durch altangelegte Mulden und Niederungen gegliedert und ihre Sierrren sind viel umfangreicher als in der Außenzone. Die für die Ausbildung von Flachlandschaften erforderlichen Zeiträume tektonischer Ruhe waren m. E. in beiden Zonen gegeben. In der Außenzone standen

hierfür mindest das Obermiozän und das Pont zur Verfügung; die Schichten beider Epochen liegen überwiegend flach auf einem viel stärker gestörten Untergrund.

Eine weitere für die Großformung am unteren Segura wie für die gesamte Betische Außenzone entscheidende Frage bezieht sich auf die Art der post-pontischen Tektonik. Für die Auffassung von P. BIROT und L. SOLÉ SABARIS [1959], daß junge differenzielle Hebungen auf die Betische Innenzone beschränkt blieben, gibt es m. E. keine ausreichenden Gründe. Gerade die Außenzone zeichnet sich zufolge ihres hohen Anteils an plastischem Material durch große Mobilität und Biegsamkeit aus.

Nach meiner Meinung ist die ältere morphologische Entwicklung beider Zonen der Betischen Kordillere ziemlich gleichartig verlaufen.

#### *Der klimagenetische Formenschatz*

Sowohl zum Verständnis der in der Gegenwart als auch für die Beurteilung der in junger geologischer Vergangenheit (Pleistozän) wirkenden morphologischen Kräfte ist es nötig, das Klima des Beobachtungsraumes kurz zu charakterisieren. Ich stütze mich dabei auf die grundlegenden Arbeiten von H. LAUTENSACH [1932, 1934/36, 1951, 1960 a, b] sowie auf einige Angaben des Service Meteorológico, Madrid, zitiert in den Erläuterungen zur MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA, Blatt Cieza [1953].

Der Raum beiderseits des unteren Segura zählt zu den trockensten nicht nur der Iberischen Halbinsel, sondern der Mittelmeerländer. Die mittleren Jahresniederschläge betragen in den Ebenen und Hügelländern etwa 260 mm und erreichen in den 500—600 m hohen Sierras etwa 350 mm. Nur die höchsten Erhebungen, wie die Sierras Pila und Ricote (1000—1250 m), dürften gegen 500 mm empfangen. Die Niederschlagsverteilung ist streng mediterran: das Hauptmaximum fällt in den Herbst, ein wenig ausgeprägtes sekundäres Maximum in das Frühjahr. Mit 6 (Cieza) bis 10 (Murcia) Trockenmonaten gehört das Flußgebiet des unteren Segura größtenteils zum semiariden, bei Murcia sogar zum einzigen immertrockenen Bereich Iberiens, der sich als schmaler Küstensaum bis über Almeria hinaus erstreckt. Als trocken bezeichnete H. LAUTENSACH [1932] ursprünglich Monate, in denen 30 mm oder weniger Regen fallen und künstliche Bewässerung nötig ist. Nach der neuen physiologischen Definition H. LAUTENSACHS [1960 a] gelten jedoch nur jene als Trockenmonate, für die die Differenz potentielle-aktuelle (tatsächliche) Verdunstung weniger als 20 bis 25 mm beträgt. Erst dann treten an feuchtwüchsigen Pflanzen Welkungserscheinungen auf. Nach dieser Begriffsbestimmung hat Murcia allerdings nur 6 Trockenmonate und der als vollarid bezeichnete südostspanische Küstensaum gilt nun als extrem semiarid.

Wegen der starken Einstrahlung während der wolkenlosen Monate des sommerlichen Passatwetters ist in Südostspanien die potentielle Verdunstung mit jährlich 800—900 mm außerordentlich hoch. Dies bedeutet ein durchschnittliches Wasserdefizit von 500—600 mm. Es fehlt daher der oberflächliche Abfluß. Mit Ausnahme weniger kurzer Bäche von den höchsten Sierras sind die schluchtartigen Ramblas und Barrancos während der heißen Jahreszeit trocken. Nur der Segura, der aus über 2000 m hohen semihumiden Gebirgsgruppen kommt, führt als Fremdlingstrom das ganze Jahr hindurch Wasser, allerdings mit den für Torrenten typischen enormen Schwankungen. So erreichten die

häufigen, während der Jahre 1927—1931 registrierten Hochwasser durchschnittlich die zehnfache, in einem Fall sogar die sechzehnfache Wassermenge des Niedrigstandes. Die Fluten traten während der Monate Dezember, Februar, März und Juni auf, also nicht bloß während der Hauptregenzeit. Sie sind in erster Linie die Folge kurzer Starkregen, über deren oft katastrophale Ausmaße Tabelle I Auskunft gibt. Bis zu  $\frac{1}{4}$  und selbst bis zu  $\frac{1}{3}$  der gesamten Jahresniederschläge können während eines Tages, d. h. praktisch während eines einzigen Unwetters niedergehen.

Jahr	Regentage	Jahresniederschlag in mm	Max. Tagesniederschlag in mm
1927	52	218,0	21,7
1928	53	199,7	20,5
1929	49	239,3	79,4
1930	44	331,0	44,0
1931	45	276,2	71,6
1932	53	191,0	29,3
1933	62	389,4	36,8
1934	42	211,3	26,0

Tabelle 1. Jahres- und Tagesniederschläge in Murcia (42 m über N.N.) der Jahre 1927—1934.

Die Hauptursache für die außerordentliche Trockenheit der spanischen Südostküste ist deren Lage im Regenschatten hoher Gebirge, welche den von Westen kommenden, mit Feuchtigkeit beladenen atlantischen Zyklonen im Wege stehen und sie zum Abregnen zwingen. Diese Funktion fällt am unteren Segura den Gebirgsgruppen im Umkreis seines Quellgebietes zu: Sa. de Segura 2107 m, Seca 2133 m, Sagra 2381 m, de las Cabras 2011 m, de Taibilla 2001 m, u. a. Deshalb wirken die im Untersuchungsgebiet häufig und kräftig wehenden Westwinde, die man auch an den Wuchsformen von Palmen erkennt, stark austrocknend. Regen wird vornehmlich von Nordostwinden gebracht, die dem Nordwestsektor der in das Mittelmeer ziehenden sog. Gibraltar-Zyklonen entstammen; ihre Ergiebigkeit ist jedoch viel geringer als die der atlantischen Tiefs über Südwest- und Südspanien.

Auf die Temperatur der Südostküste übt im Winter das warme Mittelmeer ( $15^{\circ}\text{C}$ ) starken Einfluß aus. Die Mittelwerte des kältesten Monats (Januar) sinken am unteren Segura nicht unter  $8^{\circ}$  (Cieza) bzw.  $11^{\circ}$  (Murcia) ab. Durch Extrapolation aus den für die Sa. Nevada errechneten Werten bei Zugrundelegung eines winterlichen Höhengradienten von  $0,6^{\circ}\text{C}$  [H. LAUTENSACH, 1960 b] ergibt sich, daß die mittleren Januartemperaturen in den Sierras de la Pila (rd. 1200 m) und de Ricote (rd. 1100 m) gerade um den Nullpunkt liegen dürften. In Höhen über 1000 m sind auch kurzlebige Schneedecken eine gewohnte Erscheinung; in Niederungen sind Fröste jedoch selten. Die in Tabelle 2 für Murcia, wo man 7 frostfreie Monate zählt, angeführten Minimaltemperaturen sind denn auch als Singularitäten aufzufassen.

Während die mittleren Wintertemperaturen gegen das Landesinnere stark absinken, sind die Sommertemperaturen annähernd gleich. Nur das Becken des Guadalquivir ist merklich wärmer. Im August, dem im sommertrockenen Iberien heißesten Monat, bewegt sich die mittlere Temperatur am unteren Segura zwi-

schen 25° und 27°. Die Maximalwerte für Murcia sind wieder Tabelle 2 zu entnehmen. Die morphologisch so wichtigen Tagesschwankungen sind im Sommer mit rd. 20° C im Beobachtungsraum wohl geringer als im Inneren der Halbinsel, jedoch immer noch beträchtlich.

Jahr	Maxima	Minima	Monatsmittel
1927	38,6	0,5	18,1
1928	39,5	— 1,0	17,9
1929	37,6	— 2,6	17,4
1930	38,8	— 1,5	17,4
1931	39,8	— 3,6	17,5
1932	36,2	— 1,4	16,3
1933	41,4	— 3,4	16,7
1934	41,8	— 4,0	16,5

Tabelle 2. Temperaturwerte für Murcia (42 m über N.N.) der Jahre 1927—1934.

Dem trockenen und kontrastreichen Klima entsprechend ist das Pflanzenkleid beschaffen. In den Ebenen und den niederen Sierren herrschen Steppen und weitständige Garriguen bzw. Macchien mit immergrünen Assoziationen vor, die nur als magere Weiden für Schafe und Ziegen geeignet sind. Vereinzelt Trockenkulturen mit Getreide, Mandeln oder auch Oliven ergeben unsichere und schlechte Ernten. Lediglich die hohen Sierren tragen Kiefernwälder, deren Bestand durch erfolgreiche Aufforstungen in den letzten Jahrzehnten etwas erweitert wurde. Die überwiegende Kahlheit des Gebietes ist wie sonst in den Mittelmeerländern weitgehend eine Folge unüberlegter Entwaldung. H. LAUTENSACH [1960 a] weist jedoch im Anschluß an eine ältere Auffassung darauf hin, daß im semiariden Iberien schon von Natur aus Steppen bestanden haben. In scharfem Gegensatz zu dem nur extensiv genutzten trockenem Land stehen die bewässerten Kulturen üppiger Felder und Gärten auf den niederen Terrassen und der Talauae des Segura. In der kaum unterbrochenen Stromoase namentlich zwischen Cieza und Archena, jedoch auch unterhalb bis über Murcia hinaus, sind Getreide-, Gemüse- und mediterrane Obstbaum- und Palmenpflanzungen die Grundlage relativer Wohlhabenheit.

Das im Untersuchungsraum am stärksten hervortretende klimagebundene Formenelement sind die Fußflächen, die als relativ flachgeneigte Verebnungen im Fels die Hänge aller Erhebungen in den Tälern, Becken und altangelegten Mulden umsäumen und an den größeren Gerinnen in fluviatile Terrassen übergehen. Man kann die Fußflächen allgemein geradezu als Leitformen der semiariden und ariden Klimazonen bezeichnen, wie dies auch H. SPREITZER [1959] in ähnlicher Formulierung meint. Hierbei ist allerdings zu berücksichtigen, daß in vielen Trockenräumen der Erde gegenwärtig keine optimalen Bedingungen für die Bildung von Fußflächen bestehen, solche aber während der pleistozänen Kaltzeiten gegeben waren. Dies geht aus zahlreichen einschlägigen Untersuchungen der letzten Jahre hervor, in denen übereinstimmend festgestellt wurde, daß während der Kaltzeiten, die in den westlichen Mittelmeerländern auch Pluvialzeiten waren, das Belastungsverhältnis der Gerinne trotz der erhöhten Niederschläge beträchtlich zunahm und damit auch die Tendenz zur Seitenerosion gesteigert wurde. In den trockeneren Interpluvialen und in der Gegenwart werden

die Fußflächen zerschnitten. Das Gesagte gilt in vollem Maße für das extrem trockene südöstliche Iberien. Ähnlich wie beispielsweise in Nordafrika sind am unteren Segura die Fußflächen Vorzeitformen.

Unter Fußflächen verstehen wir Schnittflächen im Fels, die sich in der Fußregion von Steilhängen ausbreiten und nackt oder mit Lockermaterial bedeckt sind. Im französischen Sprachgebrauch entspricht diesem Wortsinn am besten der Ausdruck *glacis*, während die den Vorgang der Einflächung betonende Bezeichnung *glacis d'érosion* allein auf Felsverebnungen ohne Akkumulationen beschränkt bleiben sollte. Ebenso sollte der Begriff *pediment*, wie er sich im Anschluß an eine Arbeit von D. W. JOHNSON [1932] einbürgerte, nur in seiner ursprünglichen Bedeutung — *rock plains of lateral erosion* — verwendet werden. Mit diesen Begriffsbestimmungen folge ich einigen Vorschlägen H. MENSCHINGS [1958] sowie, z. T. wörtlich, H. LOUIS [1960, S. 96].

Einige allgemeine Hinweise auf Glacis am unteren Segura sind in der Arbeit von P. BIROT et L. SOLÉ SABARIS [1959], Hinweise auf pleistozäne Flußterrassen sind in den Erläuterungen zu den geologischen Kartenblättern Cieza und Mula enthalten. Beide Formen, Fußflächen und Terrassen, die genetisch eine Einheit bilden, sind in den Neogenbecken der Durchbruchsstrecke des Segura am besten entwickelt und aufgeschlossen.

Im Becken von Abarán, namentlich in dessen westlichem Teil, hat ein Glacis weite Verbreitung, das als subhorizontale Terrasse rd. 50 m über dem Segura endet. Glacis und Terrasse sind bloß südlich von Abarán, zwischen dem Segura und der Rambla Benito, in größerer Ausdehnung erhalten, wo sie reiche Bewässerungskulturen tragen. Sonst ist die Fußfläche zumeist durch zahlreiche Trockengräben entweder in langgezogene Riedel zerschnitten, die oft noch bis an die Steilhänge an den Beckenrändern zurückreichen, oder sie ist in viele isolierte Tafeln und kurze Käme aufgelöst, die häufig schon unter das ursprüngliche Niveau erniedrigt sind. Da es schwierig ist, solch einzelne Erhebungen zu bewässern, ragen sie gewöhnlich kahl aus einem grünen Umland auf. Am Fuße mancher Sierren des Untersuchungsgebietes trifft man ganze Schwärme von Hügeln an, die aus der Zerschneidung älterer Glacis hervorgegangen sind. Im Becken von Abarán ist in den Einschnitten überall der miozäne Sockel der Fußfläche sichtbar, der aus Tonen, Mergeln und Sandsteinen besteht. Im Bereich der erwähnten Terrasse am Segura ist der Sockel von einer wenige Meter dicken Geröllbank bedeckt, die auf dem durchschnittlich rd. 5° geneigten Glacis in kantigen Schutt übergeht. Gerölle und Schutt sind fast überall zu Konglomeraten bzw. Breccien verkittet und sind schon von weitem an ihrer mehrminder intensiv roten Farbe über dem grauen miozänen Sockel erkennbar.

Über dieser Hauptverebnung (Glacis III) gibt es undeutliche Reste einer höheren Fläche, die über dem Segura in 70—75 m ausstreicht (Glacis II). Das oberste System (Glacis I), dessen Oberfläche 100—120 m über dem Segura liegt, wird durch drei kegelförmige Erosionsreste einer einstigen Terrasse angezeigt, die die Hauptverebnung (Glacis III) südlich von Abarán wie Aussichtstürme überragen (Punkt 254; Höhe südöstlich davon; Punkt 258. Vgl. Tafel I). Die Höhe 254 wird von einem außerordentlich harten, 15—20 m mächtigen Konglomerat gekrönt, dessen Komponenten wenig gerollt sind und die Größe eines Kopfes selten erreichen. Bruchstücke dieses Konglomerates findet man gelegentlich in jüngeren Terrassensedimenten. Auf dem Kegel östlich Punkt 254, unmittelbar am Segura (Punkt 258), ist unter einer Schotterkappe

auch der Sockel aufgeschlossen. Dieser setzt sich zu unterst aus miozänen Tonen, darüber aus horizontal gelagerten sandigen Mergeln zusammen, deren Bänke mehrere Dezimeter dick werden und von zahlreichen Klüften durchsetzt, kugelförmig verwittern. Darüber folgen 4—5 m Schotter, welche gleichfalls mäßig gerollt, aber weniger verfestigt sind als das Konglomerat auf Punkt 254. Die unteren 2 Meter der Schotter sind grob und liegen wirr durcheinander, eine wiederholt im Untersuchungsraum an pleistozänen Fluß- sowie Hangakkumulationen festgestellte Erscheinung. Zu oberst sind die Schotter bedeutend feiner, gut geschichtet und verkrustet (Bild 5).

Unter der Hauptverebnung des Beckens von Abarán sind zwei weitere Systeme, etwa 30 bzw. 20 m über dem Fluß, entwickelt (Glacis IV und V). Beide Systeme sind so wie die höheren selbständige Erosions- und Akkumulationsformen, mit eigenen Sockeln. System IV ist als Terrasse und Fußfläche ausgebildet, System V tritt hier nur als Terrasse auf; auf ihr liegt z. B. der tiefer gelegene Ortsteil von Abarán.

Die Fußflächen des Beckens von Abarán wurden ausschließlich in Gesteinen des Miozäns angelegt. Zu diesen zählen auch Sandsteine, die jedoch widerständiger sind als die weit verbreiteten Tone und Mergel und daher nicht so vollkommen von den einebnenden Vorgängen erfaßt wurden. Da und dort ragen daher die miozänen Sandsteine als schmale Härterippen und -rücken über die Fußflächen empor. Solche Kämme bilden z. T. auch die niedrige Begrenzung des Beckens gegen Norden und Süden.

Im Becken von Blanca ist rechts vom Segura das Glacis IV (30 m) die vorherrschende Form, überragt von einem kleinen, verwaschenen Rest des Systems II (70 m), unmittelbar südwestlich des Ortes. Beide Flächen sind von einer rötlichen, verkitteten und mit einer Kruste gepanzerten Auflage bedeckt.

Im östlichen Teil des Beckens, links vom Segura, sind Glacis in den Tonen, Mergeln und Konglomeraten der Neogen- und Keupermulde zwischen den Sierren del Solan und Nevala prächtig entwickelt. Sie greifen randlich mit schmalen Säumen auch auf die Sandsteine und Kalke der Sierren über. Durch einen Barranco und dessen scharf eingerissene Seitengräben werden die Glacis in zahlreiche Riedel und Kämme, z. T. in Badlands aufgegliedert. Der kurze Barranco nimmt seinen Anfang an einer niedrigen flachen Wasserscheide, über welche das Becken von Blanca mit der großen Keupermulde im Vorfeld der Sa. de la Pila in breiter Verbindung steht. In den sterilen, steilen Schluchten und Gräben sind Tiefenerosion und Unterschneidung erfolgreich am Werk, wovon die überall an den Hängen vorhandenen Racheln sowie zahlreiche Rutschungen zeugen. Diese zweifellos sehr ansehnliche gegenwärtige Abtragsleistung wird zwar nur in gewissen Gesteinen (Tone und Mergel) erzielt, die dabei wirksamen Vorgänge werden jedoch durch Faktoren des Klimas, wie die sommerliche Austrocknung des Bodens und die dann umso stärker angreifenden Platzregen, gefördert. Nur z. T. gelingt es durch Aufforstungen die Verluste an nutzbarem Land zu verhindern, da man ja nur die Flächen der Glacis zwischen den Einschnitten, nicht die steilen und zerfurchten Grabenhänge mit Bäumen bepflanzen kann.

Die größte Ausdehnung besitzt in diesem östlichen Teil des Beckens von Blanca ein Glacis, in das die Rambla vor ihrem Austritt in das Tal des Segura 50—60 m eingeschnitten ist. Es dürfte sich demnach um System III handeln. Das Glacis ist sowohl gegen das Talweggerinne, die Rambla, als auch

tal aus, zum Segura, geneigt und damit eindeutig auf die zur Zeit der Pedimentierung als lokale Erosionsbasis fungierende Rambla bezogen. Dies trifft auch für die meisten anderen Fußflächen am unteren Segura zu. Im Unterschied zu den tieferen bleibt das Hauptssystem im Becken von Blanca jedoch nicht auf das Einzugsgebiet der Rambla beschränkt, sondern zieht über die Wasserscheide hinweg in die Mulde im Vorfeld der Sa. de la Pila, wo es größere zusammenhängende Plattformen bildet. Diese sind infolge der höher gelegenen lokalen Erosionsbasis am Barranco de Mula, der dortigen Hauptentwässerungsader, seichter zerschnitten als die Flächen am Segura.

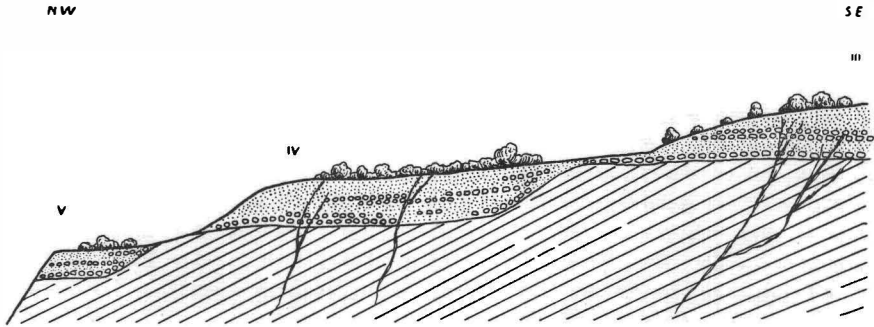


Abb. 3. Querschnitt durch die Glacis- und Terrassensysteme III, IV u. V längs eines Barrancos im östlichen Teil des Beckens von Blanca. Die Akkumulationen bestehen vorwiegend aus feinem Material, in das Lagen größerer, kantiger Komponenten eingeschaltet sind. Der Sockel besteht aus 25° NW-fallenden miozänen Tonen und Mergeln.

Von den jüngeren Systemen greift das nächst tiefere (IV) stellenweise quer durch das Hauptssystem bis an die Bergflanken zurück, Bild 2 zeigt ein Beispiel vom Abfall der Sa. Nevala mit den anschließenden Glacis III und IV. Die Einflächung beider Systeme erfolgte durch Vorgänge, die vom selben Steilhang ihren Ausgang nahmen. Da der Hang unzerschnitten ist, kommen nur Schichtfluten und Runsenspülung in Betracht. An den Gefällsknicken am Fuße der Steilhänge zerschlugen sich die kaltzeitlich schuttüberladene Gerinne und arbeiteten an der Verbreiterung der Pedimente bei gleichzeitiger Akkumulation. Von dieser zeugen die kompakten Brecciendecken, die die Riedel überziehen. Die auffällige Glätte des etwa 30° geneigten Hanges, der flachlagernde Sandsteine schneidet, ist die Folge kaltzeitlicher starker Verwitterung und Abspülung. Frostbedingte Solifluktion scheidet wegen der zu geringen Höhenlage des Hanges, 200—300 m über N.N., aus.

Äquivalente der tieferen Systeme sind Terrassen, die an der Rambla in die Hauptfläche eingeschnitten sind (Abb. 3 und Bild 3). Sie entsprechen mit 10—15 m und 25—30 m relativer Höhe den Glacis IV und V. Jede der Terrassen ist ein eigenständiger Baukörper mit Sockeln in 25° NW-fallenden Tonen und Mergeln. Die bis zu 20 m mächtigen Akkumulationen sind zumeist an der Basis am größten, horizontal geschichtet, leicht rot gefärbt, aber wenig verkittet, da sie vorwiegend aus kalkarmen Material bestehen. Aus demselben Grunde fehlen weitgehend Krusten.

Im kleinen Becken von Ojos sind unmittelbar südlich der Ortschaft Aufschlüsse vorhanden, die einen vorzüglichen Einblick in die Zusammensetzung zweier Terrassen des Segura ermöglichen. Die Situation ist in Abb. 4 wieder-

gegeben. Beide Terrassen sind in violette, rotbraune oder grüne, steil nach Westen einfallende Konglomerate und Tone des Keuper eingeschnitten und zeigen auch in Bezug auf ihre Akkumulationen große Übereinstimmung.

Auf dem Sockel der oberen Terrasse liegt zunächst eine mehrere Meter dicke, harte Konglomeratbank, die aus gut gerollten Schottern des Segura besteht (Bild 6). Da der Keuper salz- und gipshaltig ist, unterliegt er einer sehr kräftigen Abtragung, sowohl durch mechanische als auch chemische Vorgänge (Auslaugung). Dadurch geht der Schotterkappe zusehends ihre Unterlage verloren, sie sinkt örtlich ein und stürzt in großen Blöcken ab. Das Konglomerat ist von 4—5 m mächtigen Denudationsresten einer lockeren Ablagerung bedeckt, die in die gleichartig beschaffene Auflage eines Pediments am rechten Talhang übergeht. Die Fußfläche ist gleichfalls in weichen Keuperschichten angelegt und deshalb zu Badlands zerschnitten worden. Terrasse und Fußfläche ordnen sich in das Glacis IV ein (rd. 30 m über der Talaue des Segura).

Die Grundmasse der lockeren Terrassen- und Fußflächensedimente bilden grobe Sande. Diese enthalten Schichten kleinkalibrigen Schutts und sind reich an wirr gelagerten kantigen Blöcken von einigen Dezimetern Durchmesser. Außerdem fallen schön gerundete Gerölle auf, die wahrscheinlich vom Segura stammen und sich mit den Sanden verzahnen. Im ganzen ist die Ablagerung im Gegensatz zu den Konglomeraten im Liegenden jedoch lokaler Herkunft; sie stammt von den Hängen der aus Sandstein aufgebauten niedrigen Sierras der Umrahmung des Beckens von Ojos.

Die Akkumulationen der unteren Terrasse sind in ihrer ursprünglichen Mächtigkeit erhalten. Über einem 2—3 m dicken Basiskonglomerat folgen 10 bis 12 m geschichtete Grobsande mit mehreren breiten Schuttlagen, Schotter-schnüren und einzelnen Blöcken von beträchtlichem Ausmaß. Die Sande sind wohl leicht ausräumbar aber standfest, was viele Bröckellöcher und Höhlenwohnungen erweisen. Aus dem Aufbau der Terrasse kann man ersehen, daß sie wohl vom Segura gebildet wurde, jedoch hauptsächlich mit lockerem Material, das dem Fluß durch pluvialzeitlich häufiger fließende kleine Bäche und die Abspülung von den Talhängen über die Pedimente zugeführt wurde.

In der langgestreckten Neogenmulde zwischen den Sierras del Cajal und de Ricote sowie einigen niedrigen Kämmen östlich von dieser sind Fußflächen hauptsächlich in miozänen Tonen und Mergeln eingeschnitten. Während der letzten Gebirgsbildung sind auch Keuperschichten, die das Liegende der Mulde bilden und aus denen westlich von Villanuova Salz gewonnen wird, aufgepreßt worden. Sie bilden kleine Inseln inmitten des tektonisch gleichfalls außerordentlich beanspruchten Neogens. Über alle diese Strukturen greifen die Verebnungen hinweg. Einzelne Vorkommen miozäner Sandsteine, deren Kontakte mit den Tonen und Mergeln noch ungeklärt sind, treten als Härtlinge auf. Wegen der großen Ausdehnung weicher Gesteine wurden erhebliche Teile der Fußflächen durch die Torrenten zu wilden Badlands umgeformt. Nur wo die Flächen ausnahmsweise in härteren Gesteinen liegen, wie die schmale, langgezogene Rampe in Sandsteinen am Fuße der Sa. de Cajal, sind sie fast unzerschnitten. An der Pedimentierung waren stellenweise neben Schichtfluten und Runsenspülung auch kleinere Bäche beteiligt, die an den Kalkhängen der Ricote seichte dellentartige Tälchen hinterlassen haben. Wo diese die Fußflächen, also den Bereich der weichen Neogengesteine erreichen, setzen sprunghaft Bar-rancos ein.

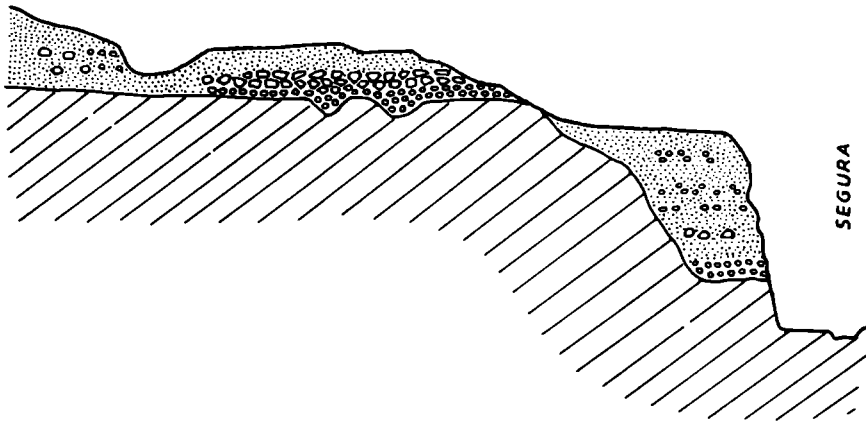
Dem dominierenden Flächensystem gehören zahlreiche umfangreiche Riedel



und höhengleiche lange Käämme längs des Fußes der Ricote so wie die erwähnte Rampe an der Cajal an. An der Hauptentwässerungsader, einer Rambla mit breitem schutterfüllten Hochwasserbett, einige Kilometer oberhalb von deren Mündung in den Segura, hält sich die Oberkante der großen Fläche 60—70 m über der Bachsohle. Die Kante sinkt talaus vermutlich auch relativ etwas ab. Wahrscheinlich gehört die Fläche dem Glacis III an. Die Rekonstruktion des einstigen Reliefs mit Hilfe der Restformen des Systems ergibt das Bild einer zum Segura geöffneten asymmetrischen Mulde, die sich mit der Verbreitung des Neogens deckt. Die Flächen der Riedel an dem breiteren, orographisch linken Muldenflügel besitzen eine mittlere Böschung von 7°, ein erhalten gebliebenes Stück des Muldenbodens ist nur etwa halb so stark geneigt.

W

E



A b b. 4. Terrassen bei Ojos, am Segura. Die Akkumulationen bestehen hauptsächlich aus feinerem, von den benachbarten Talhängen und Fußflächen stammenden Material. Eingeschaltet sind kantige Blöcke sowie Fernschotter des Segura. Genaue Beschreibung im Text.

Nahezu überall sind die Fußflächen von Akkumulationen bedeckt, die überwiegend aus parallel zur Oberfläche geschichteten Feinmaterial mit Lagen von Kleinschutt und einzelnen Blöcken bestehen. Die Mächtigkeit der Auflage nimmt gegen den einstigen Muldenboden zu und erreicht 8—12 m. Träger der Rotfärbung ist das Feinmaterial, sowohl in den kalkreichen Auflagen der Glacis unterhalb der Ricote als auch in den kalkarmen, etwas größerem Schutt auf der Fußfläche der Cajal. An der Ricote überzieht die Akkumulationen ein Kalkpanzer, unter dem das Material aber nahezu locker ist, leicht ausgewaschen wird bzw. ausbricht und daher zu Höhlenbildungen neigt (Bild 10). Die Mergel und Tone des Miozänsockels bilden unter dem quartären Schutt vielfach vertikale Wände, die durch Schlote und Spülfurchen in Säulen und schlanke, wie mit gotischem Schnitzwerk überzogene Bastionen gegliedert werden.

Von den jüngeren Eintiefungsfolgen konnte nur das System IV als Glacis festgestellt werden. Es reicht jedoch — soweit beobachtet — nicht bis an das Hintergehänge, die Flanken der Sierren, zurück, sondern setzt an der höheren Fußfläche an. Manche Riedel sind deshalb im Längsschnitt getreppt. Die

Pedimentierung der tieferen Fläche erfolgte in diesem Fall ausschließlich durch die Gerinne der Barrancos. Eine Verebnung durch Runsenspülung und ähnliche Vorgänge am Fuße des Anstiegs von der tieferen zur höheren Fläche scheidet praktisch aus, weil der Stufenhang zwischen der unteren und oberen Fläche zu kurz und zu niedrig ist (rd. 30 m). Als Terrassen sind im Unterlauf der Haupttramba zwei Staffeln, in 3—5 m und 8—10 m, ausgebildet. Es sind in der Hauptsache Aufschüttungsformen aus Sanden und schlecht gerollten Schottern und entsprechen den niedrigen Sand- und Lehmterrassen am Segura.

Nordöstlich von den Ausläufern der Sa. de Ricote und den Erhebungen in der Nähe des Segura (Umbria 515 m; Punkt 453 und 469) schiebt sich Glacis III in ziemlicher Ausdehnung ein. Es greift über Keuper-schichten hinweg, in welchen ergiebige Quellen auftreten, die es ermöglichen, auf der Fläche, fast 200 m über dem Segura, bewässerte Kulturen in großem Umfang zu unterhalten (Huerta de Ricote). Durch eine niedrige Sandsteinschwelle ist das Glacis auch von der zum Segura entwässerten Mulde nördlich der Cajal getrennt und blieb deshalb vor stärkerer Zerschneidung verschont.

Über diesem System hat sich, der Tiefenerosion gleichfalls entrückt, ein älteres erhalten, das den höchstgelegenen Glacisrest am unteren Segura darstellt. Es ist in die Jurakalke des Ricoteabfalls, also ausnahmsweise in recht harte Gesteine, eingeschnitten. Die Vorderkante der Fläche liegt bei rd. 460 m, das sind etwa 120 m über der Huerta de Ricote (System III). Die ziemlich stark verkitteten Akkumulationen<sup>3</sup>, von welchen die obere Fläche bedeckt ist, bestehen aus rötlichen, fein geschichteten Sanden im Wechsel mit Klein- und Grobschutt. Eingelagert sind Blöcke von fast 1 m Durchmesser. Die Mächtigkeit dieser Akkumulation dürfte 15 m erreichen. In den obersten Partien verdichten sich graue Kalkausscheidungen zu einer Kruste und überziehen schließlich als glatter Panzer die Tagesfläche. Lockere Schichten aufgearbeiteter Breccie bedecken den Steilhang zum tieferen Glacis. Es ist wahrscheinlich, daß das obere Glacis und die höchsten Terrassenreste im Becken von Abarán zur gleichen Zeit entstanden sind. Bei beiden Formen dürfte es sich um die Reste des ältesten pleistozänen Flächensystems handeln (Villafranchien; vgl. S. 145).

In der Weitung östlich von Villanuova sind die Systeme II, III und IV in Gesteinen des Neogens entwickelt. Als Hauptfläche ist das System III ausgebildet, namentlich am Fuße der Sa. de Ulea in Form ausgehnter, mit Kiefern bestandener Riedel, die an der Ausmündung kräftiger, in das Hintergehänge zurückgreifender Gräben schwemmekegelartig gewölbt sind. Darüber ragen einzelne Reste des Systems II auf, die an der Ulea mit lockeren Akkumulationen bedeckt sind, an deren Basis sich Wildbachschutt mit besonders großen Blöcken — bis zu 2 m Durchmesser — findet.

Die fast regelmäßige Gliederung der quartären Akkumulationen in einen unteren gröberen und oberen feineren Horizont deutet auf einen Klimawandel, speziell in Bezug auf die Niederschlagsmengen, innerhalb der einzelnen Pluviale hin. Diese dürften im ersten Abschnitt erheblich feuchter als in der Spätzeit gewesen sein, sodaß selbst kleine Hanggerinne anfänglich große Transportleistungen vollbringen konnten.

<sup>3</sup> Die Auflage der obersten Fußfläche ist an einer Straße aufgeschlossen, die vom Dorfe Ricote gegen Westen über eine niedrige Wasserscheide (rd. 420 m) in das Becken von Blanca führt. Den besten Einblick gewinnt man allerdings an einem privaten Fahrweg, der von der Straße gegen Süden abzweigt, knapp bevor diese die Wasserscheide erreicht.

In der Umgebung von Archena, wo der Segura sein Durchbruchstal verläßt und die breite Tertiärsenke von Mula betritt, gewinnen die Flußterrassen bedeutend an Raum. Fußflächen gibt es an den Sierren nördlich und nordöstlich des Ortes, die bloß sehr geringe Höhen besitzen: Sa. de Verdelena 281 m, Höhe 277, Sa. de Lope 276 m sowie die Sierra mit dem Friedhof von Archena 244 m (Bild 1). Archena selbst liegt etwa 120 m hoch.

Im Seguratal oberhalb des Bades von Archena (Balneario), gegenüber dem neuen E-Werk, sind isolierte Terrassenstufen in 50—55 m (System III) und 70—75 m (System II) vorhanden. Die untere Stufe zeigt auf weißen, miozänen Tonen mindest 5 m gut gerundete, partienweise, besonders aber an der Basis ferrettisierte Schotter, die zu oberst verkrustet sind. Erst darüber lagert ein gut geschichteter, zelliger Travertin, in unterschiedlicher Mächtigkeit, wodurch die Unebenheit der Terrassenoberfläche verursacht wird. Die höhere Stufe schließt mit eigenem Sockel direkt an die tiefere an, besitzt jedoch keine Sinterbedeckung.

Ein weiterer Rest von System III erhebt sich aus der Furche zwischen Höhe 227 und der Sa. de Lope. Diese Furche ist erheblich breiter als der gegenwärtige Einschnitt nordöstlich der Sa. de Lope und wurde vom Segura oder einem seiner Arme bis ins jüngste Pleistozän benutzt. Jenseits der Lope, im Zwiesel von Segura und Rambla de Carrizalejo, hat die 20 m-Terrasse größere Ausdehnung (System V). Sie geht seitlich in die Fußfläche des Monoklinalkammes der Verdelena über. Die Terrasse stellt die unterste der Stufen dar, die alle wichtigen Merkmale pleistozäner Terrassen am unteren Segura besitzt: Verflößung mit einer Fußfläche, Rotfärbung und Verkrustung ihrer Akkumulationen. Im Gegensatz dazu sind die Akkumulationen aller tieferen (holozänen) Terrassen grau und setzen an höheren Terrassen oder den Talhängen mit ausgeprägten Winkeln ab.

Besondere Beachtung verdienen die Verhältnisse in der Neogenmulde der Rambla de Carrizalejo, wo sich ausgedehnte Restformen der Systeme III und V finden, entweder als subhorizontale Terrassenstücke oder als Riedel, die aus Fußflächen herausgeschnitten wurden. Die dünne Schuttdecke der Flächen geht an den 15—20° geböschten Steilhängen in eine Gehängebreccie über, deren Komponenten, wie die Kämme der niederen Sierren, aus einem feinkörnigen miozänen Konglomerat bestehen. Die gleiche Beobachtung der Verflößung von Pedimentauflagen mit Gehängebreccien an den Steilhängen läßt sich im übrigen auch an vielen anderen Stellen am unteren Segura machen. Die Breccien setzen so wie die Schuttauflagen der Pedimente eine gegenüber heute erheblich gesteigerte kaltzeitliche Verwitterung voraus und zwar in manchen Fällen, wie z. B. bei Archena, in außerordentlich geringen Meereshöhen: die Kämme der Sierra mit dem Friedhof, an welchen der gesamte geschilderte Formenkomplex auftritt, liegen zwischen 180 und 240 m über N. N., das sind bloß 60—120 m über den gegenwärtigen Talgründen.

Die Sierra mit Friedhof, nordöstlich von Archena, wird durch eine gegen den Segura gerichtete und mit quartären Sedimenten erfüllte Mulde in einen nördlichen und südlichen Kamm gegliedert. Der untere Abschnitt der Mulde ist durch einen jungen Barranco aufgeschlitzt, in dem die quartäre Schichtfolge gut ersichtlich ist. Auf bunten Keuperkonglomeraten lagert eine höchstens 3 m starke, gut gerollte, horizontal geschichtete Schotterschicht des Segura, die sich zungenförmig in die Mulde hinein erstreckt. Die Oberkante dieses durch künstliche Höhlungen zum Zwecke der Schottergewinnung auffallenden Horizon-

tes liegt etwa 40 m über dem Fluß. Die Akkumulation dürfte dem System III angehören, dessen relative Höhe sich unterhalb der Durchbruchsstrecke, in der breiten Senke von Mula, vermindert, als Folge der Verbreiterung der Aufschüttung zu einem Schwemmfächer.

Über den Schottern folgen parallel zu den Muldenhängen geschichteter Schutt sowie hauptsächlich Sande, die sehr kalkreich und deshalb in den Einschnitten von jüngsten Sinterbildungen verkleistert sind. Diese lockere, gleichfalls von sehr bedeutender kaltzeitlicher Verwitterung zeugende Hangbildung erreicht im äußeren Abschnitt der Mulde eine größte Mächtigkeit von 5 m. Stellenweise alternieren die Fernschotter des Segura mit dem örtlichen Hangschutt bzw. werden von diesem völlig ersetzt.

Talein bilden die Schotter schließlich die Sohle des auslaufenden Barrancos, während gleichzeitig das lokale Hangmaterial bis auf 10 m Mächtigkeit anschwillt. Dieses zeigt nun eine deutliche Zweiteilung: die obersten 1—1,5 m werden von durchschnittlich bis zu faustgroßem Schutt gebildet, der an der Tagesfläche verkrustet und gegen die Umrahmung der Mulde von einem jüngstem Schuttschleier bedeckt ist. Das Liegende des lokalen Hangmaterials setzt sich aus Sanden zusammen, die vom hangenden Schutt durch eine 1—2 dm dicke — also zweite — Kruste geschieden sind. Man hat es hier sehr wahrscheinlich mit verschieden altem, durch eine Kruste getrennten Hangschutt zu tun, dessen obere Lage der letzten, die untere der vorletzten Kaltzeit angehören dürften.

Die bisher behandelten Fußflächen liegen ausnahmslos in den kleinen Becken und Mulden, die vom Segura und seinen periodisch oder episodisch abkommenden Zubringern durchflossen werden. Die Ausrichtung der Glacis auf lokale Erosionsbasen ist offensichtlich. Stellenweise sind mehrere ineinandergeschachtelte vollständige Profile erhalten: Steilhänge, Pedimente und Terrassen mit den dazugehörigen Akkumulationen, den Gehängebreccien, Pedimentauflagen und Terrassensedimenten. In den großen Keuper- oder Neogenmulden abseits vom Segura findet man in der Regel nur ein einziges landschaftlich stark hervortretendes, unzerschnittenes Glacis. In diesen Fällen handelt es sich um eine *polygenetische Fläche* in der sich die einebnende Wirkung schuttüberladener Gerinne mehrerer Pluviale summierte. Solche Fußflächen wurden von H. MENSCHING und R. RAYNAL [1954] aus Marokko beschrieben. Während der niederschlagsarmen Interpluviale wurden derartige Glacis nur randlich zerschnitten, weil die Wasserläufe der Sierren zu schwach waren, um die Flächen in ihrer ganzen Breite zu durchmessen. Der durch die pleistozänen Klimawechsel verursachte Rhythmus zwischen Tiefen- und Seitenerosion kam also nur am Fuße der Sierren und an den Hauptgerinnen, die auch während der Interpluviale nicht völlig austrockneten, zur Auswirkung. Daher laufen in den großen Mulden alle Glacis auf eine einheitliche — polygenetische — Fläche aus und nicht, wie in den kleinen Becken, auf die entsprechenden Terrassen des Hauptgerinnes, das als lokale Erosionsbasis fungierte. Auf den für alle Arten von Glacis wie überhaupt für Klimaterrassen kennzeichnenden Grundzug der Konvergenz hat bereits D. W. JOHNSON [1932] hingewiesen.

Beispiele für Fußflächen, die sich unabhängig von lokalen Erosionsbasen an Flüssen entwickelten, finden sich u. a. vor dem Ostabfall der Sa. de la Pila und vor dem Südfall der Sa. del Cajal, wo mindest 2 zu Hügelschwärmen aufgelöste Glacis-Generationen vorliegen. Da für ihre Bildung und Zerschneidung lediglich das wechselnde Belastungsverhältnis kurzer Hanggerinne ent-

scheidend war, gehören solche Flächen zu den besten morphologischen Zeugen für die pleistozänen Klimawechsel in Südostspanien.

Für das Alter der einzelnen Glacissysteme gibt es nur wenig Anhaltspunkte. Das oberste gehört mit ziemlicher Sicherheit der *surface villafranchienne* an, die von P. BIROT und L. SOLÉ SABARIS [1959] in den Becken von Granada und Baza festgestellt und bis in die nordöstlichen Ausläufer der Betischen Außenzone durchverfolgt wurde. Sie stellt die Endfläche einer im zentralen Teil der Betischen Beckenflucht mehrere 100 m mächtigen Akkumulation dar, die ursprünglich in geringer Meereshöhe abgelagert wurde und seitlich in die Schuttdecken von Glacis übergeht. Das Alter des oberen Teiles der Aufschüttung ist durch Fossilien als ältestpleistozän (Villafranchien) belegt. Nach dem Abschluß der Sedimentation und der synchron erfolgten Pedimentierung an den Beckenrändern wurde der ganze Schichtkomplex stark gehoben, sodaß die durch eine Kruste zementierte Villafranchienoberfläche heute bei Baza in 1300 m liegt. Diese gewaltige junge Höferschaltung erfaßte im vollem Ausmaße jedoch nur den zentralen Teil der Beckenflucht und deren benachbarte Gebirgstelle (Sa. Nevada und deren Umgebung). Gegen Nordosten klang die Hebung aus. So liegen Aufschüttungen und Formen, die mit den Akkumulationen und Glacis bei Baza als gleichaltrig betrachtet werden, an der Sa. de Espuña (südwestlich von Murcia) nur 650, nördlich Cieza sogar nur 360 m hoch. In diesen Rahmen paßt sich die von mir am Ostabfall der Sa. de Ricote gefundene höchste Fußfläche im Gebiet des unteren Segura mit einer mittleren Höhe von 500 m gut ein.

Wahrscheinlich sind die 5 Glacissysteme mit ebenso vielen Pluvialen zu koordinieren, da jede Fußfläche einen selbständigen Baukörper mit eigenem Sockel, eigener Akkumulation und Kruste repräsentiert. Ob und in welcher Weise tektonische Vorgänge die Bildung der pleistozänen Fußflächen und Terrassen am unteren Segura beeinflussten, läßt sich vorderhand nicht entscheiden. Es ist jedoch anzunehmen, daß sich die Hebung der Villafranchienoberfläche über einen längeren Zeitraum erstreckte und daher mit der klimagesteuerten Akkumulation und Erosion interferierte.

Das Glacis V (20 m) dürfte dem letzten Pluvial (Würm) entsprechen, da es die unterste Stufe darstellt, die noch ganz den höheren, sicher pleistozänen Systemen gleicht, also u. a. Krusten und Rotfärbung der Pedimentauflage aufweist. Dies stimmt mit den Feststellungen von M. GIGOUT u. a. [1955] an der spanischen Mittelmeerküste überein, nach welchen die holozäne 2 m-Terrasse (Flandrien) im Gegensatz zu den pleistozänen eustatischen Terrassen keine Rotfärbung und nur geringfügige Krustenbildungen zeigt.

Krusten, speziell Kalkkrusten, sind auf allen quartären Akkumulationen, wie Hangschutt, Pedimentauflagen und Terrassenschottern, die Regel. Über ihre Verbreitung in Spanien und über ihre Genese liegt von E. RUTTE [1958] eine systematische Untersuchung vor, deren Ergebnisse auch für die Vorkommen am unteren Segura Gültigkeit haben. Man kann in ursprünglich lockerem Material zwei Arten von Krusten unterscheiden, die zumeist zusammen vorkommen.

1. Dünne, feingeschichtete Oberflächenpanzer oder gewellte Kalklamellen im Inneren der Akkumulationen, die durch Kalkausscheidungen an Inhomogenitätsflächen, wie Schichtfugen u. dgl. gebildet wurden. Die Stärke der Panzer und Lamellen beträgt im Durchschnitt weniger als 1 cm (Bild 9). Sie entstehen im wesentlichen durch seitliche Bewegung, flächenhaftes Rieseln von kalkgesättigtem

Oberflächenwasser oder Sickerwasser auf oder in lagenweise struierten, stärker geneigten Ablagerungen, wie Hangschutt. Es sind zusammenhängende Gesteinsneubildungen. Die kräftige sommerliche Erhitzung und die damit verbundene intensive Verdunstung wirken sich bis in die oberen Bodenschichten hinein aus und ermöglichen die gleichzeitige Entstehung mehrerer Kalklamellen übereinander. Diese entsprechen also in der Regel nicht einstigen Akkumulationsoberflächen.

2. Zementierungen an und in der Nähe der Akkumulationsoberfläche horizontaler oder schwach geneigter Sedimente, wie z. B. der Pedimentauflagen oder Terrassenschotter (Bild 10). Diese Art von Krusten konnte ich am unteren Segura in einer Mächtigkeit bis zu mehreren Dezimetern beobachten. Sie entstehen durch Verkittung des porösen Lockermaterials durch Kalkausscheidungen. Der dabei maßgebliche Vorgang ist das kapillare Hochsaugen des früher eingesickerten Wassers unter dem Einfluß der oberflächlichen Verdunstung. Zementationskrusten bilden sich daher nur in ausgesprochenen Trockengebieten, für die sie m. E. typischer sind als die Kalklamellen, die den in allen Klimaten vorkommenden Sinterbildungen ähnlich sind. Klimamorphologisch scheint es mir daher eher gerechtfertigt, die Zementationen als echte Krusten zu bezeichnen und nicht, wie dies E. RUTTE [1958] vom lithologischen Standpunkt aus tut, die Oberflächenpanzer und Innenlamellen.

Zementationen und Oberflächenpanzer kommen zumeist zusammen vor. Letztere sind sehr spröde und verwittern zu Scherben, die ältere Fußflächen oft weithin bedecken. Durch Risse und karsthydrologisch erweiterte Spalten dringt die Feuchtigkeit in das wegen des Kalkentzuges wenig verfestigte, oft fast lockere Material unter der Kruste ein, wo sie durch die Oberflächenpanzer einigermaßen vor der Verdunstung geschützt wird. Diese Umstände macht man sich bei der Aufforstung der von Natur aus völlig unfruchtbaren Glacis zu Nutze, indem man die Bäume (Kiefern) in Klüfte oder durch die Kruste geschlagene Löcher setzt.

Auf Grund ihrer Härte sowie der Tatsache, daß die Krusten einer ziemlich intensiven Zerstörung durch die mechanische Verwitterung und Zerschneidung unterliegen, muß man sie als im wesentlichen fossile Gebilde auffassen. Wie jedoch E. RUTTE [1958] zeigen konnte, entstehen Krusten in geringem Ausmaße auch in der Gegenwart und zwar in jenen semiariden Räumen Iberiens, die weniger als 500 mm Niederschlag empfangen. Die besten Bedingungen sind bei Niederschlägen zwischen 150 und 250 mm gegeben. Die gleichen Grenzwerte gibt G. KNETSCH [1950] für die libysche Sahara an. Die Entstehung der heute fossilen Krusten wird allgemein in die Interpluviale verlegt, wobei nach G. CHOUBERT [1956] wahrscheinlich die Übergangsperioden die günstigsten waren. So ist anzunehmen, daß namentlich während der ausklingenden Pluviale, bei noch stärkerer Durchfeuchtung der noch nicht verfestigten Lockermassen und bereits heißer werdenden Sommern mit beginnender starker Verdunstung, die Krustenbildung rascher vor sich ging, als während der extrem trockenen Hauptphasen der Interpluviale.

Über das Wesen der für alle kaltzeitlichen Ablagerungen charakteristischen Rotfärbung ist mangels genauer Analysen wenig bekannt. Sicher sind hauptsächlich Eisenverbindungen an der Rotfärbung beteiligt, von der die Akkumulationen bzw. deren Feinmaterial zumeist in der ganzen Mächtigkeit erfaßt wurden. Dies setzt eine ungehinderte Zirkulation von eisenhaltigen

Lösungen innerhalb der Lockermassen und dementsprechend reichliche Niederschläge voraus, mit welchen man in Südostspanien, wie überhaupt im westlichen Mittelmeer, nur während der Pluviale rechnen kann. Auf die kaltzeitliche Entstehung der Rotfärbung weist auch der Umstand hin, daß sie im Bereich der Krusten aussetzt, d. h. durch diese zerstört wurde. G. CHOUBERT und A. FAUREMURET [1955 a] unterscheiden daher für Marokko zwischen warm-feuchten, gegenüber dem heutigen jedoch kühleren *climats rubefiants d'accumulation* (Pluviale) und trocken-heiße *climats de la croûte* (Interpluviale).

Einer Diskussion bedürfen noch die Fragen bezüglich der Alters-einstufung der Gehängebreccien, der Vorgänge, die zu deren Entstehung führten sowie der Ursachen der kaltzeitlich starken Verwitterung überhaupt. Der Versuch einer Datierung der Schuttdecken, d. h. ihre Zuordnung zu einzelnen Pluvialen, erscheint vornehmlich für die gut individualisierten und relativ gut erhaltenen Pedimentauflagen und Terrassenschotter aussichtsvoll, weniger für die an Steilhängen zumeist stark zerstörten Gehängebreccien. Es besteht jedoch kein Zweifel, daß es verschieden alte Breccien in den Sierren am unteren Segura gibt und daß sie nicht etwa alle der letzten Kaltzeit angehören. Dies geht schon aus dem oft sehr unterschiedlichen Grad der Verfestigung hervor, die sich allerdings auch nach der lithologischen Zusammensetzung richtet. Die härtesten Breccien findet man an Jurakalkhängen, wie z. B. am Ostabfall der Sa. del Lloro. Gelegentlich enthalten Breccien Einschlüsse aufgearbeiteten älteren Hangschutts. Ein morphologischer Hinweis für das relativ hohe Alter mancher pleistozäner Schuttdecken ist dann gegeben, wenn der obere, schuttliefernde Teil eines Hanges bereits der Erosion zum Opfer gefallen ist und die Breccie nun ohne Hintergehänge frei in die Luft ausstreicht. Dafür gibt es Beispiele in der Sa. de Carrascoy sowie aus dem Becken von Abarán<sup>4</sup>.

Zahlreiche Erosionsreste alter, zumeist sehr grober Breccien gibt es in der Sa. de Carrascoy (rd. 600 m). Ein leicht erreichbares Beispiel findet sich an der Straße Murcia-Cartagena, knapp bevor diese vom steilen Nordhang der Sierra auf deren flache Südseite übertritt. Die aus Sandsteinschutt bestehende Breccie ist 3 m mächtig und führt an der Basis halbmetergroße Blöcke, die sehr wirr gelagert sind (Bild 7). Nur in den obersten Partien ist Schichtung angedeutet. Der wenige 100 m lange, 12°—14° geneigte Hang, dem die Breccie aufsitzt, endet bei rd. 400 m über dem nach Norden laufenden Tal der Rambla de Puerto, dem die Straße von Murcia folgt. Weitaus verbreiteter ist jedoch eine offensichtlich jüngere, viel feinere und weniger verfestigte Breccie (Bild 8). Hervorzuheben ist die sehr regelmäßige Schichtung dieses Hangschutts, weshalb die Breccie nur durch Flächenspülung entstanden sein kann. Diese Breccie bedeckt sowohl die Hänge der Flachlandschaft auf der Höhe der Sierra wie auch die steileren Hänge im Einschnitt der Rambla de Puerto. Interessanterweise nahmen einige Quellläste und kleine Zubringer der Rambla vor der Ablagerung des jüngeren Hangschutts einen anderen Verlauf. Ihre damaligen Einschnitte, in der Größenordnung von 0,5—6 m Breite und bis zu 3—4 m Tiefe, sind von der jüngeren Breccie vollkommen erfüllt und überdeckt worden (Bild 8). Daraus geht hervor, daß die pluvialzeitliche Flächenspülung und die mit ihr verbundene

<sup>4</sup> Im Becken von Abarán findet sich eine solche Stelle knapp oberhalb der Mündung der Rambla de las Multas in den Segura, bei Punkt 201 (südlich der Schrift „Benito“, Geologische Karte von Spanien, 1:50.000, Blatt Mula). Hier wurde durch einen 80—100 m tiefen Cañon in miozänen Tonen und Mergeln die Wasserscheide zur genannten Rambla untergraben. Auf dem erniedrigten Kamm streicht eine Breccie aus.

Akkumulation immerhin so wirksam war, daß kleine Gerinne auf dem Hangschutt ihren Lauf verlegten. Sie schnitten später an anderen Stellen epigenetisch ein.

Auf Grund des bisher Gesagten ist es fast überflüssig zu betonen, daß am unteren Segura alle Anzeichen fehlen, wonach sich die Bildung der Hangschuttdecken in einem Frostklima vollzogen hätte. Nirgends konnten die für soligelide Solifluktion kennzeichnenden Gesteinseinregelungen oder Kryoturbationen festgestellt werden. Das genetisch wichtigste Merkmal sowohl der Gehängebreccien als auch der Pedimentauflagen ist die ausgeprägte Schichtung, die auf das fließende Wasser als dominierendes Agens hinweist. Die an Gehängebreccien, also an steileren Böschungen, häufiger auftretende chaotische Lagerung des Schutts geht auf Gleitbewegungen bei starker Durchfeuchtung über undurchlässigen Mergeln und Tonen zurück.

Solifluktionsdecken sind am unteren Segura auch gar nicht zu erwarten, weil die meisten Sierrren weit unter der entsprechenden kaltzeitlichen Höhengrenze (Solifluktionsgrenze) liegen. Diese kann man für Südostspanien aus der Depression der Schneegrenze in der Sa. Nevada, die man für die letzte Kaltzeit hinreichend genau berechnen kann, erschließen. Nach H. PASCHINGER [1954 a, b] ist die gegenwärtige Schneegrenze knapp über den noch vor kurzem vergletscherten Gipfeln, also in etwa 3500 m, anzunehmen. Während der Würmzeit lag sie nach der letzten Mitteilung des gleichen Autors [1959] bei 2200 m, was einer Depression von 1300 m entspricht. Rezente Frostbodenformen, hauptsächlich der amorphen, durch die Vegetation gehemmten Solifluktion, hat L. HEMPEL [1958] über 2100 m festgestellt, Formen der fossilen Solifluktion (solifluidaler Hangschutt) bis gegen 1000—800 m. Auch H. PASCHINGER [1959] berichtet von — offensichtlich — kaltzeitlichen Fließerdeböden bei 1000 m. Aus diesen Angaben ergibt sich für die Sa. Nevada und damit für Südostspanien eine (letzt-)kaltzeitliche Depression der unteren Solifluktionsgrenze von 1100—1300 m, welche Werte ungefähr der Absenkung der letzteiszeitlichen Schneegrenze entsprechen.

Lediglich die höchsten Sierrren, zwischen 950 und 1250 m (Pila, Lloro, Ricote), reichten mit ihren Gipfeln bestenfalls wenige 100 m in die kaltzeitliche Solifluktions- und Tundrenzone hinein. Die Mehrzahl ihrer Hänge, an welchen Breccien auftreten, sowie alle Glacis lagen zur Gänze darunter. Dasselbe gilt für die zahlreichen niederen Sierrren. In diesem Zusammenhang sei daran erinnert, daß in den Hügeln nordöstlich von Archena, die 244 m nicht überschreiten, im kleinen der gesamte klimagenetische Formenschatz auftritt, der sonst Gebirgen der semiariden Zone eigen ist, die in den kaltzeitlichen Periglazialbereich aufragten: Glatthänge mit Breccien, Fußflächen und Klimaterrassen.

Wie man aus Restbeständen schließen kann, waren die Sierrren am unteren Segura im Holozän bewaldet, was in Südostspanien lichten Baumbewuchs ohne Unterholz bedeutet. Ähnliche Vegetationsverhältnisse muß man auch für die Pluvialzeiten voraussetzen, da die Kämmе, wie erwähnt, nur wenig in die Solifluktionszone aufragten und außerdem die reichlicheren Niederschläge eine drastische Absenkung der Waldgrenze verhinderten. Daraus geht hervor, daß die Breccien, die ja heute in der Waldstufe liegen, auch in dieser gebildet worden sein mußten. Dies ist wieder nur möglich, wenn sich die Vorgänge, die zur Entstehung der Schuttdecken führten, so namentlich die Aufbereitung des Schutts und sein Transport durch die Flächenspülung, frei entfalten konnten und nicht durch ein dichtes Pflanzenkleid behindert wurden. Der pluvialzeitliche Wald konnte also keineswegs dichter als in der Gegenwart und vor allem nicht



mit zusammenhängendem Bodenbewuchs ausgestattet gewesen sein. Dies heißt mit anderen Worten, daß der streng semiaride Grundzug des Klimas in Südostspanien zumindest während des jüngeren Pleistozäns gewahrt blieb, die Zunahme der Niederschläge während der Pluvialzeiten sich also nur in den Wintermonaten auswirkte.

Es ist festzuhalten, daß die Bildung von Hangschuttdecken im pluvialen Klima unter einem Pflanzenkleid (Trockenwald) ohne weiteres denkbar ist, sofern nur das fließende Wasser (Hangspülung), nicht aber die Solifluktion am Transport des Schutts beteiligt war. Die Solifluktion greift stets kräftiger und tiefer in den Boden ein, als die an der Oberfläche sich abspielende Flächen- oder Rinnenspülung; durch die Solifluktionen werden selbst einzelne Bäume am Aufkommen gehindert.

Am schwierigsten ist die Frage nach den Ursachen der kaltzeitlich gesteigerten mechanischen Verwitterung zu beantworten, durch die auch in den Hügelländern Südostspaniens ein Übermaß an Schutt bereit gestellt wurde, der von den Gerinnen nicht bewältigt werden konnte und daher akkumuliert wurde.

Zunächst ist zu prüfen, ob zufolge der kaltzeitlichen Erniedrigung der mittleren Jahrestemperatur — in den südlichen Mittelmeerländern um ca. 4° — die Anzahl und Intensität der Fröste auch in geringen Meereshöhen wesentlich vermehrt wurden. Wie in den Ausführungen über das Klima erwähnt wurde, dürfte in der Gegenwart die Nullgrad-Isotherme des Januar am unteren Segura gerade im Gipfelbereich der höchsten Sierren (1100—1200 m) liegen. Setzt man den heutigen winterlichen Temperaturgradienten von 0,6° C sowie eine Absenkung auch der mittleren Januartemperatur um 4° für die Kaltzeiten voraus<sup>5</sup>, dann kam die Nullgrad-Isotherme in eine Höhe von 500 m zu liegen und damit kamen auch die niedrigeren Sierren unter häufigere Frosteinwirkung. Die schon mehrfach genannten Käme bei Archena sind aber nur halb so hoch und zeichnen sich heute durch sehr milde Winter mit seltenen Frösten aus (mittlere Januartemperatur 8°). Es ist daher anzunehmen, daß in den Ebenen und Hügelländern Südostspaniens die Frostverwitterung auch während der Kaltzeiten eine nur untergeordnete Rolle spielte<sup>6</sup>.

Eine der Hauptursachen für die starke kaltzeitliche Verwitterung sehe ich in der größeren Häufigkeit der Niederschläge. Diese fielen wie heute in extrem konzentrierter Weise (Starkregen), sodaß Durchfeuchtung und Austrocknung der Gesteine häufig wechselten. Die mit den Platzregen verbundenen Schichtfluten sorgten zumindest in den oberen Teilen der Hänge für eine ständige „Erneuerung der Exposition“. Mit der größeren Feuchtigkeit steigerte sich auch die Wirksamkeit der Hydratation, deren Bedeutung für die Aufbereitung der

<sup>5</sup> Möglicherweise ist der Wert von 0,6° für den kaltzeitlichen Temperaturgradienten viel zu niedrig [H. MORTENSEN 1957].

<sup>6</sup> In diesem Zusammenhang sei auf die Ergebnisse einiger Untersuchungen über die Stratigraphie von Höhlensedimenten in geringen Meereshöhen der Mittelmeerländer hingewiesen. So stellte Mc. BURNEY [1954] an der Küste der Cyrenaika in einer Kalkhöhle in lehmigem Feinmaterial Einschaltungen von eckigem Kalkschutt fest, der von R. W. HEY als mechanisches Verwitterungsmaterial, entstanden durch eine bedeutende Vermehrung der Zahl und Intensität der Winterfröste während eines kühl-trockenen Abschnittes eines Pluvials gedeutet wurde. Sinterbildungen hingegen weisen auf chemische Vorgänge während eines feuchteren Abschnittes hin. In der gleichen Art interpretiert K. W. BUTZER [1957] mediterrane Höhlenablagerungen, wobei er sich auf die von R. LAIS [1941] allerdings in mitteleuropäischen Höhlen gewonnenen Erfahrungen stützt. Nun zeigt m. E. kantiger Schutt nicht unbedingt Frost, sondern zunächst nur das Vorherrschen der mechanischen gegenüber der chemischen Verwitterung an. Dieser Fall trat in den Kalkhöhlen der Mittelmeerländer jedoch außer in Perioden tieferer Temperaturen (Pluviale) vor allem auch bei nachlassender Wasserzirkulation in den Klüften des Kalkes, also in trockenen Perioden des Pleistozäns ein (Interpluviale bzw. relativ trockene Abschnitte von Pluvialen).

Gesteine namentlich in der amerikanischen Fachwelt seit langem erkannt ist und die in den letzten Jahren auch im deutschen Schrifttum zunehmend gewürdigt wird. Unter Hydratation versteht man bekanntlich die Anlagerung von Wassermolekülen an die Ionen eines Kristallgitters, wodurch sich dessen Volumen vergrößert, gelegentlich so beträchtlich, daß der Zusammenhang gesprengt wird und das Gestein zerfällt. H. WILHELMY [1958] u. a. sehen in der Hydratation einen Hauptfaktor der Verwitterung in der feucht-gemäßigten Zone, besonders der Granitvergrusung. Nach J. C. BRANNER [1896], J. D. DANA [1896], A. K. LOBECK [1939] und J. GENTILI [1955] entsteht durch die Hydratation bei schalen- oder schuppenförmiger Abblätterung auch größerer Schutt. In die gleiche Richtung weisen auch die Arbeiten von J. P. BAKKER [1960] über die schalige Verwitterung von Graniten in feucht-tropischen oder auch semiariden Gebieten. Für diese Art der Verwitterung sind am unteren Segura gewisse Gesteine, wie Sandsteine und feine Konglomerate des Miozäns, besonders geeignet, da sie sehr reich an Klüften und Rissen sind, in welche die Feuchtigkeit eindringen kann.

Im ganzen werden in den oberen Höhenstufen der Sierren die Fröste, in den unteren Lagen die Hydratation von relativ größerer Bedeutung für den Gesteinszerfall gewesen sein.

Die Feststellungen über die pleistozäne Formenentwicklung am unteren Segura, namentlich was die Entstehung der Glatthänge und der Gehängebreccien anbelangt, können insofern ein über den lokalen Rahmen hinausgehendes Interesse beanspruchen, als in Südostspanien der sichere Nachweis erbracht werden konnte, daß nicht periglaziale, sondern *pluviale Vorgänge* die morphologisch wirksamen waren. Als *periglaziale Vorgänge* — im weitesten Sinne — bezeichnen wir jene, die unter maßgeblicher Mitwirkung des Frostes zustande kommen. Die Aufgabe, den periglazialen vom pluvialen Formenschatz höhenmäßig abzugrenzen, stellt sich in jedem höheren Gebirge der Subtropen. In diesen herrschte bekanntlich während der Kaltzeiten kein so strenges Frostklima wie in unseren Breiten und die vergleichsweise geringe Abnahme der Temperatur war von einer bedeutenden Zunahme der Niederschläge begleitet. Die Frage dieser Abgrenzung läßt sich nicht mit der Angabe einer Linie beantworten, da periglaziale und pluviale Vorgänge in einer mehrminder breiten Zone ineinander übergehen. Deshalb sollte man die untere kaltzeitliche Solifluktionsgrenze nicht allein auf Grund der tiefsten Vorkommen von Gehängebreccien rekonstruieren, wenn diese nicht eindeutig als soligelide Wandschuttdecken erkannt worden sind, was zumeist sehr schwierig ist. Aus der zu generösen Verwendung der Hangbreccien zur Feststellung der pleistozänen Depression klimatischer Höhenstufen erklärt es sich, daß namentlich im Mittelmeergebiet und in Nordafrika der Gürtel kaltzeitlicher periglazialer Vorgänge (Solifluktion) vielfach zu breit angenommen wurde.

Auf die Problematik, die sich mit der Verfolgung pluvialzeitlicher Frostbodenerscheinungen in den Trockengebieten verbindet, wurde schon mehrfach hingewiesen [u. a. J. TRICART 1952, H. MENSCHING 1954, G. CHUBERT 1955 b, K. WICHE 1959, J. JOLY u. R. RAYNAL 1961]. Diese Problematik hat auch in neuen, wenig glücklichen Umschreibungen, wie „pluviales Periglazial“, oder „pluviale“ bzw. „humide Solifluktion“ ihren Niederschlag gefunden. Die Verwendung des Begriffes Solifluktion auch für wenig oder gar nicht mit dem Frost in Zusammenhang stehende Vorgänge in den Subtropen hat dazu geführt, daß manche Forscher für die typischen soligeliden Prozesse Mittel-

oder Nordeuropas auf andere Bezeichnungen, wie z. B. *congélifluxion* zurückgriffen [J. DYLIK und seine Schule]. Um Verwirrung zu vermeiden, sollte man den Begriff *Solifluktion* streng auf jene Massenbewegungen — Verlagerung von Bodenteilchen — beschränken, die unter dem unverkennbaren Einfluß des Bodenfrostes (häufiges Gefrieren) vor sich gehen, wie dies schon C. TROLL [1947] in seiner Definition ausspricht. Makroskopisch mit Solifluktionsdecken ähnliche, aber ohne entscheidende Mitwirkung des Frostes, durch Gleitbewegungen eines Gesteinsbreis oder durch Flächenspülung entstandene Bildungen, wie solche viele Gehängebreccien in den Subtropen darstellen, können bei chaotischer Lagerung als *pluviale (rezente) Fließerden*, bei ausgeprägter Schichtung als *pluvialer (rezenter) Spülschutt* bezeichnet werden.

Unter den Kleinformen des Beobachtungsraumes sind die in gleicherweise an bestimmte Gesteine und Klimate gebundenen *Tafoni* die auffälligsten. Sie sind am unteren Segura auf Sandsteine und feine Konglomerate des Miozäns beschränkt, wobei sie in den ersteren nur vereinzelt, in den letzteren jedoch in großer Dichte auftreten. Die meisten Tafoni sind deshalb in den niederen Sierren nördlich und nordöstlich von Archena zu finden (Sa. de Lope 476 m, Sa. mit Friedhof 244 m). Trotz dieser gegenüber anderen Verbreitungsgebieten, wie namentlich in den Graniten des klassischen Untersuchungsgebietes auf Korsika, sehr kleinen Areale ist der Formenreichtum bedeutend. Ebenso ergeben sich Übereinstimmungen hinsichtlich der Grundfragen der Tafonigenese, um deren Klärung sich in jüngerer Zeit vor allem W. KLAER [1956] und H. WILHELMY [1958] bemüht haben. Im folgenden werden einige Beobachtungstatsachen über Tafoni am unteren Segura angeführt, wobei nicht beabsichtigt sein kann, auch die gesamte, noch einige Rätsel in sich schließende Problematik ihrer Entstehung aufzurollen.

Das erwähnte, für die Tafonibildung sehr günstige marine miozäne Konglomerat besteht aus einer kalkreichen sandigen Grundmasse von gelblicher bis weißer Farbe, in der, neben zahlreichen Kalkgehäusen, durchschnittlich nur wenige Millimeter messende, schlecht gerundete Fragmente jener Gesteine eingebettet sind, die die umliegenden Sierren zusammensetzen<sup>7</sup>. Das Konglomerat ist außerordentlich porös — man kann die Poren mit freiem Auge sehen — massiv und von zahlreichen Klüften sowie einem Netz feinsten Risse durchsetzt. Es baut zumeist nur die Höhen der kleinen Sierren auf und bildet niedrige Wände, namentlich dort, wo das Konglomerat Tonen aufsitzt. Veranlaßt durch Untergrabungen ereigneten sich über den Tonen längs durchlaufender Zerrungsspalten örtlich Sackungen, von denen ganze Wandpartien erfaßt wurden, abgesehen von kleinen Abbrüchen, die sehr häufig sind. Eine solche Bergzerreißung kann an der südlichen Kette der Sa. mit dem Friedhof beobachtet werden.

Von Interesse erscheint mir der Umstand, daß Tafoni nur in Gesteinen auftreten, die Rindenbildungen aufweisen. Diese verursachen wegen ihrer Härte die bekannten, oft bizarren Überkragungen (Bild 4). Solche Rinden werden in den miozänen Konglomeraten zumeist durch eine intensive Rotfärbung der äußeren Gesteinsschichten angezeigt. Die Dicke dieses Horizontes kann über einen Dezimeter betragen. Die Rotfärbung geht auf die Anreicherung von Eisenverbindungen (Limonit?) zurück, die aus Lösungen ausgefällt wurden, die aus tieferen Ge-

<sup>7</sup> Die Untersuchung eines Handstückes durch Herrn Dr. R. GRILL von der Geologischen Bundesanstalt in Wien, dem ich herzlich für seine Mühewaltung danke, ergab einen hohen Anteil von Nulliporen sowie auch Bryozoen an der Zusammensetzung. Das Gestein gleicht außerordentlich dem detritären (miozänen) Leithakalk im Wiener Becken, wie ich dies schon in meinem Vorbericht [K. WICHE 1959] festgestellt habe.

steinsschichten zufolge der an der Oberfläche herrschenden Verdunstungsspannung kapillar hochgesaugt wurden. Für diesen Prozeß sind sowohl die lange heiße Trockenzeit Südostspaniens als auch die Porosität des miozänen Konglomerats entscheidende Voraussetzungen. Durch den Entzug mineralischer Stoffe wird die Widerständigkeit des Gesteinsinneren vermindert (Kernfäule) und es werden Vorgänge, wie die bei der Tafonibildung von außen nach innen fortschreitende Aushöhlung, ermöglicht bzw. zumindest gefördert. Die eigentliche Rinde ist natürlich wesentlich dünner als die ferrettsierte Zone des Konglomerats, läßt sich jedoch nicht scharf abgrenzen, da die Härte an der Peripherie des Gesteins allmählich zunimmt. Die Gesteinsoberfläche ist selten glatt, dagegen oft pockennarbig und löchrig und zeigt einen hauchdünnen grauen bis schwarzen Belag, der durch die von außen her wirkenden Atmosphärrillen entstanden ist.

Schwache Stellen der Rinde sind Ansatzpunkte für die Bildung der Tafoni, die in allen Größenordnungen, bis zu Höhlungen von mehreren Metern Durchmesser, vorkommen. Bisher nicht völlig geklärt erscheint mir die Tatsache, daß die Tafoni stets von unten her, nicht horizontal, sondern schräg bzw. steil nach oben in anstehendes Gestein oder Blöcke eingreifen. H. WILHELMY [1958] sieht darin einen Effekt der sog. Schattenverwitterung, hervorgerufen durch die Feuchtigkeit, die sich am Fuße einer Wand oder eines Blockes ansammelt und dort länger hält. Damit wird jedoch weniger die Form als vielmehr die Lage der Tafoni erklärt, die sich zumeist an den vom Regen stärker benetzten Hängen finden. Am unteren Segura dominieren die Tafoni mit Ost- und Südostexposition. Aus diesen Richtungen wehen die feuchten, aus dem Westsektor hingegen die trockenen, die Verdunstung stark fördernden Winde. Gleich wichtig wie die Fußpunkte von Steilhängen dürften für die Anreicherung der Feuchtigkeit Spalten sein, da man Tafoni auch inmitten von fast senkrechten Wänden antrifft. Dafür bietet der Talhang links vom Segura, gegenüber der Ortschaft Ojos, zahlreiche Beispiele. Der obere Teil dieses Hanges, eine mehrere 10 m hohe Wand, ist von Riesentafoni geradezu gespickt, die schon aus der Ferne mächtige, an die harten Rinden gebundene Baldachine erkennen lassen. Die Mehrzahl der Höhlungen liegt hoch über dem Wandfuß.

An prallen Wänden und frei aufragenden Felsköpfen treten netz- und wabenförmige Kleinstformen auf, deren Zellen an nicht näher untersuchte Gesteinsinhomogenitäten anknüpfen. Mit H. WILHELMY [1958] kann man sich vorstellen, daß es sich um eine Art Reliefumkehr en miniature handelt, indem die Wandungen der kleinen Hohlformen an die mit harten Mineralausfällungen gefüllten Gesteinsfugen im Bereich der oberflächennahen Anreicherungszone anschließen. Diese „Felsgekröse“ finden sich gelegentlich auch an den inneren Seitenwandungen und an der Decke großer Tafoni, also an Stellen, die nicht der direkten Sonnenbestrahlung und somit auch nicht großer Verdunstung ausgesetzt sind. Merkwürdigerweise sind an den Innenwänden der Tafoni die Waben zonal angeordnet, in Streifen, zwischen welchen die Gesteinsfläche relativ glatt und nur von wenigen inselartigen Aufragungen unterbrochen ist (Bild 11). Zusammenhänge mit verschiedenen widerständigen Gesteinsschichten sind nicht erkennbar, ebenso auch keine Rinden. Vermutlich handelt es sich bei diesen Waben um Bröckellöcher und nicht um sekundäre Tafoni.

An der Ausweitung der Tafoni ist sehr wesentlich die Abschuppung beteiligt. Man kann dies aus den gelegentlichen Schuttanhäufungen am Boden der Kaverne schließen, unter denen millimeterdünne Blättchen überwiegen, jedoch auch Scherben von 1—2 cm Dicke und über 1 dm Länge nicht fehlen. Es sind Zeugen

der im wesentlichen mechanischen Verwitterung, die sowohl durch kurzfristige Temperaturschwankungen als auch an den dem Regen ausgesetzten Stellen durch häufige Befeuchtung und Austrocknung und durch die Wirkung der Hydratation verursacht wird. Spuren chemischer Verwitterung in Form kreisrunder Näpfchen sowie punktförmiger Aufblähungen wurden an der inneren Dachfläche eines Tafone, in der Nähe einer Kluft, durch welche Sickerwasser in die Höhlung tritt, beobachtet. An der gleichen Stelle hatte sich die äußerste Gesteinshaut vom Fels weitgehend gelöst, sodaß sie leicht abgehoben werden konnte. Die Beobachtungen über die mechanische und chemische Verwitterung machen es deutlich, daß sich die Tafoni Südostspaniens im gegenwärtigen Klima bilden, zumindest aber ziemlich rasch fortentwickeln können. Vermutlich reichen aber manche besonders große Formen ins Pleistozän zurück, wie dies W. KLAER [1956] auf Korsika nachweisen konnte.

Ein zwar nicht auf die semiariden Klimate beschränktes, jedoch in diesen im Vergleich zu unseren Breiten häufigeres Phänomen ist die Neigung verschiedener Gesteine zur Bildung runder Verwitterungsformen. Am unteren Segura habe ich diese Tendenz in miozänen Mergeln, Sandsteinen und pliozänen Konglomeraten festgestellt, immer in Gesteinen, die geschichtet und in verhältnismäßig regelmäßigen Abständen von Klüften, normal zu den Schichtflächen, durchsetzt sind. Manche Hänge, die solche Schichten schneiden, sehen wie von flach gewölbten Panzerplatten belegt aus. Die Rundungen kommen dadurch zustande, daß in erster Linie die Kanten an den als Leitlinien der Verwitterung fungierenden Klüften und Schichtfugen angegriffen werden. Dabei werden zwei im semiariden Klima stark ausgeprägte Vorgänge besonders wirksam: der mechanische Gesteinszerfall und die Abspülung.

Ein weiteres auf bestimmte Gesteine beschränktes, durch Rundungen hervortretendes Formenelement sind niedrige Felsburgen. Sie treten auf Kämmen oder Hängen auf, die aus dicken Bänken flach gelagerten grobkörnigen Sandsteins mit stark betonter senkrechter Klüftung aufgebaut sind. Die Felsburgen am Segura sind jenen sehr ähnlich, die H. LAUTENSACH [1950] aus den Granitgebieten Iberiens beschreibt. Der Fuß der Türme ist zumeist noch fest im Anstehenden verankert, während nach oben der Zusammenhalt immer lockerer wird und anstelle von nur kantengerundeten Quadern schließlich Wollsäcke treten. Manche Felsburgen sehen wie intakte Betonbunker mit Panzerkuppeln aus (Bild 12), andere sind bereits verstürzt oder zumindest von abgerutschten Rundblöcken umlagert. Man gewinnt die Überzeugung, daß die Vorgänge des herrschenden (holozänen) Klimas, wie vor allem wieder die mechanische Verwitterung und Abspülung, ausreichen, um die Formen entstehen und wieder vergehen zu lassen, daß es sich also um Formen der Jetztzeit handelt. Für die erste Anlage der Türme werden petrographische Unterschiede oder ein gegenüber der Umgebung weitmaschigeres Kluftnetz verantwortlich zu machen sein [F. FEZER 1953]. Es gibt jedoch keine Anhaltspunkte dafür, daß die Felsburgen und Rundblöcke ursprünglich unter einer mächtigen pleistozänen oder gar tertiären Verwitterungsdecke entstanden sind und erst später aus dieser herausgeschält wurden, wie man dies vielfach für die mitteleuropäischen Formen, z. T. sicher mit Recht, annimmt.

#### *Zusammenfassung*

Der orographische Grundzug namentlich des nordöstlichen Teiles der Subbetischen Kordillere (Betische Außenzone) ist deren starke Gliederung in ein-

zelne an widerständige Gesteine geknüpfte Massive und Ketten, die durch Ausräumungszonen verschiedenster Größen getrennt werden. Die Niederungen sind selten geschlossen, sondern stehen untereinander über flache Wasserscheiden in Verbindung und durchziehen das Gebirge als unregelmäßige Kanäle (Couloirs), auch quer zu dessen Streichen. Die Isolierung der Sierren ist das Ergebnis geologischer Vorgänge. Sie sind entweder die wurzellosen Fragmente einer bei den Gebirgsbildungen abgescheuerten und zerrissenen Schubdecke oder sie sind im Zuge einer Diapir-Tektonik durch syn- oder posttektonisch aufgestiegene salz- und gipsführende Keuperschichten, die das Hauptgestein der Niederungen sind, voneinander getrennt worden. Diese intramontanen „Mulden“ haben wenig mit den großen Senken der Betischen Beckenflucht gemein (Granada, Baza), die zumeist durch Brüche oder Flexuren begrenzt sind und in denen die Senkungsvorgänge bis ins älteste Quartär andauern.

Hinsichtlich der älteren, bereits morphologisch erfaßbaren Entwicklung am unteren Segura erbrachten die Untersuchungen den Nachweis der Existenz zweier Einebnungssysteme, die in den gemittelten Höhen von 1000 und 550 m die Sierren beiderseits des unteren Segura kappen und als Reste umfangreicher, einst in geringer Meereshöhe gelegener Flachlandschaften gedeutet werden. Das obere Einebnungssystem entwickelte sich zunächst nicht zusammenhängend, da die Subbetische Kordillere während des jüngeren Tertiärs aus einem Archipel bestand, in dem die heutigen Sierren die Inseln waren. Für deren Einebnung kommt das Obermiozän und das Pont in Betracht, ein Zeitraum, der, im Gegensatz zu den unmittelbar vorangehenden Epochen, durch relative tektonische Ruhe gekennzeichnet war, wie man aus den flachlagernden korrelativen Schichten schließen kann. Das obere Einebnungssystem ist das Äquivalent dieser Periode ungestörter Abtragung bzw. Akkumulation und besitzt, faßt man den Zeitpunkt seiner endgültigen Ausgestaltung ins Auge, pontisches Alter.

Im oberen Pliozän setzten jene Bewegungen ein, die für die Höhenverteilung am unteren Segura ausschlaggebend wurden. Jene bestanden aus differenziellen Hebungen, durch welche die heute höchsten Sierren am stärksten emporgetragen wurden. Die Achsen dieser außerordentlich flachen Aufwölbungen und Einmündungen waren quer zum betischen Streichen, NW—SE, gerichtet. Durch eine dieser Einwalmungen wurde der untere Lauf des Segura vorgezeichnet. Nach dem Abschluß der Großfaltung [A. PENCK 1924] schufen neuerliche Verebnungen das untere Einebnungssystem, das in den weit verbreiteten, wenig widerständigen Schichten des Neogens wieder zu einer Flachlandschaft erweitert wurde. Von dieser schnitt der Segura im Gefolge einer en bloc-Hebung, die noch im Pliozän begann und vermutlich mit Unterbrechungen bis ins Pleistozän andauerte, in die Tiefe. Er geriet dabei von der neogenen Decke mehrfach in härtere Gesteine, wodurch die Engen und Schluchten der Strecke zwischen Cieza und Archena als epigenetische Durchbrüche entstanden.

Als Leitformen des in Südostspanien herrschenden und im wesentlichen auch für das Pleistozän vorauszusetzenden semiariden Klimas sind die Flußlächen zu betrachten, die vor allem in Weitungen des Segura landschaftlich dominieren. Es wurden 5 Systeme festgestellt, die in Flußterrassen auslaufen und von denen das höchste in 120 m, das unterste in 20 m über dem Segura endigt. Bei den einzelnen Systemen handelt es sich um selbständige Baukörper, mit eigenen Sockeln und Akkumulationen, von denen jedes für sich einer Kaltzeit — Pluvial in Südostspanien — entspricht: das oberste mit ziemlicher Sicherheit dem

Villafranchien, das unterste dem Würm. Allen niedrigeren, jüngeren Formen fehlen die für pleistozäne Terrassen typischen Kalkkrusten und die Rotfärbung.

Die zumeist verkitteten Auflagen der Pedimente verzahnen sich auf den Terrassen mit den Fernschottern der Flüsse, am Fuße der Steilhänge mit dem lokalen Hangschutt bzw. -breccien. Das genetisch bedeutsamste Merkmal aller quartären Akkumulationen am unteren Segura ist ihre ausgeprägte Schichtung. Sie sind als Spülschutt durch Schichtfluten und Rinnenspülung entstanden. Gelegentliche chaotische Lagerung in den Gehängebreccien geht auf die Mitwirkung begrenzter Schuttschlipfe und kleiner Muren auf steileren Böschungen zurück. Niemals finden sich jedoch Spuren soligelder Solifluktion. Die immer wiederkehrende Gliederung der Akkumulationen in einen unteren gröberen und einen oberen feineren Horizont läßt auf eine Zweiteilung der einzelnen Pluviale in einen zunächst feuchteren, später trockeneren Abschnitt schließen.

Am unteren Segura kann der sichere Nachweis erbracht werden, daß die Mehrzahl der an sich niederen Sierrren weit unter der kaltzeitlichen Solifluktionsgrenze blieb, indem man die für die Sierra Nevada verläßlich zu berechnenden Werte hinsichtlich der Depression des nivalen und periglazialen Höhengürtels extrapoliert. Sowohl für die Bildung der Hangschuttdecken als auch die Formung der zahlreichen Glatthänge scheidet die frostbedingte Bodenversetzung als morphologisch wirksamer Faktor aus; sie sind durch Flächen- und Rinnenspülung entstanden. Die auch in geringen Meereshöhen beträchtlich gesteigerte kaltzeitliche Verwitterung geht in erster Linie auf den häufigen Wechsel von Befeuchtung und Austrocknung, starker Wirkung der Hydratation, bedeutende Korrosion durch Flächenspülung bzw. Erosion in den Hangrinsen und auf ähnliche Vorgänge zurück.

Im Unterschied zu den in den Boden kräftiger eingreifenden Vorgängen eines Frostklimas konnte die an der Oberfläche sich abspielende Bildung des pluvialen Spülschutts auch unter einem nicht zu dichten Vegetationskleid, wie einem Trockenwald ohne zusammenhängenden Bodenbewuchs oder einer Macchie, vor sich gehen. Das wird durch die Gehängebreccien bewiesen, die in den 200—1200 m hohen Sierrren am unteren Segura in der heutigen und damit auch größtenteils in der pluvialzeitlichen Waldstufe liegen, deren Grenze keinesfalls unter 1000—800 m sank.

Die klimamorphologisch wichtige Feststellung des Ausmaßes der kaltzeitlichen Absenkung des Periglazialgürtels mit Hilfe der unteren Solifluktionsgrenze ist in allen jenen Gebirgen schwierig, in denen eine — gegenüber unseren Breiten — geringere Temperaturabnahme ( $4^{\circ}$  C) von einer vermutlich erheblichen Zunahme der Niederschläge begleitet war. Dies war, soweit bisher bekannt, in den meisten Gebirgen der Subtropen der Fall. Eine scharfe Abgrenzung des periglazialen vom nur pluvialen Formenschatz läßt sich in den subtropischen Gebirgen nicht durchführen, da auch in den größeren Höhen die kaltzeitliche Abspülung bedeutend war. Deshalb sind Gehängebreccien in den Subtropen keine verläßlichen Indikatoren für periglaziale Vorgänge.

Glatthänge, Pedimente und Terrassen sind mit den entsprechenden, immer rotgefärbten und verkrusteten Akkumulationen, wie Gehängebreccien, Spülschutt und Flußschotter, klimagenetische Formen. Allerdings ist wahrscheinlich, daß die im oberen Pliozän einsetzende allgemeine Hebung auch während des Pleistozäns — oder während eines Teiles von diesem — andauerte. Darauf deutet der Umstand hin, daß der Segura beim Einschneiden in seine

kaltzeitlichen Akkumulationen jeweils tief unter diese in das Anstehende geriet. Eine Beeinflussung der Formenentwicklung durch die eustatischen Spiegelschwankungen des Mittelmeeres scheidet am unteren Segura aus, da sich diese nachweisbar nicht so weit landeinwärts auswirkten.

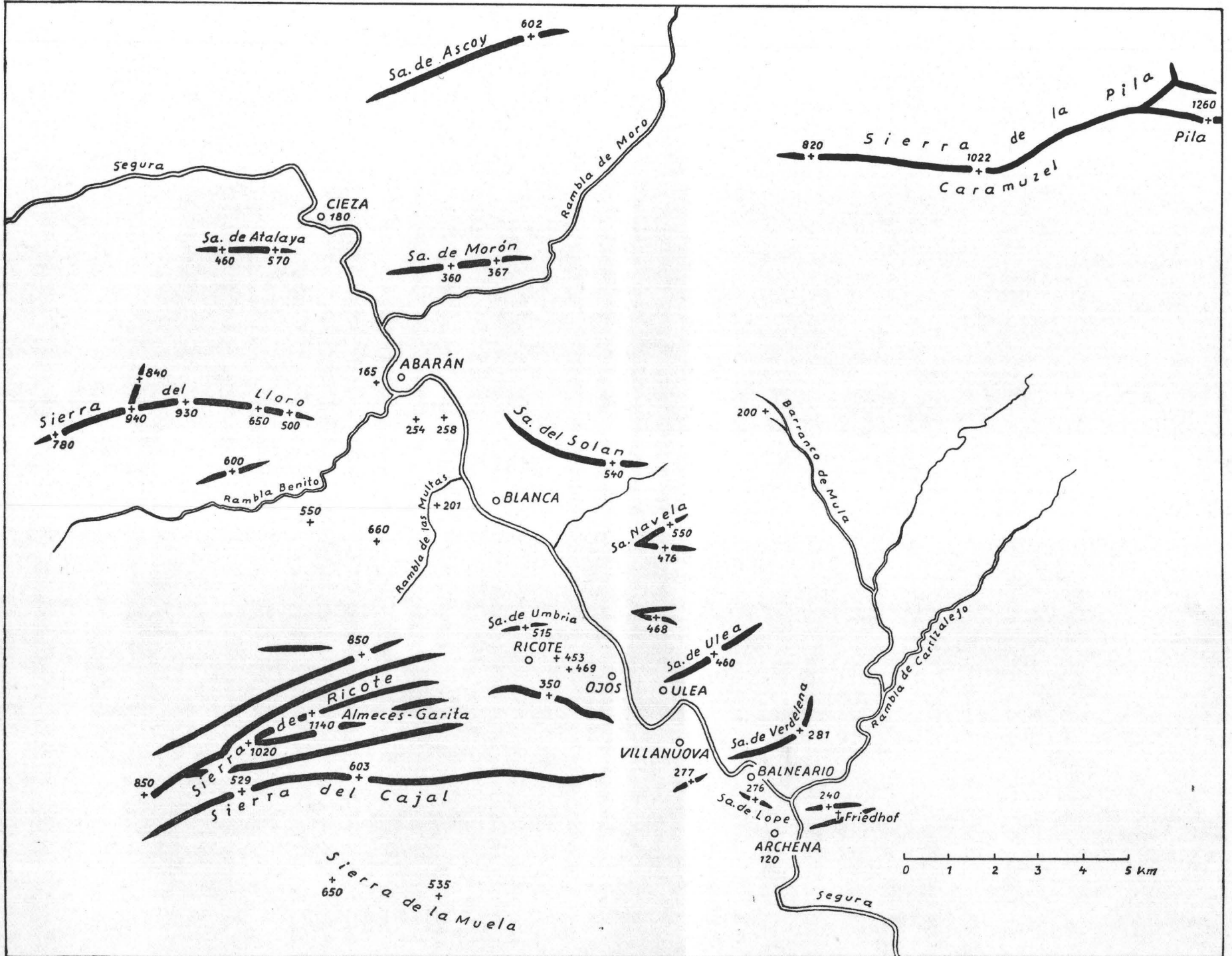
Die Beobachtungen und Schlüsse über die pleistozäne Formenentwicklung in Südostspanien stehen im Gegensatz zu den Befunden von J. BÜDEL [1951] in Süditalien. Dort konnten in der während des Quartärs permanent von Wald bedeckten Höhenstufe — bis etwa 1000 m — keine Anzeichen für einen stärkeren klimabedingten Wandel der formbildenden Kräfte entdeckt werden. So fehlen größere pleistozäne Akkumulationen, wie Gehängebreccien und vor allem Klimaterrassen. Offenbar bestanden während des Quartärs selbst in niederen, küstennahen Gebieten der Mittelmeerländer, die einen wesentlichen Teil der alten Waldklimare in den Außertropen darstellen, nicht überall „weitgehend gleichbleibende Denudationsbedingungen“ [H. LOUIS 1961, S. 85]. Regionale Unterschiede dürften sich vor allem aus den verschiedenen Mengen der kalt-(pluvial-)zeitlichen Niederschläge erklären. In jenen Gebieten, in denen es während der Kaltzeiten wesentlich feuchter war, gibt es auch in den unteren Höhenlagen Klimaterrassen.

An Kleinformen treten in den Ketten am unteren Segura besonders Tafoni, Felsburgen und Rundblöcke in feinen massigen Konglomeraten bzw. größeren, geschichteten Sandsteinen des Miozäns auf. Diese Formen entstehen im gegenwärtigen Klima, wobei vor allem die außerordentliche sommerliche Verdunstung, die bedeutende mechanische Verwitterung und Abspülung wirksam werden.

### Schrifttum

- BAKKER, J. P.: Some observations in connection with recent Dutch investigations about granite weathering and slope development in different climates and climate changes. In: Contributions internationales à la Morphologie des versants. Z. f. Geomorph., Supplementband 1, 1960.
- BENETT, A. H.: Soil Erosion in Spain. Geogr. Rev. 1960.
- BIROT, P.: Notes sur l'évolution morphologique des chaînes Bétiques Centrales. Bill. Ass. Géogr. Franc. 1960.
- BIROT, P. et DRESCH, J.: La Méditerranée et le Moyen-Orient. 2 Bde., Paris 1953/56.
- BIROT, P. et SOLÉ SABARIS, L.: La morphologie du Sud-Est de l'Espagne. Rev. Géogr. des Pyrénées et du Sud-Ouest 1959.
- BLANCK, E.: Handbuch der Bodenlehre. 2. Bd.: Die Verwitterungslehre und ihre klimatologischen Grundlagen. Berlin 1929.
- BRANNER, J. C.: Decomposition of rocks in Brasil. Bull. Geol. Soc. of America 1896.
- BÜDEL, J.: Klima-morphologische Beobachtungen in Süditalien. Erdkde. 1951.
- BÜDEL, J.: Bericht über klima-morphologische und eiszeitliche Forschungen in Nieder-Afrika. Erdkde. 1952.
- McBURNEY, C. B. M.: Evidence of a Post-Würm II cold climate oscillation in eastern Libya with Archeological Associations. Actes du IV. Congr. Int. du Quart. Rome-Pisa 1953, II, Roma 1956.
- BUTZER, K. W.: Mediterranean Pluvials and the general circulation of the Pleistocene. Geogr. Ann. 1957.
- BUTZER, K. W., FRÄNZLE, O.: Observations on Pre-Würm glaciation of the Iberian Peninsula. Z. f. Geomorph. 1959.
- CHOUBERT, G. et FAURE-MURET, A.: Hypothèse sur l'origine de l'accumulation des limons rouges et des encroûtements. Notes Serv. géol. du Maroc 1955 (a).
- CHOUBERT, G.: Note sur la géologie des terrains récents des Doukkala. Notes Serv. géol. du Maroc 1955 (b).
- CHOUBERT, G.: Les rapports entre les formations marines et continentales quaternaires. INQUA. Actes du IV. Congr. Int. 1953, Roma 1956.
- CHOUBERT, G.: Essai de corrélation des formations continentales et marines du Pléistocène au Maroc. Notes présentées au Ve Congrès de l'INQUA, Madrid-Barcelona 1957.
- CHOUBERT, G.: Quaternaire du Maroc. Biuletyn Peryglacjalny 1961.
- COUVREUR, G. u. a.: Excursion dans le Moyen Atlas, le Haut Atlas oriental et le Rif (21—31 oct. 1959). Biuletyn Peryglacjalny 1961.
- DANA, J. D.: Manuel of Geology. Philadelphia 1896.
- DYLIK, J.: Analyse sedimentologique des formations de versant remplissant les depressions formées aux environs de Łódź, Biuletyn Peryglacjalny 1961.
- FALLOT, P.: Les Cordillères Bétiques. Estud. Geol. Nr. 8, 1948.
- FEZER, F.: Schutthalden, Blockmassen und Talformen im nördlichen Schwarzwald. Gött. Geogr. Abh. 1953.
- FRÄNZLE, O.: Glaziale und periglaziale Formenbildung im östlichen Kastilischen Scheidegebirge. Bonner Geogr. Abh. 1959.
- GENTILLI, J.: Rainfall as a factor in the weathering of granite. C. R. Congr. Int. Géogr. Lisbonne 1949, II, Lisbonne 1950.





Kammverlaufsskizze der Sierras am unteren Segura, Provinz Murcia, Südostspanien.

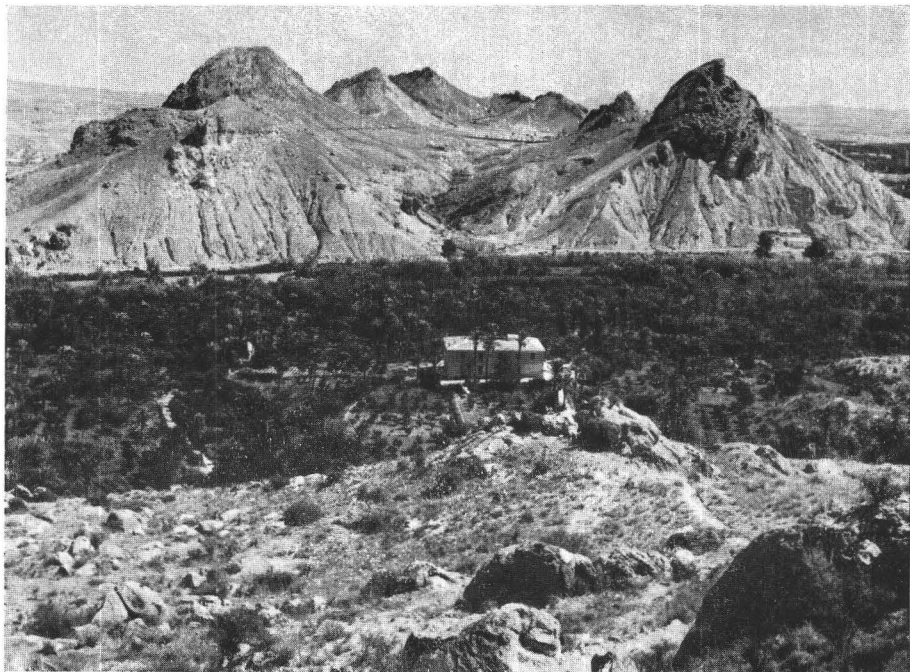


Bild 1. Blick von der Sa. de Lope auf die Sierra nordöstl. von Archena mit dem Friedhof des Ortes (im Hintergrund der Mulde, zwischen den beiden Kämmen). Im Mittelgrund die mit Palmen und Fruchtbäumen bestandene Talsohle des Segura. Die Sierra nordöstl. von Archena, deren Gipfel sich maximal etwa 125 m über dem Fluß erheben, besteht aus einem schmalen Zug von Keuperkonglomeraten, hauptsächlich jedoch aus miozänen Tonen und Mergeln, die Käme aus feinen miozänen Konglomeraten. In letzteren sind Tafoni in großer Zahl ausgebildet (Höhlungen namentlich auf dem vordersten Gipfel, rechts vom Beschauer). In der breiten Mulde zwischen den Kämmen der Sierra ist ein junger Barranco eingeschnitten, durch den quartäre Ablagerungen des Segura sowie pleistozäner Hangschutt aufgeschlossen werden.



Bild 2. Zu Riedeln und Kämmen (Badlands) zerschnittene Fußflächen in miozänen Tonen und Mergeln am Nordwestabfall der Sa. Navela. Die Flächen sind zum Talweggerinne, nach links, orientiert, wobei das obere System (III) über die Wasserscheide hinweg (im Hintergrund) in die ausgedehnte Senke im Vorfeld der Sa. de la Pila zieht. Das untere System (IV), mit einer dicken Auflage verfestigten Spülschutts bedeckt, setzt am selben Hintergehänge wie das obere an, von dem noch Zerschneidungsreste sowie der subhorizontale Ansatz in halber Höhe des Steilhanges erhalten sind. Der Steilhang kappt den miozänen Sandstein der Sa. Navela und ist durch Spülrwirkungen geglättet worden. Weder an der Formung des Glatthanges noch jener der Fußflächen waren frostgenetische Vorgänge, wie die Solifluktion, beteiligt.



Bild 3. Terrassentreppe in der Miozän- und Keupermulde zwischen den Sierren Navela und Solan (rechts), östlicher Teil des Beckens von Blanca. Blick talaus, gegen SW. Die oberste Staffel (links) ist der Ausläufer einer Fußfläche, die an den Abfall der Navela anschließt. Alle Stufen (Systeme III, IV, V) zeigen mächtige Auflagen von quartärem Lockermaterial, das senkrechte Wände bildet. Darunter setzen in den miozänen Tonen Racheln ein. Ein Teil der quartären Auflage der mittleren Stufe ist verstürzt. Im Hintergrund, am Abfall der aus eozänen Kalken aufgebauten Sa. del Solan, sind Erosionsreste höherer Glacis, z. T. auch die untersten Teile der einstigen Steilhänge vorhanden.



Bild 4. Tafoni an einem Felskopf in der Sierra nordöstlich von Archena. Die Formen sind in einem marinen miozänen Konglomerat ausgebildet, das sehr porös ist und aus Sanden, Resten von Nulliporen und kleinen Geröllen besteht. Es gleicht sehr stark dem detritären (miozänen) Leithalk des Wiener Beckens. Die Überkragungen sind an eine Hartrinde geknüpft, die außen grau gefärbt ist, nach innen in einen durch Eisenanreicherungen rot gefärbten Horizont übergeht, der bis über einen Dezimeter dick werden kann. Links im Bild netzförmige Kleinstformen, sog. Nebentafoni.

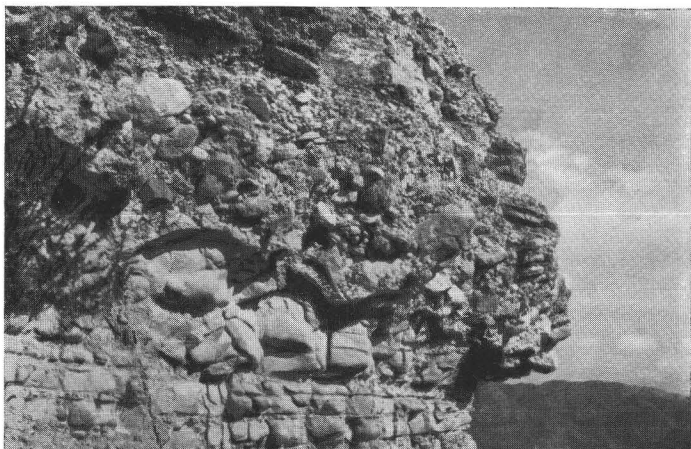


Bild 5. Rest der ältesten pleistozänen Terrasse (System I) im Becken von Abarán, Punkt 258, unmittelbar am Segura. Der Sockel besteht aus horizontal gebankten und von senkrechten Klüften reich durchsetzten miozänen Mergeln, die kugelig verwittern. Darüber schlecht gerollte und wirr gelagerte, zu einem harten Konglomerat verfestigte Seguraschotter, die nach oben wesentlich feiner werden und geschichtet sind.



Bild 7. Gehängebreccie in der Sa. de Carrascoy, an der Straße Murcia—Cartagena. Die Breccie ist einige Meter mächtig und führt besonders an der Basis chaotisch gelagerte, sehr große Blöcke. Auch sonst ist der Schutt ziemlich grob, jedoch partienweise geschichtet.

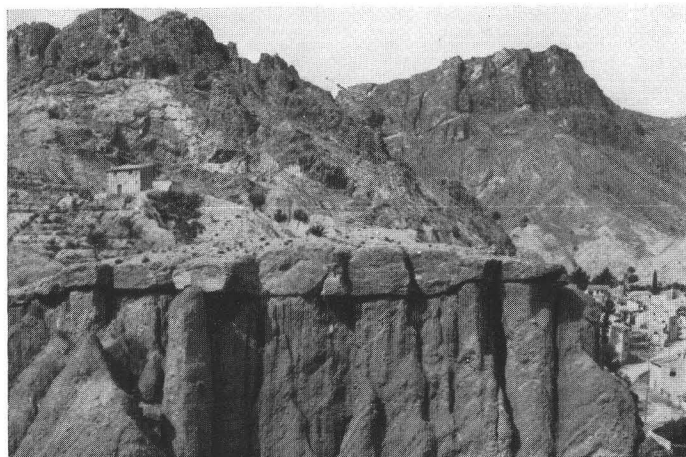


Bild 6. Terrassenrest des Systems IV bei Ojos. Über bunte, steil gegen Westen einfallende Keuperkonglomerate lagert eine einige Meter dicke harte Schotterbank des Segura. Die Keuperschichten sind salz- und gipsführend und unterliegen starker Abtragung, wodurch den quartären Konglomeraten stellenweise die Stütze entzogen wird, die nachsacken und schließlich abstürzen.



Bild 8. Gehängebreccie im Unterlauf der Rambla de Puerto, an der Straße Murcia—Cartagena (Sa. de Carrascoy). Die Breccie besteht ausschließlich aus feinem, gut geschichteten Schutt, der durch Flächenspülung transportiert und akkumuliert wurde. Die pluvialzeitliche Ablagerung füllt ein mehrere Meter breites interpluviales Talgefäß.

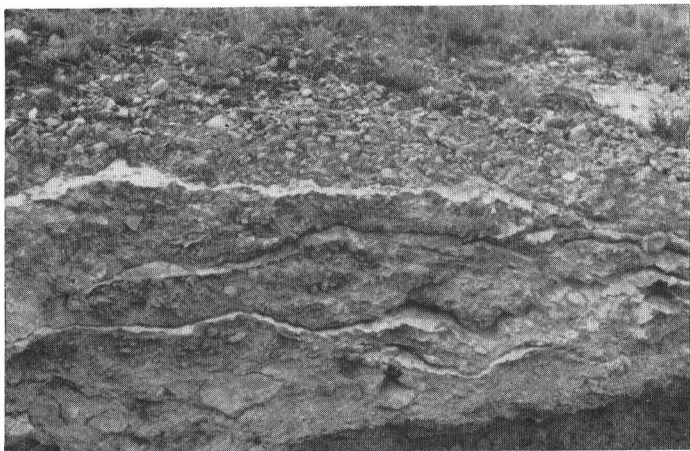


Bild 9. Außerordentlich harte Hangbreccie aus dem älteren Pleistozän mit Kalkkrusten am SE-Hang der Sa. de Ulea. Außer dem Kalkpanzer an der Oberfläche, der mit jüngstem Schutt bedeckt ist, sind noch mehrere Kalklamellen im Inneren der Breccie vorhanden.



Bild 10. Kalkkruste an der Oberfläche einer quartären Pedimentauflage am SE-Fuß der Sa. de Ricote. Von der Zementierung sind bloß die obersten 1–2 Dezimeter erfaßt, das Material darunter ist „morsch“ und läßt sich leicht abkratzen.



Bild 11. Felsgekröse an der Innenwand eines Tafone in der Sierra nord-öst. von Archena. Die Waben sind zonenweise angeordnet und frei von Krustenbildungen. Vermutlich handelt es sich um Bröckellöcher und nicht um sekundäre Tafoni.



Bild 12. Rezente kugelförmige Verwitterungsformen („Panzerkuppel“) in gebanktem untermiozänen Sandstein auf einem Rücken westlich Ojos.

- GIGOUT, M. u. a.: Sur le Quaternaire méditerranéen d'Andalousie. C. R. Soc. Géol. France 1955.
- HEMPEL, L.: Zur geomorphologischen Höhenstufung der Sierra Nevada Spaniens. Erdkde. 1958.
- HETTNER, A.: Gebirgsbau und Oberflächen-gestaltung der Sächsischen Schweiz. Forsch. zur dtsh. Landes- und Volkskde. 1887.
- HÖVERMANN, J.: Über Strukturböden im Elburs (Iran) und zur Frage des Verlaufs der Strukturbodengrenze. Z. f. Geomorph. 1960.
- JOHNSON, D. W.: Rock Planes of Arid Regions. Geogr. Rev. 1932.
- JOLY, F., RAYNAL, R.: Originalité des phénomènes périglaciaires au Sud de la Méditerranée. Biuletyn Peryglacialny 1961.
- KLAER, W.: Verwitterungsformen im Granit auf Korsika. P. M. Ergh. 261, 1956.
- KNETSCH, G.: Beobachtungen in der libyschen Sahara. Geol. Rdsch. 1950.
- KNETSCH, G.: Beiträge zur Kenntnis der Krustenbildungen. Z. dtsh. Geol. Ges. 1937.
- LAIS, R.: Über Höhlensedimente. Quartär III, Berlin 1941.
- LAUTENSACH, H.: Zur Geographie der künstlichen Bewässerung auf der Iberischen Halbinsel. Geogr. Anz. 1932.
- LAUTENSACH, H.: Spanien und Portugal. In: Handb. der Geogr. Wiss. Bd. Südost- und Südeuropa. Potsdam 1934/36.
- LAUTENSACH, H.: Granitische Abtragungsformen auf der Iberischen Halbinsel und in Korea, ein Vergleich. C. R. Congr. Int. Géogr. Lisbonne 1949, II, Lisbonne 1950.
- LAUTENSACH, H.: Die Niederschlagshöhen der Iberischen Halbinsel. P. M. 1951 (a).
- LAUTENSACH, H.: Die Niederschläge auf der Iberischen Halbinsel. P. M. 1951 (b).
- LAUTENSACH, H.: Die Sagra Sierra in ihrer südostspanischen Umwelt. Die Erde 1958.
- LAUTENSACH, H. und MAYER, E.: Humidität und Aridität insbesondere auf der Iberischen Halbinsel. P. M. 1960 (a).
- LAUTENSACH, H.: Die Temperaturverhältnisse der Iberischen Halbinsel und ihr Jahresgang. Die Erde 1960 (b).
- LOBECK, A. K.: Geomorphology. New-York-London 1939.
- LOUIS, H.: Allgemeine Geomorphologie. In: Lehrbuch der Altremainen Geographie. Hg. von E. OBST. Berlin 1960.
- MACHATSCHKE, F.: Das Relief der Erde. 2 Bde., Berlin 1955.
- MAPA GEOLÓGICO DE ESPAÑA, 1: 50 000, Explicación, Blatt Cieza (Murcia), Madrid 1953; Blatt Mula (Murcia), Madrid 1955.
- MECKELEIN, W.: Forschungen in der zentralen Sahara. I. Klimageomorphologie. Braunschweig 1959.
- MENSCHING, H. und RAYNAL, R.: Fußflächen in Marokko. P. M. 1954.
- MENSCHING, H.: Glacis-Fußfläche-Pediment. Z. f. Geomorph. 1958.
- MENSCHING, H.: Bericht und Gedanken zur Tagung der Kommission für Periglazialforschung in der IGU in Marokko vom 19. bis 31. Oktober 1959. Z. f. Geomorph. 1960.
- MORTENSEN, H.: Temperaturgradient und Eiszeitklima am Beispiel der pleistozänen Schneegrenzdepression in den Rand- und Subtropen. Z. f. Geomorph. 1957.
- PASCHINGER, H.: Würmvereisung und Spätglazial in der Sierra Nevada (Spanien). Z. f. Gletscherkde. und Glazialgeol. 1954 (a).
- PASCHINGER, H.: Der südlichste Gletscher Europas. A. a. O. (b).
- PASCHINGER, H.: Studienreise nach Süds-panien im März 1959. Mitt. Österr. Geogr. Ges. 1959.
- PASCHINGER, H.: Quartäre Formenwelt im Flußgebiet der Sierra Nevada Spaniens. Erdkde. 1961.
- PASSARGE, S.: Verwitterung und Abtragung in den Steppen und Wüsten Algeriens. Verh. 17. Dtsch. Geographentag zu Lübeck 1909, Berlin 1910.
- PASSARGE, S.: Beobachtungen über Verwitterung während einer Reise in Ägypten im Jahre 1914. In: E. BLANCK u. S. PASSARGE, Die chemische Verwitterung in der ägyptischen Wüste. Abh. aus d. Gebiet d. Auslandskde., 17, Hamburg 1925.
- PENCK, A.: Das Antlitz der Alpen. Die Naturwiss., 12. Jg. 1924.
- POSER, H.: Klimamorphologische Probleme auf Kreta. Z. f. Geomorph. 1957.
- RUTTE, E.: Kalkkrusten in Spanien. Neues Jahrb. Geol. u. Paläont., Abh. 106, 1958.
- SERMET, J.: Le relief de la Sierra Contraviesa (Alpujarras) et l'absence des nappes de charriage. Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. 34, 1934.
- SOLE SABARIS, L., Geographia fisica. In: Geografia de España y Portugal. Hg. von M. DE TERAN, 2 Bde., Barcelona 1952/54.
- SPREITZER, H.: Zur Geographie des Kilikischen Ala Dag im Taurus. Festschr. zur Hundertjahrfeier der Geogr. Ges. Wien, Wien 1957.
- SPREITZER, H.: Fußflächen am Kilikischen Ala Dag im Taurus. Mitt. Österr. Geogr. Ges. 1959.
- TRICART, J. (L.I.G.U.S.): Problèmes géomorphologiques Corcises. Rev. Géom. dyn. 1952 (a).
- TRICART, J.: Paléoclimats quaternaires et morphologie climatique dans le Midi Méditerranéen. Eiszeitalter und Gegenwart 1952 (b).
- TROLL, C.: Die Formen der Solifluktion und die periglaziale Bodenabtragung. Erdkde. 1947.
- WICHE K., Fußflächen im Hohen Atlas. Sitzb. Österr. Ak. Wiss. Mathem.-naturw. Kl., Abt. I, 164. Bd. 1955.
- WICHE, K.: Geomorphologische Studien in Südostspanien (Provinz Murcia). Mitt. Österr. Geogr. Ges. 1959.
- WILHELMY, H.: Klimamorphologie der Mas-sengesteine. Braunschweig 1958.