

## BERICHT ÜBER KLIMA-MORPHOLOGISCHE UND EISZEIT- FORSCHUNGEN IN NIEDER-AFRIKA

auf Grund einer Forschungsreise 1950/51

(Beiträge zur Geomorphologie der Klimazonen und Vorzeitklimata VIII)

*Julius Büdel*

Mit 4 Abbildungen

Der folgende Bericht will kurz die ersten Beobachtungsergebnisse einer Reise vorlegen, die ich vom Herbst 1950 bis zum Frühsommer 1951 in verschiedenen Teilen Nieder-Afrikas unternahm. Er beschränkt sich auf die geomorphologischen Fragen, denen die Reise vornehmlich galt. Die gleichzeitig gewonnenen kulturgeographischen Beobachtungen sollen ebenso späteren Veröffentlichungen vorbehalten bleiben, wie die Einzeldarstellung und endgültige Deutung der morphologischen Ergebnisse, die erst nach der vollendeten Auswertung allen Materials — insbesondere der mitgebrachten Boden- und Gesteinsproben — möglich ist.

Die Reise wurde vornehmlich mit großzügiger Hilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft durchgeführt, der ich zu besonderem Dank verpflichtet bin. Kleinere Beiträge hat mir die Göttinger Akademie der Wissenschaften, die Akademie für Raumforschung und die Stadt Göttingen gewährt. Für die Ausrüstung erhielt ich reiche Spenden von der Industrie. Neben vielen Privatpersonen, Kollegen und Freunden in Frankreich, Ägypten und Deutschland haben mich vor allem das Institut de Recherches Sahariennes in Algier, das Institut Français d'Afrique Noire in Dakar, das Königlich Ägyptische Erziehungsministerium und die italienisch-ägyptische Bergbaugesellschaft „Fosfati“ bei der Durchführung der Reise nachhaltig unterstützt. Allen diesen Helfern, einschließlich der treuen braunen und schwarzen Begleiter, gilt auch hier mein aufrichtiger Dank.

### *I. Problemstellung, Plan und Verlauf der Reise*

Hauptziel der Reise war die vergleichende Untersuchung der klimamorphologischen Verhältnisse im Bereich der Klimagürtel zwischen den Subtropen und der Äquatorial-Region. Sie sollte damit meine zu diesem Thema vordem in den außertropischen Klimazonen vom europäischen Nordpolargebiet bis zum Mittelmeerraum durchgeführten Arbeiten für die Tropenklimate ergänzen. Afrika nördlich des Äquators empfahl sich dafür aus drei Gründen: einmal, weil es sich unmittelbar an meine bisherigen Untersuchungsgebiete südwärts anschloß, zweitens wegen seiner relativ leichten Erreichbarkeit, und drittens, weil hier die zu untersuchenden Klimagürtel so klar ausgeprägt und so regelmäßig — nahezu parallel zu den Breitenkreisen — angeordnet sind, wie nirgends sonst. Es sind dies von N nach S: 1. der mediterrane Wald- und Macchiengürtel, 2. die mediterrane (Winterregen-)Steppe, 3. die Winterregen-Wüstensteppe, 4. die Passatwüste selbst, 5. die Sommerregen-Wüsten-, Dorn- und Trockensavanne, 6. die Feuchtsavanne und endlich 7. der äquatoriale Regenwald.

Die Fragestellung für die klima-morphologische Untersuchung dieses Raumes war im Grunde die gleiche, wie sie bei den früheren Arbeiten in den Außertropen entwickelt worden war. Zunächst sollte in jedem dieser Klimabereiche untersucht werden, welche formbildenden Vorgänge hier unter den natürlichen Bedingungen des Gegenwartsklimas wirksam sind und welche Züge des heute sichtbaren Formenschatzes von diesen Vorgängen erzeugt wurden. Früher gemachte Erfahrungen zeigten, daß dieser Formenschatz fast überall neben den Zügen, die er den heutigen klima-morphologischen Vorgängen verdankt, auch solche zeigt, die unter der Herrschaft eines früheren, andersartigen Klimas entstanden sind und somit als fossile Vorzeitform in die Gegenwart hereinragen. In erster Linie sind dies Spuren der jüngsten großen irdischen Klimaschwankung: des Eiszeitalters, vor allem seiner von dem Klima der Gegenwart besonders stark abweichenden Kaltphasen. Vielfach sind aber auch noch Formelemente aus dem Klima der vorhergehenden Tertiärzeit vorhanden. Endlich haben gerade in den Tropen und Subtropen die Eingriffe des Menschen in den Naturhaushalt (besonders das Pflanzenkleid) vielfach dazu geführt, daß sich die Art der formbildenden Vorgänge ohne einen entsprechenden Klimawandel in historischer Zeit nachdrücklich geändert hat, so daß dem gegenwärtig herrschenden Formenschatz ganz junge Elemente hinzugefügt wurden.

Dank der einschneidenden Änderungen, die das irdische Klima und seine morphologisch wirksamen Begleitprozesse in der jüngsten geologischen Vergangenheit erfuhren, können daher im Bereich jenes Klimagürtels vier große klimageschichtliche Entwicklungsstufen unterschieden werden, die auf das heutige Formenbild (und insbesondere den Großformenschatz) eingewirkt haben: eine tertiäre, eine eiszeitliche, eine, die den natürlichen Bedingungen der Nacheiszeit und eine, die der historischen Zeit entspricht.

Von diesen Klimaschwankungen war die eiszeitliche die wichtigste: die Art des Eiszeitklimas und die Bedeutung seiner heute noch sichtbaren morphologischen Spuren in jedem Raum zu erkunden, ist daher ein wesentlicher Teil aller klima-morphologischen Untersuchungen. Zugleich

sollten die Untersuchungen über das Eiszeitklima auch als Selbstzweck: zur Gewinnung eines vollkommeneren Bildes dieser Klimaschwankung und insbesondere der Verteilung der eiszeitlichen Klimagürtel durchgeführt werden. Die letzteren wichen in den Außertropen sehr stark von denen der Gegenwart ab: anstelle der heutigen lagen hier damals ganz andersartige Klimagürtel, deren charakteristische morphologische Spuren — Zeugen der ehemals stark vergrößerten Gletscher- und Tundrenareale — vor allem der eiszeitlichen Temperaturerniedrigung, also einem *d i r e k t e n* Einflusse des damaligen Kaltklimas entsprangen. Im Bereich der — gegenwärtigen — Tropen und Subtropen sind dagegen die Unterschiede zwischen den einstigen und jetzigen Klimagürteln viel geringer: das eiszeitliche Klima war hier dem heutigen viel ähnlicher, wobei morphologisch wirksame Abweichungen vor allem durch die andersartigen eiszeitlichen Niederschlagsverhältnisse d. h. *i n d i r e k t e* und abgeleitete Wirkungen des Eiszeitklimas ausgelöst wurden. Aus diesem Grunde sind die in den Außertropen gewonnenen Methoden der Eiszeitforschung (etwa die Untersuchung alter Gletscher- und Frostbodenspuren) im tropischen Bereich nur auf den höchsten Höhen der Gebirge, etwa oberhalb 4500 m anwendbar, wo sich auch in den Tropen die Eiszeit als eine Periode des Gletscherwachstums ausprägte. Im tropischen Tiefland müssen hingegen ganz andere Methoden der Eiszeitforschung angewandt werden.

In Afrika wurden hierfür bisher vornehmlich Seespiegelschwankungen und die Benutzung vorgeschichtlicher Kulturstufen als geologische Leit-horizonte herangezogen (vgl. *Zeuner*, 1946 und viele andere). Seen sind jedoch nicht überall vorhanden. Eine sichere zeitliche Einordnung prähistorischer Reste ist bisher allenfalls für die letzte Eiszeit und die Nacheiszeit möglich. Für alle älteren Phasen — d. h. also für den weitaus größten Teil des Eiszeitalters — muß jedoch ihre geologische Datierung solange unsicher bleiben, als selbst in Mitteleuropa die Einordnung jener alten Kulturstufen in die Eiszeitphasen noch nicht ganz gelang und es außerdem fraglich ist, ob der Gebrauch gleichartiger Geräte und Werkzeuge schon in jenen alten Perioden wirklich in Afrika und Europa stets gleichzeitig erfolgte. Zum streng geologischen Nachweis andersartiger alter — besonders eiszeitlicher — Klimazustände habe ich daher vornehmlich bodenkundliche Methoden, die Untersuchung fossiler Bodendecken angewandt. Sie sind allgemein verbreitet und erlauben für jedes Gebiet den Nachweis der relativen Abfolge verschiedener klimageschichtlicher Stufen. Da ein Wandel der Bodenbildung (= Verwitterung) stets auch mit einem Wandel der übrigen formbildenden Vorgänge einhergeht, lassen sich den Zeiten

fossiler Bodenbildung meist auch ganz bestimmte vorzeitliche Formkomplexe zuordnen und damit die erstrebte klimageschichtliche Analyse des Formschatzes — sei es ganz oder teilweise — für jedes Sondergebiet durchführen. Je dichter künftig das Netz solcher Untersuchungsgebiete gezogen wird, desto sicherer kann dann die Parallelisierung dieser Klimaperioden über weite Strecken hin und damit eine vertiefte Erkenntnis ihrer Eigenart, sowie dereinst schließlich auch ihre absolute zeitliche Einordnung in bestimmte geologische Phasen erfolgen. Auf diesem Wege sollten die durchgeführten Untersuchungen auch Beiträge zur Eiszeitforschung liefern. Ihr Hauptzweck lag jedoch auf dem Gebiet der klimamorphologischen Analyse einzelner Teilräume der vorgenannten Klimagürtel des tropischen Afrika vom etesischen Waldklima bis zur Feuchtsavanne. Nicht mehr besucht wurde der Gürtel des äquatorialen Regenwaldes: in ihm ist es mit unseren heutigen Mitteln noch nicht möglich, klimabedingte Formelemente des Eiszeitalters von denen der Gegenwart zu trennen. Wie in der Tier- und Pflanzenwelt, so ist er auch nach den Prozessen der klimatischen Formbildung der große Bewahrer sehr alter Zustände, die hier mit nur geringer Veränderung von der jüngsten Tertiärzeit über das Eiszeitalter hinweg bis zur Gegenwart andauern (vgl. *Büdel*, 1948).

Von vornherein bestand dabei der Plan, die sechs vorgenannten Klimagürtel in dem mehr als europagroßen Raum der Sahara und ihrer feuchteren Randgebiete *m e h r m a l s* zu queren, um womöglich in jeder dieser Klimazonen nicht nur ein spezielles Teilgebiet kennen zu lernen, sondern deren *m e h r e r e* miteinander vergleichen zu können. Dies war nur unter Benutzung des Luftverkehrs für die Zwischenstrecken möglich. Außer der raschen Raumüberwindung dienten die Flüge aber auch noch zur Gewinnung eines wenigstens groben Überblicks über die weiten Räume zwischen den näher untersuchten Gebieten (die mit keiner anderen Reiseart ähnlich gut hätten überschaut werden können) und endlich zur genauen Festlegung dieser Spezialgebiete selbst. Ganz besonders ertragreich waren die Fälle, wo ein solches Teilgebiet nach dem Abschluß der Begehungen nochmals überflogen werden konnte. Insgesamt wurden so auf afrikanischem Boden (ohne An- und Rückreise) mit den verschiedensten Verkehrsmitteln in knapp 7 Monaten 25 000 km zurückgelegt.

Im einzelnen verlief die Reise wie folgt: Im *N o v e m b e r* 1950 wurde von Algier aus der umgebende Tell-Atlas und die Große Kabyle (Djurdjura-Gebirge) besucht. Im *D e z e m b e r* brachte mich ein Etappenflug von Algier quer

durch die Sahara über das Hoggar-Gebirge nach Zinder und weiter nach Fort Lamy im Tschadseegebiet. Nach längerem Aufenthalt führte mich darauf ein zweiter Etappenflug ostwärts durch den ganzen Sudan bis Dakar. Von dort unternahm ich im J a n u a r 1951 mehrere Exkursionen im Bereich der Kapverdischen Halbinsel und des Westteils der Senegambischen Platte und querte vor allem (von der Guineaküste bei Conakry aus) zweimal das Futa-Djalon-Gebirge bis zu seinem Nordfuß gegen die große innersudanische Ebenheit, in der sich hier die Quellflüsse des Niger und Senegal sammeln. Im F e b r u a r kehrte ich über Dakar und Casablanca nach Algier zurück und querte von dort dreimal das Hochland der Schotts und den Sahara-Atlas bis zur „Daya“-Region an dessen Südfuß bei Laghouat. Von hier aus erfolgte dann mit Lastkraftwagen eine nochmalige Durchquerung der nördlichen und mittleren Sahara bis Tamanrasset am Südfuß des Hoggar-Gebirges. Von E n d e F e b r u a r bis E n d e M ä r z wurde dann mit Tamanrasset als Standquartier die Südwestflanke des Hoggar-Gebirges von der Oase Aamsel im Süden bis zum Hochland von Atakor im Norden in mehreren Kamelreisen untersucht: diese Ritte im weltfernen Wüstengebirge mit einem einzigen Targi (Einzahl von Tuareg) als Begleiter, war das schönste Erlebnis der ganzen Reise. Der Rückflug von Tamanrasset nach Algier bedeutete die vierte Gesamtquerung der zwischenliegenden Landschaftsgürtel. Im A p r i l und M a i 1951 wurden auf ägyptischem Boden eingehende Untersuchungen im Gebiet der Arabischen Wüste (Umgebung von Kosseir) durchgeführt und — neben kleineren Exkursionen ins Niltal und Fayum-Becken — eine größere auf der Halbinsel Sinai unternommen (mit Besteigung der beiden Hauptgipfel, des Moses- und des Katharinenberges, 2300 bzw. 2650 m).

Für das klima-morphologische Hauptziel meiner Reise wurden dabei folgende Gebiete näher untersucht:

- a) Tell-Atlas (mediterraner Waldgürtel)
- b) Schott-Hochland, Sahara-Atlas und Nordsaum der algerischen Sahara, mit Vergleichsuntersuchungen in den nordägyptischen Wüstenplatten (mediterraner Steppen- und Wüstensteppengürtel)
- c) Arabische Wüste und Halbinsel Sinai (Vollwüste mit überwiegendem Winterregen)
- d) Hoggar-Gebirge (Vollwüste mit überwiegendem Sommerregen)
- e) Kapverdische Halbinsel und Westteil der Senegambischen Platte, mit Vergleichsuntersuchungen im Tschadseegebiet (Trockensavanne)
- f) Futa-Djalon-Gebirge in Französisch Guinea (Feuchtsavanne).

Der durch die Problemstellung gegebene Zwang, so weit getrennte Einzelgebiete genauer zu studieren, legte von vornherein den Plan nahe, neben dem klima-morphologischen Hauptziel als zweite Aufgabe der Frage nachzugehen, wie weit sich in allen Teilräumen des besuchten Gesamtgebietes die wirtschaftliche und soziale Struktur während und nach dem zweiten Weltkrieg gewandelt hat. Die Reise ergab eine unerwartet starke Verschiebung dieser Züge; insbesondere vollzieht sich im tropischen Teil Franz. Afrikas heute eine entscheidende wirtschaftliche und soziale Umwälzung, von der nicht nur unsere landeskundlichen Darstellungen — die naturgemäß heute auf einem rd. 20 Jahre zurückliegenden Stand fußen — sondern auch die neueste Zeitschriftenliteratur kaum etwas erkennen läßt. Ihre Darstellung wird, wie gesagt, an anderer Stelle erfolgen. Der vorliegende Bericht über die klima-morphologischen Beobachtungsergebnisse hält sich nicht an die Reiseroute, sondern folgt in sachlicher Anordnung den vorgenannten Hauptbeobachtungsgebieten längs eines nord-südlichen Profils durch die besuchten Klimazonen (vgl. Abb. 3).

## II. Tell-Atlas

Abgesehen vom Kalkhochgebirge des Djurdjura (bis 2300 m), ist der Tell-Atlas ein scharf zertaltes Mittelgebirge, mit weithin sehr gleichartigen Kammhöhen zwischen 1200 und 1600 m, das ähnlich wie große Teile des Apennin vornehmlich aus Flyschgesteinen besteht. Parallel zur Nordküste Algeriens sind meist zwei bis drei, gelegentlich auch noch mehr durch Längstäler gegliederte Ketten in einer Gesamtbreite von etwa 100 km hintereinander gelegen. Nur die nördlichen dieser Ketten besitzen noch volles mediterranes Winterregenklima. Bis etwa 1000 m Höhe reicht hier im Naturzustand eine üppige, vielfach baumhohe Macchie (die heute außer auf den steilsten Hängen durch intensive, typisch mediterrane Kulturen — Weizen, Gerste, Wein, Oliven, Feigen und dazu vor allem Agrumen — ersetzt ist). Darüber wird die nächsthöhere Stufe — Obergrenze 1300—1500 m — von der Steineiche und daneben der Korkeiche und Stechpalme beherrscht. Die noch in Süditalien darüber vorkommende Buchenregion fehlt hier vollkommen: der immergrüne Eichenwald geht nach oben unmittelbar in die fast rein von der Zeder gebildete Nadelholzstufe über. Wie im ganzen mediterranen Gebiet ist die heutige obere Waldgrenze durch Weideweg stark herabgedrückt; da jedoch voll entwickelte Wetterzedern im Djurdjura-Gebirge noch in 2020 m Höhe vorkommen, darf man die natürliche obere Waldgrenze wohl bei etwa 2150 m Höhe ansetzen, d. h. nur wenig höher als an der Nordflanke des Ätna (2080 m).

Im etesischen Klimabereich bis zur oberen Waldgrenze entsprechen die heutigen Formbildungsvorgänge mit terra-rossa-Bildung, flächenhafter Hangabspülung, Calanchebildung, mit den Torrententälern, dem Mangel an klimatischen Terrassen in den unteren Höhenstufen und dem Auftreten eustatischer Terrassen an der Küste sehr weitgehend den Verhältnissen in Südtalien (Büdel, 1951). Abweichend davon konnte hier nur in Mergelgebieten eine besonders wirksame Form flächenhafter Hangabtragung (Bodenkriechen mit kräftigem Wandern ortsfremder Blöcke) festgestellt werden, die schon Anklänge an die Vor-

unsortierter Feinschutt-Blocklagen (franz: „cailloutis“) in Talsohlen und Terrassenkörpern führt. Mehr sei jedoch in diesem kurzen Bericht über die heutigen Abtragungsvorgänge in dieser Klimazone nicht mitgeteilt. In erster Linie sollen vielmehr die morphologischen Spuren des Eiszeitklimas von den obersten Höhenstufen bis herab zur Küste betrachtet werden.

Die Begehungen im Hohen Djurdjura (Hauptkamm der „Großen Kabylei“, 70—125 km östlich von Algier) konnten die erst kurz vor meiner Reise gemachten Angaben von Cailleux und Barbier (1950) über dort abnorm tief gelegene

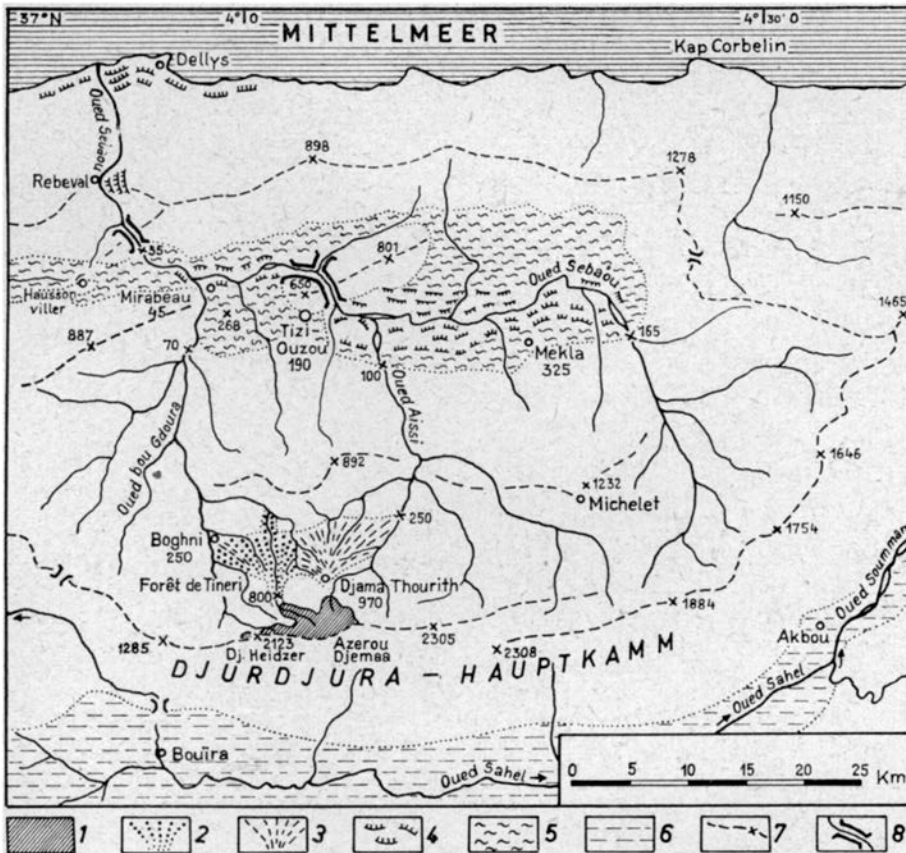


Abb. 1: Pleistozäne Formen in der Großen Kabylei

1. Ehemaliges Gletschergebiet (letzte Eis- bzw. Pluvialzeit)
2. Junge klimatisch-glaziale Terrassen in den Flußoberläufen
3. Reste älterer klimatisch-glazialer Terrassen in den Flußoberläufen
4. Eustatisch-interglaziale Terrassen in den Flußunterläufen und an der Küste
5. Tertiärhügelland
6. Flachrelief in Längstalflucht
7. Gebirgskamm
8. Durchbruchstal

gänge in Tundrenklima zeigt, wie bei diesen von der Bildung mäßig geböschter, muldenförmiger Dellentälchen begleitet ist und zur Ablagerung sehr charakteristischer, schwachgeschichteter und

Spuren einer eiszeitlichen Vergletscherung weitgehend bestätigen: nach der Höhenlage flacher Kare, von Rundbuckelzonen und drei größeren Gletscherenden in 1600, 1200 und rd. 1000 m

Höhe ist die eiszeitliche Schneegrenze bei etwa 1900 m oder knapp darunter anzunehmen<sup>1)</sup>; (vom Vorhandensein eines sogar 700—800 m herabreichenden alten Gletscheres konnte ich mich auf einer gemeinsamen Begehung mit meinem lebenswürdigen Führer *Barbier* dagegen nicht überzeugen). Kurz nach meiner Reise hat auch *Mensching* (1951) die eiszeitliche Schneegrenze im marokkanischen Atlas in weit tieferer Lage als bisher nachweisen können, so im Rif-Atlas bei 1900—2000 m Höhe. Durch diese Beobachtungen werden unsere Vorstellungen vom Verlauf der eiszeitlichen Schneegrenzfläche im Umkreis des westlichen Mittelmeeres völlig geändert und ein viel natürlicheres Bild gewonnen. Während bis jetzt z. B. die eiszeitliche Schneegrenz-Höhenlinie von 2000 m nach *Louis* (1933) nur an der Westseite der Balkanhalbinsel bis rund 36° südwärts reichend angenommen werden konnte, weiter westlich dagegen (also in größerer Ozeannähe!) in höheren Breiten zurückzubleiben schien, zeigt

sich jetzt, daß sie auch in diesen westlichen Gebieten durchweg viel weiter südwärts reichte, an der Atlantikküste sogar bis weniger als 36°. Die höheren Werte im Inneren der Iberischen Halbinsel (bis 2500 m) stellen sich jetzt als eine isolierte Aufwölbung der ehemaligen Schneegrenzfläche über dem südöstlichen Leerteil dieses Kleinkontinentes dar, von der sich diese nicht nur nach Osten (*Lautensach*, 1949), sondern auch nach Süden: zur Straße von Gibraltar und dem westlichsten Ausläufer des Mittelmeeres hin nochmals stark absenkte. Die Höhenlage der ehemaligen Schneegrenze zeigt so eine deutliche Parallelität zur heutigen Niederschlagsverteilung nach den Karten von *Despois* (1949) und *Lautensach* (1951). Die Gesetze der allgemeinen Zirkulation müssen also damals nicht nur im großen dieselben gewesen sein wie heute; man gewinnt darüber hinaus den Eindruck, daß gerade der südlichste Teil dieses Raumes zur Eiszeit besonders heftig von Tiefdruckgebieten durchzogen wurde (s. Abb. 2).

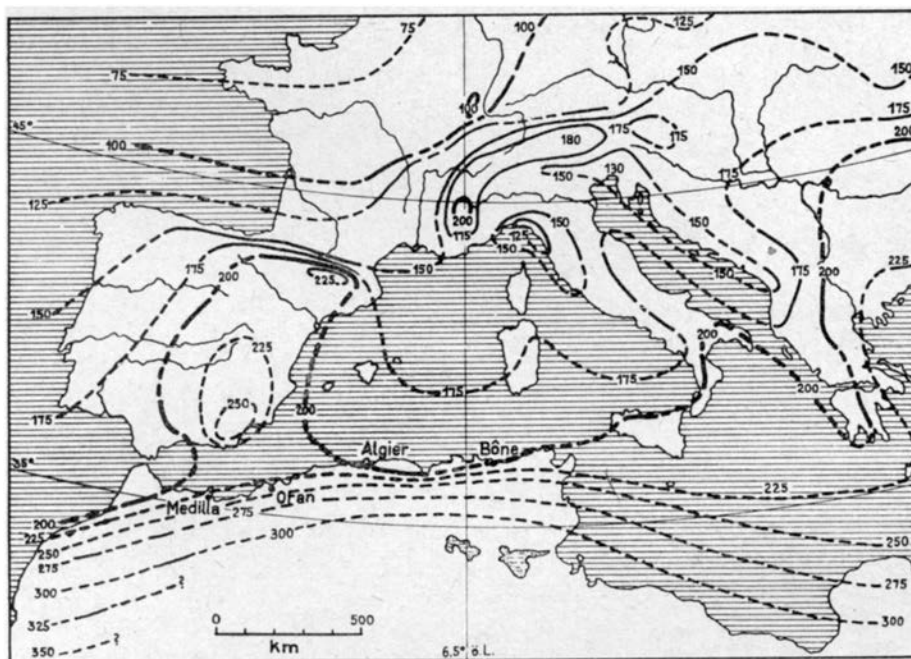


Abb. 2: Höhenlage der würmeiszeitlichen Schneegrenze im Umkreis des westlichen Mittelmeeres (angegeben in Dekametern über dem heutigen Meeresspiegel)

Ausgez. Linien: durch Beobachtung belegter Verlauf der Linien gleicher Höhenlage der Schneegrenze. — Gestrichelte Linien: durch Interpolation erschlossener Verlauf  
Außer den im Text genannten Arbeiten von *Lautensach* (1949), *Louis* (1933) und *Mensching* (1951) wurde noch die Zusammenstellung meiner Schülerin *M. Brusck* (vgl. *Büdel*, 1949) mitverwandt

<sup>1)</sup> Die hier untersuchten alten Gletscherspuren liegen an der Nordflanke des west-ost-streichenden, auf 9 km Entfernung hin fast geschlossen über 2100 m aufragenden Kammes vom Djebel Heidzer bis zum Azerou Djemaa (vgl. Abb. 1).

Diese Vermutung kann durch weitere Schlüsse gefestigt werden, vor allem durch den Vergleich der alten mit den heutigen Schneegrenzhöhen in diesem Raum. Nach den Verhältnissen am benach-

barten Ätna, der Sierra Nevada und im Hohen Atlas, muß man die heutige Schneegrenze über dem Djurdjura-Gebirge in mindestens 3300 m Höhe annehmen. Die Herabdrückung der Schneegrenze zur Eiszeit betrug damit hier annähernd 1400 m. So hohe Werte für diese Differenz werden sonst nur in den allerozeanischsten Teilen Europas erreicht (Südirland und Schottland schätzungsweise 1250 m, Südwestnorwegen etwa 1350 m). Zu diesen gehören heute die Atlasländer nicht. Sie dürften somit zur Eiszeit einen stärker ozeanischen Charakter getragen, d. h. reichlichere Niederschläge und möglicherweise auch im Sommer einen gewissen Strahlungsschutz durch Bewölkung empfangen haben<sup>2)</sup>.

So scheint sich zwischen der Nord- und Südküste des westlichen Mittelmeergebietes der entscheidende Wandel der eiszeitlichen Niederschlagsverhältnisse gegenüber denen der Gegenwart vollzogen zu haben: bei allgemein gleichartiger Abkühlung waren die Länder an seiner Nordseite noch im ganzen trockener, die an seiner Südseite jedoch feuchter als heute. Damit wurde zum ersten

<sup>2)</sup> Einen weiteren Anhaltspunkt hierfür bieten einige — wenn auch noch undeutliche — Anzeichen für den Grad der eiszeitlichen Herabdrückung der oberen Waldgrenze in den Atlasländern. Wir wissen, daß diese in Mitteleuropa erheblich größer war als die der Schneegrenze. Zusammen mit dem Auftreten des Löss gilt diese Tatsache seit langem mit Recht als der Beweis dafür, daß Mitteleuropa (und mit ihm wahrscheinlich der Großteil der Außertropen) zur Eiszeit nicht nur kälter sondern auch erheblich trockener war als heute. Wie insbesondere *Firbas* und *Zangheri* (1934) sowie *Blanc* (1936) und *Tongiorgi* (1936) zeigen konnten, war das damals sogar noch in Nord- und Mittelitalien der Fall. Es galt jedoch anscheinend nicht mehr für die vollen Subtropen des südlichen und östlichen Mittelmeergebietes. So wies *Picard* (1936) auf paläontologischem Wege für Palästina und Syrien nach, daß dort die heutige Verteilung der Klimazonen vom etesischen Wald bis zur Wüste ohne wesentliche Änderungen schon während des ganzen Pleistozäns — also auch seiner Kaltzeiten — entwickelt war. Danach können hier auch die pflanzengeographischen Höhengrenzen nicht stark herabgedrückt gewesen sein. Einen Anhalt für die gleiche Erscheinung bietet im Tell-Atlas die Ausdehnung „periglazialer“, einem ehemaligen — waldfreien — Frostbodenklima unterhalb der Schneegrenze entstammender Schuttmassen. Die schon von *Cailleux* und *Barbier* (1950) im Hohen Djurdjura nachgewiesenen Vorkommen von Solifluktionsschutt liegen — soweit es sich um reine Hangschuttdecken ohne fluviale Umlagerung handelt — sämtlich nur wenige 100 m unterhalb der Schneegrenze. Im Blida-Atlas habe ich in den zur Bildung solcher eiszeitlicher Wanderschuttmassen besonders geeigneten Flyschschiefern zwischen 500 und 1200 m Höhe keinerlei Spuren fossiler Solifluktionsschuttdecken finden können. Es ist daher nicht wahrscheinlich, daß die obere Waldgrenze im Djurdjura-Gebirge (heute in 2150 m Höhe gelegen, s. o.) zur Eiszeit auch nur um den gleichen Betrag wie die Schneegrenze (d. h. um rd. 1400 m, also bis 750 m Höhe) herabgedrückt worden sei, geschweige denn um einen größeren. Wahrscheinlich war vielmehr der Betrag geringer, das Klima also feuchter als heute.

Mal auf rein geologischem Wege ein Anhalt dafür gewonnen, daß wirklich die Zeiten der Schneegrenzdepression in den Außertropen (und auf den Höhen subtropischer Gebirge wie hier) mit den Zeiten größerer Feuchtigkeit, den Pluvialzeiten am Polarsaum des großen tropisch-subtropischen Trockenraumes der Sahara zusammenfielen.

Von den eiszeitlichen Vergletscherungsspuren und der darunterliegenden, doch einige 100 m mächtigen Höhenstufe „periglazialer“ Verwitterung im Djurdjura-Gebirge ging eine starke Schuttermüllung in die von hier nordwärts gerichteten Quellläste des Qued Sebaou aus<sup>3)</sup>. Die dadurch hervorgerufenen klimatischen Terrassen laufen jedoch talabwärts rasch zusammen und setzen endlich in den Mittelaufstrecken dieser Flüsse fast völlig aus. Erst in dem tiefer gelegenen (tektonisch alt angelegten und von mio- und pliozänen Sedimenten erfüllten) Becken von Tizi-Ouzou, dem Kernraum der großen Kabylei, in dem sich alle Quellläste des Oud Sebaou wie im Innern einer Muschel sammeln, tritt plötzlich wieder eine deutliche und sehr reiche Terrassenfolge auf. Im oberen Teil dieses Beckens lassen sich mindestens drei große, sämtlich jedoch noch durch mehrere Zwischenniveaus gegliederte, im ganzen kilometerweit ausgedehnte junge (zweifelloso pleistozäne) Schotterterrassen unterscheiden, von denen die besonders breite oberste 125—135 m über dem heutigen Fluß liegt (darüber folgt noch das ausgedehnte Einebnungsniveau einer in spärlichen Resten erhaltenen pliozänen Schotterflur in rel. 200 m Höhe). Unterhalb des — sehr engen und terrassenlosen — Durchbruchstaes von Tizi-Ouzou treten die Hauptniveaus dieser Terrassenfolge wieder auf und lassen sich durch das Quertal von Rebeval bis zur Mündung des Qued Sebaou und den jungen marinen Abrasionsterrassen bei Dellys verfolgen, deren ausgedehnteste oberste

<sup>3)</sup> Ein fast 15 qkm großer, an seiner Spitze in zwei Hauptterrassen von 25 m Höhenunterschied gegliederter und z. T. aus größtem Blockwerk zusammengesetzter Schotterkegel dieser Art wurde vom Ende des größten ehemaligen Gletschers aus in das — im Bereich eoän-kretazischer Mergel ausgeräumte — Becken von Boghni aufgeschüttet (Forêt de Tineri) und senkt sich hier steil von 800 bis 250 m herab. Östlich von ihm läßt sich aus morphologischen und geologischen Anzeichen ein schon stark zerschnittener, wohl aus einer älteren Kaltzeit stammender solcher Schotterkegel von ähnlicher Größe rekonstruieren, dessen oberste noch erhaltenen Reste bei Djama Thourith in 970 m Höhe liegen; ihm zugehörige Grobblocklagen, die sich etwas weiter nördlich in 800—700 m Höhe finden, boten den Anlaß zu der oben abgeleiteten Annahme bis hierherreichender Endmoränen. Im übrigen wird auch der junge Schotterkegel des „Forêt de Tineri“ von Resten entsprechender älterer Bildungen überragt (vgl. Abb. 1).

wieder in 120—150 m Höhe liegt<sup>4)</sup>. Die pleistozänen Terrassen im Unterlauf des Oud Sebaou wurden daher offensichtlich während der interglazialen eustatischen Hochstände des Meeresspiegels aufgeschüttet<sup>5)</sup>.

Die Existenz zweier genetisch verschiedener eiszeitlicher Terrassengruppen in den Flußtälern des Mittelmeergebietes — glazial-klimatischer in den Ober-, interglazial-eustatischer in den Unterläufen — wurde schon früher vermutet. Hier gelang erstmals der Nachweis ihrer Existenz in ein und demselben Flußsystem.

### III. Schott-Hochland, Sahara-Atlas und Nordsaum der algerischen Sahara

(mit Vergleichsuntersuchungen in den nord-ägyptischen Wüstenplatten)

Vom Tell-Atlas bis zum Rand der Sahara erfolgt im Meridian von Algier auf eine Entfernung von rd. 800 km hin der Übergang vom mediterranen Waldland bis zur Vollwüste. Schon in den inneren Längstätern des Tell-Atlas läßt gegenüber den vollberegneten Küstenketten die Üppigkeit der Macchie nach, ebenso verarmen die nachfolgenden Kulturformationen, während im Nadelwaldgürtel die Zeder immer stärker durch den Aleppokiefer-Wacholderwald ersetzt wird. Dieser steigt bergseitwärts immer tiefer herab und bildet schließlich am Abfall des Tell-Atlas gegen das Hochland der Schotte in etwa 800 m Höhe bereits die untere Waldgrenze gegen die Steppe. Schott-Hochland und Sahara-Atlas sind Steppenland, nur die höchsten Erhebungen tragen hier noch Inseln des Aleppokiefer-Wacholderwaldes. Bis zum Südhang des Sahara-Atlas steigt die untere Waldgrenze dabei zunächst langsam, dann immer steiler bis etwa 1500 m an. Zugleich findet am Südfluß des Sahara-Atlas der Übergang von der Steppe zur Wüstensteppe statt, die von hier aus noch 100—120 km in das saharische Tafelland hineinreicht, um erst dann von der

Vollwüste abgelöst zu werden (im Meridian von Algier knapp südlich der kleinen Oase Tilremt bei fast genau 33° n. Br., vgl. Abb. 3).

Wie die untere Waldgrenze, so müssen nach diesem Befund auch die Steppen- und Wüstensteppengrenze gegen das Innere der Vollwüste hin rasch ansteigen. In Algerien kann dies — mangels höherer Gebirge in der Grenzregion — nicht näher verfolgt werden. Wohl aber ist dies in Ägypten möglich. Als schmaler, rd. 50 km breiter Saum kehrt die Wüstensteppe an der Mittelmeerküste beiderseits des Nildeltas wieder. Dann folgt der Übergang zur Vollwüste. Weitere 250 km südlich ragt jedoch das kristalline Hochgebirge im Südteil der Sinai-Halbinsel oberhalb 1400 m wieder in die Wüstensteppenregion hinein, so daß man hier gut den steilen Anstieg dieser Vegetationsgrenze gegen das Wüsteninnere ablesen kann<sup>6)</sup>. Ein Steppen- oder Waldgürtel fehlt im Sinai-Hochgebirge bereits völlig, vielmehr geht die Wüstensteppe nach oben unmittelbar in die alpine Mattenzone über. Wir kommen auf diese bemerkenswerte Tatsache unten in anderem Zusammenhang zurück.

Bei der Überprüfung der klima-morphologischen Eigenheiten der Vegetationszonen zwischen etesischem Wald und Vollwüste ergab sich nun, daß in jeder von ihnen ein besonderer Bodentyp vorherrscht. Jedoch ist die räumliche Übereinstimmung nicht vollständig: verschiedentlich greifen diese Bodentypen auch über den Bereich der Klimazonen hinaus, an die sie vornehmlich gebunden sind. Daneben treten außer den rezenten mehrfach auch fossile Böden derselben Art auf, ja stellenweise sind sogar mehrteilige, fossile Bodenprofile vorhanden, die Rückschlüsse auf die Abfolge verschiedener klimatischer Phasen in der jüngsten geologischen Vergangenheit gestatten.

Im etesischen Waldland der meernahen Küstenketten des Tell-Atlas herrschte die am ganzen Mittelmeer verbreitete terra rossa vor. Sie wird mit gelbroten bis karminvioletten Farben oft mehrere Meter mächtig. Ihr Hauptunterschied gegenüber den benachbarten Steppenböden ist neben der Farbe ihre fast völlige Kalkfreiheit. In der Tatsache, daß sie dennoch vornehmlich auf kalkhaltigem Gesteinsuntergrund vorkommt, liegt

<sup>4)</sup> Die oberste Strandterrasse bei Dellys scheint bereits etwas tektonisch gestört und schräggestellt zu sein, daher ihr Höhenspielraum.

<sup>5)</sup> Dasselbe gilt sicher zum größten Teil auch von den breiten Terrassen im oberen Teil des Beckens von Tizi-Ouzou (oberhalb der das Becken zerteilenden Durchbruchstalstrecke); die reichere Gliederung der Terrassen wurde hier wohl zumeist durch junge tektonische Bewegungen im Bereich eben dieser Engtalstrecke verursacht. Außerdem muß damit gerechnet werden, daß die klimatischen Terrassen der Taloberläufe mit spärlichen Resten doch noch bis hierher wirksam sind; die weiche Tertiärfüllung des Beckens mußte ja jede Art von Terrassenbildung fördern, so daß sich hier möglicherweise eustatische, tektonische und klimatische Terrassenbildung verknüpfen. Ein klares überschaubares Beispiel solcher Verknüpfung wird weiter unten am Beispiel des Wadi Feiran (Sinai-Halbinsel) geschildert.

<sup>6)</sup> Als Hauptbestandteile der Wüstensteppe des Sinai-Hochgebirges wurden beobachtet: *ASTRAGALUS* (etnensis oder nahe verwandte Art), *ARTEMISIA*, kleinblättrige Arten von *MENTHA*, *ACHILLEA*, einer roten *LABIATE* und eines gelben *LAMIUM*, gelbblühender *BORRAGO* und verschiedene Distelarten. Mit zunehmender Höhe mehr sich der Anteil an Gräsern. Eine genauere Aufnahme des Pflanzenbestandes hat hier mein Begleiter auf dem ägyptischen Reiseteil, O. Niebuhr durchgeführt.



m. E. der Beweis, daß sie in der Tat den Bodentyp eines noch humiden (Wald-)Klimas mit wesentlich nach abwärts gerichteter Bewegung des Sickerwassers darstellt<sup>7)</sup>. Auf stark tonhaltigen Gesteinen fehlt sie heute auch in diesem Klima völlig<sup>8)</sup>. Sie ist also innerhalb der ihr zusagenden Klimaregion nur an eine Auswahl bestimmter Gesteine geknüpft. Diese Gesteinsbedingtheit schließt natürlich ihre Klimabedingtheit nicht aus: diese ist trotzdem das Beherrschende, denn außerhalb des noch humiden etesischen Waldklimas kommt sie eben auch auf den ihr günstigen Gesteinen nicht vor.

Die klimatischen Grenzen ihrer Verbreitung werden deutlich nach zwei Richtungen bestimmt. Einmal ist die terra-rossa an eine ausgeprägte Höhengrenze geknüpft. Diese liegt im Blida-Atlas und im Djurdjura-Gebirge bei 1000 bis 1200 m Höhe. Die terra rossa fehlt damit bereits der oberste Stufe des Steineichenwaldes, in der diesem schon Nadelbäume beigemischt sind. Sie wird oberhalb dieser Grenze von grauen bis braunen,

7) Das ostalgerische Küstenland, in dem wir uns hier befinden, gehört zu den niederschlagsreichsten Teilen des Mittelmeergebietes: von Orleansville bis Biserta bilden die Küstenketten des Tell-Atlas auf 750 km Länge in 25 bis 50 km Breite ein Gebiet mit durchweg über 600 mm Jahresniederschlag; im Kern dieses Raumes, der Großen und der Kleinen Kabylei fallen sogar durchweg über 800, in den Hochgebirgen bis 1600 mm jährlich. Die kabyllischen Küstenflüsse führen dementsprechend das ganze Jahr Wasser, selbst am Ende der sommerlichen Trockenzeit. Die Erhaltung der Grundwasserkörper, aus denen sie gespeist werden, wird sicher durch den oberhalb 1000 m Höhe noch gut erhaltenen Waldbestand gefördert, auf dessen Pflege die französische Verwaltung alle Mühe verwendet. Neben der Rückzugslage im Gebirge sind die hohen Niederschläge in der Kabylei durch die Ermöglichung einer besonders dichten Pflugbauernbevölkerung auch der Grund dafür, daß diese über den Arabersturm hinaus die alte Berrbersprache bis heute bewahren konnten. Ebenso ist — s. o. — die tiefe Lage der eiszeitlichen Schneegrenze an die hier offenbar ehemals nach reichlicheren Niederschläge geknüpft. Westalgerien und Ostmarokko liegen demgegenüber nicht nur im Lee des Rif-Atlas sondern auch im „Regenschatten“ des iberischen Subkontinentes; ostwärts von Orleansville werden jedoch die von Westen — über die Straße von Gibraltar — heranziehenden Tiefdruckgebiete noch von denjenigen ergänzt, die von der Biskaya über Südfrankreich ins westliche Mittelmeergebiet vordringen, die sich dort vertiefen und deren Rückseiten-Kaltluftvorstöße dann hier unmittelbar auf das hohe Küstengebirge treffen.

8) Das Fehlen der terra rossa über stark tonhaltigen Gesteinen ist wohl teils ursprünglich, teils aber sicher durch menschlichen Einfluß verstärkt worden. Hier liegen ja vielfach schon seit über 3000 Jahren die bevorzugten Gebiete der Pflugkultur und damit auch der durch diese besonders gesteigerten Abtragungsvorgänge: der Calanchebildung und der oben genannten „cailloutis“-Abtragung, die alle älteren Bodendecken vernichten mußten. Ebenso fehlt die terra rossa dem Überschwemmungsbereich der Flüsse, tritt aber am Oued Sebaou auch auf den jüngeren Eiszeitterrassen noch auf.

ja gelegentlich fast schwarzen Podsol-, Skelett- und Rohhumusböden abgelöst.

Neben dieser deutlichen Höhengrenze findet die terra rossa landeinwärts auch bald ihre Trockengrenze. Auch diese scheint indesens die Trockengrenze des Waldes nicht ganz zu erreichen, die ja — s. o. — hier auch von Nadelhölzern (Aleppokiefer-Wacholderwald) gebildet wird. Soweit in den inneren Ketten des Tellatlas noch terra rossa auftritt, scheint es sich vornehmlich um fossile Vorkommen auf einzelnen hochgelegenen Altflächenresten zu handeln<sup>9)</sup>. Man wird daher in Algerien die Trockengrenze der holozänen terra-rossa-Bildung schon bei etwas über 400 m Jahresniederschlag ansetzen dürfen, während die Trockengrenze des Waldes hier ziemlich genau mit der 400-mm-Jahresisohyete zusammenfällt. Die erwähnten typischen Formbildungsvorgänge des Etesienklimas sind jedoch im Gesamtgebiet des etesischen Waldes herrschend und erfahren erst mit dem Übertritt zur Steppe eine deutliche Änderung.

Auffällig ist hier zunächst ein völlig andersartiger Bodentyp. Gerade im Bereich der Wald-Steppengrenze: am Südfuß des Tell-Atlas gegen das Schotthochland und den dorthin sich öffnenden Tälern, herrschen sehr feinkörnige hellgraue bis gelbe und — in scharfem Gegensatz zur terra rossa — stark kalkhaltige Leh- und Mergelböden vor. Sie kehren, z. T. mit braunroter Färbung, inselartig auch im Bereich des Sahara-Atlas wieder. An den Talhängen, die hier ein flachkonkaves, parabelförmiges Profil zeigen, machen sie durchaus den Eindruck von Steppenböden, d. h. einer in situ entstandenen Verwitterungsdecke. In der Tiefe der Täler nimmt aber ihre Mächtigkeit stark zu. Sie gewinnen hier den Charakter von Ablagerungen und es ist wahrscheinlich — genaues kann hier erst die Analyse der Proben ergeben — daß auch äolisches Material an ihrem Aufbau mitbeteiligt ist. Sie treten damit an die Seite der lössähnlichen Steppenböden, die schon Rathjens (1928) aus der Cyrenaika, Tripolitanien und Tunesien beschrieben hat und die auch dort überall auf den Bereich der vollen Steppe beschränkt sind. Altersmäßig ist die Masse der Vorkommen subrezent, d. h. sie stammen aus vorhistorischen Zeiten der geologischen Gegenwart und sind unter dem Einfluß der

9) Möglicherweise stammen diese aus einer älteren, feuchten Klimaphase, doch scheint der Schwankungsbereich der terra-rossa-Bildung während des ganzen Pleistozän nicht sehr groß gewesen zu sein.

Ein isoliertes Vorkommen sehr stark verfestigter fossiler terra-rossa fand ich auf der mittleren der drei — eustatischen — Eiszeitterrassen im Durchbruchstal des Oued Sebaou bei Rebeval (mitten im feuchten Waldland, nur 10 km von der Mittelmeerküste entfernt).



menschlichen Kultur in der Form der hier seit mindestens 4000, vielleicht auch schon seit 5000 Jahren geübten Nomaden- und Halbnomadenvirtschaft weitgehend in Abtragung begriffen.

An diesen Gürtel schließt sich wüstenwärts ein weiterer Typ von Bodenbildungen an, der — da völlig anderer Art — sich mit den gelben Steppenmergeln verschiedentlich berührt und diese dann unterlagert: die Kalkkrusten. Im Gegensatz zu jenen sind sie ganz in situ und zwar nicht nur an der Bodenoberfläche, sondern sogar innerhalb der obersten bodennahen Gesteinspartien entstandene Bildungen. Sie kommen dadurch zustande, daß in Gebieten mit überwiegender Trockenheit das Niederschlagswasser, das gelegentlich auch hier den Boden durchfeuchtet (oder als Grundwasser zuströmt), bei der Wiederverdunstung emporgesaugt wird und dann in Oberflächennähe mitgeführte Lösungstoffe ausfällt. Krusten entstehen dabei nur, wenn die ausgefallenen Mineralien nicht allzu leicht wieder löslich sind. Auf diese Weise kommen — je nach Ausgangsgestein und Klima — Kalk-, Gips-, Kiesel- und Eisenkrusten sowie verschiedene krustenartige Wüsten-Salzböden zustande. Ich habe meine Beobachtungen auf die Kalkkrusten beschränkt, d. h. chemisch verwandte Gebilde, die zugleich in dem betrachteten Raum die größte Verbreitung besitzen. Nach ihrem petrographischen Entwicklungszustand können dabei vier Intensitätsstufen unterschieden werden, die sich am besten bei oberflächlich verkrusteten Konglomeraten auseinanderhalten lassen: 1. leichte Verkitung der Geröllkomponenten (das Bindemittel läßt sich eben noch mit den Fingernägeln zerkrümeln), 2. mäßige Verbackung (das Bindemittel muß mit dem Hammer zerschlagen werden, dabei fallen aber die meisten Geröllkomponenten noch unversehrt heraus), 3. starke Verbackung (das Bindemittel umschließt die Geröllkomponenten so hart und fest, daß bei der Bearbeitung mit dem Hammer beides gleichmäßig zerschlagen wird), 4. völlig dichte, travertinartige Krustenbildung (die Komponenten des Ausgangsgesteins sind durch physikalische und chemische Umsetzung völlig in der Kruste aufgegangen, die zu einer Gesteinsdecke mit eigener, oberflächenparalleler Struktur geworden ist). Der letztere Typ fällt da besonders auf, wo er ein Ausgangsgestein mit geneigter Schichtung überdeckt und gleichsam oben abschneidet<sup>10)</sup>.

<sup>10)</sup> Bemerkt sei, daß die hier aufgestellte Reihe zunächst nur Intensitätsgrade der Krustenbildung unterscheiden will. Es ist nicht sicher, ob dabei die loseren Formen in jedem Fall Vorstufen der dichteren sind. Wohl aber wird in Krustenprofilen (die bis zu 8 m mächtig werden können) eine obere Decke des Typs 4 oft von einer solchen des Typs 3 unterlagert. Hier liegt es nahe, eine Entwicklung des dichteren aus dem loseren Typ anzunehmen.

Die Krusten sind — hierin der terra rossa ähnlich — an zwei Voraussetzungen geknüpft: einmal an bestimmte lösliche (hier: kalkhaltige) und zugleich hinreichend klüftige Gesteine und zum zweiten an ein bestimmtes Klima. Das Verhältnis geologischer und klimatischer Bedingtheit war hier noch nicht ganz geklärt. Ich habe hierzu die aklimatischen Fälle von Grundwasserkrusten möglichst ausgeschieden. Hiervon unbeeinflusste Krusten kommen in Algerien und Ägypten, vornehmlich im Bereich zwischen 80 und 280 mm Jahresniederschlag, vor. Dieser Bereich umfaßt hier den trockeneren Teil der vollen Steppe, die ganze Wüstensteppe und den anschließenden, noch etwas reicher beregneten Teil der Wüste. Zieht man noch die Beobachtungen anderer Autoren heran (*Behrmann*, 1932, 1951; *Kuetsch*, 1950), so zeigt sich, daß die Kalkkrusten in der Tat am ganzen Nordsaum des arabisch-saharischen Trockengürtels in einem Streifen verbreitet sind, der von Syrien und Palästina über die Sinai-Halbinsel, Ägypten, Lybien, Tripolis, Tunesien und Algerien nach Marokko zieht und in seinem Kern mit der Wüstensteppe zusammenfällt. In diesem ganzen Raum ist das tatsächliche Vorkommen der Kalkkrusten jedoch an das Auftreten der ihnen günstigen Gesteine geknüpft. Im feuchteren Gebiet — bei über 280 mm Jahresniederschlag — kommen sie hier auch auf solch günstigen Gesteinen nicht vor. Nicht ganz so scharf ist ihre klimatische Trockengrenze zu ziehen: hier treten Krusten bei besonders günstigen Gesteinsverhältnissen stellenweise auch noch in Gebieten mit unter 80 mm Jahresniederschlag auf. Die mächtigsten solcher Vorkommen habe ich im Nordteil der Halbinsel Sinai beobachtet (sie dringen hier fast 300 km, in Algerien dagegen äußerstenfalls nur bis knapp 200 km südlich der Wüstensteppengrenze vor). Es handelt sich jedoch hier um eindeutig sehr alte fossile Vorkommen auf hochgelegenen Altflächen, die in einem gegenüber dem heutigen etwas feuchteren Klima entstanden sein mögen. Im übrigen machen auch viele der dichteren und mächtigeren Vorkommen innerhalb des genannten Hauptverbreitungsgebietes der Krusten einen mehr oder minder deutlich fossilen Eindruck. Möglicherweise liegt es jedoch in der Natur der Krustenbildung, daß sie noch während ihres aktiven Weiterwachstums nach der Tiefe an der Oberfläche bereits zu verwittern beginnen. Die losesten, erst schwach verkiteten Formen im Wüstensteppengebiet sind jedenfalls als rezente oder subrezente Gebilde der geologischen Gegenwart anzusprechen. Daher darf man wohl aus der sehr weitgehenden Übereinstimmung auch jener älteren, fossilen Kalkkrusten mit dem oben geschilderten Klimabereich schließen, daß ihre Bildung einst ebenfalls unter ähnlichen Bedingun-

gen erfolgte, wie denen, die heute hier herrschen: doch war diese Bildung eben nicht auf das Holozän beschränkt, sondern reichte in ältere geologische Perioden, vor allem des Pleistozäns zurück. Dasselbe ist ja an sich bei allen älteren Böden der Fall, die wir heute auf der Erde finden. Nur sind eben solche Krustenböden und gerade auch die Kalkkrusten, besonders dann, wenn sie erst einmal den extremen Endpunkt ihrer Entwicklung erreicht haben und praktisch aus einer Bodenart zu einem besonders harten oberflächlichen Gesteinspanzer geworden sind, in viel höherem Grade als jede andere Bodenart fossil erhaltungsfähig. Deshalb trifft man auch in ihrem Hauptverbreitungsgebiet so viele fossile Formen an.

Die reichste Entfaltung fossiler Krusten findet sich in einem für ihre Bildung geologisch wie klimatisch besonders günstigen Gebiet: dem der „Dayas“ in der algerischen Wüstensteppe. Diese pflanzengeographische Zone fällt hier zufällig mit einer geologisch-morphologischen Einheit zusammen, die sich am Südfuß des Sahara-Atlas hinzieht und im Meridian von Algier zwischen den Oasen Laghouat im N und Tilremt im S liegt. Über eine ganz flache, etwa 120 km breite Schichtmulde aus kalkreichen mio-pliozänen Sedimenten, spannt sich hier mit leichter Reliefumkehr ein niedriges relativ 100—150 m hohes Plateau, dessen Scheitel gerade 900 m Seehöhe erreicht. Es ist von einem ganz flachwelligen Altrelief mit sanften Muldentälchen überzogen, das nachträglich durch eine besonders mächtige und feste Kalkkruste gepanzert wurde. Die „Dayas“ sind reihenweise<sup>11)</sup> in diese „Urkruste“ — wie man sie nennen könnte — als flache Dolinen einer späteren Karstbildung eingesenkt; mit ihrer Mergelfüllung und örtlichen (süßen) Grundwasserkörpern sind sie als Inseln dichter Pflanzen- ja sogar Baumwuchses (Pistazien) für die Wirtschaft der Nomaden und Halbnomaden in der Wüstensteppe von größter Bedeutung (Capot-Rey, 1937).

Meine Untersuchungen zeigten nun, daß hier kein einheitlicher, sondern ein vielteiliger Komplex von alten Krusten vorhanden ist; ihre Entstehung erfolgte in mehreren Zeitphasen, die von anderen unterbrochen waren, in denen diese Krusten nicht weitergebildet, sondern zerstört wurden. In den Phasen der Krustenbildung dürfte nach dem oben Gesagten ein dem heutigen ähnliches Klima geherrscht haben. Die Zerstörung der Krusten erfolgte teils durch Karstlösung (wo-

bei auch die „Dayas“ entstanden), teils durch eine gleichzeitige, tiefgreifende Zertalung der alten, krustenbedeckten Oberflächen. Es waren also zweifellos Phasen wesentlich feuchteren Klimas. Ebenso muß die Ausbildung des ältesten, vor der ersten „Urkruste“ entstandenen Altreliefs einer (besonders langdauernden) Feuchtzeit entsprechen haben, die nach dem Alter der Basisschichten wahrscheinlich ins Oberpliozän-Altpleistozän einzureihen ist. Danach läßt sich hier aber noch ein Wechsel von 4 Trocken- und 4 Feuchtzeiten unterscheiden. Diese Gliederung stimmt sehr weitgehend mit derjenigen überein, die Knetsch (1950) unabhängig von mir in der Lybischen Sahara gefunden hatte und die erst während meiner Reise veröffentlicht wurde. Nach den oben geschilderten Untersuchungen im Tell-Atlas dürften die hier festgestellten Feuchtzeiten (Pluvialzeiten) in der Tat den Glazialzeiten in den Außertropen entsprechen. Damals war die Wüste eingengt. In den Interglazialzeiten (Interpluvialzeiten) erweiterte sich ihr Areal wieder und es kehrte ein dem heutigen ähnliches — trockenes — Wüstensteppenklima in den Raum der südlichen Atlas- und Syrtenländer zurück.

Indessen scheinen auch diese Feuchtzeiten nicht so stark gewesen zu sein, daß der Wald bis in den Bereich der heutigen Wüstensteppe vordrang, denn nirgends finden sich im Bereich der Krustenbildung etwa Reste kalkfreier terra-rossa. Wohl aber treten in weiten Teilen der Wüstensteppe und selbst der Vollwüste feinkörnige Steppen-Mergelböden aus solchen Feuchtzeiten auf, von denen weiter unten noch die Rede sein wird. So scheint sich während der Feuchtzeiten wohl die Steppe, aber nicht der Wald auf größere Gebiete der Wüste ausgedehnt zu haben<sup>12)</sup>. Wesentlich

<sup>12)</sup> Ich bin geneigt, diese Tatsache mit einem sekundär-klimatischen Umstand zu erklären, der in anderem Zusammenhang ausführlich dargelegt werden soll und hier nur kurz angedeutet sei. An den Küsten des südlichen und östlichen Mittelmeeres ist das dort teilweise noch herrschende etesische Waldklima nicht so sehr ein Erzeugnis der großen Klimazonen, wie sie durch die allgemeine Zirkulation und die Großgliederung der Ozeane und Kontinente erzeugt werden, sondern ein eng an die unmittelbare Einflußsphäre dieses Meeres geknüpfter lokaler Klimabereich, der sich infolgedessen auch nur auf einen ganz schmalen Küstensaum in unmittelbarer Meeresnähe beschränkt. Allenfalls bieten dann hohe Gebirge im Hinterland (wie die südlichen Randketten Irans) noch Anlaß für eine weitere binnenwärtige Ausdehnung dieses Ausnahmeklimas. Im nordwestlichen Teil des europäischen Etesiengebietes wird demgegenüber dieses Klima unmittelbar durch den Einfluß des großen westlichen Ozeans erzeugt und ist daher — im Tiefland — auf viel größeren Flächen entwickelt. Ganz grob kann man die Grenze zwischen dem durch die große Zirkulation und dem durch ein örtliches Lokalklima hervorgerufenen Etesiengebiet längs einer Diagonallinie von den Kanaren bis zur Donaumündung ziehen. Läge im Raum des heutigen Mittelmeeres ein ge-

<sup>11)</sup> Die Daya-Dolinen sind dabei teils längs der alten Muldentälchen angeordnet, die sie in mannigfacher Weise auflösen und köpfen, teils aber auch längs tektonischer Linien, denen im übrigen z. T. auch schon die alten Täler folgten. Beim Mangel guter Spezialkarten war hierüber der Blick aus der Luft besonders aufschlußreich.

feuchter kann jedoch jene langandauernde, älteste Periode gewesen sein, die wir oben etwa ins Oberpliozän-Altpleistozän eingereiht haben, denn in ihr wurde ein allem Anschein nach unter vollhumiden Bedingungen ausgebildetes Altreief angelegt. Bodenkundliche Reste aus dieser ältesten Feuchtzeit waren jedoch nirgends auffindbar.

Eine kurze Zusammenfassung über den Großbau und die typischen Großformen im Bereich des Steppen- und Wüstengürtels ergibt folgendes Bild. Während der Tell-Atlas echt alpinotypische Faltung zeigt, werden Schott-Hochland und Sahara-Atlas nur noch von einer solchen saxonischen Typs beherrscht. In beiden Gebieten wurden vor allem Kalke, Mergelkalke und Dolomite der Kreide davon betroffen (wobei einige aufgepreßte triadische Salzhorste die Analogie mit dem südlichen Niedersachsen vervollständigen). In dem 100—150 km breiten Schott-Hochland wird dieser ganze Unterbau, wie schon *Passarge* (1910) erkannte, von einer ausgedehnten, weithin einheitlichen, aber sanft gewellten Rumpffläche geschnitten, die den Schichtbau kappt; sie steigt von 400—500 m im Osten (Schott el Hodna und Randterrassen) bis auf über 1000 m im äußersten Westen auf marokkanischem Boden an. Ihr sind einzelne niedrige Inselgebirge und z. T. prachtvoll umlaufende Schichtrippen aufgesetzt. Der Sahara-Atlas ist bei gleichem geologischem Unterbau eine rund 100 km breite posttektonisch stärker gehobene Zone: trotz meist recht scharfer Nord- und Südränder ist er ein ziemlich durchgängiges Bergland von mehr oder minder isolierten, maximal bis 200 m aufragenden Bergketten und Schichtkämmen; hier sind noch Reste mehrerer übereinanderliegender (im einzelnen von mir nicht getrennter) Rumpfflächen vorhanden. Im anschließenden nördlichen Randgebiet der Sahara schwächt sich die Faltung des Untergrundes vollens zu den sehr weitgespannten, ganz sanften

schlossenes Kontinentalgebiet mit mäßigem Relief, so herrschten hier ungestört die durch die große allgemeine Zirkulation bestimmten Klimazonen, d. h. wir fänden östlich der angedeuteten Linie keine Spur von Wald, sondern nur einen regelmäßigen Übergang vom Wald über Steppe und Wüstensteppe zur Wüste des großen geschlossenen altweltlichen Pässat- und Binnentrockenraumes. Nur das Lokalklima der Mittelmeerküsten läßt hier den etesischen Wald in schmalen Streifen so weit ins Innere dieses Trockengürtels vordringen. Damit wird klar, warum diese Waldzone auch bei bedeutenden Verschiebungen der von der allgemeinen Zirkulation gesteuerten Klimagürtel, wie sie in den Eiszeiten stattfanden, weitgehend an die ihn erzeugenden topographischen Lokalbedingungen mit ihrem Sekundärklima gebunden blieb und keine großen Schwankungen seines Areal erfahren konnte. Diese Theorie stimmt auch gut mit den Beobachtungen *Picards* (1936) überein, nach denen die schmale etesische Küstenwaldzone in Syrien — Pasästina ihre Ausdehnung gegen das trockene Hinterland während des ganzen Pleistozäne nie stark veränderte (vgl. Anm. 2).

Auf- und Einbiegungen der Schichten ab, wie sie für die Sedimentdecke des ganzen afrikanischen Sockels außerhalb der Atlas-Länder charakteristisch sind. An den Südfuß des Sahara-Atlas schließt sich zunächst die 120 km breite flache Schichtmulde an, die das Plateau der „Dayas“ trägt. Südlich Tilremt (ungefähr gerade an der Grenze der Wüstensteppe gegen die Wüste) tritt diese Plateaufläche auf die unter dem Mio-Plio-zän wieder auftauchenden Kreideschichten über, die dann mit weitgespannten, von Schichtstufen umkränzten und einzelnen Inselbergen gekrönten Schichttafeln das Landschaftsbild der ganzen nördlichen Sahara bis zur Aufwölbung des Hoggar-Gebirges beherrschen. Es ist dabei unmöglich, streng zwischen „Landterrassen“ und Rumpfflächen zu unterscheiden. Dasselbe gilt von den Wüstentafeln Nordägyptens und dem Rumpfschollenland im Nordteil der Halbinsel Sinai.

Gerade den eindeutigen „Rumpfflächen“ unter diesen Flachländern, insbesondere dem Hochland der Schotts und den Rumpfflandschaften im nördlichen Umkreis des Golfes von Suez, sitzen nun zweifellos echte Inselberge auf. Aber sie besitzen im Bereich der Steppe und Wüstensteppe fast alle noch einen sanft auslaufenden Fuß, während sie in der Vollwüste im allgemeinen einen scharfen Fußknick zeigen. Offensichtlich hängt diese Tatsache mit der immer noch beträchtlichen Wirkung der chemischen Verwitterung in der Steppe und Wüstensteppe zusammen. Nur dort, wo z. B. im Schott-Hochland nicht nur die Denudationsvorgänge an der Inselbergbildung arbeiten, sondern auch noch ein Trockenfluß durch Lateralerosion einen Inselberghang unterspült, besitzt dieser einen scharfen Fuß. Hier sind örtlich schon Bedingungen ähnlich denen der Wüsten-Inselbergbildung mit ihren rein mechanischen Spülvorgängen gegeben. Möglicherweise sind auch die von *Cailleux* (1949) beschriebenen scharffußigen Inselberge des Süd-Oranais so zu erklären. Sonst aber bilden die flachfußigen Inselberge dieses Raumes ein gewisses Seitenstück zu den gleichartigen, weiter unten dargestellten Formen der Savannen-Region. Dort setzt ja — jenseits der Vollwüste — auch wieder starke chemische Zersetzung ein.

Charakteristisch ist aber vor allem, daß hier das Regime der Rumpfflächen- und Inselbergbildung sofort einsetzt, nachdem wir das Gebiet des etesischen Waldklimas mit seiner ausgesprochenen Fluß- und Tallandschaft verlassen haben. Vom Pol her uns den Tropen nähernd ist dies die letzte Klimazone, in der die linienhafte Erosion noch über die flächenhafte Abtragung überwiegt. Diese beherrscht von hier an — mit nur leichten Varianten der Formbildung — die gan-

zen klimatisch doch so verschiedenen Zonen von der Winterregen-Steppe über die Passatwüste bis zur Feuchtsavanne. Erst im Gebiet des inner-tropischen Regenwaldes überwiegt die Linien-erosion wieder allgemein. Diese auffällige Tatsache wird uns noch beschäftigen. Zunächst ist uns nur wichtig, daß wir mit dem Übertritt vom etesischen Waldklima zur Winterregen-Steppe tropenwärts eine der schärfsten klimamorphologischen Grenzen der Erde überschritten haben. Der tektonische Gegensatz zwischen Tell-Atlas und Schott-Hochland mag hier diese Grenze noch örtlich verschärfen. Entscheidend sind aber die klimatischen Unterschiede.

Es kommt dazu, daß gerade hier die Grenze zwischen Wald und Steppe — ungeachtet aller allgemeinen Klimaschwankungen — örtlich offenbar seit langem festlag. So konnten sich die Gegensätze scharf ausprägen. Die Rumpfflächen und Inselberge des Schotthochlandes entstammen nicht allein der geologischen Gegenwart. Die kurze Spanne des Holozän war für solche Abtragungsleistungen auch viel zu kurz. Dementsprechend sind hier nicht nur die Flächen, sondern stellenweise auch die flachen Hangfüße der Inselberge durch Kalkkrusten fossilisiert. Doch spricht nichts dagegen, daß dieselbe Art der Formbildung auch heute noch andauert. Sie dürfte hier auf jeden Fall den halbtrockenen Klimaten der nördlichen Wüstenrandzone entsprechen, in der nur das Steppen- und Wüstensteppenklima während des Pleistozäns mehrfach wechselten.

#### IV. Arabische Wüste und Halbinsel Sinai

Der Norden des saharischen Tafellandes besteht größtenteils aus Kreide- und Tertiärschichten. Unter diesen taucht im Inneren der Sahara vielfach der alte präkambrische Sockel des Kontinents empor. Am weitesten reichen solche kristallinen Aufragungen an den aufgebogenen Flanken des Roten-Meer-Grabens und seiner nördlichen Ausläufer, der Golfe von Suez und Akaba nach Norden: in der arabischen Wüste westlich dieses Grabensystems bis 28,5°, auf der Halbinsel Sinai sogar bis 29°N. Das Kristallin im Osten der Arabischen Wüste bildet eine nur zum Rotmeergraben etwas steiler abfallende Pultscholle mit Scheitelhöhen, die gerade 2000 m erreichen. Das südliche Dreieck der Sinai-Halbinsel stellt ein schroff zertaltes, kristallines Hochgebirge von fast Zugschneidhöhe dar (Katharinenberg 2650 m), das unmittelbar dem Meere ansteigt.

Am ägyptischen Mittelmeersaum zieht sich noch ein 50 km breiter Wüsten-Steppen-Streifen hin, in dessen Bereich besonders auf den Altdünen des Nildeltas sehr mächtige Kalkkrusten

auftreten. Die Wüstensteppe kehrt dann, wie wir sahen, oberhalb 1400 m im Sinai-Hochgebirge wieder. Das ganze übrige Gebiet wird von reinem Wüstenklima beherrscht; die spärlichen Regen fallen hier noch fast ausnahmslos im Winter, aber meist schon in Gestalt heftiger Güsse. Die Gebirge sind von Trockentälern (Wadis, Oueds) zerriffelt; diese zeigen ein breites Spülbett von Sand und Feingrus, das am Rand scharf gegen die meist steilen felsigen Teilhänge abgesetzt ist. Auch bei grobblockigem Gesteinszerfall spülen die Sturzregen nur Feingrus in die Wadis. Im Untergrund bergen die Feinschuttsohlen der Wadis meist einen Grundwasserstrom, der eine kümmerliche Vegetation weit auseinanderstehender Kräuter und Halbsträucher und zuweilen auch einzelner Bäume (Dattelpalmen, Sudanakazien) ermöglicht. Im steil zerschnittenen Gebirge zeigen die Täler im Längsprofil scharfe, gesteinsbedingte Stufen, die das Grundwasser jeweils auf eine kurze Strecke hin zum Austritt zwingen: das sind die natürlichen Wasser- und Oasenstellen. Bei mittlerer Reliefenergie erweitern sich die Wadis im Kristallgebirge zu weiten Sandspülfeldern, die von den Inselbergen mit meist scharfem Fuß überragt werden. (Dieser charakteristische Formtypus der Wüste wird weiter unten am Beispiel des Hoggar-Gebirges näher gezeigt). Im Bereich der — im ganzen reliefärmeren — Sedimentdecke werden die Ebenheiten noch breiter, die Tal- und Stufenhänge zeigen hier flachkonkaves Profil und sind dann von sehr charakteristischen, flachmuldenförmigen, sanderfüllten Dellen gegliedert. Die Abtragung geht hier mit äußerster Langsamkeit vor sich, insbesondere sind die Windwirkungen sehr viel geringer, als man bisher annahm. Altägyptische Baudenkmäler, wie das aus weichen Kalk- und Mergelschichten ausgehauene Gesicht der Sphinx haben seit 4500 Jahren keine nennenswerten Abtragung erfahren. Im Rumpfschollen- und Schichtkamm-Mittelgebirge der nördlichen Sinai-Halbinsel sind zudem viele Altflächen durch eine Panzerung mit fossilen Kalkkrusten konserviert, (es sind auch hier mindestens zwei Generationen von Kalkkrusten vorhanden, eine feinere Gliederung, wie in der „Daya“-Region wurde indes hier nicht durchgeführt). Auf allen schuttbedeckten, älteren Flächen außerhalb der jungen Wadis (auch auf diesen Kalkkrusten) herrschen Wüstenpflasterböden als die beherrschende Bodenart der Vollwüste. Überraschend war dabei das häufige Auftreten scharfkantiger, eckiger Pflastersteine. Diese bestehen über den fossilen Kalkkrusten der nördlichen Sinai-Halbinsel vornehmlich aus Karstscherben, auf den pleistozänen Schotterterrassen des Nil aber aus Bruchstücken der Schottergerölle, die durch eine dicht unter der

Oberfläche liegende Zone intensiver Salzsprengung nach ihren Strukturflächen in schmale Bruchstücke zerspalten werden.

Außer den fossilen Kalkkrusten und den Terrassen des Nil bzw. des Fayum-Beckens, welche letzteren als schon viel bearbeiteten Gegenständen (*Passarge-Meinardus*, 1935, *S. Huzayyin*, 1941 u. a.) nur Kontrollbesuche gewidmet wurden, sind an eiszeitlichen Resten in diesem Raum die eustatischen Terrassen an der Küste des Roten Meeres und eine bisher wenig beachtete Terrassenform im Sinai-Hochgebirge vorhanden.

Die eustatischen Terrassen wurden vor allem in der Umgebung von Kosseir (Mündungsbereich des Wadi Ambagi) an der Westseite des Roten Meeres untersucht und dabei ein Gebiet von 300 qkm im einzelnen morphologisch aufgenommen. Hier ist an der Küste ein sehr deutliches System mit Terrassen in folgenden Höhen entwickelt: 1,5 m, 4 m, 6 m, 10—12 m, 30—40 m, 60 m, 120 m. Alle Terrassen enthalten in ihrem Kern Korallenkalk. Die zwei tiefsten sind nur an der Küste selbst deutlich erhalten, ihre Fortsetzung im Tal des Wadi Ambagi ist nicht sicher, sie sind wohl holozänen Alters. Dagegen setzen sich die vier mittleren Terrassen, in wunderbar erhaltene Schotterfluren übergehend, in das unterste Laufstück des Wadi Ambagi hinein fort: sie teilen sich dabei noch in Zwischenstufen und stellen hier eine 5—6gliedrige Terrassenlandschaft in einer Vollendung dar, die auf der Erde ihresgleichen sucht. Aber als rein eustatisch bedingte Terrassen begleiten sie in vollständiger Serie, dabei mäßig ansteigend, den Wadi Ambagi nur 10 km weit talauf, dann setzen sie an zwei Engen rasch nacheinander aus und im ganzen Oberlauf des (rund 60 km langen) Trockentales ist nur noch eine einzige, allem Anschein nach klimatisch bedingte niedrige Terrasse vorhanden. Die mittleren eustatischen Terrassen entsprechen dabei zweifellos den interpluvialen Meereshochständen. Die oberste Terrasse endlich ist bei ihrer Höhe — 120 m — naturgemäß weiter von der Küste zurückgerückt, sie besteht in allen Teilen aus reinem fossilen Korallenkalk und setzt zu ihrer Entstehung eine von der heutigen abweichende Topographie voraus. Wahrscheinlich gehört sie bereits ins Pliozän, nähere Aufschlüsse bietet vielleicht noch die Bestimmung der in ihr enthaltenen Korallenarten.

Eine ganz ähnliche Serie eustatischer Terrassen, zumeist aus grobem Schottermaterial bestehend, findet sich im Mündungsgebiet des Wadi Feiran an der Westküste der Halbinsel Sinai, 40 km südlich von Abu-Zenima. Die Höhen der Terrassen sind hier 5 m, 10 m und 20—30 m. Auch sie sind nur auf das Mündungsgebiet dieses Trockenflusses

beschränkt. Und wiederum setzt sich nur eine, und zwar die tiefste Terrasse dieses Systems, weiter talaufwärts fort. Sie besteht zuerst ebenfalls noch aus grobem Schottermaterial, ähnlich dem heutigen Wadibett, dann aber taucht unter ihr ein anderer Terrassenkörper aus feinkörnigen, stark kalkhaltigen und dünnenschichtigen, auffällig gelben Mergelsanden empor, der dann den ganzen Oberlauf des über 100 km langen Tales beherrscht. Sein Hinabtauchen unter die jüngsten mutmaßlich holozäne eustatische Terrasse und sein von dieser völlig abweichender petrographischer und morphologischer Charakter beweist hier seine Natur als klimatische Terrasse, die aller Wahrscheinlichkeit nach der letzten Pluvialzeit angehört. Ihre Zusammensetzung erinnert sehr an die gelben Mergelböden der Steppenzonen von Libyen bis Südalgerien, demnach dürfte damals im ganzen Sinaigebirge bis in unmittelbare Meeresnähe hinab ein Steppen-, kein Wüstenklima geherrscht haben. Im Längsprofil gleicht diese Terrasse die steilen Felsstufen des heutigen Wadi weitgehend aus und ist demnach in ganz verschiedenen relativen Höhen (2—30 m) über der heutigen Talsohle zu finden: kurz unterhalb einer Stufe erreicht sie jeweils die größten relativen Höhen und ist zugleich reicher an grobkörnigem Material, oberhalb einer Stufe ist ihre Höhe gering und ihr Material besonders feinschichtig und feinkörnig. Verschiedene Autoren haben daher die besonders auffälligen feinkörnigen gelben Terrassenreste oberhalb der „Gärten“ des St.-Katharinenklosters, die an eine solche Felsstufe gebunden sind, für Seeterrassen gehalten. Dagegen spricht jedoch nicht nur ihr starker Kalkgehalt, sondern vor allem auch die Tatsache, daß diese Terrasse bei gleicher Zusammensetzung und gleichem morphologischen Verhalten von diesem etwa 850 m hohen Punkt oberhalb der Klostersgärten bis hinauf in die letzten Talverzweigungen beim St.-Katharinenkloster selbst, d. h. bis in eine Höhe von rd. 1550 m zu verfolgen ist. Im Unterlauf des Wadi Feiran konnte so im Umkreis des Mittelmeergebietes erstmals die Verknüpfung eustatischer Terrassen mit einem klimatischen Terrassenkörper unmittelbar verfolgt werden, doch entstammt der letztere nicht einer pleistozänen Glazial-, sondern einer Pluvialzeit<sup>13)</sup>.

<sup>13)</sup> Gleichzeitig und unabhängig von mir hat *Mensching* (1951) an der Weser erstmals eine Verknüpfung klimatischer und eustatischer Pleistozänterrassen in den Außer-tropen durchgeführt und seine Beobachtungen inzwischen auf Marokko ausgedehnt. Kurz sei noch auf die Frage der eiszeitlichen Vergletscherung des Sinai-Hochgebirges eingegangen. *Schamp* (1951) hat mit Recht betont, daß die obersten flachen Muldentälchen des St.-Katharinenberges, beim Blick von der Ferne, eine sehr karverdächtige Form zeigen. Bei der Begehung ergab sich jedoch kein Anhalts-

### V. Hoggar-Gebirge

Ähnliche klimatische Pluvialzeiterrassen wie im Wadi Feiran habe ich auf der Reise — zeitlich schon vorher — in vielen Tälern des Hoggar-Gebirges kennengelernt, das nicht nur räumlich das Kerngebiet meiner Untersuchungen bildete.

Buchstäblich im Herzen der Sahara gelegen ist die geologische Basis des Hoggar-Gebirges eine ungeheuer flache Aufwölbung des präkambrisch-kristallinen Sockels von Afrika. Ihre Größe (1000 × 1250 km) entspricht ungefähr der des Baltischen Schildes. Gemessen an der dort von Generationen nordischer Forscher geleisteten Arbeit ist sie jedoch — trotz einzelner sehr guter geologischer Arbeiten, so von *Bütler* (1924), *Perret* und *Lombard* (1932) u. a. — auf morphologischem Gebiet nahezu terra incognita. Der Umriss des entblößten Kristallins ist etwa ein nach Süden offener Halbmond mit 3 Ausläufern: nach Südwesten reicht der „Adrar der Iforas“ fast bis zum Niger, nach Süden streckt sich das Air-Gebirge über die Schwelle von Zinder der Kristallinaufwölbung des Bauschi-Hochlandes (Nord-Nigerien) entgegen und nach Südosten leitet ein Ausläufer zur großen Diagonalschwelle Tibesti-Darfur-Obernilgebiet über. Auch im Norden zeigt der im großen halbkreisförmige Umriss dieses Kristallinschildes eine (sich gelegentlich bis zu radialen Steilflexuren und Brüchen steigernde) Querwellung im kleinen; hier springen dann jeweils die Schichtstufen der sanft mitaufgebogenen Decksedimente etwas gegen den Kern der Aufwölbung vor oder zurück.

Drei große jeweils mehrteilige Schichtglieder ummanteln diesen kristallinen Kern und bilden die weithinstreichenden, ihre Stirn der zentralen Aufwölbung zukehrenden Schichtstufen, für die im Arabischen die Sonderbezeichnung der „Tassili“ geprägt wurde. Unmittelbar auf dem Kristallin liegt eine Serie von meist quarzitischem Kambrosilur, darüber eine solche von petrographisch ähnlichem Devon und endlich die reiche Serie der kalkigen, plänerartigen und mergeligen Kreidesedimente. Diese bilden in der geologischen Mittelmulde zwischen Hoggar und Atlas das Plateau von Tademeit, das dreiseitig (von SO über S und W bis NW) festungsartig von auswärtsschauenden Schichtstufen umzogen wird; nur nach NO senkt sich diese Schichtmulde, sich sanft verbreiternd, zum östlichen großen Erg und zur Kleinen Syrte hin ab. Das Plateau von Tademeit liegt etwa in der Wüstenachse, d. h. im trockensten

Teil der Sahara, der zugleich die Grenze zwischen überwiegenden Winterregen im Norden und überwiegenden Sommerregen im Süden darstellt. Es regnet dort nur ein- bis zweimal im Jahrzehnt, im Hoggar-Gebirge fallen dagegen schon ein- bis dreimal im Jahr kräftige Regen.

Von der großen kristallinen Aufwölbung umfaßt das über 3000 m Höhe erreichende eigentliche Hoggar-Gebirge<sup>14)</sup> aber nur einen engeren Zentralteil, der mit Maßen von etwa 200 × 250 km nur noch rd. fünfmal so groß ist, wie der Schwarzwald. Ähnlich diesem ist er ein großes Rumpftreppengebirge, nur wird sein Scheitel, das Hochland von Atakor, von großen jungvulkanischen Ergüssen und Schloten gekrönt. Die Ausbruchszeit reicht — ähnlich wie in den Rheinlanden — vom Jungtertiär bis ins mittlere Pleistozän. Neben dem Gesamtprofil von Norden her habe ich vor allem die SW-Flanke des zentralen Gebirgstils besucht.

Ein kristallines Rumpftreppengebirge, rings umgeben von Schichtstufen, deren Stirnen sich dem Kern der Aufwölbung zukehren: damit sind — von den Unterschieden der Dimensionen abgesehen — im geologischen wie im morphologischen Großbau unstreitig Ähnlichkeiten mit den oberrheinischen Kristallingebirgen und dem umgebenden schwäbisch-fränkischen und pfälzisch-lothringischen Stufenland vorhanden. Schon im Großbau aber hat das völlig andere Klima dieser verwandten strukturellen Basis ein höchst fremdartiges Formelement aufgeprägt. Zwischen den umlaufenden Schichtstufen und dem eigentlichen zentralen Rumpftreppengebirge liegt ein großer, hunderte von km breiter Zwischenraum. Und dieser wird nicht, wie in der Umgebung von Schwarzwald und Vogesen (etwa in der Baar oder in Ostlothringen) von sanft gewelltem Hügelland eingenommen, sondern von einer weiten, im ganzen von außen nach innen sanft ansteigenden *S a n d s c h w e m m e b e n e*, der — einzeln oder in Schwärmen — meist mit scharfem Fußknick und durchwegs mit steilen Flanken versehene *I n s e l b e r g e* und Inselgebirge aller Art und Größe aufgesetzt sind. Fastebene Flachformen, wie sie bei mittlerem Relief sowohl in unseren Außertropen wie in der etesischen Zone auf den engen Bereich der Talsohlen beschränkt bleiben, sind hier gewaltig ausgedehnt und beherrschen neben den isolierten Inselbergen den Großteil der Landoberfläche. Die Sandschwemmebene dringt darüber hinaus in die Subsequenzonen der Schichtstufenlandschaft ein und isoliert auch hier die höher aufragenden, stufennahen

punkt dafür, in ihnen Karembrionen oder Nivationsnischen zu sehen. Dagegen ist *Schamp* sicher darin zuzustimmen, daß die Pflanzenpolster in diesen obersten Mulden ein Strukturmuster zeigen, das auf Bodenfrostwirkungen in einem Frostwechselklima zurückzuführen ist.

<sup>14)</sup> „Hoggar“ wird das Gebirge von seinen Bewohnern, den hamitischen Tuareg genannt, denen die Franzosen auf ihren Karten folgen. Außerhalb Frankreichs ist die arabisches Bezeichnung „Ahaggar“ mehr gebräuchlich.

Teile der Landterrassen gewissermaßen zu größeren Inselgebirgen oder löst — besonders bei stärkerem Schichtfallen — die Stufenränder völlig zu Schichtkamm-Inselbergen mit ungleichseitigem Profil auf.

Die Sandschwemmebene ist keine völlige Ebenheit. Abgesehen von ihrem Gesamtgefälle, das in den inneren Teilen im Durchschnitt 1 ‰ erreicht, ist sie durch ungezählte, ganz flache Wasser- oder besser „Sandscheiden“ in lauter kleine selbständige Einzugsgebiete der flächenhaften Anhäufung und Abspülung des Sandmaterials zerlegt. Die so entstehende sanfte Wellung der Oberfläche ist überall vorhanden und erreicht nicht selten eine Reliefenergie von 20, ja sogar 25—30 m je km, d. h. ein Lokalgefälle bis zu 3 ‰<sup>15)</sup>. Aber diese und andere — nicht immer eindeutig erklärbare — örtliche Niveauunterschiede unterbrechen den Gesamtcharakter der rings vom Hoggar-Gebirge sich abböschenden Fußfläche nicht, diese stellt vielmehr in den von mir besuchten Teilen ein gleichartiges, einheitliches Gebilde dar.

Wie zu den Sandscheiden, so steigt die Sandschwemmebene auch zu den Inselbergen hin meist leicht an<sup>16)</sup>. Aber auch dann zeigen die Inselberge gewöhnlich einen scharfen Fuß. Eine allmählich auslaufende Schuttscleppe ist die Ausnahme (und erweist sich — s. u. — sogar häufig als fossiles Gebilde). Meist erfolgt der Übergang von der sehr sanft geböschten Sandschwemmebene zu den steilen Felsflanken der Inselberge schroff auf eine Entfernung von wenigen Metern hin. Oft ist der Fußknick der Inselberge so scharf, daß man die Hand darauf legen kann. Für seine Ausprägung im einzelnen spielen auch Gesteinsunterschiede eine Rolle.

Charakteristisch für die Vollwüste ist damit das Zurücktreten der für unser Landschaftsbild des gemäßigten Waldklimas so kennzeichnenden flachen bis mittleren Böschungen mit tiefgründiger, chemisch zersetzter Bodendecke: der sanfte Übergang von Rücken, Hang, Mulde und Tal,

<sup>15)</sup> An sich kappt die Sandschwemmebene die meisten Gesteinsunterschiede des steil gefalteten kristallinen Untergrundes. Zuweilen sind aber reihenweise Züge von Inselbergen deutlich an das Ausstreichen einer harten Gesteinsbank geknüpft. Laufen solche Linien quer zur allgemeinen Abdachungsrichtung, so kann die Sandschwemmebene oberhalb und unterhalb einer solchen Schwelle ein recht verschiedenes Niveau gewinnen, das auf Entfernungen von wenigen km hier um 50—100 m und mehr differieren kann. Durch Trockenflußbetten, die durch diese Schwellen hindurch vom tieferen zum höheren Niveau heraufgreifen, findet zuweilen sogar eine — örtlich begrenzte — Zerschneidung und Zertalung der Sandschwemmebene durch 10—20 m tiefe Täler statt.

<sup>16)</sup> Die Inselberge oder letzte Blockreste von solchen krönen öfter diese „Sandscheiden“, die somit teilweise vererbte Spuren alter Inselbergzüge darstellen.

d. h. kurz der Tallandschaft von flachem bis mittlerem Relief, wie er auch noch im Etesienklima verbreitet ist. Hier stehen vielmehr weiten, sehr sanft geböschten, allenthalben von mechanischem Schutt bedeckten Ebenheiten mit den Inselbergen überall verbreitete örtliche Hochgebirgsformen mit steilen, bodenfreien, häufig auch schuttarmen Felshängen gegenüber.

Es ist kein Zweifel, daß dieser Formkomplex vornehmlich — ungeachtet der weiter unten anzuführenden Einschränkungen — durch Vorgänge im gegenwärtigen Wüstenklima entstanden ist: er ist in seiner räumlichen Verbreitung deutlich an dieses Klima gebunden und ebenso ist die Wirkung dieser Vorgänge im Formenbild hier — dank der Abwesenheit des Pflanzenkleides und chemisch zersetzter Bodendecken, die das Ausgangsgestein gewissermaßen von den unmittelbaren Klimaeinwirkungen isolieren — ähnlich klar zu erkennen wie im Polargebiet. Der wichtigste Formbildungsvorgang sind die zwar seltenen, aber umso wirksameren Sturzregen. Ihre auffälligste Eigenschaft ist, daß sie von den steilen (bis 60° geneigten) Felshängen der Inselberge nur Sand und Feingrus abspülen. Oft sind Inselberge im Bereich entsprechend gebankter Gesteine (Granite, dichte Quazite) von grobem Blockwerk völlig überdeckt, man würde nach mitteleuropäischen Erfahrungen große Blockhalden an ihrem Fuß erwarten. Statt dessen stürzt fast keiner dieser Blöcke herab, sie verwittern, oft hohl gelagert und sogar als labil schaukelnde Wackelsteine, fast ausnahmslos an ihrem Bildungsort auf dem Hang und werden nur durch Sand- und Feingrusabfuhr von ihrer Oberfläche her langsam verkleinert. Das zweite — meist zu wenig beachtete — wichtige Phänomen ist, daß dieser Sand und Feingrus im Gegensatz dazu nirgends auf dem Hang liegen bleibt, sondern durch die Abspülung sofort bis zur Sandschwemmebene an seinem Fuß verfrachtet wird. Auf diese Weise findet auf dem Hang keine Ansammlung von Feinmaterial, keine „Bodenbildung“ statt, die die „Erneuerung der Exposition“ (W. Penk, 1924) irgendwo, etwa am Hangfuß verzögern könnte. Hierin liegt m. E. die viel diskutierte Ursache für die gleichmäßige Steilheit der Inselberghänge und ihrer meist so auffällig scharfen Fußknick. Erst unterhalb dieses Knickes wird der herabgespülte Sand und Feingrus auf der Sandschwemmebene in kleinen flachen Schwemmhalden ausgebreitet. Von hier an erfolgt aber nun die weitere Schuttabfuhr äußerst langsam. Da Dauerflüsse fehlen, findet kein Ferntransport, sondern bei jedem Regenguß nur ein Nahtransport auf kurze Strecken hin statt. Die Sturzregen sind ja meist auf einen engen Bereich beschränkt: in diesem wird dann das Sandmaterial innerhalb der durch die Sandscheiden



getrennten kleinen „Einzugsgebiete“ ein Stück weiter transportiert und umgelagert. Es gelangt auf diese Weise auch in die Betten der größeren Trockenflüsse, aber da diese heute niemals mehr durchgehend fließen, können sie die seitlich zugeführten Sandmassen nicht weiterschaffen, sie ertrinken im Schutt und werden dadurch an der Zertalung und Tiefenerosion gehindert (von kleinen Ausnahmegebieten wie den in Anmerkung 15 genannten abgesehen). Wo aber die Tiefenerosion ausgeschaltet ist, beherrschen die flächenhaften Vorgänge das Feld. Hierbei dürften sich die Vorgänge der flächenhaften Abtragung und der flächenhaften Anlagerung auf kleinem Raum in der summierenden Gesamtwirkung ungefähr die Waage halten. So wird die Sandschwemmebene geschaffen, erhalten und ständig auf Kosten der Inselgebirge und Inselberge erweitert<sup>17)</sup>.

Die obersten, gebirgsnahen Teile der Sandschwemmebene liegen in 900 bis 1400 m Höhe. Darüber steigt das zentrale Hoggar-Gebirge als mehrgliedrige Rumpftreppe bis 3003 m empor. Es bildet über der Ebene gleichsam ein riesiges zentrales Inselgebirge. Der Anstieg von der Sandschwemmebene zu seinen höheren Flächen erfolgt zumeist in ähnlich steilen Hängen wie zu den vorgelagerten Inselbergen.

Diese oberen Flächen verdienen die Bezeichnung „Rumpffläche“ in noch höherem Maße als die umgebende Sandschwemmebene. Im Bereich ihrer zum Teil sehr ausgedehnten noch unzertalten Restflächen wird der steil gefaltete, in seiner Härte sehr verschiedenartige kristalline Untergrund womöglich noch stärker und vollkommener

eingeebnet als dort. Dabei sind diese Flächen heute genau nur so weit erhalten, als sie durch jungvulkanische Decken (Basalt, Trachyt, Phonolith, Andesit) überlagert und vor der Abtragung geschützt werden. Es fragt sich nun, welche Vorgänge einst diese Einebnung bewirkt haben.

Sie lassen sich aus den fossilen Böden erschließen, die hier überall unter den vulkanischen Ergüssen den altkristallinen Sockel bedecken. Es sind bis zu 20 m mächtige Lagen tiefgründiger chemischer Kaolinverwitterung. Sie zeigen, daß sich die Bildung dieser alten Rumpfflächen unter ganz anderen Bedingungen vollzogen hat, als die heutige Sandschwemmebene: in einem ausgesprochen warm-feuchten Klima. Verwandte Bodentypen und eine entsprechende Art der Flächenbildung finden wir heute erst 1200 km weiter südlich in der „Flächenspülzone“ der sudanischen Savanne bei jährlich mindestens 5-monatiger Regenzeit (fossil sind außerdem Reste sehr ähnlicher Bodendecken verschiedentlich auf den jungtertiären Rumpfflächen der deutschen Mittelgebirge erhalten). Auch im Hoggar-Gebirge ist diese älteste, sehr feuchte Klimaperiode vermutlich noch ins Jungtertiär, d. h. vor den Beginn des Eiszeitalters zu stellen. Bei ihrer Ausbildung lagen diese Flächen in der Nähe der Erosionsbasis, ihre Hebung ist zum größten Teil erst später erfolgt<sup>18)</sup>.

Wie schon gesagt, sind diese Flächen heute nur noch unter schützenden harten vulkanischen Decken unzerstört erhalten. Wo diese von der Abtragung aufgezehrt wurden, sind die Flächen und ihre kristallinen Sockel in eine steil zertaltes und bis ins einzelne gesteinsangepaßte Kammgebirgs-Landschaft umgewandelt! Die meisten kleineren Täler zeigen hier — wie übrigens auch schon im Kristallin der Arabischen Wüste und im Sinai — selbst bei geringer Tiefe steile Hochgebirgsformen. Ebenso entsprechen die Haupttäler dem dort schon am Wadi Feiran geschilderten Typus, d. h. sie sind im Längsprofil durch markante, gesteinsbedingte Stufen gegliedert. Normalerweise sind die ebenen Sohlen dieser Trockentäler von einer mehrere Meter mächtigen Decke von Sand und Feingrus erfüllt, die in der Tiefe einen Grundwasserstrom bergen. Soweit nun die genannten Stufen als echte Felsschwellen ausgebildet sind, muß hier das Grundwasser an die Oberfläche kommen und rieselt 50—100 m weit als spärliches Rinnsal oberirdisch über die Stufe hinweg. Als natürliche Wasserstellen haben damit diese Stufen für das Leben der Wüsten-

<sup>17)</sup> An großen Inselbergen und im Gebirge erfolgt das Absanden der Felsflächen und größeren Blöcke durch die Sturzregen noch verhältnismäßig rasch. Bei klein gewordenen Inselbergen, besonders bei solchen, die nur noch aus einem letzten Haufwerk von Blöcken bestehen, geht dieser Prozeß anscheinend immer langsamer vor sich. Ich vermute die Ursache für diese Erscheinung darin, daß hier die mechanische Wirkung des vom höheren Hangteil herabströmenden Wassers fehlt. Die letzten Blockreste eines einstigen Inselberges werden bei Regen offenbar weniger überspült als lediglich angefeuchtet und dann beim nachfolgenden Austrocknen durch eine starke Rindenbildung geschützt. Diese ist tatsächlich für solche Einzelblöcke besonders charakteristisch. So habe ich auch die vorgeschichtlichen Felszeichnungen, die in der Sahara so vielfach erhalten sind, stets nur auf solchen niedrigen Inselberg-Blockresten mit starken Schutzrinden angetroffen. Ihr Alter beträgt auf jeden Fall mehrere tausend Jahre. Da diese Zeichnungen nur 1—3 mm tief eingeritzt sind, haben diese Blöcke seitdem eine kaum millimeterstarke Abtragung erfahren. Sie ist natürlich an stärker abgespülten Hängen ohne solche Schutzrinden entsprechend größer. Im ganzen ist aber die Abtragungsgeschwindigkeit in Wüsten bisher sicher weit überschätzt worden. Meine Ergebnisse stimmen hier durchaus mit denen von *Mortensen* (1927) aus der chilenischen Wüste überein.

<sup>18)</sup> Die Flächen sind dabei auch zerbrochen, z. T. sind daher auch heute verschieden hoch gelegene Flächen gleichaltrig.

nomaden und ihrer Herden eine ungeheure Bedeutung, sie führen in der Tuaregsprache auch je nach der Art der Wasserentnahme eigene Namen (guelta und tilmas)<sup>19)</sup>.

Den Unterschieden im Längsprofil entsprechen auch solche im Querprofil dieser Täler: im Bereich der Stufen sind ihre Sohlen schmal und dem sie erfüllenden Feingrus entsteigen die steilen, blockreichen Felshänge mit ebenso unvermittelt scharfem Fußknick wie an den Inselbergen. Zwischen den Stufenstrecken können die Sand-Feingrussohlen dieser Täler mehrere hundert Meter breit werden, ja sich mit sanften Hängen zu förmlichen Becken erweitern, auf deren Gestalt wir im einzelnen noch zurückkommen. Auch am Gebirgsrand münden diese Täler mit etwas breiteren Sohlen auf die Sandschwemmebene aus, der sie ihren Sand und Feingrus zuführen. Da aber die — im Gebirge etwas häufigeren — Hochfluten der Trockenflüsse meist auch am Gebirgsrand enden, bleibt der Großteil des mitgeführten Sandes hier liegen und erfährt nur (ähnlich wie das gleichartige, von den Inselbergen herabgespülte Material) einen Nahtransport bzw. eine Umlagerung und Nahverteilung auf kurze Strecken hin.

Die jungen, extrem gesteinsangepaßten Steilhänge, die von den kaolinbedeckten höheren Flächen teils zu den Wadisohlen, teils unmittelbar zu der das Gebirge umgebenden Sandschwemmebene herabführen, sind wie die schroffen Flanken der Inselberge ein Produkt der starken Abspülung durch die Sturzregen. Sie liefern daher auch meist nur Sand und Feingrus in die Trockentalsohlen. Die Hochfluten, die jährlich ein- bis dreimal für wenige Stunden diese Täler durchbrausen, wirbeln den Feingrus dann nur kurz auf, um ihn alsbald für lange Zeit wieder abzulagern. Die Gruspartikel sind daher auch nur wenig abgerollt. Mit solch schwachen Erosionswaffen sind diese Täler offenbar nicht imstande, ein ähnlich gleichmäßig „durchhängendes“ Tallängsprofil zu erzeugen, wie es die (aus dem grobschuttreichen Eiszeit-Tundrenklima überkommenen) mitteleuropäischen Gebirgstäler zeigen. So kam es hier zur Bildung der auffälligen, gesteinsbedingten Tallängsstufen. Die größeren Trockentäler des Hoggar stehen damit etwa in der Mitte zwischen der extremen Gesteinsanpassung der höheren Steilhänge und dem sehr weitgehenden Ausgleich aller Gesteinsunterschiede in der Sandschwemmebene.

<sup>19)</sup> Die gueltas sind größere kolkartige Tümpel im Bereich solcher Felsstufen und bergen — obwohl oft 100 km von der nächsten solchen Wasserstelle entfernt — eine überraschend reiche Wasserfauna. Auch die Feuchtzeit-Relikttiere des Hoggar (wie die an einer Stelle entdeckten verkümmerten Krokodile) sind an solche gueltas geknüpft.

Die kaolinisierten Rumpfflächen sind Zeugen einer sehr feuchten Altzeit; Sandschwemmebene, Wadisohlen, steile Talhänge und Inselberge Zeugen des heutigen Wüstenklimas. Haben dazwischen die pleistozänen Feuchtzeiten auch hier besondere morphologische Spuren hinterlassen? In den meisten Tälern des Hoggar-Gebirges ist eine ältere Aufschüttungsterrasse aus feinkörnigen und feingeschichteten gelben Mergelsanden erhalten, die von dem weißen Wadisand scharf absticht und ganz derjenigen des Wadi Feiran entspricht. Da ihre Reste mit demselben petrographischen Aufbau und dem gleichen morphologischen Verhalten in allen besuchten Teilen des Hoggar-Gebirges anzutreffen sind, muß es sich um eine klimabedingte Fossilform handeln. Sie gleicht die heute so markanten Talstufen weitgehend aus und ist daher in verschiedenen relativen Höhen über den heutigen Wadisohlen zu finden: beträgt diese kurz oberhalb einer Stufe nur 2—5 m, so kann sie dicht unterhalb einer solchen bis zu 40 m erreichen. Genaue Untersuchungen des immer ähnlichen Aufschüttungsprofils dieser Terrasse ergaben, daß es sich trotzdem immer nur um eine Form, d. h. um Reste ein und desselben Aufschüttungsvorganges handelt, der die heutigen Täler unter weitgehendem Ausgleich der Talstufen so ganz verschieden hoch zuschüttete. Zugleich ließ sich nachweisen, daß die Täler vor der Aufschüttung dieser Terrasse durch Vorgänge, die offenbar den heutigen entsprachen, schon fast bis zum Niveau der jetzigen Wadisohlen eingetieft waren, d. h. daß also auch die heutigen Talstufen weitgehend schon vor der vorübergehenden Aufschüttung dieser Mergelsandterrassen ausgebildet waren.

In den Engtalstrecken hat man von dieser Terrasse wirklich oft nur den Eindruck einer zeitweiligen Einschüttung in das alte, heute wieder ausgeräumte, steiflankige Wadital. Aber in den Talweitungen und eingeschalteten Becken zwischen den Stufen sieht die Sache doch anders aus. Hier ziehen sich von den ausgedehnten Terrassenresten parabelförmig-konkave, von tiefgründigem Mergelschutt bedeckte, fossile Flachhänge zu den krönenden Hochflächen hinauf. Sie sind — wie die Terrassen — heute weitgehend in Zerstörung begriffen. Zur Zeit der Terrassenbildung fand also nicht nur eine Einschüttung, sondern gleichzeitig auch eine Hangdenudation in tiefgründigen, in viel stärkerem Maß als heute chemisch zersetzten Böden statt, die zu einer parabelähnlichen Hanggestaltung führte. Die Übereinstimmung mit den Boden- und den Formbildungsverhältnissen in der heutigen Steppenzone am Nordrand der Sahara ist daher sehr groß. Es ist dabei durchaus möglich — genaueres können auch hier erst weitere Analysen ergeben — daß auch

äolisches Material am Aufbau dieser Terrasse beteiligt ist. Auch dies würde jedoch auf ein Steppenklima zur Zeit der Terrassenbildung hindeuten, da ja die Ablagerung äolischen Staubes in jedem Fall an ein dichtes, steppenhaftes Pflanzenkleid gebunden ist. Heute findet im Hoggar keine Art von äolischer Ablagerung mehr statt, auch die häufigen Staubstürme führen nicht zu einer solchen.

Aus allen diesen Gründen möchte ich die Entstehung der gelben Mergelsand-Terrassen und -Parabelhänge in eine fossile Steppenzeit verlegen, die vermutlich — wie im Sinai-Gebirge — der letzten Pluvialzeit entspricht. In ihr hatten Ortsbodenbildung und dichtes Pflanzenkleid trotz höherer Niederschläge den Abflußfaktor stark verringert und damit die heute morphologisch allein wirksamen Hochfluten unterbunden. So kam es zur Aufschüttung in den Tälern. Fehlten auch die Hochfluten, so flossen die Flüsse doch ausdauernder als heute, insbesondere reichten sie weiter über das Gebirge ins Vorland hinaus. Damit war hier ein größerer Ferntransport gesichert, während heute der größte Teil des Wadi-Schuttmaterials in unmittelbarer Gebirgsnähe liegenbleibt. Hier tauchen daher die alten Mergelsandterrassen auch alsbald unter die heutige Oberfläche der Sandschwemmebene hinab. Diese hat damit die letzte Feuchtzeit schon miterlebt, die in gewisser Weise auch an ihrer Ausgestaltung teil hatte. Dies zeigen auch die verschiedentlich an Inselbergen und Schichtstufen vorhandenen mergelreichen fossilen Hangformen von parabelähnlich-sanftkonkavem Profil. Ebenso treten auf einigen alten Hochflächen im Schichtstufenland nördlich der Hoggar-Aufwölbung fossile gelbe und rote Mergelböden unter der rezenten Pflasterdecke der Kieswüste auf.

Der fossile Charakter aller dieser Mergelböden wird eben durch ihre weitgehende oberflächliche Umgestaltung dokumentiert. Sie vollzieht sich im Wüstenklima nicht mit einer oberflächlichen chemischen Verwitterung und Zielsetzung, sondern mit einer rein mechanischen Abtragung des Feinmaterials durch Sturzregen und Wind, was zu einer Anreicherung der größeren Bodenbestandteile an der Oberfläche führt. So entsteht das „Wüstenpflaster“ der Kieswüste (Sserir). Die Pflastersteine tragen dicke Rinden. Auch auf den älteren, seit längerer Zeit nicht umgelagerten Flächen der Sandschwemmebene kommt es zur Sserirbildung, die Rinden der Pflastersteine sind aber hier weniger dick<sup>20)</sup>. Die Kieswüste ist daher

der vorherrschende Bodentyp der Wüste, der nordwärts noch auf die Krusteböden der Wüstensteppe und der Wüstenrandzone (bes. die dortigen fossilen Vorkommen) übergreift. Die Dünenwüste (erg) tritt gegenüber der Kieswüste und der Felswüste (hamada) an Fläche weit zurück, nur etwa 15% der Sahara werden von windbewegten Sandfeldern eingenommen. Die Ablagerung der lößartig feinen äolischen Bestandteile erfolgt jedoch bereits außerhalb der Wüste in der dazu nach dem Pflanzenkleid am meisten geeigneten Zone der Steppe.

Die wichtigsten allgemeinen Ergebnisse im Hoggar-Gebirge waren:

1. Nach einer sehr feuchten, wohl schon vorpleistozänen Altzeit ist im Pleistozän nur eine relativ junge Feuchtzeit feststellbar, in der in großen Teilen der Sahara ein Steppenklima herrschte. Sie fällt wahrscheinlich mit der letzten Pluvialzeit zusammen. Vor dieser lag eine Trockenzeit, die etwa den heutigen Klimabedingungen entsprach. Falls frühere Pluvialzeiten bereits ähnliche Spuren in diesen Wadi-Tälern hinterlassen haben sollten, so können diese leicht während der nachfolgenden interpluvialen Wüstenperiode wieder ausgeräumt und vernichtet worden sein. Nur an einer Stelle war ein Rest einer solchen älteren Pluvialterrasse erhalten; er ist aber zu geringfügig, um daraus Schlußfolgerungen ziehen zu können. In die Waditäler, wie sie bereits vor Ablagerung der jüngst-pluvialen Mergelsandterrassen ausgebildet waren, ergossen sich auch die Basaltströme der jüngeren vulkanischen Eruptionsperiode des Hoggar, die im Gegensatz zu den auf die Hochflächen beschränkten vorpleistozänen Deckenergüssen in diese jüngeren Täler hinabsteigen. Immer sind sie jedoch älter als die Mergelsandterrasse. Auch die Unterfläche der Basaltströme setzt indessen schon eine der heutigen weitgehend entsprechende Talform und Taltiefe voraus. Ob sie ins letzte oder ein früheres Inerpluvial zu setzen sind, ist noch ungewiß; annäherungsweise wird man sie, ähnlich den jüngsten Eifelvulkanen, als „Mittelpleistozän“ betrachten können.

2. Die charakteristischen Formen der jungen Zertalung des Hoggar-Gebirges, der Inselberge und vor allem der Rumpfflächencharakter zeigenden Sandschwemmebene sind in allen wesentlichen Zügen Zeugen des gegenwärtigen Klimas. Hierzu gehört vor allem auch der meist scharfe Fußknick der Inselberge. Sanft auslaufende Schuttschleppen an den Inselbergfüßen bestehen häufig

<sup>20)</sup> Auch die Gesteine der Felswände sind meist wenigstens von einem leichten Schutzrindenbelag überzogen, die in großen Teilen des Hoggar die ganze Landschaft wie mit einem rotbraunen Rost bedeckt. Dadurch werden die natürlichen Gesteinsfarben verhüllt. Trotz der Vegetations-

armut sind aus diesem Grunde in den Wüsten die Gesteinsverhältnisse vom Flugzeug aus nicht entfernt so deutlich wahrnehmbar, wie in dem stets blank gewaschenen Felsgelände der Polargebiete.

aus den Mergelböden eines fossilen Steppenklimas. Auch die Inselberge im heutigen Steppenklima des Schotthochlandes zeigen durchweg eine sanft-konkave Fußgestalt.

3. Wie alle Wüstengebirge, zeigt auch das Hoggar-Gebirge etwas reichere Niederschläge als seine Umgebung. Sie reichen aber auch in den höchsten Höhen nicht entfernt aus, um das regenbedingte Pflanzenkleid bis zum Charakter der Wüstensteppe zu verdichten (von der schon stark sudanischen Grundwasservegetation sei hier abgesehen). Im Gegensatz zum Sinai-Gebirge herrscht die Vollwüste bis zu den höchsten Gipfeln des Hoggar. Die Trockenschuttzone in der Tiefe geht unmittelbar in die Frostschuttzone in der Höhe über. Nächtlichen Bodenfrost erlebte ich noch am 11. März in 1350 m Seehöhe, Polygonbodenformen (darunter Steinringe von 30—60 cm Durchmesser, die den arktischen vollkommen ähneln) reichen bis fast 1500 m herab.

#### *VI. Kapverdische Halbinsel und Westteil der Senegambischen Platte*

(mit Vergleichsuntersuchungen im Tschadsee-Gebiet)

Die großen Überlandflüge im Bereich des Dreiecks: Hoggar-Gebirge — Tschadsee — Kap Verde zeitigten als wichtigstes, auch von oben eindeutig erkennbares Ergebnis, daß die große Sandschwemmebene sich südlich des Hoggar-Gebirges noch weiter fortsetzt als auf seiner Nordseite und als einheitlicher Formkomplex von der Vollwüste über die Wüsten-, Dorn- und (anbaufähige) Trockensavanne bis in die Nähe der Feuchtsavanne in Nordnigerien reicht (wo in diesem Bereich die Beobachtungen, vermutlich aber nicht der Formkomplex selbst endet, der weiter westlich in Franz. Guinea noch in die Feuchtsavanne hinein verfolgt werden konnte). Die großen geologischen Unterschiede, die sich zwischen Hoggar und Nordnigerien ablösen: das Wiederauftreten der kambrosilurischen und der devonischen Deckschichten auf der Südseite des großen Hoggar-Schildes im Bereich der Tassili-Oua-n-Ahaggar, die Kreideschichten in der Mulde des Talak und in der Sattelschwelle von Zinder sowie die Neuaufwölbung des kristallinen Sockels in Nordnigerien — kurz, all' das löst innerhalb dieser ungeheueren „inner-sudanischen“ Ebenheit kaum andere Wirkungen aus, als das Auftreten dichter oder loser, niedrigerer oder höherer, aber fast durchwegs durch scharfe Fußknicke ausgezeichnete Inselberggruppen (wobei auf eine Sonderform, die von mir bes. im Südteil des Hoggar-Schildes angetroffenen „Rundhöcker-Inselbergfluren“ in diesem Vorbericht nicht näher eingegangen sei). Eine durch-

laufende Schichtstufe war auf dem (in niedriger Höhe durchflogenen) Flugwege Tamanrasset — Zinder nur bei der an eine harte Kreideschicht geknüpften „Falaise de Tidjeddi“ südlich Agades in 17° n. Br. erkennbar, aber auch diese ist der allgemeinen Ebenheit als so niedrige und dabei von breiten, ganz flachen Lücken unterbrochene Stufe aufgesetzt, daß sie nicht als eine wirkliche Unterbrechung dieser Großform gelten kann. Großartig war von oben das Wiederauftreten der ersten niederschlagsgebundenen Baumgruppen außerhalb der Linien der Grundwasservegetation und dann des sich allmählich unter diesen zusammenschließenden Grasteppichs beim Übergang von der Wüste zu den immer dichter bewachsenen Savanntentypen zu beobachten; dazu die ganze Buntheit des kulturgeographischen Bildes: die Flammenschnüre der Savannenbrände und die alten Brandflächen mit den Dörfern und Feldern des wieder auftretenden Regenfeldbaus.

Aber nicht nur die Hauptform der innersudanesischen Ebenheit bleibt im großen und ganzen durch alle diese geologischen und klimatischen Wandlungen erhalten, sondern auch das Phänomen der Inselberge. Die durchaus vorhandenen Änderungen im kleinen kann man kurz andeutend etwa so formulieren: beide Formelemente stehen sich in der Savanne nicht mehr so schroff gegenüber, wie in der Vollwüste. Die Rumpfebene kann etwas stärker auf- und abschwngen und gelegentlich in ganz flachwelliges Riedelland übergehen. Die Inselberge verlieren im ganzen den scharfen Fuß und laufen mit sanft-konkaver Schleppe in die Fläche aus. Felsflanken an den Inselbergen sind selten; Berge wie Fläche sind von gleichartigen Ortsböden bedeckt. Dabei gibt es Gesteinsunterschiede: am weitesten dringt die Eigenschaft felsiger Berghänge mit scharfen Fußknicken an Inselbergen aus Granit und verwandten Gesteinen gegen die Feuchtsavanne vor.

Natürlich sind diese Wandlungen Folgen der in diesem Klima völlig anderen bodenbildenden und morphogenetischen Vorgänge: dem Wiederauftreten von chemisch zersetzten Ortsböden und dem Vorhandensein von Flüssen, die während der Regenzeit oder sogar ganzjährig fließen. Wieso trotz dieses großen klimatischen Wandels gegenüber der Vollwüste noch eine solche Ähnlichkeit des Großformenschatzes auftreten kann, sei weiter unten betrachtet.

In den Klimagürteln der Wüsten-, Dorn- und Trockensavannen herrschen verschiedene Arten gelbbrauner, grauer und schwarzer Böden; für die eigentlichen tropischen Roterden sind diese Gebiete noch zu trocken. Wohl aber treten Roterden im Bereich der Trockensavanne bereits fossil auf. Auf der Kapverdischen Halbinsel und im

Westteil der Senegambischen Platte sind dabei weithin zwei verschiedenaltige fossile Roterdecken erhalten: eine ältere, hier sehr weit verbreitete, äußerst harte und mächtige Eisenkruste und darüber eine nur stellenweise erhaltene, auch bereits breccios verfestigte, aber im ganzen doch sehr viel losere Roterde von geringerer Mächtigkeit. Letztere enthält in großen Aufschlüssen östlich von Dakar in ihren obersten 10—12 cm und an ihrer Oberfläche sehr zahlreiche vorgeschichtliche Werkzeuge, die mein liebenswürdiger Führer *Mauny* (1951) und andere französische Prähistoriker als oberes Mousterien betrachten und den europäischen Funden desselben Typs altersmäßig gleichstellen. Damit wäre hier der wichtige Beweis erbracht, daß auf dem Höhepunkt der letzten Eiszeit ein feuchteres Klima nicht nur von der Polar- sondern auch von der Äquatoralseite her gegen den Gürtel der Passatwüste vordrang.

Sehr viel älter aber muß die basale Eisenkruste der Kapverdischen Halbinsel und des Westteils der Senegambischen Platte sein. Sie bedeckt hier eine sehr alte, heute stellenweise schon stark abgetragene Landoberfläche. Die etwa 50 m hohe, sehr markante Landstufe von Thiès, mit der die höher gehobene Rumpffläche der Senegambischen Platte nach Westen zur tieferen Rumpffläche der Kapverdischen Halbinsel abbricht (und die bisher als Bruchstufe galt), ist wohl an eine alte Störung geknüpft, in der heutigen Form stellt sie jedoch eine durch diese alte und sehr harte Kruste verursachte Schichtstufe dar. Das Alter jener tiefsten Kruste reicht daher vermutlich bis vor das Pleistozän zurück.

Die Folge der fossilen Böden in der sudanischen Trockensavanne findet aber auch noch oben eine Fortsetzung. Über den alten Roterden des Kapverdisch-Senegambischen Raumes liegen mächtige fossile Dünenande. Auch sie sind stellenweise zweigeteilt: eine untere Lage gelbroter, schon stark verfestigter Sande bildet die Hauptmasse dieser Vorkommen. Ihre Oberfläche ist stellenweise — etwa östlich Dakar — wie besät von Artefakten eines Neolithikums mit mesolithischer Capsien-Tradition. Darüber folgen gelegentlich noch geringmächtige weiße Decksande, die hochmittelalterliche bzw. frühneuzeitliche Kulturreste mit kleinen farbigen Perlen venezianisch-arabischen Ursprungs enthalten. Die Dünen sind heute praktisch festgelegt und von dichter Trockensavannenvegetation bestockt.

Die alten gelbroten Dünenande, die einerseits die Roterdeschichten mit Resten des oberen Mousterien überlagern, andererseits an ihrer Oberfläche selbst in großer Verbreitung neolithische Reste tragen, wären danach am ehesten dem Früh-Holozän einzuordnen. Daß sie in der Tat

nicht sehr alt sind bezeugen auch die noch wohl erhaltenen Oberflächenformen dieser Sande. Sie gehören einem Gürtel von Altdünen an, der die ganze Senegambische Platte mit langgestreckten und sehr regelmäÙig in der Richtung der heutigen Passatwinde von NO nach SW dahinziehenden Strichdünen überdeckt. Diese Dünen sind offensichtlich Zeugen einer Trockenperiode, in der das Wüstenklima gegenüber seiner heutigen Südgrenze rund 300—350 km weit äquatorwärts vorgedrungen war. Heute sind die südlichsten dieser Dünen schon bis in ein Gebiet mit 5-monatiger Regenzeit vorgeschoben. Trotz der starken hier herrschenden Flächenabtragung sind diesen Altdünen noch nicht die Züge gleichsinniger Abdachung aufgeprägt, vielmehr zeigen sie überall noch die geschlossenen Hohlformen aus der Zeit ihrer Aufschüttung, die noch lange nach der Regenzeit durch die in ihnen ausdauernden abflußlosen Tümpel sehr deutlich markiert waren.

Darüber hinaus sind entsprechende Altdünen auch im zentralen Sudan vorhanden (vielleicht handelt es sich sogar um Teile eines annähernd geschlossenen Gürtels solcher Formen zwischen Senegambien und dem Tschadsee). Jedenfalls treten sie mit ganz denselben morphologischen Eigenschaften und im Bereich derselben pflanzengeographischen Zone in einem 650 km langen Streifen auf, der ostwärts Zinder beginnt und bis zum Ostende des Tschadsees reicht. Die Richtung der Strichdünen wechselt hier mehrfach zwischen NO—SW, N—S und NNW—SSO, stellenweise zeigen die abflußlosen Tümpel, die einen Monat nach der Regenzeit abseits der wenigen Flüsse noch die ganze Landschaft übersäten, auch keine einheitliche Richtung an: vielleicht lagen hier Kreuzungen der Dünenrichtungen oder gar keine Strichdünen, sondern andere Dünenformen vor. In jedem Falle ist auch hier die ganze Zone mit dichter Dornbusch- oder Trockensavanne bestanden, die Dünen reichen auch hier bis etwa 300 km südlich der heutigen Wüstengrenze mit rezenter Dünenbildung. Besonders klar ist die Morphologie dieses Altdünengebietes am N- und NO-Ufer des Tschadsees erkennbar, der eine junge Überflutung dieser Zone darstellt. Das geologisch zweigeteilte, ständig höher aufgeschüttete Delta des Schari drängt den See immer mehr nach Norden in das Dünengebiet hinein, wo seine Küstenregion in einem den Dünenrücken entsprechenden Netz von Inseln und Halbinseln vielfältig aufgegliedert ist, fast ohne Andeutungen für die Bildung einer Ausgleichsküste. Daraus geht klar hervor, daß der Tschadsee in seiner heutigen Form ein sehr junges Gebilde ist. Ich vermute, daß auch sein Süßwassergehalt allein von dieser Jugend herrührt. Die gelegentliche Überflußstelle von Schariwasser über die Talwasserscheide bei Fianga ins Benué-Gebiet liegt rund

65 m über dem höchsten Spiegelstand, den der Tschadsee heute allenfalls erreichen kann, und ist auf dessen Salzgehalt-Haushalt daher sicher ohne Einfluß.

Nach den prähistorischen Funden wie den gut erhaltenen Oberflächenformen sind diese Dünen hier Zeugen einer frühholozänen Trockenperiode, die möglicherweise dem Höhepunkt der postglazialen Wärmezeit in den Außertropen entspricht<sup>21)</sup>. Nichts spricht dafür, sie bis ins letzte Pluvial zurückzudatieren wie früher verschiedentlich angenommen worden war. In diesem Fall wäre die Passatwüste während der jüngsten pleistozänen Feuchtzeit zwar von Norden her durch ein Steppenklima eingengt, jedoch nach Süden durch Ausdehnung des Trockenklimas erweitert worden. Aller Wahrscheinlichkeit nach war jedoch die letzte Pluvialzeit eine Periode, in der die Wüste nicht nur gleichzeitig von ihrer Nord- und Südseite her durch Ausdehnung der benachbarten regenreicheren Zonen eingengt war, sondern auch im ganzen einen feuchteren Klimacharakter trug. Die Gründe, die hierfür sprechen, seien im folgenden nochmals kurz zusammengefaßt: 1. Die fossilen Altdünen in der Trockensavanne südlich der Sahara entstammen nach prähistorischen und geologischen Befunden dem Holozän. 2. Die fossilen Roterden der sudanischen Trockensavanne mit Ober-Mousterien-Resten entsprechen einem — wahrscheinlich letztpluvialzeitlichen — feuchteren Klima. 3. In der ganzen Sahara liegen neben den vorgeschichtlichen, auch weitverbreitete geologische Spuren einer jüngst vergangenen Steppen-Feuchtzeit vor. Sie finden sich besonders deutlich in den allgemein verbreiteten Mergelsandterrassen des Hoggar-Gebirges und zwar herab bis zur Seehöhe von etwa 1000 m. Da dieses Gebirge heute bis in seine höchsten Teile Wüste ist, bedeutet dies eine sehr starke Herabdrückung der Feuchtigkeits-Höhengrenzen der Vegetation in einem Gebiet, das nach seinem heutigen Niederschlagsregime (überwiegend Sommerregen!) bereits der tropischen Südhälfte des Trockengürtels angehört. Einer solchen Herabdrückung der Höhenfeuchtgürtel an dieser Stelle kann nach allen bisherigen Erfahrungen nur ein horizontales Vorrücken der äquatorwärts anschließenden Feuchtklimagürtel nach N entsprechen haben, nicht aber deren Zurückweichen nach Süden. 4. Umso mehr entspricht dieser pluvialzeitlichen Senkung der Vegetationsgürtel in den tropischen Wüsten die allgemeine Herabdrückung der letzteiszeitlichen Schneegrenze (Troll, 1944), die nach dem gleich frischen Erhaltungszustand der

jüngsten Moränen zweifellos von den Außertropen über die großen Trockengürtel hinweg bis in die inneren Tropen gleichzeitig erfolgte<sup>22)</sup>. Die Abb. 3 gibt eine Vorstellung von der Verschiebung der klimatischen Höhengürtel, wie sie sich aus der vorstehenden Betrachtung für das nordäquatoriale Afrika während der letzten Glazial- bzw. Pluvialzeit ergibt.

Ausdrücklich möchte ich jedoch den hier geführten Wahrscheinlichkeitsbeweis auf die letzte Eiszeit beschränken. Wohl wird man aus Analogiegründen vermuten müssen, daß sich dieselbe charakteristische Verknüpfung klimatischer Erscheinungen in den Tropen und Außertropen auch in früheren Eiszeiten wiederholte. Ebenso sind in der Tat in allen Teilen Afrikas schon Belege für die Existenz mehrerer pleistozäner Pluvialzeiten erfunden worden. Aber es ist noch nirgends gelungen, diese älteren Feuchtphasen untereinander oder mit der Abfolge der außertropischen Glazialzeiten sicher zu parallelisieren. Die Gründe hierfür (s. oben Abschn. I) seien hier nochmals zusammengefaßt: 1. Einmal ist die Zahl der Glazialzeiten in den Außertropen bis heute noch nicht endgültig festgelegt: Es können 4, 5 oder 6, möglicherweise aber auch noch mehr gewesen sein. Wirklich exakt durch pollenanalytische Funde erfassbar ist aber davon erst die Nacheiszeit und die ihr vorangehende letzte Interglazialzeit. 2. Die Einordnung der vorgeschichtlichen Perioden in die geologische Zeitfolge ist unter diesen Umständen selbst in Europa erst für einen noch kürzeren Zeitraum völlig gesichert, nämlich nur für die Nacheiszeit und die letzte Eiszeit, während für alle älteren Perioden des Pleistozäns (also sogar einschließlich der letzten Zwischeneiszeit!) alle solche Parallelisierungen noch mit starken Unsicherheiten belastet sind. 3. Es ist darüber hinaus nicht sicher, ob die älteren vorgeschichtlichen Phasen auch bei gleichem Typus der Geräte wirklich in Afrika und in Europa alters-

<sup>22)</sup> Hinzu kommt, daß neuerdings Flohn (1952) zeigen konnte, daß während der extrem kalten europäischen Winter der letzten beiden Jahrzehnte, die ungefähr mittleren eiszeitlichen Verhältnissen entsprechen dürften, zugleich feuchtere Perioden in der ganzen Sahara einhergingen. Die Ursache war das besonders weite Vordringen der die Bodenkaltluft steuernden Höhenträge zum Äquator hin.

Wieweit dies Ergebnis auch für andere Wüsten gilt, bleibt noch zu untersuchen. Jedenfalls konnte eine parallele Senkung der (temperaturbedingten) Vegetations-Höhengrenzen und der (niederschlagsbedingten) Vegetations-Untergrenzen nur dort eintreten, wo es zur Eiszeit nicht nur kälter, sondern auch feuchter war als heute. In den Außertropen war dies weithin nicht der Fall: hier ging mit der Temperaturerniedrigung eine Vergrößerung der Trockenräume einher. So wurde z. B. der boreale Waldgürtel zwischen seiner Polar- und seiner Trockengrenze so stark eingengt, daß er aus weiten Teilen Eurasiens ganz verschwand (Büdel, 1949).

<sup>21)</sup> Auch in anderen Teilen der Sahara sind schon ähnliche Klimaschwankungen im Holozän festgestellt worden (vgl. Monod, 1950).

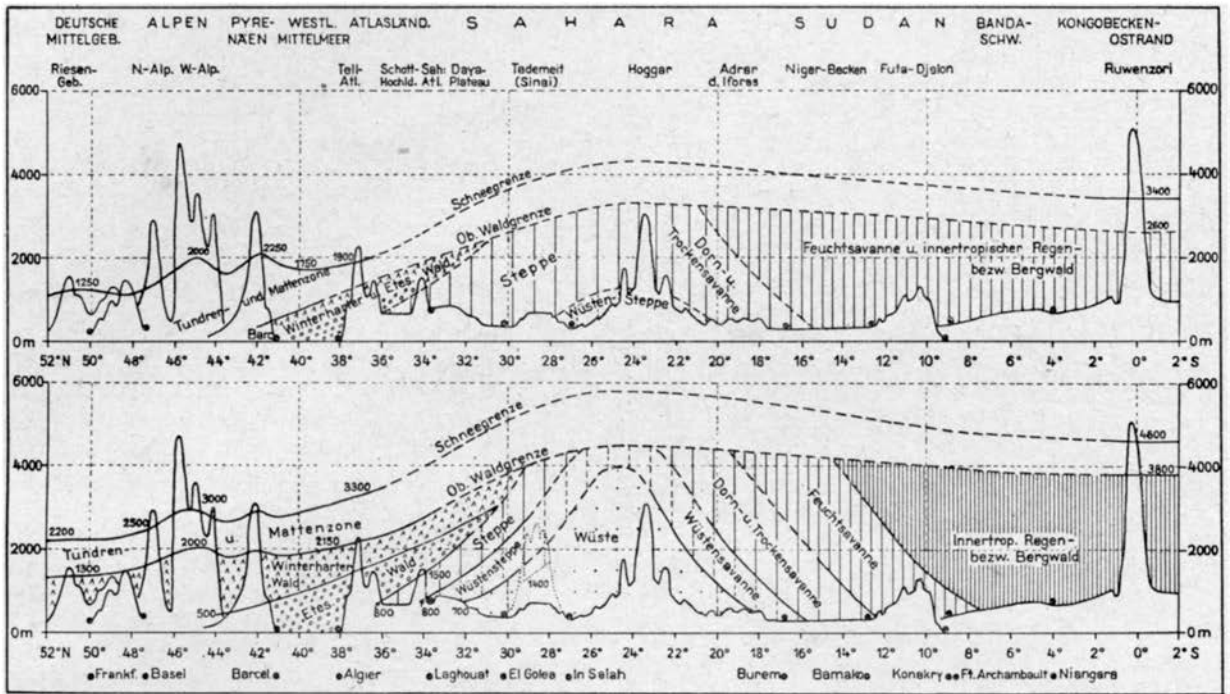


Abb. 3: Höhengürtel der Vegetation in Afrika (von 52° N bis 2° S)

Oberes Profil: Höhepunkt der letzten Feuchtzeit (Pluvialzeit). — Unteres Profil: Gegenwart.  
 Ausgezogene Linien: nachgewiesener, gestrichelte Linien: erschlossener oder vermuteter Verlauf der Höhengrenzen.  
 Die Profile folgen im Nordteil etwa dem Meridian von 5° O, im Südtteil sind höhere Gebirge aus dem Raum 15° W bis 30° O auf diesen Meridian projiziert. Bei der weitgehenden Breitenparallelität der Klimagürtel in diesem Raum entstehen dadurch keine bedeutenden Verschiebungen ihrer Höhengrenzen. Nur im Sinai-Gebirge (im unteren Profil punktiert eingetragen) liegt wegen seiner Lage an der Zyklonstraße Mittelmeer—Rotes Meer, die dort vorhandene Höhengrenze (Untergrenze der Wüstensteppe, 1400 m) wohl merklich niedriger, als in gleicher Breite am übrigen Sahara-Nordsaum.

gleich sind. 4. Wie wir darüber hinaus sahen, ist in weiten Teilen des saharischen Trockengürtels und seiner Randgebiete nur die letzte Eiszeit bzw. Pluvialzeit sicher faßbar. In anderen Gebieten ist daneben nur noch eine sehr viel feuchtere und langandauernde ältere Periode nachweisbar, die aber vermutlich bereits dem Vorpleistozän angehört. Wieder an anderen Stellen ist eine umfangreichere Folge von Feuchtphasen zwischen dieser ältesten sehr kräftigen Feuchtzeit und dem jüngsten Feuchtabschnitt erkennbar, den wir als letzte Pluvialzeit zu bezeichnen pflegen. Aus diesem Befund kann der Schluß gezogen werden, daß die Mehrzahl der für die pleistozäne Klimaentwicklung herangezogenen Profile in diesem Raum (die ja auf der Ausdeutung verschiedener Artiger Ablagerungen beruhen) noch sehr lückenhaft ist und es damit mit Recht fraglich erscheint, ob überhaupt schon irgendwo ein Profil mit der lückenlosen Erhaltung aller pleistozänen Feuchtzeiten in den Subtropen und Tropen gefunden wurde. Erst wenn wir hier über ein sehr viel dichteres Untersuchungsnetz verfügen und

sich dabei an sehr vielen Punkten eine quantitativ übereinstimmende Abfolge von Pluvialzeiten ergäbe, wären wir berechtigt, aus der übereinstimmenden Anzahl solcher Phasen auf deren zeitliche Parallelisierung zu schließen. Solange dies noch nicht der Fall ist, möchte ich jedoch die oben gezogenen Schlußfolgerungen auf die bisher allein mit einiger Sicherheit faßbare letzte Eiszeit beschränken.

#### VII. Futa-Djalon-Gebirge (Franz. Guinea)

In der Ober-Guinea-Schwelle taucht von der senegambischen Platte im Westen bis zum Nigerquertal im Osten auf eine Längserstreckung von 2000 km abermals der kristalline Untergrund Afrikas empor. Als typische „Randschwelle“ des Kontinents scheidet dieser Hebungsbereich die inner-sudanische Ebenheit im Raum des oberen Niger- und Senegalgebietes von der Guinea-Küste. Trotzdem ist diese Schwelle — ähnlich dem ostwärts anschließenden Kristallingebiet von Nigeria — eine mehr geologisch als morphologisch auffällige Erscheinung. Der Form nach liegt hier

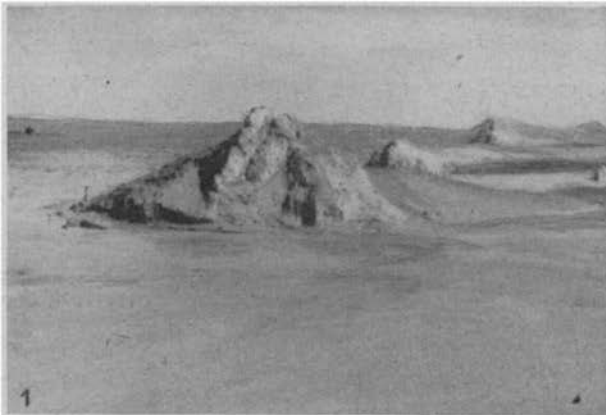


nämlich nur eine sehr sanfte Aufwölbung vor, denn bei einer mittleren Breite von 800 km bleibt ihre flache Scheitelregion noch weithin unter 500 m Seehöhe. Das mittlere Gesamtgefälle beträgt an der Südseite rund 1 ‰, an der Nordseite gar nur rd. 1/2 ‰. Die fast alle Gesteinunterschiede kappende Flachlandschaft, die diese Schwelle in weiten Teilen überzieht, ist dabei so wenig gegliedert, daß man sie ebenso wie die oben erwähnte „inner-sudanische Ebenheit“ praktisch noch als eine einheitliche, nur gelegentlich zu ganz flachen Riedelländern anschwellende Rumpffläche ansprechen kann. Ihr sind jedoch noch zahlreiche, in Schwärmen angeordnete Inselberge und größere Inselgebirge mit steileren Flanken, jedoch meist sanft auslaufender Fußregion aufgesetzt. Der Gesamtcharakter des großzügig gebauten Formenbildes, das wir oben schon in der Trockensavanne kennen lernten, setzt sich also — so weit meine Beobachtungen im NW-Teil dieses Raumes reichen — ohne wesentliche Änderung auch in den Klimagürtel der Feuchtsavanne fort, der den größten Teil der Guineaschwelle beherrscht. Nur die feuchtesten Teile der Guineaküste ragen noch in die Region des immerfeuchten Regenwaldes hinein, die gänzlich außerhalb meines Reisegebietes blieb.

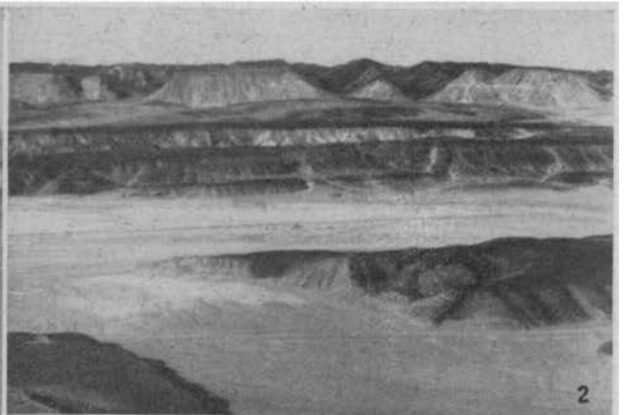
Von den größeren Inselgebirgen, die die Scheitelregion der Ober-Guineaschwelle krönen, überschreiten jedoch nur die zwei westlichsten die 1000-m-Grenze: die eines geschlossenen Namens entbehrende Gruppe höherer Inselgebirge im Hinterland von Liberia und Sierra-Leone (Liberian. Schiefergebirge, Kouranko-Geb.), die auf dem Boden dieser Kolonie in den 2100 m hohen Mts. de Loma gipfeln, und das jenseits einer auffallend niedrigen flachen Wasserscheidenregion von nur 492 m Höhe (bei Faranah) sich westwärts anschließende Futa-Djalon-Gebirge in Franz. Guinea, das eben 1500 m erreicht. Sein Kristallinsockel (Granite und Gneise) wird über einer kuppigen Auflagerungsfläche schon weithin von altpaläozonischen Schiefen, Sanden und Quarziten bedeckt und diese ganze Schichtfolge wird noch dicht von jüngeren doloritischen und granitischen Plutonen durchspickt. Das Futa-Djalon-Gebirge ist ein typisches „aktives“ Rumpftreppengebirge, das sich zumeist in steilen Stufen über die umgebenden Rumpfflächen erhebt. Die Regenzeit dauert hier schon 6—8 Monate, an den seewärtigen SW-Hängen treten bei Niederschlagssummen von über 4000 mm im Jahr örtlich schon dichte Monsunwälder auf.

An der N-Seite des Gebirges liegen die Quelläste des Senegal (Baffing) und die Westgruppe derjenigen des Niger (Tinkisso). Dieser fließt von hier aus in seinem großen Bogen noch 4000 km durch die innersudanische Ebenheit bis zu seiner Mündung. Und dennoch liegt der obere Teil dieser

Ebenheit am NW-Fuß des Gebirges bei Dabola gerade nur 480 m hoch! Die äußerst sanften Gefällsverhältnisse im Bereich dieser Fläche kommen damit klar zum Ausdruck. Ihre Anlage ist großenteils sehr alt. Von den typischen Verwitterungsböden der Feuchtsavanne: Kaolinböden und ähnlich zusammengesetzten Rotlehmen, wird sie oft in einer Mächtigkeit von 10 m und darüber bedeckt. Die meisten Flüsse, auch die größeren, fließen fast im Niveau dieser Fläche, ohne auch nur die Verwitterungsschicht ganz zu durchschneiden. Sie führen daher fast nur Feinmaterial, d. h. Sand- und Tonschlick mit sich. Weithin werden sie von flachen Uferdämmen dieses Materials begleitet. Dadurch werden die Mündungen der Nebenflüsse teils verschleppt, teils völlig verlegt: sie können den Hauptfluß nicht erreichen, sondern münden in oberflächlich abflußlose limanartige Seen (Flußlimane), hinter dessen Uferdämmen. All dies: das sehr geringe Gesamtgefälle, die durch Mäanderbildung und Dammstau noch besonders verminderte Flußgeschwindigkeit, vor allem aber der fast völlige Mangel an Grobschutt und damit an geeigneten Erosionswaffen, macht die Flüsse der Ebene weithin unfähig, etwa auftretende petrographische oder tektonische Schwellen zu durchsägen und diese bei nur mäßiger Gefällssteigerung in Engtälern zu überwinden, wie das die schotterreichen außertropischen Flüsse tun. Die schuttarmen Tropenflüsse sind gezwungen, solche Hindernisse einfach zu überfließen; unterhalb solcher Schwellen kommt es daher zu plötzlicher starker Gefällssteigerung: Stromschnellen und sogar Wasserfällen. Charakteristisch für alle Tropenflüsse ist daher die häufige Einschaltung von Katarakten, die die Erschließung gerade Afrikas so besonders erschwerten und auch die Riesenströme in verkehrstechnisch getrennte Abschnitte zerlegen. Dabei wird die ohnehin stärkere Erosionskraft der großen Flüsse noch dadurch erhöht, daß sie das ganze Jahr hindurch fließen (d. h. auch in der Trockenzeit) und stets auf ein und dasselbe Bett festgelegt sind. Bei kleineren Flüssen sind auch diese beiden, die Tiefenerosion fördernden Züge noch stark eingeschränkt. In der Trockenzeit ist ihre Wasserführung sehr verringert. Während der Regenzeit aber treten alle Flüsse aus ihren Betten, alle tiefer gelegenen Stellen der Ebene werden überflutet, von den Hauptflüssen der Abfluß der kleineren gestaut und hier die Linienerosion vollens auf ein Minimum herabgesetzt. Umgekehrt wird jetzt durch die lange Wasserbedeckung zur Zeit der größten Erhitzung (Zenitalregen!) die tiefgründige, flächenhafte Zersetzung und Bodenbildung stark gefördert. Dieser Prozeß ist offenbar bei sanftem Gefälle imstande, vielfach rascher oder mindestens ebenso rasch in die Tiefe zu greifen, wie die linienhafte



1



2



3



4



5



6

Bild 1: Inselberge in Wüstensteppenklime bei Laghouat am Südfuß des Sahara-Atlas. Der in diesem Klima normalerweise sanfte Fußhang der Inselberge wird hier durch die Lateralerosion eines Trockenflusses örtlich zugeschräfft. Geol. Untergrund: steil gestellte Kreidekalke bilden einen bereits zu einzelnen Inselbergen aufgelösten Schichtkamm.

Bild 2: Terrassenfolge an der Südseite des Wadi Ambagi (arabische Wüste), 3 km vor der Mündung dieses Trockenflusses ins Rote Meer bei Kosseir. Die tieferen Terrassen besitzen als Flußterrassen ein Gefälle zur Küste (links) hin, sind aber durch eustatische Spiegelschwankungen erzeugt und bergen zahlreiche Bänke von Korallenkalk. Die helle oberste, fast die Gipfflur des Gebirges erreichende Terrasse, besteht aus reinem Korallenkalk.

Bild 3: Trockental im südlichen Hoggar-Gebirge bei der Oase Aamsel. Steiler Talhang aus grobblockig verwitterndem Kristallin, nur Sand und Feingrus wird von dort in die Talsohle herabgespült.

Bild 4: Grobblockgipfel in massivem Kristallin als letzter Rest eines Inselberges in der Sandschwemmebene bei Tamanrasset (südliches Hoggar-Gebirge). Auch von diesen Blöcken wird nur Sand und Feingrus abgespült und sofort in der Sandschwemmebene verteilt. Zwei glatte Blockflächen links tragen prähistorische Felszeichnungen.

Bild 5: Steilabfall von einem größeren Inselberg bei Dabola (Nordflanke des Futa-Djalon-Gebirges in Franz. Guinea) zur innersudanischen Rumpffläche im Quellgebiet des Tinkisso (Quellfluß des Niger). Die aktive Rumpffläche ist mit mächtiger Kaolinerde bedeckt. Im Vordergrund Rindernomaden mit Zelthütte.

Bild 6: Steil abfallende Ostflanke des Futa-Djalon-Gebirges südöstlich Kindia (Grenze Franz. Guinea-Sierra Leone). Nicht alle Täler, die den Steilabfall queren, münden gleichsohlig auf die vorgelagerte Ebene; viele bilden Hängetäler oder gar hohe Wasserfälle.

Tiefenerosion. Die Kleinflüsse werden damit weithin zu einer Art Drainage-Netz innerhalb der Verwitterungsdecke degradiert. Im Gegensatz zur „Sandschwemmebene“ der Vollwüste, wo die Einebnung der Fläche durch flächenhafte mechanische Spülvorgänge erzeugt wird, hat in der dicht bewachsenen Savanne wohl die flächenhafte chemische Verwitterung das Übergewicht. Daneben spielen aber auch hier, wie man bei jedem Regenguß beobachten kann (insbesondere zu Beginn der Regenzeit, wenn schwere Platzregen auf den ausgedörrten Boden mit seiner vertrockneten Bodenvegetation fallen), flächenhafte Abspülvorgänge eine Rolle, so daß man den früher gewählten Ausdruck „Flächenspülzone“ für den klimabedingten Formenkreis der Savanne wohl beibehalten kann<sup>23)</sup>.

Wüste und Savanne (Trocken- und Feuchtsavanne) sind damit im Gegensatz zu den uns vertrauten Tallandschaften der außertropischen Waldklimate gleicherweise durch das Phänomen der Flächen- und Inselbergbildung auf allen schwach bis mäßig gekennzeichnet. Dabei sind diese Formen in der Savanne nicht etwa von einem alten Wüstenklima vererbt oder umgekehrt (beide Möglichkeiten sind mehrfach diskutiert worden). Vielmehr liegt hier eine Konvergenzerscheinung vor, die trotz großer klimatischer Unterschiede hier wie dort ein sehr ähnliches Formenbild entstehen ließ. Die Ursache sehe ich darin, daß in beiden Fällen über längere Zeiträume hinweg die flächenhafte über die linienhafte Abtragung überwiegt. Im Wüstentiefenland gibt es praktisch keine Flüsse und damit auch keine linienhafte Erosion. In der Savanne sind zwar (periodische wie Dauer-) Flüsse vorhanden, aber ihre Kraft zur Tiefenerosion wird durch andere Züge des Klimas so verringert, daß die Flächenabtragung (durch chemische Verwitterung und flächenhafte Abspülung) weithin mit ihr schritthalten kann. Die Grenzlinien der Verhältniszahl Abfluß: Verdunstung, wie sie durch die Begriffe humid, semiarid und arid ausgedrückt werden, prägen sich im Großformenbild beim Übergang von der Vollwüste zur Savanne sehr wenig aus. So konnten auch die Verschiebungen dieser Grenzlinien im Wechsel der pleistozänen Klimaphasen nur geringe Spuren im Formenschatz hinterlassen. Man ist daher zur Rekonstruktion dieser Schwankungen hier ganz allein auf die Untersuchung fossiler Böden angewiesen. Die Art der Großformbildung wurde hierdurch kaum variiert, sie ist besonders in der Savanne seit sehr langer Zeit praktisch gleich ge-

blieben und hat auch deshalb zu einer so vollkommenen Ausprägung des hier herrschenden Rumpfflächen-Inselberg-Formtypus geführt (Bd. 5 u. 6).

Die stärker gehobenen Krustenteile des Futa-Djalon-Gebirges unterscheiden sich etwas mehr von der Gestalt der entsprechenden Wüstengebirge. Sie ist aber dort erstens ein sehr altes fossiles Gebilde und zweitens nur im Bereich der zufälligen Basaltüberdeckung erhalten, sonst aber durch die hier im Gebirge sehr kräftige Teilbildung aufgelöst. Im Futa-Djalon-Gebirge sind dagegen auch ohne solche Bedeckung die höheren Rumpfflächen noch weithin erhalten. Ihre Untersuchung ergab jedoch, daß sie auch hier im Grunde fossile Gebilde sind, die an ihrem Oberrand nicht mehr auf Kosten des höheren Geländes weiter gebirgseinwärts vorwachsen können (wie dies *W. Penck*, 1924, und viele andere angenommen haben). Dazu ist auch hier nur die das Gebirge rings umgebende basale Fußfläche imstande. Der Hauptgrund hierfür liegt vermutlich darin, daß nur sie in der Regenzeit noch jene allgemeine Überflutung kennt, die zur Erzeugung einer gleichmäßigen Flächenabspülung und Tiefenverwitterung notwendig erscheint. Ich nehme daher an, daß die höheren Flächen alle dereinst im Niveau diese Erosionsbasis angelegt und dann gehoben wurden; die Entstehung der heute sichtbaren Rumpftreppe ist also ohne ruckweise tektonische Hebung nicht erklärbar.

Dennoch erlaubt das Klima hier in viel höherem Grade die Erhaltung jener gehobenen Flächen. Der wichtigste Grund auch hierfür ist wohl das allgemeine Vorherrschen chemischer Verwitterung. Während in die Wadis der Wüste ja nur mechanischer Schutt gelangen kann, der sich bei steigendem Gefälle vergrößert und daher überall im Gebirge zur Tiefenerosion führt, wird hier auch auf den gehobenen Flächen den Flüssen und Bächen im allgemeinen nur chemisch zersetztes Feinmaterial zugeführt. Oft sind jene alten Flächen auch noch mit dicken Lagen (rezenter und fossiler) Roterde bedeckt, die stellenweise noch durch eine oberflächliche harte Eisenkruste vor rascher Abtragung geschützt sind<sup>24)</sup>. So fließen besonders die kleineren Bäche auch hier im Niveau der Fläche, ja oft auf den Eisenkrusten selbst, ohne sie zu durchschneiden. Unterschiedlich ist ihr Ver-

<sup>23)</sup> Bei künstlicher Vernichtung des Pflanzenkleides können die mechanischen Abspülvorgänge aber sofort das Übergewicht gewinnen und zu den Entartungsvorgängen der Bodenabspülung durch Gully-Erosion (Soil-Erosion) führen.

<sup>24)</sup> Die Eisenkrustenbildung wird einerseits durch eine übermäßig betriebene Brandkultur anthropogen gefördert, andererseits gibt es aber auch auf natürlichem Wege entstandene 2—4 m mächtige Eisenkrusten, deren Bildungsgang (wie der ganzen tropischen Rotlehme) noch wenig geklärt ist. Sicher sind so mächtige Krusten sehr alt, vielleicht auch fossil. Verschiedentlich sind deutlich mehrere verschiedenartige und wohl auch verschiedenaltige Roterdehorizonte übereinander erhalten, ohne daß bis jetzt eine einwandfreie Trennung und Deutung dieser Vorkommen möglich wäre.

halten an den Stufen, die die einzelnen Randflächen trennen. Viele kleinere und auch einige größere Flüsse rinnen (insbesondere über steile, felsige Stufenhänge) fast ohne Zertalung in steilem Gefällsbruch hinab, dabei z. T. prachtvolle Wasserfälle bildend, wie der Tinkisso in seinen 80 m hohen Fällen oberhalb Dabola. An anderer Stelle sind die Stufenränder aber stark zertalt, so daß hier örtlich morphologische Bilder entstehen, die an die deutschen Mittelgebirge erinnern. Durch die Zertalung wird das Anstehende angeschnitten: grober Schutt gelangt in die Flüsse und befähigt sie zu weiterer Erosion. Aber auch dann sind Stufenmündungen von Seitentälern häufig und selbst die Haupttäler spiegeln in ihrer Gefällskurve den Rumpfstufenbau des Gesamtgebirges weit stärker wieder, als es bei unseren Mittelgebirgen der Fall ist, wo die großen Täler, sämtliche Rumpfstufen durchscheidend, stets in ziemlich ausgeglichenen Gefällskurven bis zum Kern des Gebirges zurückgreifen. Unter diesen Umständen sind auch die höheren Flächen in einem tropischen Rumpftreppengebirge noch in weit lückenloserem Zusammenhang erhalten als bei uns, wo man sie meist nur noch aus völlig isolierten Restriedeln rekonstruieren kann<sup>25</sup>). Im Bereich der Quarzitdecken in den höchsten Teilen des Futa-Djalon, werden die Stufen durch die Härteunterschiede des Gesteins verschärft, d. h. die Rumpfstufen gehen örtlich in Schichtstufen über, ohne daß zwischen beiden eine scharfe Grenze zu ziehen wäre.

Die stärksten Unterschiede gegen die völlig fossilien tertiärzeitlichen Rumpftreppengebirge der Außertropen liegen aber am Fuß des Futa-Djalon-Gebirges, wo von allen Seiten her wirklich noch aktive Fußflächen gegen den Kern der Aufwölbung vorrücken, in breiten „Trompetenbuchten“ in sie eindringen, Plateaus mit Resten der nächst höheren Rumpffläche von dem geschlossenen Gebirge ablösen und schließlich hinter ihrer Front einzelne ganz isolierte Inselberge zurücklassen.

Während in den Gebirgen mit zunehmender Hebungintensität und steilen Reliefformen durch alle Klimazonen hindurch eine immer stärkere Annäherung des Formenbildes eintritt, kommen die klimabedingten Unterschiede der irdischen Oberflächenformen gerade im Bereich der flachen und mittleren Relieftypen am stärksten zum Ausdruck, die ja flächenmäßig den größten Teil der Festländer bedecken.

<sup>25</sup>) Die Höhenlage der Rumpfflächen im Futa-Djalon-Gebirge ist jedoch offenbar infolge ungleichartiger Hebung dieser Scholle äußerst wechselnd. Die Rekonstruktion alter Rumpfflächen in den Europäischen Mittelgebirgen allein auf Grund der ähnlichen Höhenlage solcher Restriedel ist daher in vielen Fällen ein unzulässiges Verfahren.

### Zusammenfassung

1. In Ergänzung früherer klimamorphologischer Arbeiten in mittleren und höheren Breiten wurden bestimmte Gebiete des nordäquatorialen Afrika vom etesischen Waldgürtel im Tell-Atlas bis zur Feuchtsavanne in Franz. Guinea nach den heutigen Formbildungsvorgängen und dem von ihnen erzeugten Formenschatz untersucht. Ferner wurde versucht, von den Jetztzeitformen die fast überall vorhandenen Vorzeitformen abzutrennen und deren andersartige klimamorphologische Bildungsbedingungen zu rekonstruieren. Neben tertiärzeitlichen Formen handelt es sich dabei vor allem um solche aus den pleistozänen Kaltzeiten (Pluvialzeiten). Aus ihren Spuren wurde auch die Rekonstruktion des kaltzeitlichen Klimas in diesen Breiten versucht. Endlich wurden die Formelemente betrachtet, die erst in historischer Zeit durch die Einwirkung des Menschen auf das Gleichgewicht der formbildenden Vorgänge entstanden sind.

2. Um die morphologischen Spuren der pleistozänen Kaltzeiten (Pluvialzeiten) zu erkennen sind hier die in den Außertropen begangenen Wege der Glazial- und „Periglazial“-Forschung kaum verwendbar. Ebenso sind die Seespiegelschwankungen und vorgeschichtlichen Perioden in ihrer räumlichen und zeitlichen Gültigkeit eng begrenzt. Es wurde deshalb vornehmlich auf die Deutung fossiler Böden zurückgegriffen. Diese sind sehr weit verbreitet und gestatten als Erzeugnis und Träger der flächenhaften Abtragung zugleich unmittelbare Rückschlüsse auf die gleichzeitig herrschenden klimamorphologischen Vorgänge.

3. Im etesischen Waldklima des Djurjura-Gebirges (Tell-Atlas) wurde eine sehr tiefe Lage der eiszeitlichen Schneegrenze (1900 m) bestätigt. Zusammen mit Beobachtungen in den Nachbarräumen ergibt sich daraus ein neues Bild der eiszeitlichen Temperaturverhältnisse im ganzen Umkreis des westlichen Mittelmeeres. Verschiedene Anzeichen deuten ferner darauf hin, daß damals die obere Waldgrenze im Tell-Atlas nicht ebenso stark herabgedrückt, das Klima also feuchter war als heute. Damit fallen hier Kalt- und Pluvialzeiten in der Tat zusammen. Die dem pleistozänen Glazial- und Periglazialbereich entstammende Schuttlieferung ist unter diesen Umständen im Djurjura-Gebirge auf die obersten Talstrecken seines Hauptentwässerungssystems beschränkt. Erst in dessen unterstem Laufteil tauchen dann von quartären Seespiegelschwankungen erzeugte eustatische Terrassen auf. Für das Mittelmeergebiet ergab sich hier erstmals die

Trennung beider pleistozänen Terrassentypen in einem Flußsystem.

Die heutigen formbildenden Vorgänge entsprechen weitgehend denen Süditaliens, ihr bodenkundlicher Ausdruck ist die terra rossa, deren Höhen- und Trockengrenzen in Algerien bestimmt wurden. Waldklima und terra-rossa-Bildung erfahren aus besonderen Gründen auch in den pleistozänen Feuchtzeiten keine nennenswerte Ausdehnung gegen den saharischen Trockenraum hin.

4. Mit dem Übertritt vom etesischen Waldklima zur Winterregen-Steppe im Hochland der Schotts vollzieht sich ein entscheidender Wandel des klimabedingten Formenschatzes: vom Gebiet der etesischen Tallandschaft zu dem der vorherrschenden Rumpfflächen- und Inselbergbildung, die von da an südwärts in verschiedenen Varianten alle tropischen Klimagürtel bis zur Feuchtsavanne beherrscht. Die Inselberge der Steppe zeigen noch sanftkonkav auslaufende Fußhänge; nur im Bereich von Trockenflußbetten sind schon hier die Bergfüße gelegentlich zugeschärft. Die Bildung der Inselberge scheint schon seit langem ununterbrochen im Gang zu sein, ihre Fußhänge sind gelegentlich durch Kalkkrusten fossilisiert. Ausdruck der gegenwärtigen Boden- und Formbildungsvorgänge sind stark kalkhaltige gelbe Mergelböden, die vermutlich unter äolischer Mitwirkung entstanden. Sichere Spuren des pleistozänen Klimawandels fehlen hier, wohl aber scheint der Mensch in historischer Zeit die Formbildungsprozesse stark beeinflusst zu haben.

5. Die klimabedingte Formengemeinschaft der Winterregen - Wüstensteppe am Nordsaum der algerischen Sahara und Ägyptens entspricht mit dem Vorherrschenden von Rumpfflächen und flachgeböschten Inselbergen weitgehend derjenigen der Steppe. Charakteristisch sind für diese Klimazone von Marokko bis Palästina-Syrien Krustenböden, vor allem Kalkkrusten; ihre Typisierung wurde versucht. Sie sind im besonderen Maße fossil erhaltungsfähig. Im Gebiet des „Daja“-Plateaus, am Südfuß des Sahara-Atlas tragen sie einen ausgedehnten, flachgründigen fossilen Karst und lassen hier (nach einer älteren wohl pliozänen Feuchtzeit) noch eine Abfolge von 4 pleistozän-holozänen Trockenzeiten mit zwischenliegenden Feuchtzeiten erkennen. In den Trockenzeiten wich die Hauptzone der Krustenbildung jeweils an den Nordsaum der Sahara etwa ins Gebiet der heutigen Wüstensteppe zurück. In den Feuchtzeiten setzte die Krustenbildung hier aus und feuchtere Klimazonen drangen in die Sahara vor.

6. Die Verhältnisse in der Vollwüste (Hoggar-Gebirge, Arabische Wüste und Halbinsel Sinai) machen es wahrscheinlich, daß die Formation der Steppe mindestens während der letzten Feuchtzeit sehr große Teile der Sahara beherrscht hat und nur kleine Gebiete im Innern auch damals Wüstensteppe (oder gar Wüste) geblieben sind. Dies wurde vor allem aus der weiten Verbreitung von fossilen Mergelsandböden und Mergelsandterrassen in den Tälern der Wüstengebirge erschlossen, deren Bildung von den heutigen stark abweichende klimamorphologische Verhältnisse voraussetzt. In den Tälern der besuchten Wüstengebirge war jedoch stets nur eine solche pluvialzeitliche Terrasse vorhanden. Dagegen fand sich in den Mündungen solcher Trockentäler ins Rote Meer wieder eine reiche eustatische Terrassenfolge, die an einer Stelle mit der einen klimatischen Terrasse des Flußoberlaufes verknüpft werden konnte. Als Rest noch älterer Feuchtphasen wurde im Hoggar-Gebirge nur eine mächtige Kaolinbedeckung auf einem System hochgelegener Altflächen festgestellt, deren Entstehung aber wahrscheinlich schon ins Jungtertiär zurückreicht.

Eingehend wurden die heutigen Formbildungsvorgänge im Wüstenklima untersucht. Für sie ist u. a. eine rasche Zertalung gehobener Altflächen, ein deutlicher Stufenbau in den Trockentälern der Wüstengebirge, eine weitgehende Einrumpfung durch „Sandschwemmebenen“ am Fuß der Gebirge und ein meist scharfer Fuß der diesen Ebenen aufgesetzten Inselberge charakteristisch. Gegenüber den Wirkungen des rinnenden und spülenden Wassers treten Windwirkungen sehr zurück; dementsprechend sind Kies- und Felswüste in der Sahara sehr viel weiter verbreitet als Sand- und Dünenwüste.

7. Die Rumpfflächenlandschaft der Vollwüste setzt sich mit sehr ähnlichen Formen südwärts in das Gebiet der Wüsten-, Dorn- und Trockensavanne fort. Es handelt sich hier jedoch nur um eine Konvergenzähnlichkeit im äußeren Bild des Großformenschatzes, zu dem hier wie dort recht verschiedene klimamorphologische Prozesse hinführen. Aus bodenkundlichen Resten ist hier wieder eine reichere pleistozän-holozäne Klimafolge ablesbar, die rückschreitend über eine ausgeprägte altholozäne Trockenzeit zu einer jungpleistozänen Feuchtzeit führt. Die — freilich zunächst nur auf vorgeschichtlichem Wege mögliche — Datierung der letzteren macht es wahrscheinlich, daß die Sahara während der jüngsten Pluvialzeit auch von der Äquatoralseite her durch das Vordringen feuchteren Savannenklimas eingeengt war, das der weiten Verbreitung eines Steppenklimas in der mittleren und

nördlichen Sahara entsprach. Die Folgen und Gültigkeitsgrenzen dieser Erkenntnis werden eingehend erörtert.

Heute sind die Untergrenzen der feuchteren Vegetationsgürtel am N- und S-Saum der Sahara so steil emporgewölbt, daß sie sich alsbald mit der oberen Waldgrenze verschneiden. Im Großteil des saharischen Trockenraumes geht daher die Vollwüste nach oben heute unmittelbar in die Frostschutzone über, deren sinnfällige morphologische Spuren im Hoggar-Gebirge bis 1500 m herabreichen.

8. Auch in der Feuchtsavanne ist heute eine sehr starke Rumpfflächenbildung in allen tieferen Geländeteilen vorhanden; die noch nicht von ihr ergriffenen Gebirge sind in ihren Randzonen zu Inselbergen aufgelöst, die jedoch — im Gegensatz zur Wüste — hier meist wieder einen sanft auslaufenden Hangfuß zeigen. In den Gebirgen werden jedoch höher emporgehobene Rumpfflächen auch hier nicht aktiv weiter gebildet, sondern sind in Zerstörung begriffen. Aber diese erfolgt viel langsamer als in der Wüste, so daß hier solche Altflächen sehr viel länger und mit sehr viel geringeren Veränderungen erhalten bleiben, als in irgend einem anderen der hier betrachteten Klimagürtel. Die Nachhaltigkeit der Ausbildung von Rumpfflächen und Inselberglandschaften in dieser „Flächenspülzone“ ist offenbar auch dadurch bedingt, daß hier die heute wirksamen klimamorphologischen Prozesse schon sehr lange Zeit ungestört am Werke sind. Es ist auch in den oft auffällig mehrteiligen Roterdeprofilen dieser Zone bis jetzt nicht gelungen, einen deutlichen Klimawandel während des Pleistozän und Holozän nachzuweisen. Möglicherweise dauern auch hier schon — wie im innertropischen Regenwald — die gleichen Formbildungsvorgänge vom Jungtertiär über das Pleistozän hinweg bis zur Gegenwart ohne große Veränderung an.

#### Quellen und Schriften

- Barbier, A. et Cailleux, A.*, 1950: Glaciaire et periglaciaire dans le Djurdjoura occidental (Algérie) Cpt.-Rd. Acad. d. Sciences, 231, Paris.
- Behrmann, W.*, 1932: Beobachtungen am Rande der Wüste. Geographische Zeitschr., 38.
- Behrmann, W.*, 1951: Freundl. briefl. Mitteilung über Kalkkrusten in Tunesien, 18. 10. 51.
- Blanc, A. C.*, 1936: Über die Quartärstratigraphie des Agro Pontonio und der Bassa Versilia. Verh. III. Int. Quartärkonf. 1936, Wien 1938.
- Büdel, J.*, 1948: Das System der klimatischen Morphologie. Dt. Geographentag München 1948, Landshut 1950.
- Büdel, J.*, 1949: Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitklimas. Die Naturwissenschaften, 36.
- Büdel, J.*, 1951: Klima-morphologische Beobachtungen in Südtalien, Erdkunde V.
- Bütler, A.*, 1922: Contributions à la Géologie de l'Ahagar (Sahara Central). Cpt.-Rd. XIII<sup>e</sup> Cong. Géol. Int. 1922, Liège 1924.
- Cailleux, A.*, 1949: Action des écoulements liquides dans la géomorphologie du Sud-Oranais. Cpt.-Rd. Acad. d. Sciences, 229, Paris.
- Caton-Thompson, G., Gardener, E. W. and Huzayyin, S. A.*, 1937: Lake Moeris, reinvestigations and some comments. Cairo.
- Copot-Rey, R.*, 1937: La Région des Days. Mélanges de Géographie et d'Orientalisme, Tours.
- Copot-Rey, R.*, 1943: La Morphologie de L'Erg occidental. Trav. Inst. de Rech. Sahariennes II, Alger.
- Despois, J.*, 1949: L'Afrique du Nord. Colonies et Empires. 4<sup>e</sup> série: Géogr. de L'Union Française, 1 L'Afrique Blanche Française, Paris.
- Firbas, F. u. Zangheri, P.*, 1934: Eine glaziale Flora von Forli, südl. Ravenna. Veröff. Geobot. Inst. Rübél in Zürich, 12. H.
- Flohn, H.*, 1952: Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie. Geol. Rundsch. 39, 2, 1952.
- Goloubinow, M. R.*, 1950: Note explicative sur la feuille Kankan-Est. Carte géol. de rec. de L'A. O. F., Dakar.
- Huzayyin, S. A.*, 1941: The Place of Egypt in the Prehistory. Mém. de l'Inst. d'Egypte, 43, Cairo.
- Klute, F.*, 1951: Freundl. briefl. Mitteilung über Schneegrenzhöhen im tropischen Afrika, 14. 10. 51.
- Knetsch, G.*, 1950: Beobachtungen in der libyschen Sahara. Geol. Rundschau, 38, 1.
- Lautensach, H.*, 1949: Freundl. briefl. Mitteilung über die Lage der eiszeitlichen Schneegrenze in der Iberischen Halbinsel, 22. 8. 49.
- Lautensach, H.*, 1951: Die Niederschlagshöhen auf der Iber. Halbinsel, Pet. Mitt. 95.
- Louis, H.*, 1933: Die eiszeitliche Schneegrenze auf der Balkanhalbinsel. Mitt. Bulgar. Geogr. Ges. Sofia I (Ischirkoff-Festschrift).
- Mauny, M. R.*, 1949: Sur la Préhistorie de la presqu'île du Cap-Vert. Études Sénégalaises 1, IFAN, Dakar.
- Mensching, H.* 1951 a: Freundl. mündl. Mitteilung über Schneegrenzhöhen im Rif-Atlas.
- Mensching, H.*, 1951 b: Freundl. mündl. Mitteilung über die Terrassen des Wesersystems bis zur Mündung.
- Monod, Th.*, 1950: Autour du Problème de Dessèchement Africain. Bull. de l'Inst. Français d'Afrique Noire XII. Dakar.
- Mortensen, H.*, 1950: Das Gesetz der Wüstenbildung. Universitas 5, H. 7., Stuttgart.
- Nilsson, E.*, 1932: Quaternary Glaciations and Pluvial lakes in East Africa. Geogr. Annaler 13, Stockholm.
- Nilsson, E.*, 1940: Ancient Changes of Climate in British East Africa and Abyssinia. Geogr. Annaler 22, Stockholm.
- Nilsson, E.*, 1949: The Pluvials of East Africa. Geogr. Annaler: Glaciers and Climate, Stockholm.
- Passarge, S.*, 1909: Verwitterung und Abtragung in den Steppen und Wüsten Algeriens. Dt. Geographentag Lübeck 1909, Berlin 1910.
- Passarge, S.*, u. *Meinardus, W.*, 1933: Studien in der ägyptischen Wüste, Berlin.
- Penck, W.*, 1924: Die morphologische Analyse. Stuttgart.
- Perret, R.*, 1935: Le Relief du Sahara. Revue Géogr. Phys. et Géol. Dyn., Paris.
- Perret, R.*, et *Lombard, A.*, 1932: Itinéraire D'In Salah au Tahat a travers l'Ahagar. Ann. d. Géogr. XLL.

*Picard, L.*, 1936: Über Fauna, Flora und Klima des Pleistozäns Palästina-Syriens. Verh. III. Inter. Quartärkonf. 1936, Wien 1938.

*Rathjens, C. sen.*, 1928: Löß in Tripolitanien. Ztschr. Ges. Erdkunde Berlin, 1928 5/6.

*Richard-Molard, J.*, 1949: Afrique Occidentale Française. Coll. publ. s. C. div. de M. A. Charton, Paris.

*Schamp, H.*, 1951: Das Hochgebirge des südlichen Sinai. Die Erde, Ztschr. Ges. Erdkunde Berlin, 1951/52, H. 1.

*Schoeller, H.*, 1945: Le Quaternaire de la Saoura et du Grand Erg Occidental. Trav. Inst. Rech. Sahariennes, III, Alger.

*Tongiorgi, E.*, 1936: Vegetation und Klima der letzten Eiszeit und des Postglazials in Mittel-Italien. Verh. III. Quartärkonf. 1936, Wien 1938.

*Troll, C.*, 1944: Diluvialgeologie und Klima. Geol. Rundschau 34 (Klimaheft).

*Zeuner, F. E.*, 1946: Dating the Past. London.

## STRUKTURWANDLUNGEN IN DER US-AMERIKANISCHEN LANDWIRTSCHAFT

Fritz Bartz

Mit 2 Abbildungen

Die Vereinigten Staaten sind das größte Agrarland der Welt. Nur China dürfte hinsichtlich des Umfangs der Erzeugung ihnen nahe kommen.

Mit etwa 6% der Bevölkerung der Welt haben die US einen Anteil von nahezu einem Fünftel (1940 17,6%) der landwirtschaftlich genutzten Flächen der Welt. Sie stellen zudem etwa ein Drittel der gesamten Industrieproduktion. Dabei ist das Land nur zu einem Bruchteil wirklich intensiv landwirtschaftlich genutzt.

In einer großen Zahl von Anbauprodukten, wie auch in der Viehwirtschaft, stehen die US an führender Stelle in der Welt da. Am deutlichsten zeigt sich ihre Vorzugsstellung beim Mais, von dessen Weltförderung an die 60% auf die US entfallen. Von der Weizenernte der Nachkriegszeit entfielen über 21% auf die US (vor dem Kriege 13%), von der Gerstenernte 12,8%, womit die US hinter der Sowjetunion und China lagen, an der Haferernte an die 35%, der Tabakernte 28%, der Baumwollernte 46%, usw.<sup>1)</sup>

Dagegen werden beispielsweise nur 5–6% der Welternte an Kartoffeln in den US eingebracht, das sind etwas mehr als ein Drittel der deutschen Erntemenge der Vorkriegszeit. Und wenn schon Zuckerrüben in einigem Maße angebaut werden, und die Ernte an Rohr- und Rübenzucker insgesamt 6% der Welternte ergibt, so hat daneben die Futterrübenproduktion keine Bedeutung. Kartoffeln und Futterrüben spielen in der tierischen Ernährung in den US keine Rolle, weil hochwertige und oft weniger Arbeitsaufwand erfordernde Pflanzen (Mais, Luzerne, Getreide) zur Verfügung stehen.

Eine Pflanze, die sich in jüngster Zeit eine führende Stellung in der Wirtschaft der US erobert hat, ist die Sojabohne. Mit etwa 35% der Welt-

erzeugung stehen die US gleichrangig neben China. Die mandschurische Produktion macht nur noch zwei Drittel der amerikanischen aus.

In ausgesprochenem Maße waren die USA in früherer Zeit Ausfuhrland für Agrarprodukte gewesen: Baumwolle, Indigo und Reis hatten zumindestens zeitweilig bedeutende Rollen gespielt. Nach der Überwindung der Appalachen und der Erschließung des Mittelwestens traten Weizen und tierische Produkte hinzu. Im Laufe dieses Jahrhunderts hat dann mit der Verengung der Außenmärkte der gewaltige Binnenmarkt besondere, noch gesteigerte Bedeutung erhalten. Die US sind nur noch in Zeiten von Krisen, z. B. im letzten Kriege und in der Nachkriegszeit als bedeutendes agrarisches Exportland anzusprechen.

Im Zusammenhange mit der westwärts gerichteten wirtschaftlichen Erschließung des Kontinents ergab sich in den meisten der Großräume der US eine mehr oder weniger stetige Entwicklung, bei der Landnutzungssysteme und Betriebsformen sich im Raume und in der Zeit veränderten. Wenn ursprünglich der Weizenanbau östlich der Appalachen in großem Stile betrieben wurde, so sind heute dort mehr nur Reste der alten Kultur vorhanden, z. B. bei den sog. „Pennsylvania Dutch“, den deutschstämmigen Bewohnern Pennsylvaniens. Der Weizengürtel, d. h. das Hauptgebiet des Weizenanbaus ist durch den ganzen Mittelwesten gewandert, in die „Plains“ und den Westraum des Präriegebietes hinein, wo es vorläufig seit der Wende des Jahrhunderts stationär geworden ist, wo sich nicht so sehr allein das bestgeeignete Klima, sondern maximale ökonomische Produktionsmöglichkeiten finden. Es hat sich dabei im Laufe der Zeit jene bekannte Gliederung in Regionen bestimmten Anbaus herausgebildet, wie sie durch die Arbeiten amerikanischer Geographen (*Baker*) und Landwirtschaftswissenschaftler (*Carl Taylor*) vertraut geworden sind. Diese

<sup>1)</sup> u. a. *Hainsworth, R. G.*: A Graphic Summary of World Agriculture. Miscell. Public. 705. Wash. 1949.