

Gesamtheit der Nation erscheinen. Vielmehr soll er seine Stellung in solcher Weise nehmen, daß seine Selbständigkeit als ein Glück für das Ganze,

seine Existenz als eine Notwendigkeit angesehen wird. Darin liegt die sicherste Bürgschaft seines Bestehens.“

RELIEFGENERATIONEN UND PLIO-PLEISTOZÄNER KLIMAWANDEL IM HOGGAR-GEWIRGE (Zentrale Sahara)

Julius Büdel

Mit 6 Abbildungen

Résumé: Le premier but de cet article est d'étudier la genèse de la géomorphologie du Massif du Hoggar (Sahara central). Celle-ci se compose de l'interférence des phases endogènes (pluto-tectoniques) et exogènes (morphoclimatiques). Le deuxième but en est plus particulièrement l'histoire climatique du Hoggar au plio-pleistocène dans le cadre de l'ensemble du Sahara. En dehors de mes propres recherches, y seront discutés les travaux récents de *Balout*, *Bordet*, et particulièrement ceux de *Kubiëna*.

Ce deuxième but est d'expliquer principalement dans le Massif du Hoggar et ses environs éloignés l'existence de trois périodes anciennes du climat humide: tertiaire, pleistocène-moyen et holocène. L'âge approximatif de ces périodes sera déduit de leurs relations avec les périodes d'éruption volcanique, de l'étude comparée de leurs couches successives et du degré de conservation de leurs formes originelles. L'on y insistera et sur l'aspect caractéristique et sur la durée particulière de chacune de ces périodes, car leur effet sur la géomorphologie (effet morphoclimatique) dépend de ces deux facteurs.

La période tertiaire humide (tertiaire ancien jusqu'au mio-pliocène) a duré, avec des interruptions, beaucoup des millions années et a eu pour résultat la création des pénéplaines très étendues et aujourd'hui surélevées; des couches d'argile rouge témoignent de leur climat tropical de savane aux alternances annuelles de sécheresse totale et d'humidité.

La deuxième période pluvieuse correspond à une période froide de pleistocène moyen (peut-être le « Alt-Riss », c'est à dire la phase la plus accentuée du Riss). Elle a duré simplement quelques dizaines de mille d'années. Son paléosol brun (« Braunlehm », « brown loam soil ») correspond, selon *Kubiëna*, à un climat tropical ou subtropical toujours humide sans périodes de sécheresse importantes. Cette période par la construction des terrasses d'argile sableuse et de « Parabelhängen » engendra une déformation également très impressionnante des vallées du Hoggar.

La période pluviale réduite du holocène (néolithique) n'a pas laissé des traces géomorphologiques dans le Sahara central, mais seulement sur les confins de celui-ci.

Entre ces périodes humides se situent deux grandes périodes au climat désertique prédominant: une période pleistocène ancien et une autre qui s'étend de la fin du pleistocène jusqu'à nos jours (sauf la petite interruption néolithique). Déjà dans la première période la construction par l'érosion des vallées sèches actuelles et par la de l'ensemble du relief actuel du Hoggar est déjà pour l'essentiel effectuée. La deuxième période désertique a dégagé et continué à façonner ces formes du relief.

La période désertique du pleistocène ancien commence par deux phases volcaniques, celle des basaltes anciennes et celle des laves acides, qui se succèdent sans intermédiaire; elle se termine par les laves basaltiques moyennes. Dans cette période sèche se situe la phase principale du soulèvement du Hoggar. Corrélativement à la deuxième période désertique (fin du pleistocène — holocène) se produit la période basaltique plus récente qui dure jusqu'à nos jours.

a) Überblick, Problemstellung

Die großzügige Gliederung Afrikas in weitgespannte Becken und Schwellen zeigt südlich der Sahara-Sudan-Grenze im großen einen gitterartigen, in der Sahara selbst dagegen einen mehr radialen Grundriß. In ihrer Mitte liegt die große, zentral-saharische Aufwölbung des präkambrisch-kristallinen Sockels von Afrika. Mit einer Fläche, die etwa der des Baltischen Schildes entspricht (rd. 1000 × 1250 km), ähnelt der Umriß des entblößten Kristallins etwa einem nach SSW geöffneten Halbmond mit 4 Ausläufern: ein morphologisch kaum angedeuteter läßt sich im Untergrund des Tidikelt-Beckens und etwa längs des Wadi Saura nach NW bis zum marokkanischen Anti-Atlas verfolgen, nach SW zieht das Hochland des Adrar der Iforas fast bis zum Nigerknie und findet jenseits im Kristallinschild von Obervolta seine Fortsetzung, nach Süden streckt sich das Air-Gebirge über die Schwelle von Zinder der Kristallinaufwölbung des Bantschi-Hochlandes (Nord-Nigerien) entgegen und nach SO leitet ein Ausläufer zur großen Diagonalschwelle Tibesti-Ennedi-Darfur über.

Den Flanken dieses alten Schildes ist der saharische Oberbau mit nur ganz flach auswärts fallenden Schichten angelagert; von innen nach außen muß man dabei meist drei (in sich noch mehrteilige) Schichtglieder überschreiten: ein kambrosilurisches, ein devonisches und ein kreidezeitliches. Im Wechsel harter und weicher Schichten bildet jedes dieser Glieder mehrere weithinstreichende Schichtstufen, die sämtlich ihre Stirnen der zentralen Aufwölbung zukehren (*Menzel* 1933). Abgesehen von den in der Sahara weit größeren Dimensionen ist das gegenseitige strukturelle Verhältnis ähnlich wie zwischen dem Lothringer und dem Schwäbischen Stufenland einer- sowie der zentralen Aufwölbung der oberrheinischen Grundgebirge andererseits. Um so auffälliger sind die Abweichungen im Formenbild: eine Folge des anderen Klimas.

Schon die Schichtstufen sehen ganz anders aus. Sie werden nicht nur von schmalen Tälern, son-

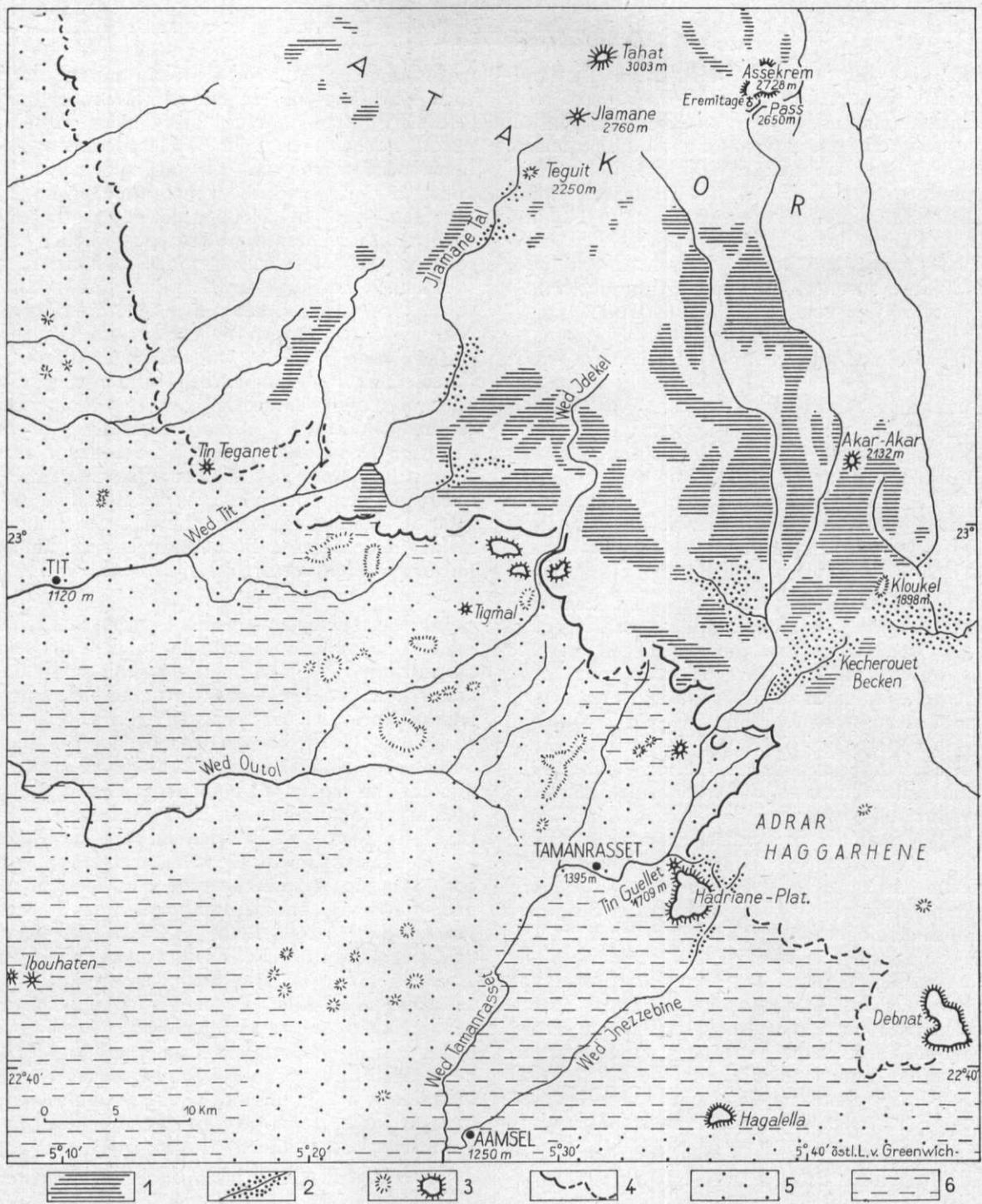


Abb. 1: Übersichtsskizze des Hochlandes von Atakor, der SW-Flanke des Hoggar-Gebirges und der Sandschwemmebene von Tamanrasset.

- 1 = Alte Rumpfflächen, zumeist von Rotlehm bedeckt, erhalten unter altsaltsischen Decken
- 2 = Ausgedehnte Vorkommen von Mergelsandterrassen und „Parabelhängen“ in Talweitungen und Becken innerhalb des Gebirges
- 3 = Markante Berge und Plateaus (im Bereich der Sandschwemmebene: größere Inselberge)
- 4 = Fuß des Hoggar-Gebirges gegen die Sandschwemmebene (gestrichelt: Verlauf undeutlich oder nicht be-gangen)
- 5 = Sandschwemmebene in normaler Ausbildung
- 6 = Inselbergreiche, stellenweise zu niedrigem „rundhöckerartigem“ Felshügelland zusammengeschlossene Ge-biete innerhalb der Sandschwemmebene

dern oft von breiten, sanderfüllten Tieflandstreifen gequert und dabei vielfach in einzelne Schichtkamm-Inselgebirge aufgelöst. Vor allem aber steigt vor der innersten Schichtstufe (die dem tiefsten, kambrosilurischen Schichtglied des Oberbaus entspricht) kein zentrales Bergland auf: hier dehnt sich vielmehr über eine bis zu 200 km breite Randzone des Kristallins eine weite *Sandschwemmebene* aus, die im ganzen von außen nach innen ansteigt. Mit Recht spricht hier *Capot-Rey* (1953b) vom „Glacis cristallin“. Dieser Ebene sind — einzeln oder in Schwärmen — Inselberge und Inselgebirge aller Art und Größe aufgesetzt; in ihnen allein tritt der kristalline Untergrund oberflächlich zutage. An Grundfläche treten sie jedoch alle zusammen gegenüber der umgebenden Sandschwemmebene weit zurück. Sie entsteigen ihr alle mit steilen Flanken und zumeist auch mit scharfem Fußknick. Ein sanft auslaufender Schuttfuß ist die Ausnahme und erweist sich sogar meist als fossiles Gebilde (s. u. S. 109).

Die höchsten, bis zum Fuß der zentralen Scheitelregion des alten Schildes vordringenden Teile der Sandschwemmebene liegen in 900 bis 1400 m Höhe. Darüber steigt eben diese Scheitelregion noch als ein scharf abgesetztes Bergland bis zu seinem höchsten Gipfel in 3003 m Höhe empor. Dieses Bergland — die einzige ausgedehnte und geschlossene Vollform der ganzen alten Aufwölbung — führt bei seinen hamitisch sprechenden Bewohnern, den Tuareg, den Naman Ahaggar-, in der arabischen Form den Namen Hoggar-Gebirge. Sein Umfang verhält sich zur Gesamtfläche des oberflächlich entblößten Kristallins etwa wie das südnorwegische Hochland südlich des Sogne-Fjordes zur Gesamtheit des Baltischen Schildes. Ähnlich diesem Hochland bildet es in seinen Großformen eine Stufenfolge von Rumpfflächen. Der Anstieg von der Sandschwemmebene zu diesen höheren Flächen erfolgt zumeist in ähnlich steilen Hängen wie zu den vorgelagerten Inselbergen. So bildet der Hoggar über dieser Ebene gleichsam ein riesiges zentrales Inselgebirge (Kärthen seiner SW-Flanke s. Abb. 1).

Die krönenden Rumpfflächen des Hoggar bilden trotz ihrer deutlichen Abstufung von randlichen tieferen (niedrigste etwa bei 1500 m) zu höheren zentralen (maximal etwa 2400 m hohen) Flächen keine Rumpftreppe im genetischen Sinn. Wohl mögen die randlichen Flächen z. T. etwas jünger, die höchsten ein wenig älter sein. Aber echte Denudationsränder zwischen den höheren und tieferen Flächen sind nur streckenweise zu verfolgen und da nicht sehr deutlich. Vielmehr sind fast durchweg gerade die Geländestreifen, die wir beim Übergang von einer tieferen zur

nächsthöheren Fläche überschreiten müssen, durch enge Kerbtäler in ein wildes Steilrelief aufgelöst. Praktisch liegen also meist allseitig durch Zonen zerrissener Tallandschaften isolierte Flächen vor, die wir oft nahe nebeneinander in ganz verschiedenen Höhenlagen finden. Offenbar ist bei der Hebung des Berglandes eine ehemals recht einheitliche Altfläche in Schollen zerbrochen, die dann gegeneinander verstellt, d. h. verschieden hoch gehoben wurden. Ein geologischer Nachweis solcher junger, morphologisch wirksamer Bruchlinien in dem tektonisch auf stärkste beanspruchten, von Störungen aller Art durchsetzten präkambrischen Untergrund ist allerdings sehr schwierig, der morphologische Nachweis hierfür (d. h. die Entscheidung, ob jeweils ein Denudationshang, eine Steilflexur oder Bruchstufe tiefere von höheren Flächen trennen) wird außerdem durch die starke Zertalung gerade der Übergangszonen erschwert. So stimmen meine diesbezüglichen Beobachtungen nicht immer mit den älteren von *Perret* und *Lombard* (1932) überein.

Im Gegensatz zum schroffen, jungen Steilrelief dieser Übergangszonen sind aber die — oft sehr ausgedehnten — Flächen selbst weithin völlig ungestört erhalten. Sie bilden Musterbeispiele echter Rumpfflächen, die über den steil gefalteten, in seiner Härte oft sehr verschiedenartigen kristallinen Sockel oft in nahezu völliger Ebenheit hinweggreifen. Das hat seinen besonderen Grund. Denn in dieser Vollkommenheit sind die Flächen genau nur so weit erhalten, als sie durch känozoisch-vulkanische Decken überlagert und vor der Abtragung geschützt werden. Es handelt sich dabei durchwegs um die Basaltdecken der ältesten vulkanischen Phase des Hoggar, die wir im folgenden die altbasaltische nennen wollen. Wo diese Decken fehlen, sind die alten Rumpfflächen gelegentlich noch unter jüngeren Vulkandecken in bereits etwas umgewandelter Form, sonst aber bestenfalls in undeutlichen Riedeln erhalten. Zumeist aber sind sie völlig verschwunden, ist ihr kristalliner Sockel in die schon genannte steile und bis ins einzelne gesteinsangepaßte Kerbtal-Landschaft umgewandelt.

Überall, vorweg aber im innersten und höchsten Teil des Gebirges werden die auf den Rumpfflächen ausgebreiteten Deckenergüsse von den Ausbruchschloten einer zweiten vulkanischen Phase durchschlagen, die ausschließlich saures (phonolithisches und trachytisches) Magma lieferte (*Bordet*, 1952). Die Laven dieser Phase waren viel zähflüssiger, als die der altbasaltischen. Nur selten bilden sie Deckenergüsse beschränkter Umfanges wie das Hadriane-Plateau mit seiner eindrucksvollen Nordflanke, dem Tin



Abb. 2: Der Tin Guellet

(1709 m, relative Höhe 300 m), der hohe Nordpfeiler des Hadriane-Plateaus (Phonolithdecke der sauren vulk. Phase), 6 km O von Tamanrasset, Blick nach S. Im Vordergrund rezente Wadi- (Trockenfluß-) Talsohle mit schütterer Grundwasservegetation. Auf dem Hang im Mittelgrund führen sanftkonkave „Parabelhänge“, bedeckt mit den Mergelsanden der mittelpleistozänen Feuchtzeit, etwa bis 50 m über die Talsohle empor, darüber folgt die rezente Schutthalde unter den Phonolithwänden. Einzelne junge Erosionskerben zerschneiden von dort aus die fossilen Parabelhänge und münden auf das heutige Wadi-bett.

Phot. Büdel, 8. 3. 51, Spätnachmittag.

Guellet (1709 m, vgl. Abb. 1 und 2). Meist entstanden in dieser zweiten Phase enge Sprengtrichter, denen teils massige Quellkuppen, teils aber ganz schroffe Trachytnadeln vom Mt.-Pelée-Typus entstiegen. Ihre Ruinen sind heute noch vielfach morphologisch erhalten: als steile, bizarre Felssäulen (bei den schroffsten macht dabei die Basisbreite nur die Hälfte der Höhe aus!) überragen sie insbesondere die zerschluchtete Granitwelt und die höchsten der basaltbedeckten Rumpfflächen im Zentralteil des Hoggar noch bis zu mehreren hundert Metern. Sie sind es, die dem Kern dieses Wüstengebirges zusammen mit dem wilden Blockwerk der Granithänge einen auf der ganzen Welt einmaligen Zug von fast erschreckender Fremdartigkeit verleihen. So führt dieser höchste, wildeste Zentralteil des Hoggar auch seinen eigenen Namen: es ist das Hochland von Atakor (vgl. Abb. 1).

Überragen die Trachytnadeln mit ihrer scharfen Akzentierung der Senkrechten die weiten, basaltbedeckten Altflächen, so schneiden sich dort, wo die schützende Basaltdecke fehlt, die jungen Kerbtäler des Atakor mit ähnlich steilen Hängen in den kristallinen Sockel jener Flächen ein. In den peripheren Teilen des Gebirges werden die steilen Trachytsäulen seltener, die Tiefe der Trockentäler geringer. Zugleich gewinnen die Haupttäler sanftere Hänge und breitere Sohlen. Aber dies geschieht nicht kontinuierlich. Enge Talstrecken mit steilen Hängen wechseln mit beckenförmigen Talweitungen. Die Engen sind meist an harte

Gesteinsbänder im Kristallinsöckel geknüpft. Zugleich zeigen die Täler im Längsprofil an diesen Engen sehr markante Stufen. An solchen Felschwellen tritt der sonst in der Schuttschale der Täler verborgene Grundwasserstrom auf kurze Strecken als spärliches Rinnsal zutage. Zum Gebirgsrand hin werden die schutterfüllten Wadi (=Trockental-) Sohlen immer breiter und münden endlich auf die randliche Sandschwemmebene aus.

Diese Ebene, deren morphologische Eigenart wir früher dargestellt haben (Büdel, 1952), die breitsohligen, aber durch Engtalstufen so deutlich gegliederten Haupttäler, die steilen sohlenlosen Kerbtäler in den Oberläufen dieser Talsysteme und der am Ort verwitternde Blockschutt auf fast allen steileren Hängen, die von diesen Hohlformen zu den Hochflächen des Gebirges oder zu den umgebenden Inselbergen hinanführen; ferner die Tatsache, daß diese Blockhänge fast nur sandig-grusiges Feinmaterial in die Täler und damit letztlich auch in die Sandschwemmebene liefern: das alles sind morphologische Züge des Hoggar, die von den Formbildungsprozessen im heutigen Wüstenklima dieses Raumes gebildet wurden.

Daneben gibt es aber auch noch mindestens zwei große Formkomplexe im Hoggar, die nicht von den heutigen Vorgängen gebildet worden sein können, sondern der Herrschaft früherer, ganz andersartiger Klimaverhältnisse entstammen und damit fossile, klima-morphologische Vorformen darstellen. Auch sie haben wir schon früher geschildert. Es sind einmal die unter den altbasaltischen Decken konservierten hochgelegenen Rumpfflächen und zum anderen das Phänomen der jungen Mergelsandterrassen, die mit höchst eigenartigen, stets gleichbleibenden morphologischen und petrographischen Zügen in allen besuchten Tälern des Gebirges wiederkehren und in ähnlicher, zum Teil sogar ganz analoger Form auch in anderen Teilen der Sahara auftreten.

Aus den Beobachtungen meiner Reise von 1950/51 in die Sahara und einiger ihrer Randzonen wurde dabei die Lösung zweier Problemkreise versucht. Einmal sollte die Folge der Reliefgenerationen des Hoggar geklärt werden, d. h. die Folge der früheren morphologischen Entwicklungsstufen, deren fossil erhaltene Reste noch an dem heutigen Formenschatz des Gebirges beteiligt und aus diesem auszugliedern sind. Es handelt sich dabei — wie überall — um eine Folge endogener (plutonisch-tektonischer) und exogener (klima-morphologischer) Entwicklungsphasen, die natürlich interferieren. Soweit zielten diese Untersuchungen auf die lokale Morphogenese des Hog-

gar. Gelingt es nun hierbei, durch Ausgliederung der endogenen Vorgangsphasen zu einem reinen Bild der klima-morphologischen Entwicklungsstufen zu gelangen, so kann man daraus auch Hinweise auf die allgemeine Klimageschichte nicht nur des Hoggargebietes allein, sondern darüber hinaus einer weiteren Umgebung gewinnen.

Über die zu beiden Problemen durchgeführten Untersuchungen im gesamten Arbeitsgebiet wurde alsbald nach der Reise in dieser Zeitschrift vorläufig berichtet (Büdel, 1952). Im folgenden soll anknüpfend an weitere diesbezügliche Arbeiten in Äthiopien und Algerien ein kurzer spezieller Überblick über den derzeitigen Stand dieser Fragen im Hoggar-Gebirge unter Berücksichtigung auch der von anderer Seite seither gewonnenen Ergebnisse geboten werden. Freilich wird auch dieser Überblick noch manche Lücken zeigen müssen.

*b) Die Reliefgenerationen
und die klima-morphologischen Entwicklungsphasen im Hoggar-Gebirge*

1. Die Entstehung der alten Rumpfflächen und der altbasaltischen Decken. Unter den älteren Basalten gelegen sind diese alten Flächen die älteste noch erhaltene Ausgangsform des heutigen Reliefs. Wie diese Form beschaffen war, darüber geben teils die überdeckenden Basalte, vor allem aber die Züge der konservierten Flächenreste selbst einige Auskunft.

Die Basalte folgten als dünnflüssige Laven (ihre Decken sind noch heute bei einer Minimalstärke von nur 20—30 m über Tausende von Quadratkilometern ausgedehnt!) sicher den kleinsten Tiefenlinien der damaligen Oberfläche. Nirgends aber ruhen sie irgendeiner anderen Reliefform als jenen alten wirklich im idealsten Sinne „fastebenen“ Flächen auf: weder steigen sie an irgendeiner Stelle in die heutigen Täler hinab noch finden wir sie irgendwo etwa den Resten eines alten, verschütteten Talnetzes eingelagert (wo die Lavaschicht verdickt und daher ihre Erhaltungschancen sogar besser sein müßten, als auf den Flächen). Die Folgerung liegt nahe, daß damals noch kein Talsystem diese Flächen zerschneidet und somit der von ihnen eingenommene Raum des heutigen Hoggar-Gebirges noch sehr wenig über die Erosionsbasis seiner Umgebung emporgewölbt war.

Zum selben Ergebnis führt die Betrachtung der Fläche selbst. Sei greift mit ihrer ausgeprägten „Fastebenheit“ über die z. T. erheblichen Härteunterschiede des stark gestörten Kristallinsockels weithin völlig ungestört hinweg. Besonders auffällig sind hier steilgestellte Quarzbänke, die an den Hängen der heutigen Täler scharfgratige

Seitenkämme bilden, während jene alten Flächen sie glatt abschneiden. Auf der anderen Seite sind diesen Flächen vereinzelt niedrige Inselberge mit ziemlich steilen Kuppen, aber ganz flachkonkavem Fuß aufgesetzt. Ein solcher alter Inselberg ist der 28 km genau NO von Tamanrasset gelegene Kloukel¹⁾. Mit 1898 m Gipfelhöhe überragt er die an seiner W-Seite noch wohlerhaltene, etwa 1760 m hohe Altfläche um rd. 150 m. Die alten Basaltdecken umflossen ihn und haben die Form seines sanften Hangfußes bis heute bewahrt. Zur Schaffung derart weiter, gesteinsunabhängiger Felsfußflächen mit nur ganz vereinzelt (Fernlings-) Inselbergen sind in jedem Fall geologisch lange Zeiten tektonischer Ruhe bei geringer Erhebung des Gebietes über die Erosionsbasis der Umgebung notwendig.

Außer den tektonischen Zuständen (noch keine stärkere Hebung, noch kein Vulkanismus) müssen aber auch die klimatischen Verhältnisse damals ganz andere gewesen sein als heute. Auch bei langer tektonischer Ruhe werden nach unserer heutigen Kenntnis derartig ausgedehnte Abtragungsrumpfflächen mit flachkonkav abgebochten Inselbergen vornehmlich in einer ganz bestimmten klima-morphologischen Zone: der Flächenpülzone in den wechselfeuchten Randtropen erzeugt. Es sind die Klimazustände, wie wir sie in Verbindung mit einer lebenden solchen Formenwelt heute noch südlich der Sahara in den Savannenländern des Sudan mit deutlichen alljährlichen Regenzeiten antreffen. Immerhin liegt in dem reinen Formvergleich noch kein zwingender Beweis dafür, daß damals im Hoggar ein wechselfeuchtes Savannenklima herrschte, da ja die Inselberglandschaften der tropischen Wüsten (wie der Sandschwemmebene im Umkreis des Hoggar!) denen der Savannenländer in den großen Zügen ähnlich sind, wenn sie sich auch in Einzelzügen — wie dem meist scharfen Fuß der Inselberge und der weniger vollendeten „Fastebenheit“ — von ihnen unterscheiden. So liegt die letzte Entscheidung, unter welchen Klimabedingungen eine solche Vorzeitform entstand, bei der Analyse ihrer fossilen Bodendecken.

Solche sind nun zum Glück auf den Altflächen des Hoggar unter den altbasaltischen Ergüssen in fast lückenloser Decke über dem kristallinen Sockel erhalten. Es sind bis über 20 m mächtige Lagen tiefgründiger chemischer Kaolinverwitterung. Gegenüber der älteren Deutung als Laterite (so bei Bordet, 1951 b) hat schon die freundlicherweise von W. Correns durchgeführte Analyse

¹⁾ Wie seine Umgebung besteht der Kloukel aus Glimmerschiefern, die jedoch in seinem Bereich von besonders vielen Quarzadern durchzogen sind.

meiner Proben²⁾ die überwiegende Zusammensetzung aus Kaolinmineralen ergeben. Dies ist für die Savannenböden der wechselfeuchten Tropen im Bereich der Feuchtsavanne typisch. Wie schon früher (Büdel, 1952) betont, finden wir heute solche Böden in Afrika erst 1200 km weiter südlich in der „Flächenspülzone“ der sudanischen Savanne bei jährlich mindestens fünfmonatiger Regenzeit. Die Mehrzahl dieser mächtigen fossilen Kaolinbodendecken im Hoggar ist leuchtendweiß bis bläulichweiß, an vielen Stellen ist aber darüber — wie im heutigen Savannenklima — ein nicht minder leuchtender, stark färbender oberer Horizont jedes fossilen Bodenprofils erhalten. In seiner in diesem Heft gebotenen, sehr sorgsam analysierten neueren Proben dieses Bodens bezeichnet ihn daher Kubiëna (1955) als „tropischen Rotlehm“. Er bestätigt dabei, daß dieser Boden 50% Kaolinminerale enthält. Der Grad der Lateritisierung, die nach Kubiëna (a. a. O.) „mehr eine Form der Diagenese (durch Alterung) als eine Form der unmittelbaren Bodenbildung“ darstellt, ist gering. Nach ihm müssen daher diese fossilen Rotlehme als typisch für die „wechselfeuchten Tropen und Subtropen bezeichnet werden, in denen ausgesprochene und bodengenetisch stark in Wirkung tretende heiße Trockenzeiten“ neben deutlichen Regenzeiten auftreten.

Zur Zeit der Bildung jener alten Rumpfflächen herrschte somit im Hoggar-Gebirge in der Tat ein ausgesprochenes wechselfeuchtes Savannenklima, ein Vorrücken der „Monsunfront“ (Balout, 1952, Schwarzbach, 1953) um mindestens 1200 km nach Norden. Man braucht dabei allerdings nicht ein Vorrücken dieser Front in voller Breite anzunehmen. Bei jedem Feuchterwerden des Klimas in einem Trockengebiet werden nicht nur die horizontalen Trockengrenzen von dessen Rändern ins Innere zurückgeschoben, sondern es sinken ebenso die Höhengrenzen der Trockenheit in den Wüstengebirgen in tiefere Regionen herab. In einer Zeit der Ausdehnung des Savannenklimas gegenüber der Sahara kann also das Hoggar-Gebirge auch eine Vorposteninsel des Savannenklimas vor der geschlossenen „Feuchtfrent“ gebildet haben.

Wie weit liegt nun die Zeit zurück, in der das Hoggar-Gebirge ein von dem heutigen so abweichendes Klima besaß? Ganz genau ist sie nicht bestimmbar. Nur soviel steht fest, daß es eine geolo-

gisch sehr lange Zeit ungestörter Dauer eines solchen Feuchtsavannenklimas (mit mindestens 5-monatiger Regenzeit!) gewesen sein muß. Schon allein ein Bodenprofil von maximal mehreren Zehnern von Metern Mächtigkeit erfordert wahrscheinlich eine nur nach Jahrhunderttausenden (10^5) zu bemessende Zeit. Vollends ist aber zur völligen Eingliederung des Großformenschatzes in den morphologischen Typus der „Flächenspülzone“ nach meinen Ergebnissen in Äthiopien (Büdel, 1954) eine Zeitspanne von mindestens 10^7 Jahren nötig. Der Beginn dieser Periode kann daher bis ins Alttertiär (möglicherweise sogar bis ins jüngste Mesozoikum) zurückreichen. In so langer Zeit mögen natürlich auch in der Sahara Schwankungen des Klimas nach der feuchten wie besonders nach der trockeneren Seite hin stattgefunden haben: das aus Form und Boden erschlossene Feuchtsavannenklima muß nur im späteren Abschnitt dieses Zeitraumes eben vorherrschend gewesen sein.

Das Ende dieser Periode wird durch die altbasaltischen Lavaergüsse bestimmt, nach deren Ablagerung wir jedenfalls keine Spuren für die Weiterbildung jener alten Flächen mit ihren Savannen-Rotlehmen mehr finden. Nun hat Bordet (1952, S. 55) den ganzen känozoischen Vulkanismus des Hoggar in sehr junge — quartäre — Zeiten verlegt, ja ihn sogar als „geologisch gesprochen: rezent“ bezeichnet. Ich kann mich dieser Ansicht aus zwei Gründen nicht anschließen. Einmal sind von jenen alten Ergüssen nirgends mehr die Originalaufschüttungsformen der Förderstellen (etwa Krater, Calderen) erhalten, ja sie sind sogar so weit abgetragen, daß man diese Förderstellen kaum noch irgendwo lokalisieren kann. Zweitens aber sind die altbasaltischen Ergüsse — wie schon bemerkt — eben noch rein an jene alte Flächenmorphologie geknüpft, d. h. das ganze heutige Talnetz mit den ungeheuren Mengen abgetragener Materials, die seine Entstehung voraussetzt, ist nicht nur jünger als jene alten Flächen, sondern auch jünger als die alten Basalte. Für solche Abtragsleistungen reicht — gleichfalls nach meinen Erfahrungen in Äthiopien — auch das ganze Pleistozän (rd. 10^6 Jahre) nicht aus. Das Ende der Savannen-Flächenbildung im Hoggar und zugleich die Zeit der altbasaltischen Ergüsse muß daher m. E. noch ins Jungtertiär (Mio-Pliozän) zurückverlegt werden.

2. Beginn der Hoggar-Aufwölbung und Formenwelt des „sauren“ Vulkanismus. Die durch diese Phase geschaffenen Reliefformen können wir vorerst nur auf tektonische Ursachen zurückführen, es fehlen uns noch die Anhaltspunkte dafür, welches Klima und damit: welche klima-morphologischen Vorgänge in

²⁾ Diese von W. Correns untersuchten Proben waren an zwei Stellen entnommen worden: einmal von diesem Punkt unter der Basaltdecke an der NW-Seite des eben genannten, jener Altfläche aufsitzenden Inselberges Kloukel und zweitens von einer Stelle 2 km SO des SO-Pfeilers des Atakor-Hochlandes, der 2132 m hohen Phonolith-Quellkuppe des Akar-Akar.

diesem Zeitabschnitt wirksam waren. Der tektonisch ruhigen Zeit der vorangegangenen Periode entsprach die Förderung „atlantischer“ Basaltmagmen aus größerer Tiefe. Sie wird offenbar zugleich mit einer jetzt verstärkten Aufwölbung des Gebirges durch einen syntektonischen Vulkanismus sauren, „pazifischen“ Typs abgelöst. *Bordet* (1951 a, 1952 S. 31) brachte Beispiele dafür, daß beide Fördertypen sich überschneiden und betrachtete daher den altbasaltischen und den sauren Vulkanismus des Hoggar als \pm gleichzeitig. Ich erblicke darin aber eine zu starke Verallgemeinerung: nach dem geologischen wie dem morphologischen Befund muß doch die Masse der sauren Laven erst nach der Ablagerung der alten Basaltdecken ans Tageslicht gelangt sein. Die vereinzelt auftretenden Phonolithdecken bilden zwar ebenfalls hochgelegene Tafelberge wie die altbasaltischen, zeigen aber weit schroffere Kanten und Hänge (vgl. Abb. 2). Kann dies allenfalls durch den rein petrographischen Unterschied zwischen Basalt und Phonolit mitbedingt sein, so zeigt sich ferner, daß an der Basis der Phonolithdecken bisher niemals Spuren eines solchen alten Rotlehm-Kaolin-Bodens gefunden wurden. Endlich ist die Unterfläche der Phonolithdecken durchwegs weniger eben als die der alten Basalte. Man hat den Eindruck, daß zur Ausbruchzeit dieser sauren Laven die alte Fastebene infolge der beginnenden Hebung bereits in ein etwas bewegteres Relief umgewandelt und die alte Rotlehmdecke schon weitgehend abgetragen war. Auch die phonolithisch-trachytischen Quellkuppen, die besonders dem Atakor-Hochland seinen auffälligen Formcharakter verleihen, lassen an mehreren Punkten, wo sie mit den alten Basalten zusammen vorkommen, deutlich erkennen, daß sie durch jene hindurchgebrochen und also jünger sind (vgl. *Bordet* selbst, 1952, S. 17. u. 18). Endlich sind viele dieser steilen und bizarren Felsnadeln noch so weitgehend in der ursprünglichen Form erhalten, in der sie aus den Förderloten herausgepreßt wurden, daß sie auf jeden Fall schon erheblich jünger als die alten Basaltdecken sein müssen. Auf der anderen Seite ist immerhin der größte Teil der seitherigen Taleintiefung sichtlich auch erst nach dieser Ausbruchsbasis saurer Laven erfolgt (die übrigens sicher ihrerseits selbst mehrere Phasen und damit einen längeren Zeitraum umfaßt). Ich nehme daher an, daß sie zum größeren Teil auch noch ins Pliozän fällt und allenfalls bis zur Plio-Pleistozängrenze oder bis ins älteste Pleistozän an die Gegenwart herangerückt werden kann.

3. Bildung des ersten Wüstentalnetzes und Aufschüttung der zweiten, „mittleren“ Basaltergüsse in diese Täler. Nach Abschluß der sauren Lava-

ergüsse und als Folge der gleichzeitigen stärkeren Hebung erfolgt nunmehr eine erste starke Zertalung des Hoggar-Gebirges. Diese Erosionsphase verließ den Tälern — und damit dem Gesamtrelief des Gebirges — fast schon die heutige Gestalt. Mindestens alle größeren Täler des Gebirges wurden damals schon nahezu oder sogar schon genau so weit eingetieft, wie die heutigen Talsohlen, ja, am Rand des Gebirges gegen die Ebene von Tamanrasset tauchen diese alten Talsohlen sogar deutlich unter die heutigen und schließlich unter die Sandschwemmebene hinab: vermutlich ein Zeichen, daß am Rand des Gebirges auch die tektonische Hebungzone ihr Ende findet. Aber auch die Form jener alten Täler entsprach sehr weitgehend derjenigen der heutigen Wüstentäler. Sie zeigen einen ähnlichen Wechsel von beckenförmigen Weitungen und Talengen, vor allem aber im Längsprofil schon dieselben charakteristischen Stufen und zwar schon an genau den gleichen Stellen. Durch die späteren Talfüllungen sind alle diese Züge weithin konserviert. Ich schließe daraus, daß diese wenig abgewandelten Vorläufer der heutigen Täler schon unter der Herrschaft eines Wüstenklimas eingetieft wurden, das etwa dem heutigen entsprach.

In diese Täler flossen nun aus höheren Eruptionsstellen verschiedentlich noch kleine Basaltströme aus einer sehr viel jüngeren basischen Ausbruchperiode hinab. *Bordet* (1952) hat sie als die — zeitlich — „mittlere“ basaltische Ausbruchperiode bezeichnet und wir wollen ihm darin folgen. Meist sind es nur kurze Ströme von wenigen km Länge. Sie erfüllen die betroffenen Talstrecken u. U. in mehreren 100 m Breite, aber nur geringen Mächtigkeiten von knapp 10 bis 30 m. Offenbar umfassen auch diese Ergüsse eine längere Ausbruchphase, denn ihr Zerstörungsgrad in den Trockentälern ist verschieden. Zum Teil sind sie schon ganz durchsägt und bilden nur schmale Terrassen an den Rändern der heutigen Täler oder schon ganz vom Hintergehänge losgelöste niedrige Tafelberge in Talweitungen (Abb. 3, Mitte). Bei anderen aber ist die ursprüngliche Aufschüttungsform noch weitgehend erhalten. Die Stirnen solcher Lavaströme bilden dann noch deutliche, kaum zersägte Querriegel im Talverlauf.

Es wäre besonders wichtig, das Alter gerade dieser Eruptionsphase genau zu kennen, denn sie trennt hier zwei sehr verschiedene Perioden klimabedingter Formbildung. Unmittelbar vor ihr wurde das erste Wüstentalnetz gebildet, in das ihre Ergüsse eingelagert sind. Bald nach ihr beginnt die große pleistozäne Feuchtzeit dieses Raumes, deren Sedimente die Laven der „mittleren“ basaltischen Ausbruchphasen bedecken. Eine rohe Schätzung nach dem Erhaltungszustand ergibt auf

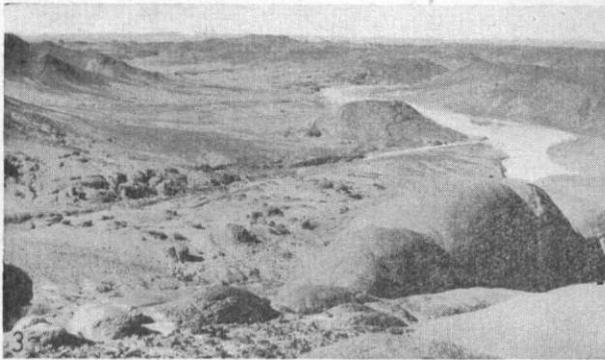


Abb. 3: Oberes Ilamane-Tal

48 km NNWzN von Tamanrasset. Blick vom Hang des Teguit-Berges talab nach S, Standort 2200 m, Wadi-Tal-sole rechts 2000 m hoch. Vordergrund: rechts abgesandte Wollsack-Felsen in Granit. Mittelgrund: von dem alt-basaltischen Plateau (links) ziehen sanftkonkave Parabelhänge (pluvialzeitliche Mergelsande über Granit) zur Wadisohle herab, einen niedrigen Tafelberg der „mittleren“ Basalt-Ausbruchsperiode umgreifend. Oberfläche der Parabelhänge: dunkle Pflasterspülflächen. Hintergrund: Ferne Sandschwemmebene mit Inselberg-Zügen.

Phot. Büdel, 13. 3. 51, 10^h vorm.

Grund von Analogieschlüssen aus anderen Gebieten ein etwa alt- bis mittelpleistozänes Alter. Eine genaue Angabe ist nicht möglich.

Daneben gibt es im Hoggar noch eine jüngste basaltische Ausbruchsserie, von der wohlerhaltene, noch geschlossene Kratertrichter sowie einzelne ganz junge Lavaströme erhalten sind. Ich hatte indes keine Gelegenheit, ihre Beziehungen zu Talbildungsphasen zu untersuchen. Sie bleibt daher hier unberücksichtigt.

4. Die Spuren der großen pleistozänen Feuchtzeit der Sahara im Hoggar-Gebirge. Wie schon früher (Büdel, 1952) betont wurde, ist in allen von mir besuchten Haupttälern des Hoggar-Gebirges außer den „mittleren“ Basaltströmen noch eine zweite, weit allgemeinere verbreitete Einlagerung in Gestalt einer nach ihren morphologischen wie petrographischen Zügen gleich auffälligen Sedimentserie erhalten. Vielleicht mit einer einzigen, unten (S. 113) beschriebenen Ausnahme liegt diese Sedimentdecke stets über den „mittleren“ Basalten, ist also jünger als diese. Andererseits ist sie auch deutlich älter als die heutigen Talsohlen, von denen aus sie schon weitgehend abgetragen wurde.

Am Rand dieser Täler ist sie weithin in Gestalt einer im Mittel 5—10 m hohen Aufschüttungsterrasse aus gelben bis gelbroten Mergelsanden angeschnitten, die vom weißen Sand der rezenten Wadisohlen scharf abstecken. Trotz mancher Unterbrechungen ist sie zumeist durch den ganzen Verlauf dieser Täler verfolgbar. Dabei kehrt nicht nur ihre Zusammensetzung sondern

sogar ihre Schichtfolge stets in sehr ähnlicher Form wieder. Stets ist die ganze Ablagerung sehr dünn-schichtig, aus einem vielfachen Wechsel oft nur wenige mm starker Sand- und Mergellagen aufgebaut. Fast immer ist sie sehr stark kalkhaltig, auch in den lehmig-tonigen Zwischenlagen. Ein typisches Profil finden wir in der Talweitung des Kecherouet-Beckens, 20 km NNO von Tamanrasset (s. Abb. 5). Hier ist die Taleintiefung vor der Ablagerung dieser Serie nicht ganz bis zur heutigen Wadisohle erfolgt, so daß die Terrasse noch einem niedrigen Kristallinsokkel aufruht. Auf ihm liegen zunächst 2,5 m leuchtend gelbrote Mergelsande, die von einem ähnlich mächtigen Paket ockergelber Mergelsande überlagert werden. Darüber folgt eine dunkelgraue, ja manchmal ganz schwarze Sandschicht von maximal 30 cm Mächtigkeit. Nach der freundlicherweise von H. Schumann durchgeführten Analyse ist in dieser jedes Sandkorn von einer dünnen Haut dunklen Eisenhydroxyds überzogen, wie sie sich in unserem Klima bei Sanden im Grundwasserniveau bildet. Darüber liegt eine oberste, 1—2 m mächtige und meist etwas lockere, leichter abtragbare Schicht hellgrauer Sande und Mergelsande. Es hat den Anschein, als ob hier ursprüngliche Eluvialhorizonte nachträglich durch einen Vorgang der Bodenbildung diese besondere Hervorhebung durch Färbung erfahren hätten.

Mit nur geringen Abwandlungen dieses sehr auffälligen Aufbaus kehrt die Mergelsandterrasse in allen von mir besuchten Tälern wieder, vornehmlich dort, wo die Terrasse ihre normale Höhe von 5—10 m behält. Dort jedoch, wo ihre Mächtigkeit örtlich (u. U. bis auf das Mehrfache dieses Betrages) anschwillt, verschwindet die Deutlichkeit dieser Horizonte und macht einer mehr einheitlich gefärbten ockergelben bis hellbraunen Schichtfolge von Mergelsanden Platz. Gerade in Fällen so starker Mächtigkeit ist dann leider meistens der oberste Teil dieses Sedimentpaketes schon abgetragen, so daß man nicht mehr sehen kann, ob hier vielleicht an der Oberkante auch ein ähnliches Bodenprofil wie sonst auftritt.

Die genannten Schwankungen der Mächtigkeit und damit der relativen Höhe dieser Terrasse über den Wadisohlen kommen dadurch zustande, daß ihre Oberfläche die heute so markanten Talstufen im Längsprofil weitgehend ausgleicht. Beträgt ihre Höhe über der Talsohle oberhalb einer Stufe nur 2—5 m, so kann sie dicht unterhalb einer solchen bis zu 40 m erreichen. Eine Durchverfolgung der Terrasse in mehreren Tälern ergab, daß es sich trotzdem immer nur um eine Form, d. h. um Reste ein- und desselben Aufschüttungsvorganges handelt, der die Täler unter weitgehendem Ausgleich der Stufen so ganz verschieden

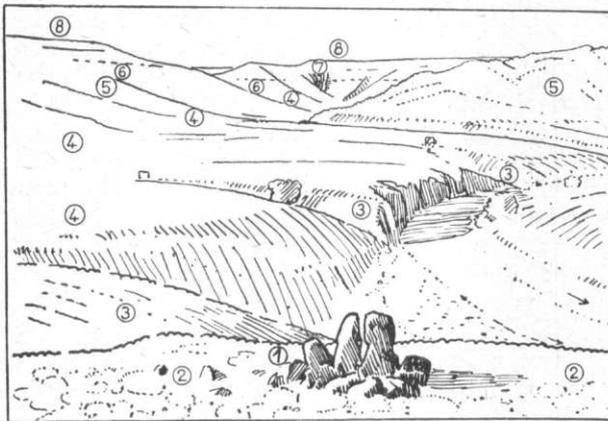


Abb. 4 (Photo) und 4a (Skizze): Oberes Kecherouet-Becken

22 km NO von Tamanrasset, Blick nach N. Standort 1650 m, Plateaus am Horizont 1800 m hoch, Vordergrund: durch Kernsprünge frisch zerspalterter Basaltblock (1) auf Pflasterspülfläche über pluvialzeitlichem Mergelsand mit Spuren eines Frostmusterbodens (2). Mittelgrund: von der 7 m hohen, durch einen kleinen rezenten Wadi angeschnittenen Mergelsandterrasse rechts (3) führen sanftkonkave Parabelhänge von pluvialzeitlichem Mergelschutt (4) über steil gefaltetes Altkristallin (5) nach links und hinten bis zu den krönenden altbasaltischen Tafeln im Hintergrund empor (8). Deren tertiäre Basis-Rumpffläche (6) ist von weißem Kaolinlehm bedeckt, der in einigen Erosionskerben (Hintergrund, Mitte) unter dem jüngeren Mergel-Hangschutt hervorleuchtet (7).

Phot. Büdel, 7. 3. 51, Spätnachmittag.

hoch zuschüttete. Stets handelt es sich dabei um eine reine Aufschüttungsterrasse: auch da, wo ihre einstige Oberfläche noch einigermaßen unzerstört erhalten ist, setzt sie sich nie als Erosions- (Fels-) Terrasse ins Hintergehänge fort. Vielmehr ließ sich — s. o. — zeigen, daß die Waditäler schon vor der Aufschüttung dieser Terrasse durch Vorgänge, die offenbar den jetzigen entsprachen, die gleiche so auffällig gestufte Felsgestalt wie heute besessen haben.

In den Engtalstrecken hat man von dieser Terrasse wirklich oft nur den Eindruck einer zeitwei-

ligen Einschüttung in das alte, heute wieder ausgeräumte steiflankige Wadital. Aber in den beckenartigen Talweitungen ergibt sich ein anderes Bild. Hier ziehen sich von den ausgedehnten Terrassenresten parabelförmig-konkave, von tiefgründigem Mergelschutt bedeckte Flachhänge bis zu den krönenden Hochflächen hinauf (Abb. 2—4, Skizze 4a). Zur Zeit der Bildung der Terrassen — Resten fossiler Talböden — fand auf den höheren Talhängen gleichzeitig eine auf diese eingestellte Hangdenudation in tiefgründigen chemischen Verwitterungsböden, d. h. also unter ganz anderen klimatischen Voraussetzungen als heute statt, die zu der sehr ebenmäßigen Gestaltung dieser Parabelhänge führte. Wo die Talhänge von alten Basaltdecken gekrönt werden, kann man diese fossilen mergelig-sandigen Denudationsdecken mit abnehmender Mächtigkeit und zunehmender Steilheit bis zu jenen emporziehen sehen. Auf den obersten, steilsten Hangteilen wird der Gehalt an Basaltschutt immer reicher (vgl. Abb. 4a) und in dieser Form verhüllen sie auch meist die Reste der alten Kaolinböden, die an der Basis der Basalte anstehen. Man sieht diese dann nur in jungen Erosionskerben, die die Hangmergel zerschluchten, weiß oder rot hervorleuchten (Abb. 4, Hintergrund, Mitte).

Zugleich zeigen jedoch die Abb. 2—4, daß diese ebenmäßigen Parabelhänge ebenso wie die Terrassen, denen sie entsteigen, fossile, heute in Zerstörung begriffene Gebilde sind. Diese Zertalung geht von den Wadisohlen aus, von denen aus

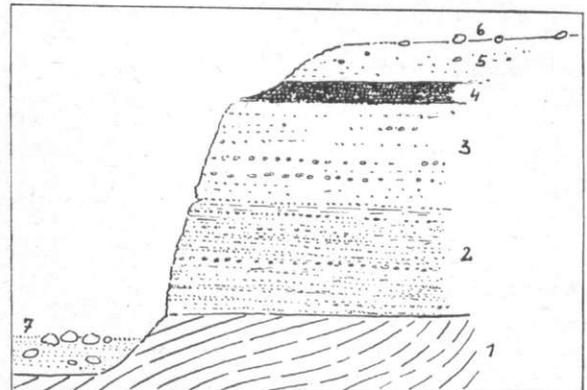


Abb. 5: Profil einer typischen pluvialzeitlichen Mergelsandterrasse im oberen Kecherouet-Becken, 7 m hoch (wenig südl. vom Standort der Abb. 4)

1 = stark gefalteter Kristallinsockel (Präkambrium). 2 = 2,5 m leuchtend gelbrote Mergelsande. 3 = 2,5 m hellere, ockergelbe Mergelsande. 4 = 30 cm schwarze Sande mit dunkler Rinde um jedes Sandkorn. 5 = 1,5 m oberste hellgraue bis hellgelbe Mergelsande. 6 = rezente Spülfläche mit beginnender Pflasterboden- (Serir-) Bildung über der Mergelsandterrasse. 7 = Sand mit einigen größeren Geschieben im heutigen Wadibett. Näheres s. Text S. 107.

schmale Erosionskerben die alten Parabelhänge in einzelne Riedel zerlegen. Diese Erosionskerben reichen in Abb. 2 schon bis zu den Trümmerschutthalten des rezenten Wüstenklimas am Fuß der steilen Phonolithwände hinauf. Sie erhöhen von dort aus ihr Einzugsgebiet an Grobschutt und an Wasser (bei den gelegentlichen Sturzregen) und damit ihre Erosionskraft. Die Flanken solcher Kerben (Abb. 2 und 3, Mittelgrund) lassen deutlich die hellere Farbe der gelben Mergelsande erkennen. Die zwischenliegenden Restriedel der Parabelhänge zeigen dagegen eine recht dunkle Oberfläche. Hier ist durch flächenhafte Abspülung und Auswehung im rezenten Wüstenklima die Anreicherung grober Bestandteile und damit die Entstehung eines Pflasterbodens (Serir, Kieswüste) im Gang, dessen einzelne Steine allmählich von dunklem Wüstenlack überzogen werden. Deshalb erscheinen diese Riedelflächen dunkler. Abb. 4 zeigt (Vordergrund, Mitte) auf einer solchen „Pflasterspülfläche“ über alten Mergelsanden einen eben durch Kernsprünge zertrümmerten Basaltblock, während auf Abb. 3 im Vordergrund rechts die typischen glatten Wollsackformen anstehenden Granits zu sehen sind, auf denen sich die mechanische Verwitterung im Wüstenklima auf bloßes „Absanden“ beschränkt. Oberhalb von 1500 m Höhe zeigen sich auf den Pflasterböden häufig Frostbodenformen in Gestalt von Steinringen und Schutterrassen: die Trockenschuttzone in der Tiefe geht hier unmittelbar in die Frostschuttzone in der Höhe über (Abb. 4, vorn).

Diese Mergelsandterrasse und die ihr entstehenden, von Mergelschutt bedeckten Parabelhänge kehren in den fünf verschiedenen Talsystemen des Hoggar-Gebirges, die ich besuchte, mit den gleichen morphologischen und petrographischen Zügen wieder. Auch die Abb. 2, 3 und 4 stammen ja aus verschiedenen Talsystemen. Am Gebirgsrand bei Tamanrasset tauchen die Flächen dieser Mergelsandterrasse — wie die alten Wüstentalsohlen — unter die heutige Sandschwemmebene hinab. Auch an ihrer Ausgestaltung hatte daher die „Mergelsandfazies“ der Talbildung bereits ihren Anteil. Das zeigen auch die verschiedentlich an Inselbergen und Schichtstufen im Bereich der weiteren Sandschwemmebene um den Hoggar auftretenden mergelbedeckten fossilen Hangformen von parabelähnlich-sanftkonkavem Profil (s. o. S. 102). Ebenso treten auf einigen alten Hochflächen im Schichtstufenland nördlich des zentral-saharischen Kristallinschildes fossile gelbe und rote Lehm- und Mergelböden in situ auf, vom Pflaster der Kieswüste bedeckt. Ein besonders schönes Beispiel dieser Art fand ich auf den Kreidequarziten am Südtrauf des Plateaus von Tademaït. Endlich aber fand ich eine derjenigen des Hoggar nach Aufbau, morphologischem Ver-

halten und seitherigem Zerstörungsgrad völlig analoge Mergelsandterrasse im Tal des Wadi Feiran im Hochgebirge der südlichen Sinai-Halbinsel (Abb. 6).

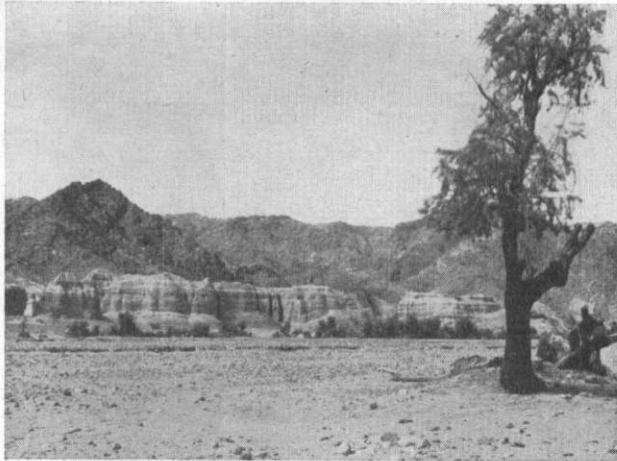


Abb. 6: Halbinsel Sinai, Tal des Wadi Feiran oberhalb der „Klostergärten“

850 m hoch, Gipfel des Gebirges im Hintergrund (Granit mit Pegmatitgängen) rd. 1500 m, Blick nach NW. Im Mittelgrund 12 m hohe pluvialzeitliche Mergelsandterrasse, von analoger Lage, Zusammensetzung, Aufbau und Zerstörungsgrad wie in den Tälern des Hoggar-Gebirges, Abb. 4 und 5. Phot. Büdel, 27. 4. 51, 15 h.

Die starke Abweichung dieser Böden und Talsedimente von dem rein mechanischen Trümmerschutt des heutigen Klimas, vor allem aber ihr gleichartiges Auftreten über so weite Entfernungen hinweg schließen eine lokale — für die Terrassen etwa tektonische — Erklärung völlig aus. Hier liegen vielmehr die Zeugen zeitweilig anderer klima-morphologischer Bedingungen vor, einer vom heutigen Wüstenzustand abweichenden fossilen Klimaperiode im Hoggar-Gebirge und darüber hinaus offenbar auch noch in weiten anderen Teilen der Sahara, vor allem ihren Randzonen und ihren hohen Gebirgen. Insbesondere der gleiche Erhaltungszustand der Mergelsandterrassen in den Tälern des Hoggar- wie des Sinai-Hochgebirges läßt darauf schließen, daß wir hier wie dort nicht nur die Spuren einer bloß morphologisch analog wirksamen sondern wirklich der gleichen fossilen Klimaperiode vor uns haben.

Aber welche Periode war dies, auf was für ein fossiles Klima lassen diese Reste schließen und wie weit liegt diese Zeit zurück? Ich hatte aus dem Aufbau der Mergelsandterrassen und der Form der Parabelhänge auf ein fossiles Feuchtklima des Hoggar-Gebirges etwa von der Art des heutigen Steppenklimas im Hochland der Schotts geschlossen, das heute einen Jahresniederschlag von 280 bis 400 mm zeigt (Büdel, 1952).

Zu beiden Fragen: der Art und dem Alter dieser Klimaperiode ergeben die gleichzeitig in diesem Heft veröffentlichten Ergebnisse von *Kubiëna* (1955) sehr bedeutsame Fortschritte. Sie beruhen darauf, daß es ihm gelang, auch im hohen Hoggar-Gebirge Reste jener Verwitterungsböden, von denen die Mergelsandterrassen offenbar eine eluvial umgelagerte Abschwemmung darstellen, in situ unter voller Erhaltung ihrer einzelnen Bodenhorizonte aufzufinden. Wichtig ist dabei, daß sich *Kubiënas* und meine Ergebnisse eindeutig auf dieselbe Sedimentserie und damit auf die gleiche erzeugende Klimaperiode beziehen. Im folgenden wird versucht, diese Ergebnisse in den gesamten Formentwicklungsgang des Hoggar-Gebirges einzufügen, mit Ergänzungen, die sich vornehmlich auf den Typus und die Altersstellung jenes Vorzeitklimas beziehen.

Die von *Kubiëna* untersuchten Bodenprofile sind fossile Braunlehme, so daß er dementsprechend die auf sekundärer Lagerstätte ruhenden, von mir des starken Kalkgehaltes wegen als „Mergelsande“ und „mergeliger Hangschutt“ bezeichneten Sedimente als „Hangablagerungen von Braunlehmsedimenten“ oder „Erosionsschichten von Braunlehmen“ bezeichnet. Damit meinen wir also den gleichen, auf den Abb. 2 bis 4 dargestellten Schichtkomplex.

Die auf primärer Lagerstätte erhaltenen Braunlehmrelikte besitzen nun nach *Kubiëna* „das Standardgefüge der terrestrischen Bodenbildungen immerfeuchter tropischer bis subtropischer Klimate, denen ausgesprochene Trockenzeiten fehlen“! Zum Vergleich werden rezente Braunlehme auf den Basalten von Fernando Póo (über 2000 mm Jahresniederschlag) und der Westkanaren (Jahresniederschlag zwischen 300 und 600 mm) herangezogen. *Kubiëna* stellt die Braunlehme des hohen Atakor andeutungsweise zwischen diese beiden Beispiele. Danach müßten wir für dieses Hochland damals einen Jahresniederschlag von (grob geschätzt) annähernd 1000 mm Niederschlag mit Regen zu allen Jahreszeiten, d. h. ohne ausgesprochene Trockenzeit annehmen.

So überraschend die Annahme eines so feuchten Vorzeitklimas in relativ junger Vergangenheit für ein heutiges Vollwüstengebiet sein mag, so gibt es m. E. doch Anzeichen, die das Maß dieses Unterschiedes und auch den zwischen meinen ursprünglichen und den aus *Kubiënas* Beobachtungen sich ergebenden klimatischen Schlußfolgerungen mildern.

Kubiënas Braunlehmrelikte liegen ausschließlich im Hochland von Atakor, d. h. durchweg über 2000 m und im Hauptfundort sogar in 2650 m Höhe. In 2000 m Höhe stellte *Kubiëna* schon eine

gewisse Verstaubung der Oberflächenschicht fest, die sich nach unten weiter verstärkt: ein Zeichen daß — heute wie ehemals — die Niederschlagsmengen mit der Seehöhe rasch abnehmen. Zwei anstehende „Braunlehmrelikte“, die *Kubiëna* bei Tamanrasset in 1400 bis 1500 m Höhe fand, zeigen bereits deutlich den Übergang zu Rotlehmen, die einem trockeneren Klima entstammen und denen auf den trockeneren Leeseiten der Kanaren (Jahresniederschlag 300—500 mm) ähneln. Von ganz ähnlicher Art ist auch der anstehende „rote Mergelboden“, den ich am Südende des Tadmait-Plateaus in 700 m Höhe fand und ähnliche Reste sind nach verschiedenen Autoren auch in der übrigen mittleren und nördlichen Sahara stark verbreitet. In dem Feuchtklima, zu dem diese Relikte gehören, hatten also nur die höheren Gebirgslagen der Sahara einen Jahresniederschlag von rund 1000 mm, die mittleren Lagen (wiederum rein größenordnungsmäßig geschätzt) einen solchen von gegen 500 mm, was durchaus den von mir früher aus den Mergelsanden der mittleren Lagen im Hoggar abgeleiteten Regenmenge entspricht. Heute hat Tamanrasset (1350 m) in der Sand-schwemmebene am SW-Fuß des Hoggar einen mittleren Jahresniederschlag von 42 mm mit Extremen zwischen 4 mm für das trockenste und fast 200 mm für das feuchteste Jahr der heuer genau 100jährigen Beobachtungsperiode, d. h. die regenreichsten Jahre der Gegenwart bleiben bereits nicht mehr viel unter der Hälfte der Regenmenge, die man als (angenäherten oberen) Durchschnitt für die große pleistozäne Feuchtzeit in mittleren Lagen der Sahara annehmen muß. In solchen Jahren bietet der Hoggar auch heute „fast das Bild einer grünen Steppenlandschaft“ (*Schwarzbach*, 1953). Dabei steigt natürlich auch heute im Hoggar die Regenmenge mit der Höhe. Ich habe am 5./6. 3. 1951 am Fuß des Akar-Akar in 1850 m Seehöhe einen — mit Unterbrechungen — 14½ Stunden währenden, zum Teil als Nieselregen niedergehenden Landregen erlebt, der nach der Faustregel der französischen Meteorologen einer Niederschlagsmenge von 4—5 mm entsprach³⁾. Wir konnten dabei durch aufgespannte Zeltbahnen in kurzer Zeit unseren gerade zur Neige gehenden Wasservorrat um mehrere Liter auffüllen. Von diesem Regen, der aber noch zu keinem Abkommen der Trockenflüsse führte, war in dem nur gute 30 km entfernten Tamanrasset nichts mehr zu spüren. Von leichtem Staubsturm abgesehen war der Himmel dort klar, man konnte

³⁾ Diese Faustregel besagt, daß man in der Wüste die Niederschlagsmenge nach der Dicke der oberflächlich durchfeuchteten Sandschicht in Dünen oder Trockenflußbetten schätzen kann. 1 cm durchfeuchteter Sand entspricht dann ungefähr 1 mm Niederschlag.

nur in der Ferne die Wolkenfelder über dem Gebirge sehen. Es handelte sich um den Durchzug einer winterlichen Mittelmeerdepression von geradezu klassischer Ausprägung. Nach den Berichten der dortigen Meteorologen kommt aber auch der Wadi bei Tamanrasset oft stark ab (was natürlich einen sehr viel stärkeren Regenfall im Gebirge voraussetzt), ohne daß man in der dortigen Wetterstation auch nur einen Tropfen registrieren könnte. Für die Hochlagen des Atakor wird man daher heute die doppelte bis dreifache mittlere Regenmenge von Tamanrasset, d. h. also >100 mm annehmen können. Dies entspricht bei den hohen Verdunstungswerten für die Pflanzenwelt ziemlich genau der Grenze zwischen Wüste und Wüstensteppe. Auch nach dem Aspekt des Pflanzenkleides in normalen Jahren erreichen die Hochlagen des Hoggar im Atakor etwa gerade den Übergangsgürtel von der Wüste zur Wüstensteppe, ohne jedoch (im Gegensatz zu den Hochlagen des Sinai, vgl. Büdel, 1954) diese oder gar die volle Steppe noch zu erreichen. Annäherungsweise gilt also:

Mittlerer Jahresniederschlag in den untenstehenden Perioden:	Mittlere Lagen des Hoggar und benachbarter Wüstengebirge (1000—1500 m)	Hochlagen des Hoggar (2000—3000 m)
Gegenwart	42 mm (Tamanrasset, 1350 m)	> 100 mm
Große pleistozäne Feuchtzeit	gegen 500 mm	gegen 1000 mm

Für die tieferen Lagen der Sahara kann man in diesem Zusammenhang nur erwähnen, daß sie vermutlich auch in der großen Feuchtzeit mindestens stellenweise innerhalb der klimatischen Trockengrenze lagen, denn es gab allem Anschein nach auch in der damaligen „Sahara der Tschads“ abflußlose Seen.

Noch größer aber wird die Annäherung zwischen pluvialzeitlichen und heutigen Verhältnissen, wenn man die Regenverteilung über die Jahreszeiten betrachtet. Zum Unterschied von den tropischen Rotlehmen, die für Gebiete mit ausgesprochenen, edaphisch (durch Bodenaustrocknung) stark wirksamen Trockenzeiten charakteristisch sind, bilden sich die tropisch-subtropischen Braunlehme, wie sie *Kubiëna* im Atakor fand, ausschließlich in Gebieten mit gleichmäßiger Verteilung der Feuchtigkeit über das ganze Jahr ohne ausgesprochene Trockenzeit.

Man wird vielleicht gerade eine solche Niederschlagsverteilung im Herzen der größten Wüste der Erde nicht erwarten. In Wirklichkeit ist aber,

trotz der an sich sehr geringen Regenhöhe, auch heute gerade im Hoggar-Gebirge und seinen östlichen Nachbargebieten diese gleichmäßige Verteilung der Niederschläge vorhanden! Dafür zwei Zeugen. *Capot-Rey* (1953, S. 64, Karte IV) teilt die Sahara nach der jahreszeitlichen Verteilung der Hauptregen in drei Gebiete, die man vielleicht wie folgt benennen könnte: ein nordwestsaharisches mit ozeanisch-etesischen Herbstregen (Wüstengebiete südwärts von Marokko und Algerien), ein zweites Gebiet mit kontinental-etesischen Winter- und Frühjahrsregen (Syrtenländer, bes. innere Libysche Wüste) und endlich das große Sommerregengebiet der südlichen Sahara, das die Ausläufer der sudanischen Zenitalregen („Monsunregen“) empfängt. Die drei Gebiete berühren sich gerade nur in einem relativ kleinen Wüstenstrich, der beiderseits des Wendekreises von der algerisch-libyschen Grenze bis zur Westflanke des Hoggar-Gebirges reicht. Noch deutlicher zeigen dieselbe Erscheinung die Daten, die *Dubief* (1947) auf Grund der 80jährigen Reihe 1860—1939 für die jahreszeitliche Verteilung der Niederschläge in Tamanrasset zusammengestellt hat. Es fielen dort im:

Winter	Frühling	Sommer	Herbst
24,0 %	28,0 %	26,4 %	21,6 %

des Jahresniederschlags. Man wird auf der Welt nicht leicht eine Station mit derartig ausgeglichenen Anteilmenen finden. Zur Erklärung der höchst auffälligen fossilen reinen Feuchtböden im Atakor-Hochland braucht man also nur eine höhere Niederschlagsmenge bei einer der heutigen völlig entsprechenden Verteilung der Niederschläge anzunehmen.

Dies aber ist genau das, was man nach der Theorie für die pleistozänen Pluvialzeiten — mindestens in einer so regelmäßig breitenparallel gelegenen Passatwüste wie der Sahara — erwarten muß. Es dürften sich in diesen nach *Flohn* (1952/1953) dieselben Änderungen der planetarischen Zirkulation im Durchschnitt langer Perioden eingestellt haben, wie wir sie auch im heutigen Klima vereinzelt im Extremfall überkalter Winter erleben. Die polare Kaltluftkalotte und die entsprechenden stabilen (Boden-) Hochdruckgebiete sind bis tief in mittlere Breiten vorgeückt, die Westdrift der planetarischen Frontalzone (jet-stream) rückt dementsprechend gleichfalls nach Süden (was Vermehrung der Herbst-, Winter- und Frühjahrsniederschläge im nordsaharischen Raum zur Folge hat). Gleichzeitig ist die Passatzirkulation abgeschwächt (was durch alle Jahreszeiten die Niederschlagsmenge in der ganzen Sahara und besonders natürlich in den Wüstengebirgen vermehrt) und endlich wird damit gleichzeitig der meridionale Austausch über

die Passatzzone hinweg und die tropische Zyklontätigkeit energisch verstärkt, so daß zugleich auch die („monsunalen“) Sommerregen in der südlichen Sahara zunehmen. Für die pleistozänen Pluvialzeiten der Sahara gibt es daher kaum die Möglichkeit, sie in zweierlei Typen zu trennen: einen solchen der Kaltzeiten, in denen die Sahara nur an ihrem etesischen Nordsaum, und einen zweiten der Warmzeiten, in der sie nur an ihrem „monsunalen“ Südsaum feuchter gewesen wäre (wie es der ausgezeichnete französische Prähistoriker *Balout*, 1952, annahm). Vielmehr haben wir es mit einem allgemeinen Feuchterwerden in den Kaltzeiten (Einengung der Wüste von Norden, von Süden und von der Höhe, von den Gebirgen her) und einer allgemeinen Verstärkung der Trockenheit und damit allseitiger Ausdehnung des Wüstenklimas polwärts, äquatorwärts und höhenwärts in den Warmzeiten zu tun. Alle bisherigen Feldforschungen geologisch-bodenkundlicher Klimazeugen stimmen mit diesem Bild überein (vgl. *Büdel*, 1952, 53, 54). Vor allem aber ist das besonders klare und erstmals die besonders ausgeprägte Gebirgsvariante jener Pluvialzeit erfassende Zeugnis dieser Art, das in der Entdeckung und Analyse der Atakor-Braunlehme durch *Kubiëna* liegt, kaum anders zu erklären, weil es eben gerade ein Feuchterwerden des Klimas über das ganze Jahr, ohne ausgeprägte Trockenzeiten erfordert. Sahara-Feuchtzeiten, die nur in einem Vorrücken der „Monsunfront“ bestehen, können das nicht bieten: hierbei wäre auch im höchsten Gebirge die Regenzeit ganz ausschließlich auf 2 bis 3 Hochsommermonate zusammengedrängt und das ganze übrige Jahr bestünde aus der extremen Trockenzeit, die heute die Sahel-Zone, d. h. den Grenzsaum zwischen Sahara und Sudan auszeichnet. So müssen wir jetzt mit noch mehr Recht als bisher annehmen, daß die große saharische Feuchtzeit des Pleistozän in der Tat mit einem seiner Kaltzeitabschnitte zusammenfällt.

Als Einschaltung sei an dieser Stelle vermerkt, daß dennoch gleichzeitig *Balouts* Theorie, wenn man so will, von einer ganz anderen Seite her eine überraschende Bestätigung erfahren hat. Sie liegt in folgendem Gedankengang. Es wurde schon früher betont (*Büdel*, 1952), und *Kubiënas* (1955) Untersuchungen haben es bestätigt, daß die basaltüberdeckten fossilen Rotlehme auf den Altflächen des Hoggar tatsächlich eine Feuchtzeit ganz anderer Art erkennen lassen: eine Feuchtzeit, die in der Tat lediglich durch ein polwärtiges Vorrücken der sudanischen „Monsunfront“ um rd. 1000 km erklärbar ist, ja praktisch nur so erklärt werden kann. Hier liegt also eine saharische Feuchtzeit vor der Art vor, wie sie *Balout*

für das große Interglazial des Pleistozän annahm. Aber es sind dies eben nicht Spuren einer pleistozänen sondern einer zweifellos tertiären Feuchtzeit und zugleich einer solchen von gegenüber den pleistozänen Feuchtzeiten geradezu übergewaltigen Ausmaßen nach Raum und Zeit. Gegenüber dem Pleistozän war ja im Tertiär (besonders im älteren) die Tropenzone als Ganzes gewaltig polwärts ausgedehnt, ein Polarklima im heutigen Sinn gibt es ja auf der Erde praktisch erst wieder mit dem Ausgang des Jungtertiärs (*Schwarzbach*, 1950). Dementsprechend kennen wir fossile tropische Rotlehme aus dem Mittel- und Jungtertiär nicht nur in der Sahara, sondern auch vielfach im Mittelmeergebiet und sogar von den gleichaltrigen Altflächen der deutschen Mittelgebirge. Zeitlich muß ferner diese Riesen-Feuchtzeit (wenn auch sicher mit eingeschalteten Schwankungen, besonders Trockenperioden — vgl. *Schwarzbach*, 1953) nach dem oben Gesagten ungeheuer lang, nämlich über einen sehr bedeutenden Abschnitt der insgesamt wohl rd. 60 Millionen Jahre währenden Tertiärzeit angedauert haben. Dagegen umfaßte das große Interglazial bestenfalls einige Jahrzehntausende.

Kehren wir zur jüngeren, zur „großen“ Pleistozän-Feuchtzeit der Atakor-Braunlehme zurück, die wir einer Kaltzeit zuordneten, so taucht jetzt die Frage auf: welcher Kaltzeit? Wir hatten die Mergelsandterrassen früher in eine jungpleistozäne Kaltzeit (und damit anfangs versuchsweise ins Würm) gestellt, unter anderem von dem Gedanken ausgehend, daß man auch hier — wie in den Außertropen — besonders gut erhaltene Kaltzeit Spuren im Zweifelsfall am ehesten der jüngsten Kaltzeit zuordnen solle. In Wahrheit liegen aber die Umstände, die im Bereich der einstigen Gletscher- und Tundrenklimate für die besondere Frische der Würm-Bildungen gegenüber der älteren Kaltzeiten verantwortlich sind, in den Tropen nur sehr bedingt vor. Ja es ist, da in den Tropen ja nicht direkte thermische, sondern indirekte Feuchtigkeitsverhältnisse die „Kaltzeit“-Spuren prägten, durchaus möglich, daß eine schwächere pleistozäne Kaltzeit (etwa die des Würm) einmal in einem bestimmten Raum gerade nicht mehr die Schwellenwerte der Verschiebung erreicht, mit denen sie morphologisch wirksam werden kann, während die stärkeren Kaltzeiten diese Schwellenwerte überschreiten konnten. Wenn wir somit in einem Tropengebiet wie im Hoggar statt der zu erwartenden Mehrzahl nur von einer pleistozänen Pluvialzeit deutliche Spuren finden, so können diese — wegen der größeren Wahrscheinlichkeit die Erhaltung — wohl der letzten, aber ebensogut — wegen der größeren Wahrscheinlichkeit deutlicher Aus-

prägung — auch einer besonders starken Kaltzeit, d. h. etwa der Alt-Riß- oder Mindel-eiszeit entstammen.

Für die letztere Möglichkeit, die Einordnung des großen Pluvials im Hoggar in eine der beiden großen mittelpleistozänen Kaltzeiten, sprechen aber auch noch andere Umstände, so daß ich dieser Ansicht den Vorzug geben möchte. Wir haben bis jetzt aus fossilen Böden — den zweifellos eindeutigsten Klimazeugen der unbelebten Natur — noch niemals ein so feuchtes Pluvialzeitklima in den Hochländern der Sahara nachweisen können. Wohl aber war durch paläontologische Funde in den Tiefländern und Depressionen dieser Wüste seit langem die Existenz einer — ebenfalls nur einer — sehr starken pleistozänen Feuchtzeit erwiesen worden (abgesehen von einigen nachfolgenden schwächeren Oszillationen der Humidität, insbesondere im Neolithikum). Es ist dies die „Sahara der Tschads“, in der wohl ein großer Teil des heutigen Trockenflußnetzes von Wasserläufen belebt und angelegt bzw. ausgestaltet wurde, die z. T. in den Niger und die Syrte, z. T. auch in abflußlose Seen in den Depressionen mündeten (nach Art des heutigen Tschad-Sees, s. oben). Es liegt nahe, die Zeit der Braunlehme im Atakor (zusammen mit den fossilen Rotlehmen in vielen mittleren Lagen) dieser „Sahara der Tschads“ zuzuordnen, wie es auch *Kubiëna* tut. Damals lebte beispielsweise (nach *Arambourg*, 1938, 1952) beim Erg Tihodaïne am Nordrand des großen Kristallinschildes (330 km NNO von Tamanrasset) in einem Gebiet, das heute mit nur 15 bis 18 mm Jahresniederschlag bei einer Seehöhe von 1200 m zu den trockensten der ganzen Sahara gehört, eine reiche „feuchte“ Sudanfauna mit Nilpferden, Zebras, vielen Antilopenarten, dem altertümlichen *Elephas Recki*, aber auch dem gleichzeitig bis zum nördlichen Eisrand verbreiteten Auerochsen (*Bos Primigenius*). Auch diese Mischung der Faunen von Nord und Süd deutet wohl darauf hin, daß die Sahara damals als Ganzes feucht war. In derselben Schicht von Seetonen liegen aber auch typische Werkzeuge des Acheuléen. Diese paläolithische Stufe wird in Nordafrika in die Zeit des Hochstandes von Tyrhenien II und damit (so etwa von *Balout*, 1952) nach der herkömmlichen Parallelisierung ins Riß-Würm-Interglazial verlegt. Da wir aber noch nicht einmal in Mitteleuropa den geologischen und den prähistorischen Eiszeitkalender koordinieren konnten, wird eine Gleichsetzung zwischen so entfernten Räumen doppelt unsicher. Nach der neueren Gliederung ist in Europa das Spät-Acheuléen zusammen mit dem Tyrhenien II nicht ins Riß-Würm- sondern ins Altriß-Jungriß-Interglazial zu setzen. Das frühere Acheuléen reicht dabei in Europa sogar bis ins Mindel-Riß-Interglazial

zurück. Die Acheul-Zeit erstreckt sich damit über einen Großteil des ganzen Pleistozäns und nichts hindert uns, anzunehmen, daß während dieses Zeitraums die Menschen in Europa und den Mittelmeerländern in den warmen Interglazialen, in der Sahara aber in den feuchten Glazialen, d. h. also jeweils in der lebensfreundlicheren Periode dichter siedelten und mehr Fundstätten typischer, voll entwickelter Werkzeuge hinterließen. Ohne diese Frage entscheiden zu wollen: die Acheulfunde in Schichten der großen saharischen Feuchtzeit machen jedenfalls deren Einordnung in eine mittelpleistozäne Kaltzeit wahrscheinlicher, die vielleicht mit dem Alt-Riß zusammenfällt.

5. Die klimamorphologische Entwicklung des Hoggar-Gebirges nach der großen Feuchtzeit sei hier nur kurz gestreift, sie soll demnächst umfassender dargestellt werden. Wie schon gesagt (*Büdel*, 1952, S. 121) läßt an einer Stelle (im oberen Kecherouet-Becken) die sonst einheitliche Mergel-sandterrasse auch eine Gliederung in zwei Stufen zu, doch ist das Vorkommen zu gering, um daraus Schlüsse auf eine Zweiteilung der großen Feuchtzeit ziehen zu können. Das gleiche gilt wohl von einer vereinzelt dastehenden Beobachtung *Bordets* (1952, S. 30) von der Guelta Adror, daß dort einer der „mittleren“ Basaltströme unmittelbar einer „lateritisierten“ (gemeint ist wohl: einer mit jüngerem Rotlehm bedeckten) Oberfläche aufruhe. Denn die Ursache dieser Erscheinung kann ebenso eine sonst nicht erhaltene älterpleistozäne Feuchtzeit wie der Umstand sein, daß an dieser Stelle ein „mittlerer“ Basaltguß eben ausnahmsweise etwas später, d. h. erst nach der großen mittelpleistozänen Feuchtzeit erfolgte. Wir konnten ja oben darlegen, daß die „mittleren“ Basaltergüsse, nach der Verschiedenheit ihres Erhaltungsgrades zu schließen, sich über eine längere Zeit erstreckt haben und schließlich dauern ja die jüngsten Basaltausbrüche im Hoggar bis ins Holozän an.

Dagegen liegt ein neues wichtiges, bisher nicht diskutiertes Problem in der Frage beschlossen, ob nicht zwar die — räumlich ja eng begrenzten — noch in situ anstehenden Braunlehme des hohen Atakor der großen mittelpleistozänen Feuchtzeit, ihre eluviale Verschwemmung zu den überall auf den Hängen ausgebreiteten Mergelsanden und vor allem die Entstehung der offensichtlich sekundären, jüngeren Bodenhorizonte in den dünn-schichtigen Mergelsandterrassen selbst (Abb. 5) nicht in eine ein wenig jüngere (etwa doch jungpleistozäne) Feuchtzeit zu stellen sei. Hierüber könnte jedoch wohl nur eine neue Untersuchung an Ort und Stelle Klarheit bringen.

Endlich hat nach dem Abschluß der durch den Braunlehm-Mergelsand-Komplex bezeugten Pluvialzeitperiode die Herrschaft des Wüstenklimas wieder eingesetzt, das bis heute die Formbildung des Hoggar beherrscht, das die Mergelsande weitgehend abgetragen, die Talstufen wieder ausgearbeitet, die Zerschichtung der höheren Gebirgsteile erweitert hat und vor allem für die Ausbildung der Sandschwemmebene in der heutigen Form und die Gestaltung der Inselberge verantwortlich ist.

Sehr bedeutsam sind schließlich die verschiedenen holozänen Klimaperioden in der Sahara — weniger für die morphologische Entwicklung als für die Besiedlung und das organische Leben, von dem jene abhängt. Eine solche holozäne Feuchtzeit wird vor allem durch die neolithischen Felsbilder mit der Darstellung vieler sudanischer Jagdtiere erwiesen. Es hat aber den Anschein, als ob sich dieses reichere Tierleben auch damals nur in der Nähe bestimmter Wasserstellen abgespielt habe — ja, z. T. sogar derselben wie heute. Diese Feuchtperiode ging also wahrscheinlich nicht weit über den Schwankungsspielraum etwas regenreicherer Jahre oder kurzer mehrjähriger solcher Perioden hinaus, wie sie auch in den letzten 100 Jahren beobachtet worden sind, so in der Periode von 1873—1880 (der „glücklichen“ Zeit des Hoggar, in der sogar einmal — 1875 — fast einen Monat lang Schnee im Atakor gelegen haben soll: ein Zeichen, daß auch heute feuchte Jahrgänge gern mit kühlen einhergehen) und in den Jahren 1922, 1928 und 1933 (nach *Dubief*, 1947). Einige Großtiere, wie der nach den Berichten eines älteren französischen Beamten noch vor 30 Jahren im Hoggar lebende Gepard, dessen Existenz eine reiche Pflanzenfresser- und Nager-Fauna voraussetzt und der heute erst 500 km weiter südlich im Air-Gebirge auftritt, sind offenbar erst in jüngster Zeit vom Menschen ausgerottet oder — wie die Gazellen — bis auf minimale Reste dezimiert worden. An Stelle der Gazellen haben sich heute die Ziegenherden der Tuareg entsprechend vermehrt.

Erheblich stärker waren die holozänen Klimaschwankungen natürlich in den nördlichen und südlichen Randzonen der Sahara ausgeprägt, wo sie auch deutliche morphologische Wirkungen ausübten. Auch hierüber soll jedoch in anderem Zusammenhang berichtet werden.

c) Zusammenfassung

Erstes Ziel dieses Beitrages ist die Entstehungsgeschichte der Landformen des Hoggar-Gebirges (Zentrale Sahara). Diese besteht aus einem ineinandergreifenden endogenen (plutonisch-tektonischen) und exogenen (klima-morphologischen) Entwicklungsphasen. Das zweite Ziel ist die Heraus-

schaltung der plio-pleistozänen Klimageschichte dieses Raumes im Rahmen derjenigen der gesamten Sahara. Außer eigenen Untersuchungen werden dabei die neueren Arbeiten von *Balout*, *Bordet* und insbesondere *Kubiëna* diskutiert.

Zur zweiten Aufgabe werden vornehmlich drei vorzeitliche humide Klimaperioden im Hoggar-Gebirge und seiner weiteren Umgebung geschildert: eine tertiäre, eine mittelpleistozäne und eine holozäne. Das ungefähre Alter dieser Perioden wird aus ihrer Verknüpfung mit vulkanischen Ausbruchsperioden, aus deren relativer Altersfolge und dem Grad der Erhaltung ihrer ursprünglichen Aufschüttungsformen erschlossen. Es wurde dabei Wert darauf gelegt, einerseits die besondere Art und andererseits die jeweilige Dauer dieser humiden Perioden zu erkennen, denn ihre Einwirkung auf den Formenschatz (klima-morphologische Wirkung) hängt von beiden Umständen ab. Die tertiäre (Alttertiär bis Mio-Pliozän) Feuchtperiode dauerte — mit Unterbrechungen — viele Millionen Jahre und schuf weit ausgedehnte (heute hochliegende) Rumpfflächen, deren Rotlehmdecke in einem tropisch-wechselfeuchten Savannenklima gebildet wurde. Die zweite Pluvialzeit entsprach einer mittelpleistozänen Kaltzeit (möglicherweise dem Alt-Riß, d. h. der stärksten Phase der Riß-Kaltzeit), sie dauerte nur einige zehntausend Jahre; ihre Braunlehme entsprachen (nach *Kubiëna*) einem immerfeuchten Tropen- bis Subtropenklima ohne ausgesprochene Trockenzeiten; sie hat ferner durch die Bildung von „Mergelsandterrassen“ und „Parabelhängen“ zu einer immer noch recht eindrucksvollen Umgestaltung der Täler des Hoggar-Gebirges geführt. Die schwache holozäne — neolithische — Feuchtzeit hat in der zentralen Sahara keine morphologischen Spuren hinterlassen, nur an deren Rändern.

Zwischen diesen Feuchtzeiten lagen zwei große Epochen mit vorherrschendem Wüstenklima: eine älterpleistozäne und eine, die vom Ausgang des Pleistozän bis zur Gegenwart andauert. Schon in der ersten ist im wesentlichen die Bildung der heutigen Trockentäler und damit des Gesamtreliefs des Hoggar erfolgt, die zweite hat diesen Formenschatz wieder aufgedeckt und weiter ausgeprägt. Die älterpleistozäne Periode des Wüstenklimas wird durch eine doppelte vulkanische Phase: die der alten Basalte und eine unmittelbar darauf folgende mit sauren Laven eingeleitet und durch die Ergüsse der „mittleren“ Basalte abgeschlossen: in diese Periode fällt auch die tektonische Haupt-Hebungsphase des Hoggar. Gleichzeitig mit der zweiten — schlußpleistozän-holozänen — Wüstenklima-Periode geht die jüngste basaltische Ausbruchsphase einher, die bis zur Gegenwart andauert.

Schrifttum

- Arambourg, C., 1948: Observations sur le Quaternaire de la région du Hoggar. Trav. Inst. Rech. Sah. V, 7—18, Alger.
- Arambourg, C., 1952: La paléontologie des vertèbres en Afrique du Nord Française. XIX. Congr. Géol. Int., Mon. Rég., Alger.
- Balout, L., 1952: Pluviaux interglaciaires et préhistoire saharienne. Trav. Inst. Rech. Sah. VIII, 9—21, Alger.
- Bordet, P., 1951 a: Sur la morphologie des appareils phonolithiques de l'Atakor du Hoggar. C. R. Ac. Sc., T 232, 1126—1128, Paris.
- Bordet, P., 1951 b: Présence de latérites fossiles dans l'Atakor du Hoggar. C. R. Soc. Géol. France, T. 5, 97, Paris.
- Bordet, P., 1952: Les appareils volcaniques récents de l'Ahaggar. XIX. Congr. Géol. Int., Mon. Rég. I. Ser.: Algérie, 11, Alger.
- Büdel, J., 1952: Bericht über klima-morphologische und Eiszeit-Forschungen in Nieder-Afrika. Erdkunde VI, 104—132, Bonn.
- Büdel, J., 1953: Klima-morphologische Arbeiten in Äthiopien im Frühjahr 1953. Erdkunde VIII, 139—156, Bonn.
- Büdel, J., 1954: Sinai, die Wüste der Gesetzesbildung. Abh. Akad. Raumforsch., 28 (Festschr. H. Mortensen), Bremen.
- Capot-Rey, R., 1953a: Le Sahara Français. L'Afr. Blanche Fr., II, Presses Universit. de France, Paris.
- Capot-Rey, R., 1953b: Recherches géographiques sur les confins algéro-libyens. Trav. Inst. Rech. Sah. X, 33—73, Alger.
- Dubief, J., 1947: Les pluies au Sahara Central. Trav. Inst. Rech. Sah. VI, 7—23, Alger.
- Flohn, H., 1952: Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paläoklimatologie. Geol. Rdsch. 40, 153—178, Stuttgart.
- Flohn, H., 1953: Studien über die atmosphärische Zirkulation in der letzten Eiszeit. Erdkunde VII, 266—275, Bonn.
- Kubiëna, W. L., 1955: Über die Braunlehmrelikte des Atakor (Hoggar-Gebirge, Zentrale Sahara). Erdkunde IX, 1955, Bonn.
- Menzel, A.: Die Stufenlandschaften der zentralen Sahara. Wiss. Veröff. d. Museums f. Länderkunde zu Leipzig, N. F. II, 103—130, Leipzig.
- Perret, R., und Lombard, A., 1932: Itinéraire d'In Salah au Tahat. Ann. de Géogr. XLI, 379—398, Paris.
- Schwarzbach, M., 1950: Das Klima der Vorzeit. Stuttgart.
- Schwarzbach, M., 1953: Das Alter der Wüste Sahara. Neues Jb. Geol. Pal. 4, 157—174, Stuttgart.

ÜBER DIE BRAUNLEHMRELIKTE DES ATAKOR

(Hoggar-Gebirge, Zentral-Sahara)

Walter L. Kubiëna*)

Mit 5 Abbildungen und 3 Tafeln

The residues of brown loam on the Atakor, Hoggar mountains, Central Sahara

Summary: 1. In the High Atakor, Central Sahara, a subtropical layer of brown loam has been preserved which, despite the present desert climate, has remained practically unchanged.

2. In the paper a comparison is made between remains of brown loam, which mostly occur on basalt, and soils formed from basalt during recent times. Those used for comparison are mainly the following: the tropical brown loams of Fernando Póo (Gulf of Guinea), the brown earths of Middle Europe and Northern Europe, the meridional brown earths of Central Spain and the Canary Islands, the recently formed soils of the Sahara and the high mountain desert of the Teide (Teneriffe). At the same time soils that have developed under known climatic changes from brown earths remains are drawn upon for comparison.

3. By means of analysing the profile morphology, micro-morphology and the way in which a change of minerals had occurred, it was found that the brown loam remains are soil formations that took place during a pronounced humid subtropical to tropical climate.

4. In addition to the brown loam remains, there are further fossil red loams which in almost all cases are covered by basalt sheets and thus in comparison with the brown loams are easily recognised as being of greater age. By comparative investigation of basalt red loams of other areas, it can be stated that they are soils formed under a

humid tropical climate with pronounced hot dry-periods. The red loams are of differing degrees of maturity; their degree of laterization is small.

5. The time when the brown loam cover was formed was most likely the latest great Pluvial period, since in humidity this by far surpassed the later only moderately humid periods.

6. The reason why the brown loam remains have changed so little is to be found in the fact that the desert climate in the High Atakor is of relatively recent date and further that at this altitude it is less extreme and its consequences are also less pronounced. After the tropical rain climate of the last Pluvial period humid climates followed which, though not allowing the formation of brown loam profiles of the extreme type (Matadero-Variant), as found here, nevertheless facilitated their preservation.

7. The fossil red loams are clearly older than the brown loams but very likely are still of Pleistocene age. According to the results of the paleo-pedological investigations this time must also be postulated for the volcanism itself, since a recent age cannot be assumed for the soil formations which accompany it.

Im Atakor besteht die heute noch vorhandene Bodendecke zu überwiegendem Teil aus Relikten von Braunlehm. Sie sind bodengeographisch von besonderem Interesse, nicht nur weil sie, wie alle Bodenrelikte, zu den heutigen Bildungsbedingungen im Widerspruch stehen, sondern vor allem weil sie sich in einem Wüstenklima mit rezenter Wüstenbodenbildung entgegen den allgemeinen

*) Mit Untersuchungen der Ton- und Eisenminerale von R. C. Mackenzie und W. A. Mitchell (Aberdeen).