

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

---

Herausgegeben von Jürgen Hövermann, Georg Jensch, Hartmut Valentin, Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Horst Hagedorn

Heft 5

Arbeitsberichte  
aus der Forschungsstation  
Bardai/Tibesti

I

Feldarbeiten 1964/65

1967

---

Im Selbstverlag des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNG

---

Herausgegeben von Jürgen Hövermann, Georg Jensch, Hartmut Valentin, Wilhelm Wöhlke

Schriftleitung: Horst Hagedorn

Heft 5

Arbeitsberichte  
aus der Forschungsstation  
Bardai/Tibesti

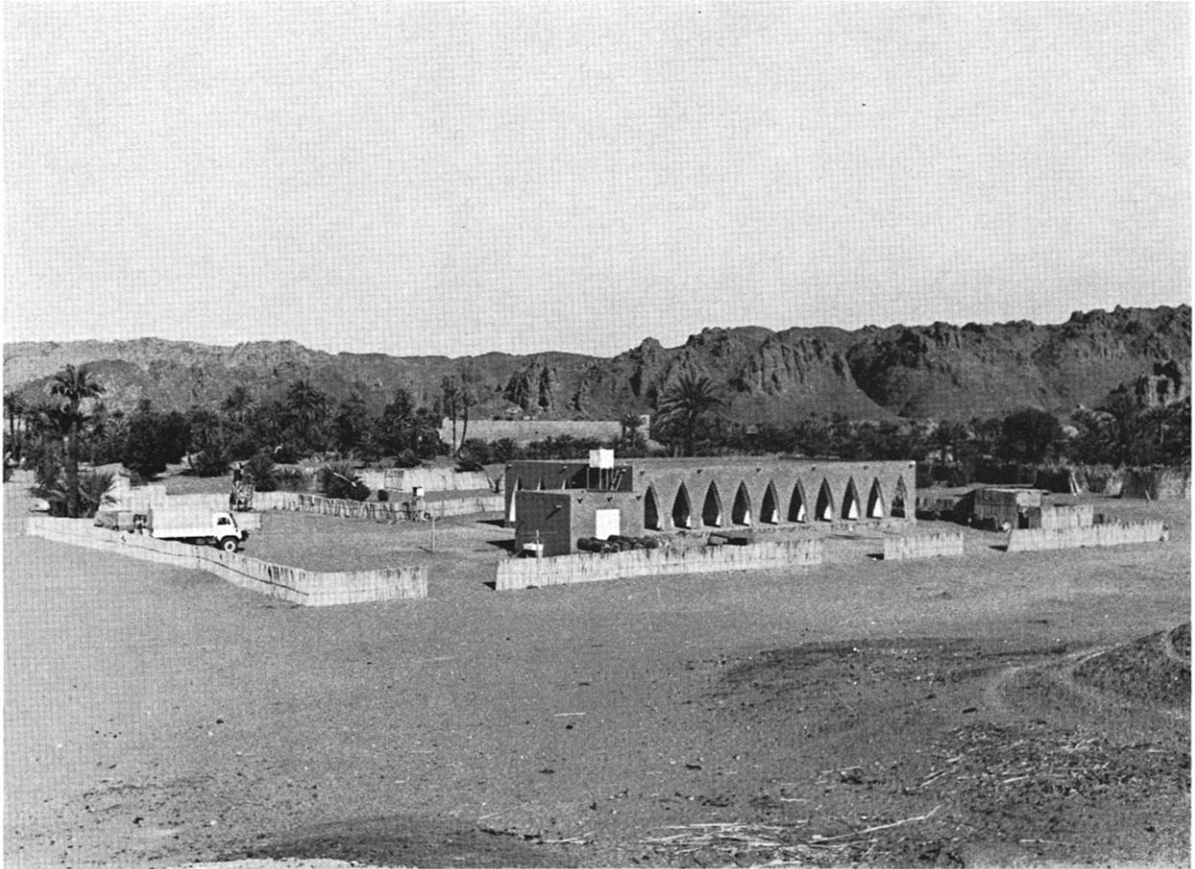
I

Feldarbeiten 1964/65

1967

---

Im Selbstverlag des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin



Die Außenstelle des Geomorphologischen Laboratoriums der Freien Universität Berlin in Bardai/Tibesti, République du Tchad

(Aufnahme Molle)

## INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort . . . . .	5
<b>HÖVERMANN, J.: Die wissenschaftlichen Arbeiten der Station Bardai im ersten Arbeitsjahr (1964/65) . . . . .</b>	<b>7</b>
<b>SCHOLZ, H.: Baumbestand, Vegetationsgliederung und Klima des Tibesti-Gebirges . . . . .</b>	<b>11</b>
<b>HAGEDORN, H.: Beobachtungen an Inselbergen im westlichen Tibesti-Vorland . . . . .</b>	<b>17</b>
<b>PACHUR, H. J.: Beobachtungen über die Bearbeitung von feinkörnigen Sandakkumulationen im Tibesti-Gebirge . . . . .</b>	<b>23</b>
<b>OBENAUF, K. P.: Beobachtungen zur spätpleistozänen und holozänen Talformung im Nordwest-Tibesti . . . . .</b>	<b>27</b>
<b>JAKEL, D.: Vorläufiger Bericht über Untersuchungen fluviatiler Terrassen im Tibesti-Gebirge . . . . .</b>	<b>39</b>
<b>VILLINGER, H.: Statistische Auswertung von Hangneigungsmessungen im Tibesti-Gebirge . . . . .</b>	<b>51</b>
<b>Verzeichnis der bisher erschienenen Aufsätze (A) und Mitteilungen (M) aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti . . . . .</b>	<b>67</b>
<b>Anhang 1 Karte</b>	

## VORWORT

Das vorliegende Heft enthält Ausschnitte und vorläufige Berichte von den Arbeiten der ersten Arbeitsgruppe der Außenstelle des Geomorphologischen Laboratoriums der Freien Universität Berlin in Bardai/Tibesti, République du Tchad.

Am 22. September 1964 verließ die Arbeitsgruppe unter Leitung von Prof. Dr. Hövermann Sebha/Libyen, den Endpunkt der asphaltierten Straße von der Küste in das Landesinnere und reiste mit 2 kleinen, geländegängigen Lastwagen vom Typ Mercedes-Benz Unimog S und einem Landrover über die Oase Gatroun und den Paß Korizo nach Bardai im Herzen des Tibesti-Gebirges. Die Fahrt über 1100 km schwierige Wüstenpisten verlief ohne größere Zwischenfälle, und so erreichte die Gruppe das Ziel schon am 28. September 1964.

Leider waren die Vorarbeiten für die Station — insbesondere die Errichtung eines Stationsgebäudes — noch nicht angelaufen, so daß die Gruppe nur provisorisch untergebracht werden konnte. Dieses geschah in alten Truppenunterkünften, die die als Repräsentanten der République du Tchad in Bardai tätigen französischen Offiziere in kameradschaftlicher und hilfsbereiter Weise zur Verfügung stellten, wofür ihnen auch an dieser Stelle noch einmal herzlich gedankt sei.

Am 1. Oktober konnte trotz der aufgetretenen Schwierigkeiten mit den Feldarbeiten begonnen werden. Die Geländeuntersuchungen wurden in der Art durchgeführt, daß eine Gruppe von 2 bis 3 Mann, mit Wasser und Vorräten versorgt, in ein Zeltlager im Untersuchungsgebiet gebracht wurde und von diesem Lager aus mit Hilfe von Luftbildern einen Teil des Gebietes intensiv bearbeiten konnte. Nach einem Zeitraum von 10 bis 15 Tagen wurde die Gruppe in die Oase zurückgeholt, um dann nach wenigen Tagen ein neues Lager zu beziehen. Diese Arbeitsweise hat sich gut bewährt und wird mit einigen Varianten auch heute noch angewandt.

Der kurze Aufenthalt zwischen den Lagern in der Basisstation Bardai war für die Teilnehmer der ersten Arbeitsgruppe angefüllt mit der Einrichtung der Station und Wartung der Geräte und Fahrzeuge, da für diese Arbeiten keine Hilfskräfte zur Verfügung standen. Zusammen mit der Überwindung der Versorgungsprobleme und der Überwachung des Baues des Stationsgebäudes stellten diese Aufgaben hohe Anforderungen an die Leistungsfähigkeit der einzelnen Mitglieder der ersten Arbeitsgruppe. Ihrer Einsatzfreudigkeit und Improvisationskunst ist es zu verdanken, daß die Anfangsschwierigkeiten schnell überwunden werden konnten und die Station voll arbeitsfähig wurde. Dazu gehörte auch die Einrichtung von zwei Klimastationen in Bardai (rd. 1000 m Höhe) und am Trou au Natron (rd. 2450 m Höhe), von denen inzwischen mehrjährige Meßreihen über Temperatur, Luftdruck, Niederschläge usw. existieren.

Das eigens errichtete Stationsgebäude konnte im Februar 1965 bezogen werden. Die offizielle Einweihung erfolgte am 5. April 1965 durch einen Minister der Staatsregierung in Vertretung seiner Exzellenz des Herrn Staatspräsidenten der République du Tchad François Tombalbaye, in Anwesenheit des Kurators der Freien Universität Berlin, des Botschafters der Bundesrepublik Deutschland in der République du Tchad und vieler Vertreter der Behörden und der Bevölkerung des Tibestis.

Schon bald nach ihrer Einrichtung konnten in der Station zahlreiche Wissenschaftler und wissenschaftliche Expeditionen aus vielen Ländern begrüßt werden, so z. B. die französischen Geologen, Vulkanologen und Geographen der Mission Haroun Tazieff und Vincent, die Freunde und Kollegen von der Petroleum Exploration Society of Libya, die Geographen und Kartographen des Institut Géographique National, Außenstelle Brazzaville, und viele andere. Durch diese erfreuliche Entwicklung ergibt sich für die Mitglieder der einzelnen Arbeitsgruppen die Möglichkeit, mit Spezialisten aus vielen Fachgebieten über ihre Arbeiten unmittelbar am Objekt zu diskutieren.

Mit diesem Heft, dem bald weitere folgen sollen, möchten wir uns bei allen denen bedanken, die uns die Einrichtung der Station und die wissenschaftlichen Arbeiten ermöglicht haben. Unser aufrichtiger Dank gilt insbesondere dem Herrn Senator für Wissenschaft und Kunst nebst Mitarbeitern, allen voran Herrn Oberregierungsrat Haensch, dem Kurator der Freien Universität Berlin, Herrn Dr. von Bergmann, mit seinen Mitarbeitern und der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die materielle Hilfe und das große Verständnis, das sie unseren Wünschen und Problemen entgegengebracht haben.

Den Behörden der République du Tchad sei gedankt für das Entgegenkommen und die Gastfreundschaft, die wir in ihrem Lande genießen durften.

Für Sachspenden, die uns eine große Hilfe waren, möchten wir folgenden Firmen Dank sagen:

Allgemeine Elektrizitäts Gesellschaft AEG, Berlin-Frankfurt  
Deutsche Erdöl Akt.-Ges. DEA, Hamburg  
Berkefeld Filter G. m. b. H., Celle  
Seitz Werke G. m. b. H., Bad Kreuznach (Rhld.)  
C. H. Knorr G. m. b. H., Heilbronn (Neckar)  
Asta-Werke Akt.-Ges., Brackwede  
Bayer Werke, Leverkusen  
Farbwerke Hoechst, Frankfurt/M.-Höchst  
Arzneimittelfabrik Dr. Gerhard Mann, Berlin  
E. Merck Akt.-Ges., Darmstadt  
Nordmark Werke G. m. b. H., Uetersen/Holstein  
Pfizer G. m. b. H., Berlin  
Serum-Institut, Marburg  
Schering Akt.-Ges., Berlin  
G. Müller, Baugeschäft, Baddeckenstedt.

Am Schluß, aber nicht zuletzt, möchten wir uns ganz herzlich bedanken bei Herrn Dr. Eberhard Klitzsch in Tripoli/Libyen für seine unermüdliche Hilfe und die wertvollen Ratschläge, die er uns aus dem reichen Schatz seiner Wüstenerfahrungen gegeben hat.

Berlin, im Januar 1967.

Horst Hagedorn

### **Kurzes Glossar**

Nachstehende von den Autoren dieses Heftes häufig gebrauchte Ausdrücke entstammen dem „Tedaga“, der Sprache der Touboubevölkerung.

Enneri = Trockental (Wadi)

Tarso = Hochfläche

Topographische Namen sind in französischer Schreibweise geschrieben nach den Karten: Carte de l'Afrique, 1 : 1 000 000, Blatt Djado NF 33, hrsg. vom I. G. N. Paris und den einschlägigen Blättern der Minute Photogrammetrie, 1 : 200 000, hrsg. vom B. R. G. M. de l'A. E. F.

Die Schreibweise des „g“-Lautes variiert auf den einzelnen Karten — z. B. Bardagué und Bardagé — und wird daher auch von den einzelnen Autoren unterschiedlich gehandhabt.

Die topographische Grundlage für die Karte im Anhang ist die Carte de l'Afrique, 1 : 1 000 000, Blatt Djado NF 33, hrsg. vom Institut Géographique National, Paris.

# DIE WISSENSCHAFTLICHEN ARBEITEN DER STATION BARDAI IM ERSTEN ARBEITSJAHR (1964/65<sup>1)</sup>)

von JURGEN HOVERMANN, Berlin

Die Untersuchungen gingen aus von den Ergebnissen, die H. HAGEDORN und J. HOVERMANN auf der Forschungsreise im Jahre 1962 erzielt hatten; sie hatten zum Ziel, die Befunde des Jahres 1962 zu überprüfen und zu ergänzen. Im Mittelpunkt des Interesses stand daher die Frage nach der Stockwerkgliederung des Tibesti-Gebirges und seiner Umgebung in klimatisch-morphologischer und landschaftskundlich-morphologischer Hinsicht, d. h. nach Existenz und Abgrenzung der Höhenstufen:

- a) periglaziale Höhenregion mit flächenhaften Schuttbewegungen
- b) Region der Wüstenschluchten mit rein fluviatil-erosiver Formung
- c) Region des aerodynamischen Reliefs.

Der schärferen Erfassung der **periglazialen Höhenregion** diente die Ergänzung und Überarbeitung einer bereits 1962 begonnenen Kartierung der Oberflächenformen an der SW-Abdachung des Trou au Natron und der Hochregion in der Umgebung der Puits Tirenno (H. HAGEDORN und J. HOVERMANN), nunmehr auf der Grundlage der Couverture aérienne des Institut Géographique National 1:50 000. Eine weitere zusätzliche Unterlage wurde durch eine Luftbildaufnahme der Firma Aero-Exploration Frankfurt im Maßstab 1:20 000 geschaffen.

Der Untersuchung des Wechselspiels von Erosion und Akkumulation im **Bereich der Wüstenschluchten** während des Pleistozäns widmeten sich Kartierungsarbeiten von D. JÄKEL und H. OBENAUF im System des Bardagué und des Toudoufou, deren Ziel es zugleich war, die Terrassen der Hochregion, die als progressive Akkumulation vorschreitend von oben nach unten in die Schluchten hineingeschüttet wurden, und die Terrassen der Basisregion, die rückschreitend von unten nach oben in die Schluchten abgelagert wurden, miteinander zu verknüpfen und so die klimatischen Veränderungen der Hochregion und der Basisregion miteinander zu korrelieren.

Der Erfassung der Formungsvorgänge im **Bereich des aerodynamischen Reliefs** und seiner Überlappungen mit fluviatilen Formungsvorgängen dienten morphoskopische Untersuchungen der Quarzsande durch H. J. PACHUR; in diese Untersuchungen wurden zugleich Materialien aus den Serir-Gebieten nördlich des Tibesti-Massivs einbezogen. Eine Analyse der Formenentwicklung in der Wüstenschluchtenregion außerhalb des eigentlichen Gebirgsbereichs führte H. HAGEDORN am Beispiel der Sandstein-Restberge westlich des Tibesti-Gebirges im Bereich des Ehi Dao Minetto durch.

Der schärferen Erfassung der Grenze zwischen fluviatilen und äolischem Relief an der Nordseite und Westseite des Gebirges dienten Erkundungsvorstöße von H. HAGEDORN und D. JÄKEL. Ein gleicher Erkundungsvorstoß längs des Enneri Miski bereitete die künftigen Untersuchungen an der Südseite des Gebirges vor.

Da zum Verständnis der Terrassengliederung im Bardagué-System nähere Kenntnisse über die Gefälleverhältnisse des Flusses sich als unerlässlich erwiesen, führte Fachdozent POHLMANN gemeinsam mit H. DITTRICH und D. JÄKEL ein Nivellement von Bardai bis zur Endpfanne des Bardagué. Das Längsprofil gibt m. W. zum ersten Male die Gefälleverhältnisse eines Wüstenflusses exakt wieder.

H. VILLINGER versuchte, in Kombination mit allen übrigen Arbeiten Unterschiede der Hangformen in verschiedenen Höhenstufen und Gesteinen messend und über eine statistische Aufbereitung des Materials zu erfassen.

Eine Spezialkartierung des Trou au Natron in morphologischer Hinsicht führte H. HAGEDORN durch; diese Aufnahme wurde gekoppelt mit einer vegetationsgeographischen und pflanzenökologischen Aufnahme des Trou durch H. SCHOLZ.

Der Bestandsaufnahme im floristischen Bereich diente außerdem eine umfangreiche Sammlung durch H. SCHOLZ, während derer zugleich die Angaben von HAGEDORN und HOVERMANN über Ober- und Untergrenze des Baumwuchses im Tibesti-Gebirge überprüft wurden.

Diesen wie auch den morphologischen Untersuchungen hinsichtlich der Interpretation unter klimatischen Aspekten sicheren Rückhalt zu geben, wurde eine meteorologische Station in Bardai (1020 m Höhe), eine weitere nahe dem Rande des Trou au Natron eingerichtet (2450 m Höhe), in denen Temperatur, Luftdruck, Luftfeuchte und Bodentemperaturen gemessen wurden.

## Ergebnisse

Die Existenz einer klimatisch-morphologischen Höhenstufung im Tibesti-Gebirge wurde in vollem Umfang bestätigt. Allerdings schiebt sich zwischen die Region des aerodynamischen Reliefs und die Region der Wüstenschluchten eine weitere Stufe ein, die, da sie offenbar den von BUDEL so bezeichneten gleichartigen Gebilden in der Umgebung des Hoggar-Massivs entspricht, als Region der **Sandschwemmen** bezeichnet wird. Geformt werden diese Ebenen, denen die eigentlichen Serir-Flächen der nördlichen

<sup>1)</sup> Die nachstehenden Ausführungen halten sich an das Konzept eines Kurzvortrages vor dem Conseil supérieur des recherches scientifiques, Fort Lamy, im November 1965.

Sahara zu entsprechen scheinen, allerdings nicht ausschließlich durch Schwemmvorgänge, sondern ebenfalls durch den Wind, wobei die fluviatile Ausformung durch den Wind, die äolische Ausformung durch die Wirkung des fließenden Wassers verhindert wird.

Das **aerodynamische Relief** scheint in Bereichen unter 400 m Meereshöhe persistiert zu haben, war aber durch die größeren, vom Tibesti abkommenden Flüsse offensichtlich mehrfach unterbrochen. Die pleistozänen Endbereiche dieser Flüsse konnten weder bei einem Vorstoß nach Norden bis an den Wendekreis noch bei den Fahrten im Süden des Gebirges aufgefunden werden. Ihre Festlegung bleibt eine Aufgabe künftiger Arbeitsgruppen.

In ähnlicher Weise hat offenbar die durch absolute Prädominanz der Tiefenerosion ausgezeichnete **Schluchststufe** des Tibesti-Gebirges in mittleren Höhen persistiert. Allerdings wechselt diese Persistenz-Stufe von Fluß zu Fluß mit der Größe des Einzugsbereiches im Bereich der periglazialen Höhenstufe und mit der Transportkraft des Flusses. Als petrographische Variante dieses Relieftyps tritt im Bereich des Schiefergebirges generell ein feingegliedertes Tälrelief auf, dessen Hänge durch Böschungswinkel nahe der Haldenböschung, d. h. im Bereich des maximalen Gesteinswinkels, ausgezeichnet sind.

Sowohl nach oben hin, d. h. gegen die Region der periglazialen Höhenstufe, als auch nach unten, d. h. gegen die Region der Sandschwemmebenen und des Windreliefs, war das fluviatile Zerschneidungsrelief während pleistozäner Feuchtzeiten gegenüber dem heutigen Zustand ausgeweitet. So vollzieht sich heute einerseits eine rückstauende Akkumulation aufwärts in den Unterläufen der Flüsse, andererseits eine vorschreitende Akkumulation in den Oberläufen, zwischen die eine Region des Durchtransportes und der Tiefenerosion eingeschaltet ist.

Die Existenz einer **periglazialen Höhenstufe** im Tibesti-Gebirge, innerhalb derer der scherbige Gesteinschutt in Bewegung ist, hat sich bestätigt. Hangterrassen und Strukturböden, vornehmlich aber die Unterdrückung der Ausbildung der für alle unbewegten Gesteinsbruchstücke charakteristischen schwarzen Patina beweisen flächenhafte Schuttbewegungen, für die als bewegendes Agens nur der Frost in Betracht kommt. Es scheint in diesem Zusammenhang allerdings wichtig, festzustellen, daß aus der Dominanz der Bodenversetzung über anderer Abtragungsprozesse nicht auf eine besondere Geschwindigkeit geschlossen werden kann. Da Meßergebnisse noch nicht vorliegen, kann man die Geschwindigkeit der Verlagerung des Schuttes nur relativ zur Patina-Bildung bestimmen. Patina-Bildung aber erfolgt unter den klimatischen Bedingungen des Tibesti-Gebirges jedenfalls nicht in einem Jahrhundert, vielfach kaum innerhalb eines Jahrtausends; ähnlich langsam gehen die fluviatilen Prozesse im Ursprungsgebiet der Wasserläufe vor sich. Die im Landschaftsbilde dominierend in Erscheinung tretende Verlagerung des Schuttes der Höhenregion kann also ein sehr träger Prozeß sein.

Eine genaue Untergrenze dieser Höhenregion anzugeben ist schwierig, da sie sich mit der darunterliegenden Schluchtenregion vielfältig verzahnt. Zwischen derjenigen Grenze, oberhalb derer die ersten Schuttwanderungen am Hange erkennbar werden, und derjenigen Grenze, oberhalb derer die Schuttwanderung vollständig dominiert, liegt eine Höhenspanne von einigen Hundert Metern. In noch wesentlich tieferer Lage finden sich Musterböden, in denen mindestens eine zusätzliche Desiccationswirkung in Trockenrissen deutlich erkennbar wird. Diese Strukturböden treten in Höhenlagen von nur 1000 m, 1100 m, 1200 m isoliert in Bereichen auf, in denen die ganze Umgebung durch schwarz patinierten, unbewegten Schutt gekennzeichnet ist. Wenn sie mit unter dem Einfluß von Frösten gebildet worden sind, so handelt es sich um extrazonale Vorkommen.

Die Frage der Persistenz der periglazialen Höhenstufe während der pleistozänen Feuchtzeiten konnte noch nicht beantwortet werden. Gelbbraune Böden der Höhenregion deuten darauf hin, daß hier während der Feuchtperioden ein sehr feuchtes, vielleicht sogar ständig humides Klima herrschte, unter dem es zur Ausbildung ungestörter Bodenhorizonte kam. Da heute die tägliche Temperaturschwankung an Tagen mit Bewölkung außerordentlich gedämpft ist, besteht die Möglichkeit, daß unter einem regen- und wolkenreicheren Klima im Pleistozän auch in der Höhenregion — trotz einer evtl. sehr erheblichen allgemeinen Temperaturabnahme — die Zahl der Frostwechsel stark reduziert und die morphologische Wirksamkeit der Fröste ganz oder nahezu aufgehoben war. Eine solche Vermutung bietet sich um so mehr an, als die heute konstatierbaren Auswirkungen des Frostes in der Hochregion mindestens zum Teil auf der Schwäche aller anderen formenschaffenden Prozesse beruhen. Man muß also zunächst damit rechnen, daß u. U. im Tibesti-Gebirge die Frostregion während der Pluvialzeiten höher lag, als es heute der Fall ist.

Für die **Flußterrassen** des Bardagué und Toudoufou ergaben die Untersuchungen ein übereinstimmendes Grundschema:

- a) Aufschüttung einer mächtigen, vorwiegend aus vulkanischen Lockermaterialien bestehenden **Hochterrasse** in vorher bereits tief ausgefurchten Tälern
- b) Tiefenerosion bis an oder unter die heutige Talsohle
- c) Aufschüttung einer vorwiegend aus groben Schottern bestehenden **Oberterrasse** im durch b) geschaffenen Ausräum
- d) Tiefenerosion und Ausräumung der Oberterrassenschotter bis an oder unter die heutige Talsohle
- e) Aufschüttung der **Mittelterrasse** aus überwiegend feinkörnigem Material im durch d) geschaffenen Ausräum; der Terrassenkörper enthält stellenweise See-, Stillwasser- und Pfannenabsätze; Kalkinkrustationen sind häufig, teilweise sind auch die Körper der älteren Aufschüttungen durch Kalkinkrustationen verbacken



- f) Tiefenerosion mit Ausfurchung eines neuen Flußbettes bis unter die heutige Talsohle
- g) Aufschüttungen der Niederterrasse, vorwiegend aus Schottern und Kiesen
- h) Tiefenerosion und Ausräumung des Schotterkörpers bis unter das heutige Flußbett
- i) vorschreitende Akkumulation an der Grenze von Ober- und Mittellauf, rückschreitende Akkumulation an der Grenze von Unter- und Mittellauf

Offenbar erfolgte die Akkumulation der Ober- und Niederterrasse unter ariden, den heutigen ähnlichen Abtragungsbedingungen. Die Akkumulation der Mittelterrasse setzt offenbar feuchtere Klimaverhältnisse voraus, wobei nach Erfahrungen in Nordafrika (BUDEL) und Syrien (ABDUL-SALAM) die Kalkkrustenbildung sich am kräftigsten bei Niederschlägen von etwa 250 mm jährlich (Winterregen!) und Sommertemperaturen von etwa 28° und darüber vollzieht.

Für die zwischengeschalteten Erosionsphasen muß man, wegen des Aufwärts- und Abwärtsgreifens der Erosionsstrecken, mit etwas feuchteren als den gegenwärtigen Klimaverhältnissen rechnen. Doch kann man das Ausmaß der Feuchtigkeitszunahme aus der Erosion nicht ohne weiteres bestimmen.

Da andererseits im Becken von Zouar in Akkumulationen der jüngsten Terrasse — mutmaßlich der Niederterrasse — noch Hartkrustenböden vom lateritischen Typ auftreten, wenn auch in schwacher Ausprägung und auf Sandakkumulationen beschränkt, man dort also mit Jahresniederschlägen von 400—500 mm (Sommerregen?) zu rechnen hat, besteht die Möglichkeit eines deutlichen Unterschiedes zwischen Süd- und Nordseite des Tibesti-Gebirges während der pleistozänen Feuchtperioden wenigstens in den mittleren Höhenlagen.

Der für die weiteren Untersuchungen vorgesehenen Aufnahme der Terrassen auf der Südseite des Gebirges kommt damit erhöhte Bedeutung zu. Eine Verknüpfung der Terrassen der Nord- und Südseite scheint über das Yebbigué-Miski-System, d. h. in der Mittelachse des Gebirges, am aussichtsreichsten. Über das Miski-System sollte sich zugleich der Anschluß an die Bodelé-Depression und damit an die vom Sudan nach Norden fließenden Gewässer herstellen lassen.

In der Schluchtenregion des Tibesti-Gebirges lassen sich Felsterrassen verfolgen, die teilweise auch durch Schotterstreu gekennzeichnet sind. Demzufolge scheinen die beiden Schotterterrassen der Hochregion den beiden Schotterterrassen des Unterlaufes zu entsprechen.

Ablagerungen von Diatomiten bis zu mehr als 200 m über dem heutigen Boden des Trou machen erkennbar, daß in der Hochregion während des Pleistozäns in der Tat ein humides Klima herrschte, unter dessen Regime sich im Trou-Krater ein See von einigen hundert Metern Tiefe gebildet hat. Obwohl ein strikter Beweis nur über die absolute Datierung geführt werden kann, scheint es nach allen morphologischen Befunden not-

wendig, diesen See zeitlich mit der Mittelterrasse und den Seeablagerungen im Bardagué-System zu korrelieren. Als Arbeitshypothese ergibt sich daraus, daß Nordpluvial (mit Niederschlägen von 250—350 mm in Höhen um 1000 m bei Bardai) und Südpluvial (mit Niederschlägen von 400—500 m in 700 m Höhe bei Zouar) sich in der Hochregion überdeckten, so daß es dort zu ganzjährigen Niederschlägen und damit zu einer humiden Klimaregion kommen konnte. Diese Hypothese wird durch die Erfahrung gestützt, daß auch heute in Höhen über 2000 m außer den regelmäßigen Sommerregen auch Herbst-, Winter- und Frühjahrsniederschläge vorkommen, während die tieferen Partien des Gebirges gleichzeitig vollständig trocken bleiben können. Die bis 2000 m auch über den tieferen Partien sichtbaren Fallstreifen des Regens verdunsten bei längerem Weg durch die sehr trockene Luft: Phänomene, die unmittelbar beobachtbar und sogar im Lichtbild festzuhalten sind.

Besondere Probleme bot nicht nur die metrische Erfassung der Hänge (H. VILLINGER), sondern auch die Hangformung selbst. Flächenhaft wirkende Hangprozesse fehlen nämlich, abgesehen von der Hochregion, dem Tibesti-Gebirge vollständig. Das zeigt sich nicht nur an der ausgezeichneten Erhaltung der Felszeichnungen, sondern auch an der allgemein an der Außenseite des Felsens verbreiteten Patina. Darüberhinaus läßt der Gegensatz zwischen Unter- und Oberseite des im Schiefergebirgsbereichs verbreiteten Hangschuttes erkennen, daß Schuttbewegungen im Hang — wenn sie überhaupt stattfinden — wesentlich langsamer ablaufen, als die Bildung der schwarzen Wüstenpatina. Der Vergleich mit der Ausbildung der Patina auf den fluvialen Akkumulationsterrassen zeigt, daß die Patinierung an den Hängen stärker ist als auf der Niederterrasse; daraus ist zu schließen, daß mindestens seit Aufschüttung dieser Terrasse die Hangformung ruff.

Die Hangformungsprozesse in den Unterlaufbereichen und im untersten Teil des Mittellaufes der Tibesti-Flüsse dürften daher erhebliches Alter haben. Sicher scheint, daß die letzte Phase der Hangformung mit der Aufschüttung der Oberterrasse korrespondiert; auf diese Fläche nämlich sind die von schwarzem Scherben-schutt bedeckten Hänge eingestellt. — Heutigen Abtragungsbedingungen entspricht demgegenüber eine Aufschlitzung der schuttbedeckten Glatthänge durch einzelne Bachrisse. An ihnen wird erkennbar, daß bei oder nach Ausbildung des Hangschuttes generell noch eine Verwitterung mit rötlichem Farbton stattgefunden hat, die jedoch nicht sehr tief griff.

Die Hoffnung, durch eine Ausmessung möglichst zahlreicher Hangprofile in verschiedenen Höhenregionen die im Landschaftsbilde so eindrucksvollen Unterschiede der Hänge in der Hochregion einerseits und der mittleren und basalen Stufe andererseits metrisch zu erfassen, sind gescheitert. Das liegt hauptsächlich daran, daß nicht in allen Höhenstufen alle Gesteinsvarietäten vorkommen, so daß sich petrographische und klimatische Einflüsse untrennbar überlagern. So erbrachten die Untersuchungen in dieser Hinsicht nur

den Nachweis, daß die unterschiedliche Gesteinsart, vor allem Sandstein und Schiefer, deutlich unterschiedliche Hangformen und Hangwinkel ergibt.

Die Existenz einer Obergrenze der Bäume in ungefähr 2000 m Höhe ist nicht zu leugnen. Da die Feuchtigkeit, was sowohl aus dem gesamten Vegetationscharakter wie auch aus den meteorologischen Messungen hervorgeht und überdies auch den Feldbeobachtungen entnommen werden kann, nach oben hin zunimmt, kann Trockenheit nicht die Ursache der oberen Baumgrenze sein, auch menschliche Eingriffe scheiden mit an Sicherheit grenzender Wahrscheinlichkeit aus. Es bleibt daher nur eine Schlußfolgerung möglich, nämlich, daß die Obergrenze des Baumwuchses durch die mit der Höhe zunehmenden Zahl der Frostwechsel bestimmt wird. Ebenso, wie die Frost- einflüsse in der Hochregion zur Ausbildung von Leit- und Kennformen der Frostbodenversetzung einschließlich der Ausbildung von Strukturböden führen, bestimmen sie offenbar auch das Bild der Vegetation. Es scheint daher, als ob die Vermutung TROLLs (1948, S. 20), „daß bei der Höhenbegrenzung des Waldes in den Tropen, aber auch bei der subantarktischen Waldgrenze, die Frostwechselhäufigkeit einen entscheidenden Faktor darstellt“, auch für die Sahara und die Baumgrenze in ihr zutrifft.

In diesem Zusammenhang soll darauf hingewiesen werden, daß QUEZEL schon 1958, S. 285, vom etwas südlicher gelegenen Emi Kussi berichtete: „A partir de 2800 m environ . . . aucune espèce arborescente ne se rencontre dans cette zone“. Da auch am Ostrande des äthiopischen Hochlandes die Obergrenze der Holzgewächse deutlich erkennbar nach Norden hin absinkt (Semien 3600—3800 m, Amba Alequa bei Adigrat 3200 m) verhält sich die Baumgrenze auf der Nordhalbkugel innerhalb der Wendekreise offenbar genau so, wie auf der Südhalbkugel.

Versuche, Ausmaß und Zahl der Frostwechsel in der Hochregion zu bestimmen, haben noch zu keinem endgültigen Ergebnis geführt. Doch konnte H. HAGEDORN bei Soborom das Gefrieren des aus der dortigen heißen Quelle hervorgehenden Wasserlaufes beobachten und fotografieren.

Die Untergrenze des Baumwuchses beruht auf der Südwestseite des Tibesti-Gebirges — abgesehen selbstverständlich von den Baumbeständen der aus dem Gebirge in das Vorland hinaustretenden Flüsse — offensichtlich auf den relativ regelmäßigen Sommerniederschlägen, die in 700 m Höhe noch über 40 mm/Jahr betragen. Da diese Niederschläge fast vollständig vom Boden aufgenommen werden, wird die Existenz von Baumfluren auf Sand- und Sandsteinflächen verständlich. Es handelt sich dabei nicht nur um tiefgelegene Flächen, für die man mit Zufuhr von Grundwasser rechnen könnte, sondern auch um Hochflächen, von denen sogar noch ein Teil des Niederschlages abfließt.

An der Nordseite des Gebirges dagegen, so auch im Becken von Bardai, zeigen die Baumbestände eine auffällige Gleichaltrigkeit, dergestalt, daß an der einen Stelle eine starke Verjüngung, an der anderen Stelle ein Vertrocknen der Bäume zu beobachten ist.

Die mit der Auswechslung der Arbeitsgruppen verbundenen Durchquerungen der nördlichen Sahara gaben, wie vorgesehen, Gelegenheit, die Befunde im Tibesti-Gebirge durch Verfolgung nach Norden hin zu erweitern und zu ergänzen. In dieser Hinsicht wurden jedoch während der ersten Arbeitsperiode zunächst die Hypothesen erarbeitet, deren systematische Verfolgung während der nächsten Durchquerung zu erfolgen hat. Aller Wahrscheinlichkeit nach lassen sich vom Nordrande der Sahara bis zu ihrem Südrande drei klimatisch-morphologische Typen von Flächenbildung und ebenso drei Typen von Hängen und Hangbildungsprozesse unterscheiden. Die Arbeiten, deren Gesamtdauer zunächst auf 10 Jahre veranschlagt ist, werden fortgeführt.

## LITERATURVERZEICHNIS

**Abdul-Salam, A.** (1966): Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon. Berliner Geographische Abhandl. Heft 3.

**Büdel, J.** (1952): Bericht über klimamorphologische und Eiszeitforschungen in Nieder-Afrika aufgrund einer Forschungsreise 1950/51. Erdkunde 6, S. 104—132

**Büdel, J.** (1954): Sinai „die Wüste der Gesetzesbildung“ als Beispiel für die allgemeine klimatische Wüstenmorphologie. Festschrift Hans Mortensen. Veröffentlichungen der Akademie für Raumforschung und Landesplanung, Bd. 28, S. 63—85

**Hövermann, J.** (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. Die Erde, Jg. 94, Heft 2, S. 126—135

**Quezel, P.** (1958): Mission botanique au Tibesti. Mém. Inst. Rech. Sah. 3, Alger.

**Troll, C.** (1948): Der subnivale oder periglaziale Zyklus der Denudation. Erdkunde 2, S. 1—21

# BAUMBESTAND, VEGETATIONSGLIEDERUNG UND KLIMA DES TIBESTI-GEIRGES

von HILDEMAR SCHOLZ

Im Gebiet der Sahara sind die Gebirge Inseln eines verhältnismäßig reichen Pflanzenwuchses. Wo Gebirgsland der nordafrikanischen Wüste größere Flächen einnimmt und Höhen von 3000 m erreicht oder überschreitet, wie im Hoggar und Tibesti, zeigt die Vegetation in Abhängigkeit von den Klimagradierten deutliche Veränderungen in der Horizontalen und in der Vertikalen. Somit ergeben sich Möglichkeiten für eine Vegetationsgliederung.

Vorliegende kurze pflanzen- und vegetationskundliche Abhandlung beschränkt sich auf das Tibesti-Gebirge. Es soll versucht werden, aus dem Vorhandensein oder Fehlen bestimmter Florenelemente, aus der weiteren und engeren Verbreitung einiger Arten, aus dem Vegetationsbild usw. die Klima-Charakteristika einzelner Gebietsteile des Gebirges zu ermitteln. Sehr günstig ist hierbei der Umstand, daß das Tibesti-Gebirge an der Grenze zweier Florenreiche, der Holarktis und Palaetropis liegt. Dadurch sind in der Flora dieses Gebietes Arten von unterschiedlicher geographischer Herkunft mit ihren verschiedenen ökologischen Ansprüchen vertreten, was zahlreiche Vergleichsmöglichkeiten schafft und Zweifel bei Bewertung der auf die Pflanzenwelt wirkenden Klimakomponenten nahezu ausschließt. In erster Linie werden nur baumartige Holzgewächse berücksichtigt, mit dem Wissen, daß sie es im besonderen Grade sind, die sehr genau die klimatischen Verhältnisse ihres Siedlungsraumes widerspiegeln. Wenn man bedenkt, daß lückenlose, langjährige meteorologische Meßreihen im Tibesti fehlen und in den Höhenregionen bis in die jüngste Zeit auch niemals begonnen wurden, dann muß jede indirekte Aussage über das Bioklima und damit auch ganz allgemein über das Klima Tibestis heute noch wertvoll sein. — Bei den Baumarten interessiert vor allem ihr Verhalten in den Hochgebirgslagen, ihre Eignung für eine Höhenstufengliederung. HOVERMANN (1963) berichtet von einer oberen Baumgrenze im Tibesti bei 1900 bis 2000 m. BUDEL (1952) und HERMES (1953) dagegen führen aus, daß in den zentralsaharischen Gebirgen Hoggar und Tibesti überall die Vollwüste herrscht<sup>1)</sup>, aber die höchsten Erhebungen noch unterhalb der oberen Waldgrenze (= Baumgrenze) liegen. Es läßt sich zeigen, daß dieser Widerspruch nur ein scheinbarer ist. Die empirische Feststellung von HOVERMANN, die sich auf die Beobachtungen vieler Tibesti-Forschungsreisenden stützen kann, und die sehr gut begründeten Schlußfolgerungen von BUDEL und HERMES geben jeweils nur Teileinsichten in die gesamte Natur. Hier aber sollen beide Gesichtspunkte im Zusammenhang dargestellt und näher erläutert

werden. Um mir ein eigenes Urteil über den mit den Baumbestand Tibestis zusammenhängenden Fragenkreis zu bilden, nahm ich im Winterhalbjahr 1964/65 Aufenthalt an der Außenstelle des Geomorphologischen Laboratoriums (Freie Universität Berlin) in Bardai und bereiste weite Teile des Gebirgsmassivs.

Der Baumbestand Tibestis ist unter allen Breiten in den Trockentälern (Wadis) oder an deren Rändern oder in den Senken des Gebirges konzentriert. Das ist der vorherrschende Eindruck. Selten wachsen einzelne Bäume, meist Akazien (*Acacia spp.*), auf Felsboden an Berghängen oder auf schwach geneigten Felsplateaus. Da auch sonst, wenigstens unter 2000 m und ausgenommen einiger Sandinseln oder sandiger bzw. sandüberwehelter Randpartien des Gebirges, jeder Strauch- oder Gras- und Krautwuchs außerhalb der Erosionsrinnen und Wadis praktisch fehlt, ist überall der oberflächige Abfluß des Regenwassers sehr stark und das Wasser äußerst ungleichmäßig im Boden verteilt. In den tiefsten Teilen des Reliefs, in den weit im Gebirgsvorland endenden Trockentälern, in den Mulden, Becken und in den Erosionsrinnen, aber auch in den mit Feinerde erfüllten Felsspalten und Klüften sammelt sich das Niederschlagswasser, und nur dort hält sich über einen längeren Zeitraum eine genügende Feuchtigkeitsmenge, die das Heranwachsen und Ausdauern perennier Gewächse, mitunter auch von Bäumen ermöglicht (vgl. WALTER 1964). Das Tibesti-Gebirge liegt in seiner gesamten Ausdehnung von 19° bis 23° n. Br., was den Baumwuchs anbelangt, innerhalb der Zone der linearen oder kontrahierten Vegetation (MONOD 1954). Nach allgemeiner Erfahrung in verschiedenen Erdteilen ist ein mittlerer jährlicher Niederschlag von 150 mm in den warmen Trockengebieten noch nicht ausreichend für eine diffuse Baumvegetation auf ebener Fläche, gleich welcher Bodenart, d. h. auf einer Fläche ohne seitlichen Regenwasserzufluß (vgl. SMITH 1949). Im Tibesti fehlt also ein direkt vom Regen abhängiger Baumbestand. Eine gewisse Einschränkung dieser Aussage ergibt sich durch Berücksichtigung der Vegetation an einigen Stellen der Luvseite des Gebirges im Süden, im Höhenbereich von ca. 1600 bis 2000 m.

Nachstehende Liste nennt alle aus Tibesti bekannten Baumarten (Makrophanerophyten). Die Aufstellung fällt nicht gerade leicht. Es gibt je nach Art und Gattung, teils umweltabhängig, teils erblich bedingt, alle möglichen Übergänge von strauchiger Wuchsform zu baumförmigen Gestalten mit aufrechtem Stamm und einer deutlichen aus Zweigen und Ästen gebildeten Krone. Manche Arten, die bei optimalen Wuchsbedingungen — das sind nicht immer die vorherrschenden im Artareal — stattliche Baumgestalten ausbilden, kümmern und bleiben strauchig oder niedrig wegen wiederholter Beschädigungen durch Dürre oder Frost und erreichen

<sup>1)</sup> BUDEL bemerkt (l. c., 122), daß er „von der schon stark sudanischen Grundwasservegetation“ absieht.

### Die Baumarten Tibestis

<i>Hyphaene thebaica</i>	1200 m	T
<i>Ficus salicifolia</i> (incl. <i>F. teloukat</i> )	2500 m	T-SS
<i>F. ingens</i>	2000 m	T-S
<i>F. gnaphalocarpa</i>	1900 m	T
<i>F. sycomorus</i>	1600 m	oA
<i>Boscia salicifolia</i>	2000 m	T
<i>B. senegalensis</i>	? 1500 m	T
<i>Maerua crassifolia</i>	1900 m	T-SS
<i>Capparis decidua</i>	2000 m	T
<i>Acacia laeta</i>	1800 m	oA
<i>A. nilotica</i> (incl. <i>A. adstringens</i> )	1700 m	T
<i>A. stenocarpa</i>	2300 m	T
<i>A. seyal</i>	2100 m	T-SS
<i>A. raddiana</i>	2200 m	T-SS
<i>A. albida</i>	2200 m	T
<i>Balanites aegyptiaca</i>	1800 m	T-SS
<i>Salvadora persica</i>	1500 m	T-SS
<i>Tamarix aphylla</i> ( <i>T. orientalis</i> )	1500 m	SS
<i>T. gallica</i> subsp. <i>nilotica</i>	2200 m	SS
<i>Erica arborea</i>	3000 m	oAM
<i>Calotropis procera</i>	2200 m	T-SS
<i>Leptadenia pyrotechnica</i>	1700 m	T-SS

In der 2. Spalte die Angaben über die maximalen Höhenvorkommen, nach MAIRE und MONOD (1950), QUEZEL (1958, 1965) und eigenen Beobachtungen. In der 3. Spalte die geographische Verbreitung der Arten. T = Senegambisch-soudanisches Florengebiet (Sahelzone); SS = Nordafrikanisch-indisches Wüstengebiet (Saharo-Sind); M = Mediterranes Florengebiet; oA = Ostafrikanisches Florengebiet.

unter solchen widrigen Umweltverhältnissen nicht immer ihr volles Lebensalter. Auch Verbiß von Weidetieren, von Ziegen, Schafen und Kamelen, verhindert allzu oft eine völlige Entfaltung der Individuen. Man könnte Bedenken haben, ob z. B. die *Tamarix*-Arten oder *Salvadora persica*, die im Tibesti oft in Exemplaren von gewaltigen Ausmaßen, aber fast immer nur mehr oder weniger strauchförmig angetroffen wurden, als Baumarten zutreffend klassifiziert sind. Die gelegentlich beobachtete deutliche Stamm- und Kronenbildung bei ihnen und die Auffassung mehrerer Autoren (z. B. OZENDA 1958 a, b; LAVAUDEN 1927) rechtfertigt aber die Erwähnung von *Tamarix* und *Salvadora* in vorliegender Aufstellung. (Die *Cassia*-Arten der Sahara allerdings, die OZENDA l. c. ebenfalls als Baumarten bewertet, sind eindeutig strauchige Gewächse.) Nicht aufgenommen wurde in die Liste Kulturpflanzen, von denen die größte Bedeutung in der Sahara und im Tibesti die dort nicht einheimische Dattelpalme (*Phoenix dactylifera*) hat. Desgleichen sind selbstverständlich ausgeschlossen Lianen (*Cocculus pendulus*, *Ephedra altissima*) und holzige Klimmpflanzen (*Ochradenus baccatus*), wie auch viele Sträucher (*Myrtus nivellei*, *Maytenus senegalensis*, *Grewia tenax*, *Zizyphus mauritana*, *Ehretia obtusifolia*, *Pluchea dioscorides* u. a.).

Die Mehrzahl der Baumformationen Tibestis werden als Wüstensavannen (MAIRE 1940; 1950), als Akazienhalbwüste (Acacia-Desert-Scrub) oder phytosoziologisch als Verband des *Acaciato-Panicion* bezeichnet. Bis jetzt wurden in diesem Verband, der auch viele nicht-holzige Arten (z. B. *Panicum turgidum*) enthält und der sehr gut die Vegetation der tropischen Sahara kennzeichnet, 5 Assoziationen unterschieden, die auch alle im Tibesti ausgebildet sind (QUEZEL 1965). Die baumförmigen Kennarten der Wüstensavanne sind: *Acacia raddiana*, *A. seyal*, *Maerua crassifolia* und *Balanites aegyptiaca*. Einige weitere Pflanzengesellschaften schließen sich hier an. Die Bestände mit *Acacia stenocarpa* und *A. laeta* sind floristisch mit den Gesellschaften der Wüstensavanne nicht näher verwandt, ebenso auch nicht die Formationen mit *Tamarix*.

Die verschiedenen Baumarten Tibestis sind großräumig gesehen nicht gleichmäßig über das ganze Gebiet verbreitet. Lücken und Grenzen im Verbreitungsbild der einzelnen Arten verhelfen zu einer Gliederung Tibestis in unterschiedliche Wuchs- und Vegetationsbezirke.

1. Folgende Arten siedeln nur an der Südwest- bzw. Südflanke des Gebirges: *Ficus ingens*, *F. gnaphalocarpa*, *F. sycomorus* (QUEZEL 1959 a), *Boscia salicifolia*, *B. senegalensis*, *Acacia laeta* und *A. stenocarpa*. Sie befinden sich hier an der absoluten Nordgrenze ihres Areals. Höhere Gebirgslagen unter 2000 m werden von ihnen bevorzugt, und es kann die *Assoziation* von *Acacia stenocarpa* und *Abutilon bidentatum* ausgebildet sein. Gemeinsam mit den schwerpunktmäßig in den tieferen Lagen des südlichen Tibesti verbreiteten Arten *Capparis decidua* und *Hyphaene thebaica* (eine Palme von vielseitigem Nutzen für die einheimische Bevölkerung) kennzeichnen diese Holzgewächse den südwestlichen Vegetationsbezirk Tibestis (enclave de végétation sahélienne). Auch alle Baumarten der Wüstensavanne sind weit verbreitet.

2. In den großen Trockentälern des mittleren und nördlichen Tibesti sind *Tamarix aphylla* und *T. gallica* recht häufig. (Beide Arten sind im südwestlichen Tibesti selten und fehlen auf weite Strecken völlig.) *T. aphylla* ist die wichtigste Kennart der *Assoziation* von *Tamarix articulata* und *Farsetia ramosissima*. Die übrigen Baumarten — bis auf die unter 1. als beschränkt verbreitet gekennzeichneten, und *Erica arborea* — finden sich in unterschiedlicher Häufigkeit und mit zunehmender Auflockerung der Siedlungsplätze gegen Norden im gesamten Bergland. Es dominiert die Wüstensavanne. Höhen von 2000 m werden kaum überschritten und im Norden nicht einmal erreicht. Flächenmäßig nimmt dieser mittlere und nördliche Vegetationsbezirk Tibestis (étage saharo-tropical et étage montagnard inférieur p. p., vgl. QUEZEL 1959 b) den größten Raum ein.

3. Der Vegetationsbezirk der höheren Gebirgslagen Tibestis (étage montagnard supérieur) ist in bezug auf Holzgewächse gekennzeichnet durch die Baumlosigkeit. In den Hochtälern und auf den Hochflächen (Tarsos), oberhalb ca. 1700 bis 1800 m im Norden und ca. 2200 m im Süden, gibt es keine Baumart. Oft bleiben in den Grenzbereichen die Baumarten niedrig, oder sie sind verkrüppelt. Am weitesten in die Hochlagen gehen *Ficus salicifolia*, *Acacia stenocarpa*, *A. albida*, *A. seyal*, *A. raddiana* im äußersten Süden Tibestis, und *Tamarix gallica*. Eine Ausnahme bilden die Reliktvorkommen von *Erica arborea* in tief eingeschnittenen Schluchten zwischen 2500 und 3000 m am Emi Koussi (3415 m) im Süden Tibestis, die erst 1958/59 entdeckt wurden; einzelne Individuen erreichen eine Größe von 5 bis 6 m (BRUNEAU DE MIRE und QUEZEL 1959).

Der Reichtum der Vegetation Tibestis an tropischen Florenelementen (Soudan-Elementen) bzw. Sahel-Arten ist sehr bemerkenswert. Alle Baumarten des südwestlichen Vegetationsbezirkes, ob sie nun dort ihre absolute Nordgrenze haben oder nicht, sind typische Gewächse der Dornbuschsavanne, der Sahelzone, das ist der breite gürtelförmige Grenzstreifen im Süden der Sahara vom Senegal bis Nubien, welcher zu der echten Savanne Afrikas überleitet. Nur *Acacia laeta* und *Ficus sycomorus* sind ostafrikanisch verbreitet. Dazu kommt noch eine große Zahl weiterer tropischer Vegetationsglieder, die nur im Südwesten und Süden des Gebirges und auf den angrenzenden Ebenen zusagende Lebensbedingungen finden (*Cenchrus spp.*, *Melhanina spp.*, *Hypoestes verticillaris*, *Cadaba farinosa*, *Ruellia patula* und viele andere) und deren Verbreitungsgrenzen innerhalb dieses Gebietes gegen Norden und gegen die Höhenlagen auffallend gebündelt erscheinen, während viele saharo-sindische Arten (wie *Zilla spinosa*) völlig fehlen. Man spricht von einer Exklave bzw. Enklave der Sahelvegetation. Deren Vorhandensein setzt annähernd die gleichen Klimaverhältnisse voraus, wie sie in der 500 bis 800 km entfernten eigentlichen Sahelzone für den Pflanzenwuchs gegeben sind, nämlich eine periodische sommerliche Feuchtigkeit durch den Einfluß der Monsunaufläuffer und eine hohe jährliche Mitteltemperatur ohne Frostgrade. Nicht zuletzt aus dem pflanzengeographischen Verhalten der spezifischen Baumarten im Südwesten Tibestis kann geschlossen werden, daß der gesamte südwestliche Bezirk — und nur dieser — innerhalb der Grenzen der warmen Tropen liegt, wo die nächtlichen Minimumtemperaturen niemals unter 0° absinken. Die absolute Frostempfindlichkeit vieler Tropenpflanzen ist allgemein bekannt (vgl. v. WISSMANN 1948). Auch an weiteren Befunden läßt sich erkennen, daß dieser Vegetationsbezirk frostfrei ist. a) Verwilderter *Ricinus communis* wächst häufig baumförmig wie in allen warmen Tropenländern, während in den Subtropen oder im Mittelerrangebiet diese Art mehr strauchförmig auftritt. b) Die Tomate *Lycopersicon esculentum*, eine absolut frostempfindliche Pflanze amerikanischer Herkunft, die die einheimische Bevölkerung vielfach kultiviert, gedeiht im Südwesten üppig im Winter und liefert reiche Ernten;

im übrigen Tibesti bringen die Kulturen in den Wintermonaten Dezember bis Februar keine Ernten, und die Pflanzen können auch mit Hilfe von Palmwedeln nicht immer vor dem Erfrieren geschützt werden. — Die Niederschlagsmenge scheint großräumig gesehen, in weiten Bereichen zu variieren; das Klima ist arid bis extrem arid. Relativ hohe Niederschläge empfangen die randlichen Höhegebiete. Die Assoziation von *Acacia stenocarpa* und *Abutilon bidentatum* gilt als ein Indikator für eine mittlere jährliche Niederschlagsmenge von 150 bis 200 mm oder darüber (QUEZEL 1959b). Mit dieser Gesellschaft steht im Kontakt die Assoziation von *Phagnalon tibesticum* und *Foeniculum scoparium*, die vielleicht noch deutlicher als *Acacia laeta* und *Ficus sycomorus* die Beziehung zur Vegetation der submontanen Stufe ostafrikanischer Gebirge erkennen läßt (QUEZEL 1959b).

Im Gegensatz zum südwestlichen Bezirk ist das übrige Tibesti-Bergland, wie die mitgeteilten Beobachtungen an Tomatenkulturen zeigen, leicht frostgefährdet. Dadurch wird die geringe Zahl von thermophilen tropischen Arten in diesem Bezirk verständlich, von denen einige nach Norden immer seltener werden. Es überwiegen die saharo-sindischen Arten. Immerhin findet sich an Baumarten noch *Capparis decidua* im mittleren und nordwestlichen Tibesti (vgl. SCHOLZ 1966), und *Hyphaene thebaica* geht noch bis in den libyschen Teil Tibestis. GEYR VON SCHWEPPEBURG (1920) berichtet, daß Baumarten tropischer Herkunft wie *Acacia seyal*, *A. raddiana*, *Maerua crassifolia*, *Balanites* und *Calotropis* noch nächtliche Temperaturen von —5° C ertragen. — Neben der Kälte macht sich aber auch die große Trockenheit in diesem Gebiet bemerkbar. Nun finden die saharo-sindischen *Tamarix*-Arten Bedingungen, die ihrer Entwicklung förderlich sind. Hierfür ist ein gewisser, aber nicht zu hoher Salzgehalt eines sandigen Bodens in den mittleren und unteren Abschnitten der Trockentäler von Bedeutung, der von den geringen und den wenig regelmäßigen Niederschlägen oder von der unregelmäßigen Wasserführung in den Wadis abhängt. *Tamarix aphylla* und *T. gallica* subsp. *nilotica* sind in der ganzen zentralen Sahara mit episodischen Regenfällen häufig. (Ähnlich verbreitet und mit *T. aphylla* oft vergesellschaftet ist u. a. *Salsola baryosma*, vgl. SCHOLZ 1966.) Beide Sippen sind Zeiger für ein ausgesprochen extrem arides Klima. — Die Höhenbegrenzung der *Tamarix*-Arten ergibt sich aus dem abnehmenden Sand- und Salzgehalt des Bodens mit ansteigender Höhe und ist wahrscheinlich nicht temperaturabhängig. Daß aber die tropischen Sahel-Baumarten in den Höhenlagen durch Kältegrade entscheidend beeinflußt werden, soll im Folgenden näher ausgeführt werden. Tiefste beobachtete Temperatur im Tibesti ist —13° C (MONOD 1950).

Tibesti hat eine Baumgrenze bei 2000 m, die durch den Temperaturfaktor bestimmt wird. In den Höhen über 2000 m zeigt sich ein für die zentrale und südliche Sahara ganz unerwartetes Vegetationsbild. Nicht nur das Fehlen jeglichen Baumwuchses in den Hochtälern und an den Erosionsrinnen der Hochflächen und der

Besatz schattiger Felsen mit Flechten (*Lichenes*) vermitteln diesen fremdartigen Eindruck, sondern vor allem auch das weite Ausgreifen der krautigen und sträuchigen Pflanzen auf die Bergflanken und Talhänge, so daß man hier schon — zumindest auf den vom Regen begünstigten südlichen Hochlagen — von einer diffusen Vegetation sprechen kann (MAIRE und MONOD 1950). Die Physiognomie dieser an Halbsträuchern reichen, mit vielen Grasarten durchsetzten und damit teils an die Halbwüste bzw. Wüstensteppe des nördlichen Sahara-Grenzsaumes teils — wenn auch weniger deutlich — an die krautreichen Grasländereien tropischer Bergländer erinnernden Pflanzengemeinschaften, von denen die auffallendste die Assoziation von *Artemisia tilhoana* und *Ephedra tilhoana* (mit *Pentzia monodiana*) ist (QUEZEL 1958; 1965), verrät, daß die mittlere jährliche Regenmenge in diesen Höhenbereichen ca. 150 mm beträgt. Schon dieser für Wüstenverhältnisse hohe Niederschlagswert zeigt an, daß die Baumgrenze Tibestis keine Trockengrenze, keine desertische oder kontinentale (nach der Terminologie von BROCKMANN-JEROSCH 1919) sein kann, sondern — da keine andere Wahl bleibt, weil anthropogene Einflüsse und edaphische Gründe auszuschließen sind — eine durch den Temperaturfaktor bedingte alpine Baumgrenze ist. Jedoch lassen sich noch zwei deutlichere Beweise für die thermische Bestimmung der Baumgrenze beibringen. a) Jede Analyse der Flora in den Gebirgshochlagen ergibt, daß das Sahel-Element völlig fehlt. Es fehlen nicht nur Sahel-Baumarten, sondern auch Sahel-Kräuter, -Sträucher und -Gräser; offensichtlich deshalb, weil sie alle im größeren oder geringeren Maße frostempfindlich sind. Baumförmige und nicht-baumförmige tropische Arten reagieren in gleicher Weise auf die Temperatur. b) Der Grenzverlauf der tropisch-sahelischen *Acacia raddiana*, einer Kennart der Wüstensavanne, wird im Norden ihres Areals in Nordafrika nicht durch die Trockenheit, sondern durch die kalten Wintertage bestimmt. Die +5°C-Isotherme von Dezember und Januar stimmt gut mit der nördlichen Arealgrenze der *Acacia raddiana* überein (QUEZEL und SIMONNEAU 1963). Alle nördlichen Arealgrenzen der übrigen Baumarten Tibestis dürften in ähnlicher Weise festgelegt sein. Aus den arealbegrenzenden Faktoren in der Horizontalen lassen sich Schlüsse auf die höhenbegrenzenden Faktoren ziehen. Beide Grenzlinien sind temperaturabhängig, wobei für deren Verlauf weniger die Mitteltemperatur der Wintermonate als die Extremwerte unter -5°C oder -8°C den Ausschlag geben dürften. — Oberhalb von 2000 m herrscht im Tibesti größtenteils ein mäßig warmes, arides Klima. In weiten Teilen des Gebietes fallen die meisten Niederschläge in den Sommermonaten.

Die Baumgrenze Tibestis bei 2000 m ist sehr auffallend und deutlich, weshalb sie empirische Baumgrenze genannt werden soll. Der relativ niedrige Verlauf dieser empirischen, thermischen Baumgrenzlinie widerspricht jeder theoretischen Erwartung. In der Regel liegt die obere Baumgrenzlinie

aller afrikanischen Gebirge wesentlich höher. Außerdem bilden fast überall, ob im ariden oder humiden Längssektor Afrikas (STOCKER 1963), boreale, mediterrane oder tropisch-montane Florenelemente die obere Wald- oder Baumgrenze, aber nur selten die kälteempfindlichen Arten der Savanne bzw. Wüstensavanne, wie im Tibesti, oder Arten äquivalenter Vegetationsgebiete. Ähnliche Verhältnisse wie im Tibesti finden sich z. B. noch im Djebel Marra (GOOD 1924). Die Kälteempfindlichkeit der Sahel-Arten erklärt zwar ihre Höhenbegrenzung in diesen Gebirgen, gibt aber selbstverständlich keine Auskunft über die Gründe des Fehlens von mediterranen oder tropisch-montanen, im allgemeinen sehr kälteresistenten Baumarten in den dortigen Hochlagen.

Im Tibesti-Gebirge ist in den Höhen über 2000 m besonders zahlreich das mediterrane Florenelement vertreten. Viele Arten haben hier ein isoliertes Verbreitungszentrum, Arten, die dann erst wieder in den Tiefländern am nördlichen Rande der Sahara verbreitet sind, ja sogar als Bestandteile der mediterranen Macchie anzusprechen sind oder sich unmittelbar von Arten dieser mediterranen Formation ableiten (*Globularia arabica*, *Teucrium polium*, *Lavandula*, *Helianthemum*, *Erodium malacoides*, *Moricandia arvensis*, *Diplotaxis acris* u.a.). Das beweist, daß in den Höhenregionen Tibestis hinsichtlich der Wärme- und Kältegrade eine gewisse Übereinstimmung mit dem Klima des Mittelmeergebietes vorliegt, und daß demzufolge, nach den Temperaturverhältnissen zu urteilen, grundsätzlich ein Baumwuchs von nicht-sahelischen Arten möglich wäre. Daß dennoch diese Arten dort fehlen, erklärt sich durch ihre, im Vergleich und im Gegensatz zu den Sahel-Baumarten andersartigen oekologischen Ansprüche, die deutlich werden, wenn das Fehlen von z. B. mediterranen Baumarten auch in allen tieferen Lagen der trockensten Teile in der Sahara mitberücksichtigt wird. Es ist denkbar, daß nur die tropisch-afrikanische Pflanzenwelt, und nicht die mediterrane (und iranoturanische), „unter dem die Aridität begünstigenden Tropenklima... zu Kombinationen geführt hat, die in der Fähigkeit der Wasseraufnahme durch die Entwicklung besonderer Eigenschaften des Wurzelsystems den Bauformen der gemäßigten und kalten Klimate überlegen geworden sind“ (STOCKER 1962, 236—237). Auch eine jährliche Niederschlagsmenge von ca. 150 mm und das reichliche Feuchtigkeitsangebot in den Wadis der Hochtäler ist unter den sonstigen Bedingungen des Sahara-Klimas nicht ausreichend für einen Baumwuchs mediterraner oder tropisch-montaner Arten. Von besonderer Bedeutung sind vielleicht auch Besonderheiten im keimungsphysiologischen Verhalten. Auszuschließen sind edaphische und oreographische Gründe oder Konkurrenzfaktoren, die hier, wie bei der Erörterung der Höhenbegrenzung tropischer Baumarten, das Fehlen der betreffenden Arten nicht erklären können. Entscheidend für die baumförmigen Holzgewächse der gemäßigten und kalten Klimate ist die relative Trockenheit des Bodens und der Luft. Es gibt Hochländereien bzw. Gebirgsstufen, welche zu trocken

sind für einen Gebirgswald oder entsprechenden Baumwuchs und zu kalt für die Savanne. Die Feststellung gilt nicht nur für Tibesti, sondern auch für andere Landesteile Afrikas (vgl. MICHELMORE 1939, 302). Ein baumfeindliches Klima herrscht nicht nur in den sterilen, praktisch vegetationslosen Wüstengebieten, in den alpinen Regionen und den arktischen Gebieten, sondern auch in bestimmten, klimatisch durchaus nicht extremen Lagen der Gebirge Afrikas. Wenn man die Vegetation der Hochgebirgslagen Tibestis (2000 bis 3000 m) sowohl zu einigen baumfreien, montanen Grasländereien tropischer Gebirge Ostafrikas in Beziehung setzt, als auch zu den halbwüstenartigen, gleichfalls baumfreien Formationen Nordafrikas (auch hier ist es für die tropischen Sahel-Baumarten zu kalt und für die mediterranen Baumarten zu trocken), wozu die geographische Lage Tibestis an der Grenze der beiden Florenreiche Holarktis und Palaeotropis geradezu herausfordert, dann ist die genannte Höhenregion Tibestis über 2000 m bioklimatisch und vegetationskundlich der montanen Höhenstufe zuzurechnen. Auf keinen Fall ist die wüstensteppenartige Vegetation der Hochlagen Tibestis mit den alpinen Höhenstufen zentral- oder ostafrikanischer Hochgebirge mit strenger Kälte und ausgeprägtem Tageszeitenklima zu vergleichen.

Im Tibesti gibt es außer der empirischen alpinen Baumgrenze noch eine weitere thermische Baumgrenzlinie oberhalb von 2000 m, die sich zwar nicht sichtbar aufzeigen läßt, aber dennoch zur Kennzeichnung des

Klimas der höheren Gebirgslagen sehr bedeutend ist und besonders herausgestellt werden muß. Es ist die theoretische Baumgrenze der Sahara (BUDEL 1952). Diese alpine Baumgrenze dürfte im Tibesti über 3000 m liegen. — Wie die neuesten Untersuchungsergebnisse der Florengeschichte des Sahararaumes erkennen lassen (vgl. QUEZEL 1965), verschwanden die letzten mediterranen Baumarten aus den höheren und tieferen Lagen Tibestis vor 4000 bis 5000 Jahren. Im Unterschied zu den trockenresistenteren, aber kälteempfindlichen Sahel-Baumarten, konnten sie die letzte Klimaschwankung und die zunehmende Austrocknung der Sahara nicht überstehen. Zurück blieb in den Hochlagen Tibestis eine baumfreie wüstensteppenartige Vegetation. Nur als lokales Relikt einer vergangenen Klimaperiode und damit nicht mehr in Übereinstimmung mit dem heutigen Großklima Tibestis, siedelt auf beschränktem Raum *Erica arborea* in Höhen von 2500 bis 3000 m. Das Vorkommen dieser Art im Tibesti gibt einen Hinweis auf den oberhalb von 3000 m liegenden Verlauf der theoretischen thermischen Baumgrenzlinie in der Sahara. *E. arborea* ist außerdem im Mittelmeergebiet weit verbreitet und charakterisiert die subalpine Stufe ostafrikanischer Gebirge. Im Hoggar gibt es keine *E. arborea*, dafür aber bis zu einer Höhe von 2700 m (MAIRE 1933) die in der Zentral-Sahara endemische Reliktart *Olea laperrini*, eine dem mittelmeerländischen Ölbaum nächstverwandte Art, die im Tibesti-Gebirge noch nicht nachgewiesen wurde.

## ZUSAMMENFASSUNG

Hauptsächlich nach der Verbreitung der 22 einheimischen Baumarten des Tibesti-Gebirges werden drei Vegetationsbezirke unterschieden:

1. Der südwestliche Vegetationsbezirk mit einem ariden bis extrem ariden warmen, ganzjährig frostfreien Tropenklima.
2. Der mittlere und nördliche Vegetationsbezirk mit einem extrem ariden leicht frostgefährdeten Klima.
3. Der Vegetationsbezirk der höheren Gebirgslagen Tibestis oberhalb ca. 2000 m ohne Baumwuchs.

Die heute im Gebiet wirkenden bioklimatischen Faktoren sind bestimmend für den Baumwuchs in den einzelnen Gebirgsteilen. Im gesamten Tibesti-Gebirge fehlen, bis auf ein eng begrenztes Relikt vorkommen

von *Erica arborea*, wegen des überall vorherrschenden trockenen Sahara-Klimas mediterrane, boreale und tropisch-montane Baumarten. Die thermische obere Baumgrenzlinie liegt deshalb bei ca. 2000 m und wird ausschließlich von den frostempfindlichen tropischen Sahel-Baumarten gebildet (empirische Baumgrenze). Vegetationskundlich und bioklimatisch gehören die Hochlagen Tibestis, trotz der Baumlosigkeit, zur montanen Gebirgstufe. Jede Anzeichen einer Einwirkung größerer Kältegrade auf die Pflanzenwelt und den Pflanzenwuchs fehlen. Die absolute obere thermische Baumgrenzlinie liegt oberhalb der höchsten Erhebungen, bei über 3000 m (theoretische Baumgrenze).

## RÉSUMÉ

En se basant surtout sur la répartition des 22 espèces d'arbres indigènes des Monts du Tibesti, on peut distinguer les 3 zones de végétation suivantes:

1. Le secteur SW, avec un climat tropical chaud aride à très aride, sans aucun gel annuel.
2. Le secteur médian et N, avec un climat très aride à légères manifestations du gel.
3. Le secteur des plus hautes cimes du Tibesti, au-dessus de 2000 m environ, sans végétation arborescente.

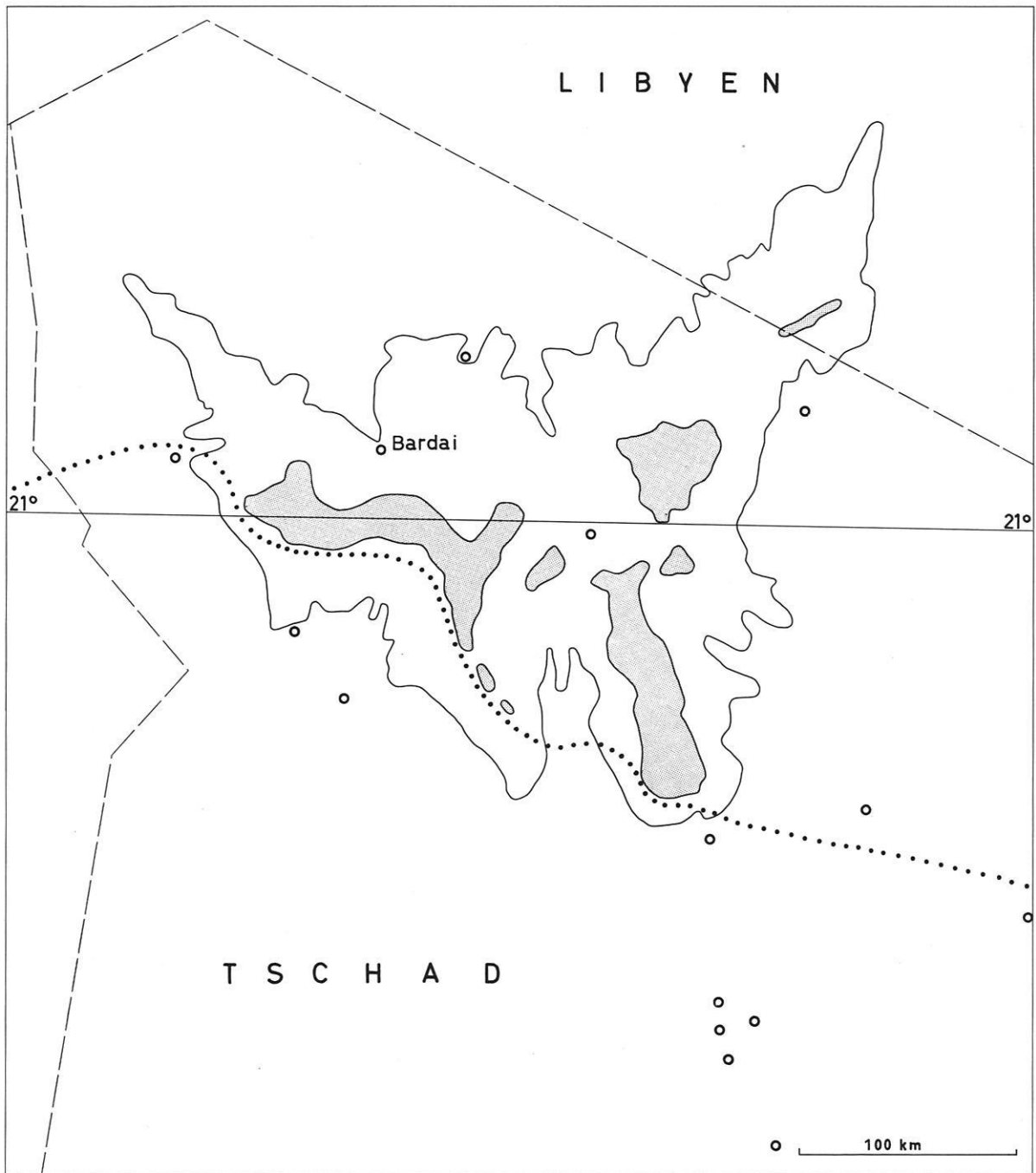
Les facteurs bioclimatiques agissant actuellement sont déterminants pour la croissance des arbres dans chaque partie de montagne individuelle. Dans l'ensemble des Monts du Tibesti, à l'exception d'*Erica arborea*, apparaissant comme forme relicte une zone très re-

streinte, les espèces arborescentes méditerranéennes boréales et tropicales de « montagne » manquent complètement, à cause du climat sec du Sahara qui règne partout. La limite supérieure des arbres se trouve de ce fait vers 2000 m environ et est exclusivement celle des espèces arborescentes du Sahel, tropicales et sensibles à la gelée (limite empirique). En dépit de l'absence d'arbres, les cônes du Tibesti appartiennent, au point de vue type de végétation et au point de vue bioclimatique au type de montagne. Il n'y a pas de signe d'une plus grande action du froid sur la végétation et sur sa croissance. L'altitude supérieure absolue de la limite thermique des arbres se trouve au-dessus des plus hauts sommets, vers plus de 3000 m (limite théorique).

## LITERATURVERZEICHNIS

- Brockmann-Jerosch, H.** (1919): Baumgrenze und Klimacharakter. Beiträge zur geobotanischen Landesaufnahme 6, Zürich.
- Bruneau de Miré, Ph. et Quézel, P.** (1959): Sur la présence de la Bruyère en arbre (*Erica arborea* L.) sur le sommets de l'Emi Koussi (Massif du Tibesti). C. R. Sommaire Séances Soc. Biogéogr. 36 (315): 66—70.
- Büdel, J.** (1952): Bericht über Klima-morphologische und Eiszeit-Forschungen in Nieder-Afrika auf Grund einer Forschungsreise 1950/51. Erdkunde 6: 104—132.
- Geyr von Scheppenburg, H.** (1920): Zur Pflanzengeographie der inneren Sahara. Petermanns Mittlg. 66: 260—264.
- Good, R.** (1924): The geographical affinities of the flora of Jebel Marra. New Phytologist 23: 266. (n. v.)
- Hermes, K.** (1953): Die Lage der oberen Waldgrenze in den Gebirgen der Erde und ihr Abstand zur Schneegrenze. Kölner Geogr. Arbeiten 5.
- Hövermann, J.** (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. Die Erde 94: 126—135.
- Lavauden, L.** (1927): Les forêts du Sahara. Rev. Eaux et Forêts, Sér. 6, 65: 265—277, 329—341.
- Maire, R.** (1933): Etudes sur la Flore et la Végétation du Sahara central, Pt. 1. Mém. Soc. Hist. Nat. Afr. du Nord 1933: 1—272.
- Maire, R.** (1940): Etudes sur la Flore et la Végétation du Sahara central. Mém. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord 1940: 273—433
- Maire, R. et Monod, Th.** (1950): Etudes sur la Flore et la Végétation du Tibesti. Mém. Inst. Français Afr. Noire 8.
- Michelmore, A. P. G.** (1939): Observations on tropical african grasslands. J. Ecology 27: 282—312.
- Monod, Th.** (1950): Siehe Maire, R. et Monod, Th. (1950).
- Monod, Th.** (1954): Modes „contracté“ et „diffus“ de la Végétation Saharienne. In: Biology of Deserts, Proceed. Symp. Biol. hot and cold Deserts (ed. J. L. Cloudsley-Thompson), p. 35—44, London.
- Ozenda, P.** (1958 a): La Végétation ligneuse du Sahara. Rivières et Forêts, Sér. 1958, Nr. 9/10.
- Ozenda, P.** (1958 b): Flore du Sahara septentrional et central. Centre Nat. Rech. Scientifique.
- Quézel, P.** (1958): Mission botanique au Tibesti. Mém. Inst. Rech. Sah. Univ. Alger 4.
- Quézel, P.** (1959 a): Nouvelle contribution à la Flore du Tibesti. Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord 50: 19—33.
- Quézel, P.** (1959 b): La Végétation de la zone nord-occidentale du Tibesti. Trav. Inst. Rech. Sah. Univ. Alger 18: 75—107.
- Quézel, P.** (1965): La Végétation du Sahara du Tchad à la Mauritanie. Stuttgart.
- Quézel, P. et Simonneau, P.** (1963): Les peuplements d'Acacia du Sahara nord-occidentale. Etude phytosociologique. Trav. Inst. Rech. Sah. Univ. Alger 22: 79—121.
- Scholz, H.** (1966): Beitrag zur Flora des Tibesti-Gebirges (Tschad). Willdenowia 4 (2): 183—202.
- Smith, J.** (1949): Distribution of tree species in the Sudan in relation to rainfall and soil texture. Khartoum.
- Stocker, O.** (1962): Steppe, Wüste, Savanne. Die Asymmetrie des ariden Gürtels und andere ökologische Probleme. Veröff. Geobot. Inst. Eidg. Techn. Hochschule Zürich 37 (Festschrift Franz Firbas): 234—243.
- Stocker, O.** (1963): Das dreidimensionale Schema der Vegetationsverteilung auf der Erde. Ber. Dtsch. Bot. Ges. 76: 168—178.
- Walter, H.** (1964): Die Vegetation der Erde in öko-physiologischer Betrachtung. Bd. I: Die tropischen und subtropischen Zonen. Stuttgart.
- Wissmann, H. v.** (1948): Pflanzenklimatische Grenzen der warmen Tropen. Erdkunde 2: 81—92.





Gebiete über 2000 m
 
 ..... vermutliche Nordgrenze der warmen Tropen(frostfreie Gebiete).

Abb.1 Tibesti-Gebirge, umgrenzt durch die 1000 m Linie.



Abb. 2. Lineare Baumvegetation (hauptsächlich mit Akazien) im Süden Tibestis (Becken von Zouar, ca. 700 m)  
(Aufnahme Scholz)



Abb. 3. Akazien-Hain (*Acacia raddiana*) bei Bardai

(Aufnahme Scholz)



Abb. 4. Tamarisken (*Tamarix aphylla*) im Nordwesten Tibestis längs des Enneri Oudingueur bei Fochi

(Aufnahme Scholz)



Abb. 5. Dum-Palmen (*Hyphaena thebaica*) bei Bardai mit *Solonstemma argel*

(Aufnahme Scholz)

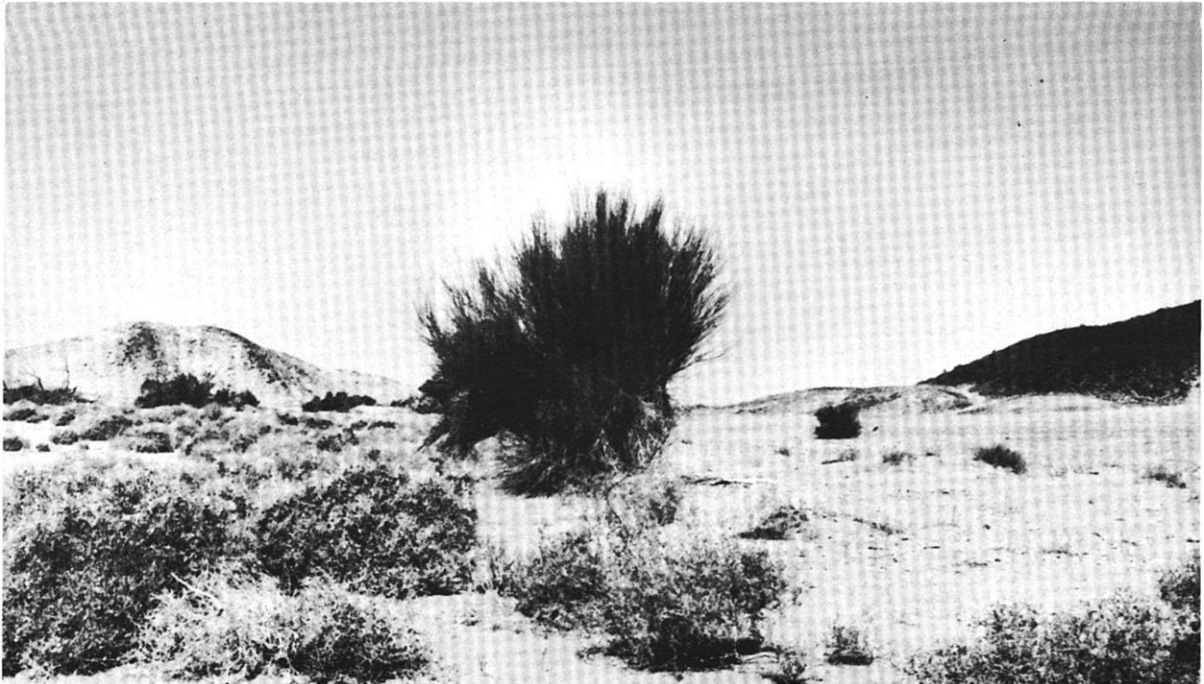


Abb. 6. *Leptadenia pyrotechnica* im Enneri Ofouni (nordw. Tibesti), im Vordergrund Büsche von *Zilla spinosa*  
(Aufnahme Scholz)



Abb. 7. Wüstensteppenartige Vegetation mit *Pentzia monodiana* und *Ephedra tilhoana* auf einer flachen Senke  
des Tarso Toussidé (bei 2300 m)  
(Aufnahme Scholz)

# BEOBSACHTUNGEN AN INSELBERGEN IM WESTLICHEN TIBESTI-VORLAND

von Horst Hagedorn

Während einer Forschungsreise 1962 in das Tibesti-Gebirge hatten HOVERMANN und HAGEDORN mehrere Relieftypen festgestellt, die regelhaft in Höhenstufen angeordnet schienen (HOVERMANN 1963). Die Grenzen dieser Typen schärfer zu erfassen, der Frage ihrer gesetzmäßigen Verbreitung nachzugehen und zur Klärung der Formengenese beizutragen, war das Ziel meiner Untersuchungen bei meinem Aufenthalt in Bardai 1964/65.

Die Relieftypen des Tibesti-Gebirges und seiner Umgebung, die sich nach den vorliegenden Karten und den Angaben in der Literatur auch in anderen Teilen der Sahara vorfinden, sind insbesondere:

1. Das äolische Abtragungs- und Aufschüttungsrelief,
2. die Sandschwemmebenen am Rande des Gebirges,
3. ein ausgesprochen fluviales Zerschneidungsrelief im Gebirge, in größeren und besonders hohen Einzelbergen, Schichtstufen usw. („Wüstenschluchtenrelief“ nach HOVERMANN) und
4. ein periglazial-fluviales in den Hochregionen der Gebirge.

Als engeres Untersuchungsgebiet habe ich den südwestlichen Abfall des Tibesti-Gebirges und sein westliches Vorland gewählt. Für die Detailuntersuchungen im Gelände standen Luftbilder im Maßstab von 1:50 000 zur Verfügung. Vergleiche ermöglichten Fahrten in das nördliche und nordöstliche Tibesti-Gebirge und sein Vorland sowie in Teile des Borkou-Berglandes. Weitere Ergänzungen erbrachten Reisen in der libyschen Wüste.

Es ist nicht möglich, in diesem Bericht auf alle Beobachtungen und Probleme einzugehen. Ich möchte daher Beobachtungen an Inselbergen im westlichen Tibesti-Vorland herausgreifen und beschreiben.

## Die Flächen im südlichen und westlichen Tibesti-Vorland

Das südliche Tibesti-Vorland wird von einer ausgedehnten Rumpffläche eingenommen, die am Gebirgsrand eine Höhe von über 600 m erreicht und sich sanft nach Süden und Südosten abdacht. Sie ist — abgesehen von den großen Enneris, die aus dem Gebirge kommen — von sehr breiten Flachmuldentälern durchzogen, deren Böden und Hänge mit einer geringmächtigen Sanddecke bedeckt sind, während auf den dazwischenliegenden Riedeln der nackte Fels zutage tritt. An einigen Stellen bilden Lateritkrusten kleine 2 bis 5 m höhere Plateaus. Sie sind zusammen mit Inselbergen und einer größeren Zahl kleiner Felsbuckel, die zumeist auf den Wasserscheiden zwischen den Flachmuldentälern sitzen, die einzigen Erhebungen über der eintönigen, sanft gewellten Fläche. Die Inselberge treten bis zu der aus dem eigentlichen Gebirgsbereich nach Südwesten vorgeschobenen Sandsteinbastion des Plateaus von

Daski nur sehr vereinzelt auf. Der markanteste, der Ehi Atroun, ein plateauförmiger Inselberg, den CAPOT REY (1961) eingehender beschrieben hat, dient als Landmarke am Rande der Piste, die von der Oase Faya-Largeau in nordwestlicher Richtung über die Rumpffläche nach Zouar führt.

Im Osten trennt eine zerfranzte Schichtstufe mit vorgelagerten Zeugenbergen die Rumpffläche des südlichen Tibesti-Vorlandes vom südöstlichen Borkou-Bergland, dessen Sandsteinplateaus vom Wind in „Walfischrücken“, schmale und breite Wannen mit Höckern und Sandkupstentfeldern umgeformt werden. Aus Tonsteinen und Diatomeenablagerungen in den Depressionen — Zeugen des pleistozänen Tschads, der sich in unterschiedlicher Größe mehrere Male bis nach Borkou ausgedehnt hat (PIAS, 1958; GROVE & PULLAN, 1963) — sind Yardangs gebildet worden, die auch gegenwärtig noch laufend korradiert werden.

Am Westrand der Rumpffläche greift ein Dünenfeld (Dunes de Tarka) bis an das Plateau von Daski heran. Nordwestlich dieses Ergausläufers erheben sich die Stufen der südöstlichen Umräumung des Beckens von Djado (das Becken von Djado wird auch Becken von Murzuk genannt), das hier die große Tschaddepression ablöst. Zwischen diesen Randketten und der Sedimentdecke des Tibesti-Gebirges setzt sich die Fläche über 200 km weit nach Nordwesten fort. Sie steigt dabei von einer Höhenlage von über 600 m im Südosten bis auf fast 800 m am Korizo-Paß an. Dieser Rumpffläche, die nur zwischen 10 und 30 km breit ist, ist eine große Zahl Inselberge aufgesetzt, die die umgebende Fläche um teilweise mehrere hundert Meter überragen. Einen der größten unter ihnen, den Ehi Dao Minetto (auf einigen Karten heißt er auch Ehi Goudia; die Eingeborenen nennen ihn Ehi Goudia), habe ich eingehender untersucht.

## Die Inselberge im westlichen Vorland

Der Ehi Dao Minetto, wie alle Inselberge dieses Bereichs, besteht aus kreuz- und schräggeschichteten Sandsteinen, die häufig sehr grobkörnig bis konglomeratisch sind. Die Farbe des frischen Gesteins wechselt von weiß und gelb zu schwachrot bis braun. Diese Sandsteine gehören zu einer Sandsteinserie, mit der im Westen, Süden und Osten das Tibesti-Gebirge u-förmig ummantelt ist. Sie ist von KLITZSCH (1965) mit der kambrischen Hassaouana-Formation Libyens korreliert worden. In diese kambroordovizischen Sandsteine — nach WACRENIER (1958) sind es hauptsächlich Serien aus dem Gotlandium (grès moyen) — ist die Rumpffläche und ihre Fortsetzung in der Umgebung der Inselberge eingearbeitet. Nach den Feldbefunden schneidet sie aber auch ältere Schichten.

Die flach nach Westen einfallenden Schichten sind tektonisch durch einige größere NE-SW-verlaufende Verwerfungen gestört. Untergeordnet treten auch Störungslinien in anderen Richtungen auf, sie haben aber meist nur kleinere Ausmaße und machen sich nur geringfügig in den Umrißlinien mancher Inselberge bemerkbar (z. B. am Ehi Atroun).

Der Ehi Dao Minetto erreicht eine Höhe von 1292 m; er überragt damit die umgebende Fläche (750 bis 780 m) um rd. 500 m. Nur in zwei größeren Partien im NW- und SE-Teil erscheint er als Tafelberg (Abb. 1, 2). Sonst ist er entlang der Hauptklüfte unterschiedlich tief zerschnitten. Durch die Engständigkeit des Klufnetzes erscheinen einzelne Partien wie eine riesige Orgel. Andere Inselberge in der gleichen Gegend dagegen sind völlig in ein Gewirr von Pfeilern und Nadeln aufgelöst (z. B. Aiguilles de Sissé).

Betrachtet man den Ehi Dao Minetto auf dem Luftbild (Abb. 1), so sieht man deutlicher noch als unmittelbar im Gelände die abgerundeten Formen dieses gewaltigen Berges. Bei der direkten Geländebeobachtung treten die — auf die Größe des Berges bezogen — kleinen Hangstufungen, bedingt durch die unterschiedliche Widerständigkeit der einzelnen Schichtpakete zu sehr in den Vordergrund und verdrängen leicht den wirklichen Formencharakter des gesamten Berges. Formal können diese Inselberge alle zu den „Skulptur-Inselbergen“ im Sinne von PASSARGE und zur Gruppe der „zonalen Vorgebirgs-Inselberge“ gestellt werden.

Fährt man auf der Rumpffläche auf den Ehi Dao Minetto zu, so zeigt sich dem Beobachter ein eigenartiges Bild. Der Berg, der durch seine Höhe und Größe schon sehr weit zu sehen ist, scheint nicht auf der Fläche, sondern gleichsam mit dem Sockel in der Fläche zu stehen. Diese merkwürdige Erscheinung, die auch für die meisten übrigen Inselberge in diesem Gebiet gilt, ist an den Inselbergen am Nordrand des Tibesti-Gebirges oder auch an denen der Serir Sebaa im Fezzan z. B. nicht zu beobachten; hier stehen die Inselberge mit mehr oder weniger gut ausgeprägten Pedimenten direkt auf der Fläche, was auch schon aus großer Entfernung deutlich zu sehen ist.

Aus der Nähe erkennt man, daß diese seltsame Erscheinung keine Sinnestäuschung ist, sondern einen durchaus realen Grund hat. Der Berg ist von einer Randfurche unterschiedlicher Breite und Tiefe fast vollständig umgeben. Diese Randfurche, die beim eingemessenen Profil am Ehi Dao Minetto über 10 m tiefer als der höchste Punkt der Fläche liegt, ist besonders deutlich an der Ost- und Nordseite des Berges ausgeprägt, wo sie fast unmittelbar bis an den scharfen Fußknick heranreicht, mit dem die über 70° steilen Wände des Inselberges aufsteigen.

Die Randfurche des Ehi Dao Minetto läßt sich in mehrere Abschnitte gliedern. An der Ost- und Nordseite wird die breite Furche gleichsam durch eine Talwasserscheide in zwei Abflußrichtungen geteilt; wobei die eine praktisch nach Süden führt und in Höhe des südlich dem Inselberg vorgelagerten Plateaus den

Kontakt mit dem Berg verliert und an dem Plateau entlang auf der Fläche ausläuft (Abb. 1). Der andere Abfluß geht zunächst nach Norden und biegt dann nach Westen um; hier entfernt sich die Furche ebenfalls etwas vom Berg und nimmt einige andere Täler auf, die aus dem Berg kommen und wird nach Südwesten undeutlicher. An der äußersten Westflanke des Berges ist sie dann wieder markant erkennbar und Sammelader für eine große Anzahl Täler; sie mündet endlich in eine Endpfanne, die südwestlich des Ehi Dao Minetto liegt. Die „Talwasserscheide“ im östlichen und nördlichen Teil der Randfurche liegt etwa in der Gegend, wo zwei einzelne Felstürme im Osten dem Hauptberg vorgelagert sind (Abb. 1). In der Randfurche — besonders nahe der Wasserscheide — stehen einige kleine Restberge, die fast die Höhe der bis an die Randfurche gehenden Fläche erreichen; lediglich in der Umgebung der vorgelagerten Felstürme liegt die Fläche höher als die Restberge in der Randfurche.

Der Südflanke des Inselberges ist ein ausgedehntes Plateau vorgelagert, das die Rumpffläche um wenige Meter überragt. An der Südostspitze reicht das Plateau bis an die Steilwand des Inselberges heran, während es nach Westen von der Wand abrückt. Hier schließt sich an die Steilwand eine schwach geneigte Fläche an, die von dem eben genannten Plateau durch eine breite Furche getrennt ist. Ausgangs- und Scheidepunkt vom östlichen Teil der Randfurche ist der Berührungspunkt zwischen Plateau und Steilwand; der Endpunkt liegt in der südwestlich gelegenen Endpfanne. Der Abfall zur Randfurche ist hier im Süden bedeutend steiler als im Osten. Die zwischen Randfurche und Steilwand eingeschaltete Schrägfläche ist mit Sand bedeckt und relativ breit. Zu beobachten ist sie auch an einigen Stellen zwischen Steilwand und Randfurche an der Ostseite, jedoch ist sie hier viel schmaler.

Von Norden her greift eine tiefe Bucht in den Inselberg ein. In dieser Bucht liegen unmittelbar an den höchsten Teilen große gelbrote Sandhaufen. Unterhalb dieser Sande tauchen auf einer geneigten aus mehreren Kegeln zusammengesetzten Felsfläche grobe, schwach gerundete Schotter auf, die alle schwarzbraune Rinden und Krusten tragen. In diese kegelförmigen Flächen sind Schluchtentäler eingeschnitten, deren Hänge erkennen lassen, daß die kegelförmigen Flächen nur mit einem Schotterschleier bedeckt sind und die Form im Anstehenden gebildet worden ist.

Einige Täler weisen mehrere Terrassen auf, deren dünne Schotterstreu aber unterschiedlos mit Rinden überzogen ist. Frische Gesteinsfarben treten lediglich im Wasserriß selbst auf. Diese Einschnitte in den Schrägflächen münden in die Randfurche, die ihrerseits in der erwähnten Endpfanne ausläuft. Dieses Bild wiederholt sich in der ausgedehnten Bucht am Westrand des Berges, wo im Unterschied zur Nordseite jedoch einige Täler unmittelbar in die Endpfanne münden. Allen Tälern gemeinsam ist ein großer Bogen nach Süden in Richtung zur Endpfanne, der unmittelbar nach Austritt der Täler aus den Steilwänden ansetzt.

Neben den beschriebenen von Schluchten zerschnittenen Flächen am Nordwest- und Westrand des Berges fällt eine im Prinzip ähnliche Fläche auf, die ebenfalls im Westen, aber etwas nördlicher als die oben genannte Stelle gelegen ist. Im Luftbild hebt sie sich markant durch die schwarze Farbe und die deutlich erkennbaren tief eingeschnittenen Täler von den beiden anderen ab. Diese mit über 5° bis 8° erheblich steiler geneigte Fläche zieht sich höher hinauf als die übrigen. Am Fuße wird sie von der Randfurche im weiteren Sinne (also mit Einschluß des Haupttales zur Endpfanne hin) unter-schnitten. Die Täler in dieser Schrägläche sind ebenfalls steile Schluchten mit wenig Schutt; sie enden auf dem Niveau der Randfurche und besitzen ohne Ausnahme mehrere Gefällsbrüche im Längsprofil. Die Schuttbedeckung der geneigten Flächen ist nicht sehr mächtig (unter 50 cm) und besteht an vielen Stellen nur aus einer Streu fast schwarzer und vereinzelt schwach gerundeter grober Schotter. Im Gegensatz dazu zeigen Talsohle und untere Hangpartien der Täler die Gesteinsfarbe des Anstehenden ohne Kruste bzw. Wüstenlack.

#### **Das heutige Klima und seine geomorphologische Wirksamkeit**

An der Südseite des Ehi Dao Minetto reicht die Randfurche bzw. das Tal nicht bis unmittelbar an die Steilwand heran; es schiebt sich eine geneigte Fläche ein, die mit gelbrotem Dünen-sand bedeckt ist, der zur Wand hin an Mächtigkeit zunimmt. Zwar ist an vielen Stellen zwischen Randfurche und Wand die Tätigkeit des Wassers zu sehen, das die vom Wind abgelagerten Sande flächenhaft verteilt und in die Randfurche einschwemmt, doch ist der Wind im Abtransport stellenweise dem Wasser überlegen, und so sind an der Südseite der Wände große Sandmassen angelagert. Eine mit kleinen Barchanen und einer Sandschleppe ausgestattete Sandmasse hat sich auch im Inneren des Berges abgelagert, der hier durch seine Form (s. Abb. 1) eine besonders gute Sedimentfalte darstellt. Sandmassen von gelbroter Farbe sind auch im Nordosten vor der Randfurche des Berges auf der umgebenden Rumpffläche abgelagert worden und mit großen Rippelmarken (Höhe bis 30 cm, Abstand 3—4 m) überzogen. Ein dünner Sandschleier liegt auf der Rumpffläche und dem Hang zwischen Randfurche und Fläche.

Mit dem Abtransport und der Ablagerung des Sandes erschöpft sich aber die Wirksamkeit des Windes keineswegs. Auf der Rumpffläche, an den auflagernden Ignimbriten und in den unteren Partien der die Fläche überragenden Berge sind an den nach NE exponierten Seiten Windschliffspuren in erheblichem Umfang zu beobachten. Die abtragende Wirkung des Windes ist dabei eine doppelte. Einmal schafft er alles Feinmaterial, wo immer es anfällt, fort, zum anderen korradiert das Sandstrahlgebläse den Sandstein und die Ignimbrite an den exponierten Stellen, wenn sich die schützende Eisen-Mangan-Kruste abgelöst oder durch

krakelige Risse gelockert hat. Die Endpfanne im Südwesten des Berges wird deutlich sichtbar durch den Wind ausgeblasen, so daß für den Nachschub an fluvialen Sedimenten nach einem Regenfall ständig Platz ist.

Der Wind kommt nach dem Formenschatz zu urteilen fast ständig aus nordöstlicher Richtung. Im Lee dieser Richtung finden sich die Sandanhäufungen, im Luv treten die Stirnseiten der korradierten Felspartien auf. Messungen über Windstärke und -richtung in diesem Gebiet fehlen. Die eigenen Beobachtungen während der Geländearbeiten ergaben ein unterschiedliches Bild; sie bestätigten in den Wintermonaten den aus dem Formenschatz gewonnenen Eindruck, im Sommer dagegen (Monat Juli) traten häufig wechselnde Windrichtungen auf mit Dominanz der Südwest- und West-Richtung. Hinzu kommen die täglich in großer Zahl auftretenden Wirbelwinde, die erhebliche Mengen Material hin- und hertransportieren.

Sind Spuren äolischer Abtragung und Formung weit verbreitet, so fehlen solche fluvialer Erosion ebenfalls nicht. Die frischen Formen in den Tälern und der Randfurche sowie das Fehlen der Kruste auf ausgewaschenen Klüften und in engen Schluchten zeigen an, daß die gelegentlichen Niederschläge ebenfalls morphologisch wirksam sind. Auffallend ist dabei allerdings der sehr geringe Schutt- bzw. Schotteranfall. In den Tälern sind kaum Schotter und nur etwas Sand und Kies zu finden. Wie die fluviale Erosion vor sich geht, zeigt die Abb. 4 recht deutlich. Der Abfluß aus meist sehr kurzen und heftigen Niederschlägen konzentriert sich auf einige Klüfte. Das Niederschlagswasser schießt unmittelbar die Steilwände herab, wobei in der Kluft bzw. auf der Wand durch die große Wassermenge trotz des wenigen Schuttes erodiert wird. Die mit großer Gewalt niederstürzenden Wassermassen sammeln sich in der Randfurche, die so in kurzer Zeit eine große Wassermenge aufnehmen muß. Es ist ohne weiteres einzusehen, daß evtl. auf dem Berg vorhandener grober Schutt, der von den fast senkrecht abstürzenden Wassermassen mitgerissen wird, beim Aufschlag zerkleinert wird, so daß am Fuß des Berges kaum grober Schutt erwartet werden kann. Es kommt hinzu, daß offenbar die Verwitterung nur wenig Grobschutt bildet; jedenfalls habe ich weder am Ehi Dao Minetto noch an den anderen Inselbergen nennenswerte Mengen frischen Grobschutts beobachtet.

Über das Ausmaß und die Dauer der Niederschläge in dem hier betrachteten Gebiet fehlen wie beim Wind jegliche Messungen. Lediglich indirekt läßt sich aus Beobachtungen folgern, daß Niederschläge ziemlich regelmäßig vorkommen müssen. So stehen in allen etwas größeren Tälern Akazien nebst Sträuchern und Büschen, und zwar in solchem Ausmaß, daß die Toubou-Nomaden hier Kamel- und Ziegenherden weiden lassen. Auch in den wenig eingetieften Gerinnebahnen auf der Rumpffläche halten sich Akazien. Zahlreiche Gazellen

und Mähnschafe weisen ebenfalls auf Weidemöglichkeiten hin, wobei allerdings einschränkend die großen aus dem Gebirge kommenden Täler bedacht werden müssen, die gleichsam als Fremdlingflüsse eine Landschaft aus einem höheren Stockwerk linienhaft nach unten verschleppen.

Die Temperaturen sind im allgemeinen sehr hoch. Fröste im Winter sind unwahrscheinlich, wie sich aus dem Vorhandensein der frostempfindlichen Sahelvegetation ergibt (s. SCHOLZ in diesem Heft).

Das heutige morphologische Kräftespiel ist also gekennzeichnet durch äolische Abtragung und Ablagerung, geringe Schuttproduktion und überwiegend auf die Berge und Bergzüge beschränkte fluviale Tiefenerosion besonders auf den Klüften.

Die folgenden Beobachtungen weisen ebenfalls darauf hin, daß die Formung der Gegenwart nicht die Formenkomplexe in ihrer Gesamtheit erklären kann.

In der Randfurche unmittelbar vor der Steilwand des Inselberges sind einige kleine Plateaus zu sehen, die etwa das Niveau der umgebenden Fläche erreichen (Profil 1). Lediglich im Nordosten überragt die Fläche diese plateauförmigen Reste um einige Meter, was im wesentlichen durch eine aufgelagerte Düne bedingt ist. Diese plateauförmigen Reste in der Randfurche sind bedeckt mit einer bis über 1 m mächtigen Ignimbritschicht. Dieser Ignimbrit ist in größerem Umfang auf einem ausgedehnten Plateau südlich des Ehi Dao Minetto (Abb. 1) und an vielen Stellen auf der Rumpffläche zu finden. Zur Zeit der Ablagerung des Ignimbrits muß die Fläche also bis unmittelbar an die Steilwand

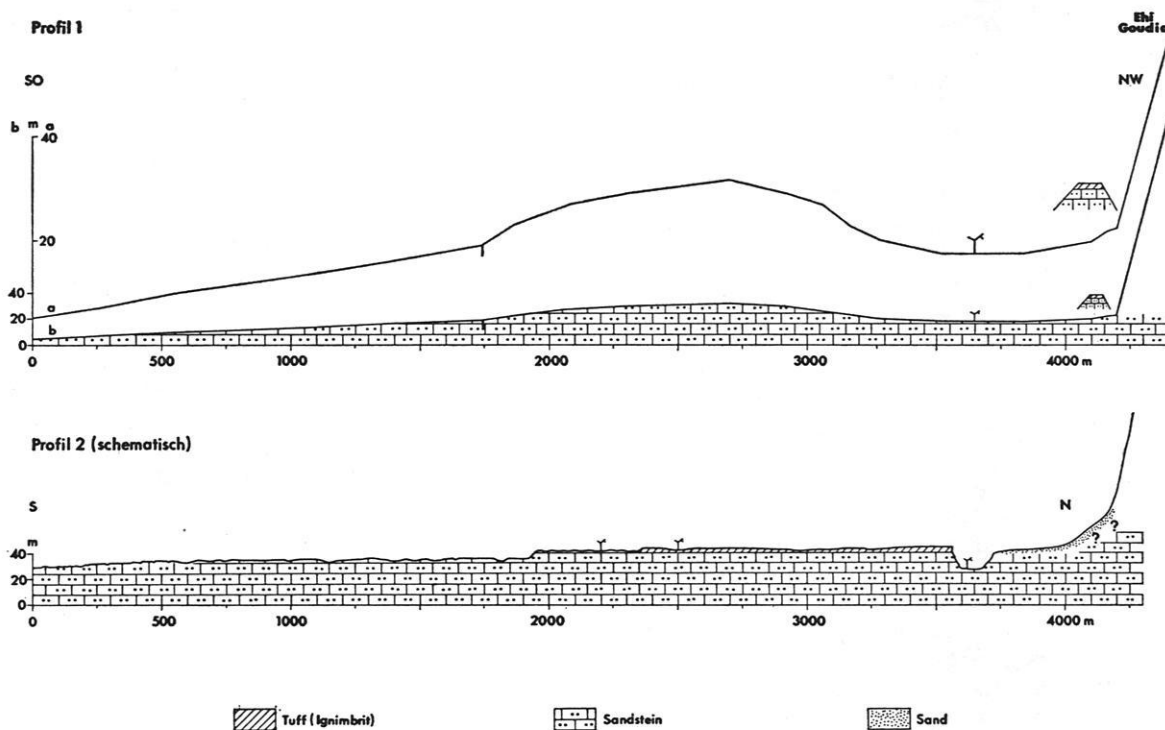


Fig. 1. Profile am Ehi Dao Minetto (Ehi Goudia). Das Profil 1 wurde mit einem Theodoliten eingemessen. Profil 1 a ist 20 fach, Profil 1 b 5 fach überhöht. Profil 2 ist nach verschiedenen Messungen etwas schematisiert gezeichnet. Der Fußpunkt (Nullpunkt) von Profil 1 hat eine Höhe von 765 m und von Profil 2 rd. 775 m. Die Lage der Profile ist in Abb. 1 in der Skizze angegeben.

#### Alter und Genese der Inselberge

Wie schon oben ausgeführt korrodiert das Sandstrahlgebläse das anstehende Gestein an den exponierten Stellen und greift sogar unter den Krustenpanzer der Eisen-Mangan-Kruste, wo diese aufgerissen ist. Dabei bleiben unregelmäßig Krustenreste an dünnen Stengeln härteren Gesteins stehen. Offenbar waren also die mit Krusten bedeckten Oberflächen schon zu einer Zeit vorhanden, in der die Ausbildung von Krusten ohne Störung durch Windkorrasion erfolgen konnte; gegenwärtig bildet sich nirgends an den zum Wind exponierten Flächen auch nur der geringste Ansatz einer Patina.

des Berges herangereicht haben; die Randfurche in ihrer heutigen Form kann erst nach der Ablagerung des Ignimbrits gebildet worden sein. Die Lage der mit Ignimbrit bedeckten Flächenreste in der Randfurche fast unmittelbar am Fuße der Steilwand zeigt, daß hier die Wand des Inselberges nach der Ablagerung des Ignimbrits kaum oder gar nicht zurückgewichen sein kann.

Seit der Ablagerung des Ignimbrits hat sich also der Formenstil im Gebiet dieser Inselberglandschaft nachhaltig gewandelt, wenn auch die Abtragung quantitativ nicht mehr sehr groß war.



Leider läßt sich die Frage nach dem Alter des Ignimbrits nicht exakt beantworten, wenn auch die Arbeit von VINCENT (1963) einen ersten Anhalt zur Datierung bietet. Nach dieser vorläufigen Chronologie dürfte der Ignimbrit am Ehi Dao Minetto nicht jünger als Mittelpleistozän sein. Dieses würde bedeuten, daß Inselberge und Rumpffläche schon im Altpleistozän existierten; ihre heutige Form erhielten sie — insbesondere die Inselberge — aber erst im Pleistozän und Holozän. Die Hauptabtragungsphasen liegen also in weiter zurückliegenden Epochen der Erdgeschichte (Altpleistozän, Pliozän und vielleicht noch älter), die Formung setzt sich jedoch bis in die Gegenwart fort. Dabei ist der Formenschatz an der Nahtstelle von Inselberg und Fläche durch die (mehrfache?) Änderung der Formungsprozesse in markanter Weise umgeprägt worden.

Inselberge und Rumpfflächen gelten als die Charakterformen der wechselfeuchten Tropen (BUDEL [1957], LOUIS [1964]) und sind in zahlreichen Varianten beschrieben worden. Ihr Vorkommen in dem hier untersuchten ariden Gebiet zeigt demnach eine Verschiebung der klimatisch-morphologischen Zonen an.

Die hier von den Inselbergen im Tibesti-Vorland beschriebenen, prononcierten Randfurchen sind allerdings von Inselbergen aus den Savannen nicht in dieser Art bekannt. PASSARGE (1928) beschreibt zwar eine „Bergfußniederung“ und stellt sie als eines der Charakteristika der Inselberge heraus. Auch PUGH (1956) beschreibt detailliert Randsenken (marginal depressions) an Inselbergen aus Nigeria. PUGH baut das Auftreten der Randsenke in seine Theorie der Inselbergbildung bzw. -weiterbildung ein und schließt eine klimatisch bedingte Besonderheit aus mit der Begründung, daß in Nigeria unter gleichen Klimabedingungen Inselberge mit Randsenke und solche mit unmittelbar an die Steilwand anschließenden Spülpedimenten nebeneinander vorkommen.

Aus diesen Ausführungen PUGH's über die Randsenke als Teil der „normalen“ Entwicklung der Inselberge und der allgemein anerkannten Beschränkung der Bildung von Inselbergen und zugehörigen Flächen auf Gebiete mit tropisch wechselfeuchtem Klima wäre für die Formen im Tibesti-Vorland der Schluß zu ziehen, daß sie nach der Ablagerung des Ignimbrits mindestens einmal über einen längeren Zeitraum einem

Savannenklima ausgesetzt gewesen sein müssen. Dieser Schluß wird gestützt durch andere Beobachtungen (Terrassen, Seeablagerungen, Felsbilder usw.) über Feuchtzeitindikatoren im Tibestigebiet während des Pleistozäns. Nach solchen Überlegungen wäre also der Formenschatz im jetzt ariden Gebiet des westlichen Tibesti-Vorlandes gänzlich fossil; es würden heute nur noch kleinere Verzerrungen besonders durch die Wirkung des Windes angebracht.

Merkwürdig wäre dann allerdings die Tatsache, daß Inselberge gerade im Stadium der Ausbildung der Randfurchen fossil geworden sind; denn es fehlen die aus Nigeria von PUGH beschriebenen Spülpedimente im Sinne von BUDEL (1957). Von einem echten Nebeneinander der Formen, wie es PUGH beobachtet hat, ist im hier betrachteten Gebiet nichts zu bemerken. Erhebliche Unterschiede in der Gestalt der Randfurchen an den Inselbergen im heutigen Savannenbereich sind ebenfalls unverkennbar. So sind die Bergfußniederungen flachmuldenförmige Depressionen, während die Randfurchen am Ehi Dao Minetto eher ein Kastental mit steilen Hängen ist. Die Gesteinsunterschiede — dort Granit, hier Sandstein — erklären diese Formenunterschiede nicht. Es fehlen im untersuchten Gebiet überdies die Sekundärpedimente, die nach PUGH eigentlich für die Bildung der Randsenke verantwortlich zu machen sind. Die Reste der steilen Schrägflächen am Ehi Dao Minetto sind fossil und werden gegenwärtig zerschnitten. Die Bedeckung mit grobem Schutt und Schottern zeigt außerdem an, daß diese Pedimente auch vor ihrer Fossilierung nicht den in den Savannen angetroffenen glichen. Auch die schluchtartige Zerschneidung des Inselberges scheint den Savannen fremd zu sein.

Die Formungsvorgänge in der Randfurchen und den Schluchten sind direkt zu erkennen. Sie werden hervorgerufen durch das Zusammenspiel von äolischer Abtragung und Aufschüttung mit ausgeprägter fluvialer Tiefenerosion zur Zeit der heftigen episodischen Sommerniederschläge. Gerade durch sie erhalten die ursprünglich vielleicht den Inselbergen der Savannen ähnliche Restberge ihre charakteristische Gestalt mit der Zerschneidung durch Schluchten, der Ausbildung von isolierten Pfeilern und Türmen und der Absonderung von der umgebenden Fläche durch eine prononcierte Randfurchen.

## ZUSAMMENFASSUNG

Zwischen dem Südwestrand des Tibesti-Gebirges und dem Ostrand des Djadobeckens liegt eine Rumpffläche, die mit Inselbergen besetzt ist, die die Fläche um mehrere hundert Meter überragen. Mit Hilfe von Ignimbritfunden, die mindestens mittelpleistozänes Alter haben müssen, und anderen Indikatoren wird gezeigt, daß die Hauptabtragung älter als Mittelpleistozän sein muß, die Formung dagegen bis in das Holozän sich fort-

setzt. Eine prononcierte Randfurchen, die Zerschneidung durch Schluchten und Auflösung in Pfeiler und Türme unterscheidet die Inselberge im ariden Tibesti-Vorland deutlich von denen der Savannengebiete. Zwischen den Formen der Randfurchen an den Inselbergen im westlichen Tibestigebiet und der Bergfußniederung an Inselbergen in den Savannen bestehen wesentliche Unterschiede, die im einzelnen vorgeführt werden.

## RÉSUMÉ

Entre le bord Sud-Ouest du massif du Tibesti et l'extrémité E du bassin du Djado, il existe une pénélaine pourvue d'inselberge qui atteignent plusieurs centaines de mètres de hauteur. Grâce à la découverte d'ignimbrites, qui doivent dater au moins du Pléistocène moyen, et d'autres indices, on peut montrer que la phase principale de l'érosion doit être plus ancienne que le Pléistocène moyen, mais que l'édification de la pénélaine s'est poursuivie jusqu'à l'Holocène. Les

inselberge de l'avant-pays aride du Tibesti se distinguent nettement de ceux de la Région des Savanes par un sillon marginal net, leur érosion par des gorges et les actions de dissolution donnant des tours et des aiguilles. Entre les formes du sillon marginal des Inselberge de l'Ouest du Tibesti et l'abaissement basal des Inselberge de la Région des Savanes, il existe de nettes différences, qui seront présentées en détail.

## LITERATURVERZEICHNIS

- Bizard, Ch., Bonnet, A., Freulon, J.-M., Gerard, G., De Lapparent, A. F., Vincent, P. et Wacrenier, Ph.** (1955): La série géologique entre le Djado et le Tibesti (Sahara oriental). *Compt. Rend. Acad. de Sciences*, t. 241, Paris.
- Büdel, J.** (1957): Die „Doppelten Einebnungsflächen“ in den feuchten Tropen. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F. 1, S. 201, Berlin.
- Capot-Rey, R.** (1961): Borkou et Ounianga. *Inst. de Rech. Sahariennes. Mémoires* Nr. 5, Alger.
- Grove, A. T. and Pullan, R. A.** (1963): Some aspects of the Pleistocene Paleogeography of the Chad Basin. In: *African Ecology and Human Evolution*, Viking Fund Publ. in Anthropology Nr. 36, London.
- Hagedorn, H.** (1966): Landforms of the Tibesti Region. In: *Southern Libya and Northern Chad. A Guidebook to the Geology and Prehistory* ed. by J. J. Williams and E. Klitzsch. Petroleum Exploration Society of Libya, Tripoli p. 53—58.
- Hövermann, J.** (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. *Die Erde*, Jg. 94, Heft 2, S. 126—135.
- Klitzsch, E.** (1965): Zur regionalgeologischen Position des Tibesti-Massivs. *Max-Richter-Festschrift*, S. 111—125, Clausthal-Zellerf.
- Klitzsch, E.** (1966): Comments on the Geology of the Central Parts of Southern Libya and Northern Chad. In: *South Central Libya* loc. cit. p. 1—18.
- Louis, H.** (1964): Über Rumpfflächen- und Talbildung in den wechselfeuchten Tropen besonders nach Studien in Tanganyika. *Zeitschr. f. Geomorph.*, N. F., Sonderheft 1964, Berlin.
- Passarge, S.** (1928): *Panoramen afrikanischer Inselberglandschaften*. Berlin.
- Pias, J.** (1958): Transgression et Regression du Lac Tchad à la fin de l'ère tertiaire. *Comp. Rend. Acad. d. Sciences*, t. 246, p. 800, Paris.
- Pugh, J. C.** (1956): Fringing pediments and marginal depressions in the inselberg landscape of Nigeria. *Transactions and Papers. The Inst. of Brit. Geographers*, No. 22, p. 15—31, London.
- Vincent, P. M.** (1963): Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti Occidental et Central (Sahara du Tchad). *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, No. 23, Paris.
- Wacrenier, Ph.** (1958): Notice Explicative de la Carte Géologique Provisoire du Borkou-Ennedi-Tibesti au 1 : 1 000 000. *Directions des Mines et de la Géologie A. E. F. Brazzaville (Congo)*.

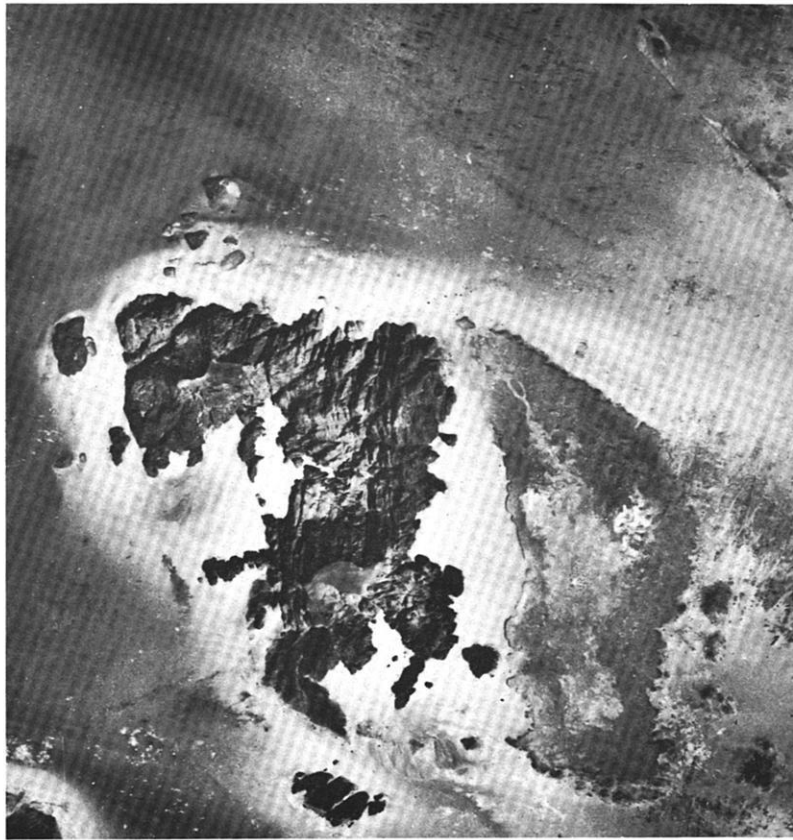
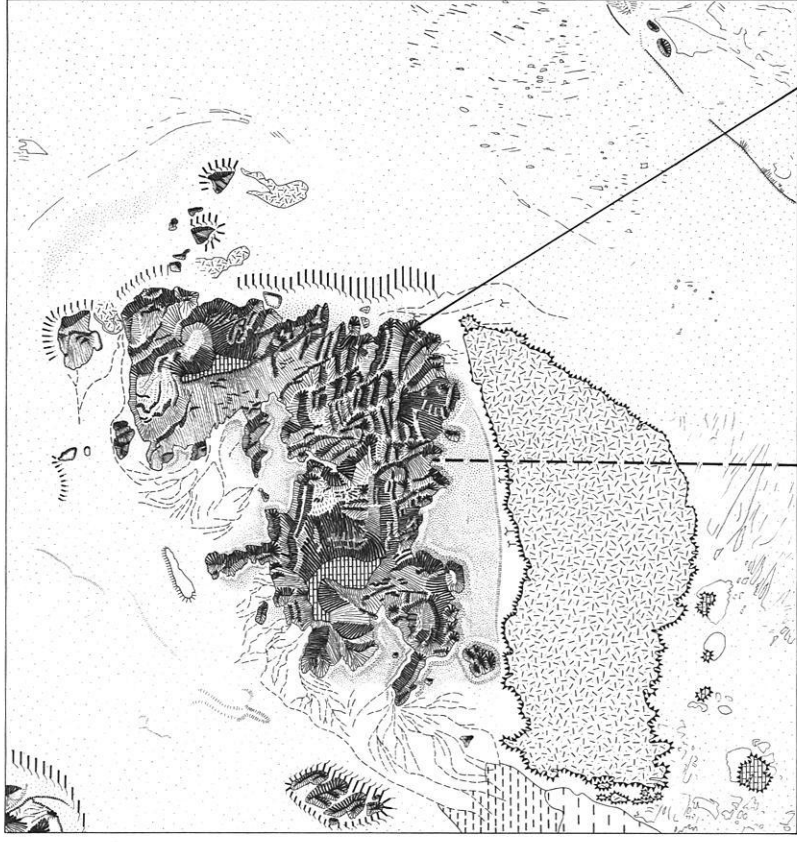


Abb. 1. Der Ehi Dao Minetto (Ehi Goudia).  
 Ausschnitt aus dem Luftbild NF 33 X Nr. 492 mit Interpretations skizze.  
 Cliché de l'Institut Géographique National — France



Tuff (Ignimbrit)      Sandstein      Endpfanne  
 Profil 1      Profil 2      Sand



Abb. 2. Blick auf mehrere Inselberge. Es ist deutlich zu erkennen, daß die Inselberge mit dem Fuß in der Fläche stehen, hervorgerufen durch die Randfurchen. Der Berg links im Bild ist der Ehi Dao Minetto, der aus diesem Blickwinkel Züge eines Plateauberges zeigt. Er überragt die Fläche um rd. 500 m. Auf der nur mit einer dünnen Sand- und Schuttdecke überzogenen Rumpffläche sind die zutage tretenden Gesteinspartien ohne Patina und Kruste zu sehen; eine Folge der abschleifenden Wirkung des Windes.

(Aufnahme H. Hagedorn, Sept. 1964)

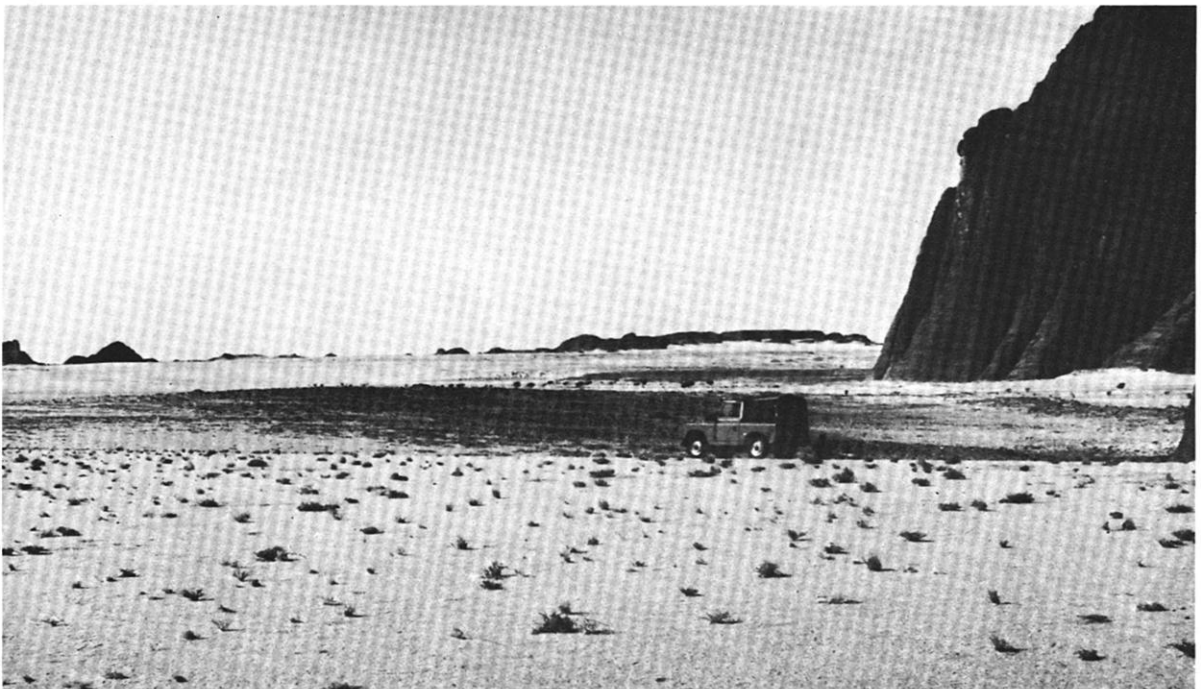


Abb. 3. Die Randfurcher mit einem von Ignimbrit bedeckten plateauförmigen Flächenrest. Die Tiefenlinie der Randfurcher, die hier sehr breit ist und flache Hänge besitzt, ist an den Akazien deutlich zu erkennen.

(Aufnahme H. Hagedorn, Sept. 1964)

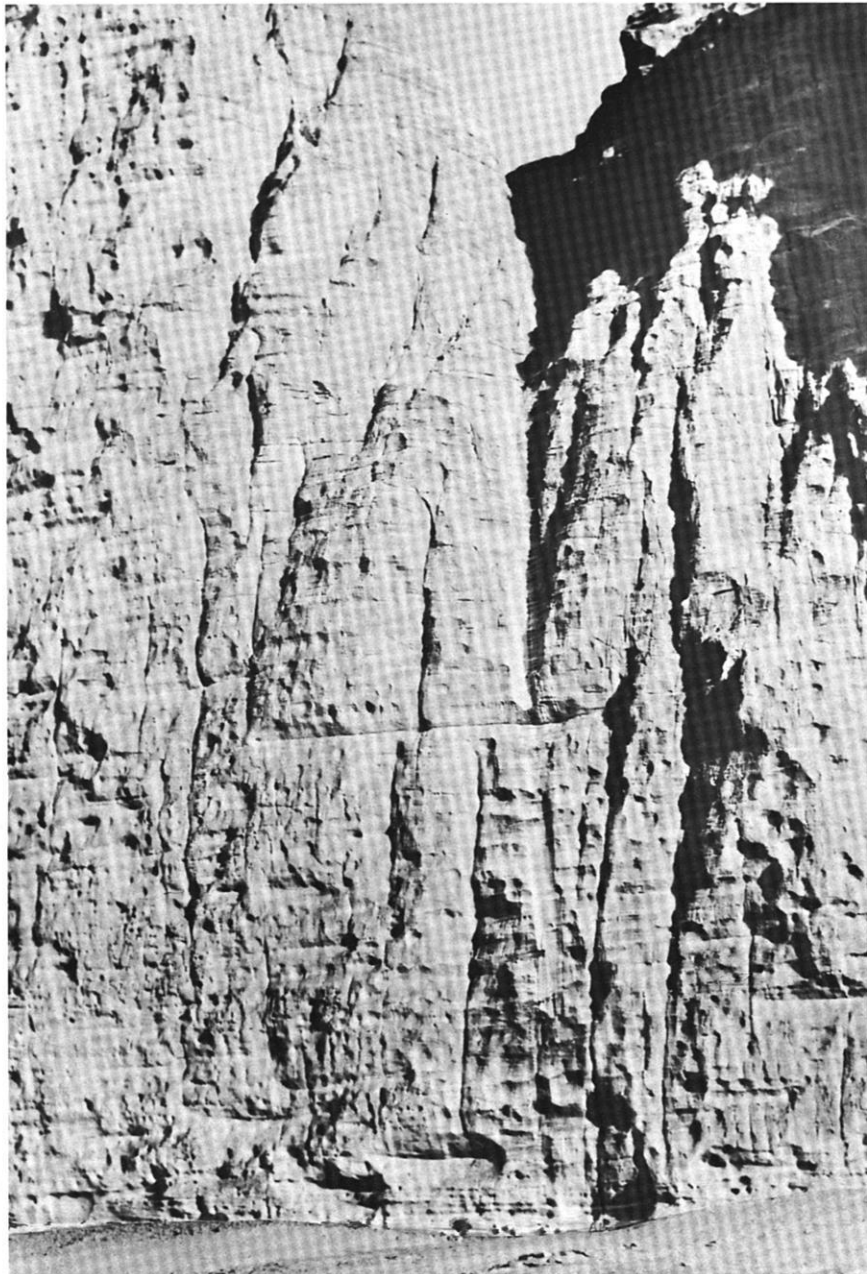


Abb. 4. Unter einer hängenden Schlucht hat das herabschießende Wasser eine Rinne in die Wand eingekerbt. Sie hebt sich durch die fehlende Patina klar von der dunklen Umgebung ab. Am Fuße der Wand, die mit scharfem Knick an die Randfurche grenzt, ist genau unter der Schlucht eine Wanne ausgekolkt. Die patinierte Sandsteinwand ist mit Alveolen bedeckt. Die Höhe im Bildausschnitt beträgt rd. 80 m.

(Aufnahme H. Hagedorn, Juli 1965)



**Abb. 5. Eine Ignimbritschicht bedeckt einen Rest der an den Inselberg ehemals unmittelbar heranreichenden Fläche. Im Hintergrund die zwischen den Schluchten abgerundeten Partien des Inselberges. Der Ignimbrit hebt sich durch seine Struktur gut von den unterlagernden Sandsteinen ab.**

**(Aufnahme H. Hagedorn, Juli 1965)**

# BEOBACHTUNGEN ÜBER DIE BEARBEITUNG VON FEINKÖRNIgen SANDAKKUMULATIONEN IM TIBESTI-GEBIRGE

von Hans Joachim Pachur

Um einen Einblick in die Bearbeitungsbedingungen der feinkörnigen Akkumulationen im Tibesti-Gebirge zu erhalten, wurden aus verschiedenen Ablagerungen Proben entnommen; aus dem Niedrigwasserbett der Wadis (im Kartenbild kein Index), aus den Schwemmfächern (f) dicht unterhalb der stets auftretenden Flugsanddecke und von der Oberfläche der äolischen Akkumulationen: Barchane (b), Flugsanddecken (d), und Sandanwehungen (s), welche in Form eines Walles häufig die Inselberge umgürten; sie liegen also dem Gestein nicht unmittelbar auf, sondern sind durch eine Randfurche (Turbulationszone) gegen den Bergfuß abgesetzt. Proben, die aus der Kontaktzone mit autochthonem Verwitterungsmaterial entnommen wurden, sind durch den Index v gekennzeichnet. Durch diese Probenentnahme von den Oberflächen der Sedimentationskörper ist vorgegeben, daß im wesentlichen Schlüsse auf den Formungs- und Bearbeitungsgrad der Mineralkörner unter den gegenwärtigen Bedingungen gezogen werden können.

Damit ist auch gewährleistet, daß nur genetisch gleiche Akkumulationskörper in den verschiedenen Gebieten verglichen werden. Die Proben sind nach der von CAILLEUX (1936) entwickelten morphoskopischen Sandanalyse untersucht worden. In der beiliegenden Karte sind nur die Prozentanteile der windbearbeiteten und der ungeformten Körner dargestellt. Die Prozentsätze windbearbeiteter-ungeformter (ALIMEN, 1951) sind zu den windbearbeiteten gezählt worden. Die Anteile an fluviatil bearbeiteten Körnern sind nicht angegeben worden, so daß in verschiedenen Proben aus der Gerinnebahn des Enneri Bardagué die Addition der Prozentanteile weniger als 100 ergibt. Nur im Enneri Bardagué treten fluviatil bearbeitete Körner auf, deren Anteil aber 17% in rezenten Ablagerungen nicht übersteigt.

Der schwarze Kreissektor (vgl. Karte im Anhang) gibt also in Prozent den Anteil ungeformter nicht bearbeiteter Mineralkörner und der weiße Anteil runder durch den Wind an der Oberfläche mattierter Körner an.

Zur Darstellung wurde die 0,25 mm-Fraktion ausgewählt, weil in diesem Korngrößenbereich sowohl die äolische wie die fluviatile Bearbeitung am schnellsten zur Ausprägung kommt. Auch die Oberflächenbearbeitung von Basaltkörnern und Eisenmanganhydroxyd-Konkretionen wurde bei der Analyse herangezogen; letzte reagieren besonders empfindlich auf die fluviatile Bearbeitung durch die Ausbildung glänzender Oberflächen.

Das Auftreten ausschließlich unbearbeiteter nicht-mattierter Mineralkörner beschränkt sich auf die Höhenregion des Gebirges, in der die Wadis tiefe und

steilwandige Schluchten gegraben haben und auf die unzerschnittenen, nur durch sanft eingesenkte Tälchen gegliederte Flächen über 200 m, soweit es dort überhaupt zur Anhäufung von Feinmaterial kommt. Im Oberlauf der nach Westen gerichteten Wadis sind nur in ausgekolkten Vertiefungen der felsigen Talsohle wenige Kubikmeter Feinmaterial angehäuft. Die Talsohlen der nach Nordosten entwässernden Wadis sind mit fein- bis grobsandigen Alluvionen bedeckt. Die Bearbeitung dieser Sedimente unterscheidet sich nicht von denen aus Wadis mit im Talgrund anstehendem Fels. Stets ist das Mineralkorn scharfkantig, meist transparent und an den Bruchflächen glänzend. Mattierung durch den Wind fehlt völlig. Goldgelb gefärbte und gerundet-mattierte Quarzkörner — wie sie in den Akkumulationen der tiefer gelegenen Gebiete stets zu finden sind — fehlen.

Die Transportbedingungen vermögen also keine fluviatile Formung (Abrundung) oder nachweisbare Bearbeitung (glänzende Oberfläche) zu erzeugen. Der Wind kann wegen der tiefeingeschnittenen Talzüge höchstens längs des Tales angreifen, das Fehlen äolischer Akkumulations- oder Deflationsformen zeigt jedoch, daß diese Wirkung nicht bedeutend sein kann.

Auch die Alluvionen der flach eingesenkten Wadis auf dem Tarso Doon zeigen keine Windwirkung. Dieser Befund überrascht zunächst, wenn man als Vergleich die Ergebnisse CAILLEUX's (1942) heranzieht, die im Periglazial Europas die dominierende Windwirkung auf die Akkumulationen (Mattierung der Sande und Windkanter) beweisen. Nach den morphologischen Befunden — Talform, Bewegung des Oberflächenmaterials und Materialsortierung — ist in der Höhe des Tarso Doon (2 300 m) die periglaziale Höhenzone (HOVERMANN, 1963) bereits erreicht.

Dieser Widerspruch löst sich wahrscheinlich auf, wenn in Rechnung gesetzt wird, daß die weiten Flußauen und glaziären Schwemmsandebenen Europas (CAILLEUX, 1942), die dem Wind — zumal verstärkt durch den nahen Eisrand — exponiert lagen, fehlen.

Im Gebiet des Tarso Doon ist die periglaziale Höhenzone und die aride Klammbildungszone eng verzahnt. Vom Wind aufgenommenes Material wird nach kurzer Wegstrecke in die schluchtenartigen Wadis geweht und kann dort nicht weiter äolisch bearbeitet werden. Ob die Stärke und Häufigkeit der Luftbewegungen allerdings — wie bisher unbewiesen angenommen — überhaupt für einen Transport des aufbereiteten sandigen Detritus ausreichen, ist noch ungeklärt, zumal auch mit einer oberflächlichen Verfestigung des Materials durch den reichen Tauniederschlag in dieser Höhe gerechnet werden muß. Im Februar 1965 konnte z. B. beobachtet werden, daß die Wolkendecke dem Tarso Doon auflag.

Mit Hilfe der morphoskopischen Sandanalyse kann nicht entschieden werden, ob das Feinmaterial (Korngröße 2,0 mm bis 0,063 mm Durchmesser) durch die Wirkung des Frostes oder andere Verwitterungsbedingungen bereitgestellt wird. Die chemische Verwitterung kann aber keine bedeutende Rolle spielen, wie der Mineralreichtum und das Fehlen jeglicher Verwitterungsspuren an den einzelnen Mineralkörnern belegen, zumal auch Verwitterungsprodukte, die sich durch Färbung des Materials bemerkbar machen sollten, nicht gefunden werden. Es ergibt sich somit ein deutlicher Unterschied zu den Verwitterungserscheinungen im nördlichen Vorland des Tibesti (Depression d'Ediouay, s. unten).

Die windbearbeiteten Körner finden sich vornehmlich im Becken von Zouar, oberhalb Zoui im Bardagué und dann dominierend etwa unterhalb der 1000 m Isohypse. Nur wo in der Höhenzone wurzelnde Wadis münden, wird als Fremdform, aber natürlich nur im Gerinnebett, das nicht-mattierte Material gefunden. Wie das Längsprofil des Bardagué aussagt, unterliegen auch die fluviatilen Akkumulationen sehr bald talabwärts der Windwirkung und werden mattiert.

Die Sande aus den Schwemmfächern des Beckens von Zouar weisen einen höheren Prozentsatz unbearbeiteter Körner auf als die Sandanwehungen an den Inselbergen. Der hohe Anteil beider Ablagerungen an mattierten Körnern ist jedoch für die Interpretation jettzeitlicher Bearbeitung nicht heranziehbar, weil, wie der Vergleich mit dem anstehenden Sandstein lehrt, aus demselben bereits abgerundet-mattierte Körner in die Akkumulationen gelangen. Das sehr eisenreiche und damit rotbraun gefärbte Bindemittel aus dem Sandstein ist nach diesem kurzen Transportweg noch nicht abgetragen und somit auf den Quarzkörnern durch eine tiefrote Ausfüllung der Vertiefung auf dem Korn erhalten geblieben. Die Bearbeitungszustände der Akkumulationen im Becken von Zouar sind also weitgehend als vererbt anzusehen.

Deutlich wird jedoch, daß im Bereich stärkerer fluviatiler Bearbeitung — im Gerinnebett des Enneri Zouarké — der Anteil abgerundet-mattierter Körner sinkt. Die fluviatile Bearbeitung drückt sich jedoch nicht in einer Polierung der Kornoberfläche aus, sondern nur in der Kornformung, d. h. durch Zerbrechen ehemals gerundet-mattierter Körner.

Die Quarzkörner aus Dünen und Sandanwehungen im Becken von Zouar unterscheiden sich von dem Material aus dem Anstehenden durch das weitgehende Fehlen der Eisen-Manganoxyd-Matrix; es gibt auch keine durch diese verbackenen Körner. Der Sand besteht aus Körnern einheitlicher Korngröße.

Die Proben außerhalb des Beckens, aus den Anwehungen der Inselberge gesammelt, ergeben die eindeutige Dominanz der Windbearbeitung, dies gilt auch für die Alluvionen des Enneri Tao. Spuren von Bindematerial aus dem Anstehenden sind sehr viel seltener als im Beckenbereich.

Als Fremdmaterial werden die nahe aus dem Gebirgsrand (Westseite des Tibesti) abgelagerten Sande der aus der Höhenzone kommenden Wadis nicht nur durch den hohen Anteil ungeformter Körner identifiziert, sondern auch makroskopisch durch ihre graue Färbung, die sich deutlich gegen die hellgelb gefärbte Umgebung abheben. Außerhalb der Tiefenlinie dominiert windbearbeitetes Material.

Ein systematisches Probenprofil wurde längs des Enneri Bardagué auf der Nordseite des Tibesti-Gebirges von Osouni (östlich Bardai in ca 1100m Höhe) bis in die rezente Endpfanne gelegt. Zunächst überrascht der relativ hohe Anteil äolisch bearbeiteter Körner in einem Bereich, in dem andere Anzeichen äolischer Formung fehlen. Der Vergleich mit dem Anstehenden zeigt, daß auch hier bei einem kurzen Transportweg vom Abtragungsbereich im Sandstein bis zur Ablagerung im Flußbett und bei der auf wenige Stunden beschränkten Transportzeit — Beobachtungen hierzu sind im Sommer 1965 und 1966 in Bardai gemacht worden — der ursprüngliche Kornhabitus weitgehend erhalten geblieben ist. Der hohe Anteil ungeformter nicht-mattierter Quarzkörner bei Zoui macht sichtbar, daß keine rezente äolische Bearbeitung vorliegt. Daneben steigt im Flußlängsprofil der Anteil fluviatil bearbeiteter Körner.

Bis zur Mündung des Enneri Toudoufou liegt der Anteil ungeformter unbearbeiteter Quarzkörner bei über 60%, ziemlich gleichmäßig steigt bis zu diesem Punkt auch der Anteil der mattierten Körner an und sinkt nach der Einmündung nicht mehr unter 50%.

Dem sedimentologischen Befund entspricht der morphologische; diese Laufstrecke des Enneri Bardagué liegt in einer Kampfzone, in der ein fluviatil angelegtes Gerinnenetz durch Sandeinwehungen verschüttet wird. In allen Talengstrecken steigt demgemäß der fluviatile, in allen Talweitungen hingegen der äolische Einfluß.

Die äolischen Akkumulationen in Form von Sandwächten, Flugsanddecken, Dünen und Barchanen auf den das Bardagué-Tal begleitenden Höhen und älteren Terrassenflächen sind ausschließlich aus äolisch bearbeitetem Sand aufgebaut. Im Formungsgrad (Rundung der Körner), der Bearbeitung (ausgeprägte Perkussierung der Kornoberfläche auch in den tiefliegenden Partien der ungeformten Körner) und Färbung (goldgelbe Tönung des einzelnen Kornes durch die Auflagerung von Eisenoxyd) ergibt sich ein deutlicher Gegensatz zu den Alluvionen des Bardagué, denen die Mineralfarbe und geringe Zurundung und Mattierung eigen ist. Erst auf der Serir Tibesti und im Bereich der Endpfanne des Bardagué findet man ein vergleichbares äolisches Sediment.

Auch der Verwitterungsdetritus des in der Depression d'Ediouay anstehenden Granits ist gleichfalls mattiert. Die Interpretation dieser Oberflächenskulptierung bereitet jedoch Schwierigkeiten, weil die chemische Verwitterung auf den noch im Gesteinsverband befindlichen Quarzkörnern eine der Mattierung durch den



Wind ähnelnde Oberfläche erzeugt. Die Windbearbeitung kann daher nur aus Körnern mit abgerundeten Kanten abgelesen werden. Im Tallängsprofil nach 180 km Laufstrecke wird der Beginn der Endpfanne durch den Anstieg der windmattierten Körner auf über 80% deutlich erfaßt.

Für weitere Untersuchungen wird das Ergebnis der Probenanalyse einer Akkumulation in einem Seitental des Bardagué, etwa 12 km vor Einmündung in die Endpfanne, Anlaß geben. Diese Talverschüttung liegt etwa 14 m über dem Niedrigwasserbett und ist von einer vier bis fünf Zentimeter starken Flugsanddecke bedeckt. Im Gegensatz zu allen rezenten Akkumulationen liegt ein sehr hoher Prozentsatz fluviatil bearbeiteter Körner vor.

Korngröße	Rund-mattiert	abgerundet-glänzend	unbearbeitet
mm $\phi$	%	%	%
0,5	91,50	4,96	3,50
0,25	32,60	23,90	43,50
0,125	0,78	10,00	89,15

Wie ein Vergleich mit dem anstehenden Schiefer zeigt, handelt es sich um allochthones Material. Der Quarzsand — der im Gegensatz zu den rezenten Alluvionen wenig akzessorische Bestandteile an Nicht-quarzmineralien enthält, besonders der Glimmer fehlt — ist in einer rötlich-braunen Eisenoxymatrix verbacken. Es handelt sich um ein Sediment, das unter den gegenwärtigen Bedingungen nicht mehr entsteht. Weitere systematische Probenentnahmen werden fol-

gen, um die korrelierten Sedimente dieser fossilen Talverschüttung auf der Serir Tibesti und damit zu dieser Akkumulation gehörenden Endpfanne zu finden. Die Höhenlage der Talverschüttung verlangt — tektonische Ruhe vorausgesetzt — einen weiter nördlich der rezenten Endpfanne gelegenen fluviatilen Sedimentationsraum.

Die rezente Endpfanne und damit der fluviatile Einfluß kommen vornehmlich in dem bis zu 25% betragenden Gewichtsanteil der Korngrößenfraktion kleiner als 0,063 mm zum Ausdruck. Die große Bedeutung der Windwirkung wird in dem hohen Anteil ungeformter, aber mattierter Quarzkörner erkennbar. An die Endpfanne schließt eine Tenne aus vergrustem Granit und ein von Barchanen bedecktes Gebiet an. Hier dominiert ausschließlich vom Wind mattiertes Material, welches bis zum Südrand des Djebel es Soda vorkommt (FURST, 1967; PACHUR, 1967).

Die vorliegenden Beobachtungen lassen erkennen, daß es drei nach der Höhe abgestufte Zonen spezifischer Bearbeitung der Akkumulationen gibt. Eine Höhenzone über 1900 m, in der scharfkantiges, unbearbeitetes Material vorliegt, morphographisch geprägt durch flach eingesenkte Gerinne, die in schluchtartig eingetiefte Wadis übergehen. Das Material dieser Stufe wird in den großen Flußbetten talwärts transportiert und erfährt in einem Bereich steigender Windwirkung Mattierung und zwar in den Talengstrecken gesteigerte fluviatile, in den Talweitungen äolische Bearbeitung. Diese Zone vermittelt zu einem Bereich unterhalb der 1000 m-Isohypse, in dem die Windbearbeitung absolut dominiert und wo — auf der Nordabdachung des Gebirges nachgewiesen — Fremdmaterial äolischen Habitus' gebirgseinwärts transportiert wird.

## ZUSAMMENFASSUNG

Mit Hilfe der CAILLEUX'schen morphoskopischen Sandanalyse werden verschiedene Akkumulationen der Sandfraktion untersucht. Ausgewählt wird die 0,25 mm Fraktion. Es ergeben sich folgende Zonen der Bearbeitung:

1. Eine Höhenzone, oberhalb 1900 m, in der nur unbearbeitete und ungeformte Mineralkörner vorkommen.

2. Unterhalb 1000 m dominiert windbearbeitetes Material mit mattierten abgerundeten Sandkörnern.

Zwischen diese beiden eindeutig sedimentologisch zu charakterisierenden Zonen schiebt sich ein Bereich, in dem in den Talengstrecken fluviatil und in den Talweitungen äolisch bearbeitetes Material vorkommt.

## LITERATURVERZEICHNIS

**Allmen, H.** (1951): Variations granulométriques et morphoscopiques du sable le long de profils dunaires au Sahara occidental. Coll. Intern. C. N. R. S.

**Cailleux, A.** (1942): Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. Mémoire de la Société Géol. de France, nouv. Série 21, Paris.

**Cailleux, A.** (1936): Les actions éoliennes périglaciaires quaternaires en Europe. Comptes Rend. Som. et Bull. de Soc. Géolog. France, Set. 5.

**Cailleux, A.** (1952): Observation à l'article de M. Walter sur les sables éoliens. Rev. Géom. Dyn.

**Fürst, M.** (1965): Bau und Entstehung der Serir Tibesti. Unveröffentlichtes Manuskript.

**Hövermann, J.** (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. Die Erde, 94. Jahrg., Heft 2, S. 126—135.

**Pachur, H.-J.** (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. Berliner Geographische Abhandlungen, Heft 4.

# BEOBACHTUNGEN ZUR SPÄTPLEISTOZÄNEN UND HOLOZÄNEN TALFORMUNG IM NORDWEST-TIBESTI

von KLAUS PETER OBENAUF

## 1. Aufgabenstellung, Materialaufbereitung und Ziel des Aufsatzes

Aus den Berichten über die Expedition DALLONIS (1934), über die Reise von GROVE (1960), KANTER (1963) sowie über diejenige von HOVERMANN (1963) und HAGEDORN kennen wir im Tibesti Formbestandteile der Täler, die als „Terrassen“ beschrieben werden. Einzelheiten waren über sie nicht bekannt. Mit einer ersten systematischen Aufnahme begannen zwei Mitglieder der ersten Arbeitsgruppe in der Außenstelle Bardai des Geomorphologischen Laboratoriums der Freien Universität Berlin im Winter 1964/65. Teilergebnisse daraus werden in der Arbeit von D. JÄKEL (in diesem Heft) und im folgenden Aufsatz mitgeteilt.

Der Formenschatz des Arbeitsgebietes ist einem Mitteleuropäer mehr oder weniger fremd. Das Klima ist qualitativ als arid bekannt. Mit diesem Begriff werden in der Literatur recht unterschiedliche Verhältnisse bezeichnet. Es ist deshalb zweckmäßig, die Übernahme der Kriterien zur Deutung von Beobachtungen, die in anderen Trockengebieten entwickelt wurden, zurückzustellen, bis eine Formenanalyse ihre Berechtigung erweist. In den Formen erkennt man vertraute Merkmale wieder, denn sie lassen sich ansprechen. Mit ihnen beginnt man und entwickelt während der Aufnahme des Formenschatzes dafür geeignete Methoden und Gesichtspunkte zu ihrer Deutung. Man erhält sie durch das Beobachten gleicher Formen an möglichst vielen Stellen unter verschiedenen Bedingungen.

Das Arbeitsgebiet dafür muß zweckmäßig gewählt werden. Seine Lage wird ferner durch das Ziel der Untersuchung bestimmt. Neben der zusätzlichen Bedingung guter Zugänglichkeit fordert es das Einbeziehen vulkanisch geformter Gebiete: Mit Hilfe der aus der Terrassengliederung gewonnenen Quartärchronologie sollen neben anderen Reliefformen die zweifellos sehr jungen Ergüsse datiert werden.

Diese Bedingungen erfüllen der Bardagé und seine südlichen Nebentäler. Das Arbeitsgebiet wurde seiner Größe wegen geteilt. Ich übernahm die südlichen Seitentäler, das Enneri Gonoa und den aus den Enneris Toudoufou, Oudingueur und Nema Yesko bestehenden Talzug.

Sie sind zusammen ungefähr 160 km lang und liegen zwischen 810 m hoch an der Mündung von Toudoufou und Bardagé und 2500 m auf dem Tarso Toussidé. Die Aufnahme der Enneris wurde in etwa fünfzig Arbeitstagen durchgeführt.

Dieser Aufsatz fußt auf nur einem kleinen Teil des dabei gewonnenen Materiales. Räumlich wird es eingeschränkt auf den Bereich des Mittelgebirges, zeitlich

auf Formen und Ablagerungen nach dem Ende des jüngsten großflächigen Vulkanismus. Aus dem räumlichen Geltungsbereich werden fast ausschließlich Befunde aus dem Mittel- und Unterlauf des Oudingueur verwertet, der zwischen 850 und 1120 m Höhe liegt. Einige ergänzende Beobachtungen stammen aus dem untersten Abschnitt des oberen Oudingueur (1120 bis 1220 m) und dem Toudoufou (810 bis 850 m).

Das erste Ziel dieser Arbeit ist der Nachweis, daß die „Terrassen“ in den Talsystemen des Tibesti Flußterrassen sind. Das Belegmaterial wird im Abschnitt 3 des Aufsatzes vorgeführt. Die im Gelände erkannten Eigenschaften der Talformen werden dafür in zusammengehörige Gruppen aufgegliedert und in ihnen in der Reihenfolge formenhafte, formenhaft-sedimentäre und sedimentäre Merkmale beschrieben. Am Anfang des Abschnittes und jeder seiner Gruppen wird soweit als nötig auf die Aufnahmeformen eingegangen. Untergliedert ist die Darstellung der Befunde nach regionalen Besonderheiten und deren Anordnung. Den Schluß jeder Gruppe bildet eine knappe Charakteristik des Typischen. Der Beweis folgt durch die Häufung von Eigenschaften, die mit den aus der Definition von „Flußterrasse“ folgenden übereinstimmen.

Um die Darstellung des Befundes nicht durch theoretische Erwägungen unterbrechen zu müssen, wird der Abschnitt 2 vorangestellt, der ganz allgemeine Überlegungen zu Talformen und ihrer Formung enthält.

Diese werden im Abschnitt 4 wieder aufgenommen und auf das Arbeitsgebiet bezogen. Durch unterschiedliche Kombinationen der im Abschnitt 3 mitgeteilten Beobachtungen lassen sich Hinweise auf die Genese der Talformen gewinnen. Die daraus abgeleiteten Regeln vergleiche ich mit den Ergebnissen von J. CHAVAILLON (1964) aus der nordwestlichen Sahara und überprüfe dadurch die Übertragbarkeit von Schlußfolgerungen innerhalb dieses Raumes. Ganz am Ende werden die Ergebnisse skizzenhaft in die Sprache der geomorphologischen Gliederung nach Höhenstufen übertragen.

## 2. Formen und Formung in Tälern und ihre Beschreibung

Die Gestalt der Erdoberfläche ist durch einfachste geometrische Figuren beschreibbar: Flächen, Kegel, Kugeloberflächen usw. Diese bilden — für sich allein oder in fester Kombination — die Formen, die in der Geomorphologie untersucht werden. In ihrer Benennung differenziert sie ihre Beziehung zur Erdoberfläche weiter: So nennt man Ebenen „Fläche“, wenn sie gegen das Schwereniveau der Erde wenig oder nicht geneigt sind, dagegen „Hang“, wenn sie mäßig bis

stark geneigt sind. Über einen Grenzwert kann keine Aussage getroffen werden. Die Hänge, auch die Terrassenhänge des Arbeitsgebietes hat H. VILLINGER untersucht (siehe dieses Heft).

Mit diesen beiden Bezeichnungen läßt sich der Formenschatz eines durchschnittlichen Tales beschreiben. Es wird seitlich begrenzt von Talhängen, die in verschiedener Höhe über dem tiefsten Punkt des Tales durch Flächen unterbrochen werden können. Diese sollen Terrassenflächen genannt werden. Eine Terrassenfläche kann auch im tiefsten Punkt des Tales liegen. Sie trägt dann den Namen Talsohle.

Mit den gleichen beiden Bezeichnungen läßt sich das umgangssprachliche Wort „Terrasse“ als Form beschreiben. Sie springt aus einem Hang vor. Nach vorne ist sie durch eine Böschung, also wiederum einen Hang begrenzt, ihr zweiter Formbestandteil besteht aus ihrer Oberfläche.

Die Talhänge zwischen einer Talsohle und der obersten Terrassenfläche dieser Abflußlinie können deshalb auch als Formbestandteil einer Terrasse aufgefaßt werden. Diese Hänge sind gleichzeitig Tal- und Terrassenhänge.

Die Formen der Erdoberfläche verändern sich. Die Formung läuft in der Regel in Zeiten ab, die gegenüber der Beobachtungsdauer sehr groß sind. Aus der Beobachtung lassen sich dann nur Hinweise auf den Verlauf der Formung erkennen, man erfährt eine Formungstendenz.

Verschiedene Formen belegen unterschiedliche Formung. Jeder Zeitabschnitt gleicher Formung ist eine Formungsphase. Die Formungsphasen können unregelmäßig aufeinander folgen oder aber in fester Reihenfolge. Im letzten Falle ist ein alle vorkommenden Formungsphasen umfassendes Glied aus der sie stets wiederholenden Reihe ein Formungszyklus.

Bisher wurden die Formen als Abstrakta betrachtet, als Figuren, die die Erdoberfläche annähern. Im konkreten Falle sind sie an ein Gestein angepaßt oder ihm aufgeprägt. An diesem ihrem petrographischen Inhalt beginnen die Untersuchungen über ihre Formung.

Wieder sollen die Ergebnisse von Terrassenuntersuchungen auf ein durchschnittliches Tal verallgemeinert werden: Die Terrassenflächen und -hänge können aus dem gleichen Gestein bestehen wie der Talhang oberhalb der höchsten Terrassenfläche. Sie können aber auch aus einem davon abweichenden Material aufgebaut werden. In diesem zweiten Falle handelt es sich meistens um Schutt, Schotter, Kies und Sand. Die Sedimente sind homogen oder geschichtet, locker oder fest. Sie besitzen fast immer eine Form, die erfahrungsgemäß nur durch fließendes Wasser erzeugt wird, die „fluvial“ ist. Das Material füllt einen Raum, der durch das Anstehende einerseits, durch Terrassenfläche und -hang andererseits begrenzt wird. Seine Sedimentfüllung bildet einen Körper, der in diesem Falle Terrassenkörper heißt.

Terrassen mit diesen Merkmalen nennen wir Flußterrassen. In diesen Begriff werden auch Terrassen in anstehendem Gestein einbezogen, soweit man ihren seitlichen Übergang in sedimentäre Terrassen verfolgen oder ihre Entstehung durch fließendes Wasser auf andere Weise sichern kann. Bei Terrassen in anstehendem Gestein spricht man auch von Fels-, bei den sedimentären auch von Akkumulationsterrassen.

Die Analogie zwischen Oberfläche und Sedimenten einer Flußterrasse und Oberfläche und Sedimenten einer Talsohle wird als Homologie gedeutet: Eine Flußterrasse ist ein zerschnittener Talboden. Das ist auch die Terrasse vieler Geomorphologen.

Ist eine Flußterrasse zerschnittener Talboden, so wird sie zweiphasig geformt: Zuerst durch Aufschüttung und/oder Seitenerosion, dann durch Einschneiden. Liegen mehrere Flußterrassen in einem Tal, so folgten die beiden Formungsphasen entsprechend oft in dieser Reihe aufeinander, d. h. die Zahl der Terrassen ist gleich der Zahl der zu ihrer Bildung führenden Formungszyklen.

Diese Formungszyklen sollen mit J. CHAVAILLON Sedimentationszyklus genannt werden. Jeder Sedimentationszyklus beginnt mit der Einschneidung und endet mit dem Erlöschen der Sedimentation. (CHAVAILLON ist Geologe. Für ihn bedeutet „Terrasse“ immer ein Sediment. Vom geomorphologischen Gesichtspunkt aus wäre es sinnvoller, den Sedimentationszyklus mit dem Ende der Einschneidung, mit der Fertigstellung der Form Terrasse aufhören zu lassen.)

### 3. Der Oudingueur im Schiefergebirge

In der Einleitung wurde das Arbeitsgebiet „Mittelgebirge“ genannt. Diese Bezeichnung erhielt es wegen seiner Höhenlage — bis zu 1200 m — und seiner Formen: Die Gipfel liegen über kürzere Entfernung gleich hoch, über größere Strecken sind sie flachwellig angeordnet. Dabei steigt ihre absolute Höhe von Norden nach Süden an. Die Gipfel sind von den Seiten her nur in der Nähe der Haupt- und der größeren Seitentäler durch Kerbeinschnitte bis zur Steilkuppigkeit herausgehoben, zum Inneren des Gebirges wird die relative Höhe der einzelnen Berge zunehmend geringer. Die Tiefenlinien zwischen ihnen werden hier breiter und muldenhaft. Fleckenhaft treten auch Flächen auf.

Dieses Mittelgebirge ist einem Hochgebirge nördlich vorgelagert, das aus großen, schildförmig gewölbten Flächen besteht, die in 2500 m Höhe kulminieren. Eine Stufe trennt die beiden Gebirge.

Der folgende geologische Abriß wird in Anlehnung an VINCENT (1963) gegeben. Das Mittelgebirge baut in monotoner Abfolge dünne Kieselschieferbänke auf, unter denen Serizitschiefer und Glimmerschiefer vorherrschen. Die Metamorphose ist schwach. Die Schichten streichen durchweg 20° N über E. Sie fallen immer stark, fast vertikal ein. Die Falten sind sehr eng zusammengepreßt. Das Schiefergebirge schließt Granitlinsen unterschiedlicher Größe ein. Es wird in vielen Richtungen von Verwerfungen durchzogen, die kräftigsten verlaufen im Schichtstreichen, die nächst kräftigsten verlaufen fast senkrecht dazu.

Die Berge bestehen fast ausschließlich aus anstehendem Gestein, dessen Bänke als Formen wirksam werden. Lockermaterial ist auf ihm sehr spärlich, lückenhaft und nur als Hangschutt vertreten, in eckigen, an Spalten vom Anstehenden gelösten Steinen.

Das Gestein des Schiefergebirges gehört zeitlich in das Tibeitien II (Algonkium?).

Die Stufe zum Hochgebirge besteht aus Sandstein, der diskordant eingerumpftes Schiefergebirge überlagert. Dieses ist im Verhältnis zum Sandstein weich, dadurch erhält die Stufe Formenmerkmale einer Schichtstufe.

Der Sandstein wird in das tiefe Paläozoikum gestellt. Die Einordnung einiger Vorkommen ist umstritten (Kretazisch?).

Die Flächen des Hochgebirges, die Tarsos, sind Schildvulkane, die sich aus sauren und basischen Ergüssen aufbauen. Ihr Alter ist tertiär und quartär.

Im Arbeitsgebiet sind Haupttäler die Enneris Tou-doufou und Oudingueur. Das letztere wird nach geomorphologischen Gesichtspunkten untergliedert. Der Oberlauf reicht bis zum unteren Ende der Klammstrecken, das mit der Untergrenze der Ignimbritdecken zusammenfällt. Der Mittellauf umfaßt den daran anschließenden Engtalbereich im Schiefergebirge, der Unterlauf besteht aus langen, breitsohligen Talstrecken, die mit kurzen Engtalstrecken wechseln. Die breitsohligen Talstrecken sind auffallend gerade, ihr Verlauf ist an tektonische Linien gebunden. Seitentäler in diesem Bereich sind den sonstigen gegenüber bei derartiger Anlage ebenfalls durch eine ungewöhnlich breite Talsohle ausgezeichnet.

Im Gelände wurden die Terrassenflächen auf Luftbildern im Maßstab 1:50 000 auskartiert, ihre Höhe durch Messungen mit einem Anaeroidhöhenmesser bestimmt, wobei die Punkte in Hinblick auf eine Anordnung zu Längs- und Querprofilen gewählt wurden. Die Aufschlüsse und die Talsohle habe ich gezeichnet und fotografiert, die Sedimente nach Korngröße und Gestein, Lagerung, Färbung und Verfestigung aufgenommen. Der Befund wurde in fortlaufenden Notizen fixiert.

Auf morphometrische Schotteranalysen und die Entnahme von Proben für Sandanalysen, Bodenuntersuchungen, Pollenanalysen und  $C^{14}$ -Datierungen mußte aus Zeitgründen verzichtet werden. Doch sind die nach herkömmlichen Methoden erzielten Ergebnisse für eine Grobgliederung ausreichend.

Die Darstellung der Befunde zielt auf das Typische. Aus Platzgründen wurden in der Beschreibung die Beobachtungen über kürzere Talstrecken gemittelt.

#### a) Flächenhafte Formen im Tallängs- und -querprofil

Der Grundriß des Talnetzes zeigt eine Verzweigung wie ein Talsystem humider Mittelbreiten. Von Haupttälern biegen Nebentäler ab, von diesen weitere Seitentäler bis hin zu kleinen Kerbrinnen im Hang.

Das Talnetz zerfällt in zwei Klassen von Tälern. Die größten Täler, die Haupttäler, kommen alle aus dem Hochgebirge. Es sind Sohlentäler, die Breite ihrer Talsohle schwankt im Arbeitsgebiet zwischen 50 m und mehr als 1000 m. Engere Talstrecken wechseln mit breiteren, mäanderförmig gewundene mit geraden.

Die zweite Klasse von Tälern umfaßt diejenigen, die innerhalb des Arbeitsgebietes beginnen. Hier gibt es zwei Untergruppen. Die Täler der einen besitzen eine ebenso breite oder noch breitere Sohle als das Haupttal. Sie sind ferner gerade, oft über viele Kilometer hinweg. Der zweiten Untergruppe gehören Täler an, die ebenso gewunden sind wie das Haupttal. Sie sind jedoch schmaler, ihre Talsohle ist im Unterlauf mit 10 m schon breit, talaufwärts gehen sie rasch in Kerbtäler über, die sich weiter gebirgseinwärts in Hangrunsen auflösen.

Die Terrassenflächen lassen sich in den Tälern ohne Schwierigkeiten erkennen. Sie treten in einzelnen Flecken auf, die zu Flächen gleichen Niveaus zusammengefaßt werden können. Auf Sichtweite ist diese Einordnung mit bloßem Auge fehlerfrei möglich. Die Fläche wird mit einheitlicher Signatur kartiert und ihre Höhe eingemessen. Die Terrassenflächen haben ein Gefälle in Talrichtung und ein ganz schwaches Gefälle vom Talhang zur Talmitte. Sie enden mit einem scharfen Knick zum nächsthöheren Talhang und brechen ebenso scharf zum nächst niedrigeren ab.

In den Haupttälern sind Terrassenflächen in den unterschiedlichsten Größen vertreten, von einer Hangleiste bis hin zu Flächen von mehr als einem Kilometer Breite. Man findet sie in verschiedener Höhe über der Talsohle. Dabei sind die Terrassenflächen nicht zufällig über den Talhang gestreut, sondern treten in einzelnen Höhenlagen geschart auf. In der Regel bilden jeweils  $n = 2$  Terrassenflächen ein derartiges Hauptniveau. Es kommen auch  $n = 3$  vor, während eine noch dichtere Scharung nur in Mäanderbögen zu finden ist. Das erste Hauptniveau — von der Talsohle gerechnet — soll mit N, das zweite mit O bezeichnet werden.

In den übrigen Tälern ist in der Regel nur ein Hauptniveau vertreten, und meistens auch nur mit  $n = 1$  Terrassenfläche. Sie ist in den geraden, breiten Seitentälern häufig nur als schmale Hangleiste ausgebildet. In den sonstigen Nebentälern kann ihre Breite 10 m übertreffen.

Das Hauptniveau Talsohle ist in den Haupttälern in drei Flächen untergliedert. Diese treten mit wachsender Entfernung vom Hochgebirge immer weniger deutlich auf.

Das N- und das O-Niveau in den Haupttälern läßt sich durch das ganze Arbeitsgebiet verfolgen. Wo sie — wie gelegentlich in den Engtalstrecken — unterbrochen sind, kann man sie von beiden Seiten ansetzend über Knicke im Hangprofil durchziehen. Wenig deutlich ausgebildet sind die Terrassenflächen auch im untersten Oudingueur.

Die Höhe der Terrassenflächen über der Talsohle ist nicht konstant. Die Sprunghöhe zwischen den drei Niveaus im Enneribett nimmt mit wachsendem Gefälle zu. Gleichsinnig verhält sich die Sprunghöhe der um N oder O pendelnden Terrassenflächen, und die gleiche Beobachtung gilt auch für die Sprunghöhe des N- und des O- Hauptniveaus über dem Enneriboden und für die Sprunghöhe zwischen ihnen. Die Steilstrecken im Tallängsprofil liegen für die Talsohle und die beiden Hauptniveaus an den gleichen Stellen. Die Terrassenflächen und die Hauptniveaus untereinander divergieren zwischen dem oberen und dem unteren Gefällsbruch einer Steilstrecke stark. In der darauf folgenden Flachstrecke konvergieren sie erst rasch, dann ganz langsam auf den oberen Gefällsbruch der nächsten Steilstrecke zu, so daß sie über lange Strecken parallel zu laufen scheinen. Terrassenflächen können in Steilstrecken so stark divergieren, daß die Gefahr einer falschen Verknüpfung entsteht: Eine dem N-Niveau zugehörige Terrassenfläche der Steilstrecke scheint sich in einer dem O-Niveau angehörenden Fläche des Flachbereiches fortzusetzen.

In den Seitentälern wurden keine Höhenmessungen vorgenommen. Die Sohle der geraden, breiten Seitentäler erscheint dem Beobachter fast gefällslos. Die übrigen Nebentäler zeigen ein „durchhängendes“ Tallängsprofil mit Gefällsbrüchen an härteren Gesteinsbänken.

Wegen der konstanten Zusammensetzung der Hauptniveaus aus Terrassenflächen brauchten in der Ausarbeitung nur die Hauptniveaus auskartiert zu werden. Will man für sie eine mittlere Höhenlage über der Talsohle angeben, so kann man das N-Niveau mit 6 m, das O-Niveau mit 15 m über dem Enneriboden rechnen. In den Seitentälern übersteigt die mittlere Sprunghöhe des einzigen dort vertretenen Hauptniveaus 5 m nicht.

Ergebnis: Talsohle und Hauptniveaus zeigen gleiche Formen. Die Haupttäler besitzen mehr Hauptniveaus und Terrassenflächen als die Seitentäler.

## b) Die Sedimente der Talsohle

Wir schließen aus Verbreitung, Korngröße und Lagerung von Talsedimenten auf Art und Ausmaß der Flußarbeit. „Fluvial“ geformte Sedimente gibt es auch in den Sohlen der Enneris. Schottern und Kiesen läßt sich diese Form mit bloßem Auge ansehen, für den Sand sie sich nachweisen. (Der Beweis wird durch die morphoskopische Sandanalyse geführt. Ergebnisse aus dem Tibesti teilt J. PACHUR in seiner Arbeit mit.) Beobachtungen über ihre Art und Verteilung werden durch das Ablaufen der Täler gewonnen.

Die Haupttäler besitzen eine breite und tiefgründig sandige Talsohle. Ihre Grenze zu den Hangbereichen markiert ein Farbwechsel: Kies und Schotter der Talsohle zeigen ihre Gesteinsfarben, außerhalb dieses Bereiches sind sie überiridet. Die Schotter auf dem dritten, dem höchsten Subniveau der Talsohle stehen gelegentlich dazwischen. Ihre Gesteinsfarben sind durch einen grauen Überzug getrübt. Die Farbe der Gesteins-

rinde variiert etwas mit dem überzogenen Gestein, vorherrschender Farbton ist ein bräunliches Schwarz. (Die natürlichen Gesteinsfarben werden im unteren Oudingueur noch einmal in den höchsten Hangbereichen und auf den obersten Terrassenflächen sichtbar. Hier ist der Schotter nur einseitig rindenfrei, die gleiche Seite ist tief zerfressen. Dünen überziehen die Höhen.)

Der Sand der Talsohle ist hellgrau, er besteht größtenteils aus Ignimbrit- und Bimssteinkörnchen. Abtragungsort sind somit die sauren Schildergüsse im Hochgebirge und ihre Ausläufer entlang des oberen Oudingueur. Im unteren Oudingueur erhält seine Farbe einen Stich ins Gelbliche. Hier überlagern Dünen aus gelbem Quarzsand das Schiefergebirge, und auf Flächen außerhalb der Talsohle findet man den gleichen Sand geschwemmt. In der Talsohle ist gelber Sand im Lee von Hindernissen, bevorzugt von Tamariskengestrüpp, angereichert. Den Talhängen lagert häufig ganz leicht Flußsand auf, am Rande der Talsohle erscheint er stellenweise dünenförmig gehäuft. Im mittleren Oudingueur ist der hellgraue gelegentlich mit einem dunkelbraun-grauen Sand überpudert. Das Material weist ihn als Verwitterungsprodukt des Schiefergebirges aus.

Sand ist das weitaus überwiegende Sediment der Talsohle. In ihm schwimmen die gröberen Bestandteile, schon in geringer Tiefe (2—3 m) kann er Grundwasserträger sein. Stellenweise erreicht das Grundwasser fast die Oberfläche. Hier blüht Salz aus, das sich mit den übrigen Sedimenten zu einem porösen, morschen Salztou verbindet. Das Tal ist auf ganzer Länge dicht mit Vegetation bestanden, wobei sich „dicht“ auf Wüste bezieht.

Auf allen drei Niveaus der Talsohle findet man angeschwemmtes Holz bis hin zu ganzen Baumstämmen. Hölzer sieht man auch in den Zweigen der Akazien und Tamarisken hängen. Im unteren Oudingueur und besonders im Toudoufou riegelt örtlich ein niedriger, lückenhafter, sandiger, mit Tamarisken bestandener Wall Seitenbecken von der Talsohle ab. Diese sind über 100 m breit, der Haupteinlaß ist enneriaufwärts gerichtet, enneriabwärts dienen die Lücken im Wall als Auslaß, der dann auf das oberste Niveau der Talsohle führt oder noch etwas höher liegt. Diese Becken sind Fallen für Treibholz, das in ihnen in einer tonigen Matrix begraben wird.

In den tektonischen Linien folgenden Seitentälern ist die Talsohle auf ganzer Breite tiefgründig mit Sand erfüllt. Vorherrschende Farbe ist ein fahles Gelb mit einem Stich ins Graue. Die Tönung entsteht durch die Beimischung von Schiefergebirgsmaterial zum Quarzsand. Örtlich ist der Talboden dünn mit schwärzlich grauem Sand überzogen.

In der Sandmatrix schwimmt etwas eckiger Hangschutt. Auf ganzer Sohlenbreite sind die Gesteinsfarben sichtbar, die Hänge tragen Rinden. Die Vegetation ist auf einzelne Akazien beschränkt. Brunnen sind nirgendwo gebohrt.

Die übrigen Seitentäler sind im unteren Oudingueur mit gelbem Quarzsand erfüllt. Im Bereich des mittleren Oudingueur ist ihre Sedimentführung gering. In ihrem untersten Teil, höchstens die letzten hundert Meter vor der Mündung in den Oudingueur, ähneln sie dem Haupttal sehr. Hier durchragt kein anstehendes Gestein die Talsohle. Talaufwärts treten in ihr Felsbänke immer zahlreicher aus, bis einige Kilometer oberhalb anstehender Fels nackt oder unter dünner Hangschuttdecke die Talsohle bildet. In gleicher Richtung schrumpft der Bereich mit Sedimenten frischer Gesteinsfarbe von ursprünglich ganzer Sohlenbreite auf ein schmales Band in ihrer Mitte zusammen. Die Kerbrinnen im Oberlauf sind schließlich durchgehend mit Rinden überzogen.

Unter den Sedimenten der Talsohle tritt der Sand zurück. Sie bestehen aus einem Sand-Hangschuttgemisch zu gleichen Teilen, oder es überwiegt der Hangschutt. Der Sand zeigt das dunkle Grau des Schiefergebirgssandes. Die Vegetation ist sehr spärlich, Grundwasser nicht vorhanden.

Die Talsedimente verzahnen sich in den Mündungsbereichen. Folgende Kombinationen kommen vor:

1. Zusammentritt zweier Haupttäler. Eines von ihnen ist breiter und kommt auf dem kürzeren Wege aus dem Hochgebirge. Verwirklicht ist dieser Fall an der Mündung Oudingueur-Toudoufou und Bardagé-Toudoufou. (Weitere Fälle hat D. JÄKEL beobachtet.) Die Sohle des Enneri Toudoufou ist in drei Niveaus gegliedert. Das unterste ist linienhaft vertreten, es gabelt sich vielfach und zerteilt dadurch die höheren zu Inseln. Die Sprunghöhe zwischen ihnen kann zwei Meter übersteigen. Sedimentmaterial ist lockerer Sand. Die Böschungen zwischen den Talsohlen-niveaus und der Rand der Talsohle zum Talhang sind dicht mit Tamarisken bestanden. Die Tamariskenkette am Rande der Talsohle zieht sich, nur von kleineren Lücken unterbrochen, quer durch die Mündung des Oudingueur. Dessen Talsohle besitzt hier nur ein Niveau. Sie besteht aus Sedimenten feinsten Korngröße, aus tonig-mergeligen Ablagerungen. Die Vegetation ist spärlicher als im Toudoufou, durch ihre Anordnung wird noch eine Tiefenlinie kenntlich. Die Talsohle des Oudingueur reicht in dieser Form einige Kilometer talauf. Dann geht sie langsam in die oben beschriebene Form eines Haupttales über, in gleicher Richtung wird auch die Vegetation dichter.

2. Mündung eines tektonisch angelegten Seitentales in ein Haupttal: Die Sohlen beider Täler liegen ungefähr gleich hoch, die Mündung des Seitentales führt auf eines der drei Niveaus der Sohle des Haupttales. Sie kann offen liegen oder durch einen Tamariskenwall abgeschlossen werden. Die Sedimente beider Talsohlen gehen im Mündungsbereich unmerklich ineinander über.

3. Mündung eines Seitentales in ein Haupttal: In Sediment- und Vegetationsbestand ähnelt der unterste Abschnitt eines Seitentales dem Haupttal sehr. Er mündet auf eines der drei Niveaus der Sohle des

Haupttales, besitzt aber kaum Neigung. In einigen Fällen ist sie sogar vom Haupt- in das Seitental ganz schwach rückläufig. Im Querprofil ist häufig die Tiefenlinie auf den enneriabwärts gelegenen Talhang verschoben. Der Toudoufou riegelt örtlich Seitentäler durch Tamarisken bestandene Wälle aus Flußsand vom Hauptfluß ab.

Ergebnis: Die Sedimentfazies ihrer Talsohlen kennzeichnet die Haupt- und die beiden Gruppen der Seitentäler.

### c) Formen der Talsohle

Sedimente werden durch Schüttung abgelagert. Die Art des Vorganges läßt sich aus den durch sie gebildeten Formen erschließen.

Diese wurden durch zwei nur im Maßstab verschiedenen Untersuchungsreihen gefaßt. Die eine achtet auf Formen der Talsohle, wie sie durch die Lage ihrer drei Niveaus zueinander zum Ausdruck kommen. Diese sind für ein bekanntes Gelände dem Luftbild entnehmbar. Die zweite Beobachtungsserie zielt auf die Formen eines Niveaus. Sie sind nur im Gelände erkennbar, vorzugsweise bei schräg einfallendem Licht.

In den Haupttälern besteht das unterste Talsohlen-niveau aus einer Kette von sehr langen, zur Mitte hin nur ganz schwach aufgewölbten Schwemmfächern. Die Neigungen ihrer Längsachsen schließen sich zu dem Talgefälle zusammen. Die Schwemmfächer sind so angeordnet, daß das Delta des talaufwärts liegenden in spitzem Winkel (gemeint ist der talaufwärts weisende Winkel) auf die Flanke des nächsten Schwemmfächers talabwärts stößt. Von hier aus wird der höher liegende Schwemmfächer unterschritten. Unterbrochen wird diese Kette von meist länglichen übertieften Stellen, die sich bevorzugt flußabwärts von Hindernissen wie großen Blöcken u. ä. finden. Diese Kolke sind mit Tonsedimenten gefüllt, die sich aus einer Unzahl feinsten Häutchen aufbauen und durch Trockenrisse in Schollen zerlegt sind. Von diesen Rissen her lösen sich die Häutchen ab. Sie rollen sich ein, werden vom Wind abgetragen und sammeln sich im Lee von Hindernissen. Die Schwemmfächer bestehen aus etwas Kies in einer Sandmatrix. Die gröberen Bestandteile sammeln sich am Rande der Schwemmfächer an, in den tiefsten Punkten der Talsohle.

Ihre beiden höheren Niveaus zeigen die gleichen Erscheinungen. Da der Zusammenhang jedes höheren Niveaus durch die tieferen unterbrochen wird, ist die Abfolge der Schwemmkegel auf diese bezogen und deshalb innerhalb eines Niveaus nicht sehr regelmäßig. Zusätzlich stört die Vegetation, die bevorzugt die Böschungen zwischen den verschiedenen Niveaus der Talsohle bestockt, so daß die Schwemmkegel der höheren Niveaus häufig nur schlecht zu erkennen sind. Das Material ist wie im tiefsten Niveau zusammengesetzt, der Anteil der Kiesfraktion nimmt jedoch nach oben hin zu.

Wo im Bereich weicher Schiefer und des Talverlaufes entlang tektonischer Linien die größte Talbreite erreicht wird, spaltet sich das tiefste Talsohlenniveau in viele Arme auf, zwischen denen die höheren Niveaus inselhaft verstreut liegen. Diese werden von dem jeweils tieferen Niveau dort unterschritten, wo die Flanke eines Schwemmfächers parallel zur Böschung verläuft. An derartigen Stellen wird auch der Talhang unterschritten. Die Vegetation vermag je nach ihrer Dichte die Böschungen wenig bis wirksam zu schützen.

In Engtalstrecken, im Bereich harter Schiefer und einer Talführung quer zu tektonischen Linien, beginnt das tiefste Niveau der Talsohle Schleifen zu ziehen. Dabei entsteht ein Prallhang, an dem die höheren Talsohlenniveaus und die Talhänge unterschritten werden, und ein Gleithang, an dem die Zahl der Niveaus in der Talsohle auf über drei wächst. Das höchste dieser Niveaus findet sich an der talaufwärts gelegenen Spitze des Bogens, die tieferen schließen sich talabwärts an. Je höher ein Niveau liegt, desto schmaler und kürzer ist es. Flußaufwärts zeigt jedes Talsohlenniveau einen stumpfen Kopf, talabwärts sind sie lang geschwänzt.

Die Gliederung der Talsohle in Subniveaus und ihr Aufbau aus Schwemmfächern wird im untersten Oudingueur in Richtung auf den Toudoufou zunehmend undeutlicher. Die Formen dieses Talabschnittes habe ich in 3b beschrieben.

Die Sohle der tektonisch angelegten Seitentäler besteht aus vielen sehr weit gespannten und flachen Schwemmfächern, die als Form kaum noch zu erkennen und abzugrenzen sind.

In der Sohle der übrigen Seitentäler lassen sich mangels Sedimentmasse keine feineren Schüttungsformen erkennen.

Ergebnis: Geschüttet wird in Schwemmfächern. In den Haupttälern zeigt die Talsohle Formen eines verwildernden und mäandrierenden Flusses. In den tektonisch angelegten Nebentälern wachsen die Schwemmfächer zu Schwemmebenen zusammen.

#### d) Die Talsohlensedimente im Längsprofil

Im Tallängsprofil wechseln Strecken unterschiedlichen Gefälles ab. Zwischen ihnen und der Anordnung der Sedimente lassen sich Zusammenhänge erkennen.

Am Südrand des Schiefergebirges sind vom Tarso Toussidé her Ignimbritströme in die Täler geflossen. In sie hat sich der Oudingueur in Klammstrecken eingetieft. Hier wird seine Sohle durch große, gerundete Ignimbritblöcke gesperrt, und in der tiefgründig weichen Sandmatrix sind Ignimbrit- und Sandsteinschotter sehr häufig. Mit dem Ausgang der Klammstrecken enden die groben Blöcke, gleichzeitig nimmt die Zahl der Schotter sehr rasch ab, um sich dann flußabwärts nur noch langsam zu verringern.

Die Engtalstrecken der Haupttäler des Schiefergebirges kennzeichnet extrem weicher Sand im tiefsten Talsohlenniveau. („Hart“ ist Sand, der sich leicht begehen oder befahren läßt, „weich“ im anderen Falle). Im mittleren Oudingueur bestehen die beiden höheren Talsohlenniveaus aus einem Sand-Kiesgemisch mit höherem Schotteranteil. Im unteren Oudingueur sind auch die höheren Niveaus fast ganz aus Sand aufgebaut. Jedoch läßt sich noch hier ein erhöhter Anteil an Kies und sogar an den spärlichen Schottern gegenüber dem tiefsten Talsohlenniveau nicht verkennen. Dieses besteht zunehmend aus tonig-mergeligen Sedimenten.

In den breiten Talsohlenbereichen des mittleren und der oberen Hälfte des unteren Oudingueur ist der Sand des tiefsten Talsohlenniveaus hart. Die höheren sind aus Sand aufgebaut, dem etwas Kies und einzelne Schotter beigemischt sind. Der unterste Abschnitt des Oudingueur besteht im niedrigsten Niveau der Talsohle überwiegend aus Tonablagerungen, die höheren Niveaus fast ausschließlich aus Sand, soweit sie überhaupt vorhanden sind.

Die Höhenmessungen ergaben: Das Gefälle der breiten Talstrecken ist schwächer als dasjenige der Engtalstrecken. Der unterste Oudingueur hat kaum Gefälle.

Soweit die Seitentäler tektonisch angelegt sind, wird ihre Sohle auf ganzer Länge von einer Schwemmebene mit etwas Hangschutt und sehr viel Sand eingenommen. Die Abfolge der Sedimente in den übrigen Nebentälern wurde in 3b beschrieben: Haupttalsedimente ganz unten, talaufwärts ein Sand-Hangschuttgemisch mit zunehmendem Anteil von Hangschutt, schließlich Hangschuttstreu über anstehendem Gestein.

Ergebnis: In dem Oudingueur nimmt die Korngröße der Sedimente ab:

1. Innerhalb der Talsohle von den höheren zu den tieferen Niveaus.
2. Mit dem Gefälle.
3. Mit wachsender Entfernung vom Hochgebirge.

#### e) Sedimente an den Talhängen

Die seitliche Unterschneidung der drei Niveaus in der Talsohle erschließt ihren vertikalen Aufbau und denjenigen der angrenzenden Hänge, soweit sie nicht aus Schiefergebirge bestehen. Aufschlüsse findet man ferner zwischen den Terrassenflächen und dem Talhang, wo sich vom Talniveau ausgehende Rinnen oft an Grenzlinien verschiedenen Materiales einschneiden.

Die auf diese Weise aufgeschlossenen Sedimente haben wenigstens fünf Eigenschaften gemeinsam: 1. Sie sind bräunlich-graue Lockersedimente, gelegentlich ganz leicht verbacken; 2. Sie bestehen aus Ablagerungen unterschiedlicher Korngröße, die durchweg fluvial geformt sind; 3. Nach oben werden die Sedimente von Terrassenflächen begrenzt; 4. Die Abgrenzung erfolgt in einem Steinpflaster, das aus einer lückenlosen Decke

von Hangschutt, Schotter und Kies besteht. Das Pflaster ist überrindet; 5. Soweit die Hänge nicht unterschritten sind, findet man auf ihnen ein ähnliches Steinpflaster, nur weniger dicht gelagert.

Ihrer räumlichen Verteilung nach lassen sich die Sedimente in zwei Gruppen untergliedern: 1. Die Sedimente der Talmitte der Haupttäler und 2. Die Sedimente der Seitentäler sowie des Talrandes der Haupttäler. Sie unterscheiden sich durch zusätzliche Merkmale. Ausnahmslos in die zweite Gruppe gehören die spärlich vertretenen Ablagerungen in den tektonisch angelegten Seitentälern und diejenigen im untersten Oudingueur. Sonst entfallen in ihm auf die Sedimente der zweiten Gruppe etwa  $\frac{1}{5}$  der Talsohle, während die übrigen  $\frac{4}{5}$  Sedimente der ersten Gruppe zeigen.

Diese bestehen zu mehr als 75% aus Sand, der hellgrau, bräunlich oder auch gelblich ist. Häufig zeigt er Schichtung, gelegentlich auch Kreuzschichtung. In ihm eingebettet liegt Kies sowie vereinzelte Grobsedimente. Sie zeigen alle Zurundungsgrade vom Hangschutt bis zu Schottern. Die letzteren sind in der Mehrzahl. Die größeren Sedimente treten in Streifen verstärkt anreichert auf. In den letzten 2 bis 3 m Sediment unter der Terrassenfläche nimmt das Grobmaterial, unter ihm besonders die Schotter, sehr rasch bis auf  $\frac{1}{3}$  bis  $\frac{1}{2}$  des Sedimentvolumens zu. Das an der Oberfläche sichtbare Steinpflaster ist die ein Schotter starke Begrenzung dieser Schicht.

Die Mächtigkeit der Ablagerungen ist unbekannt. Nur in Hangnähe sind sie bis auf das Schiefergebirge aufgeschlossen und lagern hier auf spärlichem Hangschutt auf. Die sehr wenigen Ausnahmen von dieser Regel zeigen, daß die Sedimente der Talmitte an der Basis die gleiche Schotteranreicherung besitzen wie im Hangenden.

Es gibt keinen sedimentären Unterschied zwischen den Sedimenten, die im N-Hauptniveau, und denjenigen, die im O-Hauptniveau enden. Nur ihre Anordnung im Tal zeigt, daß sie nacheinander abgelagert wurden. (Diese Anordnung soll hier nicht näher beschrieben werden. Der gleiche Schluß folgt aus der Fazies der Ablagerungen im Bardagé. Dazu die Arbeit von D. JAKEL.)

Leider ist es nicht möglich, die Verteilung dieser Sedimente über das Längsprofil zu belegen. Im untersten Oudingueur fehlen sie völlig, im oberen sind die Terrassenflächen zunehmend anstehendem Gestein eingeschnitten. Man gewinnt jedoch den Eindruck, daß der Volumenanteil der Grobsedimente talabwärts geringer wird.

In den Sedimenten der zweiten Gruppe, denen der Seitentäler und des Talrandes der Haupttäler, tritt der Sand bis auf  $\frac{1}{3}$  bis  $\frac{1}{2}$  des Volumens der Ablagerungen zurück. Er ist vorherrschend gelblich oder bräunlich-grau getönt. Spärlich ist auch die Kiesfraktion vertreten. Der überwiegende Teil des Materials wird von eckigem bis kantengerundetem Hangschutt gestellt. Die Ablagerungen sind homogen.

Ergebnis: Haupt- und Seitentäler unterscheiden sich auch in der Sedimentfazies fossiler fluvialer Aufschüttungen. Die Haupttalfazies ist auf dessen Talmitte beschränkt.

#### 4. Die Terrassen und ihre Genese

Aus dem in 3. vorgelegtem Material werden Schlüsse gezogen. Die Deutung erfolgt mit Hilfe zweier Grundannahmen: Es ist möglich, induktiv zu schließen. Beobachtungen aus der Gegenwart sind auf die Vergangenheit beziehbar (Aktualismus).

##### a) Formungsphasen und Formungszeiten

Auffällig ist der durchgehende Unterschied zwischen Haupt- und Seitentälern in Formen und Ablagerungen. Die Nebentäler scheinen an beiden verarmt zu sein.

Die Seitentäler bilden jedoch ein dichtes Netz, sie sind als Formtyp in jedem gewählten Flächenausschnitt vertreten. Ihnen gehören auch die Ränder der Haupttäler an. Deren Mitte durchzieht als schmales Band abweichender Form diese Formzone. Der Abstand der Haupttäler voneinander zählt nach Zehnern von Kilometern.

Für das Gebiet sind demnach Formen und Formung der Nebentäler typisch.

Die Haupttäler beginnen ausnahmslos im Hochgebirge. An Formen und Sedimenten verarmen sie (unter sonst gleichen Bedingungen) mit wachsendem Abstand von ihm.

Die Besonderheiten der Formen und Formung der Haupttäler können deshalb Ursachen im Hochgebirge zugeschrieben werden. Im Mittelgebirge sind sie Fremdlingen, in der sie umgebenden Wüste analoge Erscheinungen zum unteren Nil.

Aus den Berichten der Tubu und den Aufzeichnungen des französischen Militärs ist bekannt, daß in den Enneris episodisch Hochwasser abkommt. Die Formung der Talsohle erfolgt in gleicher Weise. Die Grenze der Formung wird durch die Grenze der Gesteinsrinden zur Talsohle sichtbar. Diese ist in den Haupttälern in drei Niveaus untergliedert, auf denen die Korngröße der Sedimente unter sonst gleichen Umständen von unten nach oben zunimmt. Die Gesteinsfarbe der Schotter des obersten Niveaus ist gelegentlich grau getrübt.

Demnach sind die höchsten Fluten in der Transportkraft die stärksten. Gleichzeitig sind sie die seltensten. Die drei Talsohlenniveaus können als Niedrig-, Mittel- und Hochwasserbett bezeichnet werden. (Ihre Entstehung ist damit nicht geklärt. Man kann annehmen, daß sie sich auf dynamische Wirkungen des fließenden Wassers zurückführen lassen, das in den Fluten turbulent formt. Auch an die Abfolge von Wasserständen einer Hochflut in der Zeit wäre zu denken oder schließlich an eine schiefe Verteilung der Wassermengen in einer Folge von Fluten.)

In den Nebentälern gibt es nur ein Talsohlenniveau. Die Sedimentführung ist gering, der Hangschutt teilweise auch in der Talsohle angerindet.



Bezogen auf die Verhältnisse in den Haupttälern sind die Fluten in den Seitentälern selten und schwach.

Die Talsohle der Haupttäler verwildert, aus ihr heraus wird Material in die Seitentäler geworfen, oder diese und die Randzonen des Haupttales werden durch Wälle abgeriegelt.

Die Haupttäler des Schiefergebirges schütten gegenwärtig auf. Das Niedrigwasserbett verlagert sich dabei rasch und unterschneidet angrenzende Hänge.

Die an den Talhängen aufgeschlossenen Sedimente zeigen die gleiche Zusammensetzung wie die Ablagerungen der zugehörigen Talsohle. In den Sohlen der Seitentäler sind die Sedimente strukturlos gelagert, die Aufschlüsse weisen eine homogene Materialverteilung auf. In den Haupttälern wird an analogen Stellen Schichtung und Kreuzschichtung sichtbar, das Material sammelt sich in Horizonten verschiedener Korngröße. Die Talsohle ist in Schwemmfächer gegliedert, die sich gegenseitig unterschneiden. Dadurch ändert sich an einem Punkt im Laufe der Zeit die Schüttungsrichtung. Es verschiebt sich auch die Lage des Mittel- und Hochwasserbettes. Diese führen gröberes Material. Das ganze System schüttet auf. Theoretische Folgerung: In dem vertikalen Profil über einem gegebenen Punkt liegen Sedimente verschiedener Korngröße in Horizonten verschiedener Schüttungsrichtung übereinander. Genau dieses Bild zeigen die Aufschlüsse.

Die Talhangsedimente sind damit den Talsohlensedimenten homolog. Die Fazies der Sedimente in den Seitentälern ist ferner über die Talrandfazies der Haupttäler mit deren eigentlichen Sedimentfazies verzahnt und somit annähernd gleichaltrig. Unter ähnlichen Formungsbedingungen wird also auch in den Seitentälern aufgeschüttet.

Die Schlüsse lassen sich zusammenfassen: Gegenwärtig verläuft die Talformung in Haupt- und Nebentälern qualitativ gleichartig aufschüttend, in den Haupttälern jedoch schneller und intensiver.

Der Sedimentunterschied in den Terrassenhängen zeigt, daß dieser quantitative Formungsunterschied bis in die jüngste geologische Vergangenheit zurückreicht.

Die Talhangsedimente enden in Terrassenflächen, zählen also gleichzeitig als Terrassensedimente. Diese ordnen sich um die Hauptniveaus N und O an und sind in Anordnung und Form den Subniveaus der Talsohle vollständig gleich. Der Sedimentbestand ist gleich, die Form ist gleich, die fluviale Formung der Talsohle steht außer Zweifel. Man darf deshalb die um ein Hauptniveau pendelnden Terrassenflächen als Niveau einer alten, später zerschnittenen Talsohle auffassen.

Das in 3. in kleinen Einheiten vorgelegte Beobachtungsmaterial und die bisher aus ihm gezogenen Schlüsse können jetzt mit den gewöhnlich einer Flußterrasse zugeschriebenen, in 2. mitgeteilten Merkmalen,

und mit den dort aufgeführten Vorstellungen von ihrer Genese verglichen werden. Man erhält eine weitgehende Übereinstimmung. Damit ist der Beweis geführt: Die Terrassen in den Tälern des Tibesti sind Flußterrasse.

Die Beobachtungsergebnisse lassen sich jetzt neu formulieren und damit der nächste Schritt vorbereiten: In den Haupttälern des nordwestlichen Tibesti gibt es mindestens zwei postvulkanische Flußterrasse, die Nieder- und die Oberterrasse. („Mindestens“: Im Bardagé gibt es noch ein drittes Niveau mit einem eigenständigen Sediment. Dazu: D. JÄKEL, in diesem Heft).

Flußterrasse sind zweiphasige Formen: Fertig sind sie erst nach der der Aufschüttung folgenden Zerschneidung. Für die N- und O-Terrasse sind  $n = 2$  Terrassenflächen typisch. Von ihnen liegt die höhere in der Regel näher am Talrand als die tiefere. Ebenso ist in der heutigen Talsohle im Mittel das Niedrigwasserbett stärker auf die Mitte der Talsohle, das Mittel- und das Hochwasserbett mehr auf ihren Rand beschränkt. Man wird ferner annehmen dürfen, daß eine Einschneidung von der Tiefenlinie des Tales ausgeht. Es liegt deshalb nahe, in den paarweise auftretenden Terrassenflächen die Reste des Mittel- und Hochwasserbettes vom Ende der Aufschüttungszeit zu sehen. Die Breite des Ausraumes zwingt zu der Annahme, daß sich der Stromstrich während der Einschneidungszeit verschoben hat.

Die Vervielfältigung der Terrassenflächen in den Mäandern findet ihre Entsprechung in den Formen rezenter Mäanderbögen. Da die Gleithänge erhalten geblieben sind, muß der Stromstrich während der Einschneidungszeit gegen den Prallhang gedrängt haben. Nur selten sind die Mäander durchschnitten.

In den Seitentälern gibt es nur eine Terrasse, die nicht in Terrassenflächen untergliedert ist. Gelegentlich findet man auf dem Schiefergebirgshang über ihr noch eine stärkere Hangschuttverdichtung. Die Zerschneidung erfolgte hier gradliniger als in den Haupttälern, die Windungen sind aus den Gesteinsverhältnissen des Schiefergebirges zu erklären.

Es ist nicht bekannt, wie tief die Sedimentationskörper der Terrassen in den Haupttälern unter die Talsohle reichen. Soweit die Brunnenaufschlüsse gehen, ist keine abweichende Sedimentation erkennbar. In Grundwassernähe sind die Ablagerungen verbacken.

In den Seitentälern, soweit sie nicht tektonisch angelegt sind, kann die Einschneidung niemals tief unter die heutige Talsohle geführt haben, da schon in weniger als 1 m Tiefe Schiefergebirge ansteht. (Diese Angabe zeigt, wie schwach, wenn überhaupt, die rezente Aufschüttung in den Seitentälern ist. Die Feststellung widerspricht den Ausführungen oben nur scheinbar. Das „gleichaltrig“ dort bezieht sich nur auf die Phase „Aufschüttung“. Es schließt nicht aus, daß in ihr

die Hauptformungszeit des Bereiches „Nebental“ gegen diejenige des Bereiches „Haupttal“ verschoben ist). Die Talsohle ist in ihrem unteren Teil nur noch schwach geneigt. Sie liegt in Bezug auf das Haupttal manchmal etwas über, gelegentlich auch etwas unter dessen Talsohle, meistens aber im gleichen Niveau. Auf den letzten hundert Metern des Seitentales verschwinden alle Anzeichen einer nahen Felssohle im Untergrund.

Es ist daher anzunehmen, daß hier ein Gefällsbruch der Felssohle zu der in größerer Tiefe liegenden Felssohle des Haupttales überleitet. Mit anderen Worten: Auf dem Höhepunkt einer Einschneidungszeit „hängen“ die Nebentäler.

Die Terrassenflächen der Niederterrasse des Haupttales lassen sich in die Nebentäler hinein verfolgen, wo sie zu einer Fläche verschmelzen. Sie wurden von dorthier nirgends nachträglich mit Sedimenten bedeckt. Es haben somit in den Seitentälern keine Ablagerungen nach dem Ende der Sedimentation im Haupttal stattgefunden.

Daher liegen auch die Einschneidungszeiten in Haupt- und Nebentälern gleichzeitig. Die Formung läuft im Haupttal schneller: Auch in den Einschneidungszeiten sind die Haupttäler Fremdling Flüsse.

Zu klären bleibt noch die relative Zeitstellung der beiden Formungsphasen. Dem Vergleich der Terrassensedimente mit der rezenten Sedimentation in der Talsohle kann man entnehmen:

1. Die Terrassensedimente entstammen gleichen Sedimentationsbedingungen wie die Sedimentation der gegenwärtigen Talsohle.

2. Der parallele Verlauf der Terrassenflächen zur heutigen Talsohle spricht gegen tektonische Einflüsse nach der Oberterrassezeit.

Daraus läßt sich folgern:

1. Die Aufschüttung der Terrassensedimente erfolgte in einem dem heutigen ähnlichen Klima. Man kann es als arid bezeichnen.

2. Die Zerschneidungsphase der Terrassenformung fällt in ein von dem gegenwärtigen abweichendes Klima.

Was für ein Klima war das? Die Antwort geben wieder die Terrassenauflüsse. Die feinkörnigen Sedimente in den Terrassen der Haupttäler gehen in den letzten 2—3 m unter den Terrassenflächen konkordant in eine stark mit Schottern durchsetzte Ablagerung über. Unter den heutigen Bedingungen nimmt die Größe der Sedimente in der Talsohle mit wachsender Transportkraft der Fluten zu, sei sie nun auf ein größeres Wasserangebot (höchstes Niveau der Talsohle) oder auf größere kinetische Energie (steileres Gefälle)

zurückzuführen. Da sich das Gefälle während der Terrassensedimentation nicht verändert hat, muß die Korngrößenzunahme in den höchsten Terrassenteilen auf erhöhte Wasserführung bezogen werden.

Es folgt die Einschneidungsphase. Die Basis der nächsttieferen Terrasse ist nicht aufgeschlossen. An einigen Stellen bestätigen die berühmten Ausnahmen diese Regel: Die Terrassenakkumulation beginnt mit ein dem Hangenden vergleichbaren Sediment und damit in einer Zeit gegenüber heute erhöhter Wasserführung. Schotter an der Basis scheinen auch absolut seltener zu sein als im Hangenden. CHAVAILLON erklärt diese Erscheinung damit, daß Hangschutt, aus dem die Schotter geformt werden, auf den Gebirgshängen in Trockenzeiten gebildet wird. Er steht damit am Ende einer Trockenzeit in größerer Menge zur Verfügung als an ihrem Beginn, vor dem die Hänge über längere Zeit abgewaschen worden sind und anderen Verwitterungen unterlagen. Folgt man dieser Hypothese, so verschiebt sich die Hauptakkumulationszeit in den Seitentälern, wo die Terrassen fast ausschließlich aus Hangschutt bestehen, gegenüber derjenigen des Haupttales auf das Ende der ariden Zeit hin.

Interpoliert man über die nicht durch Sedimente belegte Zeit hinweg, so erhält man: Die Einschneidungszeit liegt in einer Periode maximaler Wasserführung der Enneris.

Diese ist von den Niederschlägen abhängig: Die Einschneidung fällt in eine Pluvialzeit.

Quantitative Angaben über sie können aus dem hier vorgelegten Material nicht erschlossen werden. Der auch pluvialzeitliche Formungsunterschied zwischen Haupt- und Nebentälern belegt, daß sich der gegenwärtige Klimaunterschied zwischen Hoch- und Mittelgebirge zur Pluvialzeit hin nur verschoben, nicht aber aufgehoben hat.

#### b) Der Sedimentationszyklus

Terrassen sind zweiphasige Formen. Sie entstehen durch Akkumulation fluvialer Sedimente (und/oder Seitenerosion) und darauf folgende streifige Zerschneidung.

Bezeichnet man die Aufschüttungsphase mit A, die Einschneidungsphase mit E, so folgen die Formungsphasen in den Haupttälern des nordwestlichen Tibesti in der jüngsten Vergangenheit in dieser Reihe (ohne die Mittelterrasse des Bardagé):

E    A    E    A    E    A  
prä-O.T.    Oberterrasse    Niederterrasse    Gegenwart

Sie ist eine sehr grobe Verallgemeinerung. Es gibt Anzeichen dafür, daß eine feinstratigraphische Aufnahme jede dieser Phasen in Subphasen untergliedern würde (Zur Stellung der Mittelterrasse: D. JÄKEL, in diesem Heft).

Die Formungsphasen folgen in fester Reihe, sie gliedern sich in drei Formungszyklen. Einen Formungszyklus im ariden Gebiet, der zur Terrassenformung führt, nennt J. CHAVAILLON Sedimentationszyklus.

prä-O.T.	Oberterrasse	Niederterrasse	Gegenwart		
E	A	E	A	E	A
3		2		1	

(Die Verschiebung zwischen der obersten und der untersten Zeile entsteht durch den Unterschied zwischen einer geologischen und einer geomorphologischen Terrasse.)

J. CHAVAILLON hat seine geschlossene Theorie der quartären Talentwicklung in Sedimentationszyklen und die Stellung der fluvialen, limnischen und äolischen Formungsphasen in ihnen durch Sedimentanalysen in der nordwestlichen Sahara gewonnen. Auch dort gibt es den Unterschied zwischen Haupt- und Seitentälern. Steuerndes Hochgebirge für die Formung in Fremdlingsflüssen ist der Atlas. Morphologische Kriterien wurden von ihm in geringerem Umfang herangezogen.

In diesem Aufsatz habe ich stärker eine Formenanalyse betrieben. Es konnte gezeigt werden, daß man auf diesem Wege zu dem gleichen Ergebnis gelangt.

Dadurch werden für die Theorie CHAVAILLONS einige weitere Argumente gewonnen. Gleichzeitig wird die Richtigkeit seiner Theorie für einen Talzug aus dem Mittelgebirge des nordwestlichen Tibesti, für ein weiteres arides Gebiet, belegt und dadurch ein zweiter Schritt auf ihre induktive Verallgemeinerung auf Trockengebiete getan.

Die Quartärchronologie CHAVAILLONS für die nordwestliche Sahara beruht auf einer Zählung nach Sedimentationszyklen. Eine gleiche relative Chronologie läßt sich für das Tibesti gewinnen. Die Parallelisierung wird über prähistorische Kulturen und Pollenanalysen möglich sein.

### c) Die Formungszonen und ihre Verlagerung

Das Material aus 3. läßt sich noch auf eine andere Weise interpretieren. Diese Möglichkeit soll hier nur skizziert werden, um ihre Schwierigkeiten zu zeigen.

Im Bereich des mittleren Oudingueur besitzen die Nebentäler Sedimente eigener Fazies. Auf den Höhen beiderseits des unteren Oudingueur wird das Schiefergebirge äolisch überformt. Der hier reichlich anfallende Quarzsand füllt auch die Nebentäler. Im gleichen Gebiet nehmen die Terrassen des Haupttales immer mehr die Form der Terrassen in den tektonisch angelegten Seitentälern an. Die Korngröße der rezenten Sedimentation in den Haupttälern verringert sich in Klassen gleichen Gefälles talabwärts.

Man kann folglich bestimmte Formungstypen Höhen über dem Meeresspiegel zuordnen, oder auch Entfernungen vom Hochgebirge. In den Tälern, die vom Hochgebirge herabkommen, sind gleiche Formungstypen gegenüber den Nachbargebieten stets zu geringeren Höhen und größeren Entfernungen vom Hochgebirge verschoben.

Die Formungstypen lassen sich also zu um das Hochgebirge gelagerten Formungszonen ordnen, deren Anordnungsprinzip entlang einiger sie querender Bänder durchbrochen ist.

Im Längsprofil eines Haupttales zeigen die Terrassenaufschlüsse stets Sedimente sehr unterschiedlicher Korngröße. Auf der Talsohle an ihrem Fuß sind jeweils nur eine kleine Anzahl von ihnen zu finden. Andererseits sind die übrigen Sedimente auch irgendwo im Tal vertreten. Während der Terrassenakkumulation müssen sich deshalb Flußstrecken mit unterschiedlichen Formungstypen überzogen haben. Ihre Lage ist in der Zeit nicht konstant.

In den Seitentälern ist der gleiche Vorgang weniger deutlich faßbar. Es gibt hier Terrassensedimente an Stellen, an denen heute die Talsohle aus anstehendem Gestein mit etwas Hangschutt darüber besteht. Einzelheiten der Verlagerung sind wegen der einheitlichen Sedimentation nicht zu erkennen.

Die Verteilung der Sedimente in der Talsohle der Haupttäler — im Längsprofil betrachtet — gibt im Vergleich zu deren Stellung in den Aufschlüssen die Richtung der Verlagerung an:

Die Formungstypen verschieben sich bei zunehmender Wasserführung der Enneris zu geringeren Höhen, bei steigender Aridität in höhere Bereiche.

Diese Regel ist zwar auch für die Formungszonen um das Hochgebirge gültig, sie wurde aber wieder aus den besonderen Verhältnissen der Haupttäler abgeleitet.

In ihnen sind Formen und Sedimente reich differenziert, der Übergang von einem Formungstyp zum anderen läßt sich an ihnen über alle Zwischenstufen beobachten. Aber sie liegen, auf das Umland bezogen, alle höhenmäßig „falsch“, sie sind ein gutes Untersuchungsobjekt für die Vorgänge der Formung und ihre Verlagerungen, nicht zu gebrauchen für eine Festlegung der Formungszonen und ihrer Verschiebungen nach Metern.

Außerhalb dieser Bänder bilden die Formungstypen Zonen. Diese liegen in der Höhe definitionsgemäß „richtig“, doch ist in ihnen die Formung so schwach, sind Sedimente und Formen so wenig unterschiedlich, daß aus ihnen nur eine sehr grobe Höhenstufung erschlossen werden kann. (Ihre Gliederung und Höhenlage wird von HOVERMANN [1963] beschrieben.)

## ZUSAMMENFASSUNG

In den Enneris Oudingueur und Toudoufou des nordwestlichen Tibesti lassen sich für die Zeit seit dem Ende des großflächig formenschaffenden Vulkanismus zwei Terrassen nachweisen, die als Nieder- und Oberterrasse bezeichnet werden.

In ihnen wird die gleiche Sedimentation durchlaufen: Auf Schotter an der Basis folgen Sand-Kies-Ablagerungen in der Mitte der Akkumulation, an die sich wiederum eine Schotterablagerung im Hangenden anschließt.

Aus der Verteilung der Sedimente im Längsprofil der rezenten Talsohle geht hervor, daß die Korngröße des bewegten Materials Häufigkeit und Höhe der

episodischen Fluten proportional ist. Gegenwärtig wird in einem ariden Klima hauptsächlich ein Sand-Kies-Gemisch abgesetzt.

Daraus folgt für die Terrassenbildung, daß die Sedimente in einer Trockenzeit aufgeschüttet und danach in einer Feuchtzeit zerschnitten werden.

Diese Beobachtungen aus dem Tibesti decken sich mit Angaben J. CHAVAILLONs aus der nordwestlichen Sahara. Ich schlage daher vor, die Terrassen meines Arbeitsgebietes und ihre Formung mit der von CHAVAILLON erarbeiteten Theorie des Sedimentationszyklus arider Gebiete zu gliedern und zu deuten.

## RÉSUMÉ

D'après mes observations au nord-ouest du Tibesti on peut discerner deux terrasses fluviatiles postérieures à la fin du volcanisme ignimbritique (sensu lato) dans les enneris Oudingueur et Toudoufou.

Ces terrasses ont un aspect très semblable: La sédimentation commence par des dépôts de conglomérats, puis il y a des cailloutis et des formations de galets et de sables. Vers le sommet de la coupe des cailloutis et enfin des conglomérats se retrouvent.

Au fond plat de l'enneri actuel ces sédiments sont arrangées d'une telle manière, qu'on en trouve des grossiers en amont et dans les sections raides de la vallée. Les dépôts fins dominent les sections en aval

et avec peu d'inclinaison. C'est-à-dire le calibre des sédiments dépend de l'énergie cinétique fournie par des écoulements épisodiques. Les sédiments les plus caractéristiques du temps présent sont des galets et des sables.

Les dépôts d'origine fluviatile proviennent donc d'un remblaiement sous des conditions arides, tandis que le creusement se fait pendant une période humide.

J. CHAVAILLON a décrit des observations analogues du Sahara Nord-Occidental. C'est pourquoi je propose d'enchaîner les terrasses du Tibesti par sa théorie du «cycle climato-sédimentaire».

## LITERATURNACHWEIS

**Chavillon, J.** (1964): Etude stratigraphique des formations quaternaires du Sahara Nord-Occidental. (Colomb-Béchar à Reggane). Publ. du Centre de Rech. sur les zones Arides. CNRS. Série Géologie N° 5. (Paris). 393 S.

**Dalloni, M.** (1934): Mission au Tibesti (1930—31) dirigé par ... Mém. de l'Acad. des Sciences de l'Inst. de Fr. Bd. 61. Sér. 2. (Paris). 373 S.

**Grove, A. T.** (1960): Geomorphology of the Tibesti Region with Special Reference to Western Tibesti. Geogr. Journal. Bd. 126, Nr. 1, S. 18—27.

**Hövermann, J.** (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. Die Erde. Jg. 94, S. 126—135.

**Kanter, H.** (1963): Eine Reise in das Nordwest-Tibesti (Republik Tschad) 1958. Peterm. Geogr. Mitt., Bd. 107, Nr. 1, S. 21—30.

**Vincent, P.** (1963): Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tschad), Mém. du Bureau des Rech. Géologiques et Minières, Nr. 23. Edition BRGM, Paris, 307 S.

## KARTEN- UND BILDANHANG

h	Hochwasserbett	} Form
m	Mittelwasserbett	
n	Niedrigwasserbett	
N	Niederterrasse	
O	Oberterrasse	
V	Verschüttungsterrasse (prä-O).	

Kartenzeichnung und Aufnahmen vom Verfasser.



Abb. 1. (201—09) Seitental des mittleren Oudingueur. Die Talsohle ist etwa 100 m breit. Obwohl das Bild in der Nähe des Haupttales aufgenommen wurde, besitzt sie hier noch ein eigenständiges Sediment: Graubrauner Sand mit Hangschutt. Es ist auf ganzer Sohlenbreite rindenfrei. Die unterste der drei sichtbaren Terrassen ist N, darüber folgt O, hier als Akkordanzfläche an den Ignimbit, dessen letzter Ausläufer im Oudingueur an dieser Stelle liegt, die höchste Terrasse ist V.

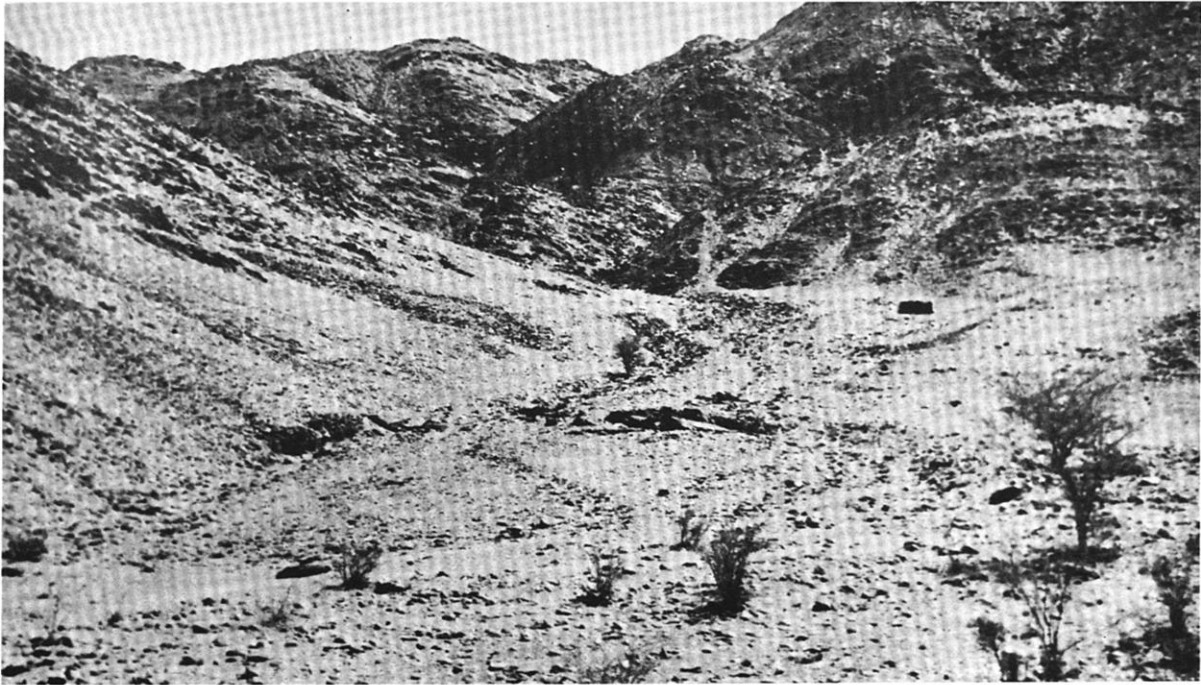


Abb. 2. (189—25) Seitental des unteren Oudingueur. Die Talsohle im Vordergrund ist schwach überrindet, in dem hellen Streifen im Bildmittelgrund ist sie rindenfrei. Überrindet ist der aus dem Nebental austretende Schuttkegel, die Schuttstreifen über ihm und die fast schutfreien Hänge des Schiefergebirges, auf denen sich rechts das Sonnenlicht spiegelt. Das kleine schwarze Rechteck ist ein prätubu Grab. Es liegt auf einem Flächenrest, der eine andere Neigung hat als der Schuttkegel in der Bildmitte und demnach einem früheren Stadium der Talentwicklung angehört.



Abb. 3. (201—01) Mittlerer Oudingueur. Im Hintergrund der Talsohle *m*, im Vordergrund in *n* links das Delta des nächsthöheren Schwemmfächers, rechts die Wurzel des nächsttieferen. Weiß erscheinen tonige Sedimente, grau der Flußsand. Größeres Material findet man vornehmlich an den Formengrenzen.

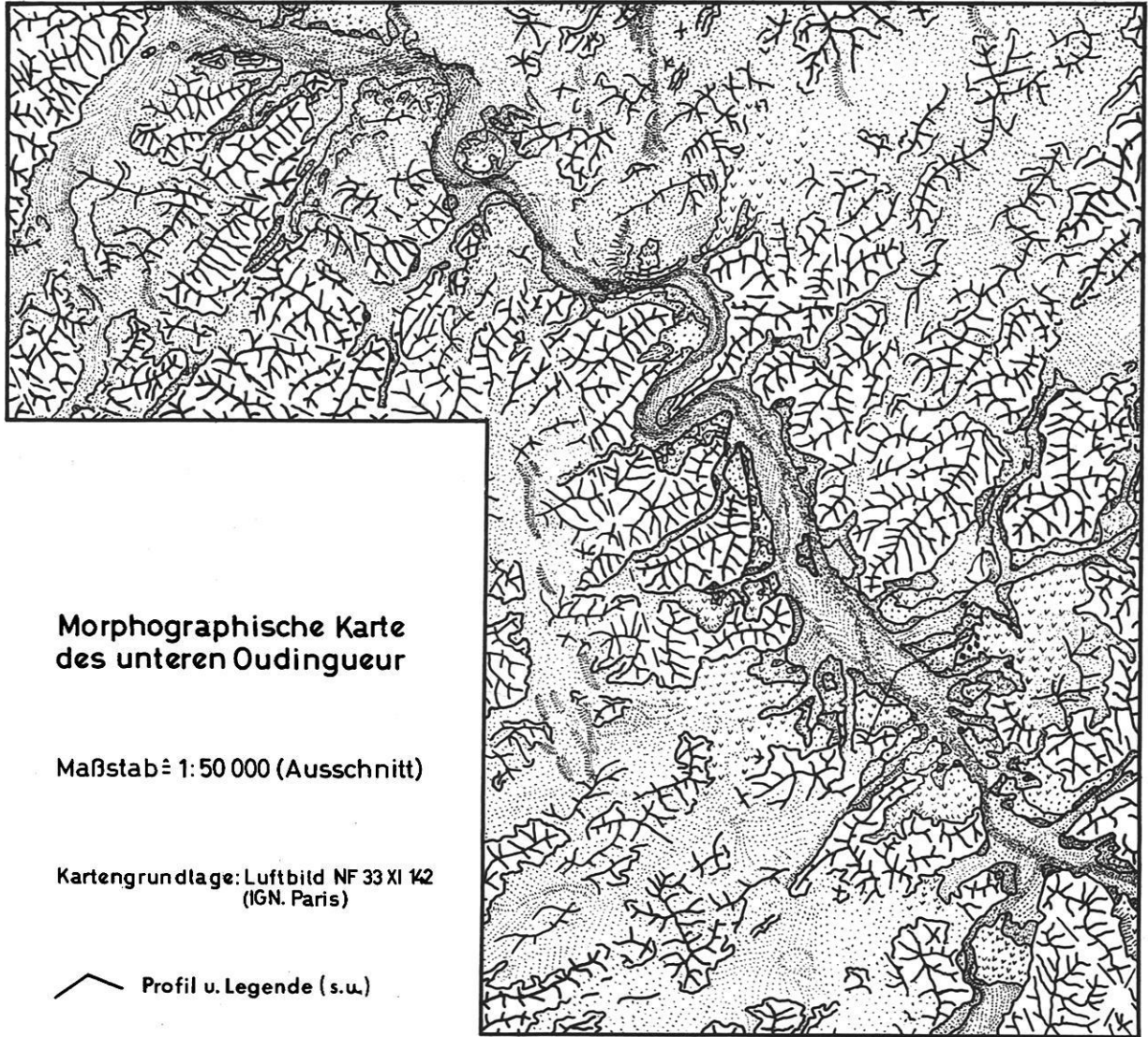


Abb. 4. (189—43) Unterer Oudingueur. Die Talsohle unterteilt sich in m links und n rechts. Der Terrassen-  
aufschluß rechts im Bild ist ungefähr 5 m hoch. In seinen tieferen Lagen besteht er aus geschichteten Grob-  
sanden mit Kies und vereinzelt Schottern. Nach oben geht er in eine reine Schotterakkumulation über. Die  
Ablagerungen im Aufschluß sind nur schwach verbacken, ihre Farbe ist bräunlich-grau, ähnlich den Sedimenten  
der Talsohle.



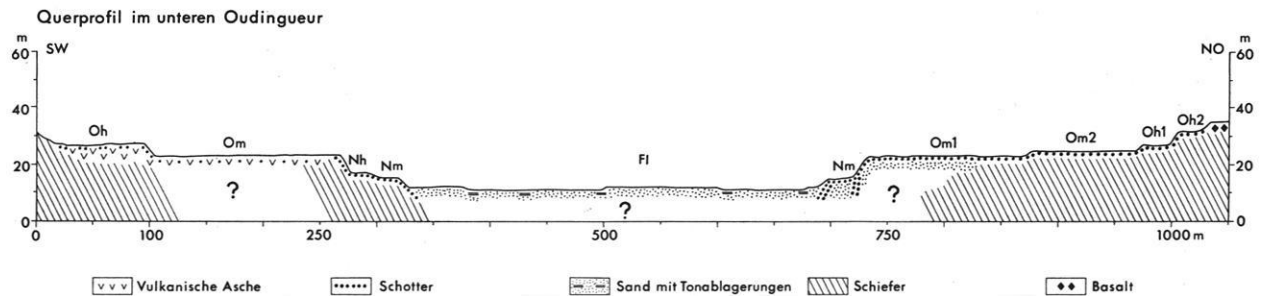
Abb. 5. (189—41) Seitental des unteren Oudingueur. Die Talsohle zeigt Sedimente wie in Abb. 1, der Aufschluß Akkumulationen vom Haupttaltyp. Wenige Meter talab beginnt die Sedimentation des heutigen Haupttales. Der Aufschluß ist etwa drei Meter hoch, N kappt hier O-Sedimente. An der Basis liegen Schotter, darüber ein schwach geschichteter gelber Sand, der nach rechts in geschichtete Grobsande vom Haupttaltyp übergeht, die wiederum im Hangenden des Aufschlusses talaufwärts ausgreifen. Darüber folgen noch zwei Meter Hang in den Terrassensedimenten mit oberflächlicher Schotterstreu.





Gebiete gleicher Formen umgrenzen Linien, die unterbrochen werden, wo Sand (feine Punkte) die Formen überdeckt. Die sich verzweigenden Striche zeichnen die Hauptkämme des Schiefergebirges nach. Gestrichelte Linien kennzeichnen wichtige Verwerfungen, soweit sie nicht durch Talverläufe auffallen.

Sandschwemmebenen, Flugsand und Dünen überziehen das Schiefergebirge. An seinen Talhängen zum Oudingueur erstrecken sich die Terrassen. Die dichteste Punktierung im Flußbett hebt das Niedrigwasserbett heraus. Der Wechsel zwischen mäandrierenden Verläufen in Engtalstrecken und den divergierenden, „verwildernden“ auf breiter Sohle wird dadurch kenntlich.



# VORLÄUFIGER BERICHT ÜBER UNTERSUCHUNGEN FLUVIATILER TERRASSEN IM TIBESTI-GEBIRGE

von DIETER JAKEL

## Einführung

Im ersten Arbeitsjahr der Außenstelle des Geomorphologischen Laboratoriums der Freien Universität Berlin in Bardai hatte ich Gelegenheit, Untersuchungen über Flußterrassen im Tibesti-Gebirge anzustellen. Ihr Vorhandensein konnte auf Reisen in den verschiedenen Teilen des Gebirges beobachtet werden. Die Fülle des gewonnenen Materials ließ regelhafte Beziehungen zwischen Einzeltatsachen erkennen. Es erwies sich deshalb zur gegenseitigen Kontrolle als zweckmäßig, genauere Untersuchungen in einem Flußsystem von verschiedenen Punkten aus durchzuführen. An den Anschlußstellen mußten sie vergleichbare Ergebnisse liefern. Daher begann P. OBENAUF mit Studien im Enneri Gonoa und den Enneris Oudingueur-Toudoufou (vgl. den Aufsatz von P. OBENAUF in diesem Heft). Der Verfasser begann im Enneri Bardagé-Aray.

An dieser Stelle sollen in einem ersten Bericht einige der besonderen Phänomene beschrieben werden. Der Verfasser will versuchen, den Leser mit der Sachlage vertraut zu machen. Die endgültige Auswertung wird in einer späteren, ausführlichen Arbeit erfolgen. In ihr werden auch genauere Karten zu finden sein, die erst noch bearbeitet werden müssen, so daß dann die hier einzeln abgehandelten Phänomene in räumlich besseren Zusammenhang gestellt werden können. Ebenso werden darin Photos und Profile vermehrt Verwendung finden. Ohne Zweifel können deshalb die folgenden Ausführungen mit den genannten Mängeln nicht anders als vorläufig betrachtet werden. Mit ihnen möchte der Verfasser aber die Problematik des Themas bereits umreißen.

Eine geomorphologische Beschreibung des Tales (Enneri Bardagé und Enneri Aray) im Schiefergebirgsbereich von der Sandsteinschichtstufe westlich von Bardai bis zum Gebirgsausgang im Nordwesten des Tibesti-Gebirges erfaßt alle für das Tal charakteristischen Terrassenablagerungen. (Nach einem von G. POHLMANN im Sommer 1965 eingemessenen Nivellement liegt der Talboden im Niedrigwasserbett bei einer Länge von 140 km mit gleichsinnigem Gefälle zwischen 1000 m und 730 m über NN. Er wechselt zwischen Strecken stärkeren und weniger starkem Gefälle. Das mittlere Gefälle beträgt  $1.5\text{‰}$ .) Die im Verlauf dieser Arbeit wiedergegebenen Querprofile schließen an das Längsprofil von G. POHLMANN an und erlauben es, die Sprunghöhen der Terrassen an den gemessenen Stellen bis auf Dezimeter Genauigkeit anzugeben. Daraus erwächst für später die Aussicht, auch das Gefälle der Terrassen im Längsprofil rekonstruieren zu können. Der Verfasser möchte in dieser Arbeit zeigen, daß es sich um fluviale Terrassen handelt. Allerdings muß er sich auf Grund des bemessenen Raumes auf einige ausgewählte Bereiche beschränken.

## Lage des Untersuchungsgebietes

Enneri Bardagé und Enneri Aray liegen auf der Nordabdachung des Tibesti-Gebirges (vgl. dazu die Übersichtskarte in diesem Heft). Sie sind Mittel- und Unterlauf eines Talzuges, der seinen Ausgang in der vornehmlich vulkanisch geprägten Region zwischen Tarso Voon, Tarso Yega und Tarso Toon (2000 bis 3000 m über NN.) hat und ostwärts von Bardai als Enneri Zoumri bezeichnet wird. Der gesamte Talverlauf beginnt in einem weit verzweigten System gleichwertiger Täler im Ursprungsgebiet, die zunächst nordwärts bis zur Linie Kamai, Aderké, Osouni verlaufen. Dort biegen sie — im Enneri Zoumri vereint — bis Bardai nach Westen ab. Während die Westrichtung charakteristisch für den Sandsteinbereich im Enneri Zoumri ist, erfolgt gleich nach Verlassen der Sandsteinschichtstufe zwischen Bardai und Kadoua im Schiefergebirgsbereich eine Richtungsänderung. Bis zur Depression Ediouay windet sich das Tal in vornehmlich nordwestlicher Richtung, um dann nach Norden auf der Serir Tibesti in verschiedene, hintereinander gestaffelte Endpfannenbereiche auszulaufen. Vom Zusammenfluß des Enneri Bardagé und Enneri Toudoufou ab führt das Tal den Namen Enneri Aray. Diese unterschiedliche Bezeichnung für ein und dasselbe Tal geht auf die Bevölkerung des Tibesti-Gebirges, die Toubous, zurück, bei denen sie sippenhaft gegliederte Weidgerechtsame bedeuten.

## Beschreibung des geomorphologischen Formenschatzes im Enneri Bardagé und Enneri Aray an Hand ausgewählter Beispiele

Wenn man Bardai durch die Engtalstrecke des Bardagé mit der sie beherrschenden Schichtstufe nach Westen verläßt, erkennt man bei aufmerksamer Betrachtung an der nördlichen Talflanke, noch bevor auf der Autopiste Richtung Zouar das Niedrigwasserbett des Bardagé gequert wird, Terrassenreste, die größtenteils von den Toubous als Standplätze für ihre Wohnhütten gewählt wurden. Sie befinden sich an einem nur unvollkommen ausgebildeten Gleithang. Es handelt sich um staubartig feine, in trockenem Zustand okerfarbene Akkumulationen, die bis zu 7 m über dem rezenten Niedrigwasserbett anzutreffen sind. Bis zu 1 cm große Süßwasserschneckengehäuse befinden sich vereinzelt in dem sonst homogenen Material, das Anstehendes im Liegenden hat und bei einer Farbprobe (nach Munsel-soil-color-chart) in feuchtem Zustand 10 YR Werte aufweist. Durch die anthropogenen Einflüsse ging der Terrassencharakter im geographischen Sinne verloren. Der Übergang zu der die Form abgrenzenden Umgebung ist fließend und ohne markanten Absatz. An der gleichen Stelle, ungefähr 14 m über dem Niedrigwasserbett, läßt sich eine schwache Verebnung

am Hang erkennen, die vereinzelt grobe Schotter bis zu Faustgröße in dem sonst überwiegenden Schutt aus der Stufenwand enthält.

Folgt man dem Schichtstufenhang an der Nordseite des Tales flußabwärts, so fallen vor dem Seitental, das Sandsteinstufe und Schiefergebirge trennt, an mehreren Riedelspornen in unterschiedlichen Höhen zwischen 14 m und 18 m deutliche Verebnungen auf. Die Talflanke ist an dieser Stelle Prallhang. Auf den Felsverebnungen im Hangprofil lassen sich wenige aber gut gerundete Schotter bis zu 10 cm Größe auffinden. Die Situation läßt vermuten, daß sich hier einmal eine deutlich ausgeprägte Hangleiste befand, die von Runsen zerstört wurde und nur noch in den Hangverflachungen als Rest erhalten blieb. Dafür sprechen auch im Seitental auf dieses Niveau auslaufende Verflachungen, die als Rest eines höheren Talniveaus gewertet werden können. An der Westseite des gleichen Nebentales befindet sich an dem das Tal begleitenden Kamm, der zum Haupttal hin spornartig abschließt, ebenfalls eine Verebnung in gleicher Höhe. Schotter konnten aber darauf nicht gefunden werden. In der sich an diesen Sporn anschließenden, kleinen Nische kamen feinkörnige Sedimente zur Ablagerung, wie sie oben beschrieben wurden. Hier bilden sie eine, wenn auch nur mehrere Quadratmeter große Oberfläche in 6 bis 7 m Höhe. Sie weisen im Aufschluß horizontale Lagerung auf und reichen bis unter das Niveau des anliegenden Hochwasserbettes herab. Zur Talflanke hin liegt das Material an den Schieferbänken an.

Betrachtet man das Tal von einer der beschriebenen Verebnungen am Nordhang, so erstreckt sich von der Engtalstrecke der Schichtstufe westlich von Bardai bis zur Talverengung bei Kadoua eine linsenförmige Talbodenerweiterung. Deutlich sind darin Niedrig-, Mittel- und Hochwasserbett zu erkennen. Das Hochwasserbett liegt 2 m über dem Niedrigwasserbett und ist in einem über 100 m langen Anriß, in Talmitte südwärts gerichtet, gut aufgeschlossen. Horizontale Schichtung fluviatiler Prägung zeigt Sand, Kies und Schotter in Wechsellagerung. Die Oberfläche besteht aus einer groben Lesedecke mit Schottern bis zu 10 cm Durchmesser. Zur südlichen Talflanke hin steigt das Hochwasserbett allmählich an, ohne bis zum Anstehenden eine markante Abstufung zu bilden. Der an die Akkumulationen seitlich angrenzende, zerrunzte Schiefergebirgsbereich (an der Piste nach Zouar) erreicht eine Höhe, die mit den beschriebenen Verebnungen auf der Nordseite korrespondiert.

Eingangs der Engtalstrecke am Palmenhain von Kadoua ragen Reste von Schieferbänken, die hier fast rechtwinklig zum Flußbett streichen, aus dem Niedrig-, Mittel- und Hochwasserbett heraus. Eine Felsbarriere durchzieht den Talboden. Salzausblühungen, Gras und Schilf zeigen an dieser Stelle an, wie nahe das Grundwasser unter dem Niedrigwasserbett liegt, ein Phänomen, das talabwärts in dieser Form nicht wieder in Erscheinung tritt. Auf gleicher Höhe des Talverlaufs findet man an der südlichen Talflanke wieder einen Rest der schon beschriebenen feinkörnigen Ablage-

rungen in einer Hangrunse. Er liegt etwa 7 m über dem Niedrigwasserbett und bildet eine nur wenige Quadratmeter große Terrassenfläche.

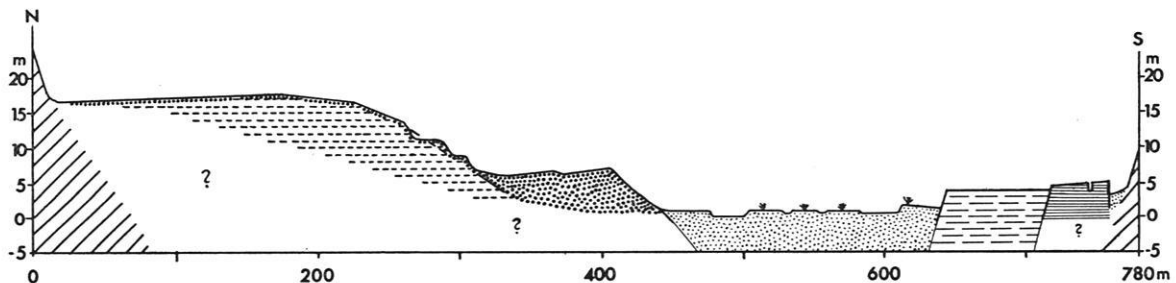
Geht man an der gleichen Talseite flußabwärts, so sind an dem folgenden Gleithang gut erhaltene Terrassenreste zu finden. — Der gegenüberliegende Prallhang weist keinerlei Formung dieser Art auf. — Zuoberst ist in ungefähr 14 m Höhe über dem Talboden ein Hangknick zu erkennen, bis zu dem fluviatile Schotter gefunden wurden. Darunter befindet sich, 9 m über dem rezenten Niedrigwasserbett, eine Akkumulationsterrasse, die auf ihrer Fläche überwiegend gut gerundete Schotter mit einem Durchmesser zwischen 5 und 10 cm aufweist. Daran schließt sich zur Talmitte in 5 bis 6 m Höhe eine Terrasse an, die in ihrer oberen Hälfte fast nur aus 4 bis 7 cm großen, ungeschichteten Schottern besteht. Auch sie sind oberflächlich mit Patina überzogen. Aus diesem Niveau ragt ein abgerundeter Buckel bis in das 9-m-Niveau heraus, der aus anstehendem Basalt gebildet wird. Flächenmäßig am besten erhalten ist eine Terrasse um 4 m Höhe. Sie enthält mehr Kies und Sand an der Oberfläche als die besprochenen und läßt keine Krustenbildung erkennen. Ein deutlicher Absatz ist noch einmal in 2 m Höhe zu bemerken. Die dabei entstandene Fläche hebt sich aber neben dem Niveauunterschied noch dadurch von dem Höherliegenden ab, daß kaum größere Schotter auf ihr verstreut liegen. Sie besteht aus etwas verfestigten Kiesen und Sanden, die im Aufschluß bis zum rezenten Niedrigwasserbett in Wechsellagerung horizontal geschichtet anzutreffen sind. Die Verbackung der Akkumulationen spricht dafür, daß dieser Terrassenkörper zu einem höheren Niveau gehört, das erosiv erniedrigt wurde. Anderswo treten die Akkumulationen im Niveau des rezenten Hochwasserbettes ohne Verbackungserscheinungen auf. Im Niedrigwasserbett, von dem sich die mehr tonhaltigen mit Tamarisken (*Tamarix aphylla*) bestandenen Inseln des Mittelwasserbettes ungefähr 1 m abheben, befindet sich grauer, loser Sand. — Unmittelbar an das 3-m-Niveau schließt sich flußabwärts in einer Nische ein Terrassenrest an, der aus hellen, feinkörnigen Akkumulationen besteht (vgl. Profil I). Er ist flächenhaft gut ausgebildet und liegt am Eingang eines kleinen Seitentales, von dem er rückwärtig angeschnitten wird. Die Oberfläche liegt um 5 m über dem Niedrigwasserbett und ist verkrustet. Im Aufschluß ist das Material horizontal geschichtet und staubartig fein. Schneckengehäuse wurden darin nicht gefunden.

Das Tal ändert jetzt seine Richtung. In einem Bogen schwenkt es nach Norden und läßt an dem westwärts gelegenen Prallhang keinerlei Terrassierung erkennen. Am Bogenausgang steht ein abgestumpfter Vulkan, der, wie überall an den vegetationslosen Hängen, seine Strukturierung an den deutlich ausgeprägten Basalt-säulen sichtbar werden läßt. Auch der gegenüberliegende, an der Bogeninnenseite befindliche Talhang weist keine Terrassierung auf. Ein gut ausgebildetes Hochwasserbett ist vorhanden, das fast nur aus Sanden und Kiesen aufgebaut wird. Es hebt sich vom Niedrig-

wasserbett durch eine etwa 50 cm hohe Kante ab und erreicht zur Talflanke hin in leichtem Anstieg eine Höhe um 2 m. Mit spitzem Winkel schließt im Bogenausgang an das Hochwasserbett mit einem Absatz von 1,5 bis 2 m Höhe eine Verebnung an. Sie ist aus grauen Sanden und Kiesen aufgebaut und ohne Verkrustungserscheinungen an der Oberfläche. In ungefähr 50 cm Tiefe ist ein Sedimentationswechsel zu bemerken, der keine Diskordanz aufweist. Unter den Sanden und Kiesen liegt ein feinkörnig hellfarbiges Sediment, wie es schon mehrmals beschrieben wurde. Es sieht so aus, als ob es an dieser Stelle denudativ erniedrigt worden wäre. Die Obergrenze der gesamten Akkumulationen befindet sich bei 4,5 m über dem Niedrigwasserbett. Das Fehlen höher gelegener Terrassenreste erklärt sich aus der Tatsache, daß es sich in diesem Bereich um einen epigenetischen Talabschnitt handelt. Hinter dem als Umlaufberg herauspräparierten Schichtkamm der Bogeninnenseite liegt ein Talabschnitt, in dem eine gut ausgebildete Terrasse, um 14,50 m über dem rezenten Niedrigwasserbett gelegen, anzutreffen ist. Der Bardagé muß ehemals gleich nach der Engtalstrecke am Palmenhain von Kadoua rechtwinklig nach Norden abgelenkt sein. Er baute in einer Akkumulationsphase eine Terrasse auf, die im Gleithangwinkel mehr als 17 m über das rezente Niedrigwasserbett ansteigt (vgl. Profil I). Er fand in der sich anschließenden Erosionsphase nur teilweise in das alte Bett zurück. Während dieser Erosionsphase entstand der Umlaufberg. Die ehemalige Talsohle geriet unter das Niveau des rezenten Talgrundes und wurde durch eine erneute Akkumulationsphase, in der die hellfarbigen Sedimente zur Ablagerung kamen, verstopft. Erst im Anschluß an diese Phase beschränkte sich der Bardagé auf das neue Flußbett. Der reichlich mit Süßwasserschneckengehäusen durchsetzte helle Akkumulationskörper, der zwischen den höheren Terrassen und dem Umlaufberg liegt, blieb in einem Rest erhalten. Diese tonigen Sedimente reichen bis zu 7 m über den rezenten Talboden hinauf und sind dort, wo sie an der höheren Terrasse anliegen, mit Schottern bedeckt. Talabwärts wurden sie durch rückschreitende Erosion abgebaut, so daß die Talsohle des fossilen Armes gegenwärtig auf das 4,50-m-Niveau des rezenten Tales ausläuft. Die

gut erhaltene, nordostwärts gelegene Terrasse in 14,50 m Höhe ist größtenteils Felsterrasse mit Groblesedecke, deren durchschnittliche Schottergröße 10 cm beträgt. Sie besitzt eine kräftige Wüstenlackkruste. Von den Toubous wurde ein großer Teil der Schotter auf der Fläche zu Grabhügeln zusammengetragen, von denen mehr als zehn Stück anzutreffen sind. An einer Stelle wurde auf einer Schieferplatte eine neolithische, ganz mit Wüstenlackkruste versehene Rinderzeichnung entdeckt.

Das von G. POHLMANN 1965 eingemessene Querprofil des Bardagé 5,25 km abwärts vom Anfangspunkt des Nivellements (Forschungsstation Bardai) gelegen, zeigt auf der nördlichen Seite den Beginn des fossilen Talarmes. Das 17-m-Niveau kennzeichnet den ehemaligen Gleithang, der mit einem Hangknick in 16 m Höhe bis auf 14 m abfällt. Deutlich ist dann neuerlich ein markanter Knick zu erkennen, der sich mit gleichmäßiger Neigung bis auf eine Terrassenleiste in 9 m Höhe erstreckt. Podestartig tritt außerhalb der Profillinie in knapp 12 m Höhe noch eine Hangverflachung auf. Bis zum 9-m-Niveau sind oberflächlich überwiegend kräftige Schotter mit Wüstenlackkruste abgelagert. Zur Lehne hin nimmt Hangschutt aus dem angrenzenden Schiefergebirgsbereich zu, während zur Talmitte hin unter der Oberfläche geschichtet Sand und Kies auftritt. Nur der Bereich um 5 bis 7 m, der sich zur Talmitte hin anschließt, ist aufgeschlossen und zeigt teilweise bis zum Mittelwasserbett einen weitgehend ungeschichteten Terrassenkörper. Basalte und andere Vulkanite verdrängen in der Schotterzusammensetzung die Sandsteinkomponente der höher gelegenen Terrassenteile. Dies deutet auf einen anders garteten Akkumulationszyklus hin. Auch diese Schotter sind oberflächlich von Krustenbildung betroffen. Nur der rezente Bereich, der hier eine Breite von 200 m einnimmt, ist ohne Verkrustung. Niedrig- und Mittelwasserbett sind darin deutlich zu unterscheiden. Die an der südlichen Talflanke bestehende Terrasse in einer Höhe von 4 m wird von horizontal geschichteten Sanden und Kiesen aufgebaut, während das 5-m-Niveau aus feinkörnigen Sedimenten besteht, wie oben bereits beschrieben wurde.



Profil I:

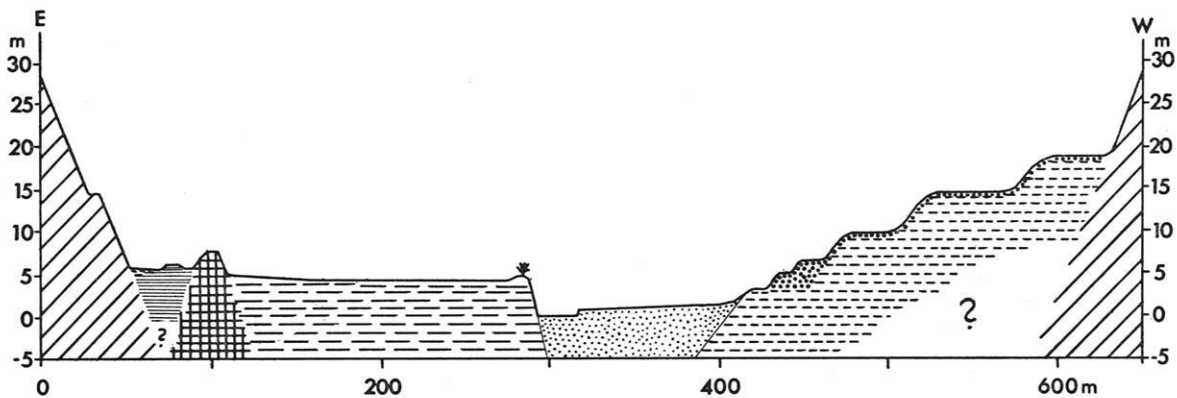
Querprofil des Enneri Bardagé 5,25 km talabwärts von Bardai und dem Ausgangspunkt des Nivellements von G. Pöhlmann 1965. Maßstab 1 : 5 000, 5-fach überhöht (POHLMANN, 1965, 4)

Acht bis neun Kilometer von der Forschungsstation in Bardai entfernt befinden sich vor allem an der Westseite des Tales, die gegenwärtig den Gleithang des Bardagé darstellt, gut erhaltene Terrassenreste. — Die Entfernungen beziehen sich auf das von G. POHLMANN gemessene Nivellement des Bardagé und führen dementsprechend entlang des Niedrigwasserbettes. — Die Terrassen wurden mit einem Theodolithen höhenmäßig bestimmt (vgl. Profil II). Das rezente Niedrigwasserbett verläuft an dieser Stelle von Südwest nach Nordost und schwenkt dann in einem verhältnismäßig gleichmäßigen Bogen nach Nordwesten um. Für die im Prallhang abgelagerten Terrassenakkumulationen ist der Verlauf des heutigen Flußbettes weniger bedeutungsvoll. Im Luftbild ist zu erkennen, daß die Tiefenlinie des Tales zur Terrassenzeit gestreckter war und mehr der tektonisch vorgegebenen Hauptkluftrichtung entsprach. Erst in der Erosionsphase nach den ältesten Terrassenakkumulationen wurde die gegenwärtig bestehende Form des Tales gebildet. Die späteren Phasen der Aufschüttung und Einschneidung besaßen nicht die Kraft, die vorhandene Talung umzugestalten. Sie vollzogen sich in dem ihnen vorgegebenen Rahmen. Die ältesten, randlich gelegenen Terrassen, im Profil 9,50 m, 14,50 m und 18,50 m, wurden zum Teil erheblich überformt. Sie sind in das ihnen angrenzende Runsen-system des Schiefergebirgsbereiches einbezogen und an

4,50 m Höhe eine aus geschichteten Kiesen und Sanden aufgebaute Fläche, die ihre Begrenzung im Profil an einem Basalthöcker findet. Zwischen diesem Basalthöcker und dem anstehenden Schiefergebirge liegt im Profil ein Rest hellfarbiger, toniger Sedimente, die zur Tallehne hin von Hangschutt überlagert werden. An diesem Rest wurde Bild 2 mit den für diese Akkumulationen typischen Schneckengehäusen und verkieselten Wurzelröhrchen aufgenommen. An dem Schiefergebirgshang ist eine nur schwach ausgebildete Hangleiste zu erkennen.

In der Nähe des Bogenausganges des rezenten Flußbettes entstand durch die Erosion in den in Profil II gezeigten oberen Terrassen eine Nische. Sie wurde ebenfalls mit feinkörnigen Sedimenten ausgefüllt, die 8,80 m über dem Niedrigwasserbett eine gut erhaltene Terrasse bilden (vgl. Bild 1). In diesen Akkumulationen ist 15 bis 30 cm unter der Oberfläche ein besonders gut ausgeprägter Schneckenhorizont enthalten. Die Fläche ist verkrustet. Im Aufschluß sind bis zum Schneckenhorizont verkieselte Wurzelröhrchen zu sehen.

Bild 1 wurde von einer Terrassenleiste, die mit den im Profil II dargestellten oberen Terrassen korrespondiert, in südlicher Richtung aufgenommen. Es veranschaulicht die Situation. Leider läßt sich die im Profil II



Profil II:

Querprofil des Enneri Bardagé 8—9 km talabwärts von Bardai. Maßstab 1 : 5 000, 5-fach überhöht.

den betreffenden Stellen erodiert. Die Akkumulationen zeigen im Aufschluß Sand, Kies und Schotter, die teilweise diagenetisch verfestigt sind. Ihre Oberfläche besteht aus einer Groblesedecke mit einer durchschnittlichen Schottergröße von 10 cm Durchmesser. Sie sind mit einer braunen Wüstenlackkruste überzogen.

Den drei beschriebenen Terrassen folgen im Profil zwei niedrigere, 6,40 m und 5 m, über dem rezenten Niedrigwasserbett. Sie bestehen vorwiegend aus ungeschichteten Schottern mit durchschnittlicher Körnung um 5 cm. Auch sie sind verkrustet. Es folgt das rezente Flußbett mit grauen, losen Kiesen, Sanden und Schottern. Ostwärts davon erstreckt sich, durch einen Tamariskenwall vom Rezenten deutlich abgehoben, in

gezeichnete Profillinie nicht so genau erkennen, wie es wünschenswert gewesen wäre. Trotz verschobener Perspektive werden aber die angesprochenen Terrassen-teile sichtbar.

Zwischen Kilometer 21 und 23 im Talverlauf des Bardagé abwärts von Bardai weitet sich der Talboden beträchtlich. Liegen die Tallehnen oberhalb und unterhalb dieses Bereiches mit einigen Ausnahmen 250 bis 300 m auseinander, so erreichen sie hier eine Weite von ungefähr 1 km. Die Ursache der Erweiterung gründet sich auf mehrere Phänomene, die hier zusammenkommen. Das rezente Flußbett nimmt eingangs der Ausbuchtung einen Ost-Westverlauf ein. Es wird mit spitzem Winkel nach Nordosten bis Kilometer 22 abgelenkt, um

dann in genau nördlicher Richtung weiter zu verlaufen. Von Süden her wird die Richtungsänderung von einem verhältnismäßig breiten, in Hauptkluftrichtung angelegten Nebental, bedingt, das gegenwärtig eine weniger große Rolle spielt. Vor und während der Akkumulationszeit der Oberterrasse, die hier Niveaus in Höhen von 15,50 m, 11,50 m und 8,50 m über dem rezenten Niedrigwasserbett aufweist, wurde der Bardagé früher abgelenkt als heute. Das beweisen die Terrassenakkumulationen, die eingangs der Erweiterung im Gleithang an der östlichen Talflanke anzutreffen sind. Verfolgt man die Richtung des in einer Hauptkluftlinie angelegten Nebentales über die Verebnung hinaus, so läßt sich im Luftbild erkennen, daß diese tektonische Linie an der Nordostecke der Talerweiterung wieder auftaucht und sich ohne Richtungsänderung weiter fortsetzt. Dieses Phänomen ist also für die Begrenzung des Talbodens in östlicher Richtung bedeutungsvoll. Den nördlichen Abschluß verursachte ein von Osten her einmündendes Tal, daß einen fossilen Flußlauf zu einem westwärtigen Richtungswechsel veranlaßte. Charakteristisch ist dafür, daß an der Westseite dieser Ausbuchtung, die vor allem in der Erosionsphase nach den Oberterrassenakkumulationen ausgeformt wurde, keine Terrassenreste zu finden sind. Ein Umlaufberg entstand, an dem im Bereich des rezenten Flußlaufes keinerlei Andeutungen von Terrassen zu finden sind. Dagegen läßt sich durch das Vorhandensein von Akkumulationen an seiner Südost-, Ost- und Nordseite das Mäandrieren eines fossilen Flusses nachweisen. Auch hier sind Überformungserscheinungen stark wirksam gewesen. Sie vermochten jedoch nicht, die einmal geschaffene Situation restlos zu beseitigen. Wie schon erwähnt, konnten Terrassenreste in 15,50 m, 11,50 m und 8,50 m Höhe über dem Niedrigwasserbett eingemessen werden. An ihnen liegen im fossilen Bereich der Talerausweitung wieder hellfarbige Sedimente mit Schneckenhorizonten, die erniedrigt wurden. Das geht unmittelbar aus den durchgeführten Messungen hervor. Während Akkumulationen dieser Art in einer Nische der Südwestecke der Verebnung 7 m über dem Niedrigwasserbett lagen, befanden sie sich auf der Ebene 6,30 m darüber. Ein junger Schotterkörper mit zwei Terrassenniveaus, 6,40 m und 4,50 m hoch, liegt an diesen Akkumulationen an bzw. überlagert sie schwach. Das von Nordosten her einmündende Tal schnitt sich in die feinkörnigen Sedimente ein und zeigt im Aufschluß, daß diese Ablagerungen unter das rezente Flußbett hinabtauchen. In ihnen lassen sich einzelne Schneckenhorizonte beobachten. Sie werden diskordant von einem Schwemmfächer des Seitentales überlagert. Das ebenso feine Material ist dunkler gefärbt und weist keinen Schneckenhorizont auf

In einem von Westen her in das Bardaguétal einmündenden Nebental führt 33 km abwärts von Bardai eine Kamelpiste über einen Paß zum Oudingueur und dem Talabschnitt Fochi. Dieses Tal ist neben einigen anderen Nebentälern unterhalb dieser Stelle, die eine Verknüpfung des Bardagé- und Oudingueursystems erkennen lassen, für eine geomorphologische Betrachtung des Enneri Bardagé unterhalb dieser Einmündung

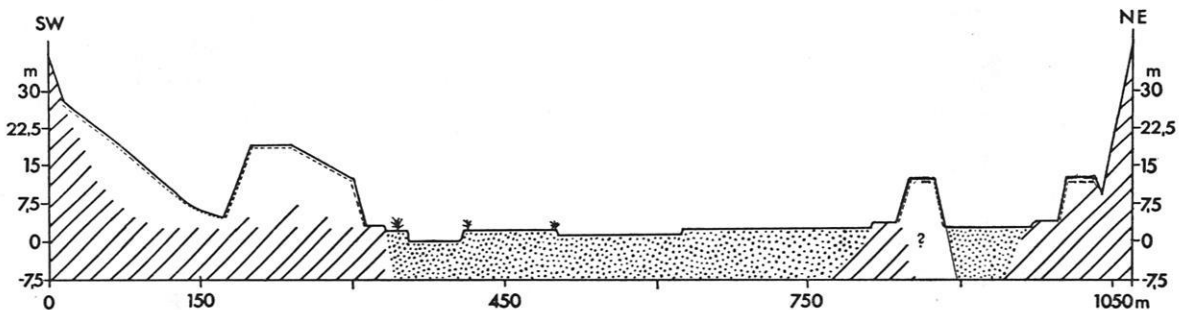
von großer Bedeutung. Es kann darin nachgewiesen werden, daß die von GROVE (1960) bereits beschriebenen „Hochterrassen“ des Enneri Oudingueur in das Bardagésystem übergreifen. Deutlich wird dies auf einer Ebene 42 bis 60 km unterhalb von Bardai. Dort ist eine schwemmfächerartige Schüttung aus dem zum Enneri Oudingueur mit Pässen verbundenen Nebentälern zu beobachten. Die Schwemmfächer laufen auf das Niveau der „Hochterrasse“ in den Pässen aus. Das Material dieser vulkano-fluviatilen „Hochterrassen“, die wir V = Verschüttungsmassen nennen wollen, besitzt charakteristische, im Oudingueur- und Bardagésystem gleiche, Merkmale. Es besteht aus feinkörnigen, ockerfarbenen Sedimenten in ähnlicher Form wie sie bereits mehrmals aus dem Bardagébereich beschrieben wurden. Einige Unterschiede gibt es jedoch, die die unterschiedliche Herkunft des Materials ausweisen. Die Akkumulationen aus dem Oudingueursystem sind rötlicher als die des Bardagésystems. Sie enthalten zahlreiche, helle Tuffschotter, die in den hellen Ablagerungen zwischen Bardai und dem Foschianschluß fehlen. Es lassen sich außerdem in Verschüttungsmassen Erosionsformen auffinden, die mit flächenhaft gut erhaltenen Sedimenten des Bardagé ausgefüllt sind. Wertvollstes Unterscheidungsmerkmal ist aber die chemische Analyse der Materialien, wie sie bereits DALLONI (1934) geliefert hat. Das aus dem Bardagésystem stammende Material enthält fast 50% Kalk. Im Vergleich dazu enthalten die aus dem Oudingueur stammenden Sedimente nur 0,5%. Tuffpartikel sind die dominanten Bestandteile der Verschüttungsmassen. Dies bestätigen die Beobachtungen von P. OBENAUF, der durch seine Untersuchung den geomorphologischen Zusammenhang dieser Akkumulationen mit einer bestimmten Tuffspecies nachweist.

Eine morphologische Beschreibung der Ebene ohne kartographische Wiedergabe ist wenig erfolgversprechend. Sie kann deshalb erst später gegeben werden. Durch das Auftreten der Verschüttungsmassen, die ihrer Lage nach das ganze Bardagétal vom Anschluß des Fochi-Passes an verstopften, entstand eine räumlich besonders vielgestaltige Situation. Der Bardagé wurde gezwungen, sein Bett zu verlagern. Er begann stark zu mäandrieren und versuchte hier und da durchzubrechen. Dieses läßt sich an einem weitverzweigten System von Schotterbänken rekonstruieren. Schließlich fand er wieder in ein ihm gemäßes Bett. Zwischen Kilometer 48 und 50 und am Ausgang der Ebene, 3 km vor der Granitfläche des Ehi Garahi Oakor schnitt der Fluß Schluchten von 60 m und 80 bis 90 m Breite in anstehenden Schiefergebirgsbereich. Darin sind keine oder nur die unteren Terrassenniveaus vorhanden. Am Anfang und am Ende treten Terrassen dafür um so besser erhalten auf. Sie lassen Rückschlüsse auf die zeitliche Entstehung der Erosionsrinnen zu. Als Denudationsterrassen sprechen sie für Erosionsphasen mit unterschiedlicher Stärke, in denen sich die Einschneidung vollzog. Sie müssen in die Erosionszeit nach der Akkumulationsphase der Oberterrassen gestellt werden. Die Sprunghöhen über dem rezenten Niedrigwasserbett entsprechen neben anderen charakteristi-

schen Merkmalen denjenigen der Terrasse, die den Beginn der Einschneidung anzeigt. Sie liegen am Beginn der ersten Engtalstrecke um 15 m und an der zweiten um 17 m über der heutigen Talsohle. An der ersten Schluchtstrecke (48 bis 50 km talabwärts von Bardai) folgen auf das 15-m-Niveau zur Talsohle hin Terrassenflächen in 12,50 m, 10 m, 9 m und 7 m. Auf einem Niveau von 6,20 m sind Treibholzreste aufzufinden, die andeuten, daß es gleichzeitig rezentes Hochwasserbett ist. Als fossil gibt sich diese Terrasse dadurch zu erkennen, daß sie wie alle höher gelegenen oberflächlich eine starke, dunkle Wüstenlackkruste aufweist. Im Bereich der ausgangs der Ebene gelegenen Schluchtstrecke schließen sich an das 17-m-Niveau Terrassenflächen in 14 m, 11,50 m, 9 m, 7,50 m, 5,50 m und 4,50 m Höhe über der rezenten Talsohle an.

Ungefähr 76 km von Bardai entfernt wurde Profil III gemessen. Der Talboden verläuft von Südosten nach Nordwesten und mißt vor und hinter der Profilstrecke ungefähr 500 m in der Breite. Der Querschnitt reicht in seitliche Nischen hinein, in denen sich Terrassenakkumulationen erhalten haben. Die Talflanken sind steil und bilden ein Kastental. In der rückwärtsgelegenen Nische lagen im Hang die hellen Verschüttungsmassen bis in eine Höhe von 25 bis 30 m über dem rezenten Niedrigwasserbett, sie sind aber abgetragen. An den Tallehnen flußabwärts sind in dieser Höhe noch fluviatile Schotter im Hangschutt zu finden. Diese Schotter sind dunkelbraun. Ihre bimssteinähnliche Porosität weist sie als vulkanischen Ursprungs aus. Im allgemeinen bilden die hohen Verschüttungsmassen steile Flanken zur Talmitte hin (vgl. dazu Bild 3), die in mehreren, unregelmäßig ausgebildeten Stufen abbrechen. Sie befinden sich allerdings meistens etwas weiter vom rezenten Flußbett entfernt an weniger exponierten Hängen. Dem Tal nahegelegene Reste wurden in der oder ähnlicher Weise überformt, wie es aus Profil III zu ersehen ist. Hier sind die in der südwärts gelegenen Nische abgetragenen Sedimente zum Schwemmfächer umgeformt. Über ihnen liegt eine dünne Hangschuttdecke, die aus feinen Schieferplättchen besteht. Zur Talmitte hin blieb ein mit einem Hangknick ausgebildeter Rest stehen, der sich talauf an einen Riedelsporn des begrenzenden Schiefergebirges anlehnt. Auch dieser Teil wurde mit Hangschutt verkleidet. An der Oberfläche beträgt die Mächtigkeit

der Überlagerung ungefähr 0,5 m. Schotter der oben beschriebenen Art sind vereinzelt darin zu finden. Im oberen Niveau befindet sich dieser Rest 18 m über der rezenten Talsohle. An diesen Rest schließt sich um 3 m über dem Niedrigwasserbett eine unregelmäßig ausgebildete Hangleiste aus anstehendem Schiefer an. Es folgt im Profil der heutige Talboden mit Hochwasser-, Niedrigwasser-, Hochwasser-, Mittelwasser- und Hochwasserbett. Am Rande der Niedrig- und Mittelwasserbetten stehen dicht aneinander gereiht Tamarisken. Vereinzelt wachsen Zillabüsche (*Zilla spinosa*) und andere Krautgewächse. Das Niedrigwasserbett besaß während der Untersuchungszeit 1964/65 oberflächlich eine feste Tonkruste. Mittel- und Hochwasserbetten bildeten lockere Kiese und Sande, die zur Nordflanke hin immer feiner wurden. Im letzten im Profil isoliert wiedergegebenen Teil nehmen sie Endpfannencharakter mit polygonalen Trockenrissen an. Diese Tonpfanne besitzt eine direkte Verbindung durch eine Klammstrecke des Schiefergebirges zur nächsten flußaufwärts gelegenen Tonpfanne des Bardagé. Folgt man dieser Klammstrecke, so lassen sich deutlich in 18 m, 14 m und 12 m Höhe über dem rezenten Niedrigwasserbett an der Nordseite Terrassen bestimmen. Sie sind durch zahlreiche Schotter gekennzeichnet. In den oberen Niveaus ruhen sie auf Anstehendem und sind mit Hangschutt vermischt. Auf dem 12-m-Niveau liegen sie auf den hellen Verschüttungsmassen ungefähr 1,5 m mächtig auf. Nur die untere Terrasse wurde im Profil erfaßt. Der zwischen Klammstrecke und Bardagé stehen gebliebene Terrassenrest befindet sich in einer Höhe von 12,50 m und ist 30 m lang. Die Überlagerung beträgt bei ihm ebenso wie bei den gleich hohen Terrassenteilen an der Nordseite 1,5 m. An beide Reste schließen sich südwärts aus Anstehendem Hangleisten an, die, wie an der Südseite des Tales, um 3 m über dem rezenten Niedrigwasserbett liegen. Außerhalb der Profillinie befindet sich 150 m flußabwärts in gleicher Höhe eine deutlich ausgeprägte Schotterterrasse mit Wüstenlackkruste. Die in der Klammstrecke ausgebildeten Verbnungen lassen sich als Denudationsterrassen deuten. Sie entstanden nach der Akkumulationsphase der hohen Verschüttungsmassen, als der Bardagé sich in dem ihm verstopften Tal wieder einen Abfluß suchte. Dabei wurde er abgedrängt und gezwungen, den Schiefergebirgsbereich zu durchschneiden.



Profil III:

Querprofil des Enneri Bardagé 76 km talabwärts von Bardai. Maßstab 1 : 7 500, 5-fach überhöht.

Wo Toudoufou und Bardagé zusammenkommen, brachten im Februar 1965 Toubous eine Brunnenbohrung nieder, die vom Verfasser bestiegen werden konnte. Bei 19,25 m Tiefe wurde die Arbeit nach vergeblicher Wassersuche eingestellt. Bis dahin ließ noch nicht einmal ein feuchter Horizont Grundwassernähe vermuten. Im Aufschluß bestanden die untersten 3 m aus feinen, geschichteten Sanden. Sie wurden von einer 1,5 m Kies-Schotterbank überlagert. Nach oben folgten wieder geschichtete Sande mit einer Mächtigkeit von 6,5 bis 7 m. Auf diesen Sedimenten ruhten 6 m ungeschichtete, verfestigte Tonakkumulationen, über denen dann im Wechsel geschichteter Sand und Kies folgten. Die obersten Sand-Kiessedimente wurden bei 1 m und bei 30 cm unter der Oberfläche noch einmal von 10 cm starken Tonschichten unterbrochen. Zum Anstehenden hin an den Talflanken betrug die Entfernung zu jeder Seite mindestens 250 m. Im Sommer 1966 wurde diese Bohrung und eine weitere des Bardagé, die 7 km abwärts von Bardai in einer Engtalstrecke mit nur 50 m Breite lag und eine solche im Enneri Aray 5 km flußab vom Bardagé und Toudoufou verschüttet.

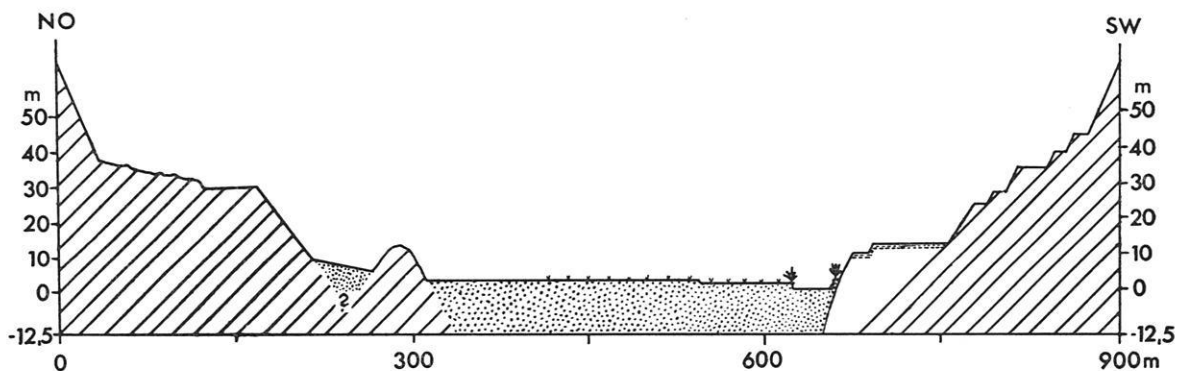
In der Bohrung bei Bardai erreichte man bei 7,25 m im Juni 1965 das Grundwasser. Die Akkumulationen bestanden aus Sand, Kies und Schottern ohne deutliche Schichtung.

Der Schacht im Enneri Aray wurde vom Niedrigwasserbett aus bis in 10,50 m Tiefe vorangetrieben. Er lag 50 bis 60 m von der Tallehne des Anstehenden entfernt. Ohne Erfolg wurden die Arbeiten eingestellt. Der Boden war feucht und bestand aus grobkörnigem Material mit Schottern bis zu 4 cm Größe. Eine Schichtung ließ sich an den fest verbackenen Akkumulationen nicht erkennen. In den bis 2,50 m darüberliegenden feinkörnigen Sedimenten fand man kein Grobmaterial, jedoch enthielten sie mehrere feuchte Horizonte. Von 2,50 bis 5 m bestand das Material aus Sand, Kies und Schottern bis zu 3 cm Größe. Eine Fein-Grob-Schichtung konnte beobachtet werden. Sie wies Verfestigungstendenzen auf. Zwischen 5 und 7,5 m ändert sich der Habitus der Akkumulationen nicht. Lediglich der Grad der Verfestigungen nahm zu. Erst über 7,5 m bis zu 9 m folgten wieder verhältnismäßig lockere Sedimente. Sie setzten sich aus Sand und Feinkies mit undeutlicher

Schichtung zusammen. Bis zur Oberfläche folgten dann durch dünne Tonbänder unterbrochene Flußsande.

J. PACHUR, der den Schacht im Enneri Aray bestieg, hat die aus den Bohrungen gesammelten Materialproben morphoskopisch untersucht. Dabei konnte er eine Zunahme windgeformten Materials von unten nach oben feststellen. Das spricht in der Sedimentationsabfolge für ein arider werden des Klimas.

Etwa 98 km talab von Bardai wurde im Enneri Aray Profil IV vermessen. Es ist etwas schematisiert dargestellt. Es bezeichnet die Stelle, bis zu der sich flußabwärts die hohen Verschüttungen fast zusammenhängend verfolgen lassen. Danach treten sie weit in Nischen und Nebentäler zurück, und es ist mühselig, ihr Vorhandensein nachzuweisen. Sie liegen für den Betrachter nicht mehr so augenscheinlich offen. Enneri Aray verläuft hier von Südost nach Nordwest, biegt aber unmittelbar nach der Profilstrecke nach Westen um. Das Profil zeigt an der nordostwärts gelegenen Seite einen schmalen Grat, der in dem flach dargestellten Teil deutlich gekappt wurde. Es entstand 27,50 m über dem Niedrigwasserbett eine mehrere Meter breite Verflachung, auf der in den Schichtfugen der Schieferbänke tonige Sedimente nachgewiesen werden können. Talauflauf verdeckt eine breite Düne den Formenschatz. Zur Talmitte hin tauchen die Schieferbänke mit fast normalem Hangwinkel unter das rezente Hochwasserbett hinab. Das Streichen verläuft in Profilrichtung. Noch einmal kommt ein Schieferhöcker zum Vorschein, der die Verlängerung der Schichtrippe darstellt. Zwischen beiden liegen äolische Sedimente der angrenzenden Düne, die auf Akkumulationen des Hochwasserbettes ruhen. Südwärts schließen sich Hoch-, Mittel- und Niedrigwasserbett an. Eine mit Tamarisken bestandene Hochwasserleiste bildet in dieser Richtung den Abschluß des rezenten Flußbettes. In ihm ist das Niedrigwasserbett vorwiegend mit Tonkrusten verkleidet. Mittel- und Hochwasserbett werden von fluviatilen Sanden und Kiesen aufgebaut. Tamarisken reihen sich nur an den Rändern des Niedrigwasserbettes auf. Im Hochwasserbett finden sich vereinzelt Zillabüsche und Beifuß (*Artemisia Judaica*). Es liegt 2,70 m über der Sohle des Niedrigwasserbettes, während die Stufe zwischen Niedrig- und Mittelwasserbett nur 90 cm beträgt. Der



Profil IV:

Querprofil des Enneri Aray 98 km talabwärts von Bardai. Maßstab 1 : 7 500, 3-fach überhöht. Profil etwas schematisiert.

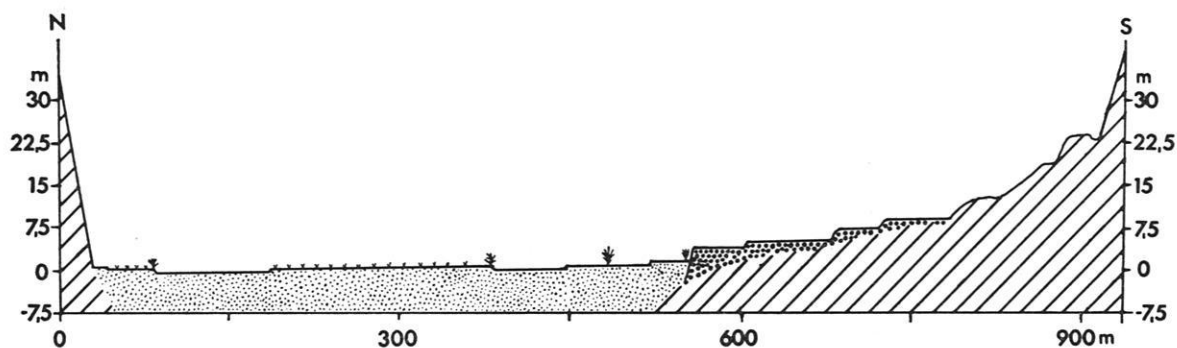


sich südwärts anschließende Terrassenkörper mit Niveaus in 9,20 m und 11,70 m über dem Niedrigwasserbett besteht aus den Sedimenten der Verschüttungsmassen, die denudiert und mit Hangschutt und Schottern überlagert wurden. Ein zur Talmitte hin gerichteter Aufschluß zeigt Diskordanzen und Deltaschichtung der hellen Akkumulationen. Es ist deshalb wahrscheinlich, daß es hier zu einer Umschichtung des Materials kam. Die sich anschließende Tallehne besitzt in 22,50 m, 25,50 m, 31,50 m, 36 m und 41,50 m deutliche Absätze an den Schieferbänken. Sie können als Erosionskanten betrachtet werden, die auf die Zerschneidungsphase der hohen Verschüttungen bezogen werden müssen. In der Tat korrespondieren diese Absätze mit Niveaus der Verschüttungen, die unweit davon an der gleichen Seite talauf in einer Nische erhalten geblieben sind.

Drei Kilometer vor der Depression Ediouay verläuft der Enneri Aray von Südosten nach Nordwesten. Das Niedrigwasserbett gabelt sich. Der Hauptteil schwenkt durch ein enges Tal nach Nordosten ab, um nach 1 km mit spitzem Winkel wieder westwärts zu drehen. Am Eingang der Depression Ediouay treffen beide wieder zusammen. Terrassenreste sind in beiden Talstrecken vorhanden. Der westliche Teil ist das Haupttal. Er ist ungefähr doppelt so breit wie das, das den Fluß zum Abbiegen nach Norden verleitet. Profil V wurde ungefähr 400 m nach der Gabelung im Haupttal aufgenommen. Es ist nord-südwärts gerichtet und kann im Terrassenteil als Gleithang angesprochen werden. Der Nordteil ist Prallhang, was aber durch die Gabelung des Enneri gegenwärtig nicht sehr bedeutungsvoll ist. Der Niveauunterschied von Niedrig- und Hochwasser-

*Atractylis aristata* und *Artemisia Judaica*. An der Südseite sind am Gleithang 4 gut ausgebildete Terrassen zu sehen. Die beiden unteren in 3,75 m und 4,60 m Höhe sind Schotterterrassen mit Patina und einer durchschnittlichen Schottergröße von 4 cm. Den gleichen Habitus besitzen die Schotter auf den höheren Terrassen (6,50 m und 8 m). Bei ihnen ist aber an einigen Stellen das Anstehende bereits zu sehen. Die Absätze, die sich am Hang in den Schieferbänken weiter nach oben verfolgen lassen, können nicht als Terrassen gewertet werden. Sie können lediglich als Erosionskanten angesprochen werden, deren Entstehung in die Zerschneidungsphase der hohen Verschüttungen zu stellen ist. Der höchste im Profil sichtbare Absatz liegt um 24 m hoch. Am Ausgang der Depression Ediouay konnte ein flächenhaft erhalten gebliebener Rest in 25,50 m Höhe vermessen werden. An dieser Stelle befindet sich in 18,50 m ein angeschnittener Schwemmfächer, der dem zweithöchsten Absatz im Profil entsprechen dürfte. Auch anderswo gibt es in diesem Bereich Bezugspunkte für diesen Zusammenhang. Sie konnten aber höhenmäßig nicht so genau bestimmt werden.

Auf der Depression Ediouay sind vor dem Ausfluß des Enneri Aray aus dem Gebirge ein letztes Mal Schotterterrassen gut erhalten. Sie liegen bis zu 9 m über dem rezenten Niedrigwasserbett. Die Größe der vorhandenen Schotter übersteigt nicht selten 10 cm (vgl. Abb. 4). Das gilt jedoch nur für die oberen Niveaus. Flächenhaft am weitesten ist eine Terrasse in 4 m Höhe verbreitet. Auf ihr besitzen allerdings die Schotter nur eine Größe von 3 cm. In mehreren Niveaus schließen sich Schotterflächen nach unten hin an, die an einigen Stellen von Akkumulationen des rezenten Hochwasser-



Profil V:

Querprofil des Enneri Aray 3 km von der Depression Ediouay entfernt. Maßstab 1 : 7 500, 5-fach überhöht.

bett beträgt nicht mehr als 1,25 m, der zwischen Niedrig- und Mittelwasserbett wird durch 30 bis 50 cm hohe Anrisse gekennzeichnet. Dabei sind auch hier die Niedrigwasserrinnen mit Tonkrusten verkleidet. Mittel- und Hochwasserbetten bestehen aus Kies und Sand. In den Akkumulationen des Hochwasserbettes befinden sich zahlreiche, hellgraue, sehr leichte Tuffschotter bis zu 3 cm Größe. Tamarisken stehen nicht mehr am Rande von Niedrig- und Hochwasserbett aneinandergereiht, sondern ohne Ordnungsprinzip verstreut. Sporadisch wachsen im Niedrig- und Mittelwasserbett *Zilla spinosa*,

bettes überlagert werden. Dieses Phänomen konnte an Hand der Treibholzablagerungen der Hochwasser des Jahres 1962 eindeutig nachgewiesen werden. Sie liegen über dem untersten Niveau der Schotterterrassen. Ein Teil des Hochwasserbettes läuft an der Stelle in eine ungefähr 1 km<sup>2</sup> große Endpfanne aus. Die Akkumulationen der Mittel- und Hochwasserbetten — sie fächern hier um mehrere Kilometer auseinander — setzen sich aus Sand, Kies und zahlreichen leichten Tuffschottern zusammen, die nicht selten einen Durchmesser von 5 cm und mehr aufweisen.

Gleich nach Verlassen des Gebirges laufen die rezenten Abflußrinnen mit Niedrig-, Mittel- und Hochwasserbetten in eine zweigeteilte Endpfanne aus.

Ein Teil schwenkt nach Osten um und liegt am Rande des Schiefergebirges. In ihm konnte an Granitblöcken in der Mitte ein Pegelstand des Hochwassers von 1962 von 0,50 m abgelesen werden.

Das Zentrum bestand aus hellen Tonablagerungen mit breiten polygonalen Trockenrissen. Neben Tamarisken und granitischen Wollsackformen kamen im Februar 1965 darauf zahlreich *Aristida pungens* vor. Nach außen schloß sich ein breiter Saum toter Tamariskensträucher und -bäume an, der seinen Abschluß in einem breiten Treibholzgürtel fand. Zwischen den Treibholzansammlungen lagen zahlreiche helle Tuffschotter um 5 cm Größe. Der zweite Teil der Endpfanne verläuft nordwärts um den Ehi Tchouki herum und erreicht in seiner Ausweitung die halbe Entfernung zwischen Ehi Tchouki und Ehi Aray. Auch hier wird die Mitte von einer Tonpfanne gebildet, die aber nicht von Tamarisken umstanden wird. Dafür umgrenzt sie ein breiter Gürtel mannshoher Zillabüschel. Treibholzablagerungen fehlen. Von allen Seiten wird sie von Dünen umgeben, die die Anlage eines weiten schüsselförmigen Talgrundes im Granitbereich verdecken. Am Ehi Tchouki gibt es bis in 5 m Höhe Anrisse an den Schutt- und Schwemmfächern, die auf fluviatile Entstehung schließen lassen. Sie finden ihre Erklärung darin, daß sich nördlich der rezenten Endpfanne zwei weitere Endpfannenbereiche bis über die libysch-tchadische Staatsgrenze hinaus abgrenzen lassen. Sie können aber an dieser Stelle nicht weiter behandelt werden.

#### **Vergleichende Betrachtung der angeführten Beispiele und Gliederung in Formeinheiten**

Aus der vorangegangenen Beschreibung des Formenschatzes im Enneri Bardagé und Aray zwischen Bardai und dem Austritt aus dem Gebirge geht hervor, daß es in der Vergangenheit zur Bildung verschiedener fluviatiler Terrassen kam. Sie liegen in unterschiedlichen Niveaus über der rezenten Talsohle. Dadurch lassen sie sich in Formeinheiten zusammenfassen, die es ermöglichen, zu einer chronologischen Abgrenzung zu kommen. Innerhalb einer Formeinheit können die ausgebildeten Phänomene verschieden sein, sie müssen nur den Kriterien einer bestimmten Form entsprechen. Da durch die selektive Beschreibung des Talverlaufs der räumliche Zusammenhang der angegebenen Terrassen fehlt, liegt in der orographischen Lage ein wichtiges Zuordnungselement. Sie konnte durch Theodolithenmessungen verhältnismäßig genau angegeben werden, so daß die daraus resultierenden Talquerprofile ein hohes Maß an Genauigkeit erhielten. Diese Genauigkeit erlaubt die vergleichsweise Betrachtung der dargestellten Profile und ihrer Terrassen.

Im Profil I und II sind Terrassen um 17 m, 14 m und 9 m Höhe über dem Niedrigwasserbett erhalten oder in Absätzen angedeutet. An den ohne ein Profil beschriebenen Stellen zwischen Profil II und III wurde von

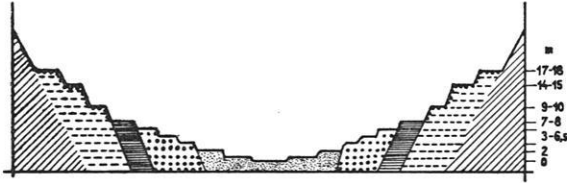
Flächen in derselben Höhe berichtet. Das gleiche gilt für Profil III. Dort fehlt zwar das 9-m-Niveau, dafür ist aber eines um 12 m vorhanden. Im Profil IV liegen Terrassen wieder in 9 m und 12 m Höhe. Auf der Depression Ediouay fanden wir sie als Schotterterrassen 9 m hoch. Sie entsprechen im Profil V der Terrasse in 8 m über der Talsohle. An dieser Stelle schließt sich in 6,50 m eine tiefere an, die auf der Depression ebenfalls in dieser Höhe erhalten ist. Verfolgt man dieses Abfallen der Sprunghöhen weiter talabwärts, so kommt man zu den Schutt-Schwemmfächeranrissen am Ehi Tchouki in der unteren Endpfanne.

Es kann also festgestellt werden, daß im Enneri Bardagé und im Enneri Aray fortlaufend Terrassen in sich entsprechenden Sprunghöhen über dem Niedrigwasserbett vorhanden sind. Sie liegen im Enneri Bardagé ungefähr parallel zur rezenten Talsohle. Im Enneri Aray ist ihr Längsgefälle etwas größer als das des gegenwärtigen Flußlaufes. Sie nähern sich zu den Endpfannen hin dem Niedrigwasserbett. Als Formeinheit sollen sie als Oberterrasse bezeichnet werden, da sie mit den angegebenen Sprunghöhen im Tibesti-Gebirge den höchsten Terrassenakkumulationen entsprechen. Die im Unterlauf des Bardagé und im Enneri Aray beschriebenen hohen Verschüttungsmassen mit vorwiegenden Tuffpartikelchen in den Akkumulationen müssen als exzeptionell bezeichnet werden. Entsprechende Sedimente fehlen in den anderen Haupttalern des Gebirges. Vergleichen wir die Profile I, II, III und V, sowie die ohne Profil beschriebenen Talstrecken, so fällt auf, daß sich nicht nur die Oberterrassen von Bardai bis zur Endpfanne verfolgen lassen. Ebenso treten immer wieder Terrassen oder entsprechende Hangleisten zwischen 3 m und 7 m über der rezenten Talsohle auf. Sie besitzen auf das Längsprofil der Enneris bezogen ein ähnliches Gefälle wie die Oberterrassen. Ein Absinken der Sprunghöhen zum Niedrigwasserbett beginnt jedoch im Talverlauf früher. Wie gezeigt werden konnte, beginnen bereits auf der Depression Ediouay die rezenten Hochwassersedimente die Akkumulationen dieser Terrassen, die als Niederterrassen bezeichnet werden sollen, zu überlagern. Höher als die oberste Niederterrasse liegen im Bardagé die Terrassenreste, die von den hellfarbigen, stark kalkhaltigen Sedimenten aufgebaut werden. Ihre Sprunghöhen liegen zwischen 7 m und 8 m über dem rezenten Niedrigwasserbett. Es handelt sich um nur ein Niveau, das vielfach nur noch in erniedrigten Resten vorhanden ist. Da die erhaltenen Flächen dieser Terrassen zwischen Nieder- und Oberterrasse liegen, sollen sie als Mittelterrasse bezeichnet werden. Diese Mittelterrasse mit den für sie typischen Ablagerungsverhältnissen ließ sich im Talverlauf des Bardagé nur bis zur Ebene 60 km flußabwärts von Bardai nachweisen. Im Enneri Aray fehlt sie ganz.

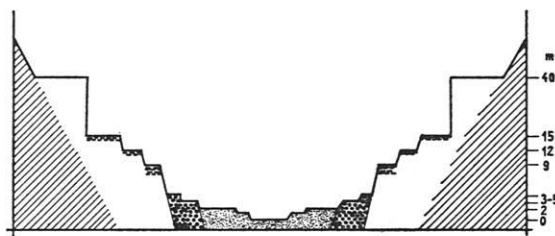
#### **Relative Chronologie der beschriebenen Terrassen**

Um die zeitliche Aufeinanderfolge der Terrassenakkumulationen besser veranschaulichen zu können, wurde versucht, sie an Hand zweier Idealprofile zu verdeutlichen (vgl. Profil VI und VII). Sie lassen in den

unterschiedlichen Signaturen die Hauptformeinheiten erkennen und sollen gleichzeitig die Ablagerungsverhältnisse wiedergeben. Es fällt dabei auf, daß die Verschüttungsmassen im Profil VI, in der Nähe von Bardai, nicht vorhanden sind. Ebenso ist unmittelbar zu ersehen, daß die hellfarbigen Sedimente bis Bardai im Enneri Aray fehlen.



**Profil VI:**  
Querschnitt als Idealprofil des Enneri Bardagé talabwärts von Bardai.



**Profil VII:**  
Querschnitt als Idealprofil des Enneri Aray nach dem Zusammenkommen von Enneri Bardagé und Enneri Toudoufou.

Chronologisch sind die Akkumulationen der Verschüttungsmassen von den beschriebenen Terrassenformen die ältesten. Erst zeitlich später kamen die Oberterrassen zur Ablagerung, da sie auf oder an erniedrigten Sedimenten der Verschüttungsmassen liegen (vgl. Profile VII, III und IV). Profil VI verdeutlicht, daß die Mittelterrasse jünger als die Oberterrasse ist, es folgt zeitlich die Akkumulation der Niederterrassen. Den Abschluß bildet die rezente Talsohle mit Niedrig-, Mittel- und Hochwasserbetten. Inwieweit es sich bei den unterschiedlichen Niveaus der Nieder- und Oberterrasse um fossile Niedrig-, Mittel- und Hochwasserbetten handelt, soll erst später dargelegt werden.

## Erosion, Akkumulation und Entstehung der Terrassen

Bevor auf die zeitliche Entstehung der Terrassen eingegangen werden kann, muß zu den klimatologischen Verhältnissen während Akkumulationsphasen und Erosionsphasen in der Sahara Stellung genommen werden. Sind die Pluvialzeiten Einschneidungs- oder Aufschüttungszeiten? Aus den Beobachtungen und Untersuchungen im Tibesti-Gebirge kann als gesichert gelten, daß in der gegenwärtigen, ariden Zeit abgelagert wird. Das läßt sich aus der Sedimentationsmächtigkeit und -art im Enneri Bardagé und Enneri Aray schließen. Diesen Tatbestand zu erhärten, war durch die oben beschriebenen Brunnenbesteigungen ermöglicht worden (vgl. Seite 45).

Ferner konnte beobachtet werden, daß Bardagé, Oudingueur und Toudoufou in kleinere Seitentäler ihr Material schütten und vor ihnen Randwälle bilden, hinter denen dann Tonpfannen entstehen. Nach dem Abkommen des Bardagé und Toudoufou im Sommer 1965 wurden Autospuren im Niedrigwasserbett nicht erodiert, sondern mit Tonkrusten verkleidet. Akkumulationen mit seitlicher Erosion konnten in Bardai im Bardagé nachgewiesen werden. Den gleichen Befund verzeichnete die vierte Arbeitsgruppe in Bardai während der Regenzeit 1966. Sie hatte Gelegenheit, die Folgen eines einwöchigen Abkommens des Bardagé zu studieren. Im Sommer 1965 floß der Bardagé in Bardai nicht länger als eineinhalb Tage. Auf den Terrassenzyklus angewandt, bedeuten diese Erfahrungen, daß in Trockenzeiten Terrassen aufgebaut und sie in Pluvialzeiten erodiert werden.

In der Frage der Entstehung und zeitlichen Einordnung der Terrassen vertrete ich die gleiche Ansicht wie sie P. OBENAUF in diesem Heft zum Ausdruck bringt, da in der Bewertung der Grundtatsachen weitgehend Übereinstimmung herrscht. Sie soll deshalb im Hinblick auf den für diese Arbeit zur Verfügung stehenden Raum zweckmäßiger Weise nicht noch einmal ausführlich dargelegt werden.

## ZUSAMMENFASSUNG

In diesem Aufsatz werden die Akkumulationsformen und -verhältnisse fluviatiler Terrassen im Tibesti-Gebirge erläutert. Durch die Beschreibung ausgewählter Talstrecken im Enneri Bardagé und im Enneri Aray wird versucht, die vorhandenen Formen zu erklären. Fünf Querprofile, die durch Theodolithenmessungen ermittelt wurden, sollen die Situationen verdeutlichen. In einem Vergleich der beschriebenen Profile kommt der Verfasser zur Abgrenzung von Formeinheiten. Er betrachtet die Sprunghöhen der Terrassen über dem rezenten Niedrigwasserbett als Hauptzuordnungsmerkmal und folgert:

Es gibt bis zu drei Oberterrassenniveaus zwischen 3 m und 18 m, und meistens zwei Niederterrassenniveaus zwischen 3 m und 7 m über dem Niedrigwasserbett, die sich in beiden Enneris verfolgen lassen.

Dabei verlaufen sie im Enneri Bardagé parallel zur rezenten Talsohle, während sie sich im Enneri Aray zur Endpfanne hin dem rezenten Flußbett nähern. Zu den Oberterrassen und Niederterrassen kommen im Unterlauf des Enneri Bardagé und im Enneri Aray 40 m und höher liegende Verschüttungsmassen des Enneri Ou-

dingueur (die „Hochterrasse“ von GROVE). Im Enneri Bardagé liegt zwischen Nieder- und Oberterrasse eine sich durch ihre Sedimentation von beiden unterscheidende Mittelterrasse, 7—8 m über dem Niedrigwassersbett. An Hand zweier Idealprofile wird versucht, die relative Chronologie zu veranschaulichen.

Auf Grund seiner Untersuchungen kommt der Verfasser zu dem Schluß, daß unter den gegenwärtigen Klimabedingungen akkumuliert wird. In der Frage der Entstehung und zeitlichen Einordnung der Terrassen schließt er sich der von P. OBENAUF in diesem Heft vertretenen Meinung an.

## RÉSUMÉ

Ce travail concerne les formes d'accumulation et les relations entre les dépôts des terrasses fluviales des Monts du Tibesti. Il s'efforce d'expliquer ces formes par la description de sections de vallées dans l'Enneri Bardagé et l'Enneri Aray. Cinq profils transversaux y ont été effectués au théodolite. Leur comparaison permet de délimiter les diverses unités morphologiques. D'après les niveaux des terrasses au-dessus du lit d'étiage pris comme base, on peut distinguer jusqu'à 3 niveaux de hautes terrasses entre 9 et 18 m, et au moins 2 niveaux de basses terrasses entre 3 et 7 m. On peut les suivre dans les deux Enneris. Dans l'Enneri Bardagé, ils sont parallèles au profil actuel, dans l'Enneri Aray, ils s'en rapprochent vers l'aval. En plus,

dans le cours aval de l'Enneri Bardagé et dans l'Enneri Aray, apparaissent, à 40 m et plus d'altitude relative les masses de débris de l'Enneri Oudingueur (Haute Terrasse de Grove). Dans l'Enneri Bardagé, on distingue enfin une moyenne terrasse, à sédimentation différente des hautes et basses terrasses, et située à 7—8 m au-dessus du niveau d'étiage. Deux profils idéaux permettent de proposer une chronologie relative.

L'auteur estime, en conclusion de ses recherches, que dans les conditions climatiques actuelles l'accumulation est prépondérante. En ce qui concerne genèse et âge des terrasses, il se rallie à l'opinion exprimée dans ce cahier par P. Obenauf.

## KARTEN- UND LITERATURVERZEICHNIS

- Butzer, K. W.** (1958): Studien zum vor- und frühgeschichtlichen Landschaftswandel der Sahara. Abh. ersch. in Akad. d. Wiss. u. d. Lit. math.-nat.wiss.-Kl., Jg. 1958, Nr. 1, Mainz
- Carte de l'Afrique**, 1 : 1 000 000, Djado NF. 33, dazu Luftbilder, Maßstab 1 : 50 000, Inst. geogr. nat. Française, NF. 33, Paris
- Dalloni, M.** (1936): Mission au Tibesti 1930—1931. Mem. de l'Acad. des Sciences de l'Inst. de France, V. 1 Paris 1934, V. 2 Paris 1936
- Grove, A. T.** (1960): Geomorphology of the Tibesti region with special references to Western Tibesti. Geogr. Journ., 126, part 1, S. 18—27, London
- Hövermann, J.** (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. Die Erde, 94, II, S. 126—135, Berlin
- Klitzsch, E.** (1966): Comments on the Geology of the Central Parts of Southern Libya and Northern Chad. Abh. ersch. in: South-central Libya . . ., S. 1—17, s. u.
- Meckelein, W.** (1959): Forschungen in der zentralen Sahara. Klima-geomorphologie, Braunschweig
- Nachtigal, G.** (1879): Sahara und Sudan. 2 Bde. Berlin
- Pachur, J.** (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. Berliner Geogr. Abh., Heft 4, Berlin
- Pöhlmann, G.**: Unveröffentlichte Manuskripte: 1. Der Bardagé, Gesamtprofil. Längenmaßstab 1 : 1 Mill., Höhenmaßstab 1 : 10 000, Berlin 1965. 2. Bardagé. 1 : 200 000, Bardai 1965. 3. Bardagé. Längsprofil 1 : 20 000, Höhen 1 : 200 (= 100 fach), Bardai 1965. 4. Querprofil Bardagé km 5,250. Längenmaßstab 1 : 2 000, Höhenmaßstab 1 : 400, Bardai 1965
- South-central Libya and Northern Chad.** A Guidebook to the Geology and Prehistory. Herausgegeben im Auftrage der „Petroleum Exploration Society of Libya, eight annual field conference 1966“ von **Klitzsch, E.** und **Williams, J. J.**
- Ziegert, H.** (1966): Climatic Changes and Paleolithic Industries in Eastern Fezzan, Libya. Abh. ersch. in: South-central Libya . . ., S. 65—67. s. o.



Abb. 1. Enneri Bardagé 9 km flußabwärts von Bardai (vgl. Profil II). Vordergrund: O-Terrassenleiste mit Schottern 14,50 m über Niedrigwasser. Hintergrund: abgestumpfter Vulkankegel 6,5 km abwärts Bardai. Mitte: Terrassenakkumulation. Helle Ablagerungen im Bild rechts: Mittelterrasse mit Schneckenhorizonten und verkieselten Wurzelröhrchen in Oberflächennähe (vgl. Abb. 2).

(Aufnahme Jäkel, 31. 10. 1964)



Abb. 2. Auswitterung von Süßwasserschneckengehäusen aus Mittelterrassenakkumulation mit verkieselten Wurzelröhrchen. Dieses Bild wurde an dem in Profil II wiedergegebenen Mittelterrassenrest aufgenommen (vgl. Abb. 1, Bildmitte, links).

(Aufnahme Jäkel, 31. 10. 1964)



Abb. 3. Aufschluß der Verschüttungsmassen im Enneri Bardagé an der südlichen Talflanke 1,2 km vor dem Zusammenfluß des Enneri Bardagé und Enneri Toudoufou. Höhe: ~ 25 m über Niedrigwasser. Bildmitte rechts: Hochwasserbett mit Tamariskenhügeln. Im Hintergrund an der Tallehne abgetragene V-Reste.

(Aufnahme Jäkel, 18. 1. 1965)

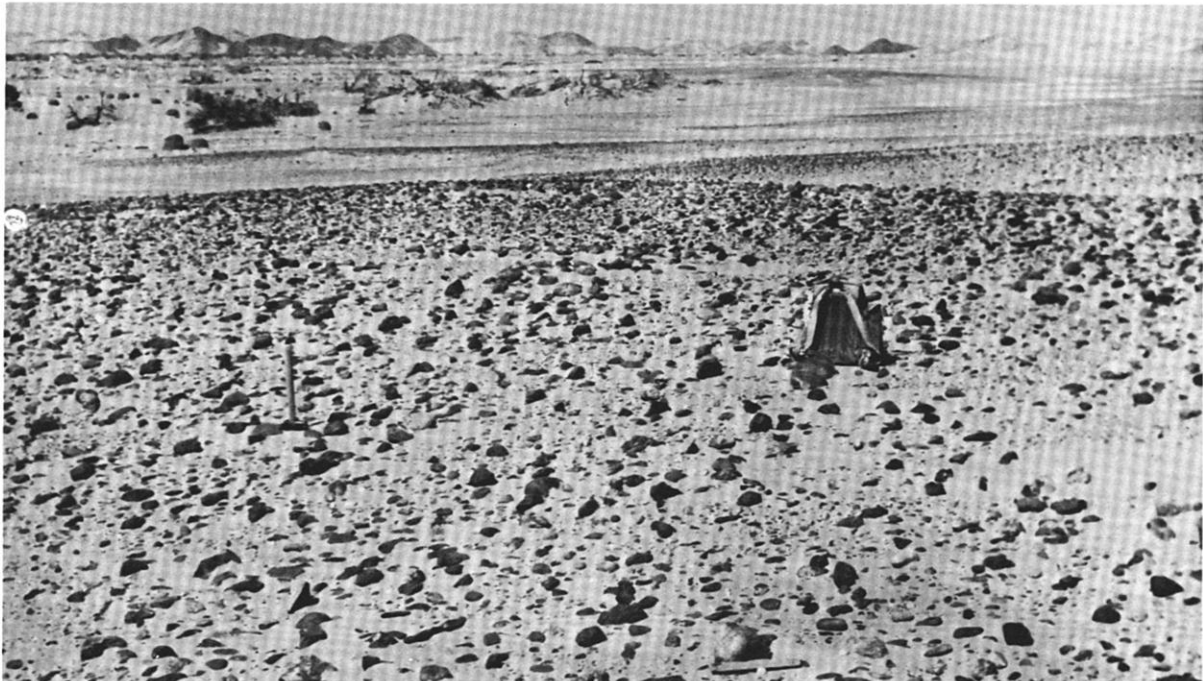


Abb. 4. Auf der Depression Ediouay Terrasse 9 m über Niedrigwasserbett im Vordergrund. Bildmitte rechts: ausgedehntes Terrassenniveau 4 m über Niedrigwasserbett; links: Hochwasserbett mit abgestorbenen Tamarisken (dunkler Strich: lebende Tamarisken am Rande des Niedrigwasserbettes).

(Aufnahme Jäkel, 11. 2. 1965)

# STATISTISCHE AUSWERTUNG VON HANGNEIGUNGSMESSUNGEN IM TIBESTI-GEBIRGE

von HERMANN VILLINGER

## A Einleitung

Im Winter 1964/65 hatte ich Gelegenheit, im Tibesti-Gebirge, einem hochariden Raum, zahlreiche Hangneigungsmessungen durchzuführen. Die dabei angewandten Methoden und die Auswertung der Messungen sollen in dem folgenden Aufsatz kurz dargelegt werden. Ausführlicher wurden sie in der unveröffentlichten Arbeit VILLINGERS (1966) besprochen.

## B Beschreibung der Hänge

(Die Lage der Untersuchungsgebiete ist in der Übersichtskarte im Anhang eingetragen.)

### 1. Hänge im Schiefer

Die präkambrischen Schiefer werden aus einer monotonen Folge von dünnen, schiefrig-quarzitischen, meist über  $70^\circ$  einfallenden Bänken (VINCENT 1963, S. 24) gebildet. Die hohe Taldichte im Schiefer sorgt dafür, daß fast der gesamte Schieferbereich in „Hänge“ aufgelöst ist, deren absolute Länge zwischen 30 und 300 m schwankt. Die Hänge haben in ihrem oberen Teil ein sehr gleichförmiges Aussehen: das obere Hangende ist fast immer konvex gekrümmt; unter ihm folgt ein langer, sehr geradlinig ausgebildeter Hangteil von rund  $30^\circ$  Neigung, der je nach Beschaffenheit des unteren Hangendes ein bis zwei Drittel der gesamten Hanglänge einnimmt. Der untere Hangteil weist verschiedene Formen auf:

a) Wird der Hang von einem Wadi unterschritten, dann versteilt er sich oft noch um einige Grad und endet mit einem scharfen Knick.

b) Unterschneidet ihn kein Wadi und ist der Hangfuß von sandigem Material oder von Terrassenakkumulationen verschüttet, dann endet der Hang meistens an der Grenze zwischen den beiden Gesteinsarten in Form eines sehr deutlich erkennbaren Knickes.

c) Läuft der Hang im gleichen Gestein aus, so ist das untere Hangende in der Regel mehr oder weniger stark konkav gekrümmt; in einigen Fällen ist auch hier ein deutlicher Knick am Hangfuß zu erkennen. Da auch Neigungsänderungen im Hang, die in der Regel von einem Schichtwechsel in den steilgestellten Schichten der Schiefer herrühren, oft mit einem Knick verbunden sind, erhalten viele Hänge ein kantiges Aussehen.

Meist sind die Hänge und Kuppen der Berge schuttfrei; nur im Bereich des unteren Enneri Oudingueur gibt es Hänge mit einer Schuttdecke von rund 20 cm Mächtigkeit. Da hier in einem Fall beobachtet werden konnte, daß die Schuttdecke unter die Oberterrassenakkumulationen abtaucht, ist es wahrscheinlich, daß die gelegentlich zu beobachtenden größeren Hang-

schutt mengen nicht in der Jetztzeit gebildet wurden. (In gleicher Weise müssen auch die am oberen Oudingueur im Schiefer angetroffenen Pedimentreste gedeutet werden, denn sie sind heute zerschnitten.) Eine Materialsortierung vom oberen zum unteren Hangende hin ist im Hangschutt nicht erkennbar.

### 2. Hänge im Basalt

Die Wechsellagerung von verschieden widerständigen, fast waagrecht liegenden Basaltlaven tertiärer Deckenergüsse hat in den Basaltgebieten zu einer Art Schichtstufenlandschaft geführt.

Dies macht sich deutlich in der Hangform bemerkbar: Am oberen Hangende folgt in vielen Fällen auf ein flach konvex gekrümmtes Hangstück ein kurzer, meist  $50\text{--}60^\circ$  geneigter Abfall, der mit einem Knick einsetzt und an den sich eine Schutthalde von rund  $30^\circ$  Neigung anschließt; oft ist der Abfall jedoch nur als eine geringfügige Hangversteilung ausgebildet. Der mittlere Hangteil hat einen geradlinigen Verlauf, der wesentlich kürzer als bei den Hängen im Schiefer ist. Wird der Hang unterschritten, dann findet am unteren Hangende nochmals eine kurze Gefällsversteilung statt, wird er es nicht, dann läuft er in der Regel lang konkav, parabelartig gekrümmt, auf einer Fläche aus. Die Gesamtlänge der Hänge beträgt zwischen 100 und 1000 m. Im Bereich des Hangabfalls tritt meist das Anstehende zutage. Hat dieser jedoch nur eine Neigung von  $30\text{--}35^\circ$ , dann ist die Grenze zwischen auflagerndem Schutt und Anstehendem schwer zu ziehen, da die Verwitterung die Steine aus dem Gesteinsverband löst, diese aber zunächst noch am Ort liegen bleiben. Wird ein Hang nicht unterschritten, dann überziehen die Grottschuttblöcke der stufenbildenden Basaltschicht den gesamten darunterliegenden Hang mit einer dichten, schützenden Decke von 0,5—1,0 m Mächtigkeit. Wird ein Hang unterschritten, so kann diese Schuttdecke fehlen; beträgt die Hangneigung über  $35^\circ$ , ist dies die Regel. Diese schuttlosen Hänge im morphologisch weichen Basalt sind nur schwer begehbar, da dort das Material — sehr porös und durch die Verwitterung gelockert — sehr leicht rutscht.

Innerhalb des Schuttmaterials ist eine schwache Sortierung nach der Gesteinsgröße zu erkennen: am oberen Hangende, im Bereich des Anstehenden, sind die größten Schuttbrocken anzutreffen (maximaler Durchmesser 0,6 m), nach unten hin werden sie etwas kleiner (maximaler Durchmesser 0,3 m).

Fast immer ist der Schutt mit einer Eisen-Mangan-Oxydschicht überzogen, der den Gesteinsbrocken eine grauschwarze Farbe gibt. Von weitem betrachtet läßt sich eine Abstufung der Farbtöne von unten nach oben

erkennen: unten ist der Gesteinsschutt tief dunkelbraun bis schwarz, oben, an den steilsten Stellen, hat er eine helle, gelbbraune Farbe. Die erste Änderung des Farbtones liegt von unten gesehen ungefähr bei 10—15° Neigung. Daß der Hangschutt im Hang eine andere Färbung als frisch bearbeitetes Gestein hat, wird am Wadischutt deutlich, wo das Gestein dunkelblau getönt ist und der gelbe Farbton völlig fehlt.

Um in jüngster Vergangenheit gebildet worden zu sein, ist der vorhandene Schutt zu mächtig. Auch läuft er stets auf Terrassen aus, die gegenwärtig zerschnitten werden. Eine gegenwärtige Zerrunsung des Schuttes konnte nur im Gebiet des oberen Oudingueur beobachtet werden.

An zwei Stellen wurden Hangformen angetroffen, die durch Hangrutschungen erklärt werden können. Solche Hangrutschungen können sich nach säkularen Starkregen (siehe CAPOT-REY 1953) auch in der „Gegenwart“ ereignen und müssen deshalb nicht als Vorzeitformen angesehen werden.

### 3. Hänge in den Terrassenakkumulationen

Die Terrassenakkumulationen sind wahrscheinlich in den Trockenperioden des Jungpleistozäns aufgeschüttet und in seinen Feuchtzeiten zerschnitten worden (siehe OBENAUF 1967, in diesem Heft). Ihre Hänge zeichnen sich durch eine außerordentliche Geradlinigkeit aus. Auf einen kurzen, konvex gekrümmten Teil am oberen Hangende folgt — oft mit einem Knick einsetzend — ein langer, geradliniger Mittelteil. Das untere Hangende ist meist — auch bei unterschrittenen Hängen — etwas flacher als der um 30° geneigte Mittelteil; in einem sehr kurzen konkaven Bogen läuft es im Niedrig- oder Hochwasserbett eines Wadis aus. Bei nicht unterschrittenen Hängen ist der geradlinige Mittelteil etwas kürzer und bei weitem nicht so steil (um 15°); ihr unteres Hangende läuft flach konkav aus. Die absolute Hanglänge in den Terrassenakkumulationen beträgt zwischen 5 und 50 m.

Eine Materialsortierung im Hang ist nicht erkennbar; es sei denn, sie ist durch die Ablagerung der Schotterdecken bedingt. Allerdings haben die groben Schotterdecken, die häufig die oberste Schicht der Terrassenakkumulationen bilden, die Tendenz, ihre bis zu 0,3 m großen Gerölle über den gesamten Hang zu verteilen. Bei einer Hangneigung von etwa 25° ist unter einer dünnen Schuttdecke meist das Anstehende zu sehen; bei über 30° geneigten Hängen tritt es offen zutage. Nur bei Hängen, die weniger als 20° geneigt sind, kann mit einer einigermaßen festliegenden Schuttdecke gerechnet werden. Von dieser Neigung ab tritt auch eine deutlich dunklere Färbung des Schuttes auf. Diese Hänge scheinen sich in einer stabilen Lage zu befinden; es sind ausschließlich nicht unterschrittene Hänge. Bei den unterschrittenen, stärker geneigten Hängen ist der vorhandene Schutt zweifelsfrei rezent wieder gelockert worden.

### 4. Hänge im Sandstein

Die paläozoischen Sandsteine<sup>1)</sup> sind typische kontinentale Ablagerungen. Ihre Schichten sind in der Regel bankig-massiv, am nördlichen Gebirgsrand aber stellenweise stark zerklüftet und zerrüttet. Gelegentlich treten Bänke mit Quarzgeröllen auf; im Zouarbecken können 5—10 cm mächtige, eisenhaltige, besonders widerständige Bänder beobachtet werden. Zwei verschieden ausgeprägte Hangarten kann man unterscheiden:

a) Hänge, an deren Hangfuß Schiefer zutage tritt, z. B. Schichtstufenhänge, und

b) Hänge, die sich ganz im Sandstein befinden, z. B. die bei den Sandstein-Inselbergen.

Die Form der Schichtstufenhänge läßt sich so beschreiben: Auf ein kurzes konvexes Stück am oberen Hangende folgt, mit einem Knick beginnend, eine Wand, deren Neigung zwischen 45 und 80°, bei geringerer Sandsteinmächtigkeit oder bei tektonisch stark beanspruchtem Gestein sogar noch darunter liegt. Auf diese Wand folgt ein langer, leicht konkaver Schutthang, der am oberen Ende etwa 30° Neigung hat und am Hangfuß wiederum in einem Knick endet. Er liegt — mit Ausnahme weniger Meter an seinem oberen Ende — auf Schiefer. Unterschneidet am Hangfuß ein Wadi, so kann der Schieferhang trotz der darüberliegenden Sandsteinwand schuttfrei sein. Der Schutt besteht aus bis zu kubikmetergroßen Sandsteinplatten, die gut ineinander verkeilt sind. Normalerweise ist er 1 bis 2 m mächtig, in seltenen Fällen auch 4 m. Die Sandsteinplatten sind von einer dunklen Rinde überzogen, die aus Eisen-Mangan-Oxydanreicherungen gebildet ist. Auch die Sandsteinwand kann von einer solchen Rinde bedeckt, an anderen Stellen aber auch völlig frei von ihr sein.

Im Schutt ist eine geringe Materialsortierung erkennbar: direkt unter der Wand und am Hangfuß liegen die größten Blöcke (über 1 m<sup>3</sup>), im Mittelteil des Schutthanges nimmt die Bruchstückgröße etwas ab. An einer Stelle konnten Hangformen beobachtet werden, die sich zwanglos durch Hangrutschungen erklären lassen (siehe oben).

Das Alter des Schuttes konnte nicht festgelegt werden. Bei Zouar (7 km nördlich des Forts) konnte eindeutig beobachtet werden, daß der Hangschutt in eine Terrasse hineingeht. Dies läßt den Schluß zu, daß der Schutt mindestens genau so alt wie die Terrasse ist.

Die absolute Hanglänge liegt zwischen 30 und 200 m beim Sandsteinanteil und zwischen 50 und 300 m beim Schutthang über Schiefer.

Die Inselberge haben im Zentrum des Zouarbeckens meist einen mehrfach gestuften Hang, wobei die Stufen deutlich an Schichtgrenzen und Klüfte im Sandstein gebunden sind. Die steilen und meist nur kurzen Hangteile am Hangfuß können eine Neigung

<sup>1)</sup> WACRENIER (1958, Karte) stellt die Sandsteine am Enneri Oudingueur in die Nubische Serie.



bis zu  $90^\circ$  aufweisen; nicht selten treten sogar überhängende Wandpartien auf. Nach oben verflacht sich der Hang und geht in eine nur kleine waagerechte Fläche über.

Am Rand des Zouarbeckens weisen die Inselberge eine lange, bis zu  $90^\circ$  steile Wand auf, die oben mal konvex zugerundet, mal mit einem Knick in eine Ebenheit übergeht. Ist der untere Wandteil weniger als  $70^\circ$  geneigt, dann kann sich im oberen Hangteil die Wand noch versteilen. Die absolute Länge der Inselberghänge schwankt zwischen 30 und 300 m; die kleineren Inselberge befinden sich im Beckeninneren, die größeren am Beckenrand.

Allen Inselbergen gemeinsam ist ein scharfer Knick am Hangfuß: im Beckeninneren ragen die Berge unvermittelt aus einer horizontalen Sandschwemmebene heraus; am Beckenrand erheben sie sich in einem Knick über eine nur von Streuschutt bedeckte, maximal  $5^\circ$  geneigte Pedimentfläche. Sieht man von einigen wenigen Bruchstücken ab, so kann man die Inselberge als schutfrei bezeichnen. Im Unterschied zu den Hängen der Sandsteinstufe fehlt die dunkle Verwitterungsrinde auf ihren Hängen nur selten.

Daß die Schutthalde bei Sandsteinhängen an im Hangfußbereich aufgeschlossene Schiefer gebunden ist, zeigt die mächtige, von SW nach NO verlaufende Bruchstufe, die das Zouarbecken im Osten abschließt. In ihrem südwestlichen Teil, bei dem im Hangfußbereich Schiefer aufgeschlossen ist, besitzt sie einen mächtigen Schutthang. Einige Kilometer weiter nordöstlich, wo kein Schiefer am Hangfuß zutage tritt, ist nur eine unbedeutende Schuttbedeckung des Hanges festzustellen. Dort wo der Schiefer aufgeschlossen ist, kann man — da der Schiefer nur im Hangbereich vorkommt — erkennen, daß die Bruchstufe seit ihrer Entstehung kaum nach Südosten gewandert ist.

### C Gewinnung der Meßwerte

Eine exakte Vermessung der Hänge war aus arbeits-technischen Gründen nicht möglich. Daher wandte ich eine von Prof. HOVERMANN angeregte Methode an, die auch SAVIGEAR (1956, S. 66) erwähnt und die folgendermaßen durchgeführt wurde:

Mit einem Neigungsmesser der Firma Suunto O/Y, Helsinki, maß ich die Neigungen der Profillinie eines Hanges. Da die Skala des Gerätes eine  $5^\circ$ -Eichung besitzt, konnte ich die Hangneigung ohne große Schwierigkeit auf  $\pm 0,5^\circ$  genau bestimmen. Mit Hilfe eines Lineals, das ich in einem stets gleichbleibenden Abstand vor das Auge hielt, bestimmte ich den Sehwinkel, den die Länge einer gemessenen Hangneigung beanspruchte. Indem ich auf diese Weise Stück für Stück eines Hangprofils von seinem oberen bis zu seinem unteren Ende vom gleichen Standpunkt aus betrachtete, erhielt ich ein recht getreues Bild von ihm. Um für ein Gebiet repräsentative Werte zu erlangen, maß ich bei der Begehung eines Gebietes jeden auf diese Weise meßbaren Hang. Da die Terrassenakkumulationen solcherart meßbare Hänge nur selten aufweisen, konnte dieses Ver-

fahren bei ihnen nicht angewandt werden. Hier mußte ich daher die verschiedenen Neigungen eines Hanges und deren Länge im Hang selbst messen. Neben den Meßwerten wurden stets Beobachtungen zu den einzelnen Hängen notiert, so daß bei der Auswertung des Materials die Hänge in der Regel eindeutig klassifiziert werden konnten.

Die oben beschriebene Meßmethode weist allerdings einige Mängel auf, die ich hier kurz andeuten möchte (eine ausführliche Besprechung steht bei VILLINGER 1966, S. 28—32).

1. Anhand dieser Meßmethode ist keine befriedigende Hangdefinition möglich.

2. Trotz einer Ablesegenauigkeit von  $\pm 0,5^\circ$  kann der Neigungswinkel höchstens auf  $\pm 1,0^\circ$  genau bestimmt werden, da die Unterkante des Gerätes nur ungenau an den Hang angelegt werden kann.

3. Viele Hänge können mit dieser Meßmethode nicht erfaßt werden, nämlich alle diejenigen, deren Hangflächen im Grundriß konkav gekrümmt sind.

4. Es kann passieren, daß Profillinien gemessen werden, die nicht Hangprofilinien entsprechen.

5. Der subjektive Einfluß des Beobachters kann nicht völlig ausgeschaltet werden, da er entscheidet, welcher Hang gemessen wird und welcher nicht.

Trotz dieser vielen Mängel ist aber eine statistische Auswertung der Meßwerte möglich, denn es darf angenommen werden, daß 1. die Messungen mit ausreichender Sorgfalt durchgeführt wurden, 2. die Meßfehler sich ausgleichen und 3. die systematischen Fehler bei allen Hangmessungen den gleichen Betrag aufweisen.

### D Statistische Auswertung der Messungen

#### 1. Definition der Hangklassen

Für eine sinnvolle Auswertung der Messungen ist es notwendig, die Hänge nach einem eindeutigen Schema zu klassifizieren. Als Kriterien für eine Einteilung der gemessenen Hänge in Hangklassen wählte ich:

1. das Gestein, in dem der Hang ausgebildet ist;
2. das Gebiet, in dem der Hang sich befindet und
3. die Art des Hangendes.

Zu 1.: Im Untersuchungsgebiet konnten Hänge im Schiefer, Sandstein, Basalt und in Terrassenakkumulationen gemessen werden.

Zu 2.: Die Messungen konnten in vier wesentlich verschiedenen Gebieten vorgenommen werden (vgl. Übersichtskarte im Anhang):

- a) am unteren Enneri Oudingueur (Schiefer, Höhenlage ca. 800 bis 1000 m);
- b) am oberen Enneri Oudingueur (Schiefer, Terrassenakkumulationen, Basalt und Sandstein-Stufenhang, und zwar die beiden ersten Gesteinsarten in ca. 950 bis 1150 m Höhe, die beiden letzteren in 1200 bis 1600 bzw. 1400 m Höhe);

- c) um Puits Tirenno (Basalt, Höhenlage 1600 bis 1900 m) und
- d) um Zouar (Sandstein-Inselberge, Höhenlage ca. 800 bis 900 m).

Die Hänge im Schiefer, die sich in den zentralen, hochgelegenen Teilen des Schieferbereiches befinden (Schiefer-Zentralbereich), wurden von den Hängen der Umgebung der Haupteneri (Schiefer-Enneribereich) abgesondert.

Zu 3.: Folgende Arten des unteren Hangendes konnten ausgeschieden werden:

- a) der Hangfuß wird eindeutig von einem Wadi unterschritten;

- b) der Hangfuß läuft im Hochwasserbett eines Wadis aus, zeigt jedoch keine Merkmale einer direkten Unterschneidung;

- c) das Hangende befindet sich auf einer Terrasse, einem Pediment oder einem Paß; wird also nicht unterschritten. (Im Schiefer wurden diese Hänge noch untergliedert in solche, deren Neigung am Hangende über 12°, und solche, bei denen sie 12° und weniger beträgt.);

- d) der Hangfuß ist von Sanden verschüttet.

Im Sandstein war es wegen zu weniger Messungen nur möglich, die Hänge in Schichtstufen- und Inselberghänge einzuteilen.

Mit Hilfe dieser Kriterien konnte ich folgende 18 disjunkte Hangklassen ausscheiden:

Gestein	Gebiet	Art des Hangendes
Schiefer (Sch)	Enneribereich am oberen Oudingueur (EOo)	unterschnitten (us) im Wadi (W)
		nicht unterschritten (nus) Hangende ist 12° und weniger geneigt ( $\leq 12^\circ$ ) Hangende ist mehr als 12° geneigt ( $> 12^\circ$ )
	Enneribereich am unteren Oudingueur (EOu)	unterschnitten (us) nicht unterschritten (nus) (bei allen ist das Hangende 12° und weniger geneigt) der Hangfuß ist von Sanden verschüttet (Hfv)
	Zentralbereich am oberen Oudingueur (ZOo)	unterschnitten (us) nicht unterschritten (nus)
Basalt (Bas)	Puits Tirenno (PT)	unterschnitten (us) nicht unterschritten (nus)
	oberer Oudingueur (Oo)	unterschnitten (us) nicht unterschritten (nus)
Terrassenakkumulationen (Ter)	oberer Oudingueur (Oo)	unterschnitten (us) im Wadi (W)
		nicht unterschritten (nus)
Sandstein (Sdst)	oberer Oudingueur (Oo)	Stufe (St)
	Zouar (Zr)	Inselberge (Ibg)

In den Klammern stehen die in den Tabellen und gelegentlich auch im Text angewandten Abkürzungen.

## 2. Aufstellung von statistischen Maßzahlen für die einzelnen Hangklassen

Für jeden einzelnen Hang berechnete ich

- 1. den prozentualen Anteil der Länge einer im Hang festgestellten Neigung an der Gesamtlänge des Hanges;

- 2. die mittlere Hangneigung (in Grad) und
- 3. die maximale Hangneigung (in Grad).

Zu 1.: In jeder Hangklasse wurden alle in einer Neigungsgruppe (Gruppenbreite = 5°, Gruppenmitte = eine durch 5 teilbare ganze Zahl) auftretenden Längen

**Tabelle 1: Die statistischen Maßzahlen der einzelnen Hangklassen**

Es bedeutet dabei:

$\bar{x}$  : mittlere Hangneigung als Mittelwert aus der Summe aller in einer Hangklasse auftretenden Neigungen;  
 $\bar{x}_m$  : mittlere Hangneigung als Mittelwert der mittleren Hangneigung aller in einer Hangklasse auftretenden Hänge;  
 $\bar{x}_M$  : mittlere maximale Hangneigung;  
 $l_M$  : mittlere Länge der maximalen Hangneigung;  
 $b_M$  : mittlerer Beginn der maximalen Hangneigung;

$\bar{e}_M$  : mittleres Ende der maximalen Hangneigung;  
 $s(\cdot)$  : die zu dem in der Klammer stehenden Mittelwert gehörende Standardabweichung;  
 $N$  : Anzahl der Hänge in der betreffenden Hangklasse.  
 $\bar{x}$ ,  $\bar{x}_m$ ,  $\bar{x}_M$  und deren Standardabweichungen sind in Grad angegeben;  
 $l_M$ ,  $s(l_M)$ ,  $s(b_M)$  und  $s(\bar{e}_M)$  in % der Hanglänge;  
 $b_M$  und  $\bar{e}_M$  in % der Hanglänge, vom oberen Hangende an gerechnet.

Hangklasse		$\bar{x} = \bar{x}_m$	$s(\bar{x})$	$s(\bar{x}_m)$	$\bar{x}_M$	$s(\bar{x}_M)$	$l_M$	$s(l_M)$	$b_M$	$s(b_M)$	$\bar{e}_M$	$s(\bar{e}_M)$	N	
Sch us	EOo	27,6	7,78	4,24	34,8	6,97	31,9	21,7	53,5	26,5	84,4	24,1	191	
	EOu	28,3	7,77	3,91	33,8	3,74	44,8	24,4	47,3	25,1	91,4	18,2	155	
	zus.	27,9	7,77	4,11	34,4	5,75	37,7	23,7	50,6	26,1	87,5	21,7	346	
W	EOo	24,9	7,11	3,19	32,6	7,49	34,0	18,4	34,5	21,1	69,5	20,8	20	
	EOo	21,3	8,91	3,92	31,2	7,91	26,2	18,2	25,7	21,9	52,6	21,5	58	
	EOu	21,7	8,39	3,44	31,3	5,70	29,6	21,0	30,9	21,0	61,0	19,2	32	
nus ≤ 12°	EOo	21,3	8,91	3,92	31,2	7,91	26,2	18,2	25,7	21,9	52,6	21,5	58	
	EOu	21,7	8,39	3,44	31,3	5,70	29,6	21,0	30,9	21,0	61,0	19,2	32	
	zus.	21,4	8,68	3,74	31,2	7,17	27,4	19,2	27,6	21,7	55,6	21,0	90	
> 12°	EOo	24,3	7,26	3,36	32,6	7,43	29,2	23,2	31,0	24,3	61,0	23,7	62	
	Hfv	EOu	25,6	7,50	3,76	31,6	4,45	41,1	22,9	37,7	25,0	78,9	25,3	121
	us	ZOo	19,8	7,96	5,50	28,2	6,73	23,1	7,4	76,0	11,4	100	0,0	5
nus	ZOo	14,6	7,08	3,49	21,8	5,57	23,3	15,5	28,9	26,5	51,1	25,2	18	
	PT	25,3	9,71	4,59	40,7	12,12	19,3	20,1	29,6	27,4	52,3	30,3	26	
	Oo	28,3	9,20	5,72	38,0	11,12	29,8	23,7	39,4	25,7	67,5	31,2	64	
Bas us	zus.	27,4	9,39	5,40	38,8	11,41	25,6	23,3	36,6	26,4	61,5	31,2	90	
	nus	PT	20,7	9,75	4,07	36,4	12,80	16,8	14,7	26,1	21,1	42,6	22,9	88
	Oo	21,1	8,88	3,87	34,4	11,55	18,2	15,3	20,5	17,0	40,0	22,8	61	
Ter <sup>1)</sup> us	zus.	20,9	9,36	3,99	35,6	12,30	17,3	14,8	23,8	19,6	41,5	22,8	149	
	EOo	30,5	11,10	6,03	39,9	18,03	56,0	34,4	30,4	33,5	86,2	21,6	77	
	EOo	28,7	11,52				39,6							
W	EOo	21,6	6,94	4,30	27,9	9,60	34,4	22,4	27,9	26,6	60,7	28,5	111	
	EOo	21,5	6,89				32,1							
	nus	EOo	13,7	5,70	4,31	17,7	4,33	41,5	22,8	26,2	19,0	64,4	27,0	55
EOo	13,1	5,47	37,0											
Sdst St	Oo	48,5	17,80	13,30	59,0	18,31	56,1	27,1	29,3	30,5	86,4	20,8	14	
	Ibg	Zr	39,0	26,70	17,60	67,4	15,69	24,1	27,4	45,9	37,0	73,6	33,2	22

<sup>1)</sup> In der unteren Zeile stehen die Ergebnisse der 2. Auswertung

addiert und deren prozentualer Anteil an der Gesamtlänge aller Hänge der Hangklasse berechnet. Dadurch kann man sofort einen Überblick darüber erhalten, welche Hangneigungen in welcher Häufigkeit innerhalb einer Hangklasse auftreten (vgl. Abb. 2).

Zu 2. und 3.: Hier wurden die Werte jeder Hangklasse in die gerade geschilderten Neigungsgruppen eingeteilt.

Daraufhin konnte ich für jede Hangklasse berechnen (vgl. Tab. 1): aus 1. die mittlere Hangneigung  $\bar{x}$  und deren Standardabweichung  $s(\bar{x})$ ; aus 2. die mittlere Hangneigung  $\bar{x}_m$  und deren Standardabweichung  $s(\bar{x}_m)$ <sup>2)</sup>; aus 3. die mittlere maximale Hangneigung  $\bar{x}_M$  und deren Standardabweichung  $s(\bar{x}_M)$  (alle Werte in Grad). Da bei den Hängen der Terrassenakkumulationen die absolute Hanglänge gemessen worden war, konnte ich bei ihnen die Gesamtlänge einer Hangneigung in jeder Hangklasse ermitteln und aus diesen

Werten ebenfalls  $\bar{x}$  und  $s(\bar{x})$  berechnen (siehe 2. Auswertung in Tab. 1). Bei einem Vergleich mit der vorher angewandten Methode konnte so festgestellt werden, welche Abweichungen der statistischen Maßzahlen zu erwarten sind, wenn man die absolute Hanglänge vernachlässigt und nur die Hangform berücksichtigt.

Mit Hilfe des t-Tests (bei Mittelwerten) und der F-Verteilung (bei Standardabweichungen) untersuchte ich nun, ob sich die berechneten Maßzahlen zweier verschiedener Hangklassen signifikant voneinander unterscheiden oder nicht. Die dabei angewandten Formeln stehen unter anderem bei DIXON und MASSEY (1957, S. 124 bzw. S. 107). Um beurteilen zu können, ob die Unterschiede der Hangneigungen in den einzelnen

<sup>2)</sup> Da hier arithmetische Mittel betrachtet werden, muß gelten  $\bar{x} = \bar{x}_m$  und  $s(x) \geq s(\bar{x}_m)$ , da ja die Werte aus 1. wesentlich stärker um den Mittelwert streuen als die aus 2.

**Tabelle 2: Neigungswerte der mittleren Hangprofilinien (alle Angaben in Grad)**

Hang- intervall	Schiefergebirge										
	unterschnitten			Wadi	Hangende $\leq 12^\circ$			$> 12^\circ$	Hfv	us	nus
	EOo	EOu	zus	EOo	EOo	EOu	zus	EOo	EOu	ZOo	ZOu
0—5	17,7	15,7	16,8	17,0	18,7	13,6	16,9	17,4	14,9	13,6	13,9
5—10	19,5	19,9	19,7	19,0	20,9	17,3	19,7	20,2	18,3	15,0	15,6
10—15	21,7	22,9	22,2	20,0	22,4	22,0	22,3	23,2	20,7	15,0	16,4
15—20	24,3	25,1	24,6	22,0	25,4	23,4	24,7	24,8	22,9	16,6	16,1
20—30	25,4	27,0	26,1	25,7	26,4	23,1	25,3	26,5	24,5	16,4	16,1
30—40	27,8	28,2	28,0	26,7	25,6	27,5	26,3	27,5	26,2	18,2	16,9
40—50	29,1	29,1	29,1	29,5	26,8	26,7	26,8	28,3	27,2	18,8	16,7
50—60	29,6	30,2	29,9	29,0	25,8	25,5	25,7	27,9	28,4	19,2	16,7
60—70	30,2	31,0	30,6	27,5	22,5	25,3	23,5	26,0	28,2	19,6	15,8
70—80	30,2	31,6	30,8	26,8	20,0	22,7	21,0	24,3	28,0	22,6	14,2
80—85	30,3	31,6	30,9	26,3	16,2	20,6	17,7	22,6	28,2	24,4	13,1
85—90	30,3	31,6	30,9	23,0	13,6	17,3	14,9	21,9	28,2	26,0	11,9
90—95	32,3	32,5	32,4	22,5	11,4	11,6	11,4	20,4	28,1	27,8	10,3
95—100	32,3	32,5	32,4	21,7	7,5	7,3	7,4	19,6	28,1	27,8	8,6

Hang- intervall	Basalt			Terrassen			Sandstein				
	unterschnitten			nus	us	Wadi	nus	St	Ibg		
	PT	Oo	zus	PT	Oo	zus	Oo	Oo	Oo	Zr	
0—5	16,0	19,9	18,8	13,5	18,0	15,3	25,1	15,6	10,2	37,9	23,2
5—10	21,0	22,4	22,0	18,2	23,0	20,2	25,7	18,2	11,2	37,9	24,1
10—15	23,5	24,9	24,5	21,8	24,2	22,8	26,2	20,3	12,2	37,9	24,6
15—20	25,8	26,2	26,1	24,9	25,2	25,0	27,4	22,1	13,7	43,9	27,7
20—30	28,5	28,0	28,2	26,3	25,8	26,1	28,7	22,5	15,1	47,1	37,5
30—40	28,9	30,2	29,8	25,7	25,7	25,7	30,2	23,3	15,7	50,7	40,9
40—50	26,2	28,7	27,9	25,3	24,8	25,1	31,9	23,2	15,8	51,8	43,2
50—60	26,0	30,0	28,8	24,1	23,4	23,9	30,3	22,7	15,4	45,4	47,5
60—70	24,4	29,1	27,8	22,2	21,6	21,9	32,2	22,8	15,2	47,9	42,5
70—80	25,0	29,8	28,4	19,7	18,7	19,3	32,3	22,1	13,8	55,0	42,3
80—85	25,4	29,4	28,3	17,8	15,8	17,0	32,5	20,2	12,5	53,9	47,5
85—90	25,4	29,4	28,3	14,8	13,8	14,4	32,5	19,3	11,4	53,9	47,1
90—95	27,7	31,3	30,3	11,7	12,1	11,9	32,7	18,2	9,8	53,9	52,7
95—100	27,7	31,3	30,3	9,1	11,3	10,0	32,7	17,5	9,2	53,9	52,5

Neigungsgruppen zweier verschiedener Hangklassen bedeutend sind, wandte ich den  $\chi^2$ -Test an<sup>3)</sup>. (Aus Platzmangel können die einzelnen Ergebnisse leider nicht mitgeteilt werden, bei VILLINGER [1966] stehen sie in Tab. 5—9).

Da diese statistischen Maßzahlen keinen Schluß auf die charakteristische Hangform einer Hangklasse zulassen, versuchte ich für jede Hangklasse eine mittlere Hangprofilinie zu konstruieren. Dies geschah auf folgende Weise: Jeder gemessene Hang wurde in 14 Intervalle zerlegt, und zwar wurden je vier am oberen und unteren Hangende mit jeweils  $1/20$  der Hanglänge abgetragen und sechs im Mittelteil des Hanges mit jeweils  $1/10$  der Hanglänge. In jedem Intervall stellte ich die (mittlere) Neigung fest; ich approximiere also jede Hangprofilinie durch einen sehr speziellen, stets gleichartigen Polygonzug. Dadurch wurde es möglich, für jede Hangklasse die mittlere Hangneigung  $\bar{x}_{IV}$  in allen 14 Hangintervallen zu bestimmen. (Die hierbei berechneten Werte sind in Tabelle 2 festgehalten; vgl. Abb. 1.1—1.18.)

Um feststellen zu können, wie stark im Mittel die einzelnen Hänge von der mittleren Hangprofilinie abweichen können, konstruierte ich für jede Hangklasse

Grenzprofilinien. Die inneren Grenzprofilinien erhielt ich, indem ich zum Mittelwert der Hangneigung eines Intervalls die Hälfte der dazugehörigen Standardabweichung addierte bzw. subtrahierte und dadurch eine obere bzw. untere Grenze der Hangneigung in dem betreffenden Intervall festlegte. Bei fast allen Hangklassen haben mehr als 50% der Hänge eine mittlere Hangneigung, die innerhalb der inneren Grenzprofilinien liegt (bei sechs sind es sogar mehr als 70%). Die Werte der äußeren Grenzprofilinien einer jeden Hangklasse erhielt ich — nach Abstreichen von jeweils 10% der höchsten und 10% der niedrigsten Neigungswerte — für jedes Hangintervall in den Extremwerten der restlichen Neigungswerte. Bei fast allen Hangklassen besitzen mehr als 90% der Hänge eine mittlere Hangneigung, die innerhalb der äußeren Grenzprofilinien liegt.

Mit Hilfe der inneren Grenzprofilinien gelang es mir außerdem, zu definieren, wann die mittleren Hangprofilinien zweier Hangklassen signifikant verschieden sind, und zwar sind sie es dann, wenn die Ungleichung

$$\bar{x}_{IV}^i - \frac{s(\bar{x}_{IV}^i)}{2} > \bar{x}_{IV}^K + \frac{s(\bar{x}_{IV}^K)}{2}$$

erfüllt ist. (Die oberen Indices sollen hier andeuten, daß die aus einander entsprechenden Hangintervallen genommenen Werte verschiedenen Hangklassen an-

<sup>3)</sup> Die angewandte Formel steht z. B. in DIXON und MASSEY 1957, S. 222). Man beachte aber die z. B. bei VILLINGER (1966, S. 44) gemachten wesentlichen Einschränkungen bezüglich des  $\chi^2$ -Tests.

gehören.) Diese Definition ist sinnvoll, da sie für Hangklassen mit mehr als 25 gemessenen Hängen (was nur bei 6 Hangklassen nicht erfüllt ist) größere Intervalle als die Mutungsintervalle ergibt (siehe DIXON und MASSEY 1957, S.79).

Ein wesentliches Charakteristikum der Hangform ist, wo die maximale Hangneigung eines Hanges liegt und wie lang sie ist. Es wurde daher für jede Hangklasse die mittlere Länge der maximalen Hangneigung  $\bar{l}_M$  (in % der Hanglänge), der mittlere Beginn  $\bar{b}_M$  und das mittlere Ende  $\bar{e}_M$  der maximalen Hangneigung in einer Hangklasse berechnet (in % der Hanglänge, die man vom oberen Hangende zurücklegen muß, um an den Beginn bzw. das Ende der maximalen Neigung zu gelangen; Werte siehe Tab. 1). Die Mittelwerte der einzelnen Hangklassen wurden wiederum mittels des t-Tests untereinander verglichen und festgestellt, wann sie sich signifikant voneinander unterscheiden.

Um die Krümmungsverhältnisse einer Hangklasse zu erfassen, versuchte ich die Anzahl der Neigungsmessungen pro Hang einer Hangklasse zu berechnen. Da diese Methode aber keine brauchbaren Ergebnisse brachte, wird sie hier nicht mitgeteilt. Eine andere Methode zur Bestimmung der Krümmungsverhältnisse — etwa im Anschluß an FOURNEAU (1960/61, S. 126) — war nicht möglich, weil bei ihr die absolute Hanglänge bei allen Hängen bekannt sein muß.

### 3. Übersicht über die statistischen Eigenschaften der einzelnen Hangklassen

Einen Überblick über die statistischen Eigenschaften der einzelnen Hangklassen bietet Tabelle 4. Sie ersetzt damit in gewissem Umfang die vielen Tabellen, die man beim paarweisen Vergleich der einzelnen statistischen Maßzahlen der Hangklassen erhält (siehe VILLINGER 1966, Tab. 5—8). Die Werte der statistischen Maßzahlen werden in ihr durch beschreibende Adjektive ausgedrückt. Und da die Angaben nur im Vergleich mit den Werten anderer Hangklassen aussagekräftig sind, genügen hier die relativen Begriffe klein, mittel und groß. Sie umfassen folgende Intervalle der einzelnen statistischen Maßzahlen der Tabelle 1:

**Tab. 3: Festlegung der Intervalle von k = klein, m = mittel und g = groß bei den einzelnen statistischen Maßzahlen.** (Die Bedeutung der übrigen Zeichen ist in Tab. 1 erklärt.)

stat. Maßz.	k	m	g
$\bar{x}$	< 14,6	19,8—25,6	> 27,6
$s(\bar{x})$	< 5,7	6,9—11,1	> 17,8
$s(\bar{x}_m)$	< 4,6	5,4— 6,1	> 13,0
$\bar{x}_M$	< 21,8	27,9—32,6	> 33,8
$s(\bar{x}_M)$	< 4,5	5,5— 9,6	> 11,1
$\bar{l}_M$	< 19,3	23,1—34,4	> 41,1
$\bar{b}_M$	< 39,4	45,9—53,5	> 76,0
$\bar{e}_M$	< 42,6	51,1—73,6	> 78,9

Nach Tabelle 3 erhält man für die einzelnen Hangklassen:

**Tabelle 4: Übersicht über die statistischen Eigenschaften der einzelnen Hangklassen**

Hangklasse		$\bar{x}$	$s(\bar{x})$	$s(\bar{x}_m)$	$\bar{x}_M$	$s(\bar{x}_M)$	$\bar{l}_M$	$\bar{b}_M$	$\bar{e}_M$
Sch-us	EOo	g	m	k	g	m	m	m	g
	EOu	g	m	k	g	k	g	m	g
W	EOo	m	m	k	m	m	m	k	m
	EOu	m	m	k	m	m	m	k	m
< 12°	EOo	m	m	k	m	m	m	k	m
	EOu	m	m	k	m	m	m	k	m
> 12°	EOo	m	m	k	m	m	m	k	m
	EOu	m	m	k	m	k	g	k	g
Hfv	ZOo	m	m	m	m	m	m	g	g
	ZOu	k	m	k	k	m	m	k	m
us	ZOo	k	m	k	k	m	m	k	m
	ZOu	k	m	k	k	m	m	k	m
Bas us	PT	m	m	k	g	g	k	k	m
	Oo	g	m	m	g	g	m	k	m
nus	PT	m	m	k	g	g	k	k	k
	Oo	m	m	k	g	g	k	k	k
Ter us	Oo	g	m	m	g	g	g	k	g
	Oo	m	m	k	m	m	m	k	m
nus	Oo	k	k	k	k	k	g	k	m
	Oo	g	g	g	g	g	g	k	g
Sdst St	Oo	g	g	g	g	g	g	k	g
	Ibg	Zr	g	g	g	g	m	m	m

Leider sind die angegebenen Intervalle nicht scharf genug voneinander getrennt, so daß ein unterschiedliches Symbol nicht in allen Fällen einen signifikanten Unterschied zwischen zwei Hangklassen bedeutet. Doch ist aus Tabelle 4 sofort ersichtlich, in welchen Hangmerkmalen sich zwei verschiedene Hangklassen voraussichtlich unterscheiden. (In einigen wenigen Fällen — vor allem bei g = groß — ist das Intervall so lang, daß sich zwei Hangklassen in einem Merkmal unterscheiden können, obwohl in Tabelle 4 für beide das gleiche Symbol steht.)

Die Herstellung eines solchen groben Überblicks ist für die mittleren Hangprofilinien nicht möglich, so daß bei ihnen die gesamte Vergleichstabelle mitgeteilt wird (siehe Tab. 5). Die Ergebnisse des  $\chi^2$ -Testes werden im folgenden nur in einigen kritischen Fällen herangezogen.

### E Auswertung der Tabellen

#### 1. Betrachtung der statistischen Maßzahlen im Hinblick auf die Eigenschaften der einzelnen Hangklassen

Um zu Regeln zu gelangen, betrachte ich die oben ausgeschiedenen Hangklassen in den Eigenschaften, die zur Hangklassifizierung herangezogen wurden, im Verhältnis zu den statistischen Maßzahlen.

##### a) Gesteinsart

Berücksichtigt man nur die Gesteinsart, so stellt man fest, daß die Hangklassen im Schiefer, Basalt und Sandstein ganz charakteristische Werte für  $s(\bar{x}_M)$  haben, und zwar weist die maximale Neigung der Hänge im Schiefer (kleiner Wert von  $s(\bar{x}_M)$ ) keine große Schwankungen auf, während sie im Bereich der Basalte große, bei den Sandsteinhängen noch gewaltigere Differenzen zeigt.

**Tabelle 5: Paarweiser Vergleich der mittleren Hangprofilinien**

Ein Plus-Zeichen erscheint genau dann, wenn zwei Hangprofilinien aufgrund des angegebenen Kriteriums nicht unterscheidbar sind (s. S. 57)

	Schiefer						Basalt				Terrassen			Sdst					
	us		W		$\leq 12^\circ$		$> 12^\circ$		Hfv	us	nus	us	nus	us	W	nus	St	Ibg	
	EOo	EOu	EOo	EOo	EOu	EOo	EOu	ZOo	ZOo	PT	Oo	PT	Oo	Oo	Oo	Oo	Oo	Zr	
Sch us	EOo	●																	
	EOu	+	●																
W	EOo	—	—	●															
$\leq 12^\circ$	EOo	—	—	—	●														
	EOu	—	—	—	+	●													
$> 12^\circ$	EOo	—	—	+	—	—	●												
Hfv	EOu	+	+	—	—	—	—	●											
us	ZOo	—	—	—	—	—	—	—	●										
nus	ZOo	—	—	—	—	—	—	—	—	●									
Bas us	PT	+	—	—	—	—	—	+	—	—	●								
	Oo	+	+	—	—	—	—	+	—	—	+	●							
nus	PT	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	—	●						
	Oo	—	—	—	+	+	—	—	—	—	—	+	—	●					
Ter us	Oo	+	+	—	—	—	—	+	—	—	+	+	—	—	●				
W	Oo	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	●			
nus	Oo	—	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	●		
Sdst St	Oo	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	●	
Ibg	Zr	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	+	●

Dieser Tatbestand läßt sich dadurch erklären, daß der Schiefer im Vergleich zum Basalt und Sandstein den formenden Agentien gegenüber ein relativ homogenes Gestein ist. Im Basalt treten verschiedene widerständige Lavaschichten auf, wobei die widerständigeren Schichten nicht selten Wandcharakter annehmen. Da diese aber meist recht dünn sind, sind im Basalt die Werte von  $\bar{I}_M$  kürzer als zum Beispiel bei den Terrassen- und Schieferhängen; zwischen letzteren und den Basalthängen ist dieser Unterschied allerdings nicht immer signifikant. Da der Basalt eine größere Widerständigkeit als der Schiefer hat, weisen die Hangklassen in ihm höhere Werte für  $\bar{x}_M$  auf, doch ist dieser Unterschied statistisch nicht einwandfrei nachzuweisen. Die Sandsteinhänge haben nicht nur für  $s(\bar{x}_M)$ , sondern auch für  $\bar{x}$ ,  $s(\bar{x})$ ,  $s(\bar{x}_m)$  und  $x_M$  ganz charakteristische Werte. Als Ursache dafür muß die Tatsache angesehen werden, daß der Sandstein zur Wandbildung neigt, ohne dabei aber einen ganz bestimmten Neigungsgrad auszubilden. Bei den Terrassenhängen konnte für  $s(\bar{x}_M)$  kein einheitlicher Wert festgestellt werden. Das liegt daran, daß die Terrassenakkumulationen ein kohärentes Lockergestein sind und somit  $\bar{x}_M$  und  $s(\bar{x}_M)$  direkt abhängig von der Art des Hangendes, d. h. also von der Formung sind. Bei den Festgesteinen ist ein solcher Zusammenhang nicht nachweisbar.

**b) Gebiet**

Berücksichtigt man ausschließlich das Gebiet, in dem die Hänge liegen, so lassen sich nur Regeln ableiten, die durch die Gesteinseigenart des einzelnen Gebietes erklärt werden müssen.

**c) Art des Hangendes**

Für sämtliche nicht unterschnittenen Hänge gilt, daß sowohl  $\bar{b}_M$  als auch  $\bar{e}_M$  stets an ähnlichen Hangstellen anzutreffen sind:  $\bar{b}_M$  bei rund  $\frac{1}{4}$ ,  $\bar{e}_M$  bei  $\frac{1}{2}$  bzw.  $\frac{2}{3}$  der Hanglänge unterhalb des oberen Hangendes. Das

läßt sich auch bei den im Wadi endenden, nicht direkt unterschnittenen Hängen feststellen. Daraus folgt, daß bei den nicht unterschnittenen Hängen das Gestein nur einen geringen Einfluß auf die Lage der maximalen Hangneigung innerhalb des Hanges hat. Als „normales“ Hangprofil muß daher ein oben konvexer Hang mit anschließender, geradlinig verlaufender maximaler Neigung und mit einem mehr oder weniger konkav auslaufenden Hangfuß angesehen werden. Über die Entstehung solcher Hangprofile ist schon viel geschrieben worden; ich möchte nur auf W. PENCK (1924, S. 109 ff), BIROT (1949, S. 23—38) und BAULIG (1950, S. 125—140) hinweisen.

Die mittleren Hangprofilinien der nicht unterschnittenen Hänge verhalten sich dagegen nicht einheitlich. In ihnen machen sich demnach Eigenschaften bemerkbar, die gesteins- bzw. gebietsbedingt sind. Dagegen haben die unterschnittenen Hänge im Schiefer (Ennerbereich), im Basalt und in den Terrassenakkumulationen ähnliche mittlere Hangprofilinien. Daraus kann geschlossen werden, daß das seitliche Unterschneiden eines Wadis eine ihm eigentümliche mittlere Hangprofilinie hervorruft, die auch in stark unterschiedlichen Gesteinen gleich ausfallen kann. (Unterschnittene Hänge im Sandstein würden jedoch, wie die Begehung der Sandsteingebiete um Zouar ohne weiteres erkennen ließ, bei einer Messung eine wesentlich andere mittlere Hangprofilinie ergeben.)

Erstaunlich ist, daß die Schieferhänge mit verschüttetem Hangfuß eine mittlere Hangprofilinie besitzen, die von der unterschnittener Hänge nicht unterschieden werden kann und die sich (wie die der unterschnittenen Hänge) fast immer signifikant von den mittleren Hangprofilinien aller anderen Hangklassen unterscheiden. Das bedeutet: die Hangklasse Sch-Hfv-EOu besitzt eine mittlere Hangprofilinie, die sich gleich verhält wie die der unterschnittenen Hänge. Da der Hangfuß wahrscheinlich spätestens zu Beginn des Jungpleistozäns

verschüttet worden ist und da am gegenwärtigen Hangfuß im Schiefer nur sehr selten Hangverflachungen beobachtet werden können, muß geschlossen werden, daß in der jüngsten Vergangenheit in diesem Gebiet, wenn überhaupt, dann nur eine geringe, vernachlässigbare Hangformung und nur eine unbedeutende Hangabtragung stattgefunden haben kann.

Betrachtet man bei der maximalen Hangneigung die Abhängigkeit ihrer Länge von ihrer Neigung, so stellt man fest, daß — bei einander entsprechenden Neigungen von über  $27^\circ$  — die mittlere Länge der maximalen Hangneigung bei unterschrittenen Hängen stets wesentlich größer ist als bei nicht unterschrittenen. Daraus kann man folgern, daß das seitliche Unterschneiden eines Wadis einen starken Einfluß auf  $l_M$  ausübt. Nimmt man an, daß die heute nicht unterschrittenen Hänge früher alle einmal unterschritten wurden, dann folgt daraus, daß die maximale Neigung entweder abgenommen hat oder/und daß sie verkürzt worden ist, indem sie in einem Teil des Hanges verflacht wurde, d. h. es kann kein paralleler Hangrückzug im engen Sinn stattgefunden haben.

Allgemein gilt, daß die Länge der maximalen Neigung um so kürzer ist, je größer diese ist. Diese Verknüpfung erfolgt jedoch nicht linear, denn oberhalb eines gewissen Neigungswertes nimmt die Länge der maximalen Neigung sprunghaft ab: bei den nicht unterschrittenen Hängen liegt dieser Wert im Schiefer bei  $37^\circ$ , im Basalt bei  $32^\circ$  und in den Terrassenakkumulationen bei  $29^\circ$ ; bei den unterschrittenen Hängen liegt er etwas höher (Schiefer und Terrassen bei  $40^\circ$ , Basalt bei  $37^\circ$ ; vgl. VILLINGER 1966, S. 98 f).

#### d) Gesteinsart und Gebiet

Betrachtet man die Meßwerte im Hinblick auf die Gesteinsart und das Gebiet, in denen die Hänge ausgebildet sind, dann bemerkt man, daß hierbei nur der Wert von  $s(\bar{x}_M)$  differiert und dies auch nur bei den Schieferhängen: er ist im Ennerbereich des oberen Oudingueur wesentlich größer als am unteren Oudingueur. Die Ursache dafür ist darin zu sehen, daß am unteren Oudingueur kein Hang mit einer maximalen Hangneigung von über  $50^\circ$  gemessen worden ist. Da jedoch anhand der Luftbilder vermutet werden kann, daß auch hier vereinzelt Hänge mit einer Neigung von über  $50^\circ$  auftreten, bin ich der Meinung, daß dieser Unterschied nur zufällig besteht; ein bzw. zwei hier gemessene Hänge mit einer maximalen Neigung von über  $50^\circ$  würden bewirken, daß die Differenz von  $s(\bar{x}_M)$  zwischen beiden Gebieten statistisch nicht mehr signifikant wäre.

#### e) Gesteinsart und Hangende

Im Schiefer, Basalt und in den Terrassenakkumulationen ist bei den unterschrittenen Hängen  $\bar{x}$  wesentlich größer als bei den nicht unterschrittenen; bei den im Wadi endenden, nicht direkt unterschrittenen Hängen, liegt der Wert von  $\bar{x}$  dazwischen. Da von der Art des Hangendes auf die Formung im Hang geschlossen werden kann, bedeutet dies, daß — bei diesen Ge-

steinen — die wesentlich höhere Hangneigung bei den unterschrittenen Hängen auf das Unterschneiden selbst zurückzuführen ist. Diese Erkenntnis ist nicht neu. Erstaunlich ist jedoch, daß bei den untersuchten Festgesteinen die Hangklassen mit unterschrittenen Hängen nicht anhand von  $\bar{x}_M$  statistisch unterscheidbar sind. Das bedeutet also, daß im Schiefer und Basalt die Formung am Hangende den Wert der maximalen Hangneigung nur geringfügig beeinflusst. In den Terrassenakkumulationen, d. h. im Lockergestein, beeinflusst die Formung am Hangfuß die maximale Neigung jedoch entscheidend;  $\bar{x}_M$  unterscheidet sich beim paarweisen Vergleich der hier ausgeschiedenen drei Hangklassen stets signifikant.

Der Beginn und das Ende der maximalen Neigung liegt im Schiefer bei den unterschrittenen Hängen im Mittel wesentlich weiter unten im Hang als bei den nicht unterschrittenen. Daraus folgt unmittelbar, daß das Unterschneiden eines Wadis bewirkt, daß die maximale Hangneigung praktisch ganz in der unteren Hanghälfte liegt, während sie bei den nicht unterschrittenen Hängen weiter oben auftritt. Setzt man voraus, daß die heute nicht unterschrittenen Hänge früher einmal unterschritten wurden, dann zeigt sich auch hierbei, daß kein paralleler Hangrückzug im engen Sinne stattgefunden haben kann.

Bei den Basalthängen ist es ähnlich, auch hier liegen  $b_M$  und  $e_M$  bei den unterschrittenen Hängen wesentlich weiter unten im Hang als bei den nicht unterschrittenen. Es muß jedoch gesagt werden, daß dieser Sachverhalt nur bei den Hängen am oberen Oudingueur statistisch einwandfrei nachgewiesen werden konnte.

Bei den Terrassenakkumulationen liegt  $b_M$  im Gegensatz zu den Festgesteinen in allen Hangklassen ungefähr an derselben Stelle,  $e_M$  dagegen bei den unterschrittenen Hängen wesentlich weiter unten im Hang als bei den beiden anderen Hangklassen. Dies besagt, daß bei den Lockergesteinen nur das Ende der maximalen Hangneigung nachweislich durch die Formung am unteren Hangende bestimmt wird;  $b_M$  ist dagegen — anders als bei den Festgesteinen — von ihr unabhängig.

Zwischen den Terrassen- und Schieferhängen einerseits und den Basalthängen andererseits besteht der auffallende Unterschied, daß bei den ersteren sowohl bei den unterschrittenen als auch bei den nicht unterschrittenen Hängen die Werte für  $e_M$  wesentlich weiter unten im Hang liegen als bei den letzteren. Als Ursache dafür muß die Schichtstruktur der Basalte angesehen werden: da die widerständigen Lavaschichten nicht besonders mächtig sind und meist weit oben im Hang beginnen, findet die maximale Hangneigung selbst bei den unterschrittenen Hängen oft recht weit oben ihr Ende. Auf die gleiche Ursache muß auch die Tatsache zurückgeführt werden, daß  $b_M$  bei den unterschrittenen Schieferhängen wesentlich weiter unten im Hang auftritt als bei den unterschrittenen Basalthängen.

Daß  $b_M$  bei den unterschrittenen Terrassenhängen so weit oben im Hang liegt, kann demgegenüber dadurch erklärt werden, daß in einem kohärenten Locker-

gestein die maximale Hangneigung durch das Unterschneiden eines Wadis leicht bis zum oberen Hangende ausgedehnt wird.

Da das Zusammenspielen der Faktoren, die Beginn und Ende der maximalen Hangneigung festlegen, auch deren Länge bestimmen, kann über diese nichts Genaues ausgesagt werden. Denn statistisch läßt sich die Vermutung, daß in den Terrassen sowohl bei den unterschrittenen als auch bei den nicht unterschrittenen Hängen die längsten, in den Basalten die kürzesten und in den Schiefen dazwischenliegende Werte von  $I_M$  vorkommen, nicht einwandfrei nachweisen.

Ein Vergleich der mittleren Hangprofilinien ergibt, daß die der nicht unterschrittenen Basalthänge ähnlich denen der nicht unterschrittenen Schieferhänge mit einer Neigung von  $12^\circ$  und weniger am Hangende sind. Daraus folgt, daß nicht unterschrittene Basalthänge eine ähnliche Hangprofilinie haben können wie nicht unterschrittene Schieferhänge; was sich auch leicht an vielen gemessenen Einzelbeispielen nachweisen läßt. Gleiches ist auch bei den nicht unterschrittenen Terrassen- und Schieferhängen (Zentralbereich) festzustellen. Aus diesem Sachverhalt ist zu schließen, daß bei den nicht unterschrittenen Hängen in verschiedenen Gesteinen gleiche Hangformen auftreten können. Dies läßt vermuten, daß Faktoren wie Unterschneiden und Klima (?) Formen schaffen können, die den Gesteinsfaktor bei der Hangformung zurücktreten lassen.

Aufgrund von  $I_M$  sind die beiden Hangklassen im Sandstein unterscheidbar. Der entscheidende Grund für diese Differenz ist die unterschiedliche Hangformung: bei der Stufe wird der in ihrem unteren Teil anstehende Schiefer schneller abgetragen als der Sandstein, so daß sich eine hohe, steile Wand erhalten kann, im Becken von Zouar wird dagegen durch die chemische Verwitterung und die Sandkorrosion (Windschliff) nur die inhomogene Struktur des Gesteins herausgearbeitet und daher eine recht kurze maximale Neigung hervorgerufen.

#### f) Gesteinsart, Gebiet und Art des Hangendes

Vergleicht man die mittleren Hangprofilinien von Hangklassen aus verschiedenen Gebieten, jedoch aus gleichem Gestein und mit gleicher Art des Hangendes, so stellt man fest, daß sie sich statistisch nicht voneinander unterscheiden. Nur bei den unterschrittenen, in verschiedenen Gebieten liegenden Schieferhängen konnte beim Vergleich der statistischen Maßzahlen für die Werte von  $s(\bar{x}_M)$  und  $I_M$  ein signifikanter Unterschied festgestellt werden. Trotz dieses Sachverhaltes sind meiner Meinung nach aber die Hangformen der beiden Schieferbereiche als gleich zu betrachten (zu  $s(\bar{x}_M)$  siehe S. 59, zu  $I_M$  siehe S. 61). Da beide Gebiete räumlich nicht weit auseinander liegen, kann ohne weiteres vorausgesetzt werden, daß sie stets unter ähnlichen Formungsbedingungen gestanden haben. Damit ist wahrscheinlich, daß eine bestimmte

Abfolge von Formungsbedingungen charakteristische mittlere Hangeigenschaften bei gewissen Hangklassen schafft.

Diese Aussage wird durch die Verhältnisse in den Basalthängen nicht widerlegt, denn die beträchtlichen Unterschiede bei  $\bar{x}$ ,  $I_M$ ,  $b_M$  und  $\bar{e}_M$  sowie den mittleren Hangprofilinien zwischen den beiden Hangklassen mit unterschrittenen Hängen können durchaus durch differierende Formungsbedingungen veranlaßt sein. Als Ursachen dieser unterschiedlichen Formungsbedingungen kommen in Betracht:

- a) eine verschiedene Höhenlage (Puits Tirenno: 1600 bis 2000 m, oberer Oudingueur: 1200 bis 1600 m;
- b) ein verschiedener Landschaftscharakter (Puits Tirenno: beckenartige Stufenrandbucht, oberer Oudingueur: nur Stufe) und
- c) ein verschiedenes Klima (Puits Tirenno: häufig Frost, episodische Niederschläge; oberer Oudingueur: selten Frost, regelmäßige, geringe Niederschläge).

Zu b): der verschiedene Landschaftscharakter schlägt sich innerhalb der gemessenen Hänge darin nieder, daß um Puits Tirenno nur 23% von ihnen unterschritten werden, während es am oberen Oudingueur 51% sind.

Zu c): die verstärkte Frosttätigkeit im Umkreis von Puits Tirenno kann an den nur dort beobachteten und in einer Höhe von über 1800 m auftretenden, als Frostwirkungen deutbaren Steinterrassetten abgelesen werden.

Daß diese Unterschiede sich nur in der Hangform der unterschrittenen Hänge auswirken, ist durchaus möglich. Möglich ist aber auch, daß die Formunterschiede bei den unterschrittenen Hängen erst durch eine differierende Abfolge von Formungsbedingungen hervorgerufen werden, z. B. durch einen verstärkten klimatischen Unterschied zwischen den beiden Gebieten in der Vorzeit (siehe ROGNON 1963, S. 27 f).

Über all diesen Erörterungen darf jedoch nicht vergessen werden, daß anhand der vorgenommenen Messungen und deren Auswertung statistisch gar nicht eindeutig nachzuweisen ist, daß in den Höhenregionen des Tibesti-Gebirges andere Formen herrschen als in seinen tiefer gelegenen Gebieten. Das bedeutet, daß hier auch nicht nachgewiesen werden kann, daß der in den Höhengebieten beobachtete, stärker auftretende Frost sich in der Hangform bemerkbar macht. Um das Problem der Frostwirkung auf die Hangformung zu klären, müssen noch weitere Untersuchungen durchgeführt werden.

Sofern man auch die Art des Hangendes betrachtet, können anhand von  $\bar{x}$  und  $\bar{x}_M$  Schieferhänge des Zentralbereichs von denen des Enneribereichs unterschieden werden. Daraus kann gefolgert werden, daß die Entfernung von der Haupterosionsbasis die Hangneigungen einer Hangklasse wesentlich beeinflußt. Getan werden kann dies dann, wenn der Zentralbereich Rest einer ehemaligen Verebnungsfläche ist. Daß dies wahrscheinlich der Fall ist, wird durch die Ausbildung der



unterschnittenen Hänge des Zentralbereichs nahegelegt: ihre Hangprofilinie unterscheidet sich aufgrund der flachen mittleren Hangprofilinie der obersten  $\frac{2}{3}$  des Hanges und aufgrund des steileren unteren Hangteiles charakteristisch von allen anderen mittleren Hangprofilinien. Der gleiche Unterschied kommt auch darin zum Ausdruck, daß sich die Werte von  $\bar{b}_M$  und  $\bar{e}_M$  von denen aller anderen Hangklassen signifikant unterscheiden. Die unterschnittenen Hänge im Zentralbereich können damit als Vorstadium der unterschnittenen Hänge im Ennerbereich gedeutet werden. (Ein eindeutiger Beweis für die Existenz einer ehemaligen Verebnungsfläche [z. B. Reste fossiler Böden] konnte nicht gefunden werden, doch ist die Fläche sicher nicht älter als kambrisch; wahrscheinlich ist sie sogar erst im Tertiär ausgebildet worden.)

## 2. Methodische Folgerungen

### a) Bedeutung und Brauchbarkeit der betrachteten Hangmerkmale

Die Berechnung der statistischen Maßzahlen für die einzelnen Hangklassen und ihr paarweiser Vergleich (siehe VILLINGER 1966, Tab. 5—8) ergab, daß  $s(\bar{x})$ ,  $s(\bar{x}_M)$ ,  $s(\bar{I}_M)$  und  $s(\bar{e}_M)$  keine besonders charakteristischen Werte einer Hangklasse sein müssen; denn diese Werte sind bei vielen, verschiedenartigen Hangklassen statistisch nicht signifikant verschieden. Dagegen drücken die Maßzahlen  $\bar{x}$ ,  $\bar{x}_M$ ,  $s(\bar{x}_M)$ ,  $\bar{I}_M$ ,  $\bar{b}_M$  und  $\bar{e}_M$  wesentliche Eigenschaften einer Hangklasse aus. Sie lassen ein regelhaftes Verhalten erkennen und können so zur Kennzeichnung einer Hangklasse herangezogen werden. Allerdings muß in bezug auf  $\bar{b}_M$  und  $\bar{e}_M$  einschränkend gesagt werden,

1. daß sie bei einigen Hangklassen sehr großen Schwankungen unterworfen sind — so daß der Mittelwert keinerlei Aussagekraft besitzt — und

2. daß die Verteilungen, aus denen  $\bar{b}_M$  und  $\bar{e}_M$  berechnet werden, keine Normalverteilungen sind und daher die Anwendbarkeit des t-Tests nicht mehr gesichert ist. (Diese Einschränkungen gelten auch für  $\bar{I}_M$ . Eine weitere wesentliche Einschränkung der Brauchbarkeit von  $\bar{I}_M$  wird unter 2b) behandelt.)

Die in VILLINGER (1966) durchgeführte Untersuchung der Verteilung aller Neigungen, die in einer Hangklasse auftreten, hat gezeigt, daß diese für eine Hangklasse typisch ist. Denn können zwei Hangklassen anhand sämtlicher statistischer Maßzahlen nicht unterschieden werden, dann ergibt auch der Vergleich der Neigungsverteilung mit der  $\chi^2$ -Methode, daß diese nicht wesentlich voneinander abweichen. Dagegen ist die Verteilung der mittleren Hangneigungen in einer Hangklasse kein besonders charakteristischer Wert, denn es ist möglich, daß der Vergleich ihrer Verteilung mit dem  $\chi^2$ -Test einen signifikanten Unterschied zwischen zwei Hangklassen ergibt, obwohl keine der statistischen Maßzahlen und ebensowenig die mittleren Hangprofilinien einen Unterschied auch nur vermuten lassen.

Die Konstruktion von mittleren Hangprofilinien scheint nur dann sinnvoll zu sein, wenn die Werte von  $s(\bar{x}_{jv})$  für die einzelnen Intervalle einer Hangklasse nicht zu groß sind. Dieses Kriterium ist bei den Hangklassen im Sandstein und den unterschnittenen Terrassenhängen nicht erfüllt. Trotzdem meine ich, daß die mittlere Hangprofilinie lediglich bei den Inselbergen im Sandstein nicht konstruiert werden sollte; denn bei den Stufenhängen ist ein einheitliches Hangbild durchaus erkennbar. (Die Werte von  $s(\bar{x}_{jv})$  sind hier in jedem Intervall nur deshalb so groß, weil der Neigungsgrad der Sandsteinwand zwischen  $40$  und  $85^\circ$  schwankt.) Bei den unterschnittenen Terrassenhängen haben fünf Hänge eine außerordentlich hohe mittlere Neigung, so daß hier die Werte von  $s(\bar{x}_{jv})$  im ganzen Hang sehr hoch werden.

Doch darf die Bedeutung der mittleren Hangprofilinie nicht überschätzt werden, denn charakteristische Eigenschaften einer Hangklasse brauchen nur bei einer Minderheit ihrer Hänge aufzutreten, um bei recht verschiedenen Hangklassen eine gleiche mittlere Hangprofilinie hervorrufen zu können (z. B. Sch- $<12^\circ$  und Bas-nus, wo eine Minderheit von 15% der Hänge, nämlich die, die eine Stufe aufweisen, den hohen Wert von  $s(\bar{x}_M)$  hervorrufen).

### b) Gebietsinvarianz der betrachteten Hangmerkmale

Ein Vergleich der Hangklassen anhand von statistischen Maßzahlen ist in der Geomorphologie nur dann sinnvoll, wenn diese gebietsinvariant sind. Der Nachweis, daß die hier verwendeten statistischen Maßzahlen diese Bedingung erfüllen, ist äußerst schwierig. Die durchgeführten Untersuchungen lassen aber vermuten, daß nur  $\bar{I}_M$  keine gebietsinvariante Maßzahl ist; denn beim Vergleich der unterschnittenen Schieferhänge der beiden betrachteten Gebiete ist dieser Wert signifikant verschieden. Daraufhin wäre zu erwarten, daß auch  $s(\bar{x}_M)$  als nicht gebietsinvariante Maßzahl ausgeschieden werden müßte. Dies ist meiner Meinung nach aber nicht notwendig, da der extrem kleine Wert von  $s(\bar{x}_M)$  am unteren Oudingueur nur zufällig bedingt ist (vgl. S. 59).

### c) Vernachlässigung der absoluten Hanglänge

Da bei den Hängen in den Terrassenakkumulationen die absolute Hanglänge gemessen worden war, konnten hier die Werte von  $\bar{x}$  und  $s(\bar{x})$  auf zwei verschiedene Weisen berechnet werden:

1. aufgrund der allgemein angewandten Methode (siehe S. 9 = 1. Auswertung) und

2. indem die absoluten Längen aller in einer Hangklasse auftretenden Hangneigungen bestimmt und dann daraus ebenfalls die Werte von  $\bar{x}$  und  $s(\bar{x})$  ermittelt wurden (= 2. Auswertung).

Ein Vergleich beider Auswertungsmodi erlaubt nun, nachzuprüfen, welche Fehler auftreten können, wenn die absolute Hanglänge vernachlässigt wird und damit kurze und lange Hänge völlig gleich bewertet werden.

Führt man diesen Vergleich durch, so stellt man fest, daß bei den unterschrittenen Terrassenhängen beträchtliche Abweichungen auftreten, nicht jedoch bei den beiden Hangklassen der Terrassenakkumulationen. Dieses Ergebnis kann folgendermaßen erklärt werden: bei den unterschrittenen Terrassenhängen gibt es eine ganze Reihe von Hängen — etwa 24% — mit einer vom oberen bis zum unteren Hangende konstanten Neigung. Diese Hänge sind im Mittel außerdem kürzer und steiler als die übrigen unterschrittenen Terrassenhänge, so daß eine beträchtliche Verschiebung der Prozentanteile innerhalb der einzelnen Neigungsgruppen entsteht und also der große Unterschied von  $\bar{x}$  in den beiden Auswertungsmodi (1,8°!) zustandekommt.

Aus dem gleichen Grund weisen auch die Werte von  $I_M$  bei dieser Hangklasse eine beträchtliche Differenz auf. Bei den beiden anderen Hangklassen der Terrassenakkumulationen sind diese Differenzen vernachlässigbar, denn bei ihnen besitzen nur 2 bzw 4% aller Hänge eine konstante Neigung.

Da nun in allen übrigen Hangklassen (mit Ausnahme der der Sandsteinstufe) nur selten Hänge mit konstanter Neigung auftreten, kann also geschlossen werden, daß man bei Kenntnis der absoluten Hanglänge keine wesentlich anderen Werte für  $\bar{x}$ ,  $s(\bar{x})$  und  $I_M$  erhalten würde.

#### d) Anzahl der zu messenden Hänge in einer Hangklasse

Aufgrund der durchgeführten Auswertung meine ich, daß mindestens 50 Hänge pro Hangklasse gemessen werden sollten, da sonst keine zuverlässigen Werte für  $\bar{x}_M$  und  $s(\bar{x}_M)$  zu erwarten sind. Mehr als 100 Hangmessungen pro Hangklasse sind aber auch nicht sinnvoll, denn die durch die unexakte Meßmethode bedingten Fehler sind zu groß, als daß sie durch eine erhöhte Anzahl von Messungen verkleinert werden könnten. Nur wenn man beim Messen die Genauigkeit steigerte, würde es sich lohnen, eine so große Zahl von Hangmessungen durchzuführen, denn dann wäre es theoretisch möglich, zwei Hangklassen nur aufgrund von  $\bar{x}$ -Werten zu unterscheiden, die um 1,5° und mehr differieren. Mir scheint jedoch — und damit bin ich anderer Meinung als SERET (1963, S.77—82) —, daß ein solcher Unterschied geomorphologisch nicht mehr sinnvoll interpretiert werden kann. Deshalb ist — sofern 50 bis 100 Hänge pro Hangklasse gemessen werden — für geomorphologische Zwecke die hier angewandte (erste) Meßmethode ausreichend.

#### e) Berechnung des Irregularitätsindex $I_r$

TRICART und MUSLIN (1951, S. 180) haben vorgeschlagen, die Fläche  $F_1$  zwischen den beiden Summenkurven von  $\bar{x}_M$  und  $\bar{x}_m$  auszumessen, sie in Beziehung zu der Fläche  $F_2$  zwischen den Koordinaten und der Summenkurve von  $\bar{x}_m$  zu setzen und den Quotienten dieser beiden Flächen, den sie „indice d'irrégularité“ nennen, zu bilden. Sie sind der Meinung, daß die Betrachtung dieses Index fruchtbare Ergebnisse bringen würde.

Berechnet man diesen Index, der durch die Formel

$$I_r = \frac{\bar{x}_M - \bar{x}}{\bar{x}_M} = \frac{F_1}{F_2} \quad (\text{da } \bar{x} = \bar{x}_m)$$

ausgedrückt werden kann, für jede Hangklasse, so erhält man die in Tabelle 6 zusammengestellten Werte.

**Tabelle 6: Werte des Irregularitätsindex  $I_r$**

		us	nus	W	sonst
Sch	EOo	0,20	0,32	0,24	0,25 (>12°)
	EOu	0,17	0,30	—	0,19 (Hfv)
Sch	ZOo	0,30	0,33	—	—
	PT	0,38	0,43	—	—
Bas	Oo	0,26	0,39	—	—
	Oo	0,22	0,23	0,21	—
Ter	Oo	—	—	—	0,18 (St)
Sdst	Oo	—	—	—	0,42 (Ibg)
	Zr	—	—	—	—

Die Tabelle läßt auf den ersten Blick gewisse Regeln erkennen; etwa die, daß bei kleinem Indexwert innerhalb des einzelnen Hanges einer Hangklasse keine großen Unregelmäßigkeiten zu erwarten sind.

Andererseits zeigt sich jedoch, daß dieser Indexwert offensichtlich wesentliche Hangmerkmale verwischt. So sind die drei Hangklassen der Terrassenakkumulationen anhand von  $I_r$  nicht unterscheidbar, doch sind die unterschrittenen Hänge hier weitaus geradliniger als die übrigen. Dieses Beispiel zeigt, daß die Vermutung von TRICART und MUSLIN (1951, S. 180), man würde durch den Wert von  $I_r$  eine gewisse Vorstellung von der Konvexität der Hänge einer Hangklasse erhalten, nicht notwendigerweise zutreffen muß.

## F Ergebnisse

### 1. Vergleich der gemessenen Hangneigungen mit Angaben zur Hangneigung in anderen Trockengebieten

Eine schwierige Aufgabe ist, die von mir gewonnenen Neigungswerte mit denen anderer Beobachter zu vergleichen, da bei den in der Literatur zu findenden Werten nur selten angegeben ist, wie sie gewonnen wurden und für welchen Hangteil sie gelten. Im Hinblick auf letzteres kann jedoch häufig angenommen werden, daß sie für den langen, geraden, meist schuttbedeckten Hangteil gelten. Danach sind — wie die Aufstellung in VILLINGER (1966, S. 113) zeigt — für diesen Hangteil Neigungen zwischen 25 und 35° in ariden Gebieten sehr häufig. Aufgrund der eigenen Messungen kann ich dieses Intervall für die Schiefer-, Basalt- und Terrassenhänge des Tibesti-Gebirges auf 28 bis 32° einengen. Daraus ist zu schließen, daß im heutigen ariden (und auch semi-ariden) Raum Hangneigungen um 30° eine charakteristische Eigenschaft der Landschaft sind. In dieser Neigung ist vermutlich der Winkel erreicht, unter dem bewegter Grobschutt zur Ruhe kommt (SCHEIDEGGER 1961, S. 72).

Die in der Literatur mehrfach aufgestellte Behauptung, die Hangneigung schuttbedeckter Hänge sei von der Größe des Hangschuttes abhängig, kann ich nicht

bestätigen, obwohl auch ich bei den Basalthängen im oberen, meist steileren Teil größere Schuttstücke als im unteren, flacheren Teil beobachten konnte. Denn es ist erstens anzunehmen, daß die Gesteinsbrocken sich im Laufe ihres langsamen Hangabwärtswanderns verkleinern; zweitens kann beobachtet werden, daß die Schuttgröße im Hang abnimmt, ohne daß dies auch bei der Hangneigung der Fall ist und drittens sind bei gleicher Schuttgröße verschiedene Neigungen des Schutthanges feststellbar. Dies muß bedeuten, daß die Neigung eines Schutthanges von anderen Faktoren als von der Schuttgröße bestimmt wird (vgl. MELTON 1965, S. 727 und SCHEIDEGGER 1961, S. 71).

## 2. Der Aufriß der Landschaft im hochariden Raum

COTTON (1947, S. 100, Fig. 37) hat „deduced characteristic profiles of maturity in (A) arid, (B) semi-arid, (C) savana, and (D) hot-humid cycles of erosion“ angegeben, die von GALON (1954, S. 31, Fig 2) ohne Begründung in wesentlichen Punkten abgeändert wurden. Die in dieser Arbeit konstruierten mittleren Hangprofilinien erlauben nun eine Kritik an den Profillinien des ariden Erosionszyklus von COTTON. Danach müssen folgende Korrekturen vorgenommen werden:

- a) die Hangneigung ist selbst dann zu steil, wenn man annimmt, das Profil sei doppelt überhöht;
- b) der untere, fast stets konkave Hangteil der nicht unterschrittenen Hänge ist viel zu kurz und auch der konvexe Teil am oberen Hangende ist in Wirklichkeit etwas länger und
- c) die Darstellung der ariden Landschaft als Tafellandschaft ist eine unzulässige Vereinfachung. (Dieselbe Kritik gilt im verstärkten Maße auch für GALON (1954), da bei dessen Profillinien die Rundungen völlig verschwunden sind!)

Diese Kritik ist allerdings nur dann berechtigt, wenn man voraussetzen kann, daß die untersuchten Hangprofilinien in einem ariden Klima entstanden sind. Aufgrund der Klimageschichte dieses Raumes (vgl. z. B. QUEZEL 1965, S. 45) ist jedoch klar, daß es im Quartär feuchtere Perioden gab, die die Hangform sicherlich beeinflussten. Außerdem weist der Vergleich zwischen Schieferhängen mit verschüttetem Hangfuß und anderen Schieferhängen darauf hin, daß unter den gegenwärtigen Bedingungen keine nennenswerte Hangformung stattfindet. Man kann daher schließen, daß die heute feststellbaren Hangformen in einem anderen, feuchteren Klima als dem heutigen entstanden sind; d. h. also die Kritik an COTTON ist nur dann berechtigt, wenn man den Begriff „arid“ sehr weit faßt. Und das ist meiner Meinung nach notwendig, denn das vorliegende Beobachtungsmaterial zeigt, daß es zumindest in den Festgesteinen keine Hangformen gibt, die nachweislich unter rein hochariden Bedingungen entstanden sind. So kann auch aus BUDEL (1963, S. 273) geschlossen werden, daß es keine typisch hochariden Hangformen gibt. Aufgrund der eigenen Beobachtungen muß dies

jedoch dahingehend eingeschränkt werden, daß in kohärenten Lockergesteinen aus sandigem bzw. tonigem Material derzeit Hangformen entstehen können, die durch den Wind hervorgerufen werden und deren Form durch Niederschläge sicher geändert werden würde. Solche Windformen treten in ehemaligen Seeablagerungen und vulkanischen Verschüttungsmassen auf. Daß sie nur wenige Meter lang sind, mindert ihre klimageomorphologische Bedeutung nicht. Leider sind diese Hangformen von mir nicht eingehender untersucht worden.

## 3. Das Problem der Hangentwicklung

Das Problem, wie sich die Hänge im Laufe der Zeit entwickeln, ist schon oft abgehandelt worden; ich möchte hier nur DAVIS (1924, S. 65, Fig. 25), W. PENCK (1924, S. 98 bzw. 114), BAULIG (1950, S. 139), BYRAN (1940, S. 266), BIROT (1949, S. 41, Fig. 8) und KING (1962, S. 144) anführen.

Ist es nun möglich, aufgrund der durchgeführten Hangneigungsmessungen zu diesen Theorien Stellung zu nehmen? Ich meine, nein, und möchte das folgendermaßen begründen:

Um aufgrund von Hangneigungsmessungen zu Aussagen über die Hangentwicklung zu gelangen, muß man folgende weitgehenden Voraussetzungen schaffen:

1. Man muß wissen, welche Hänge „jünger“ und welche Hänge „älter“ sind und
2. ob und wie sich die Lage des unteren Hangendes im Laufe der Zeit verschoben hat.

Eine wissenschaftlich gesicherte Klassifizierung der Hänge nach ihrem Alter ist aber nicht möglich. Natürlich könnte angenommen werden, daß die vorgenommene Hangklassifizierung auch einer altersmäßigen entspricht; ob dies berechtigt ist, bleibt jedoch ungewiß. Ist man aber von der Richtigkeit dieser Annahme überzeugt, dann müßte man bei den Schieferhängen folgende Hangentwicklungsreihe annehmen:

Sch-Z-nus > Sch-Z-us > Sch-E-us > Sch-E-nus

Daraus würde sich sofort ergeben, daß zumindest über längere Zeiträume hinweg kein paralleler Hangrückzug im engeren Sinne (d. h. vom oberen bis zum unteren Hangende) stattfindet. Zum gleichen Ergebnis gelangt man, wenn man unter analogen Annahmen bei den Basalthängen die Entwicklungsreihe

Bas-us > Bas-nus

und bei den Terrassenhängen die Reihe

Ter-us > Ter-W > Ter-nus

ableitet. An letzteren ist jedoch zu beobachten, daß eine Verlegung des Wadis die angenommene Entwicklungsreihe völlig umgestaltet, beziehungsweise wieder von vorne beginnen läßt. Ähnliche Umorientierungen können daher auch bei den Hängen im Basalt und Schiefer vermutet werden.

Damit werden die Kernprobleme sämtlicher Hangentwicklungstheorien angeschnitten, so 1. das Problem der Anfangsbedingungen und 2. das Problem des Zyklus.

Beide Probleme hängen eng zusammen. Besonders deutlich werden sie, wenn man die in letzter Zeit entworfenen, mathematisch-physikalisch begründeten Modelle der Hangentwicklung betrachtet (vgl. SCHEIDEGGER 1961, S. 81—117; CULLING 1963; YOUNG 1963 und AHNERT 1966). Bisher hat man bei der Deduktion der Hangentwicklung eines Hanges (Hangzyklus) stets gewisse Faktoren (z. B. Klima und Höhe der Erosionsbasis) als konstant vorausgesetzt. Die Erdgeschichte zeigt aber, daß solche Voraussetzungen nicht statthaft sind; denn einerseits haben sich gerade die als konstant angenommenen Faktoren im Quartär nachweislich mehrfach geändert und andererseits sind die Zeiträume, in denen diese Faktoren als konstant betrachtet werden können, viel zu kurz, als daß sich ein vollständiger Hangzyklus entwickeln könnte.

Mit diesen Ausführungen möchte ich nur die Schwierigkeiten andeuten, die einer Interpretation der durchgeführten Hangneigungsmessungen im Sinne der Hangentwicklungstheorien entgegenstehen. Gesichert scheint mir nur die Aussage zu sein, daß in der Regel über längere Zeiträume hinweg kein paralleler Hangrückzug im engen Sinn stattfindet. Die Hangentwicklung ist eben ein sehr komplexer, auf vielerlei Weisen sich vollziehender Vorgang, der mit den bisher angewandten Methoden zumindest in den Festgesteinen noch nicht erfassbar ist (erste Untersuchungen in Lockergesteinen wurden von SCHUMM [1956, S. 622 ff] durchgeführt). Die Folgerungen, die man in bezug auf die Hangentwicklung aus den Hangneigungsmessungen zieht, hängen in so entscheidendem Maße von nicht überprüfbareren Voraussetzungen ab, daß sie in keiner Weise als gesichert betrachtet werden können.

## RÉSUMÉ

Au Tibesti, une extrême aride chaîne de montagne, l'auteur exécuta une grande nombre de mesures de l'inclination des pentes avec une méthode simple. Puis il classa les pentes selon les principes suivantes: la manière des roches des pentes, la région, où les pentes se trouvent et la manière du pied des pentes. Avec l'aide des cotes statistiques — des moyens et des écarts — il essaya à trouver des qualités caractéristiques des pentes d'une classe. De plus, l'auteur

construisit des profils moyens des pentes d'une classe.

Le thème prouve, qu'il y a des interdépendances entre quelques cotes statistiques et les pierres roches et/ou la manière du pied des pentes. Au fond des mesures et des observations l'auteur put conclure, que au Tibesti a lieu au plus une façonnement des pentes négligeable et une dénudation des pentes minimales. C'est pourquoi il lui fut impossible à décider, comment les formes des pentes se développent.

## ZITIERTE LITERATUR

- Ahnert, F. (1966): Zur Rolle der elektronischen Rechenmaschine und des mathematischen Modells in der Geomorphologie. Geogr. Zeitschrift 54, S. 118—133.
- Baulig, H. (1950): Le profil d'équilibre des versants. In Baulig, Henri: Essais de Géomorphologie, Publ. Fac. des Lettres de l'Univ. de Strasbourg 114, S. 125—147; Paris. Zuerst in: Annales de Géographie 39, S. 81—97; 1940.
- Biot, P. (1949): Essai sur quelques problèmes de morphologie générale. Lisbonne.
- Bryan, K. (1940): The retreat of slopes. Annals Ass. Amer. Geogr. 30, S. 254—268.
- Büdel, J. (1963): Klima-Genetische Geomorphologie. Geogr. Rundschau 15, S. 269—285.
- Capot-Rey, R. (1953): Le sahara français. Pays d'Outre-Mer, Quatrième Série: Géographie de l'Union Française. 1: L'Afrique blanche française, Bd. 2. Paris 1953.
- Cotton, C. A. (1947): Climatic accidents in landscape-making. A sequel to "landscape as developed by the process of normal erosion". Christchurch u. a.; 2. Auflage.
- Culling, W. E. H. (1963): Soil creep and the development of hillside slopes. Journal of Geol. 71, S. 127—161.
- Davis, W. M. (1924): Die erklärende Beschreibung der Landformen. Deutsch bearb. v. A. Rühl. Leipzig, Berlin; 2. Auflage
- Dixon, W. und Massey, F. J. (1957): Introduction to statistical analysis. New York, Toronto, London; 2. Auflage.
- Fourneau, R. (1960/61): Contribution à l'étude des versants dans le sud de la Moyenne Belgique et dans le Nord de l'entre Sambre & Meuse. Influence de la nature du Substratum. Annales de la Société Géol. de Belgique 84, S. 123—151.
- Galon, R. (1954): Les principaux paysages morphologiques du monde du point de vue des profils synthétiques qui les caractérisent. (Głowne krajobrazy morfologiczne Swiata w swietle charakteryzujacych je profilow syntetycznych.) Czasopismo Geogr. 25, S. 26—37.
- King, L. C. (1962): The Morphology of the Earth. Edinburgh, London.
- Melton, M. A. (1965): Debris-covered hillslopes of the southern Arizona desert — consideration of their stability and sediment contribution. Journal of Geol. 73, S 715—729.
- Mortensen, H. (1963): Abtragung und Formung. Nachr. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, II. Math.-Phys. Klasse, Göttingen 1963, S. 17—27.
- Obenaus, P. (1967): Beobachtungen zur spätpleistozänen und holozänen Talformung im Nordwest-Tibesti. Berliner Geogr. Abh., Heft 5.
- Penck, W. (1924): Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie. Geogr. Abh., 2. Reihe, Heft 2, Stuttgart.

- Quézel, P.** (1965): La végétation du Sahara. Du Tschad à la Mauritanie. Stuttgart.
- Rognon, M. P.** (1963): Le modélé de haute montagne dans l'Atakor (Sahara central). Bull. Ass. Géogr. France. 311—312, S. 13—28.
- Savigear, R. A. G.** (1956): Technique and Terminology in the Investigation of Slope Forms. Prem. Rapport de la Commission pour l'étude des versants, hsg. v. der Union Géographique Internationale, S. 66—75. Amsterdam.
- Scheidegger, A. E.** (1961): Theoretical Geomorphology. Berlin, Göttingen, Heidelberg.
- Schumm, S. A.** (1956): Evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. Bull. of the Geol. Soc. of Amer. 67, S. 597—646.
- Seret, G.** (1963): Essai de classification des pentes en Famenne. Zeitschrift f. Geom. N. F. 7, S. 71—85.
- Strahler, A. N.** (1950): Equilibrium theory of erosional slopes approached by frequency distribution analysis. Amer. Journal of Sci. 248, S. 673—696 und 800—814.
- Strahler, A. N.** (1956): Quantitativ slope analysis. Bull. of the Geol. Soc. of Amer. 67, S. 571—596.
- Tricart, J. und Muslin, J.** (1951): L'étude statistique des versants. Revue de Géom. dyn. 2, S. 173—182.
- Villinger, H.** (1966): Der Aufriß der Landschaften im hochariden Raum - Probleme, Methoden und Ergebnisse der Hangforschung, dargelegt aufgrund von Untersuchungen im Tibesti-Gebirge. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit im Geom. Lab. der Freien Universität Berlin. Berlin-Dahlem.
- Vincent, P. M.** (1963): Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental et central (Sahara du Tchad). Mém. du Bureau de Recherches Géologiques et Minières 23, Paris.
- Wacrenier, Ph. et collaborateurs** (1958): Notice explicative de la carte géologique provisoire du Borkou — Ennedi — Tibesti au 1 : 1 000 000. Brazzaville (Congo).
- Young, A.** (1963): Deductive models of slope evolution. Nachr. d. Akad. d. Wiss. in Göttingen, II. Math.-Phys. Klasse, Göttingen 1963, S. 45—66.

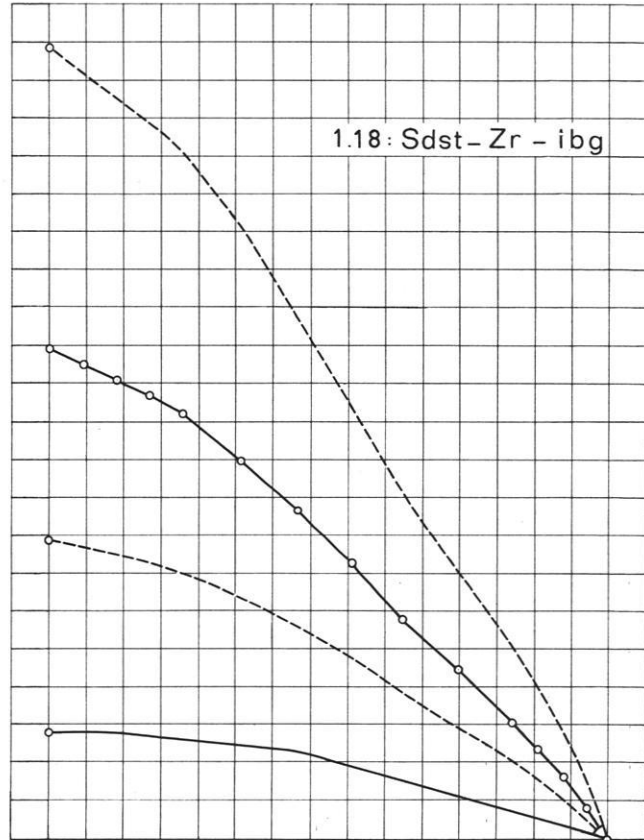
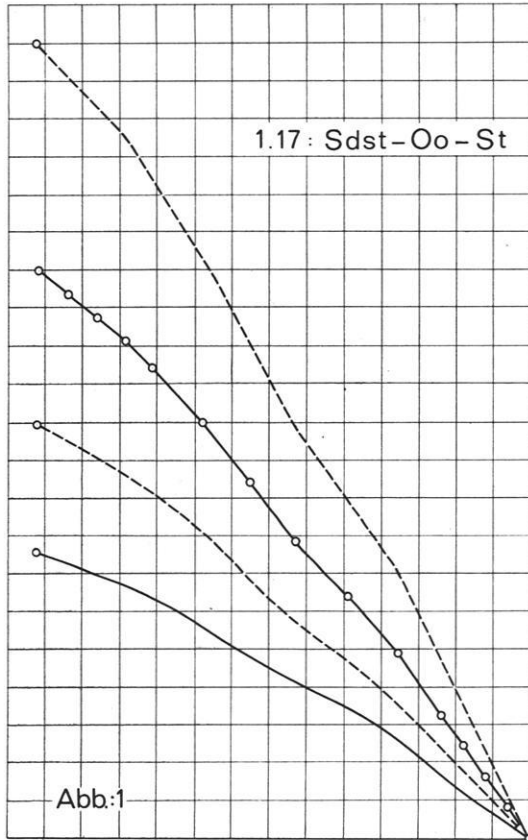


Abb:1

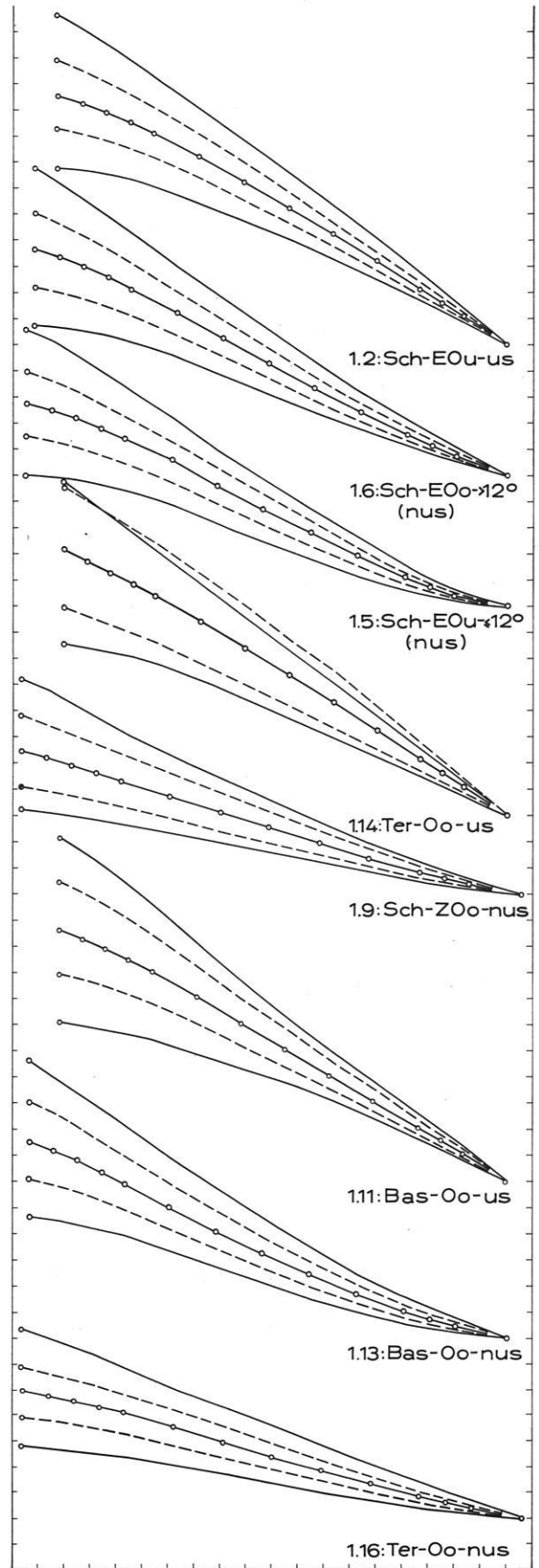
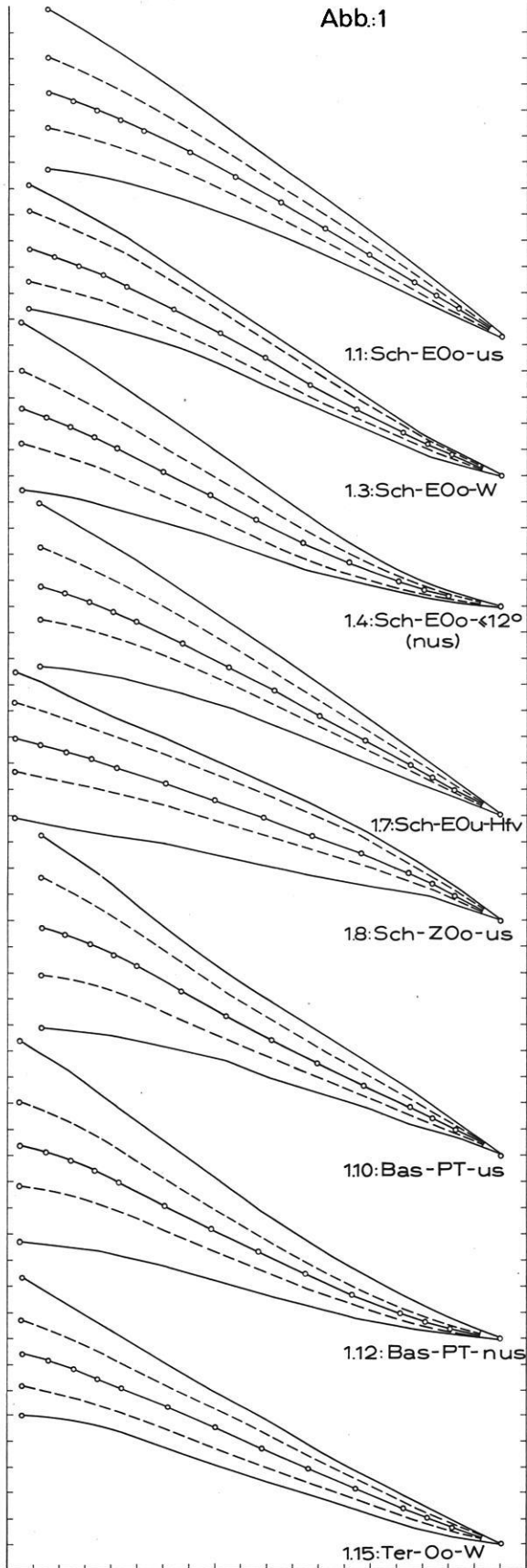
Abb. 1. Hangprofilinien der einzelnen Hangklassen (oben und nächste Seite)

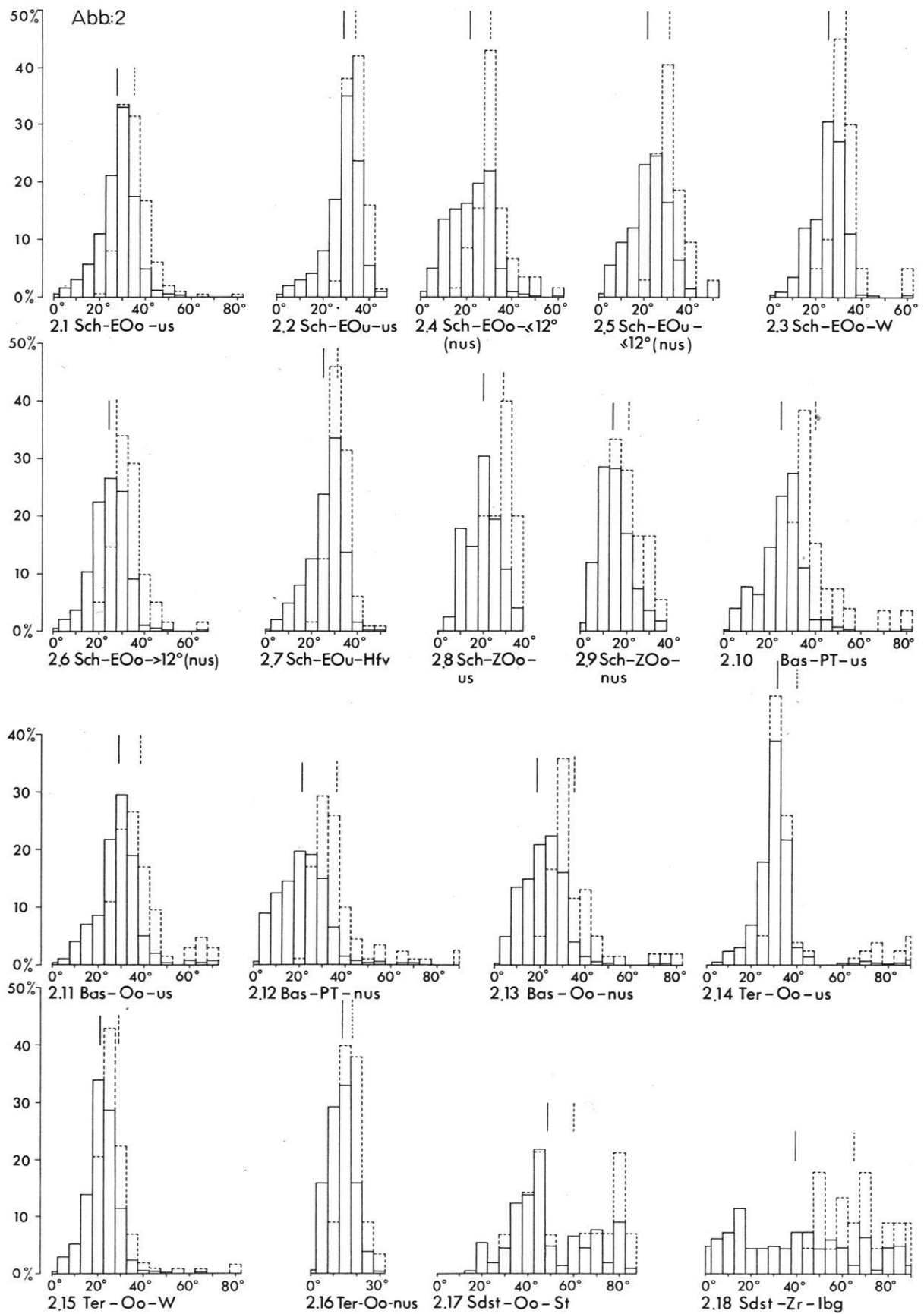
Mittlere Hangprofilinie: —○—○—○—, innere Grenzprofilinie: — — —, äußere Grenzprofilinie: —————

1. 1—1. 9: Hänge im Schiefer; 1. 10—1. 13: Hänge im Basalt; 1. 14—1. 16: Hänge in den Terrassenakkumulationen; 1. 17, 1. 18: Hänge im Sandstein (1. 17: Stufe, 1. 18: Inselberge). 1. 1, 1. 2, 1. 8, 1. 10, 1. 11, 1. 14: unterschrittene 1. 4, 1. 5, 1. 6, 1. 9, 1. 12, 1. 13, 1. 16: nicht unterschrittene Hänge (1. 4, 1. 5: Neigung am Hangende  $\leq 12^\circ$ , 1. 6: Neigung am Hangende  $> 12^\circ$ ); 1. 3, 1. 15: im Wadi endende, nicht direkt unterschrittene Hänge; 1. 7: Hangfuß ist von sandigem Material verschüttet.

1. 1, 1. 3, 1. 4, 1. 6, 1. 14—1. 16: Enneribereich am oberen Oudingueur; 1. 2, 1. 5, 1. 7: Enneribereich am unteren Oudingueur; 1. 8, 1. 9: Zentralbereich am oberen Oudingueur; 1. 11, 1. 13, 1. 17: Gebiet am oberen Oudingueur; 1. 10, 1. 12: Gebiet um Puits Tirenno; 1. 18: Gebiet um Zouar.

Abb:1





**Abb. 2. Prozentualer Anteil einer Neigungsgruppe an der Gesamtlänge der Hänge einer Hangklasse (Berechnungsgrundlage siehe Text S. 53 f; die zu den Ziffern gehörenden Hangklassen stehen bei Abb. 1).**

**Ausgezogene Linie: Verteilung der Hangneigungen in einer Hangklasse; gestrichelte Linie: Verteilung der maximalen Hangneigungen in einer Hangklasse; senkrechter Strich: der dazugehörige Mittelwert.**



## VERZEICHNIS

der bisher erschienenen Aufsätze (A) und Mitteilungen (M) aus der Forschungsstation  
Bardai/Tibesti

ERGENZINGER, P. (1966): Road Log Bardai — Trou au Natron (Tibesti). In South-Central Libya and Northern Chad, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 89—94. Tripoli, 1966. (A)

HAGEDORN, H. (1965): Forschungen des II. Geographischen Instituts der Freien Universität Berlin im Tibesti-Gebirge. Die Erde, 96. Jg. Heft 1, S. 47—48, Berlin 1965. (M)

HAGEDORN, H. (1966): Landforms of the Tibesti Region. In: South-Central Libya and Northern Chad, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 53—58, Tripoli 1966. (A)

HAGEDORN, H. (1966): The Tibu People of the Tibesti Mountains. In: South-Central Libya and Northern Chad, ed. by J. J. WILLIAMS and E. KLITZSCH, Petroleum Exploration Society of Libya, S. 59—64, Tripoli, 1966. (A)

HAGEDORN, H. (1966): Beobachtungen zur Siedlungs- und Wirtschaftsweise der Toubous im Tibesti-Gebirge. Die Erde, 97. Jg. Heft 4, S. 268—288, Berlin, 1966. (A)

HOVERMANN, J. (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise ins Tibesti-Massiv. Die Erde, 94. Jg. Heft 2, S. 126—135, Berlin, 1963. (M)

HOVERMANN, J. (1965): Eine geomorphologische Forschungsstation in Bardai/Tibesti-Gebirge. Zeitschr. f. Geomorph. NF, Bd. 9, S. 131, Berlin, 1965. (M)

SCHOLZ, H. (1966): Beitrag zur Flora des Tibesti-Gebirges (Tschad). Willdenowia, 4/2, S. 183—202, Berlin, 1966. (A)

SCHOLZ, H. (1966): Die Ustilagineen des Tibesti-Gebirges (Tschad). Willdenowia, 4/2, S. 203—204, Berlin, 1966. (A)

SCHOLZ, H. (1966): Quezelia, eine neue Gattung aus der Sahara (Cruziferae, Brassiceae, Vellinae). Willdenowia, 4/2, S. 205—207, Berlin, 1966. (A)

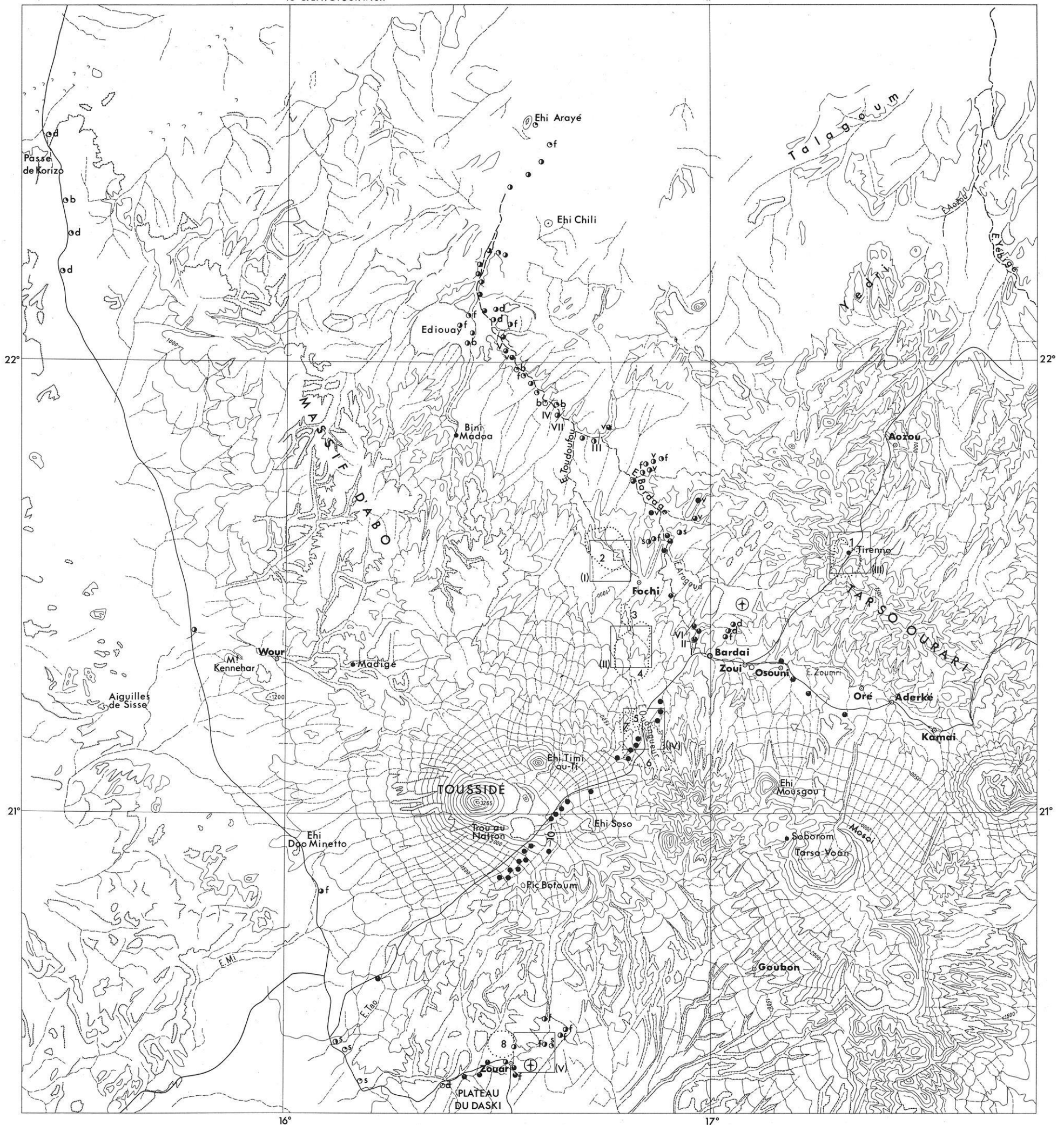
### **Unveröffentlichte bzw. im Druck befindliche Arbeiten:**

HAGEDORN, H.: Quartäre Aufschüttungs- und Abtragungsformen im Bardagué-Zoumri-System (Tibesti-Gebirge). Zusammenfassung eines Referats gehalten auf der DEUQUA-Tagung im August 1966 in Göttingen. Im Druck.

VILLINGER, H. (1966): Der Aufriß der Landschaften im hochariden Raum. — Probleme, Methoden und Ergebnisse der Hangforschung, dargelegt aufgrund von Untersuchungen im Tibesti-Gebirge. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit im Geom. Lab. der Freien Universität Berlin, Berlin-Dahlem.

### **Arbeiten, in denen Untersuchungen aus der Forschungsstation Bardai in größerem Umfang verwandt worden sind:**

PACHUR, H. J. (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. Berliner Geographische Abhandlungen, Heft 4.



0 10 20 30 40 50

Top. Grundlage: Carte de l'Afrique, NF 33  
1:1 000 000 IGN Paris.

Kart.: J. Schulz

○ Lage der Luftbilder mit Nr.  
○ Messbereiche  
(z. Aufs. v. Villinger)

— Piste

□ Lage des Kartenausschnitts (z. Aufs. v. Obenauf)

/ Profile I-VII (z. Aufs. v. Jäkel)

○ Sandanalyse 0,25mm Fraktion  
schwarz = ungeformt, un bearbeitet (z. Aufs. v. Pachur)  
weiss = abgerundet, mattiert

