BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

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

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 12

K. Peter Obenauf

Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemagayesko im nordwestlichen Tibesti

Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges

Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti

6 Abbildungen, 10 Tabellen, 21 Photos, 34 Profile, 1 Längsprofil (7 Teile), 9 Karten.

1971

Im Selbstverlag des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin

BERLINER GEOGRAPHISCHE ABHANDLUNGEN

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

Schriftleitung: Dieter Jäkel

Heft 12

K. Peter Obenauf

Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemagayesko im nordwestlichen Tibesti

Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti

6 Abbildungen, 10 Tabellen, 21 Photos, 34 Profile, 1 Längsprofil (7 Teile), 9 Karten.

1971

Im Selbstverlag des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin

INHALTSVERZEICHNIS

Vorwort 5

A. Arbeitsgebiete und Arbeitsvorhaben 7

1. Die Lage des Arbeitsgebietes und seine Gliederung nach Talabschnitten 7

2. Geologische Verhältnisse 8

3. Das Klima 8

4. Böden und Vegetation 10

5. Geomorphologischer Überblick 10

6. Feldarbeit und Auswertung 10

B. Talformung und Formung in den Tälern: Der Sedimentationszyklus eines ariden Gebietes. Entwickelt am Beispiel der Ober- und der Niederterrasse: 11

1. Jungpleistozäne und rezente Talformen und -sedimente 11

a) Flächenhafte Formen im Tallängs- und -querprofil 11

b) Die Sedimente der Talsohle 12

c) Die Formen der Talsohle 14

d) Die Talsohlensedimente im Längsprofil 15

e) Sedimente an den Talhängen 15

2. Die Terrassen und ihre Genese 16

a) Formungsphasen und Formungszeiten 16

b) Der Sedimentationszyklus 19

c) Formungszonen und ihre Verlagerung 20

d) Das Terrassenmodell 21

C. Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nemagayesko 24

1. Das Enneri Gonoa 24

2. Das Enneri Toudoufou 28

3. Das Enneri Oudingueur 29

a) Das Enneri Oudingueur im Bereich äolischer Formung und von Sandschwemmebenen (Unterer Oudingueur) 29

b) Das Enneri Oudingueur im Bereich fluvialer Formung des Schiefergebirges (Mittlerer Oudingueur). 35

c) Das Enneri Oudingueur im Bereich der Fußflächen (Oberer Oudingueur I) 36

d) Das Enneri Oudingueur südlich der Sandsteinstufe (Oberer Oudingueur II) 40

4. Der Tarso Toussidé und das Enneri Nemagayesko 42

D. Die Formungsphasen in den Tälern 46

1. Die jüngeren Terrassen 46

a) Die Gegenwart 46

b) Die Niederterrasse 46

c) Die Mittelterrasse 46

d) Die Oberterrasse 47

2. Die älteren Terrassen und der Vulkanismus 47

a) Die Hochterrasse 47

b) Der Ignimbrit (SC III b). 49

c) Die Basissedimente der Hochterrasse und des Ignimbrites 50

d) Älteste Formen und Sedimente 52

E. Die örtliche Abfolge der Formungsphasen 53

F. Talformung und Formung in den Tälern im nordwestlichen Tibesti und ihre Stellung im Quartär der Sahara 54

1. Terrassen und Sedimentationszyklen 54

2. Das Klima der Pluviale 57

3. Die Sedimentationszyklen des Arbeitsgebietes in der relativen Chronologie des Quartärs der Sahara. 62

Zusammenfassung — Summary 64

Literaturverzeichnis 65

Anhang 68

Bildanhang 68

Erläuterung zur geomorphologischen Karte und zu den Profilen 69

VORWORT

Diese Arbeit wertet Geländeuntersuchungen aus, die ich im Herbst und Winter 1964/65 an der Außenstation des Geomorphologischen Laboratoriums der Freien Universität Berlin in Bardai (République du Tchad, Préfecture Borkou-Ennedi-Tibesti) vorgenommen habe.

Sie erfolgten in Abschnitten von jeweils sieben bis zehn Tagen, in denen zwei oder drei Mitglieder der Gruppe in einem festen (Zelt) oder beweglichen (Unimog) Lager hinausgingen.

Ebensowenig wie die Aufnahme der Beobachtungen im Gelände habe ich ihre Auswertung in Berlin als isolierte Arbeit betrachtet. Diskussionen unter den Teilnehmern der Reise und im Geographischen Institut ergänzten Beobachtungen und revidierten Schlüsse. Ich danke allen, die meine Arbeit auf diese und andere Weise gefördert haben, insbesondere Herrn Professor Dr. J. Hövermann für die Anregung und Betreuung der Dissertation.

A ARBEITSGEBIET UND ARBEITSVORHABEN

1. Die Lage des Arbeitsgebietes und seine Gliederung nach Talabschnitten

Lage, Aufbau und Formen des Tibestigebirges beschreiben DALLONI, M. (1934), GROVE, A. T (1960), HÖVERMANN, J. (1963) und HAGEDORN, H. (1966 a). Mein Arbeitsgebiet umfaßt einen Ausschnitt aus seinem nordwestlichen Teil.

Es liegt westlich von Bardai, in Luftlinie höchstens 65 km von dieser Oase entfernt (Karte 1). Folgt man von ihr aus dem Enneri Bardagué* talab, so quert man nach 5 km bei Boudi eine Sandsteinstufe in einer Engtalstrecke und tritt in ein kuppiges, 600—1200 m hoch gelegenes Gebirge aus Ton- und Kieselschiefern ein.

Etwa 70 Autokilometer nordwestlich von hier nimmt das Enneri Bardagué den Namen Enneri Arayé an. An dieser Stelle erreicht von Süden her sein größtes Seitental die Talung, das Enneri Toudoufou.

Dieses ist zwar das größte, aber nicht das erste von den südlichen Seitentälern. Von den übrigen will ich nur das Enneri Gonoa erwähnen, das 15 km unterhalb Bardais in den Bardagué mündet. Dieses Nebental habe ich auf 25 km Länge bearbeitet.

Das Enneri Toudoufou habe ich 16 km aufwärts kartiert. Von dort an folgte ich seinem bedeutendsten östlichen Seitental, dem Enneri Oudingueur. Dieses ist besonders gut zugänglich: Die untersten 32 km seiner Talstrecke verlaufen dem Bardagué mehr oder weniger parallel und sind auch von ihrem oberen Ende, 30 km von Bardai den Bardagué abwärts, über einen niedrigen, befahrbaren Paß zu erreichen (Enneri Sourkidé). In dieser Gegend liegt im Oudingueur der Ort Fochi. Das Enneri biegt hier nach Süden ab, es kreuzt nach weiteren 39 km Talstrecke flußauf an der Sandsteinstufe die Straße Bardai—Zouar, dort ungefähr 33 Straßenkilometer von Bardai entfernt. Die Sandsteinstufe ist die Fortsetzung der bei Boudi gelegenen. Der Oudingueur ist in diesem Gebiet nicht mehr befahrbar. Er behält vorerst die nord-südliche Richtung bei, quert die Sandsteinstufe und beschreibt einen weiten Bogen nach Osten. Nach 18 km Talstrecke entsteht er aus mehreren Ästen, von denen sich keiner mehr als Haupttal heraushebt. Der südlichste führt zum Ehi Soso hinauf, ich folgte dem nördlichsten, dem Enneri Nemagayesko, der nach 21 km Talstrecke mit steilem Gefälle auf dem Tarso Toussidé die Straße Bardai—Zouar quert, hier 64 Autokilometer von Bardai entfernt. Nach weiteren 5 km beginnt das Enneri am Doon Kinimi, dem „Kleinen Trou".

Die Verbindung der Täler des Toudoufou und des Bardagué liegt etwa 815 m hoch, die Mündung des Oudingueur in den Toudoufou bei ungefähr 850 m. Im Ort Fochi befindet man sich 920 m über dem Meeresspiegel, an der Sandsteinstufe 1210 m hoch, an der großen Ennerigabel 1530 m, um schließlich auf dem Randwall des Kleinen Trou in 2570 m Höhe zu stehen.

Die Täler lassen sich nach ihren Formen in Talabschnitte unterteilen. Benennt man sie nach ihrem Auftreten im Enneri Oudingueur, das ihre Abfolge am vollständigsten zeigt, mit „Ober-", „Mittel-" und „Unterlauf", so lassen sich die Täler folgendermaßen aufschlüsseln:

1. Unterlauf: Lange, breitsohlige Talstrecken, deren auffallend gerader Verlauf an tektonische Linien gebunden ist. Mit ihnen wechseln kurze Engtalstrecken quer dazu. Dieser Bereich unter etwa 1000 m Meereshöhe ist gleichzeitig das Gebiet der Windformung auf den Höhen und der Sandschwemmebenen in den Seitentälern. — Zu ihnen zählen: Das Enneri Toudoufou, das Enneri Oudingueur von einem Punkt 7 km südlich der Fochi-Siedlung talab und die letzten 4 km des Enneri Gonoa vor seiner Mündung in den Bardagué.

2. Mittellauf: Er umfaßt Engtalstrecken im Schiefergebirge, etwa 1000 bis 1100 m hoch. Die Talhänge erscheinen patiniert, nur selten wird ein frischer Einriß sichtbar. Die Formung scheint auf fluviale Tätigkeit in der Talsohle beschränkt zu sein. — Zu ihm sind ein Talabschnitt des Oudingueur und das Enneri Gonoa unterhalb der Granitcuvette zu rechnen.

3. Oberlauf: Der Oberlauf läßt sich noch einmal in zwei Abschnitte untergliedern:

a) Der Oberlauf im Bereich der Fußfläche der Sandsteinstufe (1200 m). — Zu ihm gehören eine Teilstrecke des Enneri Oudingueur und der Rest des von mir bearbeiteten Abschnittes des Enneri Gonoa. Dieser führt teilweise durch eine Granitintrusion. Hier bestimmt noch einmal Sand das Bild. Die Abtragung des Granites eilt derjenigen des Schiefers voraus. Dadurch entstehen Ausraumgebiete, wie sie typisch in den Cuvetten des unteren Bardagué vorkommen. Am Enneri Gonoa wird eine ähnliche Form dadurch verdeckt, daß die in den Tälern herabkommenden Ignimbritströme sich in dieser Vertiefung zu einer Decke zusammenschließen.

b) Der Oberlauf zwischen der Sandsteinstufe und dem Fuß des Tarso Toussidé (1550 m). — In dieser Form erscheint der oberste Teilabschnitt des Enneri Oudingueur.

Der Oberlauf ist durch Klammstrecken im Ignimbrit gekennzeichnet. In etwa 1200 m Höhe greift im Oudingueur zum ersten Mal eine harte Schwelle in der Talsohle durch, dann wieder in der Sandsteinstufe in 1280 m Höhe. Südlich von ihr zeichnen sich die Klammsteilstrecken zusätzlich durch einen Verbau mit groben Blöcken aus.

4. Täler auf dem Tarso Toussidé: Auch sie treten in zwei Formen auf:

a) Auf den Flanken und

b) auf dem Scheitel des Schildvulkanes.

---

* Die Schreibweise der Eigennamen liegt nicht fest. Ich folge der in den Karten auftretenden Form, in den übrigen Fällen möglichst eng dem Lautstand der Tubu in französischer Schreibung.

Beide Formbereiche findet man im Enneri Nemagayesko. Auf den Flanken des Schildes, zwischen 1530 m und 2400 m, zeigt es Engtalstrecken mit bloßer Felssohle, die man als Gebiete heutiger Erosion werten kann; auf dem Tarso, in mehr als 2400 m Höhe, läuft das Tal bei geringerem Gefälle durch Bimssteinlapilli. Hier wird seine Sohle wieder breiter und sandig.

2. Geologische Verhältnisse

Einen Überblick über die Geologie des Tibestigebirges bieten WACRENIER, P. H. (1958), VINCENT, P. M. (1963) und KLITZSCH, E. (1966).

Im engeren Arbeitsgebiet sind die ältesten Gesteine Schiefer des Tibestien II (Algonkium). VINCENT beschreibt ihr Auftreten als eine monotone Abfolge dünner Kieselschieferbänke, in denen Serizit- 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 Granitintrusionen unterschiedlicher Größe ein. Es wird in zwei Hauptrichtungen von Verwerfungen durchzogen, die kräftigsten verlaufen im Schichtstreichen, die nächstintensiven fast senkrecht dazu. Sie bestimmen weitgehend den Grundriß des Talnetzes, während die vielen kleinen Verlagerungen quer zu ihnen nur in der feineren Formgestaltung wirksam werden. Die Schieferbänke treten unbedeckt aus, die Abtragung hat ihre härtesten Lagen herausgearbeitet. Hangschutt ist nur spärlich vorhanden.

Das Alter des Sandsteines ist umstritten. Man hält ihn für kambroordovizisch (KLITZSCH, E.) oder für nubischen Sandstein (französische Geologen). VINCENT, P. M. (1963) beschreibt ihn als grobkörnigen kontinentalen Sandstein, dem gut gerundete Kiesel einzeln oder in ganzen Bänken eingelagert sind. Die Sandsteinbänke sind dünn und an der Basis gut geschichtet, Kreuzschichtung ist häufig, es bilden sich Fliesen und Bänke. Die Farbe ist gelblich, rosa oder rötlich, braunschwarze eisenhaltige Horizonte sind nicht selten.

Die Oberfläche des Schiefergebirges steigt unter dem Tarso Toussidé noch an, sie erreicht am Pic Botoum mit 1800 bis 2000 m ihre größte Höhe. Der Sandstein in der Stufe (1200 m) am Nordrand des Tarso fällt gegen ihn ein. Sandsteinschollen findet man in Richtung auf den Tarso Toussidé in verschiedener Lagerung bis über 1500 m Höhe: Der Ablagerung des Sandsteines folgte eine Hebung. VINCENT engt ihre Zeitstellung auf postkretazisch und prälutétien ein.

Die Bewegung war beendet, als der älteste basische Vulkanismus begann, SN 1 in der Terminologie VINCENTs. (Dies Feststellung gilt für das engere Arbeitsgebiet. In ihm gibt es auch Bewegungen in Zusammenhang mit dem jüngeren Vulkanismus, die sich aber von ihr trennen lassen.) Die in ihm enthaltenen harten Basaltlaven wurden später von der Erosion zu Stufen in den Hängen herausgebildet. Der SN 1 ist hauptsächlich in das Alttertiär zu stellen, seine Förderung reicht bis in das mittlere Tertiär hinauf.

Sehr jung (Quartär) ist ein saurer Ignimbrit (SC III b), am weitesten verbreitet als „ignimbrite tufacée", auch „sillar" genannt. VINCENT, P. M. (1963) beschreibt ihn (S. 121 ff.):

„Ein helles Gestein, beige, hellgrau, malvenfarbig, violett ... Es fühlt sich wie Bimsstein an, seine Dichte ist gering, aber größer als diejenige eines gewöhnlichen Bimssteines ... Das Gestein ist weich, bricht aber mit harter Kante. Der Mineralbestand ist mit bloßem Auge nicht erkennbar. Eingeschaltet sind Bimssteine ... Die vertikale Absonderung ist immer gut ausgeprägt und greift in mehreren Metern mächtigen Säulen durch die ganze Lage ... Der Einsturz der Säulen führt zu senkrechten Wänden ... Die Abtragung wird häufig durch eine dünne, unverfestigte Tufflage an der Basis erleichtert ... Mikroskopisch besteht das Gestein aus einer Ansammlung glasiger Splitter unterschiedlicher Form, abgeplattet und in pseudofluidaler Struktur verkittet oder einfach ungeordnet angehäuft." Die Patina des Gesteines ist ockerfarben, orange oder chamois.

Auf dem Tarso Toussidé wird es an vielen Stellen von einer ihm chemisch gleichen, aber klastisch geförderten Schicht von Bimssteinlapilli bedeckt.

3. Das Klima

Das Klima des Tibesti ist erst wenig bekannt. Die vorliegenden, zeitlich und räumlich getrennten kurzen Meßreihen sind weitgehend durch HECKENDORFF, W. D. (1969) ausgewertet worden.

Er errechnete folgende Temperaturmittel (° C):

Tabelle 1

Monat	Bardai (1020 m; 1967/68)	Trou au Natron (2515 m; 1967/68)
1	13,3	8
2	16,4	9
3	19,7	12
4	26,8	15
5	28,3	17
6	30,6	18
7	30,9	17
8	28,5	17
9	29,9	16
10	25,5	13
11	19,2	11
12	13,8	10
Jahr	23,5	13,6

Im Bardai kommen im (dreijährigen) Mittel jährlich 22 Frosttage, am Trou au Natron (gleiche Periode) dagegen nur 5 Frosttage vor. Der hohe Wert für Bardai ist auf die Lage des Ortes in einem Becken zurückzuführen, in dem sich Kaltluftseen bilden.

Für die Niederschläge erhielt HECKENDORFF, W. D. (1969) folgende Werte (mm):

Tabelle 2

Monat	Bardai (Nord-Tibesti, 1957—1968, Serv. météorol. du Tchad)	Trou au Natron (Hochfläche Jan. 1966 bis Juli 1968)	Zouar (Süd-Tibesti, 700 m; 1946—48, 1950—58, n. DUBIEF 1947)
1	0,7	—	0,2
2	0,2	—	0,0
3	0,6	19,6	0,0
4	0,4	2,0	0,8
5	5,7	43,9	5,1
6	0,8	5,4	1,3
7	2,2	4,0	17,1
8	0,1	4,1	22,0
9	0,2	10,6	1,4
10	0,0	—	0,4
11	0,0	—	1,4
12	0,7	—	0,0
Jahr	11,9	126,8	49,7

Da die Niederschläge episodisch fallen, geben diese Zahlen nur einen Überblick über ihre Größenordnung.

Die Tubu haben vier Bezeichnungen für Jahreszeiten (CHAPELLE, J., 1957):

Borro (März—Mai): Heiß und trocken.

Sigeni (Juni—September): Regenzeit

Ebere (September—Mitte November): Heiß und trocken.

Domoso (Mitte November—Februar): Kühl und nachtkalt.

Für das meteorologische Jahr 1965 habe ich nach der nordhemisphärischen Bodenwetterkarte (für 12 h GMT) des Institutes für Meteorologie und Geophysik der Freien Universität Berlin die dort auf Grund von Meldungen der Stationen Sebha, Kufra, Bilma und Faya-Largeau analysierten Durchgänge der (außertropischen) Kaltfronten und der ITC im Tibesti ausgezählt (Warmfronten sind selten, da die Luftmasse cTs wärmer ist als alle außertropischen Luftmassen. Sie kommen nur dann vor, wenn sich nach einem Kaltlufteinbruch die autochthone Luftmasse wieder durchsetzt). Tabelle 3 enthält das Ergebnis.

Tabelle 3

Außersaharische Luftmassen im Tibesti

```
                    Dezember 1964
1 . . . . . . . . 10 . . . . . . . . . 20 . . . . . . . . . 30 .
    x  x  x                                x
                    Januar 1965
1 . . . . . . . . 10 . . . . . . . . . 20 . . . . . . . . . 30 .
  x        x              x        x      x
                    Februar 1965
1 . . . . . . . . 10 . . . . . . . . . 20 . . . . . . . . 28
    x  x    x   x                          x x
                    März 1965
1 . . . . . . . . 10 . . . . . . . . . 20 . . . . . . . . . 30 .
x x          x       x              x       x       x
                    April 1965
1 . . . . . . . . 10 . . . . . . . . . 20 . . . . . . . . . 30
    x       x              x                    x
                    Mai 1965
1 . . . . . . . . 10 . . . . . . . . . 20 . . . . . . . . . 30 .
      x     x         x                                    x
                    Juni 1965
1 . . . . . . . . 10 . . . . . . . . . 20 . . . . . . . . . 30
            y  y  y y y y y  y      y
                    Juli 1965
1 . . . . . . . . 10 . . . . . . . . . 20 . . . . . . . . . 30 .
                  x              x                          y
                    August 1965
1 . . . . . . . . 10 . . . . . . . . . 20 . . . . . . . . . 30 .
          y y y y y                                      x x
                    September 1965
1 . . . . . . . . 10 . . . . . . . . . 20 . . . . . . . . . 30
                    Oktober 1965
1 . . . . . . . . 10 . . . . . . . . . 20 . . . . . . . . . 30 .
                              x
                    November 1965
1 . . . . . . . . 10 . . . . . . . . . 20 . . . . . . . . . 30
                                            x
```

x = Kaltfront y = ITC

Zuerst fällt auf, daß während „Ebere" kaum ein Frontdurchgang zu verzeichnen ist. Von Anfang Dezember bis Mitte Mai liegt die Zeit der Kaltfronten, von Anfang Juni bis Mitte August wird das Wettergeschehen durch die ITC beherrscht.

Die Tabelle enthält alle Zufälligkeiten dieses meteorologischen Jahres. Sie kann nur zur ersten Orientierung dienen.

Aus den in ihr enthaltenen drei Jahreszeiten werden dadurch die vier der Tubu, daß die Kaltfronten mit steigendem Sonnenstand im März zunehmend wetterunwirksam werden. Dagegen macht die sich verringernde Einstrahlung im Herbst solange im Wettergeschehen nicht bemerkbar, wie die Sahara durch hohen Druck über dem Mittelmeer gegen Kaltlufteinbrüche geschützt ist.

Diese Einteilung läßt sich durch die Angaben von WEIS, H. (1956), der Aufzeichnungen in Zouar eingesehen hat, und durch meine Eindrücke soweit inhaltlich füllen, daß man ein mittleres Jahr im Tibesti witterungsklimatologisch etwa folgendermaßen beschreiben kann:

Domoso: Vorherrschend Nordostwind. Die Kaltfronten können zu empfindlichen Temperaturstürzen führen. Mit sich bringen sie Wolkenfelder, die einen oder auch mehrere trübe Tage verursachen und in Hochlagen gelegentlich Niederschlag bringen. Klart es nach dem Durchgang einer Front auf, so ist in höheren Lagen in der folgenden Nacht mit Frost zu rechnen. Bodenfröste sind häufig. Im Gebirgsvorland treten oft Sandstürme auf, besonders dann, wenn eine Kaltfront aus dem Norden auf einen plötzlichen ITC-Vorstoß bis 10° N trifft (CAPOT-REY, R. [1957], S. 54).

Borro: Im März und April herrscht noch durchgehend NE-Wind, der im Mai mit den ersten Vorstößen der ITC nach Kanem und Wadai gelegentlich auf S dreht. Die außertropischen Fronten haben ihre Wetterwirksamkeit verloren, mit ihnen ist nur noch schwache Bewölkung verbunden. Die Einstrahlung nimmt rasch zu, die heißeste Zeit des Jahres tritt ein.

Sigeni: Mit Annäherung der ITC dreht der Wind auf SE, S und SW, doch setzt sich der Nordostwind immer wieder durch. Der Hauptniederschlag fällt, die Hochregionen erhalten jedes Jahr Regen, wenn auch örtlich in sehr unterschiedlichen Mengen. Die Bewölkung dämpft die Tagesmaxima, doch bleiben dadurch auch die Nächte warm.

Ebere: Der NE-Wind herrscht wieder, die Tagesschwankung der Temperatur nimmt zu. Bei abnehmender Einstrahlung erreichen die Temperaturen nicht mehr den Wert des Frühjahres. Die Witterung ist über längere Zeitabschnitte ausgesprochen lokalklimatisch-hochkontinental bestimmt.

4. Böden und Vegetation

Bodenkundliche Untersuchungen aus dem Tibesti sind mir nicht bekannt, zu diesem Thema muß man sich mit einigen Bemerkungen in geologischen Aufsätzen begnügen.

Rezente Lockersedimente sind als Dünensand, Talsand und Ton, als Kies und Schotter vertreten. In grundwassernahen Talsohlen blüht Salz in sie aus. Umlagerungen nach ihrer Ablagerung haben nicht stattgefunden, jedenfalls keine mit bloßem Auge sichtbaren. Doch wachsen Pflanzen auf ihnen.

Damit lassen sich die rezenten Lockersedimente als Böden bezeichnen, im engeren Sinne als Rohböden. Böden mit deutlich entwickelten Horizonten habe ich nur fossil in Terrassen gesehen.

In seiner Vegetation ist das Tibesti besser erforscht als in jeder anderen Hinsicht (Literaturangaben bei QUEZEL, P. M. [1965] und SCHOLZ, H. [1967]).

Flächenhaft dauernd grüne Vegetation kommt nur dort vor, wo auch Wasser flächig zur Verfügung steht: Auf den Tarsos und auf dem SW-Abhang des Tibesti, wo es hinreichend regnet, und in den Endpfannen, wo das Grundwasser sich ausbreitet. Zwischen diesen beiden Bereichen wächst sie streifenhaft auf grundwasserführenden Talsohlensedimenten. Alle übrigen Gebiete sind fast völlig pflanzenfrei.

Physiognomisch lassen sich ganz grob drei Bereiche unterscheiden:

Sandige Talsohlen: Tamarisken, die bei nahem Grundwasser als Galeriewald, sonst in kleinen Gruppen, flußabwärts häufig auch auf mehreren Metern hohen, aus Sand und Wurzelgeflecht aufgebauten Hügeln anzutreffen sind. Zwischen ihnen wachsen stark aromatische Kräuter.

Steinige Talsohlen: Akazien verteilen sich regellos über das Hochwasserbett. Vereinzelt kommen sie auch außerhalb der Täler vor.

Hochflächen: Über 2000 m Höhe beherrscht eine Krautsteppe das Bild.

5. Geomorphologischer Überblick

Zwischen den Enneris Gonoa und Oudingueur ist SN 1-Basalt über die Sandsteinstufe geflossen. Diese hat sich demnach seit spätestens dem mittleren Tertiär nicht wesentlich zurückverlegt, obwohl sich ihre Form noch mehrfach verändert haben kann.

Der Sandstein erhebt sich über einer Rumpffläche des Schiefergebirges. Diese liegt deutlich höher als dessen jetzige mittlere Gipfelhöhe, doch läßt sich nicht ausschließen, daß es die gleiche Fläche ist, nur verstellt.

Diese ist mindestens in einem, wahrscheinlich aber in mehreren Niveaus recht einheitlich geformt: Während das Schiefergebirge zu beiden Seiten der großen Täler und der Hauptverwerfungen als stark zertaltes Bergland erscheint, in dem Berge bis zur Steilkuppigkeit herausgeschnitten sind, liegen weiter von diesen entfernt Streifen welliger Hochflächen, deren mittlere Höhenlage von der Serir Tibesti bis in das Vorland der Sandsteinstufe langsam von 600 m auf 1200 m ansteigt.

Der über die Stufe herabkommende SN 1-Basalt legt sich in ihrem Vorland, das deutlich tiefer liegt als die mittlere Gipfelhöhe des Schiefergebirges, auf zwei Flächensysteme mit 15 m Höhendifferenz. Das höhere von ihnen war bereits bis auf Restberge abgetragen, als sich der Basaltstrom ergoß (Nähere Angaben in: Kapitel C).

Mithin bestand zur SN 1-Zeit schon eine Stufe und eine ihr vorgelagerte Fußfläche. Auf dieser breitete sich der Basalt lobenförmig aus, wobei er Eintiefungen folgte: Die Haupttäler waren in einer der heutigen ähnlichen Lage bereits vorgeformt.

Der SC III b-Ignimbrit hat sich über das Vorland der Sandsteinstufe hinweg bis in das Schiefergebirge ergossen. Seine Basis liegt in den Tälern etwas über oder unter der heutigen Talsohle. Mag nun der betreffende Ignimbritstrom endpliozän oder altquartär sein — in beiden Fällen muß das Talnetz am Ende des Tertiärs fertig, müssen die Flächen des Schiefergebirges und die alten Fußflächen zerschnitten gewesen sein.

Da der gleiche Ignimbrit die obersten Decken des Tarso Toussidé bildet, ist der Schildvulkan spätestens bald nach dem Altquartär als Großform fertig.

Dem jüngeren Quartär bleibt die Ausgestaltung überlassen: Der Tarso Toussidé wird mit Bimssteingeröll übersät und mit zwei Kratern verziert. Jüngere Lavaförderung schüttet einige über dreitausend Meter hohe Kegel. Wechselnde Belastungsverhältnisse in den Tälern schließlich formen Terrassen.

6. Feldarbeit und Auswertung

Auf die Terrassen habe ich beim Beobachten und Kartieren meine Hauptaufmerksamkeit gerichtet. Das gewonnene Material ließ sich in verschiedener Hinsicht auswerten. Ich habe Fragen der gegenwärtigen Formung und dadurch mögliche Rückschlüsse auf die Genese der Talformen in den Mittelpunkt der Arbeit gestellt.

Die Definition der für Talformen verwendeten Begriffe habe ich in einer Vorveröffentlichung erläutert (OBENAUF, K. P. [Berliner Geographische Abhandlungen, Heft 5, 1967]).

B TALFORMUNG UND FORMUNG IN DEN TÄLERN: DER SEDIMENTATIONSZYKLUS EINES ARIDEN GEBIETES ENTWICKELT AM BEISPIEL DER OBER- UND DER NIEDERTERRASSE

Dieses Kapitel ist eine im räumlichen Geltungsbereich und dem verwerteten Material erweiterte und in den Schlußfolgerungen ausgebaute Fassung der Vorveröffentlichung. Es wertet das Beobachtungsmaterial auf allgemeine geomorphologische Regeln der Entwicklung von Formen in den Tälern eines Gebirges unter aridem Klima hin aus. Das Vorland wird in die Betrachtungen teilweise mit einbezogen.

1. Jungpleistozäne und rezente Talformen und -sedimente

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.

Im Schiefergebirge zerfällt das Talnetz in zwei Klassen von Tälern. Die größten Täler, die Haupttäler, kommen vom Tarso Toussidé. Es sind Sohlentäler, die Breite ihrer Talsohle schwankt 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 im Schiefergebirge selbst 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.

Im Vorland der Sandsteinstufe lassen sich Haupt- (25 m bis 100 m) und Seitentäler (weniger als 10 m breit) weiterhin unterscheiden. Die Haupttäler queren die Stufe, die Nebentäler enden an ihr. Die Sohle der Haupttäler liegt 20 m bis 30 m unter dem mittleren Niveau des Gebietes, diejenige der Seitentäler in ihm. Zusammen mit dieser geringen Eintiefung behalten sie ihre Sohle über eine größere Strecke bei, erst in der Stufe gehen sie in Kerbrinnen über.

Talaufwärts, zwischen der Sandsteinstufe und der Talbündelung am Fuße des Tarso Toussidé, schrumpft die Sohlenbreite der Haupttäler auf 5 m bis 25 m zusammen. Die Sohle liegt 15 m bis 25 m unter dem heutigen Ignimbritniveau dieses Gebietes. Die Seitentäler liegen auf dem Ignimbrit, sie ähneln denen des Stufenvorlandes sehr.

Auf den Flanken des Tarso Toussidé verliert sich der Unterschied zwischen Haupt- und Seitentälern, die Ausbildung der eng und tief eingeschnittenen Täler hängt von der Größe des Einzugsgebietes ab. Auf dem Scheitel des Tarso verbreitern sich die Talsohlen wieder, doch sind die Täler auch hier einander weitgehend gleich.

In den Tälern lassen sich Terrassenflächen 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 des Mittelgebirges sind Terrassenflächen in unterschiedlichen 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 dort 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.

Im Vorland der Sandsteinstufe geht das Hauptniveau O in eine Fläche über, die das Gebiet weitgehend — auch über die Seitentäler hinweg — überspannt. Sie ist in Subniveaus gegliedert. Das Hauptniveau N ist weiterhin in Flecken vertreten. Zwischen der Sandsteinstufe und dem Fuß des Tarso Toussidé tritt das O-Niveau dort als Fläche auf, wo in seinem Hinterland ein älteres Relief aus Sandstein oder Basalt aufragt. Im anderen Falle bleibt es auf ein schmales Band entlang des Oudingueur beschränkt. Dann sind entlang der Seitentäler eigene O-Flecken entwickelt. Das N-Niveau ist im Haupttal nur in wenigen Fetzen erhalten, die Seitentäler besitzen verstreut eigene Vorkommen.

Auf dem Anstieg zum Tarso Toussidé verliert sich das O-Niveau bis auf sehr verstreut liegende kleine Flekken. Das tiefere Niveau ist nicht mehr zu finden. Auf dem Tarso tritt etwas über der rezenten Sohle ein Niveau auf, die von seinen Flanken her bekannten Flecken ziehen sich bis hier herauf und bilden ein höheres, sehr undeutlich ausgebildetes Niveau.

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

In seinem Vorland sind in den Klammstrecken zwei Subniveaus der Talsohle vertreten, desgleichen auch noch in den breiteren Talstrecken zwischen der Sandsteinstufe und dem Anstieg zum Tarso Toussidé. In ihm verliert sich die Unterscheidung, doch treten auf seinem Scheitel wieder zwei Niveaus hervor.

Das N- und das O-Niveau in den Haupttälern lassen sich durch das ganze Schiefergebirge 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 sowie besonders die N-Fläche im Toudoufou.

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 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 (Kapitel: C, 1.).

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 konnte ich mich in der Ausarbeitung darauf beschränken, die Hauptniveaus auszukartieren. 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 selten.

Die O-Fläche im Vorland der Bruchstufe zeigt das gleiche Verhalten wie die ihr entsprechenden Terrassenflächen talab, die gleiche Aussage gilt für das Gebirge zwischen der Stufe und dem Tarso Toussidé. Für den Anstieg auf ihn läßt sich keine Angabe machen, ebensowenig für die Hochfläche des Tarsos.

Ergebnis: Die Talsohle und die Hauptniveaus der Terrassenflächen zeigen gleiche Formen. Im Schiefergebirge besitzen die Haupttäler 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 in den Sohlen der Enneris. Schottern und Kiesen läßt sich diese Formung mit bloßem Auge ansehen, für den Sand läßt sie sich nachweisen. (Der Beweis wird durch die morphoskopische Sandanalyse geführt. Ergebnisse aus dem Tibesti bei PACHUR, H. J. [1966, 1967].) Beobachtungen über ihre Art und Verteilung werden durch Feldbeobachtungen gewonnen.

Im Schiefergebirge besitzen die Haupttäler eine breite und tiefgründige sandige Talsohle. Ihre Grenze zu den Hangbereichen markiert ein Farbwechsel: Kies und Schotter der Talsohle zeigen ihre Gesteinsfarben, außerhalb dieses Bereiches sind sie von einer dunklen Rinde überzogen. Die Schotter auf dem dritten, dem höchsten Subniveau der Talsohle stehen gelegentlich dazwischen. Ihre Gesteinsfarben sind durch einen grauen Überzug getrübt. Die Farbe der Gesteinsrinde 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 aber nur einseitig rindenfrei, die gleiche Seite ist tief zerfressen. Dünen überziehen die Höhen.)

Der Sand der Talsohle ist hellgrau, er besteht neben Quarz großenteils 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 den 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 einseitig dünn 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 m bis 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, mor-

schen Salzton 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. Sie 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 tonigen Absätzen 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.

Der Sand enthält etwas eckigen Hangschutt. Auf ganzer Sohlenbreite sind die Gesteinsfarben sichtbar, doch tragen die Hänge 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 selten 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 des Schiefergebirges verzahnen sich in den Mündungsbereichen zweier Enneris. Folgende Kombinationen kommen vor:

1. Zusammentritt zweier Haupttäler. Eines von ihnen ist breiter und kommt auf dem kürzeren Wege von den Hochflächen. Verwirklicht ist dieser Fall an der Mündung des Oudingueur in den Toudoufou und dem Zusammentritt des Toudoufou mit dem Bardagué (weitere Fälle hat JÄKEL, D., 1971, beobachtet). Die Sohle des Enneri Toudoufou ist in drei Niveaus gegliedert. Das unterste ist streifenhaft 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 Talsohlenniveaus 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 feinster 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. Besonders der Toudoufou riegelt örtlich Seitentäler durch mit Tamarisken bestandenen Wällen aus Flußsand von dem Hauptfluß ab.

Im Vorland der Sandsteinstufe verändert sich die Sedimentation des Haupttales in ihren Bestandteilen nicht, nur in deren Mengenverhältnissen: Schotter und Kies werden häufiger. Die Talsohle der Seitentäler führt hier ein qualitativ gleiches Sediment, wo sie durch den Ignimbrit verläuft, im Basaltbereich besteht es aus blauem Basaltsand. Das bewegte Material ist keinen Meter mächtig.

Im Hochland zwischen der Sandsteinstufe und der Talbündelung ähnelt die Talsohle derjenigen im Stufenvorland sehr, nur die Gesteinsanteile des Schiefers fehlen völlig. Die Sedimente der Seitentäler gleichen denen des Haupttales. Auf dem Schildanstieg zum Tarso Toussidé ist die Sedimentführung sehr gering: Es liegt etwas Sand unter den in den Einschnitt gestürzten Blöcken; aus kleineren Bruchstücken bilden sich Ignimbritschotter; stellenweise zieht die Talsohle sich aber auch über blankem Ignimbrit hin. Auf dem Scheitel des Tarso ist die Mächtigkeit der Talsohlensedimente nicht bekannt, aber vermutlich wird sie einen Meter nicht erreichen. Sie bestehen aus Bimssteinsand und -kies, dazu kommen einige Schotter aus Ignimbritauswürflingen. Die größeren Schotter und Blöcke im Tal gehören wahrscheinlich nicht zu den durch Fluten bewegten Sedimenten.

Ergebnis: Im Schiefergebirge kennzeichnet die Sedimentfazies der Talsohlen die Haupt- und die beiden Gruppen der Seitentäler. Im Vorland der Sandsteinstufe gleicht sich die Sedimentfazies der Haupt- und Nebentäler bis auf gesteinsbedingte Varianten an, im Kern des Gebirges ist die Angleichung schon unterhalb des Tarso Toussidé vollständig erreicht. Sie bleibt auf den Flanken des Tarso und auf seinem Scheitel erhalten.

c) Die Formen der Talsohle

Die Art der Sedimentschüttung läßt sich aus den durch sie gebildeten Formen erschließen.

Diese wurden in 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 kommt. Diese sind für ein bekanntes Gelände dem Luftbild zu entnehmen. Die zweite Beobachtungsserie zielt auf Formen eines Niveaus. Sie sind nur im Gelände erkennbar, vorzugsweise bei schräg einfallendem Licht.

In den Haupttälern des Schiefergebirges besteht das unterste Talsohlenniveau 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 unterschnitten. 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 feinster Häutchen aufbauen und durch Trockenrisse in Schollen zerlegt sind. Von den 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 Sand. 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 Talverlaufs 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 — wie auch der Talhang — von dem jeweils tieferen Niveau dort unterschnitten, wo die Flanke eines Schwemmfächers parallel zur Böschung verläuft. 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 unterschnitten werden, und ein Gleithang, an dem die Zahl der Niveaus 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 hier vorkommenden Formen habe ich in dem Unterabschnitt 1. b) beschrieben.

Die Sohle der tektonisch angelegten Seitentäler besteht aus vielen sehr weitgespannten 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.

Im Vorland der Sandsteinstufe gilt die Beschreibung des mäandrierenden Enneris für die breiteren Talstrecken weiter. Verwildernde Stromstrecken kommen nicht mehr vor, Tonkolke spielen nur eine untergeordnete Rolle. In den Klammstrecken wird in kurzen Schwemmfächern geschüttet, deren Ausbildung durch Blöcke und Schotterbänke stark behindert wird. Die Nebentäler lassen keine Schüttungsstrukturen erkennen.

Oberhalb der Sandsteinstufe bis hin zum Fuß des Tarso Toussidé zeigen die breiteren Talstrecken die zuletzt beschriebene Form. Mit Ton verfüllte Kolke kommen in ihnen nicht vor. In den Klammstrecken sind Schüttungsstrukturen weniger erkennbar, ihre Wände tragen noch im Talsohlenniveau Strudellöcher. Von den Seitentälern schütten die größeren in der Art des Haupttales.

Im Anstieg zum Tarso Toussidé liegen die spärlichen Talsohlensedimente ungeordnet. Auf seiner Hochfläche tritt die Schüttung in Schwemmkegeln wieder hervor. Die Bimssteinkiese findet man in den Zwickeln zwischen ihnen und an den Rändern zu den höheren Nieveaus gehäuft.

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

Im Vorland der Sandsteinstufe und im Gebirge außerhalb des eigentlichen Tarso Toussidé besteht die Sohle des Haupttales aus überwiegend kurzen Schwemmfä-

chern, auf den Flanken des Tarso zeigt die Talsohle vielfach blanken Fels, während sie auf ihm wieder eine Kette von Schwemmfächern schüttet.

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, eckige und gerundete Ignimbritblöcke eingeengt. In ihrem tiefgründig weichen Sand sind Ignimbrit- und Sandsteinschotter sehr häufig, das höhere der beiden Talsohlenniveaus besteht weitgehend aus einer geschlossenen Grobschotterdecke.

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 kennzeichnet weicher Sand im tiefsten Talsohlenniveau („Hart" ist Sand, der sich leicht begehen oder befahren läßt, in „weichem" Sand kann der Fuß einsinken, auch darf man hier von Zeit zu Zeit sein Fahrzeug ausgraben). Im mittleren Oudingueur bestehen die beiden höheren Talsohlenniveaus aus einem Sand-Kies-Gemisch mit höherem Schotteranteil. Im unteren Oudingueur sind auch die höheren Niveaus fast ganz aus Sand aufgebaut, doch 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 im Unterabschnitt 1. b beschrieben: Haupttalsedimente ganz unten, talaufwärts ein Sand-Hangschuttgemisch mit zunehmendem Anteil von Hangschutt, schließlich Hangschuttstreu über anstehendem Fels.

Im Hochland unterhalb des Tarso Toussidé wechseln Klammstrecken mit etwas verbreiterten Talabschnitten. Für die Klammstrecken gilt zunächst noch die oben gegebene Beschreibung, mit Annäherung an den Tarso Toussidé werden sie dann von groben Blöcken gesperrt. Zwischen ihnen liegen Bänke von Sand, Kies und Schotter. Die breiteren Talstrecken führen ein Sand-Kies-Schottergemisch, das Hochwasserbett tritt hier als blanke Ignimbritleiste auf, die rezent in Formung ist.

Diese blanke Leiste weitet sich im Anstieg zum Tarso Toussidé über die ganze Talsohle aus, der Ignimbrit wird allenfalls von einer dünnen Sandstreu verhüllt. Auf dem Tarso bedeckt wieder Sand die Talsohle, auf ihren höheren Niveaus und an ihren Rändern ist Kies angereichert.

Ergebnis: Die Korngröße der Sedimente nimmt ab:

1. Mit wachsender Entfernung von den höchsten Teilen des Gebirges.
2. Mit dem Gefälle.
3. Innerhalb der Talsohle von den höheren zu den tieferen Niveaus.

Am Fuß des Tarso Toussidé schneidet der Oudingueur seine höheren Talsohlenniveaus dem Ignimbrit ein, auf der Flanke des Tarso die ganze Talsohle, während sich auf seinem Scheitel unter geringerem Gefälle wieder ein fein- bis mittelkörniges Sediment einstellt.

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 aus Lockergesteinen 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 nördlich der Sandsteinstufe 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, die in allen Korngrößen von Rinden überzogen ist; 5. Soweit die Hänge nicht unterschnitten sind, findet man auf ihnen ähnliches Steinpflaster, nur weniger dicht gelagert.

Ihrer räumlichen Verteilung nach lassen sich die Sedimente in Schiefergebirge 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 1/5 der Talsohle, während die übrigen 4/5 Sedimente der ersten Gruppe zeigen.

Diese bestehen zu mehr als 75 % aus Sand, der hellgrau, bräunlich oder 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 gröberen Sedimente treten in Streifen verstärkt angereichert auf. In den letzten 2 m bis 3 m Sediment unter der Terrassenfläche nimmt das Grobmaterial, unter ihm besonders die Schotter, sehr rasch bis auf 1/3 bis 1/2 des Sedimentvolumens zu: Sie liegen hier Stein an Stein, die oberste Schotterreihe im Aufschluß bildet das auf der Terrassenfläche sichtbare Steinpflaster.

Die Mächtigkeit der Ablagerung ist unbekannt. Nur in Hangnähe zeigt sie sich bis auf das Schiefergebirge aufgeschlossen und lagert hier spärlichem Hangschutt auf. Die sehr wenigen Ausnahmen von der 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. Dieses wird in Kapitel D 3. näher beschrieben. Der gleiche Schluß folgert aus der Fazies der Ablagerungen im Bardagué (Beschrieben in: JÄKEL, D. [1971]).

In den Sedimenten der zweiten Gruppe, denen der Seitentäler und des Talrandes der Haupttäler, tritt der Sand bis auf 1/3 bis 1/2 des Volumens der Ablagerungen zurück. Er ist vorherrschend gelblich oder bräunlichgrau getönt. Spärlich ist auch die Kiesfraktion vertreten. Der überwiegende Teil des Materials wird von eckigem bis kantengerundetem Hangschutt gestellt. Die Ablagerungen zeigen meist keine Schichtung.

Wo das Schiefergebirge im Vorland der Sandsteinstufe eingeebnet ist, hört die Talrandfazies der Sedimentation auf. Ersetzt wird sie durch die ihr ähnelnden Fanglomerate, d. h. ohne erkennbare Schichtung gelagerter, eckiger bis kantengerundeter Hangschutt in etwas Sand und mit Sandstein und Basalt als vorherrschendem Gestein. Die Beschreibung der Haupttalfazies ist weiter gültig.

Zwischen der Sandsteinstufe und der Flußbündelung am Fuße des Tarso Toussidé tritt die sandige Hauptfazies der Talhangsedimente gegen die krönende, leicht verbackene Schotterdecke zurück. Wo sie auf einer seitlich stark erweiterten Terrassenfläche liegt, verzahnt sie sich zum Hang hin mit Fanglomeraten. Sonst sind die fossilen Sedimente in allen Tälern gleich. Auf den Flanken zum Tarso Toussidé fehlen vergleichbare Sedimente, auf seinem Scheitel sind im Niveau der höheren Terrassenfläche, die die fleckenhaften Vorkommen auf den Flanken fortsetzt, keine zu finden, die Sedimente unter der tieferen Terrassenfläche sind Ablagerungen der gleichen Bimssteinsande und -kiese wie auf der rezenten Talsohle.

Leider ist es nicht möglich, die Verteilung der Sedimente lückenlos über das Längsprofil zu belegen. Im untersten Oudingueur sind sie weitgehend von Dünen- und Schwemmsand verdeckt, im Hochgebirge können sie vielerorts abgewaschen worden sein. Sicher ist: Der Anteil gröberen Sedimentes wird talab geringer.

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

Im Vorland der Sandsteinstufe unterschneiden sich die Sedimentfazien fossiler fluvialer Aufschüttungen des engeren und des weiteren Bereiches um das Haupttal stärker voneinander als diejenigen der heutigen Talsohlen.

Am Fuß des Tarso Toussidé sind die fossilen fluvialen Aufschüttungen von Haupt- und Nebentälern gleich. Im Anstieg zum Tarso fehlen sie vollständig, auf seiner Höhe sind die Sedimente aller Täler gleich.

2. Die Terrassen und ihre Genese

a) Formungsphasen und Formungszeiten

Auffällig ist im Schiefergebirge 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 Formenzonen. Der Abstand der Haupttäler voneinander zählt nach Zehnern von Kilometern.

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

Im Vorland der Sandsteinstufe bleibt der Unterschied erhalten, wenn sich auch die Talsohlensedimente von Haupt- und Seitentälern im Typ annähern. Zwischen der Sandsteinstufe und der Talbündelung gleichen sich Haupt- und Nebentäler weiter an. Im Anstieg zum Tarso Toussidé sind sie nicht mehr zu trennen, ebensowenig auf dem Tarso.

Der hochgelegene Kern des Gebirges ist folglich ein Bereich einheitlicher fluvialer Formung. Im Vorland der Sandsteinstufe und am Fuße des Tarso vollzieht sich der Übergang zu den beiden Formungsbereichen des Schiefergebirges.

Die Haupttäler beginnen ausnahmslos auf dem Tarso. 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 Tarsobereich zugeschrieben werden. Im Schiefergebirge und teilweise im Stufenvorland sind sie Fremdlingsenneris, 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 die in der Transportkraft 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, daß die Wassermengen einer Folge von Fluten nicht der Normalverteilung folgen.)

In den Nebentälern des Schiefergebirges gibt es nur ein Talsohlenniveau. Die Sedimentführung ist gering, der Hangschutt teilweise auch in der Talsohle von Rinden überzogen:
Bezogen auf die Verhältnisse in den Haupttälern sind die Fluten in den Seitentälern hier selten und schwach.

Im Stufenvorland zeigen die Schotter der Nebentäler fast durchweg ihre Gesteinsfarbe, das bewegte Sediment ist geringmächtig:

Bezogen auf die Verhältnisse in den Haupttälern sind die Fluten in den Nebentälern hier nicht sehr viel seltener, sie sind aber schwach.

Diese Beschreibung gilt weitgehend noch für das Gebirge unterhalb des Tarso Toussidé.

Auf seinen Flanken hängen Intensität und Häufigkeit der Fluten nur von der Größe des Einzugsbereiches des Tälchens ab, die gleichen Verhältnisse herrschen auf seinem Scheitel.
Im Schiefergebirge verwildert die Talsohle der Haupttäler, 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 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 eigentlicher Sedimentfazies verzahnt und somit annähernd gleichaltrig. Unter ähnlichen Formungsbedingungen wird also auch in den Seitentälern aufgeschüttet.

Die Schlüsse lassen sich zusammenfassen: Gegenwärtig verläuft im Schiefergebirge die Talformung in den 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 Terrassenhangsedimente. Die Terrassenflächen 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.

Für das Vorland der Stufe gilt die Ableitung mit zwei Ausnahmen: Hier kommen Schüttungen aus den Nebentälern auf das Hochwasserbett vor, ihre aufschüttende Tätigkeit wird dadurch unmittelbar sichtbar; und es ist die krönende Schotterdecke der Haupttalfazies der Terrassensedimente im O-Niveau mit den fossilen Fanglomeraten der Fläche verbunden.

Zwischen der Sandsteinstufe und dem Tarso Toussidé sind aus den wenigen vorhandenen Sedimenten Schlüsse nicht mehr abzuleiten, der Verband von Formen und Sedimenten im Längsprofil erlaubt jedoch, sie zu extrapolieren.

Diese Extrapolation kann man — durch das einzige Argument des Zusammenhanges der Terrassenflächen im O-Niveau gestützt — auf den Anstieg zum Tarso Toussidé ausdehnen: Die Terrassenfläche gehört zu einer Flußterrasse. Doch wird hier gegenwärtig eingeschnitten.

Auf dem Tarso lassen sich die Schlüsse durch den Terrassenkörper unter der tieferen Terrassenfläche direkt bestätigen.

Zusammengefaßt ergeben die Schlüsse: Im Kern des Gebirges verläuft die Formung gegenwärtig aufschüttend zwischen der Sandsteinstufe und dem Fuß des Tarso Toussidé, wechselnd mit durchtransportierender oder schwach abtragender Flußtätigkeit, und ebenso auf dem Scheitel des Tarso, dagegen einschneidend auf den Flanken des Schildvulkanes. Die Formung verläuft in allen Tälern qualitativ und quantitativ gleich. Eine stets gleichartige Formung reicht bis in die jüngere geologische Vergangenheit zurück.

Das in Abschnitt a) in kleinen Einheiten vorgelegte Material und die bisher aus ihm gezogenen Schlüsse können jetzt mit den gewöhnlich einer Flußterrasse zugeschriebenen Merkmalen und Vorstellungen von ihrer Genese verglichen werden. Man erhält eine weitgehende Übereinstimmung: Die Terrassen in den Tälern des Tibesti sind Flußterrassen. Die Fußfläche vor der Sandsteinstufe kann als verbreiterte Terrasse betrachtet werden.

Die Beobachtungsergebnisse lassen sich jetzt neu so formulieren, daß sie den nächsten Schritt vorbereiten: In den Haupttälern des nordwestlichen Tibesti gibt es mindestens zwei Flußterrassen aus der Zeit nach Beendung des großflächig formenschaffenden Vulkanismus, die Nieder- und die Oberterrasse („Mindestens" wegen der Existenz einer Mittelterrasse. Dazu die Ausführungen in den Kapiteln C und D und bei JÄKEL, D., 1971).

Flußterrassen sind zweiphasige Formen: Fertig sind sie erst nach der auf die 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 in der heutigen Talsohle im Mittel das Niedrigwasserbett stärker auf die Mitte der Talsohle, das Mittel- und 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 mehrere Terrassenflächen untergliedert ist. Gelegentlich findet man auf dem Schiefergebirgshang über ihr noch eine stärkere Hangschuttverdichtung. Die Zerschneidung erfolgte hier geradliniger als in den Haupttälern, die Windungen sind aus den Gesteinsverhältnissen des Schiefergebirges zu erklären.

Vor der Sandsteinstufe ist die Fußfläche gleichzeitig O-Terrasse aller Täler. Ansätze zu einer N-Terrasse sind ihr eingelagert.

Im Hochgebirge unterhalb des Tarso Toussidé zeigen die Nebentäler die gleiche Terrassenanordnung wie der Oudingueur. Auf den Flanken des Tarso tragen alle Täler die gleichen Terrassenspuren, ebenso auf seiner Hochfläche.

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.

Im mittleren Enneri Gonoa tritt weitgehend, im oberen Oudingueur an zwei Stellen Schieferfels durch die Talsohle. Nur an diesen Stellen läßt sich die Mächtigkeit der Terrassenkörper bestimmen.

Zwischen der Sandsteinstufe und dem Tarso Toussidé ist die Sedimentmächtigkeit unter der Talsohle nicht zu erkennen. In den von Sturzblöcken überdeckten Talsohlen oder dort, wo das Hochwasserbett erosiv auf Ignimbrit liegt, wird sie einen Meter nicht übersteigen.

Auf den Hängen des Tarso fehlen die Sedimente fast ganz, auf ihm ist ihre Mächtigkeit unbekannt, doch wird sie einen bis zwei Meter kaum überschreiten.

Soweit die Seitentäler nicht tektonisch angelegt sind, kann die Einschneidung niemals tief unter die heutige Talsohle geführt haben, da schon in weniger als einem Meter Tiefe Schiefergebirge ansteht. (Diese Angabe zeigt, wie schwach, wenn überhaupt, die rezente Aufschüttung in den Seitentälern ist. Die Feststellung widerspricht den Ausführungen weiter 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 diejenigen 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 Seitentäler hinein verfolgen, wo sie zu einer Fläche verschmelzen. Sie wurden von dorther 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 gleichphasig. Die Formung läuft im Haupttal schneller: In den Einschneidungszeiten sind die Haupttäler ebenfalls Fremdlingsflüsse.

Auch im Vorland der Sandsteinstufe ist die Sedimentation der Nebentäler geringmächtig. An vielen Stellen des Talverlaufes sieht das anstehende Gestein hindurch. Ihr Gefällsbruch zum Haupttal ist unmittelbar sichtbar: Die größeren Seitentäler haben die Ignimbritwände zerschnitten und stürzen auf ihren letzten Metern übersteilt herab, die kleineren enden hoch oben an der Klammwand. Die Oberterrassenfläche ist für Haupt- und Nebentäler die gleiche und damit gleichalt, für die Niederterrasse ist eine gleichzeitige Bildung der Terrassenflächen auf der Fußfläche wie im Haupttal die bestbegründbare Möglichkeit.

Am Fuße des Tarso Toussidé sind Seitentäler etwas häufiger, die auf der Talsohle des Oudingueur münden und eine eigene Ober- und Niederterrasse entwickelt

haben. Sonst gilt die Beschreibung unverändert. Die Täler und Terrassen auf den Flanken des Tarso münden auf gleichem Niveau ineinander, ebenso diejenigen auf seinem Scheitel. Auch sie sind daher gleichalt.

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 Aufschüttung der gegenwärtigen Talsohle.

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

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 die Terrassenaufschlüsse: Die feinkörnigen Sedimente in den Terrassenkörpern der Haupttäler gehen in den letzten 2 m bis 3 m unter den Terrassenflächen konkordant in eine stark mit Schottern durchsetzte Ablagerung über. Unter den heutigen Bedingungen nimmt die Korngröße 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 kaum verändert hat, muß die Korngrößenzunahme in den höchsten Terrassenteilen auf erhöhte Wasserführung bezogen werden.

Da im Vorland der Sandsteinstufe die krönende Schotterdecke des Terrassenkörpers seitlich in die Fanglomerate auf der Fußfläche übergeht, folgt:

1. Die Ablagerungen der obersten Schotterdecke der Terrassenkörper und der Fanglomerate auf der Fläche vor der Sandsteinstufe gehören in eine Zeit gegenüber der heutigen erhöhter Wasserführung der Enneris.

Sind die Fanglomerate auf ganzer Fläche in Bewegung, so wird die Fläche geformt. Also:

2. Die Bildung der Fußflächen fällt in eine Zeit gegenüber heute erhöhter Wasserführung.

Auf den Schildflanken des Tarso Toussidé liegen auf den spärlichen Flecken im Oberterrassenniveau die gleichen wenigen Schotter und Kiese, wie sie im Taleinschnitt über dem Ignimbritboden liegen:

1. Die Bildung der in Flecken vertretenen Fläche der Oberterrasse des Tarso Toussidé und die rezente Talsohlenbildung dort können unter der Annahme gleicher Wasserführung der Enneris erklärt werden.

2. Der einzige auf dem Scheitel des Tarso Toussidé vorhandene Terrassenkörper hat sich unter den gleichen Klimabedingungen wie heute bilden können.

Der krönenden Schottersedimentation folgt die Einschneidungsphase. Die Basis der nächsttieferen Terrasse ist nicht aufgeschlossen. Nur an einigen Stellen läßt sich erkennen: Auch diese Terrassenakkumulation beginnt mit einer Schotterlage und damit in einer Zeit gegenüber heute erhöhter Wasserführung.

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

Aus der rezenten Sedimentverteilung läßt sich entnehmen: Mit zunehmender Höhe und steilerem Gefälle folgt im Bereich des Hochwasserbettes auf die Schotterablagerungen die Ausprägung als Erosionsbänke. Noch höher zeigt im Steilanstieg zum Tarso Toussidé die ganze Talsohle Erosionsspuren. Die Hochfläche ist bei schwächerem Gefälle wieder mit Sedimenten bedeckt. Ohne diese letzte, zu erklärende Erscheinung (Kapitel C 4.) führt die Abfolge von Formen der Talsohle im Oberlauf des Oudingueur zu dem gleichen Schluß wie der Aufbau der Terrassenkörper im Schiefergebirge.

Die Wasserführung der Enneris ist von den Niederschlägen abhängig: Die Einschneidung fällt in eine Pluvialzeit.

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

b) Der Sedimentationszyklus

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 Badagué):

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.

Die Formungsphasen in ihrer festen Reihung gliedern sich in drei Formungszyklen. CHAVAILLON, J. (1964) hat den Formungszyklus eines ariden Gebietes, der zur Terrassenformung führt, als Sedimentationszyklus beschrieben. Nach ihnen gezählt erhält man:

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 unterschiedlichen Terrassenbegriff in Geologie und Geomorphologie. CHAVAILLON, J. ist Geologe, für ihn ist allein der Terrassenkörper wichtig. Für einen Geomorphologen ist es

sinnvoller, den Formungszyklus mit dem Ende der Einschneidung, mit der Fertigstellung der Form Terrasse schließen zu lassen. Da ich aber CHAVAILLONs Ergebnisse noch mehrfach zum Vergleich heranziehe, folge ich zum leichteren Verständnis seinem Begriff des Sedimentationszyklus.

CHAVAILLON, J. hat seine 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 den Fremdlingsflüssen ist der Atlas. Morphologische Kriterien wurden von ihm in geringerem Umfang herangezogen.

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

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

In der Mittelterrasse des Bardagué tritt ein Feuchtzeitsediment formgebend auf. Feuchtzeitsedimente — limnische Tone und Mergel mit fossilen Schnecken und Schilf, Seekreide und Diatomeen — sind nicht so selten, wie es nach der Beschreibung in diesem Kapitel erscheint. Sie wurden regelhaft — wenn auch unterschiedlich mächtig — in allen Feuchtzeiten abgelagert (z. B. am Ende der Hochterrassenzeit, Kapitel D), aber nur in Ausnahmefällen geomorphologisch wirksam. Sie sind im Bardagué-Arayé besser zu untersuchen als in meinem Arbeitsgebiet. Dort hat sie JÄKEL, D. (1971) bearbeitet.

c) Formungszonen und ihre Verlagerung

Das Material aus dem Abschnitt 1. läßt sich noch auf eine andere Weise interpretieren.

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 dringt auch in die Nebentäler ein. Im gleichen Gebiet nehmen die Terrassen des Haupttales immer mehr die Formen der Terrassen in den an tektonische Leitlinien gebundenen Seitentälern an. Die Korngröße der rezenten Sedimentation verringert sich in Klassen gleichen Gefälles talabwärts.

Zum oberen Oudingueur hin wächst die mittlere Korngröße der Sedimente des Haupttales. Zunächst an ihm entlang weiten sich die Terrassen zu Flächen aus, um schließlich das ganze Vorland der Stufe zu überspannen. Auf ihm zeigen die Seitentäler größere Aktivität an, ihr Sedimentbestand gleicht sich dem des Haupttales an. Südlich der Sandsteinstufe sind alle Täler gleich ausgestattet, die Korngröße ihrer Sedimente wächst weiter, nur die steilsten Strecken sind sedimentfrei. Gleichzeitig schrumpfen die Terrassen auf Kerben im Ignimbrit zusammen. Auf dem Scheitel des Tarso Toussidé führen alle Täler feineres Material, eine deutlich ausgeprägte Terrasse ist vorhanden.

Man kann folglich bestimmte Formungstypen der Höhe nach ordnen, oder auch nach der Entfernung vom Tarso Toussidé. In den Tälern, die von ihm herabkommen, sind im Schiefergebirge gleiche Formungstypen gegenüber den Nachbargebieten stets zu geringeren Höhen und größeren Entfernungen vom Tarso verschoben.

Die Formungstypen lassen sich also zu um den Kern des Gebirges gelagerten Formungszonen ordnen, deren Anordnungsprinzip entlang einiger sie querender Bänder durchbrochen ist. Im Hochgebirge sind die Formenzonen ungestört.

Im Längsprofil eines Haupttales zeigen die Terrassenaufschlüsse stets Sedimente unterschiedlicher Korngröße. Auf der Talsohle an ihrem Fuß ist jeweils nur eine kleine Auswahl von ihnen zu finden. Andererseits sind die übrigen Sedimente auch irgendwo im Tal vertreten. Während der Terrassenakkumulation müssen deshalb Flußstrecken unterschiedlicher Formung unterlegen haben: Die Lage der Formungsbereiche ist in der Zeit nicht konstant.

In den Seitentälern ist der gleiche Vorgang weniger deutlich faßbar. Im Schiefergebirge gibt es 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. Zum Hochgebirge hin nähert sich die Ausstattung der Seitentäler derjenigen der Haupttäler an.

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 talabwärts, bei steigender Aridität talaufwärts.

Diese Regel ist zwar auch für die Formenzonen um den Tarso 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 ihrer Verlagerung, nicht zu gebrauchen dagegen für eine Festlegung der Formungszonen und ihrer Verschiebungen nach Metern.

Außerhalb dieser Bänder bilden die Formentypen Zonen. Diese liegen in der Höhe definitionsgemäß „richtig", doch sind Sedimente und Formen in ihnen so schwach differenziert, daß aus ihnen nur eine grobe Höhenstufung erschlossen werden kann (ihre Gliederung und Höhenlage wird von HÖVERMANN, J. [1963] beschrieben).

Diese Schwierigkeiten entfallen auf dem Tarso.

Doch zeigt sich auch hier, daß eine Abstufung der Formung nach der Höhe zweifelhaft bleibt:

Dort, wo in den steilsten Gefällen Erosionsstrecken liegen, treten sofort wieder Sedimente auf, wenn sich eine flachere Teilstrecke einschiebt. Wieweit also läßt es sich rechtfertigen, die Abfolge der Sedimente im Oudingueur bis zur Erosion fortzusetzen? Wie sind die feineren Sedimente auf der Hochfläche des Tarso in diese Reihe einzuordnen?

Die Verbreitung der Oberterrasse als Fläche nimmt im Schiefergebirge talauf bis zur Sandsteinstufe regelhaft zu. In höheren Lagen ist sie in dieser Gestalt nur dort vertreten, wo in ihrem Hinterland Sandstein oder Basalt ansteht.

Mit anderen Worten: Ist für die Anordnung der Formen und Formungszonen die Höhenlage entscheidend, oder ist sie ein Ergebnis der Verbreitung von Gestein und Gefälle?

Gefälle: In den Haupttälern des Schiefergebirges wird durch Fluten der Fremdlingsflüsse geformt. Ein Vergleich des unteren Oudingueur mit dem Toudoufou (Strecken ungefähr gleichen Gefälles) zeigt, daß die Stärke der Fluten die Formung bestimmt. Zwar ist innerhalb eines Talzuges eine steilere Stelle durch gröberes Sediment ausgezeichnet, doch läßt sich die gleiche Abfolge innerhalb eines Gefälles zu den höheren Niveaus der Talsohle beobachten: Dominant in der Formung ist die Höhe der Flut. Die Erfahrung lehrt, daß Häufigkeit und Höhe der Fluten zum Vorland abnimmt, abhängig folglich von der Entfernung zum Hochgebirge. In gleicher Richtung verliert das Gelände an Höhe. Folgerung:

1. a) Es besteht ein eindeutiger, direkter Zusammenhang zwischen der Höhe der episodischen Fluten (als Maß ihrer Intensität) und der Korngröße der Sedimente.

b) Bei Veränderungen des Gefälles schwankt die Korngröße der Sedimente in einem durch a) vorgegebenen Spektrum.

2. Es besteht ein Zusammenhang zwischen der Höhe der Fluten, der Höhe des Wassereinzugsbereiches über dem Meeresspiegel und der Entfernung des Punktes, in dem die Flut beobachtet wird, vom Tarso.

Zur Vereinfachung werde der Niederschlag als nur mit der Höhe wachsend angenommen (ohne die Einflüsse von Exposition u. ä.). Dann folgt aus 1. und 2.: In gleicher Entfernung vom Einzugsgebiet ist die Korngröße der Sedimente im Enneri von dessen Höhenlage abhängig.

Gestein: Es bleibe der Tarso Toussidé außer Betracht. Dann besteht — die Ignimbritzungen ausgenommen — das Anstehende aus Schiefergebirge, Sandstein und Basalt. Gemessen am Ignimbrit sind sie annähernd gleichhart. Im Bereich dieser drei Gesteine liegt die Abfolge von Ton (unten) bis zu durchragenden Bänken mit Erosionsspuren (oben). Sie ist damit nicht gesteinsabhängig.

Flächen: Es werden fossile Flächen, die sich von einer Terrassenfläche ausgehend oder auf sie eingestellt in das Schiefergebirge entwickelt haben, von den Fußflächen getrennt. Zu den letzteren gehören auch ihre zungenförmigen Ausläufer in das Schiefergebirge. Dann ist in der ersten Gruppe der Flächen entlang des Oudingueur eine Zunahme der Häufigkeit und Ausdehnung talauf festzustellen, die mit einem Lösen ihrer Verbreitung von den Vorkommen besonders weicher Schiefer parallel läuft. Auf dem Tarso Toussidé sind keine fossilen Flächen zu erkennen.

Fußflächen: Stufen kommen nur in einer Höhenlage vor (1200 m bis 1600 m). Das Auftreten und die Größe der Fußflächen hängt nur von der Höhe und der Geschlossenheit der Stufe ab.

Schluchten: Schluchten sind (außer in Stufen) streng auf das Ignimbritvorkommen beschränkt. Sie lassen sich nach der Höhe untergliedern in:

a) Talsohle 15 m breit, sedimentbedeckt, Schotter- und Blockpackungen am Fuß der Ignimbritwände (<1200 m).

b) Talsohle 5 m breit, sedimentbedeckt, Wände voller Strudellöcher (1250 m bis 1400 m).

c) Talsohle 5 m breit, sedimentbedeckt, oder 1 m bis 2 m breit, verstürzt, mit Felssohle, Wände voller Strudellöcher (>1400 m).

Die drei Bereiche umfassen gleichzeitig drei Klassen von Gefällen.

Tarso Toussidé: Auf dem Scheitel des Tarso Toussidé wird in allen Tälchen und auch auf den Schwemmebenen Sand und Kies bewegt. Am Fuß des Tarso Toussidé werden in den Enneris Schotter transportiert. Ist dieser Schutttransport höhenstufengerecht, oder entsteht er durch Bündelung des Abflusses entlang weniger Bänder? Wären die Enneris auf dem Scheitel des Tarso Toussidé fähig, größere Schottermengen zu transportieren? Es gibt dort kaum schotterbildendes Material. Die besonderen lithologischen Verhältnisse des Tarso Toussidé verhindern eine Festlegung von Höhenstufen ausgerechnet dort, wo die Enneris keine Fremdlingsflüsse mehr sind.

Auch diese Erwägungen können eine Gliederung nach Höhenstufen nicht sichern. Es läßt sich zwischen allen Formen, die nicht im ganzen Arbeitsgebiet vorkommen und einer Höhenangabe rein formal eine Beziehung aufstellen. Deren Inhalt erschließt sich erst durch den Vergleich verschiedener Arbeitsgebiete.

d) Das Terrassenmodell

Von den Eigenschaften der zu untersuchenden Objekte habe ich einige erkannt.

Sie lassen sich mittels einiger Grundannahmen ordnen (Aktualismus, physikalische und chemische Gesetze). Diese sind Teil einer allgemeinen wissenschaftlichen Theorie. Die unter ihnen erhaltene Ordnung beschreibt eine spezielle geomorphologische Theorie.

Sie gilt nur für die Summe der erkannten Eigenschaften, nicht für das Untersuchungsobjekt. Wir nehmen an, daß diese für das Objekt repräsentativ ist: Die Theorie beschreibt ein Modell.
Sie ist richtig, wenn sie die erkannten Eigenschaften restlos erklärt.
Diese sind in den vorangehenden Abschnitten behandelt worden.
Hier werden sie zur Erläuterung der Theorie bewußt als Modell entwickelt.

Neu hinzukommende Voraussetzungen sind:

1. Die Gesteinsaufbereitung bleibt gleich.
2. Ausgangspunkt der Entwicklung ist ein höheres Gebirge, das auf allen Seiten und immer von einer Wüste umgeben ist.

Die beiden ersten Zeichnungen (Abb. 1 a und b) mitteln die Beobachtungen zu einer typischen Terrasse eines Haupttales.
Sie zeigen den gleichen Gegenstand verschieden angeordnet. In der oberen Abbildung bildet eine trockene, in der unteren eine feuchte Zeit die Achse der symmetrischen Darstellung. Absichtlich sind weder die Achsen beziffert noch ist ein Maßstab angegeben worden. Ferner habe ich die Verhältnisse der besseren Anschaulichkeit halber vereinfacht: In Wirklichkeit überschneiden sich der Erosions- und der Deflationsbereich, in beiden können die jeweils vorangehenden Sedimente von Abtragungsebenen geschnitten werden. Will man die Zeichnungen zugleich als typische Aufschlußskizzen verwenden, so müssen in der oberen Zeichnung die äolischen Sande aufeinander liegen (mit vielleicht einer Lesesteindecke dazwischen), in der unteren ist der obere Sedimentast (links) unter den tieferen verschränkt zu denken. Die Sedimenttypen gehen nahtlos ineinander über. Schuttdecken gibt es auch beliebig weit außerhalb des Gebirges, hier wurden nur die durch Sedimentation entstandenen Schotterlagen gezeichnet, nicht die Lesesteindecken.

Durch das Koordinatensystem wird der Terrassenkörper klimageomorphologisch interpretiert, es lassen sich die Verschiebungen der Akkumulationsbereiche gleicher Korngröße und der Abtragungsbereiche des gleichen Mediums im Laufe des Klimawechsels ablesen.

Die Abbildung 1 b macht deutlich: Terrassen im geomorphologischen Sinne gibt es nur soweit, wie die fluviale Erosion auf dem Höhepunkt einer Feuchtzeit reicht. Im Bereich der Deflation und der äolischen Akkumulation werden die fluvialen Sedimente der folgenden Zeit jeweils zwischen den aerodynamischen Formen der nächst-älteren abgesetzt: In der nächstfolgenden Periode wird der Bereich wieder in Windgassen und Windhöcker zerlegt.

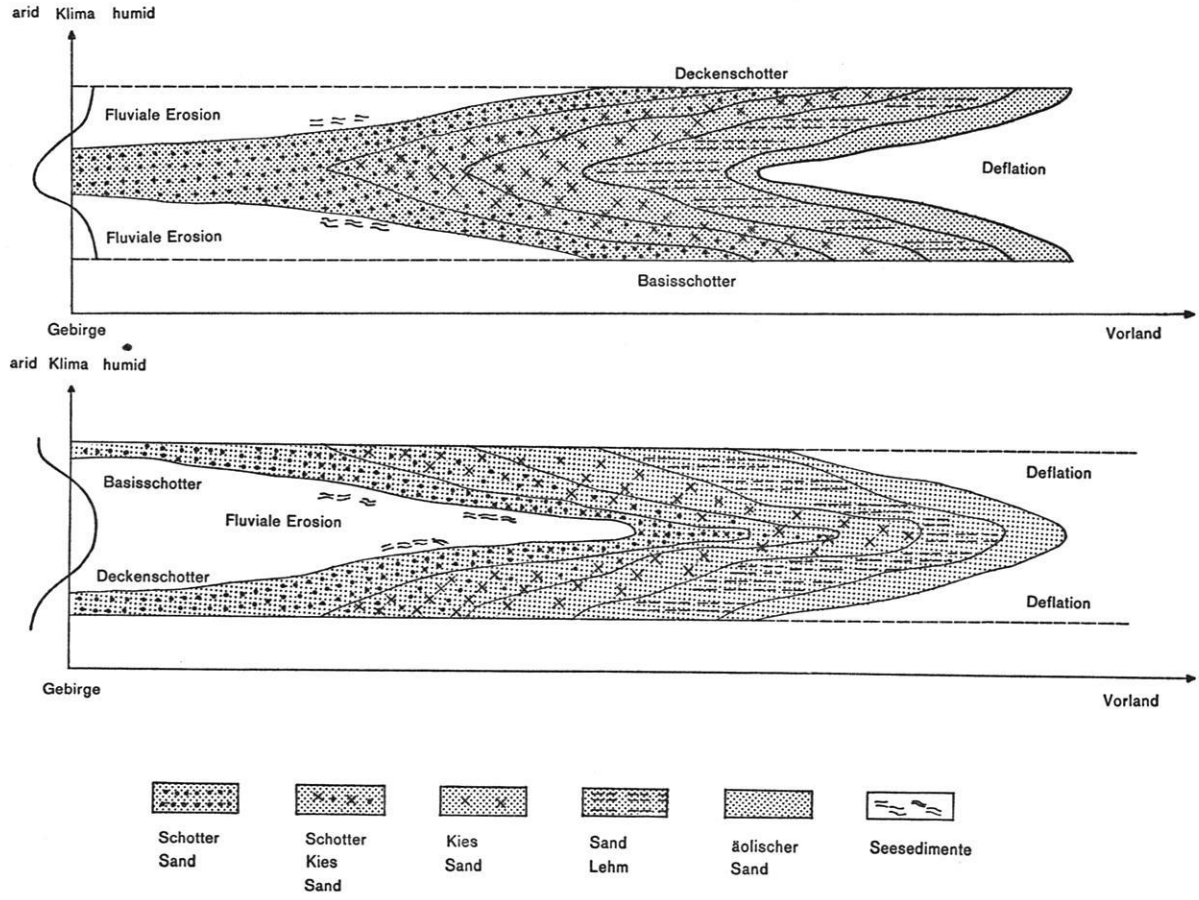


Abb. 1 a und b

Beide Abbildungen zeigen: Im Windeinflußbereich kehren sich die Formungszeiten um. Hier wird pluvial aufgeschüttet und interpluvial abgeblasen.

Sedimentation kann nicht in beliebigen Beträgen vor sich gehen. Wird aufgeschottert, so ist die kleinstmögliche Akkumulationseinheit ein Schotter. Im Unterlauf muß mindestens ein Tonhäutchen abgesetzt werden. Dieses Tonhäutchen entstammt aber der gleichen Flut, die weiter talauf den Schotter abgelagert hat. Die Sedimentationsgeschwindigkeit der einzelnen Fazien, gemessen an ihrem Höhenwachstum, ist also sehr ungleichmäßig. Unter Annahme linearer Verhältnisse ist der Zeitmaßstab schematisch in der nächsten Zeichnung (links) wiedergegeben.

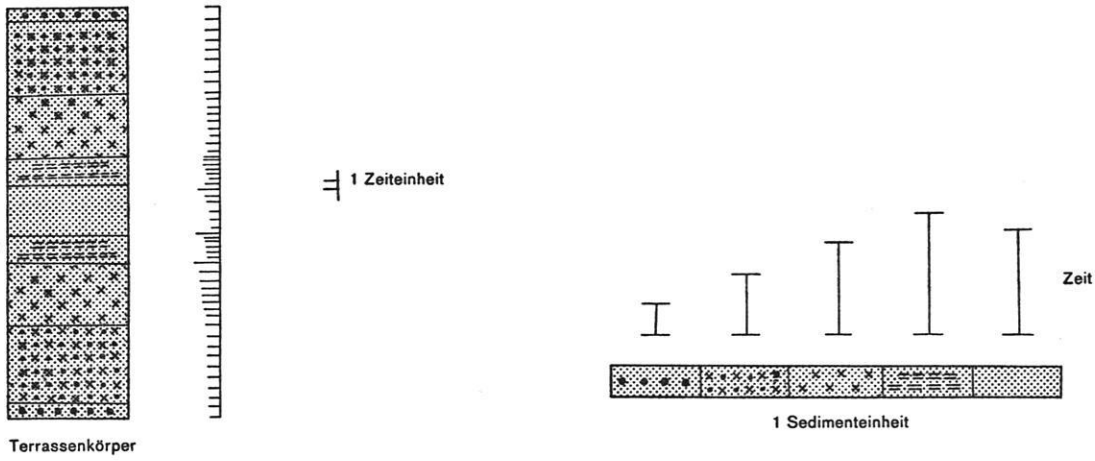


Abb. 2 a und b
(Legende wie Abb. 1)

Nach dem Eindruck aus dem unteren Oudingueur habe ich die Sandablagerung durch den Wind als etwas schneller als die sich mit ihr verzahnende fluviale Sand-Lehm-Akkumulation angenommen.

Die Umkehrung der Zeichnung ergibt die Zeitäquivalente von Fazien gleicher Mächtigkeit (rechts).

Legt man diesen Zeitmaßstab auf eine typische Terrasse an (erste Abbildung), so erhält man: Da die feinkörnig-fluvialen und die äolischen Sedimente sehr viel mehr Raum einnehmen als die grobkörnig-fluvialen, steht einer sehr langen trockenen Zeit ein rascher Übergang zu Feuchtzeitverhältnissen gegenüber.

Für die Abtragung, sei es Deflation oder Erosion, läßt sich leider keine Angabe über die relative Dauer machen.

In der nun folgenden Abbildung 3 werden die Aussagen in Bezug auf die Formung zusammengefaßt (die Feuchtzeitsedimentation wurde zur Vereinfachung fortgelassen): Die Klimaordinate aus Abb. 1 ist hier die Abszisse, es wird angenommen, daß auf ihr das Klima zwischen „feucht" und „trocken" alle Zwischenwerte durchläuft. Die Ordinate gibt die Formungsgeschwindigkeit an (ihre Art wird durch die kleinen Sedimentsäulen bezeichnet), nach oben die Intensität der Aufschüttung: $\frac{d\ Sed}{d\ t}$, nach unten die der Abtragung: $\frac{d\ Eros.}{d\ t}$

Die Intensität der Abtragung wie der Akkumulation erreicht je zwei Maxima, einmal im fluvialen und einmal im äolischen Bereich. Für den letzteren beruhen die Annahmen weniger auf eigenen Feldbeobachtungen als auf Schlüssen aus Angaben in der Literatur.

Der Zyklus muß nicht vollständig durchlaufen werden: Jede Parallele zur Abszisse, die den Kurvenzug im linken Teil der Abbildung schneidet, trifft in ihrem rechten Teil in gleicher Entfernung vom Punkte maximaler Feuchtigkeit seinen Verlauf dort, wo nach einer Umkehrung der Klimaverhältnisse sich die Formung — ausgehend von dem im Schnittpunkt links erreichten Stand — weiter fortsetzt.

Vielleicht gibt es irgendwo im Tal eine Strecke, in der der Sedimentationszyklus ein oder mehrere Male vollständig durchlaufen wurde. Sicher dagegen ist, daß zur Ebene hin nur ein Teilzyklus im Bereich höherer, im Hochgebirge nur einer im Bereich geringerer Aridität beschrieben wird.

Die Unterschiede der Zeichnung zur Abbildung bei CHAVAILLON, J. (1964, Fig. 109) beruhen nebensächlich auf einer etwas anderen Auffassung von „arid" und dem unterschiedlichen Terrassenbegriff, in der Hauptsache aber auf der von mir angenommenen (±) Symmetrie der Formungsvorgänge. Meine Begründung habe ich in diesem Kapitel vorgelegt.

Betrachten wir noch einmal Abb. 1 a: Die obere Begrenzung des Terrassenkörpers ist eine Terrassenfläche, die untere die Auflagefläche auf seinen Basissedimenten. Beide Grenzflächen sind hier nicht (wie die Terrassenflächen in den Profilen) als Form, sondern in Bezug

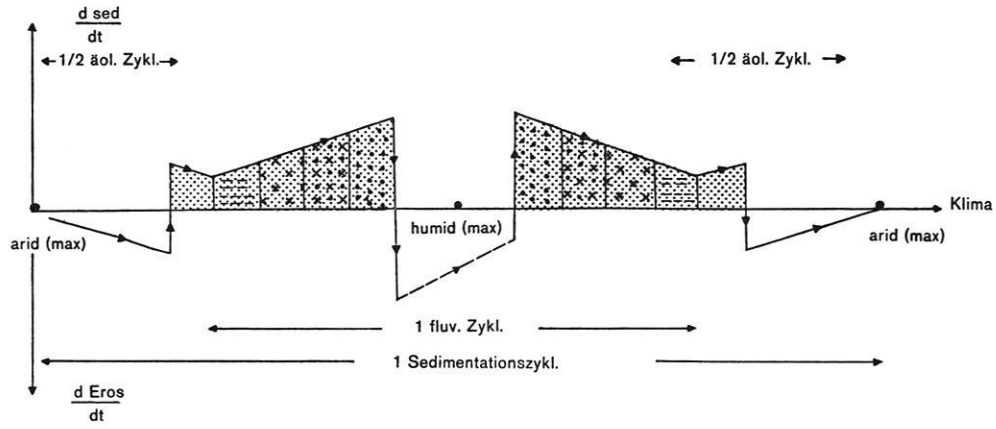


Abb. 3

auf ihre Stellung in der Zeit abgebildet: Die Klimaentwicklung ist eine Entwicklung in der Zeit, die Ordinate kann deshalb als Zeitachse gelesen werden. Die Abbildung zeigt, daß die Terrassenfläche und die Deckenschotter im Gebirge älter sind als im Vorland: Im Hochgebirge läuft die Einschneidung schon lange, wenn sie die tieferen Lagen gerade erst erreicht. Umgekehrt sind die Basisschotter um so älter, je weiter sie im Vorland zu finden sind. Oder allgemein formuliert:

Gleiche Sedimentfazien sind im tieferen Teil eines Terrassenkörpers um so jünger, je näher sie dem Gebirgskern liegen, in seinem oberen Teil, je weiter sie ins Vorland transportiert wurden.

Was geschieht, wenn die am Eingang dieses Unterabschnittes hinzugenommenen Voraussetzungen nicht erfüllt sind?

Ändert sich zur Feuchtzeit hin die Gesteinsaufbereitung, so werden deren Produkte durch die Erosionsstrecken transportiert, zum Teil in ihnen enthaltenen Seen auch niedergeschlagen, aber schließlich doch irgendwo im Vorland abgesetzt. Unter den lehmig-tonigen Sedimenten dort müssen dann unter feuchtzeitlichen Bedingungen gebildete Tone nachzuweisen sein.

Reicht die Schüttung des Enneris zusätzlich über den Wüstenbereich hinaus in ein Feuchtgebiet der Fußstufe, so wird dieser Fazieswandel verstärkt bis zu dem neuen Milieu vollkommen angepaßten Sedimenten.

C DIE ENNERIS GONOA, TOUDOUFOU, OUDINGUEUR UND NEMAGAYESKO

Die Bilder zu diesem Kapitel sind im Anhang beigegeben. Sie sollen möglichst viele Beobachtungen auf einmal dokumentieren und zeigen deshalb nicht immer die beste Ausprägung des Einzelobjektes. Die Fotos haben eine eigene Zählung, im Text bezeichnet durch Bild: N, daneben stehen die Textzeichnungen, gezählt mit Abb.: N.

Alle Farbangaben beziehen sich auf den trockenen Zustand, wie sie im Gelände erscheinen. Nur für die Angaben nach den Munsell Soil Color Charts wurden die Sedimente angefeuchtet.

Bei der Beschreibung größerer flächenhafter Formen habe ich Begriffen wie „Pediment" oder „glacis d'érosion" den neutraleren Ausdruck „Fläche", im Vorland von Stufen auch „Fußfläche" vorgezogen. Ihre Einordnung in die bei der Erforschung von Flächen entwickelten Begriffssysteme ist der Darstellung zu entnehmen.

1. Das Enneri Gonoa

(Karte 2)

Die ersten Geländeuntersuchungen im Tibesti unternahm ich von einem Lager im Vorland der Sandsteinstufe aus, wobei ich versuchte, entlang des Enneri Gonoa zwischen der Straße und der Sandsteinstufe Talformen und Arbeitsmethoden zu erkunden. Die übrigen Talabschnitte habe ich nach einigen raschen Begehungen aus dem Luftbild interpretiert. Der Oberlauf südlich der Sandsteinstufe blieb unbearbeitet. Auch mit der Auswertung begann ich experimentierend an dem Beobachtungsmaterial aus diesem Tal. Die Gültigkeit der folgenden Aussagen muß zusätzlich um diese Vorbehalte eingeschränkt werden.

Der Talzug läßt sich in drei Teile gliedern: Einen untersten Talabschnitt mit breiter Talsohle (bis etwas südlich der Zahl 198), eine mittlere Engtalstrecke im Bereich des Schiefergebirges und einen Oberlauf im Bereich der Ignimbrite und Fußflächen im Vorland der Sandsteinstufe. Auf kleinem Raum zeigen sie einige Glieder der Talformenkette des Oudingueur.

Die unterste Talstrecke des Enneri Gonoa — soweit sie von der rezenten fluvialen Formung ausgespart wird — und die ihr angrenzenden tektonisch angelegten Seitentäler zeigen eine Sohle, die den seitlich anschließenden Sandschwemmebenen, bestehend aus flächenhaft-fluvial abgelagertem, mit etwas Schiefergebirgsdetritus vermischtem Sand, vollkommen gleicht. Soweit dieser Talbereich jedoch durch die streifig-fluviale Formung des

Enneri Gonoa bestimmt wird, zeigt seine Sohle Merkmale eines verwildernden Flusses: Das Niedrigwasserbett, das aus vielen übergreifenden flachen Schwemmkegeln besteht, gabelt sich vielfach. Über das Mittel- und Hochwasserbett schüttet das Enneri in die Seitentäler hinein. Diese erhalten dadurch rückläufiges Gefälle, bei einem Abkommen bilden sich hier Lachen, die tonig-lehmige Sedimente hinterlassen. Wo das Enneri die Engtalstrecke verläßt, schüttet es einen großen, stark geneigten Schwemmkegel.

Das Sediment im Bereich der streifig-fluvialen Formung ist ein mächtiger, weicher, grauer Sand. Auf dem Mittel- und Hochwasserbett liegen zusätzlich Kiese und selten auch Schotter.

Die Engtalstrecke im Schiefergebirge läßt sich noch einmal unterteilen in den ersten Kilometer an ihrem Südeingang und die gesamte übrige Strecke. In der letzteren mäandriert das Niedrigwasserbett auf enger Talsohle. Die Schüttung erfolgt in Schwemmkegeln, die sich gegenseitig unterschneiden. Unter den Sedimenten der Talsohle werden die Schotter häufiger.

Der oberste Kilometer dieses Talabschnittes ist Erosionsstrecke. Das Längsprofil ist mehrfach gestuft, im Talgrund steht Fels an, übersät mit Strudellöchern, aber nur dünn mit Schotter bestreut. Das Hochwasserbett wird durch eine Schleppe junger Sedimente am Hang vertreten. Es erreicht eine Sprunghöhe von über 5 m (gegenüber sonst weniger als 1 m).

Der Talverlauf ist hier für die Täler des Schiefergebirges typisch: Laufstrecken im Streichen der Hauptverwerfungslinien wechseln mit Durchbruchstrecken quer zum Streichen der mehr oder weniger senkrecht stehenden Gesteinsschichten. Die härteren Gesteinsbänke treten unmittelbar an das Tal heran, während sich in den weicheren Terrassenflächen etwas breiter entwickeln konnten.

Unmittelbar südlich der Erosionsstrecke laufen drei größere, breitsohlige Täler zusammen. Breit entwickelt bei geringen Höhendifferenzen sind hier auch das Mittel- und Hochwasserbett. Die Talsohle ist sandig, Kiesbänke und Schotterlagen sind vielfach vertreten, hauptsächlich auf den höheren Niveaus.

Das Enneri Gonoa geht aus zwei gleich breiten, gestreckten Laufstrecken hervor, die weiter südlich noch enge Täler sind. Grobschotter füllen fast die ganze Sohlenbreite. Sie bestehen außer Ignimbriten auch aus Sandstein und Basalt. Steht seitlich Ignimbrit an, so stecken Ignimbritblöcke in der Talsohle und in den Terrassen.

Noch weiter südlich führt die Talsohle über einen Gefällsbruch auf ein höheres Niveau hinauf, im westlichen Ast bei (Karte 2, R. 4.3 / H. 12.0), im östlichen bei (R. 3.9 / H. 9.5). Südlich von ihm besitzt der westliche Ast ein stärkeres Gefälle als der östliche, am Südrand der Karte beträgt die Höhendifferenz gut fünfzig Meter.

Es folgt wieder ein Durchbruchsbereich im Schiefergebirge, in dem sich das Tal einengt, wobei es durch die zusätzlich vorhandenen Ignimbritwände stellenweise Klammcharakter erhält.

Ganz im Süden schließlich werden noch die tiefen Talschluchten im Sandsteinbereich sichtbar.

Im unteren Talbereich des Enneri Gonoa gibt es drei Terrassenhauptniveaus, die als Nieder- (N; 3 bis 5 m), Mittel- (M; 7 bis 8 m) und Oberterrasse (O; 10 bis 12 m Sprunghöhe über der Talsohle) bezeichnet werden. Sie bestehen jeweils aus zwei bis drei Subniveaus.

Die Mittelterrasse tritt als Form in meinem ganzen Arbeitsgebiet nur hier in der Nähe der Mündung des Gonoa in den Bardagué auf. Sie kennzeichnen weiche, weiße fluvio-limnische Sedimente mit Schnecken- und Schilfhorizonten. Ihr Terrassenkörper ist im Mittelabschnitt des Enneri Gonoa nicht vorhanden, die letzten Vorkommen findet man SE des Basaltkegels. Dort liegen sie einige Meter über der Talsohle, ähnlich wie an der Mündung des Gonoa in den Bardagué. Der Befund spricht ebenso sehr gegen ein Auskeilen — denn sonst müßte die Niederterrasse die Mittelterrasse überschneiden — wie gegen eine Fortsetzung der Terrasse talauf. Eine nähere Untersuchung kann nur sedimentologisch arbeiten, da in diesem Gebiet auch noch Hochterrassensedimente vorkommen. Die Mittelterrasse ist — vielleicht — auch im Talbereich südlich der Erosionszone, aber nördlich der Straße noch einmal als Sediment zu finden und — etwas sicherer — auch im unteren Oudingueur. Dieses Material reicht nicht aus, eine Meinung über die Terrasse zu begründen (ausführlich beschreibt sie JÄKEL, D., 1971).

Die Nieder- und die Oberterrasse kommen entweder als Erosionsterrasse auf Schiefergebirge vor oder in einem nach Korngröße und Zusammensetzung gleichen Sediment: Einer sandigen Grundmasse sind Kiesbänke und einzelne Schotter eingebettet, der Anteil des Grobmateriales nimmt nach oben zu, bis der Terrassenkörper in einer krönenden Schotterlage abschließt. Sein Gestein setzt sich vorwiegend aus örtlich anstehendem Material zusammen, erst in zweiter Linie aus talaufwärts liegendem Gestein. Soweit es sich bei den Schottern um Ignimbrite oder ähnlich weiche Gesteine — vor allem einige feinkörnige Sandsteine — handelt, nimmt ihr Anteil talab überproportional ab. Sie werden also bei dem Transport zerrieben.

Die große Oberterrassenfläche nordöstlich des mittleren Basaltkegels liegt teilweise auf fluvial umgelagerten Aschen, teilweise ist sie als Fläche dem Schiefergebirge aufgeprägt. (Die als Niederterrasse kartierte Fläche östlich davon zeigt eine gewisse Schwäche der Kartierungsmethode: Nach meinen Geländeerfahrungen gehören alle ausgedehnteren flächenhaften Formen des Talbereiches der Oberterrasse an. Ganz überwiegend aber ist in den Nebentälern nur eine Terrasse vorhanden, die mit der Niederterrasse des Haupttales zusammenhängt. Kartiert man im Luftbild ein Seitental aus, so können wie hier die Kartierungsansätze sich widersprechen.)

Die gleichen Aschen findet man am Südwestfuß des Vulkankegels ungefähr 25 m hoch über dem Flußbett. Hier tritt fleckenhaft als vierte Terrasse die vulkano-fluviale Hochterrasse auf (V), die im Toudoufou und im Oudingueur weit verbreitet ist. Ihr Sediment findet man im

Enneri Gonoa noch an vielen Stellen. Auch ist es in dessen Mündungsbereich aus dem Bardagué bekannt (JÄKEL, D., 1971), doch ist die Form Hochterrasse nur an wenigen Stellen vorhanden.

Im ganzen Mittelabschnitt des Gonoa treten die Terrassen fast ausschließlich als Erosionsleisten im Hang auf. Nur die Oberterrasse besitzt stellenweise auch einen etwa 3 m mächtigen Terrassenkörper, der dem Schiefergebirge aufgelagert ist. Darüber hinaus erscheinen die Terrassenflächen häufig und ganz besonders in den Erosionsstrecken in viele Niveaus gegliedert.

Den Schlüssel zum Verständnis dieser Erscheinung bietet die rezente Talsohle. Sedimente des Hochwasserbettes erreichen stellenweise mehr als 5 m Höhe, dicht daneben gehen sie aber kaum über 1 m hinaus (s. o.). Man muß an diesen Stellen folglich auch den Terrassenflächen eine größere Variabilität in der Sprunghöhe zubilligen. Die Sprunghöhe des Hochwasserbettes ist eindeutig proportional dem Gefälle der Talsohle in dieser Strecke. Man erhält in dem Längsprofil folgendes Bild, gezeichnet für zwei Terrassen mit je zwei Terrassenflächen:

Abb. 4

Terrassenflächen können sich sogar überschneiden: Unmittelbar unterhalb der Erosionsstrecke hebt sich aus der Talsohle eine Fläche heraus, die 250 m talab als Niederterrasse in 10 m Höhe endet! Etwas weiter talab löst sich wiederum eine Fläche aus der Talsohle, die 575 m talab als Niederterrasse 15 m über der Talsohle erreicht! Will man sich die Genese der Erscheinungen vorstellen, so hat man nur die Abbildung etwas genauer zu gestalten: Der gleichsinnige Verlauf der Gruppen von Terrassenflächen ist übertrieben, insbesondere ist in den Steilstrecken die obere, schwächer geneigte Terrassenfläche länger als die untere, steilere. Hierin spiegelt sich die allgemeine Erfahrung, daß in Erosionszeiten Steilstrecken herausgearbeitet werden, bei der Akkumulation sich Gefällsunterschiede abflachen. Mit diesen Verbesserungen erhält man Abbildung 5, der Deutlichkeit halber in einem größeren Maßstab und in zwei verschiedenen Terrassensignaturen gestellt.

Abb. 5

Die Terrassenflächen der Oberterrasse zeigen die gleichen Erscheinungen. Sie erreichen mehr als 25 m über der Talsohle, liegen aber auch weiter talauf relativ hoch (s. u.).

Folgerungen:

1. Die Lage der Gefällssteilstrecken hat sich seit der Oberterrassenzeit nicht wesentlich geändert.

2. Terrassenflächen konvergieren auf den oberen Gefällsbruch einer Steilstrecke, sie divergieren in ihr.

3. In Erosionszeiten (Modell: Schwache Aufschüttung = Niedrigwasserbett) werden die Steilstrecken herausgearbeitet und versteilt, in Akkumulationszeiten (Modell: Starke Aufschüttung = Hochwasserbett) werden die Steilstrecken verschüttet und abgeschrägt.

4. Terrassenflächen oberhalb und unterhalb einer Steilstrecke müssen sich eindeutig und vollzählig um Hauptniveaus gliedern. Geht die Korrelation nicht auf, so ist sie falsch.

Diese Erfahrung bestätigt sich im Schiefergebirge immer wieder, so daß ich sie schließlich auch im umgekehrten Ansatz zur Deutung von Terrassenflächen fraglicher Stellung benutzte.

Im Gonoa enthalten sie in Verbindung mit der Sedimentführung noch mehr: Es ist die jüngste Terrasse, die am unteren Ende einer Steilstrecke von Talsohlensedimenten begraben wird. Diese wurden folglich nach der Fertigstellung der Form Niederterrasse abgelagert und sind deshalb mindestens subrezent. Der Schwemmkegel der Talsohle ist in der Steilstrecke nur ein Glied in der Kette der Schwemmfächer und über sie mit dem in die Seitentäler schüttenden Gonoa talab verbunden. Die Aufschüttung läßt sich auch an der Verschneidungsstelle direkt beobachten: Hat die Sedimentation eine Terrassenfläche erreicht, so folgt ihr beim Abkommen des Enneris das Wasser ein Stück, wobei es abträgt oder Sedimente absetzt, d. h. ein alter Talboden wird reaktiviert und dadurch zur Basis der Aufschüttung.

Unmittelbar südlich der Erosionsstrecke tritt die Oberterrasse als eine mit Schuttstreu bedeckte Fläche auf, die, von der Oberfläche des Ignimbrites ausgehend, sich auf Granit im Westen und Schiefer im Osten erstreckt. Wie die kleinen Geländestufen zeigen, wurde der Ignimbrit zur Oberterrassenzeit flächenhaft tiefergeschaltet. Zusätzlich besteht der Verdacht, daß er schon vor der Oberterrassenzeit eine Einebnung hat über sich ergehen lassen müssen (wie in der entsprechenden Höhe entlang des Oudingueur). Andererseits ist die Anlage der Oberterrasse hier durch das Vorhandensein einer Fläche bestimmt worden und ebenfalls ihre mittlere Höhe, heute 20 m über dem Enneribett, die je nach Untergrund schwankend auf Granit am niedrigsten, auf Schiefer am höchsten liegt. Gegliedert wird die Fläche von den erwähnten Stufen und durch muldenförmige Täler (Bild 1).

Auch die Niederterrasse nimmt in diesem Gebiet relativ große Flächen ein. Es handelt sich fast durchweg um Akkumulationsterrassen, die den Ignimbritwänden angelagert sind. Sie zeichnen sich durch grobe Schotter und einsedimentierte Ignimbritblöcke aus. Diese boten zusammen mit den Wänden dem Menschen Anreiz zu Felsritzungen, von denen einige (bei R. 5.2 / H. 13.5, mit Parkplatz) vielfach publiziert worden sind (z. B. bei

HUARD, P., 1952 und 1953). Nach ihrer Lage auf der Niederterrasse befand sich diese zur Zeit der Felsbildzeichner bereits in Zerschneidung.

Weiter südlich, wieder im Schiefergebirgsbereich, liegen Oberterrassenflächen fast nur auf Ignimbrit, der hier in der Engtalstrecke nur stellenweise erhalten ist. Die Niederterrasse ist nur in kleinen Schotteransammlungen vertreten, entweder länglich am Rand der Talsohle oder als Häufchen in geschützten Winkeln.

Im Vorland der Sandsteinstufe ist die Fußfläche zur Oberterrassenzeit überformt worden. Niedrige Terrassen entlang kleiner Abflußrinnen belegen, daß die Fläche in der heutigen Form der vorletzten Terrassenbildungszeit angehört.

Das Sediment der Fußfläche besteht aus einem etwa 1 m mächtigen Sand-Hangschuttgemisch mit hohem Anteil an Schutt und einer krönenden Hangschuttdecke.

Bei (R. 3.8 / H. 3.1) erstreckte sich der Talverlauf nach der Ignimbritzeit als Sehne durch den heutigen Bogen. In ihm haben sich ältere Sedimente erhalten. In tieferen Lagen sind sie sandig-kiesig mit eingeschalteten rötlichbraunen Bodenbildungen, darüber findet man die weißen Aschen und Bimse der späten SC III b-Zeit. Sie belegen, daß es ehemals auch in diesem Gebiet eine Hochterrasse gab.

An der gleichen Stelle wurde das Gonoatal schon durch einen Basaltstrom (SN 1), dann durch den Ignimbrit immer weiter nach Osten gedrängt.

Als Reste ehemals weiter verbreiteter Vorkommen liegen Lava- und Tuffströme des Ignimbrites als schmale Bänder in den Schluchten der Sandsteinstufe und den talab unmittelbar anschließenden Tälern des Schiefergebirges (s. o.). Daraus geht hervor: Sowohl die Schluchten im Sandstein wie die Täler des Schiefergebirges müssen schon vor der Ignimbritzeit den heutigen sehr ähnlich gesehen haben.

Talab schließt sich der Ignimbrit zu einer größeren Fläche zusammen. Hier ist seine Basis aufgeschlossen, eine Skizze davon findet man bei VINCENT, P. M. (1963, Fig. 48), ihr Sedimentbestand ist dem des oberen Oudingueur gleichartig und wird dort näher beschrieben: Schotter an der Basis, darauf Sand-Kieslagen, fluvial geschichtet mit einzelnen Mergel- und Aschenbänken, nach oben abgeschlossen durch einen rötlich-braunen Boden, auf den der basale Aschenabsatz des Ignimbrites folgt.

Flächenhaft tritt der Ignimbrit ausschließlich auf Granit oder einem stark granitisierten Schiefer auf. Der unbedeckte Granit im Westen der Karte wird im Norden und Süden von den Kämmen des Schiefergebirges überragt. Die beiden Arme des Enneri Gonoa führen im Süden über je einen scharfen Gefällsknick aus dem Schiefergebirgsbereich auf das Niveau des Granites hinab (s. o.). Die Granitoberfläche liegt im Bereich des Enneri Gonoa nur wenige Meter über der Talsohle unter dem Ignimbrit, sie steigt nach Westen langsam auf das Niveau der Oberterrasse und darüber an.

Der Granitbereich bildete demnach vor der Ablagerung des Ignimbrites eine Vertiefung im Schiefergebirge, die „Cuvette" von Gonoa, die auch heute durch den Ignimbrit nur teilweise maskiert wird. Die Eintiefung ist nicht von Anfang an vorhanden, da sie ihre größten Werte im Bereich des sie querenden Enneris erreicht. Mit anderen Worten: Die Abtragung des Granites eilt flächenhaft derjenigen des Schiefergebirges voraus. Diese Formungstendenz bleibt auch später erhalten: Der Ignimbrit endet im Westen der Karte in einer Stufe gegen die freie Granitoberfläche.

Heute erscheint die freie Oberfläche des Granites flächenhaft durch Sandbewegung geformt, durch Vorgänge, wie man sie sonst nur in den Unterläufen der Täler antrifft. Hier in ungefähr 1000 m Höhe liegen aber die benachbarten Flächen auf Ignimbrit und Schiefergebirge tot da. Ebenso fremd wirkt in dieser Höhenlage die Erosionsstrecke des Gonoa auf dem ersten Kilometer nach dem Wiedereintritt in das Schiefergebirge: In gleicher Höhe sedimentiert der Oudingueur genau so, wie es das Enneri Gonoa oberhalb und unterhalb dieser Stelle tut.

Beide Erscheinungen gehören zusammen: Die Abtragung des Granites eilt auch heute derjenigen des Schiefergebirges voraus, die Erosionsstrecke wird von oben her freigehalten. Erst recht gilt diese Folgerung für Erosionszeiten (s. o.) — mithin hat der Granit dieses Gebietes unter allen Klimaten, die vorkamen, als weiches Gestein reagiert.

Die Fußfläche vor der Sandsteinstufe zieht über alle Gesteine (überwiegend Schiefer) hinweg. Die Stufe selbst muß seit sehr langer Zeit nahezu unverändert an dieser Stelle liegen: Der Basalt, der im Südwesten der Karte über sie herabkommt ist der gleiche Strom, der bei der Zahl 272 einen Flächenrest des Schiefergebirges konserviert. Die Oberfläche der Basalte ist zu einer Schuttstreu zerfallen. An verschiedenen Stellen findet man in ihr bis zu mehreren Metern große Inseln aus einem ockergelben Ton, den Trockenrisse polygonal zerlegen.

Die Stufe besteht aus der Stufenfläche aus Sandstein, der Stufenstirn mit Sandstein oben und Schiefer darunter. Vor ihr liegt ein Schiefergebirgshügelland, durch das die Wurzeln der Fußfläche bis an die Stufe zurückgreifen.

Bild 2 zeigt, daß der oben erwähnte Flächenrest tiefer liegt als die Gipfelhöhe des Schiefergebirges weiter nördlich. In dessen Niveau gibt es ebenfalls Flächen. Das Schiefergebirge hat demnach bis zum Auftreten des SN-1-Basaltes bereits eine vielphasige Formung durchlaufen. Andererseits hat es seit seiner starken Zertalung, die vor der Ignimbritzeit liegt, seine Formen nicht mehr wesentlich geändert. Heute erscheint sein Relief als weitgehend von der Struktur bestimmt und stark zerschnitten. Steuernd auf die Formung wirken das NNE-SSW-Streichen der Schiefergebirgsketten bei fast senkrechtem Einfallen, das gleichsinnige Streichen der Hauptbruchlinien, die NW-SE verlaufenden Bruchlinien zweiter Ordnung; das Gebirge erscheint feiner geglie-

dert durch Seitentälchen im Bereich weicher Tonschiefer und mit klotzigen Formen beim Anstehen von Kieselschiefer. Dazwischen liegen die größeren Täler, deren Verlauf durch Bruchlinien weitgehend vorgezeichnet ist. In ihrer Nähe hat die Zerschneidung der Struktur ein kuppiges Hügelland aufgeprägt, dessen Gipfel in größerem Abstand von den Haupttälern zu flachwelligen Hochflächen verwachsen.

Die Vulkankegel im Schiefergebirge schließlich dürften nach VINCENT, P. M. (1963) aus SN-3-Basalt bestehen. Dessen Stellung ist nicht hinreichend geklärt, unter Umständen gehört er — geomorphologisch betrachtet — zum Formungszyklus des Ignimbrites. Dann wären die Vulkankegel in der Karte rot anzulegen.

2. Das Enneri Toudoufou

(Karte 3)

Der von mir bearbeitete Teilabschnitt des Enneri Toudoufou zeigt mit seiner breiten Talsohle, dem verwilderten Stromstrich, den Tonpfannen und den von Tamarisken bestandenen Uferwällen alle Merkmale des Unterlaufes eines Haupttales im Schiefergebirge. Im Südteil der Karte ist über größere Strecken Epigenese eingetreten, der ursprüngliche Talverlauf ist in der Karte deutlich zu erkennen.

Das recht genau Süd-Nord verlaufende Tal verrät die tektonische Anlage. Im Süden der Karte liegt das Enneri Toudoufou um eine Verwerfungslinie nach Osten versetzt.

Die Menge heute in der Talsohle fluvial bewegten Materiales ist — verglichen mit dem Oudingueur und dem Bardagué — erstaunlich groß. Es handelt sich überwiegend um grauen Flußsand, vermischt mit Kies und einzelnen Schottern. Der Flußsand ist ganz locker gelagert, geschüttet in Schwemmfächern, die sich gegenseitig unterschneiden (Bild 3). Zwischen ihnen kommen Sprunghöhenunterschiede bis zu 2 m in steilgeböschten Hängen vor, d. h. während die Wurzel des Schwemmfächers im Niveau des Niedrigwasserbettes liegt, erscheint sein Delta als Mittel- oder Hochwasserbett über dem nächsttieferen. In den Sanden der Talsohle strudeln die Fluten Kolke aus, die sich mit Tonabsätzen füllen.

An der Vereinigung mit dem Bardagué bestimmen die Sedimente des Toudoufou das Bild: Ein mit Tamarisken bestandener Uferwall riegelt den Bardagué weitgehend ab, dieser sedimentiert oberhalb von ihm in einer Tonpfanne, während talab — das Tal heißt hier Enneri Arayé — Formung in der Art des Toudoufou vorherrscht. Ebensowenig macht sich die Einmündung des Oudingueur in den Toudoufou bemerkbar.

Uferwälle, bestanden mit Tamarisken, begleiten die Talsohle dort, wo sich das Tal verengt. Breite Talabschnitte werden von einem verwilderten Flußbett eingenommen. Die Erscheinungen haben die gleiche Ursache: Der Fluß bewältigt den Transport seiner Sedimente nicht. In dem einen Fall setzt er sie flächenhaft ab, im anderen streifenhaft als aufragende Uferwälle.

Diese ziehen sich quer über die Mündung von Seitentälern und riegeln randliche Buchten teilweise oder vollständig ab. Soweit die Abdämmung unvollständig bleibt, enthalten die Buchten hinter den Wällen gelben Schwemmsand und eine Tonpfanne, d. h. bei Hochfluten dringt Wasser aus dem Toudoufou in diese Gebiete ein, es bildet sich eine Lache, die beim Verdunsten die mitgeführten Bimssteine, Hölzer und Tone absetzt. Die Tonpfannen werden dadurch regelrecht zu Baumfriedhöfen. Ist das Seitental oder die Bucht vollständig abgeriegelt, so liegen unmittelbar hinter dem Wall Tonsedimente, in einiger Entfernung von ihm dominieren Formungsprozesse der Sandschwemmebenen; stellenweise sogar solche des Windes, die zur Bildung kleiner Dünen führen.

Im Nordteil der Karte 3 ragt die Niederterrasse stellenweise als längerer, schmaler Riegel in die rezente Talsohle hinein. Dieser löst sich talaufwärts vom Talhang und taucht talabwärts unter die rezenten Talsohlensedimente ab. Er scheidet dabei häufig den Bereich des Flußsandes von demjenigen der Seitenbecken mit ihren Tonsedimenten und gelben Quarzsanden. Diese Form und ihre Lage im Tal spricht dafür, daß auch zur Aufschüttungszeit der Niederterrasse die Sedimentation in (vermutlich von Tamarisken bestandenen) Uferwällen erfolgte.

Ein Aufschluß im Mittelwasserbett zeigt, daß sich die Formungsbedingungen in der jüngeren Vergangenheit nicht gewandelt haben: Es wechseln in ihm geschichtete, lockere Lagen eines feinkörnigen ockergrauen Sandes mit solchen grauen Sandes, in den Kies und vereinzelt kleine Schotter eingelagert sind (Bild 4). Das Bild wurde an einer Erosionskante im Mittelgrund von Bild 3 aufgenommen, an der Grenze von fluvialer (grauer Sand mit Kies) zur Formung in Sandschwemmebenen (heller, feiner Sand). Der Aufschluß belegt eine mehrmalige Verlagerung dieser Formungsgrenze im aufschüttenden Milieu.

Ebenso wie der Toudoufou heute stark aufschüttet, muß er zu anderen Zeiten auch kräftig erodiert haben. Er hat — außerhalb der von Epigenese betroffenen Stellen — sein Tal immer wieder in ganzer Breite ausgeräumt, Terrassen blieben nur als schmale Leisten stehen. Daher sind die jüngeren Terrassen zwar durch das ganze Gebiet zu verfolgen, aber sie sind fast nur als Erosionsterrasse oder mit dem Hangschutt der Talrandfazies vertreten.

Dies gilt besonders für die Niederterrasse. Ihre weiter zur Talmitte gelegenen Vorkommen sind abgeflacht, als Form undeutlich und kaum je aufgeschlossen. Man erkennt sie an ihrer aus verschiedenen Schiefern bunt zusammengesetzten Schotterstreu.

Um die Oberterrasse steht es nicht besser. In ihrer Schotterstreu sind neben dem Schiefergebirgsmaterial Schotter aus einer blasigen basaltischen Schlacke häufig. Im Südosten des Blattes tritt sie — in gerader Fortsetzung des Toudoufoutales — in flächenhafter Form auf: Der Terrassenkörper besteht hier aus einem halben Meter Hangschutt, der dem anstehenden Schiefer auf-

liegt. Die Form erinnert an die flächenhafte Verbreitung der Terrasse als Fußfläche vor der Sandsteinstufe, nur schneidet die Fläche dort (1100 m bis 1200 m) über alle Gesteinsarten hinweg, während ihre Verbreitung hier (840 m) an ein rotes, toniges Gestein gebunden bleibt. Dieses ist in seinem ganzen Verbreitungsgebiet flächenhaft tiefergelegt, wo es Wände bildet, zeigen diese Höhlungen. Gemessen an den benachbarten Schiefern ist dieser Tonschiefer ein morphologisch weiches Gestein.

Bei (R. 1.8 / H. 10.0) klebt eine Säule Travertin im Ausgang eines Seitentales am Schiefer. Das Vorkommen steht vollkommen isoliert, eine Erklärung dafür habe ich nicht.

Gut dagegen läßt sich im Toudoufou die vulkano-fluviale Hochterrasse und ein sie unterlagerndes fluviales Sediment untersuchen.

Die Terrassenfläche der Hochterrasse erhebt sich 25 m bis 30 m über die Talsohle und breitet sich weit in das Schiefergebirge aus, das sie an vielen Stellen in inselhafte Berggruppen zerlegt. In einiger Entfernung vom Terrassenhang geht die Fläche in ein welliges Relief über, das auf exponierten Stellen äolisch, in den tiefer gelegenen, breiten, flachmuldigen Bereichen durch Schwemmsand geformt wird. Je nach dem Angriff der Erosion erscheint der Terrassenhang in allen Übergängen von einer Mauer bis hin zu einer schiefen (Schwemm-)Ebene.

Die Terrassenflächen der Hochterrasse gliedern sich in zwei Subniveaus, getrennt durch 2 m Höhendifferenz und außerdem teilweise durch das Sediment des Terrassenkörpers unterschieden.

Die Sedimente der Hochterrasse lassen sich trotz ihres einheitlichen Aussehens in verschiedene Fazien untergliedern. Im Toudoufou bestehen sie überwiegend aus geschichteten, wechsellagernd weißlich-grau bis hellockerfarben (Munsell: 10 YR 6/4) sandigen Mergeln und mergeligen Sanden. Diese enden 2 m bis 3m unter dem Hauptniveau der Hochterrasse in einer Terrassenfläche, die im besten Falle so schön gleichmäßig mit Bimsen und blasigen Basaltschottern bestreut ist, wie es Bild 5 zeigt, die aber stets durch deren Anwesenheit gekennzeichnet wird. Seitlich überlagert wieder Hochterrassenmaterial die Streu, nun aber hell-weißlich-gelb gefärbt (Munsell: 10 YR 5/3) und von Trockenrissen durchzogen, die mit Ausfällungen von Kieselsäure gefüllt sind; die Terrassenhauptfläche erscheint mit Kieselbruchstücken oder Hangschutt überstreut, stets fehlen die schwarzen Schotter. Das helle Hochterrassensediment erscheint un- oder schwach geschichtet, mergelig, aschig, aber auch lehmig (mit Schneckenhorizonten), mehr als ein Schlamm wie ein fluviales Sediment. Diese Merkmale sprechen dafür, daß es unter feuchteren Bedingungen abgelagert wurde als die Hauptmasse der Hochterrassensedimente. An anderer Stelle reicht deren älterer Sedimenttyp bis auf das Hauptniveau der Terrasse; er ist dann aber regelmäßig nicht von den blasigen Basaltschottern bedeckt. (Eine Interpretation dieser Anordnung versuche ich im Kapitel D, 2 a zu geben.)

Nach der Ablagerung der vulkano-fluvialen Sedimente der Hochterrasse hat sich der Toudoufou in der Südhälfte der Karte auf 8 km östlich von seinem ursprünglichen Lauf neu eingeschnitten.

Das Material des Hochterrassenkörpers liegt fast überall diskordant auf älteren fluvialen Ablagerungen (Bild 6). Sie sind geschichtet und steinhart verfestigt. Wo das Gestein der Abtragung ausgesetzt wird, spaltet der dunkelocker- bis rötlichockerfarbene Sandstein (Munsell: 10 YR 5/6 und 6/6; 10 YR 7/3) plattig ab. Wo er Kies und Schotter mit enthält, zerbröckelt das Gestein. Die Sedimente sind bis zu 7 m hoch aufgeschlossen. Besonders im untersten Toudoufou findet man in ihren höchsten Lagen auch Mergel- und Bimssteinbänke, die ebenfalls verfestigt sind.

Im Schutze der vulkano-fluvialen Sedimente hat sich auf den Hängen des Schiefergebirges ein etwa 1 m mächtiger roter Boden erhalten (7.5 YR 4/4; 2.5 YR 5/6).

Dem Schiefergebirge wird heute Sand aufgeweht. Im Nordwesten der Karte liegt ein größeres Flugsandfeld, über das einige Barchane wandern. Bei (R. 6.0 / H. 11.5) ist der Rest einer Rumpffläche des Schiefergebirges erhalten, die sich weiter südlich, bereits außerhalb der Karte, über größere Gebiete erstreckt.

3. Das Enneri Oudingueur

Das Enneri Oudingueur ist der längste der von mir bearbeiteten Talzüge. Es liegt zwischen 850 m und 1530 m Höhe und durchzieht Gebiete verschiedener Formengruppen, nach denen sich das Tal in Teilstrecken untergliedern läßt.

a) Das Enneri Oudingueur im Bereich äolischer Formung und von Sandschwemmebenen (Unterer Oudingueur) (Karte 4, 5 und 6)

Geht man quer über die Talsohle des Toudoufou in die Mündung des Oudingueur, so durchschreitet man zwei Formungsbereiche: Aus dem tiefgründig sandigen, in viele Niveaus gegliederten Bett des Toudoufou kommt man auf eine harte, sandig-tonige, kaum gegliederte Talsohle. Ihre fluvialen grauen sandigen Sedimente sind auf die Talmitte beschränkt, die tonigen schließen sich zum Rand hin an. Auch nehmen diese beiden Fazien meist nicht die ganze Talsohle ein: Unter den von äolisch transportiertem Sand überzogenen Höhen des Schiefergebirges und angrenzend an die in Sandschwemmebenen geformten Seitentäler schrumpft der mit Ennerisedimenten bedeckte Streifen auf die Mitte der Talsohle zusammen. Seitlich bis zum Schiefergebirge schließt sich gelber Quarzsand mit Formenmerkmalen einer Sandschwemmebene an.

Diese Beschreibung gilt für den untersten Teil des Enneri Oudingueur, etwa bis zu den drei Schiefergebirgskuppen in der Talsohle in der Mitte des Blattes 089. Talauf wandeln sich die Formen der Talsohle und ihrer Sedimente weiter: Nach und nach treten die to-

nigen Bestandteile zurück. Sie kennzeichnen hier Seitenarme und Kolke, der feine und mittelkörnige graue Flußsand wird weicher, die verschiedenen Talsohlenniveaus stellen sich ein und auf ihnen Kies als gröberes Sediment. Mündungen der Seitentäler formen sich zu Seitenbecken um, in die Fluten des Oudingueur Ton und Holz absetzen. Am Rande der Talsohle treten Tamariskenhügel auf, kuppige Anhäufungen aus humosen Bestandteilen und Sand, auf denen lebende oder abgestorbene Tamarisken stocken.

Die Fazies- und Formenentwicklung wird teilweise von der Seite her bis zur Überlagerung beeinflußt: Während der unterste Abschnitt des Enneri Oudingueur durch eine ziemlich geschlossene Schiefergebirgskette gegen seitliche Einflüsse etwas abgeschirmt wird, erreicht das Schiefergebirge im Bereich der Blätter 129, 130 und 142 weniger große Höhen. Hochterrassenmaterial hat hier das alte Talnetz in ihm weitgehend verfüllt. Es konnte sich flächenhafte Formung in Sandschwemmebenen, Flugsandfeldern und Dünen entwickeln. Die Formung quert, von Nordosten nach Südwesten ziehend, den Oudingueur, der sich nach Nordwesten erstreckt. Es fällt dem Enneri schwer, die Talsohle offen zu halten; Beimischungen von Dünensand färben den sonst grauen Flußsand grau-gelb, im Lee der Tamariskenbüsche findet man Schleppen aus gelbem Dünensand, und vielfach auf dem südwestlichen Talhang des Enneri Flugsanddecken aus grauem Flußsand.

Die talaufwärts stärker werdende fluviale Formung tritt regelhaft in zwei Typen auf: In allen Engtalstrecken mäandriert das Enneri, auf breiter Talsohle verzweigt sich das Niedrigwasserbett in viele Arme, das Bild der Talsohle ähnelt derjenigen eines verwildernden Flusses.

Auf den Blättern 140 und 189 erscheint sie ähnlich wie im unteren Gonoa und im Toudoufou: Auf ihr ist eine Dreiteilung in Niedrig-, Mittel- und Hochwasserbett entwickelt. Ihr Material besteht überwiegend aus grauem Flußsand. Auf dem Mittel- und Hochwasserbett nimmt die Kiesfraktion einen größeren Anteil ein: Schotter fehlen weitgehend. In der Engtalstrecke am Umlaufberg auf dem Blatt 140 bedeckt der Kies fast die ganze Breite der Talsohle, doch schwimmt er nur als dünne Decke auf lockerem, tiefgründig weichem Sand. Nordwestlich des Umlaufberges tritt Grundwasser bis dicht unter das Niedrigwasserbett. An der Einmündung der alten Talschlinge bildet sich außerhalb des Bereiches stärkerer fluvialer Formung ein poröses Salz-Ton-Sediment. In der Nähe der Wasserstellen blüht Natronsalz aus. Das reichlich vorhandene Wasser ermöglicht das Wachstum einer dichten und artenreichen Vegetation.

Die zahlreichen Übertiefungen wie die schwach abgedämmten, flachen Pfannen sind Ablagerungsstellen für Tone in den nach Fluten zurückbleibenden Lachen.

Sonst zeigt die Talsohle im Bereich der Blätter 140 und 189 zwar die Einwirkung des Windes, so wurde bei (Karte 6, R. 6.1 / H. 36.9) eine kleine Düne aus Talsand aufgehäuft, aber der Durchtransport von Dünensand ist erkennbar sehr viel schwächer. Immer stärker bestimmt die fluviale Formung die Talsohle: Obwohl sie auf Blatt 189 nicht schmaler ist als auf Blatt 142, wird hier fast in ganzer Breite fluvial und durchgehend in Mäandern geformt. Es gibt Ansätze zu Seitenbecken ähnlich denen des Toudoufou.

Die Intensität der fluvialen Formung steigert sich demnach talaufwärts. Ihre Zunahme erkennt man an einem Wandel der Sedimente von sehr fein nach gröber, an einem Wandel der Formen zu immer stärkerer Differenzierung. Der im unteren Oudingueur erreichte Formenschatz ist schließlich vielfältiger als derjenige des unteren Enneri Gonoa, aber weniger ausgeprägt als derjenige des Enneri Toudoufou.

Am Südrand des Blattes 189 verengt sich das Tal stark, es bleibt weiter südlich schmal. Diese Veränderung wurde als eines der Kriterien für die Abgrenzung des unteren Enneri Oudingueur genommen.

Neben der fluvialen steht die Formung auf den Sandschwemmebenen und durch den Wind.

Sandschwemmebenen kommen sowohl 30 m über dem Tal auf der Hochterrasse wie im Talniveau in Talbuchten oder am Talrand und in Seitentälern vor, die sich vorwiegend mit breiter Sohle entlang von Verwerfungslinien erstrecken. Von den durch BUDEL, J. (1952) als „Sandschwemmebenen" bezeichneten Formen zeigen diese Verebnungen und ihre Sedimentkörper zwar Abweichungen, doch scheinen sie mir eine Formenvariante des Relieftypes „Sandschwemmebene" und noch mit unter diesen Begriff zu fassen zu sein: eine Formenvariante, die im Randbereich des Gebirges gegen die Vorlandebene auftritt und deren Besonderheiten gegenüber der Normalform durch eine innerhalb des Gebirges nur geringere Ausdehnung und unzusammenhängende Verbreitung, durch ein steileres Gefälle und durch größere Schuttzufuhr von den die Ebenheit durchragenden Schiefergebirgskuppen zu erklären sind.

In dieser Formenvariante ist die Sandschwemmebene eine breitsohlige Ebenheit, längs und zu den Seiten schwach geneigt, mit einer schwach sichtbaren Haupttiefenlinie und einer an ihr orientierten Richtung des Materialtransportes. Das Sediment besteht überwiegend aus gelbem Quarzsand mit einer Beimischung von grauen Schiefergebirgssplittern, typisch sind die in ihm schwimmenden Hangschuttstücke. Zu den die Sandschwemmebene durchragenden Schiefergebirgsinseln kann sie in Form von Hangfußschleppen ansteigen. Die Oberfläche einer Sandschwemmebene ist auf weite Entfernungen um die Haupttiefenlinie ganz schwach in Niveaus gegliedert (wenige cm), sie kann mit Rippeln eines hellen Sandes bedeckt sein, mit Dünensand, der über sie hinwegweht. Bei stärker geneigtem Gelände geht sie in einen Sandschwemmfächer über.

Die Sandschwemmebenen sind die meiste Zeit dem Einfluß des Windes ausgesetzt. Trotzdem wird ihre Form von den seltenen Fluten auf ihnen bestimmt.

Der Wind bewirft die über die Sandschwemmebenen aufragenden Schiefergebirgskämme mit Flugsanddekken. Die Lage der Barchane scheint durch den Widerstand des Untergrundes gegen den Windtransport zu erklären sein.

Der äolisch bewegte Sand hat eine einheitlichere Korngröße als der Sand der Schwemmebenen. Über größere Entfernungen hebt er sich durch seine rein gelbe Färbung von deren graustichigem Sand ab.

Der Windeinfluß reicht bis auf die Talsohle des Oudingueur. Weiche Schotter der obersten Schotterdecke auf den Terrassenflächen sind auf der Luvseite zur Hauptwindrichtung tief korrodiert, bei härteren Schottern fehlt dort die schwärzliche Rinde (Bild 7).

Die Sandschwemmebenen und die äolische Formung enden am Südrand des Blattes 189 (Karte 6) in 965 m Höhe der Talsohle, d. h. ihre letzten Vorkommen auf den Gipfeln des Schiefergebirges liegen um 1000 m hoch. Dieser Formenwandel wurde als weiteres Merkmal für die Abgrenzung des Unterlaufes des Enneri Oudingueur verwandt.

Während die Seitentäler des unteren Oudingueur in der Regel von Sandschwemmebenen eingenommen werden, treten gegen seine Obergrenze zunehmend auch Nebentäler mit eigenständiger Sedimentation auf. Als Beispiel habe ich das Tal im Osten des Blattes 189 (Karte 6) untersucht. Seine Anlage folgt — wie die fast aller Täler — einer tektonischen Linie. Die Talsohle ist nur wenige Meter breit. Ihren untersten Abschnitt bedeckt Schiefergebirgssand mit viel Hangschutt, talaufwärts dominiert der Hangschutt, durchragt von harten Schwellen, und schließlich die Felssohle, bedeckt von etwas Schuttstreu. Das Tal löst sich in kleine Tälchen und diese sich in Hangrunsen auf.

Die drei Terrassenhauptniveaus Nieder-, Ober- und Hochterrasse sind überall entlang des Oudingueur vertreten, wenn auch die Hochterrasse im untersten Abschnitt (Karte 4) nur spärlich vorkommt und die Terrassen — besonders im Bereich der Karte 5 — häufig von rezent bewegtem Sand verschüttet sind. Auf den Flächen von allen drei Terrassen findet man Steinwerkzeuge.

Die fossilen fluvialen Formen der Seitentäler sind weniger differenziert ausgebildet und häufig nur schwer zu deuten.

Auf unzerschnittenen Flächen der Hochterrasse sind oberhalb von Gefällsbrüchen kleine Terrassen mit Zentimeter bis Dezimeter Sprunghöhe ausgebildet, die auf den Gefällsbruch zuleiten.

Von den Sedimenten sind die vulkano-fluvialen Aschenmergel überall vorhanden. Die Terrassenkörper der Seitentäler zeigen sowohl in den rezent eigenständig wie in den durch Sandschwemmebenen geprägten Tälern ein sie charakterisierendes Sediment. Eine ähnliche Ablagerung findet man in den Randbereichen des Haupttales. In seiner Mitte treten Terrassenkörper mit einem ihm eigentümlichen Sediment, das man der Nieder- und der Oberterrasse zuordnen muß, talaufwärts immer häufiger auf.

Die Niederterrasse

Im untersten Oudingueur (Karte 4, Blatt 089 und 090) kommt die Niederterrasse häufig als Erosionsterrasse auf dem Schiefergebirge und den vulkano-fluvialen Aschenmergeln vor oder als Absatz von Hangschutt auf den Talhängen. Da die Terrassen häufig mit rezenten Sandanlagerungen bedeckt sind, erscheinen sie schlecht aufgeschlossen. Soweit erkennbar, enthält der Terrassenkörper des Haupttales Kies und Sand.

Talauf (Blatt 129) kommt die Niederterrasse weiter ganz überwiegend als Erosionsterrasse und Hangschuttabsatz vor, wieder sind ihre sedimentären, zur Talmitte hin gelegenen Vorkommen schlecht aufgeschlossen. Sie enthalten neben Flußsand auch Ton und umgelagerte Aschenmergel.

An ihrem Erscheinungsbild ändert sich im Hauptbereich des Windeinflusses wenig (Karte 5, Blatt 142).

Von der Osthälfte des Blattes 142 talauf werden die Aufschlüsse besser, südlich des Umlaufberges von Fochi ist die Niederterrasse vielfach zerschnitten. Soweit die Zerschneidung gegenwärtig andauert, greift die Erosion bevorzugt von den Grenzlinien her an, also etwa der Grenze zwischen zwei Terrassenakkumulationen oder von der Grenze sedimentäre Terrasse/Schiefergebirge.

In der Niederterrasse herrschen hier sedimentäre Terrassenkörper vor. Sie erscheinen in zwei Fazien: Im hangnahen Bereich als Hangschuttanreicherung, weiter zur Talmitte hin in einem differenzierten Sediment.

Es besteht in der Hauptsache aus Sand, dem Tonabsätze, Kies und vereinzelt auch Schotter eingelagert sind. Die Akkumulation ist ungeschichtet, geschichtet oder auch kreuzgeschichtet. Zum Hangenden hin nimmt dicht unter der Terrassenfläche der Schotteranteil stark zu, bis hin zu dem Steinpflaster an der Oberfläche (Bild 8). Dieses kann demnach in der Hauptsache nicht durch eine flächenhafte selektive Abtragung von oben her angereichert worden sein, sondern es verdankt seine Entstehung einem Wechsel in der Sedimentation gegen Ende der Aufschüttungszeit des Terrassenkörpers. Sein Liegendes ist seltener und nur näher zum Talrand aufgeschlossen.

Schotter und Hangschutt unterscheide ich wie üblich nach dem Grad der Abrollung. Während Hangschutt aus dem örtlich anstehenden Schiefergebirge besteht, herrscht dieses unter dem Schotter zwar vor, doch enthält er auch Basalt, Sandstein und Ignimbrit aus dem Einzugsbereich des Oudingueur. Die weichen Ignimbrite nehmen talabwärts stark ab.

Die Talrandausbildung der Niederterrasse (Bild 9) besteht aus schräggestellten Flächen, die zum Berg hin ansteigen; sie ist also durch ein Zusammenwachsen von Fächern aus Hangschutt entstanden. Ansatzpunkt der Bildung ist eine Rinne vom Talhang zum Oudingueur, der ihr folgende Hangschutt räumt — rezent zu beobachten — durch seitliche Erosion die vorgelagerten Terrassen in der Haupttalfazies ab. An der Basis liegt der Hangschutt, dem immer Sand beigemischt ist, häufig

über einer Lage Schutt in rötlichem, sandig-lehmigem Feinmaterial dem Schiefergebirge auf, dessen oberste Schicht oft ebenfalls rot verwittert ist.

Da sich Talrand- und Haupttalfazies eines Terrassenkörpers miteinander verzahnen, sind sie gleich alt.

Die Talrandfazies der Haupttäler leitet zur Terrassenfazies der Seitentäler über. Diese besteht sowohl im Bereich der Sandschwemmebenen wie im Bereich eigenständiger Terrassensedimentation aus Hangschutt, dem etwas mehr oder weniger Sand beigemischt ist. Eine Rotfärbung an der Basis ist nicht selten.

Das starke Ansteigen der Terrassen in Talrandfazies zum Fuß des Talhanges verringert in Richtung auf die Wurzel des Schuttfächers zunehmend die Sprunghöhenunterschiede zwischen den Terrassenniveaus. Die gleiche Erscheinung läßt sich beobachten, wenn man die Terrassenflächen in die Seitentäler hinein verfolgt. Da es hier keine Bezugspunkte mehr gibt, lassen sich die Niveaus nicht mehr trennen. Aus diesem Grunde habe ich die Terrasse in den Seitentälern als Niederterrasse kartiert. Ihre Form hat sie sicher in dieser Zeit erhalten, die Sedimente können älter sein. Einwandfrei ältere fluviale Ablagerungen treten in ihnen nur selten auf.

Die Oberterrasse

Die Oberterrasse wiederholt annähernd das Auftreten der Niederterrasse: Im untersten Oudingueur ist sie überwiegend als Erosionsterrasse auf Schiefer und den Aschenmergeln und als Hangschuttabsatz vertreten. Wo die oberterrassenzeitlich geschaffene Fläche in den Aschenmergeln nicht durch Sand verdeckt ist, findet man auf ihr Kieselkonkretionen in Trockenrissen und als Nachbildung von Wurzelröhren. In einer jüngeren Feuchtzeit muß hier dichtere Vegetation gestanden haben. Wo die Niederterrasse erosiv auf Aschenmergeln liegt, treten stellenweise ähnliche Erscheinungen auf. Besonders häufig ist dieser Typ der Terrassenfläche auf dem Nordufer des Oudingueur auf dem Blatt 130 (Karte 5). Weiter von dem Enneri entfernt haben im Niveau der Oberterrasse in den Tiefenlinien der Sandschwemmebenen Mäuse Schneckengehäuse aus dem Boden gewühlt. Da überdies die Aschenmergel hier sehr hoch liegen und — von diesem Material durch eine Hangschuttstreu getrennt — Schneckenschalen in einer bräunlichen Tonmatrix auch in der Nähe einer Terrassenfläche vorkommen, und zudem die Terrassenfläche noch in viele Subniveaus untergliedert ist, war zu prüfen, ob sich nicht hier wie im Bardagué eine Mittelterrasse einschaltet.

In meinem Beobachtungsmaterial kann ich für sie keine Belege finden, die Befunde sprechen eher dagegen:

1. Alle in diesem Gebiet vorkommenden Terrassenflächen lassen sich talauf- und -abwärts mit Terrassenflächen der Ober- und Niederterrasse verbinden.

2. Soweit der Terrassenkörper aus einem hellen, feinkörnigen Material besteht, zeigen die Terrassenflächen keine Oberflächenformen, die es nicht auch auf der Hochterrasse gibt.

3. Das Material in den betreffenden Terrassenkörpern steht der Hochterrasse näher als der Mittelterrasse des Bardagué und kommt an anderen Stellen auch in den Aufschlüssen der Hochterrasse vor.

4. Die Abweichungen in der Fazies sprechen eher dafür, die Aufschlüsse an die Basis der Aschenmergel zu stellen (s. u.).

Es bleiben an Zeugnissen um das Niveau der Oberterrasse: Plattige Kieselsäureabscheidungen und Rasen verkieselter Wurzeln, die etwa 15 cm bräunlichen Tones mit Schneckenschalen und die unzerdrückt erhaltenen Schneckenschalen aus den Sandschwemmebenen. Sie sind Zeugen einer feuchteren Zeit gegen Ende oder nach Bildung der Oberterrasse, aber zu spärlich, als daß man für sie eine Mittelterrasse ansetzen könnte.

Die Oberterrasse als Erosionsterrasse auf Schiefer weitet sich im Westen des Blattes 129 (Karte 4) zu einer Fläche aus. Diese Erscheinung trat im Toudoufou unter besonderen Bedingungen auf (s. o.), hier sind sie ähnlich: Das Schiefergebirge besteht aus einem sehr weichen Gestein, seine Höhen sind als rundliche Rücken ausgebildet.

Soweit die Oberterrasse talaufwärts unter dem Schwemm- und Dünensand erscheint, findet man sie als Erosionsterrasse auf Schiefergebirge oder Aschenmergeln. Soweit sie überhaupt als Akkumulationsterrasse auftritt, ist sie nicht aufgeschlossen.

Wie die der Niederterrasse sind die Sedimentationskörper der Oberterrasse südlich des Umlaufberges bei Fochi vertreten und hinreichend aufgeschlossen. Allerdings besteht die Terrasse auch hier überwiegend aus Erosionsleisten im Schiefergebirge, die sich südlich des Ortes Fochi zu Flächen ausweiten; so bei (Karte 6; R. 5.8 / H. 37.4), wo der Oudingueur als Schlucht das Schiefergebirge unter der (letztmalig) oberterrassenzeitlich geformten Fläche durchzieht. Dieser Ausbildung scheinen begünstigende Umstände entgegengekommen zu sein: Die Klammstrecke im Schiefer ebenso wie die gradlinige Anordnung der Erosionsterrassenränder deuten darauf hin, daß hier der Talboden nicht wie sonst durch die sandige Verfüllung einer Verwerfungslinie entstand, sondern daß ein Stück Schiefergebirge als Scholle abgesenkt wurde.

Die Sedimente des Terrassenkörpers ähneln denjenigen der Niederterrasse sehr. Wieder kann man die Hangschuttfazies von der Fazies der Talmitte trennen. Die letztere beginnt an der Basis mit Schottern, der Hauptteil der Akkumulation besteht aus Sand, Kies, Hochflutlehm und einzelnen Schottern, ungeschichtet, geschichtet oder auch kreuzgeschichtet; in den letzten Metern unter dem Hangenden setzt wieder Schotterakkumulation ein, die im Steinpflaster der Terrassenfläche endet.

Soweit man nicht den direkten Kontakt von Niederterrasse und Oberterrasse beobachten kann (Bild 10, mit Zeichnung) — solche Stellen sind im Aufschluß selten — lassen sich die Terrassenkörper an folgenden Merkmalen unterscheiden:

1. Ist in einem Talabschnitt die Obergrenze der Niederterrassenakkumulation bekannt (z. B. durch die sie begrenzende obere Schotterlage), so können über ihr fluviale Sedimente ähnlicher Fazies zu finden sein:

Diese liegen aber stets tiefer als die Terrassenfläche der Hochterrasse. Die Sedimente zwischen diesen beiden Grenzen gehören daher dem Terrassenkörper der Oberterrasse an.

2. Oberterrassensedimente sind feiner gegliedert, d. h. in der Aufschlußwand wechseln sich die Korngrößen in dünneren Lagen ab.

3. Oberterrassensedimente enthalten in der Regel einen hohen Anteil an Aschenmergeln (als Stücke losgerissen und neu einsedimentiert).

4. Oberterrassensedimente enthalten Lagen gelben Quarzsandes.

Am Südrand des Blattes 189 (Karte 6, im Profil km 65) nähern sich die Terrassenflächen an. Hier liegt der Gefällsbruch zwischen dem steileren Gefälle des mittleren und dem schwächeren des unteren Oudingueur. Die Terrassenflächen konvergieren auf den Gefällsbruch hin und divergieren in ihm. Dadurch erhält das Profil an dieser Stelle eine konvexe Wölbung, die bedeutet, daß hier am Ausgang eines Engtales in der Nieder- und Oberterrassenzeit in einem stark geneigten Schwemmkegel so geschüttet wurde wie rezent im unteren Gonoa (Kapitel C, 1.).

Die Hochterrasse

Wenn auch aschig-mergelige Sedimente überall vertreten sind, so ist doch die Form Hochterrasse im untersten Oudingueur (Karte 4) kaum zu finden. Ihr erstes größeres Vorkommen liegt auf dem Osthang des Tales in der Mitte des Blattes 089. Obwohl sie weitgehend von Sand bedeckt ist, findet man sie gut aufgeschlossen.

Über den Aschenmergeln liegt hier ein hellbraunes, sandig-lehmiges und porös-krümeliges Sediment mit etwas Hangschutt. Man findet es im Oudingueur talauf an verschiedenen Stellen bis hinauf zum Paß zwischen Fochi und dem Bardagué, und in verschiedener Höhe, auch auf jüngeren, durch Erosion entstandenen Terrassenflächen. Eine wahrscheinliche Deutung ist die eines Bodens, der unter feuchterem Klima als heute entstand, obwohl er — seinem Aussehen nach beurteilt — noch zu den Wüstenböden gehört.

Auf dem Blatt 129 ist der Oberterrassenrest auf Aschenmergeln nordwestlich der Niederterrasseninsel in ganzer Höhe aufgeschlossen. Ziemlich genau auf halber Höhe des Aufschlusses liegt eine Diskordanz, kenntlich an dem unterschiedlichen Sandgehalt der Sedimente darunter und darüber und einem eingeschalteten Band bräunlichen Lehmes. Dieser enthält Schneckenschalen.

Wie weit sich die Hochterrasse unter die Sandschwemmebenen und Dünen zieht, läßt sich schwer feststellen. Soweit sie erkennbar bleibt — von Blatt 142 talauf — kann man sehen, daß ihre Sedimente tief in die Seitentäler und Verwerfungen des Schiefergebirges eingedrungen sind, an manchen Stellen sogar über die Talwasserscheide hinweg bis zum Bardagué (JÄKEL, D., 1971).

Sie haben hier das Schiefergebirge verschüttet. JÄKEL, D., und ich haben daher die Hochterrasse zuerst mit dem Arbeitsnamen „hohe Verschüttung" oder „Verschüttungsterrasse" bezeichnet.

In der Nähe des Oudingueur liegt die Terrassenhauptfläche der Hochterrasse 25 m bis 30 m über der Talsohle. Von ihrer Kante aus ziehen sich die Sandschwemmebenen in das Schiefergebirge hinein, das den Sand nur noch in kleinen Berggruppen durchragt. Sofern diese nicht mit Flugsand beworfen sind, läßt sich erkennen, daß die Hangfüße auf die Sandschwemmebene eingestellt sind.

Genauer betrachtet: Die Terrassenfläche der Hochterrasse und die darauf liegenden Schwemmebenen sind in der Nähe des Oudingueur relativ eben und in verschiedene Subniveaus gegliedert. Teile des Schiefergebirges können darin mit einbezogen sein, zumindest aber ist es durch einen kleinen Hangschuttfuß auf diese Ebene eingestellt (Bild 11). In einiger Entfernung vom Terrassenrand steigt das Gelände in flachen Rampen an. VILLINGER, H., hat bis tief in das Schiefergebirge und auf seinen Kuppen Aschenmergel gefunden. Die Verebnung zu beiden Seiten des Oudingueur ist demnach durch die Arbeit des Enneri entstanden, in einem Milieu fortschreitender Aufschüttung, die überwiegend nicht von ihm bestimmt wurde. Am Ende dieser Zeit wird sein Bett ähnlich ausgesehen haben wie heute eine Sandschwemmebene auf unzerschnittener Hochterrassenfläche.

Die Aschenmergel sind ungleich zerschnitten. Teils ragen sie in bis zu 30 m hohen Mauern über das Tal auf, an denen die Sandschwemmebenen in einem „Wasserfall" enden, teils sind ihnen jüngere Terrassen angelagert oder eingeschnitten, teils steigen Abflußrinnen in mäßigem oder steilem Gefälle zur Hochterrasse auf, teils sind sie zu skurrilen Formen zerlegt.

Ist an der Einmündung eines Seitentales in ein Haupttal die Hochterrasse erst einmal bis auf die Talsohle zerschnitten, so erscheint sie an diesen Stellen auch von rückwärts ausgeräumt. An der Mündung steht ein Riegel Hochterrasse, den ein schmales Tal durchzieht, der Riegel besitzt eine rückwärtige Steilwand, hinter der eine Sandschwemmebene liegt (Beispiele: Am Ostrand des Blattes 142 [Karte 5] und am Südrand des Blattes 189 [Karte 6]).

Die Hauptfazies der Hochterrassensedimente ist die gleiche wie im Enneri Toudoufou: Eine weißlich-gelblich-graue geschichtete Akkumulation, in einigen Lagen stärker lehmig-sandig, in anderen mehr tonig-mergelig. Die waagerechte Schichtung wird von senkrechten Rissen gequert. An wenigstens einer Stelle ist eine Lage gelben Dünensandes eingeschaltet.

Etwa von Blatt 140 (Karte 6) talauf verschieben sich die Anteile, die tonig-mergelige Fazies tritt in den Vordergrund, neu hinzu kommen Lagen grauer Asche und von

Bimssteinkies. Der Bimsstein ist grau und eckig, wie die Aschen wurde er direkt aus der Luft abgesetzt. Unmittelbar südlich des Umlaufberges von Fochi ist die Wechsellagerung von Lehm, Mergel und Asche aufgeschlossen; sie wird von Wurzelröhren durchzogen. Die Asche lagert einer Schicht grobsandiger Bimse auf, ohne daß man eine Grenze ziehen könnte: Sie ist ein pulverfeiner Bimsstein.

Aus dem Gebiet von Fochi wurde die Hochterrasse durch GROVE, A. T., (1960) zum erstenmal beschrieben und benannt.

Talauf werden die Terrassenflächen der Hochterrasse vom Sand frei. Sie zeigen teils ihre ursprüngliche Form mit verschiedenen Subniveaus (Bild 11), die dünn, auf höheren Terrassenflächen auch stärker mit einer Kiesstreu aus Bimsstein und bunten Schiefergebirgskieseln bedeckt sind, teils zeigen sie eine dichte graue Kiesdecke (überwiegend Bimssteine), so besonders im Westen der Klammstrecke auf Blatt 189. Die große Hochterrassenfläche am Ausgang des mittleren Oudingueur ist von einer dünnen Schotterlage überzogen. Sie mit als Ergebnis der Deltaschüttung der Oberterrassenzeit zu erklären (s. o.) ist bei 8 m Höhendifferenz etwas gewagt. Andererseits wäre es zyklusgerecht, wenn vor der Zerschneidung der Hochterrasse eine Schotterablagerung gestanden hätte. Die von ihr freien Hochterrassenflächen sprechen dagegen. Vielleicht aber zeigt diese für eine Schotterakkumulation außerordentlich begünstigte Stelle, daß der Zerschneidungsphase der Hochterrasse vermehrte Schotterführung in der Tiefenlinie vorausgegangen ist.

Die Basissedimente der Hochterrasse

Im Toudoufou liegen die Aschenmergel diskordant auf älteren Sedimenten, im Oudingueur folgen sie konkordant auf eine vorangegangene Akkumulation. Deren Fazien lassen sich räumlich ordnen:

1. Hangbereich des Schiefergebirges: Sand-Hangschuttgemisch, teilweise verfestigt.

2. Randbereich der Talsohle: Sand.

3. Mitte der Talsohle: Bimssteinkies und Schotter mit dunkeler (Eisen-Mangan-)Rinde in Sand.

Am weitesten talab liegt ein Aufschluß mit Basissandstein bei (Karte 4; R. 13.4 / H. 21.5). Der nächste bei (Karte 5; R. 5.8 / H. 17.5) zeigt die dunkelen Basiskiese:

Oberterrassenfläche

0,30 m	Verstürzte Aschenmergel mit Anwehungen grauen Flußsandes
0,05 m	Eckiger und abgerollter, heller, schwach geschichteter und verbackener Bimssteinkies
0,10 m	Eckiger und abgerundeter Bimssteinkies und Schotter — darunter Ignimbrit — mit schwarzen Krusten in Sand
0,07 m	Überwiegend eckiger, heller Bimssteinkies, mit einzelnen hellen Ignimbritschottern, verbacken
0,35 m	Überwiegend abgerollter Bimssteinkies, schwarz, vereinzelt Schotter mit schwarzer Kruste. Die fluviale Schichtung und Kreuzschichtung tritt durch dünne helle Kieslagen hervor
0,05 m	Reiner, feinkörniger, weißer Sand
0,92 m	

Etwas weiter talauf liegen nahe dem Ausgang eines Seitentälchens drei Aufschlüsse nicht weit voneinander entfernt (Karte 5; R. 8.1 / H. 15.2).

Aufschluß: 1	Aufschluß: 2	Aufschluß: 3
	Niederterrassenfläche Bräunlicher Ton mit Schnecken 0,10 m Hangschutt 0,05 m Aschenmergel, sehr hell, fast weiß 0,50—1,00 m mit Wurzelhorizont Hangschutt mit Aschenmergel, ocker 0,10 m	Oberterrassenfläche einige Meter Aschenmergel (Hauptfazies) Aschenmergel, sehr hell, fast weiß 0,50—1,00 m mit Wurzelhorizont nicht aufgeschlossen
Bimssteinkies, ocker, fluvial geschichtet Bruchstücke verfestigten Sandes, verbacken in fluvial geschichteten Bimssteinkies, ocker nicht aufgeschlossen	Bimssteinkies, ocker, fluvial geschichtet nicht aufgeschlossen	

Die Stellung der obersten 15 cm von Aufschluß 2 wurde in dem Absatz über die Oberterrasse diskutiert.

Ein Aufschluß bei (Karte 5; R. 15.0 / H. 11.9) gehört ebenfalls in die Gruppe der dunkelen Bimssteine. Sie treten hier über 4 m mächtig geschichtet und kreuzgeschichtet auf, die ockerfarbenen höchsten Lagen künden den Übergang zu den Aschenmergeln an.

Weiter talauf (Karte 6; R. 2.3 / H. 32.7) liegt an der Basis der Aschenmergel wieder dunkeler Bimssteinkies, unweit hiervon (bei Karte 6; R. 4.8 / H. 35.6; Bild 12) folgt auf plattigen Sandstein — wie im Toudoufou — diskordant heller Bimssteinkies und darüber konkordant Aschenmergel.

In Gebieten mit Sandschwemmebenen und äolischer Formung können auch fossile reine Lagen geschichteten Sandes auftreten, die heute rötlich und leicht verfestigt erscheinen und Hangschutteinlagerungen aufweisen können (Bild 13).

Vielfach sitzen Aschenmergel Leisten im Schiefergebirge auf, die sich stellenweise zu Flächen verbreitern. Auf dem Blatt 140 beispielsweise (Karte 5; R. 24.0 / H. 5.0) lagern sie etwas über der Oberterrasse der Felssohle eines alten Mäanders auf (weitere Beispiele auf Karte 6 unmittelbar südlich des Ortes Fochi). Ähnliche Stellen sind im Enneri Toudoufou zu beobachten. Dort dünnen — außerhalb des kartierten Bereiches — die Aschenmergel aus und die darunter erscheinende Felsleiste geht in eine Oberterrasse über. Da im Oudingueur (an den oben aufgeführten Stellen) die Oberterrassenfläche manchmal etwas unter der die Aschenmergel unterlagernden Felsleiste, manchmal aber auch etwas über ihr erosiv auf den Aschenmergeln liegt, ist zu vermuten, daß sie an anderen Stellen auch als wiederaufgedeckte Felsleiste vertreten ist.

Das Alter dieser Felsleisten läßt sich nur vage angeben. Da mit ihnen kein Sedimentationshalt in den Aschenmergeln korrespondiert, sind sie auch älter als deren

konkordante Basissedimente. Das jüngstmögliche Datum ihrer Entstehung läge daher am Ende der Aufschüttungsphase derjenigen Sedimente, die im Toudoufou die Aschenmergel diskordant unterlagern.

Das Schiefergebirge zeigt im Bereich des unteren Oudingueur das gleiche Bild wie im Gonoa und Toudoufou: Steilstehende Ton- und Kieselschiefer, die durch tektonische Linien in viele Einzelstücke zerrüttet sind und nach (mindestens) einer Einrumpfung zu einem stark reliefierten Bergland zerschnitten wurden. Schiefergebirge unterlagert auch die Aschenmergel und die ihnen aufgesetzten Sandschwemmebenen und Windformungsbereiche. Ob die Flächenreste im Osten der Blätter 140 und 189 (Karte 6) denjenigen im Toudoufou entsprechen, kann ich nicht beurteilen. Die größeren Täler setzen sich aus Teilstücken von Verwerfungslinien zusammen. Ihre Anlage ist älter als der Sandstein, der die Aschenmergel im Toudoufou diskordant unterlagert. Das Schiefergebirge und seine Talhänge zeigen mit der schwarzbraunen Rinde Formungsruhe an. Nur auf Blatt 189 (Karte 6) lassen einige hellfarbige Kerbrinnen Hangschutt in Bewegung erkennen.

b) Das Enneri Oudingueur im Bereich fluvialer Formung des Schiefergebirges (Mittlerer Oudingueur) (Karte 6)

Die Südgrenze und gleichzeitig Höhengrenze des unteren Oudingueur läßt sich beschreiben als (s. o.):

1. Grenze eines Talbereiches mit überwiegend breiter Talsohle gegen einen Talbereich mit sehr viel schmalerer Sohle.

2. Grenze des Vorkommens von Sandschwemmebenen und Flugsanddecken (Talsohle: 965 m).

3. Bereich einer Konvergenz der Terrassenniveaus.

Der nächste talaufwärts anschließende Talabschnitt erstreckt sich über ungefähr 16 km. Er setzt sich aus vielen 0,5 km bis 2 km langen Teilstrecken zusammen, die dem Verlauf verschieden intensiver Verwerfungslinien folgend, abwechselnd Nordost und Nordwest gerichtet sind. Das Schiefergebirge bildet eine geschlossene Mauer zu beiden Seiten des Tales. Über einen großen Teil der Strecke liegt die Gipfelflur 100 m bis 150 m über der Talsohle, die zwischen 50 m bis 150 m breit ist. Die Mäander der rezenten Formung sind kurz.

Zwischen (R. 3.6 / H. 12.5) und (R. 2.2 / H. 10.5) tritt Grundwasser bis nahe an die Oberfläche. Hier stockt eine dichte Vegetation, rings um die Steine blüht Natronsalz aus, und wie bei Fochi tritt ein besonderes Talsohlensediment auf: Ein dunkeler, braun-grauer, tiefgründig weicher und mit Kies durchmischter Sand. Sonst setzt sich die Sedimentation mit der im unteren Oudingueur begonnenen Abfolge fort: Herrschen zunächst noch Sand im Niedrigwasserbett und Kies auf den höheren Niveaus vor, so rückt talauf der Kies immer näher an den Rand des Niedrigwasserbettes, und schon nördlich der annähernd West-Ost verlaufenden Teilstrecke in der Mitte dieses Talzuges kommen auf den höheren Niveaus Schotterdecken vor.

Die Talsohle reicht in dieser Gestalt noch einige Kilometer über den Südrand des Kartenblattes bis an die Untergrenze der Schluchten im Ignimbrit. Die Wahl der vorliegenden Kartenabgrenzung folgte der Erscheinungsform der Terrassen.

Das Enneri hat das Tal auf der Höhe der Sohle überall auf annähernd ganzer Breite ausgeräumt; Terrassensedimente sind daher fast nur dort erhalten, wo sie einem Schiefergebirgssockel aufsitzen. Sie sind jedoch gut aufgeschlossen.

Die Seitentäler zeigen in Formen und Sedimenten das gleiche Bild wie die höher gelegenen Nebentäler des unteren Oudingueur. Die Mächtigkeit ihrer rezenten Sedimente ist eher noch geringer, Schwellen harter Schiefergebirgsbänke ragen häufig durch.

Die Niederterrasse ist nahezu unverändert vertreten. Wo sie weder als Erosions- noch als Hangschutterrasse vorkommt, erscheint sie in der vom unteren Oudingueur her bekannten Haupttalfazies, der Anteil der Kiese und Schotter nimmt in ihr talauf immer mehr zu.

Die Oberterrasse entwickelt sich in gleicher Richtung immer mehr zur Hauptterrasse (Vortreten der blauen Farbe auf Karte 6). Ihre Sprunghöhe steigt auf über 20 m an. Das Profilblatt zu Karte 6 zeigt, wie um den km 71 sich die Oberterrassenfläche stark anhebt und dann in geringem Abstand (8 m bis 10 m) der Hochterrasse parallel verläuft. Die Darstellung täuscht etwas, denn die Linien bezeichnen das mittlere Niveau der Oberterrasse und die höchsten Vorkommen der Hochterrasse. Die Oberterrasse ist meist in den Gleithängen der Mäander erhalten und in eine Vielzahl von Subniveaus untergliedert, die, zur Talmitte an Höhe verlierend, treppenstufenartig aufeinander folgen (Bild 14). Auf ihnen kann man bis zum Niveau der Hochterrasse steigen, ohne Stufen von mehr als 2 m bis 3 m Höhe überwinden zu müssen. Das zweite Querprofil (von rechts) zeigt eine derartige Anlage.

Der Zuwachs an Sprunghöhe erfolgt genau an der äußersten Grenze der Ignimbritvorkommen. Die Oberterrassenfläche wird zur Akkordanzfläche an die Oberfläche des Ignimbrites, die bei ihrer Bildung wieder aufgedeckt wurde, nachdem sie vorher das Liegende der Hochterrassensedimente gebildet hatte (s. u.). Die Oberterrassenfläche greift vom Ignimbrit auf das Schiefergebirge aus und nimmt — besonders im Südteil der Karte — größere Flächen ein. Dabei ist zu bemerken:

1. Im Gegensatz zum unteren Oudingueur sind die Flächen nicht gesteinsabhängig verbreitet.

2. Die Flächenbildung folgte dem Verwerfungsnetz des Schiefergebirges.

Die Ignimbritoberfläche wurde demnach Erosionsbasis des weiter talentfernten Schiefergebirges, wie es heute noch Seitentälchen zeigen, die mit einem Gefällsbruch an der Ignimbritkante enden.

Die Oberterrasse tritt auch noch als Erosionsterrasse im Schiefer und auf Aschenmergel und nicht ganz so häufig als Terrasse mit eigenem sedimentären Körper auf, entweder einem Sockel aus älterem Gestein in der Höhe aufsitzend oder ihm randlich angelagert.

Die Sedimente der Oberterrasse nehmen talauf die gleiche Entwicklung wie diejenigen der Niederterrasse: Die gröberen Sedimentbestandteile nehmen im Terrassenkörper zu. Da aber gleichzeitig die Terrassenfläche stark an Sprunghöhe gewinnt, erreicht hier auch die in den Aufschlußwänden sichtbar werdende Menge der Sande und Kiese ihre größten Beträge. An der Basis der Akkumulation findet man häufig umgelagerte Aschenmergel.

Diese sind — wie die Form Hochterrasse — nur in geschützten Nischen des Schiefergebirges erhalten. Dort ist der dem Schiefergebirge aufsitzende Hochterrassenkörper in der Regel geringmächtig. Sein Erscheinungsbild ist fast unverändert als eine Wechsellagerung von stärker sandig-mergeligen (mehr gelblich-grau) und stärker aschigen Schichten (mehr weißlich-grau) ausgebildet, doch nimmt der Anteil eckiger Kiese zu. Bei (R. 4.3 / H. 17.7) überlagern eckige, frisch bläulich-grau gefärbte Bimssteinkiese älteren, abgerollten, außen mit einer gelblich-ockerfarbenen Kruste versehenen Kies des gleichen Gesteines.

Der Zirkus bei (R. 3.2 / H. 23.7) ist mit Hangschutt auflagernden Aschenmergeln verfüllt, die Gründe seiner Entstehung sind nicht zu erkennen. Wo hier die Oberfläche der Hochterrasse mit Gesteinsplatten belegt ist, werden die Aschenmergel auch unter ihnen abgetragen, bis die Platten schließlich einem Stiel aufsitzen: Es bilden sich wenige Zentimeter hohe „Pilzfelsen".

Die Aschenmergel im Terrassenkörper der Hochterrasse wurden häufig auf Hangschutt an der Basis sedimentiert, zum Talrand hin verzahnen sie sich mit ihm, stellenweise ist auch die Hochterrassenfläche mit Hangschutt überzogen. An den wenigen Stellen, wo Schotter auf ihr liegen, herrschen unter ihnen Ignimbrite vor (R. 5.4 / H. 18.7). Die braune Bodenbildung auf den Aschenmergeln ist weiterhin vertreten.

In der Talmitte ging den Aschenmergeln eine Sandablagerung voraus. Deren spärlich erhaltene Reste erscheinen heute ocker-gelb und verfestigt.

Der Ignimbrit, der bis an die West-Ost verlaufende Teilstrecke vorgedrungen ist (bis R. 5.3 / H. 18.8), blieb ebenfalls nur randlich, dem Schiefergebirge aufliegend, erhalten.

Zum Südrand des Kartenblattes hin verringert sich die relative Höhe der Gipfelflur des Schiefergebirges: Ihre absolute Höhe steigt zwar weiter nach Süden an, die Talsohle jedoch steiler, Ober- und Hochterrasse greifen immer weiter in die Seitentäler aus und wachsen durch Talwasserscheiden zusammen, wobei sie einzelne Schiefergebirgskuppen und Gruppen von ihnen isolieren. Die so entstehenden Flächen gehören zu den nördlichsten Ausläufern der Fußflächen vor der Sandsteinstufe, ihr Auftreten wählte ich als obere Begrenzung des hier beschriebenen Taltypes.

Zwischen den Flächen im Ober- und Hochterrassenniveau einerseits und der Gipfelflur des Schiefergebirges andererseits — in Resten ist sie als Fläche erhalten — schiebt sich noch eine weitere Fläche ein, die durch eine Basaltdecke gekennzeichnet ist (R. 3.5 / H. 3.0).

Die Obergrenze des Talabschnittes läßt sich demnach festlegen durch:

1. Die Untergrenze der Schluchtstrecken im Ignimbrit.

2. Die Untergrenze der Verbreitung von Fußflächen.

3. Eine Veränderung in den Seitentälern in Richtung auf eine stärkere rezente Formung.

Der zwischen dieser und der eingangs beschriebenen Begrenzung gelegene Teilabschnitt des Oudingueur ähnelt in seinem stärkeren Gefälle, in der Anordnung der Terrassen und dem randlichen Auftreten von Basaltkuppen dem mittleren Abschnitt des Enneri Gonoa. Beide kennzeichnen den Typ des Mittellaufes eines Fremdlingsenneris im Schiefergebirge.

c) Das Enneri Oudingueur im Bereich der Fußflächen (Oberer Oudingueur) (Karte 7)

Der sich der oben beschriebenen Grenze talauf anschließende Talabschnitt endet im Süden an der Bruchstufe des Sandsteines.

Die Stufe ist im Osten des Blattes doppelt ausgebildet: Über der Sandstein- folgt noch eine Basaltstufe, deren Stirn durch Lagen unterschiedlich harter Basaltlaven gegliedert wird. Auf dem Absatz zwischen den beiden Stufen sind Bimssteinaschen ohne jede Verbindung mit ihren sonstigen Vorkommen erhalten, ein Beweis für ihre Ablagerung aus der Luft.

Der Sandstein fällt nach Südosten ein. Er bildet nur den oberen Teil der Stufenstirn (engschraffiert), ihr tieferer Teil (weitschraffiert) wird von Schiefer aufgebaut, ihn begrenzt eine Rumpffläche, worauf der Sandstein diskordant lagert (dazu auch Kapitel A, 5. und C, 1.).

Am Ostrand des Kartenblattes ist der Zusammenhang des Basaltes auf der Höhe mit dem Basalt im Stufenvorland unmittelbar zu erkennen, etwas weiter westlich ist er aus der Anlage der Basaltströme zu erschließen. VINCENT, P. M. (1963) stuft den Basalt als SN 1 ein.

Zur Reliefentstehung läßt sich schließen:

1. Der Einebnung des Schiefergebirges folgte eine Sedimentation von Sand, der später zu Sandstein verfestigt wurde.

2. Zur Zeit des SN-1-Vulkanismus war die Sandsteinstufe schon vorhanden.

3. Zur gleichen Zeit war ihr Vorland bereits tiefer gelegt als die Gipfelflur des Schiefergebirges weiter nördlich.

4. Seit der Zeit des SN-1-Vulkanismus haben sich Sandstein und Basalt in der Stufe sicher etwas zurückverlegt (an einigen Stellen wurde die Sandsteinstufe wieder aufgedeckt, in dem Basalt ist eine Stufe neu entstanden), doch — wie Karte 7 zeigt — nur etwa um einen Betrag von der Mächtigkeit des Basaltstromes.

Das Stufenvorland war zur SN-1-Zeit nicht eben. Bei (R. 3.5 / H. 26.0; R. 2.5 / H. 22.5; R. 7.5 / H. 16.5; R. 5.5 / H. 13.0; R. 7.3 / H. 5.2) sind Flächenreste zu sehen (im Profil: Y-Fläche), die beispielsweise bei (R. 7.5 / H. 16.5) rund 15 m höher liegen als die Basaltzunge auf der Fläche weiter östlich. Diese höher liegenden Flächenreste bestehen durchweg aus Schiefer mit einer dünnen Basaltkappe, deren Basalt morphologisch dem der tieferen Zungen gleicht (SN 1). Er kann entweder ein älterer Erguß der gleichen vulkanischen Phase sein, dann ergäbe sich die Formungsfolge: Flächenbildung — Basalt — Tieferschaltung der Fläche — Basalt, oder aber zur SN-1-Zeit waren die Flächenreste talauf noch durch Riedel mit der tieferen Fläche verbunden, und der Basalt gelangte über sie auf die Fläche und floß seitlich herunter. Dafür spricht beispielsweise die Anordnung bei (R. 9.0 / H. 15.5).

Sicher ist:

5. Im Vorland der Sandsteinstufe gibt es wenigstens zwei prä- oder syn- SN-1-Fußflächen.

Der Basaltstrom im Nordosten des Kartenblattes liegt nicht überall gleichhoch. Nirgendwo im heutigen Oudingueur ist Basalt aufgeschlossen, in den Seitentälern findet man ihn erst nach einem Anstieg von über zehn Metern. Auch bei einer Annahme von Talverlagerungen läßt sich schließen:

6. Die jüngere Fußfläche der SN-1-Zeit bildete eine weitgespannte, flachwellige Verebnung mit wenig eingetieften Muldentälern.

Heute ist die Fläche dünn mit eckigem bis kantengerundetem Schutt bedeckt, der aus Quarz, feinkörnigem und grobkonglomeratischem Sandstein und hauptsächlich Basalt besteht. Alle Gesteine sind durch Rindenbildung bräunlich-schwarz verfärbt, an der Unterseite treten — besonders auf Feinmaterial — auch rötliche Farben auf.

Die Zeit der Förderung der Basalte ist auch die spätest mögliche Entstehungszeit der Pfähle (Dykes) in diesem Gebiet.

Der Vulkankegel bei (R. 9.5 / H. 19.5) — deutlich sichtbar jünger als der SN-1-Strom — gehört dagegen zur Gruppe der Kegel im Gonoatal und im mittleren Oudingueur (s. o.).

Um den Vulkan ist dem Schiefergebirge eine Lava als sehr helles und weiches Gestein eingefaltet.

Später wurde die Fläche der SN-1-Zeit zerschnitten. Dabei entstand ein Hügelland, das alle Züge des typischen Schiefergebirgsreliefs zeigt. Da diese Erosionsphase die heutigen Haupttäler tief einschnitt, muß spätestens in ihr auch die tiefste Rumpffläche des Schiefergebirges zertalt worden sein.

Die Basis des Ignimbrites und seiner Basissedimente liegt wenige Meter über oder auch unter der heutigen Talsohle:

7. In dem langen Zeitraum zwischen der SN-1-Zeit und dem Beginn der Ablagerung der Sedimente unter dem Ignimbrit lag wenigstens eine Phase kräftiger Tiefenerosion und allgemeiner Zertalung.

Von der Zeit der Ablagerung der Basissedimente des Ignimbrites an lassen sich die Formungsvorgänge vollständiger verfolgen.

Vor der Förderung des Ignimbrites wurde in folgenden Fazien sedimentiert:

1. Randfazies in der Nähe des Auskeilens zum Schiefergebirge:

Aufschluß: (R. 3.3 / H. 28.3).
(Bimssteinasche)

05 m Ignimbrit
Aschenband

10 m Eckiger Schutt, dazwischen sandig-lehmige Bänder, hellocker bis ockerbraun.
Schiefer.

2. Normalfazies 1:

Aufschluß: (R. 4.7/H. 27.8) (Bild 15).
(Bimssteinasche)

07 m Ignimbrit
Aschenband

05 m Ockerbrauner, geschichteter Grobsand.

07 m Braun-graue geschichtete Kiese in Sand mit eingelagerten Schotterlinsen und Bändern feinkörniger, tonig-lehmiger Sedimente sowie von Aschen. Unter den Kiesen gibt es geschwärzte und Linsen gelbgrüner Bimse. Der Anteil feinerer Korngrößen nimmt nach oben hin zu.

01 m Schotter in Sand, hart verfestigt.

01 m Sandig-lehmiger, brauner Boden.
(Talsohle).

3. Normalfazies 2:

Aufschluß: (R. 9.5/H. 8.4) (Bild: 16)
(Bimssteinasche)
Ignimbrit
Aschenband

0,75 m Sandig-lehmiger, intensiv roter Boden.

2,25 m Verfestigte Schotter in Feinmaterial, überwiegend in Gesteinsfarben.

Verfestigter Grobsand, rötlich-ockerfarben.

Verfestigte Schotter in Feinmaterial, mit überwiegend geschwärzter Oberfläche.

Verfestigter Sand, rötlich-ockerfarben.
(Talsohle).

Die Normalfaziestypen 1 und 2 schließen sich in ihrem Vorkommen gegenseitig aus, Typ 1 liegt im Norden der Karte, Typ 2 von ihm durch 5 km Abstand und eine Höhendifferenz von 70 m (die Steilstrecke in der Mitte des Längsprofiles) getrennt. Gemeinsam ist beiden Typen die Abfolge:

Sand (oder Boden) — Schotter — Sand (oder Boden).

Die Deutung ihrer unterschiedlichen Entwicklung wird in Kapitel D, 2 c versucht.

Einmalig ist dieser Aufschluß (R. 7.9 / H. 10.3):

07 m Ignimbrit
Aschenband
gebleicht
08 m Sandstein
gerötet
Schiefer.

Der Fazies nach handelt es sich um den Sandstein, der die Stufe bildet.

Randlich greift die Ignimbritdecke im näheren Stufenvorland auf die SN-1-Basaltströme über. Der Basalt unter dem Ignimbrit ist häufig intensiv rot gefärbt.

Jedenfalls:

8. Dem Ignimbritvulkanismus geht eine fluviale Akkumulation voraus, die durch ihren Gehalt an Bimssteinkies als ein ihm konkordantes Sediment bezeugt ist. Sowohl an ihrer Basis (im Norden der Karte) wie in ihren höchsten Lagen (im Süden) treten Böden auf.

9. Diese Sedimente überlagert der Ignimbrit (SC III b). Seine Petrographie und geologische Stellung habe ich im Kapitel A, 2. nach VINCENT, P. M. (1963) beschrieben.

Der Ignimbrit trat durch das Tor in der Sandsteinstufe (R. 10.0 / H. 0.0) in das Vorland. Hier verlief wahrscheinlich vor der Ignimbritzeit das Haupttal. Er muß sich in einem äußerst leichtflüssigen Zustand befunden haben, da er, alle Vertiefungen ausfüllend, das ältere Relief gleichmäßig zudeckte und an seiner Stelle eine schwach geneigte, ebene Oberfläche schuf. Dadurch tritt er in sehr verschiedener Mächtigkeit auf, die Ignimbritwände können 20 m und mehr über der Talsohle erreichen.

Unter noch zu bestimmenden Umständen geht der Ignimbrit in Lösung. Tafonis und Karstformen stehen Ausfällungen in Form von Scherben oder in einer porösen, krümeligen Struktur gegenüber.

Die Oberfläche des Ignimbrites war trotz ihrer Ebenheit den an der Sandsteinstufe vorherrschenden Formungsvorgängen der Fußflächenbildung nicht angepaßt. Es kam zu:

10. Die Ignimbritoberfläche wird in die Fußfläche der Sandsteinstufe mit einbezogen.

Sie geht deshalb zur Seite hin in eine Fußfläche auf Schiefer und Basalt über.

Zur Oberterrassenzeit wurde sie neu aufgedeckt und weitergeformt. Wo diese Formung älteres Relief verschont hat, lassen sich Kliffe (Kanten zwischen den Subniveaus) unter die Bimssteinbrekzie verfolgen. Unter ihr liegt vielfach — nicht stärker als 0,5 m bis 0,75 m — ein sandiger, roter Boden, dessen Rötung häufig in anstehenden Basalt durchgreift. Gelegentlich ist er durch ein dünnes, stark verfestigtes rötlich-braunes Schotterband ersetzt.

Darauf folgt:

11. Der Ignimbrit wird bis unter die heutige Talsohle zerschnitten.

Die Intensität dieser Zerschneidungsphase kann man an den großen, dem Ignimbrit eingeschnittenen Mäanderbögen bei (R. 8.0 / H. 11.7) und (R .8.7 / H. 10.5) erkennen. In die Einschnitte wird fluvial sedimentiert, aber nur geringmächtig: Einige Lagen Kies in Sand, gekrönt von einer Schotterschicht, beide braun-rot gefärbt und verfestigt, wie in gleicher Höhe im Gonoatal.

Die gleiche geringe Mächtigkeit, die ähnliche Zusammensetzung nach Material und Korngröße und die gleiche Färbung sprechen dafür, daß die Sedimente auf der Fußfläche (s. o.) und im Taleinschnitt ungefähr gleichaltrig sind:

12. Ein dünner Sedimentschleier überzieht die Fläche auf der Höhe und die Talsohle. Er unterliegt roter Bodenbildung.

Die Gleichaltrigkeit wird schließlich durch die Bimssteinbrekzie belegt, die gleichermaßen Flächen wie Taleinschnitte zuschüttet:

13. Es folgt der Absatz von Aschen und Bimssteinen aus der Luft.

Die ursprüngliche Mächtigkeit dieser vulkanischen Aufschüttung über der Ignimbritfläche läßt sich kaum mehr festestellen. Die Y-Fläche hat sie sicher nicht erreicht.

Die Hochterrasse endet hier: Immer mehr wird das von talabwärts vertraute Sediment durch die Aschen und Bimssteinkiese in ursprünglicher Lagerung, durch das Muttergestein ersetzt: Im Vorland der Sandsteinstufe geht die Flußterrasse in die Aufschüttungsoberfläche des Bimssteinvulkanismus über.

Wenn man hier im weiteren Sinne trotzdem noch von einer Terrasse sprechen kann, so deshalb, weil der Oberfläche der Bimssteinaufschüttung das gleiche widerfuhr wie allen ihren Vorläufern:

14. Die Oberfläche der Bimssteinaufschüttung wird in eine Fußfläche einbezogen.

Diese Fläche ist heute nur in wenigen Resten erhalten, da sie während der Oberterrassenzeit weitgehend zerstört wurde. Man erkennt sie an einem dünnen Schotter-Hangschuttbelag auf den Bimsen. Von der Oberterrassenfläche führen sanft geböschte Hänge zu ihr hinauf (s. Querprofile), die Darstellung im Längsprofil ist auch insofern irreführend, als die zur Konstruktion verwandten Koten notgedrungen in größerer Entfernung vom Tal eingemessen werden mußten.

15. Die Bimsstein-Aschenaufschüttung wird zerschnitten. Die Einschneidung führte im Oudingueur wieder bis unter die heutige Talsohle. Sie findet seinen ursprünglichen Lauf, räumt ihn aber nicht vollständig aus, so in den oben erwähnten Mäandern. Wie offensichtlich auch bei den vorangegangenen und den folgenden Zerschneidungsphasen bleibt die tiefe Zertalung auf den vom Tarso herabkommenden Oudingueur beschränkt. Die von der Stufe ausgehenden Seitentälchen pendeln auf der Fläche und führen erst ganz in der Nähe des Oudingueur über einen scharfen Gefällsbruch zu ihm herab. Hier hat es mehrfach Epigenese gegeben.

Der Zerschneidung folgt die Akkumulation:

16. Aufschüttung der Oberterrassensedimente.

Sie sind — den Aschenmergeln an- und aufgelagert — in allen Oudingueurteilstrecken mit breiter Talsohle vertreten. Faziell setzt sich ihre aus dem Unter- und Mittellauf bekannte Erscheinung fort: Geschichtete und kreuzgeschichtete Lagen von Sanden, Kiesen und Schottern mit krönender Schotterdecke. Die Schotter setzen sich aus Sandstein, Basalt, Ignimbrit und teilweise dem Trachyt des SC-I-Vulkanismus zusammen. Die Farbe der Aufschüttung erscheint stärker ocker (10 YR 4/3).

Die feineren Korngrößen treten im Vergleich zu den Aufschlüssen talab zurück. Die kurzen, tief eingeschnittenen Teilstrecken der Seitentälchen mit steilem Gefälle in Oudingueurnähe wurden mit dem blauen Basaltsand ihres Einzugsbereiches verfüllt.

In einem weiteren Sinne ist die Terrassenfläche der Oberterrasse gleichzusetzen mit der Hauptfußfläche dieses Gebietes:

17. Gegen Ende der Aufschüttung der Oberterrassensedimente entsteht die Hauptfußfläche.

Der Übergang von der Terrasse zur Fläche ist auf der Karte zu erkennen: Die Subniveaus der Terrasse fächern auseinander, besonders das höchste weitet sich stark aus, wobei es erst langsam, dann zunehmend steiler gegen den Fuß der Bruchstufe ansteigt. Die Terrasse im engeren Sinne läßt sich von der Fläche dadurch trennen, daß die deckenden Schotter der Terrasse grauschwarz (auf Ignimbrit und Sandstein), die Fanglomerate der Fläche mit ihrem hohen Basaltanteil dagegen bräunlich-schwarz umrindet sind. Dazu tritt als Unterscheidungsmerkmal der Grad ihrer Abrundung. Auch auf den eigentlichen Flächen ist nur die oberste Gesteinslage geschlossen, die tieferen Schichten bestehen aus Schutt — ganz überwiegend Basalt — in einem heute graubräunlich erscheinendem Gesteinssplitter-Sandgemisch, das gelegentlich auch lehmig auftritt.

Die Morphologie erweist sich — in größerem Maßstab betrachtet — als vielgliedrig: Die Hauptfußfläche folgt weitgehend der wieder aufgedeckten post-Ignimbrit-Fußfläche, ohne ganz mit ihr übereinzustimmen, sie bezieht Bimssteinkies und Aschenmergel mit ein und greift über alle älteren Gesteine (Schiefer, Basalt) hinweg; beide Fußflächen unterscheiden sich von der Aufschüttungsoberfläche des Ignimbrites (s. o.). In den Überschneidungszonen der verschieden alten Fußflächen verzweigen sich die Subniveaus vielfach: soweit sie auf Ignimbrit liegen, zieht sich eine Serie von 1 m bis 2 m hohen Kliffs durch das Gelände (Bild 17).

18. Die Zerschneidung der Oberterrasse führt unter das Niveau der heutigen Talsohle.

Die darauf folgende

19. Ablagerung der Niederterrassensedimente
erreicht 5 m bis 7 m über der heutigen Talsohle und damit keinen Anschluß an die Fußfläche in der Höhe. Den Ablagerungsbedingungen in einem engen, später wieder ausgeräumten Tal entsprechend, sind ihre Sedimente nicht häufig erhalten. Ihre Fazies gleicht derjenigen der Oberterrassenakkumulation im gleichen Gebiet. An den Ignimbritwänden ist die Terrasse als Leiste, Sporn, Strudelloch usw. zu erkennen, besonders an den Einmündungen der Seitentälchen.

Auf der Fußfläche trat gegen Ende der Niederterrassenzeit — angesetzt in Analogie zur Oberterrasse — eine schwache Flächenbildung ein, deren Formen maßstabsbedingt nur am westlichen Blattrand zu kartieren waren. Ihr Sedimentkörper zeigt die gleiche Fazies wie derjenige der Hauptfußfläche: Basaltschutt in einem braun-grauen sandig-lehmigen Boden.

Auch die

20. Zerschneidung der Niederterrasse
führte wieder bis unter die heutige Talsohle.

Es folgt die

21. Ablagerung der die heutige Talsohle unterlagernden Sedimente.

Das gegenwärtige Oudingueurtal besteht hier aus zwei Talabschnitten mit breiterer Talsohle (50 m bis 100 m) und zwei Klammstrecken im Ignimbrit mit ungefähr 15 m breiter Sohle. Die breitsohligen Talstrecken haben geringeres, die Klammstrecken ausgesprochen steiles Gefälle (Längsprofil: Mitte und rechts). Die Talhänge der flacheren Strecken sind steil geböscht, aber erkletterbar, die Klammwände im Ignimbrit ragen senkrecht auf, nur stellenweise von Spuren der Niederterrasse unterbrochen (s. o.). Am Ausgang der unteren Klammstrecke wird der Talhang von sehr steil geböschten großen Ignimbritblöcken gebildet, an die sich nach oben eine kurze Wand anschließt.

Der Sedimentführung nach gehört der untere, breitsohlige Abschnitt noch zum mittleren Oudingueur: Das Niedrigwasserbett besteht aus grauem Grobsand, stark mit Kies durchsetzt und in Schwemmfächerform geschüttet. Die stärkste Schotteranreicherung findet man an den Rändern zu den höheren Niveaus. Bei (R. 4.0 / H. 25.2) reicht ein größeres, offensichtlich jüngeres Sandsteinvorkommen bis unter die Talsohle. Ich konnte es leider nicht näher untersuchen. In der unteren Klammstrecke versperren Ignimbritblöcke Kraftwagen die Durchfahrt, um sie herum und an den Wänden liegen grobe Schotter. Hauptsediment jedoch ist der locker gelagerte Grobsand, der talauf, zur steilsten Stelle dicht unter dem Klammeingang hin, schließlich als mächtige, lockere Schüttung das Bild beherrscht. Am Eingang der Klammstrecke (R. 8.1 / H. 13.9) bilden Bänke aus Bimssteinkies die höheren Niveaus, diese lehnen sich talab an eine ältere Ignimbritoberfläche an; das dem Ignimbrit eingeschnittene Niveau der Niederterrasse dient heute als Hochwasserbett, ja einzelne Hochwässer schießen bis zum Niveau der Oberterrasse hinauf. Hier ist rezent die Erscheinung zu beobachten, die im mittleren Gonoa aus der Verbreitung der Terrassen abgeleitet wurde (Kapite C, 1.). Im Niedrigwasserbett wird nur noch der Hauptstromstrich fast ganz von Grobsand gestellt, gleich daneben schwimmen zahlreiche Schotter im Sand. Talaufwärts verbreitert sich der Stromstrich mit Grobsand wieder in die Flachstrecke hinein, die Schotter liegen an der Grenze zu den höheren Talsohlenniveaus oder in den Zwickeln der Schwemmfächer. Die Oberfläche der höheren Niveaus ist mit hellen Bimssteinkiesen bedeckt, das höchste erscheint in einer Schotterbedeckung, deren Gesteinsfarbe grau getrübt wirkt, die demnach mit einer schwachen Patina versehen ist. Da es sich im Niveau um die Fortsetzung der heute als Hochwasserbett dienenden Niederterrassenfläche vom Klammeingang handelt, ist es sehr wahrscheinlich, daß hier die krönende Schotterdecke der Niederterrasse durch die Aufschüttung neu in Formung gerät. Schließlich erstreckt sich das Grobsand-Kies-Gemisch wieder

fast über die ganze Talsohle. Am Eingang zu dem oberen der beiden fossilen Mäander, bei km 93 in 1205 m Höhe, durchragt eine harte Schwelle größere Teile der Talsohle. In der talauf anschließenden zweiten Klammstrecke liegen Blöcke am Fuß der Ignimbritwände, in ihren Nischen die Schotter, die übrige Talsohle wird von Grobsand mit viel Kies eingenommen.

Wenn auch ein großer Unterschied in der Formungsintensität zwischen dem Oudingueur und seinen Seitentälern besteht, so sind die von der Stufe herabkommenden Tälchen doch weit aktiver als diejenigen des Schiefergebirges: Sie werfen — wie auch entlang des oberen Gonoa — frisches Material auf das Niveau, auf welches sie über einen scharfen Gefällsbruch münden, zeigen frische Gesteinsfarben und Subniveaus auf der Talsohle — der Basaltsand ist von Natur aus schwarzblau —, in günstigen Lagen, so am Südwestrand der Karte, verzweigen sie sich wenig eingetieft über die Fläche: Unter etwas günstigeren Bedingungen kann eine neue Flächenbildung einsetzen. Wo die Tälchen in steilem Hang verlaufen, zeigen frische Gesteinsfarben junge Eintiefung an.

d) Das Enneri Oudingueur südlich der Sandsteinstufe (Oberer Oudingueur II) (Karte 8)

Der Oudingueur folgt einer Tiefenlinie, deren Nord-Süd gerichteter, im Süden leicht nach Osten abbiegender Verlauf für eine tektonische Anlage spricht. Gestützt wird diese Annahme durch die Verbreitung des Sandsteines, dessen Stufenoberfläche im Norden der Karte von Süden her durch den Ignimbrit überdeckt wird, der aber in gleicher Fazies weiter südlich wieder Oberflächen bildet, und zwar im Westen der Karte hoch über, im Osten und Südosten im Niveau der Terrassenflächen. Die Bruchlinie muß sehr alt sein, da schon der SN-1-Basalt den Sandstein in seiner heutigen Lage vorgefunden hat. Das Schiefergebirge taucht mit dem Sandstein im Norden der Karte unter die jüngeren Sedimente.

Der Sandstein ist nicht einheitlich aufgebaut, jüngere Schichten überlagern ältere diskordant (VINCENT, P. M., 1963), so wahrscheinlich auch an der Einmündung eines Seitentales in den Oudingueur (R. 12.9 / H. 8.4), wo ein dunkelroter, toniger Sandstein von hohem spezifischen Gewicht mit ungefähr 35° nach Nordwesten einfällt, ein darüber liegender heller ockerfarbener leichter Sandstein aber mit etwa 10° nach Nordosten.

Einige Meter nördlich hiervon ist im Oudingueur die Überlagerung des Sandsteines durch den SN-1-Basalt aufgeschlossen. Zwischen ihnen liegt ein etwa 0,5 m starkes, felshart verfestigtes und ziegelrotes Band von Schottern in Feinmaterial. In ihm ist eine Trennung in feinere Korngrößen unten und eine krönende Schotterdecke oben zu erkennen.

Der Basalt, der über die Sandsteinschollen in die Bruchzone hinabgeflossen ist, wurde zurückgeschnitten; dabei traten in dem entstehenden Hang die härteren Laven als Stufen hervor. Sichtbar wird der Vorgang besonders durch die Kappung der Seitentäler des Enneri Gonoa bei (R. 11.5 / H. 20.0) und — besser zu erkennen — bei (R. 14.5 / H. 12.5). Ferner sind dem Basalthang wenigstens zwei Terrassen eingeschnitten, die damit jünger sind als die von dem Basalt überlagerten Altflächen im Vorland der Stufe und deshalb als X-Terrassengruppe bezeichnet werden. Sie treten als Terrassenflächen auf, die in der Regel im Kartenmaßstab nicht darstellbar und deshalb nur bei (R. 14.2 / H. 11.5) auskartiert sind (Bild 18) und als Verdichtung der Schotterstreu auf dem Hang, so bei (R. 7.3 / H. 6.2). Hier wurden sie eingemessen, auf der Profiltafel erscheinen die Terrassen als X_1 und X_2. An eben dieser Stelle ist ein steiler Hang im Basalt gleichmäßig von Terrassetten übersät, schwach ausgeprägten sichelförmigen Anreicherungen des gröberen Schuttes auf dem Hang, sichtbar vorzugsweise bei schräg einfallendem Licht.

Die drei Basaltkegel des Kartenblattes gehören zur Gruppe der auch im Gonoatal vertretenen Vulkane.

Im Südosten der Karte legen sich, vom Tarso Abéki (im weiteren Sinne) und vom Ehi Terké kommend, die Rhyolithe und Trachyte der SC I auf den SN-1-Basalt. Spätere Erosion zerschnitt sie scharf zu schroffen Hängen und spitzen Graten.

Die SC-I-Trachyte liegen auch unter dem Ignimbrit, sie sind im Südteil des Oudingueurbogens in den Klammstrecken mehrfach angeschnitten.

Der Trachyt erscheint dort als weiches, leicht verwitterndes, hellgraues bis grünliches Gestein. Wird er als Schotter transportiert und dabei poliert, so treten seine stengeligen Einsprenglinge hervor, oder man sieht die Löcher, die ihr Herausfallen hinterlassen hat.

Zwischen dem Trachyt (SC I) und dem Ignimbrit (SC III b) liegt ein 0,3 m mächtiger rot-brauner toniger Boden, der noch zahlreiche trachytische Gesteinssplitter enthält (R. 9.8 / H. 5.2).

Aus dem Südwesten, vom Tarso Toussidé herab, kommen die Ignimbritströme. Sie decken das ältere Relief weitgehend zu und fließen auch über die Stufen herab, folgen aber in erster Linie den Tiefenlinien. Ebenfalls mit Ignimbrit ausgekleidet sind die Seitentäler des Enneri Gonoa ganz im Osten der Karte. Seine Gleichaltrigkeit mit dem Ignimbrit des Tarso Toussidé ist durch die gleiche Stellung zu den Terrassen gesichert. Ob er von dort kommend glutflüssig aus der Luft abgesetzt wurde oder eigenen Förderungszentren im Tarso Abéki entstammt, bleibt offen.

Lag vor der Ignimbritzeit die Hauptabflußlinie aus dem Gebiet des heutigen Tarso Toussidé weiter westlich, kenntlich an der großen Unterbrechung innerhalb der Sandsteinstufe im Nordwesten des Blattes, und diente zu dieser Zeit die Bruchlinie der Entwässerung des Ehi Terké, so schuf die Zerschneidung nach der Ignimbritzeit ein Flußsystem, das noch auf einigen Strecken von dem heutigen abweicht.

Der Aufschüttung des Tarso Toussidé folgte eine Zerschneidungszeit und auf diese erneute, aber in der Verbreitung und volumenmäßig geringere Ignimbritförderung.

Der jüngere Ignimbrit blieb im Bereich der Karte innerhalb der durch die vorangegangene Einschneidung geschaffenen Eintiefung. Die ihn überragende Geländestufe ist in der Karte dargestellt, noch deutlicher wird die Anordnung im Luftbild (Bild 19).

Die Geländestufe zeigt deutlich die Talverläufe nach der Ignimbritzeit. Der Oudingueur bog bei (R. 9.1 / H. 5.0) nach Norden um und folgte dann dem heute unmittelbar nördlich davon endigenden Seitentälchen. Das vom Ehi Terké herabkommende Tal bog bei (R. 11.7 / H. 6.3) nach Norden um, erreichte bei (R. 11.1 / H. 7.5) den heutigen Oudingueur, verließ ihn bei (R. 11.1 / H. 7.5) wieder und setzte sich in dem unmittelbar nördlich davon gelegenen heutigen Seitentälchen fort.

Diese Seitentälchen werden jetzt wieder aus dem Bimsstein herausgearbeitet, ihre Breite steht in Mißverhältnis zu ihrem Einzugsgebiet. Schreitet die Erosion rückwärts fort, so wird sie den Oudingueur erneut umlenken.

Die Kreuzungspunkte des ignimbritzeitlichen und des heutigen Talsystems sind an den Ausweitungen der Talsohlen zu erkennen.

Weiter nördlich treten an zwei Stellen — bei (R. 8.5 / H. 18.5 und R. 8.0 / H. 21.0) — starke Talverzweigungen auf. Da sie teilweise mit Bimssteinkies verfüllt sind, ist ihre Anlage für die Ignimbritzerschneidungszeit gesichert. Die einzelnen Äste wurden in dem folgenden Sedimentationszyklen vielfach weitergeformt, die Darstellung in der Karte gibt nur ein grobes Schema wieder.

Die Lage der beiden Bereiche mit Talverzweigung läßt sich aus der Struktur erklären. Der südliche liegt dort, wo der sich in den Ignimbrit einschneidende Oudingueur auf die Oberfläche des Sandsteines traf, der nördliche dort, wo er sich in diesen Sandstein einzuschneiden begann, um das Vorland der Stufe zu erreichen.

Ist in diesem Bereich die Abfolge Ignimbrit—Zerschneidung—Bimsstein eindeutig, so läßt sich weiter südlich die Stellung des jüngeren Ignimbrites nicht ganz sichern. Er ist eindeutig älter als der Bimsstein, es ließ sich aber nicht feststellen, ob auf den jüngeren Ignimbrit eine Zerschneidungszeit folgt oder ob mit ihm der Bimssteinvulkanismus beginnt. Lautet die Folge: Ignimbrit — Zerschneidung — Ignimbrit — Zerschneidung — Bimsstein, so gehört der jüngere Ignimbrit in die Zerschneidungszeit gegen Ende des Ignimbritvulkanismus, lautet sie: Ignimbrit — Zerschneidung — Ignimbrit — Bimsstein, so muß man ihn der Aufschüttungszeit der Aschenmergel zurechnen.

Anschließend deckte Bimssteinbrekzie das ältere Relief weitgehend zu. Sie ist in der Regel in sich homogen und sitzt dem Ignimbrit direkt auf. Ursprünglich war sie wohl 20 m bis 30 m mächtig. Heute ist sie an allen exponierten Stellen abgetragen, in den Talungen aber noch weitgehend erhalten. Die Oberfläche des Bimssteinkieses ist von der ursprünglichen Aufschüttungsoberfläche angefangen über eine badlandartige Zertalung bis zu inselhaften Restvorkommen in allen Varianten der Abtragung vertreten. Wo eine Oberfläche längere Zeit Bestand hatte, sind die ursprünglich bläulich-weißgrauen Bimssteine mehrere Zentimeter tief dunkelocker verwittert.

Bei (R. 8.8 / H. 5.5) zeigt ein Aufschluß ein anderes Bild:

3,0 m Bimssteinkies, bläulich-weißgrau

0,5 m Bimssteinkies, schmutzig grau

1,5 m Bimssteinkies rötlich-ocker.

Die Fazies der tieferen Lagen tritt also talab nicht auf. Sie erinnert teilweise an die Verwitterung und Bodenbildung der Aschenmergel im Gebirgsvorland. Unter entsprechenden Bedingungen kann sie sich gebildet haben, wenn die Färbung nicht bei der Förderung des Bimses entstand.

In der folgenden Einschneidungszeit entsteht der heutige Talzug mit dem weit nach Osten ausholenden Bogen des Oudingueur.

Die Sedimente der dann einsetzenden geringmächtigen Aufschüttung sind nur in schmalen Bändern entlang der Täler zu finden. Soweit im Hinterland älteres Gestein aufragt, bestehen sie großenteils aus umgelagertem Hangschutt, in Ignimbritgebieten bleiben sie auf einige wenige Schotter beschränkt. Erhalten blieb von ihnen nur wenig. Mit einer Ausnahme: Bei (R. 12.7 / H. 12.5) hat das Enneri ursprünglich eine weiter östlich liegende Schlinge benutzt. In ihr liegt eine Oberterrassenfüllung.

Meist läßt sich nicht entscheiden, ob ein Sedimentvorkommen der Nieder- oder Oberterrassenzeit angehört. Ihre Lage läßt keine Aussage mehr zu, ihr Erscheinungsbild ist einheitlich: Ein fast gleichmäßiges Schotter-Kies-Sandgemisch, wegen des in der Regel hohen Basaltanteiles bräunlich verfärbt und leicht verbacken. Nur an wenigen Stellen und dann geringmächtig sind darunter Lagen eines Sand-Kies-Gemisches vertreten: Die von weiter talab her bekannte krönende Schotterdecke wird hier zur Hauptfazies der Sedimentation.

In der Regel liegt die Oberterrasse als Erosionsfläche auf Ignimbrit, Sandstein oder Basalt. Überall dort, wo sich in ihrem Hinterland ein prägnimbritisches Relief erhebt, besteht die Tendenz, daß sich die Terrasse zu einer Fläche ausweitet, sei es entlang der Seitentälchen zum Hangfuß hin, sei es zu beiden Seiten des Oudingueur im Nordostteil seiner großen Schlinge, in der sich die Terrasse in vielen Subniveaus aufsplittert. Im Südwesten dagegen, in Richtung auf den Schild des Tarso Toussidé, schrumpft die Terrasse außerhalb der Schwächezonen an den Umlenkstellen des Enneris auf kleine Kerben im Ignimbrit zusammen.

Diese Formenanordnung zwingt zur Vorsicht bei der Bewertung der Formungstendenz. Das Fehlen eines sedimentären Körpers einer Terrasse kann auf Mangel an geeignetem Material beruhen. Die Schildform scheint der Abtragung optimalen Widerstand entgegenzusetzen, da sie in der kurzen zur Verfügung stehenden Zeit zwar in Form von Schluchten anritzbar war, aber im Gegensatz zu Stufen und Graten für einen flächenhaften Erosionsangriff keine Ansatzstelle bot. Die Verbreitung der Flächen scheint ebenfalls mit dem Angebot einer größeren Menge harten Schuttes in Verbindung zu ste-

hen. Festzuhalten bleibt, daß die Verbreitung der Flächen, die im Vorland der Sandsteinstufe gerade gesteinsunabhängig wurde, mit wachsender Höhe wieder an das Vorkommen schuttliefernder Gesteine gebunden scheint, und daß in den sedimentären Terrassenkörpern die Schotter vorherrschen.

Eine Ausnahme ist wichtig: Bei (R. 9.1 / H. 5.5) wurde mitten im Bimssteinkies während der Oberterrassenzeit durch Umlagerung ein Terrassenkörper geschaffen, der den Sedimenten der Aschenmergelterrasse talab gleicht. Dadurch wird belegt, daß diese Sedimentfazies nicht unter einem besonderen Klima, sondern durch ein besonderes Materialangebot entstand.

Die Niederterrasse ist nur in Spuren vertreten, im Sandsteintal in der Nähe der Stufe noch stellenweise mit eigener Sedimentation, dann talauf in kleinen Fetzen Erosionsterrasse und mit einigen nicht sicher einzuordnenden Sedimenten (s. o.). Nur an den Umlenkstellen der alten Talzüge im Oudingueur tritt sie wieder in breiterer Terrassenfläche auf.

Die Formen der Talsohle lassen sich nach dem Längsprofil gliedern. Die km 95 bis 98,5 umfassen die in eingeschnittenen Mäandern verlaufende Flußstrecke in der Sandsteinstufe mit Felsbilder an den Wänden. Ihr Sedimentbestand gleicht dem Oudingueur des Stufenvorlandes (s. o.), der Schotteranteil auf dem Mittel- und Hochwasserbett verstärkt sich weiter. An dem oberen Ende der Teilstrecke treten einige Schieferbänke durch die Talsohle. In den km 98,5 bis 100 steigt der Oudingueur auf die Schichtoberfläche des Sandsteines an, das Tal hat die Form einer Klamm mit Wänden aus Sandstein und Ignimbrit. Die Talsohle ist sandig, mit Schottern und Blöcken belegt. Die Ennerikilometer 100 bis 102 umfassen die Strecken der Talverzweigung, km 102 bis 107 den Nordostteil der Oudingueurschlinge, die km 107 bis 108,5 ihren Ostteil. In der mittleren der genannten Strecken liegt das Tal offen, von der 25 m bis 50 m breiten Talsohle führen Hänge oder kleinere Stufen im Ignimbrit auf die Terrassenflächen. Die beiden anderen Teilläufe sind Klammstrecken, deren Sohle kaum mehr als 5 m breit ist, die aber über 15 m hohe Wände besitzen, bei der unteren aus Ignimbrit, voller Strudellöcher, das Gestein erst in 6 m bis 8 m Höhe gelblich verfärbt, darunter poliert wirkend in bläulichen und violetten Tönen, während die Wände der oberen Klammstrecke aus Sandstein bestehen. Beide Klammstrecken sind begehbar, ihre Talsohle bildet tiefgründig weicher Sand, in dem viele Schotter und einzelne Blöcke schwimmen. In der offenen Talstrecke ist der Boden sandig, durchsetzt mit Schottern. Hochwasserbetten mit Schotteranreicherung können ausgebildet sein, in der Regel liegen sie hier aber als Erosionsleiste mit dünner Schotterstreu im Ignimbrit. Der km 108,5 bis 109,5 ist das Talstück, in dem in der Zerschneidungszeit des Bimssteinkieses aus Teilen des Altoudingueur oben und eines seiner östlichen Seitentäler der jetzige Lauf zusammengesetzt wurde. Das Gefälle der Klammstrecke ist überaus steil, große Blöcke quer über den Talboden bilden Barrieren, deren Erklettern beträchtlich Mühe macht. Zwischen ihnen liegen Schotter, Kies und Sandinseln. Tonpfannen unterhalb der Blöcke verraten langfristig stehendes Wasser und Moosbewuchs am Ignimbrit in der Nähe des Talbodens spricht für Grundwassertaschen dicht unter der Sohle. Die Talkilometer 109,5 bis 113,5 umfassen die Talerweiterungen an den Kreuzungsstellen zum alten Talsystem, den sie verbindenden Durchbruch und oben ein Stück alten Talverlaufes. Die Klammstrecke des Durchbruches hat ein weniger steiles Gefälle als diejenigen talab, ist aber gleich ausgestaltet und ebenfalls schwer zu begehen. In den Talerweiterungen zeigt die Talsohle Sandschüttung in Schwemmfächern mit Schotteranreicherungen auf den höheren Niveaus, an den Eingängen zu den Klammstrecken deren Hinaufschießen bis auf die Höhe von Terrassenflächen. Mit dem km 113 ist der Fuß des Tarso erreicht. Das Enneri Oudingueur biegt nach Süden ab und zieht ähnlich steil, wie es im Profil für das Enneri Nemagayesko angegeben ist, zum Ehi Soso hinauf. Schon nach wenigen Metern machen Gefällsbrüche in Ignimbritbänken das Tal unpassierbar. Unterhalb des tiefsten Gefällsbruch liegt in weichem Sand eine Guelta.

Nur die größten Seitentäler münden auf Talsohlenhöhe in den Oudingueur. Mittlere Nebentäler brechen in ihrem Unterlauf sturzbachähnlich zu ihm ab, kleinere hängen. Außerhalb dieses Bereiches wird in den Seitentälern gleichartig geformt wie im Haupttal, in den größten auch annähernd gleich intensiv: Die Unterscheidung zwischen den Taltypen Haupt- und Nebental verliert mit zunehmender Höhe fortlaufend an Berechtigung.

4. Der Tarso Toussidé und das Enneri Nemagayesko

(Karte 9)

Vom Fußpunkt bei km 113 folgte ich dem Enneri Nemagayesko auf den Tarso Toussidé*.

Den großen Schildvulkan baut Ignimbrit auf, SC III b in der Chronologie VINCENTs. Ihm zufolge (VINCENT, 1963, S. 141 f.) ist der Tarso Toussidé oder Yirrigé mit einem Gefälle von 2° bis 3° flacher als die Schilde der Vulkane Hawaiis und mit seinen 3000 km² auch größer als diese: Der glühende Ignimbrit war fließfähiger als der Hawaiibasalt.

Da der Ignimbrit nach einer großen Zerschneidungsphase abgelagert wurde (VINCENT, P. M., 1963, S. 121 f., Chapitre IV A 1° d), bedeckt er eine sehr unruhige Oberfläche. Deshalb ist seine mittlere Mächtigkeit nur schwer zu bestimmen. Wahrscheinlich beträgt sein Gesamtvolumen 100 km³ bis 150 km³, die Dicke der Ignimbritschichten in der Mitte 100 m, nach außen nehmen sie auf 10 m bis 20 m ab. Der SC-III-b-Vulkanismus hat somit das Gebirge nicht wesentlich erhöht.

Die Abnahme der Mächtigkeit des Ignimbrites zum Fuß des Schildes läßt immer häufiger Sandstein und SN-1-Basalt mit ihren alten Reliefs ihn durchragen, wäh-

* Der Name des Tales erscheint auf der ersten Ausgabe der IWK 1 : 1 000 000 als „Nemaï Yasko". Im Manuskript benutzte ich die Form „Nema Yesko", doch kommt die jetzige Schreibweise der Aussprache der Tubu am nächsten.

rend 1000 m höher nur noch Rhyolith und Trachyt, also Vertreter des älteren und des mittleren hellen Vulkanismus (SC I, SC II) in Gestalt kleiner Höhenrücken sich über ihn erheben. Ein typischer Vertreter dieser Reliefbestandteile ist der Ehi Soso in der Scheitelregion des Schildes (ungefähr 2500 m hoch).

Hier wird der Ignimbrit seinerseits flächenhaft von Bimssteinlapilli überzogen, von dem gleichen Gestein, dessen Verzahnung mit den Aschenmergeln im Stufenvorland beobachtet werden konnte. Sein Zusammenhang läßt sich über einige Riedel auf den Flanken des Schildes verfolgen.

Auf seinem Scheitel liegen zwei große Krater, das Trou au Natron, bei den Tubu Doon Orei *, 700 m bis 1000 m tief, 25 km Umfang am Oberrand, 5 km am Boden, und das „Kleine Trou", Doon Kinimi, auch Kidimi geschrieben, 300 m tief, 4,5 km Umfang am oberen Rand, ungefähr 1 km Durchmesser am Boden. Es wird von einem geschlossenen, nach außen steilgeböschten Randwall umgeben.

Beide sind jünger als ein noch umfangreicherer Ring, der nur teilweise erhalten ist, das „Alte Trou", die Yirrigékaldera. Sie ist fast rund, 13 km bis 14 km Umfang sind sichtbar, ihre Oberfläche beträgt ungefähr 145 km². Auf dem Westrand des Yirrigé sitzt der Toussidé, dessen Lava die Kaldera zu 3/4 ausfüllt und die den Randwall auf 1/3 seiner Länge verdeckt. Weitere 6 km von ihm ließ die Explosion des Trou au Natron verschwinden. Dessen Auswürflinge liegen mit denen des Kinimi ebenfalls in der Kaldera und werden dort ihrerseits von den Laven des Toussidé bedeckt (VINCENT, P. M., 1963, S. 147 ff., Capitre IV C 2°). Der Randwall des Yirrigé ist zwischen 100 m im Norden und 300 m im Südosten hoch. Im Gebiet dieser Kaldera lag ehedem das Förderungszentrum der Ignimbrite. Sie brach nach der Ablagerung der letzten Decken ein. Ein etwa ursprünglich hier gelegener Vulkankegel kann kaum höher gewesen sein als ihr Randwall, da in ihm der Ignimbrit fast waagerecht liegt (VINCENT, P. M., 1963, S. 141 f., Chapitre IV B 1°). In der Kaldera differenzieren sich die Sedimente auf ihrem Boden vom Rand in Richtung auf die Toussidélaven (Doreit) von schwach geneigten, sandigen Schwemmfächern über Tonabsätze bis hin zu Salzton und Salz.

Die senkrechten Wände des Doon Orei und des Kinimi legen den Aufbau des Tarso Toussidé bloß: Unter 100 m Ignimbrit folgen über 800 m Rhyolith (VINCENT, P. M., 1963, S. 106 ff., Chapitre III 4° d), dessen oberste 250 m wahrscheinlich SC II sind, der Rest gehört in die SC I (VINCENT, P. M., 1963, S. 63 ff, I b).

Das Trou au Natron ist in mehrere Loben untergliedert. Sie sprechen für eine Sprengung in mehreren Phasen. Dagegen läßt die Schlotform des Doon Kinimi an eine einmalige Explosion denken (VINCENT, P. M., 1963, S. 194 ff., A a 1 und 2).

Um die beiden Explosionskrater liegen bis zu einer Entfernung von 10 km Blöcke auf und in den Bimssteinlapilli. Nach VINCENT (s. o.) sind sie „teilweise noch in unverfestigten Tuff" [= Bimse] „eingehüllt, häufiger jedoch durch die Erosion herausgearbeitet worden. Manchmal sind sie sogar abgerundet". Blöcke von mehr als einem Kubikmeter sind häufig, solche von 5 m³ belegt. Sie bestehen aus Graniten und Quarziten des Präkambriums, zu ihnen gesellen sich Syenit und Mikrosyenit. Diese sind die kristallinen Äquivalente der Laven in den Trouwänden. Viel stärker als um das Trou au Natron ist die Bimssteinbrekzie um das Doon Kinimi vertreten. VINCENT (s. o.) schreibt: „Das vorherrschende Material" [der Auswürflinge] „ist ein weißer, körniger Bimsstein. Er scheint aus den Rhyolithen entstanden zu sein. Weiße und bläuliche Bimssteinlapilli findet man weithin über den Tarso in dicken, geschichteten Lagen mit ausgeprägten Korngrößenunterschieden. Wahrscheinlich steht ihre Entstehung in Zusammenhang mit der Bildung der beiden Trous (S. 195)." Die Umwandlung von Rhyolith zu Bimsstein erklärt die Seltenheit von Rhyolithblöcken unter den Auswürflingen (S. 198).

Die Entstehung der beiden Trous durch die Explosionen erscheint mir aus ihrem Formenschatz gesichert. Seine besondere Frische am Doon Kinimi erweist es als jünger als das Trou au Natron. Bei der Explosion des Kinimi wurde ein Randvulkan des Yirrigé angeschlagen. Dieser Kegel besteht ausschließlich aus Bimsstein.

Schon deshalb wird man VINCENT nicht so interpretieren dürfen, als sei dieses Gestein n u r während der Trouexplosion gefördert worden. Dagegen sprechen weitere Beobachtungen. Das Enneri Nemagayesko hat in seinem obersten Abschnitt die Bimssteinbrekzie etwa 10 m tief aufgeschlossen. In den tieferen Lagen enthält sie keine Auswürflinge. Uber den SN-4-Basalt schreibt VINCENT, P. M. (1963, S. 187 f., Les formations noirs récents 2°): „Uberlagert werden sie von den Explosionsprodukten des Trou und dem jüngsten Vulkanismus." Im Toudoufou aber treten Basaltschlacken erst gegen Ende der Aschenmergelsedimentation auf. Sie überlagern dort in dem Hochterrassenkörper enthaltenen Bimsstein. Schließlich zeigt auch der Toussidé einen älteren hellen Krater, und der kleine Krater eines Schlackenkegels auf dem Boden des Trou au Natron besitzt eine helle Füllung.

Diese Beobachtungen veranlassen mich, die Hauptförderung des Bimssteines als eigene vulkanische Phase zu betrachten. Chemisch ist das geförderte Produkt mit dem Ignimbrit identisch. Im Gegensatz zu ihm wurde es als nicht allzu heißes klastisches Material ausgeworfen. Dementsprechend schlage ich eine Unterteilung der SC-III-b-Zeit in den Ignimbrit- (SC III b 1) und den Bimssteinvulkanismus (SC III b 2) vor.

Die SC-III-b-2-Zeit begann mit oder nach dem Einbruch der Yirrigékaldera, zur Zeit der Explosion des Doon Kinimi hatte dieser Vulkanismus seinen Höhepunkt überschritten, wenn auch jetzt vielleicht noch einmal fetzenhaft Ignimbrit ausgeschleudert wurde. Abschwächend setzte er sich bis in die SH-Zeit fort.

* So nach VINCENT. Die Tubu sprechen eher Don Boueï („großer Krater"), sie nennen das Trou au Natron auch Don Droussou („tiefer Krater").

Im Quartär haben demnach im Raume des Toussidé und Tarso Tôh saurer, intermediärer und basischer Vulkanismus nebeneinander bestanden.

Die Laven des Ehi Toussidé überdecken in der Yirrigé-kaldera die Auswürflinge der Trouexplosionen. In seiner jetzigen Form mit 1000 m relativer Höhe ist der Stratovulkan deshalb jünger als das Doon Kinimi. Gestützt wird dieser Schluß durch die Vulkane auf dem Boden des Doon Orei und einen seiner Randvulkane, dessen Lava in das Trou floß. Chemisch sind sie alle gleich, ihr Gestein ist vorwiegend Trachyandesit, zusammen mit dem Toussidé bilden sie einen eigenen Typ des Vulkanismus, SH in der Terminologie VINCENTs.

Die 100 m Ignimbrit haben die Höhenverhältnisse und damit auch das Lokalklima nicht wesentlich verändert. Tektonische Bewegungen während ihrer Ablagerung werden von VINCENT angenommen (1963, Tabelle: Classification du volcanisme clair ancien), doch können auf sie nur Einschneidungen auf dem Tarso zurückgeführt werden (Kapitel D, 2. a).

Auf dem Tarso Toussidé ist ein Unterschied zwischen Haupt- und Seitentälern nicht mehr zu erkennen. Die vielen, mehr oder weniger parallel verlaufenden Tälchen auf dem konvex gekrümmten Schild sehen sich zum Verwechseln ähnlich. Von ihnen habe ich in der Karte nur die größeren dargestellt.

Das Gefälle ist überaus steil. Die Täler sind in Klammen eingetieft und nur an wenigen Stellen zu queren. Ihre Breite an der Talsohle beträgt 1 m bis 2 m, nur an wenigen Stellen mehr, häufig noch weniger. Die Klammstrecken können mit großen Blöcken vollkommen verstürzt sein, so daß man auf dem Bauch durchrobben muß. Der Einschnitt kann aber auch so schmal sein, daß er Begehen nicht gestattet und den Einblick erschwert. Die gleichmäßig breite Darstellung der Täler in der Karte hat die Zeichentechnik erzwungen.

Die Eintiefung der Täler beträgt rund 10 m. Ihr Grund ist in der Regel sandig, Erosionsstrecken auf blankem Ignimbrit kommen aber ebenfalls vor (Bild 20).

Bei (R. 52.0 / H. 17.5) ist in einigen fluvialen, heute tot daliegenden Einrissen in den Ignimbrit äolisch Bimssteinsand angehäuft worden. Während meiner Arbeit konnte ich in diesem Gebiet zahlreiche Sandhexen (Kleintromben) beobachten, die größere Mengen Material bewegten, doch ließ sich eine Formung durch sie nicht feststellen.

Ungefähr bei Talkilometer 130 und 2300 m Höhe ist die Schildoberfläche erreicht. Das Gefälle der Enneris bleibt weiterhin steil, wenn es auch im Vergleich mit der Abschüssigkeit auf den Hängen nicht mehr so empfunden wird. Die Täler sind dem Ignimbrit fortlaufend weniger eingeschnitten, den größten Anteil an ihren Wänden haben Bimse. Mit diesem Gesteinswechsel verbreitern sich die Enneris wieder, von dem Augenblick an, wo ihre Sohle auf dem Ignimbrit liegt, weitet sie sich stärker aus (5 m bis 10 m) und erreicht am Südrand des Kleinen Trou eine Form, die zur Schwemmebene unter einer Wüstensteppe (Assoziation von Artemisia tilhoana; Ephedra tilhoana; Pentzia monodiana) an der Kartenbegrenzung überleitet.

Auf der breiteren Talsohle sind wieder Subniveaus vorhanden. Das Niedrigwasserbett mäandriert, geschüttet wird in Schwemmkegeln. Das Material besteht aus Bimssteinsand und -kies. In der Talsohle liegen Ignimbritblöcke, Schotter aus Ignimbrit kommen als dünne Streu vor (Bild 21). Die Talsohle ist dicht mit Kräutern und Sträuchern bestanden (s. o.).

Die Niederterrasse endet am Fuße des Tarso Toussidé. Auf den Flanken des Schildes ist sie noch nicht einmal als Häufung von Strudellöchern um einen Horizont zu erkennen.

Auf seinem Scheitel gibt es wieder eine Terrassenfläche 1 m bis 3 m über der Sohle des Enneris. Soweit sie nicht als Erosionsoberfläche auf den Bimsen liegt, besteht der sedimentäre Körper aus umgelagertem Bimssteinsand und -kies, mit einigen Ignimbritschottern und einsedimentierten Blöcken.

Außerhalb des Bereiches der Feldbeobachtung ist eine Ausdeutung der im Luftbild beobachteten Terrassenflächen schwierig (s. u.), die unsichere Altersstellung wird durch die Färbung in Streifen angegeben.

Man könnte diese Terrasse als Niederterrasse sicher dann ansprechen, wenn man einen Bezugspunkt zu älteren Terrassen fände. Doch um diese steht es schlecht.

Zwar sind am Oberrand des Taleinschnittes Ansätze zu Terrassenflächen oder auch nur eine Verdichtung von Schottern zu sehen, niemals aber ein Akkumulationskörper. Die beobachteten Formen können gebildet worden sein:

a) Völlig irregulär, d. h. am Ende der Bimssteinzeit durch fluviale Ausgleichsarbeit.

b) Zyklusgerecht nach ihrem Ablauf als Hochterrasse.

c) Als Oberterrasse.

Die Entscheidung für eine dieser Möglichkeiten wird nicht einfacher durch die Beobachtung, daß an der Gesteinsgrenze Bimsstein/Ignimbrit eine strukturbedingte Terrassenfläche ausgebildet ist, die, wo sie sich schräg mit der „Ober-" oder der „Niederterrasse" verschneidet, deren Niveaus vielfach aufsplittert.

Talabwärts liegt die Oberterrasse in Form kleiner, mit Kies und Schotter bestreuter Terrassenflächen auf der Schulter der Klammen zu den Ignimbritflächen, sie läßt sich in dieser Form über die konvexen Ränder des Schildes bis auf seine Höhe verfolgen.

Daraus folgt als Hypothese: Die höhere der beiden Terrassen auf dem Scheitel des Schildvulkanes ist die Ober-, die tiefere die Niederterrasse. So sind sie kartiert und im Profil dargestellt worden.

Die vorangegangenen Erosionszeiten hätten demnach keine Spuren hinterlassen. Es ist möglich, daß

a) Die Einschneidung nur allmählich, über mehrere Erosionszeiten hinweg, die Höhe des Tarsos erreichen konnte.

b) Hier im Zentrum der vulkanischen Aktivität noch Ignimbrit und Bimsstein in jüngeren Zeiten gefördert wurde, die Erosion unterdrückend.

Auf den Flanken des Schildes sind die beiden Umlaufschlingen mit Bimsen verfüllt: Wenigstens bis hier hat die Prä-Bimssteinerosion zurückgegriffen.

Die Kartierung der Vulkane gibt ihr ältest mögliches Entstehungsdatum an. Vielleicht muß man die Bimse auf der Höhe des Tarso Toussidé auch blau-orange gestreift oder sogar blau darstellen, sie der Aufschüttungszeit der Oberterrasse zurechnend.

Chronologisch ordnend erhält man folgendes Bild: Der Zusammenhang des Ignimbrites mit den Terrassen führt auf eine erste eindeutig faßbare allgemeine Einschneidungs- und damit Feuchtzeit nach vier Fünfteln der Ignimbritförderung. Ihre Spuren sind am Fuße des Schildvulkanes deutlich zu erkennen (Abschnitt 3. d). Diese Feuchtzeit ist nach den eingangs angestellten Erwägungen dem Einbruch der Yirrigékaldera ungefähr gleichalt.

Für den darauf folgenden Bimssteinvulkanismus kann ich keine Vorrück- oder Rückzugslagen ausscheiden, obwohl seine Ablagerungen aus mehreren Schichten unterschiedlich gefärbter und durch verschiedene Verbackung wechselnd harter Bimssteinbänke besteht (Bild 21). Wohl aber reichen die jüngsten Ignimbritströme weniger weit als die älteren. Daraus läßt sich folgendes Modell entwickeln: Der SC-III-b-Vulkanismus erlischt langsam, wobei sich die Ablagerungen seines Gesteines auf die Förderungszentren zurückziehen. Der Rückgang erfolgt in drei Schritten: 1. Quantitativ: Die jeweils jüngeren Ignimbritströme reichen weniger weit als die älteren. 2. Qualitativ: Der Ignimbrit- schlägt in einen Bimsstein-Vulkanismus um. Die Umstellung der Transportart von Fließen auf Absatz aus der Luft vergrößert wieder den Ablagerungsbereich seiner Förderung. 3. Quantitativ: Rückgang der Bimssteinabsätze auf die Förderungszentren der Tarsos. Danach erfolgt die Explosion der beiden Trous.

Die Mächtigkeit des Bimssteinkieses beträgt auf dem Tarso mindestens 3 m bis 5 m, sie kann aber auch 10 m übersteigen. Auf den Flanken des Schildes sind die Bimse vielerorts abgetragen, die Oberfläche des Ignimbrites wurde freigelegt. Sie mußte, wo eine frühere Überdeckung durch Bimsstein nicht nachzuweisen ist, auch als ignimbritzeitlich kartiert werden. Wo die Bimse fast vollständig denudiert sind, über dem Ignimbrit aber in dünner Streu erhalten blieben, erscheint der Tarso rostbraun in der Farbe ihrer Rinden. Dabei ist nicht zu entscheiden, ob die Bimssteinkiese diese bereits bei der Ablagerung erhalten haben, oder ob sie aus der Zeit der Abtragung stammen, beide Möglichkeiten scheinen realisiert zu sein. Rostbraun erscheint der Tarso Toussidé auch im Bereich der Auswürflinge des Kleinen Trou. In dem gleichen Gebiet liegt ein jüngster Ignimbrit im Bimsstein. Er ist in Fetzen abgelagert, als ob er in Tropfen und Bomben ausgeschleudert wurde.

Der Grundriß des Talnetzes auf dem Tarso ist vollständig auf das Vorhandensein des Doon Kinimi eingestellt. Zusammen mit der Reihung der Auswürflinge am Oberrand des Einschnittes belegt dies: Anlage und Ausgestaltung des Talnetzes gehören in die Zeit nach der Trouexplosion, sie erfolgten in der nächsten zu erfassenden Feuchtzeit.

In dem Einschnitt findet man eine Terrasse. Die Reihung der Auswürflinge läßt sich vielleicht als eine weitere interpretieren. Es entstanden hier also eine oder zwei Terrassen in dem gleichen Zeitraum, in dem sich im Vorland des Gebirges drei bildeten.

Die beiden Explosionskrater liegen auf dem Scheitel des Schildes. Das Gefälle ist relativ gering, der Wassereinzugsbereich einer jeden Rinne schmal. Ein auch nur schwach fördernder Vulkanismus kann jede Einschneidung unterdrücken.

Mit der Annäherung an den Randwall des Kinimi verschwinden die letzten Terrassenanzeichen. Auf ihm findet sich an einer Stelle eine verfestigte Zusammenschwemmung von Geröll etwas über dem heutigen Einriß.

Die jüngeren Formungsvorgänge lassen sich im Gebiet um die beiden Explosionskrater genauer datieren: Die SN-4- und die SH-Basalte, die die Bimse überlagern (in der Karte ganz im Süden am Rande des Trou au Natron, ferner der kleine Kegel in der Yirrigékaldera und die Laven des Toussidé) liegen auch im Doon Orei, das seinerseits radiokarbon datierte Seesedimente wahrscheinlich aus der Zerschneidungszeit der Oberterrasse enthält. (Untersuchungen über den Boden des Trou au Natron sind in Arbeit. Einzelheiten bei ERGENZINGER, P. [1968]. Die Einstufung der Datierung läßt sich mit den Ausführungen der Kapitel D und E begründen). Daher können die fossilen Schwemmfächer im Trou au Natron und in der Yirrigékaldera der Niederterrassenzeit zugewiesen werden. Der Yirrigé ist älter als das Doon Orei, da er von ihm geschnitten wird. Der Bimsstein ist jünger als der Yirrigé und zum größten Teil älter als die Explosionskrater. Nach der Frische der Formen zu urteilen ist das Doon Kinimi jünger als das Trou au Natron, die Toussidélaven (ihre Ausläufer erscheinen gerade noch ganz im Westen der Karte) sind jünger als die Trourandvulkane. Tabelliert man diese Aussagen rückwärtsgehend nach der Zeit, so ergibt sich folgende Aufstellung, die Grundlage der Kartierung bildete:

1. Rezente Talsohlen und Spülflächen.
2. Toussidélaven, Niederterrasse.
3. SN-4-Basalt, Oberterrasse.
4. Doon Kinimi.
5. Trou au Natron. Bimsstein.
6. Yirrigé.
7. Jüngerer Ignimbrit.
8. Älterer Ignimbrit.

Der Tarso Toussidé ist das am stärksten beregnete Gebiet meines Arbeitsbereiches. Auf den Flanken des Schildes gibt es in den Klammen Abschnitte mit Felssohlen. Auf seinem Scheitel zeigt die Sohle des Enneri Nemagayesko Formen eines verwildernden Flusses. Hier wird gegenwärtig nicht in die Tiefe erodiert. Der Niederschlag ist nicht hinreichend.

Dies ist aber der gleiche Niederschlag, der talab Einschneidung verursacht. Für dieses unterschiedliche Verhalten lassen sich zwar in erster Linie die verschiedenen Gefällsverhältnisse und die Konzentration des Abflusses auf wenige Bänder anführen, vielleicht trägt aber noch eine Erscheinung dazu bei: Auf dem Scheitel des Tarso Toussidé sind die Gesteine an vielen Stellen nur schwach mattiert, die Sedimente häufig unverwittert.

Es ist hier — wenigstens in den Schwemmebenen — Material flächenhaft in Bewegung. Dem Enneri wird es seitlich in größeren Mengen zugeführt. Dadurch unterscheidet sich die Formung auf dem Scheitel des Schildes von der streifig-fluvialen Formung aller tieferen Flußabschnitte, in deren Sedimente in erster Linie von oben nach unten weitergeschleppt werden.

Außerhalb der Schwemmebenen lassen sich als Ursache der flächenhaften Formung mehrere Möglichkeiten denken: Starke seitliche Unterschneidung, Bodenkriechen bei intensiver Durchfeuchtung während eines Starkregens oder Bewegung durch Frost.

Es müßte noch etwas mehr regnen, bevor hier Einschneidung einträte. Die 10-m-Eintiefung in dem Bimsstein ist eine Vorzeitform.

Durch die Einschneidung des Talnetzes und die Zerschneidung der in ihm gelegenen Terrasse sind zwei Feuchtzeiten belegt. Diese hätten dann auch das Doon Orei und das Doon Kinimi über sich ergehen lassen müssen.

Dem Doon Kinimi ist hiervon nichts anzusehen.

Im Trou au Natron liegen in 1800 m Höhe — also 350 m über dem Grund — Diatomeen und Seeablagerungen, die von groben Auswürflingen bedeckt sind (VINCENT, P. M., 1963, S. 194 f.). Nach VINCENT hat hier auf einem alten Trouboden zwischen zwei Explosionen ein See gestanden.

VINCENT (s. o.) schreibt weiter: „Mehrere Meter über der heutigen Sohle lagern mächtige Diatomeen- und Seeablagerungen mit kleinen Gastropoden." Da gegenwärtig die vulkanische Tätigkeit schwach ist — auf dem heutigen Trouboden brodelt Wasser unter dem weißen Natriumkarbonat — scheint mir ein Zusammenhang zwischen dem Wasserspiegel im Trou und klimatischen Bedingungen wahrscheinlich. Die Beobachtungen VINCENTs sprechen daher für mindestens eine Feuchtzeit nach der Trouexplosion (nähere Angaben bei ERGENZINGER, P. [1968]).

D DIE FORMUNGSPHASEN IN DEN TÄLERN

1. Die jüngeren Terrassen

Das zu ihnen vorliegende Beobachtungsmaterial habe ich in Kapitel B zur Deutung der Formungsvorgänge ausführlich diskutiert. Daher kann die Darstellung hier knapp gehalten werden.

Eine von der hier wie auch bei JÄKEL, D. (1967 und 1971) und bei MOLLE, H. G. (1968) vertretenen Terrassengliederung stark abweichende findet man bei ZIEGERT, H. (1967 und 1969). Er nimmt drei Akkumulationsphasen an: Eine erste vor dem Ignimbrit-Vulkanismus, darauf folgend eine Seeakkumulation und abschließend eine sandige Talablagerung (ZIEGERT, H., 1969, S. 122, Abb. 29 und S. 143, Abb. 31). Die Beobachtungen und Interpretationen ZIEGERTs werden von JÄKEL, D. (1971) und MOLLE, H. G. (1971) ausführlich besprochen.

a) Die Gegenwart

Es herrscht vor fluviale Akkumulation von Sand, Kies oder Schotter, je nach Talabschnitt. Unter etwa 1000 m wird auch äolisch sedimentiert, auf den Flanken des Tarso Toussidé fluvial erodiert.

Die neolithischen Felsbilder auf der Niederterrasse wurden nach der Ablagerung von deren krönender Schotterdecke geritzt, wahrscheinlich zur Zeit ihrer Zerschneidung. Die Einschneidung führte mindestens 5 m bis 7 m tief. Zum allgemeinen Klimacharakter dieses „neolithischen Subpluvials" liegen für viele Stellen der Sahara, darunter auch Randgebiete des Tibesti (Borkou), Interpretationen von Pollenanalysen vor (Kapitel F, 2.).

b) Die Niederterrasse

Als Terrassenfläche ist sie im ganzen Gebiet mit Ausnahme der Flanken des Tarso Toussidé vertreten, ihr Terrassenkörper, 3 m bis 5 m mächtig, läßt sich besonders gut im mittleren und unteren Oudingueur untersuchen (Kapitel C, 3. a und b). Aufgeschüttet wurde er unter den heutigen ähnlichen Bedingungen (Kapitel B).

Ihm geht eine Zerschneidungsphase voran, die im Bardagué durchgehend, in meinem Arbeitsgebiet an wenigen Stellen und äußerst geringmächtig durch die Sedimentation des Terrassenkörpers der Mittelterrasse unterbrochen wird (s. u.). Die Zerschneidung der Oberterrasse führte 15 m bis 18 m tief. Über das Klima dieses vorletzten Pluviales in der Sahara gibt die Pollenanalyse Hinweise (Kapitel F, 2.).

c) Die Mittelterrasse

Die Mittelterrasse ist im Bardagué in verschiedenen Terrassenflächen ausgebildet. In meinem Arbeitsgebiet kommt sie als Form nur im untersten Gonoa vor.

Ihren Terrassenkörper kennzeichnen Feuchtzeitsedisedimente (Kapitel B, 2. a, C, 1. und 1. a). Sie sind im Bardagué in größerer Mächtigkeit, in meinem Arbeitsgebiet allenfalls — vom untersten Gonoa abgesehen — als dünner Sedimentschleier verbreitet.

Vor Beginn dieser Sedimentation hat Erosion den Oberterrassenkörper bis unter den heutigen Talboden zerschnitten, ähnlich tief führte die Einschneidung in den Mittelterrassenkörper.

d) Die Oberterrasse

Die Oberterrasse ist im ganzen Arbeitsgebiet vertreten, nur auf dem Scheitel des Tarso Toussidé läßt sie sich nicht völlig sichern.

Ihren Terrassenkörper kann man besonders gut zwischen dem Nordrand der Fußfläche vor der Sandsteinstufe und dem Ort Fochi untersuchen (Kapitel C, 3. a und b). Er ist 15 m bis 18 m mächtig und entstand wie derjenige der Niederterrasse unter trockenzeitlichen Bedingungen (Kapitel B).

Die seiner Sedimentation vorangehende Feuchtphase wird im Unterabschnitt 2. a mit diskutiert. Auch die Auswertung aller aus der Sahara vorliegenden pflanzengeographischen und pollenanalytischen Befunde erlaubt nur vage Aussagen über das Klima dieser Feuchtzeit.

2. Die älteren Terrassen und der Vulkanismus

Die älteren Sedimente sollen in Aufbau und Formen daraufhin untersucht werden, wie weit sich in ihnen trotz der Einwirkungen des ihnen gleichaltrigen Vulkanismus eine zyklische Entwicklung erkennen läßt. Die Darstellung geht zu immer älteren Ablagerungen zurück.

a) Die Hochterrasse

Die Fazies des Hochterrassenkörpers unterscheidet sich stark von allen jüngeren (Kapitel D, 2. und 3. a): Das Sediment besteht aus geschichteten Mergeln, die in Richtung auf das Vorland immer sandiger werden. In der gleichen Richtung geht ihre weißlich-gelbe Färbung immer mehr in gelb über. In sie eingelagert sind geschichtete oder homogene vulkanische Aschen, gräulichweiß gefärbt, deren Volumenanteil talauf zunimmt. Ist im unteren Oudingueur an wenigstens einer Stelle eine geschichtete Quarzsandlage in den Mergel eingeschaltet und macht sich hier der Aschenanteil im Sediment häufig nur noch durch eine senkrechte Absonderung quer durch die horizontale fluviale Schüttung bemerkbar, so sind talauf zunehmend Bänder aus Bimsstein, eckig oder zu Kies abgerollt, vorzufinden. Im Vorland der Sandsteinstufe schließlich geht diese Ablagerung in eine mehrere Meter mächtige Bimssteinbrekzie über. Deren Stellung als den Aschen gleichartiges Material belegt die chemische Analyse (DALLONI, M. 1934, S. 182 ff. und S. 136 ff., Auszug):

Verbindung	Bimssteine (Toussidé)	Cinérite mit Lapilli und Bimsstein (Oudingueur)	Cinérite und Lapilli (Paß v Fochi)
SiO_2	67,2 %	72,0 %	95-98 %
Al_2O_3	15,6 %	14,1 %	—
Fe_2O_3	1,9 %	3,0 %	—
$CaCO_3$	—	—	1,3 %
	84,7 %	89,1 %	96-99 %

Tabelle 4

Dieser Fazieswandel im Raum wird durch den Rückgang des vulkanischen Einflusses vom Hochgebirge zum Gebirgsvorland bestimmt. Die Aschen und Lapilli finden sich in gleicher Richtung immer seltener in primärer Lagerung, durch Auswaschung reichert sich das SiO_2 an, Kalk und Salze treten neu hinzu. Für das Vorkommen am Paß von Fochi (als Sedimenttyp) vermutet DALLONI (s. o.) Absatz in Stillwasser.

Die Sedimententwicklung in der Aufschlußwand, also in der Zeit, führt von überwiegend sandig-mergeligen an der Basis zu stärker aschigen Ablagerungen in den oberen Lagen der Akkumulation.

Die dazugehörige Terrassenfläche habe ich zuerst „Verschüttungsterrasse" genannt. Der Ausdruck war beschreibend: Das Sediment kommt durch einige Haupttäler, insbesondere durch den Oudingueur, vom Tarso Toussidé herab. Wie einige Reste zeigen, bedeckte es die heute oberterrassenzeitlich erscheinenden Fußflächen der Sandsteinstufe flächenhaft, folgte dann im mittleren Oudingueur dem Tal streifenhaft, um sich im unteren Oudingueur wieder auszubreiten und das Schiefergebirge bis auf einzelne Gipfelgruppen zu verschütten.

Aus dieser Anordnung läßt sich die Schüttung ableiten: Die Großform besteht aus einer Folge sehr weitgespannter und sehr flacher Schwemmfächer. Das Gipfelniveau des Schiefergebirges liegt am mittleren Oudingueur höher als die Fußfläche vor der Sandsteinstufe, fällt aber zum Vorland hin rascher ab als das Hochterrassensediment. Dieses gewinnt dadurch an relativer Höhe, verschüttet zunehmend die Seitentäler und vereinigt sich schließlich über Talwasserscheiden, wodurch es Schiefergebirgsgipfel isoliert.

In den Hochterrassenakkumulationen erreicht die quartäre Aufschüttung ihr Maximum. Das heute im Bereich des Toudoufou und des unteren Oudingueur gelegene Talnetz ist zwar in seinem Grundriß und teilweise sogar im Profil vor der Hochterrassenzeit gebildet, aber erst durch die Abtragung ihrer Sedimente wieder freigelegt worden.

Die Gesamtmächtigkeit der Aufschüttung ist schwer abzuschätzen. Die Untergrenze liegt vielfach unter der heutigen Talsohle, einzelne Vorkommen findet man im Schiefergebirge noch über der 25 m bis 30 m über der Talsohle liegenden Terrassenfläche der Hochterrasse.

Aufschlüsse zeigen Bimssteinstücke eckig (als Lapilli) oder durch fluvialen Transport abgerundet neben- und übereinander. Die eckige Fazies muß dann an jedem Ort weniger weit im Wasser transportiert worden sein als die abgerollte: Die Bimssteine sind nicht einheitlich vom Tarso herangeschleppt worden. Ein Teil von ihnen ist in der Nähe des jeweiligen Aufschlusses vom Himmel gefallen.

Die Aschen lassen sich ebenfalls in zwei Fazien untergliedern: Die eine, homogen abgesetzt, ist grau und locker, gekörnt in winzige Bimssteine, die andere ist weiß und kompakt, sie wirkt häufig wie ein Schlammguß.

Diese Beobachtungen ordnen einen Teil der vulkanischen Gesteine Absätzen unmittelbar aus Aschenwolken zu. Sie haben Bimssteinlapilli bis mindestens in den mittleren Oudingueur, Asche bis in den unteren Oudingueur abgesetzt, wahrscheinlich aber in beiden Fazien noch weiter in das Vorland hinaus sedimentiert.

Das erklärt auch ihre Verbreitung im Schiefergebirge. Zur Genese der Hochterrasse schlage ich folgendes Modell vor: In einer Zeit, in der Mergel, Ton und Sand sedimentiert wird, müssen die Flüsse zusätzlich große Mengen vulkanischen Lockermateriales aus dem Kern des Gebirges bewältigen. Gleichzeitig wird noch Material von den Hängen des sie umgebenden Schiefergebirges eingeschwemmt, das dort wie im Tal selbst von Aschenwolken abgesetzt wurde. Dazu sind mindestens episodische Starkregen erforderlich. Das Materialangebot hat die Flüsse vollständig überlastet. Dem Oudingueur gelingt es, den Hochterrassenkörper aufschüttend, hin und her pendelnd eine Art Talsohle zu erhalten: Die Terrassenfläche der Hochterrasse.

Die seitliche Zufuhr an Aschen ist relativ geringer gewesen als die durch das Haupttal. Wo die größeren Seitentäler die Hochterrasse zum Haupttal hin durchbrechen, sind sie eng und tief eingeschnitten. Weniger als hundert Meter von ihm entfernt haben sie vielfach ihr Tal vollständig ausgeräumt. Der Hochterrassenkörper bricht dorthin ebenfalls mit einem Steilhang ab. Das ehemals in diesem Ausraum gelegene Sediment — talauf in dem Seitental ist seine Randfazies in Resten erhalten — war offenbar gegen die Erosion weniger widerständig (Kapitel C, 3. a). „Hart" sind in den Aschenmergeln die verschwemmten Aschen und die Mergellagen, „weich" sind die aus der Luft abgesetzten Aschen sowie alle sandigen Sedimente. Diese Anordnung erinnert an heutige Verhältnisse: Materialeinschwemmung aus dem Haupt- in das Seitental, Formung durch Wind und in Sandschwemmebenen außerhalb des Haupttales. Der rückwärtige Abfall der Hochterrasse gegen das Seitental bezeichnete dann die entsprechende damalige Formungsgrenze. Diese Annahme müßte im Gelände nachgeprüft werden.

Steht der Hochterrassenkörper in der zyklischen Entwicklung der Terrassensedimente oder durchbricht er sie?

Faziell ist er ein Sonderfall, bedingt durch den Vulkanismus des Tarso Toussidé.

Fällt seine Aufschüttung in eine Trockenzeit, so muß es in den übrigen Haupttälern des Tibesti eine mit ihm korrelierbare Ablagerung geben. Da dort das Materialangebot sicher kleiner war, müßte auch die Sprunghöhe der Terrassenfläche (unter sonst gleichen Umständen) weniger groß sein. Im Extremfall könnte sie kleiner sein als diejenige der Oberterrasse. Dann gäbe es in diesen Tälern keine entsprechende Terrassenform.

Die Terrassen weiterer Talsysteme werden zur Zeit bearbeitet. Die Korrelation der Ergebnisse ist über mündlich geäußerte Diskussionsbeiträge noch nicht hinausgekommen.

Ist der Hochterrassenkörper n i c h t zyklisch, wurde er also in einer Feuchtzeit aufgeschüttet, so müßte das Sediment durch ein die Transportkraft der Flüsse weit übersteigendes Materialangebot gebildet worden sein, da es sich von den typischen Feuchtzeitsedimenten deutlich unterscheidet. Die gleiche Feuchtzeit muß ferner lang genug gewesen sein, um vor und nach der außergewöhnlichen Belastung noch je eine Einschneidungsphase ermöglicht zu haben. Für die Erklärung einer solchen Erscheinung bietet sich der gleichaltrige Vulkanismus als Ursache an.

Zu erwägen ist schließlich, ob nicht erst mit dem jüngsten Vulkanismus verbundene tektonische Vorgänge die Terrassenbildung ausgelöst haben.

Diese letzterwähnte Möglichkeit läßt sich als erste ausschalten: Die Terrassenfläche der Hochterrasse läuft denjenigen der Ober- und Niederterrasse genähert parallel, d. h. die Bewegungen müßten mit Beginn der Zerschneidung erloschen sein. Die fluvialen Schichten des Sedimentes sind nun wieder genähert der Terrassenfläche parallel, das Ende der Bewegungen rückte damit an den Beginn der Hochterrassenaufschüttung. Die Verstellungen hätten ihre Hauptwirksamkeit erst nach ihrem Ende entfaltet. Ebenso unwahrscheinlich wie diese Annahme ist die in ihren Voraussetzungen implizit enthaltene zweite. Das Verbreitungsgebiet der Hochterrasse liegt im Schiefergebirge. Kein Zug in seiner Morphologie deutet auf junge tektonische Bewegungen. Tektonik nur im Hochgebirge ist in diesem Zusammenhang ohne Belang: Sie würde nur eine neue Erosions- oder Akkumulationsbasis an seinem Fuß schaffen. Die weitere Entwicklung talabwärts müßte dann doch wieder einer der beiden ersten Möglichkeiten zugeschrieben werden.

Die Geländebeobachtungen scheinen mir für eine zyklische Stellung der Hochterrasse zu sprechen. Als wichtigste Argumente dafür entnimmt man der Beschreibung (Kapitel C):

1. Im Unterlauf des Oudingueur und im Toudoufou ist der Hochterrassenkörper zur größeren Hälfte nicht vulkanischen Ursprungs. Diesem seinen Bestandteil faziell entsprechende Sedimente werden heute im unteren Oudingueur als Hochflutlehme am Rande der Sandschwemmebenen abgelagert.

2. Die randliche Begrenzung der Hochterrassensedimente zu den Seitentälern (s. o.) ist ebenfalls heutigen Verhältnissen analog.

3. Das gleiche gilt für ihre Randfazies gegen die Schiefergebirgshänge im Haupttal. Sie verzahnen sich hier mit einem Gemisch von Quarzsand und Hangschutt.

4. Wo die Hochterrassenakkumulation auf das Ober- oder Niederterrassenniveau eingeebnet ist, findet man sie häufig mit einer Unzahl von Wurzelröhren durchzogen, deren Raum heute von Kieselsäureabscheidungen eingenommen wird. Ihre tieferen Lagen sind dagegen durchwurzelungsfrei. Jedoch findet man in ihnen ganz vereinzelt Schneckenhorizonte.

Belege für einen Sedimentationshalt oder gar für eine Abtragungsphase während des Aufbaues des Hochterrassenkörpers zu geben erschwert das Material. Es läßt sich kaum entscheiden, ob eine beobachtete Störung in der Lagerung der fluvialen Schichten eines 30 m hohen Aufschlusses aus Mergeln und Aschen von einem Wechsel in der Sedimentationsrichtung mit Ausraum von der Seite (= örtliche Seitenerosion in aufschüttendem Milieu) oder durch Ausraum von oben (= allgemeine Tiefenerosion) verursacht wurde.

Eine Zeitmarke sind Verwitterungserscheinungen. Bimsstein in frischem, eckigem Zustand ist weiß bis bläulich, die abgerollten sind mit einer gelblichen Rinde versehen. Der Bimssteinkies und die Aschen sind chemisch gleich. Eine gelbliche Verfärbung von Aschen ohne Sandbeimischung kann deshalb als Ergebnis von Verwitterung angesehen werden. Liegt eine weißliche Aschenlage über einer gelblichen, so ist mindestens mit einem Sedimentationshalt zwischen ihrer Ablagerung zu rechnen.

Derartige Beobachtungen gibt es aus dem Oudingueur. Im Toudoufou markieren Basaltschotter eine solche Grenzschicht (Kapitel C, 2.):

In der Nähe der Bardaguémündung liegen hier blasige Basaltschlacken, abgerollt, aber noch nicht ganz in Schotterform, auf einer Verebnung in dem Hochterrassenkörper einige Meter unter der eigentlichen Hochterrassenfläche.

Einige Kilometer talauf findet man die gleichen Schotter auf einer gelblichen Aschenlage und ihrerseits von einem weißen Aschenguß überdeckt.

Die Basaltschotter liegen dem Sediment streifig ein und ihm auf einem etwas tieferen Niveau sohlig auf: Sie kennzeichnen damit eine Eintiefung der späten Hochterrassenzeit, die durch ihre jüngste Sedimentation nicht mehr vollständig verfüllt werden konnte.

Hält man die Hochterrasse für eine trockenzeitliche Bildung, so führen die Beobachtungen auf die Annahme einer schwachen Feuchtzeit. Wer für Akkumulation in einer Feuchtzeit eintritt, läßt den Vulkanismus pausieren.

Nach der jüngsten Aufschüttung setzte die große Zertalung des Hochterrassenkörpers ein, die über 30 m tief führte. Sie ging von den Haupttälern aus, die Seitentäler blieben zurück.

Bis heute ist erst teilweise ein durchgehendes Gefälle in die Nebentäler geschaffen worden. Viele „hängen" immer noch. Für sie ist der Gefällsbruch zum Haupttal der Bezugspunkt der späteren Formung: Sie schnitt in die Aschenmergel wenige Dezimeter hohe Terrassen ein.

In der Zeit zwischen dem Ende der Aschenmergelsedimentation und der Gegenwart fällt die Bildung einer Ablagerung, die ich nur in Verbindung mit ihren Sedimenten im Schiefergebirge gesehen habe. Sie findet sich auf der Hochterrassenfläche in Talwasserscheiden, aber auch schwemmfächerförmig unter das Hochterrassenniveau geneigt: Eine wenige Zentimeter bis Dezimeter starke hellbraune krümelig-sandige Bildung, die leicht mit dem Finger zerreibbar ist (Kapitel C, 3. a). Gelegentlich ist dem Sediment eine Schwemmformung anzusehen. Es tritt fleckenhaft auf, in dieser Weise aber über den ganzen Raum gleichförmig. Meiner Meinung nach ist es ein Zeuge alter Sandschwemmebenen und Flugsandfelder, deren in der folgenden Feuchtzeit nicht abgetragener Sand derart zu einem Boden verkittet wurde. Die Reste konnten sich aus der Hochterrasse besonders gut halten, da hier die spätere Formung sehr schwach war. Zeitlich können sie aus jeder Nach-Hochterrassen-Trockenzeit stammen, zwischen der und heute noch mindestens eine Feuchtzeit liegt.

Die Basaltschotter in den Aschenmergeln zeigen den Beginn einer neuen vulkanischen Phase in der späten Hochterrassenzeit an. Makroskopisch beurteilt läßt sich dieses Gestein nicht mit dem SN-1-Basalt am Eingang zur Sandsteinstufe vergleichen, sondern viel eher mit der Förderung der Vulkane um das Trou au Natron und den Ehi Toussidé. Von dem Tarso Tôh, dessen Basalt die Vulkanologen als SN 4 kartieren, greifen auch Lavaströme in den Toudoufou hinab.

Im SN-4-Basalt des Tarso Tôh liegt ein Explosionskrater, von den Tubu Djigiri, von den Franzosen Bégour genannt. Seinen Boden bedecken fossilhaltige Sedimente, die auch Mollusken und Krustacaeen enthalten. Nach VINCENT, P. M. (1963, S. 187 ff.) hält DALLONI diese Fauna für vor-mittelquartär. DALLONI selbst schreibt aber (Bd. 1, 1934, S. 136 ff., straffend übersetzt): „Diese Formen leben noch heute im Süßwasser des Gebietes, besonders im Tschadsee ... Zweifellos wird man sie auch überall im Massiv in den Resten alter Seen finden. Ich selbst habe sie in Borkou und überall zwischen dem Tibesti und dem Tschadsee gesehen." — VINCENT kann sich auch nicht gut (1963, S. 39 ff.) auf P. JODOT (1958) berufen, denn dieser hält die Fauna für mittelpleistozän. Dieses Alter des SN-4-Basaltes ist also zumindest möglich.

Das Alter der Hochterrasse wird sich im oberen Toudoufou ermitteln lassen. VINCENT, P. M. (1963, S. 187 ff., straffend übersetzt) schreibt: „SN 4 ergoß sich in schmalen, aber mächtigen Strömen ... im Yéchi bis Toudoufou ... Dadurch entstanden Hindernisse, hinter denen sich Seen aufstauten, deren Ablagerungen noch vorhanden sind."

Es wird wichtig zu wissen, ob wirklich S e e sedimente h i n t e r Basaltströmen liegen, oder ob diese sich s e i t l i c h erhaltenen Hochterrassensedimenten angelagert haben.

b) D e r I g n i m b r i t (SC III b)

Die Bimssteinbrekzie liegt sowohl im Kern des Gebirges wie auf der Fußfläche der Sandsteinstufe auf Ignimbrit. Chemisch sind die beiden Vulkanite gleich. Sie unterscheiden sich durch die Umstände ihrer Ablagerung. Die Bimssteinbrekzie, die „Cinérites", ist klastisches Auswurfsmaterial, den Ignimbrit kennzeichnet seine extreme Fließfähigkeit, die auf einer Gas-Magmaemulsion beruht (VINCENT, P. M., 1963, S. 153). Über kürzere

Strecken muß er auch durch die Luft transportiert worden sein. Bei der Verfestigung bildeten sich im Ignimbrit senkrechte Kluftlinien, im Gelände erscheint er fast stets mit ockergelb verwitterter Oberfläche (s. Kapitel A, 2.).

Der Ignimbrit besteht aus mehreren Decken. In den Talformen bemerkbar macht sich ihr weitester Erguß, der im Oudingueur 25 km über die Sandsteinstufe hinausreicht und ein darauf folgender jüngerer.

Dieser ist auf den Tarso Toussidé beschränkt. Er überlagert den älteren Ignimbrit, teilweise in Einschnitten. Zwischen den beiden Ergüssen liegt eine Erosionszeit (Kapitel C, 3. d und weiter unten).

Die Einwirkung von tektonischen Bewegungen läßt sich hier jedoch nicht ausschließen, VINCENT, P. M. (1963, z. B. S. 141 f.) nimmt sie für die SC-III-b-Schildvulkane generell an.

Die Bimssteinlapilli liegen auf dem Ignimbrit, teilweise wieder in Einschnitten: Zwischen der Ignimbrit- und der Bimssteinzeit wurde erodiert.

Auf dem Tarso Toussidé überlagert der Bimsstein auch den jüngsten Ignimbrit.

Es gab also eine Nach-4/5-Ignimbrit/Prä-1/5-Ignimbrit-Erosion, der wahrscheinlich eine Nach-Ignimbrit/Prä-Bimsstein-Erosion folgte. Die Schwierigkeiten bei diesem Ansatz habe ich bereits beschrieben (Kapitel C, 3. d).

Sie lassen sich besser lösen, wenn man für das Ende der Ignimbritförderungszeit eine Feuchtzeit annimmt, wobei die mit ihr verbundene Einschneidung durch den Erguß der letzten Ignimbritströme unterbrochen wurde.

Vor der Sandsteinstufe liegt eine Fußfläche, die in ihrer heutigen Gestalt eine Bildung der Oberterrassenzeit ist. Sie zeigt Kliffe im Ignimbrit, die von dem Bimsstein zugeschüttet wurden (Kapitel C, 3. c). Diese Anordnung der Sedimente bedeutet aber, daß die flächenhafte Tieferlegung des Ignimbrites vor der Bimssteinförderung beendet war. Da sie aber auch der ersten Ignimbritzerschneidung voranging, muß die erste Formung dieser Fußfläche auf die Nach-4/5-Ignimbritzeit datiert werden.

Sie ergriff auch Schiefergebirge und Basalt. Aus dieser Zeit stammen vielleicht auch die Ansätze zu Verebnungen in den weichen Gesteinen entlang der Unterläufe, die später oberterrassenzeitlich weitergeformt wurden.

Wo im Vorland der Sandsteinstufe Bimssteinlapilli auf eingeebnetem Schiefergebirge liegen, findet man zwischen den beiden Gesteinen ein dünnes Schotter-Hangschuttgemisch, ähnlich dem der oberterrassenzeitlichen Fläche. Abweichend von dem jüngeren ist es rotbraun verwittert und verbacken, die Rötung greift in das Schiefergebirge ein. Eine Schotterstreu gleicher Fazies findet sich ebenfalls in Höhe der Talsohle unter dem Bimsstein.

Zwischen Ignimbrit und Bimsstein schaltet sich in der Regel eine etwa einen Meter mächtige rötliche toniglehmige Ablagerung ein. In der Nähe findet sich auch Feinmaterial aus der Oberterrassenzeit, ebenfalls toniglehmig, aber ockerbraun verfärbt.

Das Muttergestein dieser Tonsedimente ist der hier anstehende Basalt. Er neigt von allen Gesteinen des Gebietes am stärksten zur Rotverwitterung. Aber selbst wenn die Oberterrasse fast ausschließlich aus Basalt besteht, ist sie nicht rotgefärbt.

Über diese Beobachtungen läßt sich die zyklische Entwicklung in die Vergangenheit weiterverfolgen.

Die Hochterrasse wurde im Vorland der Sandsteinstufe über rote Böden aufgeschüttet.

Die Bodenkundler geben für sie als Entstehungsbedingung ein mindestens jahreszeitlich recht feuchtes und warmes Klima an (ein kritischer Überblick dazu bei FLINT, R. F., 1959).

Der Aufbau des Terrassenkörpers beginnt somit am Ende einer Feuchtzeit, seine Hauptfazies im Schiefergebirge spricht für ein trockenzeitliches Sediment.

Die Böden sind jünger als die Einebnung des Ignimbrites, also seiner streifigen Zerschneidung gleichaltrig oder jünger.

Andererseits können die Flächenspülungen auf der Fußfläche nicht mehr so stark gewesen sein, als daß sie eine Bodenbildung hätten unterdrücken können.

Unter Berücksichtigung des jüngsten Ignimbrites ergibt sich daraus: Die Hauptphase des Ignimbritvulkanismus fällt in eine Zeit zunehmender Feuchte, der Beginn der Bimssteinförderung in eine Zeit zunehmender Aridität. Dazwischen lag eine Zeit großer Feuchtigkeit, vielleicht mit einem mehrgipfeligen Maximum.

c) Die Basissedimente der Hochterrasse und des Ignimbrites

Vor der Sandsteinstufe überlagert der Körper der Hochterrasse Ignimbrit. Dazwischen liegt ein dünnes Sedimentband.

Die Verhältnisse in den Unterläufen der Täler habe ich im Kapitel C, 2. und 3. a beschrieben: Die Aschenmergel lagern entweder einer Felsleiste auf oder diskordant älteren sandigen Sedimenten (besonders im Toudoufou) oder konkordant Sedimenten aus Sand und Bimssteinkies (besonders im Oudingueur).

Die Diskordanz im Toudoufou ist an vielen Stellen durch eine Hangschuttlage belegt; die begrabene Oberfläche der älteren verfestigten Sande erscheint wie durch ein Netz von Spülrinnen gegliedert. Heute transportieren die Seitentälchen dieses Gebietes nur vereinzelt Hangschuttstücke, die eben beschriebene Oberfläche ist zwar von aridem Typ, es scheint aber zu ihrer Bildungszeit etwas feuchter gewesen zu sein als heute. Dieses Milieu dauerte bis zum Beginn der Sedimentation in Aschenmergeln an.

Im Oudingueur sind die die Hochterrasse konkordant unterlagernden Sande wie der Terrassenkörper unverfestigt. Sie enthalten Bruchstücke verfestigten Sandes von der aus dem Toudoufou beschriebenen Fazies. Die Sande und Bimssteinkiese können ebenfalls unter ariden Bedingungen abgelagert worden sein.

Es gibt im oberen Oudingueur und auch im Gonoatal Aufschlüsse, die bis unter den Ignimbrit reichen (Kapitel C, 1. und 3. c). Die dort auftretende Normalfazies 1 zeigt über 10 m fluviale Ablagerungen in dieser Korngrößenfolge:

5 Ignimbrit

4 Sand oder Boden

3 Sand-Kiesgemisch mt einzelnen Schottern

2 Grobschotter

1 Sand oder Boden

Unter dem Ignimbrit tritt damit die Sedimentationsfolge des Liegenden einer Terrasse auf. Die Kiese bestehen großenteils aus Bimsstein, unter den Schottern ist Ignimbrit spärlich vertreten, ihr heller Anteil scheint meist Rhyolith und Trachyt zu sein (SC I und SC II). Soweit ersichtlich folgt der Ignimbrit konkordant auf diese Serie.

Im vorigen Unterabschnitt habe ich beschrieben, warum für die späte Ignimbritzeit mit zunehmend feuchteren Bedingungen zu rechnen ist. Die Sedimente an seiner Basis zeigen einen Übergang zu immer arideren Verhältnissen. Interpoliert man die Klimaentwicklung über die Ignimbritzeit, so ist mit dem Eintritt maximaler Aridität ungefähr für das erste Drittel der Förderungszeit zu rechnen.

Es scheint somit gelungen zu sein, die Sedimentationszyklen über zwei Förderungszeiten des Vulkanismus hinweg zu verfolgen. Die allgemeine Folgerung dürfte sich so formulieren lassen, daß vulkanische Aufschüttung nur nahe den Förderungszentren die Erosions- und Akkumulationszeiten umkehren kann, während sie in ihrem Randbereich nur den Sedimentationszyklus modifiziert, dies aber unter Umständen nachhaltig (Hochterrasse).

Die Färbung der Ignimbritbasissedimente ist von derjenigen der Ober- oder Niederterrasse verschieden. Die obersten Sande sind ockerfarben-grau, die tieferen Sedimente können ebenfalls ocker erscheinen, typisch zeigen sie sich aber in dunkelen Farbtönen bis zu tiefschwarz, besonders die Schotter, während Sand und Kies auch dunkel gelb-grün auftreten. Die Schwarzfärbung der Schotter ist auf eine dünne Rinde beschränkt. Braune und rötliche Farbkomponenten geben den Aufschlüssen ihre warme Farbtönung.

Zum Tarso Toussidé hin verlieren sie unter dem Ignimbrit an Mächtigkeit. Sie treten jetzt in der Normalfazies 2 auf, 3 m bis 4 m hoch liegen übereinander:

4 Ignimbrit

3 Sand oder Boden

2 Schotter

1 Sand, Boden oder Schiefer.

Die Einlagerung der Schotter in zwei sandige Fazien spricht wie die Ähnlichkeit der Aufschlußzusammensetzungen im Gestein für eine Korrelierung mit den Aufschlüssen weiter talab.

Die Sedimentfärbung wechselt allerdings in gleicher Richtung nach rot. Sie greift bis in das Schiefergebirge durch. Die oberste Sandlage wird lehmig und ziegelrot, unter ihr schließt sich eine gebleichte Zone an. Wieder scheint der Ignimbrit konkordant zu folgen.

Gleich ist in beiden Aufschlußgruppen die Verfestigung. Sie nimmt nach unten hin zu und erreicht in den Schotterlagen ihr Maximum.

Die Aufschlüsse liegen etwa 5 km voneinander entfernt, die Höhendifferenz zwischen ihnen beträgt ungefähr 70 m.

Die Mächtigkeitsschwankung der Aufschlüsse zwischen vier und mehr als zehn Metern ist aus den Schüttungsverhältnissen erklärbar. Im Enneri Gonoa liegt der Ignimbrit unterhalb der Sandsteinstufe unmittelbar den Schiefern auf, im Granit schaltet sich zunehmend mächtiger werdend ein fluviales Sediment ein. Der Granit bildet wie überall im Schiefergebirge eine „Cuvette", d. h. seine Abtragung eilt derjenigen des Schiefergebirges voraus.

Im Oudingueur liegt zwischen den Aufschlußgruppen oben und unten eine Steilstrecke, die als Klamm ausgebildet ist. Oberhalb von ihr erscheinen überall Schiefer in der Talsohle, unterhalb nehmen auf einige Kilometer die Ignimbritbasissedimente die ganze untere Aufschlußwand ein: Die Steilstrecke ist durch die Oberfläche des Schiefergebirges vorgezeichnet.

Wenn Terrassen in Gefällssteilstrecken divergieren, so bedeutet dies bei festliegendem oberen Gefällsbruch: Die Steilstrecke wird in Erosionszeiten herausgearbeitet, in Akkumulationszeiten schwächt sich ihre Neigung ab (Kapitel C, 1.).

Aus der Übereinstimmung der Verhältnisse an der Steilstrecke und in der Granitcuvette kann man schließen: Die mächtigen Ignimbritbasissedimente sind Lokalerscheinungen, sie entstammen dem Gefällsausgleich des Flusses im aufschüttenden Milieu.

Dies ist ein weiterer Beleg für den trockenzeitlichen Aufbau des Ignimbritbasissedimentes, dem der Rotboden widerspricht. Als Erklärung für sein Vorkommen sind drei Faktoren zu überlegen: Da für alle älteren Sedimente eine rötliche Färbung charakteristisch ist, muß das Vergleichsgebiet für den aktualistischen Bezug woanders gesucht werden als für die jüngeren Terrassen. Die Ober- und die Niederterrasse sind ungewöhnlich einfach aufgebaute Sedimente. Zu einem normal ausgebildeten Zyklus scheinen Rückschläge in der allgemeinen Formungstendenz zu gehören (CHAVAILLON, J., 1964, S. 302). Das ist schließlich um so wahrscheinlicher, als diese Ablagerungen tiefer in der Vergangenheit stehen und nicht sicher ist, ob der angelegte Zeitmaßstab hier noch Verwendung finden kann.

Die Ignimbritbasissedimente verbindet ähnliche Sedimentationsfolge, gleiche Spärlichkeit von Ignimbritschottern, gleiche Verfestigung und gleiche Färbung mit den fluvialen Sedimenten unter der Hochterrasse im Toudoufou. Sie sollen daher einmal gleichgestellt werden.

Dann fehlt im Sedimentationszyklus: Der höhere Teil der alten Terrasse im Toudoufou, der früh-ignimbrit-

zeitlich sein müßte, und unter den Aschenmergeln eine normal entwickelte Terrassenfazies aus der Zeit vor dem Einsetzen des Bimssteinvulkanismus.

Aus dem ersten Einwand können kaum Schlüsse gezogen werden. Denn die Ignimbritzerschneidungszeit war in ihrer Erosionsleistung so wirksam wie später nur noch die Zerschneidung der Hochterrasse, zum anderen ist im Toudoufou auch nur die Randfazies jener alten Terrasse erhalten geblieben. Ihre wirkliche einstige Entwicklung läßt sich kaum rekonstruieren.

Gegen den zweiten Einwand lassen sich die bereits oben beschriebenen Beobachtungen anführen. Die Hochterrassenkörper konkordant unterlagernden Sedimente sind zwar nicht „normal" entwickelt, denn ein starker vulkanischer Einfluß ist unverkennbar. Doch spricht auch nichts dafür, daß zwischen der Ignimbrit- und der Bimssteinförderung eine vollständige Ruhe des Vulkanismus gelegen hätte.

Auffällig ist die Verbreitung der verfestigten Sedimente. Rezent findet man sie im Grundwasserbereich der Talsohlen. Ferner kommen sie in den Nieder- und Oberterrassenkörpern südlich der Sandsteinstufe vor, in den Ignimbritbasissedimenten, im Grade der Verfestigung von oben nach unten zunehmend, und in den älteren fluvialen Ablagerungen des Oudingueur und Toudoufou, die sich nur wenige Meter über die gegenwärtige Talsohle erheben. Immer also dort, wo es viel regnet oder wo man Grundwasser findet oder es für eine frühere Zeit annehmen kann. Diese Zuordnung der Verbackung zu erhöhter Feuchte steht im Einklang mit den Auffassungen J. CHAVAILLONs (1964, S. 302, „grésification").

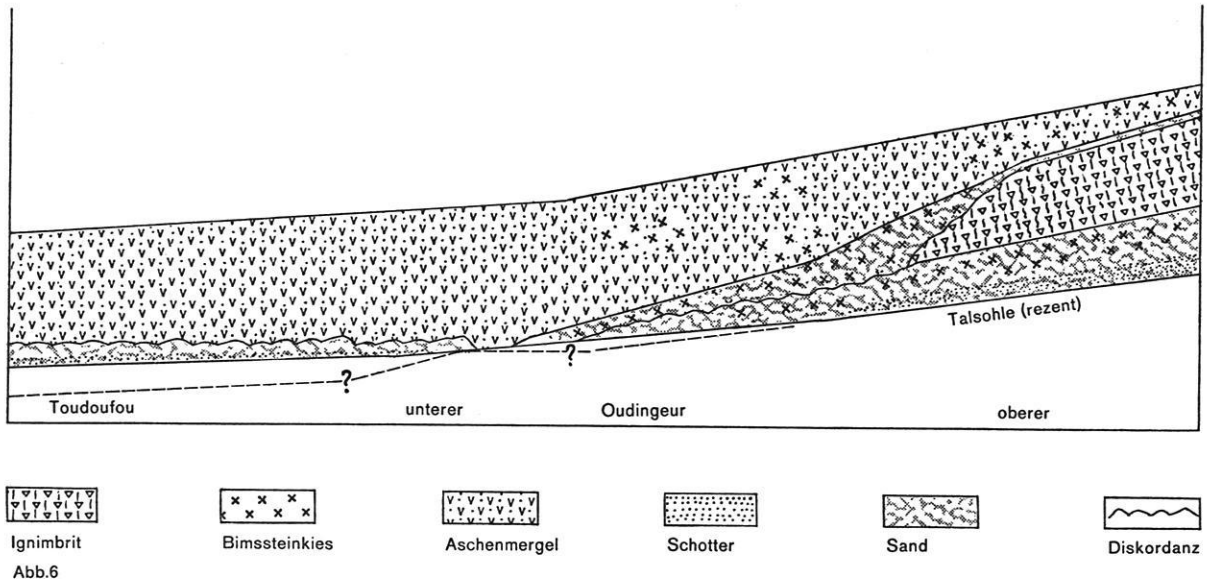


Abb. 6

Das Ergebnis dieser Diskussion soll nur ein Vorschlag für eine mögliche Verknüpfung der älteren fluvialen Sedimente sein. Akzeptiert man sie, so ergäbe sich obiges Bild (Abb. 6) der Stratigraphie des SC-III-b-Vulkanismus und der ihn begleitenden fluvialen Ablagerungen.

d) Älteste Formen und Sedimente

Die Hochterrasse ist die älteste Terrassenfläche im Schiefergebirge. Uber ihr finden sich nur noch die Reste einer oder mehrerer Rumpfflächen.

Uber der Fußfläche auf dem Ignimbrit vor der Sandsteinstufe ist eine Verebnung im Schiefergebirge zu sehen, deren Niveau tiefer liegt als das der eben erwähnten Rumpffläche. Dieses Y-Niveau läßt sich durch die Überlagerung mit SN 1 und dessen Abtragungsprodukten ganz grob als paläogen oder etwas jünger datieren.

Es ist sicher nicht zulässig, die Theorie der Sedimentationszyklen im Hochgebirge bis in die Zeit seiner Aufschüttung zu extrapolieren. In meinem Arbeitsgebiet hat hier der Ignimbrit zusammen mit dem älteren Vulkanismus auch die in diesen eingeschnittenen Formen zugedeckt. Im obersten Oudingueur treten hoch über dem Ober- und Hochterrasseniveau noch zwei weitere Flächen auf (X-Niveau), als Sporn dem SN 1 eingeprägt oder als dünner Schotterbelag seinem Hang angelagert. Die Schotter bestehen aus SN-1-Basalt und Rhyolith (SC 1). Das höhere der beiden Niveaus läßt sich über den Oudingueur hinweg in das Enneri Gonoa verfolgen. Dieses ist später (post SC I, post SC II, aber prä SC III b) gekappt worden.

Im oberen Oudingueur, noch außerhalb der Sandsteinstufe, liegt an einer Stelle zwischen Ignimbrit oben und Schiefer unten Sandstein im Tal. Er ist an seiner Basis ebenso gerötet wie das ihn unterlagernde Schiefergebirge, im Kontaktbereich zum Ignimbrit dagegen gebleicht (Kapitel C, 3. c). Seiner Lage nach ist er jünger als die Bildung des Talnetzes im Schiefergebirge, seiner Fazies nach Gestein der Sandsteinstufe. Den Widerspruch kann ich nicht lösen.

Ebenfalls im Oudingueur, am Fuße des Tarso Toussidé, liegt Ignimbrit auf SN-1-Basalt, dieser wiederum auf Sandstein, dazwischen quetscht sich eine Schotterlage, tiefrot und steinhart verfestigt (Kapitel C, 3. d).

Gleich daneben findet man in einem Seitental zwei Sandsteine übereinander, deren unterschiedliche Fazies und verschiedenes Einfallen eine Diskordanz belegt (Kapitel C, 3. d). VINCENT, P. M. (1963, S. 157 f.) stellt ganze Ablagerung zu den „grès de Nubie".

E DIE ÖRTLICHE ABFOLGE DER FORMUNGSPHASEN

Nach Kapitel D, 2. läßt sich eine Interpretation von Sedimenten in Sedimentationszyklen auch über vulkanisch beeinflußte Ablagerungszeiten hinweg fortsetzen.

Die gleichen Ausführungen lassen erkennen, daß die älteren fluvialen Sedimente Eigenschaften gemeinsam haben, die sie von jüngeren abheben: Bis zur Hochterrassenzeit sind die Ablagerungen rötlich verfärbt und verfestigt, seither gelblich-grau bis schwach bräunlich und locker.

Rötliche Farbtöne werden konventionell höheren, bräunliche niedrigeren Temperaturen zur Zeit der Bodenbildung zugeschrieben.

Gegenwärtig verwittern Talsohlensedimente nicht zu derartigen Böden. Diese Veränderungen müssen deshalb chemischen Umlagerungen in feuchteren Zeiten zugewiesen werden.

Demzufolge kann man die prä-Hochterrassenpluviale „warm", die post-Hochterrassenpluviale „kühl" nennen. Die Realität dieser Annahme bleibt durch bodenkundliche Untersuchungen zu belegen.

In der Tabelle 5 sind die Formungsphasen für die Hochterrassenzeit und jünger auf das Gebiet mittlerer Oudingueur / oberster Abschnitt des unteren Oudingueur bezogen, für die ältere Zeit auf das Vorland der Sandsteinstufe.

Die Abfolge der Formungsphasen im Talbereich des Oudingueur

	Vorgang		Terrasse		Vulkanismus [9]	Sedimentationszyklus
Akkumulation	Abtragung	Kurzbezeichnung	Form [8]	Körper		Vorschlag für das Tibesti
Sand-Kies Schotter		A [1]	Talsohle	Talsohle		1
	Einschneidung	E [2]	Nieder (N)			
Schotter Sand-Kies Schotter		A		Nieder (N)	?	2 a
	Einschneidung [3]	E	Mittel (M) [4]			
Mergel-Seekreide [4]		A		Mittel (M) [4]		2 b
	Einschneidung	E	Ober (O)			
Schotter Sand-Kies Sand [5] Sand-Kies Schotter	Fußflächen	A		Ober (O)	Doon Kinimi Toussidé ? ? ? S H	3
	Einschneidung	E	Hoch (V)			
Aschenmergel		A [3]			SN 4	4 a
	Einschneidung	E [3]			?	
	Fußflächen [6]				Donn Orei	
Aschenmergel Sand-Kies		A		Hoch (V)	SC III b 2 ?	4 b
	Einschneidung [7]	E			? ? Yirrigé	
	Fußflächen				Tarso Toussidé	5
Sand Sand-Kies Schotter Sand . . .		A			SC III b 1 ?	
	Einschneidung	E				
					SC III a?; SN 3?	

Tabelle 5

[1] Akkumulation [2] Erosion [3] Schwach [4] Fast nur im Bardagué [5] Fluvial und äolisch [6] Vielleicht zwei Zeilen höher zu stellen [7] Auf den Flanken des Tarso von jüngsten Ignimbritströmen unterbrochen [8] Zeitpunkt der Fertigstellung [9] Terminologie nach VINCENT (1963)

Über quantitative Angaben verfüge ich nicht. Es sei aus dem Nebeneinander der Formung auf dem Scheitel des Tarso Toussidé und auf seinen Flanken einmal angenommen, daß bei jährlichen Niederschlägen von über 150 mm auch auf schwächerem Gefälle streifig fluvial abgetragen wird (der Wert ist sicher zu niedrig). Dann läßt sich schließen: Da nur in den Fremdlingsflüssen mehrere Terrassen deutlich ausgebildet sind, hat sich auf der Nordseite des Gebirges die 150 mm/a Isohyete nur selten und kurzfristig über das Vorland der Sandsteinstufe hinaus abgesenkt. Der Niederschlag auf den Tarsos läßt sich für die Feuchtzeiten aus der Formung nicht abschätzen. Um ihn zu ermitteln, müßte man die Wasseransprüche der feuchtzeitlichen Vegetation kennen. Hierfür verwendbare Pollenanalysen liegen aus dem Tibesti nicht vor (dazu Kapitel F, 2.).

Vager sind noch die Temperaturverhältnisse zu bestimmen.

Bei aktualistischer Einstellung kann man ein merklich heißeres Klima als gegenwärtig nicht annehmen. Die Nordhemisphärenwetterkarte zeigt, daß im Sommer die Sahara außerhalb der Ausläufer der ITC einer der heißesten Räume der Erde ist. Der Himmel ist wolkenlos, die Sonne steht annähernd senkrecht, Einflüsse fremder Luftmassen fehlen: Die von der Einstrahlung her möglichen Temperaturen sind erreicht. Ebenso wird in den wolkenlosen Nächten das von der Ausstrahlung her mögliche Minimum angenommen. Der jährliche Gang der Maxima und Minima folgt den Veränderungen der Einstrahlung.

Die Niederschläge der Feuchtzeiten sind von außen in diesen Raum hineingebracht worden. Die heutigen Störungen der „Saharawitterung" mögen als Modelle für diese Vorgänge dienen.

Sie treten in zwei Typen auf (dazu auch Kapitel A, 3.): Im Sommer in Ausläufern der ITC aus dem Süden — die den größten Anteil des Niederschlages liefern —, im Winter in Kaltfronten aus dem Norden.

Beide bringen sie Wolkenbedeckung und einen Anstieg der Luftfeuchtigkeit. Sie unterscheiden sich in ihren Auswirkungen auf die Temperatur: Die ITC-Ausläufer kommen aus einem Gebiet, das 5° bis 10° C kühler ist, beim Eintreffen im Tibesti beträgt der Temperaturunterschied kaum mehr als 2° bis 3° C, wegen der Feuchtezunahme wird dieser Abfall kaum empfunden. Die Kaltfronten des Winters können dagegen zu Temperaturstürzen von über 10° C führen.

Beide fremden Luftmassen bringen Wolken mit, die Wolkendecke schirmt die Einstrahlung ab, senkt also das Maximum, schützt aber auch gegen die nächtliche Ausstrahlung und hebt somit das Minimum an.

Gegenwärtig sind in den Hochlagen des Tibesti im Winter Bodenfröste häufig. Eine fortgesetzte Zufuhr nördlicher Luftmassen könnte zur Folge haben, daß trotz erheblicher niedrigerer Mitteltemperatur durch die Abschirmung der Ausstrahlung die Zahl der Bodenfrosttage abnimmt.

Die jüngeren Feuchtzeiten sind „kühle", die älteren sind „warme" Pluviale. Die ersten sind somit ein Ergebnis von „Kaltfrontwitterung", die zweiten von „ITC-Witterung".

Mit anderen Worten: Die Sommer der Pluviale des älteren Quartärs ähnelten den heutigen Sommern in den Savannen, die Winter in den Feuchtzeiten des Jungquartärs den heutigen Wintern des Mittelmeergebietes.

Diese Angaben gelten nur grob über die Pluviale gemittelt. Einzelne Feuchteschwankungen in ihnen können auch dem jeweils entgegengesetzen Typ angehört haben. Für die letzte Zerschneidungszeit ist eine derartige Schwankung durch die Pollenanalyse erwiesen: Dem Vorstoß mediterraner Pflanzen in die saharischen Hochgebirge folgte eine Ausweitung von Akazien bis an den Atlas (QUEZEL, P., 1965; Kapitel F, 2).

Für eine allgemeine Temperaturdepression der quartären Feuchtzeiten gegenüber den Trockenzeiten geben meine Beobachtungen keinen Anhalt, ohne sie jedoch ausschließen zu können.

F TALFORMUNG UND FORMUNG IN DEN TÄLERN IM NORDWESTLICHEN TIBESTI UND IHRE STELLUNG IM QUARTÄR DER SAHARA

Wie in jedem anderen Zweig der Quartärforschung ist auch die Literatur zum Pleistozän der Sahara unübersehbar. Nach der Auswertung des „Referativnyj žurnal geografija" schätze ich, daß zu diesem Thema in den letzten zehn Jahren über 500 Titel erschienen sind, über die wissenschaftlichen Zeitschriften der ganzen Erde verstreut.

Im Kapitel B habe ich nachzuweisen versucht, daß sich die Theorie J. CHAVAILLONs über eine Formung in Sedimentationszyklen auch auf das Tibesti anwenden läßt. Es erübrigt sich daher, die Literaturarbeit J. CHAVAILLONs zu wiederholen.

Die drei folgenden Abschnitte bringen Ergänzungen zu ihr sowie das Tibesti betreffende Angaben. Ich habe die Ausführungen bewußt um einzelne, von mir für den jeweiligen Forschungsstand für typisch gehaltene Aufsätze gruppiert. Die Belege sind soweit gültig, wie die ausgewählte Literatur für den jeweiligen Forschungsstand repräsentativ ist.

1. Terrassen und Sedimentationszyklen

Über Terrassen und Seeablagerungen wird aus der Sahara häufig berichtet. Keine prähistorische Arbeit kommt um eine Beschreibung herum. Die Vorkommen

liegen jedoch isoliert im Riesenraum Sahara. Jede Verknüpfung artefaktfreier Aufschlüsse bleibt spekulativ, über die Korrelation der Werkzeuge wird gestritten.

Quartärgeomorphologische Arbeiten im engeren Sinne gibt es weniger. Die Forschung rückte erst im letzten Jahrzehnt in größerem Umfang zu ihnen vor, da die geomorphologische Bearbeitung dem Maßstab der Kartenerstellung und der Luftbildbefliegung folgt. Bis in die fünfziger Jahre waren die Forscher mit Flächen und Schichtstufen beschäftigt, sie beschrieben größere Räume und erwähnten Terrassen nur nebenbei. Eine typische Arbeit aus diesem Zeitraum ist der Aufsatz von BIROT, P., CAPOT-REY, R. und DRESCH, J. (1955).

Die systematische Erforschung von Terrassensedimenten in der Sahara begann in der zweiten Hälfte der fünfziger Jahre durch die ALIMEN-Schule (ALIMEN, Henriette; BALOUT, Lionel; CHAVAILLON, Jean und Nicole; CONRAD, Georges). Ermöglicht wurde sie durch die zu dieser Zeit im Zuge der Erdölprospektion verstärkt vorangetriebene Erschließung der Sahara.

Der in dieser Arbeit beschriebene Talzug ist einer der wenigen, die systematisch auf ganzer Länge geomorphologisch kartiert wurden.

Davor liegt die Bearbeitung des Wadi Guir / Saoura / Messaoud durch J. CHAVAILLON.

Zwischen den beiden Weltkriegen schon erfolgten umfangreiche Kartierungen im Niltal. Die Arbeiten sind von BUTZER, K. W. (1959) diskutiert worden.

Gemeinsam ist den drei Talzügen: Sie entstanden durch Fremdlingsflüsse in der Sahara. Der Nil weicht in zwei wichtigen Eigenschaften von den anderen ab: Er führt ständig Wasser, und er erreicht das Meer. Die dadurch bedingten Abweichungen in der Sedimentation und die Einflüsse der Glazialeustatik erschweren Vergleiche.

Versuche, die Klimaentwicklung in der Sahara während des Quartärs zu rekonstruieren, lassen sich bis vor den Beginn unseres Jahrhunderts zurückverfolgen (Ältere Literatur bei CAPOT-REY, R., 1953).

Soweit sie sich auf die Untersuchung von Talformen und -sedimenten stützen, kamen die Bearbeiter um eine Frage nicht herum: Wird in der Sahara in Feuchtzeiten aufgeschüttet und in Trockenzeiten eingeschnitten oder umgekehrt?

Die theoretische Frage wurde zunächst theoretisch entschieden. Beispiele, wie argumentiert wird, entnehme ich der englischsprachigen Literatur.

Ich zitiere nach BUTZER, K. W. (1958, S. 53/54, gekürzt): „E. HUNTIGTON (1914) vertritt die Meinung, daß Aufschüttung in relativ aride Zeiten fällt: Der Abfluß ist zu gering, um die Schuttbelastung zu transportieren. BRYAN (1941) dagegen und ANTERS (1952) meinen überzeugender (d. h. für BUTZER): Der Rückgang der Pflanzendecke auf Hängen und im Tal veranlaßt in ariden Zeiten bei Sturzregen Bodenerosion und Einschneidung, während das Material erst weit stromab in den großen Flüssen abgelagert wird. In feuchteren Zeiten behindert die Vegetation den Abfluß und gibt zu frühzeitiger Schuttabladung Anlaß."

In die gleiche Richtung geht die Argumentation südafrikanischer Geologen (BOND; SMUTS; COOKE), deren Meinung ich hier nach FLINT, R. F. (1959, S. 369) wiedergebe: Die Vegetation ist heute nur in hohen Lagen geschlossen. Angenommen, ein Gebiet mit inselhafter Vegetation trifft erhöhter Niederschlag oder eine verlängerte Regenzeit, so sollten verstärkte Schichtfluten einsetzen, die die ungeschützte Oberfläche weitgehend einreißen. Sind die großen Ströme heute im Gleichgewicht, so sollte durch die Materialzufuhr Aufschüttung einsetzen. Folglich gehören fossile Schotterkörper in eine Zeit erhöhter Feuchte, die Einschneidung somit umgekehrt in aridere Zeiten.

Anschließend übt FLINT Kritik: Das Schema läßt außer acht, daß erhöhter Niederschlag eine dichtere Vegetation nach sich zieht. Es verändert sich gerade eine für die Ableitung konstant gehaltene Voraussetzung.

Dieser Einwand trifft BUTZERs Kronzeugen nicht, da sie von der sich verändernden Pflanzendecke ausgehen. Er selbst aber argumentiert inkonsequent: In seiner Arbeit über das Niltal (1959) stellt BUTZER dessen Terrassenkörper in Feuchtzeiten (Oberägypten). Seinem Modell zufolge soll aber das trockenzeitlich abgetragene Material stromabwärts in den großen Flüssen abgelagert werden. Wenn noch nicht einmal der Nil groß genug ist — wo in den Trockengebieten der Erde tritt dann dieser Fall überhaupt ein?

Mit zunehmenden Jahren legt BUTZER sich weniger fest: 1964 diskutiert er eine mögliche Klassifizierung von Sedimenttypen und weist dabei theoretische Ansätze zurück: „Die vertraute Polemik, ob Aufschüttung oder Einschneidung größere Aridität oder Humidität anzeigen, ob Aufschüttung im Oberlauf und Einschneiden im Unterlauf für semiarides Klima sprechen im Gegensatz zu einem ariden, oder umgekehrt, ist fruchtlos und unnötig. Die Sedimente sprechen für sich selbst." Und BUTZERs Meinung nach so, daß örtliche Aufschüttung in den eurafrischen Subtropen weitgehend mit einer Zunahme der Niederschläge zu deuten ist (S. 11).

J. CHAVAILLON referiert aus dem französischen Sprachbereich etwa gleiche Argumentationen am Beispiel von G. CHOUBERT, der von 1946 bis 1956 seine Meinung von Aufschüttung in ariden Zeiten zu Aufschüttung in humiden Zeiten wechselte (CHAVAILLON, J., 1964, S. 299).

Quantitativ betrachtet überwiegen die Anhänger einer Aufschüttung in Feuchtzeiten bei weitem.

Das zwiespältige Bild differenziert sich weiter. Man kann Glaziale mit Pluvialen gleichsetzen, und man kann Interpluviale mit Glazialen korrelieren. Es lassen sich auch nach L. BALOUT (1952) und J. TRICART (1956) Pluviale der Nordsahara mit Glazialen, Pluviale der Südsahara mit Interglazialen gleichsetzen.

Endgültig unübersichtlich wird das Bild durch die verwendete Terminologie. Eine „alte" Terrasse zweier Autoren ist so gut wie nie die gleiche, und wie sich ihr „großes" Pluvial zueinander verhält, läßt sich allenfalls ahnen.

Theoretisch können demnach nur die wenigen Autoren gleicher Auffassung ihre Korrelationen voneinander abschreiben.

Die übrigen müssen auf die beschriebenen Beobachtungen zurückgreifen und sie ihrer Theorie gemäß neu interpretieren. Dafür bieten sich die Aufschlußbeschreibungen an. Ihr wohl auffälligstes Material ist das regelhafte Auftreten der krönenden Schotterdecke der Terrassen. Wird folglich Feinmaterial über eine Schotterdecke beschrieben, so befindet man sich in den tieferen Lagen des Terrassenkörpers, liegt es unter einer Schotterdecke, dann in seinen höheren Schichten.

Eine Neuinterpretation auf dieser Grundlage scheint mir geeignet, die Kenntnis der Altersstellung der in den Aufschlüssen gefundenen prähistorischen Werkzeuge zu verfeinern. Da man gewöhnlich aus deren Bearbeitung das Alter der Terrassensedimente bestimmt, wird deren Einstufung in eine überörtliche Stratigraphie ebenfalls verbessert.

Ein Versuch, die Terrassen des Niltales als Bezugspunkt für die Chronologie der Terrassen der Sahara zu wählen, mußte schon deshalb scheitern, weil im Verlauf von Arbeiten im Zusammenhang mit dem Bau des Assuan-Hochdammes Ergebnisse erzielt wurden, nach denen die älteren Stratigraphien, auch in der zuletzt von BUTZER, K. W. (1959) erarbeiteten Form, aufgegeben werden müssen.

Für die älteren Nilterrassen weisen C. L. HANSEN und K. W. BUTZER (1966) jede überregionale Korrelation ausdrücklich zurück. Die jüngeren Nilterrassen (HEINZELIN, J. de, 1967; BUTZER, K. W. und HANSEN, C. L., 1967) sind nicht viel mehr als 22 000 Jahre alt. Sie entstanden in drei oder vier Sedimentationszyklen, deren Sedimente aus Sanden, Mergeln, Schluffen und Tonen äthiopischer und sudanischer Herkunft bestehen. Diese wurden unter einem Nilregime ähnlich dem heutigen (mit Sommerfluten) abgelagert, dessen Veränderungen Klimawechsel südlich der Sahara steuerten.

Die eigentlichen Nilsedimente sind mit denen der Seitenwadis verzahnt. Zwar sind die Waditerrassen von denen des Niles genetisch unabhängig, da ihre Formung durch Veränderungen des Lokalklimas gesteuert wird, doch gilt dies eben nicht für ihren Unterlauf und die Verzahnungsstellen: Hier wird ihre Bildung durch die Schwankung des Nielwasserspiegels beeinflußt. Auch für die übrigen Wadiabschnitte können sich BUTZER, K. W. und HANSEN, C. L. (1967) nicht recht für eine klimatische Interpretation entscheiden. Einerseits: „Sporadic waterflow has been observed in the Wadis of southern Egypt in recent decades. The resulting activity amounts to slow linear erosion and local redeposition of older fill" (S. 351). Andererseits: „Erosion may have been more active during the waning phases of a pluvial than at a maximum of a dry phase" (S. 352). Daher: „Interpretation of those erosional phases is consequently not fully satisfactory" (S. 352). Das gleiche gilt für die Aufschüttungsphasen. Einerseits: "Wadi alluvia I-IV do not imply anything but alluviation under arid conditions" (S. 352). Andererseits: „Occasional organic vestiges ... strengthen the argument, that local rainfall must have been more frequent as well as of greater duration" (S. 352).

Ist also die klimatische Deutung der Ablagerungen auch unsicher, so können BUTZER und HANSEN dank ihrer C-14-Daten die jüngeren Ablagerungen doch überregional stratigraphisch einordnen (S. 349, Table 3), wobei sie als Zeitmaßstab die europäische Glazialgliederung wählen.

Ein Vergleich mit den Forschungsergebnissen aus anderen Teilen der Sahara kann vorläufig nur für die letzten Phasen der jungen Nilablagerungen durchgeführt werden und bleibt unsicher. Eindeutig ist nur die Niederterrasse wiederzuerkennen:

Niltal BUTZER, K. W. und HANSEN, C. L. 1967, S. 349, Table 3		Nord-Tibesti	Nordwest-Sahara Chavaillon, J. 1964, Tabl. II	Zeit
Nilphase	Wadiphase			
Nilschlamm Erosion	Schwache Aufschüttung Erosion	Auf-schüttung Erosion	Séd. actuelle Eros. actuelle	„Actuel"
YCS III Erosion	Wadi All. IV Erosion	Niederter. Erosion	Séd. guirienne Eros. guirienne	Mittl. Holozän
YCS II Erosion YCS I	Wadi All. III Erosion Wadi All. II	Mittelter. Erosion (Höchst-stand d. Tschadsee)	Séd. saourienne	Frühes Holozän und Spät-Würm

Tabelle 6

Die Annahme von fluvialer Akkumulation in Feuchtzeiten wird von HEMPEL, L. (1966) auch für das Mittelmeergebiet bestritten. Er stellt den Torrentenschutt der Niederungen in Warmzeiten (also Trockenzeiten in der Sahara), die Akkumulationen in den Gebirgen in Kaltzeiten. Diesen Ansatz versucht er besonders durch die Untersuchung der Übergangszone zu belegen.

Der Torrentenschutt gleicht der krönenden Schotterdecke der Terrassen in der Sahara. Mit anderen Worten: Im Mittelmeerraum ist der fluviale Sedimentationszyklus auf den Wechsel Erosion / Schotterakkumulation beschränkt. Für die feineren ariden Sedimente wird es nicht trocken genug.

Auf gleiche Zusammenhänge deutet die Verbreitung der Fußflächen. Sie sind in Marokko bevorzugtes Studienobjekt des kontinentalen Quartärs (ein Überblick bei GIGOUT, M. und JOLY, F., 1957), im Tibesti eigentlich nur erweiterte Terrassen. Hier wurde es nur kurzfristig feucht genug für ihre Bildung.

Den Zusammenhang der Formung im Tibesti mit dem südlich von ihm gelegenen Gebiet will ich an Hand von Beobachtungen J. TRICARTs aus dem Senegal zu skizzieren versuchen.

TRICART, J. (1957, straffend übersetzt): „Die Flüsse des Regenwaldes führen nur Tontrübe, diejenigen der Feuchtsavanne zusätzlich etwas Sand ... Wird der tropische Wald zerstört, natürlich — durch Klimaschwankungen — oder künstlich, so ändert sich das Milieu ... In der Savanne vergröbert sich ... die Sedimentführung

von Sand über Kies zu Schotter, die ausschließlich aus gegen chemische Verwitterung sehr widerständigem Gestein bestehen." (Einzelbelege in TRICART, J., 1955).

Die Aussage ist eindeutig: Vom Kernraum der Sahara nach Süden vergröbert sich mit zunehmendem Niederschlag die Sedimentation. Diese Abfolge wird von einer zweiten überlagert: Mit Verlängerung der Bodenfeuchtigkeit (= der Regenzeit) nimmt bei gleichbleibend hoher Temperatur die chemische Zersetzung zu bis zur Tontrübe.

Die Schotterkörper der Terrassen Zentralafrikas sind somit ebenfalls trockenzeitlich (TRICART, J., 1956). An die Stelle von Fußflächen treten Bergfußniederungen (CLAYTON, R. W., 1956).

Am Abschluß dieses Abschnittes muß ich noch einen Beleg erbringen: Daß nämlich die Beobachtungen J. CHAVAILLONs sich wirklich in dem hohen Maße mit meinen eigenen decken, wie ich es in dieser Arbeit durchgehend festgehalten habe. Diesen Beweis will ich an einem der Sedimentationszykel CHAVAILLONs führen, dem Mazzérien (CHAVAILLON, J., 1964, S. 65-118):

Der Sedimentationszyklus (Idealprofil: S. 66):
(Einschneidung)

Mazzérien I: Fast ausschließlich konglomeratisch-fluvial, selten sandig.

Mazzérien II: Sand, Schotter, Hangschutt, äolischer Sand. „Periode plus aride".

Mazzérien III: Gullispülung, danach fluvialer Sand und Konglomerat.

Mazzérien IV: Seesedimente, klastisch-fluviale Ablagerungen. „Climat semi-aride".
(Einschneidung).

Die Sedimentverbreitung (S. 67):

A) Schotter: Fluviale Sedimentation, Herkunft von außerhalb der Sahara (= Atlas), stark abgerollt. In den Wadis Guir, Saoura und Messaoud (= Fremdlingsflüsse).

B) Sand und fluvio-limnische Mergel: Sie gehen häufig seitlich in äolischen Sand über. Die Ablagerungen findet man in alten Seebecken und gelegentlich in den Aufschüttungen der Seitentäler.

C) Konglomerate (Brekzien), in Hangschutt übergehend: Sie kommen in Fächern vor, die zwischen Schwemm- und Schuttfächern stehen. Die Hauptmasse des Sedimentes liegt in den Seitentälern.

Die Sedimentablagerung (S. 67):

„Au Mazzérien, la sédimentation ... évoulait de l'amont vers l'aval ... la sédimentation était devenue longitudinale et axiale."

Entsprechend der Verbreitung der Sedimente unterteilt J. CHAVAILLON seinen Abschnitt über die Sedimentation wie folgt. Ich zitiere aus den Zusammenfassungen.

I. Formations alluviales de l'oued principal (S. 81).

Die Mazzériensedimente zerfallen in drei Hauptperioden. Das Mazzérien IV ist meist nur die letzte Phase der Sedimentation des Mazzérien III. Die Ablagerungen bestehen aus zwei Schotterniveaus, die durch Sand, Mergel und Kies getrennt werden.

II. Formations lacustres (S. 97/98).

Ablagerungen kleiner Wadis und von Seen am Rande des Djebel Ougarta sowie des Saoura. Vier Sandniveaus liegen über vier Seehorizonten. Deren Verfestigung zeigt vielleicht eine Überflutung, zumindest einen Sedimentationshalt an.

III. Alluvions d'oueds Intra-Djebeliens (S. 110).

Die Konglomerate sind überwiegend Ablagerungen kleiner Wadis, von denen die meisten in den Saoura münden. Ein großer Teil dieser Konglomerate scheint in einer semiariden Zeit abgelagert worden zu sein, wahrscheinlich gegen Beginn des nächsten Pluviales.

Die Beobachtungen stimmen also wirklich weitgehend überein. Setzt man für Atlas = Tarso Toussidé und für Djebel Ougarta = Schiefergebirge, so erhält man die Verhältnisse im Tibesti.

J. CHAVAILLON hat erkannt, daß sich die Sedimentation im Tal von oben nach unten fortschreitend entwickelt (s. o.). Nicht bewußt geworden ist ihm, daß dieses auch aus seiner Theorie des Sedimentationszyklus zwingend folgt. Sonst hätte er folgende Anordnung von Werkzeugen verstehen müssen (S. 329): „Il semble que les gisements atériens soient d'autant plus récent qu'ils se trouvent plus éloignés du Maghreb." (Gemeint ist in Richtung Sahara.) Sie müssen jünger werden, weil sich die Terrassensedimente des Saourien nach dorthin verjüngen. J. CHAVAILLON aber versucht, diese Verhältnisse mit der Theorie L. BALOUTs über ungleichphasige Pluviale auf der Nord- und Südseite der Sahara zu deuten.

2. Das Klima der Pluviale

In dieser Arbeit wurden Formen beschrieben, die in Formung sind, und das gegenwärtige Klima „arid" genannt. Weiter wurden Formen beschrieben, die gegenwärtig nicht in Formung sind, und ihnen ein vom gegenwärtigen abweichendes Klima derart zugeschrieben (Kapitel B und D), daß sich die Richtung der Abweichung vom gegenwärtigen Klima angeben ließ.

Wäre es sicher, daß eine Form stets nur durch e i n e Abfolge von Klimaten entsteht, so ließe sich aus dem fossilen Formenschatz der Täler das Klima der Vergangenheit bestimmen.

Wäre es sicher, daß die Sedimente der gleichen Regel folgten, so erhielte man einen zweiten Beleg.

Doch zeigt schon der Blick in ein geomorphologisches Lehrbuch, daß derartige Ansätze nicht gesichert sind.

Weiter entwickelt ist die klimatische Deutung von Böden.

Sehr schnell reagiert die Pflanzendecke auf Klimaschwankungen, ihre Veränderung liefert gleichzeitig die differenziertesten Aussagen: Trotz aller methodischen Einwände liefert die Pollenanalyse die besten Klimarekonstruktionen.

Ihrer Anwendung auf die Sahara stand lange die Ansicht entgegen, daß Pollen in einem derartigen Milieu nicht erhaltungsfähig wären.

P. QUEZEL und seine Mitarbeiter bewiesen das Gegenteil. Und seither wächst auch die Zahl der palynologischen Arbeiten aus der Sahara schnell.

In der Bodenkunde schreibt man jedem Bodentyp ein bestimmtes Klima zu und gibt Grenzwerte des Niederschlages für Kalk- und Salzkrusten sowie für Rinden an.

Klimakonstruktionen aus fossilen Böden stehen und fallen mit der Richtigkeit

a) dieser an rezenten Böden gewonnenen Werte und

b) des Vergleiches des fossilen mit dem rezenten Boden.

Für eine erste Beurteilung nimmt man allgemein an, daß zur Bildung eines Bodens ein Mindestmaß an Feuchtigkeit gehört, und daß bei hinreichender Feuchtigkeit höhere Temperatur zu röteren, tiefere zu brauneren Böden führt, während sich geringere Feuchtigkeit in kastanienbraunen und grauen Wüstenböden äußert.

Bodenbildung erfordert Zeit. Sie kann weder erfolgen, wenn allzu schnell aufgeschüttet, noch, wenn flächenhaft rasch abgetragen wird. Diesen theoretischen Ansatz bestätigt ihre Stellung im Sedimentationszyklus (CHAVAILLON, J., 1964, S. 302).

Mit diesen Einschränkungen ist zu erwarten, daß die Untersuchung eines Bodens quantitative Angaben über Temperatur und Feuchtigkeit bei seiner Bildung liefert.

CHAVAILLON, J. (1964) interpretiert Böden nur selten und vorsichtig. Folgende Angaben sind ihm zu entnehmen:

S. 60: Aidien II b: Heiß und feucht. Da das Aidien II b die Aidiensedimentation beschließt, muß man diese Rotbodenbildung und damit das angegebene Klima zur Mazzérienfeuchtzeit rechnen (Altquartär. S. 64).

S. 143/144: Dem Taourirtien I c folgt ein Sedimentationshalt, verbunden mit der Bildung eines dunkelorangefarbenen Bodens. Auch hier spricht J. CHAVAILLON von einem feucht-heißen Klima. Da das Taourirtien I c an der Basis der Taourirtiensedimente liegt, kann man es als Fortwirken der klimatischen Bedingungen der Taourirtienfeuchtzeit auffassen (Altquartär).

S. 187: Auf das Ougartien III folgte ein Sedimentationshalt, in den die Bildung eines gelb-braunen Bodens fällt, dessen Bildungsbedingungen „vielleicht dem heutigen Klima der Sudanzone entsprachen". Das Ougartien V krönt ein „sehr schöner Rotboden". Das Subpluvial zwischen dem Ougartien V und VI war somit wieder feucht-heiß (Ende des Mittelquartärs).

Außer diesen beschreibt J. CHAVAILLON nur Wüstenböden (Aufstellung S. 297). Während deren Stellung in der Mitte der Sedimentationskörper ein weiteres Mal den Aufbau der Terrassenkörper unter trockenem Klima bestätigt, lassen sich aus den spärlichen Beobachtungen feuchtzeitlicher Böden keine allgemeinen Schlüsse ziehen.

So wie bei J. CHAVAILLON werden in geomorphologischen Arbeiten die Böden in der Regel ausgewertet: Bestenfalls qualitativ beurteilend oder sogar spekulativ. Die entsprechend dem gegenwärtigen Stand der Bodenkunde auf quantitative Daten gerichteten Erwartungen erfüllen sich nicht.

Pollenanalysen liegen bis jetzt nur aus jungen Sedimenten vor. Für die ältere Zeit kennt man aus Nordafrika zwei fossile Florenfunde, die ich hier nach QUEZEL, P. (1965, S. 43) beschreibe:

In Nordtunesien haben ARAMBOURG, C., ARENES und DEPAPE die in einem verlandeten See erhaltene Flora analysiert. Stratigraphisch liegt er an der Basis des Villafranca, klimatisch in einem (ersten?) Pluvial (?). Die Analyse ergab:

26 % Tropische Florenelemente. Heute in Nordafrika nicht vertreten.

52 % Mediterrane Florenelemente. Alle auch rezent vertreten.

21 % Boreale Florenelemente. Heute in Nordafrika nicht vertreten.

Gegenwärtig gibt es nirgends eine derartige Vegetation. Will man die Zusammensetzung erklären, so muß man ein mildes Klima mit sehr schwachen Wintern und hohen Niederschlägen annehmen, dazu noch eine Höhenstufung der Vegetation (die Pflanzen können zusammengeschwemmt worden sein) etwa folgender Art:

Gipfelzone: Europäischer Laubwald, laubwerfende Eichen, immergrüne Eichen;

Fußstufe: Olea-Ceratonion mit (selten) tropischen Relikten.

Die gleichen Autoren haben die fossile Flora von Maison-Carée (in der Nähe von Alger) bearbeitet, die in die zweite Vereisung (?) gehört. Tropische Florenelemente fehlen. Unter den 57 % mediterranen Arten dominiert die Eiche, unter den 42 % borealen tritt sogar Carpinus betulus auf. Das Klima muß kontrastreich gewesen sein, mit starken winterlichen Kälteeinbrüchen, vergleichbar heute dem Klima der Provence.

P. QUEZEL zieht den Schluß: In Nordafrika wurde im Quartär zunehmend die tropische Flora durch eine mediterrane ersetzt. Die während der Vereisungen eingewanderten, wenig wärmeliebenden borealen Arten starben nach den Kaltzeiten wieder aus.

Im Jungquartär ist dieser Prozeß bereits weit fortgeschritten. Weiter verfolgen läßt er sich mit Hilfe der Pollenanalyse.

Die bisher vorliegenden Ergebnisse stützen sich auf eine sehr geringe absolute Zahl von Pollen und können deshalb nicht als statistisch gesichert betrachtet werden. Andererseits können sich P. QUEZEL und seine Mitarbeiter auf langjährige Erfahrungen aus pflanzengeographischen und vegetationsgeschichtlichen Arbeiten in der Sahara stützen. Wahrscheinlich kommt man dem gegenwärtigen Stand der Forschung mit der Feststellung am nächsten, daß die aus der Pflanzenverbreitung und dem Auftreten von Endemismen gewonnenen Erkenntnisse über die Vegetationsgeschichte der Sahara durch die bislang vorliegenden Pollenanalysen noch nicht falsifiziert worden sind.

Die folgenden Ausführungen versuchen, die Erkenntnisse über die Vegetationsgeschichte der Sahara in die Terrassenstratigraphie einzuordnen. Haupthindernis dabei ist die Unsicherheit über die stratigraphische Stellung der entnommenen Pollenproben.

An einigen Stellen ließ sich für die jüngsten Ablagerungen eine Fernkorrelation mit 14 C durchführen, an anderen sich die Terrasse über die in ihr enthaltenen Werkzeuge an J. CHAVAILLONs Quartärgliederung anschließen.

P. QUEZELs wiederholte stratigraphische Deutung des Befundes erscheint mir unrichtig. Der Beleg für diese Ansicht geben mir die Fundstellen von In Eker und Meniet (PONS, A. und QUEZEL, P., 1957):

Sie liegen im nördlichen Hoggar. Aus ihrer Umgebung wurden weitere Proben untersucht (Wadi Ahor und Tin Tessandsel).

P. QUEZEL beschreibt den Aufschluß von In Eker wie folgt: Eine mehrere Meter mächtige Terrasse, die aus zwei ausgeprägten Horizonten besteht: Ein schotterfreier, grauer Altboden (Probennummer 225), darüber ein 40 cm bis 50 cm mächtiger bräunlicher Altboden mit etwas Skelettmaterial (Probennummer 282). Bedeckt sind sie von mehreren Metern Schotterakkumulation.

Für Meniet gibt P. QUEZEL an, daß er die Proben aus den Kulturschichten 45 cm (Probe 212), 75 cm (Probe 213) und 1 m (Probe 204) tief entnommen hat.

Die Autoren erhielten das bei ihnen auf S. 32/33 abgedruckte Pollenspektrum.

Sie werten diesen Befund folgendermaßen aus (stark gekürzt in Übersetzung):

„Ausgesprochen nördliche Florenelemente finden sich nur in den ältesten Böden (225, 282). Tilia ist heute in Nordafrika unbekannt, Alnus findet sich heute nur im Küstengebiet des Rif. Zusammen mit den ausgesprochen mediterranen Arten wie Pinus Halepensis und Quercus ilex deuten sie auf ein feuchtes, aber auch thermisch (vom heutigen) sehr verschiedenes Klima, auch wenn Tilia und Alnus zweifellos der Gebirgsstufe angehörten ... Thermoxerophile Arten wie Olea, Zizyphus und Cupressus erscheinen erst in den jüngsten Schichten von Meniet (212) ... Nur in den tieferen prähistorischen Schichten von Meniet (213, 204) ... findet man Spuren eines Ackerbaues. Jedoch ist er pollenanalytisch nicht sicher belegt. In den gleichen zwei Horizonten trifft man durchgehend mesoxerophile mediterrane Elemente wie Pinus Halepensis, Celtis australis und Quercus ilex an. Ein für sie günstiges Klima scheint das ganze Neolithikum über in der Sahara geherrscht zu haben."

Und weiter: „Alle unsere Proben scheinen in eine einzige humide Phase zu gehören, ... deren Höhepunkt durch 282 belegt wird. Danach schwächte sich ihre Wirksamkeit ab ... Die Terrassen gehören somit in eine humide Zeit."

Hier setzt die angekündigte Kritik ein: Die Proben sind Altböden entnommen, die — wie aus der Situationsbeschreibung hervorgeht — teils an der Basis eines Terrassenkörpers, teils auf ihm liegen. Der Schluß, die Terrasse sei in Feuchtzeiten aufgeschüttet worden, ist deshalb nicht zwingend. Nur unter dieser Voraussetzung aber gilt die Folgerung, daß die Proben in e i n e Feuchtzeit gehören. Korreliert man dagegen mit J. CHAVAILLON über die in dem Terrassenkörper enthaltenen prähistorischen Geräte, so gehören die Proben in zwei Feuchtzeiten, nämlich die aus In Eker an das Ende der Erosion Saourien — Moustéro-Atérienfunde —, die von Meniet — Neolithikum — an den Beginn der Erosion Actuelle. Zwischen ihnen liegt die Sédimentation Saourienne, die Erosion Guirienne und die Sédimentation Guirienne.

Zurück zu PONS, A. und QUEZEL, P. (1957): „Schwankungen zu Trockenphasen oder gar zu subtropischen Bedingungen können vorgekommen sein ... Leider kann sich zu derartigen (Trocken-)Zeiten kein Boden bilden. Es kann sich trotzdem nur um kurze Phasen gehandelt haben, dafür spricht der homogene Bestand an mediterranen Arten."

Daß sich in den Terrassenkörpern keine Böden finden lassen, spricht für ihre Aufschüttung in Trockenzeiten. Das zweite Argument ist nicht schlüssig: Welche Florenarten mit dem Pluvial nach Süden oder Norden vorrücken, hängt von der Florenzusammensetzung in den Ausgangsgebieten ab. Diese hat sich während des Quartärs zwar geändert, doch wenn man zur Abschätzung einmal annimmt, daß die Zahl der Pluviale gleich derjenigen der europäischen Glaziale ist, so wird die Veränderung in der Florenzusammensetzung des Mittelmeerraumes von Glazial zu Glazial so gering, daß bei der bislang ungenauen Einstufung der Pollenproben feinere Klimaschwankungen noch unentdeckt sein können.

Weiter PONS, A. und QUEZEL, P. (1957): Die Einwanderung mediterraner Arten gehört nicht ausschließlich dem letzten Pluvial an. Leider sind die geomorphologischen Zeugen der älteren Pluviale abgetragen. Im letzten Pluvial wurde jedoch ein neuer Kontakt zwischen der holarktischen Restflora des Hoggar und der mediterranen Vegetation hergestellt. Durch diesen neuen Kontakt wurde die bereits erzielte morphologische Anpassung der Gipfelflora des Hoggar verwischt und beseitigt. Im T i b e s t i dagegen scheint der erneute Kontakt zwischen der Höhenflora und der gewöhnlichen mediterranen Flora nicht annähernd so intensiv gewesen zu sein. Dadurch erhielten sich dort Endemismen mediterraner und sogar europäischer Arten, die in einer früheren, intensiveren Feuchtzeit dort eingewandert sind."

Was besagen diese Ausführungen, unter Berücksichtigung der Aufspaltung des „letzten Pluviales" (s. o.) auf die in dieser Arbeit vertretenen Theorie interpretiert?

1. Das „neolithische" Pluvial war „schwächer" als das der Moustéro-Atérienzeit.

2. Das Pluvial der Moustéro-Atérienzeit war „schwächer" als ein davor liegendes.

Korreliert man probehalber die bisher gewonnenen Angaben mit den Terrassen des Tibesti, indem man die Erosionszeiten rückwärtszählend mit den Pluvialen gleichsetzt, so erhält man:

1. Die Zerschneidung der Niederterrasse war „schwächer" als diejenige der Oberterrasse.

2. Die Zerschneidung der Oberterrasse war „schwächer" als diejenige der Hochterrasse.

3. Die Einschneidungszeit der Hochterrasse war „stärker" als diejenige der beiden jüngeren Terrassen.

Die Aussage ist sogar richtig. Alle drei Zerschneidungszeiten wären dann Pluviale von mediterranem Klimatyp gewesen.

Und wieder PONS, A. und QUEZEL, P. (1957): „Jedoch gab es in der Sahara und besonders im Tibesti auch Feuchtzeiten vom tropischen Typ. Mit ihnen wanderte eine Sahel- und sogar eine Sudanflora weit nach Norden. Während Spuren hiervon im Hoggar selten sind, findet man sie im Tibesti weitaus zahlreicher. Diese sind ein Hinweis darauf, wie komplex die quartäre Floren- und Klimageschichte der Sahara ist."

Und ein Hinweis darauf, daß die eben vorgeführte Zuordnung der mediterranen Pluviale zu den Terrassen des Tibesti richtig sein kann, aber noch weiterer Stützen bedarf.

P. QUEZEL hat seine Schlußfolgerungen aus den in mehreren Arbeiten niedergelegten Untersuchungen in einer Tabelle und einer Karte zusammengefaßt. Bevor man sie mit den oben erhobenen Vorbehalten diskutieren kann, müssen noch einige Einzelbelege besonders zur Florengeschichte des Tibesti zitiert werden.

In einer seiner Arbeiten untersucht P. QUEZEL zwei Proben aus den Diatomeen Borkous (QUEZEL, P. und MARTINEZ, L., 1958, Ergebnis der Analyse S. 234/235), die eine wurde in Kaortchi entnommen, das 250 m hoch an der Kamelpiste nordwestlich von Faya zur Saline von Bedo liegt, die andere am Rande der Erg von Djourab, bei Yogoum, 200 m hoch SE von Faya an der Autopiste nach Abéché. Die beiden Orte liegen auf dem Boden eines „Paläotschadsees" (GROVE, A. T., 1959). Da die Proben Flachwassersedimenten entnommen wurden, müssen sie jünger sein als der Höchststand des pleistozänen Tschadsees (320 m bis 340 m), wegen ihrer Verzahnung mit vulkanischen Aschen jedoch älter als das Ende des Vulkanismus im Tibesti.

QUEZEL, P. und MARTINEZ, C. kommentieren ihr Ergebnis (übersetzt und gekürzt): „Das Vorherrschen von Juniperus, Ephedrea, Artemisia und Acacia sowie von Gräsern und Salsolaceen-Chepidodiaceen in Yogoum läßt auf eine Artemisiasteppe schließen, wie sie heute noch stellenweise im Gebirge oberhalb von 2000 m vorkommt. Der Baumbestand war auf Akazien und Ginster beschränkt. Das Vegetationsbild findet man heute in der südtunesischen Steppe wieder.

In Kaortchi wird das Bild von Pinuspollen beherrscht, zu ihnen treten noch Eiche, Olive und Zypresse ..." — Kaortchi liegt bei annähernd gleicher Höhe dem Tibesti um 150 km näher als Yogoum — „... Die sehr schwach vertretene Zeder stockte wahrscheinlich nur auf den Gipfeln des Tibesti. Dieses Waldbild ist heute in Nordafrika wiederzufinden, insbesondere am Südrand des Atlas: Eine Außenzone mit Juniperussteppe, eine mittlere Stufe mit Aleppokiefer und Eiche und eine Höhenstufe mit der Zeder.

Tropische Florenelemente sind in drei Arten vertreten: Zwei Akazien und eine Feige. Sie lassen an eine Beimischung tropischer, insbesondere von Sahelelementen in der Fußstufe des Tibesti denken. Im größeren Rahmen belegen sie den sehr jungen Kontakt von mediterraner und tropischer Flora in niedrigen Breiten."

Dieser Kontakt bedeutet aber, daß die Wüste als Landschaftsgürtel im Pleistozän nicht persistiert hat. Dazu schreibt P. QUEZEL an anderer Stelle (1965, S. 327): „Im Quartär überdauerte die Wüste in den Ergs, aber auch im Lee der Gebirgsketten." Die weiter oben zitierte Analyse P. QUEZELs endet mit der Beschreibung des Südrandes des Atlas als aktuelles Modell für die Landschaft des südlichen Tibesti in der Diatomeenfeuchtzeit. Wann bestand sie?

QUEZEL, P. und MARTINEZ, C. (1958): „Die Datierung der Sedimente ist noch ungewiß. Sie sind wahrscheinlich subrezent, gehören also in die letzte pluviale Phase größerer Bedeutung." Da sie jünger sind als der Hochstand des Tschadsees (s. o.) sind sie auch jünger als die Zerschneidung der Oberterrasse und müssen deshalb als mittelterrassenzeitlich oder jünger angesetzt werden (Argumente, mit denen sich diese Altersschätzung rechtfertigen läßt, in ERGENZINGER, P., 1968). Die Aktivität des Emi Koussi kann ähnlich der des Toussidé noch bis in subrezente Zeiten reichen.

Auch die neolithischen Felsbilder widersprechen der Annahme einer Feuchtzeit von mediterranem Typ nach der Niederterrassenaufschüttung nicht. Denn einmal waren die karthagischen Elefanten offenbar mediterrane Kost gewohnt, zum anderen berichten QUEZEL, P. und MARTINEZ, C. (1958) weiter: „Eine Pollenanalyse BONNETs ergab vom Ostrand des Tarso Emissi, 800 m hoch, bei Mossei, aus neolithischem Kulturschutt folgendes Pollenspektrum: 60 % Gräser, 35 % Akazien.

Hier handelt es sich um eine Sahelflora. Im Schutt miterhaltenes verkohltes Holz stammt von Koniferen.

Während des Neolithikums wurde im Tibesti demzufolge die mediterrane Flora rasch durch eine Sahelflora abgelöst. Die Reste des mediterranen Waldbestandes wurden vom Menschen vernichtet."

Wie hat man sich diesen Klimaumschwung vorzustellen? Noch einmal QUEZEL, P. und MARTINEZ, C., diesmal 1962 (gekürzte Übersetzung): „Die Existenz einer wüstenhaften Zeit zwischen dem steppenhaften Mittelmeerklima und dem Sahelklima ist in höchstem Maße unwahrscheinlich. Es gibt keine geomorphologischen Anhaltspunkte dafür, keinen Bruch in der Besiedlung. Vorgeschlagen wird folgende Interpretation: Das Steppenklima mit mediterraner Vegetation, wie es in der zweiten Hälfte des Neolithikums im größten Teil der Sahara herrschte, dürfte dem heutigen Klima am Nordrand der Sahara geähnelt haben: Heiße Sommer, kühle Winter, Winterniederschläge zwischen 150 und 300 mm/a. Ohne die Niederschlagsziffer zu ändern kann man zu einem

Sahelklima gelangen, indem man das Niederschlagsregime von dem polarfrontgesteuerten Winterregen auf einen Monsuntyp verschiebt. Verbunden wären damit wärmere Winter. Von diesem Klimawechsel wurde fast die ganze Sahara erfaßt, die Dornstrauchsavanne schob sich bis an den Südabhang des Saharaatlas vor. Das heutige Klima entstand danach durch ein Nachlassen der Intensität und Ausbreitung der ITC, ohne daß die Polarfront wieder entsprechend vorgerückt wäre."

Mit diesen Sätzen sei die mit ausführlichen QUEZEL-Zitaten zusammengesetzte Schilderung seiner Vorstellungen von der jüngsten Klimageschichte der Sahara abgeschlossen. In den eingeschobenen Kommentaren habe ich sie zu diskutieren begonnen.

Mein stratigraphischer Haupteinwand ist, daß P. QUEZELs „Pluvial" mindestens zwei, vielleicht sogar drei Feuchtzeiten umfaßt (s. o.). Daß andererseits diese Zusammenfassung möglich war, belegt den einheitlichen klimatischen Charakter zumindest der letzten Feuchtzeiten.

Dem zuletzt zitierten Aufsatz lassen sich noch einige für diese Überlegungen wichtige Angaben entnehmen:

So ist aus einer altpaläolithischen Terrasse (Pebblekultur, Acheuléen = irgendwo zwischen dem Ende der Sédimentation Mazzérienne und dem Beginn der Erosion Saourienne, d. h. irgendwann im älteren oder mittleren Quartär) „überall" in der Sahara eine mediterrane Gebirgsvegetation bekannt (Pinus Halepensis, Zeder und Eiche). Für diese Zeit kann man vielleicht mit der Einwanderung der mediterranen Arten in das Tibesti rechnen, die sich in dem Massiv in den Endemismen erhielten.

Für eine Pollenprobe mit mediterranen Arten aus der südlichen Sahara (Adrar Bous), die P. QUEZEL selbst mit Funden bei In Eker (s. o.) als gleichaltrig setzt, gibt er einen notwendigen Niederschlag von 600 bis 700 mm/a an.

Wenn diese Feuchtzeit eine Trockenzeit von der neolithischen trennt, wie anzunehmen ist (s. o.), läßt sich dann der geomorphologische Befund (Aufschüttung der Niederterrasse) in den Pollenspektren wiederfinden? Leider kann man die stratigraphische Einordnung der Pollenfunde häufig nicht sichern. Vielleicht darf man sich wenigstens die Übergangszeiten zum Pluvial so vorstellen, wie P. QUEZEL sie von der Basis seiner „Atérien-Feuchtzeit" beschrieben hat (QUEZEL, P. und MARTINEZ, C., 1958/59): Als eine „kalte" Trockenzeit mit Salsolaceen und Gramineen.

In der eben zitierten Arbeit ist eine Klima/Vegetationstabelle enthalten (S. 226/227), die in dem Aufsatz von 1962 wieder abgedruckt ist. Ein Auszug aus ihr soll hier der Klimafolge J. CHAVAILLONs gegenübergestellt werden, wobei die Steinwerkzeuge als Zeitmarke dienen (Tabelle 7).

Jungquartäre Klimate der Sahara

	J. Chavaillon (1964):		P. Quézel u. C. Martinez (1958/59):	
postglazial	Séd. actuelle	arid		Climat désertique
			Lybisch-berberische Bilder	Méditerranéen sec
	Eros. actuelle	pluvial Neolithikum	Rinderbilder Neolithikum	Méditerranéen semiaride
	Séd. guirienne	arid Hémanien		
	Eros. guirienne	pluvial	Moustéro-Atérien	Méditerranéen subhumide-humide
spätglazial	Séd. saourienne	arid Atérien		Climat froid
	Eros. saourienne	pluvial		

Tabelle 7

Als Fixpunkte für die Gegenüberstellung wurden die von beiden Autoren angegebene Grenze Spätglazial/Postglazial und das Neolithikum gewählt. Auch wenn man annimt, daß P. QUEZELs Böden mit Atérienwerkzeugen sich erst in der Erosion Guirienne gebildet haben (spätest möglicher Zeitpunkt, „kurze" Chronologie), erscheint in seiner Klimafolge nicht die aride Phase, die der Sédimentation Guirienne entspräche. Unter den in diesem Abschnitt diskutierten Vorstellungen interpretiert ergäben die Pollenspektren eine Klimaentwicklung der Spät- und Nacheiszeit, wie sie in Tabelle 8 aufgestellt ist.

Jungquartäre Klimate der Sahara
(Aus Tabelle 7. Begründung im Text)

	Vorgang	Kultur	Klima
postglazial	Séd. actuelle	Lybisch-berberische Bilder	Wüstenklima
	Eros. actuelle	Rinderbilder Großwildbilder Neolithikum	Trockenes mediterranes Kl. Semiarides mediterranes Klima, N = 150-300 mm/a *
	Séd. guirienne		Wüstenklima
	Eros. guirienne	Hémanien	Austrocknung Feucht-semihumides mediterranes Klima N = 600-700 mm/a *
spätglazial	Séd. sourienne		etwas trockener
	Eros. sourienne	Atérien	Humides mediterranes Klima? Endemismen des Tibesti? N > 600-700 mm/a? *
			kalt-trockenes mediterranes Klima?

* Die Niederschlagswerte gelten für die Hochlagen der Gebirge.

Tabelle 8

In der gleichen Arbeit (1958/59, N° 2) veröffentlichten P. QUEZEL und C. MARTINEZ auch eine Karte der feuchtzeitlichen Vegetation der Sahara.

Als Erläuterung zu ihr geben die Autoren folgenden Text (übersetzt und gekürzt), der zunächst für das Hoggar gilt: „Am Ende der letzten Pluvialzeit" — gemeint ist das Atérienpluvial — „gab es in den Gebirgszonen über 1500 m Wälder, die aus Koniferen (Zedern und Aleppokiefer) und Eichen bestanden. Entlang der Flüsse stockte eine laubwerfende Baumvegetation mit Linde, Ahorn, Nuß und Erle ... Wo Wald fehlte, erstreckte sich ein mediterraner Maquis mit Pistazien und Erica aborea ... Zwischen 700 m und 1500 m herrschten Koniferen vor. Neben der Aleppokiefer erscheinen bereits einige xerophile Elemente, ... unter ihnen ... die Olive ... und ... Zypresse. Wie es unter 800 m aussah, wissen wir nicht. Die Sedimente aus der großen Erg deuten auf eine Steppen- oder Wüstensteppenzone ...

Für das Tibesti verfügen wir über weniger Belegmaterial. Die Höhe des Gebirges und die großen Süßwasserseen in Borkou scheinen für eine Absenkung der Höhenzonen zu sprechen ... Die Vegetationsabfolge bleibt identisch: Zedern und Eichen in der Höhe, darunter eine Kiefernzone, darunter eine mediterrane Steppenzone mit Zypressen, Beifuß und Ephedra. Aber hier treten auch das erste Mal tropische Florenelemente auf: Feigen und Akazien ... Diese Mischung scheint ein allgemeiner Zug der Gebirge in der südlichen Sahara zu sein."

3. Die Sedimentationszyklen des Arbeitsgebietes in der relativen Chronologie des Quartärs der Sahara

J. CHAVAILLON hat versucht, das Quartär Nord- und Ostafrikas in seine Lokalchronologie einzupassen und die Stratigraphie dieses Raumes an die europäische anzuhängen.

Ich will seine Tabelle (1964, S. 324/25) nicht diskutieren. Für die folgenden Ausführungen gelte die Hypothese: J. CHAVAILLONs Chronologie ist richtig.

Das Ziel dieses letzten Abschnittes meiner Arbeit besteht darin, die Terrassen des Tibesti — nach ihrer Folge in meinem Arbeitsgebiet (Tabelle 5) — in diese Gliederung einzuhängen.

Für die 14-C-Datierung geeignetes Material habe ich nicht gefunden, ebensowenig habe ich Werkzeuge erkannt, von Neolithikum und Atérien abgesehen.

Andererseits sind in beiden Gebieten die Terrassen klimatisch bedingt. Klimaschwankungen dieser Größenordnung (arid-humid) sind keine Lokalerscheinung.

In beiden Gebieten wurde der Ablauf der fluvialen Formung nach Sedimentationszyklen gezählt.

Daraus folgt als Hypothese: Zählt man die Sedimentationszyklen aus der Gegenwart zurück, so bezeichnen gleiche Ordnungszahlen gleiche Zeiten.

Voraussetzung für sie ist, daß in beiden Gebieten die Sedimentationszyklen vollständig erkannt und richtig geordnet wurden.

Schon das Ordnen ist nicht einfach: Was ist ein vollständiger Zyklus, was ist ein Subzyklus, d. h. wieviel Phasen müssen mindestens durchlaufen werden, um sie als einen Zyklus zu rechnen? Was macht man mit Sedimenten, die sich dem Ablauf nur schwer einfügen lassen, konkret gefragt, wohin stellt man beispielsweise die Mittelterrasse des Bardagué?

Die Vollständigkeit der Beobachtungen läßt sich im Einzelfall ebensowenig verbürgen. Man kann sie erst dann annehmen, wenn Arbeiten in Nachbargebieten nicht auf wesentlich abweichende Ergebnisse führen.

Stützen läßt sich dieser Ansatz zur Korrelation aus dem, was fehlt, aus der Erosionsleistung der Feuchtzeiten.

Denn ebenso wie die Sedimentmächtigkeit des Terrassenkörpers funktional mit Art und Dauer der Trockenzeiten verknüpft ist, kann man einen Zusammenhang zwischen Intensität und Dauer der Pluvialzeiten und den von der Tiefenerosion erreichten Beträgen annehmen.

Dieser Einschneidungsbetrag setzt sich aus dem zusammen, was in der Sprunghöhe der Terrassenfläche sichtbar ist und aus einem dazu zu addierenden Teil unterhalb der heutigen Talsohle.

Der zweite Betrag verändert die relative Größe der Einschneidungsbeträge zueinander nur dann, wenn er dem ersten gegenläufig ist, d. h. wenn geringe Sprunghöhen über der Talsohle mit besonders großer Eintiefung unter ihr zusammenfallen. In meinem Arbeitsgebiet ist dies soweit ersichtlich nicht der Fall.

Im oberen Oudingueur ragen Schwellen besonders harter Kieselschiefer bis dicht unter die Talsohle empor (Kapitel C, 3. c). An diesen Stellen ist die mittlere Sprunghöhe der Terrassenflächen ein Maß für die Intensität der Zerschneidung, auch wenn nicht gesagt werden kann, ob es repräsentativ ist.

Ein relatives Maß für die morphologische Intensität der Feuchtzeiten gibt CHAVAILLON, J. (1964) in Abb. 110 durch die Größe der Ausschläge seiner Klimakurve für sein Arbeitsgebiet in der nordwestlichen Sahara.

Dividiert man die mittleren Einschneidungswerte der Terrassen meines Arbeitsgebietes durch denjenigen der Niederterrasse, die Ausschläge der Klimakurve J. CHAVAILLONs (gemessen in mm) durch denjenigen seiner Erosion actuelle, so erhält man zwei Reihen dimensionsloser Zahlen, in denen jede Ziffer angibt, wieviel stärker oder schwächer die betreffende Feuchtzeit als die jeweils jüngste Feuchtzeit (= 1) wirksam war.

Da Klima und Klimaschwankungen großräumige Erscheinungen sind, kann man zwischen den beiden Zahlenkolonnen Ähnlichkeiten erwarten (Tabelle 9).

Läßt man die Miniaturfeuchtzeit 4 aus, so ist die Übereinstimmung befriedigend. Die Parallelisierung stimmt mit derjenigen aus der Zählung nach Sedimentationszyklen überein.

Bewiesen ist dadurch noch nichts, getan ist ein weiterer Schritt von einer Hypothese zu einer Theorie über den Ablauf der Formungsphasen in dem Raum Sahara.

	Relative Intensität der Einschneidung Nordwest-Sahara	Tibesti
1.	1,0	1,0 (= Definition)
2.	1,2	1,1
3.	5,7	2,4
4.	0,2	
5.	5,0	4,0
6.	1,6	0,6
7.	5,5	3,4
8.	5,3	
9.	5,0	
10.	5,0	

Tabelle 9

Ein Ergebnis liefert die Tabelle direkt: Die Chronologie der Nordwest-Sahara reicht weiter in die Vergangenheit zurück als die aus dem Tibesti.

In meinem Arbeitsgebiet habe ich das Altquartär demnach entweder nicht erkannt, oder es ist dort nicht erhalten. Im zweiten Falle kann es entweder abgetragen oder vom jungen Vulkanismus verdeckt worden sein.

Versuch einer Korrelation der Sedimentationsphasen des nordwestlichen Tibesti mit denjenigen der nordwestlichen Sahara

Nordwest-Tibesti (aus Tabelle 5)		Nordwest-Sahara (CHAVAILLON, J. 1964, S. 324/325)	
Sediment und Form	Zyklus	Zyklus	Formungsphase
Rezente Sedimentat.			Séd. Actuelle
	1	Actuel	
Niedert.: Form			Eros. Actuelle
Niedert.: Körper			Séd. Guirienne
	2 a	Guirien	
Mittelt.: Form			Eros. Guirienne
Mittelt.: Körper			Séd. Saourienne I-V
	2 b	Saourien	
Obert.: Form			Eros. Saourienne
Obert.: Körper			Séd. Ougartienne VI-VII
	3		
Hocht.: Form			Eros. Interougart V/VI
End-Hocht. sediment.	4 a	Ougartien	Séd. Ougartienne III-V
Inner-Hocht.-Eros.			Eros Interougart. II/III
Hocht.: Körper			Séd. Ougartienne I-II
	4 b		
Ignimbriterosion			Eros. Ougartienne
Ignimbrit und Basissedimente	5	Taourirtien	Séd. Taourirtienne I-IV
?	?		Eros. Taourrirtienne
		Mazzérien	Séd. Mazzérienne I-V, A-C
			Eros. Mazzérienne
		Aidien	Séd. Aidienne
			Eros. Aidienne
		Pliozän	

Tabelle 10

Der eben diskutierte Ansatz liegt der Parallelisierung in Tabelle 10 zugrunde. Sie soll näher besprochen werden.

Die Felsritzungen des Tibesti finden sich auch auf der Oberfläche der Niederterrasse. Da sie neolithisch sind — dazu die Arbeiten von P. HUARD — gehört diese Kultur noch in die Zeit um die Wende Ende Aufschüttung/Beginn der Zerschneidung der Niederterrasse. Damit ist nach CHAVAILLON, J. (1964, Fig. 110) die Zerschneidung der Niederterrasse der Erosion Actuelle, ihre Aufschüttung der Sédimentation Guirienne gleichaltrig.

Die umstrittene Stellung der Mittelterrasse wurde bereits diskutiert (Kapitel D, 1. b). Kann man sie als eigene Sedimentationsphase rechnen, so ist sie am ehesten mit den Saouriensedimenten der nordwestlichen Sahara zu vergleichen, die ebenfalls durch ihre Feinkörnigkeit und ihren Gastropodenreichtum auffallen und auch dort dem vorletzten Zyklus angehören (CHAVAILLON, J., 1964, S. 190 ff.). Sind die Mittelterrassensedimente im Tibesti nicht allgemein verbreitet, so ändert sich an der Tabelle nicht viel. Im Hoggar (Arbeiten von P. DUTIL und P. ROGNON diskutiert bei CHAVAILLON, J., 1964, S. 316/317) erscheint diese Zeit ebenfalls widersprüchlich, so daß J. CHAVAILLON schließt (S. 317): Toujours au Sahara central ... nous remarquons d'une part l'absence de dépôts pouvant appartenir au cycle saourien, d'autre part, la présence de deux terrasses." Auch im Tibesti hat man zunächst den Eindruck von zwei Terrassen. Fest steht: Die Mittelterrasse des Bardagué und die gleichaltrigen Saouriensedimente der nordwestlichen Sahara weichen von der üblichen zyklischen Entwicklung ab. Obwohl es in dem von mir bearbeiteten Talzug analoge Sedimente kaum zu geben scheint, hielt ich es deshalb für notwendig, das Saourien für ihn offen zu lassen.

Die nächstältere Formungsphase dürfte damit der Erosion Saourienne gleichaltrig sein, es wäre dies die Zerschneidung der Oberterrasse.

Da die noch früher liegende Erosionszeit in den Aschenmergeln außerordentlich kräftig war, kann man sie schlecht mit der schwachen Interougartien VI/VII-Erosion gleichsetzen (s. Tabelle 9), sondern nur mit der Interougartien V/VI-Erosion.

In der Regel ist wohl die höhere der beiden im Tibesti unmittelbar in das Auge fallenden Terrassen die Oberterrasse. Ihre Aufschüttung fällt nach diesen Überlegungen in das Ougartien VI und VII.

Die kleine Erosionszeit am Ende der Hochterrassenaufschüttung ist der ebenfalls kleinen Erosionszeit Interougartien II/III gleichzusetzen, so daß die jüngeren Aschenmergel dem Ougartien III—V gleichaltrig sind.

Die große Zerschneidungszeit der Ignimbrite ist mit der Erosion Ougartienne anzusetzen, so daß mit der Hauptaufschüttung der Hochterrasse für das Ougartien I und II zu rechnen ist. Der Aufbau des Ignimbrittarsos gehört folglich in die Sédimentation Taourirtienne.

Die Gruppe der französischen Geologen und Vulkanologen um Ph. WACRENIER hat sich bemüht, auch das geologische Alter der vulkanischen Zyklen des Tibesti angeben zu können.

Von ihnen legt sich GEZE, B. (1957, S. 124) eindeutig fest. Für ihn ist der Ignimbritvulkanismus des Tarso Toussidé spätes Pliozän. VINCENT, P. M. (1963) und WACRENIER, Ph. (1958) sind der gleichen Meinung, drücken sie aber nicht so deutlich aus.

Die Datierung aus dem Vulkanismus heraus differiert gegen die aus den Terrassen gewonnene Gliederung ziemlich genau um die Dauer des Altquartärs.

Nur weitere Untersuchungen können diesen Zeitraum erhellen.

ZUSAMMENFASSUNG

Die Talformen des nordwestlichen Tibesti fügen sich dem Formenschatz der saharischen Gebirge ein.

Von der Fußstufe bis zur Höhenregion folgen aufeinander ein Deflationsgebiet auf der Serir Tibesti (< 600 m), ein Gebiet äolischer Akkumulation (< 1000 m), ein Bereich fluvialer Akkumulation (< 1600 m), eine Stufe fluvialen Durchtransportes und fluvialer Erosion (1600 m bis 2200 m) und eine Höhenzone flächenhaften Materialtransportes (> 2200 m).

Eine mehrmalige Verschiebung der Formungsbereiche schuf Talformen und Formen in den Tälern, mindestens vier Formungszyklen sind nachweisbar.

Die noch das mittlere Pleistozän überdauernde, flächenhaft formende vulkanische Förderung modifizierte den Ablauf der Formung auch in ihren Randbereichen, ohne deren klimabedingten Rhythmus zu verdecken.

Das Alter der Talformen und der Formen in den Tälern kann einstweilen nur von der Gegenwart rückwärtsschreitend angegeben werden; ein zweiter zeitlicher Fixpunkt ist nicht vorhanden.

Insbesondere die Grenze Pliozän/Pleistozän ist völlig offen.

Die vier erkannten Formungszyklen gehören in das Quartär, während die Anlage des Talnetzes und eine erste Ausgestaltung seiner Formen spätestens in das jüngere Tertiär zu stellen ist.

SUMMARY

The valley forms of northwestern Tibesti fit into the general pattern of Saharan mountain landforms.

The sequence of morphological units starts with deflation — dominated Serir Tibesti (below 600 m), followed by a region of aeolian accumulation (below 1000 m), and a region of fluvial accumulation (below 1600 m), a higher one of fluvial through transport and fluvial erosion (1600 m to 2200 m), and an upper region of material transport resulting in planation processes (above 2200 m).

Several shifts of these morphological regions created distinctive valley forms, specially terraces and related forms. At least four cycles can be proved.

Volcanic activity, which continued beyond mid-pleistocene time to build up vast surfaces, was able to modify the cycles along their margins, but did not materially change the climate-controlled rhythm.

So far the age of the valley forms and terraces can only be given in relation to each other and to the present. As yet there is no other definitive time mark.

Especially the pliocene-pleistocene division border is completely insecure. The four recognized cycles of valley formation all belong to the quaternary, whereas the initial development of the valley network and the first reshaping of its forms have to be placed at least as far back as later tertiary time. (D. Busche)

RESUME

Les formes des vallées du Tibesti nord-occidental appartiennent au fond des formes du relief des massifs montagneux sahariens.

Les enneris se divisent en sections selon les processus actuels du façonnement fluviatil ou éolien. Entre la plaine basse du Serir Tibesti et l'haute montagne se succédent

— une section de déflation (< 600 m) et d'accumulation éolienne (< 1000 m)

— une section du remblaiment fluviatil (< 1600 m)

— une section du transport fluviatil ou même d'erosion (1600—2200 m)

— et la région des hautes plateaus avec des processus d'aplanissement (> 2200 m)

Ces sections des Enneris se sont deplacées en hauteur plusieurs fois au passé en donnantes naissance au quatre cycles de sédimentation au moins. Ainsi les formes des vallées se sont façonnées.

Au centre du Tibesti l'activité volcanique a ensevelie le relief préexistant sous ses formes étendues. Elle a persistée jusqu'au fin du pleistocène moyen. En aval le volcanisme a modifié les processus fluviatils sans masquer ses origines surtout climatiques.

Maintenant il faut évaluer l'âge des formes des vallées à partir du présence parceque aucun autre date précis du pleistocène moyen et ancien est connu. La délimitation pliocène/pleistocène est douteuse en particulier.

Les quatre cycles des processus géomorphologiques font partie du quaternaire tandis que le développement du réseau fluviatil et son premier creusement a eu lieu pendant le tertiaire terminal au plus tard.

LITERATURVERZEICHNIS

Abkürzungen

Afr. Ec. Hum. Ev.	African Ecology and Human Evolution Wenner-Gren-Foundation. Viking-Fund-Publications in Anthropology. London: 1964.
B. Geogr. Abh.	Berliner Geographische Abhandlungen, Berlin.
Bull. Soc. géol. Fr.	Bulletin de la Société géologique de France. Notes et mémoires. Paris.
Bull. Soc. préhist. Fr.	Bulletin de la Société préhistorique française. Paris.
C. R. Acad. Sci.	Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences. Paris.
C. R. somm. Soc. géol. Fr.	Compte rendu sommaire des séances de la Société géologique de France. Paris.
Libyca APE	Libyca — Série Anthropologie, Préhistoire, Ethnographie. Alger.
MBTT	Mission Berliet. Ténéré—Tchad. 9 Nov. 1959—7 Janv. 1960. 23 Oct. 1960—9 Déc. 1960. Documents scientifiques publiés par les soins de Henri J. Hugot. Préface de L. Balout. Paris: Arts et métiers graphiques 1962.
Mission BET	Mission Borkou-Ennedi-Tibesti. Bulletin de la Direction des mines et de la géologie No. 8. Gouvernement général de l'Afrique Equatorial Française. Service géologique. Notes relatives aux travaux effectués en 1956. Paris: 1957.
SCL/NCh	South Central Libya and Northern Chad. A Guidebook to the Geology and Prehistory. Petroleum Exploration Society of Libya. Eighth Annual Field Conference 1966. (Amsterdam): 1966.
Trav. Inst. Rech. Sah.	Travaux de l'Institut de Recherches sahariennes. Alger.
Tropiques	Tropiques — Revue des Troupes Coloniales. Paris.

Karten und Luftbilder:

Atlas:

Fiziko-geografičeskij atlas mira.
Moskva: AN SSSR i GUGK SSSR 1964.

Knoch, K.; Schulze, A:

Niederschlag, Temperatur und Schwüle in Afrika.
Kartenauswahl aus Bd. II des Welt-Seuchen-Atlas.
Herausgegeben von E. Rodenwaldt und H. J. Jusatz.
Hamburg: Falk o. J. (1957).

Karten:

Carte de l'Afrique 1 : 1 000 000 (Regionale Ausgabe der Internationalen Weltkarte)
NE 33 Bilma
NE 34 Largeau
NF 33 Djado
NF 34 Puits de Sarra
Paris: IGN

Fond topographique au 1 : 200 000 (Type régions désertiques).
Série: NF 33 . . .
Paris: (Brazaville): IGN

Minute photogrammétrique 1 : 200 000
dressé de la Direction des mines et de la géologie de l'AEF.
Série: NF 33 . . . Paris (Brazaville): IGN

Wetterkarte:

Institut für Meteorologie und Geophysik an der Freien Universität Berlin:
Wetterkarte Nordhemisphäre 1. 12. 64—30. 11. 65. Berlin.

Luftbilder:
Centre de Documentation des Photographies Aériennes.
Photographies aériennes 1 : 50 000.
Série: NF 33 XI . . . Paris: IGN

Bücher und Aufsätze:

ABDUL-SALAM, A. (1966): Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon. B. Geogr. Abh. H. 3, 52 S.

AKESTER, R. (1958): Tibesti — Land of the Tebou. Geographical Magazine. London. Bd. 31, Nr. 1, S. 12-26.

ALIMEN, H. (1959): Incursions dans les sables du Sahara. Scientia. Asso (Como). Bd. 94, Nr. 1, S. 7-12.

ALIMEN, H.; CHAVAILLON, J.; CONRAD, G. (1959): Formations arides et paléosols quaternaires au Sahara nord-occidental. C. R. somm. Soc. géol. Fr. Nr. 5, S. 104/105.

ALVERNY, F. d' (1950): Vestiges d'art rupestre au Tibesti oriental. Journal de la Société des Africanistes. Paris. Bd. 20, S. 239-272, 18 Tafeln.

BALOUT, L. (1952): Pluviaux interglaciaires et Préhistoire Saharienne. Trav. Inst. Rech. Sah. Bd. 8, S. 9-21.

BIROT, P.; CAPOT-REY, R.; DRESCH, J. (1959): Recherches morphologiques dans le Sahara central. Trav. Inst. Rech. Sah., Vol. 13, S. 13-74, Alger.

BIROT, P.; LHENAFF, R.; MONTEUX, P. (1958): Recherches sur la limite septentrionale des glacis d'érosion en roches tendres. Centre National de la Recherche Scientifique. Centre de Documentation Cartographique et Géographique. Memoirs et Documents. Paris. Bd. 4, S. 35-39.

BISHOP, W. W. (1964): The Later Tertiary and Pleistocene in Eastern Equatorial Africa. Afr. Ec. Hum. Ev. S. 246-275.

BÖTTCHER, U. (1968): Erosion und Akkumulation von Wüstengebirgsflüssen während des Pleistozäns und Holozäns im Tibesti-Gebirge am Beispiel von Misky-Zubringern. Hausarbeit für die Erste Wissenschaftliche Staatsprüfung für das Amt des Studienrates im Fache Geographie. (Berlin): (unveröffentlichtes Manuskript). 66 S., 18 Bilder, 9 Profile, 1 Karte in sechs Blättern.

BOND, G. (1964): Pleistocene Enviroments in Southern Africa. Afr. Ec. Hum. Ev. S. 308-334.

BONIFAY, E.; MARS, P. (1959): Le Tyrrhénien dans le cadre de la chronologie méditerranéenne. Bull. Soc. géol. Fr. Série 7, Bd. 1, S. 62-78.

BOSS, G. (1953): Verdunstungs- und Taumessungen in Afrika. Berichte des Deutschen Wetterdienstes. Offenbach. Bd. 1, Nr. 5, S. 3-14.

BROCHU, M. (1956): Essai sur la limite en altitude des phénomènes glaciaires et periglaciaires aux basses altitudes équatoriales et tropicales. Cahiers géologiques. Thoiry. Nr. 38, S. 373-383.

BRUCKNER, W. D. (1957): Laterite and Bauxite Profiles of West Africa as an Index of Rhythmical Climatic Variations in the Tropical Belt. With an Appendix on the Chief Factors Involved in the Formation and Preservation of Laterite and Bauxite. Eclogae Geologicae Helvetiae. Basel. Bd. 50, Nr. 2, S. 239-256.

BUDEL, J. (1952): Bericht über Klima-Morphologische und Eiszeitforschungen in Niederafrika auf Grund einer Forschungsreise 1950/51 (Beiträge zur Geomorphologie der Klimazonen und Vorzeitklimate VIII). Erdkunde. Bonn. Bd. 4, H. 2/3 S. 104-132.

BUDEL, J. (1957): Die „Doppelten Einebnungsflächen" in den feuchten Tropen. Zeitschrift für Geomorphologie. Berlin. Nr. 2, S. 201 bis 228.

BURINGH, P. (1956): Pluvial Phases in the Pleistocene and their Influence on Present Soil Conditions in Iraq. Rapport du Sixième Congrès International de la Science du Sol. Paris. S. 87/88.

BUSCHE, D. (1968): Der gegenwärtige Stand der Pedimentforschung (unter Verarbeitung eigener Forschungen im Tibesti-Gebirge). Hausarbeit für die Fachprüfung — Abschnitt II der ersten (wissenschaftlichen) Staatsprüfung für das Am. des Studienrates in Erdkunde. Berlin: (unveröffentlichtes Manuskript). 122 S., 6 Textabbildungen, 32 Fotos, 2 Profiltafeln, 3 Karten.

BUTZER, K. W. (1957): Mediterranean Pluvials and the General Circulation of the Pleistocene. Geografisker Annaler. Stockholm. Bd. 39, Nr. 1, S. 48-53.

BUTZER, K. W. (1957 a): The Recent Climatic Fluctuation in Lower Latitudes and the General Circulation of the Pleistocene. Geografisker Annaler. Stockholm. Bd. 39, Nr. 2/3, S. 105-113.

BUTZER, K. W. (1957 b): Late Glacial and Postglacial Climatic Variations in the Near East. Erdkunde. Bonn. Bd. 11, Nr. 1, S. 21-35.

BUTZER, K. W. (1958): Quaternary Stratigraphy and Climate in the Near East. Bonner Geographische Abhandlungen Nr. 24. Bonn. 157 S.

BUTZER, K. W. (1958 a): Studien zum vor- und frühgeschichtlichen Landschaftswandel in der Sahara. I. Die Ursachen des Landschaftswandels der Sahara und der Levante seit dem klassischen Altertum. Akademie der Wissenschaften und der Literatur (Mainz). Abhandlungen der math.-nat. Klasse. Mainz. Nr. 1, S. 5-19. (1958 b): II. Das ökologische Problem der Felsbilder in der östlichen Sahara. Akademie der Wissenschaften und der Literatur (Mainz). Abhandlungen der math.-nat. Klasse. Mainz. Nr. 1, S. 20-49. (1959 b): III. Die Naturlandschaft Ägyptens während der Vorgeschichte und der Dynastischen Zeit. Akademie der Wissenschaften und der Literatur (Mainz). Abhandlungen der math.-nat. Klasse. Mainz. Nr. 2, S. 45-122.

BUTZER, K. W. (1958 c): The Near East During the Last Glaciation: A Palaeographical Sketch. Geographical Journal. London. Bd. 124, Nr. 3, S. 367-369.

BUTZER, K. W. (1959): Contributions to the Pleistocene Geology of the Nile Valey. Erdkunde. Bonn. Bd. 13, Nr. 1, S. 46-67.

BUTZER, K. W. (1959 a): Some Recent Geological Deposits in the Egyptian Nile Valey. Geographical Journal. London. Bd. 125, S. 75-79.

BUTZER, K. W. (1964): Climatic-Geomorphologic Interpretation of Pleistocene Sediments in the Eurafrican Subtropics. S. 1-27.

BUTZER, K. W.; HANSEN, C. W. (1967): Upper Pleistocene Stratigraphy in Southern Egypt. In: Background to Evolution in Africa. Chicago/London: The University of Chicago Press. S. 329-356.

CAPOT-REY, R. (1953): Le Sahara Français. Pays d'ooutre-mer. Colonies, Empires, Pays Autonomes. Collection Internationale de Documentation publiée sous la direction de Ch.-André Julien. Quatrième série: Géographie de l'Union Française, publiée sous la direction de Ch.-André Julien et Jean Dresch. 1. Afrique Blanche Française. Tome sec. Paris: Presses Universitaires de France. 564 S.

CAPOT-REY, R. (1957): Introduction à une géographie humaine de Borkou. Trav. Inst. Rech. Sah. Bd. 16, 2, S. 41-72.

CHAPELLE, J. (1957): Nomades noirs du Sahara. Paris: Plon. 449 S.

CHAVAILLON, J. (1964): Etude stratigraphique des formations quaternaires du Sahara Nord-Occidental (Colomb-Béchar à Reggane). Publications du centre de recherches sur les zones arides. Centre National de la Recherche Scientifique. Série: Géologie. No. 5. Paris. 393 S., 32 Tafeln.

CLAYTON, R. W. (1956): Linear Depressions (Bergfußniederungen) in Savannah Landscapes. Geographical Studies. London. Bd. 3, Nr. 2, S. 102-126.

CLINO (1962): Climatic Normals (Clino) for Climat and Climat Ship Stations for the Period 1931-1960. Genf: WMO/OMN No. 17. Tp. 52.

CONRAD, G. (1959): Observations préliminaires sur la sedimentation dans les daias de la Hamada du Guir. Bull. Soc. géol. Fr. 7e-Série, T. 1, S. 156-162.

COOKE, H. B. S. (1957): Observations Relating to Quaternary Enviroments in East and Southern Africa. The Geological Society of South Africa. Annexure to Volume 60. Alex(ander) L(ogie) du Toit Memorial Lectures No. 5. Johannesburg. 73 S.

COQUE, M. R. (1955): Notes morphologiques sur les grands Chotts tunisiens. Bulletin de l'Association de géographes Français. Paris. No. 253/254, S. 174-185.

CORNET, A. (1962): Rapport géologique. MBTT. S. 33-70.

DALLONI, M. (1934): Mission au Tibesti (1930-31), dirigée par M. Dalloni. Bd. 1. Mémoires de l'Académie des Sciences de l'Institut de France. Bd. 61, Série II. Paris: Gauthier-Villars. 373 S.

DELIBRIAS, G.; HUGOT, H.-J. (1962): Datation par la méthode dite «du C 14» du néolithique de l'Adrar Bous (Ténéréen). MBTT. S. 71/72.

DELIBRIAS, G.; HUGOT, H.-J.; QUEZEL, P. (1957): Trois datations de sédiments sahariens récents par le radio-carbone. Libyca APE. Bd. 5, S. 267-270.

DESIO, A. (1942): Il Tibesti Nord-Orientale. Reale Società Geografica Italiana: Il Sáhara Italiano. Roma. Anno XX. 232 S.

DIXEY, F. (1955): Erosion Surfaces in Africa, some Considerations of Age and Origin. Transactions of the Geological Society of South Africa. Johannesburg. Bd. 58, S. 265-280.

DURAND, J. H. (1959): Les sols d'Algérie. Bulletin technique d'information des ingénieurs des services agricoles. Paris. Nr. 142, S. 383-393.

DUTIL, P. (1959): Sur la présence de deux niveaux quaternaires dans le massif central du Sahara (Hoggar). C. R. somm. Soc. géol. Fr. Fasc. 7, S. 199/200.

ERGENZINGER, P. (1966): Road Log Bardai — Trou au Natron. SCL/NCh. S. 89-94.

ERGENZINGER, P. (1968): Beobachtungen im Gebiet des Trou au Natron/Tibestigebirge. Die Erde. Berlin. Jg. 98, H. 2, S. 176-183.

FLINT, R. F. (1959): Pleistocene Climates in Eastern and Southern Africa. Bulletin of the Geological Society of America. New York. Bd. 70, H. 3, S. 343-374.

FRANZ, H. (1958): Boden- und wasserwirtschaftliche Probleme im Tschadgebiet. Österreichische Wasserwirtschaft. Wien. Jg. 10, H. 3, S. 48-51.

FRISON-ROCHE, R. (1962): Notice sur le site rupestre du Blaka Tassali du Djado. MBTT. S. 90-97.

FUCHS, P. (1957): Felsmalereien und Felsgravuren im Tibesti, Borku und Ennedi. Archiv für Völkerkunde. Wien. Bd. 12, S. 43-46.

FURST, M. (1966): The Serir Tibesti, Its Form, Material and Development. SCL/NCh. S. 43-46.

FURON, R. (1957): Le Sahara. Géologie — Ressources minérales — mise en valeur. 400 S.

GAUSS, F. G. (1963): Fünfstellige vollständige logarithmische und trigonometrische Tafeln. Stuttgart: Konrad Wittwer. Tafel XV.

GEZE, B. (1957): Reconnaissance volcanologique du Tibesti. Mission BET. S. 118, 119-125.

GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P.; WACRENIER, Ph. (1957): Morphologie et dynamisme des grands volcans du Tibesti (Sahara du Tschad). C. R. somm. Soc. géol. Fr. No. 7-8, S. 117-121.

GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P.; WACRENIER, Ph. (1957 a): Succession et âge probable des formations volcaniques du Tibesti (Sahara du Tchad. AEF). C. R. Acad. Sci. Bd. 245, No. 25, S. 2328-2331.

GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P.; WACRENIER, Ph. (1957 b): Le volcan du Toussidé dans le Tibesti occidental (Sahara du Tchad. AEF). C. R. Acad. Sci. Bd. 245, No. 21, S. 1815-1818.

GEZE, B.; HUDELEY, H.; VINCENT, P. (1957): Le volcan de l'Emi Koussi dans le Tibesti (Sahara du Tchad. AEF). C. R. Acad. Sci. Bd. 245, No. 23, S. 2064-2067.

GEZE, B.; VINCENT, P. (1957): Les volcans du Tarso Yéga, du Tarso Toon, du Tarso Voon et de Soborom dans le Tibesti central (Sahara du Tchad. AEF). C. R. Acad. Sci. Bd. 245, No. 22, S. 1938-1940.

GIGOUT, M.; JOLY, F. (1957): Essai de corrélation du quaternaire fluviatile de la région de Ksar-es-Souk (Sud-Est-marocain) et du Nord du Maroc. C. R. Acad. Sci. Bd. 245, No. 3, S. 328-331.

GILLET, H. (1959): Une mission scientifique dans l'Ennedi (Nord-Tchad) et en Oubangi. Journal d'agriculture tropicale et de botanique appliquée. Paris. Bd. 6, H. 11, S. 505-573.

GROVE, A. T. (1958): The Ancient Erg of Haussaland and Similar Formations on the South-Side of the Sahara. Geographical Journal. London. Bd. 124, Nr. 4, S. 528-533.

GROVE, A. T. (1959): A Note on the Former Extend of Lake Tchad. Geographical Journal. London. Bd. 125, Nr. 3/4, S. 465-467.

GROVE, A. T. (1960): Geomorphology of the Tibesti Region with Special Reference to Western Tibesti. Geographical Journal. London. Bd. 126, Nr. 1, S. 18-27.

GROVE, A. T.; PULLAN, R. A. (1964): Some Aspects of the Pleistocene Palaeography of the Chad Basin. Afr. Ec. Hum. Ev. S. 230-245.

HAGEDORN, H. (1966): Beobachtungen zur Siedlungs- und Wirtschaftsweise der Toubou im Tibesti-Gebirge. Die Erde. Berlin. Bd. 97, H. 4, S. 268-288.

HAGEDORN, H. (1966 a): Landsform of the Tibesti Region. SCL/NCh. S. 53-58.

HAGEDORN, H. (1966 b): The Tibu People of the Tibesti Mountains. SCL/NCh. S. 59-64.

HAGEDORN, H. (1967): Beobachtungen an Inselbergen im westlichen Tibesti-Vorland. B. Geogr. Abh. H. 5, S. 17-22.

HANSEN, C. L.; BUTZER, K. W. (1966): Early Pleistocene Deposits of the Nile Valley in Egyptian Nubia. Quaternaria. Roma. Bd. 8, S. 177-185.

HECKENDORFF, W. D. (1969): Witterung und Klima im Tibesti-Gebirge. Hausarbeit für die Erste Wissenschaftliche Staatsprüfung für das Amt des Studienrates im Fache Geographie. Berlin: (unveröffentlichtes Manuskript). 188 S., 34 Tabellen, 88 Abbildungen, 7 Beilagen.

HEINZELIN, J. de (1964): Paleœcological Conditions on the Lake Albert — Lake Edward Rift. Afr. Ec. Hum. Ev. S. 276-284.

HEINZELIN, J. de (1964): Observations on the Absolute Chronology of the Upper Pleistocene. Afr. Ec. Hum. Ev. S. 285-303.

HEINZELIN, J. de (1967): Pleistocene Sediments and Events in Sudanese Nubia. In: Background to Evolution in Africa. Chicago/London: The University of Chicago Press. S. 313-328.

HEMPEL, L. (1966): Klimamorphologische Taltypen und die Frage einer humiden Höhenstufe in europäischen Mittelmeerländern. Petermanns Geographische Mitteilungen. Gotha. 110. Jg., H. 2, S. 81-96.

HEU, R. M. R. (1962): Note sur la faune du Ténéré. MBTT. S. 99-121.

HÖVERMANN, J. (1963): Vorläufiger Bericht über eine Forschungsreise in das Tibesti-Massiv. Die Erde. Berlin. Jg. 94, H. 2, S. 126 bis 135.

HÖVERMANN, J. (1967): Die wissenschaftlichen Arbeiten der Station Bardai im ersten Arbeitsjahr (1964/65). B. Geogr. Abh. H. 5, S. 7-10

HOORE, J. L. d' (1956): Quelques remarques générales sur les sols d'Afrique intertropicale. Rapport du Sixième Congrès international de la Science du Sol. Paris S. 149-154.

HUARD, P. (1952): Etat des recherches rupestres au Tchad. Tropiques. Bd. 50, H. 7/8, S. 40-45.

HUARD, P. (1952 a, 1953): Les gravures rupestres de Gonoa (Tibesti). Tropiques. Bd. 50, H. 10, S. 38-46 (I); Bd. 51, H. 1, S. 35-48 (II).

HUARD, P. (1954): Les gravures rupestres d'Oudingueur (Tibesti). Tropiques. Bd. 52, H. 3, S. 33-45.

HUARD, P. (1958): Les Teda du Tibesti. Encyclopédie mensuelle de l'Afrique. Paris. Nr. 1, S. 31-35.

HUARD, P. (1959): Préhistoire et archéologie au Tchad. Bulletin Institut d'Etudes Centrafricains. Nouvelles Série. Brazaville. No. 17/18, S. 5-20.

HUARD, P. (1960, 1960 a): L'âge pastoral au Tibesti. Notre Sahara. Boudeville — Verduron. Janv., No. 12, S. 17-24 (I); Juli, No. 14, S. 13-28 (II).

HUARD, P. (1962): Art rupestre. MBTT. S. 123-148.

HUGOT, H.-J. (1957): Nouvelle mission préhistorique au Mouydir (1957). Trav. Inst. Rech. Sah. Bd. 16, 2, S. 202-211.

HUGOT, H.-J. (1962): Premier aperçu sur la préhistoire du Ténéré du Tefassaret. MBTT. S. 149-178.

JAEGER, F. (1958): Seentypen der Trockengebiete. Archiv für Hydrobiologie. Organ der Internationalen Vereinigung für theoretische und angewandte Limnologie. Herausgegeben von A. Thienemann. Stuttgart. Supplementband 22. H. 3/4. S. 333 bis 336.

JÄKEL, D. (1967): Vorläufiger Bericht über Untersuchungen fluviatiler Terrassen im Tibesti-Gebirge. B. Geogr. Abh. H. 5, S. 39 bis 50.

JÄKEL, D. (1971): Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleiziäns und Holozäns. Berlin (Manuskript im Druck).

JANZEIN, A. (1959): Les terrasses alluviales en Tunisie septentrionale. C. R. somm. Soc. géol. Fr. Nr. 2, S. 31/32.

JODOT, P. (1958): Classification et climatologie des mollusques du quaternaire dans l'Ahaggar (Sahara). C. R. somm. Soc. géol. Fr. S. 367-370.

KAISER, E. (1958): Die saharischen Hochgebirge. Eine vergleichend biogeographische Studie. Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen Institutes für Länderkunde. Leipzig. Neue Folge 15/16. S. 94-132.

KING, L. C. (1957): The Geomorphology of Africa. I. Erosion Surfaces and their Mode of Origin. Science Progress. A Quaterly Review of Scientific Thoughts, Works and Affairs. London. Bd. 45, S. 672-681.

KLITZSCH, E. (1966): Comments on the Geology of the Central Parts of Southern Libya and Northern Chad. SCL/NCh. S. 1-17.

KLITZSCH, E. (1966 a): Geology of the Northeast Flank of the Murzuk Basin (Djebel Ben Ghnema — Dor el Gussa Area). SCL/NCh. S. 19-32.

KLITZSCH, E.; PESCE, A. (1966): Remarks about Prehistorical Sites in Southern Libya and Tibesti. SCL/NCh. S. 69-74.

KOLLMANNSPERGER, F. (1958, 1958 a): Hydrographische und biologische Untersuchungen 1957 während der Regenzeit im Ennedigebirge am Rande der Südsahara. Die Wasserwirtschaft. Stuttgart. 48. Jg., H. 14, S. 381-383 (T. 1); 48. Jg., H. 15, S. 411-415 (T. 2).

KRAUS, E. B. (1958): Recent Climatic Changes. Nature. London. Bd. 181, Nr. 4610, S. 666-668.

KRENKEL, E. (1957): Geologie und Bodenschätze Afrikas. Leipzig. 579 S.

LE COEUR, Ch. M. (1950): Dictionnaire éthnographique téda. Précédé d'un lexique française — téda. Mémoire de l'Institut Française de l'Afrique Noire. Paris. No. 9, 211 S.

LELUBRE, M. (1948): Contribution à la préhistoire du Sahara. Les peintures rupestres du Dohone (Tibesti Nord-Oriental). Bull. Soc. préhist. Fr. S. 163-171.

LEROI-GOURHAN, A. (1957): Note sur les possibilités qu'apporte l'analyse pollinique aux études climatologiques en Afrique du Nord. Bull. Soc. préhist. Fr. Bd. 54, S. 524/525.

LE ROUVREUR, A. (1962): Sahéliens et Sahariens du Tchad. L'homme d'outre-mer. Nouvelle Série. No. 5. Paris. 467 S.

LHOTE, H. (1962): L'exploration du Ténéré et la recherche du cours de l'oued Tafessasset. MBTT. S. 197-233.

LLABADOR, F. (1962): Résultats malacologiques de la mission du Ténéré (Nov. 1959-Janv. 1960). MBTT. S. 235-270.

MANGUIN, P. (1962): Diatomite et milieu désertique. MBTT. S. 271 bis 275.

MAUNY, R. (1962): Protohistoire et histoire du Ténéré du Kawar et des régions voisines. MBTT. S. 295-302.

MECKELEIN, W. (1959): Forschungen in der zentralen Sahara. Klimageomorphologie. Braunschweig: Westermann. 181 S.

MEDINGER, C. (1955): Premières mesures au pluviomètre totalisateur dans le Sahara Central. Trav. Inst. Rech. sah. Bd. 13, S. 175.

MENSCHING, H. (1958): Entstehung und Erhaltung von Flächen im semiariden Klima am Beispiel Nordwest-Afrikas. Deutscher Geographentag. Würzburg 1957. Tagungsberichte und wissenschaftliche Abhandlungen. Wiesbaden. S. 173-184.

MENSCHING, H. (1957): Marokko. Die Landschaften im Maghreb. Geographische Handbücher. Heidelberg. 254 S.

MOLLE, H. G. (1968): Terrassenuntersuchungen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). Diplomarbeit am II. Geographischen Institut der Freien Universität Berlin. (Berlin): (unveröffentlichtes Manuskript). 57 S., 32 Bilder, 9 Profile, 1 Karte in sieben Blättern.

MOLLE, H. G. (1970): Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulationen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). Berlin: (unveröffentlichtes Manuskript) 70 S.

MONOD, Th. (1947): Sur quelques gravures rupestres de la région d'Aozou (Tibesti). Rivista di scienze preistoriche. Firenze. Bd. II, H. 1, S. 30-47.

MONOD, Th. (1964): The Late Tertiary and Pleistocene in the Sahara. Afr. Ec. Hum. Ev. S. 117-229.

MOREAU, R. E. (1964): The Distribution of Tropical African Birds as an Indicator of Past Climatic Changes. Afr. Ec. Hum. Ev. S. 28-42.

MUNSELL (1954): Soil Color Charts. Baltimore: Munsell Color Company. 7 pl.

NORM-ATMOSPHÄRE (1937): Normatmosphäre DIN 5450. Berlin: Deutscher Normenausschuß (Mai).

PACHUR, H.-J. (1966): Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse. B. Geogr. Abh. H. 4, 35 S.

PACHUR, H.-J. (1967): Beobachtungen über die Bearbeitung von feinkörnigen Sandakkumulationen im Tibesti-Gebirge. B. Geogr. Abh. H. 5, S. 23-26.

PESCE, A. (1966): Uau en Namus. SCL/NCh. S. 47-51.

PETROV, M. P. (1966): Pustyni Central'noj Azii. T. 1: Ordos, Alašan', Bejšan'. Moskva-Leningrad: Nauka. 274 S.

PIAS, J. (1958): Transgressions et régressions du Lac Tchad à la fin de l'ère Tertiaire et au Quaternaire. C. R. Acad. Sci. Bd. 248, Nr. 5, S. 800-803.

PIAS, J.; GUICHARD, E. (1957): Origine et conséquences de l'existence d'un cordon sableux dans la partie Sud-Ouest de la cuvette tchadienne. C. R. Acad. Sci. Bd. 244, No. 6, S. 791-793.

PITTIONI, R. (1956): Zur Chronologie des Lithikums. Forschungen und Fortschritte. Nachrichtenblatt der deutschen Wissenschaft und Technik. Berlin. 30. Jg., Nr. 12, S. 370-378.

PONS, A.; QUEZEL, P. (1956): Premiers résultats de l'analyse palynologique de quelques paléosols sahariens. C. R. Acad. Sci. Bd. 243, S. 1656-1658.

PONS, A.; QUEZEL, P. (1957): Première étude palynologique de quelques paléosols sahariens. Trav. Inst. Rech. sah. Bd. 16, 2, S. 15-40.

PONS, A.; QUEZEL, P. (1958): Premiers remarques sur l'étude palynologique d'un guano fossile du Hoggar. C. R. Acad. Sci. Bd. 246, 2, S. 2290-2292.

QUEZEL, P. (1962): A propos de l'olivier de Laperrine de l'Adrar Greboun. MBTT. S. 329-332.

QUEZEL, P. (1965): La vegetation du Sahara. Du Tchad à la Mauritanie. Geobotanica selecta II. Stuttgart. 333 S.

QUEZEL, P.; MARTINEZ, C. (1958): Etude palynologique de deux diatomites de Borkou. Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord. Alger. Bd. 49, S. 230-244.

QUEZEL, P.; MARTINEZ, C. (1958/59): Le dernier interpluvial au Sahara central. Essai de chronologie palynologique et paléoclimatique. Libyca APE. Nr. 5, S. 211-225.

QUEZEL, P.; MARTINEZ, C. (1962): Premiers resultats de l'analyse palynologique de sédiments recueillis au Sahara meridional à l'occasion de la mission Berliet-Tchad. MBTT. S. 313-327.

RICHTER, N. (1956): Zum Beitrag der deutschen Wissenschaft an der Erforschung der zentralen Sahara in neuerer Zeit. Forschungen und Fortschritte. Nachrichtenblatt der deutschen Wissenschaft und Technik. Berlin. 30. Jg., Nr. 12, S. 353-360.

ROGNON, P. (1968): Le Massif de l'Atakor et ses bordures. Etude géomorphologique. Paris: Edition CNRS. 562 S.

SCHOLZ, H. (1967): Baumbestand, Vegetationsgliederung und Klima des Tibesti-Gebirges. B. Geogr. Abh. H. 5, S. 11-16.

TIXIER, J. (1962): Le „Ténéréen" de l'Adrar Bous III. MBTT. S. 333 bis 348.

TRICART, J. (1955): Types de fleuves et systèmes morphogénétiques en Afrique occidental. Comité des Travaux historiques et scientifiques. Bulletin de la Section de Géographie. Paris. S. 303-345.

TRICART, J. (1956): Tentative de corrélation des périodes pluviales africaines et des périodes glaciaires. C. R. somm. Soc. géol. Fr. Nr. 9/10, S. 164-167.

TRICART, J. (1957): Comparaison entre les conditions de façonement des lits fluviaux en zone tempérée et en zone intertropicale. C. R. Acad. Sci. Bd. 245, S. 555-557.

TRICART, J. (1957 a): Application du concept de zonalité a la géomorphologie. Tijdschrift van het koninklijk nederlandsch aadrijkskundig genootschap. Leiden. Bd. 74, Nr. 3, S. 422-434.

TRICART, J. (1958): Les variations quaternaires du niveau marin. Informations géographiques. Paris. Bd. 22, Nr. 3, S. 51-65.

VILLINGER, H. (1967): Statistische Auswertung von Hangneigungsmessungen im Tibesti-Gebirge. B. Geogr. Abh. H. 5, S. 51-65.

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: Edition BRGM. 307 S.

WACRENIER, Ph. (1958): Notice explicative de la Carte Géologique Provisoire du Borkou — Ennedi — Tibesti au 1 : 1 000 000. Brazaville: Direction des mines et de la Géologie AEF.

WEIS, H. (1956, 1956 a): Der Wasserhaushalt des Fezzan, der südlibyschen Wüste und des Berglandes von Tibesti. Das Gas- und Wasserfach. Fachblatt für Gastechnik und Wasserwirtschaft sowie für Wasser und Abwasser. Ausgabe Wasser. München. 97. Jg., H. 22, S. 929-932 (T. 1); 97. Jg., H. 24, S. 1028-1030 (T. 2).

WILLET, H. C. (1953): Atmospheric and Oceanic Circulation as Factors in the Glacial — Interglacial Changes of Climate. In: Climatic Change. Evidence, Causes and Effects. Cambridge: Harvard University Press. S. 51-71.

ZIEGERT, H. (1966): Climatic Changes and Paleolithic Industries in Eastern Fezzan, Libya. SCL/NCh. S. 65-67.

ZIEGERT, H. (1967): Zur Klima- und Besiedlungsgeschichte in der zentralen Sahara. Vortrag im Berliner Geographischen Colloquium. (19. 1.).

ZIEGERT, H. (1967 a): Dor el Gussa und Gebel ben Ghnema. Zur nachpluvialen Besiedlungsgeschichte des Ostfezzan. Ergebnisse der Expedition nach Libyen 1963/64. Wiesbaden: Steiner. X, 92 S., 19 Abbildungen, 203 Tafeln, 3 Karten.

ZIEGERT, H. (1967 b): Zur Pleistozän-Gliederung in Nordafrika. Africa-Spektrum. Hamburg. H. 3, S. 5-24.

ZIEGERT, H. (1969): Gebel ben Ghnema und Nord-Tibesti. Pleistozäne Klima- und Kulturenfolge in der zentralen Sahara. Wiesbaden: Steiner. XVI, 164 S., 34 Abbildungen, 121 Tafeln, 6 Karten.

ZURNAL (1958 ff.): Referativnyj žurnal Geografija. Svodnyj tom. Moskva: Vsesojuznyj institut naučnoj i techničeskoj informacii.

ANHANG

1. Bildanhang

(Weitere Erläuterungen im Kapitel C)

Abkürzungen:

aaa bbb = Dokumentation
ggg hhh = Lokalisierung

Dokumentation:

aaa = Laufende Nummer. In Kapitel C als Kurzbezeichnung verwendet.
bbb = Dia-Nummer (in der Materialsammlung).

Lokalisierung:

ggg = Nummer des Kartenblattes (in der Mappe).
hhh = Koordinaten (Rechts-und Hochwerte) auf ggg.
E = Talsohle
N = Niederterrasse
M = Mittelterrasse
O = Oberterrasse
V = Hochterrasse
X = Ältere Terrassen und Flächen
Y = Ältere Terrassen und Flächen

Subniveaus der Terrassenhauptflächen
n = niedrig
m = mittel
h = hoch
Himmelsrichtungen:
N
E
S
W

2. Erläuterungen zur geomorphologischen Karte und zu den Profilen. Soweit sie nicht anders bezeichnet sind, stammen die Karten, Profile, Skizzen und Fotos vom Verfasser.

Fotoarbeiten: K. Wolfermann.

Die Höhenangaben erhielt ich durch Messungen mit einem Aneroidhöhenmesser. Kleinere Höhendifferenzen in den Querprofilen habe ich in Fotos ausgemessen oder geschätzt.

Die Höhenmesser sind Geräte der Firma Lambrecht (Göttingen) mit einem Meßbereich von 4000 m. Geeicht wurden sie nach DIN 5450 (Normatmosphäre). Ihr zulässiger Meßfehler liegt bei 1 % des Meßbereiches gleich 40 m (= maximaler Fehler). Die Skalen sind auf 10 m (Höhe) und 1 mm (Luftdruck) geteilt. Eine Interpolation ist beim Ablesen möglich, aber nicht über 1/3 Teilungsintervall sicher zu erkennen. Die größten Schwierigkeiten bereitet das Einspielen der Meßnadel auf einen sich auch bei vorsichtigem Klopfen nicht mehr veränderten Wert. Dadurch ist ein Mindestfehler bedingt, der sich in der Größe der Streuung der Meßwerte fassen läßt. Dieser errechnet sich zu ± 7 m.

Die Gerätekonstante, d. h. der feste Betrag, um den ein mit dem Instrument gemessener Wert stets gegen den wahren verschoben ist, konnte ich im Bardagué durch einen Vergleich der Aneroidmessungen mit aus dem Nivellement gewonnenen Werten ermitteln. Über sie lassen sich auch die mit den beiden Geräten erhaltenen Werte aufeinander umrechnen.

Bei den Messungen im Gelände habe ich Uhrzeit, Druck und Temperatur notiert und den Registrierstreifen der Station in Bardai die gleichzeitig gemessenen Werte entnommen. Von diesem Ort bekannter Höhe ausgehend läßt sich die Höhe des Meßpunktes im Gelände bestimmen; ich benutzte dafür die Reduktionsformel von W. JORDAN (in: GAUSS: Fünfstellige Logarithmentafeln. Stuttgart 1963. Tafel XV).

Nach der Reduktion erwiesen sich die Meßwerte an 328 Stellen als brauchbar.

Bei dieser Rechnung wird ein etwa vorhandener systematischer Trend in den Werten, beispielsweise durch die Alterung des Gerätes, nicht erfaßt. Die Genauigkeit der Bestimmung der Höhe über dem Meeresspiegel kann deshalb nur geschätzt werden. Nach den Verschiebungen, die sich an den Anschlußstellen der von verschiedenen Lagern aus bearbeiteten Talstrecken ergaben, nehme ich ± 10 m bis ± 20 m an, wobei die Unsicherheit vom Mittel- zum Hochgebirge zunimmt (± 7 m < wahrer Fehler [± 10 m bis ± 20 m] < ± 40 m).

Die Meßwerte habe ich auf Millimeterpapier graphisch gemittelt, die Werte der Talsohle und der verschiedenen Terrassenflächen jeweils für sich. Dabei wurden in dem Verlauf der Kurven Anordnungsschemen sichtbar, die mir aus der Geländebeobachtung bekannt waren und die Richtigkeit des Verfahrens bestätigten.

Diese Ausgleichskurven habe ich als Flußlängsprofil dargestellt. Da die Kilometrierung dem Niedrigwasserbett mit allen seinen Windungen folgt, ist die Profildarstellung jeweils länger als die zugehörige Karte. Sie geht zudem bis auf den nächsten vollen Kilometer über sie hinaus, der Kartenrand wird mit einem schwarzen Punkt bezeichnet.

Grundlage für die geomorphologische Karte sind Luftbilder des IGN (Paris) im gleichen Maßstab. Die Luftbildnummern stehen am Rande jedes Einzelblattes, ihnen ist ein NF 33 XI voranzusetzen.

Die Lage der Einzelkarten ist durch die Gradangabe am Koordinatennullpunkt jeweils in der SW-Ecke und die Nordrichtung festgelegt.

Zusätzlich wurden die Luftbildmittelpunkte auf der Übersichtskarte (Karte 1) eingetragen.

Ortsangaben innerhalb der Karte habe ich in der Regel mit Rechts- und Hochwerten gegeben. Um sie abzulesen ist das beigegebene Blatt transparentes Millimeterpapier mit seinem Koordinatenursprung auf den Koordinatennullpunkt der Karte so zu legen, daß sich seine Achsen mit der inneren Begrenzung des Kartenblattes oder den dort besonders gekennzeichneten Linien decken.

Die Luftbilder sind nicht entzerrt. Ich habe die einzelnen Blätter übergreifend gezeichnet und in diesem Bereich die Linien angeglichen. Dadurch wurde die Verzerrung an den Blattrand verdrängt und beim Zusammenkleben weggeschnitten. Der verbleibende Karteninhalt kann hinreichend genau als Grundrißbild in Parallelprojektion betrachtet werden.

Verdrängungen mußten auch zur Darstellung beispielsweise kleiner Terrassenflächen in Kauf genommen werden.

Im Gelände habe ich meine Beobachtungen auf Astralondeckblätter skizziert und bei der Reinzeichnung auf Ultraphan unter dem Spiegelstereoskop die Luftbilder nach ihnen interpretiert.

Die Darstellung in der Karte ist eine ad-hoc-Konstruktion. Literatur dazu habe ich nicht verwendet, Gliederungsprinzipien mir bekannter Karten sind in ihren Entwurf teilweise eingegangen.

Ein Vergleich verschiedener Blätter zeigt eine Entwicklung der Zeichnung in Richtung auf eine sachgerechtere Auswahl der darzustellenden Informationen und der dafür anzuwendenden Mittel. Sie ergibt sich aus den während der Kartierung gewonnenen Erfahrungen und der Verbesserung der zeichnerischen Fähigkeiten.

In der Karte treten drei Klassen von Informationen auf:
1. Die Form
2. Gestein
3. Alter.

Die Kartierung ist geomorphologisch: Die Angabe des Gesteines ist derjenigen der Form nachgeordnet, das Alter bezieht sich jeweils auf das Alter der Form. Die ersten beiden Gruppen von Informationen sind in der Tuschezeichnung vereinigt, das Alter geben Farben an.

Eine kartographische Darstellung zwingt dazu, sich an jedem Ort festzulegen und auch Zweifelsfälle in das Schema zu pressen. In diesem Grenzbereich werden aus erläuternden Zeichen Definitionen. Zu ihnen gehört in der Karte beispielsweise, daß die Terrassen der Seitentäler „Niederterrasse", Flächen und verwandte Formen „Oberterrasse" sind. Der Ansatz gründet sich auf Beobachtungen im Gelände, läßt sich jedoch nicht überall belegen (die sich ergebenden Schwierigkeiten habe ich im Kapitel C mit beschrieben).

Das Luftbild zeigt, wie jedem der Gesteine des Arbeitsgebietes eine eigene Variante fluvialer Formen zuzuordnen ist. Relief- und Gesteinsverhältnisse sollten sich deshalb aus einem Darstellungsprinzip heraus entwickeln lassen, etwa indem man das Geflecht der Wasserscheiden, also der Kammlinien, nachzieht, wie es hier für das Schiefergebirge geschah.

Der Weg war nicht gangbar, da der gesteinsbedingte Unterschied der Reliefformen in Bezug auf mein zeichnerische (Un-)Geschick nicht groß genug ist. Ich mußte deshalb auf Signaturen zurückgreifen, die entweder Gestein oder Relief bedeuten. Sie stören sich gegenseitig wenig, wenn man die Darstellung der Lithologie in reliefschwache Gebiete verlegt, wie etwa bei der Wiedergabe der Stufen. Der damit verbundene Informationsverlust ist nicht entscheidend.

Die Karte soll möglichst anschaulich die Verbreitung der Formen zeigen, die Signaturen waren deshalb „sprechend" zu wählen. Ihrer Vielfalt wegen mußten neben einfachen Zeichen (Schiefergebirge, Stufe) auch stärker stilisierte verwendet werden (SC-1-Gebirge, Dykes). Die Vorstellung vom Aussehen der Formen unterstützen die Fotos und Luftbilder des Bildanhanges, die sich über ihre Koordinatenziffern der Karte einordnen lassen.

Teilweise mußte ich die Darstellung von Form und Lithologie in einer Signatur verbinden: So bedeuten das Bimsstein- und das Ignimbritsymbol, wo sie im Hochgebirge geschart auftreten, gleichzeitig die für sie charakteristische Oberfläche.

Es ist eine Notlösung, die auf die wichtigste Schwäche der Darstellung führt: Sehr große Formen wie etwa eine sanfte Neigung von Flächen oder die Wölbung des Tarso Toussidé lassen sich mit den gewählten Mitteln nicht wiedergeben.

Der Grund dafür liegt in dem Fehlen von Isohypsen oder einer anderen Möglichkeit, Höhenverhältnisse darzustellen.

Wenigstens etwas könnte man diesen Informationsverlust korrigieren, indem man alle Formen schummerte, wie ich es andeutungsweise mit dem Schiefergebirge versucht habe. Doch wäre der Zeichen- und Zeitaufwand für das Vorhaben nicht tragbar.

Ärgerlich, aber weniger wichtig sind einige andere Mängel der Darstellung. So können beispielsweise Klammstrecken nicht bezeichnet werden, oder es ist etwa bei einem Umlaufberg nicht zu erkennen, ob er heute noch umflossen wird oder wo sich die Talwasserscheide entwickelt, usw.
Die beigegebenen Querprofile sollen diese Mängel nach Möglichkeit ausgleichen.
Farben kennzeichnen das Alter von Formen. Sie dürfen nicht geologisch gelesen werden. Für das Schiefergebirge und die tieferen Teile des Tarso Toussidé gelten sie mit der Einschränkung „jüngere Formung nicht erkennbar". Die Krater und Vulkane auf dem Tarso Toussidé sind dagegen auf den ältest möglichen Zeitpunkt ihrer Bildung kartiert, mögliche andere Einstufungen werden in dem Kapitel C diskutiert.

Sandsteinstufenstirn, davor Hügelland. Fläche = O auf Ignimbrit. Darunter N. Schotter im Gonoa: Eh.

01
02

272 — 04
R. 5.2 H. 13.2

Im Hintergrund liegt die Gipfelflur des Schiefergebirges, im Mittelgrund links eine ältere Fußfläche = Y, im Vordergrund die Haupt-Fußfläche O auf Ignimbrit (rechts), Basalt (davor) und Schiefer (Vordergrund).

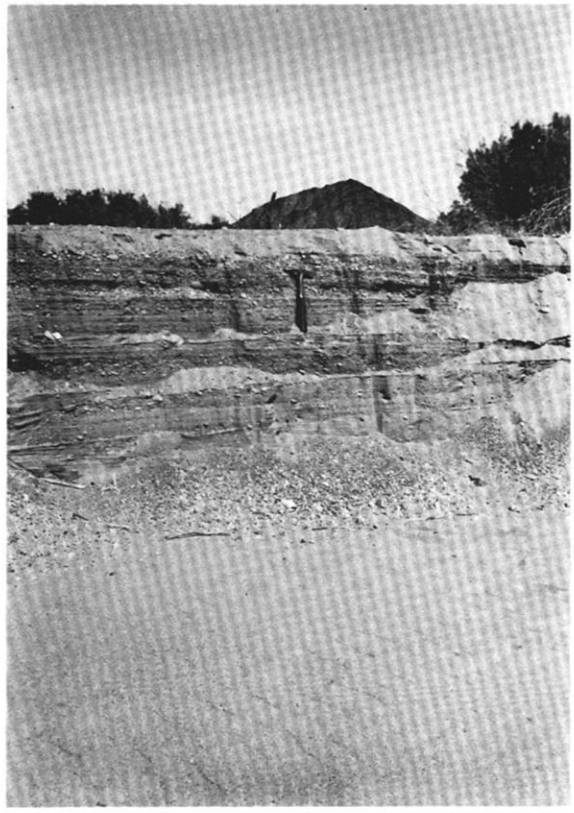
02
02

272 — 26
R. 2.5 H. 4.0

Schwemmfächerschüttung des Toudoufou mit Sand und Kies. Von hinten nach vorne Eh, Em, En, rechts eine Tonpfanne.

03
03

077 — 04
R. 3.2 H. 11.7



0,6 m

Grauer Sand mit Kies,
darunter ockergelber Sand,
grauer Sand mit Kies,
an der Basis ockergelber Sand.

Im Vordergrund: E n Toudoufou. Der Aufschluß ist 0,6 m hoch.

04
03

077 — 05
R. 2.6 H. 11.2

Hochterrassenfläche, darunter das Basaltschlackenniveau der Hochterrasse. Die hellen Steine sind Bimse. Toudoufou.

05
03

035 — 06
R. 7.8 H. 28.3

Sandig-mergelige Aschen überlagern eine Schuttfüllung in der Rinne und weiße Schluffabsätze. Darunter liegt eine Diskordanz, es folgt ockerbrauner, an der Basis gut, sonst weniger deutlich fluvial geschichteter und verfestigter Sand. Im Vordergrund: En. Toudoufou. Der Aufschluß ist 10 m hoch.

10 m

06
03

035 — 19
R. 5.5 H. 20.0

Seitental des Oudingueur.

Weißlicher äolischer Sand überdeckt Aschenmergel. Der Schwemmsand ist etwas dunkler. Auf O: Windzerfressene Ignimbritschotter auf dem Steinpflaster.

07
06

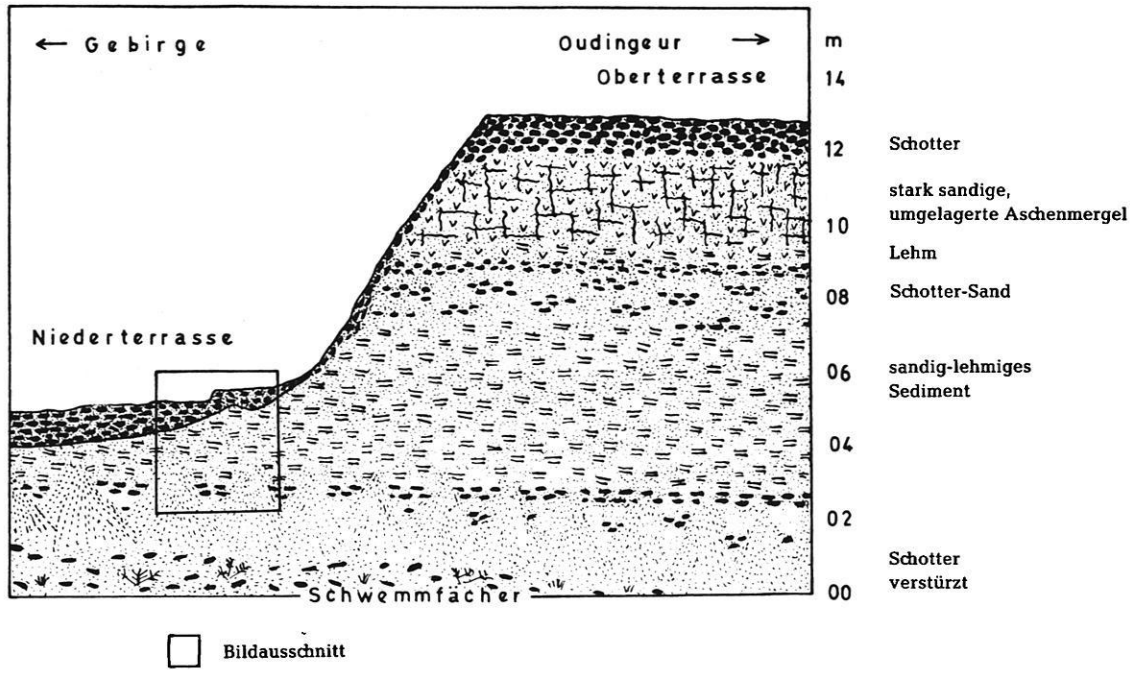
189 — 05
R. 7.7 H. 45.3

Niederterrasse in Haupttalfazies: Unter der krönenden Steindecke liegen Schotter in ocker-grauem Sand, in Lagen mit überwiegend kieshaltigen und stärker sandigen Schichten abwechselnd. Im Vordergrund: En Oudingueur.

2 m

08
06

189 — 21
R. 8.1 H. 43.0



Im Hintergrund N h und N m in Hangschutt-Fazies.

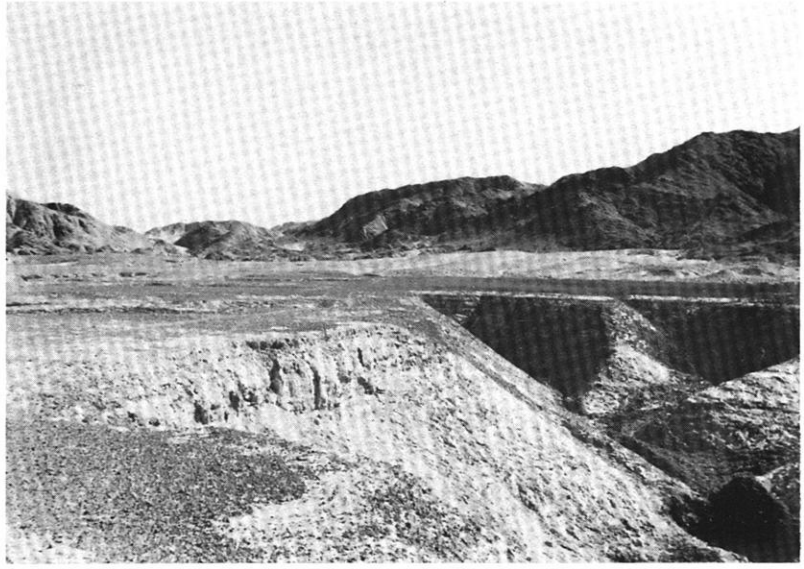
Die Mitte des O-Körpers zeigt ein Sand-Lehm-Sediment, unterlagert von Schottern.

Seitental des Oudingueur:
N in Hangschuttfazies.
Der Hangschutt ist in einzelnen Bändern stärker angereichert. Die Farbe des Sandes wechselt: Dünen-, Schwemm- und Flußsand sind beteiligt.

Im Tälchen: Dünensand.
Der Aufschluß ist 2,5 m hoch.

09
05

142 — 10
R. 17.7 H. 8.4

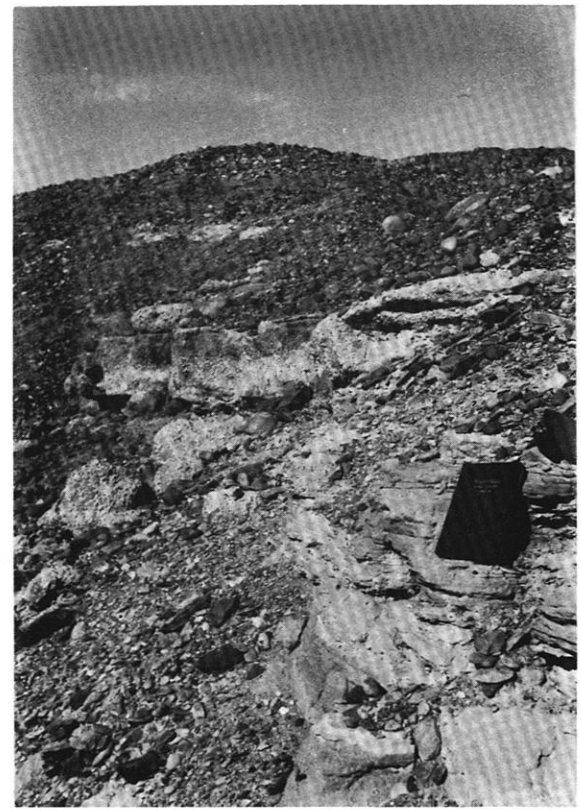


11
06

189 — 25
R. 8.0 H. 40.7

Im Hintergrund liegen Aschenmergel auch über der V-Fläche. Diese besteht aus zwei Niveaus: Durch die braune Kiesstreu wird die Grenze der tieferen V-Fläche gegen die höhere sichtbar.

Zu oberst liegt die O-Schotterdecke (10 YR 4/3), darunter O-Sand, Kies, grau, geschichtet (7.5 YR 5/4), unterlagert von Aschenmergeln (10 YR 6/3). Unter ihnen findet man Bimssteinkies, nach links mächtiger werdend (10 YR 4/4) und darunter diskordant ocker-grauen, ungeschichteten bis plattigen Sandstein (10 YR 5/4).



12
06

189 — 36
R. 4.8 H. 35.6

13
05

142 — 11
R. 20.7 H. 9.8

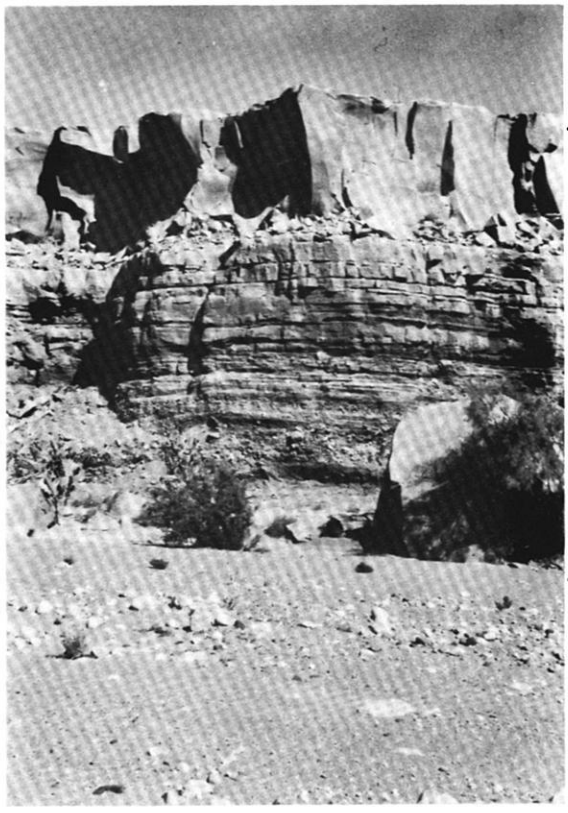
O (erosiv) (?)

Hangschuttlage in einem Terrassenkörper aus Sand: Gleichmäßig feinkörnig, geschichtet, verbacken, rötlich gefärbt (Dünensand).
Der Aufschluß ist 1 m mächtig.

Mittlerer Oudingueur: Oberterrasse, je nach Zählweise mit 6—10 Subniveaus. Links und rechts als Erosionsfläche auf Schiefer, in der Mitte mit ungefähr 15 m hohem sedimentären Terrassenkörper aus geschichtetem Sand, Kies und Schotter. Die Talsohle tritt in mehreren Niveaus mit Sedimenten unterschiedlicher Korngröße auf, die im Bild durch die verschiedene Färbung herausgehoben sind.

14
06

245 — 04
R. 3.2 H. 9.0



21 m

Basissedimente des Ignimbrit: Normalfazies 1.
Der Aufschluß ist 21 m hoch.

Zuoberst liegt Ignimbrit auf einem Aschenband, darunter ockerbrauner, geschichteter Grobsand. Noch tiefer folgen braun-graue geschichtete Kiese in Sand, mit eingelagerten Schotterlinsen und Bändern feinkörniger, toniglehmiger Sedimente und von Aschen. Geschwärzte und gelb-grüne Horizonte treten ebenfalls auf. Zuunterst liegt ein Schotterband und lehmig-brauner Boden. Die Talsohle des Oudingueur ist reich an Schottern.

15
07

245 — 10
R. 4.7 H. 27.8

Der Ignimbrit zeigt Ansätze zur Tafonibildung. Sein Basissediment ist ein sandig-lehmiger, intensiv roter Boden. Darunter verfestigte Sande, rötlich-ockerfarben, mit einzelnen Schottern überwiegend geschwärzter Oberfläche. Der Aufschluß ist 3 m hoch. Basissedimente des Ignimbrit: Normalfazies 2.

16
07

282 — 09
R. 9.5 H. 8.4

Fußfläche der Sandsteinstufe: Die eigentliche O-Terrasse (Mittelgrund) ist durch die etwas hellere Färbung zu erkennen. Halblinks Aufschluß: In der Mitte Aschenmergel, darunter bräunlich-roter Boden, darüber bräunliches Fußflächensediment. Standort: Y.

17
07

282 — 14
R. 7.4 H. 5.4

Die X-Fläche führt ins Gonoatal.
Darunter liegen Bimssteine.
Im Vordergrund: O-Fläche. Rechts auf Basalt, links auf Bimsstein.

18
08

322 — 12
R. 14.5 H. 12.5

19
08

330 A
Oberster Oudingueur

Δ 1 : 50 000

Rechts unten: Basalt.
Links oben: SC I-Relief (Rhyolith)
In einem älteren, dunkler erscheinenden Ignimbrit ist ein jüngerer, hellerer eingelagert. Die Kante zwischen ihnen zeigt fluviale Bearbeitung, besonders Mäanderbögen. Auf dem Ignimbrit liegen badlandartig zertalte Bimse. Geschwärzte Flächen um die Taleinschnitte sind Terrassen. Die Erweiterungen der Klammstrecken liegen an den Umlenkstellen der alten Talsysteme.

Oberer Bildrand: Süden

Klammstrecke auf den Flanken des Tarso Toussidé. Tal mit rezenter Erosion.

20
09

330 — 17
R. 52.4 H. 15.1

Oberstes Enneri Nemagayesko auf dem Scheitel des Tarso Toussidé. Bimssteinsand und -kies auf der Talsohle, die mit Ephedra und Artemisia bestanden ist. Im Hintergrund: Bimsstein in grauen, weißen und rötlichen Lagen. Ungefähr 8 m hoch.

21
09

360 — 04
R. 15.5 H. 4.3

VERZEICHNIS

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

BÖTTCHER, U. (1969): Die Akkumulationsterrassen im Ober- und Mittellauf des Enneri Misky (Südtibesti). Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 7—21, 5 Abb., 9 Fig., 1 Karte. Berlin. (A)

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. (A)

ERGENZINGER, P. (1967): Die natürlichen Landschaften des Tschadbeckens. Informationen aus Kultur und Wirtschaft. Deutsch-tschadische Gesellschaft (KW) 8/67. Bonn. (A)

ERGENZINGER, P. (1968): Vorläufiger Bericht über geomorphologische Untersuchungen im Süden des Tibestigebirges. Zeitschr. f. Geomorph., N. F., Bd. 12, S. 98—104. Berlin. (A)

ERGENZINGER, P. (1968): Beobachtungen im Gebiet des Trou au Natron/Tibestigebirge. Die Erde, Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, Jg. 99, S. 176—183. (A)

ERGENZINGER, P. (1969): Rumpfflächen, Terrassen und Seeablagerungen im Süden des Tibestigebirges. Tagungsber. u. wiss. Abh. Deut. Geographentag, Bad Godesberg 1967, S. 412—427. Wiesbaden. (A)

ERGENZINGER, P. (1969): Die Siedlungen des mittleren Fezzan (Libyen). Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 59—82, Tab., Fig., Karten, Berlin. (A)

GABRIEL, B. (1970): Bauelemente präislamischer Gräbertypen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Ostsahara). Acta Praehistorica et Archaeologica, Bd. 1, S. 1—27, 31 Fig., Berlin. (A)

GAVRILOVIC, D. (1969): Inondations de l'ouadi de Bardagé en 1968. Bulletin de la Société Serbe de Géographie, T. XLIX, No. 2, p. 21—37, Belgrad. (A)

GAVRILOVIC, D. (1969): Klima-Tabellen für das Tibesti-Gebirge. Niederschlagsmenge und Lufttemperatur. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 47—48. Berlin. (M)

GAVRILOVIC, D. (1970): Die Überschwemmungen im Wadi Bardagué im Jahr 1968 (Tibesti, Rép. du Tchad). Ztschr. f. Geomorphologie, N. F., Band 14, Heft 2, S. 202—218, 1 Fig., 8 Abb., 5 Tabellen, Stuttgart. (A)

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

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

HAGEDORN, H. (1967): Beobachtungen an Inselbergen im westlichen Tibesti-Vorland. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 17—22, 1 Fig., 5 Abb., Berlin. (A)

HAGEDORN, H. (1967): Siedlungsgeographie des Sahara-Raums. Afrika-Spectrum, H. 3, S. 48—59, Hamburg. (A)

HAGEDORN, H. (1968): Über äolische Abtragung und Formung in der Südost-Sahara. Ein Beitrag zur Gliederung der Oberflächenformen in der Wüste. Erdkunde, Bd. 22, H. 4, S. 257—269. Mit 4 Luftbildern, 3 Bildern und 5 Abb. Bonn. (A)

HAGEDORN, H. (1969): Studien über den Formenschatz der Wüste an Beispielen aus der Südost-Sahara. Tagungsber. u. wiss. Abh. Deut. Geographentag, Bad Godesberg 1967, S. 401—411, 3 Karten, 2 Abb. Wiesbaden. (A)

HAGEDORN, H. (1970): Quartäre Aufschüttungs- und Abtragungsformen im Bardagué-Zoumri-System (Tibesti-Gebirge). Eiszeitalter und Gegenwart, Jg. 21.

HAGEDORN, H.; JÄKEL, D. (1969): Bemerkungen zur quartären Entwicklung des Reliefs im Tibesti-Gebirge (Tchad). Bull. Ass. sénég. Quatern. Ouest afr., no. 23, novembre 1969, p. 25—41, Dakar. (A)

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

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

HÖVERMANN, J. (1967): Hangformen und Hangentwicklung zwischen Syrte und Tschad. Les congrés et colloques de l'Université de Liège, Vol. 40. L'évolution des versants, S. 139—156, Liège. (A)

HÖVERMANN, J. (1967): Die wissenschaftlichen Arbeiten der Station Bardai im ersten Arbeitsjahr (1964/65). Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 7—10, Berlin. (A)

JÄKEL, D. (1967): Vorläufiger Bericht über Untersuchungen fluviatiler Terrassen im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 39—49, 7 Profile, 4 Abb., Berlin. (A)

JÄKEL, D. (1971): Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges (zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns. Berliner Geogr. Abh., Heft 10, 52 S., Berlin. (Mo)

JANKE, R. (1969): Morphographische Darstellungsversuche in verschiedenen Maßstäben. Kartographische Nachrichten, Jg. 19, H. 4, S. 145—151, Gütersloh. (A)

JANNSEN, G. (1969): Einige Beobachtungen zu Transport- und Abflußvorgängen im Enneri Bardagué bei Bardai in den Monaten April, Mai und Juni 1966. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 41—46, 3 Fig., 3 Abb., Berlin. (A)

JANNSEN, G. (1970): Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti). Berliner Geogr. Abh., Heft 9, 36 S., Berlin. (Mo)

KAISER, K. (1967): Ausbildung und Erhaltung von Regentropfen-Eindrücken. In: Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln (Schwarzbach-Heft), Heft 13, S. 143—156, 1 Fig., 7 Abb., Köln. (A)

KAISER, K. (1970): Über Konvergenzen arider und „periglazialer" Oberflächenformung und zur Frage einer Trockengrenze solifluidaler Wirkungen am Beispiel des Tibesti-Gebirges in der zentralen Ostsahara. Abh. d. 1. Geogr. Inst. d. FU Berlin, Neue Folge, Bd. 13, S. 147—188, 15 Photos, 4 Fig., Dietrich Reimer, Berlin. (A)

LIST, F. K.; STOCK, P. (1969): Photogeologische Untersuchungen über Bruchtektonik und Entwässerungsnetz im Präkambrium des nördlichen Tibesti-Gebirges, Zentral-Sahara, Tschad.Geol. Rundschau, Bd. 59, H. 1, S. 228—256, 10 Abb., 2 Tabellen, Stuttgart. (A)

LIST, F. K.; HELMCKE, D. (1970): Photogeologische Untersuchungen über lithologische und tektonische Kontrolle von Entwässerungssystemen im Tibesti-Gebirge (Zentrale Sahara, Tschad). Bildmessung und Luftbildwesen, Heft 5, 1970, S. 273—278, Karlsruhe.

MESSERLI, B.; INDERMÜHLE, D. (1968: Erste Ergebnisse einer Tibesti-Expedition 1968. Verhandlungen der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft 1968, S. 139—142, Zürich. (M)

MESSERLI, B. (1970): Tibesti — zentrale Sahara. Möglichkeiten und Grenzen einer Satellitenbild-Interpretation. Jahresbericht d. Geogr. Ges. von Bern, Bd. 49, Jg. 1967—69, Bern. (A)

MOLLE, H. G. (1969): Terrassenuntersuchungen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibestigebirge). Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 23—31, 5 Fig., Berlin. (A)

MOLLE, H. G. (1971): Gliederung und Aufbau fluviatiler Terrassenakkumulationen im Gebiet des Enneri Zoumri (Tibesti-Gebirge). Berliner Geogr. Abh., Heft 13, Berlin. (Mo)

OBENAUF, K. P. (1967): Beobachtungen zur spätpleistozänen und holozänen Talformung im Nordwest-Tibesti. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 27—37, 5 Abb., 1 Karte, Berlin. (A)

OBENAUF, K. P. (1971): Die Enneris Gonoa, Toudoufou, Oudingueur und Nema Yesko im nordwestlichen Tibesti. Beobachtungen zu Formen und zur Formung in den Tälern eines ariden Gebirges. Berliner Geogr. Abh., Heft 12, 70 S., Berlin (Mo)

PACHUR, H. J. (1967): Beobachtungen über die Bearbeitung von feinkörnigen Sandakkumulationen im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 23—25, Berlin. (A)

PACHUR, H. J. (1970): Zur Hangformung im Tibestigebirge (République du Tchad). Die Erde, Jg. 101, H. 1, S. 41—54, 5 Fig., 6 Bilder, de Gruyter, Berlin. (A)

PÖHLMANN, G. (1969): Eine Karte der Oase Bardai im Maßstab 1 : 4000. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 33—36, 1 Karte, Berlin. (A)

PÖHLMANN, G. (1969): Kartenprobe Bardai 1 : 25 000. Berliner Geogr. Abh., Heft 8, S. 36 bis 39, 2 Abb., 1 Karte, Berlin. (A)

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

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

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

STOCK, P.; PÖHLMANN, G. (1969): Ofouni 1 : 50 000. Geologisch-morphologische Luftbildinterpretation. Selbstverlag G. Pöhlmann, Berlin.

VILLINGER, H. (1967): Statistische Auswertung von Hangneigungsmessungen im Tibesti-Gebirge. Berliner Geogr. Abh., Heft 5, S. 51—65, 6 Tabellen, 3 Abb., Berlin. (A)

Unveröffentlichte bzw. im Druck befindliche Arbeiten:

BÖTTCHER, U. (1968): Erosion und Akkumulation von Wüstengebirgsflüssen während des Pleistozäns und Holozäns im Tibesti-Gebirge am Beispiel von Misky-Zubringern. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit im Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin, Berlin.

BÖTTCHER, U.; P.-J. ERGENZINGER; S. H. JAECKEL † und K. KAISER (1971): Quartäre Seebildungen und ihre Mollusken-Inhalte im Tibesti-Gebirge und seinen Rahmenbereichen der zentralen Ostsahara. 57 Manuskript-Seiten, 3 Karten und 2 Profile als Text-Fig., 15 Photos auf 2 Photo-Tafeln, 2 Mollusken-Tafeln, 4 Tab.

BRIEM, E. (1971): Beobachtungen zur Talgenese im westlichen Tibesti-Gebirge. Dipl.-Arbeit am II. Geogr. Institut d. FU Berlin. Manuskript.

BRUSCHEK, G. (1969): Die rezenten vulkanischen Erscheinungen in Soborom, Tibesti, Rép. du Tchad, 27 S. und Abb. (Les Phénomenes volcaniques récentes à Soborom, Tibesti, Rép. du Tchad). Ohne Abb. Manuskript. Berlin/Fort Lamy.

BRUSCHEK, G. (1970): Geologisch-vulkanologische Untersuchungen im Bereich des Tarso Voon im Tibesti-Gebirge (Zentrale Sahara). Diplom-Arbeit an der FU Berlin. 189 S., zahlr. Abb., Berlin.

BUSCHE, D. (1968): Der gegenwärtige Stand der Pediment forschung (unter Verarbeitung eigener Forschungen im Tibesti-Gebirge). Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin, Berlin.

ERGENZINGER, P. (1971): Das Südliche Vorland des Tibesti. Beiträge zur Geomorphologie der südlichen zentralen Sahara. Habilitationsschrift an der FU. Berlin vom 28. 2. 1971. Manuskript 173 S., zahlr. Abb., Diagramme, 1 Karte (4 Blätter), Berlin.

GABRIEL, B. (1970): Die Terrassen des Enneri Direnno. Beiträge zur Geschichte eines Trockentales im Tibesti-Gebirge. Diplom-Arb. am II. Geogr. Inst. d. FU Berlin. 93 S., Berlin.

GABRIEL, B. (1971): Von der Routenaufnahme zum Gemini-Photo. — Die Tibestiforschung seit Gustav Nachtigal im Spiegel kartographischer Darstellung. Mit 5 Abb., 8 Karten und ausführlicher Bibliographie. Ca. 60 S., im Druck: Kartographischen Miniaturen Nr. 5, Kiepert KG, Berlin.

GRUNERT, J. (1970): Erosion und Akkumulation von Wüstengebirgsflüssen. — Eine Auswertung eigener Feldarbeiten im Tibesti-Gebirge. Hausarbeit im Rahmen der 1. (wiss.) Staatsprüfung für das Amt des Studienrats. Manuskript am II. Geogr. Institut der FU Berlin (127 S., Anlage: eine Kartierung im Maßstab 1 : 25 000).

HABERLAND, W. (1970): Vorkommen von Krusten, Wüstenlacken und Verwitterungshäuten sowie einige Kleinformen der Verwitterung entlang eines Prfils von Misratah (an der libyschen Küste) nach Kanaya (am Nordrand des Erg de Bilma). Diplom-Arbeit am II. Geogr. Institut d. FU Berlin. Manuskript, 60 S.

HAGEDORN, H. (1969): Untersuchungen über Relieftypen arider Räume an Beispielen aus dem Tibesti-Gebirge und seiner Umgebung. Habilitationsschrift an der Math.-Nat. Fakultät der Freien Universität Berlin. Im Druck.

HAGEDORN, H. und H. J. PACHUR (1969): Observations on Climatic Geomorphology and Quaternary Evolution of Landforms in South-Central Libya. Vortragsmanuskript, Meeting Geology on Libya, Tripoli. Im Druck.

HECKENDORFF, W. D. (1969): Witterung und Klima im Tibesti-Gebirge. Unveröffentlichte Staatsexamensarbeit am Geomorph. Lab. der Freien Universität Berlin, 217 S., Berlin.

HÖVERMANN, J. (1971): Die periglaziale Region des Tibesti und ihr Verhältnis zu angrenzenden Formungsregionen. Manuskript, Poser Festschrift 1972, im Druck.

INDERMÜHLE, D. (1969): Mikroklimatologische Untersuchungen im Tibesti-Gebirge. Dipl.-Arbeit am Geogr. Inst. d. Universität Bern.

JAECKEL, S. H. (1969): Mollusken aus dem Tibesti-Gebirge und dem Gebiet des ehemaligen Tschad-Sees. Arbeit im Druck.

JANKE, R. (1969): Morphographische Darstellungsversuche auf der Grundlage von Luftbildern und Geländestudien im Schieferbereich des Tibesti-Gebirges. Dipl.-Arbeit am Lehrstuhl f. Kartographie d. FU Berlin, Manuskript, 38 S.

KAISER, K. (1971): Beobachtungen über Fließmarken an leeseitigen Barchan-Hängen. — Kölner Geogr. Arb. (Festschrift für K. KAYSER, 11 Manuskript-Seiten, 2 Photos, Köln. Im Druck.

KAISER, K. (1971): Das Tibesti-Gebirge in der zentralen Ostsahara und seine Rahmenbereiche. Geologie und Naturlandschaft. — In: SCHIFFERS, H. (Hrsg.): Afrika Bd. III, 140 Manuskript-Seiten, 1 Karte und 1 Tab. je als Falttafel, 3 Karten und 9 Profile als Text-Fig., 40 Photos auf 6 Photo-Tafeln, Autoren-, Orts- und Sachregister G. Westermann-Verlag, Braunschweig. Im Druck.

KAISER, K. (1971): Formen der ariden Verwitterung am Beispiel des Tibesti-Gebirges in der zentralen Ostsahara. — Göttinger Geogr. Abh. (Festschrift für H. POSER), ca. 25 Manuskript-Seiten mit 20 Photos auf 3 Phototafeln. In Vorbereitung.

KAISER, K. (1971): Die Gonoa-Talungen im Tibesti-Gebirge der zentralen Ostsahara. Über Talformungsprozesse in einem Wüstengebirge. — Ca. 40 Manuskript-Seiten, 1 Karte als Falttafel, 14 Fig., 12 Photos, 2 Tab. In Vorbereitung.

MESSERLI, B.; INDERMÜHLE, D.; ZURBUCHEN, M. (1970): Emi Koussi — Tibesti. Eine topographische Karte vom höchsten Berg der Sahara. Im Druck.

ROLAND, N. W. (1971): Zur Altersfrage des Sandsteines bei Bardai (Tibesti, Rép. du Tchad). 4 Abb. N. Jb. Geol. Paläont., Mh. Im Druck.

PACHUR, H. J. (1970): Zur spätpleistozänen und frühholozänen geomorphologischen Formung auf der Nordabdachung des Tibestigebirges. Im Druck.

SCHULZ, E. (1970): Bericht über pollenanalytische Untersuchungen quartärer Sedimente aus dem Tibesti-Gebirge und dessen Vorland. Manuskript am Geomorph. Labor d. FU Berlin.

STOCK, P. (1970): Photogeologische und tektonische Untersuchungen am Nordrand des Tibesti-Gebirges, Zentralsahara, Tchad. Inaugural-Diss. d. math. nat. Fakultät d. FU Berlin, 89 + XII S. Im Druck. Berliner Geogr. Abh., Heft 14.

TETZLAFF, M. (1968): Messungen solarer Strahlung und Helligkeit in Berlin und in Bardai (Tibesti). Dipl.-Arbeit am Inst. f. Meteorologie d. FU Berlin.

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 am Geom. Lab. der Freien Universität Berlin.

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, 35 S., Berlin.

VERSTAPPEN, H. Th.; VAN ZUIDAM, R. A. (1970): Orbital Photography and the Geosciences — a geomorphological example from the Central Sahara. Geoforum 2, p. 33—47, 8 Fig. (A)

ZIEGERT, H. (1969): Gebel ben Ghnema und Nord-Tibesti. Pleistozäne Klima- und Kulturenfolge in der zentralen Sahara. Mit 34 Abb., 121 Taf. und 6 Karten, 164 S., Steiner, Wiesbaden.

Übersichtskarte

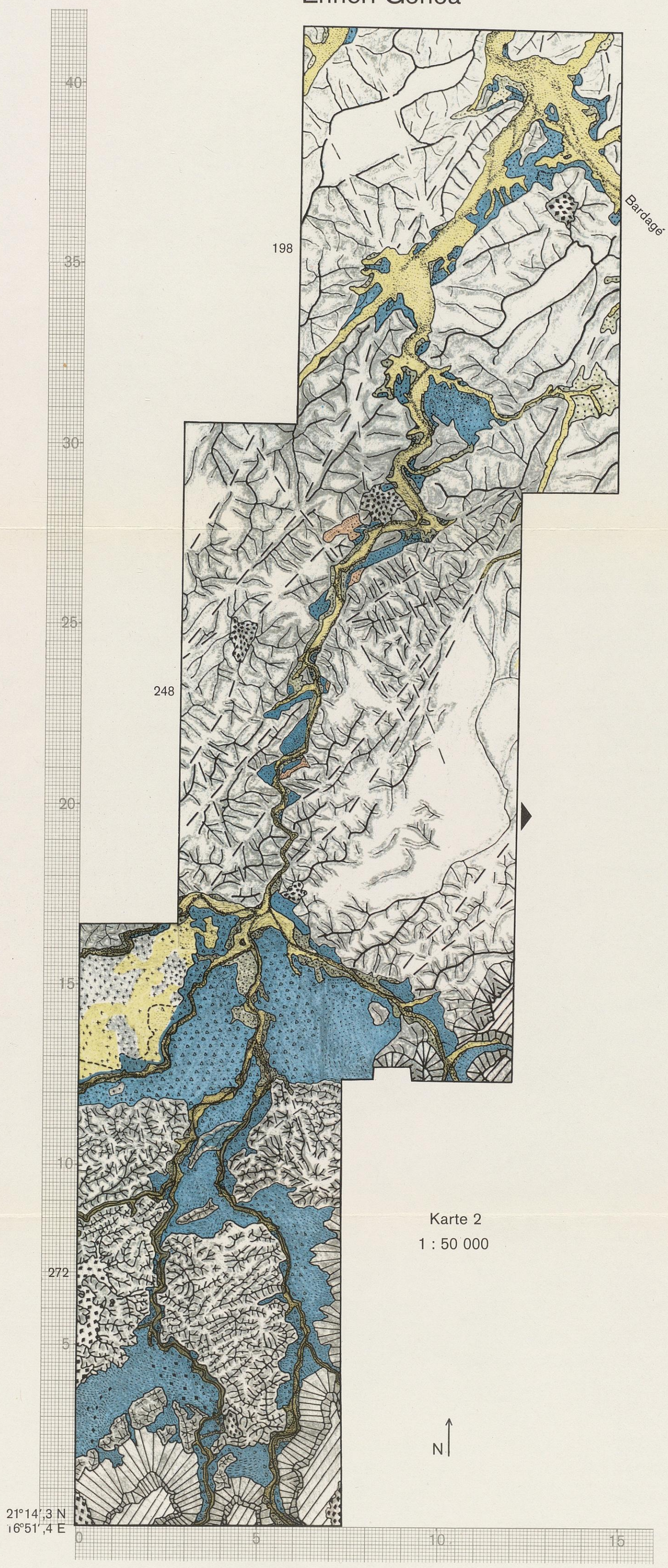
Karte 1

Maßstab 1 : 1 000 000

.245 Luftbildmittelpunkte

.850 Höhenpunkte

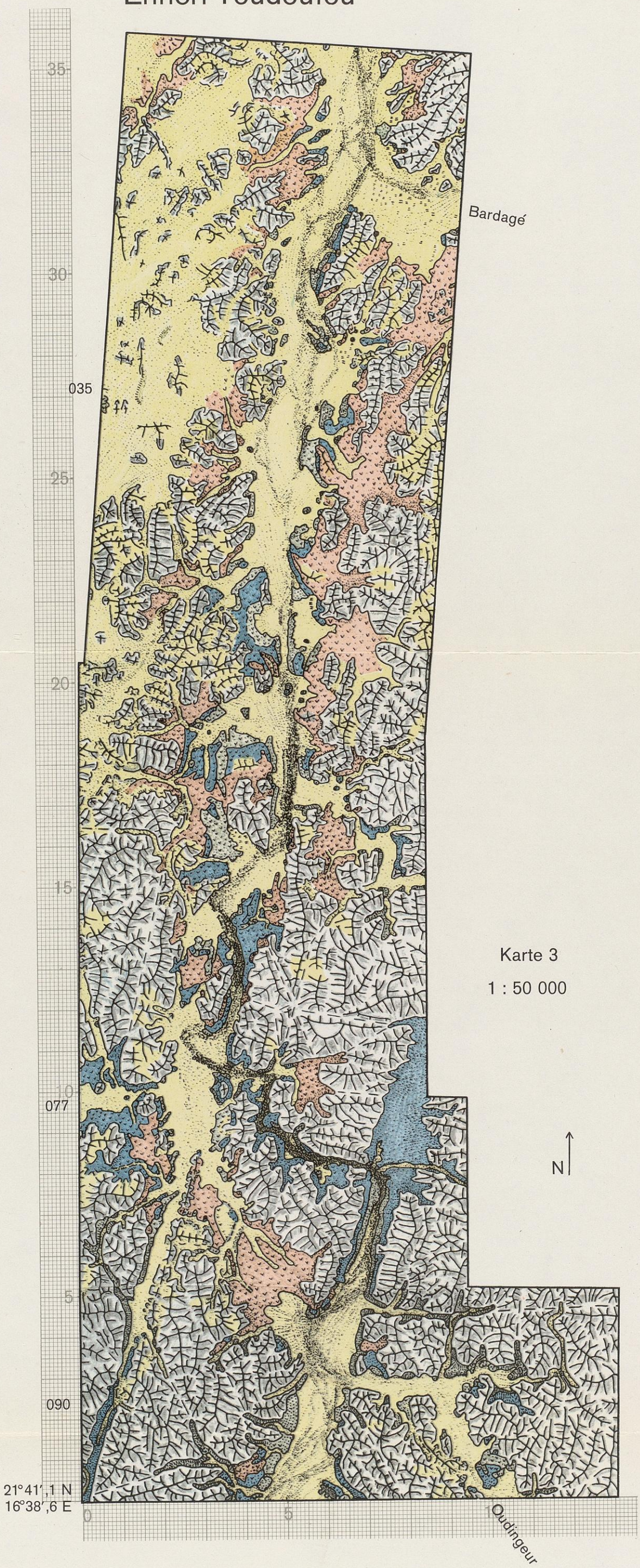
Enneri Gonoa



Karte 2

1 : 50 000

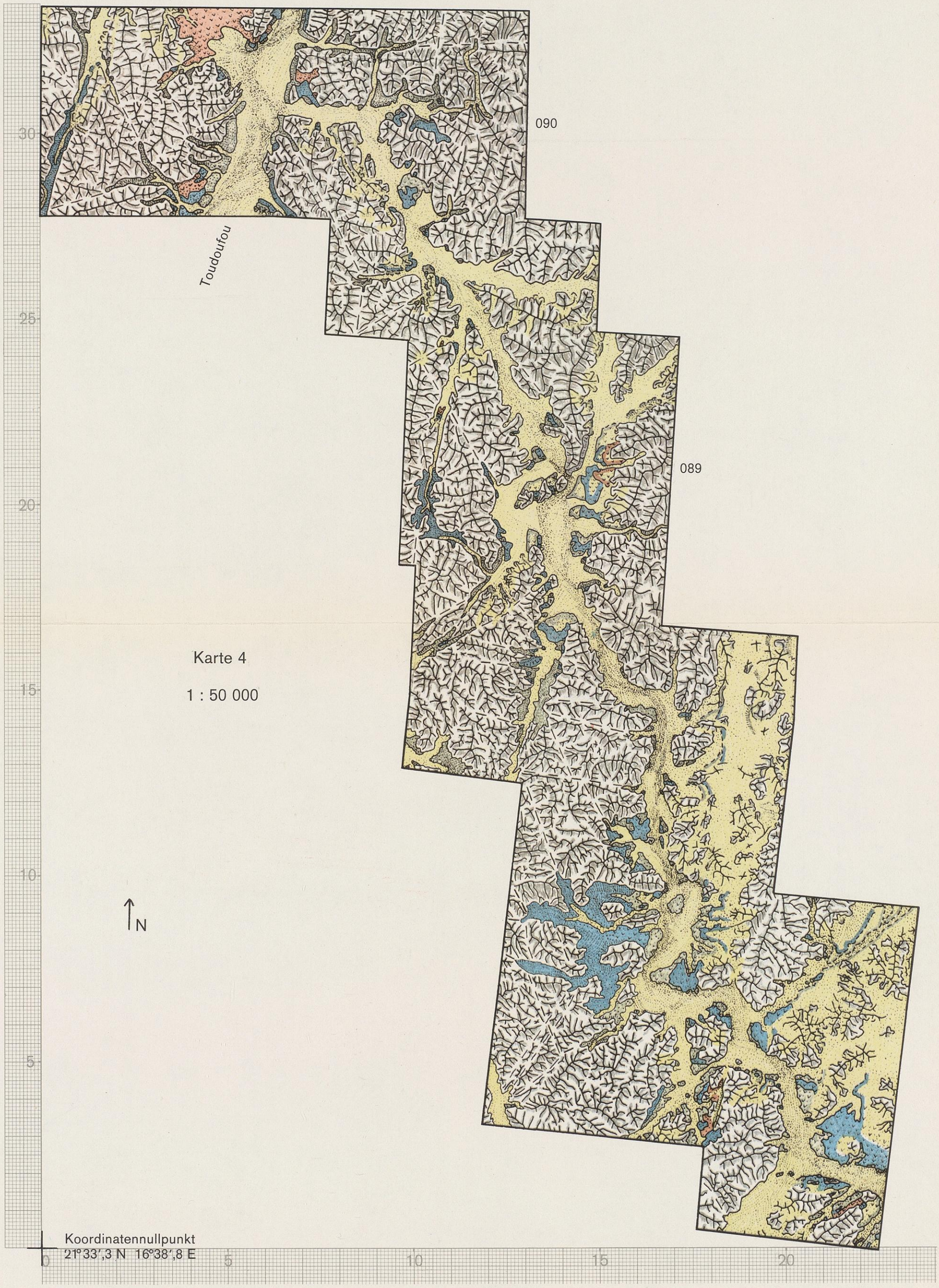
Enneri Toudoufou



Karte 3

1 : 50 000

Unteres Enneri Oudingeur(I)



Karte 4

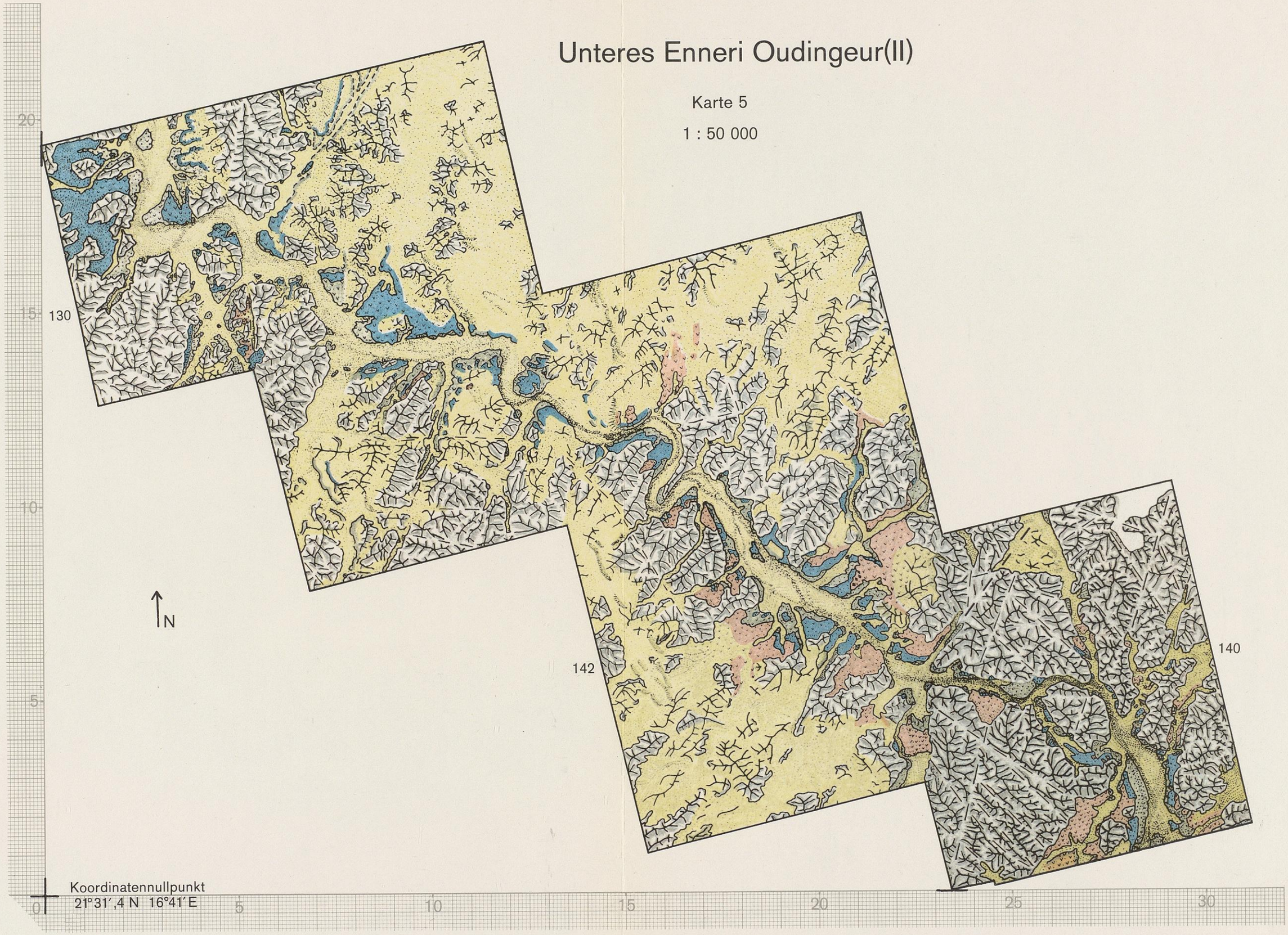
1 : 50 000

Koordinatennullpunkt
21°33',3 N 16°38',8 E

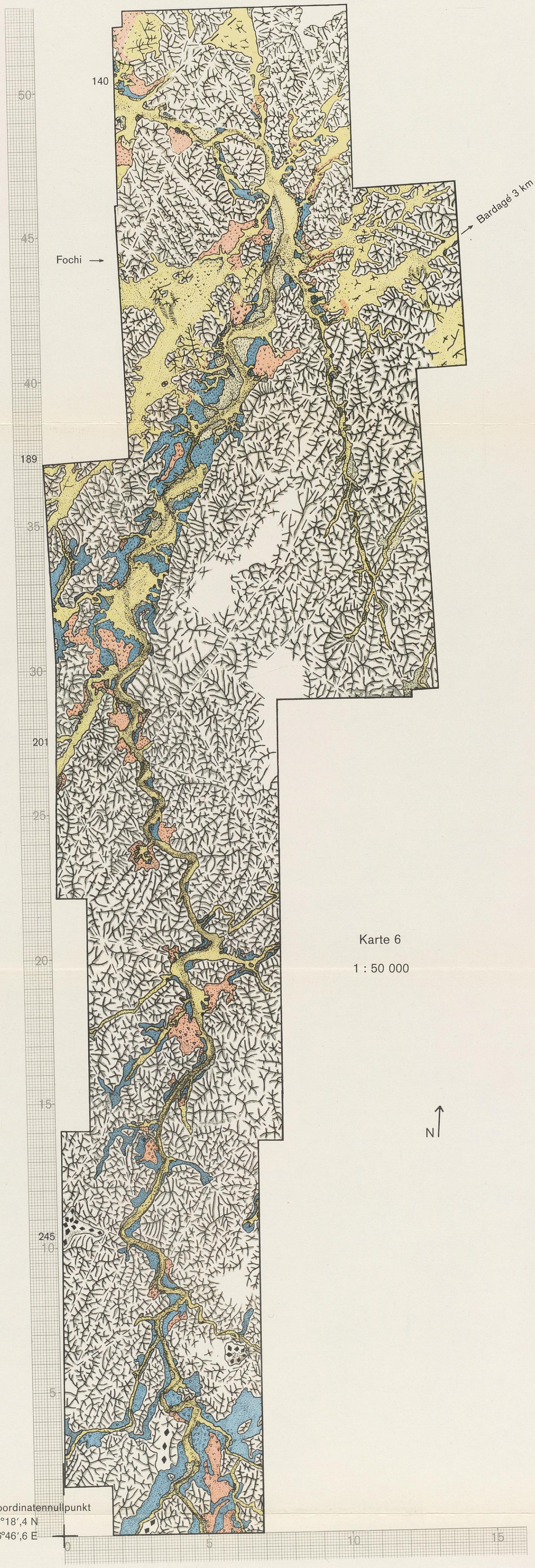
Unteres Enneri Oudingeur(II)

Karte 5

1 : 50 000



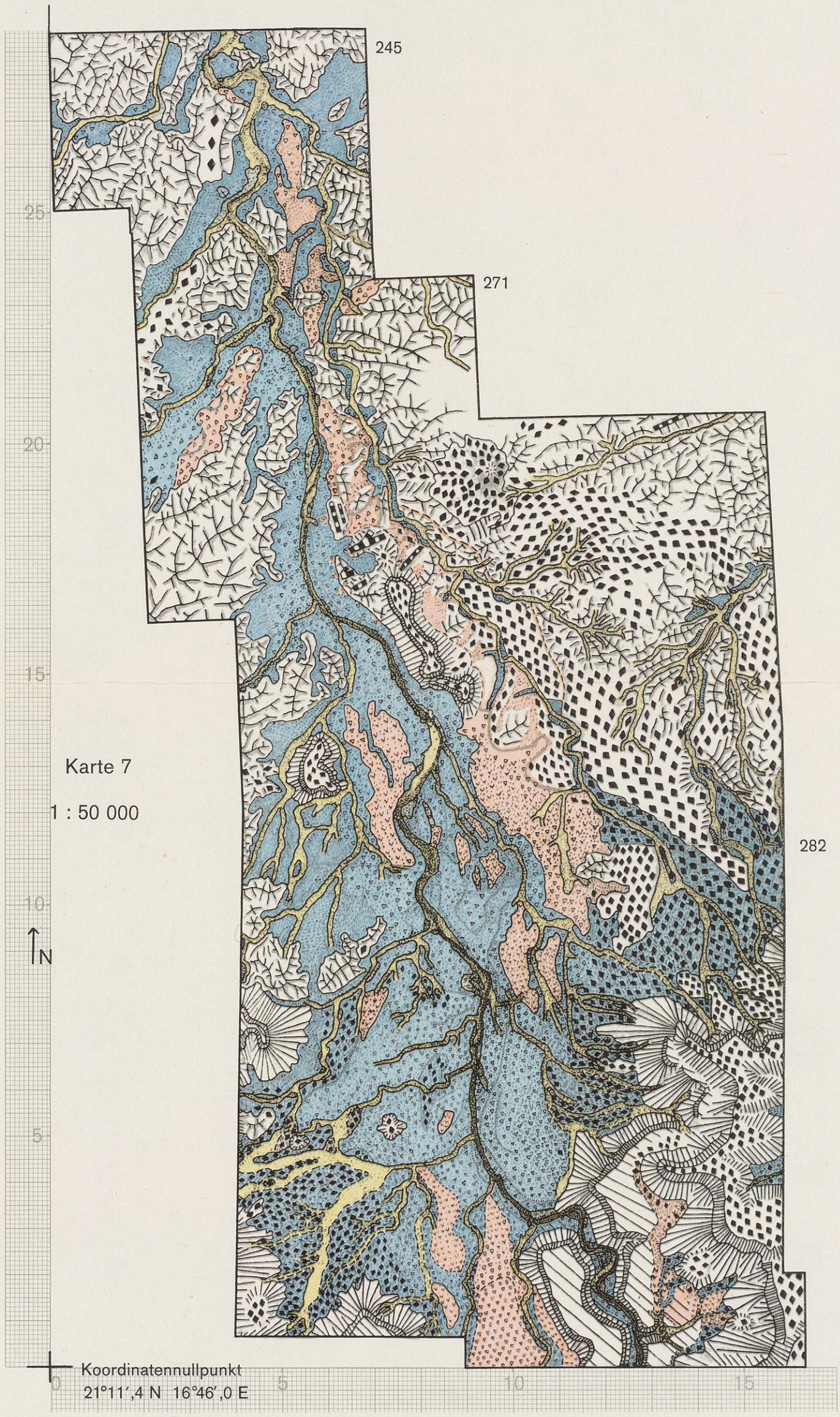
Unteres(III) und mittleres Enneri Oudingeur



Karte 6

1 : 50 000

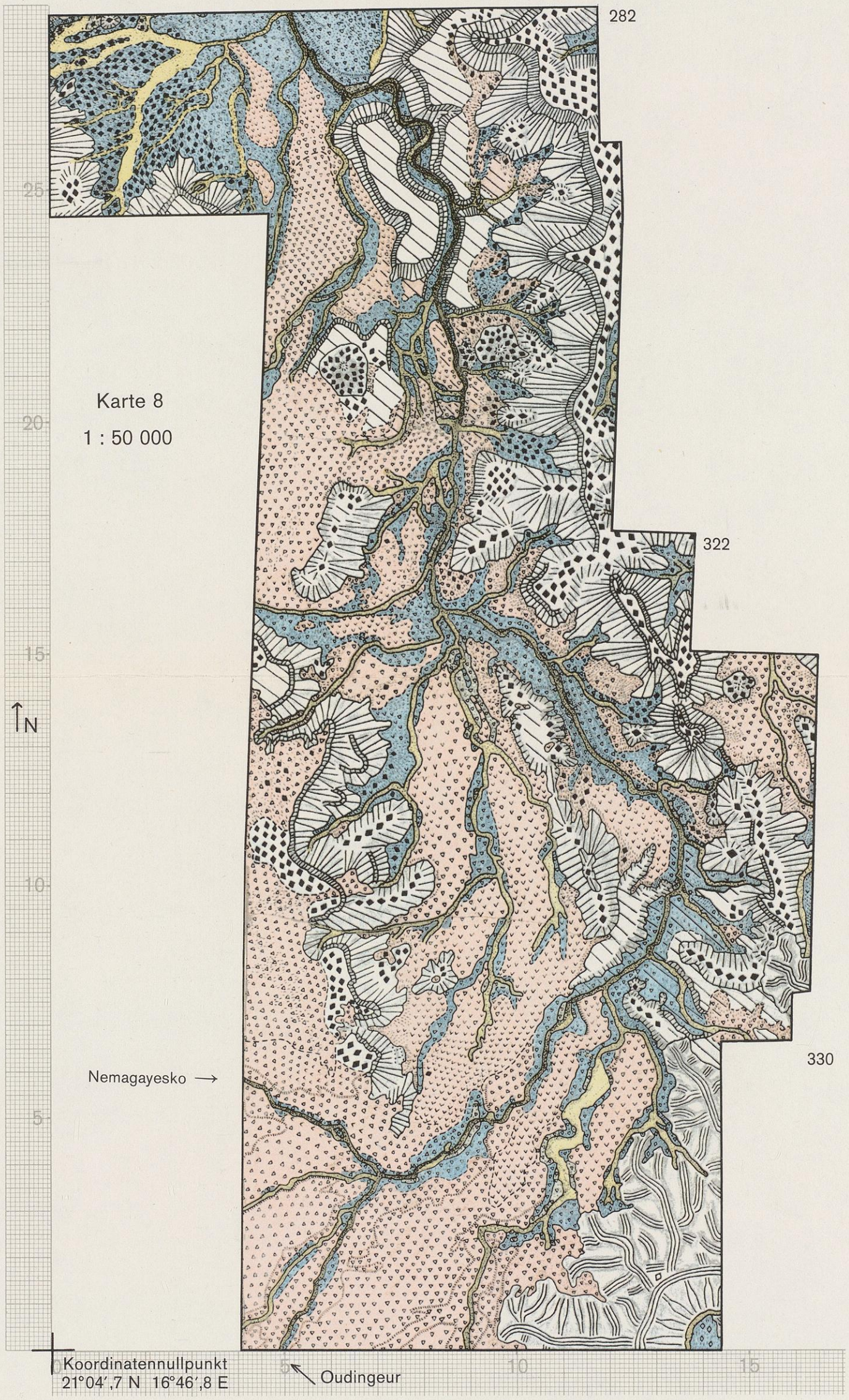
Oberes Enneri Oudingeur(I)

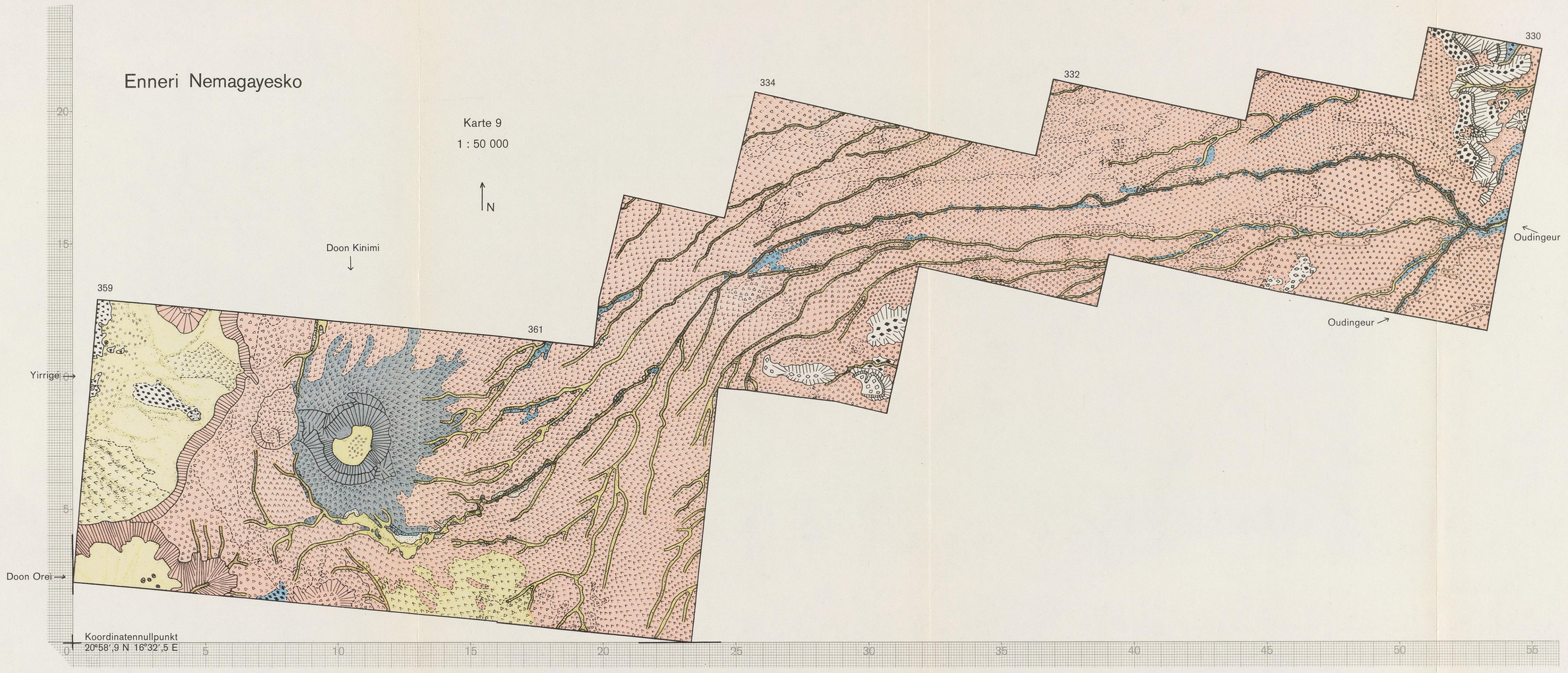


Karte 7

1 : 50 000

Oberes Enneri Oudingeur(II)




Enneri Nemagayesko
Karte 9
1 : 50 000
N
Doon Kinimi
Yirrigé
Doon Orei
Oudingeur
Oudingeur
359
361
334
332
330
Koordinatennullpunkt
20°58',9 N 16°32',5 E
0
5
10
15
20
25
30
35
40
45
50
55

	Formungszeit:	E: rezent: äolisch
	"	E: rezent: Schwemmflächen
	"	E: rezent: flüvial
	"	N: niederterrassenzeitlich (Vom Ende der Zerschneidung der Oberterrasse-im Bardagé vom Ende der Zerschneidung der Mittelterrasse-bis zum Ende der Zerschneidung der Niederterrasse)
	"	M: mittelterrassenzeitlich (Nur im Bereich des Bardagé: Vom Ende der Zerschneidung der Oberterrasse bis zum Ende der Zerschneidung der Mittelterrasse)
	"	O: oberterrassenzeitlich (Vom Ende der Zerschneidung der Hochterrasse bis zum Ende der Zerschneidung der Oberterrasse)
	"	V: hochterrassenzeitlich (Vom Ende der Ignimbritzerschneidung bis zum Ende der Zerschneidung der Hochterrasse)
	"	I: ignimbritzeitlich (Vom Beginn der Ignimbritförderung (SC IIIb) bis zum Ende der Ignimbritzerschneidung)
	"	Vor Beginn der Ignimbritförderung
	"	unsicher,wahrscheinlich im Übergang der angegebenen Zeiten
	"	mögliche Varianten

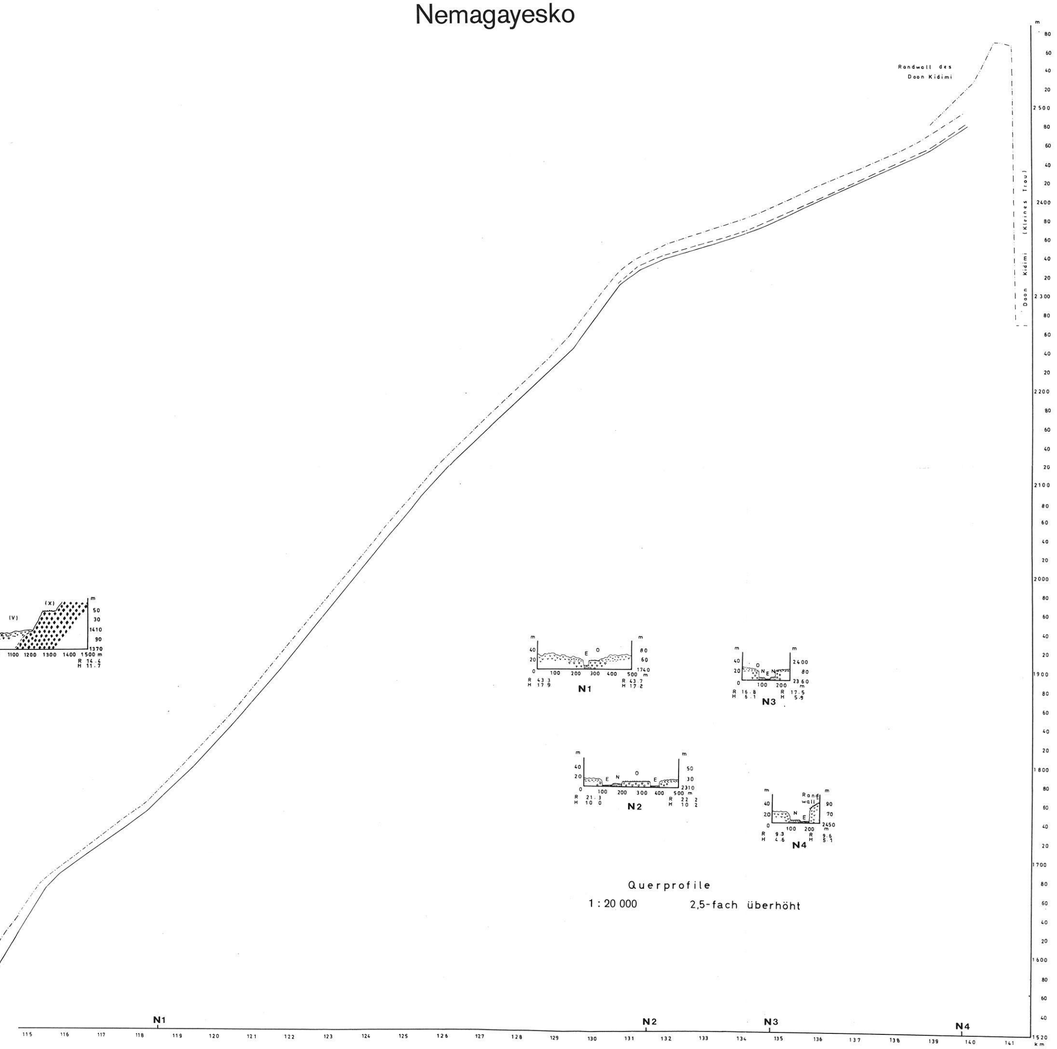
Die Farbreproduktionen wurden unmaskiert und ohne lithographische Arbeit hergestellt.

Legende und Erläuterungen zur geomorphologischen Karte und zu den Profilen.

Soweit sie nicht anders bezeichnet sind, stammen die Karten, Profile, Skizzen und Fotos vom Verfasser.
Fotoarbeiten: K. Wolfermann

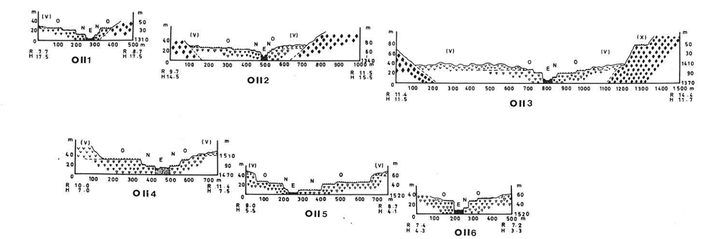
- Formgrenzen
- Formgrenzen mit Hilfslinien
- Kleine Geländestufen
- Große Geländestufen (allgemein)
- Schichtstufe und ähnliche Formen (mit harter Gesteinsschicht)
- Vulkankegel
- Dyke
- Schiefergebirge: Relief: Kämme
- Schiefergebirge: Relief: Kämme und Fläche
- Schiefer: Gestein (in Profilen)
- Schiefergebirge: Hauptbruchlinien (außerhalb der Täler)
- Granit
- Sandstein
- Sandstein (in Profilen)
- Basalt
- Doreit (Toussidélaven, SH)
- Rhyolith (SC I): Relief: Kämme
- Rhyolith (SC I): Gestein
- Ignimbrit (SC IIIb)
- Bimssteinkies
- Bimssteinkies: Rotbraun umrindet oder von Schottern und Auswürflingen überstreut oder unterlagert
- Vulkanisch-fluviale Ablagerungen
- Seeablagerungen
- Fluviale Akkumulation
- Schotterstreu
- Schutt (größere Vorkommen von Hangschutt u.ä.)
- Barchan im Flugsandfeld
- Schwemmsandebene oder Talsohle mit Hauptabflußlinie oder Niedrigwasserbett
- Tamariskenwall (auf der Talsohle)
- Fluviale Lehme und Tone
- Salzton
- Salz
- Längsprofil: E: Talsohle, Niedrigwasserbett
- " N: Niederterrasse
- " O: Oberterrasse
- " V: Hochterrasse
- " Y: Fußflächenrest

Nemagayesko



Querprofile
1 : 20 000 2,5-fach überhöht

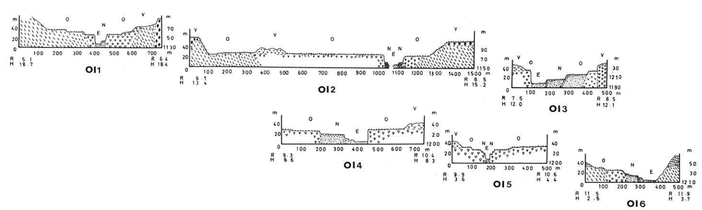
zu: Karte 9



Querprofile
1 : 20 000 2,5-fach überhöht

zu: Karte 8

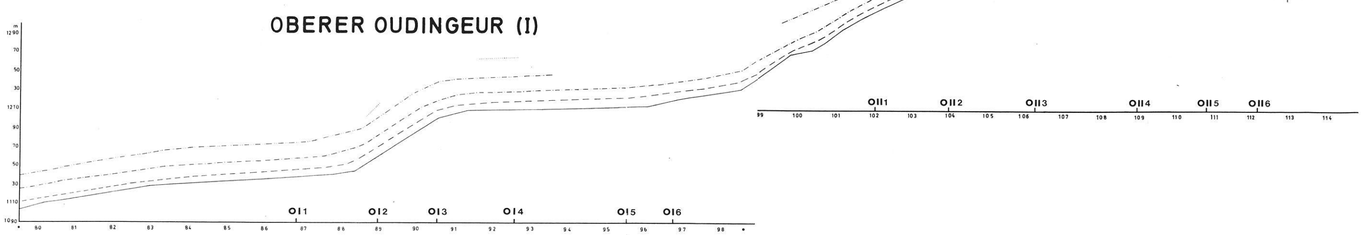
OBERER OUDINGEUR (II)



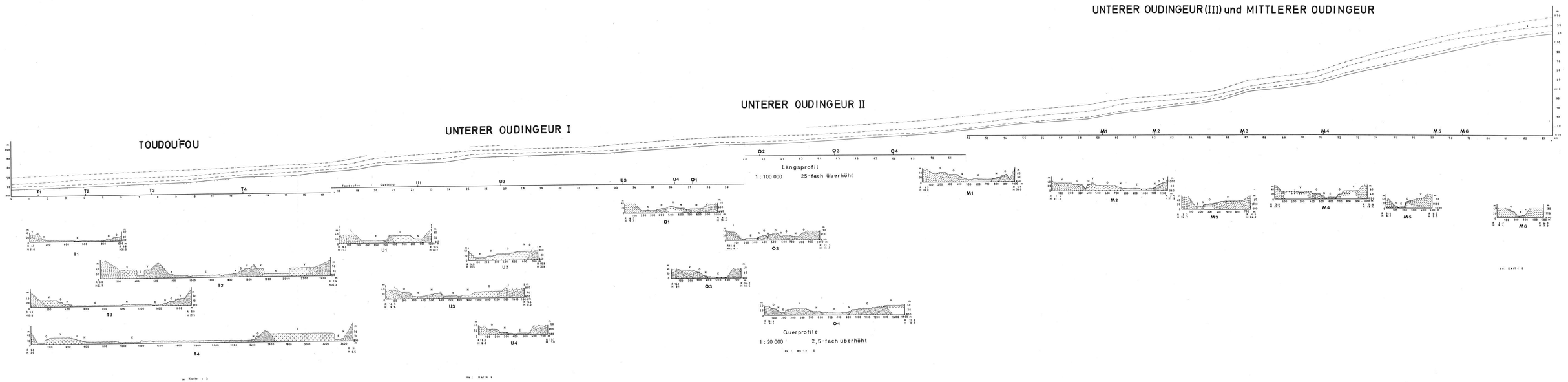
Querprofile
1 : 20 000 2,5-fach überhöht

zu: Karte 7

OBERER OUDINGEUR (I)



Längsprofil
1 : 100 000 25-fach überhöht


UNTERER OUDINGEUR (III) und MITTLERER OUDINGEUR
UNTERER OUDINGEUR II
UNTERER OUDINGEUR I
TOUDOUFOU
T1
T2
T3
T4
U1
U2
U3
U4
O1
O2
O3
O4
M1
M2
M3
M4
M5
M6
Längsprofil
1 : 100 000
25-fach überhöht
Querprofile
1 : 20 000
2,5-fach überhöht

Berliner Geographische Abhandlungen

Erschienen sind:

Heft 1: HIERSEMENZEL, Sigrid-Elisabeth
Britische Agrarlandschaften im Rhythmus des landwirtschaftlichen Arbeitsjahres, untersucht an 7 Einzelbeispielen.
(1964). 46 S., 7 Ktn., 10 Diagramme im Anhang
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 2: ERGENZINGER, Peter
Morphologische Untersuchungen im Einzugsgebiet der Ilz (Bayerischer Wald)
(1965). 48 S., 62 Abb.
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 3: ABDUL-SALAM, Adel
Morphologische Studien in der Syrischen Wüste und dem Antilibanon.
(1966). 52 S., 27 Abb im Text, 4 Skizzen, 2 Profile, 2 Karten, 36 Bilder im Anhang.
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 4: PACHUR, Hans-Joachim
Untersuchungen zur morphoskopischen Sandanalyse.
(1966). 35 S., 37 Diagr., 2 Tab., 21 Abb.
Preis: DM 5,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 5: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
I Feldarbeiten 1964/65.
(1967). 65 S., 34 Abb., 1 Kte.
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 6: ROSTANKOWSKI, Peter
Siedlungsentwicklung und Siedlungsformen
in den Ländern der russischen Kosakenheere.
(1969). 84 S., 15 Abb., 16 Bilder, 2 Karten.
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 7: SCHULZ, Georg
Versuch einer optimalen geographischen Inhaltsgestaltung
der Topographischen Karte 1 : 25 000 am Beispiel eines Kartenausschnitts.
(1969). 28 S., 6 Abb. im Text, 1 Kte. im Anhang.
Preis: DM 10,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 8: Arbeitsberichte aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
II Feldarbeiten 1965/66.
(1969), 82 S., 15 Abb., 27 Fig., 13 Taf., 11 Karten.
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 9: JANNSEN, Gert
Morphologische Untersuchungen im nördlichen Tarso Voon (Zentrales Tibesti).
Arbeit aus der Forschungsstation Bardai/Tibesti.
(1970), 66 S., 12 S. Abb., 41 Bilder, 3 Karten.
Preis: DM 15,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 10: JÄKEL, Dieter
Erosion und Akkumulation im Enneri Bardagué-Arayé des Tibesti-Gebirges
(zentrale Sahara) während des Pleistozäns und Holozäns.
(1971) 64 S., 13 Abb., 54 Bilder, 3 Tabellen, 1 Nivellement (4 Teile),
60 Profile, 3 Karten (6 Teile).
Preis: DM 20,— zuzüglich Versandspesen.

Heft 11: MÜLLER, Konrad
Arbeitsaufwand und Arbeitsrhythmus in den Agrarlandschaften
Süd- und Südostfrankreichs: Les Dombes bis Bouches-du-Rhone.
(1971) 64 S., 18 Karten, 26 Diagramme, 10 Figuren, zahlreiche Tabellen.
Preis: DM 25,— zuzüglich Versandspesen.

Im Selbstverlag des II. Geographischen Institutes der Freien Universität Berlin