

- HECTOR MORALES: Evaporacion, Nimbus III, Nr. 8—9, La Paz 1952.
- HOWELL, W. E.: Some measurements of ablation, melting, and solar absorption on a glacier in Peru, Transactions Americ. Geophys. Union, Vol. 34, 1953.
- KNOCH, W.: Über den Einfluß der Verdunstung auf die Vergletscherung, Zschr. f. Gletscherkunde Bd. 19, 1931.
- KÖPPEN, W.: Die Lufttemperatur an der Schneegrenze, Pet. Geogr. Mitt., 1920.
- LEOPOLD, L. B.: Pleistocene climate in New Mexico, Amer. Journ. of Science Vol. 249, 1951.
- MONHEIM, F.: Beiträge zur Klimatologie und Hydrologie des Titicacabeckens, Heidelberger Geogr. Arbeiten Heft 1, 1956.
- MORAWETZ, S.: Zur Frage der eiszeitlichen Temperaturerniedrigung, Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 1955.
- MORTENSEN, H.: Über den Abfluß in abflußlosen Gebieten und das Klima der Eiszeit in den nordchilenischen Kordillern, Naturwissenschaften Bd. 17, 1929.
- MORTENSEN, H.: Temperaturgradient und Eiszeitklima am Beispiel der pleistozänen Schneegrenzdepression in den Rand- und Subtropen, Zschr. f. Geomorph. NF I, 1957.
- NEWELL, N. D.: Geology of the Lake Titicaca Region, Peru and Bolivia, Geol. Society of Amer. Memoir 36, 1949.
- PENCK, A.: Die Formen der Landoberfläche und Verschiebungen der Klimagürtel, Sitzungsber. d. Ak. d. Wiss. Berlin 1913.
- PETERSEN, G. u. ALBERCA, A.: Sobre las condiciones del agua del subsuelo en el valle de Tacna, Boletín Técnico de la Empresa Petrolera Fiscal Nr. 2, Lima 1954.
- ROHMEDER, W.: Die diluviale Vereisung des Anconquija-Gebirges in Nordwest-Argentinien, Pet. Geogr. Mitt. 1941.
- SCHNEIDER-CARIUS, K.: Klimazonen und Vegetationsgürtel in tropischen und subtropischen Gebirgen, Erdkunde Bd. II, 1948.
- SCHWERTFEGGER, W.: Strömungs- und Temperaturfeld der freien Atmosphäre über den Anden, Meteorol. Rundschau Jg. 14, 1961.
- SNYDER, C. T. u. LANGBEIN, W. B.: The Pleistocene Lake in Spring Valley, Nevada, and its climatic Implications, Journal of Geophys. Research Vol. 67, Nr. 6, 1962.
- STENZ, E.: Über den täglichen Verlauf der Temperatur, Feuchtigkeit und Verdunstung auf der bolivianischen Hochebene in Oruro, Meteorol. Zschr. Bd. 49, 1932.
- TROLL, C.: Vom Titicacasee zum Pooposee und zum Salar von Coipasa, Pet. Geogr. Mitt. 1927.
- TROLL, C.: Die zentralen Anden, Jubil. Sonderb. d. Zschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin 1928.
- TROLL, C.: Die Cordillera Real, Zschr. d. Ges. f. Erdkunde Berlin 1929.
- TROLL, C. u. FINSTERWALDER, R.: Die Karten der Cordillera Real und des Talkessels von La Paz, Pet. Geogr. Mitt. 1935.
- VITA-FINZI, C.: A pluvial age in the puna de Atacama, Geogr. Journal 1959.
- WILHELMY, H.: Die eiszeitliche und nacheiszeitliche Verschiebung der Klima- und Vegetationszonen im Südamerika, Tagungsber. u. wissensch. Abh. d. Dt. Geogr. Tages Frankfurt 1951, Remagen 1952. — Hierzu auch: TROLL, C.: Diskussionsbemerkung zu Wilhelmy, ebenda.
- WILHELMY, H.: Eiszeit und Eiszeitklima in den feuchttropischen Anden, Pet. Geogr. Mitt. Erg. H. 262, 1957.
- WOLDSTEDT, P.: Die Vergletscherung Neuseelands und die Frage ihrer Gleichzeitigkeit mit den europäischen Vereisungen, Eiszeit und Gegenwart Bd. 12, 1962.
- WUNDT, W.: Pluvialzeiten und Feuchtbodenzeiten, Pet. Geogr. Mitt. 1955.
- Anuario Meteorológico 1952—1959, La Paz.*  
Unveröffentlichtes Hydrologisches und Meteorologisches Material, Ministerio de Agricultura, Ganadería y Colonización, La Paz; Ministerio de Fomento, Dirección de Aguas e Irrigación, Lima.
- World Aeronautical Chart* Bl. 1136, 1193, 1194, 1258, 1259.

## INTRAMONTANE EBENEN IM HOCHLAND VON GODJAM (ÄTHIOPIEN)

Mit 4 Abbildungen, 9 Bildern und einer Tabelle

ARNO SEMMEL

### *Level surfaces of the Highland of Godjam (Ethiopia)*

*Summary:* The paper describes and genetically interprets level surfaces of the highland of Godjam (Ethiopia). They are similar to the south-east Asian "intra-mountain plateaux" (intramontanen Ebenen) as described by W. CREDNER. They differ from Rumpfflächen proper by being surrounded on all sides by mountain ridges.

Intra-mountain plateaux are not as a rule tectonic depressions but genuine erosion features. Proof of this is mainly as follows:

1. Within the plateaux fresh basalt forming the solid geology comes to the surface in many places;
2. Within and on the margins of the plateaux accumulations of unweathered blocks of basalt are found and can only be explained as remains of basalt sheets weathered in situ and subsequently eroded. A fluvial or solifluctive transport of these blocks can be discounted.

The erosion within the plateaux takes place by "wash troughs" and "wash gulleys" (Spülmulden and Spülrinnen). These join the rivers which cross the plateaux. The rivers lower the local base level by linear corrosion and thus create the prerequisites for the erosion of the plateaux themselves.

The original formation of the plateaux is due to the consequences of selective weathering. Deeply weathered rocks are removed more quickly than those weathered little or not at all. Once a depression has come into being it is enlarged horizontally and is also deepened by the processes of sheet wash. These processes have been continuing more or less unchanged since the lava flows ceased.

### I. Einleitung

Eine viermonatige Forschungsreise<sup>1)</sup> durch die im nordwestlichen Äthiopien gelegene Provinz Godjam bot Gelegenheit, ein für das Hochland von Godjam besonders charakteristisches Formenelement zu untersuchen: weitflächige, in das großwellige Hügelland eingesenkte Ebenheiten, die

<sup>1)</sup> Der Verfasser nahm an dieser Forschungsreise, die von der Deutschen Forschungsgemeinschaft gefördert wurde, als Begleiter von Herrn Prof. Dr. W. KULS, Bonn, teil. Herr Prof. Dr. KULS ist an den hier dargelegten Beobachtungen und Gedanken in wesentlichem Maße beteiligt.

den von W. CREDNER (1931) aus SO-Asien beschriebenen „Intramontanen Ebenen“ sehr ähnlich sehen. Im Gegensatz zu den eigentlichen Rumpflächentritten, die aus zahlreichen Gebieten der Flächenspülzone der wechselfeuchten Tropen bekanntgeworden sind<sup>2)</sup>, werden die intramontanen Ebenen allseitig von Höhenrücken umrahmt. Der Fluß, der eine solche Ebene durchzieht, tritt, nachdem er diese verlassen hat, wieder in eine relativ enge Talstrecke mit stärkerem Gefälle ein. Bereits G. W. GRABHAM (1925) erwähnt das Auftreten derartiger Verebnungen im Bergland von Godjam. Er hält diese Bildungen für tektonische Senkungsbecken, die allmählich aufgefüllt werden. Ganz ähnliche Auffassungen äußert LEE<sup>3)</sup> über die Entstehung der intramontanen Ebenen SO-Asiens<sup>4)</sup>. CREDNER dagegen deutet diese als Abtragungsformen. Unsere Untersuchungen sollten klären, ob für die intramontanen Ebenen Godjams die Annahme von GRABHAM zutrifft oder ob es sich um Abtragungsebenen handelt.

## II. Bemerkungen zum Großformenschatz Godjams

Die Provinz Godjam gehört mit ihren Kerngebieten dem äthiopischen Hochland an. Sie wird jedoch vom zentralen Amharen-Hochland durch das tiefeingeschnittene Canon-Tal des Blauen Nil getrennt. Mit seinen westlichen Regionen hat Godjam noch Anteil an dem Tiefland, das sich von der Sudan-Rumpffläche her nach Osten ausbreitet. Von hier aus greifen der Blaue Nil und seine Nebenflüsse mit keilförmigen Buchten in das äthiopische Basaltmassiv hinein und zergliedern den Hochlandabfall.

Auch in Godjam sind die für Äthiopien typischen klimatischen Höhenstufen ausgebildet: die heiße, unterhalb 1800—2000 m gelegene „Kolla“, die gemäßigte temperierte „Woina Dega“, der die Landesteile zwischen 1800 und 2700 m zuzurechnen sind, und schließlich die kühle „Dega“, der in Godjam nur die höchsten Teile der Tschokeberge angehören. Die Grenze Kolla-Woina Dega verläuft im Westen entlang des Hochlandabfalles. Diese markante Steilstufe wird häufig als Bruchlinie gedeutet, sie dürfte jedoch — das gilt zumindest für das Gebiet Godjams — richtiger als eine Denudationsstufe aufzufassen sein<sup>5)</sup>. An ihr berühren sich zwei morphologische Zonen, die gewisse Abweichungen in ihrem Formenschatz erkennen lassen. Das wird dort besonders deutlich,

<sup>2)</sup> Vgl. u. a. J. BÜDEL 1935, 1957 a, 1957 b, 1958; O. JESSEN 1936; L. C. KING 1948; H. LOUIS 1935, 1957 u. 1961; E. OBST u. K. KAYSER 1949; F. THORBECKE 1951.

<sup>3)</sup> Zit. b. W. CREDNER 1931, S. 16.

<sup>4)</sup> Auch die neuerdings von W. CZAJKA (1958, S. 150—154) beschriebene intramontane Einebnungsregion von Patos (NO-Brasilien) wird als wahrscheinlich tektonisch entstanden angesehen.

<sup>5)</sup> Vgl. hierzu G. W. GRABHAM 1925, S. 174.

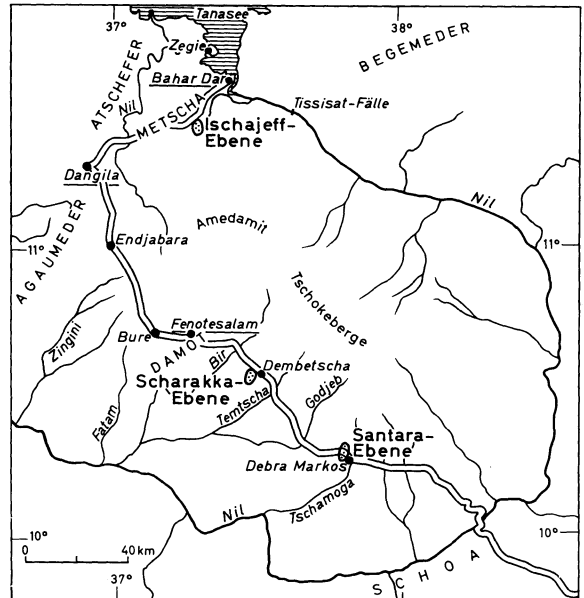


Abb. 1: Übersichtsskizze des Arbeitsgebietes

wo das Tiefland von der Basaltdecke völlig oder doch so weit entblößt worden ist, daß der Granit in die Nähe der Oberfläche rückt und im Landschaftsbild die hierfür typischen Merkmale auftreten: ein eng zertaltes, außerordentlich lebhaftes, kuppiges Relief, das im großen Gegensatz zu den flachen, terrassierten Formen der reinen Basaltlandschaft der Woina Dega steht<sup>6)</sup>. Dieser Landschaftstyp konnte von uns in der Umgebung der koptischen Missionsstation Mandura im Balas-Tiefland westlich Matakel beobachtet werden. Der Balas selbst fließt in einem Flachmuldental, ähnlich jenen Tälern, die als charakteristisch für die wechselfeuchten Tropen gelten<sup>7)</sup>. Aber auch in den Kolla-Bereichen, in denen die horizontalen Trappstufen oder die ein ähnliches Terrassenrelief bildenden Sedimentgesteine anstehen, sind gegenüber der Woina Dega morphologische Unterschiede zu bemerken<sup>8)</sup>. Zwar beherrschen hier wie dort die meist infolge des ständigen Wechsels von harten Trappdecken und lockeren Tuffschichten entstandenen „Schichtstufen“<sup>9)</sup> das Bild, die Flüsse aber, die im Gebiet der Woina Dega in sehr flachen, sohlenfreien V-Tälern fließen, haben sich hier klammartig eingeschnitten. Ein schönes Beispiel dafür bietet der Tschamoga-Anriß unmittelbar östlich Debra Marcos.

<sup>6)</sup> Ein ausgezeichnetes Bild ähnlicher Reliefverhältnisse vermittelt die Abb. 9 in J. WERDECKER 1961.

<sup>7)</sup> Vgl. H. LOUIS 1957, S. 13 und 1961, S. 103.

<sup>8)</sup> Es sei darauf hingewiesen, daß unsere Reise nur Randgebiete der Kolla berührte.

<sup>9)</sup> Vgl. J. BÜDEL, 1954, S. 143 und J. WERDECKER 1958, S. 63.

Das Formenbild der Woina Dega prägen lange, vorwiegend Ost-West streichende Bergrücken, die häufig von Amben<sup>10)</sup> gekrönt werden. Gut terrassierte Hänge führen zu den flachen V-Tälern hinab oder gehen mit mehr oder weniger deutlichem Knick in oft weitausgedehnte Ebenheiten, die „Intramontanen Ebenen“, über.

An der Grenze zur Dega-Stufe stellt sich abermals ein gewisser Wechsel im Formenschatz ein. Und zwar besitzt das Relief dieser Region verwandte Züge mit der Kolla. Es herrschen weite Terrassen vor, deren Flächen mit geringer Neigung zu verhältnismäßig tiefeingeschnittenen, steilwandigen Kerbtälern abfallen. In beiden Bereichen fehlen intramontane Ebenen. Ein Unterschied zwischen Kolla und Dega besteht allenfalls insofern, als daß im Tiefland die Terrassenkanten schärfer hervortreten. Wir müssen aber offen lassen, ob das eine Folge klimatischer Faktoren ist — so fallen z. B. in der Dega auch während der Trockenzeit in bestimmten Perioden täglich Gewitterregen — oder ob hierfür geologische Besonderheiten verantwortlich zu machen sind.

Die vorstehenden Ausführungen lassen erkennen, daß jeder klimatischen Höhenstufe spezifische Reliefmerkmale eigen sind. Überraschenderweise besitzen dabei Kolla und Dega mehr Ähnlichkeit miteinander als die zwischen beiden gelegene Woina Dega. Wir meinen deshalb, daß nicht so sehr klimatische Ursachen die morphologischen Unterschiede bedingen als vielmehr tektonische. So scheint sich nämlich in der stärkeren Eintiefung der Flüsse des Kolla-Randgebietes die durch die postbasaltische Hebung des abessinischen Blockes ausgelöste junge Zerschneidung auszuwirken. Letztere hat das Gebiet der heutigen Woina Dega noch nicht erreicht. Die kräftige Tiefenerosion der Flüsse in der Dega-Region dagegen ist möglicherweise auf eine besonders schnelle, dem übrigen Hochland vorausliegende Hebung des Tschoke-Gebietes zurückzuführen.

In den Gebieten stärkerer junger Zerschneidung fehlen — wie schon angeführt — die intramontanen Ebenen. Diese sind offenbar nur in der Woina Dega verbreitet. Es können zwei Typen solcher Ebenen unterschieden werden: einmal die Formen, deren Gerinne in der Trockenzeit kein Wasser führen, zum anderen jene Ebenen, die von einem ganzjährig wasserführenden Fluß durchzogen werden. Große Teile der letztgenannten Formen entsprechen in allen wesentlichen Eigenschaften den Ebenen ohne ganzjährig wasserführenden Fluß (vgl. S. 180). Es kann daher auf eine getrennte Beschreibung der beiden Typen verzichtet werden.

Vier intramontane Ebenen wurden von uns nä-

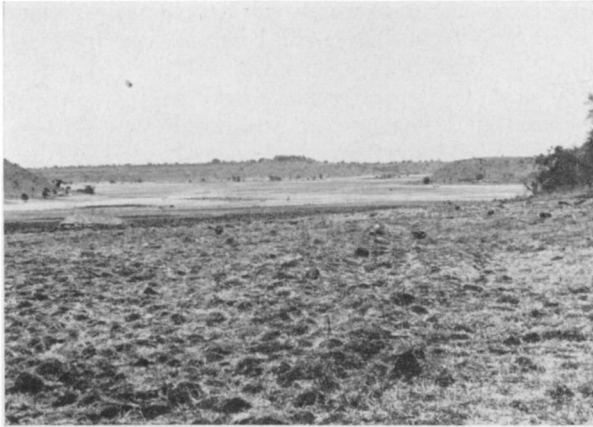
<sup>10)</sup> Äthiopische Bezeichnung für einen allseitig isolierten Bergrücken.

her untersucht. Es handelt sich dabei um die Ischajeff-Ebene (etwa 40 km südwestlich Bahar Dar), die Scharaka-Ebene (10 km westlich Dembetschia), die Santara-Ebene (wenige km westlich Debra Marcos) und — als einzige außerhalb Godjams — eine Ebene 30 km nördlich Addis Abeba. Die Ebenen gleichen sich in ihren wesentlichen Merkmalen sehr. Sie seien im folgenden zusammenfassend beschrieben.

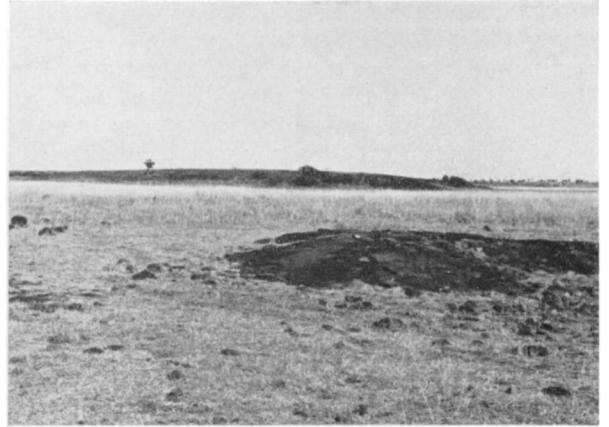
### III. Die intramontanen Ebenen Godjams, Aufschüttungs- oder Abtragungsformen?

*A. Form und Beschaffenheit der Oberflächen der Ebenen.* Allen vier Ebenen ist gemeinsam, daß sie nur von einem größeren Bach bzw. Fluß durchzogen werden, der auch während der Trockenzeit Wasser führt. Die Ebenen erreichen ihre größte Ausdehnung in Richtung dieses Wasserlaufes. Sie beträgt acht bis fünfzehn km, kann in anderen Fällen aber sowohl darüber hinaus gehen, als auch unterschritten werden. So beobachteten wir z. B. einige solcher Formen, die nur 200—300 m lang sind. Die Breite scheint im allgemeinen der Länge proportional zu sein, d. h., in den untersuchten Beispielen beträgt sie drei bis sieben km. Die Hänge der angrenzenden Bergrücken steigen zunächst ganz allmählich (schematisch auf Abb. 2, Profil A und B., dargestellt) aus der Ebene an. Der flache Anstieg geht meist in eine steile Geländekante über. In dieser tritt vielfach der unverwitterte Basalt zutage, und vor der Stufe liegen bis in 100—200 m Entfernung zahlreiche Basaltblöcke auf dem flachgeneigten Rand der Ebene (vgl. Bild 2). Auch in den zentralen Teilen der Ebenen sind gelegentlich Blockanhäufungen zu beobachten (vgl. Bild 3). Das frische Gestein scheint in der Regel erst in größerer Tiefe anzustehen, denn hier vorgenommene Grabungen und Bohrungen stießen bis 2,50 m nur auf lehmigen Basaltzersatz (vgl. jedoch oben). Auf den flach geneigten Flanken der Bergrücken trifft man zwar ebenfalls an der Oberfläche keinen unverwitterten Basalt an (von einzelnen Blöcken abgesehen), doch liegt hier das frische Gestein nur unter einer dünnen Bodendecke, die meist kolluvial sein dürfte<sup>11)</sup>. Das umgelagerte Material ist von dem in situ gebildeten Boden makroskopisch nicht zu unterscheiden. Deshalb läßt sich auch nicht ohne weiteres klären, ob das lehmige Substrat, aus dem der Boden der Ebene zum größten Teil besteht, Bodensediment oder auf anstehendem Basalt entwickelter Boden ist. Für den unter den Basaltblöcken (vgl. Bild 2 und 3) liegenden Boden muß in-

<sup>11)</sup> Von J. BÜDEL (1958, S. 99) werden ähnliche Unterschiede in der Verwitterungstiefe für Ebene und Hang angeführt. Wir beobachteten jedoch auch an manchen flachgeneigten Hängen bis über zehn Meter tief reichenden Zersatz.



1



4



2



5



3



6

*Bild 1:* Teil der Ischajeff-Ebene

*Bild 2:* Blockanhäufungen in der randlichen Region einer Ebene

*Bild 3:* Blockanhäufungen in einer Ebene

*Bild 4:* Unverwitterter Basalt in einer Ebene

*Bild 5:* Angewitterte Basaltkuppel

*Bild 6:* Dammfluß

dessen angenommen werden, daß er aus in situ verwittertem Gestein hervorgegangen ist, denn die Blöcke können nur als Reste einer an Ort und Stelle verwitterten Basaltdecke gedeutet werden. Die Größe der Steine schließt einen fluviatilen, ihre Höhenlage von oft nur 1800 m ü. NN. einen „periglazial“-soliflukativen Transport aus. Ebenso scheint eine größere Bewegung der Blöcke im Bodengekrieche, das gelegentlich an steilen Hängen während der Regenzeit auftritt<sup>12)</sup>, angesichts des außerordentlich geringen Gefälles nicht möglich.

Jedoch nicht nur verwittertes Anstehendes läßt sich in der Ebene nachweisen, sondern an vielen Orten taucht auch frischer Basalt auf. Da diese Stellen meist völlig im Niveau der Ebene liegen, sind sie erst aus unmittelbarer Nähe zu erkennen (vgl. Bild 4). Auf ihnen hat die Bodenbildung das Syrosemstadium noch nicht überschritten, und es herrscht der Eindruck vor, als würden sie allmählich, da sie der Verwitterung gegenüber offenbar weitgehend immun sind, aus der Ebene herauspräpariert, gleich jenen flachen Schilden, die vereinzelt tatsächlich die Fläche überragen (vgl. Abb. 2, Profil B). Doch häufig wird auch hier die Verwitterung mit der Tieferlegung der Ebene Schritt halten. Der freiliegende Basalt ist in besonderem Maße der Insolation ausgesetzt. Überall kann man schalige Absonderung und Kernsprünge beobachten. Außerdem beweisen Karren- und Näpfchenbildungen an den einzelnen Blöcken, daß auch die chemische Verwitterung nicht ruht.

Besonders interessant für unsere Fragestellung sind die Stellen, an denen die Ebenenfläche kuppelförmig aufragenden Basalt schneidet. Der höchste Teil der so entstandenen Kalotte ist dann oft herausgewittert und ein geschlossener Kranz

von dicht aneinandergereihten Blöcken zurückgeblieben (vgl. Bild 5). Innerhalb dieses Kranzes nun aber liegt die Oberfläche des Bodens bedeutend höher als außerhalb. Das spricht dafür, daß in der Ebene abgetragen wird.

Wir können schon jetzt mehrere Indizien anführen, die die Ebenen als Abtragungsflächen kennzeichnen. Neben dem eben erwähnten gehören dazu das Auftauchen von frischem Gestein im Niveau der Ebenenfläche und die Blockfelder in zentralen und peripheren Teilen der Ebenen. Derartige Erscheinungen sind nur schwer zu erklären, wenn man die Ebenen als Aufschüttungsformen deutet. Die Auffüllung müßte dann an den Stellen, an denen die Oberfläche aus frischem Anstehenden besteht, immer genau diese Höhe erreicht haben. Eine solche Annahme scheint doch recht willkürlich. Die gleichen Überlegungen gelten für die Blockfelder. Würden diese allmählich zugehüttet, so sollte man erwarten, daß auch unter der Oberfläche die Blöcke in gleicher Zahl und Größe zu finden sind. An verschiedenen Stellen angelegte Schürfe stießen aber nur auf blockfreies lehmiges Feinmaterial<sup>13)</sup>. Da die oberflächige Anhäufung der Blöcke nicht auf einen horizontalen Transport zurückzuführen ist (vgl. S. 175), kann es sich hierbei nur um nicht verwitterte Rückstände

<sup>13)</sup> An anderer Stelle (vgl. W. KULS u. A. SEMMEL 1962, S. 282 u. S. 281) wird von uns erwähnt, daß mancherorts auch Blockansammlungen überschüttet werden können oder daß mehrere Meter mächtige Blocklagen aus in situ verwitternden Basaltdecken entstehen. Der zuerst genannte Fall dürfte zwanglos als lokale Bildung und zeitweilige Durchgangsaufschüttung, wie sie z. B. von W. CREDNER 1931, S. 16, O. JESSEN 1936, S. 337 und H. LOUIS 1959, S. 317 angeführt wird, zu erklären sein. Das Auftreten von Blocklagen, die sich auch unter Flur fortsetzen, läßt sich ebenso als Beweis für eine Abtragung wie für eine Aufschüttung heranziehen.

<sup>12)</sup> Vgl. J. BÜDEL 1954, S. 144.

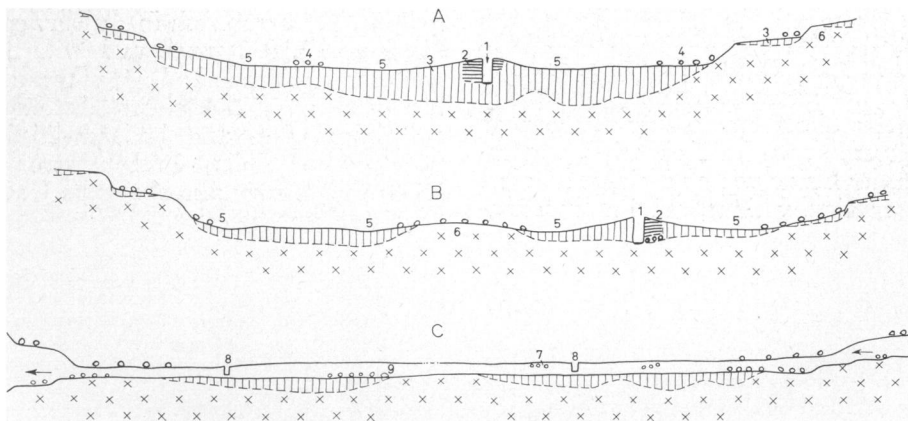


Abb. 2: Schematisches Querprofil (A und B) und Längsprofil (C) einer intramontanen Ebene. 1 = Dammsfluß; 2 = Hochflutsediment; 3 = in situ verwitterter Basalt; 4 = unverwitterte Blöcke; 5 = Spülmulden; 6 = unverwit-

terter Basalt; 7 = Schotter in der Dammkrone; 8 = Mündung eines Spülmuldengrabens in den Hauptfluß; 9 = Schotter am Boden des Hauptflusses

aus höheren Basaltdecken, die abgetragen worden sind, handeln. Schließlich haben wir in keiner dieser Ebenen Sumpfbereiche und Seen gefunden, die in einem Aufschüttungsgebiet doch eigentlich zu erwarten sind und wie sie z. B. in den Senken des jungvulkanischen Gebietes von Burie und Endjagara auftreten<sup>14</sup>). Auf Grund der vorhergehenden Ausführungen können wir also sagen, daß sich in den Ebenen kein sicheres Kriterium für ein Überwiegen der Aufschüttung nachweisen läßt.

### B. Der ganzjährig wasserführende Dammsfluß

Dieser Folgerung widerspricht nun scheinbar der ganzjährig wasserführende Fluß, der die Ebene durchzieht. Er quert oberhalb der Ebene mit schnellenreichem Lauf unverwittertes Gestein. Dabei führt er nur wenig Geröll mit sich. Das ändert sich, sobald er in die Ebene eintritt. Zwar fließt er auch hier zunächst auf frischem Anstehenden, an den Rändern seines Bettes sind indessen beträchtliche Schottermassen abgelagert. Die einzelnen Gerölle zeigen eine gute Zurundung, ihre Durchmesser überschreiten selten 10 cm. Der bis 1 m mächtig werdende Schotterkörper wird immer von einer Hochflutlehmdecke überlagert, die bis 3 m Stärke erreichen kann. Es bietet sich somit ein Bild, wie es auch die Talböden der gemäßigten Breiten zeigen: über dem Schotterkörper der Niederterrasse folgt der holozäne Auelehm. In diesem Flußanschnitt kann also eine Aufschüttung gewissen Ausmaßes gar nicht geleugnet werden. Das Bild ändert sich jedoch, wenn man den Fluß ebeneinwärts verfolgt. Sobald im Flußbett nicht mehr das frische Anstehende angeschnitten wird, verschwinden nach einer kurzen Strecke auch die Schotter (schematisch dargestellt auf Abb. 2, Profil C). Der Fluß hat jetzt sein Bett mit steilen Rändern in lehmiges Feinmaterial eingetieft (vgl. Bild 6). Er fließt auf dem Scheitel eines flachen Dammes, der die Ebene deutlich überragt (vgl. Profile A und B, Abb. 2). Der Damm aber kann kaum anders als durch Aufschüttung entstanden sein. Doch dürfte dieselbe auch hier nur geringe Ausmaße besitzen, denn der Fluß trifft wiederholt mitten in der Ebene wie auch einige hundert Meter, bevor er diese verläßt, auf im ursprünglichen Verband anstehenden Basalt; eine Tatsache, die sich schwerlich als Merkmal eines aufschüttenden Flusses deuten läßt. Viel überzeugender dagegen ist die Annahme, daß der Fluß sich eintieft und an den Stellen, an denen er im lehmigen Substrat fließt, tiefgründig verwitterten Basalt ausräumt. Dafür spricht auch eine Beobachtung, die wir einige Male machen konnten: in der Dammkrone treten Nester mit stark verwitterten Schottern auf. Da der Fluß in der Ebene die Schotter

nur an seinem Grunde transportiert, läßt sich hieraus schließen, daß der Fluß an der betreffenden Stelle sein Bett tiefergelegt hat. Aufschotterung und Dammbildung können demnach nur Vorgänge von untergeordneter Bedeutung sein. Wir beobachteten, daß Schotter nur dann auftreten, wenn der Fluß frisches Gestein berührt. Sie sind überdies nur in der unmittelbaren Nachbarschaft des Flußbettes zu finden und keilen seitlich sehr bald aus.

Die Schotterbildung beweist nun einmal, daß der Fluß auch in der Ebene eine gewisse Erosionskraft besitzt. Da er aber — von wenigen Stellen abgesehen — in dem frischen Gestein kein nennenswertes Bett eingetieft hat, muß er offenbar innerhalb gewisser Grenzen seinen Lauf häufig verlagern. Die an den Seiten des Bachbettes sedimentierten Schotter werden alsbald mit Hochflutlehm überdeckt, der allmählich bis zur Dammkrone aufgeschüttet wird. Auf diese Weise baut der Fluß die steilen Ränder seines Bettes, die während der Niedrigwasserzeit abflachen, stets wieder selbst auf. Reste von Hochflutlehm, die wir in auf dem Damm wurzelnden Bäumen und Sträuchern fanden, beweisen darüber hinaus, daß der Fluß sein Bett manchmal überflutet und lehmiges Substrat auch auf dem Damm ablagert.

Wenn es jedoch zutrifft, daß die gesamte Ebene tiefergelegt wird, muß der Damm ebenfalls wieder abgetragen werden. Das heißt, er sollte nicht durchweg aus Hochflutlehm aufgebaut sein, sondern zumindest teilweise aus anstehendem Basalt oder dessen autochthonen Verwitterungsprodukten.

Bodensediment und in situ gebildeter Boden unterscheiden sich in unserem Falle zu wenig, als daß man bereits im Gelände klären könnte, in welchem Verhältnis sie am Aufbau des Dammes beteiligt sind. Deshalb wurden an verschiedenen Orten eine Anzahl Proben entnommen und diese sedimentpetrographisch in Anlehnung an die vor allem von J. P. BAKKER und Mitarbeitern angewandten Arbeitsmethoden<sup>15</sup> untersucht. Die Proben sind granulometrisch, schwermineralogisch, tonmineralogisch und bodenchemisch analysiert worden. Von einigen Proben konnten außerdem Dünnschliffe für mikroskopische Untersuchungen angefertigt werden.

Die Analysenergebnisse von zwei Proben, die in der Santaraebene entnommen wurden, seien hier als Beispiel ausführlich diskutiert. Für ihre Entnahme hatten wir einen 0,60 m tiefen Einschlagn in 10 m Entfernung vom Fluß gegraben. Das Profil gliedert sich in

- 0—30 cm dunkelbrauner (Munsell-Farbwert trocken 7,5 YR 4/4, feucht 7,5 YR 3/3) lehmiger Ton, Krümelgefüge, sehr stark durchwurzelt,
- 30—60 cm kräftig brauner (7,5 YR 5/6, 7,5 YR 4/4) Ton, fleckig, dichtes Gefüge, sehr schwach durchwurzelt.

<sup>15</sup>) Vgl. J. P. BAKKER 1954, 1957, 1958 und J. P. BAKKER u. H. J. MÜLLER 1957.

<sup>14</sup>) J. BÜDEL (1954, S. 145) beschreibt ähnliche Bildungen.

Die Probe F<sub>3</sub> entstammt dem zwischen 30 und 60 cm, die Probe F<sub>4</sub> dem zwischen 15 und 30 cm liegenden Substrat.

Auf Abb. 3 sind die Summenkurven der Körnungsanalysen der beiden Proben dargestellt. Beiden gemeinsam ist die schlechte Sortierung sowie das Fehlen aller Fraktionen, die gröber als 0,2 mm sind. Ein wesentlich anderes Kurvenbild liefert dagegen der aus dem Granitgebiet des Balas stammende Hochflutlehm (Probe E<sub>1</sub>), das zum Vergleich angeführt sei. Die Proben F<sub>3</sub> und F<sub>4</sub> unterscheiden sich hauptsächlich im Tongehalt. Dabei entspricht F<sub>3</sub> nahezu den Proben F<sub>1</sub> und C<sub>25</sub>, die Probe F<sub>4</sub> dagegen der Probe A<sub>30</sub>. Bei den Proben F<sub>1</sub> und C<sub>25</sub> handelt es sich mit Sicherheit um in situ verwittertes Material, bei der Probe A<sub>30</sub> um Hochflutlehm, der sich in den Ästen eines Baumes abgesetzt hatte. Ähnliche Unterschiede sind bei 18 weiteren Proben zu bemerken, die unter dem gleichen Aspekt entnommen wurden<sup>16)</sup>. Das Hochflutmaterial enthält immer um 15% bis 20% weniger Ton und etwas mehr Schluff als der Boden, der aus in situ verwittertem Gestein hervorgegangen ist. Die Differenz im Tongehalt dürfte darauf zurückzuführen sein, daß ein Teil des Tons, der im autochthonen Boden gebildet wurde, als Flußstrübe weitertransportiert worden ist. Für eine durch bodengenetische Vorgänge (Durchschlammung) entstandene Tonverarmung des oberen Profilschnittes finden sich weder im Einschlag noch im Dünn-

<sup>16)</sup> Die ausgezeichnete Übereinstimmung der Proben, die Substraten gleicher Entstehung zugehören, ist im wesentlichen in der Homogenität des Ausgangsgesteines (in allen Fällen Basalt mit nur unbedeutenden petrographischen Unterschieden) begründet.

schliff entsprechende Merkmale. Dem geringfügigen Ansteigen des Schluffgehaltes in den Hochflutsediment-Proben messen wir keine größere Bedeutung bei. Es kann verschiedene Ursachen haben<sup>17)</sup>.

Die tonmineralogische Zusammensetzung der Proben F<sub>3</sub> und F<sub>4</sub> ist fast die gleiche (vgl. Tabelle 1). Das kaolinitische Material beider Proben ist stark fehlgeordnet. Die bodenchemischen Analysenwerte weisen gleichfalls keine größeren Unterschiede auf (vgl. Tabelle 1). Das gilt auch für die Schwermineral Komponenten (vgl. Tabelle 1). Von gewisser Bedeutung ist vielleicht die Tatsache, daß die Probe F<sub>3</sub> nur grüne Hornblende enthält, in der Probe F<sub>4</sub> aber noch farblose und braune Amphibole auftreten. Diese sind allerdings stark angeätzt, sie scheinen gegenüber der Verwitterung instabiler zu sein als die grüne Hornblende. Daraus könnte gefolgert werden, daß das Material der Probe F<sub>3</sub> der Verwitterung länger ausgesetzt war als das der Probe F<sub>4</sub>. Mit anderen Worten: es ist nicht unwahrscheinlich, daß das Substrat, dem F<sub>3</sub> entstammt, von einer jüngeren Sedimentdecke mit weniger verwittertem Material überlagert wurde. Wenn dem so ist, sollte man auch bei den Augiten ähnlich zu deutende Unterschiede erwarten. Das gelang indessen nicht. Zwar sind in der Probe F<sub>3</sub> 65% der Augite stark angewittert, aber auch in der Probe F<sub>4</sub> wurden 61% angeätzte Augite gezählt. Hiermit läßt sich also nicht eine Verschiedenheit der Substrate nachweisen. Die geringfügige Abweichung im Hornblendegehalt könnte un-

<sup>17)</sup> Man vergleiche die Diskussion dieser Frage bei E. C. J. MOHR und F. H. VAN BAREN 1954, v. a. S. 332—338, und bei J. P. BAKKER u. H. J. MÜLLER 1957, v. a. S. 391—393.

Tabelle 1

## Schwermineralgehalt

	Gesamt	Opak	Erz	Transpar.	Augit	Hbl.	Braun	Grün	Farblos
F <sub>4</sub>	28 %	56 %	16 %	28 %	86 %	14 %	3	5	6
F <sub>3</sub>	0.08 %	65 %	13 %	22 %	85 %	15 %	—	8	—
C <sub>8</sub>	1.16 %	95 %	4 %	0.5 %	+	—	—	—	—

## Tonmineralgehalt

	Quarz	Feldsp.	Muskov.-Illit	Kaol.	Goethit	Hämat.	Hydrargill.	Montmorill.
F <sub>4</sub>	Gesamt	5—10	+	10—15	H	?	+	
	6—2 μ	10	2—3	20	H	?	+	
	<2 μ	3	?	+	H	++	?	
F <sub>3</sub>	Gesamt	2		10—20	30	+	+	
	6—2 μ	10	2	20	40	+	+	
	<2 μ	1—2		10	50	+	+	
C <sub>8</sub>	Gesamt	2			H		H	
	6—2 μ	2			H	+	H	
	<2 μ	1—2			H		+	
F <sub>1</sub>	Gesamt	3—5	3		10			H
	6—2 μ	10	5—10	30	20	+		++
	<2 μ	3	+	10—20	10—20	+		H

## Chemische Analysen

	pH	S	T	T—S	V	CaO	Laktatlösl.		Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> n. Deb	Humus	C/N
							K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> mg/100 g			
F <sub>4</sub>	4.7	15.6	26.0	10.4	60.0	0.2 %	>50	3	7.9 %	4.0 %	8.0
F <sub>3</sub>	5.5	18.4	31.1	12.7	59.1	0.2 %	>50	<1	9.7 %	1.8 %	5.7
F <sub>1</sub>	5.1	39.2	54.4	15.2	72.1	0.8 %	22	22?	4.2 %	3.6 %	5.8
C <sub>8</sub>	4.2	10.4	24.4	14.0	43.4	0.08%	22	0	7.7 %	0.8 %	—

Es bedeuten: H = Hauptgemengteil  
++ = wesentlicher Gemengteil  
+ = Mineral deutlich nachgewiesen

ter Umständen als zufällig erklärt werden. Gegen eine solche Auffassung spricht jedoch der Gesamtschwermineralgehalt der einzelnen Proben. Dieser beträgt bei  $F_3$  0,08 %, bei  $F_4$  aber 28 %. Ein so hoher Schwermineralanteil, wie ihn die Probe  $F_4$  besitzt, kann wohl nur durch eine Sortierung zustande kommen. Es ist anzunehmen, daß aus dem vom Fluß mitgeführten Hochflutmaterial die schweren Komponenten abgesetzt werden, sobald der Fluß über seine Ufer tritt und dadurch die Transportkraft wesentlich vermindert wird. So entstehen auf den Dämmen regelrechte Schwermineralseifen<sup>18)</sup>.

Die Ergebnisse der Korngrößen- und Schwermineralanalysen weisen also auf die grundsätzliche Verschiedenheit der Proben  $F_3$  und  $F_4$  hin. Bei dem einen Substrat handelt es sich sehr wahrscheinlich um einen in situ verwitterten Basalt, bei dem anderen um ein Bodensediment. Die Hochflutlehmdecke besitzt an dieser Stelle nur eine Mächtigkeit von maximal 30 cm. Das beweist, daß die Aufschüttung nur Durchgangscharakter hat. Sie wird offensichtlich immer wieder abgetragen. Der Abtransport des dabei anfallenden Materials erfolgt über Formen, die im folgenden Abschnitt beschrieben werden.

*C. Spülmulden und Spülrinnen.* Der ganzjährig wasserführende Hauptfluß besitzt innerhalb einer Ebene — soweit wir beobachten konnten — keine direkten Nebenflüsse. Zwar treten aus dem höher gelegenen Gelände zahlreiche Gerinne in die Ebene ein, sie erreichen aber nicht den Hauptfluß, sondern laufen in breite, flache, muldenartige Vertiefungen, die „Spülmulden“<sup>19)</sup>, bzw. in schmalere Formen, die „Spülrinnen“, aus (vgl. Bild 7). Nur in den wenigsten dieser Gerinne steht auch während der Trockenzeit Wasser. Die größeren von ihnen besitzen einen mehr oder weniger gut ausgeprägten Damm, der darauf hindeutet, daß die Wasserläufe zumindest zeitweise aufschütten. Eigenartigerweise ist aber dort, wo die Gerinne in die Flachmulden übergehen, kein Schwemmfächer zu erkennen. In diesem Bereich findet wahrscheinlich keine nennenswerte Sedimentation mehr statt. Andere Indizien zeigen ebenfalls an, daß in den Mulden die abtragenden Vorgänge überwiegen. So werden von ihnen häufig alte Ackerraine, die an manchen Stellen auftreten, durchbrochen (vgl. Bild 8). Weiterhin läßt sich an den Pflugkanten, die die auf den flach geneigten Dämmen gelegenen Äcker begrenzen, erkennen, daß hier ein beträchtlicher Abtrag vor sich geht, der in Richtung auf die Spülmulden verläuft. Die Spülmulden und Spülrinnen flankieren in vie-



Bild 7: Spülrinne



Bild 8: Zerschnittener Ackerrain in einer Ebene

len Fällen den Damm des Hauptflusses. Sie verengen sich flußabwärts allmählich und gehen schließlich in schmale, bis 1 m tiefe Gräben über, die in den Hauptfluß münden. Bezeichnenderweise besitzen diese Gräben keinen Damm, der eine gelegentliche Aufschüttung andeuten würde. Es handelt sich bei ihnen ebenfalls um Erosionsformen. Und zwar vollzieht sich über diese Gräben die gesamte Entwässerung der Ebene, damit zugleich aber auch der Abtransport des in der Ebene abgetragenen Materials. Ein direkter Abfluß des in der Ebene anfallenden Oberflächenwassers in den Hauptfluß kann wegen des Dammes nicht erfolgen. Es ist daher anzunehmen, daß die Spülmulden entscheidend an der Tieferlegung der Ebene beteiligt sind. Sie können diese Funktion allerdings nur in dem Maße erfüllen, in dem der Hauptfluß, der für sie ja den Vorfluter darstellt, die lokale Erosionsbasis tieferlegt.

Nunmehr wird verständlich, warum in der Ebene die abtragenden Vorgänge dominieren: Der Fluß kann nur aufschütten, wenn die Hochwasser den Damm überfluten. Bei allen Niederschlägen, die die dazu nötigen Wassermengen nicht liefern,

<sup>18)</sup> Es sei hier bemerkt, daß der Schwermineralgehalt in den oberflächennahen Horizonten äthiopischer Basaltböden häufig dadurch scheinbar ansteigt, daß mit Sesquioxidkrusten überzogene Leichtminerale in die Schwermineralfraktion fallen. Dies trifft jedoch für die Probe  $F_4$  nicht zu.

<sup>19)</sup> Die Bezeichnung erfolgt in Anlehnung an H. LOUIS (1959), der ähnliche Formen aus den Inselberggebieten am Golf von Siam beschreibt.



wird dagegen vom Damm Material abgetragen, das über die Spülmulden in den Hauptfluß gelangt.

Nach Aussagen der Eingeborenen (und unsere eigenen Beobachtungen können das nur bestätigen) tritt der Hauptfluß während der Trockenzeit nie über seine Ufer. Dazu sei eine Bemerkung über den Verlauf der Trockenzeit 1959/1960, während der wir uns in Godjam aufhielten, eingefügt. Innerhalb dieser Zeit wechselten zehn- bis vierzehntägige Perioden absoluter Trockenheit (relative Luftfeuchtigkeit unterhalb 15 %) mit Perioden, die jeden Nachmittag erheblichen Gewitterregen brachten. So weist denn auch die Abb. 3,

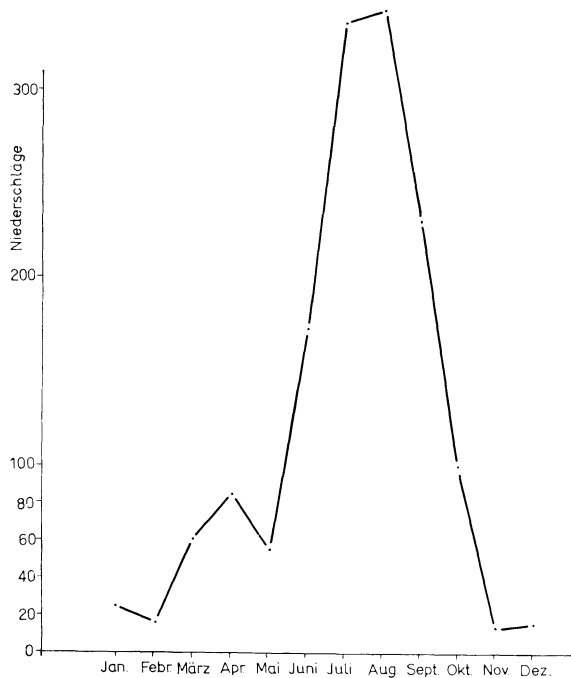


Abb. 3: Niederschlagsmessungen des Airport Debra Marcos

die die Niederschlagsmessungen des Airport Debra Marcos in den Jahren 1954—1959 graphisch darstellt, selbst für den regenärmsten Monat, den November, noch eine Niederschlagsmenge von mehr als 10 mm auf. Die Gewitterregen genügen in der Regel sicher nicht, um die Dämme des Hauptflusses zu überfluten, sie verursachen aber jeweils eine kräftige stoßweise Wasserführung des Stromes. Dessen Erosionsfähigkeit wird dadurch erhöht und die Tieferlegung seines Bettes gefördert. Zugleich bewirken die in der Ebene oberflächlich ablaufenden Wassermassen, die je nach Art der Vegetation als Schichtfluten oder — wie es O. JESSEN<sup>20)</sup> beschreibt — als sich vielfach verästelnde Rinnsale auftreten, eine beträchtliche Abspülung,

<sup>20)</sup> Vgl. JESSEN 1936, S. 336.

denn der vorwiegend aus Ton bestehende Boden ist äußerst transportfähig.

Somit können wir zunächst einmal folgern, daß die während der Trockenzeit fallenden, z. T. recht ansehnlichen Niederschläge in den Ebenen abtragend wirken. Für die etwa dreimonatige Regenzeit müssen wir wesentlich andere Verhältnisse annehmen. Während dieser Zeit ist nach Aussagen der Eingeborenen der größte Teil der Ebene überschwemmt. Mehrere Indizien sprechen allerdings dafür, daß der Damm des Hauptflusses relativ selten und nur kurzfristig überflutet wird. Einmal liegen auf den Dämmen im Gegensatz zur übrigen Ebene, die nur als Weideland genutzt wird, Ackerfelder. Da die Aussaat zu Beginn der Regenzeit erfolgt, müßten die Gersten- und Teffsaaten, würden die Dämme längere Zeit unter Wasser stehen, durch die Überschwemmung keinen Schaden nehmen, was doch recht unwahrscheinlich ist. Zum anderen sind gelegentlich sogar Eingeborenenhöfe auf den Dämmen anzutreffen. Die Bauweise der einzelnen Tukuls weicht nicht von der sonst üblichen ab, nichts deutet darauf hin, daß die Bewohner sich eines Hochwassers erwehren müßten. Deshalb kann die Überflutung des Dammes, die ja zumindest stellenweise nachgewiesen wurde, nur von kurzer Dauer sein. Vielleicht tritt sie an manchen Orten lange Zeit überhaupt nicht ein. Wir dürfen daher annehmen, daß auch während der Regenzeit auf den Dämmen die meiste Zeit abgetragen wird. Offen bleibt, welche Vorgänge währenddessen in den Spülmulden ablaufen. Daß sie sowie die übrigen Teile der Ebene unter Wasser stehen, ist kaum zu bezweifeln. Es fragt sich jedoch, ob es sich hierbei um stagnierendes Wasser handelt, oder ob eine Wasserbewegung und damit auch ein gewisser Materialtransport stattfindet. Da unser Aufenthalt auf die Trockenzeit beschränkt war, können wir hierüber keine genaueren Angaben machen. In bestimmtem Umfange erlaubt aber die Verbreitung der Böden in den Ebenen eine Beantwortung dieser Frage.

**D. Die Böden.** Die Böden der intramontanen Ebenen stellen einen besonderen Catena-Typ im Sinne G. MILNES dar<sup>21)</sup>. Zeichnen sich die Böden der Ebenen und der tieferen Hangteile im Bereich der wechselfeuchten Tropen gemeinhin durch eine dunkelbraune bis schwarze Farbe, die Böden der Hügel dagegen durch eine rötlich braune bis rote Farbe aus — Beobachtungen, wie sie u. a. von P. VAGELER, W. KUBIENA, C. TROLL und R. SCHOTTENLOHER und H. F. MURPHY<sup>22)</sup> mitgeteilt werden —, so gilt das für die von uns zu beschrei-

<sup>21)</sup> Vgl. G. MILNE u. a. 1936, S. 16—17.

<sup>22)</sup> Vgl. P. VAGELER 1936, S. 185, W. KUBIENA 1957, S. 56, C. TROLL u. R. SCHOTTENLOHER 1939, S. 228, H. F. MURPHY 1959, S. 42 u. 46.

bende Catena nur in besonderen Fällen. Das charakteristische Kennzeichen einer intramontanen Ebene mit einem ganzjährig wasserführenden Fluß ist vielmehr, daß in ihr braune und schwarze Böden nebeneinander auftreten. Und zwar findet man die helleren Böden bevorzugt in der Nachbarschaft des ganzjährig wasserführenden Flusses, die dunklen in den von diesem weiter entfernten Gebieten. So sind z. B. auf dem Damm des Hauptflusses nur braune Böden ausgebildet. Das gilt auch für die Spülmulden, die den Damm begleiten. Dagegen weisen die Spülmulden, die vom Hauptfluß weiter entfernt liegen, vorwiegend dunkle Böden auf. Auch die bereits erwähnten Ebenen (vgl. S. 175) ohne ganzjährig wasserführenden Fluß besitzen ausnahmslos schwarze Böden.

Von den vielen Faktoren, die die Farbe eines Bodens bestimmen können<sup>23)</sup>, brauchen wir in unserem Falle Klima und Ausgangsgestein für die Farbunterschiede nicht verantwortlich zu machen, denn beide sind für die ganze Ebene gleich. Von entscheidender Bedeutung werden vielmehr Faktoren sein, die ihre Ursache in den unterschiedlichen Drainageverhältnissen haben. Hierfür spricht einmal die verschiedenartige Vegetation, die die Böden tragen — auf den schwarzen Böden wachsen Hartgräser und Akazien, auf den braunen gute Weidegräser bzw. vielfach sogar Galeriewald (vgl. Bild 9) —, zum anderen weisen aber auch die Ergebnisse chemischer und tonmineralogischer Untersuchungen darauf hin.



Bild 9: Im Mittelgrund des Bildes ein Fluß mit Galeriewald

Die Tabelle 1 gibt die Analysenwerte von vier Proben wieder, die als typisch für die Böden unserer Catena anzusehen sind. Die Proben F<sub>3</sub> und F<sub>4</sub> entstammen einem braunen Boden (Munsellwerte siehe S. 178), die Probe F<sub>1</sub> gehört zu einem dunkelgraubraunen Boden (Munsellwert trocken 2,5 Y 4/2, feucht 2,5 Y 2/0) in der Santara-Ebene.

<sup>23)</sup> Es sei hier auf die eingehende Diskussion dieses Problems bei E. C. J. MOHR and F. H. VAN BAREN 1954, S. 424—433, verwiesen.

Die Probe C<sub>8</sub> wurde einem gelblichroten Boden (Munsellwert 5 YR 4/8 und 5 YR 3/4) am Hang westlich dieser Ebene entnommen<sup>24)</sup>. Bei der Probe C<sub>8</sub> ist die Entbasung am weitesten fortgeschritten, sie besitzen den niedrigsten V-Wert, die kleinste pH-Zahl und den geringsten CaO-Gehalt<sup>25)</sup>. Auch die Tonmineralzusammensetzung zeigt an, daß in diesem Boden die Perkolations ungehindert ablaufen konnte, denn die Hauptkomponenten sind Hydrargillit und Kaolinit<sup>26)</sup>. Ein wesentlich anderes Bild bietet die Probe F<sub>1</sub>. Ihre V- und CaO-Werte sowie ihre pH-Zahl liegen beträchtlich höher, und an Tonmineralien sind in der Hauptsache Montmorillonit und Muskovit-Illit vorhanden. Bemerkenswert ist ferner das Auftreten von Feldspäten und der relativ niedrige Deb-Wert. Das alles deutet darauf hin, daß hier die Perkolations gehemmt war. Dieser Boden entspricht dem „Tirs“ KUBIENAS<sup>27)</sup>. Es ist ein Boden „with impeded drainage“ im Sinne MOHRs und VAN BARENS<sup>28)</sup>. Die Analysenwerte der Proben F<sub>3</sub> und F<sub>4</sub> stimmen fast überein. Sie sind gewissermaßen Mittelwerte der Ergebnisse von F<sub>1</sub> und C<sub>8</sub>. Das gilt für den S-, T-, V- und CaO-Wert. Auch die Tonmineralienkomponenten zeichnen sich durch eine ähnliche Mittelstellung aus. Es fehlen Hydrargillit, der eine Hauptkomponente in C<sub>8</sub> darstellt, und Montmorillonit, der den größten Anteil in F<sub>1</sub> bildet. Wesentlichster Bestandteil von F<sub>3</sub> und F<sub>4</sub> ist Kaolinit, der zwar als eine Hauptkomponente in C<sub>8</sub> auftritt, in F<sub>1</sub> aber mit bedeutend geringerem Anteil vorliegt<sup>29)</sup>. Ferner sind in F<sub>3</sub> und F<sub>4</sub> weniger Muskovit-Illit und Feldspäte enthalten als in F<sub>1</sub>. In C<sub>8</sub> fehlen hingegen diese Komponenten. Will man die drei Böden durch ihre dominierenden Tonmineralien charakterisieren, so könnte man F<sub>1</sub>-Boden als Montmorillonit-, den F<sub>3</sub>/F<sub>4</sub>-Boden als Kaolinit- und den C<sub>8</sub>-Boden als Hydrargillit-Boden bezeichnen.

Ohne die verschiedenen Bildungsmöglichkeiten der Tonminerale in tropischen Gebieten diskutieren zu wollen<sup>30)</sup>, läßt sich ganz allgemein sagen, daß der Hydrargillit-Boden unter sonst gleichen Voraussetzungen in der Regel besser drainiert sein wird als der Kaolinit-Boden und dieser wiederum besser als der Montmorillonit-Boden. Das bedeutet für die Ebenen, in denen Kaolinit- und Montmorillonit-Böden nebeneinander vorliegen, daß erhebliche Unterschiede im Wasserhaushalt auftreten. Diese können sich mit großer Wahrscheinlichkeit nur in der Regenzeit auswirken,

<sup>24)</sup> Die Proben F<sub>1</sub>, F<sub>3</sub> und C<sub>8</sub> sind jeweils zwischen 40 und 60 cm unter Flur entnommen worden. Die Profile lassen sich nur in den bis ± 20 cm reichenden stärker durchwurzelten Horizont und den darunter anschließenden Horizont gliedern, der bei den braunen Böden in 200—300 cm Tiefe in weißlichen Zersatz übergeht. Bei den schwarzen Böden folgt dagegen im allgemeinen bereits in geringer Tiefe weißer Zersatz, der wesentlich fester ist, als der unter den braunen Böden befindliche.

<sup>25)</sup> Die bodenchemischen Untersuchungen wurden im Labor des Hessischen Landesamt für Bodenforschung zu Wiesbaden, Analytiker Ob.-Reg.-Geologe Dr. PFEFFER, ausgeführt.

<sup>26)</sup> Die Tonmineralanalysen wurden in der Bundesanstalt für Bodenforschung, Analytiker Dr. ECKHARDT, ausgeführt.

<sup>27)</sup> Vgl. W. KUBIENA 1957, S. 55—56.

<sup>28)</sup> Vgl. MOHR and VAN BAREN 1954, S. 185.

<sup>29)</sup> Das kaolinitische Material der Proben F<sub>1</sub>, F<sub>3</sub>, F<sub>4</sub> und C<sub>8</sub> ist stark fehlgeordnet und konnte z. T. als Metahalloysit identifiziert werden.

<sup>30)</sup> Vgl. hierzu u. a. BEUTELSPACHER u. VAN DER MAREL 1961, S. 18—22 und MOHR and VAN BAREN 1954, S. 179—211.

denn der während der Trockenzeit fallende Niederschlag dürfte die Perkolation in der gesamten Ebene in nahezu gleicher Weise beeinflussen. Ebenso scheint ausgeschlossen, daß in dieser Zeit das Grundwasser die Bodenbildung unterschiedlich gestalten kann. Dagegen darf damit gerechnet werden, daß der schwarze Boden während der Regenzeit extrem vernäßt ist. Er steht in dieser Zeit unter der Einwirkung von Stauäße<sup>31)</sup>. In seinem Bereich wird also der Abfluß des Wassers und mit diesem der Materialtransport stagnieren. Das kann indessen nicht für das Verbreitungsgebiet der braunen Böden gelten. Einige Gebiete — wie z. B. die Dämme — sind vermutlich nur kurzfristig überflutet. Aber auch die tiefergelegenen und wahrscheinlich für längere Zeit überschwemmten Teile — wie z. B. die Spülmulden — sind nicht dem Einfluß stagnierenden Wassers ausgesetzt, sondern das Hochwasser wird hier verhältnismäßig schnell in Richtung auf den nahegelegenen Hauptfluß abströmen und dabei durchaus in der Lage sein, Material zu transportieren. Es ist anzunehmen, daß auf diese Weise die wesentlichste Abtragungsarbeit in den Ebenen geleistet wird.

Wir fassen zusammen: Die intramontanen Ebenen Godjams sind Abtragungsformen. Ihre Tieferlegung erfolgt im wesentlichen über die Spülmulden. Der ganzjährig wasserführende Hauptfluß bildet den Vorfluter für die Spülmulden und schafft durch die Tieferlegung der lokalen Erosionsbasis die Voraussetzung für die Abtragung in der Ebene.

#### IV. Zur Entstehung und Entwicklung intramontaner Ebenen

A. *Entstehung.* Unter III. konnten wir bereits das Wesentlichste über die formenbildenden Vorgänge aussagen, die gegenwärtig in den Ebenen ablaufen. Zu klären bleibt, wann und wie wurden bzw. werden die Ebenen angelegt? Diese Frage diskutiert bereits W. CREDNER für die von ihm beschriebenen Formen. Er kommt zu dem Schluß, daß die Ebenen vererbte Reste einer „*allgemeinen Flachlandschaft*“ sind<sup>32)</sup>. CREDNER glaubt dies aus der Tatsache folgern zu müssen, daß die intramontanen Ebenen nur im Verlauf schwächerer Flüsse auftreten. Die größeren Ströme hätten die einst vorhandenen Ebenen durch „*machtvolle Eintiefung in den Felsgrund zerstört*“<sup>33)</sup>. Im Gegensatz zu den großen Flüssen ließe sich für die kleineren Wasserläufe nur eine schwache linear-erosive Wirkung feststellen, sobald diese den Widerstand festen Gesteins gegen sich hat. Auf noch weit größere Widerstände müsse aber die bedeu-

tend schwächere Seitenerosion stoßen. Die kleinen Flüsse könnten daher auf keinen Fall durch solche geringe Seitenerosion ihre Ebenen den umgebenden Berghängen abgerungen haben. Die Ausbildung und Erhaltung der Ebenen gerade im Verlauf der schwächeren Flüsse aber sei nur unter der Voraussetzung möglich, daß „*der Fluß in diesem Laufstück immer zu schwach gewesen ist, um die lokale Erosionsbasis so schnell tiefer zu legen, daß sich seine oberhalb durch die Ebene fließenden Teile in dieser in unverwittertes Gestein eintiefen mußten*“<sup>34)</sup>.

Den Auffassungen CREDNERS können wir uns zunächst insoweit anschließen, als daß auch in Godjam die intramontanen Ebenen an den Lauf kleinerer Flüsse gebunden zu sein scheinen. Unser geringes Beobachtungsmaterial sowie das Fehlen brauchbarer topographischer Karten gestatten es allerdings nicht, dies ohne Einschränkung zu bestätigen. CREDNER hat sicher recht, wenn er die Ausbildung und Erhaltung der Ebenen auf die Unfähigkeit der schwächeren Flüsse, die lokale Erosionsbasis schnell genug tiefer zu legen, zurückführt. Im Gegensatz zu CREDNER sind wir jedoch der Auffassung, daß die Ebenen nicht vererbte Reste einer Flachlandschaft sind, die unter allmählicher Einengung tiefergelegt werden, sondern daß derartige Formen gegenwärtig durchaus neu entstehen können. So beobachteten wir z. B. im Hochland von Godjam zahlreiche Geländedepressionen, die einen ebenen Boden besitzen. Ein innerhalb der Form entspringender Bachlauf führt meist durch eine engere Schlucht, die in unverwittertes Gestein eingetieft ist, aus diesen „Ebenen im Kleinstformat“ heraus<sup>35)</sup>. Da derartige Gebilde immer einen oberirdischen Abfluß besitzen und außerdem auf ihrem Boden Blockanhäufungen zu finden sind, handelt es sich bei ihnen ebenfalls um Abtragungsformen. Diese sind im tiefgründig verwitterten Gestein angelegt<sup>36)</sup>. Man kann sich ohne weiteres vorstellen, daß durch rückschreitende Erosion oberhalb dieser Verebnungen wieder härtere Gesteinspartien erfaßt werden, in die der Wasserlauf sich nur kerbtalartig eintiefen kann. Somit würde auf diese Weise eine typische intramontane Ebene mit durchgehendem, ganzjährig wasserführendem Fluß entstehen.

<sup>34)</sup> Ebenda S. 18.

<sup>35)</sup> A. a. O. (vgl. W. KULS u. A. SEMMEL 1962, S. 283) beschrieben wir ebenfalls diese Formen, die infolge selektiver Verwitterung und der damit verbundenen unterschiedlich starken Ausräumung entstehen.

<sup>36)</sup> Solche Formen sind durchweg schlechter drainiert als diejenigen Teile der intramontanen Ebenen, die in der Nähe eines ganzjährig wasserführenden Flusses liegen. Sie besitzen meist schwarze Böden und gleichen in bezug auf ihre Drainage den intramontanen Ebenen ohne ganzjährig wasserführenden Fluß. Hier gilt die sonst übliche Catena-Regel: schwarze Ebene, roter Hang.

<sup>31)</sup> Vgl. W. KUBIENA 1957, S. 55.

<sup>32)</sup> Vgl. W. CREDNER 1931, S. 19.

<sup>33)</sup> Ebenda S. 18.

Aber auch dann, wenn man dem Lauf eines Flusses zwischen zwei Ebenen folgt, finden sich alsbald Stellen, an denen sich das flache V-Tal um 10—20 m zu einer kleinen Verebnung weitet, in deren Boden sich der Fluß mit steilen Rändern 2—3 m tief eingeschnitten hat. Das frische Gestein, das im Bereich des flachen V-Tales im Flußbett ansteht, verschwindet innerhalb der Verebnung. Es taucht aber flußabwärts sofort wieder auf, wenn die Talhänge direkt an den Fluß herantreten. Wir beobachten also an dieser kleinen Form Merkmale, wie sie von uns als charakteristisch für die größeren Ebenen beschrieben worden sind. Die Annahme, bei diesen kleinen Verebnungen handle es sich um tektonische Senken, scheint uns sehr willkürlich. Wir sind vielmehr der Auffassung, daß diese Bildungen intramontane Ebenen in statu nascendi sind. Ihre Entstehung ist — wie schon angedeutet wurde — nur möglich, weil der Basalt — wie wohl jedes Gestein — infolge petrographischer Inhomogenität und infolge unterschiedlicher bodenkundlicher Standortsfaktoren ungleichmäßig verwittert. Während die härteren Partien der Abtragung sehr großen Widerstand entgegensetzen, werden flußaufwärts gelegene tiefgründig verwitterte verhältnismäßig leicht ausgeräumt. Natürlich kann das nur bis zu dem Niveau geschehen, mit dem die lokale Erosionsbasis, die nächste flußabwärtsgelegene harte Schwelle, erreicht ist. Wir sehen also den Umstand, den CREDNER für die Erhaltung der Ebenen verantwortlich macht (vgl. Zitat S. 181) bereits als Ursache ihrer Entstehung an. Und zwar wird der Mechanismus der Ebenenbildung von Anfang an in der von uns auf Seite 181 skizzierten Weise ablaufen, denn schon in der oben beschriebenen Kleinform ist ein — wenn auch sehr geringfügiger — Damm zu erkennen, der ebenso wie in Sträuchern hängende Hochflutlehmreste eine gelentliche Überflutung der Ebenen anzeigt. Es ist bei diesen kleinen Ebenen nicht auszuschließen, daß auch der „Damm“ während der Regenperiode längere Zeit vom Hochwasser überspült wird, so daß hier Vorgänge Platz greifen, wie sie von BÜDEL in seiner Theorie über die „Doppelte Einebnungsfläche“ geschildert werden: „Ein Hochwasseranstieg von 10 bis 20 m bedeutet auf diesen ebenen Flächen eine ungeheure Verbreiterung der Flüsse. Ihre Wirkung wird nach den Seiten durch die allenthalben vorhandenen Spülfluten erweitert<sup>37)</sup>.“ Es handelt sich hierbei also um zwei Formen der Abtragung, einmal um die durch das Hochwasser des Flusses hervorgerufene, zum anderen um die, die durch das in der Ebene selbst und in deren Niederschlagsgebiet anfallende Oberflächenwasser ausgelöst wird. Die

Bereiche dieser Vorgänge sind nicht scharf zu trennen.

**B. Tieferlegung.** Mit zunehmender Ausdehnung der Ebene wird aber der direkte Einfluß des Flußhochwassers auf die Abtragung in der Ebene geringer werden, denn der nunmehr wesentlich höher aufragende Damm erlaubt eine Überflutung durch den Fluß nur noch relativ selten. Den entscheidenden Anteil an der Tieferlegung der Ebene haben in diesem Stadium vielmehr die den Spülmulden zufließenden Wässer. Mit dieser Folgeung befinden wir uns im Gegensatz zu CREDNER, der annimmt, daß der über die Ebene hin und her pendelnde Fluß dieselbe auf die regionale Erosionsbasis herabdenudiert<sup>38)</sup>. Auf Grund unserer Beobachtungen müssen wir eine nur unbedeutende horizontale Verlagerung des Flußbettes annehmen. Dafür spricht erstens die von uns wiederholt beobachtete Erscheinung, daß die Schotterlagen bereits nach wenigen Metern seitlich auskeilen, zweitens die Tatsache, daß sich der Fluß mit seinem Bett an manchen Stellen in unverwittertes Anstehendes eingetieft hat. Schließlich lassen sich der gut ausgeprägte Damm und das System der Spülmulden ebenfalls als Argumente gegen eine häufige Stromverlegung größeren Ausmaßes anführen. Daß ein geringfügiges seitliches Unterschneiden der Ufer stattfindet, wurde schon auf S. 178 bemerkt. Doch handelt es sich dabei mehr um eine Form des Mäandrierens als um Verwilderung. Insofern weicht in unserem Falle der Mechanismus der Ebenenbildung etwas von der bei BÜDEL gegebenen Darstellung ab. Die Theorie der „Doppelten Einebnungsflächen“ besagt, daß die Flüsse sich nur bei Niederwasser in schmalen mäandrierenden Rinnen ein wenig eintiefen, diese Linien werden jedoch durch die bei jedem Hochwasser auftretende Flußverwilderung geändert<sup>39)</sup>. Wir kommen nicht umhin anzunehmen, daß der Fluß nicht nur außerhalb, sondern auch innerhalb der Ebene mehr linear als flächenhaft erodiert und daß die Oberfläche der Ebene von Spülfluten tiefergelegt wird, an deren Zustandekommen der Fluß kaum beteiligt sein kann. Er ist nur soweit beteiligt, als er über die Ufer tritt und die über die Dämme ablaufenden Wässer dann gleichfalls abtragen<sup>40)</sup>.

Durch diese Feststellung wird die Bedeutung des Flusses für die Tieferlegung der Ebene keineswegs geringer. Die Spülfluten können, wie schon auf Seite 180 betont wurde, die Oberfläche der Ebene stets nur bis zum Niveau der örtlichen Erosions-

<sup>38)</sup> Vgl. W. CREDNER 1931, S. 17.

<sup>39)</sup> Vgl. J. BÜDEL 1957, S. 210.

<sup>40)</sup> Man wird dabei berücksichtigen müssen, daß die relativ engen intramontanen Ebenen einen Sonderfall der eigentlichen Flächenspülebenen darstellen (frdl. briefl. Hinweis von Herrn Prof. Dr. J. Büdel v. 22. 4. 1963).

<sup>37)</sup> Vgl. J. BÜDEL 1957, S. 210.

basis abtragen. Deren Höhe aber ist von der linearen Erosionsfähigkeit des Stromes abhängig. Da die Ebene nun im typischen Falle immer bis auf dieses Niveau abgetragen ist, der Strom also „im Niveau der Ebene fließt“, kann gefolgert werden, daß die flächenhafte Abtragung die lineare Erosion bei weitem überwiegt. Nur unter der Voraussetzung ist ja die Entstehung von Abtragungsebenen überhaupt möglich. Diese Bedingung scheint in den wechselfeuchten Tropen häufig vorzuliegen. Trotzdem ist im vorliegenden Falle zu fragen, ob die lineare Erosion nicht doch größere Ausmaße erreicht, als das aus anderen Gebieten bekannt geworden ist<sup>41)</sup>. So weisen z. B. die in den Ebenen gelegenen Schotterkörper auf eine beträchtliche Erosionskraft hin. Besonders große Mengen von Geröllen sind an den flußaufwärts gelegenen Eingängen der Ebenen zu beobachten. Der Fluß verliert, wenn er die Ebene erreicht, an Gefälle und damit an Transportfähigkeit. Deshalb werden hier die in der steileren Laufstrecke aufgenommenen Gerölle abgelagert. Das Auftreten dieser Schotterkörper sagt also, wenn überhaupt, dann nur etwas über die Ausmaße der Erosion im Flußteil oberhalb der Ebene aus. Für die Frage nach der Größe der linearen fluviatilen Erosion innerhalb der Ebene sind nur die Schotterlagen von Bedeutung, die an den Stellen entstanden sind, an denen der Wasserlauf innerhalb der Ebene unverwittertes Gestein anschneidet. Derartige Bildungen wurden bereits auf Seite 178 erwähnt. Nun finden sich hier zwar keine Schotterkörper von größerer Mächtigkeit, aber die Geröllhorizonte werden immerhin bis zu 30 cm stark, und die einzelnen Gerölle erreichen Durchmesser von 10 cm. Das deutet doch darauf hin, daß die fluviale Eintiefung relativ kräftig voranschreitet. Wir führen diese z. T. auf die starke stoßweise Wasserführung des Stromes zurück, müssen aber fragen, ob nicht noch andere Faktoren, die lokal bedingt sein können, hierbei eine Rolle spielen; denn BAKKER<sup>42)</sup> und BÜDEL<sup>43)</sup> berichten aus Gebieten, in denen ähnliche klimatische Bedingungen vorliegen, von Stromschnellen, die seit langen Zeiten existieren. Im Gegensatz zu den kleinen Flüssen unseres Gebietes handelt es sich dort jedoch um wesentlich größere Ströme, die bei Hochwasser verwildern. Sie sind also zu der Zeit, in der in unseren Ebenen die Flüsse besonders stark erodieren und nur selten über die Ufer treten, nicht imstande, sich linear einzutiefen. Nach Auffassung BÜDELS sind sie un-

fähig, „grobe Erosionswaffen“ zu gewinnen<sup>44)</sup>. Das gilt in unserem Falle nur für die Hochflutwässer. An seinem Grunde führt dagegen — wie schon bemerkt — der Fluß innerhalb der Ebene sofort dort grobe Gerölle, wo er auf unverwittertes Gestein trifft. Außerdem weisen die Sedimentbänke, die sich gelegentlich bei Niedrigwasser im Flußbett bilden, im Gegensatz zu den Hochflutsedimenten ein deutliches Maximum in der Mittelsandfraktion auf (vgl. Probe C<sub>23</sub>, Abb. 4). Die Flüsse der intramontanen Ebenen besitzen also durchaus Erosionswaffen im Sinne BÜDELS. Auf Grund der Untersuchungen BAKKERS muß aber bezweifelt werden, ob diese Tatsache in jedem Falle zur linearen Erosion befähigt. Wie BAKKER betont, führen die Ströme Surinams vielmehr „eher zuviel als zuwenig Sand“ für die Erosion<sup>45)</sup>. Nach BAKKER ist die lineare Erosion so gering, weil die Ströme ihren Lauf ständig verlagern<sup>46)</sup>. Demgegenüber verändern die Flüsse der intramontanen Ebenen Godjams ihren Lauf nur in geringem Maße. So könnte man vermuten, daß in diesem Umstand die entscheidende Ursache für die stärkere Linearerosion der Flüsse zu suchen ist. Diese muß indessen an bestimmten Stellen immer beträchtlich hinter der flächenhaften Denudation zurückbleiben. Andernfalls trifft unsere Auffassung über die Entstehung der Ebenen nicht zu; nehmen wir doch an, daß eine härtere Gesteinspartie das Eintiefen des Flusses so stark behindert, daß oberhalb davon tiefgründig verwittertes Gestein in großem Umfange flächenhaft ausgeräumt werden kann.

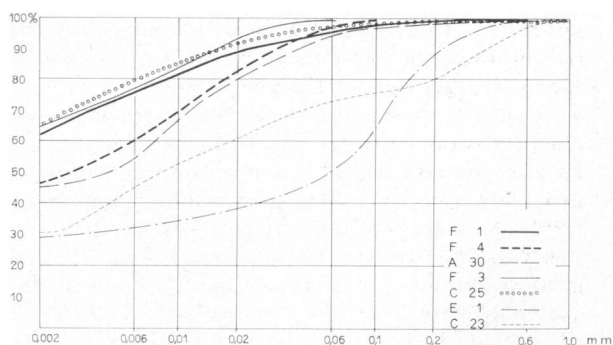


Abb. 4: Summenkurven der granulometrischen Analysen

Mit dieser Deutung stellt sich zugleich die Frage, inwieweit das unverwitterte Gestein, das im Flußbett innerhalb der Ebene auftaucht, nicht selbst zu einer neuen lokalen Erosionsbasis werden muß, die die Ebene unter Umständen teilen kann. Wir beobachteten indessen dergleichen nicht. Zwar wird

<sup>41)</sup> Vgl. z. B. J. BÜDEL 1957. Es sei außerdem auf die Diskussion dieser Fragen anlässlich des Dt. Geographentages in Würzburg, 1957, verwiesen (vgl. Vhdl. Dt. Geogr. Tg. 1958, S. 185—198).

<sup>42)</sup> J. P. BAKKER u. H. J. MÜLLER 1957, S. 368.

<sup>43)</sup> Vgl. J. BÜDEL 1957, S. 206.

<sup>44)</sup> Ebenda, S. 206.

<sup>45)</sup> Vgl. BAKKER J. P. u. H. J. MÜLLER 1957, s. 372.

<sup>46)</sup> Ebenda, S. 372.

die Wasserbewegung über dem frischen Anstehenden etwas schneller, das Gefälle offensichtlich größer, aber richtige Stromschnellen oder gar Wasserfälle sind hier nicht ausgebildet. Mit dem Verschwinden des unverwitterten Basaltes läßt auch die Fließgeschwindigkeit des Wassers wieder nach. Die Gerölle, die im Bereich des frischen Anstehenden auftreten, fehlen nunmehr, was ebenfalls auf einen Gefällswechsel und dem mit diesem verbundenen Nachlassen der Transportkraft hindeutet<sup>47)</sup>. Da unsere Beobachtungen keinen Anspruch auf Vollständigkeit erheben können, dürfen wir aber nicht ausschließen, daß an manchen dieser Stellen das unverwitterte Gestein nicht doch allmählich immer höher im Flußbett aufragt und so schließlich eine neue Erosionsbasis entsteht, die eine Teilung der Ebene hervorrufen kann. Dies ist allerdings nur dann zu erwarten, wenn die Gesteinsschwelle in der Ebene wesentlich härter ist als die am unteren Ausgang der Ebene gelegene lokale Erosionsbasis. Bei gleicher Materialbeschaffenheit sollte auch mit einem annähernd gleichschnellen Tieferlegen beider Schwellen gerechnet werden.

In diesem Zusammenhang muß noch eine Frage diskutiert werden, die bereits auf Seite 177 angeschnitten wurde. In den Ebenen tritt vielfach frischer Basalt zutage, der genau im Niveau der Fläche liegt bzw. diese nur unwesentlich überragt. Da wir inselbergartige Gebilde nur an wenigen Stellen beobachten konnten, sind wir der Auffassung, daß in vielen Fällen der frische Basalt, der die Oberfläche der Ebene erreicht, nicht immer herauspräpariert, sondern oft — wenn auch etwas langsamer — mit dem stärker verwitterten Material ausgeräumt wird. Diese Annahme widerspricht den Darlegungen CREDNERS. Nach CREDNER steigt ein verwitterungsresistentes Talbodenstück alsbald als Hügel bzw. Berg über das Niveau der Ebene auf<sup>48)</sup>. BÜDEL<sup>49)</sup> hält es für möglich, daß aus dem Untergrund der „Doppelten Einebnungsfläche“ auftauchende Felshöcker gerade mit eingeebnet werden, oft gerieten sie aber über das Niveau der Spülfläche hinaus. Die Flanken dieser „Inselberge“ werden dann in der von JESSEN<sup>50)</sup> geschilderten Weise zugeschärft. Demgegenüber konnten wir nirgends steiflankige Inselberge beobachten, allenfalls flache, schildförmige Hügel, die nur wenige Meter die Ebene überragen. Wir gehen wahrscheinlich nicht fehl, wenn wir diese Besonderheiten auf die Gesteinsunterschiede zurückführen. Handelt es sich bei BÜDEL wie auch bei CREDNER vorwiegend um Granit, so sind unsere

Formen nur aus Basalt aufgebaut, und zwar ausnahmslos aus den söhligigen Trappdecken der Magdalaserie BLANFORDS<sup>51)</sup> der „Serie trappica superiore“ MINUCCIS<sup>52)</sup>. Die einzelnen Lagen dieser Serie sind in unserem Gebiet in der Regel sehr geringmächtig. Das bedeutet also, daß unter einer harten Basaltdecke bereits in geringer Tiefe eine leichter verwitternde Basaltlage bzw. sogar eine Tuff- oder Trachytlage folgen können. Deshalb ist die Möglichkeit, daß sich größere Erhebungen in der Ebene bilden, verhältnismäßig gering, es sei denn, es würde gerade ein Basalt- oder Trachystiel freigelegt. Schließlich sollte man nicht die besondere Anfälligkeit des Basaltes gegenüber der Insulationsverwitterung außer acht lassen, die sicher dazu beiträgt, daß auch das aus der Verwitterungsdecke herausragende Gestein stärker der Abtragung anheimfällt.

*C. Horizontale Vergrößerung.* Da wir im Gegensatz zu CREDNER der Auffassung sind, daß die intramontanen Ebenen nicht vererbte Reste einer alten Flachlandschaft darstellen, sondern sich gegenwärtig durchaus neu bilden können, müssen wir zwangsläufig auch der Annahme CREDNERS, die Ebenen würden ständig eingeengt<sup>53)</sup>, widersprechen. Als Argument dafür läßt sich anführen, daß — wie wir bereits erwähnten — auf den flachen Sockeln, die den Übergang von der Ebene zu den benachbarten Bergrücken bilden, häufig Blockanhäufungen zu beobachten sind. Diese können nur als unter den gegebenen Umständen nicht transportfähiger Rückstand einer abgetragenen Trappdecke gedeutet werden. Kernsprünge und Lochverwitterung zeigen an, daß die frei liegenden Blöcke allmählich zerfallen. Da sie ebeneneinwärts an Zahl abnehmen und in einiger Entfernung vom Ebenenrand ganz verschwinden, liegt es nahe, die am weitesten ebeneneinwärts gelegenen Blöcke als die am längsten freigelegten anzusehen. Das bedeutet, daß die Steilkante, die sich schließlich über dem flachen Sockel erhebt (vgl. Abb. 2, Profile A u. B), ständig zurückverlegt wird. Dieses Zurückwandern kann in verschiedener Weise vonstatten gehen. Tritt in der Stufe frischer Basalt zutage, so spielen Vorgänge, wie sie JESSEN bei der Inselbergbildung voraussetzt, eine wichtige Rolle. Der Basalt sondert sich pfeilerartig ab, und die einzelnen Klötze fallen vor die Steilkante. Aber sehr oft bestehen die Stufen nicht aus frischem Gestein, sondern aus Basaltzersatz, in dem meist zahlreiche unvergruste Blöcke schwimmen, manchmal aber auch gar keine unverwitterten Bestandteile zu erkennen sind. In diesen Fällen unterscheidet sich also das Gestein in der Stufe nicht wesentlich von dem vor

<sup>47)</sup> Es ist allerdings durchaus möglich, daß die Gerölle sehr schnell verwittern und auch deshalb im Flußbett fehlen (vgl. J. BÜDEL 1957, S. 207).

<sup>48)</sup> Vgl. W. CREDNER 1931, S. 22.

<sup>49)</sup> Vgl. J. BÜDEL 1957, S. 213—215.

<sup>50)</sup> Vgl. O. JESSEN 1936, S. 335.

<sup>51)</sup> Vgl. W. T. BLANFORD 1870, S. 183—189.

<sup>52)</sup> Vgl. E. MINUCCI 1938, S. 23—27.

<sup>53)</sup> Vgl. W. CREDNER 1931, S. 23.

oder oberhalb der Stufe gelegenen. Die Bildung der Steilkante kann somit nicht in dem verschiedenen Verwitterungszustand des Gesteins ihre Ursache haben, wie es etwa in den von JESSEN beschriebenen Beispielen der Inselbergentstehung der Fall ist<sup>54</sup>). Wir sind daher gezwungen, eine andere Erklärung zu suchen.

Die Abtragung im Hochland von Godjam vollzieht sich im wesentlichen in zweifacher Weise. Einmal ist es die Gully-Erosion, die vor allem an längeren Hängen größere Ausmaße erreichen kann und oft auch die flachen Sockel an den Rändern der intramontanen Ebenen zerschneidet, zum anderen aber ist die flächenhafte Abspülung der überall auftretende abtragende Vorgang. Wir konnten nun häufig beobachten, daß hierbei ebenfalls Steilkanten entstehen können. Bildet sich an irgendeiner Stelle der schütterten Grasdecke ein Anriß, so verbreitet sich dieser schnell nach beiden Seiten. Die flächenhaft ablaufenden Wassermassen stürzen einem Wasserfall gleich über die so entstandene Unebenheit und versteilen diese durch Unterspülung. Die Stufenbildung wird auch bei trockenem Wetter fortgesetzt, denn infolge der täglichen Temperaturamplitude bröckelt aus der Stufe ständig Material heraus und häuft sich am Fuße der Stufe an. Der von der Grasdecke zusammengehaltene obere Teil der Kante bricht indessen nicht oder erst sehr viel später nach. Auf diese Weise versteilt sich die Stufe besonders stark. Der nächste Regenguß verspült das am Fuße der Stufe angehäuften Substrat. So wandert die Geländekante unter immer neuer Versteilung zurück. Voraussetzung dafür ist natürlich ein bestimmter Grad von Gefälle. Sobald dieser fehlt, bilden sich offensichtlich keine derartigen Terrassen mehr. Demnach könnte man folgern, daß das Terrassenrelief Godjams nicht nur deshalb entstanden ist, weil horizontale Trappdecken den Untergrund bilden, sondern daß hierzu auch die flächenhafte Abspülung wesentlich beiträgt. Allerdings haben wir ein ähnliches Relief in den Granitgebieten Godjams nicht angetroffen, es könnten deshalb die für die Terrassierung ausschlaggebenden Ursachen doch in den Gesteinsverhältnissen zu suchen sein. Diese müßten sich dann auch noch im verwitterten Material entscheidend auswirken. Doch darf nicht übersehen werden, daß im Hochland von Godjam die Entstehung der Terrassen in der Gegenwart sicher dadurch begünstigt wird, daß die starke Beweidung und die intensive Pflugkultur der Amharen der Bodenerosion besonders große Angriffsmöglichkeiten bietet, die in diesem Maße unter der ursprünglichen Savannenvegetation nicht gegeben waren. Die Granitgebiete gehören dagegen dem Tiefland an, dessen natürliche Vegetationsbedeckung durch die dort betrie-

bene Art der shifting cultivation in weitaus geringerer Weise verändert worden ist.

Unabhängig davon, in welcher Form die Terrassenkanten gebildet und zurückverlegt werden, ist für unsere Fragestellung allein wichtig, daß sie zurückwandern<sup>55</sup>). Dadurch wird die ständige horizontale Vergrößerung der Ebenen bewiesen. Eine randliche Verschüttung, wie sie CREDNER beschreibt<sup>56</sup>), konnten wir nirgends in größerem Umfange beobachten. Die aus den Ebenen aufsteigenden flachen Sockel<sup>57</sup>) tragen allenfalls stellenweise eine geringfügige Sedimentdecke, diese ist aber nur vorübergehend hier abgelagert worden und wird alsbald in die Spülmulden weitertransportiert.

Wenn die Ebenen ständig ausgedehnt werden, so sollte man erwarten, daß die zwischen ihnen liegenden Bergrücken allmählich verschwinden und eine Art von Flächentreppe entsteht. Das ist bei den von uns beschriebenen Formen zwar nicht der Fall, wir können aber eine derartige Möglichkeit nicht generell ausschließen. So zieht sich z. B. die entlang des Tschamogas ausgebildete Ebene auf eine relativ große Strecke hin. In diesem Falle ist durchaus damit zu rechnen, daß die Ebene aus ursprünglich zweien solcher Gebilde hervorgegangen ist. Die so entstandene flache, weite Form ähnelt den von A. DESIO beschriebenen „seichten Plateautälern“<sup>58</sup>). Sie sollen möglicherweise eine Verjüngung des Reliefs kennzeichnen, die durch eine leichte Hebung oder durch einen Klimawechsel ausgelöst wurde. Die intramontanen Ebenen und die ihnen verwandten Formen könnten demnach eine besondere Phase in der morphologischen Entwicklung des Landes darstellen. Wir wollen diese Frage im nächsten Kapitel näher erörtern.

#### V. Die Stellung der intramontanen Ebenen innerhalb der morphologischen Entwicklung Godjams.

Auf Seite 182 wurde bereits ausgeführt, daß die intramontanen Ebenen auch in der morphologischen Gegenwart entstehen. Hier nun soll die Frage diskutiert werden, ob sie einem bestimmten morphologischen Stadium zuzuordnen sind, oder ob sie bereits unmittelbar nach dem Ende der Trappförderung angelegt worden sind und bis heute weitergebildet werden. Sollte das letztere

<sup>55</sup>) Die horizontale Vergrößerung der Ebenen erfolgt also in ähnlicher Weise, wie es K. KAYSER (1958, S. 171) aus anderen Gebieten der wechselfeuchten Tropen beschreibt.

<sup>56</sup>) Vgl. W. CREDNER 1931, S. 30.

<sup>57</sup>) Diese Sockel scheinen den „Spülpediten“ im Sinne BÜDELS zu entsprechen (vgl. J. BÜDEL 1957, S. 211 u. Abb. 2). In unserem Falle stellen sie meist die zum Ebenenrand aufsteigende Flanke einer Spülmulde dar. Neuerdings wird von BÜDEL hierfür die Bezeichnung „Spülplattform“ verwendet (frdl. briefl. Mitt. v. 22. 4. 1963).

<sup>58</sup>) Vgl. A. DESIO 1940.

<sup>54</sup>) Vgl. O. JESSEN 1936, S. 335.

zutreffen, so müssen wir annehmen, daß seit dieser Zeit das Klima im Hochland von Godjam mehr oder weniger unverändert geblieben ist oder zumindest etwaige Änderungen so unbedeutend waren, daß sie sich nicht wesentlich auf die morphologischen Vorgänge ausgewirkt haben. Ähnliche Überlegungen gelten auch für die tektonischen Bewegungen.

Versuchen wir, zunächst die zeitlichen Grenzen abzustecken. Bei den im Bereich des Hochlandes von Godjam anstehenden Gesteinen handelt es sich fast ausnahmslos um söhlige Trapplagen, die nur vereinzelt von Trachyten unterbrochen werden. Nach GRABHAM gehören diese Förderungen zum überwiegenden Teil der Magdala-Serie BLANFORDS an<sup>59)</sup>. Bei Tschelga (westlich des Tana-Sees) sind diesen Trappen Sedimente eingelagert, deren Flora nach Angaben von MINUCCI<sup>60)</sup> stratigraphisch der Fauna entspricht, die in sedimentären Einschaltungen der Trappe bei der Amba Alagi gefunden wurde. MERLA weist auf die Ähnlichkeit dieser Molluskenfauna mit der in den mittel- bis jungpliozänen Paludinenschichten enthaltenen hin<sup>61)</sup>. Wir müssen daher damit rechnen, daß in Godjam noch im Pliozän große Teile der Landoberfläche von frischer Lava überdeckt wurden. Eine Abtragung größeren Ausmaßes hat also allenfalls im mittleren Pliozän einsetzen können. Die bedeutendste Klimaschwankung, die während dieser Zeit stattgefunden haben könnte, wird in den pleistozänen Pluvialzeiten zu suchen sein. Aufgrund der Untersuchungen von BÜDEL dürfen wir aber annehmen, daß im Höhenbereich des Rotlehmgebietes die Pluvialzeiten keine nennenswerten Auswirkungen hinterlassen haben<sup>62)</sup>. In diesem Gebiet liegen jedoch die intramontanen Ebenen. Deshalb bestanden sehr wahrscheinlich die klimatischen Voraussetzungen für ihre Entwicklung seit dem Ende des Magdala-Vulkanismus. Der größte Teil Godjams hat sich seither immer im Bereich der Flächenspülzone der wechselfeuchten Tropen befunden. Sobald die selektive Verwitterung einsetzte und ein Gewässernetz sich ausbildete, war die Möglichkeit für die schnellere Ausräumung der weichen Gesteinspartien und damit die Möglichkeit der Entstehung intramontaner Ebenen gegeben. Sie gehören somit dem „postvulkanischen Erosionszyklus“ MERLAS an<sup>63)</sup>. Ihre Entwicklung wurde nur dort abgebrochen, wo die Oberfläche von den „rezenten“ Förderungen überdeckt

wurde. Hierzu sind die Umgebung von Bahar Dar und das Gebiet von Fenotesalam-Bure-Endjabara zu zählen<sup>64)</sup>. Ansonsten wird die Entwicklung der intramontanen Ebenen wohl nur dann abgebrochen, wenn die lineare Erosion die flächenhafte Abtragung eindeutig überwiegt. Das ist dort der Fall, wo die vom Blauen Nil aus rückschreitende gewaltige junge Zerschneidung eine Ebene erreicht. Außerdem scheinen auch die mächtigen Flüsse im Bereich des Hochlandes größere lineare Erosionskraft zu besitzen und die Ebenen zu zerschneiden. So hat sich z. B. der Piccolo Abbai nördlich der Straße Danghilar-Bahar Dar etwa 30 m in eine Ebene eingetieft. Diese Beobachtung stützt die Auffassung von CREDNER, daß sich die intramontanen Ebenen nur im Laufgebiet kleinerer Flüsse erhalten können<sup>65)</sup>. Bei dem von uns angeführten Beispiel aus dem Laufgebiet des Piccolo Abbai schreitet aber offensichtlich die Entwicklung der Ebene noch in gewissem Grade fort, wenngleich offenbleiben muß, ob nicht schließlich doch die Zerschneidung die Oberhand über die Flächenbildung gewinnt. Voraussetzung für diese ungewöhnliche Erosionskraft der größeren Flüsse des äthiopischen Hochlandes ist das enorme Gefälle, das auf das seit dem Mitteltertiär andauernde Emporstiegen des äthiopischen Blockes zurückzuführen ist. Dadurch entstanden zwei Regionen mit verschieden großen Ausmaßen der Abtragung. Während im Bereich der Unterläufe der größeren Flüsse seit dem Mittelpliozän die Trappdecken sehr oft bis zum kristallinen oder sedimentären Untergrund abgetragen wurden, war die Denudationsleistung im übrigen Hochland wesentlich geringer. Hier bildete und erhält sich noch heute eine Landschaft mit „senilen“ Zügen. Beide Abtragungsformen gehören aber dem gegenwärtigen „Erosionszyklus“ an. Wir konnten an keiner Stelle eindeutig Altflächen oder ähnliche fossile Formen beobachten, wie sie von BÜDEL, DESIO und WERDECKER in manchen Teilen Äthiopiens erkannt wurden<sup>66)</sup>.

Wenn demnach seit dem Ende der Magdala-Förderungen anscheinend keine bedeutenden klimatischen oder tektonischen Änderungen im Bereich der Woina Dega von Godjam vor sich gegangen sind, so wird doch den durch Menschen ausgelösten morphologischen Vorgängen eine gewisse Bedeutung zuzumessen sein, wie es z. B. von OBST in SO-Afrika, von BAKKER in Surinam und von TRICART in Westafrika nachgewiesen werden

<sup>59)</sup> Vgl. G. W. GRABHAM 1925, S. 38; auch F. KRENKEL 1957, S. 159.

<sup>60)</sup> Vgl. E. MINUCCI 1938, S. 27.

<sup>61)</sup> Vgl. G. MERLA 1938, S. 332. Zur Altersfrage der Trappdecken siehe außerdem G. DAINELLI 1943, III, S. 179—205.

<sup>62)</sup> Vgl. J. BÜDEL 1954, S. 148.

<sup>63)</sup> Vgl. G. MERLA 1938, S. 346—352.

<sup>64)</sup> Vgl. die Verbreitung der einzelnen Vulkanserien bei G. DANIELLI 1943, Kartenband.

<sup>65)</sup> Vgl. W. CREDNER 1931, S. 18.

<sup>66)</sup> Vgl. J. BÜDEL 1954, S. 143; A. DESIO 1940, S. 3—10; J. WERDECKER 1955, S. 313 und 1958, S. 64.



konnte<sup>67)</sup>. Diese scheinen allerdings bisher nicht die Morphogenese der intramontanen Ebenen entscheidend beeinflußt zu haben. Letztere sind typische Formen der Abtragungsvorgänge, die seit dem Pliozän im wesentlichen unverändert ablaufen<sup>68)</sup>.

#### Literatur

- ABUL-HAGGAG, Y.: A Contribution to the Physiography of Northern Ethiopia. — London 1961.
- BAKKER, J. P.: Über den Einfluß von Klima, jüngerer Sedimentation und Bodenprofilentwicklung auf die Savannen Nord-Surinams (Mittel-Guyana). — Ek. 8, 1954, S. 89—112.
- : Quelques aspects du problème des sédiments corrélatifs en climat tropical humide. — Z. f. Geom. I, H. 1, 1957, S. 1—43.
- : Zur Granitverwitterung und Methodik der Inselbergforschung in Surinam. — Vhdl. Dt. Geogr.-Tag, Bd. 31, 1958, S. 132—164.
- BAKKER, J. P. & H. J. MÜLLER: Zweiphasige Flußablagerungen und Zweiphasenverwitterung in den Tropen unter besonderer Berücksichtigung von Surinam. — Stgt. Geogr. Studien, Bd. 69, 157, S. 365—397.
- BEUTELSPACHER, H. & H. W. VAN DER MAREL: Kennzeichen zur Identifizierung von Kaolinit, „Fireclay“-Mineral und Halloysit, ihre Verbreitung und Bildung. — Tonindustriezeitung und Keramische Rdsch. 85, 1961, S. 570—582.
- BLANFORD, W. T.: Geology and Zoology of Abyssinia. — London 1870.
- BÜDEL, J.: Die Rumpftreppe des westlichen Erzgebirges. — Vhdl. u. wiss. Abh. 25. Dt. Geogr.-Tag, 1935, S. 138—147.
- : Klimamorphologische Arbeiten in Äthiopien im Frühjahr 1953, Ek. 8, 1955, 139—156.
- : „Doppelte Einebnungsflächen“ in den feuchten Tropen. — Z. f. Geom., N. F. 1, 1957, S. 201—228.
- : Grundzüge der klimamorphologischen Entwicklung Frankens. — 31. Dt. Geogr.-Tag, Würzburger Geogr. Abhdl. H. 4/5, 1957, S. 5—46.
- : Die Flächenbildung in den feuchten Tropen und die Rolle fossiler solcher Flächen in anderen Klimazonen. — Verh. Dt. Geogr.-Tag Bd. 31, 1958, S. 89—121.
- CREDNER, W.: Das Kräfteverhältnis morphogenetischer Faktoren und ihr Ausdruck im Formenbild Südost-Asiens. — Bull. of the Geol. Soc. of China, XI, 1, 1931.
- CZAJKA, W.: Fragen der flächenhaften Abtragung am Beispiel NO-Brasiliens. Vhdl. Dt. Geogr.-Tag Bd. 31, 1958, 132—164.
- DAINELLI, G.: Geologia dell’Africa Orientale. — Reale Acc. d’Italia 7, Vol. III, Rom 1943.
- DESIO, A.: Resti di antiche superfici di delgradazione nell’Etiopica centrale. — Riv. geogr. Ital., XL VII, 1940, S. 3—10.
- GRABHAM, G. W. and R. P. BLACK: Report of the Mission to Lake Tana 1920—1921. — Cairo 1925.
- JESSEN, O.: Reisen und Forschungen in Angola. — Berlin 1936.
- KAYSER, K.: Zur Flächenbildung, Stufen- und Inselbergentwicklung in den wechselfeuchten Tropen auf der Ostseite S.-Rhodesiens. — Vhdl. Dt. Geogr.-Tag Bd. 31, 1958, S. 165—172.
- KING, L. C.: Landscape study in Southern Africa. — Transac. an Proc. of the Geol. Soc. of S. Africa V. L 1948, S. XXIII—LV.
- KRENKEL, E.: Geologie und Bodenschätze Afrikas. — Bln. 1957.
- KUBIENA, W.: Neue Beiträge zur Kenntnis des planetarischen und hypsometrischen Formenwandels der Böden Afrikas. — Stgt. Geogr. Stdn. Bd. 69, 1957, S. 50—64.
- KULS, W. & A. SEMMEL: Beobachtungen über die Höhenlage von zwei klimamorphologischen Grenzen im Hochland von Godjam (N-Äthiopien) Pet. Mitt. 106, 1962.
- LOUIS, H.: Probleme der Rumpfflächen und Rumpftreppen. — Verhdl. u. Wiss. Abhdl. 25. Dt. Geogr.-Tag Bad Nauheim, Breslau 1935, S. 118—137.
- : Rumpfflächenproblem Erosionszyklus und Klimageomorphologie. — Geomorphol. Studien, Pet. Mitt. Ergänzt. H. 262, 1957, S. 9—26.
- : Allgemeine Geomorphologie (Lehrbuch der Allg. Geogr.) — Bln. 1961.
- : Beobachtungen über die Inselberge bei Hua-Hinam Golf von Siam. — Ek. 13, 1959, S. 314—319.
- MERLA, G.: Descrizione regionale — il Tigris orientale e il losta settentrionale. — In: Missione Geologica nel Tigris V. I. Reale Acad. D’Ital. XVII, 1938.
- MILNE, G.: A Provisional Soil Map of East Africa. — Amani Memoirs, London 1936.
- MINUCCI, E.: Ricerche geologiche nella regione de Tana. — In: Missione di Studio al Lago Tana Reale Acad. D’Ital. XVI, 1938.
- MOHR, E. C. J. & F. A. VAN BAREN: Tropical soils. — New York 1954.
- MURPHY, H. F.: A Report on the Fertility Status of Some Soils of Ethiopia. — Experiment Station Bull. No. 1 Imp. Eth. Coll. of Agriculture and Mechanical Arts. — Addis Abeba 1959.
- OBST, E. & K. KAYSER: Die große Randstufe auf der Ostseite Südafrikas und ihr Vorland. — Hannover 1949.
- SEMMEL, A.: Zur Kenntnis einiger weitverbreiteter Basaltböden in Godjam (in Vorbereitung).
- THORBECKE, F.: Im Hochland von Mittelkamerun. — Hamburg 1951.
- TRICART, M. J.: Types de fleuves et systèmes morphogénétiques en Afrique Occidentale. — Bull. Sect. Géogr. Com. Trav. hist. scientifi. 1955, S. 303—345.
- TROLL, C. & R. SCHOTTENLOHER: Ergebnisse wissenschaftlicher Reisen in Äthiopien. — Pet. Mitt. 85, 1939, S. 217—238.
- VAGELER, P.: Grundriß der tropischen und subtropischen Bodenkunde. — Berlin 1938.
- WERDECKER, J.: Untersuchungen in Hochsemien. — Mitt. Geogr. Ges. Wien 100, 1958, S. 58—60.
- : Beobachtungen in den Hochländern Äthiopiens auf einer Forschungsreise 1953/54 — Ek. 9, 1955, S. 305—317.
- : Geogr. Forschungen in N-Äthiopien. — Erzieh. als Beruf u. Wissenschaft, Festgabe f. F. Frost, Frankfurt/M. 1961, S. 150—157.

<sup>67)</sup> Vgl. E. OBST u. K. KAYSER 1949, S. 276—284; J. P. BAKKER 1954 und M. J. TRICART 1956.

<sup>68)</sup> In diesem Zusammenhang sei auf ABUL-HAGGAG verwiesen, der in Nord-Äthiopien ebenfalls keine Mehrphasigkeit in der postbasaltischen morphologischen Entwicklung feststellen konnte (vgl. Y. ABUL-HAGGAG 1961, S. 72).