

gestriemt durch lange, tiefe Karren. Die senkrechten Klüfte sind oft bis auf mehrere Meter erweitert und bilden tiefe in die Mogotes hineinführende Karren-gassen. Kreisrunde, röhrenförmige Jamas führen zwischen den Karrenpyramiden senkrecht in die Tiefe. Sie können sehr gut beobachtet werden, wo ein Kegel durch den Straßenbau angeschnitten ist, oder das Gelände zum Zweck eines kümmerlichen Anbaus gerodet worden ist. An einer solchen Stelle südlich des Cockpit Country auf Jamaica betrug der Abstand zwischen den einzelnen Jamas nur 4 bis 5 m.

Diese Verhältnisse zeigen, daß die oberflächliche Korrosion außerordentlich stark ist. Dies wird auch deutlich durch die bereits erwähnten „Stalaktiten-Vorhänge“ an überhängenden Partien. Sie bilden sich dadurch, daß das oberflächlich über den zerschatteten Kalk ab rinnende Wasser, das bei seinem kurzen Lauf bereits sehr viel Kalk gelöst haben muß, beim Herab-tropfen über den Überhang verdunstet. Die gleich-mäßige Zurundung der Kuppen, die vielleicht das augenfälligste Phänomen des tropischen Kegelkarstes darstellt, erklärt sich zwanglos aus der großen Inten-sität der oberflächlichen Korrosion. Wie stark im übrigen auch das periodisch in die Fußhöhlen einströmende

Wasser selektiv korrodiert, zeigen die außerordentlich schönen „Deckenkarren“, die man in vielen Fußhöhlen bei Viñales und in der oben beschriebenen Polje beobachten kann (vgl. Bild 5 u. 6). Sie setzen voraus, daß die Fußhöhlen zeitweise ganz von Wasser erfüllt werden.

Literatur

- H. Lehmann:* Der tropische Kegelkarst. Umschau f. Naturwiss. u. Techn. 1953, H. 18.
- H. Lehmann:* Der tropische Kegelkarst in Westindien. Verh. d. dt. Geogr.-Tages. Essen 1953. (In Vorbereitung)
- Levi Marrero:* Geografía de Cuba. La Habana 1951.
- Salvador Massip:* Introducción a la Geografía de Cuba. La Habana 1942.
- V. A. Zans:* On Carst Hydrology in Jamaica. Union Géodésique et Géophysique Internat. Bruxelles 1951, T. 2.
- H. A. Meyerhoff:* Geology of Puerto Rico. Monogr. of the Univ. of Puerto Rico. Series B, Nr. 1. 1933.
- H. A. Meyerhoff:* The Texture of Carst Topography in Cuba and Puerto Rico. Journal of Geomorphology. 1938.
- A. J. Pannekoek:* Enige Karstereinen in Indonesie, in Tijdschr. Kon. Nederl. Aardrijksk. Genootsch. 65, 1948.

BERICHTE UND KLEINE MITTEILUNGEN

KLIMA-MORPHOLOGISCHE ARBEITEN IN ÄTHIOPIEN IM FRÜHJAHR 1953

(Beiträge zur Geomorphologie der Klimazonen
und Vorzeitklimata X)

Julius Büdel

Mit 1 Abbildung

Results of investigations into climatically controlled landforms carried out in Ethiopia during spring 1953.

Summary: The aim of this paper is to show how the three Ethiopian high plateaux, the Amhara, Kaffa, and Somali highlands, which make up the largest single highland of Africa, can be systematically divided, both horizontally and vertically, into climatically controlled landform zones. In addition to the landforms determined by the present climate, landforms can be distinguished in each of these zones which are due either to a past climate, the climate of a pluvial period, or to human interference with the morphological processes.

The lowland which surrounds these highlands is characterized by the contrast between the arid tropical zone, the Danakil Desert, in the north east, and the humid tropical zone of sheet erosion in the west and south. The characteristic features of these two zones do not differ from those of the rest of the Sahara and the Sudan.

The humid tropical zone extends up to 2000—2500 m. in altitude and shows characteristic tropical features, such as a predominance of chemical weathering and laterite formation, the presence of inselberge, and the existence of streams whose load contains little coarse material, and which show a tendency towards the formation of steps and cataracts. In this zone no morphologi-

cally important traces of a pluvial period are found. Even during the glacial periods the temperature of this warm equatorial zone was lowered only by about 4° C and never fell below freezing point; the contemporaneous increase in precipitation, which clearly was not very great in this area, also had little morphological effect. It seems that in this belt the same morphological processes have been active from the pliocene, through the ice age, to the present. Under the influence of human use, however, the laterites of this belt show a tendency towards soil erosion with the formation of gullies and subsequently of bad lands.

Above this zone lies the "Dega Zone" which extends from 2000—2500 m. to the upper limit of forest at 4200 m. As in the first zone the streams contain little coarse material in their load and have little downcutting power, while showing a tendency to form valley steps and cataracts. The laterites are replaced by deep and very fertile black soils with great capacity for absorbing water and a tendency towards solifluxion. In a former, more humid climatic period, probably the last pluvial period, pronounced solifluxion occurred down to an altitude of 2700—2600 m. even on slopes of only 3° gradient. Since even during the pluvial period frost was certainly not effective below 3500 m. we have here over a wide area the effects of soil creep of water-saturated soil without the influence of frost action. The resulting set of pluvial landforms, which consist of hills and shallow valleys, is clearly distinct from that of the lower sheet-erosion zone. Where there is a natural mountain forest cover, soil creep is at present limited to slopes of over 30°. As a result of agriculture soil creep has, however, been revived in a superficial and less pronounced form on slopes of over 7°. This man-induced soil creep also affects whole slopes; nowhere are there any indications of linear soil erosion and formation of bad lands in the black soil of the Dega

Zone. There is a clear association of the Christian-Amharian plough culture with these soils.

The highest or "rock waste" zone in which frost is morphologically effective begins at 4300 m. The snow line, which today would be at about 4800 m. is now at a greater altitude than is reached by the Ethiopian mountains, but the snow line of the glacial period was about 700 m. lower at 4000–4200 m.

In the lowland, during the pluvial periods, the zone of humid climate advanced northwards into the desert area; this is shown by a number of fossil gravel sheets of about a thousand sq.km. They date from two pluvial periods and are situated on the western margin of the Danakil Desert towards the Amhara Highland. The eastern part of Danakil on the Red Sea coast, which is today also extremely arid, was probably desert-like even during the pluvial periods.

The landforms of volcanic origin which make up the greatest part of the Ethiopian Highland are to be subdivided into five successive age groups on the basis of the degree of preservation of their original features. The last two of these groups come entirely within the pleistocene and holocene periods. These still show the original volcanic features and have not yet become part of any climatically controlled landform zone. Even in case of the third group, which is of late pliocene to early pleistocene age, the original volcanic forms have barely been sufficiently modified to justify their inclusion in such a zone. The still older groups, however, fall clearly into one of these zones, but in comparison with the third group, a period of time ten times longer has been necessary for their modification.

All the large lakes of the Ethiopian graben and the highlands, in particular Lake Tana, owe their existence to the blocking of the drainage by the more recent volcanic eruptions. Since they are situated in the humid tropical lowland zone they show no clear traces of higher levels during pluvial periods.

In contrast to these lakes, numerous higher marine terraces due to eustatic changes occur on the west coast of the Red Sea between Suez and Jibuti; but in many cases these are tilted and raised as a result of recent tectonic disturbances. The highest terrace so far recognised, which still preserves its form as a coral ledge, lies at an altitude of 385 m, in the Danakil Desert but it may possibly be earlier, i. e. of pliocene age.

1. Problemstellung und Reiseverlauf¹⁾

Frühere Untersuchungen des Verfassers über den verschiedenartigen Einfluß der irdischen Klimate auf die morphologischen Vorgänge und den von diesen erzeugten Formenschatz hatten zur systematischen

¹⁾ Die Möglichkeit zu klima-morphologischen Forschungen in Äthiopien verdanke ich dem Entgegenkommen der Kaiserlichen Regierung. Finanziell wurde die Reise im wesentlichen mit Unterstützung des Bundesministeriums des Innern in Bonn sowie mit Beihilfen der Akademie für Wissenschaft und Literatur in Mainz, des Bundesministeriums für Ernährung und Landwirtschaft, des Bayerischen Staatsministeriums für Unterricht und Kultus und des Universitätsbundes Würzburg durchgeführt. Bei der wissenschaftlichen Vorbereitung und technischen Durchführung der Reise haben mich — neben vielen Ungenannten — in Äthiopien Herr Staatsrat D. Hall, Herr Graf J. Eltz, Herr Dipl.-Ing. W. Tomberg und Herr H. Hildebrandt, in Deutschland Herr Ob.-Reg.-Rat Dr. Hilgard von der Kulturabteilung des Auswärtigen Amtes und die Herren Proff. C. Troll in Bonn, A. Jensen in Frankfurt und E. Littmann in Tübingen tatkräftig unterstützt. Allen diesen Helfern gilt auch hier mein aufrichtiger Dank.

Trennung mehrerer „klima-morphologischer Zonen“ zwischen Pol und Äquator geführt, die durch ein bestimmtes solches Einflußverhältnis gekennzeichnet sind. Jede dieser Zonen bildet damit einen Komplex mit verwandten Zügen des Klimas, des Pflanzenkleides, der Bodendecke und der Denudationsvorgänge, sowie der Schuttbildung, der Fluß- und Erosionsstätigkeit, die in wechselseitiger Bedingtheit eben den für diese Zone charakteristischen Formenschatz erzeugen. Da auf der anderen Seite die verschiedenen tektonischen und Gesteinsbedingungen in kleinräumigem Wechsel ziemlich regellos über die Erde verteilt sind, bestehen diese großen, sich gesetzmäßig mit den Hauptklimagebietern deckenden klima-morphologischen Zonen praktisch jeweils aus demselben Mosaik geologischer Lokalbedingungen; in ihrer räumlichen Weite gleichen sich die verschiedenen geologischen Einflüsse auf das Formenbild weitgehend aus (Büdel, 1948).

Indessen sind nicht alle Landformen innerhalb einer solchen Zone Erzeugnisse der vom Gegenwarts-klima gesteuerten Vorgänge. In fast jeder dieser Zonen ist ein nach Art und Umfang wechselnder Komplex von „Vorzeitformen“ erhalten, die den andersartigen Klimawirkungen vergangener geologischer Perioden ihr Dasein und ihre Eigenart verdanken. Wir kennen solche aus der Tertiärzeit. Weit aus die meisten Vorzeitformen entstammen jedoch den Kaltzeiten des jüngst vergangenen Eiszeitalters, denen in vielen Trockenräumen der Tropen eine Folge von Pluvialzeiten entspricht. Die Kaltzeiten bewirkten indessen in den Außertropen (von den Polen bis etwa zur Breite von 35° N und S) weit größere Struktur- und Arealverschiebungen der Klimazonen, als die Pluvialzeiten in den Tropen. Der Grad der allgemeinen eiszeitlichen Abkühlung war hier geringer, eine zusätzliche Abkühlung durch große Inlandeismassen fehlte ganz und die auch hier vorhandene, morphologisch so besonders folgenschwere Ausdehnung der Frostklimate blieb auf wenige isolierte Hochgebirgsinseln beschränkt. Der für die Tropen so entscheidende Gegensatz von Feucht- und Trockenräumen wurde in den Pluvialzeiten nur durch randliche Verschiebungen und eine geringe Feuchtigkeitzunahme auch im Kern vieler tropischer Trockengebiete abgeschwächt, aber keineswegs aufgehoben, während in den Außertropen ja damals die meisten Klimazonen durch völlig andere ersetzt waren. Dies hat aber für die Forschung zur Folge, daß in den Tropen die dem Pleistozän-klima entstammenden Vorzeitformen weit schwerer von denen der Gegenwart zu trennen sind und für diese Aufgabe ganz andere methodische Wege als in den Außertropen gesucht werden müssen.

Ein dritter Komplex von Formen, der in jeder vom Menschen bewohnten klima-morphologischen Zone auftritt, ist dagegen in den Tropen meist stärker ausgeprägt und weiter verbreitet als in den Außertropen. Es sind die Formen, die durch den Einfluß des Menschen und seiner Wirtschaft, durch sein mannigfaches „künstliches“ Eingreifen in die natürliche Harmonie der auf das Gegenwarts-klima eingespielten klima-morphologischen Vorgänge entstanden sind. Waldrodung, ungeeignete Bodenbearbeitung, Überbeweidung, die Anlage von Verkehrswegen und besonders

Flußregulierungen können gesteigerte Bodenabspülung, Hangerosion, Bodenkrustenbildung, Veränderungen des Abflußfaktors der Flüsse und damit noch eine Reihe weiterer Einflüsse auf den Formenschatz auslösen. Diese treten im extremen Klima der Tropen stärker in Erscheinung als bei uns und gewinnen damit auch praktisch viel größere Bedeutung.

Um zu einem System der klima-morphologischen Zonen der Erde zu gelangen, ist es einmal nötig, in den Großräumen mit heute offensichtlich gleichartigen Klimabedingungen die Beziehungen zwischen Gegenwarts-klima, Formbildung und Formenschatz zu erkennen. Zu diesem Zweck müssen aber erst die durch ein älteres Klima bestimmten Vorzeitformen und diejenigen der historisch-anthropogen erzeugten Formen von denen der unbeeinflussten Gegenwartslandschaft getrennt werden. Die Ausgliederung der paläo-klimatischen wie der historischen Formenkomplexe dient darüber hinaus einem Selbstzweck: einmal der Erklärung eben jener alten Klimate, insbesondere des Eiszeitphänomens und zum zweiten für die Landnutzung, insbesondere für die in den Tropen so besonders wichtigen Fragen der Bodenerhaltung.

Untersuchungen dieser Art müssen daher immer auf drei Wegen zugleich geführt werden. Dies konnte im europäischen Polargebiet, in Mitteleuropa und in den Mittelmeerländern unter Fortführung der bisherigen Methoden der Morphologie, besonders der Glazial- und Periglazial-Morphologie geschehen. Aber diese versagen im tropischen Tiefland mit seinen ganz anderen klima-morphologischen Bedingungen. Hier wurde zur Unterscheidung der genannten drei Formkomplexe neben der Zusammensetzung korrelater Aufschüttungen vor allem die Unterscheidung rezenter und fossiler Klimaböden herangezogen und damit die — im Pleistozän oft mehrdeutige — Deutung nach paläontologischen und prähistorischen Funden ergänzt.

Von den Mittelmeerländern aus wurden diese Untersuchungen zuerst auf das unmittelbar anschließende nordäquatoriale Afrika mit seinen sehr gleichmäßig westöstlich angeordneten Klimazonen ausgedehnt. Die Verschiebungen dieser Klimagürtel zur Pluvialzeit führten im wesentlichen zu einer randlichen Einengung und einer allgemeinen Feuchtigkeitzunahme im Bereich des saharischen Wüstengürtels (*Büdel*, 1952).

Jedoch ließ sich im Tiefland Niederafrikas nur die Breitenanordnung dieser Formenkreise und ihre seitlich-horizontale Verschiebung zur Pluvialzeit verfolgen, nicht aber ihre viel markantere (und in den Tropen besonders reiche) Abstufung mit der Höhe, ihre eiszeitlichen Vertikalverschiebungen und die verschiedene Anfälligkeit dieser Höhenstufen gegen formgestaltende Einflüsse des Menschen.

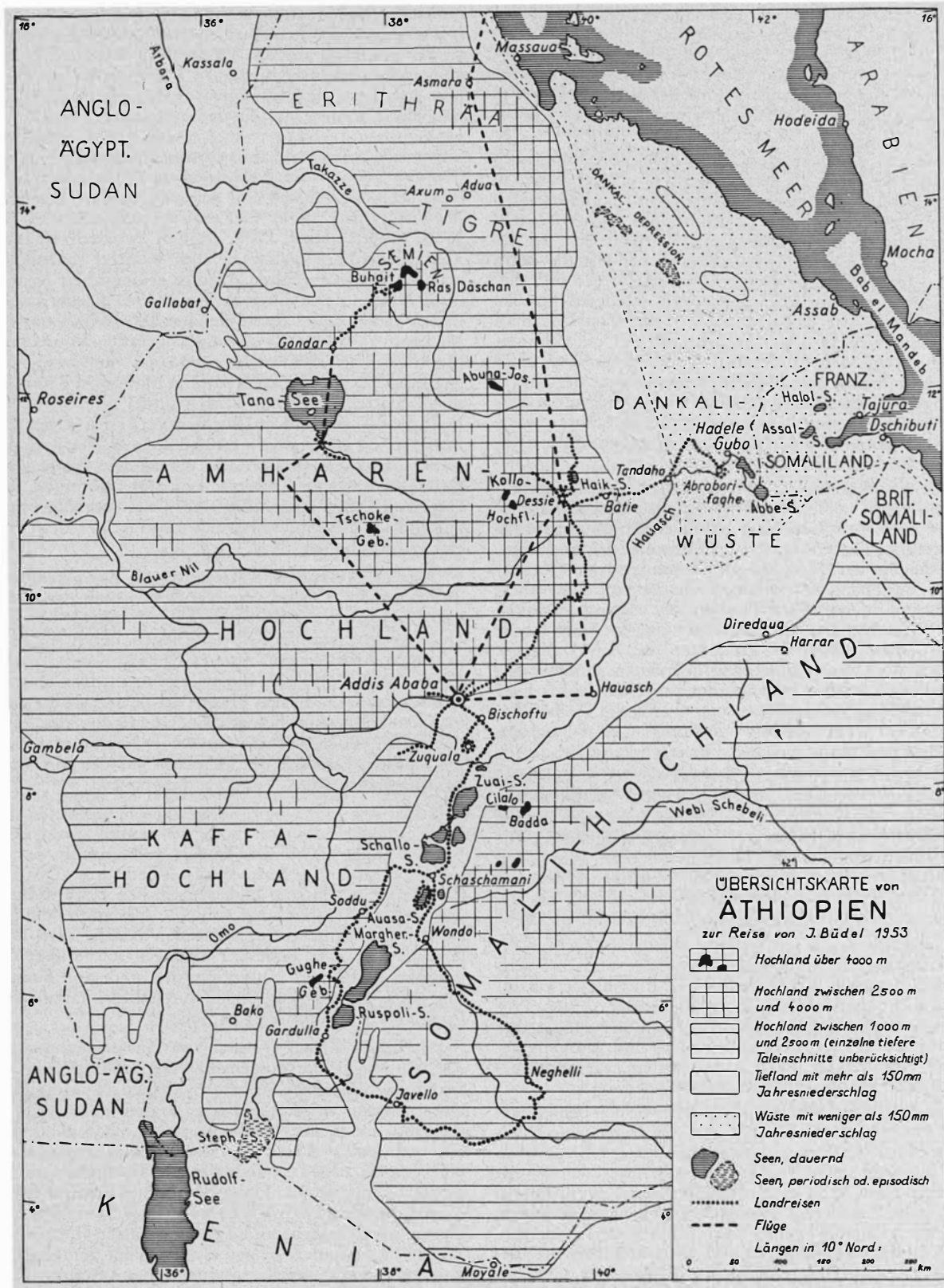
Es lag daher nahe, diese Arbeiten in den benachbarten Hochländern Äthiopiens zu ergänzen, die, aus teils feucht-warmen, teils wüstenhaften Tiefländern bis in die tropischen Frostklimate oberhalb der Waldgrenze aufsteigend auf engem Raum eine deutliche und vielfache Abstufung klimatischer Höhengürtel zeigen. Wenn auch noch wenig klimatische Daten vorliegen, so sind diese Höhengürtel doch in ihrer äußerlich sichtbarsten, pflanzengeographischen Ausprägung durch die Arbeiten von *Troll* (1939) und *Schottenloher* (1939 a)

an vielen Stellen sehr gut bekanntgeworden. Überdies lassen gerade die Äthiopischen Hochländer die klimatischen Einflüsse auf das Formenbild unter besonders günstigen Versuchsbedingungen erkennen, da sie weit hin aus sehr gleichförmigem, vulkanischem Gestein aufgebaut sind. Eine Zusammenstellung der älteren geologischen Literatur hat *Krenkel* (1926) geliefert. Sie wurde seither durch wichtige französische (z. B. *Teilhard de Chardin*, *Lamare* usw., 1930), italienische (bes. *Minucci*, 1939 a) und deutsche (*Reck*, 1930, v. z. *Mühlen*, 1931, 1936, *C. Rathjens* sen., 1925, *Troll*, 1939, *Schottenloher*, 1938, 1939 b) Arbeiten ergänzt, von denen die vier letzten auch wichtige morphologische Beiträge enthalten. Unsere geologischen Kenntnisse wurden dann durch *Behrend* (1941) in der bisher besten geologischen Karte des Landes, freilich nur im Maßstab 1 : 5 000 000 zusammengefaßt. Von topographischen Kartenwerken umfassen nur zwei: die englische Karte von East Africa im Maßstab 1 : 500 000 in 38 Blättern und die — im Handel nicht mehr erhältliche — italienische Karte von Africa Orientale Italiana im Maßstab 1 : 1 000 000 in 6 Blättern das ganze Land. Sie sind jedoch, ebenso wie die stellenweise vorhandenen Karten größerer Maßstäbe, als Unterlagen für morphologische Untersuchungen unzureichend; diese muß man sich also fast in jedem Fall erst selbst schaffen.

Über die „klassischen“ Gegenstände der Eiszeitforschung in den Tropen: die Vergletscherung der höchsten Gebirgsteile und besonders das Problem der pluvialzeitlichen Seespiegelschwankungen liegen die eingehenden Arbeiten von *Minucci* (1939 b) und *Nilsson* (1935, 1940, 1949) vor, die jedoch (außer der einstigen Gletscherzone) nicht den Fragen der heutigen oder ehemaligen klima-morphologischen Gliederung des Landes galten. Ebenso wenig wurden in Äthiopien bisher die jüngsten Einflüsse des Menschen auf den Haushalt der morphologischen Vorgänge bearbeitet.

Neben den klima-morphologischen Hauptzielen der Reise wurden natürlich noch verwandte geologische Fragen (junge Tektonik, junger Vulkanismus, eustatische Terrassen der Rotmeerküste) betrachtet. Den für das Hauptziel nötigen bodenkundlichen Untersuchungen lief eine Sammlung von 100 Bodenproben für biologisch-pharmazeutische Zwecke parallel, den Untersuchungen über Bodenzerstörungen solche über die landwirtschaftlichen Nutzungstypen und eine Sammlung von 100 Samenproben von Kulturpflanzen für Probleme der Züchtungsforschung.

Mit diesen Zielen wurden von Anfang Januar bis Anfang Mai 1953, ausgehend von Addis Ababa als Standort, neben mehreren kleinen (1—4tägigen) Unternehmungen drei größere Reisen durchgeführt: die erste längs der Ostflanke des Amharenhochlandes von Addis Ababa bis Dessie (samt Umgebung) und von da ostwärts hinab in die Dankaliwüste bis zu den Endseen des Hausasch an der Grenze gegen Französisch-Somaliland. Die zweite ins Seengebiet des Äthiopischen Grabens und die benachbarten Hochlandsränder (insbesondere in den SW-Teil der Somalitafel) und eine dritte ins Tanaseegebiet und weiter über Gondar ins Hochland von Semién (vgl. Abb.).



2. Die heutigen klima-morphologischen Zonen und Höhengürtel Äthiopiens

Abgesehen von seinem randlichen Tieflandssaum besteht Äthiopien aus drei nahe benachbarten, nur durch schmale Tiefenzonen — wie den Äthiopischen Graben — getrennten Hochländern. Das eigentliche Amharen-Hochland (mit Tigre und dem Hochlandsanteil von Eritrea) im N wird zwar von den Seitenästen des Blauen Nil und des Takazze-Atbara steil zerschnitten und in mehrere Hochflächen aufgelöst, erreicht aber in diesen eine Mittelhöhe von 2500 bis 3000 m und ragt in einigen Aufwölbungen, vornehmlich in der Scheitelregion von Semién, mit sanften Hochflächen bis über 4000 m auf. Das sich südlich anschließende kleinere Kaffa-Hochland ist stärker aufgelöst und im ganzen mit sanfteren Hangformen zertalt: die Mittelhöhe seiner Flächenreste beträgt nur 2000—2500 m. Das Somaliohochland im SO steigt zwar vom Äthiopischen Graben aus in seiner mittleren Scheitelregion ebenfalls bis über 4000 m an, fällt aber dann als flache Pultscholle als bald sanft und gleichförmig zum Somalietiefland nach SO ab (vgl. Abb. 1).

Innerhalb der großen Klimazonen Afrikas erstreckt sich dieser dreiteilige Hochlandskomplex mit seiner Breitenerstreckung zwischen 4° und 18° N gerade über den Bereich, in dem weiter westlich, vom Atlantik bis zum Nil, in fast breitenparalleler Anordnung der Übergang von der Vollwüste (Südsaum bei rd. 18° N) über die Wüsten-, Dorn-, Trocken- und Feuchtsavanne bis zum äquatorialen Regenwald (Nordsaum bei rd. 6° N) erfolgt. Setzte sich dieses Tiefland der westlichen Sudanländer auch östlich des Nil noch fort, so würden alle diese Klimagrenzen an der monsunbeherrschten Ostseite des Erdteils gleichmäßig zum Äquator hin abbiegen. In den Tiefländern rings um das Äthiopische Hochland kann man dies tatsächlich verfolgen. Dieses selbst springt jedoch gerade an der Umbiegungsstelle weit nach NO vor, und da es dank seiner Höhenlage fast ganz der Feuchtsavanne zugehört, so tritt diese — besonders an den nordostwärts zur danklichen Scholle gerichteten Abbrüchen des Hochlandskomplexes — hier in so nahe und schroffem Übergang an die Vollwüste heran wie nirgends sonst in Afrika. Im NW (gegen das Becken des Weißen Nil) und im SO (auf dem sanften ostwärtigen Abfall der Somalischolle) erfolgt im Vorfeld des Hochlandes ein allmählicher Übergang von der Feuchtsavanne zur Trockensavanne. Im SW des Vorlandes gewinnt die Feuchtsavanne des Hochlandes über die — nur wenig trockenere — Rudolfseeschwelle fast unmittelbaren Anschluß an das immerfeuchte äquatoriale Klima des Kongobeckens; sie erscheint von dort aus nur als ein nach NO vorspringender Ausläufer des vollhumiden, zentralafrikanischen Klimas.

Abgesehen von diesen horizontalen Unterschieden des Wüsten- und des Savanntieflandes ergeben sich drei Höhenstufen rezenter klimabedingter Formbildung. Die unterste Stufe, klimatisch etwa der „Kolla“ und der „Woina Dega“ entsprechend, reicht bis 2000—2500 m Höhe. Sie wird — auf Altkristallin wie auf den mesozoischen Sedimenten und den tertiären Vulkaniten — weithin von tiefgründigem Rotlehm bedeckt und zeigt die Formen der auch sonst für

die wechselfeuchten Savanntiefländer typischen „Flächenspülzone“. Im Tiefland sind dies weite, sanft geschwungene Rumpflandschaften mit aufgesetzten Inselbergen, die hier zwar mit konkavem Fuß, aber doch sehr scharf und unvermittelt aus ihrer Umgebung aufragen. In klassischer Ausprägung findet sich diese Rumpfflächen- und Inselberglandschaft im Altkristallin Südsomaliens. Die typischen schotterarmen Flüsse, die diese Rumpfflächen vielfach nahezu gleichsohlig durchziehen, erweisen ihre geringe Erosionskraft auch durch ihr unausgeglichenes, häufig von Katarakten unterbrochenes Längsprofil.

In das Hochland treten die Basis-Rumpfflächen längs der Flüsse in sehr charakteristischen, oft kilometerbreiten, sich aber dann rasch keilförmig verengenden Buchten ein; nach den Seiten dieser Buchten erreicht das Gefälle manchmal 3° und sogar noch etwas darüber, bis es mit scharfem Knick an die überhöhenden Steilhänge stößt. Diese sehr charakteristische Erscheinung ist auch am ganzen Ostabfall des Amharen-Hochlandes gegen das Dankali-Tiefland zu beobachten. Da diese Randbrüche in jedem Fall jünger als die beiden altvulkanischen Serien (s. u.), d. h. also jünger (und wahrscheinlich sogar wesentlich jünger) als „mittel-tertiär“ sind, ergibt sich für die energische Auflösung dieser Bruchstufenländer durch die „Flächenspülung“ ein geologisch relativ kurzer, wenn auch mindestens bis ins Pliozän zurückreichender Zeitraum. Spuren einer Änderung des Abtragungstypus im Pleistozän waren in der Flächenspülzone nicht zu beobachten: hier scheinen die klima-morphologischen Vorgänge vom Jungtertiär über das Eiszeitalter hinweg bis zur Gegenwart in stets gleicher Weise fortgedauert zu haben.

Während die Altersdatierung der Basis-Rumpfflächen in Äthiopien dank ihren Beziehungen zu den Vulkaniten mit größerer Sicherheit gelingt als sonst in Afrika, wird die Feststellung höherer Rumpfflächen oder von „Rumpftreppen“ (deren Gliederungs- und Datierungsversuche in der älteren morphologischen Literatur eine so große Rolle spielten) in diesen Gesteinen sehr viel schwerer, ja stellenweise unmöglich, weil natürlich alle höheren Hänge infolge der ständig wiederholten Wechsellagerung harter Trappdecken und lockerer Tuffe zu einer deutlichen, alle sonstigen Hangabflachungen überprägenden „Schichtstufenbildung“ neigen und zudem die Bruchränder des Hochlandes meist als Staffelbrüche ausgebildet sind. Aber dies ist im Grunde kein Nachteil. Denn gerade weil auch die ausgeprägten, weit ausgedehnten Altflächen, die oberhalb von 2500 m Höhe diese ganzen Hochländer überziehen, ebenfalls jünger als die beiden altvulkanischen Serien und daher mindestens in ihrer Anlage mit den Basisflächen gleichaltrig sein müssen, kommt ihre durch die Hebung in einen höheren klima-morphologischen Gürtel begründete andere Artige Weiterbildung in der jüngsten Zeit nach der Hebung um so deutlicher zur Geltung. Erwähnt sei dabei noch, daß in den ganzen gestuften Außenabfällen des Hochlandes ebenso wie in den die Hochlandsscholle von außen her tief und cañonartig zerschneidenden Tälern alle Flüsse in der Flächenspülzone, gleichgültig ob groß oder klein, diese Stufen jeder Art (Rumpfstufen, Bruchstufen oder

— wie meist — Schichtstufen) mit sehr unausgeglichenen Längsprofilkurven, d. h. mit zahlreichen Katarakten, Wasserfällen und bei den kleineren oft Hunderte von Metern hohen, steilfelsigen Talstufen und Hängetälern überwinden. An Hängetälern jeder Art und Form, die allein ein umfangreiches Studium lohnen würden, ist das „fluvial“ ausgestaltete Äthiopische Hochland reicher als die Alpen und steht damit im großen Gegensatz zu den ehemals unvergletscherten Gebirgen unserer Breiten. Die Hängetäler spielen auch eine große Rolle bei der Verkehrserschließung des Landes: der Sondercharakter der Flächenspülzone tritt darin besonders deutlich zutage. Wieder ist Armut an mechanischem Grottschutt ein weiteres Kennzeichen der mangelnden Erosionskraft der Flüsse. Dieser Zug ist um so auffälliger, als vornehmlich bei den kleineren Seitenästen sohlenlose Kerbtalformen sehr verbreitet sind. Damit hängt auch die Seltenheit der Tal-Verkehrswege und Tal-Siedlungen und das Überwiegen der Hang-, Sporn- und besonders der Hochflächen-Siedlungen zusammen.

Oberhalb von 2000—2500 m geraten jedoch diese Hochländer offenbar in den Bereich einer anderen, bis jetzt nicht beschriebenen klima-morphologischen Region, die von hier an bis zur natürlichen oberen Waldgrenze in 4000—4200 m Höhe reicht. Sie entspricht damit etwa der kalttemperierten „Dega“-Stufe. An ihrem Unterrand werden die von Troll (1939) anschaulich geschilderten (je nach der Regenwindexposition trockeneren oder feuchteren) Varianten der artenbunten, tieferen Feuchtsavanne der „Woina-Dega“ von den viel artenärmeren, aber nun durchweg sehr feuchten Savannen der „Dega“ abgelöst. Bis rund 3000 m reichen dabei noch *Acacia*-Arten, die diesen ähnliche, schirmkronige *Entata abyssinica* und der *Kossobaum* (*Hagenia abyssinica*, höchstes beobachtetes Exemplar in 3000 m Höhe) hinauf. Etwas höher gelangen noch verschiedene *Juniperus*- und *Rosa*-Arten, bis schließlich nur noch drei „hochstämmige“ Gewächse übrigbleiben, die dann die Waldgrenze bilden: das rosenartige, gelblühende *Hypericum leucoptychodes* (oder *gnidaefolium*), die *Erica arborea* (bis 7 m hoch) und endlich die bis 5 m hohe Riesenlobelie (*Lobelia rhyngopetalum*), die in kümmerlichen Exemplaren jene Grenze noch überschreitet. Die mittlere Jahrestemperatur beträgt an der Untergrenze dieser Stufe in Addis Ababa noch $16,4^{\circ}$ (\approx Neapel), an der Obergrenze noch etwa 9° C (\approx Frankfurt).

Im Rahmen unserer Fragestellung ist dieser Höhengürtel zunächst durch einen besonderen klimatischen Bodentypus ausgezeichnet. An seiner unteren Schwelle werden die charakteristischen Rotlehme der tieferen tropischen Feuchtsavanne in raschem, bei geeigneten Grundwasser- oder sonstigen Lokalbedingungen oft auf wenige Meter hin sichtbarem Wechsel durch tiefgründige (0,8—2 m dicke), stark bindige und normalerweise blockfreie dunkelbraune bis schwarze Böden abgelöst. Sie haben in viel größerem Maß als die Rotlehme die Fähigkeit zu kolloidaler Quellung. Wo die natürliche Vegetationsdecke durch die Kultur (starke Beweidung) kurz gehalten oder (durch Ackerbau) vernichtet wird, zerspringt dieser schwarze Boden in der Trockenzeit in tiefe polygonale Risse, in die man mit einem Stock meist ohne großen Wider-

stand 30 cm tief hinabstoßen kann. Oben klaffen die Risse 2—5 cm weit, die von ihnen gebildeten Polygone haben 40—80 cm Durchmesser. Der Boden ist dann sehr hart, man kann ihn weder pflügen noch mit der Hand zerbröckeln. Ganz anders in der Regenzeit. Der Boden quillt auf, die Risse verschwinden und er ist nun leicht pflüger ohne zu sehr zu kleben. Im gerodeten Kulturland wird er dann bei natürlichen oder künstlichen Einschnitten (Straßenbau, Fundierung von Gebäuden) stark fließfähig. Die Schwierigkeit des Straßenbaus und der Straßenerhaltung im Amharen-Hochland geht weitgehend auf die Beweglichkeit, das starke „Arbeiten“ dieses schwarzen Bodens in der Regenzeit zurück, das sich manchmal selbst unter einer Asphaltdecke noch störend bemerkbar macht. Auf der anderen Seite ist dieser Boden dank seiner Fruchtbarkeit, seiner leichten Bearbeitungsfähigkeit, seiner günstigen Wassereigenschaften und seiner geringen Anfälligkeit gegen die Bodenerosion (s. u.) eine wesentliche Grundlage der im tropischen Afrika ja einzig dastehenden altmediterranen Pfluggkultur der Amharen. Dank seiner Bindung an die Dega-Stufe ist er im höchsten der drei Äthiopischen Hochländer, im Amharenhochland, natürlich am weitesten verbreitet und das Siedlungsgebiet des christlichen Pflugbauernturns deckt sich hier nach allen Richtungen fast genau mit seiner geschlossenen Ausdehnung. Charakteristischerweise liegen auch die vier bedeutendsten Städte der Amharen gerade am unteren Rand, d. h. in der wärmsten Stufe dieses fruchtbaren und dichtbesiedelten Altkulturlandes, an Stellen, die zugleich leichte Verkehrsmöglichkeiten nach außen bieten, so Addis Ababa (2450 m), Asmara (2500 m), Dessie (2550 m) und — etwas in die zentrale Schutzlage des Tanasebeckens zurückgerückt — die alte Hauptstadt Gondar (2300 m).

Mit dem Boden erfahren auch die morphologischen Vorgänge dieses Höhengürtels gegenüber der tieferen Flächenspülzone eine deutliche Abwandlung. Gleichartig bleibt freilich — wie eben diese Schwarzböden dazwischen — das Vorherrschen einer tiefgründigen chemischen Verwitterung. Auf sanfteren Hängen ist ferner auch hier unter den natürlichen Vegetationsbedingungen des Nebel-Bergwaldes oder der waldartigen feuchten Höhengsavanne die oberflächliche Wasserabspülung des Bodens durch das rinnende Regenwasser die wichtigste Form der Denudation. Auf steileren Hängen paaren sich jedoch mit dieser aktive Bodenbewegungen, und zwar ein langsames Abgleiten des in der Regenzeit stark quellenden und wasserhaltigen Bodens. Dieses „Flächengleiten“, wie man den Vorgang in Analogie zum Begriff „Flächenspülung“ nennen könnte, ergreift jedoch nur die oberste Boden- decke. Wo im ungestörten Naturzustand der Mindest-Böschungswinkel für das Auftreten dieser Erscheinung liegt, ist schwer zu bestimmen, da in dem dicht besiedelten Amharen-Hochland gerade alle sanfteren Flächenstücke fast restlos beackert werden oder mindestens eine Sekundär-Vegetation (Grasweide, Eukalyptuswald) tragen, und alle diese Kulturmaßnahmen das Flächengleiten sichtlich stark fördern (s. u.). Mein Eindruck war der, daß man unter natürlichen Vegetationsverhältnissen heute erst auf Hängen von mehr

als 30° mit der allgemeinen Verbreitung solcher Bewegungen rechnen kann.

Deutlicher als in den morphologischen Vorgängen unterscheidet sich die Dega-Stufe von der tieferen Flächenspülzone im Formenschatz selbst, ganz besonders in ihren höheren Teilen, d. h. oberhalb von 2500—2700 m. Beim Mangel an mechanischem Grobschutt bleibt die schwache Tiefenerosion der Flüsse und damit die Häufigkeit von starken Gefällsknicken im Längsprofil von Wasserfällen und Hängetälern erhalten. Aber zwischen diesen Steilstufen gewinnen die sanfteren Talstrecken ein anderes Aussehen. Es sind nicht mehr weite Sohlenflächen, die, äußerstenfalls bis zu 3° geneigt, dann mit deutlichem Knick an die höheren Steilhänge (oder Inselberge) stoßen, sondern ganz sanfte breite Talmulden mit durchhängendem Querprofil, die allmählich und knicklos zu den steileren Seitenhängen hinauführen. Je mehr wir von den Außenflanken dieser Hochländer und aus den tief eingesenkten Cañontälern in den Bereich der alten Hochflächen selbst gelangen, desto mehr treten dann die Gefällsbrüche und engen Kerbtalstrecken zurück und es gewinnen diese sanften Muldentalförmungen die Oberhand, die mit ihren Viehherden, besonders wenn nach der Regenzeit die Grasnarbe frisch ergrünt, geradezu mitteleuropäisch anmuten können. Sie sind oft beckenartig erweitert und dann ist — besonders oberhalb von harten Felsriegeln — ihr Längsgefälle so gering, daß sie Versumpfungszonen und in der Regenzeit sogar flache Überschwemmungsseen enthalten. Wo dabei junge Tektonik mit im Spiel ist, wie am vielgliedrigen Staffelbruch-Abfall des Amharenhochlandes zur Dankaliwüste, treten im Verlauf solcher Talzüge tiefere see-erfüllte Hohlformen auf wie der Ardibbo-, der Haik-, der Aschangisee und einige kleinere. Gewiß sind diese geschlossenen Hohlformen tektonisch entstanden, aber ihre Erhaltung wird sicher durch den klima-morphologischen Umstand begünstigt, daß die schotterlosen Flüsse nicht imstande sind, stauende Felsriegel zu durchsägen. Auch die Erhaltung vulkanischer Seen (s. u.), an denen das Land so reich ist, wird durch diesen Umstand begünstigt.

Neben solchen beckenartig weiten Formen gibt es aber auch schmalere solche Muldentäler von nur 150 bis 300 m Breite und steileren; 10°—15° und manchmal sogar noch stärker geneigten Flanken. Dabei treten in dem entsprechenden Höhengürtel stets wieder dieselben Formen mit demselben Boden auf: in der Bergwaldstufe des Somalihochlandes, im Gughe-Gebirge (höchste Aufragung des Kaffa-Hochlandes), in Schoa nördlich von Addis Ababa, bei Dessie und auf den Hochplateau-Riedeln nördlich von Gondar bis hinauf nach Semién. Dort tragen diese Flächenreste hoch über den sie trennenden, mit schroffen Felswänden abstürzenden Cañontälern eine durch scharfe Kanten von diesen abgesetzte und insofern schon fast fossil gewordene Altlandschaft, als ihre Muldentäler schon größtenteils keine Bäche mehr führen. Die Wasserversorgung der Hochlanddörfer wird dadurch schwierig. Durch Verschneidung der Muldentalhänge entsteht dabei ein von dickem schwarzem Boden bedecktes, durch den deutlichen Schichtbau auffallend wenig beeinflusstes teils flachwelliges teils kuppiges Hügelland, das mit der letzteren Variante stark an die Altlands-

formen der ostalpinen Raxlandschaft oder der schwäbischen Kuppenalp erinnert.

In dieser Landschaft reicht der Weizenanbau noch bis 3400 m, der Pflugbau von Gerste bis über 3800 m. In 3920 m liegt nach *E. Nilsson* (1940) die höchste Siedlung Äthiopiens. Pferde, Esel, Rinder und Schafe weiden vielerorts bis über 4000 m hinauf. Mit der Waldgrenze in 4000—4200 m setzt dann endlich die oberste und kühlsie Klimastufe des Landes ein, in die aber nur noch die höchsten Bergzüge von Semién in größerem Umfange aufragen (Ras Daschan 4620 m), während die Scheitelregionen des Abuna Josef (4190 m) und der Kollo-Hochfläche (4100 m) nordwestlich Dessie, des Tschoke-Gebirges (4130 m) im Bogen des Blauen Nil, des Cilalo (4127 m) und des Badda (4133 m) sowie einige südlich anschließende, noch nicht genau vermessene Gipfel in Hochsomalien und endlich das Gughe-Gebirge im Kaffa-Hochland (4200 m) diese Höhen nur gerade erreichen (vgl. Abb. 1). In Semién bietet diese Mattenregion das Bild einer Grasflur, die neben den einzig noch höher aufragenden Lobelien aus *Carex*-Arten und anderen Hartgräsern, *Helichrysum*-Büschen und alpinen Kräutern besteht, d. h. einer Vegetation, die nach *Troll* (1939) „den feuchten Hochgebirgshöhen Ostafrikas wie auch den Paramos der Anden Südamerikas durchaus entspricht“. Wie weit hier wirklich Schnee fällt, war von den Einwohnern nicht genau zu ermitteln; sicher aber kleidet im kälteren Abschnitt der Regenzeit oft mehrere Tage hintereinander an jedem Morgen dicker Rauhref (oder dünner Schnee?) die ganze Gipfelregion in eine weiße Hülle, die sich nachts bildet, aber regelmäßig im Laufe der Vormittagsstunden wieder ganz abschmilzt. So herrscht in der Mattenregion Semiéns zweifellos Frost- bzw. Frostwechselklima. Nicht so eindeutig sind dagegen meine Beobachtungen über rezente Frostböden im Bereich der unzerstörten Vegetationsdecke. Wohl kommt Kammeis vor, aber es spielt unter natürlichen Bedingungen für die Denudation noch keine spürbare Rolle und von den großartigen Solifluktionsvorgängen, wie sie *Troll* (1944) aus den tropischen Hochanden Boliviens und Perus (allerdings erst oberhalb von 4600 m) beschrieben hat, ist hier jedenfalls keine Spur zu finden. Dunkelbraune Böden von derselben Art wie in der tieferen Dega-Stufe herrschen auch hier vor und ebenso setzen sich die Altlandsformen jener hochgelegenen Hügellandschaft bis auf die höchsten Flächenreste fort²⁾.

3. Die pluvialzeitlichen Höhengürtel

In der Pluvialzeit — der einzigen und damit wohl der letzten, die hier zu beobachten ist — war die Verteilung der klima-morphologischen Höhengürtel völlig anders: sie waren größtenteils herabgedrückt und zugleich zusammengedrängt, denn während sich die

²⁾ Der Übergang zu einer wirklichen, von rezenter Solifluktion stark beeinflussten Felschuttlzone wäre wohl erst oberhalb von 4300—4500 m zu erwarten. Nach *Flücker* (1934) und *Troll* (1944) beginnt sie am Kilimandscharo oberhalb von 4350 m, am Kenya in den ersten Spuren schon oberhalb 3950 m, generell aber auch erst bei 4250 m, am Ruwenzori dürfte sie nach den Moränenschilderungen und Bildern von *Heinzelin* (1953) auch nicht unter 4300 m einsetzen.

Gletscherzone bis auf die Gipfel Semiéns (und vielleicht sogar Hochsomaliens) herabsenkte, blieben die Änderungen in den regenreicheren Tieflandszonen geringfügig.

Dies rührt vor allem daher, daß, worauf schon früher verwiesen wurde, (Büdel, 1953), die pleistozänen Kaltzeiten in den Tropen (im Gegensatz zu den Außertropen) in zwei verschiedenen Richtungen wirksam waren. Diese beiden Wirkungen waren dabei vertikal verteilt: sie spielten sich gewissermaßen in zwei übereinanderliegenden Stockwerken über und unter der eiszeitlichen oberen Waldgrenze ab. Über dieser Grenze wirkte die kaltzeitliche Abkühlung auf die Biosphäre und die morphologischen Vorgänge ähnlich kräftig ein wie in den Außertropen: die Vergletscherung der höchsten Gipfel nahm deutlich zu und alle klimatischen Höhengürtel rückten merklich tiefer. Hier kann man also mit einigem Recht von der „Eiszeit“ in den Tropen sprechen. Unterhalb dieser Grenze, in den unteren $2\frac{1}{2}$ –3 km der Atmosphäre, war das Land zwischen den Wendekreisen auch in den Kaltzeiten stets frei von Frost: hier hielt sich um die Erde eine Art von warmem Schutzring, in dem die Temperaturerniedrigung keinen spürbaren Einfluß mehr auf Lebewelt und die morphologischen Vorgänge ausübte. Dafür war hier die kaltzeitliche Änderung der Feuchtigkeitsverhältnisse, die ja in den Tropen fast überall eine Niederschlagszunahme bedeutete, deutlich spürbar. Hier kann man daher nur von der „Pluvialzeit“ in den Tropen sprechen. Sie übte ihre Wirkung natürlich vornehmlich oder sogar ausschließlich in den tropischen Trockenräumen aus, wo ja auch heute ein einziges regenreiches Jahr das Landschaftsbild in seinen belebten und unbelebten Zügen sofort stark verändert, während in den schon normalerweise feuchten Tropen auch eine erhebliche Regenzunahme keine solche Folgen zeitigt. Daher kommt es, daß innerhalb des warmen Schutzringes, d. h. im unteren Stockwerk der kaltzeitlichen Tropenatmosphäre nur noch — vornehmlich horizontale — Klimaverschiebungen in der Nähe der Trockengrenze feststellbar sind, und zwar in den meisten Fällen ein Vorrücken der feuchten Gürtel gegen die Trockengürtel. Dies erfolgt allerdings oft über große Strecken hin, ja, es waren wohl in den Pluvialzeiten die tropischen Wüstengürtel fast in all ihren Teilen etwa so regenreicher als heute.

Die eiszeitliche Vergletscherung der höchsten Erhebungen von Semién haben kurz nacheinander Minucci (1938) und Nilsson (1940) entdeckt. Beide stimmen darin überein, daß diese Gletscherspuren auf die beiden je 15 km langen Hauptkämme dieser Höhenzone beschränkt sind, die sich im Norden im Doppelgipfel des Berok Waha (4505 m) und des Abba Jared (4220 m) treffen und von da aus einen nach S offenen Winkel von nicht ganz 90° bilden, dessen Eckpunkt im SW der Buhait (4510 m), im SO aber der höchste Gipfel Äthiopiens, der Ras Daschan (4610 m), bildet. Aus diesem Winkel öffnet sich nach S der ungeheure, 1500 m tiefe Cañon des Meschaha-Tales, das dann im Bogen über O, N und W dem Takazze-Atbara zuströmt.

Der westliche der beiden Hochkämme ist etwas niedriger als der östliche, bei dem zwischen Ras Daschan und Abba Jared noch ein weiterer Hochgipfel,

der Kiddis Arit (4552 m) die 4500-m-Schwelle überragt. Nach Minucci trug auch dieser Gipfel neben den genannten drei Eckpfeilern dieses Kammwinkels 5 kleine Kargletscher, während Nilsson nur an jenen 3 Stellen eiszeitliche Gletscherspuren beschreibt³⁾. Im übrigen standen beiden Forschern nur so ungenaue Kartengrundlagen zur Verfügung, daß ihre Übersichtsskizzen dieses alten Vereisungsgebietes im einzelnen kaum vergleichbar sind. Ich selbst konnte die Vereisungsspuren am Buhait bestätigen und die kartographische Grundlage für das westliche Drittel dieses Gebietes richtigstellen. An der Existenz von mindestens zwei weiteren Vereisungszentren am nördlichen und östlichen Eckpfeiler dieses Kammwinkels ist aber sowohl nach den Untersuchungen von Minucci und Nilsson wie auch nach dem Fernblick auf diese Gipfel nicht zu zweifeln.

Die eiszeitliche Schneegrenze hat dabei Minucci auf 4100 m (im Westen) bis zu 4300 m (im Osten) bestimmt; übereinstimmend fand Nilsson für das „Last Pluvial“ der Gesamtgruppe den Wert von 4200 m. Nach der Lage der Vereisungsspuren auf der Westseite des Buhait muß die Schneegrenze dort schon bei etwa 4100 m gelegen haben. Damit stimmt überein, daß das 4000 m eben erreichende, dem Buhait westlich vorgelagerte Plateau des Amba Ras noch frei von Gletscherspuren ist. Als Mittelwert der eiszeitlichen Schneegrenzhöhe in Semién setzte ich daher 4100–4200 m an. Die heutige Schneegrenze darf man wohl bei der von der Äquatorialregion gegen den großen Wüstengürtel vorgeschobenen Lage Semiéns etwas höher als am Ruwenzori und Kenia, d. h. bei rund 4800 m Höhe und sogar noch etwas darüber ansetzen. Daraus ergibt sich eine Herabdrückung der Schneegrenze in der letzten Eiszeit um rund 700 m.

Den nächsttieferen klima-morphologischen Höhengürtel zwischen oberer Wald- und Schneegrenze teilen wir auch hier in zwei Stufen. Die höhere Felschuttlzone mit häufigem Frostwechsel und allgemein verbreiteten Solifluktuationserscheinungen scheint — falls überhaupt vorhanden — heute nicht unter 4300 m herabzureichen. Darunter schließt sich die paramoartige Mattenzone an, in der trotz des gelegentlichen Frostwechsels unter natürlichen Bedingungen die geschlossene Decke niederwüchsiger Vegetation im ganzen erhalten bleibt. Ihre Untergrenze ist die zu 4000 bis 4200 m bestimmte heutige obere Waldgrenze.

Demgegenüber reichen Spuren eines kräftigen fossilen Bodenfließens an mehreren Stellen weit über 1000 m tief unter diese Waldgrenze herab. Im oberen Teil der Dega-Stufe fand ich verschiedentlich, sowohl in Semién wie in Hochsomalien, ein Bodenprofil angeschnitten, das an einem typischen Beispiel aus Hochsomalien in 2750 m Höhe, 25 km nordwestlich Irba Moda geschildert sei. An der Basis liegen hier tief-

³⁾ Nilsson glaubte außerdem ein wesentlich größeres Vergletscherungsgebiet aus einer älteren Vereisung feststellen zu können. Im Bereich meiner Begehungen konnte ich keine solchen Spuren einer älteren Vergletscherung entdecken; es wird daher im folgenden nur von einer Vergletscherungsperiode in Semién gesprochen, die hier offensichtlich die letzte war und mit aller Vorsicht der Würmeiszeit zugeordnet sei.

gründige, von harten Quarzgängen durchsetzte Glimmerschiefer des altafrikanischen Sockels. Darüber folgt eine 0,6—1,0 m mächtige Decke von zunächst hellrotem, nach oben aber immer mehr leuchtend rot gefärbtem Lehm. Sie wird von einer nur wenige dm mächtigen Zone grober, meist faust-, manchmal aber auch kopfgroßer Geschiebe aus hartem blauschwarzem Basalt überlagert, der einige 100 m entfernt am höheren Hang ansteht. Die Basaltrümmer müssen einst durch ein energisches hangabwärts gerichtetes Bodenfließen hierher gelangt sein, denn sie liegen auf fremder Unterlage, sind kantengerundet und mit ihren Längsachsen nach dem sanften Hanggefälle eingeregelt. Erst über dieser alten Bewegungszone folgt dann der oberflächlich sichtbare, für die Dega-Stufe typische schwarze Boden in einer Mächtigkeit von 0,8—1,0 m.

Das Profil erinnert ganz außerordentlich an die bekannten „periglazialen“ Blockstromprofile aus den Deutschen Mittelgebirgen, und ich bin geneigt, es in ähnlicher Weise zu erklären. Die tiefe Zersetzung und der rote Lehm über dem Ausgangsgestein entsprechen wahrscheinlich einer älteren Phase der Verwitterung, in der ein warmes Klima mit Rotlehmbildung bis in diese Höhen reichte. Einzelne Basaltgeschiebe innerhalb des roten Lehms deuten aber an, daß schon damals ein gelegentlicher Abtransport ortsfremder Stücke vom höheren Hang bis hierher möglich war. Dann aber erfolgte in einer Periode verstärkten Bodenfließens ein sehr viel energischerer Abtransport solcher Blöcke an der Basis der höheren schwarzen Bodendecke, die ebenfalls noch einige Basaltgeschiebe enthält und die wir bereits als in starkem Maß fließfähig kennen gelernt haben.

Eine Reihe von Umständen sprechen dagegen, daß hier eine so tiefgründige Bodenbewegung heute noch im Gang ist. Einmal fand ich mehrfach solche Profile auch auf ganz sanften Hängen von nur 3—5° Neigung. Unter natürlichen Vegetationsbedingungen der Gegenwart kommt eine sichtbare Gleitbewegung dieser schwarzen Böden jedoch erst auf wesentlich steileren Böschungen vor (bei etwa 30° und darüber). Selbst das sehr viel energischere, aber durchwegs oberflächliche „Flächengleiten“ dieser schwarzen Böden, das durch künstliche Eingriffe des Menschen im Kulturland ausgelöst werden kann, (s. u.), konnte ich nicht auf Hängen von weniger als 7° Neigung beobachten. Endlich wird die gelegentlich bis 1,5 und 2,0 m mächtige „Bewegungszone“ in blockreichen Schwarzböden oft noch von einem offenbar jung entstandenen, 20 bis 30 cm mächtigen oberflächlichen Bleichhorizont völlig ungestört überlagert. Dieser hätte sich nicht ausbilden können, wenn der unterliegende mächtige Schwarzboden noch in dauerndem Hangabwärtsgleiten begriffen wäre.

Ich nehme daher an, daß die Fließerdeprofile einem Vorzeitklima entstammen, das diese schwarzen Böden auch auf sanften Böschungen in eine sehr viel energischere Bewegung versetzte, als es heute unter natürlichen Bedingungen und selbst bei ihrer größtmöglichen Verstärkung durch den Einfluß des Menschen möglich ist. Es liegt nahe, hier eine Wirkung des Eiszeitklimas zu sehen, das ja die Schneegrenze um 700 m herabdrückte. Nun reichen aber die fossilen Fließerdeprofile der geschilderten Art vom Oberrand der Dega-

stufe bis 2700 m und vereinzelt sogar bis 2600 m herab. Wenn man annimmt, daß heute energische Soliflukationsbewegungen erst oberhalb von 4300 m auftreten, so würde das eine Herabdrückung dieses Gürtels um mindestens 1600 m, d. h. um mehr als den doppelten Betrag der Schneegrenzdepression bedeuten. Eine rein thermisch verursachte Depression könnte jedoch hier das Maß der Schneegrenzdepression wohl kaum überschreiten. Es ist daher anzunehmen, daß das weite Herabgreifen solch tiefgründiger (in ihrem Habitus mehr den Spuren der außertropischen Jahreszeiten- als denen der tropischen Tageszeiten-Solifluktion ähnelnden) Bodenflußdecken nicht nur durch eine Senkung der Frostklimastufe, sondern auch noch durch andere Wirkungen des Pluvialzeitklimas: etwa Niederschlagszunahme, Verkürzung der Trockenzeit und schwächere Verdunstung verursacht wurde. Im übrigen zeigen ja die Wirkungen der menschlichen Kultur in historischer Zeit (s. u.), welche starke Fließbewegungen in diesen dunklen Degaböden auch ohne jeden Einfluß von Bodenfrost ausgelöst und in Gang gehalten werden können.

In jedem Fall war jenes kräftige vorzeitliche Bodenfließen maßgebend an der Entstehung der Muldental- und Hügellandschaft auf den hochgelegenen Altlandsflächen Äthiopiens beteiligt. Beide Erscheinungen, sowohl jene fossilen Fließerdedecken wie dieser besondere Großformenschatz, sind ja auf die höheren Teile der Dega-Stufe — etwa oberhalb auf 2500—2700 m — beschränkt. Die morphologischen Vorgänge, die hier heute unter natürlichen Vegetationsbedingungen herrschen, sind verhältnismäßig schwach und qualitativ nicht hinreichend von jenen der tieferen Flächenspülzone verschieden, um einen so eigenartigen, fast mitteleuropäisch anmutenden Formenschatz zu erzeugen. Die in historischer Zeit durch den Menschen erzielten Vorgänge sind zwar ungleich stärker, aber die Zeit ihrer Wirksamkeit — wenige Jahrtausende — war viel zu kurz, um überhaupt schon maßgeblichen Einfluß auf die Großformen zu gewinnen. Dabei sind jene Altlandschaften nicht etwa nur die wenig umgeformten Oberflächen der altvulkanischen Aufschüttungsdecken, sondern setzen die Abtragung mächtiger Schichtpakete und damit sehr lange geologische Zeiten zu ihrer Entstehung voraus. Sind doch hier selbst die der späteren altvulkanischen Serie zugeschriebenen Trachytschlote, welche die gegen 2000 m mächtigen früh-altvulkanischen Basaltdecken durchschlagen, tief abgetragen worden, so daß sie nur noch als herauspräparierte Härtlingsstiele jene Altlandschaften überragen. Diese sind damit (ebenso wie die Tieflandsflächen im Umkreis des Hochlandes) jünger als die beiden altvulkanischen Serien, aber offenbar durch eine lange Herrschaft jener besonderen, dem Pluvialzeitklima der höheren Dega-Stufe zugehörigen Abtragungsvorgänge erzeugt worden, deren Spuren wir in den fossilen Fließerdedecken überall in dieser Landschaft antreffen. Ihre Ähnlichkeit mit der mitteleuropäischen „Periglaziallandschaft“ ist daher durchaus funktionsbedingt, d. h. durch ähnliche Vorgänge erzeugt. Dennoch ist die Muldental-Hügellandschaft der äthiopischen Dega-Stufe nur bedingt und stellenweise als „fossil“ zu bezeichnen, denn die ehemaligen (pluvialzeitlichen) und die heutigen Vorgänge sind einander doch viel ähn-

licher als in Mitteleuropa und nicht immer scharf voneinander zu trennen.

In den tieferen Höhengürteln der Woina-Dega und Kolla unterhalb von 2000—2500 m ist endlich — mindestens in den feuchteren Teilen dieser Stufe im Bereich der tropischen Rotlehme — eine Unterscheidung von kaltzeitlichen und rezenten morphologischen Vorgängen und Formen nicht mehr möglich. Die „eiszeitliche“ Abkühlung wurde hier, im warmen äquatorialen „Schutzgürtel“ der Erde nicht mehr morphologisch wirksam, und ebensowenig konnte offenbar in diesen Rotlehmen die „pluvialzeitliche“ Feuchtigkeitszunahme einen solchen Einfluß ausüben. Wohl gibt es gelegentlich auf niedrigen Flußterrassen Profile degradiertes Roterde, die mit den heutigen Klima- oder Grundwasserhältnissen nicht erklärbar und möglicherweise einem „Pluvialklima“ zuzuschreiben sind. Aber Spuren dieser Art sind im feuchten Tiefland gering und jedenfalls für den Formenschatz bedeutungslos. Der ganze Charakter der „Flächenspülzone“ deutet vielmehr darauf hin, daß sich hier die klima-morphologischen Vorgänge schon seit sehr langen Zeiten unbeeinflusst durch Klimaänderungen in etwa derselben Weise abgespielt haben.

Im Gegensatz dazu zeigen die *Trockenräume* des Tieflands deutliche morphologische Spuren eines feuchteren Pluvialklimas, insbesondere aber an den Rändern zum feuchten Land. Sehr deutlich sind sie am Rand der Dankali-Wüste gegen den steilen, noch ganz von dichter Savanne bestandenen Ostabbruch des Amharen-Hochlandes entwickelt. Dieser Abbruch ist in seiner ganzen Länge: vom N-Ausgang des Äthiopischen Grabens bei Addis Ababa und Ankober bis zur Rotmeer-Küste bei Massaua keine einfache Bruchstufe sondern ein mehrteiliges System eng gescharter Staffelbrüche. Die tiefsten Schollen dieses Staffelbruchsystems fallen zum Teil pultförmig gegen das Dankali-Tiefland ab. So ist dem steilen Hochlandabfall bei Dessie, der in einer Breite von wenigen km von rund 3000 m auf 1500 m abfällt, jenseits eines schmalen Längsgrabens noch die 50 km breite, ganz sanft ostwärts geneigte Pultscholle von Batié vorgelagert, die dann endlich mit einem nur 150—200 m hohen Steilrand zum Dankali-Tiefland abfällt. Der höchste Teil des Tieflandes am Fuß dieser Stufe liegt 900 m hoch und unmittelbar an dieser morphologischen Grenze geht auch die Trockensavanne der Batié-Scholle in Dorn-Savanne und alsbald in Wüstensavanne über. Schon in dieser gelegen fließt der Mittellauf des Hauasch in 30—70 km Entfernung vor diesem äußersten Hochlandsrand nach N, um dann bei Tandaho rechtwinklig ostwärts abzubiegen und endlich an der Grenze gegen Französisch-Somaliland in seine Endseenkette zu münden (vgl. Abb. 1). Gegenüber 1234 mm Jahresniederschlag in Dessie sind wir an den Endseen des Hauasch bei rund $\frac{1}{10}$ dieser Menge (130 mm) schon an der Grenze der Vollwüste.

Die ganze 30—70 km breite Randzone des Tieflandes zwischen dem Ostrand der Batié-Scholle und dem Mittellauf des Hauasch bildet eine von 900 m bis 400 m ostwärts abgedachte schiefe Ebene. Diese nun ist eine Aufschüttungsebene größten Stils im Gesamtumfang von mehreren 1000 qkm. Nahe am Gebirgsrand besteht sie aus groben Blockschottern, nach O wird das

Korn der wahlgerundeten Schotter alsbald feiner und am Hauasch läuft diese Ebene auf eine Tonsandterrasse in 15 m relativer Höhe aus, deren Körper bei Tandaho nur noch von wenigen, maximal nuß- bis eigroßen Geröllbändern durchsetzt wird.

Diese Schotterebene ist ein fossiles Gebilde. Sie wird nicht nur vom Hauasch 15 m tief zertalt, sondern in ähnlichem Maß auch von dessen zahlreichen — heute zum großen Teil nur perennierenden — Zuflüssen, die ihm gemäß der westöstlichen Abdachung dieser Ebene zustreben. Die Ebene ist somit nicht in weiterer Aufschüttung, sondern in Zerschneidung begriffen. Die neue Erosionsbasis liegt dabei nur 15 m unter der alten, und die heutigen Flüsse sind zudem nur mit schmalen Küstentälern in die Schotterebene eingesenkt. Das Material ihrer Sohlen ist dabei häufig noch feinkörniger als das der Ebene. An Stelle weitausgreifender, flächenhafter Aufschüttung trat so eine bescheidene Tiefenerosion in schmale Kerben. Dieser schroffe Wechsel ist nicht (oder jedenfalls nicht in erster Linie) durch eine tektonische Hebung sondern nur durch einen schroffen Klimaumschwung erklärbar. Zur Zeit der Aufschüttung der Ebene müssen die aus dem Gebirge austretenden Flüsse ungleich schotter- und wasserreicher gewesen sein als heute. Längs der Flüsse setzt sich die Schotterebene in breiten schotterbedeckten Felsterrassen gebirgeinwärts fort. Die heute von Trockensavanne bedeckten tieferen Teile des Hochlandabfalls und die anschließende Randzone der Dankaliwüste erlebten damals eine sehr ausgeprägte Pluvialzeit. Sie kann geologisch nicht sehr lange zurückliegen, denn die Zertalung der Ebene ist noch gering und ihre ursprüngliche Oberfläche — wie bei unseren wärmezeitlichen Schotterfluren — weithin noch unversehrt erhalten. Sie gehört daher wohl der letzten Pluvialzeit an, die vermutlich der Würmeiszeit entspricht.

Aber dies war nicht die einzige Pluvialzeit dieses Raumes. Auf der großen Schotterebene sind mehrfach noch kleine Restriedel einer *höheren Schotterplatte* erhalten. Sie sind stark zertalt und oft schon in einzelne Hügel aufgelöst. Ihre Oberfläche ist nur noch selten erhalten und liegt dann 8—15 m über der Schotterebene. Zum Gebirgsrand hin steigen diese Riedel aber stärker an (bis 50 m über die Schotterebene), sie sind hier sichtlich tektonisch aufgebogen. Eine Durchverfolgung dieser Terrassenreste bis zum Hauasch war nicht mit Sicherheit möglich, doch nehme ich an, daß eine höhere, bei Tandaho 30 m über dem Fluß gelegene Terrasse diesem älteren Schotterniveau entspricht, denn sie liegt auch hier mit einem Abstand von 15 m über der tieferen (ihrerseits 15 m über dem Fluß gelegenen) Tonsandterrasse, die wir dem Niveau der großen Schotterebene zuordnen.

Während aber die 15-m-Terrasse bei Tandaho fast nur noch aus feinen Tonsanden besteht, wird die 30-m-Terrasse noch aus größerem — bis faustgroßem — Geröll gebildet und nach oben von einer stark verfestigten Konglomeratbank gekrönt: aus diesem Grund ist hier die höhere Terrasse auch besser erhalten als die tiefere. Eine dritte tiefste, nur noch aus feinem Tonsand ohne Geröleinlagen aufgebaute Terrasse, liegt bei Tandaho etwa 5 m über dem trockenzeitlichen und 2 m über dem regenzeitlichen Flußbett

des Hauasch, der heute hier ebenfalls nur noch ganz feinen Tonsand führt.

In den höheren Terrassenresten, die in Riedeln über die große Schotterebene aufragen und bei Tandaho 30 m über dem Fluß liegen, dürften die Zeugen einer älteren, noch kräftigeren Pluvialzeit vorliegen. Die Transportkraft der Flüsse muß damals noch größer gewesen sein, denn grobkörniger Schotter wurde vom Gebirgsrand noch weiter in das Wüstentiefland hinaus verfrachtet als in der jüngeren Pluvialzeit. Entsprechend ihrem höheren Alter sind die Reste dieser älteren Schotterfluren am Gebirgsrand tektonisch aufgebogen und als Ganzes viel stärker zertalt als die jüngere Schotterebene (vermutlich ist eben diese starke Zertalung eine Wirkung der jüngeren Pluvialzeit!).

In der Enge von Tandaho ist das Material der jüngstpluvialzeitlichen 15-m-Terrasse (sowie das der tiefsten — vermutlich frühholozänen — 5-m-Terrasse) bereits weitgehend dem des heutigen Flusses angenähert. Dieser durchfließt ostwärts Tandaho zunächst eine 50 km breite, schon fast völlig wüstenhafte Tonsandebene (Staubwüste) bei minimalem Gefälle in ungezählten Mäandern, fast ohne in das Niveau dieser Ebene noch einzuschneiden. Bei gelegentlichen Sturzregen wird diese Fläche von zahllosen, unter Umständen sogar sehr heftig abkommenden schichtflutartig wirkenden flachen Rinnsalen überspült, die dazwischen jahrelang völlig trocken liegen können⁴⁾.

Die hier herrschenden Abtragungsformen ähneln durchaus denen der „Sandschwemmebene“ am Fuß des Hoggar-Gebirges in der südlichen Sahara (Büdel, 1952). Ostwärts dieser Ebene treten bei dem neu gegründeten kleinen Markt- und Verwaltungszentrum Abroborifaghe (15 km südlich des älteren Sultansitzes Hadele Gubo, vgl. Abb. 1), zunächst niedere — relativ 30—50 m hohe — Basalttafeln und alsbald die mehrere hundert Meter über das Flußniveau aufragenden Berggruppen an der Grenze gegen Französisch-Somaliland an die Niederung des Hauasch heran, der hier die Kette seiner Endseen betritt. Hier sind nirgends mehr Spuren höherer Flußterrassen zu beobachten, und man gewinnt ganz den Eindruck, daß die am Hochlandsrand in so verschiedenen Höhen übereinander ansetzenden Terrassen sich unterhalb von Tandaho nicht nur materialmäßig annähern, sondern auch niveaumäßig zusammenlaufen und in der großen Tonsand-Schwemmebene vereinigen.

Abroborifaghe liegt im übrigen auf einem 25 m steil über den Hauasch aufragenden Basaltplateau, dessen Oberfläche in 385 m Höhe ü. d. M. eine ausgedehnte horizontale Bank von Kugelkorallen trägt und somit eine alte Strandterrasse des Roten Meeres — die höchste bisher bekannt gewordene — darstellt (s. u.). Die vom Gebirgsrand ausgehenden Schotterterrassen stehen aber sicher zu diesem alten gehobenen Meeresniveau in keiner Beziehung, denn Korallenriffe können sich ja nur im klaren Wasser und nicht an solchen,

durch reiche terrestrische Schuttlzufuhr getrüben Schwemmlandsküsten ausbilden. Die Entstehung dieser marinen Strandplattform entspricht daher wohl einer noch wesentlich andersartigen — altpleistozänen oder jungpliozänen — morphologischen Entwicklungsphase des Hinterlandes.

Großräumig betrachtet bildet die Dankaliwüste die an der Rotmeerküste nach Süden ausbiegende Fortsetzung der Sahara. Die geschilderten Verhältnisse bezeugen daher, daß in der letzten (und mindestens noch einer früheren) Pluvialzeit auch hier ein Vordringen der Feuchtklimare und damit eine Einengung des Passatwüstengürtels an seiner Äquatorseite stattfand. Wir sehen hierin eine Bestätigung der früher in Westafrika gewonnenen Ergebnisse (Büdel, 1952). Das völlige Fehlen solcher fluviatil-pluvialzeitlicher Spuren im Unterlauf des Hauasch ostwärts Tandaho macht es jedoch wahrscheinlich, daß die damalige Feuchtigkeitzunahme nur den südwestlichen, inneren Teil des Wüstendreiecks in der Nähe der Hochlandsränder betraf, während die Küstenzone des Roten Meeres möglicherweise auch in den Pluvialzeiten wüstenhaft blieb und allenfalls eine geringfügige, morphologisch ziemlich wirkungslos bleibende Niederschlagszunahme erfuhr. Zur Lösung dieses Problems müßte vor allem geklärt werden, ob sich an den Endseen des Hauasch — insbesondere dem letzten und größten, dem 310 m hohen, 450 qkm großen Abbe-See — noch Spuren höherer Spiegelstände finden und ob dieser See und die anderen abflußlosen Seen der Dankaliwüste in der Pluvialzeit so hoch gespannt waren, daß sie zum Meere hin überflossen (so der Assal- und Halol-See, die heute in kleinen Depressionen in der Nähe des Golfes von Tajura-Djibuti liegen, und die Seen der großen Dankalischen Depression im N).

4. Die Seen im Bereich der Hochländer und des Äthiopischen Grabens

Wenn auch nicht an den Seen Dankaliens, so sind doch Untersuchungen über alte, höhere (pluvialzeitliche) Spiegelstände an mehreren anderen Seen Äthiopiens, vor allem dem Tana-See und der nördlichen Groß-Seengruppe des Äthiopischen Grabens, dem Zuai-, Abiata-, Langanna- und Schalla-See durch die umfangreichen Arbeiten von E. Nilsson (1940, 1949) durchgeführt worden. Entsprechend den früheren Arbeiten — auch anderer Forscher — an den Seen von Tanganjika und Kenia hat Nilsson solche alten Spiegelstände auch hier beschrieben und glaubte im Rhythmus ihrer Schwankungen eine volle Übereinstimmung mit dem Rhythmus der außertropischen Glazialzeiten feststellen zu können. In Äthiopien fand ich jedoch diese Ergebnisse nicht bestätigt: die Spiegel des Tana-Sees und der Seen des Äthiopischen Grabens lassen kaum etwas von solchen Schwankungen erkennen.

Von den letzteren liegt die Gruppe des Zuai-Sees in dem (gegen die Dankali-Wüste vorgeschobenen) Nordteil der Grabenregion zwar im trockensten Klima des Äthiopischen Hochlandkomplexes, aber mit 500 bis 600 mm Jahresniederschlag und 5—6 humiden Monaten eben doch noch im Bereich der feuchteren anbau-

⁴⁾ Ein noch von den Italienern — also vor 1941 — durch diese Ebene gelegter, 8 m breiter und 2 m hoher Straßendamm, wurde, nachdem er über ein Jahrzehnt ungefährdet bestanden hatte, in der Regenzeit von 1952 12 km ostwärts Tandaho von solchen Rinnsalen an mehreren Stellen durchbrochen und weggespült.

fähigen Trockensavanne (*Lauer*, 1952) und damit im feuchttropischen Tieflandsbereich, in dem sonst (s. o.) nur sehr spärliche Spuren pluvialzeitlicher Niederschlagszunahme zu finden sind.

Insgesamt kann man die rd. 25 Seen der Äthiopischen Grabenregion in sechs Gruppen einteilen (vgl. Abb. 1):

1. Die kleinen Seen des jungen Vulkanfeldes von Zuquala-Bischoftu (süß, größtenteils abflußlos).
2. Die kleinen stark veränderlichen Koje-Seen im Überschwemmungsbereich des oberen Hauasch bei Koka-Bole (süß, mit Abflüssen).
3. Die Gruppe der nördlichen Groß-Seen: Zuai- bis Schalla-See (Zuai-See süß, die übrigen salzig, untereinander durch Abflüsse verbunden, aber als Ganzes mit dem Schalla-See als Endsee abflußlos).
4. Die Mittelgruppe des Auasa- und Schallo-Sees (süß, abflußlos).
5. Die südlichen Groß-Seen: Margherita- (Abbaia-) und Ruspoli-See (süß, mit perennierendem Abfluß).
6. Stephanie-See (salzig, abflußlos).

Ich habe von diesen Seen zunächst die kleinen Kraterseen von Zuquala und Bischoftu besucht: sie zeigen keinerlei Spuren höherer Spiegelstände wie dies ihrer Kleinheit und offensichtlichen Jugend entspricht. Überraschend aber war, daß eine eingehende Untersuchung des Auasa-Sees mit seinen immerhin 115 qkm (= Müritz- oder Vierwaldstättersee) praktisch dasselbe Ergebnis zeitigte. Zusammen mit dem östlich benachbarten kleinen Schallo-See (rd. 20 qkm) liegt er in einer riesigen, in sich noch durch sekundäre vulkanische Formen gegliederten Caldera von rundlichem Umriss, die mit einem kleinen Durchmesser von 24 und einem größten von 30 km die berühmte — bisher oft als die größte der Erde bezeichnete — Caldera des Ngorongoro vom Hochland der Riesenkrater in Tanganjika (Durchmesser 22 km) noch übertrifft. Vom Seeufer zu den Calderarändern aufsteigend muß man natürlich in jeder Richtung zahlreiche Geländeknicke: Kegel- und Kraterreste, halbgesprengte Schildvulkane, sekundäre Calderakanten u. ä. überschreiten. Oft findet man diese Kanten auch in ähnlichen Höhen über dem See. Aber sie lassen sich nirgends zu länger durchlaufenden alten Strandterrassen verbinden und entbehren natürlich auch aller geologischen Merkmale von solchen: d. h. von Brandungskonglomeraten, Strandwällen und vor allem von alten, auf solche ehemaligen Spiegelstände auslaufenden Flußterrassen oder Deltas. Nur an einer Stelle fanden sich in 8 m Höhe über dem heutigen Spiegel fossile Brandungsgerölle, die von dort noch auf einen kleinen Geländesattel 18 m über dem See hinaufziehen. Damit sind am Auasa-See zwar Spiegelschwankungen bis zum Ausmaß von maximal rd. 20 m bezeugt, aber es ist in einem Feld so vielfältiger jungvulkanischer Tätigkeit doch sicher viel näherliegend, für diese Schwankungen endogene statt exogen-klimatische Ursachen heranzuziehen.

Mindestens auf seiner Westseite wird auch der südlichste der vulkanischen Seen der Grabenregion, der Ruspoli-See (520 qkm = Bodensee) durch ein System mehrerer ineinander liegender Krater- bzw. Calderaränder gestaut, die ihre steilen Innenabstürze dem See zukehren. Soviel eine zweitägige Übersichtsexkursion

an dieser Seeseite zeigte, sind alle die zahlreichen hier vorhandenen Geländekanten vulkanischen Ursprungs.

Auch der nördlichste Großsee der Grabenregion, der Zuai-See (rd. 480 qkm), ist vulkanischen Ursprungs. Von ihm und der südlich anschließenden Seengruppe des Abiata-, Langanno- und Schalla-Sees hat jedoch *Nilsson* zahlreiche ältere Seeterrassen bis zu einer Maximalhöhe von 1600 m beschrieben. In dieser Höhe nimmt er einen einzigen ehemaligen Riesensee an, der diese ganze Seengruppe überspannt, 46 m über dem heutigen Spiegel des Zuai-Sees, aber 120 m über dem Spiegel des Schalla-Sees gelegen und demnach auch einen Abfluß nach N zum Hauasch besessen habe. Beim viermaligen Durchfahren des Gebietes — allerdings ohne Spezialuntersuchungen — fielen mir nur 2 ausgedehnte niedere Terrassen von 4 und 7 m Höhe am Zuai-See ins Auge. Darüber sind zweifellos auch hier eine große Zahl rein vulkanisch entstandener Geländekanten in dem von *Nilsson* untersuchten höheren Bereich vorhanden (sehr deutlich vor allem am Langanno- und Abiata-See) und ebenso habe ich in diesem Seengebiet in vielen Aufschlüssen nur jungvulkanische Sedimente, vor allem mächtige Decken feiner und größerer, erst schwach verfestigter und von Lapillilagen durchsetzter Tuffe gefunden. Diese Tuffe sind stark wasserdurchlässig und verschärfen mit dieser „pedologischen“ noch die klimatische Trockenheit des Arussi-Tieflandes. Ebenso konnte ich mich nicht von der Existenz eines ehemaligen Abflusses des Zuai-See-Systems zum Hauasch überzeugen. Daß ein solcher je bestanden hat, ist auch aus einem tiergeographischen Grund unwahrscheinlich: der Hauasch und ebenso die kleinen Koje-Seen seines Überschwemmungsgebietes bei Koka-Bole wimmeln von Krokodilen, während die Gruppe des Zuai-Sees wie die des Auasa-Sees angenehmerweise ganz frei davon ist. Nun halten sich aber Krokodile auch in abgeschlossenen Reliktseen besonders lange, und so ist auch die Gruppe des Margherita- und Ruspoli-Sees, obwohl sie nur einen perennierenden Abfluß zum abflußlosen Binnenbecken des Stephanie-Sees hat, reich an großen Krokodilen. Eine auch nur kurzfristige Verbindung mit dem Hauasch hätte zweifellos die Krokodile auch in den Zuai-See gelangen lassen.

Diese Tatsache sowie der geologische Aufbau der Grabenregion zeigen, daß alle hier vorhandenen Seen mit Ausnahme der Überschwemmungsseen des Hauasch vulkanische Gebilde sind. Die wenigen höheren Seeterrassen sind weit eher durch vulkanische Vorgänge als durch Klimaänderungen zu erklären.

Auch am größten See der Äthiopischen Hochländer, dem Tana-See (3100 qkm = 6mal Bodensee) scheint uns für die weiten, nach oben sich keilförmig verengenden Talbuchten, die besonders von der N- und O-Küste des Seebeckens her ins Gebirge hinaufgreifen, eine andere Erklärung als die *Nilssons* näherzuliegen, der hier wiederum ein das ganze Becken umfassendes System von 11 horizontal übereinander liegenden Seeterrassen bis zu einer relativen Höhe von 150 m über dem heutigen Seespiegel (1830 m) verzeichnet. Zur Erklärung dieser hochgespannten Spiegelstände muß *Nilsson* eine frühere Entwässerung in ganz anderer Richtung und eine spätere Anzapfung

des Beckens durch den Blauen Nil annehmen. Selbst wenn diese etwas schwierige Konstruktion zutrifft, so wären ja die Höhenunterschiede zwischen jenem alten hohen und dem heutigen tiefen Spiegelstand rein auf tektonische Vorgänge und auf Flußarbeit, nicht aber auf Klimaänderungen zurückzuführen. Meine Untersuchungen an der Ausflußstelle des Blauen Nils aus dem See bei Bahar-Dar zeigen, daß jedenfalls der heutige See mit etwaigen älteren und höheren Seespuren in diesem Becken gar nichts zu tun hat, sondern daß er wiederum nur ein durch einen vulkanischen Vorgang in diesem Becken jung aufgestautes Gebilde ist. An der SW-Seite des Sees quoll ein heute noch von über 20 kleinen Kratern und vulkanischen Kegeln besetzter junger Lavastrom hervor, der mit einer weithin ebenen Oberfläche den See bei Baha-Dar abdämmt und dann noch über 30 km talabwärts ein altes vorher schon existierendes Tal des Blauen Nil erfüllt. Der heutige Fluß wird von ihm an die NO-Seite des alten Tales gedrängt und stürzt dann nach diesen 30 km über die Stirn des Lavastromes in den prachtvollen 80 km hohen Wasserfällen des obersten Nilkataraktes hinab. Die fast ebene, von keinerlei Seesedimenten sondern nur von in situ gebildetem Rotlehm bedeckte Oberfläche dieses Lavastromes liegt bei Baha-Dar nur 8—10 m über dem heutigen Seespiegel. Höher kann der See seit Bestehen der heutigen Topographie niemals angestiegen sein. Sein Abfluß ist dabei seit dem Bestehen dieser Lavabarre stets nur durch das heutige Tal des Blauen Nil erfolgt. Nach dem Grad ihrer Verwitterung und Abtragung kann diese Lavabarre in die zweite jungvulkanische Phase eingeordnet werden, für die wir unten annäherungsweise mittel- bis jungpleistozänes Alter annehmen. Etwa vorhandene, so viel höhere ältere Seespuren müssen aber, da sie eine völlig andere Topographie voraussetzen, in eine sehr viel ältere Zeit, d. h. wohl bis ins Pliozän zurückverlegt werden und auch aus diesem Grunde als Zeugen pleistozäner Klimaschwankungen ausscheiden.

Die 80 m hohen Nilfälle des obersten Kataraktes sind ganz in die junge Basaltlava eingeschnitten. An der Eruptionsstelle selbst war der den See aufstauende Lavastrom sicher noch mächtiger. Er war also wohl imstande, in einem flachen Hochbecken einen See dieses Umfanges auch ohne Mitwirkung anderweitiger Vorgänge zu erzeugen. Der See ist zudem maximal nur 100 m tief. Sein Becken trug bei der Überflutung gemäß der klimatischen und der Vegetationsstufe, der er zugehört, offensichtlich die Formen der Flächenspülzone. Ihnen entsprechen die weiten aber relativ kurzen vom N- und O-Ufer des Sees ins Gebirge zurückgreifenden Flächenbuchten, die die typischen Formen dieser Klimazone, nicht aber die alter Seeböden und Seeterrassen zeigen.

Insgesamt zeigen demnach die großen, sämtlich durch jungvulkanische Vorgänge entstandenen Seen im tropischen Feuchtklima der Äthiopischen Hochländer weithin keine Spuren pluvialzeitlicher Spiegelschwankungen. Wo in geringem Umfang Anzeichen für höhere Spiegelstände vorliegen, liegt eine Erklärung durch jungvulkanische Vorgänge näher. Dabei kann vermutet werden, daß die meisten dieser Seen alt genug sind,

um wenigstens das letzte — deutlichste — Pluvial noch miterlebt zu haben. Da sie aber wohl sämtlich frühestens im Mittel- bis Jungpleistozän entstanden sind, können altpleistozäne (etwa aus älteren Pluvialzeiten stammende) Spiegelschwankungen an ihnen nicht nachgewiesen werden. Es bleibt danach abzuwarten, ob anderswo ältere Seen der feuchten Tropen einen solchen rein durch die pleistozänen Klimaschwankungen verursachten Rhythmus ihrer Spiegelstände zeigen. Da sonst in diesem Klimabereich bisher keine deutlichen morphologischen Pluvialzeit Spuren bekannt geworden sind, scheint mir dies unwahrscheinlich; ganz abgesehen davon, daß Seen im vollhumiden Klima ja stets Abflüsse haben und somit selbst auf die größte Niederschlagszunahme nur mit dem geringfügigen Spiegelanstieg reagieren können, den der maximale Hochwasserstand im Abflußkanal zuläßt. Lohnender sind solche Untersuchungen wahrscheinlich in den Randzonen der tropischen Trockenräume, zu denen auch die früher schon von Nilsson u. a. untersuchten abflußlosen Seen in Tanganjika und Kenia sowie diejenigen der Dankali-Wüste gehören.

5. Alt- und jungvulkanische Gebiete

Die Bildung so vieler und z. T. großer Binnenseen durch jungvulkanische Vorgänge ist aber nur ein Zug, ein Teilphänomen im Rahmen eines großen, geologisch begründeten Unterschiedes im Formenbild Äthiopiens: der Trennung alt- und jungvulkanischer Landschaften. Der größte Teil der Äthiopischen Hochländer besteht aus alten, tertiärzeitlichen Vulkaniten, vor allem flach lagernden Trappbasalten, die in steter Wechselagerung mit Tuffen (bei Maximalmächtigkeiten bis gegen 2000 m) den Hauptteil des Amharenhochlandes südlich des Takazze sowie den Kern des Kaffahochlandes und in geringerer Mächtigkeit auch Teile von Hochsomalien einnehmen. Diese alten Trappdecken wurden schon von Blanford (1870) in zwei Glieder: die ältere Aschangi- und die jüngere Magdalagruppe eingeteilt, die bis in die neueste Literatur (Minucci 1938 a) beibehalten wurden und sicher zu Recht bestehen. Der älteren Gruppe gehört der Großteil der Trappdecken, der jüngeren z. B. die diese durchschlagenden, ebenfalls schon tief abgetragenen Trachyt-schote an.

Beide zusammen stehen jedoch deutlich der jüngeren Gruppe von Vulkaniten gegenüber, deren Ergüsse vor allem den ganzen Äthiopischen Graben und den weitaus größten Teil der — offenbar auch jung niedergeborenen bzw. nicht mitgehobenen — Dankalischolle erfüllen. Isolierte jungvulkanische Ergüsse finden sich daneben inmitten der sonst altbasaltischen Hochlandsbereiche, so vor allem an der genannten großen Ausbruchstelle am Südende des Tana-Sees und einigen anderen Punkten.

Diese jüngeren Ergüsse lassen sich nun nach ihrem morphologischen Erhaltungszustand sehr deutlich in drei Altersgruppen einteilen. Zusammen mit den beiden älteren Stufen ergeben sich so die folgenden fünf Perioden vulkanischer Ergüsse, deren geologisches Alter freilich vorerst nur in weiten Spielräumen angegeben werden kann:

1. Früh-altvulkanische Serie. Sie umfaßt den Großteil der alten, vorwiegend basaltischen Trappdecken der drei Hochländer und entspricht der Aschangi-Gruppe *Blanfords* wie der „serie trappica inferiore“ *Minuccis*. Alter: Oberste Kreide—Alttertiär.

2. Spät-altvulkanische Serie. Sie umfaßt eine bunte Gesteinsfolge, neben verschiedenartigen Basalten und Tuffen vor allem auch Trachyte in Bänken und den genannten jüngeren Schloten. Sie entspricht der Magdala-Gruppe *Blanfords* und der „serie trappica superiore“ *Minuccis*. Alter: etwa Mitteltertiär.

Beide altvulkanischen Serien sind längst tief unter ihre Aufschüttungsformen abgetragen, zwischen ihnen und den Ergüssen der jungvulkanischen Serien muß ein erheblicher geologischer Zeitraum liegen.

3. Erste (früh-) jungvulkanische Serie. Sie umfaßt — vorwiegend basaltische — Vulkanruinen, bei denen die Großformen der einstigen Kegel noch deutlich erhalten und erst die Einzelheiten von der seitherigen Erosion zerstört sind, d. h. bei Vulkankegeln sind die Mäntel bereits durch tiefe Täler zerschnitten und die ehemaligen Krater durch rückschreitende Erosion durchweg angezapft und aufgeschlitzt, so daß sie keine geschlossenen Hohlformen mehr bilden. Die groben Umrißformen der einstigen Aufschüttung sind aber noch klar erkennbar. Beispiele: Die Vulkanruinen des Udschalli, des Mannagescha, des Furi und des Jerrer im Weichbild von Addis Ababa. Seen sind im Bereich dieser Serie nicht mehr erhalten. Alter: Oberpliozän — Altpleistozän.

4. Zweite (mittel-) jungvulkanische Serie. Die Aufschüttungsformen dieser Serie — ebenfalls meistens basaltisch — sind noch bis in Einzelheiten erhalten. Ihr gehören z. B. der heilige Berg Zuqala mit seinem herrlichen Kratersee wie die meisten jungen Vulkane der Dankali-Wüste und der Grabenregion, die gewaltigen Explosions-Calderas der letzteren und die nachfolgenden sekundären Kegelaufschüttungen, die den Tana-See stauende Lavabarre und einige andere isolierte Vorkommen an. Offensichtlich handelt es sich hier um eine sehr lange andauernde, in verschiedene Phasen gegliederte Eruptionsperiode: in den zugehörigen Tuffen fand ich zwischen Zuai- und Abiata-See fünf übereinander liegende fossile Bodenhorizonte. Der größte Teil der äthiopischen Seen ist in dieser Periode entstanden. Sie zeigen sämtlich erst geringe Verlandungsspuren. Immerhin trägt die Lava aller dieser Vulkane bereits eine geschlossene Verwitterungsboden- und Vegetationsdecke. Alter: Mittel — Jungpleistozän.

5. Dritte (jüngste) jungvulkanische Serie. Sie ist nur die bis in die Gegenwart hineinragende rezent-subrezent Endphase der vorgenannten Serie, welche die sicher bereits im Holozän erfolgten Ausbrüche umfaßt. Wir haben hierher alle die Vulkane gestellt, bei denen nicht nur — wie bei der vorigen Gruppe — die ursprünglichen Aufschüttungsformen noch frisch und unzerstört erhalten sind, sondern außerdem wenigstens an einer Stelle noch unverwitterte Lava, ein noch nicht von der Bodenbildung und Vegetation erobert frischer Lavastrom auftritt. Ist dies Kennzeichen im ohnedies vegetationsarmen Wü-

stengebiet auch nicht ganz eindeutig, so fällt es im feuchten Land um so mehr in die Augen. Beispiele: der Gableitu-Vulkan östlich Tandaho, der Fantali-Vulkan mit dem Metahara-See (130 km östlich Addis Abeba), die von *Krenkel* (1926, S. 104 usw.) beschriebenen anderen jüngsten, z. T. noch tätigen Vulkane Dankaliens, ein kleiner Krater Krater unmittelbar nördlich des Zuqala und andere. Alter: Holozän.

Der für unser Problem entscheidende Unterschied zwischen alt- und jungvulkanischen Gebieten ist nun der folgende: die altvulkanischen Decken verhalten sich gegenüber den klimabedingten Abwandlungen des Formenschatzes wie alle anderen Gesteine, d. h. sie fügen sich im Tiefland der Flächenspülzone oder im Hochland dem typischen Formenbild der Dega-Stufe ohne wesentliche Abwandlungen ein. Bei den Ergußgesteinen aller drei jungvulkanischen Serien ist dies aber nicht der Fall. Sie bilden mit der weitgehenden Erhaltung ihrer ursprünglichen Aufschüttungsformen eine Zone aklimatischer Formbildung und sind größtenteils noch nicht einmal in die Zonen der klimatischen Bodenbildung einbezogen. Auf den jungen Vulkaniten reichen dunkel- und hellgraue Böden noch durch die ganze Woina Dega bis in die Kolla hinab. Besonders charakteristisch sind die stark wasserdurchlässigen Tuffböden der Grabenregion, die wir oben schon vom Arussi-Tiefland nannten.

Endlich vermittelt der morphologische Vergleich zwischen jung- und altvulkanischen Gebieten wenigstens ein grobes Schätzungsmaß für die Zeit, die nötig ist, um Auftragungen aus so harten Gesteinen wie Basalt und Trachyt den klimatisch bedingten Formcharakter der Flächenspülzone oder der Dega-Stufe aufzuprägen. Auch bei der früh-jungvulkanischen Serie ist dies noch kaum der Fall. Dagegen wurden die Gesteine beider altvulkanischen Serien erst noch an den Randbrüchen dieser Hochländer emporgehoben und die seitdem verstrichene Zeit genügte vollkommen, um ihren Formenschatz den klima-morphologischen Verhältnissen anzupassen. Diese Hebung muß zu der Zeit stattgefunden haben, als sich das Meer auf die heutigen Küstenumrisse des Roten Meeres und des Golfes von Aden zurückzog. Dies war frühestens im Obermiozän, sehr wahrscheinlich aber erst im Pliozän der Fall (*Krenkel*, 1926, S. 43). Danach waren zur klima-morphologischen Überformung der altvulkanischen Gesteine etwa 5 bis 10 Millionen, in jedem Fall aber einige Millionen Jahre nötig, während dies seit der Aufschüttung der ältesten jungvulkanischen Gesteine verstrichenen einigen 100 000 bis 1 Million Jahre jedenfalls nicht hinreichten, um in diesen mehr als die ersten Ansätze solcher Wirkungen zu erzielen. Es kommt uns dabei nicht so sehr auf die — ja doch recht unsicheren — absoluten Zahlen, sondern nur auf die relative Feststellung an, daß die beiden Zeitmaße etwa eine Zehnerpotenz auseinanderliegen.

6. Tektonische und eustatische Beobachtungen

Neben den morphologischen Arbeiten wurden auch damit zusammenhängende Beobachtungen zur Tektonik gesammelt. Eine erste Gruppe solcher Beobachtungen bezog sich auf eine Gliederung des Bruchfeldes,

mit dem das Armharenhochland bei Dessie nach O abfällt. Die Oberflächen der hier an Staffelbrüchen abgesunkenen Schollen wurden dabei mehrfach so stark gegen das Hochland rückgekippt (oder sanken in sekundären Längsgräben sogar noch etwas gegen die „nächsttieferen“ Großscholle zurück), daß darin noch heute see-erfüllte geschlossene Hohlformen entstanden. Wir zeigten oben, daß die geringe Fähigkeit zur Tiefenerosion an den Ausflüssen dieser Seen deren lange Erhaltung begünstigte. Andererseits sind jedoch Seen in jeder Klimazone — selbst der mitteleuropäischen Ortsbodenzone — so junge und vergängliche Gebilde, daß man allein aus diesem Grunde die tektonischen Bewegungen an diesem Hochlandsabfall nicht in eine allzuferne geologische Vergangenheit zurückverlegen kann; und diese Tatsache war es vor allem, die uns eben bestimmte, die letzte Heraushebung der Hochländer eher ins Pliozän als ins Miozän zu verlegen. Neben den tektonischen Seen gehört zur auffälligen Erscheinung dieses Hochlandsabsturzes der an seinem Fuß gelegene schmale Längsgraben der Borchenna, an dessen Ostseite auch die vorgenannte Pultscholle von Batie sich erhebt. Als „grabenähnliches Becken“ hat schon Troll (1939) diese sehr auffällige Hohlform bezeichnet. Sie bildet einen echten, zwischen Brüchen eingesenkten Graben von fast 70 km Länge aber nur 2,5—6 km Breite. Seine Ausmaße ähneln damit dem Göttinger Leinetalgraben (50 km Länge bei 2,5—10 km Breite). Wie dieser wird der Borchennagraben von einem Fluß, der Borchenna durchflossen, die dann allerdings die östliche Randscholle zum Dankali-Tiefland hin durchbricht. In einer Mittelhöhe von 1500—1700 m zeigt die Grabensohle die Musterformen der Flächen-spülzone, d. h. sie bildet eine völlige Ebenheit, der eine Reihe scharf abgesetzter kleiner Inselberge aufgesetzt ist. Sehr reizvoll ist gerade hier mit dem Übergang zu den höheren Becken (bei ganz gleichartigen tektonischen und petrographischen Verhältnissen) die Abwandlung vom Formenbild der Flächen-spülzone zu dem der höheren Dega-Stufe zu beobachten.

Eine zweite Gruppe von Beobachtungen galt den tektonischen Verstellungen der alten Strandterrassen an der Rotmeerküste. Im Anschluß an meine früheren Begehungen bei Kosseir (ägyptische Rotmeerküste) und auf der Halbinsel Sinai bot die zweimalige Überfliegung der ganzen Westküste des Roten Meeres zwischen dem Golf von Suez und Djibuti einige bemerkenswerte Einblicke. Einmal waren mehrfach Anzeichen eines jungen (eustatisch-postpleistozänen?) Meeresanstiegs zu beobachten, am deutlichsten an der Halbinsel Ras Benas (auf der Breite von Assuan gerade über dem Wendekreis). Die von dieser Halbinsel gebildete, nach SO offene Bucht Um-el-Ketef, wird im innersten Teil durch eine rezente Nehrung abgeschnürt. Davor liegt aber im Außenteil der Bucht ein parallel verlaufender größerer Bogen von Koralleninseln, der in der Fortsetzung der heutigen Halbinsel ins Meer hinaus ausläuft. Zweifellos sitzen diese Korallen einer ehemals verlängerten Halbinsel und einer älteren größeren Nehrung auf, die heute vom Meer überflutet ist und sich nur noch durch die nachwachsenden Korallen an der Oberfläche abzeichnet.

Noch zahlreicher sind aber die Spuren hochgelegener Strandterrassen und Korallenriffe längs der ganzen

Küste. Sie finden sich an vielen Stellen in reicher Folge übereinander. Aber im Gegensatz zu den Verhältnissen am Mittelmeer (Pfannenstiel 1949, Zeuner 1952) lassen sie sich auf dieser tektonisch jung und stark bewegten Bühne anscheinend nicht mit gleichen Höhen über weite Strecken durchverfolgen. Bei Kosseir liegen sie in 1,5 m, 4 m, 6 m, 10—12 m, 30—40 m, 60 m und 120 m Höhe übereinander, wobei die oberste, aus reinem Korallenkalk bestehende Terrasse möglicherweise schon ins Pliozän gehört (Büdel, 1952). 300 km weiter nördlich findet man an der Sinaiküste Terrassen in 5 m, 10 m und 20—30 m Höhe. Natürlich können auch hier ähnlich hohe Terrassen gleich alten sein. Aber man wird mit solchen Parallelisierungen sehr vorsichtig, wenn man zwischen beiden Punkten auf der Halbinsel Safaga (80 km nördlich Kosseir) ein System von drei — auch aus der Luft gut erkennbaren — Strandterrassen vom N- zum S-Ende der Halbinsel (d. h. auf eine Entfernung von wenigen km hin) deutlich ansteigen sieht; die Halbinsel gewährt beim Vorbeifliegen von See aus fast das Bild eines mit Brandungskehlen versehenen, leicht gekanteten Eisberges. Daneben waren auf einer zweiten, unmittelbar nördlich der Safaga-Halbinsel gelegenen und von einem kleinen Inselgebirge gekrönten Halbinsel wieder zwei Strandterrassen in auffälliger Parallelität übereinander zu beobachten, die in gleicher Höhe auch auf einer kleinen vorgelagerten Insel wiederkehren. Die oberste dieser Terrassen dürfte aber kaum über 100 m hoch liegen. Demgegenüber haben wir in der Dankali-Wüste bei Abroborifaghe die höchste morphologisch gut ausgeprägte Korallenbank des Roten Meeres — 75 km vom nächsten Punkt der heutigen Küsten entfernt — in 385 m Höhe angetroffen. Sie gehört wie die oberste Terrasse bei Kosseir vermutlich schon ins Pliozän.

7. Historisch-anthropogene Einflüsse auf die morphologischen Vorgänge

Wie schon eingangs betont, sind die vom Menschen und seiner Wirtschaft ausgehenden „künstlichen“ Einflüsse auf das „natürliche“ Gleichgewicht der klimamorphologischen Vorgänge in den Tropen- und Subtropenländern mit ausgeprägten Trocken- und darauf scharf einsetzenden Regenzeiten stärker wirksam, als in allen anderen Klimaten; so stark, daß bei längerer Dauer dieser „historischen“ Einflüsse die abgewandelten und verstärkten Vorgänge alsbald auffällige — meist destruktive — Wirkungen auf die Bodenbildung und endlich sogar auf den Formenschatz auslösen.

In Äthiopien wandelt sich die Art dieser Bodenschäden sichtlich mit den klima-morphologischen Höhenstufen. In den Rotlehmböden der tieferen Flächen-spülzone, die besonders im Kaffahochland stark in Kultur genommen sind, herrscht passive Bodenerosion: Soil Erosion und Calanchebildung. Die extremsten Fälle dieser Art traf ich nördlich von Wollamo Soddu. Der Abfall vom Kaffahochland zum Äthiopischen Graben ist hier relativ sanft und wird von parallelen Tälern mit nur 10—15° geneigten Hängen zerschnitten. Auf diesen Hängen herrschen Rotlehme mit äußerst tiefer chemischer Zersetzung des anstehenden Basalts. Bodenmächtigkeiten von 10 m sind allgemein. An manchen Stellen werden (allerdings mit Einschäl-

tung geschichteter und offenbar einstmals von vorzeitlichen Denudationsvorgängen angeschwemmter Zwischenlagen) 15 m, ja an einer Stelle in der Nähe des Talgrundes 22 m chemischer Verwitterungsboden erreicht. Die deutliche Rotfärbung beschränkt sich in den letztgenannten Fällen auf die obersten 2 m, der tiefere Teil des Bodenprofils zeigt hellere und dunklere, rötlichgelbe bis hellbraune Töne, im ganzen mit gegen die Basis zunehmender Helligkeit. Dies Bodenprofil ist hier so gut erschlossen, weil es an den Hängen dieser Täler auf viele qkm hin durch Bodenerosion und Calanchen tief zerschluchtet und die fruchtbare Bodenkrume bis auf kleine Inseln und jedenfalls soweit zerstört ist, daß diese Gebiete heute völlig ungenutzt liegen. Daß sie ehemals mit dem Pflug beackert wurden, ergibt sich daraus, daß die Erosionsrinnen sichtlich alten Wegen und Feldgrenzen folgen. Gegen die Talgründe vertiefen sich die Calanchen. Die Hauptbäche, denen sie zustreben, haben das ganze Verwitterungsprofil schon durchsunken und fließen auf der meist eigenartig gerundbuckelten Oberfläche des unzersetzten Basaltes. Ähnliche Bilder kehren in den Rotlehmen des Kaffahochlandes vielfach wieder, vor allem auch an den tieferen Steilhängen, die vom Gughe-Gebirge zum Margheritasee hinabführen. Dagegen habe ich nirgends die mir aus der Feuchtsavanne in Französisch-Guinea bekannte Eisenverkrustung der Rotlehme beobachtet, möglicherweise deshalb, weil hier im wirtschaftlich noch weniger entwickelten Gebiet die althergebrachten, hinreichend langen Brachzeiten zwischen den Perioden der Brandrodung noch eingehalten werden.

Mit dem Betreten der Degastufe setzen jedoch die Spuren der linienhaften Bodenzerschulung und Soil Erosion — spätestens oberhalb 2700 m — völlig aus. Wir sind hier im Bereich der schwarzen Böden und der Muldental-Hügelländer auf den Altlandsflächen. Es ist ein bereits angedeuteter Vorzug dieser Böden, daß sie für Bodenzerstörungen nach Art der Eisenverkrustung und der linienhaften Soil Erosion und Badlandbildung überhaupt nicht anfällig sind (auch nicht bei sehr starken Eingriffen — hierin den mitteleuropäischen Ortsböden durchaus ähnlich). Das erste verhindert ihre chemische, das zweite ihre mechanische Struktur. Die ländlichen Wirtschaftsweisen — Waldrodung, Ackerbau und Viehweide — lösen zwar auch hier sehr starke, nur eben ganz andersartige Steigerungen der natürlichen Denudationsvorgänge aus. Diese erschweren zwar die Landeskultur und -erschließung in gewissen Fällen, sind aber leichter vermeidbar und führen nie zu so völliger Bodenzerstörung wie Krustenbildung und Soil Erosion. Es findet hier eine rasche Steigerung der schon erwähnten Durchtränkungs-Fließfähigkeit dieser Böden, des „Flächengleitens“ statt. Am deutlichsten war dies auf Weideflächen im Gughe-Gebirge zu beobachten. Auf steilen Hängen reißt hier die Rasendecke in längeren waagerechten (mit den Höhenlinien laufenden) Rissen auf: der tiefere Rasenstreifen wandert ab oder der höhere schiebt sich mit einem Stirnwulst über diesen hinweg. Es sind genau die bei uns als oberflächliches Abgleiten einer Rasendecke über den Unterboden, als „Rasenabschälung“ gelegentlich beschriebenen Vorgänge. Sie haben jedoch in der äthiopischen Schwarzboden-Dega unter

menschlichem Einfluß eine viel allgemeinere Verbreitung. Auf Ackerflächen ist dieses Flächengleiten weniger unmittelbar als mittelbar: durch das Wandern einzelner Blöcke und die Auswirkung auf Straßen und andere Bauten zu beobachten. Hier tritt außerdem — mangels einer schützenden Rasendecke — oberflächliche Abspülung als wirksames Agens zu der aktiven Gleitbewegung hinzu, aber auch diese wirkt stets flächennicht linienhaft. Alle diese Vorgänge erstrecken sich außerdem nur auf die alleroberste Bodendecke (etwa die Rasendecke) von 1—2 dm Mächtigkeit; sie erreichen nie den Tiefgang der in der gleichen Höhenstufe sehr verbreiteten Spuren fossilen pluvialzeitlichen Bodenfließens. Dessen Spuren treten noch auf Hängen von nur 3° Neigung auf, während ich das im heutigen Kulturland in Gang gekommene Flächengleiten — mindestens in der besonders deutlichen Form der Rasenabschälung — nie auf Hängen von weniger als 7° Neigung antraf. Unter der natürlichen Bergwald-Vegetation der Degastufe streten solche Fließvorgänge wohl erst auf mehr als 30° geneigten Hängen auf. Die eiszeitlichen, die rezent-natürlichen und die anthropogen ausgelösten Abtragungsvorgänge, die sich in Mitteleuropa auch in der Qualität stark unterscheiden, sind daher hier zwar nach ihrer Leistungsstärke, aber weniger ihrer Art nach verschieden.

Aufs ganze gesehen spiegelt der mit der Höhe sich vollziehende Wandel in der Art der anthropogen übersteigerten Denudationsvorgänge besonders deutlich die natürlichen Unterschiede der beiden klima-morphologischen Haupt-Höhengürtel Äthiopiens: der Flächenspülzone und der Degastufe wider.

8. Zusammenfassung

Ziel der Arbeit ist die Gliederung der drei Äthiopischen Hochländer (Amharen-Hochland, Kaffa-Hochland und Somali-Hochland) als der größten Massenerhebung Afrikas in klima-morphologische Horizontal- und Vertikalzonen. In jeder Zone werden dabei neben den klimatisch bedingten Landformen der Gegenwart auch vorzeitliche (pluvialzeitliche) und ferner solche Formen unterschieden, die erst in historischer Zeit durch den Eingriff des Menschen in die morphologischen Vorgänge entstanden sind.

Das Tiefland im Umkreis der Hochländer wird beherrscht vom Gegensatz der tropisch-ariden Wüstenzone (Dankali-Wüste) im NO und der tropisch-humiden „Flächenspülzone“ im W und S. Die Charakterzüge dieser beiden klima-morphologischen Zonen unterscheiden sich nicht von denen der übrigen Sahara und des Sudan.

Die tropisch-humide Flächenspülzone reicht im — fast überall feuchten — Hochland mit ihren typischen Zügen (überwiegende chemische Verwitterung, Rotlehme, Flächen- und Inselbergbildung, schuttarme Flüsse mit Neigung zu Talstufen und Katarakten) bis in 2000—2500 m Höhe. In ihr finden sich keine morphologisch bedeutsamen Pluvialzeit Spuren. Auch während der Glazialzeiten sank die Temperatur in diesem warmen, äquatorialen „Schutzgürtel“ der Erde nur um knapp 4° C und nie unter den Frostpunkt; aber ebensowenig wurde die gleichzeitige — hier offensichtlich nicht sehr hohe — Niederschlagszunahme morpho-

logisch wirksam. Vielmehr scheinen sich in dieser Zone die morphologischen Vorgänge vom Pliozän über das Eiszeitalter hinweg bis zur Gegenwart in stets gleichbleibender Weise abgespielt zu haben. Unter dem Einfluß der menschlichen Wirtschaft neigen die Rotlehme dieser Zone zu passiver Zerschneidung durch Wasser-rinnen (Soil Erosion und Badlandbildung).

Höher liegt eine zweite klima-morphologische Zone, die „Dega-Stufe“. Sie reicht von 2000—2500 m bis zur oberen Waldgrenze in 4200 m. Schuttarme Flüsse mit schwacher Tiefenerosion und Neigung zu Talstufen und Katarakten herrschen auch hier. An Stelle der Rotlehme treten tiefgründige und sehr fruchtbare schwarze Böden mit starker Fähigkeit zur Wasseraufnahme und Neigung zum Bodenfließen. Dieses reichte in einer feuchteren Vorzeit (wahrscheinlich der letzten Pluvialzeit) in kräftiger Form auch auf Hängen von nur 3° Neigung bis 2700—2600 m herab. Da auch in der Pluvialzeit Frostklimate sicher nicht unterhalb von 3500 m wirksam waren, haben wir hier weithin eine pluvialzeitliche Durchtränkungs-Fließerde ohne Frost vor uns. Sie schuf einen eigenartigen Formenschatz von Muldental-Hügelländern, der von dem der tieferen Flächenspülzone deutlich abweicht. Unter der Decke des natürlichen Bergwaldes sind solche Fließbewegungen heute auf Hänge von mehr als 30° Neigung beschränkt. Durch den Einfluß der menschlichen Landwirtschaft wird das Bodenfließen in einer schwächeren, oberflächlichen Form auf Hängen von mehr als 7° Neigung neu belebt. Auch dieser anthropogen erzeugte Fließvorgang wirkt flächenhaft („Flächengleiten“), nirgends zeigt sich in den schwarzen Böden der Dega-stufe linienhafte Soil Erosion und Badlandbildung. Die christlich-amharische Pflugbauernkultur ist deutlich an diese Böden geknüpft.

Die höchste Stufe des morphologisch wirksamen Frostklimas („Felschuttzone“) beginnt nicht unter 4300 m. Die Schneegrenze, die in etwa 4800 m Höhe anzunehmen wäre, erreichen die äthiopischen Gebirge heute nicht mehr. Die eiszeitliche Schneegrenze lag zwischen 4000 und 4200 m, ihre Herabdrückung betrug also 700 m.

Im Tiefland rückte in den Pluvialzeiten das Feuchtklima auch hier von der Äquatorseite gegen die Wüste vor, wie mehrere 1000 qkm große fossile Schotterfluren aus 2 Pluvialzeiten am W-Rand der Dankali-Wüste gegen das Amharen-Hochland zeigen. Dagegen war der — auch heute extrem aride — Ostteil Dankaliens an der Küste des Roten Meeres wahrscheinlich auch in den Pluvialzeiten wüstenhaft.

Die vulkanischen Ergüsse, aus denen der Großteil der Äthiopischen Hochländer besteht, werden nach ihrem morphologischen Erhaltungszustand in fünf aufeinanderfolgende Perioden getrennt, von denen die beiden letzten ganz ins Pleisto- und Holozän fallen. Sie zeigen noch die ursprünglichen vulkanischen Aufschüttungsformen und sind noch nicht in die klima-morphologischen Zonen einbezogen. Bei der drittletzten Gruppe von Vulkaniten (Oberpliozän-Altpleistozän) ist dies erst in Ansätzen der Fall. Vollendet ist dagegen diese Umbildung bei den älteren Vulkaniten, hierzu war ein gegenüber der drittletzten Gruppe um eine Zehnerpotenz längerer Zeitraum nötig.

Durch die Aufschüttung der jüngeren Vulkanite sind auch alle größeren Seen des Äthiopischen Grabens und der Hochländer, insbesondere auch der Tana-See entstanden. Im tropisch-humiden Tieflandbereich gelegen zeigen sie keine deutlichen Spuren höherer pluvialzeitlicher Spiegelstände.

Dagegen gibt es an der W-Küste des Roten Meeres von Suez bis Djibuti zahlreiche höhere eustatische Terrassen. Sie sind aber durch junge tektonische Störungen vielfach schräggestellt und gehoben. Die bisher höchste solche (vielleicht schon pliozäne) morphologisch erhaltene Korallenbank wurde in der Dankali-Wüste in 385 m Höhe festgestellt.

Schriftenverzeichnis

- Behrend, F., 1941: Geologische Karte von Afrika 1 : 5 000 000. R.-A. für Landesaufnahme, Berlin, 1941/42.
- Blanford, W. T., 1870: Observations on the Geology and Zoology of Abyssinia. Macmillan, London.
- Büdel, J., 1948: Das System der Klimatischen Morphologie. Dt. Geographentag München 1948, Landshut 1950.
- Büdel, J., 1952: Bericht über klima-morphologische und Eiszeit-Forschungen in Nieder-Afrika. Erdkunde VI.
- Büdel, J., 1953: Die „periglazial“-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. Erdkunde VII.
- Flückiger, O., 1934: Schuttstrukturen am Kilimandscharo. Peterm. Mitt.
- de Heinzelin de Braucourt, J., 1953: Les stades de récession du glacier Stanley occidental (Ruwendzori, Congo Belge). Expl. du Parc Nat. Albert, 2. Sér., Fasc. 1. Brüssel.
- Krenkel, E., 1926: Abessomalien. Hdb. d. Regionalen Geologie Bd. VII, Abt. 8a, Heidelberg.
- Lauer, W., 1952: Humide und aride Jahreszeiten in Afrika und Südamerika und ihre Beziehungen zu den Vegetationsgürteln. Bonner Geogr. Abh., Heft 9.
- Minucci, E., 1938a: Ricerche geologiche nella regione del Tana. R. Acc. d'Italia, Miss. Studio Lago Tana I.
- Minucci, E., 1938b: Ricerche geologiche nella regione del Semién. R. Acc. d'Italia, Miss. studio Lago Tana I.
- v. zur Mühlen, L., 1931: Zur Geologie der Gegend von Harrar und Deder in Ostabessinien. Z. Dt. Geol. Ges. 83.
- v. zur Mühlen, L., 1936: Grundzüge des geologischen Baues des Hochlandes von Wollega und der Dabus-Steppe in Westabessinien. Z. Dt. Geol. Ges. 88.
- Nilsson, E., 1935: Traces of ancient changes of climate in East Africa. Geogr. Annaler, 16.
- Nilsson, E., 1940: Ancient changes of climate in British East Africa and Abyssinia. Medd. Stockh. Högsk. Geol. Inst. 50.
- Nilsson, E., 1949: The pluvials of East Africa. Geogr. Annaler.
- Pfannenstiel, M., 1949: Klimatisch bedingte Spiegel-schwankungen des Mittelmeers im Quartär und die paläolithischen Kulturen. Mitt. geol. Ges. Wien.
- Rathjens, C. sen., 1925: Neuere Anschauungen über den geologischen Bau der Colonia Eritrea. Drygalski-Festschrift, München u. Berlin.
- Recke, H., 1930: Bemerkungen über den jungen Vulkanismus im Abessinischen Graben. Zt. f. Vulkanol. 12.
- Schottenloher, R., 1938: Das Äthiopische Cercergebirge. Anz. Bayer. Ak. d. Wiss.
- Schottenloher, R., 1939a: Ergebnisse wissenschaftlicher Reisen in Äthiopien II. Petermanns Mitt. 85.
- Schottenloher, R., 1939b: Bericht über eine Forschungsreise in Südäthiopien. S. Ber. Bayer. Ak. d. Wiss. 1938, II.

Theilhard de Chardin, P., Lamare, P. usw. 1930: Études géologiques en Ethiopie, Somalie et Arabie Méridionale. Mémoires de la Soc. Géol. de France, N. S. VI, Fasc. 3—4, Mém. 14.

Troll, C., 1944: Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. Geol. Rundschau 34.

Troll, C. und Schottenloher, R., 1939: Ergebnisse wissenschaftlicher Reisen in Äthiopien I. Petermanns Mitt. 85.

Zeuner, F. E., 1952: Dating the Past. An Introduction to Geochronology. 3. Aufl. London.

WIE ALTE GLOBEN IN ÖSTERREICH, DEUTSCHLAND UND IN DER SCHWEIZ DEN LETZTEN KRIEG ÜBERSTANDEN HABEN

Robert Haardt

Mit 1 Abbildung

Um über dieses Thema schreiben zu können, muß man vorerst einige Begriffe definieren. *Stevenson* (1) begrenzt „alte Globen“ mit dem Ausgabejahr 1800; 30 Jahre später ist es begreiflich gewesen, daß man die Altersgrenze entsprechend hinaufgesetzt hat um so mehr, als die Zeit um 1850 eine Wende bildet, mit der die fabrikmäßige Herstellung der Globen sich durchzusetzen begann.

Wenn in vorliegender Untersuchung nur Globen bis zum Beginn des 18. Jh. behandelt werden sollen, so deshalb, weil Globen des 18. und der ersten Hälfte des 19. Jh. im allgemeinen nicht den Seltenheitswert der älteren haben. Wenn weiters über alte Globen in verschiedenen Ländern gesprochen werden soll, ist es notwendig, die Unterlagen hiezu kennen zu lernen.

Stevenson hat die Angaben von *Fiorini* (2) ausgebaut. Für Wien bildet *Oberhummer* (3) eine wertvolle Grundlage. Noch vor meiner Teilnahme am Geographen-Kongreß in Amsterdam (1938) regte ich beim Columbus Verlag in Berlin die Abfassung einer „Geschichte der Globen“ an, die später durch Professor Dr. *Muris* durchgeführt wurde (Drucklegung in Vorbereitung), wozu ich das Bildmaterial beschaffte. So lernte ich viele europäische, von *Stevenson* nicht erfaßte Sammlungen kennen und es entstand die Idee eines „Weltkataloges alter Globen“, zu deren Realisierungsbeginn die UNESCO 1947 eine Subvention anbot. Im Oktober 1947 richteten die Geographical Review in New York und 1949 das Britische Museum Aufrufe um Bekanntgabe von Standorten unbekannter alter Globen zwecks Einbeziehung in die von mir im Globusmuseum angelegten Listen.

Am Geographen-Kongreß in Lissabon 1949 appellierte ich in einem Vortrage (4) an die Teilnehmer, mir Angaben über alte Globen (bis 1850) zu machen, auch brachte ich eine Reihe hier behandelter Globen im Lichtbild.

In Österreich sind, um die schon vor dem Kriege vorhandenen größten Globensammlungen zu erwähnen, die Exemplare in der Nationalbibliothek in Wien, sowie jene im Stift Kremsmünster, darunter der Himmelsglobus von *de Mongenet* (1560) vollständig erhalten geblieben. Neben dem *Mercator*-Globuspaar (1541, bzw. 1551) blieb auch jenes vom Stift Admont

und der Erdglobus im Stift Stams ohne Kriegsschaden. Ein Globuspaar in Mercator-Gestellen war während des Krieges aus der Universitäts-Sternwarte Wien in das Globusmuseum gelangt. Da sich Anhaltspunkte ergeben hatten, den Himmelsglobus als einen Originalglobus von Mercator bezeichnen zu können, bat ich Professor *Oberhummer* um Bestätigung meiner Beurteilung, die er gab, wodurch dieses teilweise übermalte Stück auch als Himmelsglobus von Mercator zu führen ist. Der Erdglobus von *Vopelius* (1544, ohne Gestell) blieb im Besitze des Städtischen Museums Salzburg unverletzt und wurde auf der 5. Sonderausstellung des Globusmuseums „Kolumbus“ in Wien gezeigt. Im Kunsthistorischen Museum in Wien ist der als Globus gearbeitete silberne Doppelpokal von *Gefßner*, sowie der Himmelsglobus von *Roll*, eine prachtvolle Goldschmiedearbeit, beide zweite Hälfte des 16. Jh., erhalten geblieben. In Innsbruck befindet sich nach wie vor der schöne Erdglobus von *van Langren* (1612) in der Universitäts-Bibliothek. Erd- und Himmelsglobus von *Habrecht* (1621 und 1625), welche sich in Stift Wilten und in einer Wiener Privatbibliothek befinden, sind auch ohne Beschädigung über den Krieg gekommen, ebenso wie das in der gleichen Privatsammlung befindliche Exemplar des kleinen Erdglobus von *Hondius* (1601). Von demselben Autor ist auch ein größeres Paar in guter Erhaltung in Linz. Durch Zufall hatte ich im Krieg von einem beschädigten, verschmutzten Globus gehört, den ich als Erdglobus von *Greuter* (1632) erkannte und dessen Besitzerin ich die Restaurierung durch Frau Poldi Meder vorschlug. Später konnte ich ihn für das Globusmuseum erwerben, wo er das einzige Stück dieses Autors in Österreich bildet.

Von den großen Globen des *Blaeu* (1622) ist auch das Paar des Stiftes Herzogenburg intakt geblieben, während der Erdglobus in der Fürstlich Liechtenstein'schen Bibliothek in Wien eine Reihe von Beschädigungen erlitten hat, die noch nicht behoben sind.

Über die Globen des *Coronelli* ist zu berichten: Die bisher als Globen dieses Autors bekannten Stücke in der Nationalbibliothek (sechs 110 und einer 48 cm Φ) und das Paar (110 cm Φ) im Stift Melk haben keinerlei Kriegsschäden abbekommen. Zwei weitere Globen des gleichen Autors (110 cm Φ), die bisher im Stift Vorau als anonym gegolten haben, wurden ebenso wie ein gleich großer Himmelsglobus des Joanneums in Graz nach Kriegsschluß von mir als Werke Coronellis erkannt. Der Erdglobus der Universitätsbibliothek in Wien hatte schon während der Revolution 1848 zwei große Löcher abbekommen und wurde seither in einem Nebenraume unbeachtet verwahrt. Durch Bombeneinwirkung in der Wiener Universität kam 1945 eine dritte Beschädigung hinzu, während der gleichfalls dort aufgestellte, bis dahin unversehrte Himmelsglobus derart havariert wurde, daß die innere Kugelkonstruktion ganz sichtbar war. Unbeschadet des desolaten Zustandes hatte ich die Übergabe der beiden Stücke an das Globusmuseum erbeten. Angesichts der Verhältnisse im Sommer 1945 war der Transport zur Meisterschule für Konservierung in der Akademie der Bildenden Künste sehr schwierig. Nach einem Jahr konnte der Erdglobus und nach weiteren Jahren der Himmels-